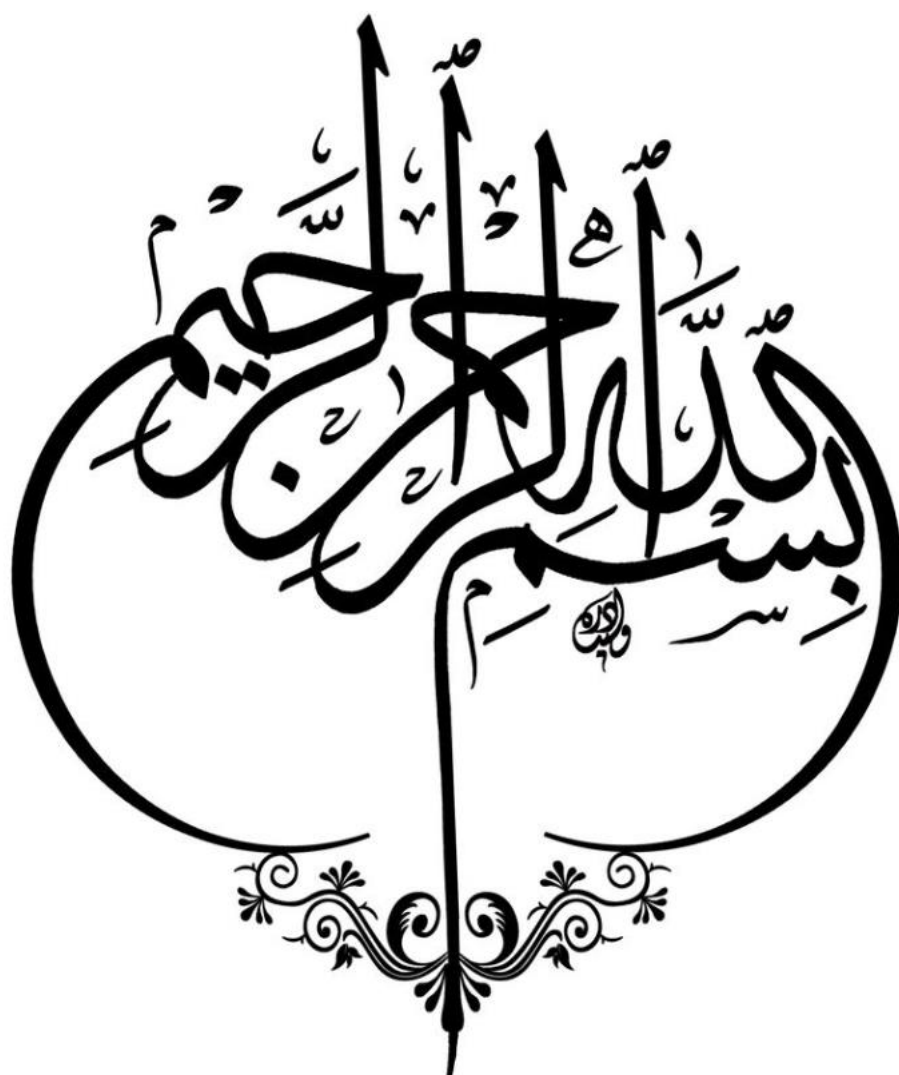






دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک
پایان نامه کارشناسی ارشد مهندسی نفت - اکتشاف

تهیه مدل چینهنگاری غرب دشت آبادان با استفاده از داده‌های لرزه‌ای بازتابی سه بعدی

نگارنده: فرناز سلطانی

اساتید راهنما:

دکتر مهرداد سلیمانی منفرد

دکتر امین روشندل کاهو

استاد مشاور:

دکتر احمد مرتضوی

شهریور ۱۳۹۷

شماره: ۳۰۷۷/۹۷-۲۸۶
تاریخ: ۹۷-۷-۱۷

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (3) صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم فرناز سلطانی با شماره دانشجویی ۹۵۰۷۹۸۴ رشته مهندسی نفت گرایش اکتشاف تحت عنوان تهیه مدل چینه نگاری غرب دشت آبادان با استفاده از داده‌های لرزه‌ای بازتابی سه بعدی که در تاریخ ۱۳۹۷/۰۶/۲۰ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می‌گردد:

قبول (با درجه: ☐ خیر) ☐ مردود			
نوع تحقیق: ☒ نظری ☐ عملی			
عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
1- استاد راهنمای اول	جناب آقای دکتر مهرداد سلیمانی منفرد	دانشیار	
2- استاد راهنمای دوم	جناب آقای دکتر امین روشنندل کاهو	دانشیار	
3- استاد مشاور	جناب آقای دکتر احمد مرتضوی	دکتری	
4- نماینده تحصیلات تکمیلی	جناب آقای دکتر سجاد نگهبان	استادیار	
5- استاد ممتحن اول	جناب آقای دکتر محمد رداد	استادیار	
6- استاد ممتحن دوم	جناب خانم دکتر معصومه کردی	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر محمد عطایی



تبصره: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر می‌تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع مجدد نباید زودتر از 4 ماه برگزار شود).

تقدیم به پدر بزرگوارم

که هر لحظه وجودم را از چشمه سار پر از عشق چشمانش سیراب میکند

تقدیم به

مقدس‌ترین واژه‌ها در لغت‌نامه دلم، مادر مهربانم که زندگیم را مدیون مهر و عطف او می‌-

دانم

سپاس‌گزار کسانی هستم که سر آغاز تولد من هستند. از یکی زاده می‌شوم و از دیگری

جاودانه. استادی که سپیدی را بر تخته سیاه زندگیم نگاشت و مادری که تار مویی از او به پای من

سیاه نماند.

تقدیم به برادر عزیزتر از جانم

که با او آغاز کردم، در کنار او آموختم و به امید هم به آینده چشم دوختیم. قلبم لبریز از

عشق به توست و خوشبختیت منتهای آرزویم.

تقدیم به اساتید دلسوزم

که آموختند مرا تا بیاموزم

تشکر و قدردانی

شکر شایان نثار ایزد منان که توفیق را رفیق راهم ساخت تا این پژوهش را به پایان برسانم.

بر خود لازم میدانم از یاری استادان و دوستانی که در نگارش این مجموعه مرا یاری نمودند، تشکر و قدردانی نمایم:

با تقدیر و تشکر شایسته از اساتید فرهیخته و فرزانه آقای دکتر مهرداد سلیمانی منفرد و آقای دکتر امین روشندل کاهو که با نکته‌های دلاویز و گفته‌های بلند، صحیفه‌های سخن را علم پرور نمودند و همواره راهنما و راهگشای اینجانب در اتمام و اکمال این پژوهش بوده‌اند.

از آقای دکتر احمد مرتضوی که زحمت مشاوره این پایان‌نامه را بر عهده گرفتند و با راهنمایی‌های خود، تکمیل این پایان‌نامه را میسر نمودند، تشکر می‌نمایم.

از استادان محترم، آقای دکتر رداد و آقای دکتر ایرج پیروز که زحمت داوری این پایان‌نامه را برعهده داشتند، کمال تشکر و سپاس را دارم.

از دوستان مهربانم، خانم مهندس مریم نوروزپناه مالوانی، خانم مهندس فرحناز صابری و جناب آقای مهندس کاظم سعیدی برای راهنمایی‌های بی دریغشان که مرا در انجام این تحقیق یاری نمودند کمال تشکر و قدردانی را دارم.

خدای را بسی شاکرم، پدر و مادری فداکار نصیبم ساخته تا در سایه پر بار وجودشان بیاسایم و از ریشه آن‌ها شاخ و برگ گیرم و از سایه وجودشان در راه کسب علم و دانش تلاش نمایم.

تعهد نامه

اینجانب **فرناز سلطانی** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته مهندسی اکتشاف نفت دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه تحت عنوان: تهیه مدل چینه نگاری غرب دشت آبادان با استفاده از داده‌های لرزه‌ای بازتابی سه بعدی تحت راهنمایی اساتید: مهرداد سلیمانی منفرد و امین روشندل کاهو متعهد می‌شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است

تاریخ: ۱۳۹۷/۰۶/۲۰

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

* متن این صفحه نیز باید در ابتدای نسخه های تکثیر شده پایان نامه وجود داشته باشد .

چکیده

چینه‌نگاری سکansı علم بررسی ارتباط زایشی بین واحدهای رسوبی است که توسط ناپیوستگی‌ها و سطوح هم‌ارز آن محدود شده‌اند و در اکتشاف ذخایر هیدروکربوری جهت تعیین سنگ منشأ، سنگ مخزن و پوش سنگ به کار گرفته می‌شود. با مطالعه دقیق رخساره‌ها و محیط رسوبی و وضعیت چینه‌نگاری سکansı بخش محدودی از منطقه و بررسی سکانس‌ها در مقاطع لرزه‌ای می‌توان شناخت دقیق‌تر و بهتری نسبت به گسترش افق‌های مخزنی و منشأ نفت و گاز و بهره‌برداری بهینه از آن‌ها به دست آورد. داده‌های لرزه‌ای در مقابل داده‌های پراکنده چاه، رخنمون و مغزه می‌تواند یک نمونه برداری منظم و پیوسته از اطلاعات زیر سطحی و سکانس‌ها ارائه دهد. با این وجود داده‌های لرزه‌ای نسبت به دیگر داده‌ها در راستای قائم دارای دقت کمتری هستند، از اینرو در جایی که فاصله عمودی افق‌های چینه‌ای بیشتر از دقت عمودی لرزه‌ای باشد تفسیر زمین‌شناسی توسط داده‌های لرزه‌ای اعتبار بیشتری دارد. برای این منظور پس از مطالعه‌ی دقیق لیتولوژی و زمین‌شناسی منطقه، داده‌های لرزه‌ای در یک مقطع لرزه‌ای سه بعدی تفسیر شد. به این صورت که سکانس‌ها به صورت دستی گرفته و دست‌چین شدند. سپس با داده‌های چاه و سرسازند تطبیق داده شدند، از اینرو افق هدف تشخیص داده شد و ختم‌شدگی‌ها و پیکربندی‌های لرزه‌ای مشخص شدند و توسط آن‌ها تغییرات سطح آب دریا اعم از پسروری و پیشرویی دریا بررسی شدند.

کلیدواژه: چینه‌نگاری سکansı، داده‌های لرزه‌ای، ختم‌شدگی چینه‌ای، پیکربندی لرزه‌ای

فهرست مطالب

عنوان	صفحه
فصل اول: کلیات.....	۱.....
۱-۱ تعریف مسئله	۲.....
۲-۱ ضرورت انجام پژوهش و اهداف آن	۳
۳-۱ مروری بر مطالعات پیشین	۴.....
۴-۱ ساختار پژوهش.....	۹.....
فصل دوم: مبانی نظری	۱۱.....
۱-۲ مبانی چینه‌نگاری	۱۲
۱-۲-۱ پاراسکانس و سری پاراسکانس	۱۳.....
۲-۲ مرز سکانسی	۱۵.....
۱-۲-۲ ناپیوستگی نوع ۱ (SB1)	۱۶.....
۲-۲-۲ ناپیوستگی نوع ۲ (SB2)	۱۷.....
۳-۲ سطح حداکثر گسترش سطح آب دریا در خشکی.....	۱۷.....
۴-۲ سطح پیشرونده	۱۸.....
۵-۲ سطح پسرونده	۱۸.....
۶-۲ گستره پسرونده	۱۸.....
۷-۲ گستره تراز پایین	۱۹.....
۸-۲ گستره پیشرونده	۲۰.....
۹-۲ گستره تراز بالا	۲۱.....
۱۰-۲ گستره مرحله افت	۲۳.....
۱۱-۲ فضای در دسترس برای رسوبگذاری و میزان رسوبات وارده به حوضه	۲۳.....
۱-۱۱-۲ پیشروی	۲۴.....
۲-۱۱-۲ پسروی.....	۲۵.....
۱۲-۲ مدل‌های استاندارد چینه‌نگاری	۲۶.....
۱۳-۲ روش‌های متداول مطالعه چینه‌نگاری سکانسی	۲۹.....
۱-۱۳-۲ رخنمون	۲۹.....
۲-۱۳-۲ مغزه	۳۰.....
۳-۱۳-۲ خرده‌های حفاری	۳۰.....
۴-۱۳-۲ نگارهای چاهپیمایی	۳۱.....
۵-۱۳-۲ داده‌های لرزه‌ای	۳۲.....
فصل سوم: ابزار تحقیق	۳۵.....
۱-۳ روش‌های مورد استفاده در پایان نامه	۳۶.....
۲-۳ تشخیص سکانسها و تفسیر آنها	۳۷.....

۳۸	 ختم شدگی رأس هم پوشان
۳۹	 ختم شدگی دور هم پوشان
۳۹	 ختم شدگی پایه هم پوشان
۳۹	 ختم شدگی روهم پوشان
۴۰	 ختم شدگی زیر هم پوشان
۴۱	 ختم شدگی فرسایشی
۴۱	 قطع شدگی
۴۲	 ۳-۳ بازتابنده‌های لرزهای
۴۳	 ۱-۳-۳ بازتابنده‌های خارجی
۴۳	 ۱-۱-۳-۳ کانال پرشده
۴۳	 ۲-۱-۳-۳ پرشدن میانه
۴۳	 ۳-۱-۳-۳ حوضه پرشده
۴۳	 ۲-۳-۳ بازتابنده‌های داخلی
۴۴	 ۱-۲-۳-۳ موازی
۴۴	 ۱-۱-۲-۳-۳ تقریباً موازی
۴۴	 ۲-۱-۲-۳-۳ واگرا
۴۵	 ۳-۱-۲-۳-۳ موجی
۴۵	 ۲-۲-۳-۳ پیشرونده
۴۶	 ۱-۲-۲-۳-۳ سیگموئید
۴۶	 ۲-۲-۲-۳-۳ مماسی مورب
۴۷	 ۳-۲-۲-۳-۳ موازی مورب
۴۸	 ۴-۲-۲-۳-۳ سیگموئیدی مورب
۴۹	 ۵-۲-۲-۳-۳ شینگلد
۴۹	 ۳-۲-۳-۳ ناپیوستگی
۴۹	 ۱-۳-۲-۳-۳ بی نظم
۵۰	 ۲-۳-۲-۳-۳ هوموکی
۵۰	 ۳-۳-۲-۳-۳ اختلال
۵۱	 ۴-۳-۲-۳-۳ تضعیف شده
۵۱	 ۵-۳-۲-۳-۳ بدشکل
۵۳	 فصل چهارم: اعمال بر روی داده‌های واقعی
۵۴	 ۱-۴ زمین شناسی منطقه
۵۴	 ۱-۱-۴ زیر پهنه‌ی راندگیها
۵۴	 ۲-۱-۴ زون چین خورده
۵۵	 ۳-۱-۴ دشت خوزستان
۵۵	 ۱-۳-۱-۴ دشت آبادان
۵۶	 ۲-۳-۱-۴ فروافتادگی دزفول

۷۲.....	۲-۴ موقعیت میدان
۷۳	۳-۴ روش کار
۹۳	فصل پنجم: نتیجه گیری و پیشنهادات
۹۴.....	۱-۵ نتیجه گیری
۹۵.....	۲-۵ پیشنهادات
۹۶.....	منابع

فهرست اشکال

شکل ۲-۱: سمت راست: مفهوم سکانسهای محصور شده با ناپیوستگی. سمت چپ: مفهوم سکانس با استفاده از پیوستگیهای	همارز. [۲۰].....
شکل ۲-۲: انواع سری پاراسکانس [۲۴].....	۱۴
شکل ۲-۳: موقعیت سیستم ترکتها و مرزهای سکانشی [۲۵].....	۱۵
شکل ۲-۴: عکس بالا: شروع گستره تراز پایین: کاهش سریع سطح آب، فرسایش فلات، انتقال رسوبات به لبهی فلات، شیب و کف	
حوضه. عکس: پایان گستره تراز پایین، پرشدن درههای کنده شده [۲۴].....	۲۰
شکل ۲-۵: گستره تراز بالا، در طول بالا آمدن آهسته سطح دریا [۲۶].....	۲۳
شکل ۲-۶: مدلهای استاندارد چینهای [۲۰].....	۲۷
شکل ۳-۱: انواع ختمشدگی چینهای [۲۲].....	۳۸
شکل ۳-۲: الف: تصویر ختمشدگی رأس همپوشان. ب: تصویر ختمشدگی رأس همپوشان فرسایشی [۳۲].....	۳۹
شکل ۳-۳: نمایی از ختم شدگی رو هم پوشان در یک مقطع لرزه‌ای [۳۲].....	۴۰
شکل ۳-۴: نمایی ختم شدگی زیر هم پوشان [۳۲].....	۴۱
شکل ۳-۵: تصویری از ختم شدگی فرسایشی یک مقطع لرزه‌ای [۳۰]، بدون مقیاس.....	۴۱
شکل ۳-۶: نمایی از قطع شدگی [۳۳].....	۴۲
شکل ۳-۷: شکل سمت راست: پیکربندی موازی. شکل سمت چپ: پیکربندی تقریباً موازی [۳۰]، بدون مقیاس.....	۴۴
شکل ۳-۸: نمایی از پیکربندی لرزه‌ای واگرا [۳۲]، بدون مقیاس.....	۴۵
شکل ۳-۹: نمایی از پیکربندی لرزه‌ای موجی [۳۵]، بدون مقیاس.....	۴۵
شکل ۳-۱۰: نمایی پیکر بندی لرزه‌ای سیگموئید [۳۳].....	۴۶
شکل ۳-۱۱: نمایی از پیکربندی مماسی مورب [۳۳].....	۴۷
شکل ۳-۱۲: نمایی از پیکربندی لرزه‌ای موازی مورب [۳۳].....	۴۸
شکل ۳-۱۳: پیکربندی لرزه‌ای سیگموئیدی مورب [۳۳].....	۴۸
شکل ۳-۱۴: نمایی از پیکربندی لرزه‌ای شینگلد [۳۱].....	۴۹
شکل ۳-۱۵: پیکربندی لرزه‌ای ناپیوسته بی نظم، [۳۳].....	۵۰
شکل ۳-۱۷: نمایی از پیکربندی لرزه‌ای ناپیوسته هوموکی، [۳۲]، بدون مقیاس.....	۵۰
شکل ۳-۱۸: پیکربندی لرزه‌ای ناپیوسته اختلال، [۳۵]، بدون مقیاس.....	۵۱
شکل ۳-۱۹: پیکربندی لرزه‌ای ناپیوسته تضعیف شده، [۳۵]، بدون مقیاس.....	۵۱
شکل ۳-۲۰: نمایی از پیکربندی لرزه‌ای ناپیوسته بدشکل [۳۲]، بدون مقیاس.....	۵۲
شکل ۳-۲۵: الگوریتم روش انجام کار.....	۵۲
شکل ۴-۱: موقعیت دشت آبادان در جنوب غرب ایران [۳۷].....	۵۵
شکل ۴-۲: موقعیت فروافتادگی دزفول در جنوب غربی ایران [۳۹].....	۵۷
شکل ۴-۳: موقعیت میادین نفتی واقع در فروافتادگی دزفول [۲۳].....	۵۷
شکل ۴-۴: ستون چینهشناسی فروافتادگی دزفول.....	۶۲
شکل ۴-۵: موقعیت میدان A در جنوب غربی ایران [۵۶].....	۷۳
شکل ۴-۶: نمایی از مقطع لرزه‌ای سه بعدی زیرسطحی.....	۷۴
شکل ۴-۷: نمایی از مقطع لرزه‌ای سه بعدی زیرسطحی برش داده شده.....	۷۵
شکل ۴-۸: گزارش زمینشناسی چاه شماره ۱ در میدان به منظور ساخت داده های چک شات.....	۷۶
شکل ۴-۹: داده‌های چک شات چاه شماره ۱.....	۷۶
شکل ۴-۱۰: موقعیت چاههای شماره ۱ و ۴ در مقطع لرزه‌ای.....	۷۷
شکل ۴-۱۱: مثالی از سکانس گرفته شده در مقطع لرزه‌ای سه بعدی از نمای روبرو.....	۷۸
شکل ۴-۱۲: مثالی از سکانس گرفته شده در مقطع لرزه‌ای سه بعدی از نمای بالا.....	۷۸

- شکل ۴-۱۳: نمایی از ۶ افق گرفته شده در مقطع لرزه‌های سه بعدی ۷۹
- شکل ۴-۱۴: مثالی از افق هموار شده و افق گرفته شده نسبت به آن ۸۰
- شکل ۴-۱۵: شش افق گرفته شده در مقطع لرزه‌های دو بعدی ۸۱
- شکل ۴-۱۶: همبستگی بین چاهها در میدان نفتی A ۸۲
- شکل ۴-۱۷: نمایی از مقطع لرزه‌های و چاه شماره ۱ و ۴ به همراه سرسازند ۸۳
- شکل ۴-۱۸: نمایی از افق آسماری و گورپی و تطبیق آنها با سرسازند ۸۴
- شکل ۴-۱۹: نمایی از سطح بندی سازند آسماری و گورپی ۸۵
- شکل ۴-۲۰: نمایی از دستچین کردن افق ۱ و ۲ در مقطع لرزه‌های دو بعدی ۸۶
- شکل ۴-۲۱: سطح بندی افق ۱ و ۲ در مقطع لرزه‌های سه بعدی ۸۶
- شکل ۴-۲۲: نمایی از پیکربندیهای لرزه‌های شینگلد در مقطع لرزه‌های دو بعدی ۸۷
- شکل ۴-۲۳: نمایی از سطح بندی شینگلد در مقطع لرزه‌های سه بعدی ۸۸
- شکل ۴-۲۴: نمایی از تفسیر پایه همپوشان در مقطع لرزه‌های دو بعدی ۸۹
- شکل ۴-۲۵: نمایی از سطح بندی پایه همپوشان در مقطع لرزه‌های سه بعدی ۹۰
- شکل ۴-۲۶: مدل نهایی در مقطع لرزه‌های سه بعدی ۹۱

فصل اول: کلیات

۱-۱ تعریف مسئله

چینه‌نگاری سکانسی علمی است که سنگ‌های رسوبی یک حوضه را به سکانس‌های مختلفی که بین ناپیوستگی‌ها^۱ و یا سطوح هم‌ارز آن قرار دارد تقسیم می‌کند [۱] و منجر به درک موقعیت، شکل هندسی و الگوهای برانبارش^۲ سکانس‌های رسوبی^۳ می‌شود و بر تجزیه و تحلیل تغییرات رخساره‌ها و شناسایی سطوح راهنما در تعیین زمان پر شدن حوضه و وقایع فرسایشی متمرکز است. کاربرد اصلی چینه‌شناسی سکانسی توصیف شرایط مناسب رسوبگذاری سنگ‌های منشأ و مخزن، پیش‌بینی توزیع رخساره‌های مخزنی و تعیین فاصله‌های حاوی مواد آلی سنگ‌های منشأ است. مطالعه دقیق رخساره‌ها و محیط رسوبی برای شناسایی و گسترش افق‌های مخزنی و منشأ نفت و گاز و بهره‌برداری بهینه از آن‌ها اهمیت زیادی دارد. با توجه به الویت‌های اخیر کشور در زمینه اکتشاف منابع هیدروکربوری، اکتشاف میدان‌های نفت و گاز به ویژه میدان‌های مشترک در صدر فعالیت‌های اکتشافی قرار گرفته است. کشف میدان‌های نفتی بزرگ که برآوردهای انجام شده نشان می‌دهد تا ده‌ها سال از آن‌ها نفت برداشت خواهد شد، امیدواری به اکتشاف نفت در ایران را افزایش داده است. برای این منظور گاه می‌توان از داده‌های رخنمون، مغزه حفاری و داده‌های چاه‌پیمایی استفاده کرد. اما توزیع آن‌ها پراکنده و اطلاعات حاصل از آن‌ها به صورت نقطه‌ای و محلی می‌باشد، در مقابل داده‌های لرزه‌ای یک نمونه‌برداری منظم و پیوسته از اطلاعات زیر سطحی و سکانس‌ها در مسافت و عمق‌های طولانی ارائه می‌دهد. اما داده‌های لرزه‌ای دارای دقت عمودی بالایی نیستند، از اینرو در جایی که فاصله عمودی افق‌های چینه‌ای بیشتر از دقت عمودی لرزه‌ای باشد تفسیر زمین‌شناسی توسط داده‌های لرزه‌ای اعتبار بیشتری دارد. داده‌های لرزه‌ای معمولاً نقشی مهم در ارزیابی اولیه حوضه‌های رسوبی قبل از حفاری دارند، زیرا به کمک آن‌ها می‌توان شناختی کلی از وضعیت ساختمانی و ساختارهای چینه‌ای به دست آورد. در سال‌های گذشته هدف اصلی از تفسیر داده‌های لرزه‌ای تنها

¹ Unconformity

² Stacking pattern

³ Sedimentary Sequences

تفسیر ساختمانی بوده است، اما امروزه با افزایش کیفیت برداشت و نیز پردازش داده‌های لرزه‌ای این امکان به وجود آمده که بتوان مستقیماً اطلاعات چینه‌شناسی را از داده‌های لرزه‌ای به دست آورد [۱]. هدف از انجام این پژوهش شناخت ویژگی‌های چینه‌شناسی و الگوهای بازتاب لرزه‌ای و شناسایی ختم شدگی‌های چینه‌ای فروافتادگی دزفول و غرب دشت آبادان است. جنبه نوآوری این تحقیق ارائه مدل سیستم سکانسی جنوب حوضه فروافتادگی دزفول در میدان مورد مطالعه جهت تفسیر ویژگی‌های چینه‌شناختی تنها با استفاده از داده‌های بازتابی لرزه‌ای سه بعدی است.

۲-۱ ضرورت انجام پژوهش و اهداف آن

در بخش پایین چین‌خوردگی زاگرس، فروافتادگی دزفول تا پایین بین‌النهرین و بالای خلیج فارس ادامه دارد. قسمتی از فروافتادگی دزفول که در ایران وجود دارد به نام دشت آبادان شناخته شده است که میدان‌های نفتی بزرگی در این محدوده وجود دارد. برخلاف نفتگیرهای زاگرس، که غالباً ساختمانی (تاق‌دیسی) می‌باشند، مطالعات موجود در میادین مختلف این ناحیه نشان می‌دهد که نفتگیرهای آن صرفاً ساختمانی نبوده و تغییرات رخساره‌ای چینه‌ای نقش مهمی در ایجاد تله‌های چینه‌ای و مرکب دارند و تولید از چاه تابع شرایط چینه‌ای بوده و کمتر تابع وضعیت ساختمانی هستند [۲]. لذا شناخت رخساره‌ها و بررسی شرایط تشکیل و تأثیر آن بر تولید از مخزن مباحث مهمی است که با استفاده از تفسیر داده‌های سه بعدی لرزه‌ای انجام خواهد شد. داده‌های لرزه‌ای اگرچه در مقابل داده‌های زمین‌شناسی از دقت کمتری برخوردارند، اما پوشش بسیار وسیع‌تری داشته و تفسیرهای بیشتر و جامع‌تری را در اختیار می‌گذارند. از آنجا که بخش زیادی از تغییرات رخساره‌ای توسط تغییرات نسبی سطح آب دریا^۱ در حوضه‌ی رسوبی کنترل می‌گردد، شناسایی سکانس‌های رسوبی لرزه‌ای و انطباق آن‌ها در گستره مورد مطالعه نقش مهمی در پیش‌بینی روند توزیع رخساره‌ها و فرآیندهای رخساره‌ای خواهد داشت. این پژوهش با هدف کشف ویژگی‌های چینه‌شناسی لرزه‌ای و

¹ Relative sea level changes

استفاده از نتایج برای تفسیر محیط رسوبی است، لذا مجموعه‌ای از داده‌های لرزه‌ای سه بعدی میدان نفت A در غرب دشت آبادان و فروافتادگی دزفول برای شناسایی ویژگی‌های چینه‌شناسی و درک شرایط محیط رسوبگذاری و شناسایی الگوهای بازتاب لرزه‌ای از افق‌های هدف این منطقه مورد بررسی قرار گرفته است.

۱-۳ مروری بر مطالعات پیشین

در سال ۱۷۲۶، اولین ناپیوستگی در شمال اسکاتلند توسط هوتون^۱ یافت شد. در اولین چرخه-ی چینه‌ای هوتون، ناپیوستگی‌ها واحدهای سنگی را به توالی‌های تکراری کوچکتر تقسیم می‌کردند. همچنین ماهیت چینه‌شناسی سنگ‌های آذرین را شناخته و معتقد است که از مواد مذاب درون زمین ساخته شده است.

در سال ۱۹۱۷ برل^۲، متوجه ارتباط ناپیوستگی‌ها و تغییرات سطح اساس و تقسیمات سری‌های چینه‌ای شد. واژه "سکانس"^۳ را اولین بار اسلاس^۴ و همکارانش (۱۹۴۹) برای واحدهای چینه‌ای جداشده با ناپیوستگی‌های سطحی بکار بردند و بر این اساس توالی فانروزوئیک کراتون شمال آمریکا به شش سکانس عمده تقسیم شد. در سکانس اسلاس ناپیوستگی‌ها به سمت حوضه ادامه پیدا نمی‌کردند و تعداد سکانس‌ها از حاشیه به مرکز حوضه کاهش می‌یافت که بعدها توسط میچام^۵ (۱۹۷۷)، ادامه ناپیوستگی‌ها در حوضه بعنوان پیوستگی‌های هم‌ارز معرفی شد که به ایجاد سطوح مرکب در مرز سکانس انجامید. مزیت سطوح مرکب این است که تعداد سکانس‌ها در حاشیه و در توالی‌های پیوسته مرکز حوضه باهم برابر است. میچام (۱۹۷۷)، مفهوم سکانس‌های چینه‌ای را به توالی چینه‌ای پیوسته همزاد گسترش داد و همزمان با آن رسوب‌شناس‌هایی مانند پتی‌جان^۶، ریدینگ^۱ و سلی^۲ در دهه‌های

¹ Hottun

² Barrell

³ Sequence

⁴ Sloss

⁵ Mitchum

⁶ Pettijohn

۱۹۶۰ و ۱۹۷۰ سکانس را به توالی عمودی رخساره‌های مرتبط باهم و قابل پیش‌بینی نسبت دادند. مطالعه داده‌های لرزه‌ای توسط ویل^۳ (۱۹۷۵ و ۱۹۷۷)، نشان داد که چینه‌نگاری لرزه‌ای با چرخه‌ی جهانی سطح آب دریا ارتباط مستقیم دارد. بعد از آن، این ایده با استفاده از داده‌های رخمون‌ها و چاه‌ها به تفکیک چینه‌نگاری سکانسی و چینه‌نگاری لرزه‌ای منجر شد. هانت و تاکر^۴ در اوایل دهه ۱۹۹۰، با جایگزینی «تغییرات نسبی سطح آب دریا» به جای «تغییرات جهانی سطح آب دریا» یک جهش عمده و مثبت را در چینه‌نگاری سکانسی پدید آورد [۳].

نواک^۵ و همکاران (۲۰۰۰)، داده‌های لرزه‌ای با وضوح بالا را در ناحیه لیسگرند، جنوب کتگات در دانمارک برای بازسازی چینه‌شناسی لرزه‌ای استفاده کردند و توانستند با استفاده از تفاوت در الگوی بازتاب که در داده‌های لرزه‌ای بود، چهار افق جدید را در منطقه شناسایی کنند [۴].

عبدالله یو^۶ (۲۰۰۰)، بیش از ۱۰۰۰۰ کیلومتر داده‌ی لرزه‌ای را برای تجزیه و تحلیل لرزه‌ای و تمایز محیط‌های رسوب‌گذاری در آب‌های عمیق مرزی و بخش شرقی حوضه‌ی دریای خزر استفاده کردند و مشاهده کردند که مفهوم چینه‌شناسی خوبی در حوضه‌ی دریای خزر می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد. تفسیر مدل چینه‌ای لرزه‌ای در دریای خزر نشان داد که حوضه‌ی دریای خزر مانند دیگر حوضچه‌های بسته تشکیل شده از رسوبات پایه از جریان‌های توریدایتی در لبه‌ی دلتاست [۵].

سکی^۷ و همکاران (۲۰۰۱)، مجموعه داده‌های ۳ بعدی لرزه‌ای و مغزه در مناطق سیری و همیدال را ادغام کردند و نشان دادند که توزیع چینه‌شناسی پالئوسن دریای شمال بسیار متنوع و فرکتال است. در این روش می‌بایست تجزیه و تحلیل داده‌های لرزه‌ای با داده‌های حاصل از مغزه هماهنگ باشد، تا شناسایی توزیع و تنوع ساختارهای رسوبی پالئوسن در دریای شمال بهبود یابد.

¹ Reading

² Selley

³ Vail

⁴ Hunt and Tucker

⁵ Novack

⁶ Abdullayev

⁷ Cecchi

همچنین دریافتند، ماسه‌های پالتوسن در دریای شمال توسط فرآیندهای جریان گرانشی ته‌نشست شدند. با این حال نمونه‌ها نشان داد که فرآیندهای ثانویه به طور قابل توجهی به ساختار نهایی این مخازن کمک می‌کند [۶].

مارست^۱ و همکاران (۲۰۰۴)، داده‌های ۳ بعدی لرزه‌ای با وضوح بالا بر روی فلات در خارج از شهر اورتانا را به منظور توصیف فرم هندسی با مقیاس کم رسوبات هولوسن جمع‌آوری کردند و سه واحد چین‌های از بالا به پایین تشخیص دادند: ۱- واحدهای U_1 تا U_3 متشکل از دسته رخساره‌های پیشرونده، ۲- واحدهای U_4 تا U_5 نشان‌دهنده‌ی سطح حداکثر گسترش آب دریا در خشکی (بیشترین پیشروی) و قاعده دسته رخساره‌ی بالا است و ۳- واحدهای U_6 تا U_{10} واحدهای پیش-نشینی دسته رخساره تراز بالا است [۷].

بوسنز^۲ و وارلیچ^۳ (۲۰۰۸)، از مدلسازی رو به جلو برای پاسخ به پرسش مهم در تجزیه و تحلیل چین‌شناسی استفاده کردند که توسط مدلسازی عمومی داده‌های مصنوعی و مطالعات موردی واقعی دوبعدی صورت گرفت، اما این روش برای درک ما از داده‌های سه بعدی کربناته با مقیاس کمی مورد استفاده قرار گرفت. مدل با استفاده از داده‌های سه بعدی یک پلت فرم کربنات متصل به میوسن در جنوب شرقی نیجار اسپانیا مورد آزمایش قرار گرفت [۸].

تانگ^۴ و ژو^۵ (۲۰۱۰)، رودخانه پیرل در جنوب چین را با استفاده از مفاهیم چین‌شناسی لرزه-ای به تفسیر پروفیل‌های لرزه‌ای با وضوح بالا و با انطباق با داده‌های چاه‌های حفاری مورد مطالعه قرار دادند، که همبستگی بین رخساره‌های لرزه‌ای و چین‌شناسی گمانه‌ی رودخانه، باعث شد که یک مدل چین‌شناختی لرزه‌ای از دریای استوایی ارائه شود [۹].

¹ Marsset

² Bosence

³ warrlich

⁴ Tong

⁵ Zhou

ون دائه^۱ (۲۰۱۱)، از شبکه‌ای از پروفیل‌های لرزه‌ای بازتابی با وضوح بالا برای تعیین ساختار کلی تکتونیکی خلیج فارس و ایجاد چینه‌شناسی لرزه‌ای آن استفاده کرد. در تحقیق مورد نظر تعداد شش ناپیوستگی در واحدهای لرزه‌ای چینه‌شناسی در بالای ۲۰۰ متر از رسوبات شناسایی شدند. تجزیه و تحلیل دقیق مدل چینه‌شناسی لرزه‌ای و رخساره‌های لرزه‌ای مجموعه‌ای از ویژگی‌های رسوبی را نشان داد که می‌توانند به عنوان مدلی برای شناسایی تله‌های نفتی استفاده گردد [۱۰].

جنارو^۲ (۲۰۱۳)، براساس ادغام داده‌های لرزه‌نگاری سه بعدی منطقه‌ای و چندین چاه، توسعه‌ی لرزه‌ای گروه چالک را با تمرکز بر ویژگی‌های ژئومورفولوژیکی تولید شده توسط فعالیت جریان‌های پایین و جریان‌های گرانشی در مقیاس بزرگ توصیف کرد. با استفاده از تکنیک‌های تفسیر چینه-شناسی لرزه‌ای استاندارد، هشت مرز توافق لرزه‌ای شناسایی شدند که به نوبه‌ی خود هفت توالی چینه‌شناسی لرزه‌ای را مشخص کرده و توسط رخساره‌های مختلف لرزه‌ای و لاگ ورودی چاه شناخته شده است [۱۱].

ژو^۳ (۲۰۱۴)، با استفاده از داده‌های لرزه‌ای سه بعدی بلوک BZ3-1 در شیب غربی ساحل بوجونگ را مورد بررسی قرار داد. معماری رخساره‌ها با استفاده از رسوب شناسی لرزه‌ای براساس داده-های لرزه‌ای سه بعدی مورد تجزیه و تحلیل قرار داد [۱۲].

یاگسی^۴ (۲۰۱۶)، داده‌های لرزه‌نگاری، گزارش چاه و داده‌های چاهی که از میدان TUI 3D گرفته شدند را مورد بررسی قرار داد و تفسیر ساختاری و چینه‌شناسی لرزه‌ای برای درک تکامل افق-های هدف مورد بررسی قرار گرفت [۱۳].

شیانگ‌دانگ^۱ (۲۰۱۶)، بر اساس داده‌های چاه و داده‌های لرزه‌ای یک مدل سه بعدی چینه-شناختی جهت تحلیل رسوبگذاری از چینه‌شناسی مخزن، تحلیل اجزای شن و همچنین عناصر

¹ Van Daele

² Gennaro

³ Zhu

⁴ Yagci

کنترل‌کننده‌ی آن در سواحل لیواسیه حوضه‌ی خلیج بوهی ساخت. این مدل با داده‌های چاه‌های میدان نفتی مانند لیتوگرافی، اشعه‌ی گاما و مقاومت منطبق بود و این باعث شد که توزیع ماسه سنگ بیشتر پیش‌بینی شود [۱۴].

موشر^۲ و اوانگلاتوس^۳ (۲۰۱۶)، به بیان کشف تاریخچه‌ی رسوبی و زمین‌شناسی حوضه‌ی آمریکای شمالی با تجزیه و تحلیل چینه‌شناسی لرزه‌ای، ساختاری و مورفولوژی حوضه‌ی میکاروف و مناطق اطراف آن پرداخته است [۱۵].

فریا^۴ (۲۰۱۷)، بیان کرد که مدلسازی پیشرو چینه‌ای-چینه شناختی یک روش مفید برای تست کردن نقش پارامترهایی است که ممکن است در فرایندهای رسوبگذاری سنگ‌های رسوبی عمل کنند. این تکنیک در حوضه‌ی سانتوس برزیل برای تست سناریوهای احتمالی رسوب برای بخشی از یک پلت فرم کربنات اکوستیک توسعه یافته در مراحل آخر حوضه مورد استفاده قرار گرفت [۱۶].

خامسی (۱۳۹۳) و همکاران، با بهره‌گیری از داده‌های چاه و لرزه‌ای سه بعدی، مخزن بنگستان میدان نفتی آب تیمور را مورد ارزیابی چینه‌نگاری و پتروفیزیکی قرار داده و زون ۲ سازند ایلام و زیر زون D از زون ۴ سازند سروک را به عنوان لایه‌هایی با بهره‌دهی بالا تشخیص داد [۱۷].

خامسی و علیزاده (۱۳۹۵)، با استفاده از لاگ گاما و لیتولوژی مخزن آسماری، میدان اهواز را مورد بررسی قرار دادند و ۵ سکانس برای سازند آسماری تشخیص داده شد. برای اطمینان از سطوح چینه‌ای انتخاب شده و ارتباط بین داده‌های لرزه‌ای و چاه، لرزه‌نگاشت لرزه‌ای در محل چاه‌ها ساخته شد. با بهره‌گیری از نشانگرهای لرزه‌ای مقاطع لرزه‌ای دو بعدی میدان اهواز تفسیر و سکانس‌های لرزه-ای تشخیص داده شدند و در نهایت نواحی با بهره‌دهی بالا در یک مقطع لرزه‌ای مورد بررسی قرار گرفت، بطوریکه محل این نواحی در اواخر سکانس‌های سوم و پنجم آسماری مشاهده شدند [۱۸].

¹ Xiangdong

² Mosher

³ Evangelatos

⁴ Faria

هاوی^۱ و همکاران (۲۰۱۸)، با استفاده از افق‌های بازتاب لرزه‌ای حوضه‌ی کلمبوس در دریایی ترینیداد، یک مدل چینه‌ای لرزه‌ای ساختند و الگوهای چینه‌ای و توزیع ناهمگونی زیرلرزه‌ای در یک شیب فن را مورد بررسی قرار دادند و سپس تکامل شیب فن را با یکسری مدل‌های چینه‌ای رو به جلو شبیه‌سازی کردند [۱۹].

ژئوفیزیک اکتشافی و به ویژه لرزه‌نگاری از اوایل قرن بیستم خود را به عنوان ابزاری کارآمد در پی‌جویی و اکتشاف ذخایر نفت و گاز معرفی کرده است. عملیات لرزه‌نگاری سه بعدی عملاً از دهه ۱۹۷۰ به منظور کاهش ریسک حفاری چاه‌های نفت و گاز در دنیا آغاز گردید. هدف کلی لرزه‌نگاری سه‌بعدی به دست آوردن قدرت تفکیک بهتر زمین‌شناسی منطقه نسبت به لرزه‌نگاری دو بعدی است. لرزه‌نگاری سه‌بعدی با مشخص کردن موقعیت چاه‌ها و کاهش حفاری‌های بی‌ثمر به خصوص در مناطقی که ساختارهای زیرسطحی پیچیده‌ای دارند، به میزان قابل توجهی از هزینه‌های حفاری می‌کاهد. مطالعات چینه‌نگاری لرزه‌ای واحدهای رسوبی سنگ‌های مخزنی میادین نفتی و گازی می‌تواند نقش بسزایی در تعیین مشخصات واحدهای جریانی داشته باشد. با این روش روابط واحدهای رسوبی با یکدیگر و گسترش آنها در مکان و زمان حتی در بخش محدودی از حوضه را می‌توان مشخص نمود و با تکیه بر اصول چینه‌نگاری می‌توان موقعیت و گسترش سنگ‌های مستعد منشأ و مخزن را مشخص نمود [۲۰].

۴-۱ ساختار پژوهش

این پژوهش در ۵ فصل تدوین شده است. بدین ترتیب که در فصل اول تعریف مسئله، ضرورت انجام تحقیق و مروری بر پیشینه تحقیق است که مطالب مربوطه ارائه شده است. در فصل دوم به تعریف مبانی چینه‌شناسی، مدل‌های استاندارد چینه‌نگاری و روش‌های متداول چینه‌شناسی پرداخته می‌شود. در فصل سوم ابزار تحقیق، انواع آن‌ها و چگونگی تفسیر آن‌ها بر روی داده‌های لرزه‌ای بیان

¹ Hawie

شده است. در فصل چهارم نتایج حاصل از اعمال روش بر روی داده‌های واقعی آورده شده و در فصل پنجم نتایج و پیشنهادات ارائه شده است.

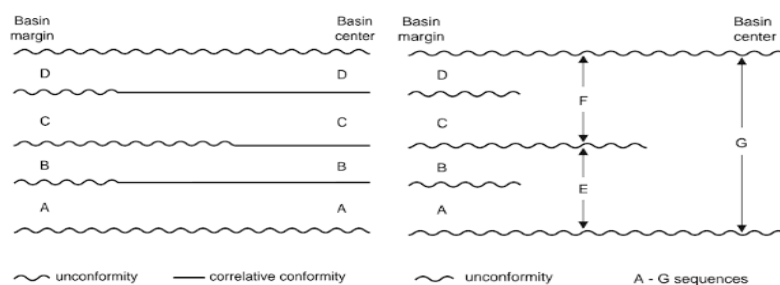
فصل دوم: مبانی نظری

۲-۱ مبانی چینه‌نگاری

واحد اصلی چینه‌نگاری سکانشی، سکانس است. سکانس مجموعه رسوباتی است که از نظر زایشی به هم مرتبطند و در بالا و پایین توسط ناپیوستگی‌ها یا پیوستگی‌های هم‌ارز آن محصور شده‌اند (شکل ۱-۲). به این ناپیوستگی‌ها و سطوح قابل انطباق با آن‌ها مرز سکانشی^۱ گفته می‌شود [۲۱].

هر سکانس به چند سیستم ترکت^۲ تقسیم می‌شود که سیستم ترکت‌ها به وسیله موقعیتشان در یک سکانس، سطوح لایه‌بندی، فرم هندسی و طرح برهم انبارش از هم تفکیک می‌شوند. به مجموعه واحدهای رسوبی مرتبط از نظر زایشی، سیستم ترکت گفته می‌شود. سیستم ترکت‌ها خود شامل سری پاراسکانس‌ها و پاراسکانس‌هایی هستند که توسط سطوح گسترش دریایی^۳ و سطوح هم‌ارز آن مشخص می‌شوند [۲۲].

مرز سکانس، پاراسکانس^۴ و سری پاراسکانس^۵ سنگ‌های رسوبی را به واحدهایی که از نظر ژنتیکی به هم مرتبطند تقسیم می‌کنند. سیستم ترکت‌ها، سری پاراسکانس‌ها و پاراسکانس‌ها در واقع یک سکانس را به واحدهای جزئی‌تری تقسیم می‌کنند که برای تطابق و تفسیر محیط رسوبی مفیدند [۲۲].



شکل ۱-۲: سمت راست: مفهوم سکانس‌های محصور شده با ناپیوستگی. سمت چپ: مفهوم سکانس با استفاده از پیوستگی‌های هم‌ارز. [۲۰]

¹ Sequence boundary

² System Tract

³ Marine floodings surface

⁴ Parasequenc

⁵ Parasequence set

۲-۱-۱ پاراسکانس و سری پاراسکانس

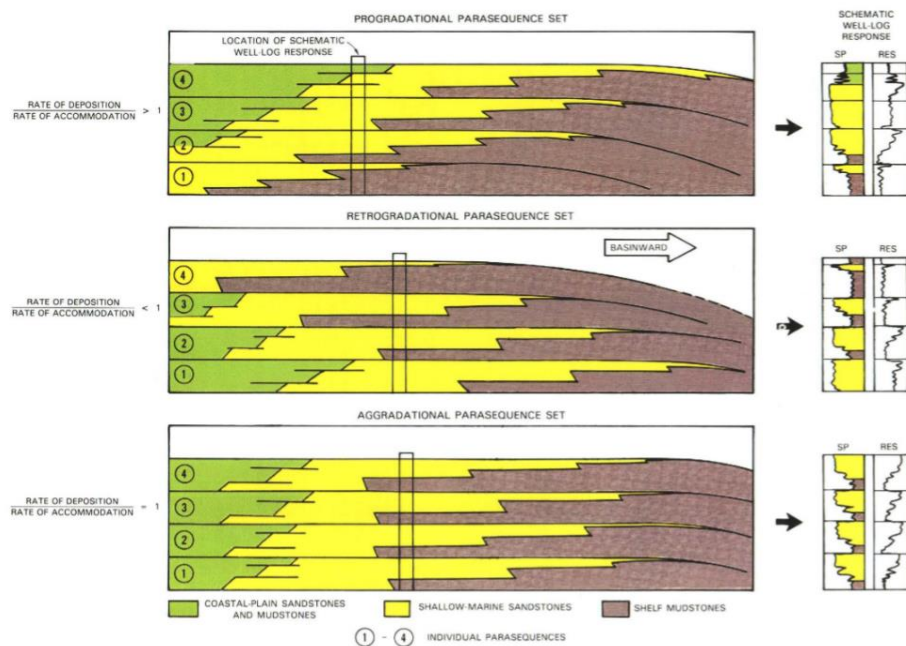
جزء بنیادی سکانس، پاراسکانس است که شامل واحدهای رسوبی پیوسته می‌باشد که با سطوح پیش‌روی از یکدیگر جدا می‌شوند. پاراسکانس‌ها مجموعه رسوباتی هستند که از نظر زایشی به هم مرتبطند و توسط سطوح گسترش دریایی و یا سطوح معادل آن محصور شده‌اند. پاراسکانس‌ها معمولاً دارای ماهیت درشت شونده به سمت بالا و طرح برانبارش پیش‌رونده با یک سطح پیش‌روی مشخص در رأس، بر روی داده‌های لرزه‌ای می‌باشند. این سطوح توسط علل و پارامترهایی همچون، تغییر شدید لیتولوژیکی از ماسه‌سنگ در زیر و ماسه و گل در بالای سطح، تغییر شدید در ضخامت لایه‌ها، آثار زیست آشفستگی، افق گلاکونیت و فسفات و عمیق‌شدگی در محیط‌های اطراف سطح قابل شناسایی‌اند [۲۳].

مجموعه چند پاراسکانس که ارتباط ژنتیکی و طرح برهم‌انبارش مشخصی دارند و توسط سطوح گسترش دریایی یا سطوح قابل انطباق با آن‌ها احاطه شده‌اند، تشکیل سری پاراسکانس‌ها را می‌دهند [۲۶].

الگوهای برانبارش پاراسکانس‌ها در سری پاراسکانس با توجه به نسبت رسوبات وارده به فضای رسوبگذاری سه نوع است (شکل ۲-۲). در الگوی برانبارش پیش‌رونده^۱ جابجایی رخساره‌ها به سمت حوضه، در الگوی برانبارش پس‌رونده^۲ جابجایی رخساره به سمت خشکی و در الگوی برانبارش تجمعی جابجایی وجود ندارد [۲۴].

^۱ Progradational

^۲ Retrogradational



شکل ۲-۲: انواع سری پاراسکانس [۲۴]

مجموعه‌ای از سکانس‌های رسوبی مرتبط از نظر زایشی، تشکیل یک سکانس مرکب را می‌دهند که هر کدام از سکانس‌های سازنده یک سکانس مرکب، در واقع معادل سیستم ترکتهای آن است [۲۲].

تغییرات سطح آب دریا مهم‌ترین عامل در تشکیل درجات مختلف سکانس است. به طور کلی در یک سیکل کامل از تغییرات سطح آب دریا، ۵ بخش اصلی قابل تمایز است که به وسیله‌ی ۴ قسمت اصلی موسوم به:

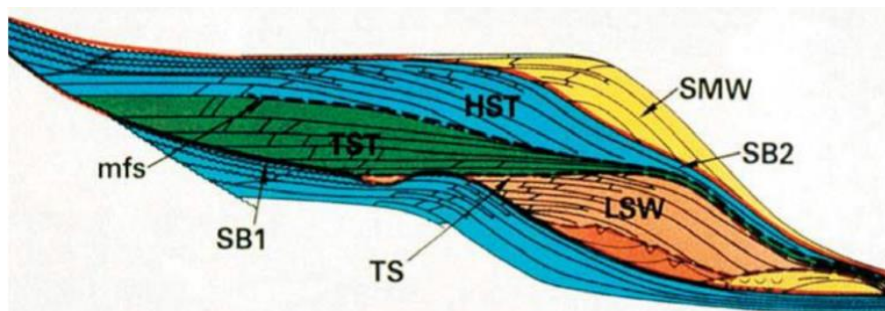
- سطح مرز سکانسی
- سطح حداکثر گسترش آب دریا در خشکی
- سطح پیشرونده^۱
- سطح پسرونده^۱

^۱ Transgressive Surface

از هم جدا می‌گردند، این گستره‌ها شامل:

- سیستم ترکت پسرونده^۲
- سیستم ترکت تراز پایین^۳
- سیستم ترکت پیشرونده
- سیستم ترکت تراز بالا^۴
- سیستم ترکت مرحله افت^۵

می‌باشند. این مفاهیم اساسی در زیر به اختصار مورد توصیف قرار می‌گیرند (شکل ۲-۳).



شکل ۲-۳: موقعیت سیستم ترکت‌ها و مرزهای سکانسی [۲۵].

۲-۲ مرز سکانسی

یکی از سطوح اصلی در چینه‌شناسی سکانسی، سطح مرز سکانسی است که در زمان حداکثر پایین افتادگی سطح آب دریا گسترش می‌یابد. رخساره‌های مرتبط با این سطح یک جابجایی قابل توجهی به طرف حوضه نشان می‌دهند [۱۹]. این سطوح تفکیک‌کننده‌ی واحدهای رسوبی بوده و

¹ Regressive Surface

² Forced regressive System Tract

³ Lowstand System Tract

⁴ Highstand System Tract

⁵ Falling Stage System Tract

معرف تغییر در وضعیت حوضه‌ی رسوبی می‌باشند. گسترش این سطوح در ارتباط با تغییرات نسبی سطح آب دریا است.

در شناسایی مرز سکansı بسته به شرایط حاکم بر محیط رسوبگذاری، وجود رسوبات دانه درشت باقیمانده، وجود سطوح فرسایشی مشخص، عوارض حاکی از حاکم شدن شرایط اکسیدان در محیط رسوبگذاری و در نهایت ماهیت ختم‌شدگی بازتابنده‌های لرزه‌ای مورد توجه است [۲۵].

سطح مرز سکansı در واقع یک سطح ناپیوستگی است که باتوجه به موقعیت این سطح در حوضه رسوبی و مشخصات اصلی آن (فرسایشی یا غیرفرسایشی بودن) به دو صورت در توالی‌های رسوبی دیده می‌شود.

۲-۲-۱ ناپیوستگی نوع ۱ (SB1)

نوعی ناپیوستگی است که با پایین افتادن سریع سطح آب، تغییرات ناگهانی در حوضه، رخمون یافتن رسوبات در سطح و فرسایش آنها، جوان شدن آبراهه‌ها^۱، حفر شدن رودخانه‌ها^۲ و جابجایی رخساره‌ها به سمت حوضه همراه است. این ناپیوستگی زمانی پدید می‌آید که نرخ پایین آمدن سطح آب بیش از نرخ فرونشینی^۳ کف حوضه باشد، در نتیجه خط ساحلی ممکن است حتی تا نزدیکی‌های کف دریا تغییر مکان دهد و باعث گسترش فرسایش‌های وسیع تحت جوی رسوبات قبلی و تخریب آن شود. از طرفی در پهنه ساحلی باعث عمیق‌تر شدن دره‌های کنده شده^۴ و در منطقه شیب قاره باعث عمیق‌تر شدن دره‌های زیر دریایی می‌شود. ذرات تخریبی این مناطق به بخش‌های عمیق‌تر حوضه حمل می‌شود و تشکیل مرحله وسیع پایین رفتن سطح آب^۵ را می‌دهد. این سطح در محدوده فلات و حاشیه فلات (بخش کم عمق حوضه) گسترش می‌یابد [۲۶].

¹ Rejuvenation

² Fluvial incision

³ Subsidence

⁴ Incised Vally

⁵ Falling Stage

۲-۲-۲ ناپیوستگی نوع ۲ (SB2)

این ناپیوستگی زمانی گسترش می‌یابد که سرعت پایین رفتن سطح آب دریا آهسته باشد و اثری از رخنمون یافتن و فرسایش در آنها به چشم نخورد. جابجایی رخساره‌ها به طرف حوضه تدریجی است تشخیص این نوع ناپیوستگی نسبت به ناپیوستگی نوع ۱ مشکل‌تر است، زیرا فرسایش شدید و جابجایی قابل توجهی از رخساره‌های رسوبی دیده نمی‌شود. این سطح در محدوده حوضه و بخش‌های عمیق آن گسترش می‌یابد.

براساس وجود دو ناپیوستگی مذکور، دو نوع سکانس رسوبی نیز قابل شناسایی است. سکانس‌های نوع اول که در پایین توسط ناپیوستگی نوع اول و در بالا توسط ناپیوستگی نوع اول یا دوم محدود شده‌است و سکانس‌های نوع دوم که در پایین توسط ناپیوستگی‌های نوع دوم و در بالا توسط ناپیوستگی‌های نوع اول یا دوم محصور شده است [۲۶].

۳-۲ سطح حداکثر گسترش سطح آب دریا در خشکی

سطح حداکثر گسترش آب، سطحی از رسوبات است که حداکثر گستردگی آب در خشکی را مشخص می‌سازد و در زمان نهشته شدن آن‌ها خط ساحلی^۱ حداکثر جابجایی به سمت خشکی را پیدا کرده است [۲۱]. حداکثر گسترش و جابجایی رخساره‌های دریایی به سمت خشکی در این سطح دیده می‌شود [۲۴]. در شناسایی این سطح از فاکتورهایی مانند گسترش وسیع شیل‌ها و مواد آلی همراه آن‌ها، عمیق شدگی حوضه و قرارگیری رخساره‌های عمیق بر روی رخساره‌های کم‌عمق مانند شیل‌های دریایی که بر روی ماسه‌سنگ‌های حاوی آثار گیاهی قرار می‌گیرند، گسترش لایه‌های چرتی، وجود آهک‌های دارای فسیل‌های پلاژیک، گسترش سیمان‌های دریایی و گسترش افق‌های زغالی می‌توان استفاده نمود. در توالی‌های دریایی کم‌عمق و ساحلی، سطح حداکثر گسترش آب دریا نشانگر بالا آمدن سریع سطح اساس و جداکننده پاراسکانس‌های پسرونده زیرین از پیشرونده و تجمعی فوقانی

^۱ Shore Line

است. جابه‌جایی خط ساحلی به طرف دریا باعث کاهش ضخامت رسوبات پیش‌رونده می‌شود که در این حالت سطح بیشترین پیشروی برروی سطح بیشترین پسروی منطبق می‌شود [۲۰].

۲-۴ سطح پیش‌رونده

این سطح شروع بالا آمدن سریع سطح آب دریا را نشان می‌دهد و بعد از آن جابه‌جایی رخساره‌ها به سمت خشکی اتفاق می‌افتد. با توجه به اینکه این سطح در اثر شروع بالا آمدن سطح اساس تشکیل می‌شود، لذا رسوبات عمیق‌تر برروی رسوبات نواحی کم عمق زیر این سطح قرار می‌گیرد. این سطح نشانه افزایش فضای در دسترس برای رسوبگذاری در نواحی ساحلی است و توسط خرده‌های فسیلی و شیل‌های نواحی عمیق مشخص می‌شود [۲۱].

۲-۵ سطح پس‌رونده

این سطح شروع پایین آمدن سطح آب دریا را نشان می‌دهد که آثار آن در بخش‌های مختلف حوضه به صورت‌های متفاوتی ثبت می‌شود. پایین آمدن سطح آب در نواحی ساحلی در سیستم‌های آواری باعث گسترش دره‌های کنده شده^۱ می‌شود و در رسوبات این نواحی عوارضی مانند فرسایش، ایجاد کانی‌های تبخیری و گسترش رخساره‌های کم عمق برروی رخساره‌های عمیق‌تر دیده می‌شود، پایین آمدن سطح آب وقتی به حداکثر میزان خود می‌رسد، منجر به تشکیل مرز سکانسی می‌شود [۲۱].

۲-۶ گستره پس‌رونده^۲

به مجموعه واحدهای رسوبی یا عوارضی اطلاق می‌شود که از نظر زایشی بهم مرتبطند و در زمان پایین آمدن سطح آب دریا گسترش یافته‌اند، در قاعده توسط سطح پس‌رونده و در رأس توسط

¹ Incised Valley

² Forced Regressive System Tract

مرز سکانشی احاطه می‌شوند. به دلیل پایین آمدن سریع سطح آب دریا در این مرحله، فضای در دسترس برای رسوبگذاری معمولاً منفی است، لذا حرکت جانبی رخساره به سمت حوضه با مؤلفه دور هم پوشان^۱ مشخص می‌شود. وقتی پایین آمدن سطح آب دریا به حداکثر خود می‌رسد، مرز سکانشی حداکثر گسترش خود را پیدا می‌کند. این گستره در بخش‌های عمیق حوضه به صورت مخروط افکنه زیرآبی^۲ تظاهر می‌کند [۲۱].

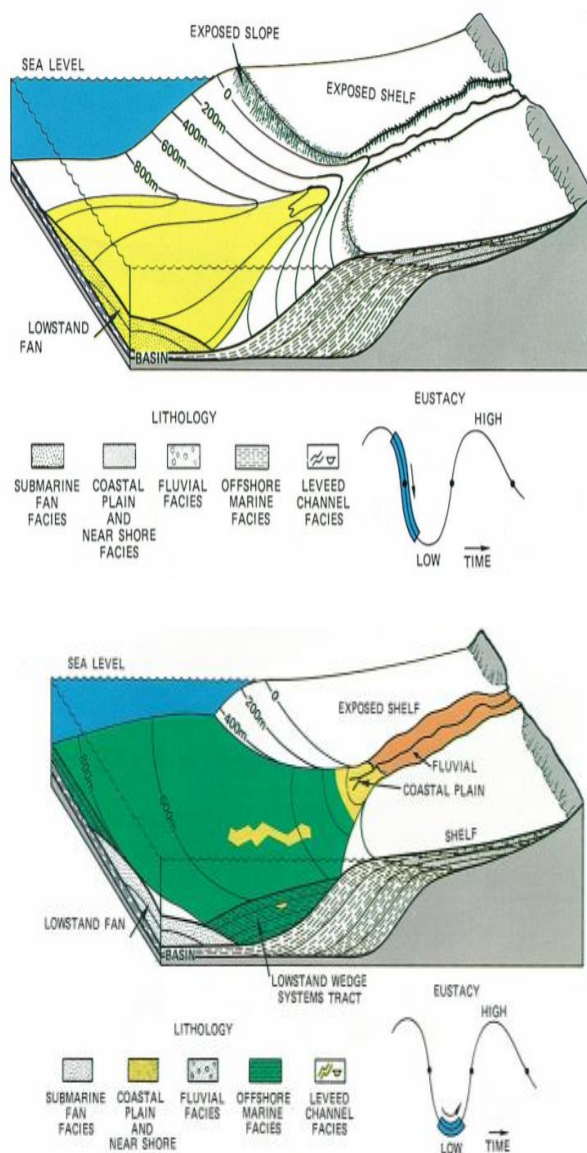
۷-۲ گستره تراز پایین

به مجموعه واحدهای رسوبی اطلاق می‌شود که از نظر زایشی (ژنتیکی) بهم مرتبطند و در زمان بالا آمدن آهسته سطح آب دریا گسترش می‌یابند یا به عبارتی زمانی به وجود می‌آید که نرخ بالا آمدگی سطح اساس از نرخ رسوبگذاری کمتر باشد و شامل رسوبات پسروری عادی هستند [۲۳]. در قاعده توسط ناپیوستگی‌های سطحی و در رأس توسط سطح پسروری محدود می‌شوند. در این مرحله که بالا آمدن تدریجی آب دریا شروع می‌شود، فضای مناسب برای رسوبگذاری به وجود می‌آید و رسوبگذاری انجام می‌شود. پرشدگی دره‌های کنده شده^۳ در مناطق ساحلی در این مرحله صورت می‌گیرد. تمام رسوباتی که در داخل دره‌های کنده شده گسترش یافته‌اند، مربوط به گستره تراز پایین و توالی‌هایی که بر روی آن‌ها و بر روی نخستین سطح پیشرونده قرار گرفته‌اند مربوط به گستره پیشرونده هستند. در سیستم‌های رودخانه‌ای - دلتایی، رسوبات مربوط به گستره تراز پایین بیشترین نسبت ماسه به شیل را دارند، به طوریکه این رسوبات دارای بهترین رخساره‌های با پتانسیل بالا برای مخازن هیدروکربنی است، زیرا رسوبات پرکننده کانال‌ها دانه درشت بوده و پیوستگی جانبی وسیعی دارند و مقادیر کمی از رخساره‌های گلی در آنها دیده می‌شود. رسوبات با دور شدن از دلتاهای فلات و دشت - های ساحلی به بخش‌های عمیق‌تر حوضه حمل می‌شوند و به دلیل بالا آمدگی سطح اساس میزان ماسه به گل در آنها کاهش می‌یابد [20]، (شکل ۲-۴).

¹ offlap

² Submarine fan

³ Incised Valley fill



شکل ۲-۴: عکس بالا: شروع گستره تراز پایین: کاهش سریع سطح آب، فرسایش فلات، انتقال رسوبات به لبه‌ی فلات، شیب و کف حوضه. عکس : پایان گستره تراز پایین، پرشدن دره‌های کنده شده [۲۴]

۲-۸ گستره پیشرونده

به مجموعه واحدهای رسوبی مرتبط از نظر زایشی گفته می‌شود که در زمان بالا آمدن سریع سطح آب دریا گسترش یافته است. در قاعده توسط سطح پسروری و در رأس توسط سطح بیشترین پیشروی مشخص می‌شوند [۲۴].

بالا آمدن سریع سطح آب دریا باعث کاهش ورود رسوبات تخریبی و محدود شدن آن‌ها به بخش‌های بالا دست حوضه و افزایش فضای در دسترس برای رسوبگذاری می‌شود. به عبارت دیگر در طی تشکیل این سیستم ترک‌ت مقدار فضای رسوبگذاری بیشتر از نرخ رسوبات وارده به حوضه خواهد بود، لذا رخساره‌های رسوبی به سمت خشکی جابجا شده و طرح برانبارش پشرونده از خود نشان می‌دهند. بنابراین توالی‌های رسوبی ماهیت ریزشونده به سمت بالا نشان می‌دهند. همچنین گسترش جانبی رسوبات در این لایه‌ها خیلی وسیع‌تر از لایه‌های زیرین مربوط به گستره تراز پایین می‌باشد که این امر بیانگر افزایش فضای در دسترس برای رسوبگذاری در طی گستره‌ی پیشرونده می‌باشد. بالا بودن فضای در دسترس برای رسوبگذاری و کاهش رسوبات تخریبی به حوضه بهترین شرایط را برای گسترش زغال فراهم می‌کند، لذا لایه‌های زغال با ضخامت و گسترش قابل توجه در طی گستره‌ی پیشرونده تشکیل می‌شوند و در سطح بیشترین پیشروی یعنی مرز بالایی گستره پیشرونده به حداکثر گسترش و ضخامت خود می‌رسند که این سطح منطبق بر حداکثر فضای در دسترس برای رسوبگذاری است. لذا گسترش لایه‌های زغال پارامتر بسیار خوبی برای تشخیص سطح حداکثر گسترش آب دریا در خشکی و به تبع آن تشخیص گستره پیشرونده در زیر و گستره‌ی تراز بالا در روی این سطح می‌باشد. لازم به ذکر است که در هر دو گستره پیشرونده و تراز بالا، لایه‌های زغال وجود دارد ولی گسترش لایه‌های زغال در گستره پیشرونده نسبت به گستره تراز بالا خیلی بیشتر است [۲۶]، به عبارتی در گستره پیشرونده بهترین سنگ‌های منشأ در دشت ساحلی وجود دارد.

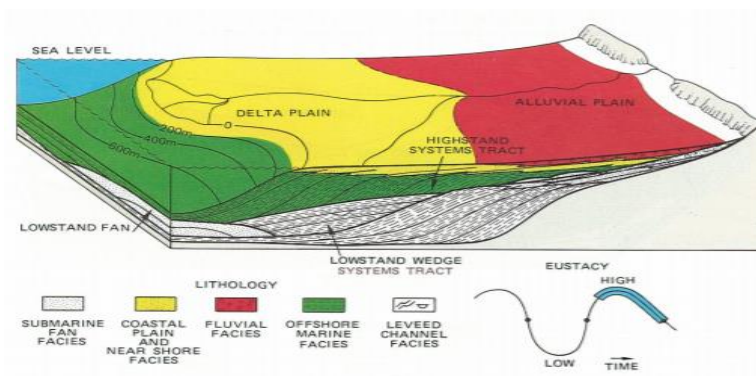
۲-۹ گستره تراز بالا

به مجموعه واحدهای رسوبی اطلاق می‌شود که در زمان بالا آمدن آهسته سطح آب دریا گسترش می‌یابند که نرخ بالا آمدگی از نرخ رسوبگذاری کمتر است و خط ساحلی دچار پسروی عادی می‌شود. در قاعده به وسیله سطح حداکثر گسترش آب دریا در خشکی و در بالا توسط سطح پشرونده شامل ناپیوستگی‌های سطحی، سطح قاعده پسروی سریع و قدیمی‌ترین بخش سطح فرسای دریایی

محدود می‌شوند. سطح چین‌های پسروده سطحی است که آغاز پسروی سطح نسبی آب دریا را اعلام می‌کند. نرخ بالا آمدن سطح آب دریا در این گستره نسبت به گستره‌ی پیشرونده کمتر است [۲۱]. کاهش سرعت بالا آمدن سطح آب و افزایش رسوبات وارده به حوضه باعث کاهش فضای مناسب برای رسوبگذاری می‌شود، بنابراین در طی این گستره نرخ رسوبات وارده از فضای مناسب برای رسوبگذاری بیشتر است و در نتیجه الگوی بر انباشت رخساره‌ها ابتدا حالت تجمعی و در ادامه با کم شدن فضای مناسب رسوبگذاری حالت پیشرونده پیدا می‌کند و فرم هندسی گوه‌ای تا عدسی شکل دارند. رخساره‌ها به سمت بالا روندی درشت‌شونده دارند و معمولاً دچار فرسایش شدیدی هستند. بهترین پارامتر جهت تعیین رسوبات این گستره استفاده از زون حداکثر گسترش لایه‌های زغالی است که این گستره بر روی سطح حداکثر گسترش آب دریا قرار می‌گیرد و توسط مرز سکانسی پوشیده می‌شود. رسوبات گستره تراز بالا عمدتاً رسوبات سیلتستونی سبز تا خاکستری رنگ و رخساره‌های دشت ساحلی^۱، با آثاری از ریشه گیاهان می‌باشد که ضمن نشان دادن جابجایی رخساره‌ها به سمت دریا معرف بالاتر بودن نرخ رسوبات وارده به حوضه نسبت به فضای قابل رسوبگذاری است [۲۶].

بهترین قابلیت‌های مخزنی تراز بالا مربوط به محیط‌های رسوبی ساحلی با نسبت بالای ماسه به گل است. محیط‌های رودخانه‌ای قابلیت هیدروکربنی متوسطی دارند و شامل مخزنی از رسوبات پرکننده کانال و رخساره‌های ریزدانه دشت سیلابی هستند، اما با افزایش نسبت ماسه به گل و کاهش روند بالا آمدگی سطح اساس قابلیت مخزنی به سمت بالا بهتر می‌شود. دسته‌های رخساره‌ای تراز بالا دارای رخساره‌های مخزنی در نزدیک حوضه و رخساره‌های پوش سنگ و سنگ منشأ در نواحی کم عمق تا عمیق دریایی و دور از حوضه است [۲۰]، (شکل ۲-۵).

¹ Coastal plain



شکل ۲-۵: گستره تراز بالا، در طول بالا آمدن آهسته سطح دریا [۲۶]

۲-۱۰ گستره مرحله افت

این گستره شامل تمام رسوبات پسروی است که بعد از شروع پایین آمدن سطح نسبی آب دریا و قبل از بالا آمدن بعدی آن تجمع می‌یابند. گستره مرحله افت نتیجه‌ی پسروی سریع است و نباید با رسوبات تجمع یافته در طی پسروی عادی اشتباه گرفته شود. این سیستم ترک‌ت به طور مستقیم بر مرز سکانشی قرار می‌گیرد و توسط گستره تراز پایین پوشش داده می‌شود. بر روی داده‌های لرزه‌ای، مرز فوقانی اولین افق تعریف شده است که بر روی گستره مرحله افت روهم پوشانی می‌کند [۲۰].

۲-۱۱ فضای در دسترس برای رسوبگذاری^۱ و میزان رسوبات وارده به حوضه^۲

آنچه در مراحل اولیه تجزیه و تحلیل چینه‌نگاری حائز اهمیت است، افزایش یا کاهش فضای در دسترس برای رسوبگذاری است. از طرفی گاهی بدون هیچ‌گونه تغییر در فضای در دسترس برای رسوبگذاری به علت تغییر در میزان رسوبات وارده به حوضه جابجایی در موقعیت خطوط ساحلی صورت می‌گیرد. فضای در دسترس برای رسوبگذاری در واقع فضای بین کف حوضه و سطح آب در حوضه رسوبی است که فضای مناسب برای انباشته شدن رسوبات می‌باشد [۲۱]. این فضا توسط

^۱ Accommodation Space

^۲ Sediment supply

عوامل مختلفی مثل تغییرات سطح آب دریا^۱، آب و هوا، حرکات تکتونیکی، تراکم رسوبات و نرخ فرونشینی کف حوضه کنترل می‌شود. این فضا می‌تواند مثبت یا منفی باشد. در یک سیستم رودخانه-ای فضای مناسب برای رسوبگذاری برابر است با فضای بین سطح اساس و سطحی که رودخانه در آن جریان دارد (مثل دشت ساحلی). سطح اساس یک سطح مرجع جهانی است که برای رسیدن به آن دائماً در بخش قاره‌ای فرسایش و در بخش دریایی رسوبگذاری رخ می‌دهد، که بخاطر اثر فرسایشی امواج و جریان‌های دریایی معمولاً زیر سطح دریا است [۲۰].

میزان رسوبات وارده به حوضه در سیستم‌های آواری تحت تأثیر عواملی مانند آب و هوا، برجستگی یا بالا آمدگی ناحیه منشأ، لیتولوژیکی واحدهای منشأ، پوشش گیاهی و تکتونیک می‌باشد. ارتباط بین نسبت رسوبات وارده به فضای مناسب رسوبگذاری باعث بوجود آمدن الگوهای مختلف برانبارش می‌شود، بطوریکه:

اگر $S > A$ باشد، طرح برانبارش، پیشرونده به سمت حوضه خواهد بود.

اگر $S = A$ باشد، طرح برانبارش، تجمعی خواهد بود.

اگر $S < A$ باشد، طرح برانبارش، پسرونده به سمت خشکی خواهد بود

طی یک چرخه کامل تغییرات سطح اساس، سه رخداد پیشروی، پسروی، پسروی سریع دیده می‌شوند، که در زیر هندسه‌های چینه‌ای هریک بررسی خواهد شد.

۲-۱۱-۱ پیشروی

وقتی ایجاد فضای رسوبگذاری سریع‌تر از مصرف آن باشد یا به عبارت دیگر مقدار بالا آمدگی سطح اساس از مقدار رسوبگذاری در خط ساحلی پیشی گیرد، پیشروی رخ می‌دهد. پیشروی مهاجرت

¹ Sea level change

خط ساحلی و رخساره‌ها به سمت خشکی است که موجب عمیق شدگی نواحی ساحلی می‌شود و باعث عقب نشینی الگوهای برانبارش مانند قرارگیری رخساره‌های دریایی روی رخساره‌های غیر دریایی می‌شود. در بخش غیر دریایی پیشروی معمولاً با ظهور شواهدی مثل طبقه‌بندی مورب سیگموییدی^۱، لایه‌های اویستردار و اثرهای فسیل محیط‌های دریایی روی توالی‌های رودخانه‌ای مشخص می‌شود. سطوح فرسایشی که امواج در طی پیشروی خط ساحلی آن‌ها را کنده، با رسوباتی که به سمت ساحل عقب‌نشینی می‌کنند روهم‌پوشان می‌شوند. لازم به ذکر است که رسوبات فرسایش-یافته در بخش بالایی ساحل به هر دو جهت خشکی و دریا حمل می‌شود. بخشی از رسوب که به طرف ساحل حمل می‌شود مجموعه خلیج دهانه‌ای^۲ را ایجاد می‌کند، در صورتی که رسوبات حمل شده به طرف دریا گوه‌هایی را در شیب حوضه به وجود می‌آورند که به راحتی روی خطوط لرزه‌ای مشاهده می‌شوند [۲۰].

۲-۱۱-۲ پسروری

هنگامی که مقدار رسوبگذاری بیش از نرخ بالآمدگی سطح اساس باشد، پسروری عادی در طول مراحل اولیه و نهایی بالآمدگی سطح اساس رخ می‌دهد. پسروری مهاجرت خط ساحلی به سمت دریا است که باعث جابه‌جایی رخساره‌ها به سمت دریا می‌شود و با کم عمق شدن ناحیه ساحلی همراه است. پسروری باعث پیش‌نشینی الگوهای برانبارش مانند قرارگیری رخساره‌های غیردریایی روی رخساره‌های دریایی می‌شود. رخساره‌ها در چنین حالتی توالی‌های به سمت بالا، درشت‌شونده را ایجاد می‌کنند.

زمانی که خط ساحلی در اثر افت سطح اساس به سرعت به سمت دریا مهاجرت کند، پسروری سریع رخ می‌دهد. پسروری سریع معمولاً به دلیل نبود فضای رسوبگذاری کافی در محیط‌های رودخانه-ای تا دریایی کم‌عمق با افزایش حمل رسوب به محیط‌های عمیق دریایی همراه است، بنابراین رسوبات

¹ Sigmoidal cross-bedding

² Estuary-mouth complex

آواری اضافی حاصل از فرآیندهای فرسایشی محیط‌های رودخانه‌ای از این نواحی عبور می‌کنند و به محیط‌های عمیق دریایی منتقل می‌شوند [۲۰].

۲-۱۲ مدل‌های استاندارد چینه‌نگاری

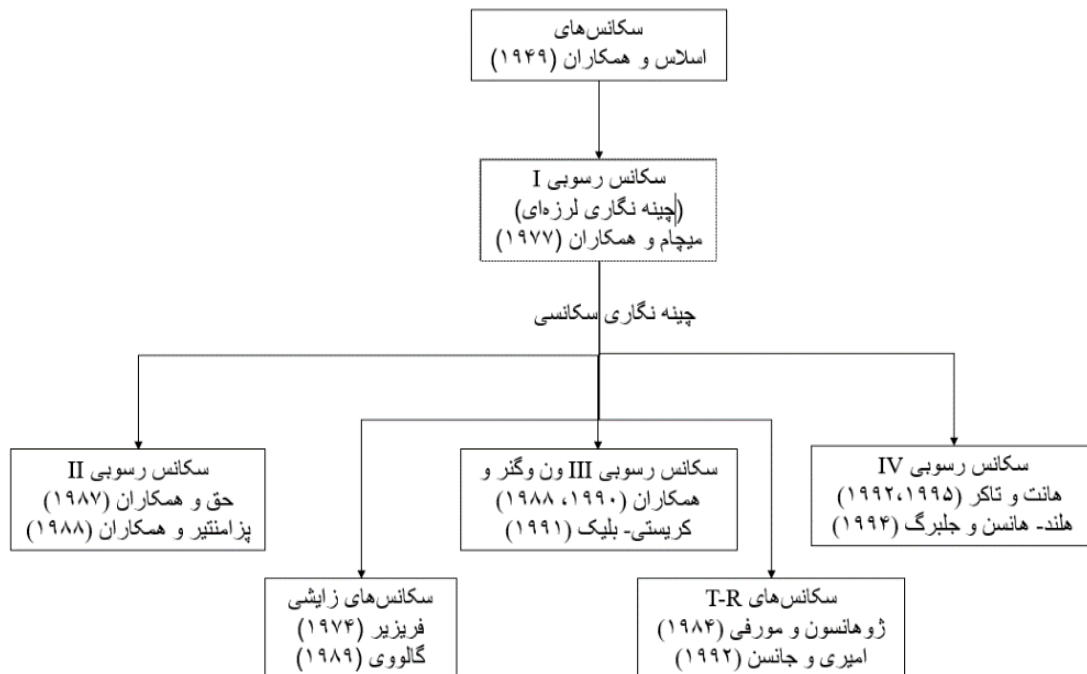
به طور کلی مدل‌های رایج چینه‌نگاری سکانسی، به ۶ دسته تقسیم می‌شوند که مبتنی بر سکانس رسوبی اولیه چینه‌نگاری لرزه‌ای که توسط اسلاس بیان شد، هستند. هر مدل مزایا و محدودیت‌هایی دارد و بسته به شرایط می‌تواند بهترین کارایی را داشته باشد، ضمن اینکه هیچ مدلی جامع نیست و نمی‌تواند در همه شرایط کارایی مطلوب داشته باشد. در سکانس‌های رسوبی هنگام افت سطح اساس در خط ساحلی، ناپیوستگی سطحی به وجود می‌آید که به عنوان مرز سکانسی شناخته شده است. سکانس‌های رسوبی را می‌توان به دسته رخساره‌های تراز پایین، پیشرونده و تراز بالا تقسیم کرد (شکل ۲-۶).

بعد از تعریف سکانس‌های رسوبی توسط میچام (سکانس رسوبی I)، سکانس‌ها بوسیله‌ی ناپیوستگی‌های نوع ۱ با فرسایش زیاد و ناپیوستگی نوع ۲ با حداقل فرسایش محدود شدند، اما با توجه به دشواری تفکیک اثر سطح آب دریا و فرونشست در توالی‌های سنگی از یک سکانس رسوبی واحد استفاده کردند.

سکانس‌های رسوبی نوع III و IV مشابه‌اند، اما در سکانس رسوبی نوع IV علاوه بر سه دسته رخساره ذکر شده، دسته رخساره مرحله افت نیز وجود دارد.

در سکانس رسوبی مدل II، مرز سکانسی در قاعده رسوبات پسروری سریع قرار گرفته که بخشی از آن ناپیوستگی و بخش دیگر نزدیک به منشأ است که ممکن است به تغییر پیوستگی هم ارز منجر شود. نبود چینه‌ای این ناپیوستگی به طرف حوضه کاهش می‌یابد و به پایان پسروری سریع خط

ساحلی ختم می‌شود و تنها بخشی از آن مرز سکانشی است، از این رو ایراد این مدل آن است که ناپیوستگی سطحی را یک سطح ممتد در نظر می‌گیرد [۲۰].



شکل ۲-۶: مدل‌های استاندارد چینه‌ای [۲۰]

در سکانش رسوبی نوع III و IV، مرز سکانشی در بالای رسوبات پسروری سریع قرار دارد که شامل ناپیوستگی‌های سطحی، پیوستگی‌های هم‌ارز و بخش دور از منشأ در زمان پسروری است و با چینه‌های پسرورنده تراز پایین پوشیده شده است. با این حال سکانش‌های رسوبی III و IV، به دسته-های رخساره‌ای مختلفی تقسیم می‌شوند. در مدل‌های سکانش رسوبی، مرزهای سکانشی نسبت به سطح اساس تعیین می‌شوند و مستقل از مقدار رسوبگذاری هستند. یکی از معایب این مدل‌ها در بخش کم عمق دریا، این است که پیوستگی‌های هم‌ارز در رخنمون‌های کوچک در مغزه‌ها و نمودارهای چاه دیده نمی‌شوند، اما موقعیت تقریبی آنها ممکن است در رخنمون‌های بزرگ مقیاس توسط داده‌های لرزه‌ای مشخص شود [۱].

مرز سکانس‌های چین‌های زایشی توسط گالووی به وسیله‌ی سطح بیشترین پیشروی در بخش‌های دریایی و قاره‌ای حوضه‌ی رسوبی پیشنهاد داده شد. تغییرات در پراکندگی سامانه‌های رسوبی و فضای رسوبگذاری سبب بروز تغییرات در الگوی پراکندگی رسوب در سطح بیشترین پیشروی می‌شوند که به آن سطح زیر هم پوشان گویند. یکی از مزیت‌های این روش تعیین گسترش سامانه‌های رسوبی و فضای رسوبگذاری طی بیشترین پیشروی خط ساحلی است. مزیت دیگر آن این است که این مدل برای همه چرخه‌های مرتبط با بالا آمدگی سطح اساس کاربرد دارد و برخلاف مدل‌های سکانشی رخنمون‌های کوچک در توالی‌های دریایی کم عمق توسط مغزه و نمودارهای چاه دیده می‌شوند و بدلیل وجود افق‌های شیلی، تعیین سطح بیشترین پیشروی توسط خطوط لرزه‌ای و نمودارهای چاه از ناپیوستگی سطحی ساده‌تر است [۲۰].

یکی از معایب این روش این است که در داخل سکانس چین‌های زایشی، ناپیوستگی وجود دارد. بنابراین وجود این ناپیوستگی‌ها باعث شده که چین‌های غیر هم‌زاد در داخل سکانس‌های چین‌های زایشی قرار گیرند. در سکانس چین‌های زایشی سطح بیشترین پیشروی در بخش‌های قاره‌ای و دریایی حوضه رسوبی به عنوان یک سطح واحد گسترش می‌یابد، اما سکانس رسوبی و سکانس پیشرونده-پسرونده را سطوح مرکب محدود می‌کنند و از این رو تشخیص آن‌ها مشکل‌تر است [۱].

واحد رسوبی بین شروع یک پیشروی تا شروع پیشروی هم مقیاس بعدی را سکانس پیشرونده-پسرونده گویند و بدلیل شواهد بیشتر پیشروی و پسروی در نواحی دریایی، در این نواحی بیشتر مورد توجه قرار گرفته است. در این مدل از ناپیوستگی سطحی مدل سکانس رسوبی و از سطح بیشترین پسروی بخاطر تشخیص راحت آن استفاده شده است. در بخش غیر دریایی حوضه ناپیوستگی سطح به عنوان مرز سکانس است، زیرا با نبوده‌های چین‌های مهم رسوبگذاری در ارتباط است. اگرچه ساده-ترین راه برای تفکیک رسوبات زایشی مختلف در دسته رخناره‌های پسرونده استفاده از این روش است، اما از نظر اکتشافی کاربردی نیست، زیرا روی هم قرار گرفتن رخناره‌های پسرونده عادی و

سریع به کاهش دقت تحلیل زایشی چینه‌نگاری می‌انجامد. این مدل تنها در جایی کاربرد دارد که مقدار رسوب کمتر از فرسایش موج در پیشروی بعدی است، در غیر این صورت سطح بیشترین پسروی در بالای ناپیوستگی سطحی در سراسر فلات قاره گسترش می‌یابد [۱].

۲-۱۳ روش‌های متداول مطالعه چینه‌نگاری سکansı

در این بخش مهم‌ترین روش‌های عملی در شناخت وقایع ثبت شده در توالی‌های رسوبی و چگونگی استفاده از آن‌ها در تفسیر چینه‌نگاری سکansı مورد ارزیابی قرار می‌گیرد. مجموعه داده‌های در دسترس برای تفسیر را می‌توان در دو گروه اصلی داده‌های سطحی و داده‌های زیر سطحی تقسیم کرد. داده‌های سطحی شامل رخنمون می‌باشند که در صورت وجود بهترین اطلاعات را برای تفسیر چینه‌نگاری سکansı فراهم می‌کند. داده‌های زیر سطحی شامل مغزه، نمودارهای چاه‌پیمایی، خرده-های حفاری و داده‌های لرزه‌ای می‌باشند. در زیر چگونگی تفسیر چینه‌نگاری سکansı توسط هریک از این داده‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرد [۱].

۲-۱۳-۱ رخنمون

رخنمون به مفهوم ظاهر شدن رسوبات در سطح زمین و در دسترس قرار گرفتن برای بررسی-های مستقیم است و باعث می‌شود که زمین‌شناس با اطمینان بیشتری به تفسیر چینه‌نگاری سکansı بپردازد. رخنمون‌ها شاخص‌هایی را برای بررسی محیط‌های رسوبی و جغرافیای دیرینه و تعیین سطوح چینه‌نگاری سکansı فراهم می‌آورند که می‌توان با استفاده از آن‌ها تغییرات چرخه‌های سامانه‌های رسوبی ناشی از سطح اساس را بررسی کرد. در رخنمون‌ها معمولاً ساخت‌های رسوبی و فسیل‌های متفاوتی قابل مشاهده می‌باشند که با استفاده از مطالعات میکروسکوپی و میکروسکوپی می‌توان شرایط محیط رسوب‌گذاری دیرینه را بازسازی و مدل رسوبی این رخنمون‌ها را ترسیم کرد. از مدل رسوبی به دست آمده می‌توان تغییرات سطح آب دریا را بررسی کرد. وجود بعضی از عناصر و کانی‌های رسی در رخنمون‌های سطحی می‌تواند در تشخیص ناپیوستگی‌ها مؤثر و بیانگر تغییر فضای رسوب‌گذاری و

موقعیت مرزهای سکansı باشد. همچنین می‌توان توسط رخنمون‌ها، روندهای به سمت بالا ریزشونده و درشت‌شونده، که نقش مهمی در تفکیک پیش‌نشینی و عقب‌نشینی توالی‌های دریایی و تعیین سکانس‌های رسوبی رودخانه‌ای دارند را تشخیص داد [۲۴].

۲-۱۳-۲ مغزه

با توجه به شباهت نسبی مغزه و رخنمون، روش‌های کار تاحدی مشابه مراحل گفته شده برای رخنمون است. اما بررسی برخی پارامترهای مورد نیاز در توصیف رخساره‌ها توسط مغزه‌ها امکان‌پذیر نیست و مغزه‌گیری به علت هزینه‌ی بالا فقط به صورت محدود در افق‌های مخزنی انجام می‌شود. مغزه‌های تهیه شده در مقیاس کوچک بررسی می‌شوند، بنابراین فرم هندسی واحدهای مورد نظر قابل شناسایی نیست و تنها برخی از ساخت‌های کوچک مقیاس را می‌توان بر روی مغزه‌های رسوبی بررسی کرد. از اینرو بررسی آثار فسیلی و میکروفسیل‌ها و ماهیت سطوح لایه‌بندی به ویژه در مقیاس بزرگ با محدودیت‌های اساسی همراه است. در مطالعات چینه‌نگاری با استفاده از مغزه همانند رخنمون بررسی رخساره‌ها و تجمعات آن‌ها اصلی مهم در تفسیر سطوح و بهترین روش برای بازسازی محیط‌های رسوبی قدیمی و همچنین درک تغییرات آب‌وهوایی و تاریخچه‌ی فرونشست حوضه‌های رسوبی است. اما رخساره‌های تعیین شده از روی مغزه مفهومی متفاوت با رخساره‌های تعیین شده از روی رخنمون دارد. این اختلاف کاربرد آنها را در تعیین بازسازی شرایط محیطی و کشف وقایع ثبت شده در توالی‌های رسوبی متفاوت می‌سازد [۲۴].

۲-۱۳-۳ خرده‌های حفاری

خرده‌های حفاری، در دسترس‌ترین داده‌های زیرسطحی هستند که به علت ماهیت خردشده‌ی آن‌ها بیشتر مشخصات مورد نیاز برای تعیین و توصیف رخساره‌ها به هم ریخته و از بین رفته‌اند در نتیجه کاربرد آنها را محدود کرده و کمتر مورد توجه قرار می‌گیرند. به منظور توصیف رخساره‌ها تنها

میکروفسیل‌ها و بخشی از سنگ‌شناسی ترکیب بررسی می‌شوند، ضمن اینکه امکان مخلوط‌شدگی خرده‌های مورد بررسی و خرده‌های مجاز نیز وجود دارد. بدلیل وجود این محدودیت‌ها تعریف رخساره‌ها از روی خرده‌های حفاری کاربرد عملی در شناسایی وقایع ثبت شده و بازسازی شرایط محیطی نخواهد داشت [۲۴].

۲-۱۳-۴ نگارهای چاه‌پیمایی

نمودارهای چاه‌پیمایی خواص ژئوفیزیکی (چگالی، سرعت صوت، مقاومت و تابش اشعه گاما) سنگ‌های دیواره چاه و تغییرات آن‌ها را در طول توالی مورد بررسی نشان می‌دهد. با پردازش نمودارهای چگالی و سرعت صوت می‌توان لیتولوژی واحدهای مورد بررسی را مشخص کرد، اما نمودار سنگ‌شناسی تعیین‌شده با این روش با وجود دارا بودن برخی اطلاعات مفید محدودیت‌های بسیار اساسی در بررسی‌های چینه‌نگاری سکansı دارد. داده‌های حاصل از رخنمون‌ها، مغزه‌ها و نمودارهای چاه با توجه به دقت عمودی بالا (نسبت به داده‌های لرزه‌ای) در تعیین موقعیت سطوح چینه‌نگاری سکansı بسیار مهم‌اند. یکی از مزیت‌های اصلی نمودارهای ژئوفیزیکی نسبت به رخنمون‌ها نمایش پیوسته اطلاعات از یک توالی ضخیم است. با استفاده از این داده‌ها می‌توان روندهای رسوبی را در مقیاس‌های مختلف از یک سامانه‌ی رسوبی مشاهده کرد، در نتیجه داده‌های نمودارهای چاه ناپیوسته هستند و معمولاً ارتباط رخساره‌ای و تطابق چینه‌ای را در مقیاس بزرگتری از رخنمون‌ها ممکن می‌کنند. در مقابل داده‌های مستقیم رخنمون‌ها بسیار دقیق‌تر از داده‌های زیر سطحی است [۲۷]. برای توصیف توالی‌های سیلیسی آواری می‌توان از نمودارهای پتانسیل خودزا و پرتوی گاما استفاده کرد. همچنین نمودارهای پرتوی گاما، اغلب برای تفسیر روندهای تدریجی (ریزشونده و درشت‌شونده) و یا برای تفسیرهای عمق‌سنجی (عمیق‌شونده یا کم‌عمق‌شونده به سمت بالا) بکار برده می‌شوند. نمودارهای پرتو گاما مقدار رادیواکتیو چینه‌ها را نشان می‌دهد که می‌توان از روی آن به مقدار شیل و

مواد آلی سنگ‌ها پی برد. البته در توالی‌های شیلی تعیین سطح بیشترین پیشروی در بین مجموعه پرتوهای گاما و نیز تعیین سطح بیشترین پسروی در بخش کم گامای نمودار مشکل است. در محیط‌های با فضای رسوب‌گذاری زیاد، که مواد ارگانیکی و رسوبات دانه ریز مختلف دارند شناسایی پرتوهای پرگاما نمی‌تواند معیار قوی برای تشخیص مقاطع متراکم باشد. با اینکه داده‌های ژئوفیزیکی، مانند نمودارهای چاه و داده‌های لرزه‌ای اطلاعاتی غیر مستقیم را از سنگ‌ها و سیالات زیرسطحی ارائه می‌دهند، در نبود اطلاعات مستقیم سنگ‌شناسی کاربرد فراوانی در تفسیر سامانه‌های رسوبی و سطوح چین‌های دارند. داده‌های حاصل از رخنمون‌ها، مغزه و خرده‌های حفاری دقیق‌ترین اطلاعات را برای سامانه‌های رسوبی فراهم می‌آورند، در نتیجه بهترین روش برای اعتبار بخشی به نتایج حاصل از داده‌های غیرمستقیم تطابق آن‌ها با داده‌های رخنمون است. در بررسی‌های لیتواستراتیگرافی امکان تجزیه و تحلیل دقیق این واحدهای سنگ‌شناسی به منظور شناخت ترکیبات کانی‌شناسی و مشخصات بافتی آن‌ها وجود ندارد. بر این اساس کشف وقایع ثبت شده در واحدهای رسوبی از چنین داده‌هایی غیرممکن یا بسیار مشکل است [۲۰].

۲-۱۳-۵ داده‌های لرزه‌ای

داده‌های لرزه‌ای یکی از مهم‌ترین منابع کسب اطلاعات در چینه‌نگاری سکansı است. با کمک داده‌های لرزه‌ای می‌توان شناخت کلی از وضعیت ساختمانی، ساختارهای چین‌های و مقدار سیال به دست آورد، از اینرو نقشی مهم در ارزیابی اولیه حوضه‌های رسوبی قبل از حفاری دارد.

برخلاف نمودارهای چاه، مغزه‌ها و رخنمون‌ها که اطلاعات نقطه‌ای و محلی را ارائه می‌دهند، خطوط لرزه‌ای اطلاعات زیرسطحی پیوسته‌ای را در در مسافت‌ها و عمق‌های طولانی نشان می‌دهند. یک تصویر لرزه‌ای رابطه‌ی لایه‌های زمین شناسی و امواج لرزه‌ای عبوری از سنگ‌ها است که بر اساس خواص فیزیکی سنگ‌ها پدید می‌آید [۱۸]. مشکل داده‌های لرزه‌ای نسبت به نمودارهای چاه، مغزه و رخنمون دقت عمودی و ماهیت اطلاعات خطوط لرزه‌ای است. به ویژه در داده‌های دو بعدی نمی‌توان

دقت عمودی بالایی را بدست آورد، در نتیجه بسیاری از جزئیات حذف می‌شوند. در جایی که فاصله عمودی افق‌های چین‌های بیشتر از دقت عمودی لرزه‌ای است، تفسیر زمین‌شناسی قطبیت بازتابش‌ها اعتبار بیشتری دارد. از این رو معمولاً داده‌های لرزه‌ای برای مطالعه پدیده‌های ساختمانی و چین‌های بزرگ مقیاس مفیدتر است و برای مقیاس‌های کوچکتر کاربرد کمتری دارد.

با پیشرفت روش‌های اکتشافی لرزه‌ای تحولی چشم‌گیر در چین‌نگاری عمومی رخ داد و چین‌نگاری لرزه‌ای در دهه ۱۹۷۰ توسعه یافت. چین‌شناسی لرزه‌ای، مطالعه‌ی داده‌های لرزه‌ای به منظور استخراج اطلاعات چین‌های است [۲۸]. چین‌شناسی لرزه‌ای مطالعه چین‌شناسی و رخساره‌های رسوبی است که بر اساس داده‌های لرزه‌ای استوار می‌باشد [۲۹]. در چین‌شناسی لرزه‌ای شکل توده‌های رسوبی، ناپیوستگی‌ها، چگونگی و کیفیت مرز چین‌ها قابل تعیین می‌باشد.

همانطور که گفته شد چین‌نگاری سکانشی برای مطالعات مخزنی در اکتشاف و توسعه میدان‌های نفتی، مطالعه محیط‌های رسوبی جدید برای درک بهتر فرآیندهای رسوبی و ارتباطات رخساره‌ای و مطالعه الگوهای برانبارش چین‌های کاربرد دارد. با توجه به مطالب گفته شده در بالا داده‌های لرزه‌ای در مناطقی که فاصله‌ی عمودی چین‌ها بیشتر از دقت عمودی لرزه‌ای باشد اعتبار بیشتری نسبت به داده‌های دیگر دارد. از این رو در جایی که داده‌های لرزه‌ای با کیفیت بالا بدست آمده باشند به راحتی می‌توان توسط آن‌ها اطلاعات چین‌های و در پی آن وجود منابع نفتی در منطقه را استخراج کرد. قوانین و تعاریف تفسیر چین‌شناسی لرزه‌ای براساس شناسایی توالی‌ها و تجزیه و تحلیل رخساره‌های لرزه‌ای است. سکانش لرزه‌ای عنصر اصلی تفسیر چین‌شناسی لرزه‌ای است. هماهنگی بین لایه‌های بالا و پایین یک سطح سکانشی ممکن است در مرز لایه‌ها در یک توالی رسوبی دیده شود. اگر لایه‌های بالا و پایین یک سطح سکانشی هماهنگ باشند هیچ شواهد فیزیکی در مورد ناپیوستگی در امتداد آن قسمت از سطح سکانشی وجود ندارد. از سوی دیگر اگر لایه‌های بالا و پایین آن سطح سکانشی ناهماهنگ باشند، شواهد فیزیکی مبنی بر وجود ناپیوستگی است. این ناپیوستگی ممکن است به علت

تغییرات نسبی سطح آب دریا ناشی از رسوبگذاری یا تغییر در عرضه‌ی رسوبگذاری باشد. عدم هماهنگی معیار فیزیکی اصلی مورد استفاده در تعیین مرزهای توالی است. این عدم هماهنگی می‌تواند توسط تفسیر الگوهای ختم شدگی بازتابی در طول این ناهماهنگی تشخیص داده شود [۳۱].

فصل سوم: ابزار تحقیق

۳-۱ روش‌های مورد استفاده در پایان نامه

همانطور که قبلاً گفته شد، اغلب با اطلاعات زیر سطحی به بررسی وضعیت چینه‌نگاری سکانسی پرداخته می‌شود. یکی از این اطلاعات داده‌های لرزه‌ای است که مستلزم یک مقطع لرزه‌ای با کیفیت بالا است تا به راحتی مراحل تفسیر بر روی آن صورت گیرد. برای به دست آوردن داده‌های لرزه‌ای اکتشافی، باید امواج لرزه‌ای را به طور مصنوعی تولید کرده و بعد از عبور یا بازتاب آنها از منطقه مورد نظر یا همان هدف، آن را آشکارسازی کرد. متداول‌ترین نوع برداشت‌های لرزه‌ای استفاده از امواج لرزه‌ای بازتابی است. برای برداشت امواج لرزه‌ای بازتابی باید صدها تا ده‌ها هزار چشمه لرزه‌ای یا شات را در محل‌های مختلف منطقه مورد برداشت قرار داد. انرژی لرزه‌ای تولید شده توسط هر چشمه در فواصل مختلفی از محل اصلی ثبت و آشکارسازی می‌شود. برای تبدیل حرکات زمین به ولتاژ الکتریکی آشکارسازهایی مورد استفاده قرار می‌گیرند که قادرند این حرکات را ثبت کنند. داده‌های لرزه‌ای یکی از مهمترین منابع کسب اطلاعات در چینه‌نگاری سکانسی هستند. اطلاعات قابل استخراج از این داده‌ها شامل: شناسایی گسترش و فرم هندسی رسوبات در مقیاس حوضه، تشخیص واحدهای مرتبط از نظر زایشی، تشخیص ناپیوستگی‌ها و بحث پیرامون ماهیت آنهاست. برخی از مفاهیم اساسی در چینه‌نگاری سکانسی مانند چگونگی گسترش و ماهیت ناپیوستگی‌ها تنها با استفاده از این داده‌ها قابل بررسی است. داده‌های مورد استفاده در چینه‌نگاری سکانسی با ارسال امواج لرزه‌ای و ثبت امواج منعکس شده به دست می‌آیند. انعکاس امواج لرزه‌ای به‌طور معمول از سطوحی صورت می‌گیرد که در اثر برخورد امواج با آنها انرژی اصلی موج بر سطح زمین بازتابانده می‌شود. بسته به ماهیت این سطوح، شدت امواج بازتابیده متفاوت و بازتابنده‌های موجود در یک داده‌ی لرزه‌ای به‌صورت ممتد، واضح و مشخص، یا ضعیف و مبهم ظاهر می‌شوند. شدت و ضعف این بازتابش وابسته به امپدانس صوتی رسوبات دو طرف سطح بازتابنده است. متداول‌ترین ویژگی‌های فیزیکی داده‌های لرزه‌ای شامل سرعت امواج لرزه‌ای و امپدانس صوتی لایه‌های مختلف هستند. تغییر امپدانس صوت ناشی از تغییر سنگ-

شناسی و مقدار سیال موجود است که بازتابش‌هایی را روی خطوط لرزه‌ای نسبت به عمق ایجاد می‌کند. بی‌هنجاری‌های منفی بالا^۱ در رأس رخساره‌های مخزنی، می‌توانند نشانه‌ی خوبی از وجود نفت باشند که با کاهش ناگهانی امپدانس صوتی در داخل رخساره‌های مخزنی همراه است و ممکن است ناشی از وجود تخلخل و سیالات کم چگال باشند. برای مثال با قطبیت منفی ممکن است نشانه‌ای از تغییر شیل به ماسه‌سنگ‌های متخلخل دارای هیدروکربن و یا تغییری عمده از ماسه‌سنگ‌های متراکم (امپدانس صوتی بالا) به شیل (امپدانس صوتی نسبتاً پایین) باشند و بازتابش‌هایی با قطبیت مثبت نشانگر امکان وجود شیل روی ماسه‌سنگ‌های متراکم، ماسه‌سنگ‌های متخلخل روی شیل یا رأس گنبد نمکی است که معمولاً با امپدانس صوتی بالا مشخص می‌شوند. پیدا کردن سکانس روی مقطع لرزه‌ای تنها به دست افراد مجرب صورت می‌گیرد. در این صورت با بررسی بازتابنده‌ها، تشخیص روند آنها، ختم‌شدگی این بازتابنده‌ها و همچنین پیکربندی‌های لرزه‌ای مشخصات هندسی سکانس‌ها تعیین می‌گردد. در این پژوهش تنها با استفاده از داده‌های لرزه‌ای بر روی مقطع لرزه‌ای سه بعدی به تحلیل و تفسیر هندسه‌ی سکانس‌ها و شناسایی پدیده‌های چینه‌ای پرداخته شده است.

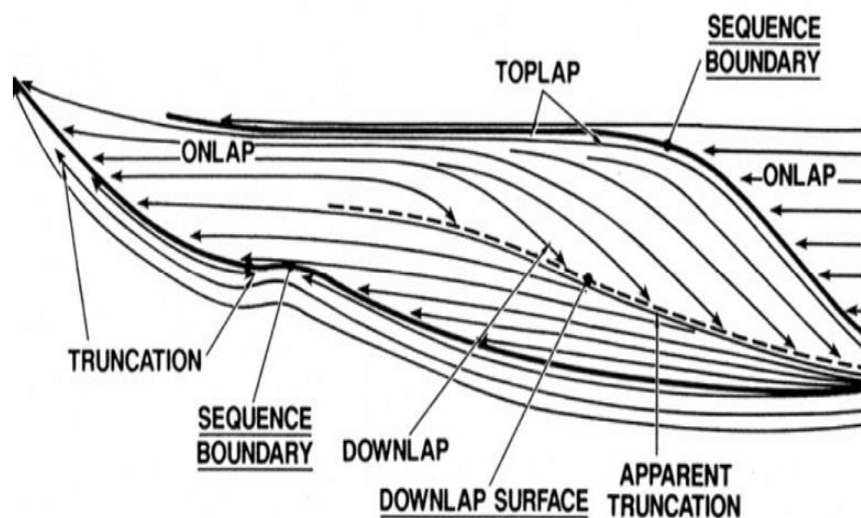
۳-۲ تشخیص سکانس‌ها و تفسیر آنها

در ابتدا مطالعات کتابخانه‌ای و مروری بر روی زمین‌شناسی منطقه و لیتولوژی آن انجام شد. داده‌های چاه و داده‌های سرسازند بر روی مقطع لرزه‌ای اعمال شد و در پی آن زون هدف مشخص شد و با توجه به حجم زیاد و سهولت انجام تفسیر، داده برش داده شد. ناپیوستگی‌ها که جدا کننده سکانس رسوبی مختلف هستند را باید در مرحله اول تفسیر کرد. همانطور که در قبل گفته شد ناپیوستگی‌ها نشان دهنده مرز سکانشی است که با توجه به موقعیت آنها در حوضه و فرسایشی و غیرفرسایشی بودن آنها به دو نوع ناپیوستگی نوع ۱ و ناپیوستگی نوع ۲ تقسیم می‌شوند. سپس داده‌های لرزه‌ای یک مقطع لرزه‌ای سه بعدی تفسیر شد، به این صورت که بر اساس تغییرات دامنه در

¹ negative anomalies

مقطع لرزه ای، افق‌ها در مقطع لرزه‌ای سه بعدی انتخاب شدند و سپس برای راحتی و تفسیر بهتر در مقطع دو بعدی دست‌چین شدند. سپس در صورت امکان خطاهای موجود حذف یا نادیده گرفته شد. در مرحله بعد ختم‌شدگی‌های چینه‌ای مشخص شدند و با توجه به هندسه چینه‌ای آن‌ها خروجی نهایی مورد تفسیر قرار گرفت.

در تفسیر چینه‌نگاری سکansı لرزه‌ای، شناسایی ختم‌شدگی‌ها و ماهیتشان حائز اهمیت است. این ختم‌شدگی‌ها ارتباط هندسی چینه‌ها و سطوح چینه‌نگاری هستند که چینه‌ها به آن ختم شده‌اند. ختم‌شدگی چینه‌ها^۱ جابجایی خط ساحلی و تغییرات سطح اساس را نشان می‌دهند و برای تفسیر آن‌ها نیاز به یک مقطع لرزه‌ای با کیفیت بالا است [۲۲]. ختم‌شدگی‌ها در انواع زیر طبقه بندی می‌شوند (شکل ۳-۱):



شکل ۳-۱: انواع ختم‌شدگی چینه‌ای [۲۲]

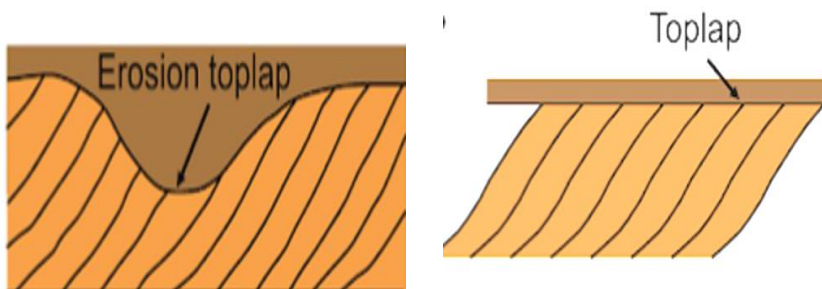
۳-۲-۱ ختم‌شدگی رأس هم پوشان^۲

ختم‌شدگی چینه‌های شیب‌دار به سطح بالایی کم شیب‌تر است یا به عبارتی هر چینه در مسیر خود به سمت خشکی به یک سطح فرضی در بالا مماس می‌شود که بخش انتهایی واحد رسوبی است.

^۱ Stratal Termination

^۲ Toplap

این نوع ختم شدگی سطح مشترک بین بازتابنده‌های لرزه‌ای و ناپیوستگی در بالا است. اگر سطح فرسایشی به سرعت بازتابنده‌ها را قطع کند، به آن ختم شدگی رأس هم پوشان فرسایشی اطلاق می‌گردد (شکل ۲-۳) [۳۰].



شکل ۲-۳: الف: تصویر ختم‌شدگی رأس هم‌پوشان. ب: تصویر ختم‌شدگی رأس هم‌پوشان فرسایشی [۳۲].

۲-۲-۳ ختم شدگی دور هم پوشان^۱

نوعی ختم شدگی است که در آن بازتابنده‌ها با شیب زیاد به سطحی که از آنها جوان‌تر و کم شیب‌تر است ختم می‌شود. این ختم شدگی معمولاً در نواحی ساحلی دیده می‌شود و بیانگر تغییرات ناگهانی در عمق حوضه است [۳۲].

۳-۲-۳ ختم شدگی پایه هم پوشان^۲

به نوعی از ختم شدگی اطلاق می‌گردد که در آن رسوبگذاری تدریجی بر روی مرز پایینی رسوبات صورت گرفت و معرف ناپیوستگی‌های کوچک است. این ختم شدگی شامل دو نوع روهم پوشان و زیر هم‌پوشان است [۳۳].

۱-۳-۲-۳ ختم شدگی روهم پوشان

در این نوع ختم شدگی بازتابنده‌ها با شیب کم و یا افقی به سطحی که از آنها قدیمی‌تر و دارای شیب بیشتری است ختم می‌شوند. سطحی که واحدها بر روی آن به صورت روهم پوشان ختم شوند را

¹ Offlap

² Base lap

سطح روهم پوشان می‌گویند. گسترش این نوع ختم شدگی‌ها اغلب در توالی رسوبی ساحلی است، ولی در محیط‌های غیردریایی نیز با شدت کمتری قابل مشاهده است. ختم شدگی روهم پوشان معرف بالا آمدگی سطح نسبی آب دریا و جابجایی رخساره‌ها به سمت خشکی است (شکل ۳-۳) و [۳۱].

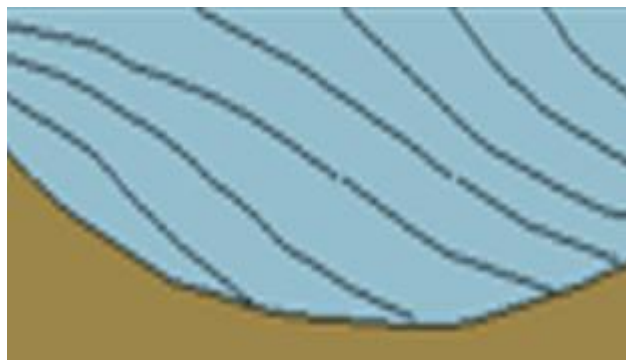


شکل ۳-۳: نمایی از ختم شدگی روهم پوشان در یک مقطع لرزه‌ای [۳۲]

۳-۲-۲-۳ ختم شدگی زیر هم پوشان^۱

به نوعی از ختم شدگی اطلاق می‌گردد که در آن بازتابنده‌ها با شیب زیاد به سطحی که قدیمی‌تر و کم شیب‌تر است، ختم می‌شوند. سطحی را که بازتابنده‌ها با شیب زیاد به آن ختم می‌شوند پایه هم‌پوشان گویند. این نوع ختم شدگی قاعد رسوبات را نشان داده و در تمام محیط‌ها دیده می‌شود. این ختم شدگی معرف کاهش نسبی سطح آب دریا و جابجایی رخساره‌ها به سمت حوضه است (شکل ۴-۳) و [۳۲].

¹ Down lap



شکل ۳-۴: نمایی ختم شدگی زیر هم پوشان [۳۲]

۳-۲-۴ ختم شدگی فرسایشی^۱

به نوعی از ختم شدگی اطلاق می‌گردد که در آن بازتابنده‌ها به سطحی با ماهیت فرسایشی ختم می‌شود. به عبارت دیگر ختم شدگی در برابر سطح فرسایش بیش از حد است [۳۴] (شکل ۳-۵).



شکل ۳-۵: تصویری از ختم شدگی فرسایشی یک مقطع لرزه‌ای [۳۰]، بدون مقیاس

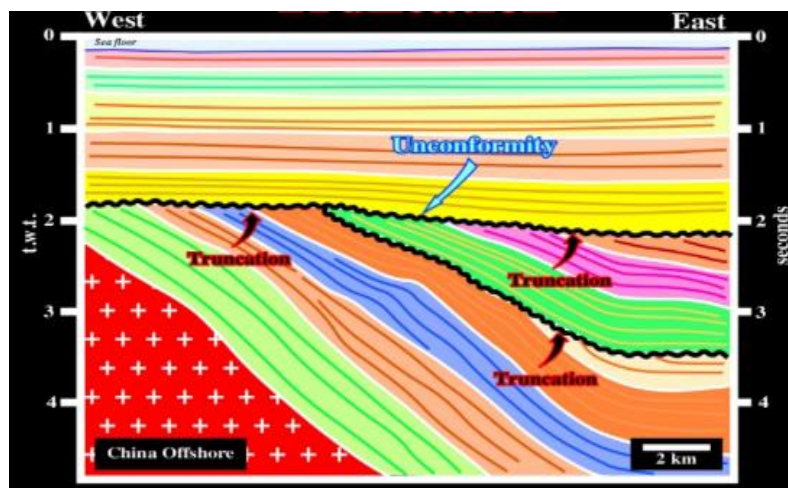
۳-۲-۵ قطع شدگی^۲

به نوعی از ختم شدگی اطلاق می‌گردد که چینه‌ها به سطح فرسایش بالایی ختم می‌شوند. قطع شدگی فرسایشی سبب می‌شود که رسوبات و حذف آن‌ها در امتداد ناپیوستگی رخ دهد. گاهی قطع

¹ Erosion Termination

² Truncation

شدگی ممکن است با رأس هم‌پوشانی اشتباه شود که در این حالت معمولاً قطع شدگی یک سطح فرسایشی ناهموار با ناپیوستگی زاویه‌ای گسترده است (شکل ۳-۶).



شکل ۳-۶: نمایی از قطع شدگی [۳۳]

۳-۳ بازتابنده‌های لرزه‌ای

تجزیه و تحلیل رخساره‌های لرزه‌ای شامل پارامترها و پیکربندی‌های بازتابی است که توالی‌های لرزه‌ای را تعیین می‌کنند. تداوم بازتابنده‌های لرزه‌ای عموماً با گسترش جانبی لایه‌های یکنواخت مرتبط است. بازتابنده‌های لرزه‌ای ابزار اصلی در تفسیر توالی‌های رسوبی دریایی هستند. هدف از این تفسیرها درک تاریخچه‌ی زمین‌شناسی منطقه توسط همبستگی هندسه‌های توالی و مکانیزم‌هایی است که این هندسه‌ها را کنترل می‌کند. این مکانیزم‌ها ایوستازی (تغییرات مطلق در سطح جهانی دریا)، تکتونیک، فرونشست و جریان رسوبگذاری هستند. بازتابنده‌های لرزه‌ای لزوماً یک تصویر واقعی از ویژگی‌های سنگ‌شناسی مانند ضخامت بستر، شیب رسوب‌گذاری، مقیاس رسوبات یا ساختارهای تکتونیکی نیستند، بلکه آن‌ها نشان‌دهنده‌ی عملکرد سرعت و زمان انتشار موج از طریق سنگ‌ها و رسوبات در

عمق هستند. بازتابنده‌های لرزه‌ای به دو دسته‌ی خارجی و داخلی طبقه بندی می‌شوند که در این پژوهش بازتابنده‌های داخلی مورد بررسی قرار گرفته است [۳۴].

۱-۳-۳ بازتابنده‌های خارجی

۱-۳-۳-۱ کانال پر شده^۱

به نوعی از بازتابنده‌های خارجی اطلاق می‌گردد که کاهش سطح نسبی آب دریا باعث جابجایی رو هم پوشانی‌های ساحلی به سمت حوضه می‌شود و فرسایش در رخنمون فلات توسعه می‌یابد. هنگامی که سطح آب دریا افزایش یابد فلات سیل گرفته شده و کانال در رو هم پوشانی‌ها توسط رسوبات شیلی دریایی پر می‌شود [۳۳].

۱-۳-۳-۲ پر شدن میانه^۲

به نوعی از بازتابنده‌های خارجی اطلاق می‌گردد که انحراف رسوبات سختاری است، یا به عبارتی سطح رسوبات توسط فرسایش منطقه‌ای ایجاد نشده باشد [۳۳].

۱-۳-۳-۳ حوضه پر شده^۳

نوعی الگوی هندسی خارجی است که ناپیوستگی در پایین آن مربوط به پر کردن حوضه می‌باشد. در واقع ختم شدگی‌های بازتابی که شامل قطع شدگی‌ها هستند بر روی ناپیوستگی زیرین و ختم شدگی‌های بالایی که شامل روهم پوشانی‌های بی شکل هستند، واضح است [۳۳].

۲-۳-۳ بازتابنده‌های داخلی

این بازتابنده‌ها نیز در سه بخش مورد بررسی قرار می‌گیرند:

¹ Channel Fill

² Trough Fill

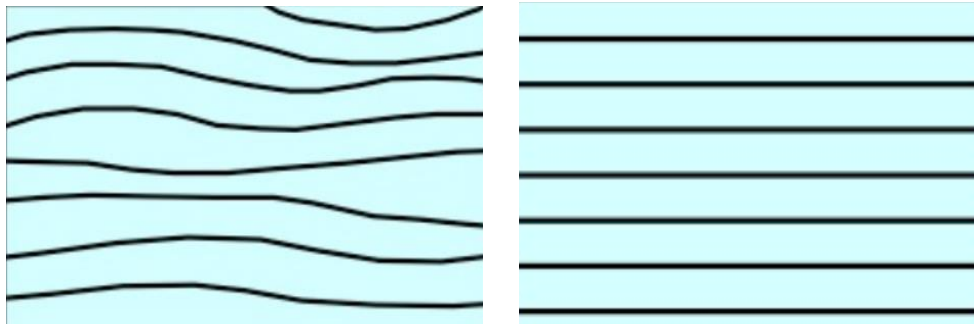
³ Basin Fill

۳-۳-۲-۱ موازی ۱

بازتابنده‌های لرزه‌ای موازی شامل تقریباً موازی، موجی و واگرا است.

۳-۳-۲-۱-۱ تقریباً موازی ۲

این پیکربندی توسط موازی بودن یا نوسانات آرام خطوط لرزه‌ای که حاصل بهم پیوستگی عمودی و یک شکل هنگامی که دامنه و فرکانس با توجه به شرایط خاص تغییر کند با نرخ رسوب-گذاری جانبی تقریباً یکسان مشخص می‌شود و می‌تواند در شیب حوضه‌های عمیق دریایی یا دریاچه-های کم‌عمق یا عمیق، مرداب و بسیاری دیگر از رخساره‌ها توسعه پیدا کند (شکل ۳-۷)، [۳۲].



شکل ۳-۷: شکل سمت راست: پیکربندی موازی. شکل سمت چپ: پیکربندی تقریباً موازی [۳۰]. بدون مقیاس

۳-۳-۲-۱-۲ واگرا ۳

نوعی از الگوی طبقه‌بندی ساده است که تعداد بازتابنده‌ها در سمت چپ نسبت به سمت راست کمتر است. در این الگو بازتابنده‌های کوتاه‌تر نه در رأس و نه در پایه، بلکه در قسمت درونی خاتمه می‌یابند. لایه‌های داخلی در سمت راست که روی رأس و پایه تصویر شده‌اند دارای ضخامت کافی

¹ Parallel
² Subparallel
³ Divergent

هستند، اما با حرکت به سمت چپ ضخامت آن‌ها کم می‌شود، بنابراین این بازتابنده‌ها در قسمت درونی به عنوان مجموعه‌ای از سکانس‌ها از چپ به راست خاتمه می‌یابند (شکل ۳-۸) [۳۲].



شکل ۳-۸: نمایی از پیکربندی لرزه‌ای واگرا [۳۲]. بدون مقیاس

۳-۳-۱-۲-۳ موجی ۱

به طور کلی در این نوع پیکربندی طرز قرارگیری خطوط لرزه‌ای موازی است، با این وجود ممکن است نرخ رسوب‌گذاری جانبی متفاوت باشد. این نوع پیکربندی در سطوح آبرفتی دریاها کم-عمق تا دریاها تقریباً عمیق با نرخ رسوب‌گذاری آرام توسعه می‌یابد (شکل ۳-۹) [۳۲].



شکل ۳-۹: نمایی از پیکربندی لرزه‌ای موجی [۳۵]. بدون مقیاس

۳-۳-۲-۲-۳ پیش‌رونده ۲

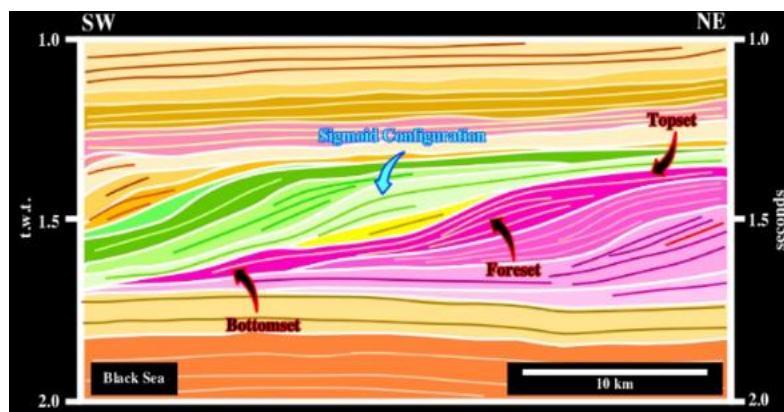
این نوع پیکربندی‌ها کلینوفرماهایی هستند که در ختم‌شدگی روهم‌پوشان بارز شده‌اند. کلینوفرماها الگوهای رسوب‌گذاری هستند که بر روی سطوح شیب‌دار پیش‌رونده توسعه می‌یابند [۳۲].

¹ Wavy

² Progradational

۳-۲-۲-۱ سیگموئید

به نوعی از الگوی پیش‌نشینی اطلاق می‌گردد که در بخش‌های بالایی و پایینی نازک و با شیب ملایم است و در بخش‌های مرکزی ضخیم و با شیب زیاد است، یا به عبارتی به صورت S مانند شکل گرفته است. بخش‌های بالایی این قشر دارای زاویه افقی یا بسیار کم شیب است که با سطح بالایی واحد رسوبی همخوانی دارند. در بخش‌های مرکزی گوه‌های جوانتر به صورت پیوسته و جانبی در جهت شیب به سمت پایین رسوبات روی هم قرار می‌گیرند و کلیه الگوها و ساختارهای پیش‌نشینی را ایجاد می‌کنند. این الگو نشانگر فرونشست نسبتاً کم رسوبات و یا بالا آمدن سریع سطح نسبی آب دریا به منظور رسوبگذاری و حفظ بخش‌های بالایی است. در حقیقت، اغلب بخش‌های پایینی با سنگ منشأهای بالقوه مطابقت دارند [۳۳] (شکل ۳-۱۰).

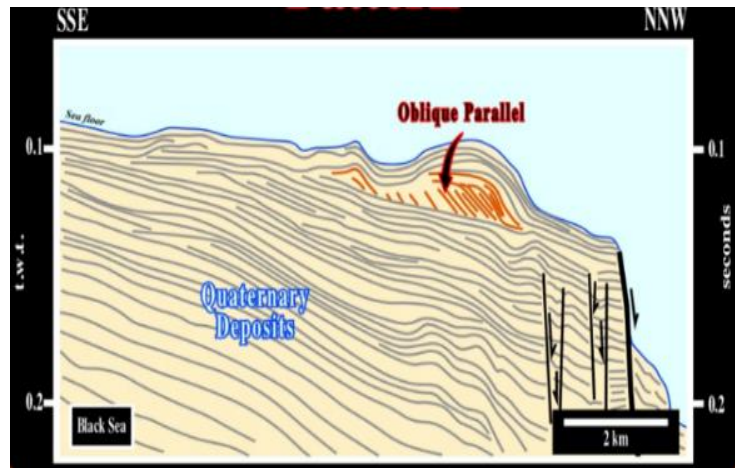


شکل ۳-۱۰: نمایی پیکر بندی لرزه‌ای سیگموئید [۳۳]

۳-۲-۲-۲ مماسی مورب^۱

به نوعی از الگوی پیش‌نشینی اطلاق می‌گردد که اقشار نسبتاً شیب‌دار در نزدیکی رأس هم-پوشان ختم می‌شوند. بخش‌های جوانتر مرکزی در جهت شیب به سمت پایین رسوبات قرار می‌گیرند که ممکن است به صورت جانبی به قسمت‌های نازک‌تر زیرین منتقل و یا به طور ناگهانی با سطح پایینی زاویه‌ی بالایی بسازند. این الگو به طور مشخصی بالاتر از سیگموئیدها قرار گرفته و شیب آنها ممکن است به ده درجه نزدیک شود. این الگو نشان دهنده‌ی برخورد حاشیه‌های مختلف قاره‌ای یعنی

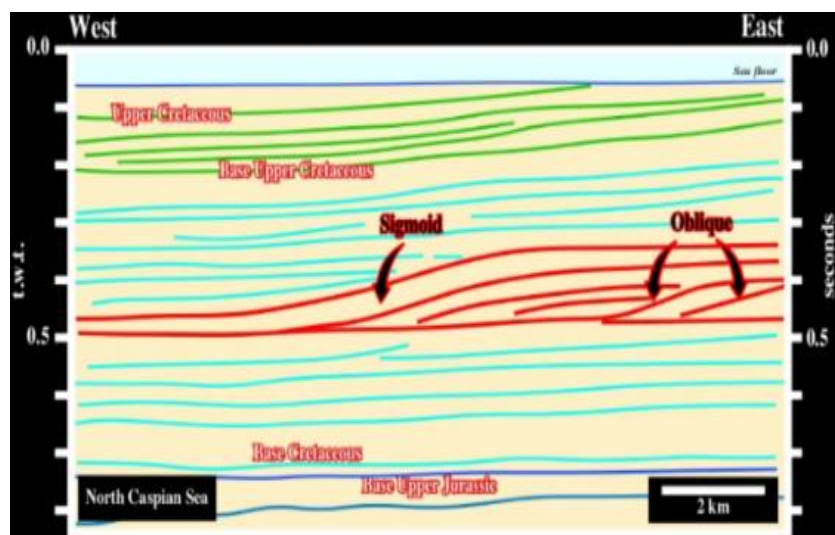
^۱ Oblique Tangential



شکل ۳-۱۲: نمایی از پیکربندی لرزه‌ای موازی مورب [۳۳]

۳-۳-۲-۴ سیگموئیدی مورب^۱

الگوهای پیچیده‌ی سیگموئیدی-مورب، نوعی الگوی پیش‌نشینی است که ترکیبی از تغییرات متناوب سیگموئید و پیکربندی مقاطع لرزه‌ای موازی است. بخش‌های بالایی توسط تغییرات پیچیده‌ای از سیگموئیدهای افقی و بخش‌هایی از پیکربندی مورب با ختم‌شدگی رأس هم‌پوشان با مشخص می‌شوند. این الگوی پیش‌نشینی بخش‌های کوتاهی از رأس هم‌پوشان را با توالی‌های لرزه‌ای نسبت به مرز فوقانی آن نشان می‌دهد (شکل ۳-۱۳) [۳۳].

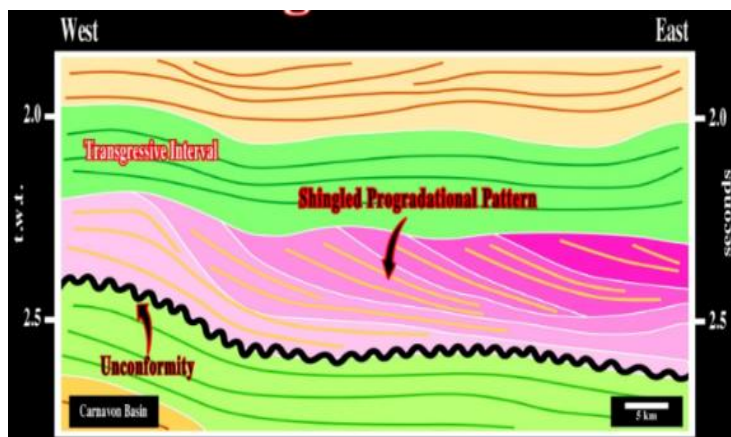


شکل ۳-۱۳: پیکربندی لرزه‌ای سیگموئیدی مورب [۳۳]

¹ Sigmoid Oblique

۵-۲-۲-۳-۳ شینگلد

به نوعی از الگوی پیش‌نشینی اطلاق می‌گردد که معمولاً با مرزهای بالایی و پایینی موازی و با شیب مورب ملایمی توسط رأس هم‌پوشان و زیر هم‌پوشان خاتمه می‌یابند. این بازتابنده‌های مورب در بخش‌های زیرین دارای کمترین هم‌پوشانی با یکدیگر هستند (شکل ۳-۱۴) [۳۳].



شکل ۳-۱۴: نمایی از پیکربندی لرزه‌ای شینگلد [۳۱]

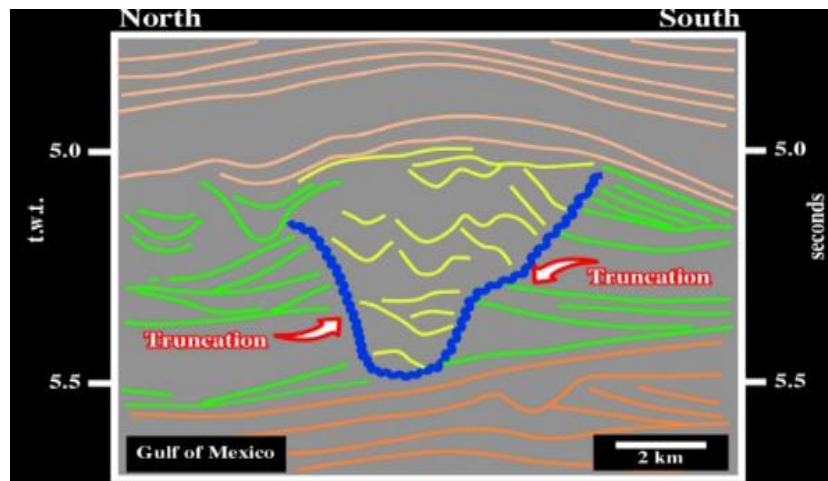
۳-۲-۳-۳ ناپیوستگی

ناپیوستگی به نوع نبود رسوبی اطلاق می‌گردد که مدت زمان توسعه آن می‌تواند کوتاه یا طولانی باشد. این بازتابنده لرزه‌ای در ۵ گروه مورد بررسی قرار می‌گیرد:

۱-۳-۲-۳-۳ بی نظم^۱

این نوع پیکربندی لرزه‌ای نشانگر دانه‌های زبر رودخانه‌ای یا کانال‌های پر شده از توربیدایت‌ها و جریان‌های دبری (عارضه‌ی زمین شناسی است که در آن آب سرشار از توده‌های خاک و قطعات خرد شده می‌باشد) است (شکل ۳-۱۵) [۳۲].

¹ Chaotic



شکل ۳-۱۵: پیکربندی لرزه‌ای ناپیوسته بی نظم، [۳۳]

۳-۳-۲-۳-۳-۲ هوموکی^۱

این پیکربندی لرزه‌ای متشکل از قسمت‌های بازتابی ناپیوسته، ناموازی و تقریباً موازی است که توسط ختم‌شدگی‌های بازتابی غیر سیستماتیک و شکاف‌ها مشخص می‌شود [۳۴] (شکل ۳-۱۶).



شکل ۳-۱۷: نمایی از پیکربندی لرزه‌ای ناپیوسته هوموکی، [۳۲]. بدون مقیاس

۳-۳-۲-۳-۳-۲ اختلال^۲

این نوع پیکربندی لرزه‌ای نشانگر بازتاب‌های نیمه پیوسته است و دارای دامنه‌ی متغیر و با ختم‌شدگی بازتابی منظم مشخص می‌شود (شکل ۳-۱۸) [۳۵].

¹ Hommucky

² Disrupted



شکل ۳-۱۸: پیکربندی لرزه‌ای ناپیوسته اختلال، [۳۵]، بدون مقیاس

۳-۳-۲-۳-۴ تضعیف شده

به نوعی از پیکربندی لرزه‌ای اطلاق می‌گردد که حاصل گریز آب در زیر فشردگی و دفن رسوبات است و توسط شیب لایه‌های رسوبی مشخص می‌شود (شکل ۳-۱۹) [۳۵].



شکل ۳-۱۹: پیکربندی لرزه‌ای ناپیوسته تضعیف شده، [۳۵]، بدون مقیاس.

۳-۳-۲-۳-۵ بد شکل^۱

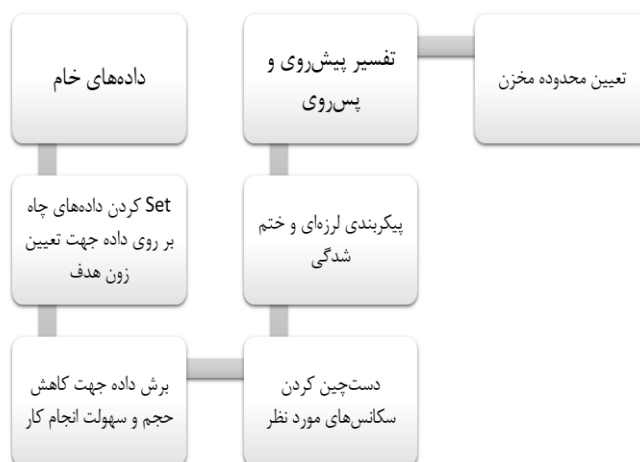
این پیکربندی لرزه‌ای نشانگر نیروهایی است که بعد از رسوبگذاری وجود دارند که تا حدودی لایه‌بندی را مختل کرده‌اند (شکل ۳-۲۰).

¹ Deformed



شکل ۳-۲۰: نمایی از پیکربندی لرزه‌ای ناپیوسته بدشکل [۳۲]، بدون مقیاس

بر اساس مطالب گفته شده با شناسایی ختم‌شدگی‌ها و پیکربندی‌های لرزه‌ای در مقاطع لرزه-ای، می‌توان در مقیاس یک حوضه اقدام به تفسیر چین‌نگاری سکانسی کرد، و با استفاده از آن‌ها می‌توان پدیده‌های چین‌های و شرایط رسوبگذاری را تشخیص داد، اما چین‌خوردگی و تغییر شکل‌های ساختاری ممکن است شناسایی این ختم‌شدگی‌ها را با مشکل مواجه کند. نکته حائز اهمیت دیگر کیفیت مقاطع لرزه‌ای است. در بسیاری مواقع کیفیت مقاطع بسیار پایین بوده و تعداد بازتابنده‌های قوی مشاهده شده در مقطع بسیار کم و بازتابنده‌ها در فواصل کوتاه ناپیوسته هستند که نیاز به تجربه بسیار مفسر دارد. بنابر دلایل گفته شده، مدل چین‌شناسی سکانسی در حوزه‌ی عمل در بسیاری از موارد قابل اجرا نیست.



شکل ۳-۲۵: الگوریتم روش انجام کار

فصل چهارم: اعمال بر روی داده-

های واقعی

۴-۱ زمین شناسی منطقه

زون زاگرس در غرب راندگی اصلی زاگرس قرار دارد که در سمت مشرق به گسل میناب ختم شده است، اما در قسمت مغرب ویژگی‌های این زون در کشورهای همجوار عربی به ویژه در عراق، عربستان و سواحل جنوبی خلیج فارس نیز دیده می‌شود. از نظر الگوی ساختاری می‌توان زاگرس را از شمال شرق به سمت جنوب غرب به ترتیب زیر تقسیم نمود:

- زون راندگی‌ها
- کمربند چین خورده
- دشت خوزستان (فروافتادگی دزفول و دشت آبادان)

۴-۱-۱ زیر پهنه‌ی راندگی‌ها

این زون عمیق‌ترین قسمت فروافتادگی زاگرس را طی مزوزوئیک و اوایل ترشیاری تشکیل داده است و با پهنای ۱۰ تا ۶۵ کیلومتر به صورت نواری باریک و کم عرض است، که بلندترین قسمت کوه-های زاگرس را تشکیل می‌دهد، بنابراین به آن زاگرس مرتفع نیز گفته می‌شود. در زاگرس مرتفع رفتار ساختاری و رویدادهای زمین ساختی یکسان و همزمان نبوده و دگر شکلی این زون، کهن‌تر از بخش چین خورده‌ی آن است.

۴-۱-۲ زون چین خورده

این واحد ساختمانی در جنوب غربی ایران واقع شده است و پهنای آن در حدود ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر است و در برخی نواحی به زیر زاگرس رورانده کشیده شده است. روند عمومی این منطقه، شمال غربی-جنوب شرقی است و در آن رسوبات پالئوزوئیک، مزوزوئیک و ترشیاری به طور هم شیب روی هم قرار دارند. این رسوبات پوشش‌های حاشیه‌ی قاره‌ای مشرق پلاتفرم عربستان را تشکیل داده که در پلیوسن تغییر شکل یافته و چین خورده اند [۳۶].

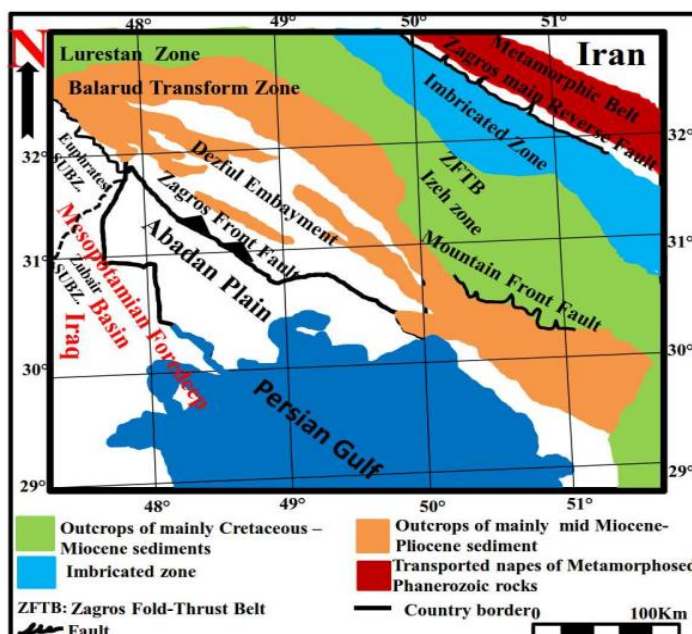
۳-۱-۴ دشت خوزستان

رسوبات این دشت مربوط به عهد حاضر است که به وسیله‌ی رودخانه‌های کرخه، دز و کارون حمل و رسوبگذاری شده‌اند و شامل رس، سیلت، ماسه و شن است. آبرفت دشت خوزستان که اطراف اهواز گسترش زیاد دارند، به وسیله‌ی افق‌های هوازه با سطوح فرسایشی از آبرفت‌های قدیمی‌تر جدا می‌گردد. این دشت مرز بین‌النهرین است و از رودخانه‌ی اروندرود جدا شده است [۳۶] و [۳۷].

۱-۳-۱-۴ دشت آبادان

دشت آبادان در انتهای جنوب غربی زاگرس واقع شده است و از شمال و شمال شرقی به گستره‌ی چین‌های زاگرس، از جنوب به عربستان و خلیج فارس و از غرب به کشور عراق محدود می‌گردد.

دشت آبادان بعنوان یکی از بیشترین حوضه‌های نفتی ایران دارای ۵۶ میلیارد بشکه نفت و ۳۵ تریلیون فوت مکعب گاز است. (شکل ۱-۴).

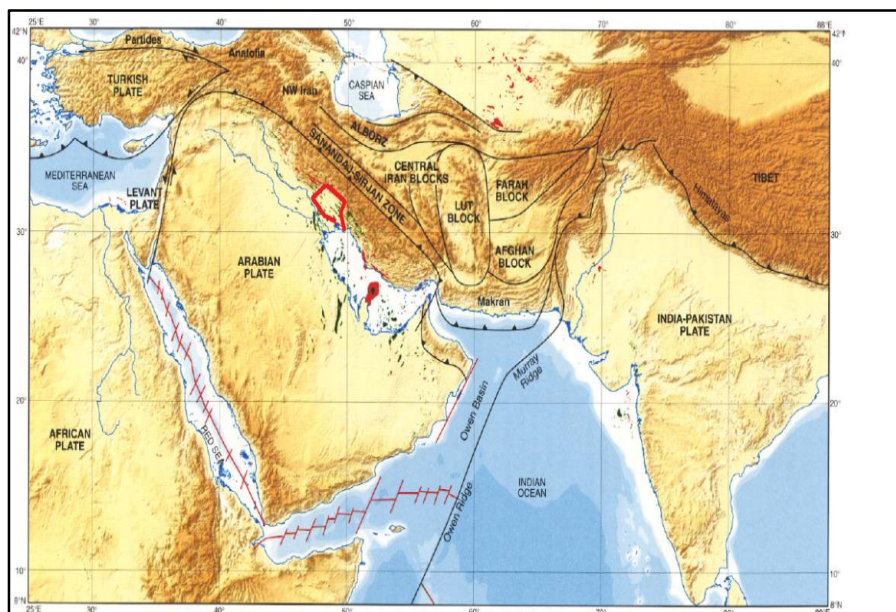


شکل ۱-۴:- موقعیت دشت آبادان در جنوب غرب ایران [۳۷]

دشت آبادان مساحتی حدود ۲۶۵۰۰ کیلومترمربع دارد که شامل نواحی دریایی و ساحلی است. شیب عمومی دشت آبادان در جهت شمال به جنوب بوده و بدلیل هموار بودن اراضی ملایم است. هیچ‌گونه بیرون زدگی تاقدیسی در این حوضه مشاهده نمی‌شود و برخلاف ناحیه رسوبگذاری زاگرس و فروافتادگی دزفول که در آن مخازن کم عمق‌تر (سازند آسماری) دارای اهمیت است، در این ناحیه مخازن عمیق‌تر (گروه بنگستان و خامی) مورد توجه هستند [۳۹].

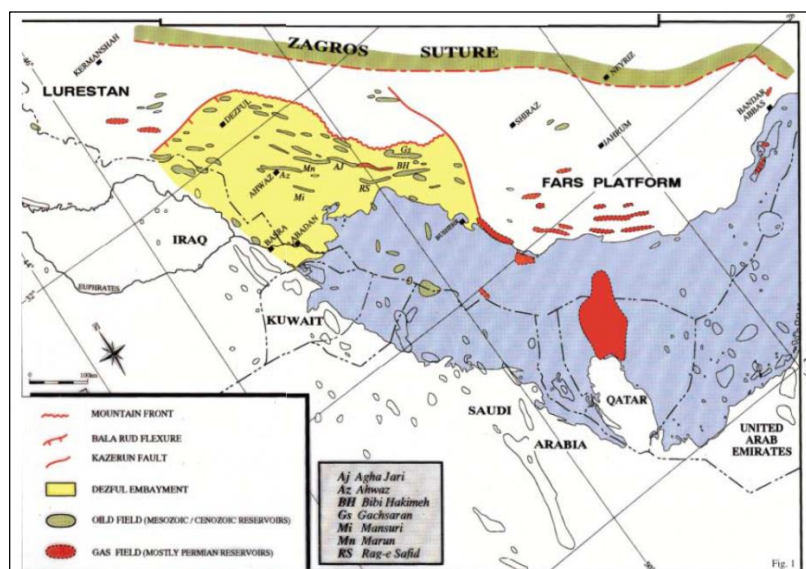
۴-۱-۳-۲ فروافتادگی دزفول

فروافتادگی دزفول ناحیه‌ای در جنوب غربی تراس زاگرس است که از نواحی اطراف ۳-۶ کیلومتر پایین افتادگی دارد. این بخش نسبت به مناطق همجوار از نظر زمین ساختی پایدارتر و چین خوردگی کمتری دارد. فروافتادگی دزفول در بین سه پدیده‌ی ساختمانی محدود شده است. از سمت غرب به یک زون خمشی بالارود که دارای راستای شرقی-غربی، در شمال به زون خمشی دیگری به نام خمش جبهه‌ی کوهستان با راستای شمال غربی-جنوب شرقی و از سمت شرق به گسل‌های هنديجان-بهرگانسر محدود شده است [۴۱]. بطور کلی در فروافتادگی دزفول سازند آسماری برون-زدگی ندارد. این منطقه از نظر مرزهای جغرافیایی از شمال به کوه‌های لرستان، از جنوب شرق به استان بوشهر و از سمت شمال شرق به جبهه کوهستان زاگرس محدود شده است (شکل ۴-۲).



شکل ۴-۲: موقعیت فروافتادگی دزفول در جنوب غربی ایران [۳۹]

ناحیه دزفول از جنوب غرب به میدان سوسنگرد، از جنوب شرق به میدان رامشیر، از شمال غرب به میدان لالی و از شمال شرق به میدان پرسپاه محدود شده است (۴-۳).



شکل ۴-۳: موقعیت میادین نفتی واقع در فروافتادگی دزفول [۲۳]

فروافتادگی دزفول در کرتاسه‌ی میانی تا میوسن میانی به یک حوضه‌ی همگرا همراه با نیروی فشارشی تبدیل شده است. در این شرایط رسوبات با ویژگی‌های مختص حوضه‌های پیش کمانی نهشته می‌شوند. این رسوبات تحت تأثیر فشارش حاصل از همگرا شدن حوضه قرار می‌گیرند. این حوضه در پرمین-ژوراسیک تحت تأثیر ریفتینگ قرار گرفته و رسوبات حاشیه‌ی آن تحت کشش قرار می‌گیرند. در ژوراسیک -کرتاسه میانی کشش ادامه یافته و ضخامت رسوبات افزایش یافته است [۳۶].

براساس شرایط تکتونیکی، محیط رسوبگذاری و سنگ‌شناسی، رخنمون‌های سنگی در فروافتادگی دزفول به دو واحد کلی دسته‌بندی می‌شوند:

۱- رخساره‌های ژوراسیک -کرتاسه، که عموماً در هسته‌ی تاقدیس‌ها در راستای شمال غربی- جنوب شرقی برون‌زدگی دارد.

۲- رخساره‌هایی که همزمان با کوهزایی آلپ در سنوزوئیک نهشته شده‌اند. این واحدها معرف محیط دریایی پسرونده است. این توالی که ممکن است دریایی یا غیر دریایی باشد، شامل واحدهای زیر است:

الف) توالی ائوسن (پابده) و آهک‌های دریایی الیگوسن-میوسن (سازند آسماری) که در سیستم‌های نفتی کرتاسه میوسن در فروافتادگی دزفول، توالی ائوسن به عنوان یکی از سنگ‌های منشأ تأثیرگذار و رخساره‌های آهکی آسماری به عنوان مهم‌ترین سنگ مخزن مطرح می‌باشند.

ب) واحدهای آواری-تبخیری میوسن موسوم به گروه فارس که همزمان با اواخر کوهزایی آلپ نهشته شده‌اند. قسمت‌های تبخیری این رخساره‌ها، سازند گچساران پوش‌سنگ سیستم‌های نفتی کرتاسه-میوسن را تشکیل می‌دهند [۳۶].

۱۲ سازند متشکل از ۳ گروه بر یکدیگر قرار گرفته اند: گروه جوان فارس شامل سازندهای آجاجاری، گچساران، آسماری، پابده و سازند گورپی است. گروه میانی بنگستان شامل سازندهای ایلام، لافان، سروک و کژدمی است. گروه قدیمی خامی شامل داریان، گدوان و سازند فهلیان است.

هر کدام از این سازندها باتوجه به جنس و شرایط محیط رسوبگذاری نقش متفاوتی در سیستمهای نفتی کرتاسه-میوسن خواهند داشت. در این بخش به بررسی خصوصیات سازندهای نهشته شده از دوران کرتاسه تا عهد حاضر در فروافتادگی دزفول جهت درک نقش هر کدام از سیستمهای نفتی کرتاسه-میوسن پرداخته شده است (شکل ۴-۴).

سازند فهلیان

در فروافتادگی دزفول کرتاسه با رسوبگذاری آهکهای کم عمق پلتی سازند فهلیان آغاز می شود و در تمامی طول نئوکومین ادامه یافته است. سازند فهلیان به سن کرتاسه پیشین (نئوکومین-آپتین) یکی از مخازن با اهمیت هیدروکربنی در خلیج فارس و کشورهای عربی همجوار به شمار می رود. از لحاظ سنگ شناسی این سازند عمدتاً از توالیهای سنگ آهک، آهک آرژیلیتی و دولومیت تشکیل شده است که در قسمتهای فوقانی دارای لایه بندی متوسط پلتی و آلئیتیک است. حد بالایی این سازند با شیل های سازند گدوان پوشیده شده است، ولی در جایی که شیل های گدوان وجود ندارد مانند شمال فرو افتادگی دزفول، سازند فهلیان و داریان قابل تفکیک نیستند. وجود ماسه سنگ، سیلتستون و گلوکونیت در سازند فهلیان معرف یک فاز پسروری، بیرون آمدن از آب و فرسایش است و در پی آن یک فاز پیشروی عمومی صورت گرفته که در طی آن شیل ها و آهک های سازند گدوان برجای نهاده شده اند. پس از پیشروی دریا در طول آپتین از عمق حوضه کاسته شده و حاصل آن رسوبات طبقات آهکی سازند داریان است که تمامی نواحی زاگرس به جز لرستان را پوشیده است [۳۶].

سازند فهلپان حاصل ته نشست رسوبات کربناته‌ی کم عمق برروی حاشیه غیرفعال قاره‌ای صفحه‌ی عربستان است که در حوضه‌ی زاگرس و خلیج فارس گسترش دارد [۴۰]. سازند فهلپان قابل تفکیک به سه بخش پایینی، میانی و بالایی است و معادل با سازندهای سولای، یوماما و رتاوی در کشورهای عربی در حاشیه جنوبی خلیج فارس است. بخش پایینی این سازند شامل رخساره‌های دولومیتی، آهک دولومیتی و سنگ آهک است. این بخش به دلیل تشکیل در محیط پر انرژی و حفظ شدن تخلخل اولیه بین دانه‌ای نسبت به بخش‌های دیگر از کیفیت مخزنی بهتری برخوردار است. بخش میانی شامل رخساره‌های سنگ آهک و به نسبت کمتر سنگ آهک آرژیلیتی است. بخش بالایی دارای رخساره‌های سنگی آهک آرژیلیتی و به نسبت بسیار کمتر شیل است [۴۱].

سازند گدوان

این سازند از نظر سنگ‌شناسی شامل ۱۰۶/۷ متر تناوب آهک دارای خرده صدف‌ها به رنگ خاکستری تیره و مارن‌های خاکستری تا سبز مایل به قهوه‌ای است. حالت کلی این سازند تناوبی از شیل و آهک در بین دو آهک خشن داریان در بالا و فهلپان در پایین است [۴۰]. سن سازند گدوان از نئوکومین پیشین تا آپتین پسین است. در نواحی جنوب لرستان، شمال فروافتادگی دزفول و جنوب فارس سازند گدوان از بین رفته و آهک‌های سازندهای فهلپان و داریان یک ردیف مداوم کربناتی را تشکیل می‌دهند. به طور کلی سازند گدوان در نواحی فارس و فروافتادگی دزفول دارای ضخامت کم حدود ۱۰۰ متر است و در نواحی میانی فارس ضخامت آن به ۲۰۰ متر می‌رسد، ولی حداکثر ضخامت این سازند حدود ۳۰۰ متر در خرمشهر و بصره است. این تغییر ضخامت به دلیل بلندی‌های قدیمی است که در پایان رسوب‌گذاری سازند فهلپان به وجود آمده‌اند. این بلندی‌های قدیمی موجب شده‌اند، که ضخامت سازند گدوان در نواحی بلند، کم و در نواحی پست، زیاد باشد [۳۴]. در خوزستان و شمال غربی فارس این سازند شیل بیشتری دارد، ولی به سوی جنوب غربی فارس به تدریج به رسوب‌های آهکی تبدیل می‌شود، به گونه‌ای که در فارس شناخت آن از سازند داریان دشوار است. در میانه‌ی سازند گدوان، یک آهک بارز به نام بخش آهکی "خلیج" شناسایی شده است که شامل آهک بی رس

مربوط به محیط دریایی کم عمق و باز است. بخش آهکی خلیج در برخی از میدان‌های نفتی منطقه‌ی زاگرس دارای نفت است. به شیل‌های گدوان که در بالا و پایین خلیج دیده می‌شوند گدوان بالایی و گدوان پایینی گفته می‌شود [۴۲]. سازند شیلی گدوان، سنگ پوش مخازن فلهیان را تأمین می‌کند و از مواد آلی غنی است و در تولید نیز به عنوان سنگ مادر نقش دارد [۴۳].

PERIOD	EPOCH	STAGE (Age)	SEISMIC MARKER	SOURCE ROCK	RESERVOIR	SEAL	IRAN SW		KUWAIT AND SEIRAO
							LURESTAN	KHUZESTAN	
TERTIARY	PLIOCENE		Qachabian				BAKHTYARI	AGHA JARI	DISHISBA
	MIOCENE		Asmari				QACHSARAW	MISHAN	LOWER FARIS
	OLIGOCENE						ASMAI		GHAR
		UPPER					SHANGAZAN		QAMMAN
	EOCENE	MIDDLE					PADEH	PADEH	RUS
TERTIARY	PALEOCENE	LOWER					PADEH	PADEH	RAHUMMA
							PADEH	PADEH	TAYARAT
	MAASTRICHTIAN						PADEH	PADEH	QURNA
							PADEH	PADEH	MAHTAL
							PADEH	PADEH	SADI
CRETACEOUS	UPPER	CAMPANIAN					PADEH	PADEH	MUTRIBA
		SANTONIAN					PADEH	PADEH	MAHDI
		CONIACIAN					PADEH	PADEH	MAHDI
		TURONIAN					PADEH	PADEH	MAHDI
		CENOMANIAN					PADEH	PADEH	MAHDI
JURASSIC	LOWER	ALBIAN					PADEH	PADEH	MAHDI
		APTIAN					PADEH	PADEH	MAHDI
		NEOCOMIAN					PADEH	PADEH	MAHDI
							PADEH	PADEH	MAHDI
							PADEH	PADEH	MAHDI
JURASSIC	UPPER						PADEH	PADEH	MAHDI
							PADEH	PADEH	MAHDI
							PADEH	PADEH	MAHDI
							PADEH	PADEH	MAHDI
							PADEH	PADEH	MAHDI
JURASSIC	MIDDLE						PADEH	PADEH	MAHDI
							PADEH	PADEH	MAHDI
							PADEH	PADEH	MAHDI
							PADEH	PADEH	MAHDI
							PADEH	PADEH	MAHDI
JURASSIC	LOWER						PADEH	PADEH	MAHDI
							PADEH	PADEH	MAHDI
							PADEH	PADEH	MAHDI
							PADEH	PADEH	MAHDI
							PADEH	PADEH	MAHDI

شکل ۴-۴: ستون چینه‌شناسی فروافتادگی دزفول

سازند داریان

سازند داریان دارای ۲۸۶/۵ متر آهک قهوه‌ای تا خاکستری رنگ، ضخیم لایه تا توده‌ای، خشن و مربوط به محیط دریایی کم عمق است که در آن اربیتولینا به فراوانی یافت شده است. وجود اربیتولینا در این سازند نشانگر سن آپتین در آن است. سنگ شناسی اصلی این سازند، سنگ آهک با آهک‌های آرژیلیکی و دولومیت است [۴۴]. حد پایینی این سازند به صورت تدریجی و پیوسته با شیل‌ها، مارن‌ها و آهک‌های نازک لایه سازند گدوان است. حد بالایی این سازند با شیل‌های به شدت فرسایش یافته سازند کژدمی به صورت ناپیوسته است. در اغلب نواحی فارس سازند داریان به صورت آهک‌های کم عمق، از نوع وکستون و پکستون است که به یک ناپیوستگی در بالای سازند ختم می‌شود. این ناپیوستگی به سمت نواحی میانی فارس و فروافتادگی دزفول از بین رفته است. سازند داریان به سمت فروافتادگی دزفول، یعنی عمیق‌ترین قسمت حوضه به تدریج شده و با تغییر رخساره به شیل‌های سازند کژدمی تبدیل شده است. بطور کلی سازند داریان سازندی آهکی است، که بین شیل‌های کژدمی و گدوان قرار گرفته است. این سازند در جنوب غربی ایران به جز جنوب غرب لرستان معادل سازند شعیب در عربستان است. حد سازندهای داریان و کژدمی توسط لایه‌هایی با آغستگی شدید ترکیبات آهن‌دار ماسه‌ای و سیلتی به همراه گلوکونیت است، وجود این لایه‌ها در بالای آهک‌های اربیتولین‌دار نشانگر پایان فاز پسروی چرخه‌ی کربناتی داریان می‌باشد. [۳۴] و [۴۰].

سازند کژدمی

رسوبگذاری کرتاسه میانی در فارس و فروافتادگی دزفول با یک پیشروی جدید آغاز شده که حاصل آن رسوبات شیلی و آهکی سازند کژدمی در دوره‌ی آلبین است [۳۴]. سازند کژدمی به سن آلبین-سنومانین به دلیل پتانسیل هیدروکربن‌زایی در اکثر میادین نفتی از اهمیت خاصی برخوردار است. این سازند به ۳ بخش تقسیم شده است، که بخش پایینی از ماسه‌سنگ، بخش میانی از سنگ آهک و بخش بالایی از سنگ آهک رسی تشکیل شده است. مرز پایینی سازند کژدمی با سازند داریان

به دلیل حضور نودول‌های هماتی‌تی و رسوبات اکسیده در حد فاصل این دو سازند از نوع فرسایشی و مرز بالایی با سازند سروک از نوع تدریجی است. سنگ‌های آهکی این سازند در سه کمربند رخساره‌ای پهنه‌ی جزر و مدی، لاگون و دریای باز باشیب ملایم نهشته شده‌اند. علاوه بر آن وجود رخساره‌ی آواری کوارتزآرنایت نشانگر شرایط رسوبگذاری در محیط ساحلی اکسیدی است [۴۵].

این سکانس توسط ناپیوستگی فرسایشی در زیر و مرز تدریجی در بالا محصور شده‌است. این سکانس با رخساره‌های آواری که نشان‌دهنده‌ی پسروری آب دریا (گستره تراز پایین) شروع شده و با سنگ آهک‌های گستره پیشرونده ادامه یافته و در نهایت با سنگ آهک‌های پلاژیک رسی که معرف سکون نسبی آب دریا (گستره تراز بالا) است، به پایان رسیده است.

این سازند دارای ۲۳۰ متر شیل‌های خاکستری تیره، سیاه رنگ و بیتومین دار است و دانه‌های گلوکونیت در بخش پایین آن وجود دارد. سازند کژدمی در نواحی فارس و فروافتادگی دزفول دیده شده و از نواحی شمال فروافتادگی دزفول به سمت شمال غربی لرستان به تدریج به ردیف‌هایی از کربناته تبدیل شده است. تغییرات جانبی کژدمی زیاد است، گاهی با سازند گرو جانشین می‌شود، گاه آهکی شده و یا به صورت زبانه ای در داخل سازند داریان است و گاهی نیز با سازندهای بورگان و نهرعمر در کویت و جنوب عراق تداخل زبانه‌ای دارد [۳۴] و [۴۰].

سازند سروک

قاعده بالایی که شامل ۴۳ متر آهک‌های ضخیم لایه، با هوازدگی نامنظم و آغشته به اکسیدهای آهن و برشی است [۴۰]. سازند سروک به سن آلبین بالایی-تورونین میانی به طور همشیب روی سازند کژدمی با مرز تدریجی قرار دارد و مرز بالایی آن به صورت ناپیوسته در ناحیه فارس و خوزستان به وسیله‌ی لایه آهک آرژیلیکی-شیلی لافان از سازند ایلام جدا شده‌است. وجود یک ناپیوستگی در سازند سروک سبب شده تا این سازند به سروک پایینی (سنومانین) و سروک بالایی (تورونین) تقسیم شود [۴۴].

این سازند در یک محیط دریایی کم عمق نهشته شده و از رسوبات کم عمق دریایی (سنومانین) تشکیل شده است که به رسوبات کم انرژی نسبت به رسوبات فارس تغییر کرده است. برش، کنگلومرا و رسوبات آهن در این سازند نشان دهنده افزایش محلی در تورونین پسین است. در منطقه‌ی فارس سازند سروک معادل گروه وسیا^۱ (کرتاسه میانی)، در عربستان است و به دو عضو تقسیم می‌شود. عضو پایین‌تر عضو مدود است که شامل ۶۱ تا ۲۲۲ متر آهک‌های خاکستری تا قهوه‌ای و سنگ آهک غنی از اربیتولین است، که به صورت پیوسته با سازند کژدمی است و عضو بالایی عضو شیلی احمدی است که شامل ۳۰ تا ۶۱ متر شیل خاکستری، سبز و سنگ آهک نازک لایه است [۴۵].

سازند لافان

در فارس ساحلی یک واحد شیلی سازند ایلام را از سازند سروک جدا می‌سازد که از نظر سنگ-شناسی، سن و موقعیت چینه‌شناسی معادل سازند سورگاه است. براساس چینه‌شناسی رایج در خلیج فارس و سواحل جنوبی این واحد معادل سازند شیلی لافان در قطر است که حد پایینی این سازند با آهک‌های چاکی حاوی سنگواره‌های فراوان سازند میشریف به صورت ناپیوسته و حد بالایی این سازند با آهک‌های مادستون و آهک‌های رسی پیوسته است. سازند لافان با سن کنیاسین-سانتونین شامل ۸۴/۵ متر شیل خاکستری، گاهی متمایل به سبز و همراه با لایه‌های نازک از آهک‌های رسی است [۴۰].

سازند ایلام

رسوبگذاری کرتاسه بالایی بر روی پستی و بلندی‌های کرتاسه میانی در فروافتادگی دزفول و فارس با آهک‌هایی از محیط کم‌عمق مربوط به سانتونین سازند ایلام آغاز شده و با رسوبگذاری شیل-های عمیق سازند گورپی ادامه یافته است [۳۴]. سازند ایلام شامل ۱۹۰ متر آهک‌های رسی ریزدانه

¹ wasia

خاکستری روشن تا تیره که در اثر هوازدگی روشن شده‌اند و لایه‌های نازک شیل در لابه‌لای آهک‌ها است. این آهک‌ها مربوط به محیط پلاژیک است. از لرستان به سمت جنوب غربی آهک‌های پلاژیک این سازند تغییر یافته و تبدیل به آهک‌های کم عمق شده‌است. وجود نودول‌هایی از هماتیت در قاعده‌ی زیرین این سازند نشانگر ناپیوستگی فرسایشی است. این سازند مخزن کرتاسه بالایی است که بین سازند گورپی (کامپانین-ماستریشتین) و سازند لافان (کنیاسین-سانتونین) قرار گرفته است. از لرستان به سمت جنوب غربی که سورگاه از بین رفته‌است سازند ایلام بصورت ناپیوسته بر روی سازند سروک قرار گرفته است. حد بالایی این سازند با سازند گورپی به صورت پیوسته است. در جنوب غربی ایران سازند آهکی ایلام دارای دو رخساره است: یکی رخساره‌ی عمیق در لرستان و دیگری رخساره‌ی کم-عمق در فروافتادگی دزفول و فارس است [۴۰] و [۳۴] و [۴۶].

سازند گورپی

پیشروی دریا در تمام نقاط، رسوب شیل‌ها و مارن‌های سازند گورپی را به همراه داشته‌است. رسوبگذاری شیل‌ها و مارن‌ها تا انتهای کرتاسه ادامه یافته و حتی در جنوب غربی و مرکز لرستان تا پالئوسن نیز کشیده شده‌است. در پایان ماستریشتین پسروی عمومی صورت گرفته، که نتیجه‌ی آن پیدایش یک ناپیوستگی فرسایشی وسیع در نواحی فارس و فروافتادگی دزفول است [۳۴].

سازند گورپی با سن سانتونین-ماستریشتین، در بیشتر نواحی زاگرس شامل مارن و شیل‌های خاکستری مایل به آبی است که میان لایه‌هایی از سنگ آهک‌های نازک رسی دارد و به دلیل زود فرسا بودن سیمای آن فرسوده است. سازند گورپی در مقابل فرسایش نامقاوم بوده و تنها بقایای بخش آهکی امام حسن این سازند مقاومت بیشتری در مقابل فرسایش از خود نشان داده‌است [۳۴]. این سازند دارای سه عضو آهکی امام حسن، سیمره و منصوری است: عضو آهکی امام حسن، شامل ۱۱۴ متر سنگ آهک رسی، ضخیم لایه، ریزدانه و خاکستری به همراه میان لایه‌های مارن است. این عضو بیشتر در لرستان و فروافتادگی دزفول دیده شده‌است. عضو آهکی سیمره شامل سنگ آهک‌های

قهوه‌ای رنگ است و در مقایسه با بخش آهکی امام حسن رخساره‌ی کم‌عمق‌تری دارد. عضو آهکی منصوری یک سنگ آهک نریتیک در سازند گورپی است که در غرب خوزستان برون‌زد دارد ولی به سمت شمال غربی ناپدید می‌شود [۴۰]. سازند گورپی با یک ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند آهکی ایلام قرار می‌گیرد، این حد با یک زون هوازده حاوی ترکیبات آهن‌دار نیز همراه است. مرز بالایی سازند گورپی با سازندهای مختلف است. در لرستان مرز بالایی گورپی با شیل‌های ارغوانی سازند پابده بصورت دگرشیبی فرسایشی است. در نواحی فارس و خوزستان مرز زیرین گورپی سانتونین و مرز بالایی آن ماستریشتین است. در لرستان، لایه‌های زیرین به سن کامپانین و لایه‌های بالایی تا پالئوسن ادامه دارد [۴۰].

سازند پابده

سازند پابده با سن پالئوسن پسین-الیگوسن پیشین شامل ۸۰۰ متر مارن، شیل‌های پلاژیک عمیق دریایی و لایه‌های آهک رسی است [۴۷]. سازند پابده در بعضی میادین خصوصیات مخزنی ضعیف (تخلخل خوب و تراوایی کم) و در بعضی میادین دیگر پتانسیل تولید اقتصادی بسیار خوبی دارد که دلیل آن وجود شکستگی‌ها در قسمت‌هایی از این سازند است [۴۸]. این سازند دارای دو بخش "شیل ارغوانی" و "آهک چرتی" است. بخش پایینی سازند پابده شامل ۱۴۰ متر شیل و مارن آبی و ارغوانی است که به آن شیل ارغوانی گفته می‌شود، ولی بخش باقیمانده‌ی آن شیل‌های خاکستری، لایه‌های آهک رسی و گاهی چرت‌دار است. به جز لرستان مرز پایینی مرز پایینی سازند پابده ناپیوسته است. در لرستان مرز پایینی سازند پابده با شیل و مارن‌های سازند گورپی در قاعده‌ی بخش شیل ارغوانی است، ولی در فارس که بخش شیل ارغوانی پیوسته نیست، این مرز در قاعده‌ی بخش آهک‌های چرتی است که نشانگر دگرشیبی فاز کرتاسه پایانی است [۴۰] و [۴۹].

سازند آسماری

چرخه‌ی رسوبی فارس یک واحد زمین‌ساختی-چینه‌شناختی همزمان با کوهزایی آلپ است که در یک دریای پسرونده به سمت جنوب‌غربی نهشته شده و تغییرات سنی آن از میوسن پیشین تا پلیوسن است، از اینرو این چرخه، دربرگیرنده‌ی سازندهای گروه فارس (گچساران، میشان، آغاجاری) است که نشانگر یک فاز پسروی است [۴۰]. این سازند جوانترین سنگ مخزن پهنه‌ی زاگرس است [۵۰]. این سازند شامل ۳۱۴ متر سنگ آهک‌های مقاوم، کرم تا قهوه‌ای رنگ است که کمی میان لایه-ای شیلی دارد. در بیشتر نقاط، مرز پایینی آسماری با سازند شیلی پابده‌است، ولی در لرستان مرکزی، این سازند با کربناتی شهبازان و در فارس داخلی با سازند جهرم به صورت ناپیوستگی موازی است. در همه‌جا سازند آسماری با سازند انیدریتی گچساران پوشیده شده است، ولی در فارس داخلی که سازند رازک جانشین گچساران می‌شود مرز بالایی سازند آسماری با سازند آواری رازک است [۵۰].

سازند آهکی آسماری دو عضو دارد: یکی "عضو ماسه‌سنگی اهواز" در نواحی جنوب فروافتادگی دزفول و دیگری "عضو تبخیری کلهر" که در شمال غربی فروافتادگی دزفول و جنوب غربی لرستان است. بخش زیرین سازند آسماری به ماسه‌سنگ‌های آهکی، سنگ آهک‌های ماسه‌ای و لایه‌های جزئی شیل به عضو ماسه‌سنگی اهواز تبدیل شده‌است. بخش ماسه‌سنگی اهواز ادامه‌ی سازند غار در کویت و جنوب شرقی عراق است که قسمت‌هایی از آن در سازند آسماری تا اهواز ادامه یافته است ولی در سطح زمین رخنمون ندارد. این ماسه‌سنگ‌ها به دو قسمت پایینی و بالایی تقسیم شده‌است: قسمت پایینی به صورت عدسی‌های بزرگ در حوضه‌ی رسوبی آسماری گسترش دارد، اما رخنمون ندارد. این ماسه‌سنگ‌ها شامل کوارتزآرنایت با سیمان کربناتی و گاهی رسی است که نشانگر رسوبگذاری در محیط‌های سبخای ساحلی است. قسمت بالایی ماسه‌سنگ‌های اهواز، معادل آسماری میانی و بالایی است.

عضو تبخیری کلهر، به ویژه در جنوب غربی لرستان وجود دارد هم ارز آسماری میانی است، از اینرو سن آن میوسن پیشین است. این عضو شامل ژئوپس در پایین، مارن به همراه لایه‌های نازک آهک در وسط و ژئوپس حاوی دو لایه آهک در بالا است [۵۱].

سازند گچساران

سازند گچساران با سن میوسن پیشین به طور عمده از مارن خاکستری، انیدریت، نمک، سنگ-های آهکی نازک لایه و مارن‌های قرمز تشکیل شده است. این سازند در میوسن میانی نهشته شده و از لرستان تا فارس ساحلی گسترش دارد. این سازند در نواحی فارس شامل سه بخش چهل، چمبه و مول است. بخش چهل، که بخش زیرین مول می‌باشد از لایه‌های انیدریت تشکیل شده است. بخش چمبه از آهک‌های ژئوپس‌دار و بخش مول از مارن‌های قرمز و خاکستری همراه با لایه‌های انیدریت تشکیل شده است و در قسمت فوقانی سازند قرار دارد. رسوبگذاری چرخه‌ای سازند گچساران با پیشروی دریا و گسترش دریای کم‌عمق آغاز شده که با رسوبگذاری مارن و سنگ آهک‌های لاگونی مشخص شده است. در ادامه تبخیر باعث کاهش فضای رسوبگذاری شده که با گسترش محیط‌های سبخایی همراه بوده است. آخرین بقایای پسروری دریا باعث ایجاد کفه نمکی در مرکز حوضه شده - است. سازند گچساران فاقد یک برش سطح الارضی کامل است و این به علت داشتن خواص پلاستیکی ناشی از وجود لایه‌های ضخیم نمک و مارن است که موجب دگرشکلی لایه‌ها و به هم ریختگی آن‌ها شده است [۵۲].

سازند گچساران در منطقه فروافتادگی دزفول دارای ۷ بخش است: بخش ۷ در بالای سازند بوده و بخش ۱ که پوش‌سنگ سیستم‌های نفتی کرتاسه-میوسن است، در قسمت زیرین سازند قرار دارد. لیتولوژی این سازند به شرح زیر است:

بخش ۷: از انیدریت، مارن خاکستری و سنگ‌های آهکی تشکیل شده است. ضخامت آن در فروافتادگی دزفول متفاوت است و به سمت جنوب افزایش می‌یابد. این بخش دارای ۵ زون است و زون ۱ در بالاترین قسمت و زون ۵ در قسمت تحتانی ای بخش قرار دارد.

بخش ۶: شامل لایه‌های مارن قرمز، انیدریت، مارن خاکستری و چندین لایه نازک آهکی است. ضخامت آن متفاوت است و در برخی از میادین دارای لایه‌هایی از جنس نمک است. اولین لایه انیدریتی واقع در فوقانی‌ترین قسمت بخش ۶ سازند گچساران، باعث ایجاد فشار بالای آب نمک شده- است که این فشار زیاد تا بخش ۱ (پوش سنگ) ادامه دارد.

بخش ۵: این بخش به طور عمده از لایه‌های ضخیم مارن خاکستری و انیدریت و آهک تشکیل شده است. ضخامت این بخش در فروافتادگی دزفول متفاوت است.

بخش ۴: به طور عمده دارای لایه‌های ضخیم نمکی است، اما لایه‌های انیدریت و مارن خاکستری نیز در آن یافت شده است. تغییر ضخامت در این بخش بسیار زیاد است.

بخش ۳: دارای لایه‌های متناوب از مارن خاکستری، انیدریت و نمک است و گاهی لایه‌های نازک از آهک دیده می‌شود.

بخش ۲: این بخش بطور عمده دارای تناوبی از انیدریت و مارن خاکستری همراه با لایه‌های نمک است. در تحتانی‌ترین قسمت این واحد، یک لایه ضخیم از نمک وجود دارد که بطور مستقیم به پوش سنگ متصل است و ضخامت این لایه در میادین مختلف متفاوت است.

بخش ۱: در سیستم‌های نفتی کرتاسه-میوسن سازند گچساران به عنوان پوش سنگ مخازن نام برده می‌شود. این بخش از سازند گچساران بیشترین تأثیر را در جلوگیری از مهاجرت هیدروکربن تجمع یافته در مخازن سیستم‌های نفتی دارد. این بخش به طور عمده از انیدریت و مارن خاکستری تشکیل شده است و لایه‌های نازکی از جنس آهک و شیل بیتومینه در توالی این رسوبات یافت شده -

است. این بخش در نواحی مختلف فروافتادگی دزفول دارای ضخامت‌های متفاوتی است، به طوریکه این بخش در میدان اهواز در مرکز فروافتادگی دزفول در حدود ۴۰ متر و در میدان بی‌بی‌حکیمه در جنوب فروافتادگی دزفول در حدود ۲۲ متر و در میدان گچساران در شمال فروافتادگی دزفول ۶۰ متر است [۵۳] و [۵۴].

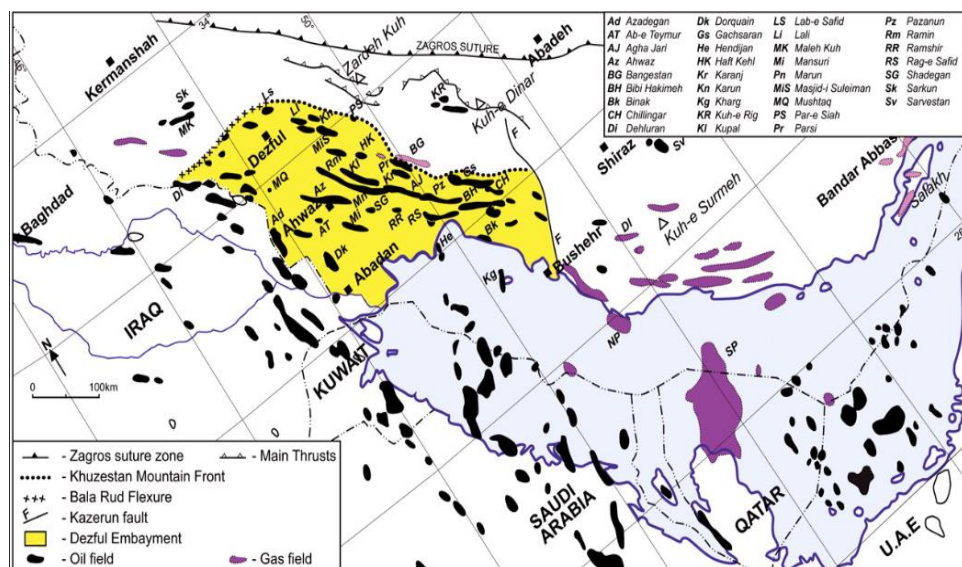
سازند آغاجاری

بالا آمدن کوه‌ها و پسروری دریا در اثر چین‌خوردگی و راندگی طی زمان میوسن پایانی و پلیوسن موجب تشکیل محیط و حوضه‌های خلیج دهانه‌ای و دریاچه‌ای شده است. مقدار زیادی مواد تخریبی به صورت لایه‌های قرمز و رسوبات تخریبی در ناودیس‌های مجاور انباشته شده و بدین طریق سازند آغاجاری در حوضه‌ی زاگرس به وجود آمده‌است. این سازند با سن میوسن پسین-پلیوسن پیشین شامل ۲۹۶۵ متر ماسه‌سنگ‌های آهکی قهوه‌ای تا خاکستری، مارن‌های قرمز ژئوپس‌دار و سیلتستون است. ساختارهای ریزشی در این سازند سرعت امواج لرزه‌ای را کاهش داده و همچنین دامنه‌ی امواج لرزه‌ای به دلیل ضریب جذب بالای محیط کاهش می‌یابد. رگه‌هایی از گچ در میان ماسه‌سنگ‌ها مشاهده شده است که به دلیل خاصیت ویژه‌ی گچ تأثیر فراوانی برروی دامنه‌ی امواج لرزه‌ای گذاشته است که این صفحات متقاطع از گچ به عنوان سدی در مقابل امواج لرزه‌ای عمل می‌کند. سازند آغاجاری دارای دو رخساره‌ی متفاوت است: در فارس داخلی، شمال فروافتادگی دزفول و مرز ایران-عراق سازند آغاجاری رخساره‌ی ماسه‌سنگی دارد، در حالیکه در فارس ساحلی و بخش میانی و جنوب فروافتادگی دزفول رخساره‌ی این سازند مارنی است. در فروافتادگی دزفول این سازند بیشترین ضخامت را دارد، ولی به سمت غرب و جنوب غرب ضخامت این سازند کاهش می‌یابد. سازند آغاجاری در همه جا هم سن نیست. از شمال غرب به جنوب شرق و شمال شرق به جنوب غرب سن این سازند جوان‌تر می‌شود [۴۰]. یکی از فرسایش پذیرترین سازندهای گروه فارس سازند آغاجاری است که به صورت همشیب روی سازند میشان قرار دارد، در صورتی که کنگلومرای بختیاری به صورت دگرشیب این سازند را می‌پوشاند [۵۵].

در بخشهایی از خوزستان و جنوب باختری لرستان در بالاترین بخش سازند آغاچاری توالی همگنی از مارن‌های سیلتی و سیلت استون به رنگ نخودی تا خاکی وجود دارد که در گذشته به نام بختیاری پایینی و با لایه‌های بد بو نام گذاری می‌شد. ولی امروزه به دلیل شباهت‌های سنگ شناختی این نهشته با بخشی از سازند آواری آغاچاری به آن عضو لهبری گفته شده است. تفاوت آن با سازند آغاچاری که بخش زیرین آن به شمار می‌رود، رنگ و لیتولوژی است. رنگ سازند آغاچاری قرمز رنگ و مارن روشن است. شیب لایه‌های این سازند به سمت جنوب بوده که به طرف شمال آن سازندهای قدیمی‌تر رخنمون پیدا می‌کنند و به سمت هسته‌ی طاق‌دیس نزدیک‌تر می‌شود. سن این بخش میوسن پایانی است [۴۰].

۴-۲ موقعیت میدان

با توجه به الویت‌های اخیر کشور در زمینه‌ی اکتشاف منابع هیدروکربوری، اکتشاف میدان‌های نفت و گاز به ویژه میدان‌های مشترک در صدر فعالیت‌های اکتشافی ایران قرار گرفته است. کشف میدان‌های نفتی بزرگ مانند میدان A که برآوردهای انجام شده نشان می‌دهد تا ده‌ها سال از آن‌ها نفت برداشت خواهد شد، امیدواری به اکتشاف نفت در ایران را افزایش داده است. میدان A، تقریباً در ۸۰ کیلومتری غرب شهر اهواز، به موازات مرز ایران و عراق واقع شده است. این میدان در شمال غربی میدان یادآوران واقع در غرب میدان جفیر است. میدان A از نظر تقسیم‌بندی ساختاری ناحیه-ای، در پهنه چین‌خورده-رورانده زاگرس و در زیر حوضه فروافتادگی دزفول قرار دارد (شکل ۴-۵).



شکل ۴-۵: موقعیت میدان A در جنوب غربی ایران [۵۶]

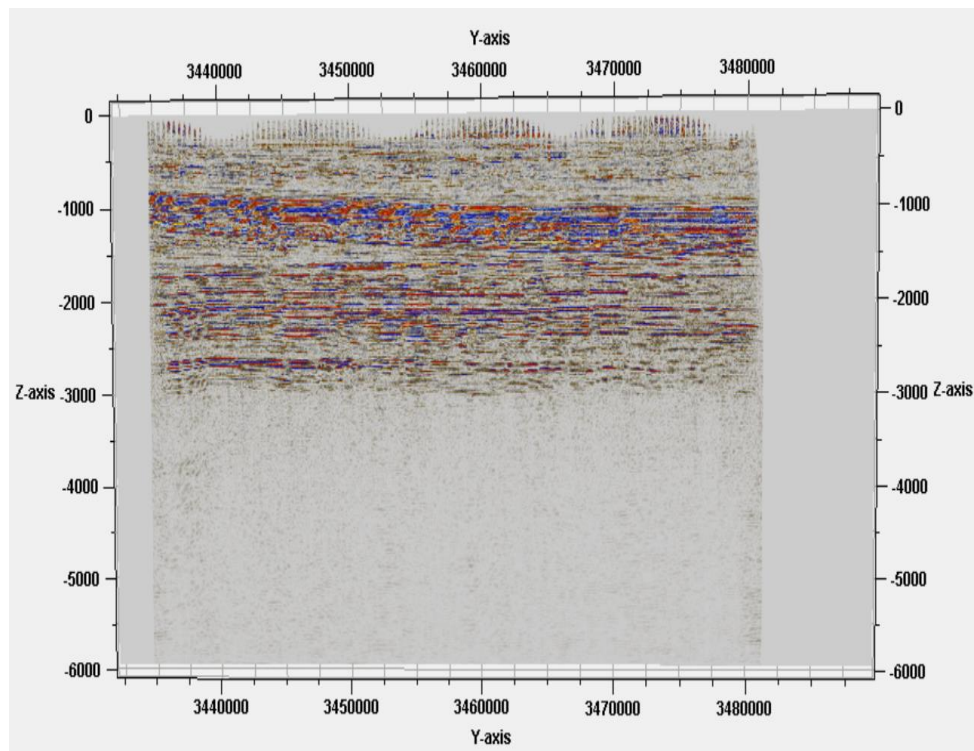
میدان A دارای دو بخش شمالی و جنوبی است. بخش شمالی میدان در مجاورت میدان مجنون عراق واقع شده است. این میدان یکی از بزرگ‌ترین میادین توسعه نیافته‌ی دنیا به شمار می‌رود و مشترک بودن آن با میدان‌های عراق بر اهمیت آن افزوده است. میدان A در سال ۱۳۷۶ توسط مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران در محدوده‌ای به وسعت ۲۰ در ۷۵ کیلومتر کشف گردید. این میدان با ذخیره‌ی درجای ۳۰/۲ میلیارد بشکه چهارمین میدان نفتی ایران و بزرگ‌ترین میدان مشترک کشور است [۴۳].

۳-۴ روش کار

از آنجایی که در جنوب فرو افتادگی دزفول سنگ مخزن آسماری، کربناتی می‌باشد و دارای تغییرات جانبی فراوانی از نظر سنگ‌شناسی است لذا احتمال زیادی وجود دارد که نفتگیرهای چینه‌ای در این ناحیه تشکیل شده باشد.

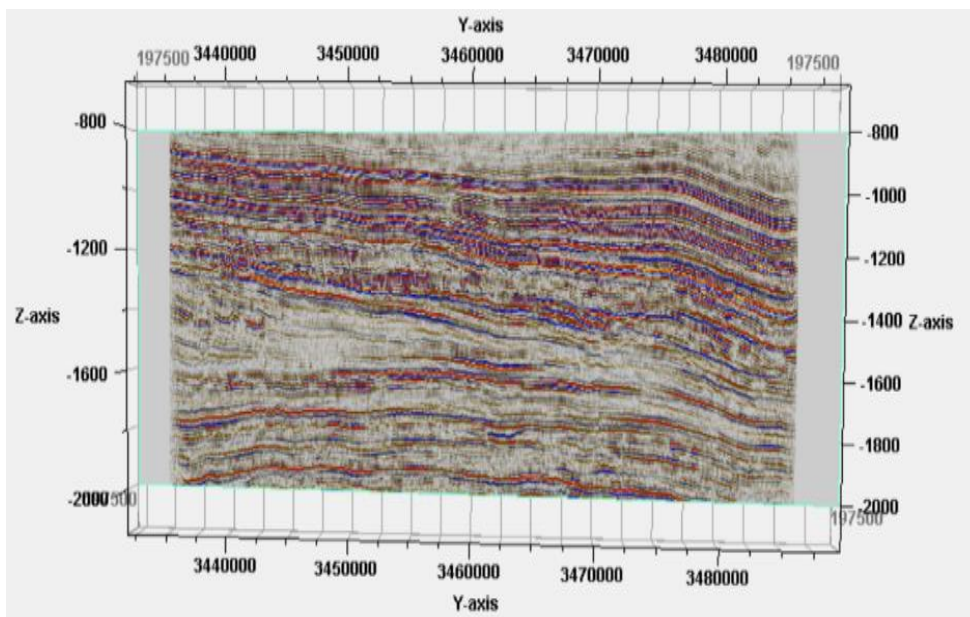
این پژوهش با هدف تعیین شرایط رسوبگذاری و تحلیل نفتگیرهای چینه‌ای سازند آسماری منظور شده است. سازند آسماری به سن الیگوسن-میوسن سنگ مخزن مهم هیدروکربن‌دار در جنوب غرب ایران می‌باشد و به همین دلیل مطالعه آن در مناطق مختلف فرو افتادگی دزفول حائز اهمیت

است. در این پژوهش به منظور دستیابی به یک مدل چینه‌ای سکانسی، برای درک موقعیت، شکل هندسی و الگوهای برانبارش سکانسی جهت تفسیر و شناسایی ساختارهای چینه‌ای از یک مقطع لرزه‌ای سه بعدی زیر سطحی استفاده شد. این مقطع در بعد زمان بود و تفسیر آن توسط نرم‌افزار پترل ۲۰۰۹ انجام گرفت و با توجه به اینکه در بعد X-Line کیفیت مقطع لرزه‌ای و وضوح رویداد-های چینه‌ای بهتر بود تفسیر در این بعد صورت گرفت (شکل ۴-۶).

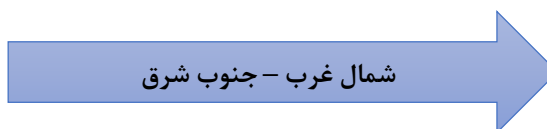


شکل ۴-۶: نمایی از مقطع لرزه‌ای سه بعدی زیرسطحی

با توجه به حجم زیاد مقطع لرزه‌ای و کیفیت پایین آن در بخش بالا و پایین، و از طرفی به منظور بررسی تنها مخزن آسماری در منطقه مورد مطالعه این مقطع به قسمت کوچکتري برش داده شد تا بتوان مراحل تفسیر را به آسانی انجام داد. از این رو تنها قسمت میانی مقطع لرزه‌ای تا انتهای تفسیر مورد استفاده قرار گرفت. (شکل ۴-۷).



شکل ۴-۷: نمایی از مقطع لرزه‌ای سه بعدی زیرسطحی برش داده شده



یکی دیگر از داده‌هایی که جهت تفسیر مورد استفاده قرار گرفت، داده‌های چاه بود. اما از آنجایی که بعد مقطع لرزه‌ای برحسب زمان و بعد چاه‌ها برحسب عمق بود می‌بایست برای تبدیل عمق به زمان در چاه‌ها از داده‌های چک شات استفاده می‌شد و با توجه به اینکه داده‌های چک شات در اختیار نبود، این داده‌ها توسط داده‌های موجود در گزارش‌های زمین‌شناسی برای دو چاه شماره ۱ و شماره ۴ ساخته شد زیرا تنها گزارش‌های زمین‌شناسی این دو چاه در اختیار بود. در این صورت با استفاده از داده‌های زمان و عمق واقعی در این دو چاه داده‌های چک شات ساخته شد (شکل ۴-۸) و (شکل ۴-۹).

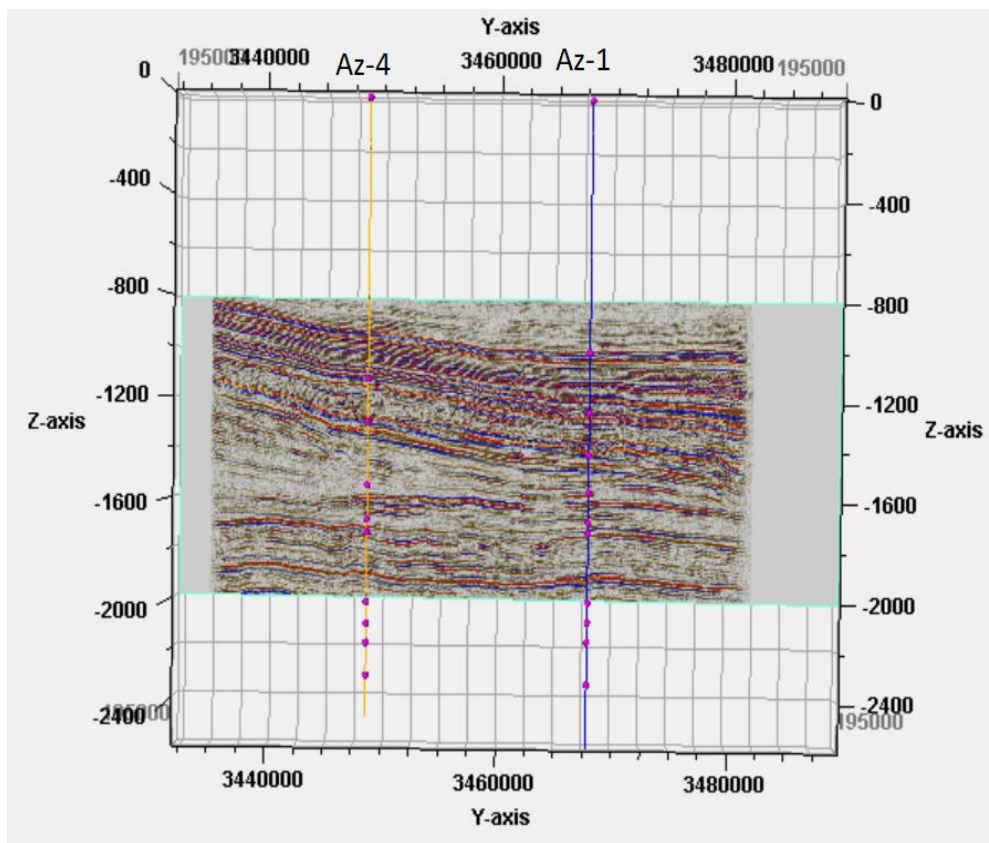
Name	Surface Name	Type	TVD (m)	TWT (ms)	TVDSS (m)
GACHSARAN	Gachsaran-j	Strat_Marker	1323	1006	1308
ASMARI		Strat_Marker	1777	1247.71	1762
PABDEH		Strat_Marker	2080	1417.96	2065
GURPI	GURPI-ABD	Strat_Marker	2352	1565.63	2337
TAYARAT		Strat_Marker	2437.7	1607.69	2422.7
BASE TAYARAT		Strat_Marker	2492	1633.23	2477
ILAM		Strat_Marker	2605.7	1686.5	2590.7
LAFFAN		Strat_Marker	2684	1724.71	2669
SARVAK	SARVAK-ABD	Strat_Marker	2696	1730.24	2681
INT-SARVAK1		Strat_Marker	2777	1766.03	2762
INT-SARVAK2		Strat_Marker	2852	1800.12	2837
INT-SARVAK3		Strat_Marker	2997	1865.94	2982
INT-SARVAK4		Strat_Marker	3075	1899.79	3060
INT-SARVAK5		Strat_Marker	3172	1941.9	3157
KAZHDUMI	KAZHDUMI-ABD	Strat_Marker	3328	2008.67	3313
BURGAN	BURGAN-ABD	Strat_Marker	3508.5	2079.01	3493.5
BURGAN-Base	BURGAN-Base	Strat_Marker	3527	2087.13	3512
DARIYAN	DARIYAN-ABD	Strat_Marker	3531	2088.67	3516
GADVAN		Strat_Marker	3722	2167.75	3707
KHALIJ	KHALIJ-ABD	Strat_Marker	3783	2197.42	3768
BASE KHALIJ		Strat_Marker	3790	2201.21	3775
Low-FAHLIYAN	FAHLIYAN-ABD	Strat_Marker	4090	2338.77	4075
GARAU		Strat_Marker	4179	2379.09	4164

شکل ۴-۸: گزارش زمین‌شناسی چاه شماره ۱ در میدان به منظور ساخت داده های چک شات

TVDSS	TWT
0	0
1308	1006
1762	1247.71
2065	1417.96
2337	1565.63
2590.7	1686.5
2681	1730.24
3313	2008.67
3516	2088.67
3707	2167.75
4075	2338.77

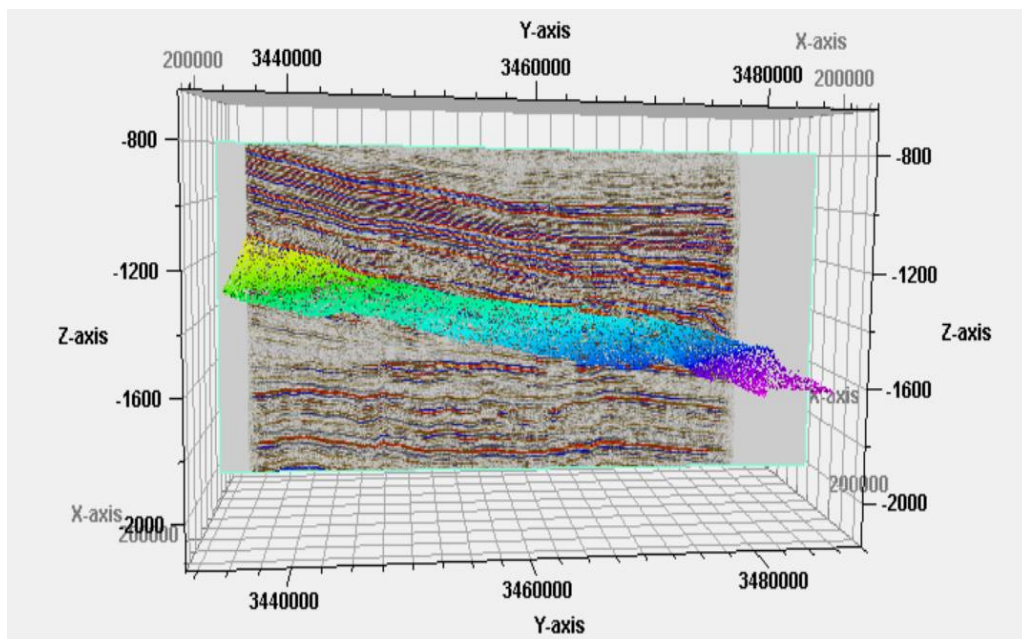
شکل ۴-۹: داده‌های چک شات چاه شماره ۱

سپس داده‌های چاه جهت تعیین موقعیت آن‌ها در نرم‌افزار بارگذاری شد در این صورت با توجه به دلایل گفته شده تنها دو چاه شماره ۱ و شماره ۴ به همراه چک شات تا انتهای تفسیر مورد استفاده قرار گرفتند. (شکل ۴-۱۰).

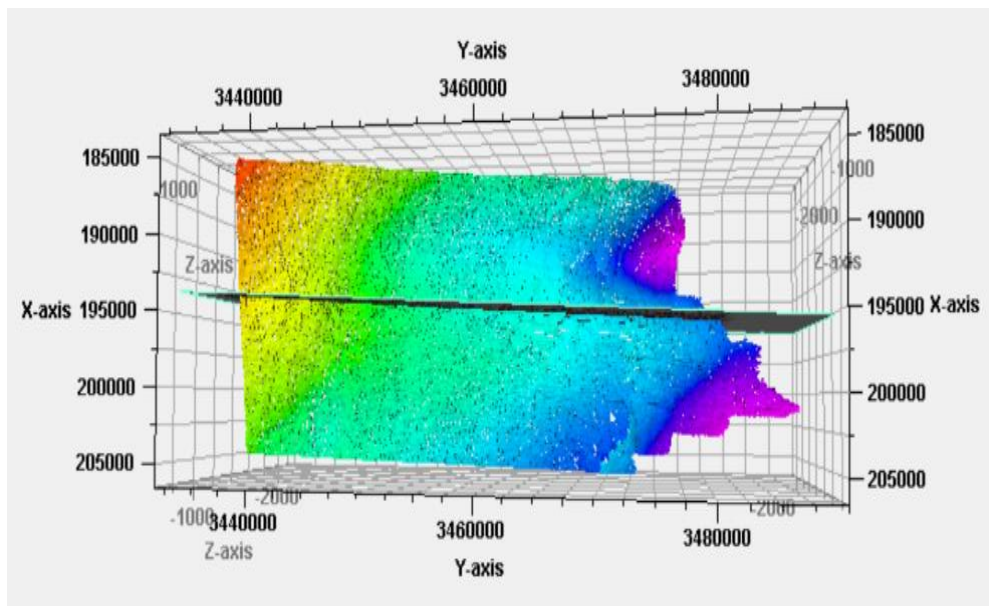


شکل ۴-۱۰: موقعیت چاه‌های شماره ۱ و ۴ در مقطع لرزه‌ای

همانطور که در بالا گفته شد، با توجه به اینکه تنها مخزن موجود در این برش سازند آسماری است و همچنین در سازند آسماری ویژگی‌های سنگ‌شناسی و رخساره‌ای متغیر است، این سازند به منظور تعیین شرایط محیط رسوبگذاری و وجود نفتگیرهای چینه‌ای مورد بررسی قرار گرفت. برای این منظور در مقطع لرزه‌ای سه بعدی از پایین به سمت بالا با توجه به تغییراتی مانند تغییرات شیب و دامنه به صورت خودکار افق‌ها گرفته شد. (شکل ۴-۱۱) و (شکل ۴-۱۲).

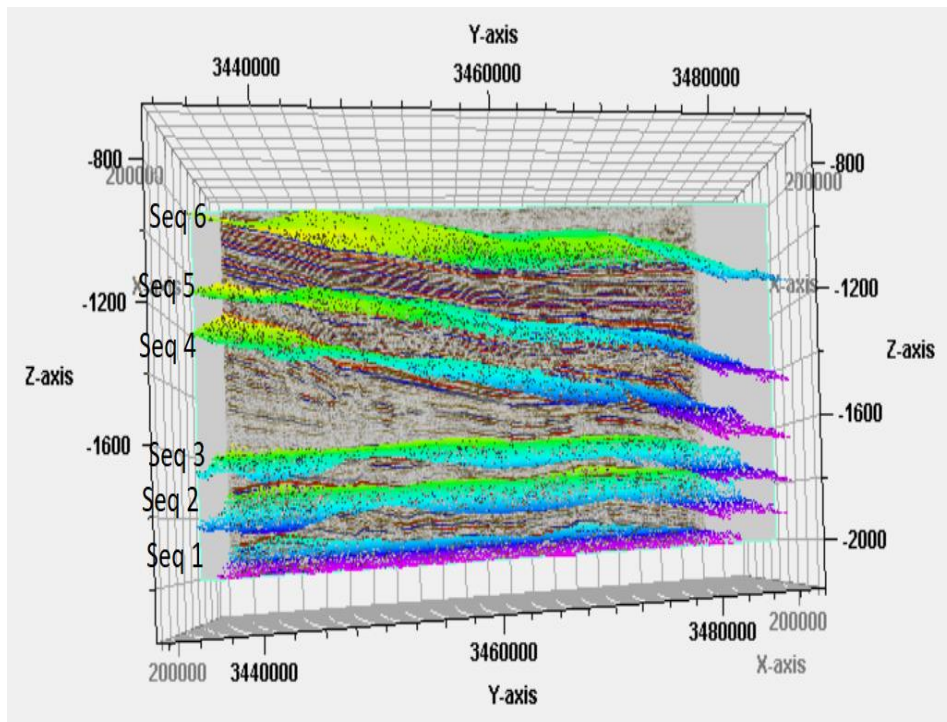


شکل ۴-۱۱: مثالی از سکانس گرفته شده در مقطع لرزه‌ای سه بعدی از نمای روبرو



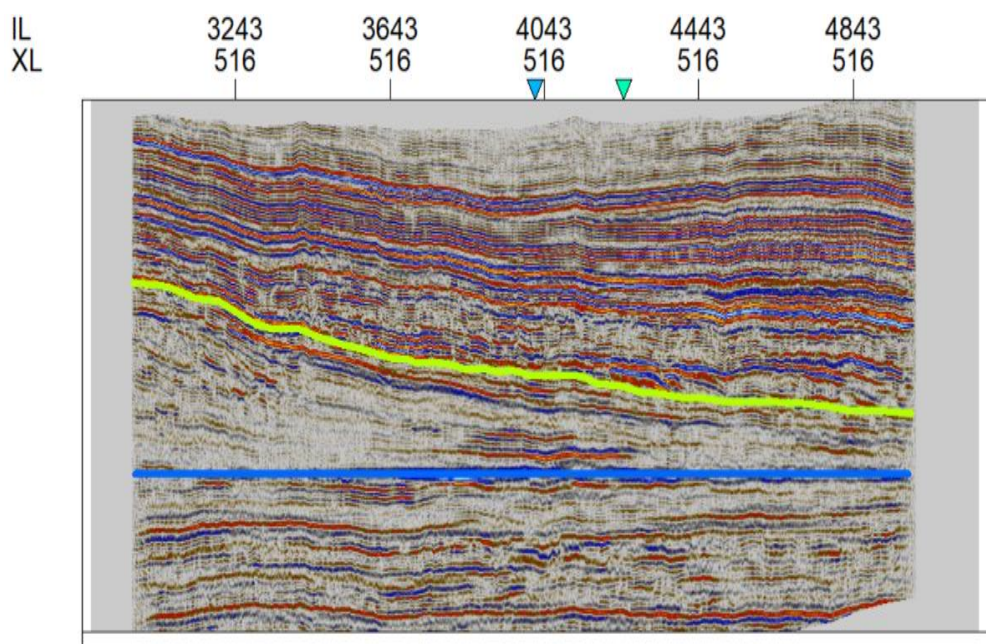
شکل ۴-۱۲: مثالی از سکانس گرفته شده در مقطع لرزه‌ای سه بعدی از نمای بالا

بدین ترتیب از پایین به بالا ۶ افق به صورت خودکار گرفته شد که هرکدام از آنها نشانگر یک افق زمین‌شناسی بودند. اما هرکدام دارای خطا و نقاط ناپیوسته بود که تا حد امکان می‌بایست تصحیح می‌شد. این افق‌ها از افق ۱ تا ۶ نامگذاری شدند. (شکل ۴-۱۳).



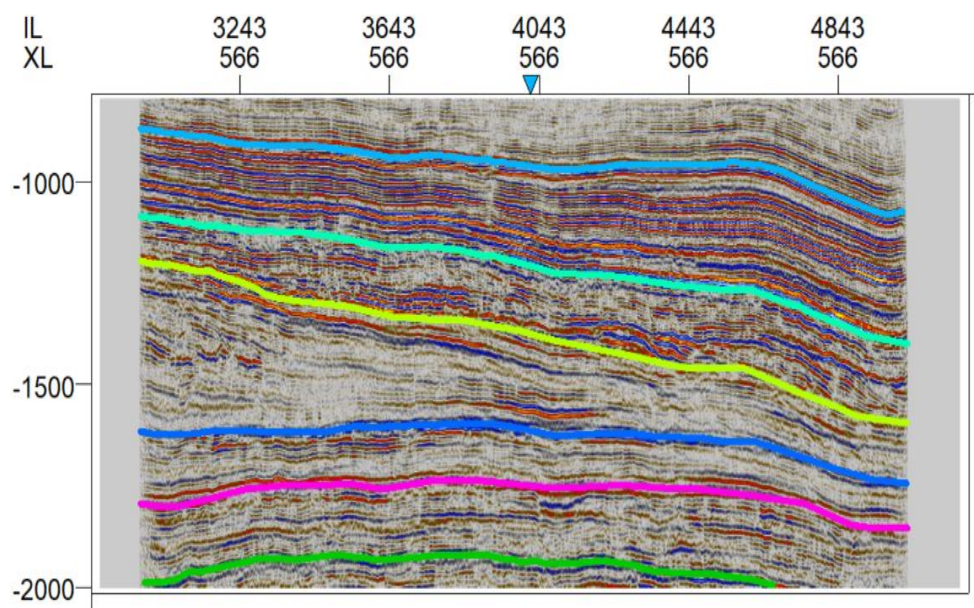
شکل ۴-۱۳: نمایی از ۶ افق گرفته شده در مقطع لرزه‌ای سه بعدی

در ادامه کار برای تفسیر دقیق‌تر و بررسی کامل، افق‌ها در مقطع لرزه‌ای دو بعدی به صورت دستی مورد تحلیل و بررسی قرار گرفتند. بدین صورت که افق‌ها در خطوط لرزه‌ای دیگر نیز بررسی شد و در صورت امکان خطاها و نقاط ناپیوسته موجود در آن‌ها تصحیح شد و افق‌ها به ترتیب از پایین به بالا دست‌چین شدند. بنابراین هر افق دست‌چین شده، هموار شد و افق بالایی نسبت به آن دست‌چین شد (شکل ۴-۱۴).



شکل ۴-۱۴: مثالی از افق هموار شده و افق گرفته شده نسبت به آن

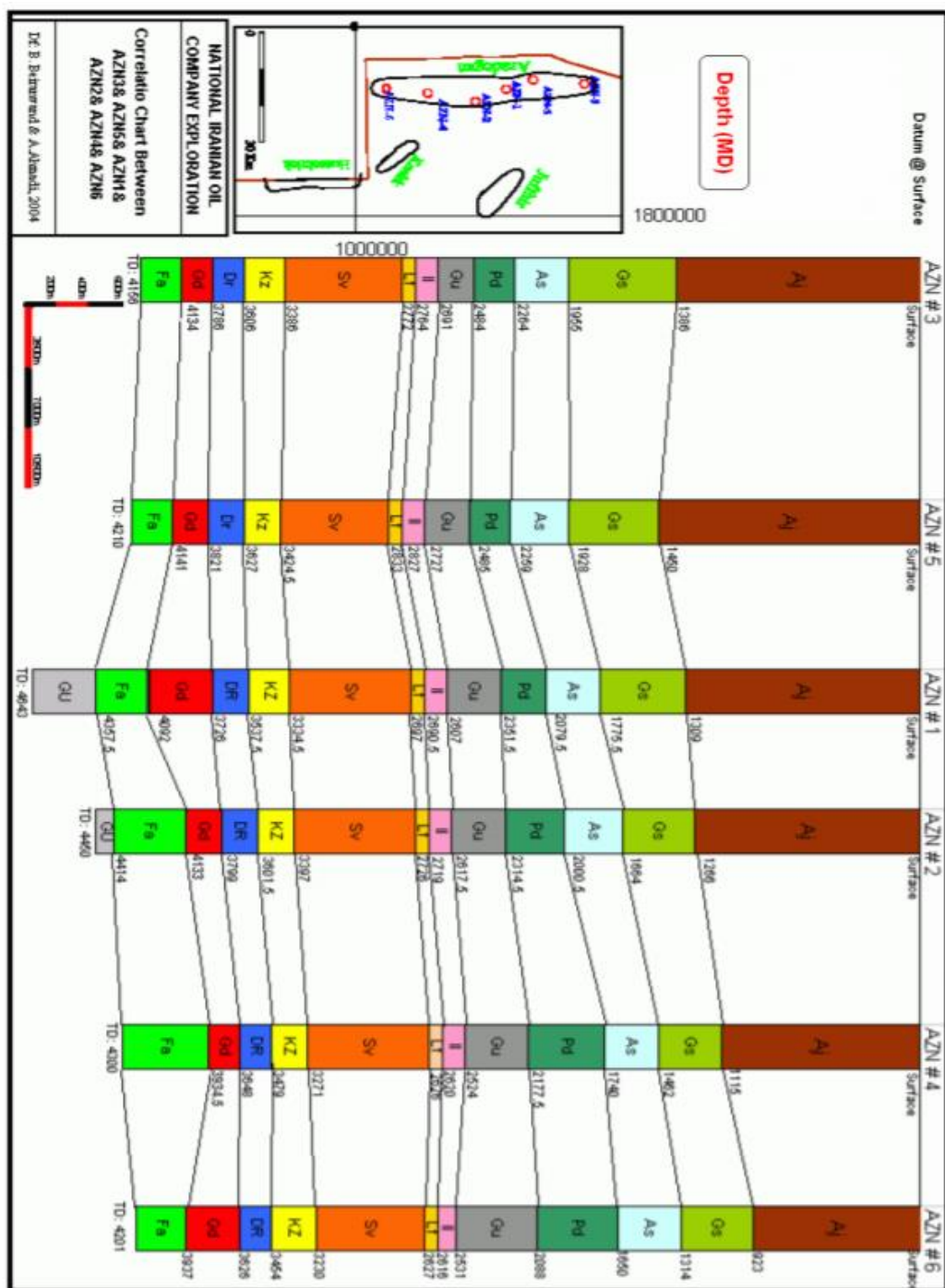
بدین ترتیب و با توجه به تغییرات لیتولوژی، به صورت دستی ۶ افق در مقطع لرزه‌ای دو بعدی دست‌چین و مورد تحلیل و بررسی قرار گرفتند. بدین صورت که هرکدام از افق‌های گرفته شده به صورت خودکار در مقطع لرزه‌ای سه بعدی، به صورت دستی در مقطع لرزه‌ای دو بعدی مورد بررسی قرار گرفتند و در یک منطقه گسترده دست‌چین شدند، لذا هرکدام از این افق‌ها نمایانگر افق‌های گرفته شده در مقطع لرزه‌ای سه بعدی بودند (شکل ۴-۱۵).



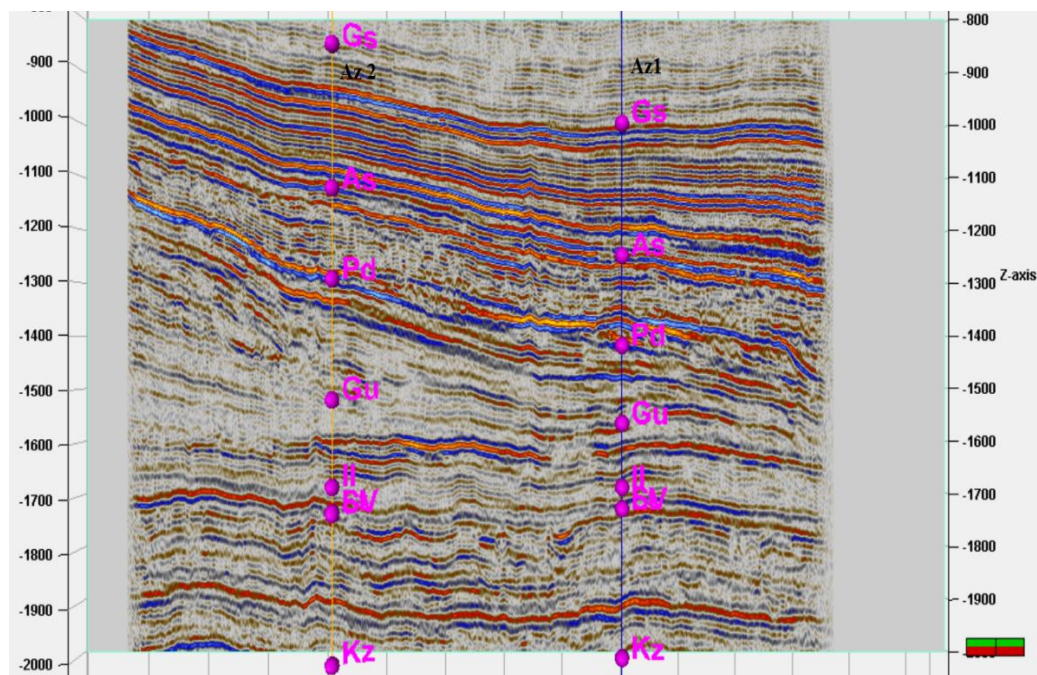
شکل ۴-۱۵: شش افق گرفته شده در مقطع لرزه‌ای دو بعدی

برای تطبیق افق‌های گرفته شده با سازندهای زمین‌شناسی به منظور درک موقعیت دقیق آن‌ها از داده‌های سر سازند استفاده شد، که این داده‌ها نشان دهنده‌ی عمق سازندهای زمین‌شناسی و تطبیق آن‌ها با زمان در مقطع لرزه‌ای بود اما داده‌های سر سازند در دسترس قرار نداشت و با استفاده از گزارش‌های زمین‌شناسی به صورت دستی توسط نرم‌افزار اکسل تهیه شد.

گزارش‌های زمین‌شناسی شامل عمق سازندها، نام و شماره چاه‌ها بود که با استفاده از آن‌ها داده‌های سر سازند در نرم افزار ساخته شد و در پی آن، این داده‌ها بر روی مقطع لرزه‌ای بارگذاری شدند و سازندها با افق‌های گرفته شده تطبیق داده شد، بنابراین اسم افق‌ها از کژدمی تا آغاچاری نام‌گذاری شد، لذا هر افق نشانگر یک سازند زمین‌شناسی بود. (شکل ۴-۱۶) و (شکل ۴-۱۷).

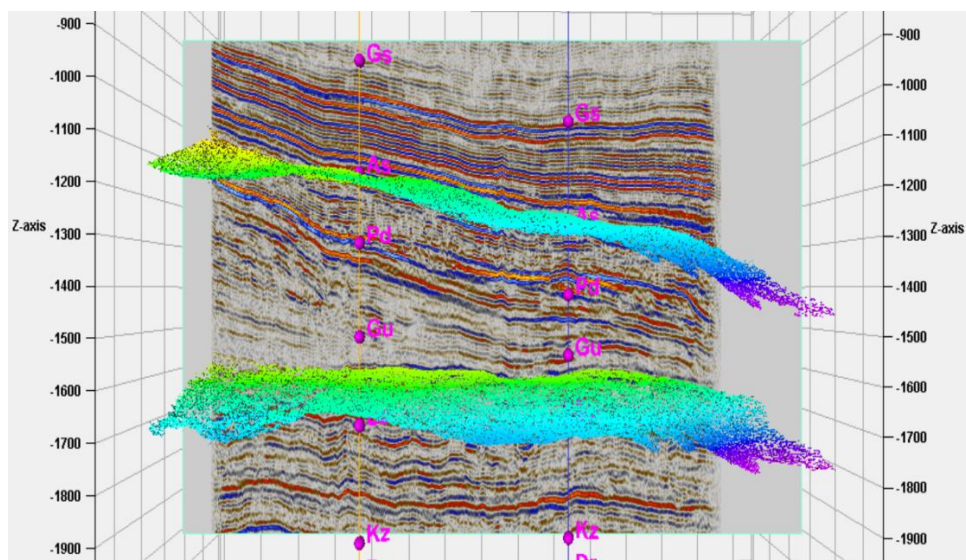


شکل ۴-۱۶: همبستگی بین چاه‌ها در میدان نفتی A



شکل ۴-۱۷: نمایی از مقطع لرزه‌ای و چاه شماره ۱ و ۴ به همراه سرسازند

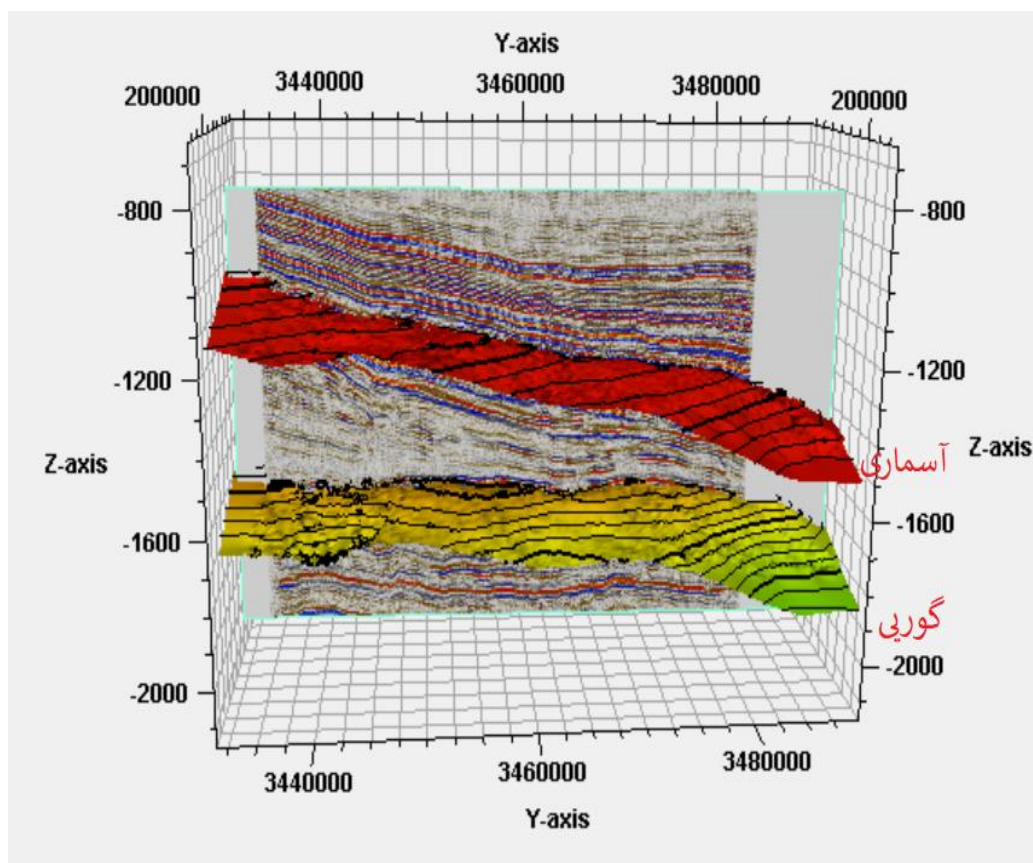
داده‌های سر سازند برحسب عمق و مقطع لرزه‌ای در بعد زمان بود و تلفیق این دو داده با هم نمایانگر این بود که سازندها در عمق مشخص در چه زمانی قرار گرفتند. بدین ترتیب افق‌های پیش فرض گرفته شده و سر سازندها همزمان بارگذاری شدند و افق‌ها با نام سر سازندها تطبیق داده شد. بنابراین افق‌های پیش فرض و سر سازندها دارای عمق یکسان بودند و یا اختلاف جزئی داشتند که از آن صرف نظر شد. این روند نمایانگر درستی افق‌ها پیش فرض گرفته شده در مراحل قبل بود. (شکل ۴-۱۸).



Y-axis

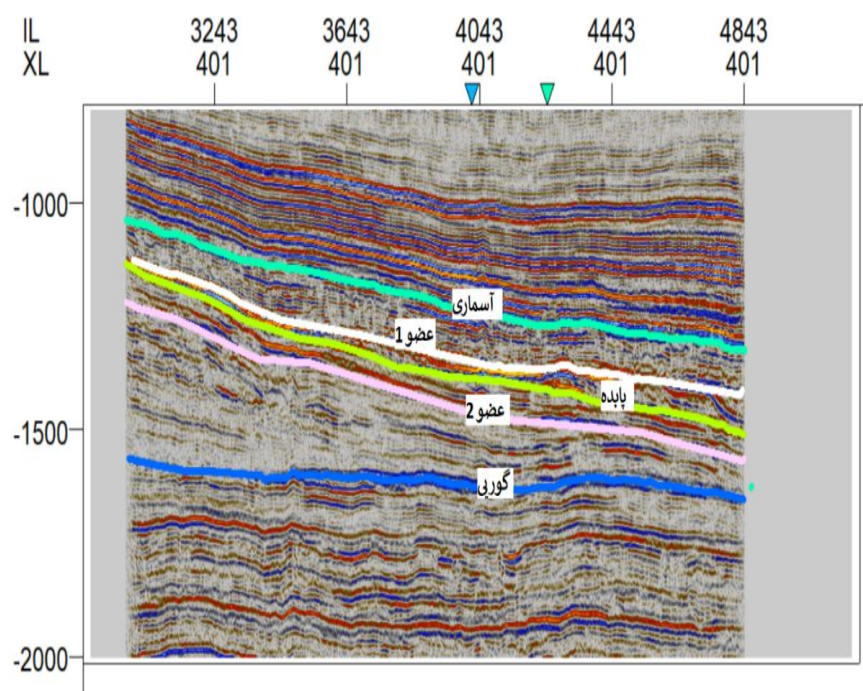
شکل ۴-۱۸: نمایی از افق آسماری و گورپی و تطبیق آن‌ها با سرسازند

سپس افق‌های گرفته شده در مقطع سه بعدی، به منظور کاهش خطاهایی که در مقطع دو بعدی گرفته نشده بود به صورت سطح ایجاد شدند. در این صورت نقاط ناپیوسته در افق‌ها در مقطع سه بعدی پوشش داده شد. این روند به منظور نمایش بهتر افق‌ها در مقطع سه بعدی صورت گرفت. بنابراین شش سطح سکانشی در مقطع سه بعدی به وجود آمد. (شکل ۴-۱۹).

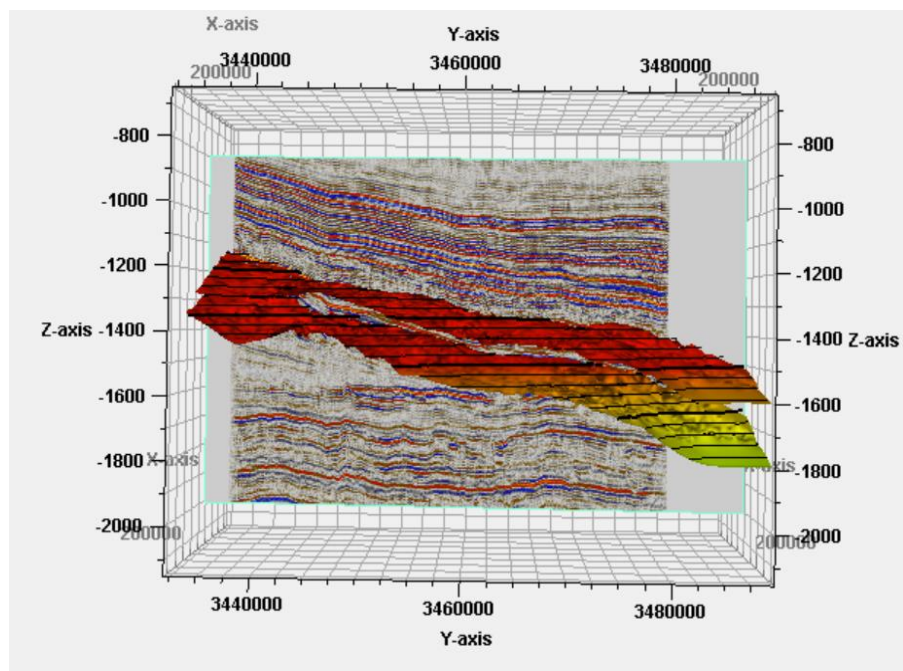


شکل ۴-۱۹: نمایی از سطح بندی سازند آسماری و گورپی

بدین ترتیب در مقطع لرزه‌ای سه بعدی یک افق بین آسماری و پابده و افق دیگر بین پابده و گورپی به صورت خودکار گرفته شدند و از آنجایی که بر داده‌های سر سازند منطبق نبودند به ترتیب عضو یک و عضو دو نام‌گذاری شدند و مطابق مراحل گفته شده در بالا در مقطع لرزه‌ای دو بعدی به منظور کاهش خطا به صورت دستی تفسیر و در یک ناحیه گسترده همانند افق‌های پیش فرض گرفته شده در بالا دست چین شدند و در مقطع لرزه‌ای سه بعدی به منظور پوشش نقاط ناپیوسته و نمایش بهتر آن‌ها به صورت سطح ایجاد شدند (شکل ۴-۲۰ و (شکل ۴-۲۱).

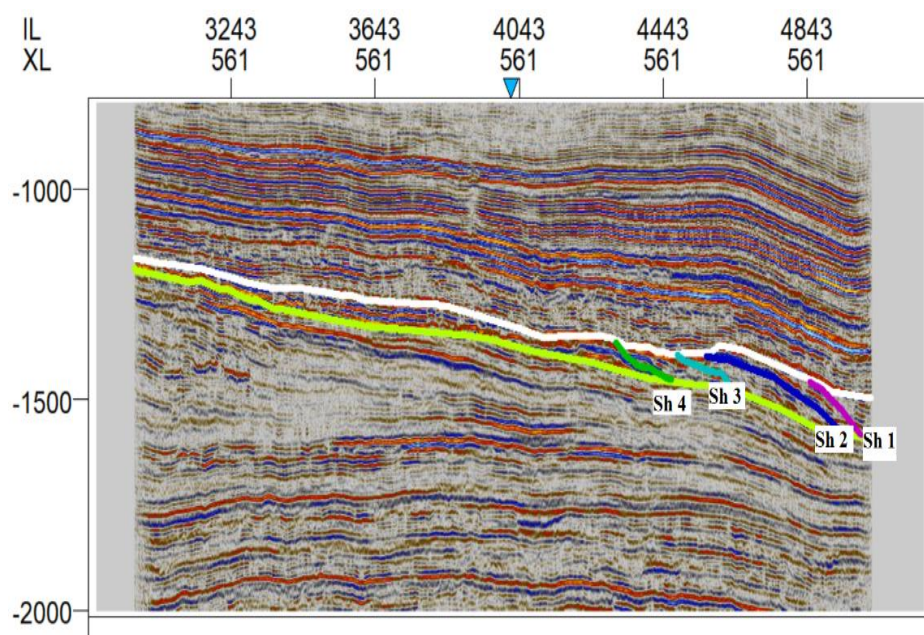


شکل ۴-۲۰: نمایی از دست‌چین کردن افق ۱ و ۲ در مقطع لرزه‌ای دو بعدی



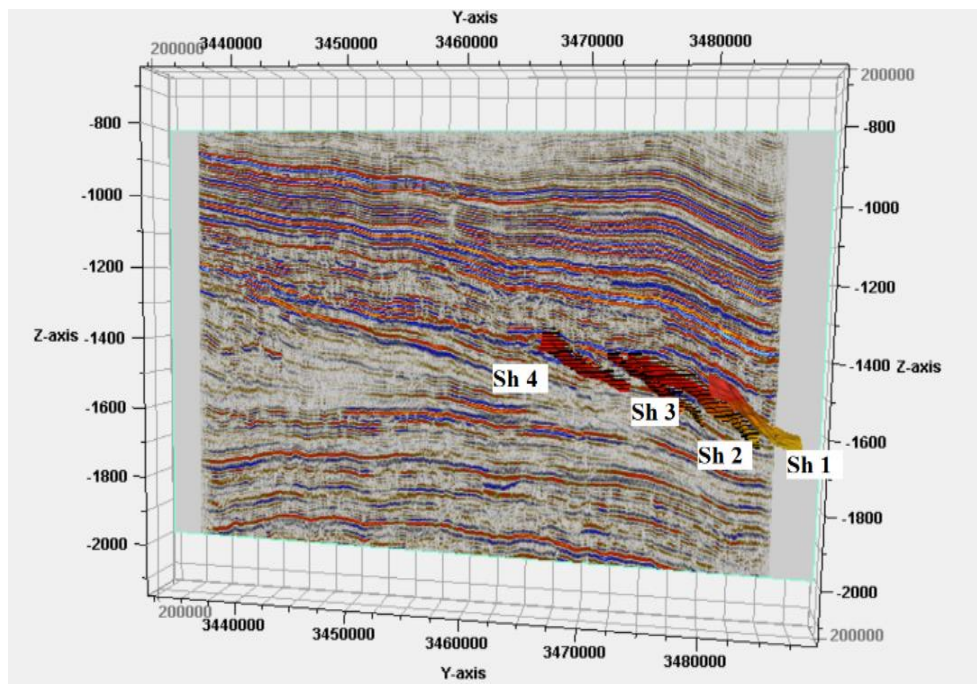
شکل ۴-۲۱: سطح بندی افق ۱ و ۲ در مقطع لرزه‌ای سه بعدی

سپس در مقطع لرزه‌ای دو بعدی پیکربندی‌های لرزه‌ای بین افق آسماری و عضو ۱ تفسیر شدند که در این صورت چهار پیکربندی لرزه‌ای تفسیر شد. با توجه به مطالب گفته شده و تصاویر الگوهای چین‌های در فصل قبل این پیکربندی‌ها به عنوان پیکربندی‌های شینگلد تفسیر شدند، لذا چهار پیکربندی لرزه‌ای شینگلد ایجاد شد و در یک گستره کوچک در مقطع دو بعدی در خطوط لرزه-ای مختلف دست‌چین شدند که قاعده زیرین آن‌ها سازند پابده و قاعده بالایی آن‌ها عضو یک بود. (شکل ۴-۲۲).



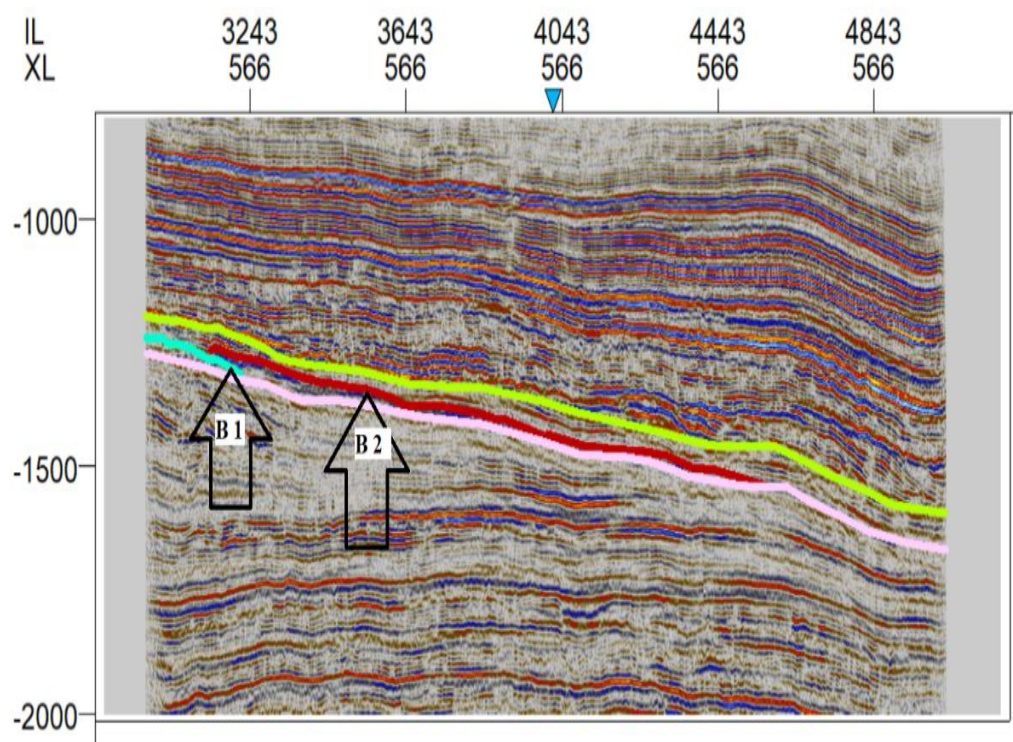
شکل ۴-۲۲: نمایی از پیکربندی‌های لرزه‌ای شینگلد در مقطع لرزه‌ای دو بعدی

از آنجایی که پیکربندی‌های لرزه‌ای شینگلد در مقطع دو بعدی در تمامی خطوط لرزه‌ای تفسیر نشد بدلیل وجود نقاط ناپیوسته و به منظور پوشش دادن آن‌ها، این پیکربندی‌ها در مقطع سه بعدی به صورت سطح ایجاد شدند. بدین ترتیب چهار سطح شینگلد به وجود آمد که هرکدام از آن‌ها از سمت راست به چپ به ترتیب شینگلد یک تا چهار نام‌گذاری شد (شکل ۴-۲۳).



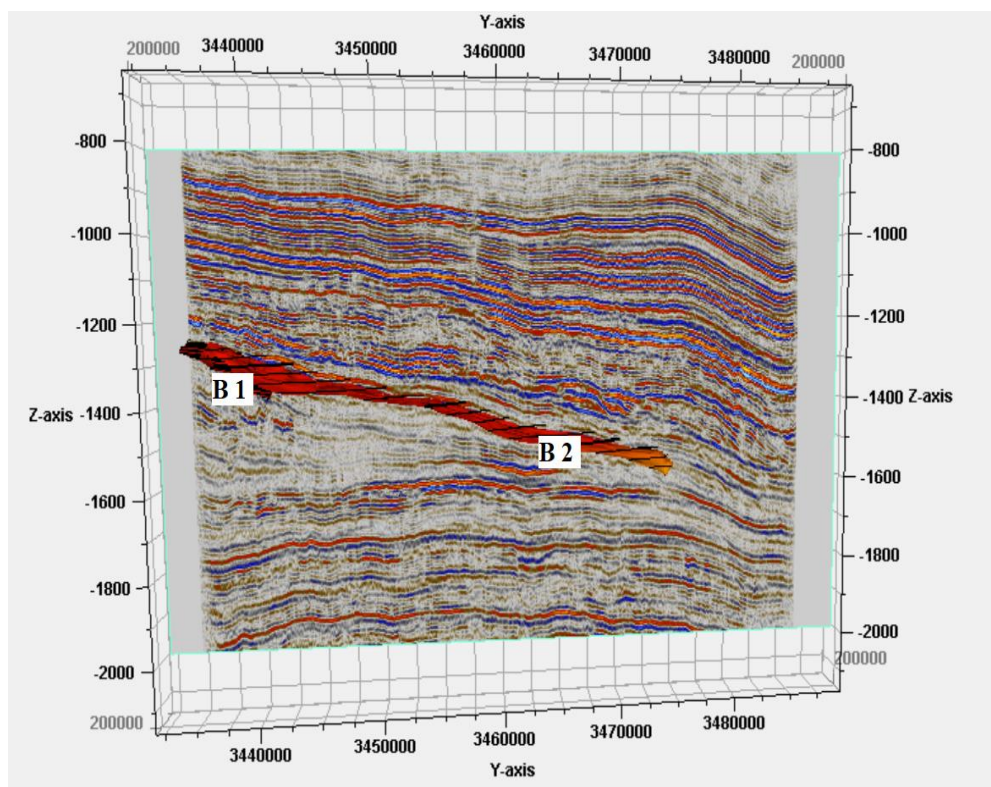
شکل ۴-۲۳: نمایی از سطح بندی شینگلد در مقطع لرزه‌ای سه بعدی

در مرحله بعد در مقطع لرزه‌ای دو بعدی پیکربندی‌های لرزه‌ای بین افق پایده و عضو دو تفسیر شدند. بدین ترتیب دو پیکربندی لرزه‌ای در این مقطع دست‌چین شدند. این پیکربندها با توجه به مطالب و تصاویر فصل قبل به عنوان ختم‌شدگی‌های پایه‌هم پوشان تفسیر شدند. لذا دو ختم‌شدگی پایه هم پوشان ایجاد شد. همانطور که در قبل توضیح داده شد ختم‌شدگی‌های پایه هم پوشان به دو نوع پایه هم پوشان زیر هم پوشان و روهم پوشان تقسیم می‌شوند که پیکربندی‌های موجود در این قسمت نمایانگر ختم‌شدگی پایه هم پوشان زیرهم پوشان بود. لذا این دو ختم‌شدگی در یک گستره کوچک در خطوط لرزه‌ای متفاوت تفسیر و دست‌چین شدند که قاعده زیرین آن‌ها عضو دو و قاعده بالایی آن‌ها سازند پایده بود (شکل ۴-۲۴).



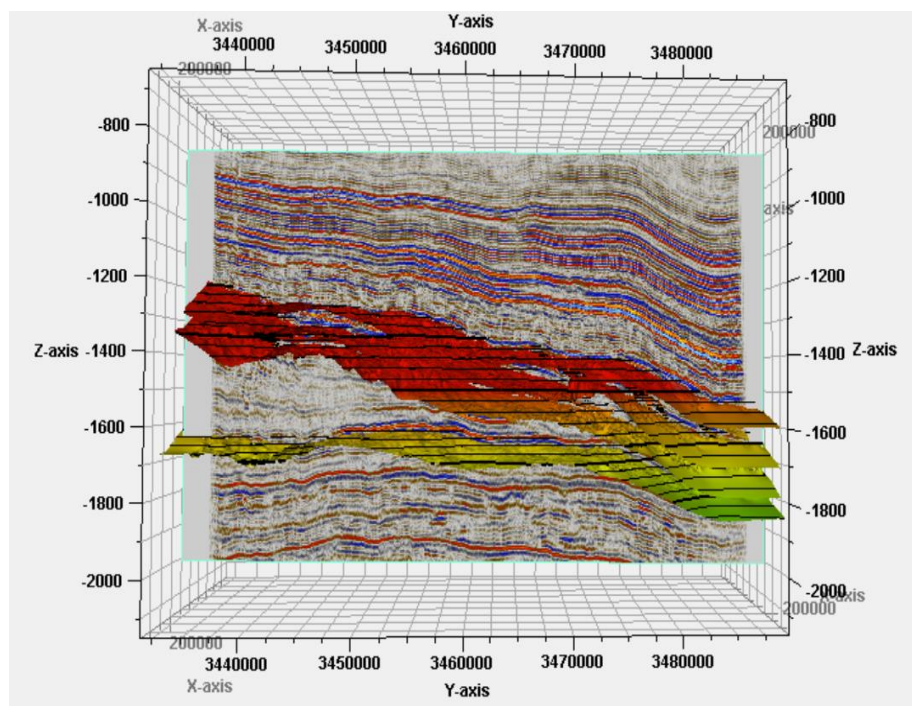
شکل ۴-۲۴: نمایی از تفسیر پایه هم‌پوشان در مقطع لرزه‌ای دو بعدی

ختم‌شدگی‌های چینه‌ای در تمام خطوط لرزه‌ای تفسیر نشد، لذا به دلیل وجود نقاط ناپیوسته به صورت سطح در مقطع سه بعدی ایجاد شدند. مراحل ذکر شده در بالا در این قسمت انجام شد و پایه همپوشان‌ها به صورت سطح در مقطع لرزه‌ای سه بعدی ایجاد شدند. بدین ترتیب دو سطح زیرهم پوشان بوجود آمد که از سمت چپ به راست به ترتیب پایه هم پوشان ۱ و ۲ نام‌گذاری شدند (شکل ۴-۲۵).



شکل ۴-۲۵: نمایی از سطح بندی پایه هم پوشان در مقطع لرزه‌ای سه بعدی

در نهایت یک فرم کلی از پیکربندی‌های لرزه‌ای به صورت یک مدل چینه‌ای در مقطع لرزه‌ای سه بعدی به منظور تحلیل و تفسیر محیط رسوب‌گذاری و وجود نفتگیرهای چینه‌ای در افق آسماری ایجاد شد (شکل ۴-۲۶). با استفاده از این مدل نهایی می‌توان تغییرات سطح آب که بیانگر پستی و پیشروی دریا است را نشان و توسط آن می‌توان تله‌های چینه‌ای در منطقه‌ی مورد مطالعه و زون هدف را تشخیص داد.



شکل ۴-۲۶: مدل نهایی در مقطع لرزه‌ای سه بعدی

فصل پنجم: نتیجه گیری و

پیشنهادهات

۵-۱ نتیجه‌گیری

مطالعات انجام شده نشان می‌دهد، تشخیص محیط رسوبی و پیش‌بینی رخساره‌های سنگی در مقاطع لرزه‌ای اهمیت بسزایی در کارهای اکتشافی دارد و ما را قادر به شناسایی مکان‌های پتانسیل‌دار برای تشکیل نفتگیرهای چینه‌ای می‌نماید.

به طور کلی با توجه به آنچه گفته شد نتایج زیر قابل استنتاج می‌باشد:

تغییر در دامنه انعکاسی مقطع لرزه‌ای مورد مطالعه نشان می‌دهد، شش افق متفاوت در آن وجود دارد که این افق‌ها توسط پنج مرز برجسته قابل تفکیک می‌باشند. با تبدیل حوزه عمقی داده‌های سرسازند چاه‌ها به حوزه زمانی و تطبیق آن با مرزهای تشخیص داده شده، اسم افق‌ها از کژدمی تا آغاجاری نامگذاری شد، لذا هر افق نشانگر یک سازند زمین‌شناسی می‌باشد. پس از اینکه افق‌ها در مقطع دو بعدی تفسیر شدند، شش سطح افق در مقطع سه بعدی لرزه‌ای به دست آمد. بررسی بیشتر مقطع لرزه‌ای منجر به شناسایی یک افق بین آسماری و پابده و افق دیگر بین پابده و گورپی شد. سپس در مقطع لرزه‌ای دو بعدی، بین افق پابده و افق یک چهار پیکربندی لرزه‌ای شینگلد تفسیر شدند که قاعده پایینی آن‌ها پابده و قاعده بالایی آن‌ها افق یک قرار داشت. در مرحله بعد دو پیکربندی لرزه‌ای پایه هم‌پوشان در مقطع دو بعدی تفسیر شدند که قاعده زیرین آن‌ها افق دو و قاعده بالایی آن‌ها سازند پابده قرار داشت. پیکربندی‌های لرزه‌ای شینگلد در شمال غرب حوضه در مقطع لرزه‌ای نشانگر وجود سطح پیشرونده است، لذا این سطح شروع بالا آمدن سریع سطح آب دریا و جابجایی خط ساحلی به سمت خشکی را نشان می‌دهد که این موضوع بیانگر پیشروی دریا است. در این قسمت جابجایی رخساره‌ها به سمت خشکی است و الگوی برانبارش آن‌ها پسرونده می‌باشد، لذا رسوبات عمیق‌تر بر روی رسوبات نواحی کم عمق قرار می‌گیرد. گستره پیشرونده در این بخش وجود دارد که در آن مقدار فضای رسوبگذاری بیشتر از نرخ رسوبات وارده به حوضه خواهد بود و با توجه به جابجایی رخساره‌ها به سمت خشکی، توالی‌های رسوبی ماهیت ریزشونده به سمت بالا دارند. ختم

شدگی‌های لرزه‌ای پایه هم پوشان در شمال غرب حوضه در مقطع لرزه‌ای زیرهم پوشان بوده که بیانگر کاهش نسبی سطح آب دریا و جابجایی خط ساحلی و رخساره‌ها به سمت حوضه است، سطح پشرونده و پشروی آب دریا را نشان می‌دهد. الگوی بر انباش رخساره‌ها در این بخش پیشرونده می‌باشد که در این حالت رسوبات نواحی کم عمق برروی رسوبات نواحی عمیق قرار می‌گیرد. گستره تراز پایین مربوط به این بخش است که نشانگر پشروی عادی آب دریا است، لذا رسوبات مربوط به گستره تراز پایین بیشترین نسبت ماسه به گل را دارا است، به طوری که این رسوبات بهترین رخساره‌های با پتانسیل بالا برای مخازن هیدروکربنی است، زیرا رسوبات دانه درشت بوده و پیوستگی جانبی وسیعی دارند و مقدار کمی از رخساره‌های گلی در آن دیده می‌شود. از طرفی گستره دیگر در این بخش تراز بالا است که در این حالت خط ساحلی دچار پشروی عادی خط ساحلی است و نرخ بالا آمدن سطح آب دریا نسبت به گستره پیشرونده کمتر است، بنابراین نرخ رسوبات وارده از فضای مناسب برای رسوبگذاری بیشتر است و رخساره‌ها به سمت بالا روندی درشت شونده دارند. دسته‌های رخساره‌ای این گستره در بخش‌های عمیق دریایی در سمت چپ مقطع دارای رخساره‌های مخزنی در نزدیک حوضه و رخساره‌های پوش سنگ و سنگ منشأ در نواحی کم عمق تا دریایی و دور از حوضه است.

۵-۲ پیشنهادات

۱- با استفاده از نشانگرهای لرزه‌ای در داده‌های سه بعدی سکانس‌ها گرفته و تفسیر شود.

[1] Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J. P., Blum, M. D., Dalrymple, R. W., Eriksson, P. G., Fielding, C. R., Fisher, W. I., Galloway, W. E., Gibling, M. R., Giles, K. A., Holbrook, J. M., Jordan, R., Kendall, C. G. St. C., Macurda, B., Martensen, O. J., Miall, A. D., Neal, J. E., Numedal, D., Pomar, L., Posamentier, H. W., Pratt, B. R., Sarg, J. F., Shanley, K. W., Steel, R. J., Strasser, A., Tucker, M. E., Winker, C. (2009), Towards the standardization of sequence stratigraphy, *Journal of Earth- Science Reviews*, p. 1-33.

[۲] ماشالله رحیمی. (۱۳۸۴). کاربرد چینه‌شناسی لرزه‌ای در اکتشاف نفتگیرهای چین‌های خلیج فارس، شماره ۲۴. اکتشاف و تولید.

[3] Catuneanu, O. (2006). *Principles of sequence stratigraphy*, Elsevier, Amsterdam, Netherlands, Kidlington, Oxford.

[4] Novak, B., Pederson, N. P. (2000). Seismic facies and stratigraphy of a Holocene spit- platform Complex interpreted from high- resolution shallow seismics Lysgrund, southern kattegat, *Journal of Marine Geology*, p. 317- 335.

[5] Abdullayev, N. R. (2000). Seismic stratigraphy of the Upper Pliocene and Quaternary deposits in the south Caspian basin, *Journal of petroleum science and engineering*. p. 207-226.

[6] Cecchi, M., Guarguena, L., Rhodes, D and Roberts, A. (2001). Use of integrated 3D seismic technology and sedimentology core analysis to resolve the sedimentary architecture of the Paleocene succession of the North Sea. *Journal of Norwegian petroleum special publications*.

[7] Marsset, T., Marsset, B., Thomas, Y., Cattaneo, A., Thereau, E., Trincardi, F., Cachonot, P. (2004). Analysis of Holocene sedimentary features on the Adriatic shelf from 3D very high resolution seismic data (Triad survey). *Journal of Marine Geology*. p. 73- 89.

- [8] Warlich, G. Bocence, D. Waltham, D. Wood, Ch. Baylon, A and Badenas, B. (2008). 3D stratigraphic forward modelling for Analysis and prediction of carbonate platform stratigraphies in exploration and production, *journal of Marine and petroleum Geology*. P. 35-58
- [9] Tang, cheng, Zhou Di. Endler, Rudolf. Jinqing, Lin, Harff Jan. (2010). Sedimentary development of the pearl River Estuary based on seismic stratigraphy. *Journal of marine systems*. P. s3- s16.
- [10] Van Daele, Maarten. Van Welden, Aurelien. Moernaut, Jasper. Beck, Christian. Audemard, Franck. Sanchez, Javier. Jouanne, Francois. Carrillo, Eduardo. Malave, Gustavo. Lemus, Andres. Debatists, Marc. (2011). Reconstruction of late- Quaternary Sea and lake – level changes in a tectonically active marginal basin using seismic stratigraphy: The Gulf of Cariaco, NE Venezuela, *journal of Marine Geology*. P. 37-51.
- [11] Gennaro, M, Wonham, J. P., Gawthorpe, R., Saelen, G. (2013). Seismic stratigraphy of the Chalk Group in the Norwegian central Graben, North Sea. *Journal of Marine and petroleum Geology*. p. 236-266.
- [12] Zhu, Hongtao. Yang, Xianghua. Zhou, Xinhuai. Liu, Keyu. (2014). three dimensional facies architecture analysis using sequence stratigraphy and seismic sedimentology: Example from the Paleogene Dangying Formation in the Bz3-1 block of the Bozhong sag, Bohai Bay basin, China. *Journal of Marin and petroleum Geology*. P. 20-33.
- [13] Yagci, Gorkem. (2016). 3D seismic structural and stratigraphic interpretation of the TUI-3D field, Taranaki Basin, New Zealand, *Scholars' Mine*.
- [14] Xiangdong, Yin. Huang, Wenhui. Shuangfang, Lu. Wang, Peng fei. Wang, Wei. (2016). the connectivity of reservoir sand bodies in the Liaoxi sag, Bohay Bay basin: In Sights from three- dimensional stratigraphic forward modeling. *Journal of Marine and petroleum Geology*. P01081-1094.
- [15] Evangelatos, John, Mosher, David C. (2016). Seismic stratigraphy, structure and morphology of makarove basin and surrounding regions: Tectonic implication, *journal of Marine geology*.

[16] Liechoscki de Paula Faria, Desiree, Tadeudos Reis, Antonio, Gomes de souza Jr, Olinto. (2017). Three- dimensional stratigraphic- sedimentological forward modeling of an Aptain carbonate reservoir deposited during the sag stage in the santos basin, Brazil. Journal of Marine and petroleum Geology. P. 676-695.

[۱۷] خامسی، ا.، علیزاده، ب.، کدخدایی، ع.، مهدی‌پور، ض. (۱۳۹۳). چینه‌نگاری سکانس لرزه‌ای مخزن بنگستان میدان نفتی آب تیمور، با استفاده از داده‌های لرزه‌ای سه بعدی. جهت تعیین نواحی با بهره‌دهی بالا، پژوهش نفت.

[۱۸] خامسی، ا.، علیزاده، ب. (۱۳۹۵). چینه‌نگاری سکانس لرزه‌ای سازند آسماری میدان نفتی اهواز جهت تعیین نواحی با بهره‌دهی بالا. دومین کنگره بین‌المللی علوم زمین و توسعه شهری.

[19] Hawie, Nicolas, Cavault, Jacob A., Dunlap, Dallas, Sylvester, Zolton. (2018). Slope-fan depositional architecture from high resolution forward stratigraphic models, journal of Marine and petroleum Geology. p. 576- 585.

[۲۰] قلالوند، ه.، پولادزاده، م.، ارزانی، ع.، مهدی‌پور، ض. (۱۳۹۰). کاربرد لرزه نگاری در توسعه مخازن هیدروکربوری. اکتشاف و تحلیل. نشریه فنی تخصصی شرکت ملی نفت ایران.

[21] Posamentier, H. W. and Allen, G. P. (1999). Siliciclastic sequence stratigraphy: Concepts and applications. Concepts in sedimentology and paleontology. Volume. 7. p. 212.

[22] Wagnor, V., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Lutit, T. S. and Hardenbol. J. (1988). An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. Sepm. Special publication. Vol. 42, 39-45.

[23] Willson. C. (1990) Sequence stratigraphy: An introduction.

[24] Wagoner. V., Mitchum, R. M., Campiom, K. M. and Rahmanian, V. B. (1990). Siliciclastic sequence stratigraphy in Welllogs, cores and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies, AAPG, methods in Exploration Series, p. 755.

[25] Emery, D. and K. Myers, Sequence stratigraphy. 1669, Blackwell, Oxford. p. 267.

[26] Posamentier, H. W. Vail, P. R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition II- sequence and system tract models. Exxon production Research Company. Houston, Texas.

[27] Aitken, J. F. and Flint, S. S. (1995). The application of high-resolution sequence stratigraphy to fluvial systems: A case study from the Upper Carboniferous Breathitt Group, eastern Kentucky. *Sedimentology*, Vol. 42, 3-30.

[28] Cant, D. (1992). Subsurface facies analysis. In *facies Models: Response to sea level change*, Geological Association of Canada. P. 27-45.

[29] Vail, P. R. (1975). Eustatic Cycles from seismic data for global stratigraphic analysis. *American Association of petroleum Geologists Bulletin*. Vol. 59. P. 2198-2199.

[۳۰] شعبانیان، رحیم. (۱۳۹۴). کتاب: سنگ چینه نگاری یا لیتواستراتیگرافی. ص ۱۴.

[31] Christie-Blick, N. (1990). Onlap, offlap, and the origin of unconformity-bounded depositional sequences.

[32] Bjorlikke, K (2010). Book: Petroleum Geoscience from Sedimentary Environments to Rock physics.

[33] Per Avseth, Tapan Mukerji, Gary Mavko. (2005). Book: Quantitative Seismic Interpretation.

[34] Vail, P. R., Mitchum, R. M. Jr., Thompson, S. (1977). Seismic Stratigraphy and global changes of sea level, Part four: global cycles of relative changes of sea level. *American Association of petroleum Geologists Memoir* 26, p. 83- 98.

[35] Cames, C. (2005). Seismic sequential stratigraphy. With contributions from Peter Vail, Rice university, Houston. TX, USA.

[36] Jol, H. M. (1987). Seismic stratigraphic Analysis of the southeastern Fraser river delta, British Columbia. Thesis submitted in partial fulfilment of the requirements for the degree of Master of Science in the department of Geography.

[37] Mitchum, R. M, Vail, P. R, Sangree, J. B. (1977). Seismic stratigraphy and Global changes of sea level: part6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in

depositional sequences: section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation. Book title: Seismic Stratigraphy--Applications to Hydrocarbon Exploration. Journal of AAPG. P. 117-133.

[38] Motiei, H. (1993). Book: Stratigraphy of Zagros, Treatise on the geology of Iran. pp: 536.

[۲۹] درویش‌زاده، ع. (۱۳۷۰). زمین‌شناسی ایران. نشر دانش امروز. چاپ اول

[40] Alizadeh, B., Saadati, H., Rashidi, M., Kobraei, M. (2015). Geochemical investigation of oils from Cretaceous to Eocene Sedimentary sequences of the Abadan Plain, Southwest Iran, Journal of Marine and Petroleum Geology.

[41] Sabouhi, M, Jahani, D., Taati Qurayem, F., Aminzadeh, Ali. (2010). Depositional Environment and Sequence Stratigraphy of the Neocomian Fahliyan Formation in North Dezful Embayment, Iran, International Applied Geological Congress, Department of Geology.

[42] Murrise, R. J. (1980). Middle East: Stratigraphic Evolution and Oil Habitat, the American association of petroleum geologists Bulletin. P. 597-618.

[۴۳] صالحی، م. ع.، بیرانوند، بیژن.، ایمن دوست، علی. (۱۳۹۵). چینه‌شناسی و رخساره‌های سنگی سازندهای فهلین/ گرودر خلیج فارس باهدف کاربرد در مدلسازی سیستم‌های هیدروکربنی، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی.

[۴۴] آقانباتی، علی. (۱۳۸۳). کتاب: زمین‌شناسی ایران.

[۴۵] افشار حرب، ع. (۱۳۸۰). زمین‌شناسی نفت.

[46] Parvane Nejad Shirazi, M, Amiri Bakhtiar, H., Mostatabi, M. Armon, A., Lithostratigraphy and Biostratigraphy of Gadvan and Dariyan formations in (2013). Gachsaran Oilfield by Investigation of Wells Number 55 and 83. Journal of Basic and Applied Scientific Research

[۴۷] سعدی راد، ف.، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا. (۱۳۹۳). چینه‌نگاری سکانسی سازند کژدمی در میدان نفتی آزادگان. پژوهش نفت. ص. ۲۶-۳۳.

[۴۸] فرامرزی، س.، رحیم‌پور بناب، حسین، رنجبران، محسن. (۱۳۹۵). کنترل رخساره‌ها و فرایندهای دیاژنزی بر کیفیت مخزنی سازند سروک در یکی از میدانهای نفتی دشت آبادان، جنوب باختر ایران. ص. ۱۱۷-۱۳۰.

[49] Assadi, A., Honarmand, J., Moallemi, A., Abdollahie-fard, I. (2018). An integrated approach for identification and characterization of palaeo-exposure surfaces in the upper Sarvak Formation of Abadan Plain, SW Iran, and Journal of African Earth science.

[۵۰] اسدی مهمان دوستی، الهام، عبدالملکی، سهیلا، قلاوند، ه. (۱۳۹۶). ریز رخساره‌ها، محیط رسوبی و دیاژنیز سازند ایلام در یکی از میدانهای نفتی دشت آبادان، رسوب شناسی کاربردی.

[51] Albooyeh, M. Rahimzadeh Kivi, I. Ameri, M. (2018). Promoting wellbore stability in active shale formations by water-based muds: A case study in Pabdeh shale, Southwestern Iran. Journal of Natural Gas Science and Engineering. P. 166-174.

[۵۲] کبرایی، مهدی، ربانی، ا.، طاعتی، ف. (۱۳۹۵). بررسی پتانسیل تولید در سازندهای منشأ پابده (ترشیاری) و کژدمی (کرتاسه پایینی) در منطقه دشت آبادان، جنوب غرب ایران، پژوهش نفت.

[۵۳] سنماری، س. (۱۳۹۳). زیست چینه نگاری توالیهای سازند پابده در میدان نفتی قلعه نار بر اساس نانوفسیلهای آهکی، نشریه علمی- پژوهشی رخساره‌های رسوبی.

[54] Abdollahipour, A., Ghannadshirazi, H. (2014). Stability analysis and determination of rock pillar between two adjacent caverns in different regions of Asmari formation in Iran. International Journal of Mining Science and Technology.

[۵۵] کلنات، بهناز، وزیری مقدم، ح.، وحیدی‌نیا، م. (۱۳۹۳). مقایسه چینه نگاری سکانسی و محیط رسوبی سازند آسماری در نواحی فارس، خوزستان و لرستان از حوضه زاگرس، نشریه علمی- پژوهشی رخساره‌های رسوبی.

[۵۶] موسوی حرمی، رضا، محبوبی، ا.، امیری بختیار، ح.، باوی عویدی، ع. (۱۳۸۸). تاریخچه رسوب-گذاری سازند گچساران (پوش سنگ مخزن آسماری)، در میدان نفتی آب تیمور، پژوهش نفت شماره ۶۰.

[57] Bahroudi, A., Koyi, H. A. (2004). Tectono-sedimentary framework of the Gachsaran Formation in the Zagros foreland basin. *Marine and Petroleum Geology*. P. 1295- 1310

[58] Mehrjini, B., Memarian, H., Dusseault, M. B., Gahvidel, A. (2016). Geomechanical characteristics of common reservoir caprock in Iran (Gachsaran Formation), experimental and statistical analysis. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*. P. 898-907.

[۵۹] سعیدیان، ح.، مرادی، ح. ر. (۱۳۹۱). بررسی فرسایش و رسوب در کاربردهای مختلف روی نهشته‌های آگاجاری، مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی.

[60] Bordenave, M. L., Hegre, J. A. (2005). The influence of tectonics on the entrapment of oil in the Dezful embayment, Zagros fold belt, *Journal of Petroleum Geology*. P. 339-368.

Abstract

Sequence stratigraphy is the study of the generational relationship between sedimentary units which are limited by discontinuities and their equivalent levels, and used in the detection of hydrocarbon resources to determine the rock, reservoir rock, and caps rock. By studying the facies and the sedimentary environment and the spatial stratigraphy of the limited part of the region and studying the sequences in seismic sections, it is possible to find out more accurately and better than the expansion of the horizon reservoir and oil and gas reservoirs and optimal utilization of them achieved. Seismic data versus scattered well data, out crop and cores provide a systematic and continuous sampling of subsurface information and sequences. However, seismic data is less accurate than other data in the hierarchy. Therefore, where geometric geological interpretation is more reliable than seismic data where the vertical distance of the horizons is greater than the vertical seismic accuracy. For this purpose, after an accurate study of the lithology and geology of the region, it was interpreted in a 3D seismic section. This is how the sequences were hand-picked and hand-crafted. Then, they were fitted with well data and well top, so the target horizon was detected and termination and seismic configurations were identified and by them, changes in sea level, including transgression and regression were investigated.

Key word: Seismic stratigraphy, Seismic data, Strata termination, seismic configuration.



Shahrood University of Technology

Faculty of mining, Petroleum and Geophysics Engineering

M.Sc. Thesis in Petroleum Engineering Exploration

Seismic stratigraphy modeling of the western Abadan plain using 3D reflection seismic data

By: Farnaz Soltani

Supervisors:

Dr. Mehrdad Soleimani Monfared

Dr. Amin Roshandel Kahoo

Advisor:

Dr. Ahmad Mortazavi

September 2018