

بررسی تحولات تکتونیکی - رسوبی توالی ماستریشتین غرب ناحیه فارس در یک چارچوب چینه‌نگاری دقیق

رخشنده عباسی^۱، علیرضا پیریایی^{۲*}، منصور قربانی^۱ و علی مبشری^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، ایران

۲- اداره سطح‌الارضی، مدیریت اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۸/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۰/۱۰

چکیده

در این مطالعه، توالی رسوبی ماستریشتین در امتداد یک نگاره تطابقی عمود بر روند زاگرس و از شمال شرق به جنوب غرب، در غرب ناحیه فارس مورد بررسی قرار گرفته است. رسوبات ماستریشتین ناحیه فارس شامل شیل و مارن‌های دریایی عمیق بخش بالایی سازند گورپی، رخساره کربنات‌های دریایی کم‌عمق سازند تاربور، رسوبات توربیدیتی منتسب به سازند امیران و آهک‌ها و دولومیت‌های بخش‌های زیرین سازند ساچون می‌باشد. نتایج حاصل از مطالعات رخساره‌ای منجر به شناسایی ۱۲ رخساره شده که در ۶ کمر بند رخسار حوضه‌ای، دریای باز، سد، لاگون باز و محصور و پهنه کشندی در یک محیط شلف کربناته تشکیل شده‌اند. ۵ سکانس رسوبی رده ۴ در این توالی شناسایی شده است. براساس گسترش شکل هندسه گوه‌ای از شمال شرق به جنوب غرب و تغییرات ضخامت نهشته‌ها در سکانس‌های مختلف و الگوی پیش‌نشینی رخساره‌ها در امتداد این نگاره می‌توان رسوب‌گذاری نهشته‌های ماستریشتین را به یک حوضه پیش‌بوم نسبت داد.

کلمات کلیدی: ماستریشتین، حوضه پیش‌بوم، سازند تاربور، سازند گورپی، پیش‌نشینی

مقدمه

اقیانوس تتیس جدید مهم‌ترین عامل در توسعه سنگ‌های مختلف رسوبی و به تبع آن سامانه‌های هیدروکربنی است. در این بین، کرتاسه بالایی را می‌توان یک نقطه عطف در نظر گرفته که تکتونیک غیر فعال زمان باز شدن اقیانوس تتیس جدید را از تکتونیک فعال زمان بسته شدن آن جدا می‌کند. به دلیل تنوع رسوبات، کم عمق تا عمیق و کربناته تا سیلیسی آواری و نیز، رسوبات فرارراندده شده رادیولاریتی، در بازه زمانی

کمر بند چین‌خورده- روراندده زاگرس در میانه کوه‌زاد آلپی قرار گرفته و در حدود ۲۰۰۰ km از جنوب شرق ترکیه در امتداد شمال سوریه و عراق و به سمت غرب تا جنوب غرب ایران گسترده شده است [۱ و ۲]. تحولات جغرافیای دیرینه این کمر بند در طی باز شدن، گسترش و بسته شدن

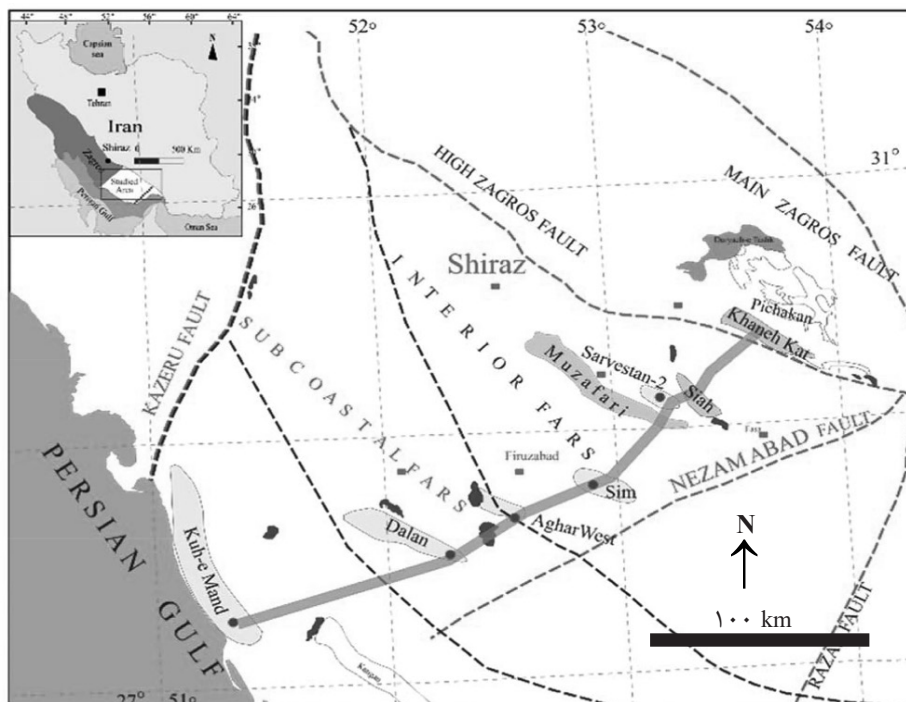
*مسئول مکاتبات
آدرس الکترونیکی
a.piryaei@niocexp.ir
شناسه دیجیتال: (DOI: 10.22078/pr.2020.4342.2965)

پسین را در بازه زمانی ماستریشتین در امتداد یک نگاره تطابقی عمود بر روند زاگرس با استفاده از ۸ برش سطحی و زیرسطحی خانه‌کت، کوه سیاه، چاه سروستان-۲، یال جنوبی ناقدیس مظفیری و چاه‌های، سیم-۱، آغار غربی-۱، دالان-۱ و مند-۱ بررسی می‌کند. برش‌های مذکور از نظر ضخامت، رخساره، محیط رسوبی و چین‌نگاری سکانسی مورد مطالعه و مقایسه قرار گرفته و در امتداد یک‌نگاره با یکدیگر تطابق داده شده‌اند (شکل ۱).

موقعیت زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در کمربند چین‌خورده-رورانده زاگرس در ناحیه فارس و در غرب گسل نظام‌آباد واقع شده است (شکل ۱). ناحیه فارس بخشی از زاگرس چین‌خورده بوده که مابین گسل کازرون در غرب، خطواره نخیلو در شرق و ناحیه تراستی در شمال قرار داشته و می‌تواند به پهنه‌های کوچک‌تری شامل فارس ساحلی، فارس نیمه‌ساحلی، فارس داخلی و پس خشکی بندرعباس تقسیم شود (شکل ۱).

ماستریشتین، می‌توان نحوه مهاجرت مرکز انباشت رسوب و تحولات حوضه پیش‌بوم را در این بازه زمانی بررسی کرد [۳-۷]. افزایش تدریجی بار تکتونیکی حاصل از صفحات رورانده شده به تدریج سبب کج‌شدگی بیشتر در سکو عربی و فرونشینی بیشتر بخش پیش‌گودال حوضه پیش‌بوم و در نتیجه رسوب‌گذاری ضخامت قابل توجهی از کربنات‌های سازند تارپور را در پی داشته است [۸-۵ و ۲]. با ادامه رژیم تکتونیکی همگرا به تدریج حرکت مرکز انباشت رسوب حوضه پیش‌بوم، به طرف جنوب غرب ادامه داشته است. مرحله نهایی بسته شدن نئوتتیس در میوسن آغازین رخ داده زمانی که تصادم قاره به قاره شروع شده است. رخداد تکتونیکی اصلی که از سانتونین- کامپانین تا پالئوسن پایانی یا ائوسن آغازین [۹] رخ داده منجر به گسترش حوضه خمشی امیران در آغاز دوره چین‌خوردگی در حوضه پیش‌بوم ماستریشتین تا پالئوسن و رورانده‌گی و بالازدگی در بخش داخلی‌تر حوضه پیش‌بوم در پالئوسن تا ائوسن آغازین شده است [۱۰-۱۲]. این مطالعه تحولات رسوبی حاشیه فعال کرتاسه



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی منطقه و نگاره تطابقی مورد مطالعه

سیلتی به رنگ سبز تیره تا قهوه‌ای و مقداری سنگ‌آهک جانشین می‌شود. مرز زیرین سازند تاربور با سازند گورپی هم‌شیب و تدریجی است. سازند گورپی از مارن‌های همی‌پلاژیک و پلاژیک گلوبیترین و گلوبوترانکانا نازک‌لایه به رنگ خاکستری تیره و گلسنگ‌های همی‌پلاژیک مربوط به مناطق عمیق دریا تشکیل شده است. مرز زیرین سازند گورپی با سازند ایلام ناپیوسته بوده و در نقاطی که سازند ایلام وجود ندارد، سازند گورپی روی سازند سروک قرار گرفته است.

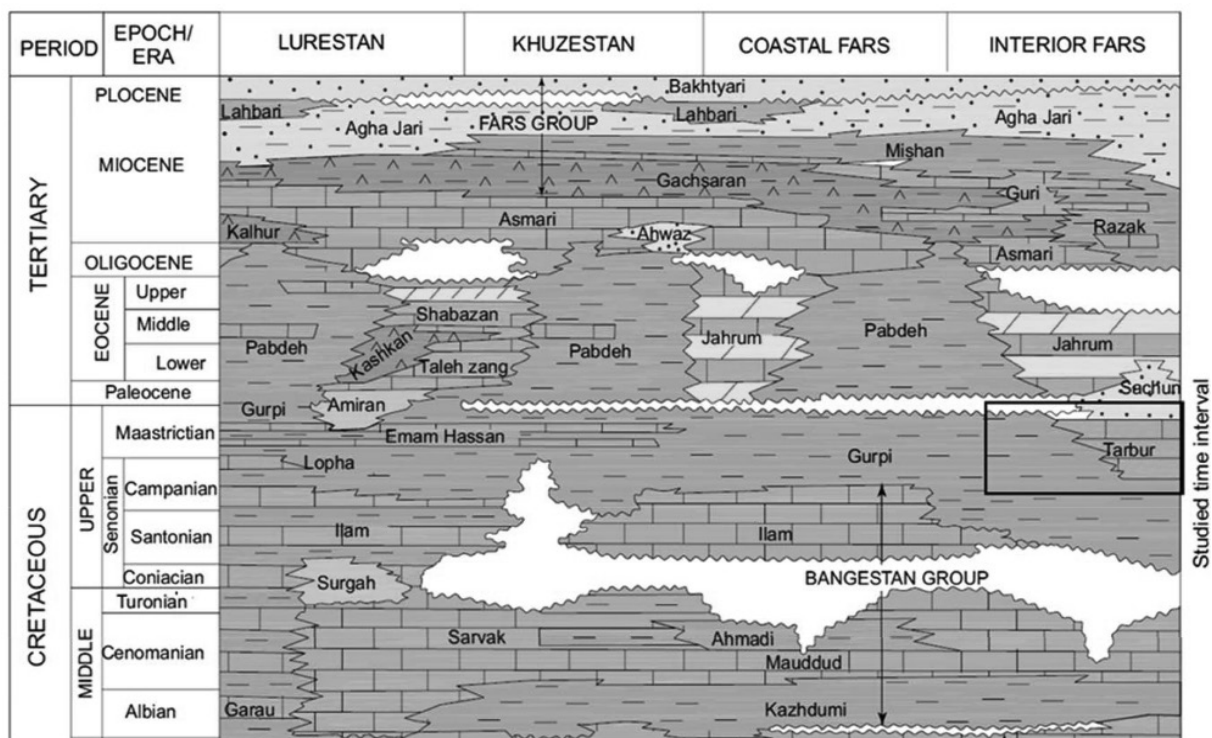
داده‌ها و روش‌های مورد استفاده

داده‌های مورد استفاده در این پژوهش شامل اطلاعات ۳ برش سطحی و ۵ برش زیرسطحی در امتداد نگاره تطابقی انتخابی در ناحیه فارس است (شکل ۱). ستون چینه‌شناسی برش‌های سطحی و نمودار پرتو گاما و نگاره فسیل‌شناسی مربوط به برش‌های زیرسطحی از سامانه داده مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران تهیه و مورد مطالعه قرار گرفته‌اند.

نگاره انتخابی مورد مطالعه از زیرپهنه‌های فارس داخلی و فارس نیمه‌ساحلی عبور کرده و به فارس ساحلی می‌رسد.

چینه‌نگاری

بازه زمانی ماستریشتین در زاگرس با بخش‌هایی از سازندهای گورپی، تاربور، امیران، ساچون و رادیولاریت مشخص می‌شود (شکل ۲). در بخش شرقی ناحیه فارس این نهشته شامل سازندهای گورپی، سازند تاربور و سازند ساچون است. سازند ساچون از رسوبات تبخیری و دولومیتی حوضه‌های محدود تشکیل شده و سنی از ماستریشتین تا پالئوسن نشان می‌دهد [۱۲]. سازند تاربور یک واحد سنگ‌چین‌های متشکل از سنگ آهک و دولومیت ضخیم‌لایه تا توده‌ای و به‌طور محلی حاوی رودیست است. در ناحیه مورد مطالعه روی سازند تاربور سازند ساچون قرار دارد [۱۵-۱۲]. در قسمت‌های عمیق‌تر حوضه (در جنوب منطقه مورد مطالعه) سازند تاربور به‌صورت بین‌انگشتی با سازند آواری امیران شامل سیلت سنگ و شیل



شکل ۲ واحدهای سنگ‌چینه‌ای ناحیه فارس و شرق زاگرس [۱۶]

آنالیز رخساره‌ها

براساس مطالعات رسوبی انجام شده در توالی مورد مطالعه، ۱۲ رخساره شناسایی شده که در ۶ کمر بند رخساره‌ای تهنشت کرده‌اند جدول ۱ که به‌طور خلاصه در ادامه به آن‌ها اشاره می‌شود (شکل ۳). گروه رخساره‌های محیط حوضه (A): در صحرا به‌صورت آهک و آهک‌های رس‌دار نازک تا متوسط لایه و مارن است. بافت این رخساره وکستون و پکستونی بوده و با پوسته فرامینفرهای پلاژیک (گلوبوترونکا و هدبرگلا) الیگوسترژینید، سوزن اسفنج، رادیولرها همراه است. این رخساره به‌طور عمده در سازند گورپی شناسایی شده است. در سازند تاربور در برش مظفری نیز رخساره پلاژیک مشاهده شده است. گروه رخساره‌ای محیط دریای باز (B): این رخساره با بافت وکستون و پکستون با حضور فرامینفرهای بدون منفذ از قبیل سیدرولیتس، اربیتوئیدس، امفالوسیکلوس ماکروپروس و لپیدوربیتوئیدس مشخص می‌شود.

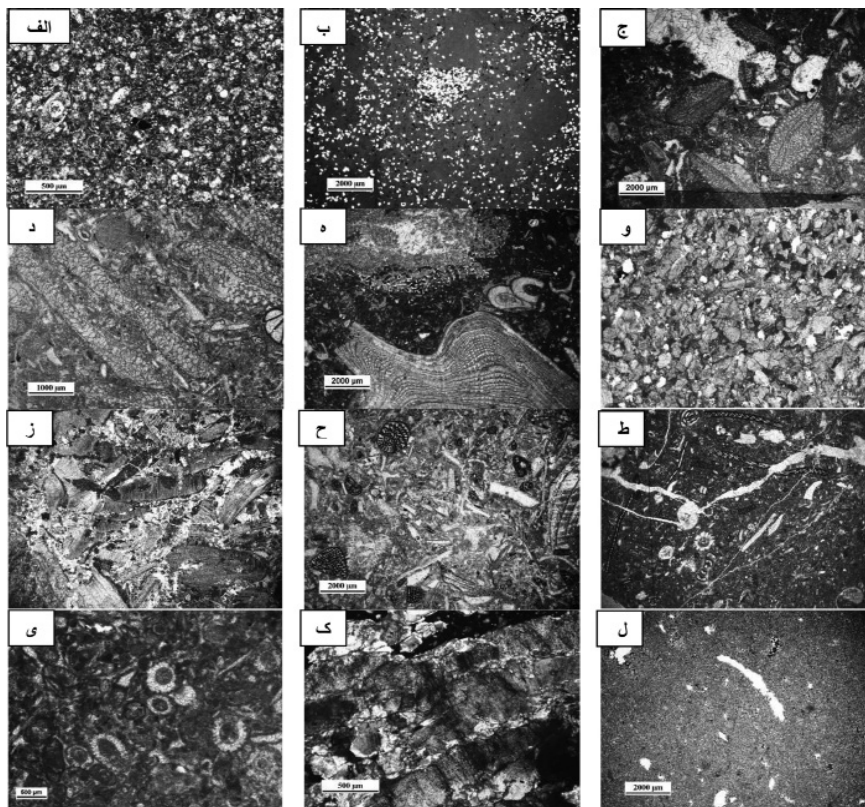
برای نام‌گذاری سنگ‌های کربناته از روش دانه‌ام و امری و کلوان [۱۷ و ۱۶] و برای آنالیز رخساره‌ها از روش‌های مختلف [۲۰ و ۱۹] استفاده شده است. مطالعه چینه‌نگاری سکانشی براساس روش‌های استفاده شده برای سنگ‌های کربناته آب کم عمق [۲۱-۲۴] انجام شده است.

رخساره‌های تکتونیکی ناحیه مورد مطالعه

تحولات تکتونیکی عمده‌ای در کمر بند چین‌خورده-رورانده زاگرس در کرتاسه پسین تا پلیوسن پسین رخ داده است [۲۹-۲۷ و ۲۵]. کمر بند کوه‌زایی ابتدا نتیجه بسته شدن اولیه نئوتتیس است که منجر به تراستی شدن، فرارانش و تشکیل حوضه پیش‌بوم در انتهای کرتاسه شده است [۳۱-۳۰ و ۴، ۱]. یک فاز برخوردی نهایی باعث بسته شدن نئوتتیس در میوسن- پلیوسن شده است (به‌عنوان مثال [۳۲ و ۳۱]). در طی ترونین پسین تا کامپانین پوسته اقیانوسی نئوتتیس روی حاشیه سکو عربی فرارانش کرده است.

جدول ۱ رخساره‌ها، محیط رسوبی و کد رخساره‌ای نهشته‌های ماستریشیتین در غرب ناحیه فارس

کد رخساره‌ای	ریزر رخساره	کمر بندهای رخساره‌ای
A1	وکستون/ پکستون دارای بیوکلاست و فرامینفر پلاژیک	گروه رخساره‌های محیط حوضه (A)
A2	وکستون/ پکستون دارای بیوکلاست فرامینفر پلاژیک ماسه‌ای یا سیلت دار	
B1	پکستون و وکستون دارای امفالوسیکلوس/ سیدرولیتس/ اربیتوئیدس/ لپیدوربیتوئیدس	گروه رخساره‌های محیط دریای باز (B)
C1	رخساره باندستون رودیستی	گروه رخساره‌های محیط حاشیه سکو/ سد (C)
C2	رخساره فلوتستون و رادستون رودیست‌دار	
C3	گرینستون- پکستون رودیستی بایوکلاستی	
C4	پکستون/ گرینستون، فلوتستون و رادستون دارای اینتراکلاست، رودیست، بیوکلاست	
C5	پکستون تا گرینستون دارای رودیست فرامینفر بنتیک و پلوئید	
D1	وکستون- پکستون بایوکلاستی با فرامینفرهای بنتیک بدون منفذ	گروه رخساره‌های تالاب باز (D)
E1	رخساره پکستون بیوکلاستی پلوئیدی جلبک‌دار	گروه رخساره‌های محیط تالاب محصور (E)
F1	انیدریت	گروه رخساره‌های محیط پهنه جزرومدی (F)
F2	دولومادستون	



شکل ۳ تصاویری از رخساره‌های شناسایی شده در توالی مورد مطالعه: الف) پکستون دارای بیوکلاست و فرامینیفر پلاژیک (A1)، سازند گورپی، نور معمولی، ب) وکستون دارای فرامینیفر پلاژیک ماسه‌ای، سازند تاربور (A2)، نور معمولی، ج) رخساره پکستون دارای اربیتوئیدس (B1)، سازند تاربور، نور معمولی، د) رخساره پکستون دارای امفالوسیکلوس و سیدرولیتس (B1)، سازند تاربور، نور معمولی، ه) رخساره فلوتستون و رودستون رودستون دار (C2)، نور معمولی، و) گرینستون-پکستون رودیستی بایوکلاستی (C3)، سازند تاربور، نور معمولی، ز) پکستون تا رادستون دارای اینتراکلاست، رودیست و بیوکلاست (C4)، سازند تاربور، نور پلاریزان، ح) پکستون تا گرینستون دارای رودیست فرامینیفر بنتیک و پلویید (C5)، سازند تاربور، نور معمولی، ط) رخساره وکستون-پکستون بایوکلاستی با فرامینیفرهای بنتیک بدون منفذ (D1)، سازند تاربور، نور معمولی، ی) رخساره پکستون بیوکلاستی پلوییدی جلبک‌دار (E1)، سازند تاربور، نور معمولی، ک) انیدریت (F1)، نور پلاریزان ل- رخساره دولومادستون (F2)، نور معمولی

نشانه تشکیل در محیط جلوی ریف است. گروه رخساره‌های تالاب باز (D): این ریزرخساره عمدتاً شامل فرامینیفرهای بنتیک با دیواره‌های بدون منفذ مانند دیسیکلینا، میلیولید، لوفتوزیا، خرده‌های جلبک سبز داسی‌کلاداسه به همراه خرده‌های رودیستی با بافت وکستون و پکستون است. گروه رخساره‌های محیط تالاب محصور (E): تنوع گونه‌های جانوری در این گروه رخساره‌ای کمتر بوده و بیشتر موجودات مقاوم در برابر شوری (یورپهالین) مانند میلیولید، تکستولارید و جلبک سبز داسی‌کلاد در آن دیده می‌شود.

گروه رخساره‌های محیط پهنه جزر و مدی (F): رخساره‌های دولومادستون و انیدریت در این گروه

گروه رخساره‌های محیط حاشیه سکو/سد (C): در این گروه رخساره‌ای چند زیررخساره (C1 تا C5) با بافت‌های باندستون، رودستون، فلوتستون، گرینستون و پکستون قابل شناسایی است. مؤلفه اصلی این دسته حضور رودیست بوده که به صورت خوشه‌ای و چندتایی و انواع منفرد یا خرده‌ها و واریزه‌های آن دیده می‌شود. از اجزای دیگر این رخساره می‌توان به مقدار کمتر به مرجان‌های آهکی و جلبک‌های قرمز اشاره کرد. همراهی با فرامینیفرهای بنتیک و وجود گل کربناته نشانه تشکیل در پشت سد بوده و وجود فسیل‌هایی مانند سیدرولیتس، امفالوسیکلوس و لوفتوزیا و بافت‌های گرینستونی همراه با جورشدگی و گردشدگی خوب

[۲۰]، ولی می‌توان چنین گفت که محیط سازند تاربور یک محیط رمپ توسعه یافته به شلف لبه‌دار می‌باشد که حضور رخساره‌های ریف‌های رودیستی موجب تغییر آن شده است. در هر حال، آنچه از محیط‌های کلاسیک شلف لبه‌دار مشاهده شده و انتظار می‌رود در محیط تاربور مشاهده نمی‌شود. در چنین محیطی رخساره‌های ریزشی عمدتاً شامل رخساره‌های ریفی یعنی رادستون می‌باشند بر اساس جامعه زیستی، بافت رسوبی و ارتباط عمودی و جانبی رخساره‌ها تبدیل تدریجی رخساره‌ها به هم و مقایسه با مدل‌های رسوبی ارائه شده توسط روس و اسکلتون برای سازندهای رودیستی نئوتتیس [۳۵] محیط رسوب‌گذاری نهشته‌های ماستریشترین از جمله سازند تاربور یک شلف لبه‌دار می‌باشد (شکل ۴).

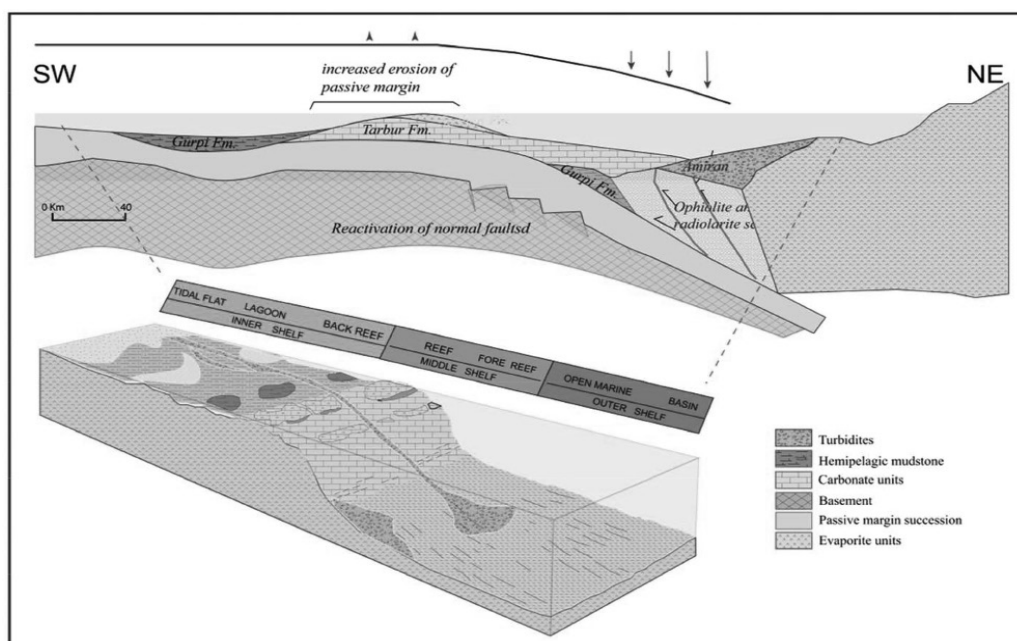
چینه‌نگاری سکانسی

چینه‌نگاری سکانسی، آنالیز پاسخ رسوبی به تغییرات نسبی سطح آب دریا و روندهای رسوب‌گذاری است که فعل‌وانفعالات بین فضای قابل دسترس برای رسوب‌گذاری و میزان رسوب‌گذاری را نشان می‌دهد [۳۶].

رخساره‌ای قابل شناسایی است. دولومیت‌های ریزبلور، بی‌شکل و هم‌اندازه تشکیل شده که جانشین میکریت‌های زمینه سنگ شده اند که نشان‌دهنده وجود دولومیت دیاژنزی اولیه هستند.

محیط رسوبی

پس از مطالعه مقاطع نازک ستون‌های رخساره‌ها مربوط به برش‌های مطالعه شده ترسیم گردید و سپس با مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با انواع بررسی شده توسط اشلگر [۳۴]، فلوگل [۲۰] و با مقایسه با محیط‌های امروزی تغییرات عمودی توالی رسوبی ماستریشترین در منطقه مطالعه ترسیم شد. با بررسی رخساره‌های ۸ برش مورد مطالعه چنین به نظر می‌آید که رخساره‌های مختلف در برش‌های مورد مطالعه یک مدل رسوبی شلف لبه‌دار را برای نهشته‌های ماستریشترین نشان می‌دهند (شکل ۴). با توجه به گسترش رخساره‌های ریفی، ستمبر بودن و شاخص بودن این رخساره‌ها در برش‌های سطح‌الارضی، اگرچه عدم حضور کورتوئیدها، آنکوئیدها، پیزوئیدها و دانه‌های آگرگات که خاص شلف کربناته می‌باشند و یا به‌ندرت در رمپ‌های کربناته یافت می‌شوند



شکل ۴ مدل رسوبی شمتیک سه‌بعدی توالی ماستریشترین در ناحیه مورد مطالعه

و فرامینیفرهای بنتیک از قبیل روتالیا به‌خصوص گونه *Rotalia Skourensis*، دیسیکلینا که با بازه تجمعی ۳۰ مشخص می‌شود، دیده می‌شود. این رسوبات با نام سازند ایلام به سن سانتونین تا کامپانین مشخص می‌شوند که در یک موقعیت بخش داخلی تا میانی سکو رسوب کرده‌اند. در بخش‌هایی از حوضه سانتونین در قسمت‌هایی که فرورفتگی‌های قدیمی مربوط به زمان‌های قبل را تشکیل می‌دادند یا در بخش‌هایی که تراست شدگی موجب پایین‌افتادگی کف حوضه نسبت به بخش‌های کم‌عمق سکو شده است توسط رخساره‌های حاوی فوناهای پلاژیک از قبیل هتروهلیکس، الیگوسترژینید مشخص می‌شوند. این رسوبات سازند گورپی نامیده شده و با بازه زیستی ۳۲ و ۳۱ مشخص می‌شوند. در زمان سانتونین هنوز خمشی در پوسته نفوتتیس ایجاد نشده بود؛ بنابراین در بخش‌هایی از سکو که در بلندی قرار داشتند سازند ایلام نهشته شده است.

سکانس کامپانین

سکانس کامپانین در حالی تشکیل می‌شود که حوضه در مراحل آغازین تشکیل پیش‌بوم بوده و همچنان فرونشینی ناشی از خمش در رسوبات بخش پیش‌گودال ادامه دارد. بیشترین ضخامت رسوبات کامپانین مربوط به برش مظفری با 325 m ضخامت کل رسوبات کامپانین و سروستان ۲ با ضخامت 335 m و کمترین ضخامت مربوط به برش خانه‌کت و دالان-۱ به ترتیب با 26 m و 21 m ضخامت هست. در این سکانس نیز به دلیل فرونشینی ناشی از رسوب‌گذاری و خمش در حوضه پیش‌بوم بیشترین ضخامت مربوط به برش‌های مظفری و سروستان در پیش‌گودال و حاشیه آن بوده و به دلیل بیرون‌زدگی ناشی از برآمدگی مرز بین کامپانین و سانتونین در برش‌های سیم و برش‌های دالان-۱ و وست آغار-۱ به صورت ناپیوستگی در معرض فرسایش قرار گرفته و فرسایشی هست. سکانس اول کامپانین با سنگ‌شناسی آهک رسی و حاوی فرامینیفرهای

از زمان سنومانین به بعد فرارانش پوسته اقیانوسی تتیس جدید و پوشش رسوبی آن برروی سکو عربی تا انتهای کرتاسه موجب تبدیل حاشیه غیرفعال به فعال همراه با تشکیل حوضه‌های درون سکوی و زایش حوضه پیش‌بوم و بالآمدگی و فرونشینی‌های متعدد شده است. این وضعیت تا انتهای پلیوسن و بسته شدن اقیانوس تتیس جدید ادامه پیدا کرده است [۳۷-۴۰]. اوج پدیده فرارانش در سانتونین و کامپانین رخ داده که قرارگیری رسوبات کم‌عمق سازند تاربور برروی افیولیت‌ها نشان دهنده آن است که زمان جابجایی آن‌ها قبل از ماستریشتین هست. هر چند در برخی نواحی مانند کوه خوش در جنوب غربی زاگرس وجود افیولیت در حد فاصل ماستریشتین و در رسوبات پلاژیک گورپی نیز به اثبات رسیده است [۴۱]. هم‌زمان با فرارانش پوسته اقیانوس تتیس جدید روی پوسته عربی در طول تورونین پسین تا کامپانین، یک ناپیوستگی در مقیاس ناحیه‌ای در صفحه عربی توسعه یافته است [۴۰، ۷ و ۶] که در زاگرس و ناحیه فارس این ناپیوستگی در حد مرز پایینی رسوبات سانتونین و بین تورونین و سانتونین دیده می‌شود. در طول این ترانسکت در تمامی برش‌ها این ناپیوستگی دیده می‌شود و حتی در برخی برش‌ها بالآمدگی به‌حدی بوده است که فرسایش رسوبات بعد از تورونین را از بین برده است مانند برش چاه شماره ۱-سیم که رسوبات بین تورونین تا کامپانین در آن دیده نمی‌شود.

سکانس سانتونین

بیشترین ضخامت رسوبات سانتونین مربوط به برش‌های کوه سیاه سروستان با 125 m ضخامت و مظفری با 150 m بوده که احتمالاً در بخش پیش‌گودال حوضه پیش‌بوم قرار داشتند. در زمان سانتونین رسوبات به‌صورت سنگ آهک‌های رسی نازک لایه تا ضخیم لایه با دو رخساره پلاژیک و نریتیک در دو بخش سکوی کم‌عمق که رسوبات حاوی فسیل‌های رودیست جلبک، نرم‌تن، اکینوئید

معرفی می‌شود. تراز بالای این سکانس به‌صورت کم شدن گلوبوترانکاناها و با رخساره‌های مربوط به بخش خارجی سکو و قسمت‌های همی‌پلاژیک مشخص می‌شود. فرامینیفرهایی از قبیل گلوبوترانکانا، روگولوبیژرینا، هدبرگلا و هتروهلیکس در این دسته رخساره دیده می‌شود. این در حالی است که پیش‌نشینی سکانس‌ها موجب شده که در برش کوه سیاه، سروستان و خانه‌کت (شمال شرق حوضه) تراز بالا با رخساره‌های آهک و آهک‌های امفالوسیکلوس کربنات‌های کم‌عمق سکوی مشخص شود. این آهک‌ها حاوی رخساره‌های ریفی رودیستی از نوع هیپوریت و روزن‌بران بدون منفذ از قبیل امفالوسیکلوس، اربیتوئیدس و همچنین، فرامینیفرهای منفذ دار از قبیل میلیولید، دیسیکلینا، استراکد و گاستروپود هستند. مرز زیرین و بالایی این سکانس در تمامی برش‌ها به‌صورت پیوسته و از نوع دوم است و براساس لاگ گاما و سونیک و انقراض برخی گونه‌های فسیلی از جمله پلاژیک‌ها مشخص می‌شوند. در چاه‌ها برای تشخیص سطوح چینه‌نگاری از لاگ گاما استفاده شده است. لاگ پرتو گاما در مرز سکانس‌ها به‌دلیل ورود مواد آواری، شیل یا دولومیت رسدار میزان بالایی را نشان داده و در بخش‌های تراز بالا و مرز به دلیل کاهش میکریست، میزان پرتوگاما کم می‌شود.

سکانس شماره ۲ ماستریشتین

مرز زیرین این سکانس به سن ماستریشتین بوده و در تمامی حوضه به‌صورت پیوسته و از نوع دوم است. تراز پیش‌رونده این سکانس در بخش‌های کم‌عمق سکو با رخساره‌های مربوط به بخش میانی سکو شروع شده در حالی که در بخش‌های عمیق حوضه با رخساره‌های مربوط به بخش پلاژیک و بخش خارجی سکو به‌صورت تداخلی از مجموعه فسیل‌های محیط پلاژیک و بخش خارجی سکو در برش سروستان-۲ (به‌صورت تداخل بین‌انگشتی رخساره‌های پلاژیک و کم‌عمق) است. در برش مظفری به‌صورت مارن‌های گلوبوترانکانا (بازه

پلاژیک در برش خانه‌کت شروع می‌شود و در برش‌های کوه سیاه و سروستان TST این سکانس با آهک رسی شروع شده و بیشترین سطح پیشروی آب دریا در لایه‌های مارنی بوده که همراه با ورود مواد آواری و نهشته شدن مارن است. این سکانس در بخش عمیق حوضه نهشته شده است. بخش HST آن نیز در همه برش‌ها از شیل و آهک رسی تشکیل شده است. تنها در برش چاه مند-۲ HST شامل لیتولوژی آهکی هست. مرز پایینی آن با رسوبات سانتونین به‌صورت پیوسته و از نوع مرز سکانسی نوع ۲ هست به‌جز برش‌های چاه سیم-۱، دالان-۱ و وست آغار-۱. مرز بالایی آن نیز به‌صورت پیوسته و از نوع SB2 هست که با توجه به کاهش لاگ گاما، انقراض برخی گونه‌های پلاژیک و حضور گلوکونیت به‌ویژه در چاه وست آغار مشخص می‌شود. رسوب‌گذاری سکانس کامپانین در کل حوضه به‌صورت یکنواخت بوده و تقریباً فروافتادگی‌ها و بالآمدگی‌های قبلی را پر کرده و اختلاف ارتفاع زیادی وجود ندارند و کل منطقه غرب فارس را رسوبات پلاژیک پوشانده است. این رخداد احتمالاً مصادف است با حداکثر سطح غرقابی در صفحه عربی به سن کامپانین میانی که با K170 [۴۲] نشان داده می‌شود.

سکانس 1 Camp-Maas

رسوب‌گذاری سکانس شماره ۱ کامپانین پسین-ماستریشتین در حالی شروع می‌شود که در طول کل حوضه سازند گورپی به‌صورت یکنواخت در زمان کامپانین نهشته شده و تقریباً فروافتادگی‌ها و بالآمدگی‌های قبلی را پر کرده و تفاوت ارتفاع زیادی در محیط رسوب‌گذاری وجود ندارد و کل منطقه غرب فارس را رسوبات پلاژیک پوشانده است. این سکانس با تراز پیش‌رونده با سنگ‌شناسی شیل و مارن و آهک رسی حاوی فرامینیفرهای پلاژیک مانند هدبرگلا، هتروهلیکس و گلوبوترانکانا مربوط به رخساره‌های بخش خارجی سکو و پلاژیک شروع می‌شود که در بیشتر برش‌ها سن کامپانین پسین-ماستریشتین را نشان می‌دهد و با بازه زیستی ۳۳ جیمز و واینند

پکستونی و گرینستونهای حاوی فرام‌های منفذدار از قبیل میلیولید، روتالیا و جلبک داسی‌کلاداسه آ با سنگ‌شناسی آهکی پایان می‌پذیرد. در بخش‌های عمیق حوضه به‌صورت رخساره‌های حاوی فرام‌های پلاژیک با انقراض برخی گونه‌های فسیلی پلاژیک و کم شدن نمودار پرتو گاما و در برخی برش‌ها با حضور پیریت مشخص می‌شود.

سکانس شماره ۴ ماستریشتین

این سکانس آخرین سکانس مربوط به ماستریشتین است و در برش‌های خانه‌کت و کوه سیاه به‌صورت آهک سکوی کم‌عمق که با بخش خارجی و میانی سکو شروع شده در ادامه در برش سروستان ۲ با رخساره‌های بخش خارجی سکو ادامه یافته و در برش مظفری به‌صورت رخساره‌های شیلی ادامه پیدا می‌کند، در برش سیم به‌صورت آهک‌های رسی و در برش‌های آغار غربی و دالان و مند نیز به‌صورت رخساره‌های آهک رسی است. بخش پیش‌رونده TST این سکانس به‌صورت سنگ‌شناسی آهکی با رخساره‌های پکستونی حاوی فسیل‌های امفالوسیکلوس و سیدرولیتس مشخص می‌شود در برش خانه‌کت کوه سیاه و چاه سروستان-۲ و برش مظفری و وست آغار و دالان و مند دیده می‌شود که در همه برش‌ها رخساره‌ها پلاژیک هستند و ترکیب سنگ‌شناسی آن از شمال شرق به جنوب غرب رسی‌تر می‌شود. بخش تراز بالای این سکانس در برش‌های کوه سیاه، خانه‌کت و مظفری با رخساره‌های آهکی و ریفی و نیز حضور فرامینفرهای منفذاری از قبیل میلیولید، دیسیکلینا، لوفتوزیا و جلبک سبز مشخص می‌شود و در این سکانس نیز گسترش رخساره‌های ریفی مانند سکانس‌های قبلی در برش‌های خانه‌کت، کوه سیاه، سروستان-۲ دیده می‌شود. در برش مظفری این رخساره‌های ریفی به‌صورت بافت‌های رادستونی و فلوستونی حاوی خرده‌های رودیستی، لوفتوزیا، سیدرولیتس و امفالوسیکلوس حمل شده است که احتمالاً در اثر حمل در شیب حوضه به

زیستی (۳۹) و نیز در برش سیم به‌صورت شیل حاوی فسیل‌های پلاژیک و در برش‌های آغار غربی، دالان-۱ و مند-۲ به‌صورت آهک رسی حاوی فسیل‌های پلاژیک است. دسته رخساره تراز بالای این سکانس در برش‌های مربوط به سکو رسوبات کربناته کم‌عمق با حضور فسیل‌های بنتیک از قبیل میلیولید، دیسیکلینا، تکستولاریا و گسترش رخساره‌های ریفی به‌صورت باندستون و رادستون در ادامه مشخص می‌شود. در برش‌های بخش‌های پیش‌گودال (مظفری) و برآمدگی (برش‌های سیم، دالان و وست آغار) و پشت برآمدگی (مند) به‌صورت آهک رسی با رخساره پلاژیک است. بیشترین ضخامت این سکانس در بخش سکو یعنی برش‌های خانه‌کت، کوه سیاه، سروستان و مظفری است درحالی‌که کمترین ضخامت مربوط به بخش عمیق حوضه و برش‌های سیم، وست آغار و دالان و مند است. به نظر می‌رسد MFS در این سکانس با حداکثر سطح غرقابی ماستریشتین میانی در صفحه عربی (K180) مطابقت دارد.

سکانس شماره ۳ ماستریشتین

بخش پیش‌رونده در قسمت سکوی با رخساره سکو کربناته کم‌عمق حاوی امفالوسیکلوس و لوفتوزیا شروع شده و با رخساره‌های مربوط به بخش خارجی سکو که فسیل‌های اربیئوئیدس، سدوسیکلومینا، الگوسترینید و امفالوسیکلوس و همچنین، حضور الیگوسترینید مشخص می‌شوند. در برش مظفری به‌صورت رخساره شیلی درآمده و در برش‌های سیم به‌صورت آهک رسی و در برش آغار غربی به‌صورت شیل و آهک و در برش دالان و مند به‌صورت آهک رسی با گسترش هدبرگلا، هتروهلکس، گلوبوترونکانا و الیگوسترینیددار می‌باشد. بخش تراز بالای این سکانس در بخش‌های کم‌عمق سکو به‌صورت رخساره‌های آهکی حاوی فرامینفرهای بنتیک و با گسترش رخساره‌های ریفی مانند سکانس قبلی شروع می‌شود و در انتها به‌صورت لایه‌های ضخیم و ستبر ریفی با بافت رادستون و

نتیجه رانده شدن افیولیت‌ها بر روی ورقه های رانده شده تاربور، حوضه پیش‌بوم شروع به جمع شدن و بالا آمدن می‌کند. به‌علاوه در قسمت‌های دورتر از منطقه تراسی، بر روی برآمدگی در بخش‌های نیز کربنات‌های تاربور تشکیل شده است. در سانتونین محل برآمدگی در برش سیم است؛ درحالی‌که این برآمدگی به سمت جنوب غرب در حرکت بوده در زمان کامپانین در برش‌های سیم، دالان-۱ و وست آغار بوده است. برآمدگی در زمان ماستریشتین به سمت جنوب غرب حرکت کرده و احتمالاً در بخشی از خلیج فارس بوده تا ناپدید شده است. شکستگی شلف نیز به سمت جنوب غرب در زمان سانتونین تا ماستریشتین در حرکت بوده است. البته در زمان کامپانین با پیشروی و رتروگردیشن کلی که در تمامی حوضه جنوب غرب فارس رخ داده موجب ته‌نشینی رسوبات بخش پلاژیک و همی پلاژیک در این ناحیه شده است (K170). باغبانی و همکاران (۱۳۸۲) [۴۳] بیان نمودند که در اواخر ماستریشتین مرتفع شدن زاگرس و خم شدن بیشتر سکو عربی به سمت پایین حوضه پیش‌بوم زاگرس به سمت جنوب غرب منتقل می‌شود به نحوی که تمام بلندی‌ها زیر آب می‌روند و سازند تاربور به صورت سد ریفی در جلوی کوهستان اولیه زاگرس و در شمال امتداد گسل دنا و خطواره شیراز، جهرم و لار تشکیل می‌شود. با گسترش و پیشروی کوهستان اولیه زاگرس به سمت جنوب غرب، سد ریفی سازند تاربور به سمت جنوب غرب مهاجرت می‌نماید. حدفاصل بین کوهستان اولیه زاگرس و سد ریفی سازند تاربور حوضه‌های پشت و بین صفحات تراسی به صورت حوضه بسته تشکیل شده (حوضه‌های پشت خوکی^۱) و محل مناسبی برای رسوبات تبخیری ساچون یا تخریبی سازند امیران را در پشت و روی سازند تاربور طی اواخر ماستریشتین فراهم نموده است.

این ناحیه رسیده‌اند. لبه‌های شلف و خطوط ساحلی تمایل دارند که تحت تأثیر رسوب‌گذاری کربناته با نرخ بالا در امتداد شلف و لبه شلف پیش‌نشینی کنند و رسوباتی که به بخش‌های شیب و عمیق حوضه می‌رسند رسوبات مشتق شده از شلف و لبه شلف می‌باشند. در چاه سروستان-۲ بخش تراز بالای سکانس شماره ۴ با رخساره‌های آهکی که حاوی فسیل‌های Elphidiella و لوفتوزیا هستند به پایان می‌رسد که مربوط به بازه زیستی شماره ۳۸ و تحت نام سازند ساچون معرفی می‌شود. وجود رسوبات سانتونین در تمامی برش‌های این ترانسکت دیده شده است. با توجه به گزارش باغبانی و همکاران [۴۳] وجود سازند ایلام با سن سانتونین در مناطقی از فارس و همچنین، گسترش سازند گورپی از سانتونین در بعضی برش‌های این منطقه نشانگر پیشروی دریا و تشکیل رسوبات کربناته کم‌عمق نریتیک (سازند ایلام) در دامنه و بین بلندی‌ها و رسوبات عمیق (پلاژیک) گورپی و همچنین، فلیش‌ها یا توربیدیت‌ها در بخش پیش‌گودال^۱ حوضه زاگرس [۶] می‌باشد. پیشروی دریا به طرف جنوب غرب در فارس احتمالاً هم‌زمان با رخداد بالا آمدن جهانی سطح آب دریاها در سانتونین بر روی پلیت عربی اتفاق افتاده است (K160) که به‌طور کلی با ته‌نشست رخساره دریایی پلاژیک (سازند گورپی) و کم‌عمق (ایلام) بر روی سکو عربی سکومشخص می‌شود. در زمان سانتونین صفحه عربی شروع به خم شدن به زیر صفحه ایران مرکزی می‌نماید اما این خمش هنوز کامل نشده است. در نتیجه برخی قسمت‌های سکو هنوز به صورت بلندی باقی می‌ماند (برش‌هایی که سازند ایلام وجود دارد). کامپانین اوج تشکیل حوضه پیش‌بوم است. در این مرحله در زاگرس که نزدیک به نئوتتیس بوده سکو وجود نداشته است در صورتی‌که به سمت کشورهای جنوبی خلیج فارس سکو Back step^۲ کرده و رسوب کربنات تشکیل شده است. در زمان ماستریشتین هم‌زمان با تراس شدن ورق اقیانوسی از سمت شمال شرق و در

1. Foredeep

2. Back Step

3. Piggy Back Basin

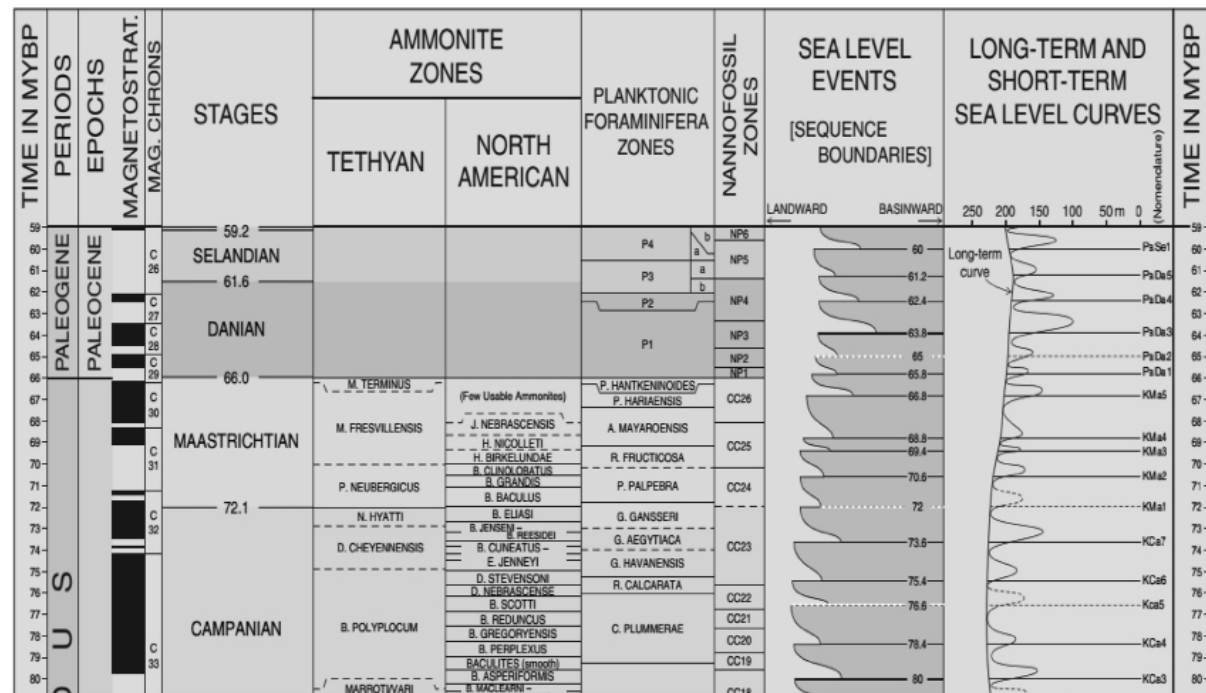
دیده می‌شود (شکل ۶). ضخامت رسوبات مربوط به بخش حاشیه سکو یعنی بخش داخلی و میانی شلف که با سازند تارپور نشان داده می‌شود به دلیل کاهش فضای رسوب‌گذاری از سمت شمال شرق به جنوب غرب کم می‌شود. این تغییرات شدید ضخامت نشانه شدت فرونشینی ناشی از خمش در بخش‌های شمالی حوضه است. فرونشست توسط سازوکارهای مختلفی می‌تواند در حوضه‌های رسوبی رخ دهد [۴۶] و فضا را برای رسوب‌گذاری فراهم می‌کند. این سازوکارها شامل موارد زیر می‌باشند: (۱) نازک‌شدگی پوسته در نتیجه حرکات کششی؛ (۲) افزایش بار بر اثر ماگماتیسم یا برانبارش نپ‌ها و صفحات رورانده، حاشیه صفحات همگرا و ناحیه برخورد؛ (۳) جریان‌ات استنوسفری و فرونشست بر اثر جریان‌های همرفتی سرد پایین‌رونده؛ (۴) ضخیم‌شدگی گوشته-لیتوسفر در طی سردشدگی یا رورانده‌گی و (۵) بار رسوبی و ولکانیکی.

در حوضه‌های پیش‌بوم، این فرونشست نتیجه افزایش ضخامت پوسته بر اثر برانبارش صفحات رورانده است [۴۷].

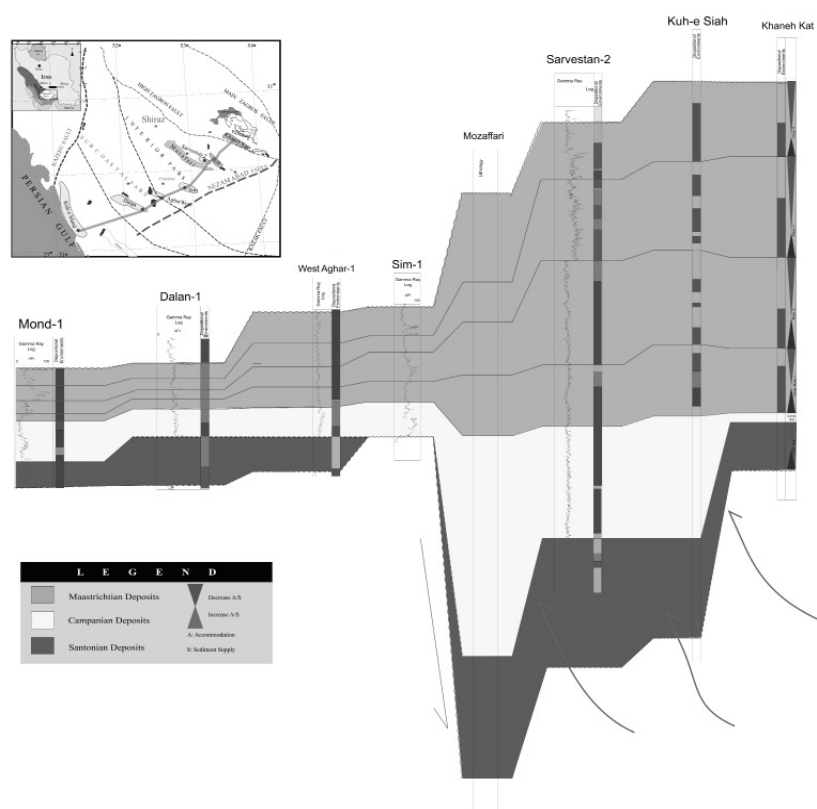
اگر چه امیری بختیار (۱۳۹۰) [۴۴] با مطالعه سازند تارپور در برخی برش‌های محدوده فارس با این نظریه مخالف است ولی با توجه به مشاهده سازند ساچون در برش‌های کوه احمدی، کوه کلاه قاضی، ناحیه سروستان و مظفری نظریه باغبانی و همکاران [۴۳] به نظر صحیح می‌باشد؛ منتهی گسترش این حوضه‌های بینکوهستانی در حدی نبوده است که کلیه مناطق زاگرس را شامل شود هرچاکه گسترش رخساره‌های ریفی بیشتر بوده زمینه برای تشکیل این حوضه‌های پشت خوکی آماده و تشکیل شده است. با مقایسه با آخرین نمودار تغییرات جهانی آب دریا [۴۵] مربوط به زمان کرتاسه که برای ماستریشتین ۴ سکانس در نظر گرفته شده است مشخص می‌شود که این منحنی با منحنی تغییرات ماستریشتین در زاگرس مطابقت دارد (شکل ۵).

بررسی نگاره تطابقی

بررسی این نگاره تطابقی با روندی عمود بر روند زاگرس نشان می‌دهد که از سمت شمال شرق به جنوب غرب ضخامت نهشته‌های ماستریشتین روندی نزولی نشان داده و هندسه‌ای گوه‌ای در رسوبات



شکل ۵ نمودار تغییرات سطح آب دریا در زمان ماستریشتین [۴۶]



شکل ۶ برش عرضی در امتداد نگاره تطابقی مورد مطالعه

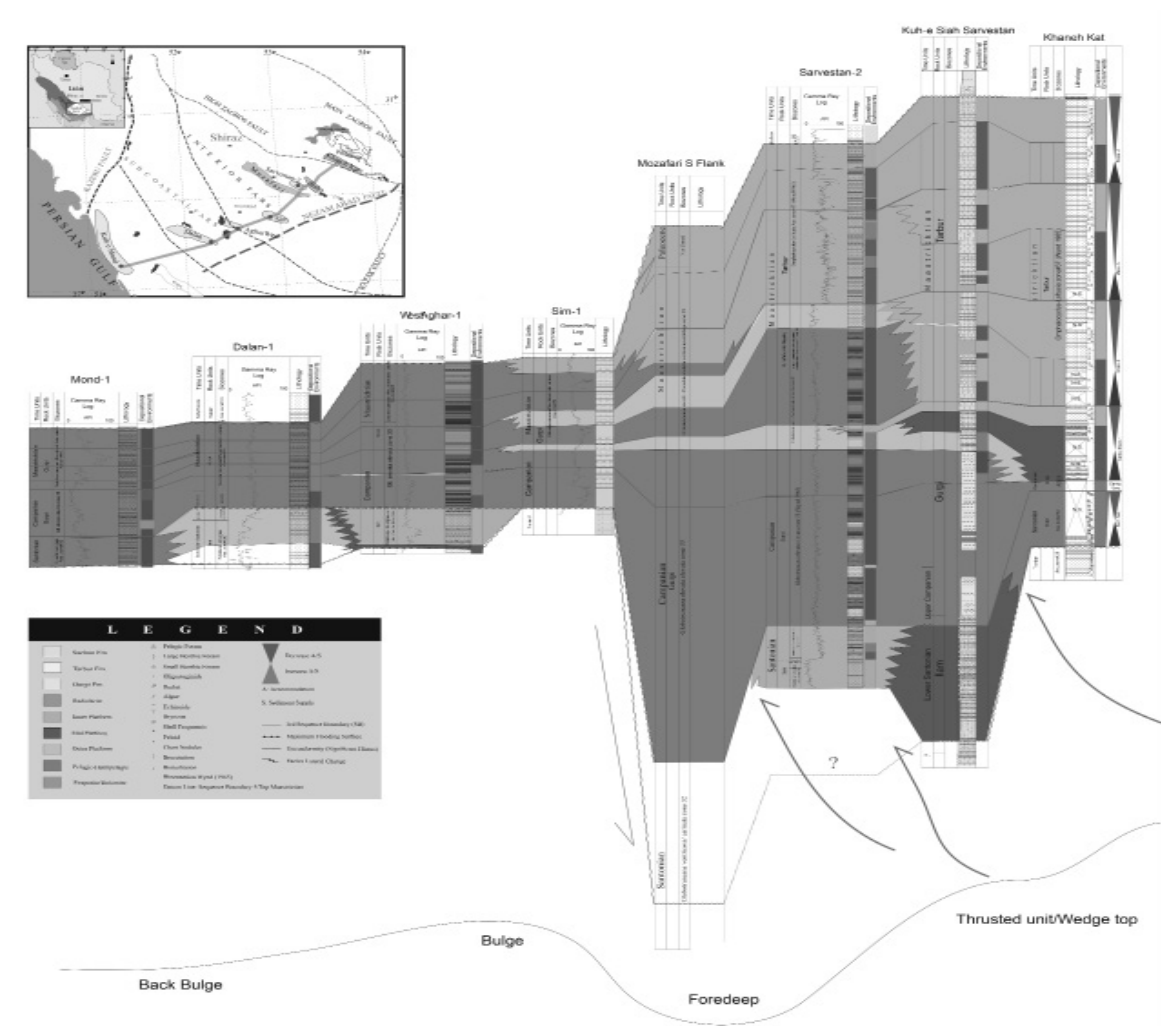
مانند برش کوه شاهین، کوه چادر و کوه پنج‌چاه داراب نیز گزارش شده است [۴۹].

تغییرات رخساره‌ای

از نظر تغییرات رخساره‌ای در امتداد این نگاره پیش‌نشینی^۱ رخساره‌ها از شمال شرق به سمت جنوب غرب به صورت رخساره‌های کم عمق مربوط به بخش داخلی و میانی سکو بر روی رخساره‌های عمیق پلاژیک و همی پلاژیک قسمت عمیق حوضه دیده می‌شود (شکل ۷). در سکانس ۱ کامپانین- ماستریشتین، برش‌های این نگاره از رخساره همی پلاژیک و پلاژیک مربوط به نواحی عمیق حوضه (سازند گورپی) تشکیل شده است. در سکانس‌های ۲ و ۳ روی رخساره‌های مذکور، رسوبات مربوط به بخش داخلی و میانی سکو تشکیل شده است. در سکانس ۴ رخساره‌های سکو داخلی و میانی تا بخش‌های شیب حوضه پیش‌نشینی داشته‌اند.

علاوه بر این در حوضه‌های پیش‌بوم پیرامونی، بار توپوگرافی، بار رسوبات نهشته شده، بار فرورانش حاصل از نیروی برشی عمودی در پوسته در حال فرورانش و خمش بخش انتهایی ورقه در حال فرورانش (که ممکن است در عمق ۲۰۰-۵۰ km قرار داشته باشد [۴۷ و ۴۸]) نیز از عوامل مؤثر بر فرونشینی محسوب می‌شوند. در غرب ناحیه فارس روراندگی و افزایش ضخامت پوسته و فرارانش رادیولاریت‌ها بر روی پوسته بر اثر بسته شدن اقیانوس تیس جدید باعث افزایش وزن پوسته و فرونشست آن شده است. این مسأله باعث افزایش ضخامت نهشته‌های ماستریشتین در بخش شمال شرقی ناحیه، در نزدیکی گسل زاگرس مانند برش‌های ناحیه سروستان، کوه سیاه، چاه شماره یک سروستان و کوه مظفری شده است. مرکز انباشت رسوب نیز در این ناحیه قرار دارد. به سمت جنوب ضخامت نهشته‌ها کم می‌شود (مانند برش سیم ۱، دالان ۱، مند ۱ در نگاره تطابقی مورد مطالعه). چنین شرایطی در برش‌هایی

1. Progradation



شکل ۷ برش عرضی در امتداد نگاره تطابقی عمود بر روند زاگرس

پیش‌نشینی رخساره‌های سکوی روی نهشته‌های پلاژیک و همی‌پلاژیک شکل ۷ می‌توان نتیجه گرفت که نهشته‌های ماستریشیتین در یک حوضه پیش‌بوم در انتهای کرتاسه نهشته شده‌اند. برش‌های خانه‌کت، کوه سیاه و سروستان-۲ در بخش گوه رأسی^۱ حوضه پیش‌بوم تشکیل شده‌اند. برش مظفری با توجه به ضخامت زیاد نهشته‌ها در بخش پیش‌گودال، برش سیم براساس ضخامت کم و فرسایش زیاد روی بلندای دیرینه برآمدگی حوضه پیش‌بوم تشکیل شده و برش‌های آغار، دالان و مند در بخش پشت‌برآمدگی^۲ این حوضه تشکیل شده است.

و در بخش‌هایی از سکو داخلی به علت تشکیل حوضه‌های کم‌عمق نهشته‌های دولومیتی و تبخیری (سازند ساچون) در برش‌های سروستان ۲ روی نهشته‌های محیط شلف داخلی و میانی پیش‌نشینی کرده‌اند؛ بنابراین به‌طور کلی، این نگاره تغییری تدریجی از رسوبات مارنی پلاژیک و همی‌پلاژیک حوضه‌ای سازند گورپی به رسوبات کربناته سکوی و ریفی آب کم‌عمق سازند تاربور و رسوبات تبخیری و دولومیتی حوضه‌های محدود ساچون را نشان می‌دهد.

مدل تکنونیکی رسوبی

براساس ویژگی‌هایی مانند تغییرات کاهش ضخامت و هندسه گوه‌ای از سمت شمال شرق به سمت جنوب غرب حوضه شکل ۶ و همچنین،

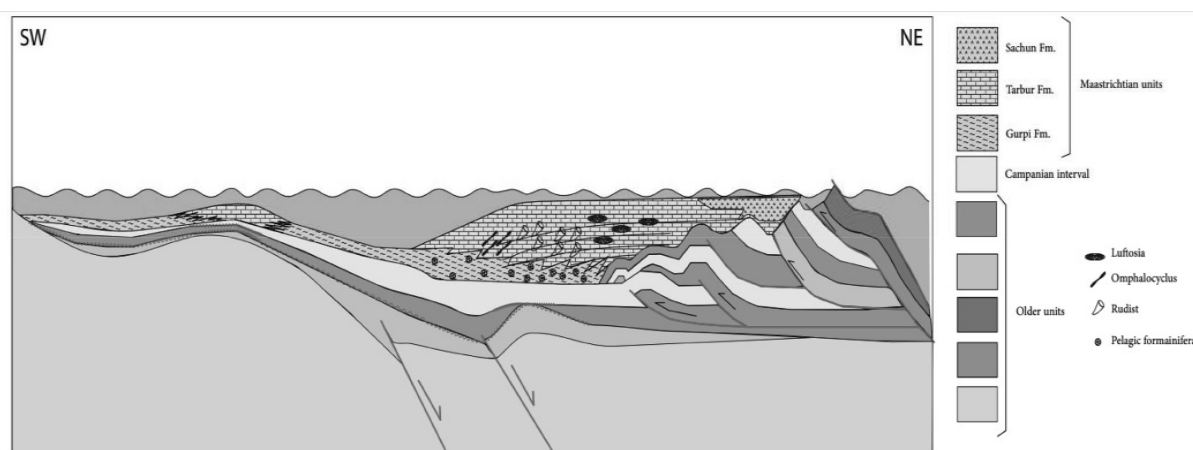
1. Wedge Top
2. Back Bulge

برای نهشته‌های ماستریشتین غرب ناحیه فارس ارائه شده است (شکل ۹). در زمان ماستریشتین در غرب ناحیه فارس رسوباتی شامل آهک رودیستی تا رسوبات سیلتی و آهکی و رسوبات شیل و مارن عمیق در یک حوضه پیش‌بوم که از شمال-شمال غرب (برش کوه سیاه و سروستان ۲) به سمت جنوب گسترش داشته حوضه نهشته می‌شده است.

وجود سفره‌های رادیولاریتی در بخش شمال غربی منطقه در نواحی نیریز و کوه دالانشین تا پیچکون [۶ و ۷] باعث ضخیم‌شدگی بار پوسته و افزایش فرونشست در بخش شمالی حوضه شده که این مسأله سبب افزایش فضای رسوب‌گذاری و در نتیجه، افزایش ضخامت نهشته‌ها شده است (شکل ۸). بر این اساس یک مدل تکتونیکی-رسوبی



شکل ۸ مرکز انباشت رسوب (دپوسنتر) در بازه‌های زمانی سانتونین، کامپانین و ماستریشتین



شکل ۹ برش عرضی در امتداد نگاره تطابقی عمود بر روند زاگرس که موقعیت تکتونیکی-رسوبی حوضه در امتداد این نگاره را نشان می‌دهد

کرتاسه پسین و به‌طور ویژه ماستریشتین در صفحه عربی که بر اثر بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و روواندگی، فرارانش و تشکیل حوضه پیش‌بوم در انتهای کرتاسه رخ داده است، مورد بررسی قرار گرفته شده است. یک نگاره تطابقی عمود بر روند زاگرس طراحی شده که چند برش سطحی و زیرسطحی شامل چندین برش سطحی و زیرسطحی شامل خانه‌کت، کوه سیاه، چاه سروستان-۲، یال جنوبی مظفری، چاه سیم-۱، چاه آغار غربی-۱، چاه دالان-۱ و چاه‌مند-۱ را در برمی‌گیرد. بررسی‌ها نشان می‌دهد ضخامت نهشته‌های ماستریشتین از سمت شمال‌شرق به جنوب‌غرب روندی کاهشی داشته و هندسه‌ای گوه‌ای در رسوبات نشان می‌دهد که بیشترین ضخامت مربوط به حاشیه شمال شرقی صفحه عربی هست جایی که بسته‌شدن نئوتتیس شروع شده است. تغییرات رخساره‌ای در طی سکانس‌های مختلف در امتداد این نگاره پیش‌نشینی رخساره‌ها از شمال‌شرق به سمت جنوب‌غرب دیده می‌شود. سکانس ۱ ابتدای ماستریشتین از رخساره همی‌پلاژیک و پلاژیک مربوط به نواحی عمیق حوضه (سازند گورپی) تشکیل شده است. سکانس‌های ۲ و ۳ و ۴، به ترتیب از رسوبات مربوط به ناحیه شلف خارجی، حاشیه شلف و شلف داخلی (سازند تاربور) تشکیل شده است. در سکانس ۴، رخساره‌های محیط شلف داخلی متشکل از نهشته‌های دولومیتی و تبخیری حوضه محصور (سازند ساچون) در برش‌های کوه سیاه و سروستان-۲ روی نهشته‌های محیط شلف داخلی و میانی پیش‌نشینی کرده است. تغییرات ضخامت و رخساره‌ای، هندسه گوه‌ای و پیش‌نشینی رخساره‌ها از شمال‌شرق به سمت جنوب‌غرب تشکیل این رسوبات در یک حوضه پیش‌بوم را مستند می‌کند.

در نهایت سازند کربناته-تبخیری ساچون در مرز کرتاسه-پالئوسن بر روی سازند تاربور قرار گرفته است (شکل ۲). در مجموع سکانس‌های این حوضه نشانگر پیش‌نشینی توالی سکانس‌ها از غرب به سمت شرق و از سمت جنوب به شمال می‌باشد. پس از تشکیل حوضه پیش‌بوم در زمان سانتونین مناطقی که به‌صورت فرورفتگی‌ها بوده‌اند محل رسوبات رخساره‌های پلاژیک (بازه زیستی ۳۳ و ۳۳a و ایند [۱۲] (که از نظر سنگشناسی به‌صورت سازند گورپی معرفی می‌شوند و مناطق سکوی به‌صورت رخساره‌های بنتیک و کم‌عمق هستند که به‌صورت سازند ایلام تعریف می‌شوند (بیوزون‌های ۳۰ و ۳۲). در زمان کامپانین با پیشروی سرتاسری آب دریا بر روی سکو عربی که به‌صورت رسوب‌گذاری وسیع در این حوضه می‌باشد، رسوبات پلاژیک نهشته شدند که با بیوزون ۳۳ و ایند و به‌صورت رخساره پلاژیک و همی‌پلاژیک نشان داده می‌شوند. این پیشروی سرتاسری با سطح حداکثر پیشروی K170 پلیت عربی مطابقت دارد. پس از تشکیل این حوضه پیش‌بوم در سانتونین و گسترش آن در کامپانین، در زمان ماستریشتین حوضه شروع به جمع شدن و بسته شدن کرده است که به‌صورت پیش‌نشینی رخساره‌های کم‌عمق بر روی رخساره‌های عمیق به سمت جنوب‌غرب مشخص شده است. پس از آن با پیدایش رخساره‌های دریایی کم‌عمق شرایط ثبات آب دریا برقرار شده و سپس پیش‌نشینی لایه‌ها صورت گرفته است در آخرین مراحل پیش‌نشینی به تدریج آهک‌ها و دولومیت‌های سازند ساچون از شمال به سمت جنوب‌شرق با افزایش ضخامت نهشته شده است (شکل ۳).

نتیجه‌گیری

در این مطالعه تحولات تکتونیکی-رسوبی توالی

مراجع

- [1]. Alavi M (1994) Tectonics of the Zagros Orogenic Belt of Iran: New Data and Interpretation. *Tectonophysics*, 229: 211-238.
- [2]. Alavi M (2007) Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran, *American Journal of Science*, 307: 1064–1095.
- [3]. Kazmin LE, Ricou IM, (1986) Structure and evolution of the passive margin of the eastern Tethys. *Tectonophysics*, 123, 1–4: 153-179.
- [4]. Alavi M (2004) Regional stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust Belt of Iran and its Proforland evolution. *American Journal of Science*, 304: 1-20.
- [5]. Van Buchem FSP, Baghbani D, Bulot LG, Caron M, Gaumet F, Hosseini A, Immenhauser A, Keyvani F, Schroeder R, Vedrenne V, Vincent B (2006) Aptian Organic-rich Intraself Basin Creation in the Dezful Embayment (Kazhdumi and Dariyan Formations, SW Iran), *American Association of Petroleum Geologists meeting Houston*.
- [6]. Piryaei AR, Reijmer J JG, van Buchem FSP, Borgomano J, (2011) Late cretaceous tectonic and sedimentary evolution of the Bandar Abbas Area, Fars region, southern Iran, *Journal of Petroleum Geology*, 34, 2: 1-24.
- [7]. Piryaei AR, Reijmer J JG, van Buchem FSP, Yazdimoghadam M, Sadouni J, Danelian T, (2010) The influence of Late Cretaceous tectonic processes on sedimentation patterns along the northeastern Arabian plate margin (Fars Province, SW Iran), *Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic*, Geological Society, London, Special Publications, 330. 1: 211-251.
- [8]. Moghadam H, Stern RJ, (2015) Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (II) Mesozoic ophiolites, *Journal of Asian Earth Sciences*, 100:31-59
- [9]. Gidon M. F, Berthier J-P, Billiault B, Halbronn Maurizot P, (1974) Charriage et mouvements synsédimentaires tertiaires dans la région de Borudjerd (Zagros, Iran), *C. R. Acad. Sci.*, 278: 421–424.
- [10]. Fakhari M, Horton BK, Hassanzadeh J, Amini A, (2008) Revised age of proximal deposits in the Zagros foreland basin and implications for Cenozoic evolution of the High Zagros, *Tectonophysics*, 451, 1–4: 170-185
- [11]. Sherkati S, Letouzey J, (2004) Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), *Iran, Marine and Petroleum Geology*, 21, 5: 535- 554.
- [12]. Wynd JG (1965) Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement area. Report 1082, Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division, Tehran.
- [13]. James GA, Wynd JG, (1965) Stratigraphic nomenclature of the Iranian oil Consortium Agreement Area, Iranian Oil Operating Companies Geological and Exploration Division, 1-86.
- [14]. Kheradpir A (1977) Stratigraphy of the Khami group in South West Iran, National Iranian Oil Company Exploration Division GR.1235 (Unpublished).
- [15]. Motiei H (1993) Stratigraphy of Zagros, *Treatise on the Geology of Iran*, Geological Survey of Iran, 536.
- [16]. Ghavidel-Syooki M (2003) Palynostratigraphy of Devonian sediments in the Zagros Basin, southern Iran. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 127, 3-4: 241-268.
- [17]. Dunham RJ, (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W.E. Ham (Ed.), *Classification of carbonate rocks*. AAPG Memoir, 1: 108-121.
- [18]. Embry, A F, Klovan, J E(1971). A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bull. Can. Petroleum Geol.* 19:730–781.
- [19]. Wilson J. L. (1975) *Carbonate Facies in Geologic History*, Springer-Verlag, New York, 439.
- [20]. Flügel E. (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks Analysis, Interpretation and Application*. Second edition, 984.
- [21]. van Wagoner J. C, Posamentier. H. W, Mitchum R. M. Jr, (1988) An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: *sea level changes-an Integrated Approach*. Soc. Econ. Paleont. Miner Spec. Publ. 42: 39-45.9
- [22]. Pomar L. (1991) Reef geometries, erosion surfaces and high frequency sea level changes, Upper Miocene reef complex, Mallorca, Spain. *Sedimentology*, 38: 243–269.
- [23]. Loucks RG, Sarg JR (1993) *Carbonate Sequence Stratigraphy*. AAPG Memoir, 57: 545.
- [24]. Homewood PW, Eberli GP, (2000) Genetic stratigraphy on the exploration and the production scales. *Centre de Recherches Elf Exploration– Production Elf-Aquitaine, Me'moires*, 24.
- [25]. Takin M, (1972) Iranian Geology and continental drift in the Middle East. *Nature*, 235: 147-150.
- [26]. Stocklin J (1974) Possible ancient continental margin in Iran, in *Geology and Continental Margins* edited by C. Dark, Springer Verlag, 873–877.
- [27]. Ricou LE(1976) Evolution structurale des Zagrides: la region clef de Neyriz (Zagros Iranien). *Me'moires de la Socie'te' Ge'ologique de France, Nouvelle Se'rie* 40: 25.

- [28]. Koop WJ, Stoneley R (1982) Subsidence history of the Middle East Zagros Basin, Permian to Recent. Phil. Trans. R. Acad. Soc., London. 305: 149-168.
- [29]. Farzipour-Saein A, Yassaghi A, Sherkati S, Koyi H, (2009) Basin evolution of the Lurestan region in the Zagros fold-and-thrust belt, Iran. Journal of Petroleum Geology, 32, 1: 5-19.
- [30]. Wells A. (1969) The crush zone of the Iranian Zagros Mountains and its implications. Geological Magazine, 106: 385-394.
- [31]. Haynes SJ, Mcquillan H, (1974) Evolution of the Zagros Suture Zone, Southern Iran. Geological Society of America Bulletin, 85: 739-744.
- [32]. Ricou LE, Braud J, Brunn, JH, (1977) Le Zagros. Me'moires de la Soci'ete' Ge'ologique de France Se'rie, 8: 33-52.
- [33]. Glennie KW, (2000) Cretaceous tectonic evolution of Arabia's Eastern Plate Margin: a tale of two oceans, In: Alsharhan, A. S. and Scott, R. W. (Eds) Middle East Models of Jurassic/Cretaceous Carbonate Systems. SEPM, Special Publications, 69: 9-20.
- [34]. Schlager W, (2005) Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology Series, 8: 200.
- [35]. Ross DJ, Skelton PW, (1993) Rudiist formations of Cretaceous: a palaeoecological, sedimentological and stratigraphical review: Sedimentology Review, 1: 73-91.
- [36]. Miall A (2013) The geology of stratigraphic sequences, Springer Science and Business Media, Science - 433.
- [37]. Stocklin J, (1968) Structural history and tectonics of Iran: A review, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52: 1229-1258.
- [38]. Falcon NL (1974) Southern Iran: Zagros Mountains, In A. Spencer (Editor), Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, Data for Orogenic Studies: Alpine-Himalayan Orogens, Geological Society of London, Special Publications, 4: 199-211.
- [39]. Berberian M. King GCP (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, Canadian Journal of Earth Science, 18: 210-265.
- [40]. Koop WJ, Stoneley R (1982) Subsidence history of the Middle East Zagros Basin, Permian to Recent, Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, 305: 149-168
- [۴۱]. پیریایی، ع. ر.، خسروی سرشکی، ع.، فیضی، ا. (۱۳۸۹)، چینه‌نگاری سکانسی و لرزه‌ای نهشته‌های کرتاسه در ناحیه بندرعباس و شرق خلیج فارس. گزارش داخلی شرکت ملی نفت ایران شماره ۲۲۲۸.
- [42]. Sharland PR (2001) Arabian plate sequence stratigraphy, GeoArabia, Special Publications, 2: 371.
- [۴۳]. باغبانی د.، خسروی م. ا.، کیوانی ف.، مرسل نژاد د.، کاوسی م.، خسروی سرشکی ع.، کیارستمی م.، رستمی ع.، عبادیان ح.، حاجی کاظمی ا. (۱۳۸۲) بررسی تحولات جغرافیایی گذشته و ارزیابی توان هیدروکربوری افق دهرم در ناحیه فارس و جنوب شرقی خلیج فارس و تعیین محدوده بلندای فارس، گزارش داخلی شماره ۱۹۴۶، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، ۱۰۰ صفحه.
- [۴۴]. امیری‌بختیار ح.، (۱۳۸۶)، بایواستراتیگرافی و لیتواستراتیگرافی سازند تاربور در ناحیه فارس، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۴۳۹ صفحه.
- [45]. Haq B (2014) Cretaceous eustasy revisited, Global and Planetary Change 113: 44-58
- [46]. Busby CJ, Ingersoll RV (1995) Tectonics of sedimentary basins, Oxford, Blackwell Science, 579.
- [47]. DeCelles (2012) Foreland basin systems revisited: variations in response to tectonic settings, In book: Tectonics of Sedimentary Basins 405-426.
- [48]. Royden LH (1993) The tectonic expression of the slab pull at continental convergent boundaries: Tectonics, 12: 303- 325.
- [49]. Parham S, Piryaie AR, Ghorbani M, Moussavi Harami R (2017) Paleogeographic evolution of the Maastriichtian in the eastern Fars area (Zagros, Iran), using high resolution sequence stratigraphic analysis. Carbonates and Evaporites, 34, 2: 315-334.