

## بررسی تاثیر تکتونیک فعال بر تغییرات ژئومورفولوژیکی سواحل ایرانی مکران (مطالعه موردی: چابهار)

محی الدین احراری رودی \* - استادیار گروه اقیانوس شناسی، دانشکده علوم دریایی، دانشگاه دریانوردی و علوم دریایی چابهار.

پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۰۳/۰۹      تأیید نهایی: ۱۳۹۹/۰۹/۱۷

### چکیده

منطقه مورد مطالعه در شمال سواحل دریای عمان و جنوب شرقی ایران در استان سیستان و بلوچستان واقع شده است. یکی از روش‌های جدید جهت مشاهده ی حرکات زمین ساختی و زمین لرزه‌ها استفاده از دانش مورفوتکتونیک می باشد. پیشینه تحقیق نشان می دهد که مکران یک منشور برافزاینده بزرگ است که در طی دوران سنوزوئیک در جنوب شرقی ایران و جنوب غربی پاکستان شکل گرفته است. هدف از انجام این تحقیق بررسی میزان تاثیر فعالیتهای تکتونیک بر تغییرات ژئومورفولوژیکی سواحل جنوب شرقی ایران است. روش تحقیق شامل مطالعات کتابخانه ای و اسنادی، عملیات میدانی، آزمایشگاهی، جمع بندی نتایج و نتیجه گیری نهایی بوده است. طبقه بندی سنگهای کربناته با استفاده از روش دانهام (۱۹۶۲)، و نامگذاری رخساره های رسوبی با استفاده از روش فلوگل ۲ (۲۰۱۰)، انجام شد. نتایج این تحقیق معرف یک ستون چینه نگاری به منظور ترسیم نوسانات نسبی سطح آب دریاست که منجر به شناسایی دو گروه رخساره رسوبی کربناته و سیلیسی آواری گردید. مدل بازسازی شده محیط رسوبی موید بخش های بالایی و میانی حاشیه ساحلی می باشند. از دیگر نتایج این تحقیق، تغییرات ژئومورفولوژیکی شاخصی است که از شرق به غرب منطقه مشاهده می شود. تغییر شکل چشم اندازهای ژئومورفولوژیکی، شواهد تکتونیک و زمین شناسی نشان داد که تغییرات ژئومورفولوژیکی سواحل چابهار، ناشی از فرآیندهای رسوبگذاری اثر امواج و تحت تاثیر فعالیت های تکتونیک است.

اژگان کلیدی: تغییرات سطح آب دریا، ژئومورفولوژی، تکتونیک، دریای عمان، چابهار.

## مقدمه

منطقه مورد مطالعه در شمال سواحل دریای عمان و جنوب شرقی ایران در استان سیستان و بلوچستان واقع شده است. مکران به عنوان یک کمربند برافزایشی زمین ساختی در امتداد حاشیه شمال شرقی دریای عمان مجاور ساحل جنوب غربی بلوچستان پاکستان و سواحل جنوب شرقی ایران واقع شده است. این کمربند به علت فرورانش پوسته اقیانوسی صفحه اقیانوس هند به زیر پوسته قاره ای صفحه ایران شکل گرفته است (آقانباتی، ۱۳۸۹). مکران یکی از بزرگترین گوه های برافزاینده کره زمین است. رقابت مستمر بین فرآیندهای زمین ساختی مولد ناهمواریها و فرایندهای فرسایشی نابود کننده ناهمواریها، عامل اصلی مورفوتکتونیک و عامل تغییرات چشم اندازهای ژئومورفولوژی منطقه است (بوربانک و اندرسون<sup>۱</sup>، ۲۰۰۱). منطقه فرورانش مکران به طور گسترده مورد مطالعه قرار نگرفته است، اما زمین لرزه ۸٫۱ ریشتری و متعاقب آن سونامی ۱۹۴۵ و همچنین لرزه خیزی با شدت متوسط، عمق متوسط (۵۰-۱۰۰ کیلومتر)، ماهیت لرزه ای فعال منطقه را نشان می دهد (بورگ و همکاران<sup>۲</sup>، ۲۰۱۳؛ بک و مورلی<sup>۳</sup>، ۲۰۱۶؛ بورگ<sup>۴</sup>، ۲۰۱۸). از مشهورترین فعالیتها جهت برقراری ارتباط میان ساختارهای ژئومورفیک و حرکات تکتونیک، می توان به چرخه فرسایشی ویلیام موریس دیویس اشاره داشت (دیویس<sup>۵</sup>، ۱۸۹۹) در چرخه دیویس، مورفولوژی هر مجموعه ی ساختاری - ژئومورفیک در مراحل جوانی، بلوغ و پیری نسبت به ساختارهای ژئومورفیک دیگر متفاوت است. بالا آمدگی ارتفاعات منطقه ای و نتایج حاصل از مطالعات لرزه ای، امکان مدل سازی تجمع کرنش و پتانسیل لرزه ای منطقه فرورانش مکران را فراهم می کند. لرزه خیزی منطقه فرورانش نشان می دهد که نیمه شرقی مکران در حال حاضر فعال تر از نیمه غربی است (وزیری و همکاران، ۲۰۱۹). در یک مجموعه تکتونیک مانند گوه برافزایشی مکران، فعالیت های زلزله خیزی نسبتاً زیاد انتظار می رود. اما این منطقه که بین سیستم گسل زندان-میناب و منطقه گسل اورناچ نال واقع شده است در مقایسه با منطقه اطراف آن لرزه خیزی نسبتاً کمی نشان می دهد. وقایع تسونامی مستند در مناطق فرورانش مکران وجود دارد که آخرین رویداد زمین ساختاری ایجاد شده سونامی سال ۱۹۴۵ در شرق مکران است که تقریباً یک پنجم طول منطقه فرورانش را پاره کرد (بورگ و همکاران، ۲۰۱۳). توجه به این نکته مهم، است که مرکز این رویداد نیز نزدیک به گسل سونه است که بخشهایی را در منطقه فرورانش مکران ایجاد کرده است. نقاط عبور بین منطقه فرورانش مکران و این گسل های منطقه می تواند محلی برای وقوع فعالیتهاى عمده تکتونیکى باشد. با این حال، نیاز به انجام مطالعات بیشتری در این خصوص است.

بر خلاف سواحل شرقی در غرب ورقه تکتونیک مکران تاریخچه واضحی از وقایع بزرگ زمین شناسی وجود ندارد. تغییرات زیادی در لرزه خیزی بین مکران شرقی و غربی نشانگر تقسیم بندی منطقه فرورانش است. در منطقه مکران، صفحه غربی زیر ورقه اوراسیا با سرعت ۴ سانتی متر در سال فرورانش می کند. این فرورانش با یک گوه برافزاینده رسوبی همراه است که از زمان سنوزوئیک ایجاد شده است (دلی سل و همکاران<sup>۶</sup>، ۲۰۰۲؛ رگارد<sup>۷</sup>، ۲۰۰۴). در غرب، ورقه مکران توسط سیستم گسل میناب به کمربند زاگرس چین خورده متصل می شود. از شرق، گودال مکران با گسل های امتداد لغز اورناچ نال و چمن که ناشی از کوهزایی هیمالیا می باشد، محدود شده است (رگارد و همکاران، ۲۰۱۰؛ هونزیکر<sup>۸</sup>، ۲۰۱۴؛ پنی و همکاران<sup>۹</sup>،

1. Burbank and Anderson

2. Burg et al

3. Back and Morley

4. Burg

5. Davis

6. Delisle et al

7. Regard

8. Hunziker

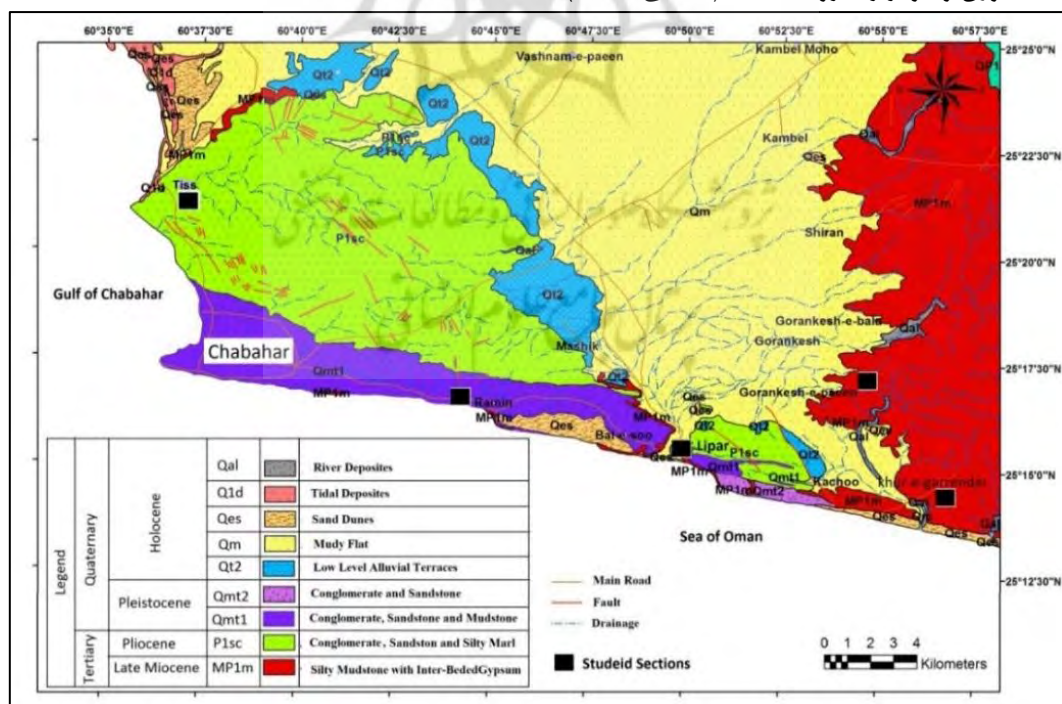
9. Penney et al

۲۰۱۵؛ تورسویک و کوک<sup>۱</sup>، ۲۰۱۶). در تحقیق حاضر سعی شده است تاثیر تکتونیک و نوسانات سطح آب دریا در طی دوره پلیستوسن بر روی زمین ریخت شناسی سواحل مکران بررسی گردد.

### موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی کلی منطقه مورد مطالعه

سواحل چابهار به عنوان منطقه مورد مطالعه با عرض جغرافیایی ۱۳ و ۲۵ تا ۲۵ و ۲۵ شمالی و همچنین طول جغرافیایی ۳۵ و ۶۰ تا ۵۵ و ۶۰ شرقی، در سواحل دریای عمان و جنوب استان سیستان و بلوچستان واقع شده است (شکل ۱). زمین شناسان، مکران را یک واحد مورفوتکتونیک دانسته و آن را به چهار بخش مکران ساحلی، مرتفع، کم ارتفاع و شمالی (بالشی) تقسیم نموده اند (کوبر و همکاران<sup>۲</sup>، ۲۰۱۳). از نظر زمین شناسی این زون مکران واقع شده است که از لحاظ ساختاری به دو بخش بیرونی (ساحلی) و یک شکاف داخلی تقسیم شده است. منطقه مورد مطالعه از قسمت بیرونی انتخاب شده است (شکل ۲). تشکیلات سنگی این بخش شامل اوفیولیت، رسوبات فلیشی و سنگ های قدیمی کرتاسه (البته بدون رخنمون) می باشند. مجموعه های اوفیولیتی منطقه، کم و بیش به شکل نوارهای پیوسته و اغلب برآمدگی در امتداد گسل طولی اصلی مشاهده می شوند. این واقعیت که گسلش طبیعی در امتداد ساحل اتفاق می افتد، تنها نشان دهنده ناپیوستگی سازه ای موازی و ترانشه ای است که به خوبی شناخته نشده است (دولتی، ۲۰۱۰). از طرف دیگر، منطقه مورد مطالعه، شامل مناطقی است که به دلیل شرایط خاص آب و هوایی، زمین شناسی، نوسانات سطح دریا، فرسایش و فعالیت های تکتونیک ناشی از فرورانش مکران، ساختارهای منحصر بفردی تشکیل داده است (بیرد<sup>۳</sup>، ۲۰۰۸).

واحدهای مختلف سنگی در منطقه ساحلی و زمینهای مشرف به دریا از مارنهای (میوسن)، ماسه سنگ (میوسن-پلیوسن)، کربناته های لوماشلی (پلیستوسن) و رسوبات جزر و مدی عهد حاضر است. به طور کلی، از دیدگاه چینه شناسی سکانسی، واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه از چهار گروه سنگی میوسن، میوپلیوسن، پلیوسن و کواترنر تشکیل شده اند که به واحدهای نئوزن و کواترنر معروف هستند (آقناباتی، ۱۳۸۹).



شکل ۱: نقشه زمین شناسی چابهار (صمدیان و جعفریان، ۱۳۷۵)

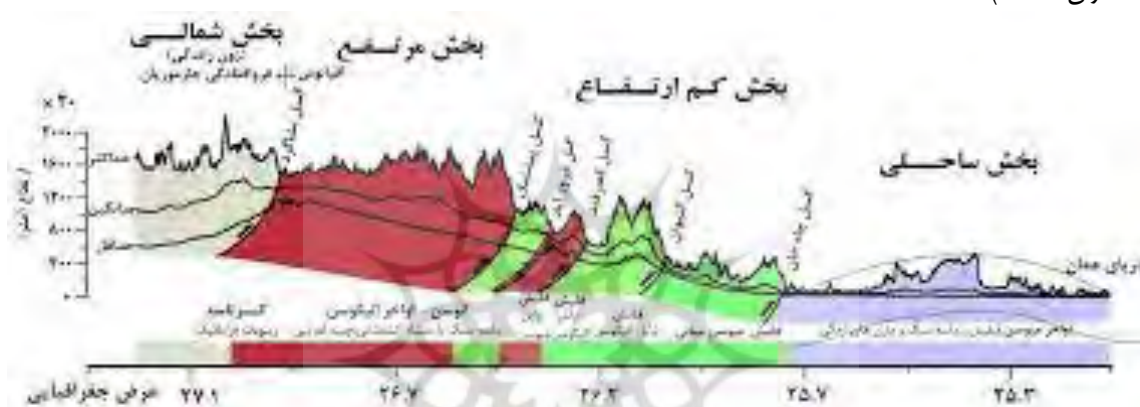
1. Torsvik and Cocks

2. Kober et al

3. Bird

چابهار به عنوان بخشی از مجموعه برافزایشی مکران با ویژگی خاصی مانند وجود گلفشان های متعدد با خروج آب و متان نیز مشخص می شود. این گونه گلفشان ها در ایران و پاکستان یافت می شوند، و تراوشات سرد در دریاها به صورت جریان های گلی در ایران (مناطق تنگ یا کهیر، و در پاکستان (منطقه تنگ مود) فعالیت دارند.

لازم به ذکر است که تاکنون تعداد ۲۰ گلفشان در سواحل مکران شناسایی شده است و از این تعداد ۵ مورد بین بندر جاسک و میناب، ۹ مورد بین چابهار و بندر جاسک و ۶ مورد دیگر هم بین چابهار و مرز ایران و پاکستان به ویژه شمال خلیج گواتر می باشد (نژادافضلی و همکاران، ۱۳۹۰). تصور می شود که تشکیل یک جزیره (جزیره زالزالا) پس از زلزله ۲۰۱۳ بلوچستان نتیجه گلفشان است. این پدیده ها، روابط پیچیده بین بالآمدگی ارتفاعات و فرسایش آنها را از نظر آب و هوایی تعدیل کرده اند (بوربانک و اندرسون<sup>۱</sup>، ۲۰۱۲، کیربای و ویپل<sup>۲</sup>، ۲۰۱۳؛ عزیزی و همکاران، ۲۰۱۸).



شکل ۲: برش توپوگرافی و مقطع زمین شناسی واحد مکران (برگرفته با اندکی تغییر از کوبر و همکاران، ۲۰۱۳)

### روش تحقیق

در اولین گام مطالعاتی ابتدا مطالعات اسنادی شامل جمع آوری کتب، پایان نامه ها، مقالات، گزارش ها و نقشه های زمین شناسی موجود و مطالعه آنها صورت گرفت. در گام دوم عملیات میدانی و صحرایی به منظور تهیه و ثبت شواهد عینی شامل بازدیدهای میدانی، جمع آوری نمونه های سنگی، عکس برداری و توصیف صحرایی انجام شد. سه منطقه شامل مرادآباد، رمین و لیپار در امتداد کمربند رخنمون در جنوب شرقی ایران به روش تصادفی انتخاب و مطالعه شد. در این مرحله تعداد ۸۵ نمونه سنگی از مناطق مورد مطالعه جمع آوری شده است. در گام سوم مطالعات آزمایشگاهی انجام گرفت به این معنی که از ۸۵ نمونه دستی، ۶۴ مقطع نازک به منظور شناسایی رخساره های رسوبی توسط کارگاه مقطع گیری دانشگاه فردوسی مشهد، تهیه شدند (جدول ۱). سنگهای کربناته طبق طبقه بندی دانهام<sup>۳</sup> (۱۹۶۲) و سنگهای تخریبی با استفاده از طبقه بندی فولک<sup>۴</sup> (۱۹۸۰) شناسایی و نامگذاری شدند. به منظور تمایز بین کلسیت و دولومیت، مقاطع نازک توسط محلول مخلوط آلیزارین قرمز و فریسیانیدهای پتاسیم رنگ آمیزی شد دیکسون<sup>۵</sup> (۱۹۶۶) و با میکروسکوپ دوچشمی مورد مطالعه قرار گرفتند. سپس اجزای متشکله مقاطع نازک شامل اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی مشخص و درصد هر یک از آنها با استفاده از نمودارهای مقایسه ای فلوگل<sup>۶</sup> (۲۰۱۰) انجام شد. بر اساس مطالعات سنگ شناسی، طبقه بندی سنگهای کربناته

1. Burbank and Anderson

2. Kirby and Whipple

3. Dunham

4. Folk

5. Dickson

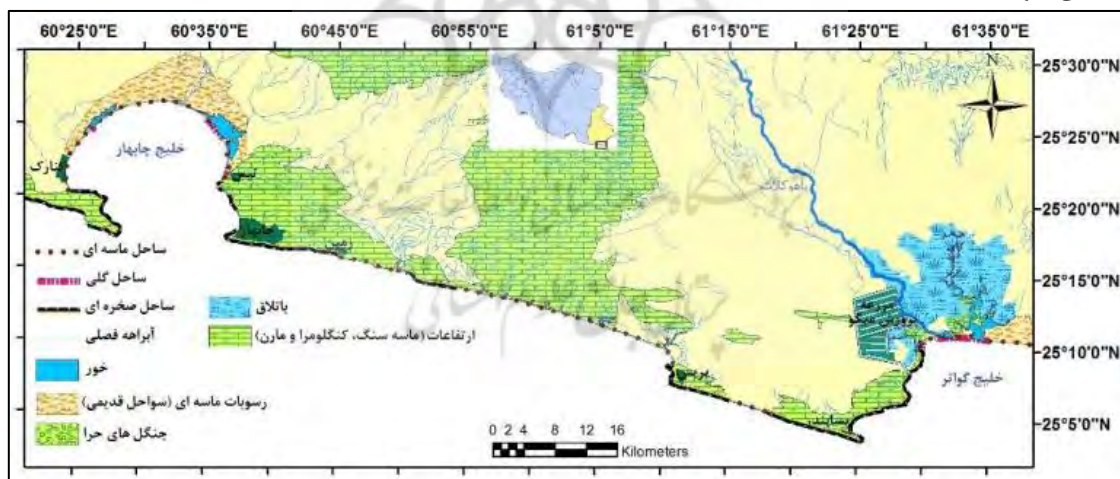
6. Flugle

با استفاده از روش دانه‌ها، و نامگذاری رخساره‌های رسوبی به روش فلوگل انجام شد. تفسیر محیط‌های رسوبی آنها با استفاده از روش ویلسون<sup>۲۲</sup> (۱۹۷۵) صورت گرفت. در گام چهارم بررسی مکانیزم تغییر در چشم اندازهای ژئومورفولوژیکی منطقه برمبنای چرخه دیویس انجام شد. در گام نهایی پردازش‌های لازم توسط مهارت‌های رایانه‌ای مانند Word و Excel انجام شد که در نهایت تفسیر و نتیجه‌گیری لازم در خصوص تاثیر فعالیتهای تکتونیکی بر تشدید تغییرات ژئومورفولوژیکی انجام شد.

## بحث و یافته‌ها

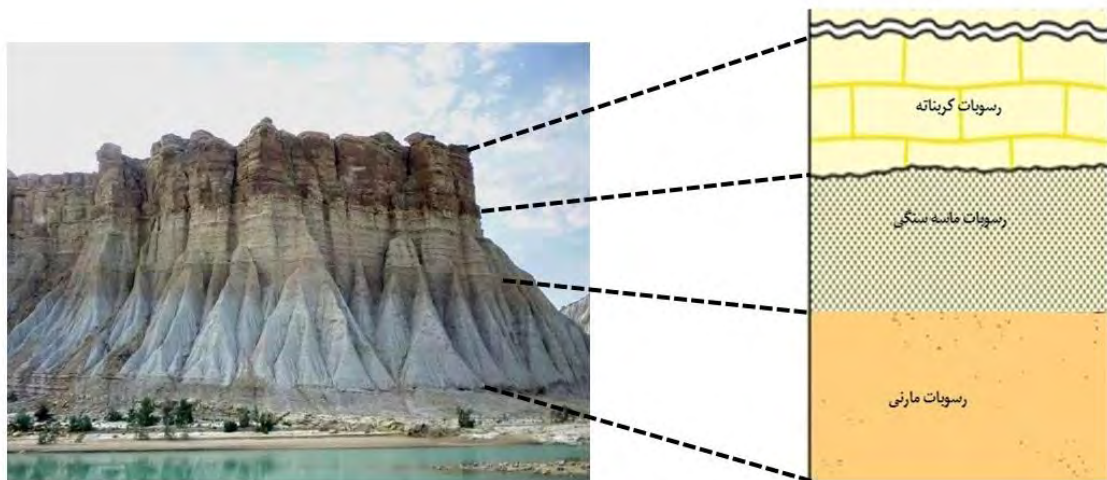
### بیان یافته‌های تکتونیک فعال در منطقه مورد مطالعه

فرایندهای تکتونیکی سبب شکل‌گیری توپوگرافی می‌گردد و نرخ‌های تغییر شکل موجب ایجاد سیستم بال‌آمدگی می‌شود. در شکل ۳ نقشه زمین ریخت‌شناسی سواحل منطقه با استفاده از بررسی تصاویر ماهواره‌ای و مطالعات میدانی نشان داده است (حمزه و همکاران، ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴). بر اساس این نقشه، در طول ساحل شمالی دریای عمان تقریباً سه نوع ساحل را میتوان به خوبی تشخیص داد. نوع غالب آن شامل رشته‌های ماسه‌ای طولی است که در پشت آن‌ها زمین‌های هموار جلگه‌ای قرار دارند. نوع دوم دلتاهای وسیع با زمین‌های هموار متشکل از گل و لای هستند و نوع سوم سواحل بالا آمده یا دریاباری (پادگانه‌های ساحلی) می‌باشد که از مناظر جالب منطقه به شمار می‌رود. خط ساحلی از لحاظ تکتونیکی، کم است و در فاصله چند متری از ساحل، سواحل صخره‌ای قدیمتر پدیدار می‌شوند. تپه‌های ماسه‌ای یکی از فراوانترین اشکال ژئومورفولوژیکی در نوار ساحلی منطقه است که منشاء آن‌ها دو گونه است. برخی حاصل فرسایش و انتقال توسط باد هستند و برخی دیگر در حقیقت بیانگر خط ساحلی قدیمی اند. نوع دوم عموماً در خلیج‌های نعلی شکل چاپهار و گواتر دیده می‌شوند.



شکل ۳: نقشه ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه (برگرفته با اندکی تغییر از حمزه و همکاران، ۲۰۱۴)

بیرون زدگی سنگ‌های سواحل چاپهار عمدتاً شامل سه گروه سنگی شامل مارن، ماسه سنگ و کربناته (لومانشل) است (شکل ۴). منطقه مورد مطالعه از نظر ژئومورفولوژی دارای چشم اندازهای طبیعی و متعددی است که دودکش جن و تختگاه‌های فرسایشی، مورفولوژی بدبوم (Bad land)، انواع تپه‌های ماسه‌ای، پرتگاه‌ها و پادگانه‌های ساحلی، سواحل خلیج مانند، گلفشان، نیپ‌ها، حفرات انحلالی، حفرات تافونی، ریزش و لغزش‌های ساحلی از این جمله است (شکل ۵).



شکل ۴: نمای کلی چینه شناسی منطقه و انطباق آن با سنگهای رسوبی منطقه مورد مطالعه، حد فاصل سواحل رمین و لیپار

طی دوره کواترنری حدود ۲۰ دوره تغییرات سطح دریا وجود داشته و پسروری آب دریا باعث گسترش سواحل و ایجاد تغییرات ساحلی شده است. شرایط مورفوتکتونیک منطقه مورد مطالعه به گونه ای است که فرایندهای سازنده خلیج های نعلی شکل، رخ می دهد و طی آن ابتدا دماغه سنگی تشکیل و در نهایت سواحل خلیج مانند شکل می گیرد. از بین عوامل موثر در پیدایش این سواحل، انرژی امواج و فرسایش ساحلی آنها در جهت شمال شرق عامل تعیین کننده است. فرایندهای رسوبگذاری و عدم فرسایش در بخش هایی از سواحل دور از دسترس امواج در زمانهای پسروری نیز تأثیر خود را بر ساحل گذاشته است. در طی پایین بودن سطح دریا گسترش سواحل فرسایشی به صورت شدیدی کاهش یافته اند و طی بالا آمدن سطح آب دریا، قدرت حرکت امواج را در بخشهای مرتفع و ماسه ای منطقه افزایش می یابند. تکتونیک در حین انجام فرایندهای مذکور نظم عادی را بر هم زده و با تغییر در لایه بندی شکل گیری خلیج های نعلی شکل را شدت می بخشد (شکل ۵). این خلیج ها در سواحل مکران ایرانی به ویژه در حد فاصل سواحل پزم تا گواتر، به فراوانی مشاهده می شوند.



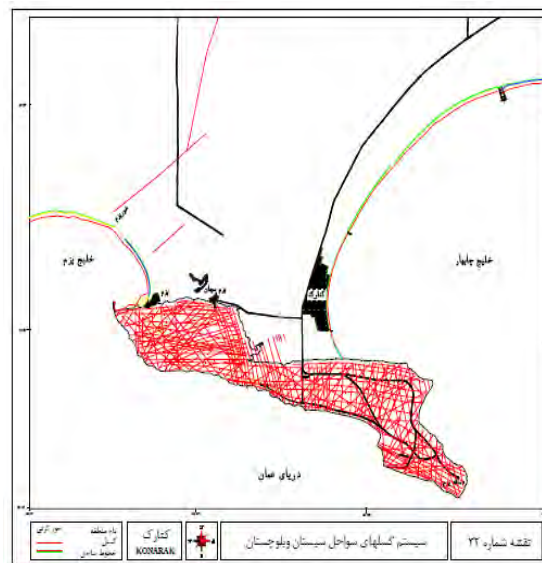
شکل ۵: تصاویر تعدادی از مهمترین مناظر ژئومورفولوژیکی منطقه مورد مطالعه، سواحل چابهار

همانگونه که قبلاً بیان شد منطقه مورد مطالعه از نظر تکتونیکی در حال برخورد ورقه اقیانوس هند با ورقه ایران است به گونه ای که ورقه هند به زیر ورقه ایران رانده شده و این فرورانش باعث ایجاد ساختارهای ژئومورفولوژیکی متعددی می شود به گونه ای که لایه های سنگی افقی دچار چین خوردگی (تغییر شیب لایه) و بالا آمدگی سنگها و در نهایت ایجاد ارتفاعات می گردد. این موضوع در سواحل خلیج چابهار مورد بررسی و مطالعه قرار گرفت (شکل ۶). همچنین این مطالعه نشان داد که اجزای سنگهای رسوبی از پایین به بالا، درشت تر می شوند در حالی که در حالت طبیعی باید دانه درشت ها در زیر و دانه ریزها در بالای توالی باشند. این خود موید تاثیر تکتونیک فعال (فرورانش ورقه هند به زیر ایران) است.



شکل ۶: تغییر شیب لایه های افقی متأثر از تکتونیک فعال (به پیکان قرمز رنگ توجه شود) در منطقه مورد مطالعه، ساحل تیس

از دیگر شاخص های مورفوتکتونیکی مورد مطالعه، وضعیت شکستگیها به ویژه نحوه گسترش درزه هاست. فعالیتهای تکتونیکی باعث ایجاد انواع شکستگی ها اعم از درزه و گسل (نرمال، معکوس، مزدوج و امتدادلغز) می گردد که این خود، طی گذشت زمان زمین شناسی باعث شکل گیری انواع حرکات دامنه ای به ویژه از نوع ریزش، لغزش، مخروط های واریزه ای، تالوس و دیگر چشم اندازها در منطقه ساحلی می گردد. این گونه چشم اندازها، معرف، تاثیر تکتونیک فعال در منطقه ساحلی مورد مطالعه می باشد (شکل ۷).



شکل ۷: سیستم گسل‌های سواحل جنوب سیستان و بلوچستان (برگرفته با اندکی تغییر از غریب رضا، ۱۳۸۱)

یکی دیگر از شاخص‌های مورفوتکتونیک بررسی حوضه‌های آبریز و انشعابات رودخانه‌ای است. حوضه‌های آبریز نسبت به حرکات تکتونیک حساس هستند و رابطه نزدیکی بین چشم‌اندازهای آبراهه‌ای و فعالیت‌های تکتونیک وجود دارد. آبراهه‌ها و زهکشی‌های این محدوده به صورت دندریتی بوده که به علت ویژگی‌های سنگ‌شناسی نسبتاً سست مارن‌های منطقه ایجاد شده است. همچنین اغلب رودها و مسیل‌ها به موازات هم از شمال به جنوب و به سمت دریا در جریانند. به علت فرسایش خاص در واحد مارنی، آبراهه‌های بزرگ و کوچک و پریپیچ و خمی تشکیل شده و نیز مناظر خاص مخروطی شکل به وجود آورده و سیمای بدلندی ایجاد نموده است (شکل ۸).



شکل ۸: چشم‌انداز بد بوم در سنگ‌های مارنی منطقه مورد مطالعه، ساحل لیبار

از دیگر ابزار مورد استفاده در این تحقیق، وضعیت تغییر شکل در انتشار نحوه قرارگیری فسیل‌ها از جمله دوکفه‌ای هاست. در سنگ‌های رسوبی منطقه مورد مطالعه فسیل فراوان از نوع نرم‌تنان وجود دارد که می‌توان از نحوه انتشار و شکل صدف آنها استفاده نمود. در منطقه به علت تاثیر تکتونیک بر سنگ‌های ساحلی فسیل‌دار، دوکفه‌ای‌ها به شدت فشرده شده و حتی دچار خردشدگی شده‌اند (شکل ۹). این تغییر شکل موید تاثیر تکتونیک بر تغییرات ژئومورفولوژیکی منطقه است.



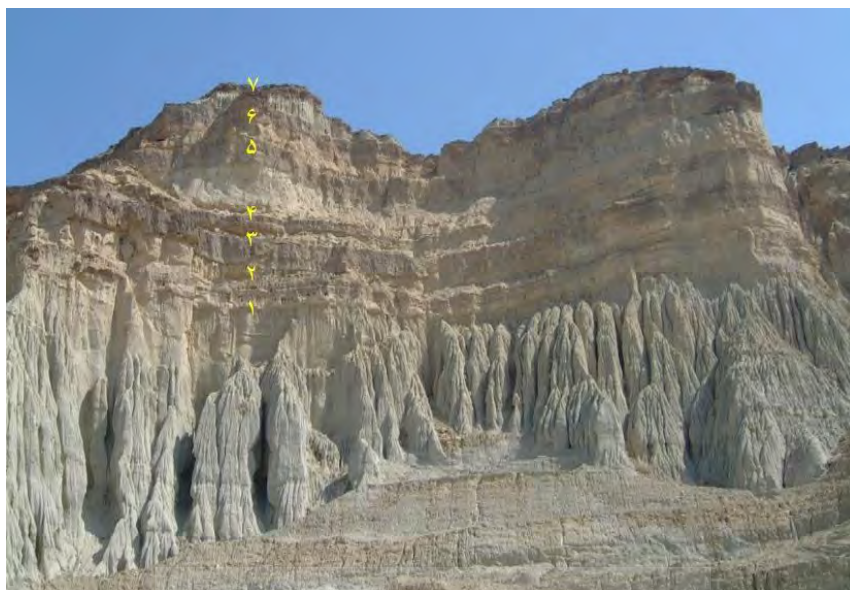


شکل ۹: دو تصویر از وضعیت صدف دوکفه ای ها تحت تاثیر تکتونیک فعال در منطقه مورد مطالعه، ساحل تیس

#### بیان یافته های رسوب شناسی مرتبط با تکتونیک در منطقه مورد مطالعه

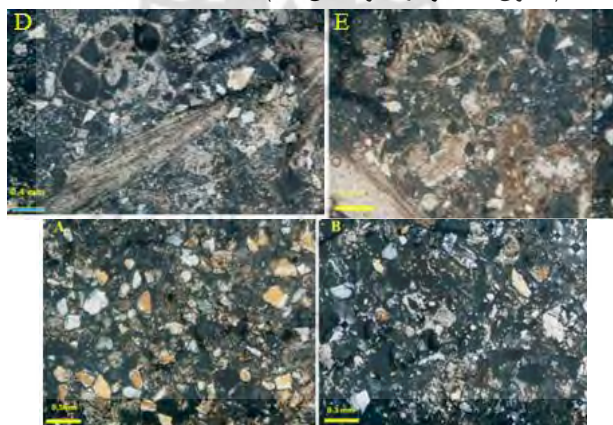
موقعیت تکتونیکی در تشکیل نوع رسوبات در حوضه های رسوبی مختلف موثر است (کرومباین و اسلاس<sup>۱</sup>، ۱۹۶۳). بر این اساس مجموعه رسوبات سیلیسی آواری موید یک حوضه تکتونیکی خاصی می باشد. این موضوع در این تحقیق مورد توجه قرار گرفته است به این معنی که اجزای تشکیل دهنده سنگهای منطقه مورد مطالعه از نظر اندازه ذرات در توالی رسوبی دارای یک حالت غیر عادی است. به عبارت دیگر، طبق اصل یکنواختی لایه های رسوبی، در حالت عادی سنگهای درشت دانه در لایه های زیرین و سنگ های ریز دانه در بالای آنها تشکیل می شوند ولی در منطقه مورد مطالعه عکس این موضوع مشاهده می شود. در این رسوبات درصد کوارتز بتدریج افزایش می یابد. همچنین تغییرات در محیط رسوبی از قاره ای به دریایی موجب می شود که مقدار مواد کربناته با رسوبات سیلیسی آواری مخلوط شود. به عنوان مثال در منطقه ساحلی تیس در شمال شرق چابهار هفت مرحله چرخه درشت شوندگی به سمت بالا دیده می شود و دارای رسوبات مخلوط کربناته و سیلیسی آواری نیز می باشد که این موید تاثیر تکتونیک فعال است (شکل ۱۰).

<sup>۱</sup> . Krumbein and Sloss



شکل ۱۰: هفت مرحله درشت شوندگی در رسوبات مخلوط کربناته و سیلیسی آواری، ساحل تیس در شمال شرق چابهار

نتایج بدست آمده از مطالعات صحرایی، آزمایشگاهی و شناسایی سنگ های رسوبی منطقه مورد مطالعه، نشان داد رخساره های رسوبی به دو گروه رخساره های کربناته و سیلیسی آواری تقسیم می شوند (جدول ۱، نمودار ۱). رخساره های کربناته به زیررخساره های گریستون ماسه ای و پکستون ماسه ای و رخساره های سیلیسی آواری به زیررخساره های لیتارنایت و ساب لیتارنایت رده بندی شدند (جدول ۱، نمودار ۱ و شکل ۱۱).



شکل ۱۱: تصاویر میکروسکوپی از رخساره های سنگی مقاطع نازک {ا: لیتارنایت (نمونه ۶۴-رمین)، ب: ساب لیتارنایت (نمونه ۲۶-لیپار)، ث: پکستون ماسه ای (نمونه ۴۳-مرادآباد)، ی: گریستون ماسه ای (نمونه ۱۸-لیپار)}

جدول ۱: مشخصات مقاطع نازک با ذکر درصد اجزاء (شکم یا = G، دوکفه ای = P، فرامینیفرا = F، بریوزوا = Bz، رادیولاریا = R.A، خارپوست = E، خرده سنگ = R.F و کوارتز = Q)

Sample No.	Microfacies	G.	P.	F.	Bz.	R.A.	E.	R.F.	Q.
AL-01-98	Sandy foraminifera plecy-poda grainstone	4	48	28	-	-	-	10	10
AL-02-98	Sandy bioclastic grainstone	16	28	22	5	3	2	14	10
AL-03-98	Sandy bioclastic grainstone	15	35	10	-	9	-	15	16
AL-04-98	Sandy plecy-poda gastropoda grainstone	35	32	5	-	-	-	15	13
AL-05-98	Sandy plecy-poda gastropoda grainstone	35	30	5	-	-	-	17	13
AL-06-98	Sandy bioclastic grainstone	14	35	18	-	-	-	15	18
AL-07-98	Sandy bioclastic grainstone	30	25	5	5	-	5	18	12
AL-08-98	Sandy bioclastic grainstone	38	26	6	-	-	-	16	14
AL-09-98	Sandy bioclastic grainstone	25	30	8	-	-	7	18	12
AL-10-98	Sandy plecy-poda gastropoda grainstone	35	30	5	-	-	-	18	12
AL-11-98	Sandy bioclastic grainstone	25	35	10	-	-	-	15	15
AL-12-98	Sandy bioclastic grainstone	22	28	2	-	-	5	15	18
AL-13-98	Sandy foraminifera plecy-poda grainstone	8	38	22	-	-	-	14	18
AL-14-98	Sandy bioclastic packstone	20	30	17	-	-	5	16	12
AL-15-98	Sandy gastropoda plecy-poda packstone	28	42	5	-	-	-	13	12
AL-16-98	Sublitharenite	-	-	-	-	-	-	16	84
AL-17-98	Sandy gastropoda plecy-poda grainstone	30	41	2	-	-	-	12	15
AL-18-98	Sandy bioclastic grainstone	26	30	15	-	-	-	14	15
AL-19-89	Sandy gastropoda plecy-poda packstone	30	40	3	-	-	-	13	14
AL-20-98	Sandy gastropoda plecy-poda packstone	14	43	12	-	-	-	17	14
AL-21-98	Sandy gastropoda plecy-poda grainstone	26	40	9	-	-	-	13	12
AL-22-98	Sandy plecy-poda gastropoda grainstone	38	26	8	-	-	-	15	13
AL-23-98	Sandy gastropoda plecy-poda grainstone	28	42	4	-	-	-	16	10
AL-24-98	Sandy bioclastic grainstone	19	27	16	-	-	6	18	14
AL-25-98	Sandy gastropoda plecy-poda grainstone	25	43	5	-	-	-	15	12
AL-26-98	Sublitharenite	-	-	-	-	-	-	19	81
AL-27-98	Sandy bioclastic grainstone	29	27	10	8	-	-	14	12
AL-28-98	Sandy gastropoda plecy-poda grainstone	29	38	5	-	-	-	16	12
AL-29-98	Litharenite	-	-	-	-	-	-	78	22
AL-30-98	Sandy gastropoda plecy-poda grainstone	28	38	2	-	-	-	17	15
AL-31-98	Sublitharenite	-	-	-	-	-	-	21	79
AL-32-98	Sandy gastropoda plecy-poda grainstone	25	39	5	-	-	-	16	15
AL-33-98	Sandy bioclastic grainstone	27	38	8	-	-	-	15	12
AL-34-98	Sandy gastropoda plecy-poda grainstone	29	41	4	-	-	-	16	10
AL-35-98	Sandy gastropoda plecy-poda grainstone	30	45	8	-	-	-	10	8
AL-36-98	Sandy gastropoda plecy-poda grainstone	27	43	5	-	-	-	14	11
AL-37-98	Litharenite	-	-	-	-	-	-	76	24
AL-38-98	Sandy plecy-poda gastropoda packstone	37	30	2	-	-	-	16	15
AM-39-98	Sandy bioclastic grainstone	19	21	10	6	4	5	17	14
AM-40-98	Sandy bioclastic packstone	27	20	14	-	4	3	13	19
AM-41-98	Sandy plecy-poda packstone	6	52	6	-	-	-	17	19
AM-42-98	Sandy foraminifera plecy-poda packstone	-	45	25	-	-	-	12	18
AM-43-98	Sandy bioclastic packstone	14	30	15	3	4	2	15	17
AM-44-98	Sandy bioclastic grainstone	25	26	13	-	-	3	17	16
AM-45-98	Sandy bioclastic grainstone	18	25	15	5	4	4	16	18
AM-46-98	Sandy bioclastic grainstone	16	35	15	-	-	-	14	20
AM-47-98	Sandy bioclastic grainstone	10	45	5	5	5	4	12	18
AM-48-98	Sandy bioclastic grainstone	15	30	13	9	-	5	13	20
AM-49-98	Sandy bioclastic grainstone	16	25	14	5	-	5	18	17
AM-50-98	Sandy bioclastic grainstone	19	26	12	4	-	6	17	16
AM-51-98	Sandy bioclastic grainstone	24	26	13	7	4	3	13	10
AR-52-98	Sandy foraminifera plecy-poda packstone	8	43	25	-	-	-	13	11
AR-53-98	Sandy bioclastic packstone	15	27	11	5	4	3	19	16

AR-54-98	Sandy bioclastic grainstone	15	25	14	6	4	5	16	15
AR-55-98	Sandy bioclastic grainstone	14	21	10	9	6	5	18	17
AR-56-98	Sandy bioclastic grainstone	18	27	12	7	-	4	17	15
AR-57-98	Sandy bioclastic grainstone	18	24	14	10	-	5	11	8
AR-58-98	Sandy bioclastic packstone	15	25	20	9	3	5	15	18
AR-59-98	Sandy bioclastic grainstone	17	31	13	-	4	-	18	15
AR-60-98	Sandy bioclastic grainstone	13	25	7	25	-	-	19	11
AR-61-98	Sandy bioclastic grainstone	20	30	15	7	-	3	20	5
AR-62-98	Sandy bioclastic grainstone	18	27	15	9	-	5	20	6
AR-63-98	Litharenite	-	-	-	-	-	-	77	23
AR-64-98	Sublitharenite	-	-	-	-	-	-	24	76

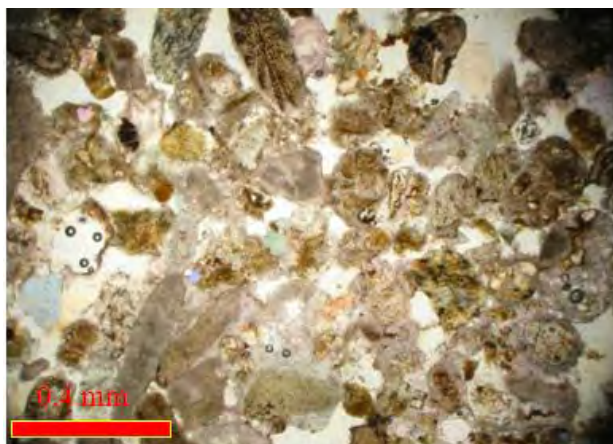
### بازسازی محیط رسوبی قدیمه

براساس نتایج این تحقیق (جدول ۱)، رسوبات پلیستوسن در منطقه مورد مطالعه شامل کربناتها و سیلیسی آواری ها بوده که در یک محیط دوگانه ساحلی نهشته شده اند. علت این دوگانگی، تغییرات حوضه رسوبی تحت تاثیر تکتونیک است که از شرایط حوضه از قاره ای به دریایی تغییر نموده است. نتایج این تحقیق با نتایج تحقیقات مشابه دیگر محققان همخوانی دارد (رید،<sup>۱</sup> ۱۹۸۵؛ تاکر و رایت،<sup>۲</sup> ۱۹۹۰؛ کوپ و همکاران،<sup>۳</sup> ۲۰۰۰؛ مک کال،<sup>۴</sup> ۲۰۰۲؛ حسینی برزی و همکاران،<sup>۵</sup> ۲۰۰۳؛ واکر،<sup>۶</sup> ۲۰۰۶؛ حسینی برزی،<sup>۷</sup> ۲۰۱۰؛ اوکال و همکاران،<sup>۶</sup> ۲۰۱۵؛ یانگ و همکاران،<sup>۷</sup> ۲۰۱۸). بر اساس مطالعات رسوب شناسی، رخساره های گرینستونی در منطقه مورد مطالعه، به علت وجود ساخت های رسوبی نظیر طبقه بندی های مورب متوسط تا بزرگ مقیاس به همراه لایه بندی متوسط (شکل ۱۲) و نیز مقادیر فراوانی از خرده های اسکلتی استنوهالین در اندازه ماسه و گراول (جدول ۱ و شکل ۱۳) عمدتاً تحت تاثیر امواج و جزر و مد تشکیل شده اند. با افزایش تدریجی عمق و کاهش انرژی محیط، رخساره های پکستون های که دارای خرده های اسکلتی دریایی مانند بریوزوئر و اکیوندرم می باشند و کاهش اندازه ذرات در رخساره های مربوطه مشهود است (جدول ۱ و شکل ۱۴) در قسمت میانی حاشیه ساحلی تشکیل یافته اند. در رخساره های رسوبی سیلیسی آواری وجود دانه های تخریبی (کوارتز و خرده سنگ) نشان می دهد که این رخساره ها ممکن است در نزدیکی محیط با انرژی بالا تشکیل شده باشد. بنابراین می توان چنین نتیجه گرفت که رخساره های گرینستونی و سیلیسی آواری، در قسمت های بالایی حاشیه ساحلی و رخساره های پکستونی در قسمت های میانی حاشیه ساحلی (عمق بیشتر) تشکیل شده اند (شکل ۱۵).



شکل ۱۲: طبقه بندی مورب بزرگ مقیاس در رخساره های گرینستونی

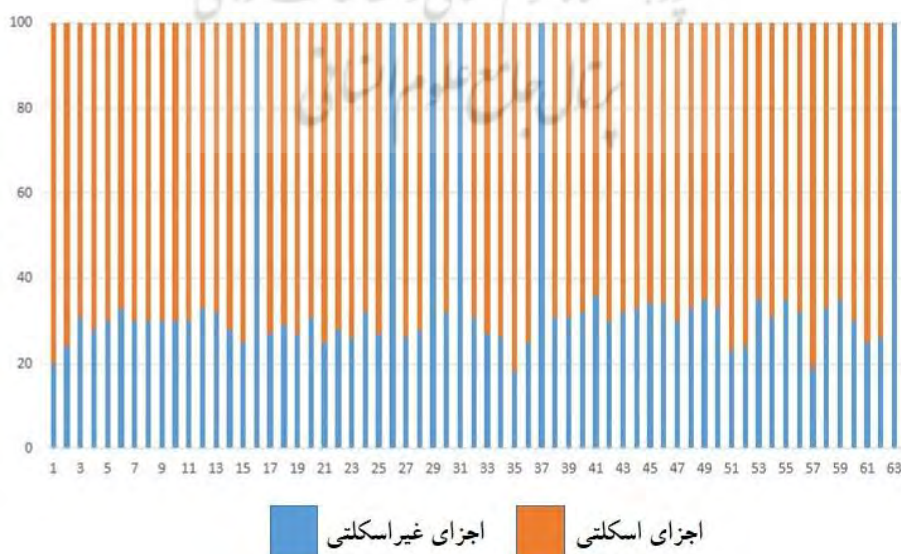
1. Read
2. Tucker and Wright
3. Kopp et al.
4. McCall
5. Walker
6. Okal et al.
7. Yang et al.



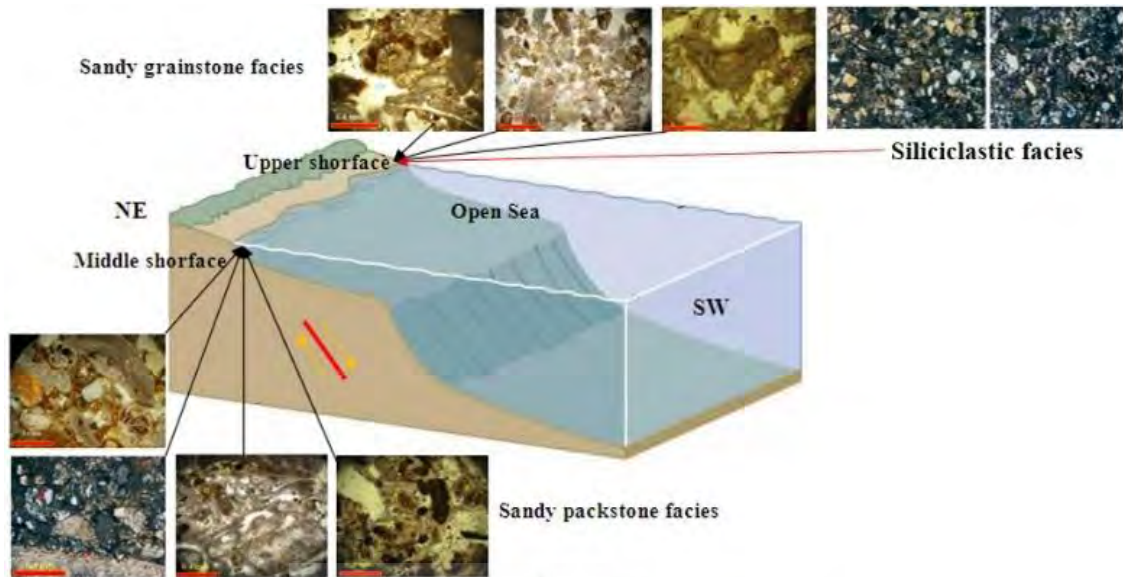
شکل ۱۳: خرده‌های اسکلتی استنوهالین (نرم‌تنان) در رخساره‌های گرینستونی



شکل ۱۴: خرده‌های اسکلتی دریای باز (بریوزوا) در رخساره‌های پکسنونی



نمودار ۱: نمودار مقدار درصد اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی در تعداد ۶۴ نمونه مقاطع نازک



شکل ۱۵: مدل رسوبی بازسازی شده رخساره های کربناته و سیلیسی آواری

از نظر چینه شناسی در مقیاس مکانی، سواحل مکران با همدیگر تفاوت عمده ای ندارند. البته رسوبات سیلیسی آواری پلیوسن پسین در سواحل غربی مانند منطقه رمین به صورت نبود چینه شناسی است که این نبود به شکل سطح فرسایشی قابل مشاهده است (شکل ۱۶). همچنین مقایسه رخساره ها نشان می دهد که از سواحل غربی به سمت سواحل شرقی، ضخامت رسوبات مخلوط کربناته و سیلیسی آواری افزایش می یابد (شکل ۱۰). علت عمده این افزایش ضخامت در بخش های شرقی، تاثیر تکتونیک فعال (زون فروانش) بر رسوبگذاری است که باعث بالا آمدگی، گسل خوردگی، فرسایش ارتفاعات و نهایتاً ورود رسوبات آواری از بالادست (به واسطه رودخانه فصلی لیپار) می گردد.



شکل ۱۶: نمایی از سطح فرسایشی بین رسوبات ماری و کربناته (ساحل رمین)

### بیان یافته های مربوط به نوسانات سطح آب دریا در منطقه مورد مطالعه

یکی از تکنیک هایی که می تواند ارتباط بین تکتونیک و رسوبگذاری را در تغییر شکل مناظر ژئومورفولوژیکی نشان دهد استفاده از شواهد مربوط به نوسانات سطح آب دریا است که در توالی های رسوبی قابل شناسایی است. به همین منظور،

اکثر محققان اخیر، نوسانات سطح آب دریا را بر اساس چینه نگاری سکانسی که یکی از شاخه های چینه شناسی است که مورد توجه قرار داده اند که از آن جمله می توان پوسامنتایر و همکاران<sup>۱</sup> (۱۹۸۸)، ون و گونر و همکاران<sup>۲</sup> (۱۹۸۸) و (۱۹۹۰)، تاکر و رایت<sup>۳</sup> (۱۹۹۰)، هندفورد و لوکس<sup>۴</sup> (۱۹۹۳)، امری و مایرز<sup>۵</sup> (۱۹۹۶)، میال<sup>۶</sup> (۲۰۰۰، ۲۰۰۶ و ۲۰۱۰)، اینسل<sup>۷</sup> (۲۰۰۰) و حسن زاده و ورنیک (۲۰۱۶) اشاره نمود. اگرچه دیدگاه این افراد در بیان مطالب متفاوت می باشد اما اصول کلی که توسط آنها بیان گردیده و در تفسیرها به آنها استدلال شده، مشابه هستند. به کمک شواهد مربوط به نوسانات سطح آب دریا با استفاده از شناسایی رخساره های رسوبی، می توان نهشته های یک حوضه را در توالی های هم ارز قرار داد. به عبارتی با استفاده از این علم سرگذشت رسوبگذاری، تاثیر تکتونیک، فرسایش و تغییرات سطح آب دریا را در یک منطقه مشخص کرد (امری و مایر<sup>۵</sup>، ۱۹۹۶؛ حقی پور و همکاران، ۲۰۱۵؛ عابدی و بهارودی، ۲۰۱۶). شواهد رسوب شناسی مانند ترکیب (نوع و جنس) رسوبات، اندازه ذرات، ساختمانهای رسوبی، بافت رسوب و فسیلها می توان عوامل موثر بر رسوبگذاری و تغییر در چشم اندازهای ژئومورفولوژیکی را شناسایی نمود (میال<sup>۶</sup>، ۲۰۰۰ و ۲۰۰۶؛ جعفری و همکاران، ۲۰۱۸).

هر توالی رسوبی شامل سه دسته رخساره شامل دسته رخساره پسروری سطح آب دریا، دسته رخساره پیشروی سطح آب دریا و دسته رخساره مربوط به سکون نسبی یا آغاز پایین افتادن آب دریا است که هر دسته وابسته به بخش ویژه ای از منحنی تغییرات سطح آب دریاهاست. دسته رخساره های پسروری سطح آب دریا (LST) پائین ترین بخش توالی می باشد که معمولاً در اثر افت ناگهانی سطح آب دریا ایجاد می شود و تا زمان شروع بالا آمدن نسبی سطح آب دریا ادامه دارد، لذا بیشتر شامل رخساره های خشکی یا بالای سطح جزرومدی می باشد و معمولاً به کمک ساختمانها و رخساره های رسوبی مشخص می گردد (مقدم و استرن، ۲۰۱۵). مرز بالای این بخش به وسیله سطح پیشروی شناسایی می گردد (کچنینو<sup>۸</sup>، ۲۰۰۹، رینسون<sup>۹</sup>، ۱۹۹۲؛ ویلسون و همکاران<sup>۱۰</sup>، ۲۰۰۵). دسته رخساره های سکون نسبی آب دریا (HST) معمولاً بخش فوقانی هر توالی رسوبی را تشکیل می دهند و شامل مجموعه رسوبات پیشرونده ساحل به سمت دریا می باشند. لذا این مرحله نشان دهنده کم عمق شدن حوضه می باشد (حق و همکاران<sup>۱۱</sup>، ۱۹۸۸، ویل و همکاران<sup>۱۲</sup>، ۱۹۹۱). ضخامت دسته رخساره های مرحله سکون نسبی، بطور معمول بیشتر از ضخامت دسته رخساره های مرحله پیشروی است. از طرفی سکانسها (توالی ها) بر اساس زمان تشکیل به رده های مختلف تقسیم بندی می شوند به طوریکه رده اول: ۵۰ تا ۲۰۰ میلیون سال، رده دوم بین ۵ تا ۵۰ میلیون سال، رده سوم بین ۰/۲ تا ۵ میلیون سال، رده چهارم بین ۱۰۰ تا ۲۰۰ هزار سال و رده پنجم بین ۱۰ تا ۱۰۰ هزار سال نهشته شده اند (لا سمی، ۱۳۷۹؛ موسوی حرمی و خاوری، ۱۳۸۴). بر این اساس، در منطقه مورد مطالعه یک توالی رسوبی که دارای مرز فرسایشی همراه با آثار و شواهد فرسایشی می باشد (شکل ۱۶) شناسایی شد که بر اساس تاریخچه زمین شناسی از نوع رده سوم است. منای بررسی تغییرات سطح آب دریا در رسوبات منطقه مورد مطالعه، رخساره های رسوبی از نوع پسرورنده و پیشرونده می باشند که رسوبات کربناته از نوع مجموعه رخساره های پیشروی سطح آب دریا و رسوبات سیلیسی آواری از نوع دسته رخساره های پسروری یا شروع کاهش سطح آب دریا می باشند. این موضوع در شکل ۱۷ بازسازی شده است.

1. Posamentier et al.

2. Van Wagoner et al.

3. Tucker and Wright 4. Handford and Loucks

5. Emery and Myers

6. Miall

7. Einsele

8. Catuneanu

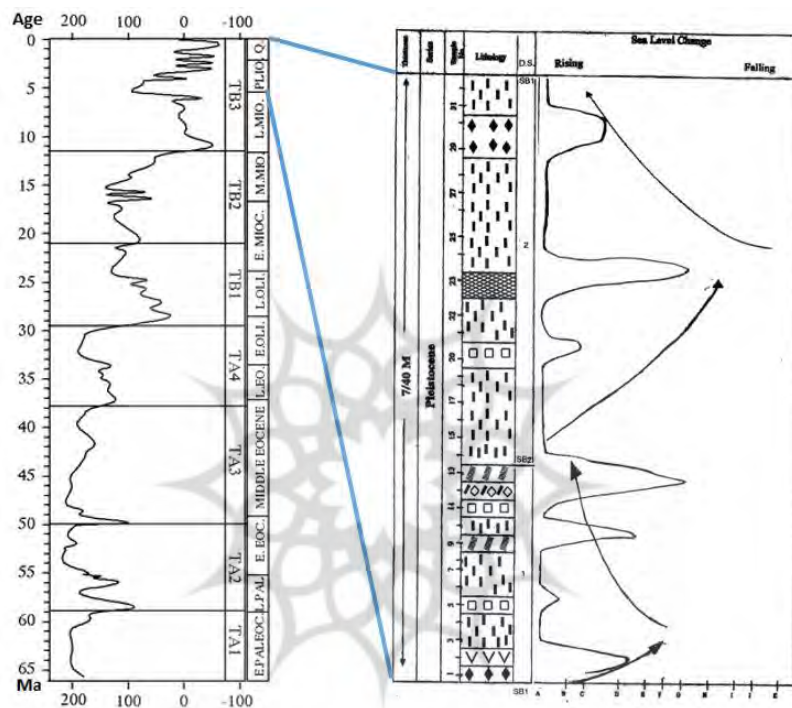
9. Reinson

10. Wilsone et al.

11. Haq et al.

12. Vail et al.

از طرفی در این شکل، منحنی تغییرات سطح آب دریا با نمودار جهانی مقایسه شده است (حق و همکاران، ۱۹۸۸). همانگونه که در نمودار مشخص است در این توالی ۱۷ رخساره رسوبی از پایین به بالای ستون رخساره ای بر حسب زمان زمین شناسی مرتب شده اند و وضعیت پسروری و پیشروی سطح آب دریا با نمودار رسم شده است که در آن ۹ مرحله پسروری و ۹ مرحله پیشروی دیده می شود. این تغییرات در حالت کلی با تغییرات جهانی سطح آب دریا همخوانی دارد. البته در بخش هایی که همخوانی کمتری مشاهده می شود (رخساره های سیلیسی آواری) عامل احتمالی، تاثیر تکتونیک فعال بر فرایندهای عادی رسوبگذاری است.



شکل ۱۷: تغییرات سطح آب دریا بر مبنای رخساره های رسوبی (منطقه لیبار) و مقایسه آن با نمودار جهانی (حق و همکاران، ۱۹۸۸)

چرخه های دریایی شامل چرخه های کم عمق شونده و درشت شونده به سمت بالا است (سوئیفت و همکاران<sup>۱</sup>، ۱۹۹۱) و با توجه به ویژگی های این رسوبات، توالی رسوبی شناسایی شده در منطقه مورد مطالعه، مربوط به شرایطی است که میزان ایجاد فضای رسوبگذاری کمتر از میزان نهشت می باشد. تامین رسوب نسبتاً بالا از ویژگی های منطقه مورد مطالعه است که دیگر محققان نیز همین نتیجه را در خصوص حوضه مکران عنوان نموده اند (علایی طالقانی، ۱۳۸۸؛ پرینس و همکاران<sup>۲</sup>، ۲۰۰۰). بنابراین عوامل و فرایندهایی که موجب تغییر شکل سواحل و چشم اندازهای ساحلی می گردد، تکتونیک فعال، فرایندهای رسوبگذاری، نوسانات سطح آب دریا و تاثیر امواج است یعنی رسوبگذاری همزمان با تکتونیک رخ می دهد. یکی از نتایج مهم این تحقیق که بر اساس شواهد بافتی و ساختاری سنگ های منطقه مورد مطالعه بدست آمده است، نشان می دهد که نهشتی رسوبات مخلوط سیلیسی آواری و کربناته، به شدت تحت تاثیر تکتونیک و فرسایش و میزان ورود رسوبات آواری به محیط رسوبی است. نتایج این تحقیق با نتایج اکثر محققان از جمله هاروود و سولیوان<sup>۳</sup>، ۱۹۹۱، بوود و هاریس<sup>۴</sup>، ۱۹۹۰؛ شهاب پور، ۲۰۱۰ و وزیری و همکاران، ۲۰۱۹ مطابقت دارد.

1. Swift et al.  
2. Prins et al.  
3. Harwood and Sullivan  
4. Budd and Harris



## نتیجه‌گیری

تاریخچه زمین‌شناسی منطقه ساحلی جنوب استان سیستان و بلوچستان نشان می‌دهد که زون مکران در حال حاضر هم در حال بالآمدگی است و وقوع فعالیت‌های زلزله‌خیزی مورد انتظار می‌باشد. مکران به عنوان یکی از بزرگترین منشورهای برافزایشی کره زمین، رقابت مستمر بین فرآیندهای زمین‌ساختی (مولد ارتفاعات) و فرایندهای فرسایشی (مولد دشت‌ها)، تغییرات ژئومورفولوژی چشم‌اندازهای منطقه را شکل می‌دهد. منطقه مورد مطالعه از نظر ژئومورفولوژی دارای چشم‌اندازهای متعددی از جمله ستون‌ها و تختگاه‌های فرسایشی، زمین‌های بدبوم، پرتگاه‌ها و پادگانه‌های ساحلی، سواحل نعلی شکل، گلفشان، خطوط ساحلی، تپه‌های ماسه‌ای، حفرات انحلالی، حفرات تافونی، ریزش و لغزش‌های ساحلی می‌باشد. وجود گلفشان‌های متعدد (بیش از ۲۰ مورد در مناطق ساحلی ایرانی (پزم تا گواتر) و ادامه آنها در مناطق ساحلی هند و پاکستان (تانگ مود) موید تاثیر تکتونیک فعال بر ژئومورفولوژی چشم‌اندازهای منطقه مورد مطالعه دارند.

عمده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه شامل مارن، ماسه سنگ و سنگ کربناته (از نوع لوماشل) است.

واحدهای رسوبی منطقه مکران به دو گروه رخساره‌های کربناته و رخساره‌های سیلیسی آواری تقسیم می‌شوند که رخساره‌های سیلیسی آواری به سه زیررخساره فرعی شامل لیتارنایت و ساب لیتارنایت و رخساره‌های کربناته به دو زیررخساره شامل رخساره‌های گرینستون ماسه‌ای و رخساره‌های پکستون ماسه‌ای تقسیم می‌شوند. رخساره‌های گرینستون ماسه‌ای در قسمت فوقانی حاشیه ساحلی و رخساره‌های پکستون ماسه‌ای و سیلستونی، در بخش میانی حاشیه ساحلی (عمق بیشتر) تشکیل شده‌اند. رخساره‌های رسوبی سیلیسی آواری احتمالاً در نزدیکی محیط ساحلی با انرژی بالا تشکیل شده‌اند. بنابراین با افزایش فعالیت‌های تکتونیک و ورود رسوبات آواری مانند کوارتز و خرده سنگ به حوضه رسوبی، سنگ‌های کربناته به سنگ‌های مخلوط سیلیسی آواری و کربناته تبدیل شده‌اند. به همین دلیل مدل رسوبی حاشیه ساحلی برای رسوبات سواحل جنوب شرق ایران پیشنهاد می‌گردد که تحت شرایط دوگانه از نظر انرژی محیط رسوبی نهشته شده‌اند. نوسانات سطح آب دریا معرف ۹ مرحله پسروی و ۹ مرحله پیشروی است. این تغییرات در حالت کلی با تغییرات جهانی سطح آب دریا همخوانی دارد. البته در بخش‌هایی که همخوانی کمتری مشاهده می‌شود (رخساره‌های سیلیسی آواری) عامل احتمالی، تاثیر تکتونیک فعال بر فرایندهای عادی رسوبگذاری است. شواهد زمین‌شناسی از جمله وجود گلفشان‌های متعدد ساحلی، تغییر شیب لایه‌های رسوبی، درشت‌شوندگی ذرات متشکله سنگ‌ها به سمت بالای توالی (قدمت کمتر)، گسل‌خوردگی‌های متعدد در امتداد ساحل موید این است که تغییرات ژئومورفولوژی سواحل جنوب استان سیستان و بلوچستان حاصل شرایط محیط رسوبی تحت تاثیر تکتونیک فعال است.

## منابع

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۹. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، چاپ سوم، ۵۸۶ صفحه.
- علایی طالقانی، م.، ۱۳۸۸. ژئومورفولوژی ایران، انتشارات قومیس، ۳۶۰ صفحه.
- غریب‌رضا، محمدرضا، ۱۳۸۱، بررسی تغییرات خطوط ساحلی استان سیستان و بلوچستان، مرکز تحقیقات حفاظت خاک کشور، بخش حفاظت سواحل.
- نژادافضلی، ک.؛ لک، ر. و قریشی، م.، ۱۳۹۶، بررسی تغییرات ژئومورفولوژیکی و ویژگی‌های رسوب گل‌فشان ناپگ، مکران، ایران، نشریه علوم زمین. دوره ۲۶، شماره ۱۰۴، صفحه ۲۶۱ تا ۲۶۶

- *Abedi, M., Bahroudi, A., 2016. A geophysical potential field study to image the Makran subduction zone in SE of Iran. Tectonophysics, 688, pp. 119-134*
- *Azizi, H.; Lucci, F.; Stern, R.J.; Hasannejad, S. and Asahara, Y., 2018. The Late Jurassic Panjeh submarine volcano in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, northwest Iran: mantle plume or active margin? Lithos, 308-309, pp. 364-380*

- Back, S. and Morley, C.K., 2016. Growth faults above shale – Seismic-scale outcrop analogues from the Makran foreland, SW Pakistan. *Marine and Petroleum Geology*, V. 70, pp. 144-162
- Bird, E., 2008, *Coastal Geomorphology, Second Edition*, University of Melbourne, Australia, 438 P.
- Burbank, D.W. and Anderson, R.S., 2001, *Tectonic Geomorphology*, Blackwell Science, Massachusetts, pp. 14-39.
- Burbank, D. W; Anderson, R. S., 2012. *Tectonic Geomorphology. Second Edition*. Published by Wiley-Blackwell. USA. 454 P.
- Budd, D.A. and Harris, P.M., 1990, *Carbonate-siliciclastic mixtures*, Society for Sedimentary Geology, Reprint Series No. 14, 272 P.
- Burg, J.P.; Bernoulli, D.; Smit, J. and Dolati, A., 2013, *Structural style of the Makran Tertiary accretionary complex in SE-Iran*, K. Al Hosani, F. Roure, R. Ellison, S. Lokier (Eds.), *Lithosphere Dynamics and Sedimentary Basins: The Arabian Plate and Analogues*, Springer Verlag, Heidelberg, pp. 239-259
- Burg, J.P., 2018. *Geology of the onshore Makran accretionary wedge: Synthesis and tectonic interpretation*, *Earth science reviews*, V. 185, PP. 1210-1231
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J. P., Blum, M. D., Dalrymple, R. W., Eriksson, P. G. and Winker, C., 2009, *Towards the standardization of sequence stratigraphy*. *Earth-Science Reviews*, 92(1), pp. 1–33
- Davis, W.M., 1899. *The geographical cycle*. *Geographical Journal*. V.14, pp. 481-504
- Delisle, G.; Rad, U. von; Andruleit, H.; Daniels, C. von; Tabrez, A.; Inam, A., 2002. "Active mud volcanoes on- and offshore eastern Makran, Pakistan". *International Journal of Earth Sciences*. V. 91 (1), pp. 93–110.
- Dickson, J.A.D., 1966. *A modified staining technique for carbonate in thin section*. *Nature*, V. 205, 287 p.
- Dolati, A., 2010. *Stratigraphy, Structural geology and low-temperature termochronology across the Makran accretionary wedge in Iran*, Swiss Institute of Technology Zurich, Diss ETH, No. 19151, 165 P.
- Dolati, A. and Burg, J.-P., 2013. *Preliminary fault analysis and paleostress evolution in the Makran Fold-and-Thrust Belt in Iran*. Hosani, K. Al; Roure, F.; Ellison, R. and Lokier, S. (Eds.), *Lithosphere Dynamics and Sedimentary Basins: The Arabian Plate and Analogues*, Springer Verlag, Heidelberg, pp. 261-277
- Dunham, R.J., 1962, In W.E. Ham (Ed.), *Classification of carbonate rocks according to depositional – texture*, Amer. Ass. Petrol. Geologists Memoir, V. 1, pp. 108–121.
- Einsele, G., 2000, *Sedimentary Basin: Evolution, Facies and Sediment Budget (2<sup>nd</sup> Edition)*, Springer Verlag, 292 P.
- Emery, D., & Myers, K. (Eds.), 2009, *Sequence stratigraphy*. Malden, MA: Wiley. 186 P.
- Folk, R. L., 1980, *Petrology of sedimentary rocks: Austin, Texas*, Hemphill Publishing, 182 p.
- Flugel, E., 2010. *Microfacies of Crabonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*: Springer Verlag, Berlin, 976 P.
- Hamzeh, M.A., Jokar, R. Beskaleh, Gh.R. 2014. *Classification of Iranian Oman Sea coasts on sedimentology and geomorphology (Chabahar Bay to Gawater Bay)*. 32<sup>nd</sup> National and the 1st International Geosciences Congress Abstract, Tehran, p. 143 (in Persian).
- Hamzeh, M.A., Okal, E.A, Ghasemzadeh, J., Beskaleh, Gh.R. 2013. *Assessing effects of the tsunami 1945 Pakistan on the Iranian Makran Coast*. First National Conference on the development of Makran coast and sea power Iran, Chabahar, paper, 1123: 1–9 (in Persian)

- Hassanzadeh, J. and Wernicke, B.P., 2016. The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions, *Tectonics*, 35 (3), pp. 586-621
- Haghypour, N.; Burg, J.-P.; Ivy-Ochs, S.; Hadjas, I.; Kubuk, P.W. and Christl, M., 2015. Correlation of fluvial terraces and temporal steady-state incision on the onshore Makran accretionary wedge in southeastern Iran: insight from channel profiles and <sup>10</sup>Be exposure dating of strath terraces, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 127 (3-4), pp. 560-583
- Haq, B.; Hardenbol, J. and Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles: In: Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Kendall, C.G.St.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C. A. and Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea-Level changes: An Integrated Approach*, SEPM Special Publication No. 42, pp. 71-108.
- Handford, C. R., and R. G. Loucks, 1993. Carbonate depositional sequences and systems tracts—responses of carbonate platforms to relative sea level changes, in Loucks, R. G. and Sarg, J. F. eds., *Carbonate sequence stratigraphy—recent developments and applications: AAPG Memoir 57*, p. 3-41.
- Harwood, G.M. and Sullivan, M., 1991. Sedimentary history of the Moyvoughly area, County Westmeath, Ireland: evidence for syn-sedimentary fault movements in a mixed carbonate-siliciclastic system of the Courceyan age, in: Lomand, A.J. and Harris, P.M. (Eds.) *Mixed carbonate-siliciclastic sequences*, Society for Sedimentary Geology, pp. 353-384.
- Hosseini-Barzi and M., Talbot, C., 2003. A tectonic pulse in the Makran accretionary prism recorded in Iranian coastal sediments, *Journal of the Geological Society*, London, V. 160, pp. 903-910.
- Hosseini-Barzi, M., 2010. Spatial and temporal diagenetic evolution of Plio-Pleistocene syn-tectonic sediments in pulsatory uplifted coastal escarpments of Iranian Makran, In: Leturmy, P. and Robin, C. (Eds.), *Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic*, Geological Society, London, Special Publications, No. 330, pp. 273-289.
- Hunziker, D., 2014. Magmatic and Metamorphic History of the North Makran Ophiolites and Blueschists (SE Iran): Influence of Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> Ratios in Blueschist Facies Minerals on Geothermobarometric Calculations, ETH Zurich, Switzerland, Zürich (ETH-Zürich 364 P.)
- Jafari, A.; Fazlnia, A. and Jamei, S., 2018. Geochemistry, petrology and geodynamic setting of the Urumieh plutonic complex, Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran: new implication for Arabian and Central Iranian plate collision, *J. Afr. Earth Sci.*, 139, pp. 421-439
- Kirby, E., and Whipple, K. X., 2012. Expression of active tectonics in erosional and scapes, *J. Struct. Geol.*, 44, pp. 54-75
- Kober, F., G. Zeilinger, S. Ivy-Ochs, A. Dolati, J. Smit, and P. W. Kubik, 2013. Climatic and Tectonic Control on Fluvial and Alluvial Fan Sequence Formation in the Central Makran Range, SE-Iran. *Global and Planetary Change* 111.
- Kopp, C.; Fruehn, E.; Flueh, E.; Reichert, C.; Kukowski, N.; Bialas, J.; Klaeschen, D., 2000. Structure of the Makran subduction zone from wide-angle and reflection seismic data. *Tectonophysics*. 329 (1-4), pp. 171-191
- Krumbein, W. C. and Sloss, L. L., 1963. *Stratigraphy and sedimentation: 2<sup>nd</sup> ed.*, San Francisco, W. H. Freeman & Co., 660p.
- McCall, G.J.H., 2002. A summary of the geology of the Iranian Makran. Clift, P.D.; Kroon, F.D.; Gaedecke, C. and Craig, J. (Eds.), *The Tectonic and Climatic Evolution of the Arabian Sea Region*, Geological Society, London, pp. 147-204
- Miall, A.D., 2000. *Principles of Sedimentary Basin Analysis, Third Edition*, Springer, University of Toronto, Canada, 616 P.

- Miall, A. D., 2006. *Reconstructing the architecture and sequence stratigraphy of the preserved fluvial record as a tool for reservoir development: a reality check* □ American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V. 90, pp. 989–1002.
- Miall, A.D., 2010. *The Geology of Stratigraphic Sequences, Second Edition*, Springer-Verlag, Berlin, 433 P.
- Moghadam, H.S. and Stern, R.J., 2015. *Ophiolites of Iran: keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (II) Mesozoic ophiolites*, J. Asian Earth Sci., V. 100, pp. 31-59
- Mohammadi, A.; Burg, J.-P.; Guillong, M. and Von Quadt, A., 2017. *Arc magmatism witnessed by detrital zircon U-Pb geochronology, Hf isotopes and provenance analysis of Late Cretaceous-Miocene sandstones of onshore Western Makran*, Am. J. Sci., V. 317 (8), pp. 941-964
- Okal, E.A., Fritz, H.M., Hamzeh, M.A. and Ghasemzadeh, J., 2015. *Field survey of the 1945 Makran and 2004 Indian Ocean Tsunamis in Baluchistan, Iran*. Pure and Applied Geophysics 172: 3343–3356.
- Penney, C.; Copley, A. and Oveisi, B., 2015. *Subduction tractions and vertical axis rotations in the Zagros–Makran transition zone, SE Iran: the 2013 May 11 Mw 6.1 Minab earthquake*, Geophys. J. Int., V. 202 (2), pp. 1122-1136
- Posamentier, H. M., M. T. Jervy, and P. R. Vail, 1988. *Eustatic controls on clastic deposition I—conceptual framework*, in Wilgus, C. K.; Hastings, B.; Kendall, C. G. St. C.; Posamentier, H. W.; Ross, C. A. and Van Wagoner, J. C. (eds.), *Sea-level changes: an integrated approach: SEPM Special Publication 42*, pp. 109–124
- Prins, M.A.; Postma, G and Weltje, g.J., 2000. *Controls on terrigenous sediment supply to the Arabian Sea during the late quaternary: The Makran continental slope*, Marine Geology, V. 169, pp. 351-371
- Read, J.F., 1985. *Carbonate platform facies models: AAPG Bulletin*, V. 66, pp. 860–878
- Reinson, G.E., 1992. *Transgressive barrier island and estuarine systems*, In *Facies Models—Response to Sea Level Change*, In: Walker, R. G. and James, N. P. (Eds.), Geological Association of Canada, GeoText 1, pp. 179–194.
- Regard, V.; Bellier, O.; Thomas, J.C.; Abassi, M.R.; Mercier, J.; Shabanian, E.; Fefghi, K. and Soleymani, S., 2004. *Accommodation of Arabia-Eurasia convergence in the Zagros-Makran transfer zone, SE Iran: A transition between collision and subduction through a young deforming system*, Tectonics, V. 23, TC4007.
- Regard, V.; Hatzfeld, D.; Molinaro, M.; Aubourg, C.; Bayer, R.; Bellier, O.; Yamini-Fard, F.; Peyret, M.; Abbassi, M., 2010. *The transition between Makran subduction and the Zagros, collision: recent advances in its structure and active deformation*. Geological Society, London, Special Publications 330 (1):pp. 43–64.
- Shahabpour, J., 2010. *Tectonic implications of the geochemical data from the Makran igneous rocks in Iran*, Island Arc, V. 19 (4), pp. 676-689
- Swift, D.J.P.; Oertel, G.F.; Tillman, R.W. and Thorne, J.A., 1991. *Shelf sand and sandstone bodies*, Special publication 14, International association of sedimentologist, Blackwell Scientific Publication, Oxford, 295 P.
- Torsvik, T.H. and Cocks, L.R.M., 2017. *Earth History and Palaeogeography*, Cambridge University Press, Cambridge, 317 P.
- Tucker, M.E., 2003. *Mixed clastic-carbonate cycles and sequences: Quaternary of Egypt and Carboniferous of England*, Geologia Croatica, V. 56, pp. 19-37.
- Tucker, M. E., and V. P. Wright, 1990. *Carbonate sedimentology: Oxford, United Kingdom*, Blackwell Scientific Publication, 482 P.
- Vail, P. R., F. Audemard, S. A. Bowman, P.N. Eisner, and C. Perez Cruz, 1991. *The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology—an overview*, In G.

- Einsele, W. Ricken, and A. Seilacher, eds., Cycles and events in stratigraphy: Berlin, Springer-Verlag, pp. 617–659.*
- *Van Wagoner, J. C., H. W. Posamentier, R. M. Mitchem, P.R. Vail, J. F. Sarg, T. S. Lutit, and J. Hardenbol, 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, in C. K. Wilgus, B. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, and J. C. Van Wagoner, eds., Sea-level changes: an integrated approach: SEPM Special Publication 42, pp. 39–45.*
  - *Van Wagoner, J.C.; Mitchum, R.M.; Campion, K.M. and Rahmanian, V.D. 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in well logs, cores, and outcrops, Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies, AAPG Methods in Exploration Series, V. 7, 55 P.*
  - *Vaziri, S. H.; Reinhart, E.G. and Pilarczyk, J.E., 2019. Coastal foraminifera from the Iranian coast of Makran, Oman Sea (Chabahar Bay to Gawater Bay) as an indicator of tsunamis, Geopersia, PP. 43-63*
  - *Walker, R. G., 2006. Facies models revisited. In H. W. Posamentier & R. G. Walker (Eds.), Facies models revisited. Tulsa: SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication No. 84, pp. 1–17*
  - *Wilson J.L., 1975. Carbonate facies in geologic history, Springer-Verlag, New York, 471 P.*
  - *Wilson, C.G.; Matisoff, G.; Whiting, P.J. and Klarer, D.M., 2005. Transport of Fine Sediment through a Wetland Using Radionuclide Tracers: Old Woman Creek, OH, Journal of Great Lakes Research, V. 31, pp. 56-67.*
  - *Yang, T.N.; Chen, J.L.; Liang, M.J.; Xin, D.; Aghazadeh, M.; Hou, Z.Q. and Zhang, H.R., 2018. Two plutonic complexes of the Sanandaj-Sirjan magmatic-metamorphic belt record Jurassic to Early Cretaceous subduction of an old Neotethys beneath the Iran microplate, Gondwana Res., V. 62, pp. 246-268.*