





دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک

گروه نفت و ژئوفیزیک

پایان نامه کارشناسی ارشد

بررسی چینه‌نگاری سکانسی توسط نگارهای پتروفیزیکی و ارزیابی کیفیت

مخزنی دریکی از میادین جنوب ایران

نگارنده: حامد هزاریان

استاد راهنما:

دکتر منصور ضیائی

دکتر معصومه کردی

استاد مشاور:

دکتر مهرداد سلیمانی منفرد

احمد یحیایی

شهریورماه ۱۳۹۷

ب

تقدیم بابوسه بردستان پدرم:

به او که نمی دانم از بزرگی اش بگویم یا، سخاوت، سکوت، مهربانی و...

و به مادرم، دریای بی کران فداکاری و عشق که وجودم برایش همه رنج بود و وجودش برایم همه مهر

و برادرانم، که همواره در طول تحصیل متحمل زحمت بودند و تکیه گاه من در مواجهه با مشکلات، و وجودشان مایه دلگرمی

من می باشد.

و خواهر مهربان تر از جانم، که همواره دلسوز و مهربانانه در کنارم بوده و هستی...

قللم لبریز از عشق به شماست

و خوشبختی تان منتهای آرزویم.

زین پیش شاعران تا خوان که چشمتان  
در سحر نفس طالع و سیر ستاره بود  
بس نکته های نفوذ و سخن های پرنگار  
گفتند در ستایش این گنبد کبود  
اما زمین که پیش از هر چه در جهان  
شایسته ستایش و تکریم آدمی ست  
گمناهم و ناشناخته و بی پاس ماند  
ای مادر، ای زمین  
امروز این منم که ستایشگر توام

## سپاسگزاری

پس از حمد و سپاس به درگاه آن یکتا که قلم را قداست و انسان را کرامت بخشید، بر خود لازم و واجب می دانم که از اساتید و بزرگوارانی که در امر آموزش و به انجام رساندن این پایان نامه به بنده لطف داشته اند نهایت قدردانی را داشته باشم. بر خود واجب می دانم که از استادان عزیز و گرانقدرم جناب آقای دکتر منصور ضیائی و سرکار خانم دکتر معصومه کردی که در تمامی مراحل پایان نامه پشتیبان اینجانب بوده اند، از ایشان صمیمانه سپاسگزاری نموده و برایم بسیار مسرت بخش است که افتخار شاگردی این استادان بزرگوار را همواره به دوش کشم، سلامت و سعادت این دو بزرگوار را از خداوند بزرگ خواستارم. از زحمات جناب آقایان دکتر مهرداد سلیمانی منفرد و جناب آقای مهندس احمد یحیایی که در امر مشاوره این پایان نامه به اینجانب کمک کردند، نهایت تشکر و قدردانی را دارم.

از جناب آقای مهندس کاظم سعیدی که همچون دوست و برادر در تمام مراحل تکوین پایان نامه از هیچ کمکی دریغ نکرده و کمال همکاری را با بنده داشته تشکر ویژه داشته از خداوند منان طلب توفیق و سعادت روزافزون را برای ایشان و خانواده مهربانشان دارم. از جناب آقای دکتر عزیزالله طاهری و جناب دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی که برای داوری پایان نامه قبول زحمت فرمودند صمیمانه تقدیر و تشکر می نمایم. از دوست و برادر خوبم جناب آقای مهندس ایمان صمدی و همسر مهربانشان سرکار خانم مهندس زهرا امیدی که در مراحل تکوین پایان نامه به اینجانب یاری رساندند، کمال قدر دانی را دارم. جا دارد از تمامی دوستانم که مرا در مراحل تکوین پایان نامه یاری رساندند، دوست و برادر خوبم دکتر حسین ابراهیمی، دکتر بابک عابدی و همسر محترمشان مهندس فهیمه خالقی، مهندس نوید افراسیابی، دکتر مهدی باجولوند، مهندس امیر سعید گرانی، مهندس محمد جواد حسنی مهر، مهندس آرش درویشی، مهندس وحید کوجانی و دوست و برادر عزیزم مهندس محمد محمدرضائی حسین آبادی تشکر ویژه داشته باشم.

## تعهدنامه

اینجانب **حامد هزاریان** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد اکتشاف نفت دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه با موضوع **بررسی چینه نگاری سکانشی توسط نگارهای پتروفیزیکی و ارزیابی کیفیت مخزنی دریکی از میادین جنوب ایران تحت راهنمایی دکتر منصور ضیائی و دکتر معصومه کردی 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 صنعتی شاهرود می‌باشد 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 :

امضاء دانشجو

### مالکیت نتایج و حق نشر

کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات، مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه ای، نرم‌افزارها و تجهیزات ساخته شده) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.

استفاده از اطلاعات نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

## چکیده

در این مطالعه سازند آسماری با سن الیگو-میوسن که مهم‌ترین سنگ مخزن میادین نفتی جنوب ایران است و شامل توالی‌های کربناته آواری است مورد بررسی قرار گرفته است. بر اساس مطالعات پتروگرافی، رخساره‌های اصلی این سازند شامل جزر و مدی، ساحلی، لاگون، سدی و دریای باز تشخیص داده شد. با توجه به تبدیل تدریجی رخساره‌ها به یکدیگر، نبود ریف‌های سدی پیوسته و عدم رخساره‌های ریزشی و لغزشی مشخص شد که رخساره‌های سازند آسماری در میدان مورد مطالعه بر روی یک پلتفرم کربناته کم‌عمق از نوع رمپ نهشته شده‌اند.

مطالعات چینه‌نگاری سکansı با استفاده از داده‌های پتروگرافی و چاه پیمایی به‌خصوص نگار گاما انجام شد. در این مطالعه تشخیص سکانس‌ها با بررسی توالی رخساره‌ها و الگوی برانبارش آن‌ها و روش انحراف معیار نگار گاما صورت گرفت. با توجه به توالی‌های رخساره‌ای و بررسی‌های چینه‌نگاری سکansı، سنگ مخزن آسماری میدان مورد مطالعه شامل ۶ سکانس رده سوم است که ۷ مرز سکansı از نوع اول (فرسایشی) و نوع دوم (غیر فرسایشی) و ۶ سطح حداکثر غرقابی در این سکانس‌ها مشخص شد. سیستم تراکتهای تشکیل شده در این سکانس‌ها شامل سیستم تراکتهای پیشرونده و سیستم تراکتهای ترازبالا است. پس از تشخیص سکانس‌ها، کیفیت مخزنی در هریک از سیستم تراکتهای بر اساس پارامترهای پتروفیزیکی مشخص شد. با بررسی نتایج به‌دست آمده مشخص شد که در سیستم تراکت پیشرونده پسین و ترازبالای پیشین که دسته رخساره‌های گرینستونی و بایوکلاستی و ساحلی گسترش یافته‌اند، مخزن از کیفیت بالاتری برخوردار است. ولی در سیستم تراکت پیشرونده پیشین و ترازبالای پسین با ظهور رخساره‌های انیدریتی مربوط به محیط جزر و مدی از کیفیت مخزنی کاسته شده است. سکانس پنجم با توجه به کیفیت مخزنی بسیار خوب در سیستم تراکت پیشرونده پسین و ترازبالای پیشین آن به‌عنوان بهترین زون مخزن شناخته شد.

کلمات کلیدی: رخساره، محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکansı، انحراف معیار نگارگاما، کیفیت

مخزنی

## فهرست مطالب

|                                                                  |    |
|------------------------------------------------------------------|----|
| ۱- فصل اول:                                                      | ۱  |
| ۱-۱- مقدمه                                                       | ۲  |
| ۱-۲- تاریخچه مطالعات چینهنگاری سکانسی بر روی سازند آسماری        | ۲  |
| ۱-۳- اهداف مطالعه                                                | ۵  |
| ۱-۴- روش مطالعه و داده‌های موجود                                 | ۵  |
| ۱-۵- ضرورت انجام مطالعه                                          | ۶  |
| ۱-۶- ساختار پایان‌نامه                                           | ۶  |
| ۲- فصل دوم: زمین‌شناسی سازند آسماری                              | ۹  |
| ۲-۱- مقدمه                                                       | ۱۰ |
| ۲-۲- زمین‌شناسی خلیج فارس                                        | ۱۰ |
| ۲-۳- مختصری از تاریخچه محیط رسوبی و تکتونیکی زاگرس و خلیج فارس   | ۱۲ |
| ۲-۴- گسترش چینهنگاری و رخساره‌های سنگی سازند آسماری در خلیج فارس | ۱۵ |
| ۲-۵- بخش‌های سازند آسماری در میدان مورد مطالعه                   | ۱۶ |
| ۲-۵-۱- بخش ماسه‌سنگی غار                                         | ۱۷ |
| ۲-۵-۲- بخش کربناته آسماری                                        | ۱۷ |
| ۲-۶- سازند تبخیری گچساران (پوش سنگ)                              | ۱۸ |
| ۲-۷- مشخصات سازند آسماری در چاه A میدان مورد مطالعه              | ۱۸ |
| ۲-۸- مشخصات سازند آسماری در چاه C میدان مورد مطالعه              | ۱۸ |

|    |                                                              |
|----|--------------------------------------------------------------|
| ۲۳ | فصل سوم: روش‌های مورد مطالعه در بررسی چین‌نگاری سکانسی ..... |
| ۲۴ | ۱-۳- مقدمه .....                                             |
| ۲۵ | ۲-۳- مفاهیم اصلی چین‌نگاری سکانسی .....                      |
| ۲۵ | ۱-۲-۳- سکانس .....                                           |
| ۲۵ | ۲-۲-۳- پاراسکانس و سری پاراسکانس .....                       |
| ۲۷ | ۳-۲-۳- سطوح چین‌های در قالب چین‌نگاری سکانسی .....           |
| ۲۷ | ۴-۲-۳- مرز سکانسی (SB) .....                                 |
| ۲۸ | ۵-۲-۳- سطح پیرونده (RS) .....                                |
| ۲۹ | ۶-۲-۳- سطح حداکثر غرقابی (MFS) .....                         |
| ۲۹ | ۷-۲-۳- سطح پیشرونده (TS) .....                               |
| ۲۹ | ۸-۲-۳- سیستم تراکت‌ها .....                                  |
| ۳۱ | ۹-۲-۳- رده‌بندی سکانس‌ها .....                               |
| ۳۲ | ۱۰-۲-۳- تقسیمات سکانس‌های رسوبی .....                        |
| ۳۳ | ۳-۳- پارامترهای مورد استفاده در شناسایی اجزای سکانس .....    |
| ۳۴ | ۱-۳-۳- رخساره‌های رسوبی .....                                |
| ۳۵ | ۲-۳-۳- داده‌های لرزه‌ای .....                                |
| ۳۶ | ۳-۳-۳- نگارهای چاه پیمایی .....                              |
| ۳۷ | ۴-۳-۳- انحراف معیار نگار گاما .....                          |
| ۳۸ | ۴-۳- ارزیابی مخزن آسماری بر اساس پارامترهای پتروفیزیکی ..... |



|    |                                                                 |
|----|-----------------------------------------------------------------|
| ۳۹ | ۳-۴-۱- کاربرد نگارهای چاه پیمایی                                |
| ۴۳ | ۳-۴-۲- پردازش و تصحیح داده‌ها                                   |
| ۴۵ | ۳-۵-۵- پارامترهای پتروفیزیکی مؤثر در کیفیت مخزنی                |
| ۴۵ | ۳-۵-۱- تخلخل                                                    |
| ۴۷ | ۳-۵-۲- تراوایی یا نفوذپذیری                                     |
| ۴۷ | ۳-۵-۳- اشباع آب                                                 |
| ۴۸ | ۳-۵-۴- حجم شیل                                                  |
| ۴۸ | ۳-۵-۵- تشخیص لیتولوژی                                           |
| ۵۱ | ۴- فصل چهارم: تفسیر چین‌نگاری سکانسی و ارزیابی کیفیت مخزنی      |
| ۵۲ | ۴-۱- مقدمه                                                      |
| ۵۲ | ۴-۲- نقش چین‌نگاری سکانسی بر توزیع رخساره‌های مستعد مخزن        |
| ۵۳ | ۴-۳- رخساره‌های سازند آسماری در چاه A                           |
| ۵۳ | ۴-۳-۱- رخساره‌های پهنه جزر و مدی                                |
| ۵۵ | ۴-۳-۲- رخساره محیط ساحلی                                        |
| ۵۵ | ۴-۳-۳- رخساره‌های محیط لاگون                                    |
| ۵۷ | ۴-۳-۴- رخساره‌های سدی                                           |
| ۵۹ | ۴-۳-۵- رخساره‌های محیط دریای باز                                |
| ۶۲ | ۴-۴- تفسیر محیط رسوبی و ارائه‌ی مدل رسوبی سازند آسماری در چاه A |
| ۶۳ | ۴-۵- سکانس‌های شناسایی شده در چاه A میدان مورد مطالعه           |

|          |                                                            |
|----------|------------------------------------------------------------|
| ۶۵.....  | ۴-۵-۱- سکانس اول.....                                      |
| ۶۵.....  | ۴-۵-۲- سکانس دوم.....                                      |
| ۶۶.....  | ۴-۵-۳- سکانس سوم.....                                      |
| ۶۷.....  | ۴-۵-۴- سکانس چهارم.....                                    |
| ۶۸.....  | ۴-۵-۵- سکانس پنجم.....                                     |
| ۶۸.....  | ۴-۵-۶- سکانس ششم.....                                      |
| ۶۹.....  | ۴-۵-۷- نمودار انحراف معیار گاما.....                       |
| ۷۰.....  | ۴-۵-۸- ارزیابی پتروفیزیکی.....                             |
| ۹۰.....  | ۴-۶- محاسبه میانگین پارامترهای پتروفیزیکی در سکانس‌ها..... |
| ۹۹.....  | ۵- فصل پنجم:.....                                          |
| ۱۰۰..... | ۵-۱- نتیجه‌گیری.....                                       |
| ۱۰۲..... | ۵-۲- پیشنهادات.....                                        |
| ۱۰۳..... | ۶- منابع.....                                              |

## فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۲: نقشه جامع میادین نفت و گاز خلیج فارس ..... ۱۱
- شکل ۲-۲: حرکات تکتونیکی ..... ۱۳
- شکل ۳-۲: محیط رسوبی الیگوسن - میوسن آغازی ..... ۱۴
- شکل ۴-۲: نقشه تکتونیکی منطقه‌ی خلیج فارس و زاگرس ..... ۱۵
- شکل ۵-۲: نمای برش نمونه سازند آسماری در تنگ گل ترش کوه آسماری ..... ۱۷
- شکل ۶-۲: ستون لیتولوژی چاه A ..... ۲۰
- شکل ۷-۲: ستون لیتولوژی چاه C ..... ۲۱
- شکل ۱-۳: انواع اصلی پاراسکانس ..... ۲۷
- شکل ۲-۳: مرزهای سکانسی نوع اول و نوع دوم ..... ۲۸
- شکل ۳-۳: موقعیت سیستم تراکت‌ها و سطوح چینه‌ای اصلی ..... ۳۲
- شکل ۱-۴: ریز رخساره‌های پهنه‌ی جزر و مدی و محیط ساحلی چاه A ..... ۶۰
- شکل ۲-۴: ریز رخساره‌های محیط لاگونی چاه A ..... ۶۱
- شکل ۳-۴: ریز رخساره‌ی محیط سدی چاه A ..... ۶۱
- شکل ۴-۴: ریز رخساره‌های محیط دریای باز چاه A ..... ۶۲
- شکل ۵-۴: توزیع ریز رخساره‌ها و مدل رسوبی پیشنهادی ..... ۶۴
- شکل ۶-۴: تحلیل ریز رخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در چاه A ..... ۷۱
- شکل ۷-۴: نمودار انحراف معیار گاما در چاه A ..... ۷۲
- شکل ۸-۴: نمودار انحراف معیار گاما در چاه B ..... ۷۳
- شکل ۹-۴: مقدار انحراف معیار گاما در چاه C ..... ۷۴
- شکل ۱۰-۴: تطابق سکانس‌های شناسایی شده سازند آسماری در چاه‌های A، B و C ..... ۷۵
- شکل ۱۱-۴: نمودار آماری جهت بررسی قرائت ماکزیمم و مینیمم نمودار پرتوگاما در چاه A ..... ۷۶

- شکل ۴-۱۲: نمایش حجم شیل محاسبه شده در کنار نمودار پرتوگاما در چاه A و C ..... ۷۸
- شکل ۴-۱۳: کراس پلات نوترون- چگالی جهت تعیین تخلخل و لیتولوژی ..... ۸۲
- شکل ۴-۱۴: نمودار متقاطع چگالی -نوترون به همراه GR در چاه A ..... ۸۳
- شکل ۴-۱۵: نمودار متقاطع چگالی -نوترون به همراه GR در چاه A ..... ۸۳
- شکل ۴-۱۶: نمودار متقاطع چگالی -نوترون به همراه GR در چاه ..... ۸۴
- شکل ۴-۱۷: نمودار متقاطع چگالی -نوترون به همراه GR در چاه C ..... ۸۴
- شکل ۴-۱۸: نمودار متقاطع پیکت پلات جهت تشخیص مقاومت آب سازندی در چاه A ..... ۸۷
- شکل ۴-۱۹: نمودار متقاطع پیکت پلات جهت تشخیص مقاومت آب سازندی در چاه C ..... ۸۷
- شکل ۴-۲۰: حجم کانی های مشخص شده به صورت نمودار در چاه A و C ..... ۹۱
- شکل ۴-۲۱: نمایش پارامترهای پتروفیزیکی و نگارهای چاه پیمایی در توالی چاه A ..... ۹۲
- شکل ۴-۲۲: نمایش پارامترهای پتروفیزیکی و نگارهای چاه پیمایی در توالی چاه C ..... ۹۳

## فهرست جداول

- جدول ۱-۳: رده‌بندی سکنس‌ها بر اساس مدت‌زمان گسترش ..... ۳۲
- جدول ۱-۴: مقادیر میانگین حجم شیل محاسبه‌شده در چاه A ..... ۷۷
- جدول ۲-۴: مقادیر میانگین حجم شیل محاسبه‌شده در چاه C ..... ۷۷
- جدول ۳-۴: مقادیر محاسبه‌شده میانگین تخلخل مؤثر در چاه A و C ..... ۸۵
- جدول ۴-۴: مقادیر میانگین اشباع آب مؤثر حاصل از روش ایندوئزیا چاه A و C ..... ۸۹
- جدول ۵-۴: مقادیر پاسخ کانی‌های به نمودارهای مختلف ..... ۸۹
- جدول ۶-۴: میزان میانگین حجم انواع کانی‌های در چاه A ..... ۸۹
- جدول ۷-۴: میزان میانگین حجم انواع کانی‌های در چاه C ..... ۸۹
- جدول ۸-۴: مقادیر پارامترهای پتروفیزیکی در سیستم تراکت‌های چاه A ..... ۹۰
- جدول ۹-۴: مقادیر پارامترهای پتروفیزیکی در سیستم تراکت‌های چاه C ..... ۹۰



## فصل اول

### کلیات

## ۱-۱- مقدمه

چینه‌نگاری سکansı علم بررسی ارتباط زایشی بین مجموعه واحدهای رسوبی می‌باشد. از کاربردهای چینه‌نگاری سکانسی در اکتشافات نفت تعیین رخساره‌های مستعد سنگ منشأ، سنگ مخزن و پوش سنگ در مقیاس ناحیه‌ای و در یک حوضه‌ی رسوبی است. در مقیاس منطقه‌ای نیز مطالعات چینه‌نگاری سکانسی و تعیین سیستم تراکتهای مختلف در رده‌های بالاتر و با دقت بیشتر به تعیین گسترش زون‌های باکیفیت مخزنی بالا در یک میدان می‌انجامد. در این مطالعه سازند آسماری با سن الیگومیوسن که شامل توالی‌هایی از ماسه‌سنگ، دولومیت با میان لایه‌هایی از شیل و ماسه‌سنگ آهکی است، مورد بررسی قرار گرفته است.

## ۱-۲- تاریخچه مطالعات چینه‌نگاری سکانسی بر روی سازند آسماری

زیست چینه‌نگاری سازند آسماری برای اولین بار توسط وایند (Wynd, 1965) تدوین گردید. آدامز و بورژوا (Adams and Bourgeois, 1967) نیز ضمن بررسی پژوهش‌های قبلی، ویژگی‌های سنگ‌شناسی و فسیل‌شناسی سازند آسماری را توصیف کرده‌اند.

ملکی خیمه سری (۱۳۷۷) پتروگرافی و محیط رسوبی سازند آسماری در حاشیه شمالی فروافتادگی دزفول را مورد بررسی قرارداد و محیط رسوبی آن را پلتفرم کربناته کم‌عمق از نوع پلتفرم حاشیه‌دار<sup>۱</sup> تشخیص داد.

برای اولین بار مهدی پور (۱۳۸۲) چینه‌نگاری سکانسی و کیفیت مخزنی سازند آسماری میدان شادگان را انجام داد و سه سکانس رسوبی در این سازند تشخیص داد. وی در بررسی کیفیت مخزنی آن چهار زون در این سازند شناسایی نمود که دو زون آن به صورت ماسه‌سنگ‌های دارای بهترین کیفیت مخزنی معرفی شدند که در سیستم تراکت ترازپایین سطح آب دریا (LST)<sup>۲</sup> و سیستم تراکت تراز افت

---

<sup>۱</sup> Rimmed shelf

<sup>۲</sup> Lowstand system tract



(FRST)<sup>۱</sup> تشکیل شده‌اند. دو زون مخزنی کربناته که در سیستم تراکت ترازبالای سطح آب دریا (HST)<sup>۲</sup> و سیستم تراکت پیشرونده (TST)<sup>۳</sup> تشکیل شده‌اند، به دلیل عملکرد فرآیندهای دیاژنزی دارای کیفیت مخزنی پایینی می‌باشند.

امیری (۱۳۸۶) مشخصات سنگ‌شناسی، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکansı سازند آسماری در میدان نفتی هفتکل را مورد بررسی قرارداد. وی محیط رسوبی این سازند را در یک رمپ کربناته با شیب یکنواخت تشخیص داد. در این مطالعه برای سازند آسماری این میدان ۳ سکانس رده سوم شناسایی نمود.

وزیری مقدم و همکاران (۲۰۰۶) به بررسی محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکansı آسماری در مقطع لالی در خوزستان پرداختند و ده ریز رخساره برای این سازند تشخیص دادند و بیان نمودند که محیط رسوبی این سازند یک رمپ کربناته بوده است.

امیرشاهکرمی و همکاران (۲۰۰۷) با بررسی توالی رخساره‌ها و توزیع فرامینفرهای در زیر محیط‌های رسوبی و مطالعات چینه‌نگاری سکansı در سازند آسماری جنوب غرب ایران، دو سکانس رده سوم شناسایی کردند.

اهرنبرگ و همکارانش (Ehrenberg et al., 2007) طی مطالعه سازند آسماری در فروافتادگی دزفول در میدان‌های نفتی مارون، اهواز و بی‌بی حکیمه و برش‌های سطح الا رضی از طاق‌دیس کوه خویز، ۹ مرز سکansı شناسایی کرده‌اند.

بوچم و همکارانش (Buchem et al., 2010) سازند آسماری را از نظر چینه‌نگاری سکansı بررسی کردند و مرز سیستم تراکت‌های تشکیل‌دهنده آن‌ها را شناسایی کردند. همچنین با بررسی رخساره‌های تشکیل‌دهنده سیستم تراکت‌ها، مدل حوضه نهشتی را ساختند و از این طریق مناطق با بهره‌دهی بالا را مشخص نمودند.

---

<sup>۱</sup> Falling sea-level system tract

<sup>۲</sup> Highstand system tract

<sup>۳</sup> Transgressive system tract

الله کرم‌پور و همکاران (۲۰۱۰) با بررسی مقاطع نازک سازند آسماری در شمال گچساران ده ریزرخساره مربوط به چهار محیط رسوبی دریای باز، ساحلی، لاگون و جزر و مدی شناسایی کردند. با استفاده از مطالعات چین‌نگاری سکansı و توالی رخساره‌ها سه سکانس شناسایی کردند. رعیت پیشه (۱۳۹۰) ریز رخساره‌ها، محیط رسوبی و چین‌نگاری سکansı سازند آسماری در میدان نفتی مارون را مورد بررسی قرار داد.

مغفوری مقدم (۲۰۱۳) با بررسی توالی رخساره‌ها و ریز رخساره‌های شناسایی شده سازند آسماری در چاه شماره پنج میدان زیلایی، سه سکانس رده سوم شناسایی کرد. وحید توکلی (۱۳۹۳) با استفاده از انحراف معیار گاما و آنالیزهای ساده و اولیه ریاضی توانست مرز واحدهای سکansı در سازندهای کربناته را به‌طور دقیق مشخص کند.

میرمرقابی و همکاران (۱۳۹۳) چین‌نگاری سکansı بخش‌های پایینی سازند آسماری در میدان نفتی مارون را با استفاده از آنالیز ریز رخساره‌ها<sup>۱</sup>، نقشه‌های هم‌سنگی<sup>۲</sup> و نمودار گاما تفسیر کردند و به این نتیجه رسیدند که رسوبات ماسه‌سنگی بخش‌های پایینی سازند آسماری میدان نفتی مارون توسط سیستم دلتایی در طول حاشیه جنوب غربی حوضه گسترش پیدا کرده و دائماً تحت تأثیر تغییرات سطح آب دریا بوده‌اند. آنالیز چین‌نگاری سکansı آن‌ها منجر به شناسایی سه سکانس رسوبی رده سوم در چاه‌های مورد مطالعه شده است.

نیسی (۱۳۹۴) به بررسی محیط رسوبی و چین‌نگاری سکansı سازند آسماری در میدان نفتی قلعه نار پرداخت و ۹ ریز رخساره شناسایی کرد که در محیط‌های جزر و مدی، لاگون، سدی و دریای باز نهشته شده‌اند. هم‌چنین با مطالعات چین‌نگاری سکansı با استفاده از نرم‌افزار سکانس یاب سیکلولاگ ۷ مرز سکansı را شناسایی کردند.

شب افروز و همکاران (۲۰۱۵) توزیع رخساره‌ها در پلتفرم کربناته و چین‌نگاری سکansı سازند

---

<sup>۱</sup> Microfacies

<sup>۲</sup> Isolith Maps

آسماری در جنوب شرقی منطقه ایزه را مورد بررسی قرار دادند.

حیدریان (۱۳۹۶) رخساره‌ها، محیط رسوبی، دیاژنز، چینه‌نگاری سکانسی و کیفیت مخزنی سازند آسماری در چاه شماره ۲ میدان چهار بیشه را مورد بررسی قرارداد. بر اساس مطالعات پتروگرافی ۱۵۳ برش نازک تهیه شده از ۴۲۴/۵ متر توالی سازند آسماری در چاه مورد مطالعه، تعداد ۱۶ رخساره شناسایی کرد؛ و همچنین نشان داد این رخساره‌ها در یک پلتفرم رمپ کربناته در چهار زیر محیط پهنه جزر و مدی، لاگون نیمه محصور، سد و دریای باز ته‌نشین شده‌اند. با توجه به تغییرات عمودی رخساره‌ها و انطباق آن با نگار گاما، تعداد ۵ سکانس رسوبی شناسایی کرد.

### ۱-۳- اهداف مطالعه

هدف اصلی این مطالعه تجزیه و تحلیل کیفیت مخزنی و تعیین زون‌هایی با کیفیت بالا در تعدادی از چاه‌های میدان مورد نظر در چارچوب چینه‌نگاری سکانسی است. به‌طور کلی می‌توان اهداف این تحقیق را به‌صورت زیر بیان کرد:

۱. تعیین سکانس‌های رسوبی، سیستم تراکتهای اصلی و آنالیز چینه‌نگاری سکانسی

۲. بررسی کیفیت مخزنی با استفاده از نمودارهای پتروفیزیکی

۳. با انطباق نتایج مربوط به بررسی‌های کیفیت مخزنی و یافته‌های حاصل از بررسی‌های چینه‌نگاری سکانسی، ارتباط آن‌ها مورد ارزیابی قرار می‌گیرد و در نهایت گسترش زون‌هایی با کیفیت مخزنی بالا در هریک از سیستم تراکته‌ها در کل میدان تعیین خواهد شد. به عبارت دیگر هدف این مطالعه بررسی اثر تغییرات نسبی سطح آب دریا در کنترل کیفیت مخزنی سازند آسماری در میدان مورد نظر است.

### ۱-۴- روش مطالعه و داده‌های موجود

چینه‌نگاری مرسوم بیشتر در ارتباط با داده‌های به‌دست‌آمده از مطالعات رخنمون‌های سطحی و یا اطلاعات زیرسطحی شامل مغزه و خرده‌های حفاری، مقاطع لرزه‌نگاری و اندازه‌گیری‌های پتروفیزیکی و یا نمودارهای چاه‌پیمایی هستند (Rawson, 2001). اساس این مطالعه نیز مبتنی بر داده‌های مربوط به نمودارهای چاه‌پیمایی (به‌خصوص نمودار نگار گاما و صوتی)، مقاطع نازک مربوط به مغزه و خرده‌های

حفاری است که در چاه‌های میدان موردنظر موردبررسی قرار گرفته‌اند. به‌طور کلی می‌توان مراحل انجام این تحقیق را به مطالعات کتابخانه‌های و مطالعات پتروگرافی و نمودارهای چاه پیمایی تقسیم نمود. در مطالعات کتابخانه‌ای برای دستیابی به اهداف مطالعه از منابعی از جمله کتب، مقالات، پایان‌نامه‌های مرتبط و گزارش‌های شرکت نفت فلات قاره استفاده گردیده است. با بررسی توالی‌های رخساره‌ای و مطالعات پتروگرافی، سکانس‌های رسوبی و سیستم تراکت‌ها را مشخص نموده‌ایم. با توجه به اینکه داده‌های لرزه‌ای قدرت تفکیک واحدهای رسوبی با ضخامت کمتر از ۵۰ متر را ندارند از نگارهای پتروفیزیکی استفاده کرده و توسط الگوریتم توکلی (۱۳۹۳) نگارها را آنالیز و سکانس‌ها و سیستم تراکت‌ها را شناسایی کردیم. سپس سکانس‌های شناسایی شده در روش الگوریتم توکلی (۱۳۹۳) با سکانس‌های مشخص شده در توالی رخساره‌ها مطابقت داده شد.

پس از تعیین سیستم تراکت‌های مختلف، با استفاده از نگارهای پتروفیزیکی عوامل کنترل‌کننده‌ی کیفیت مخزن مانند اشباع آب، حجم شیل، تخلخل و تراوایی در هر یک از سیستم تراکت‌ها بررسی شده است. از نرم‌افزار Geolog برای آنالیز و ارزیابی کیفیت زون‌های مخزنی استفاده شده است. در نهایت ارتباط بین زون‌های مخزنی و سیستم تراکت‌های مختلف بررسی شده و گسترش زون‌های مخزنی در هر یک از سیستم تراکت‌ها در کل میدان تعیین شد.

#### ۱-۵- ضرورت انجام مطالعه

ضرورت مطالعات چینه‌نگاری سکانشی در سال‌های اخیر بر روی میادین مختلف هیدروکربوری به دلیل نیاز به پیش‌بینی توزیع مؤلفه‌های پتروفیزیکی و درک گسترش رخساره‌های به وجود آورنده سنگ منشأ، مخزن و سنگ پوش مخازن هیدروکربوری اجتناب‌ناپذیر است (امینی، ۱۳۸۸).

#### ۱-۶- ساختار پایان‌نامه

این پژوهش در ۵ فصل تدوین شده است که در فصل اول دارای عناوین تعریف مساله، اهداف و روش‌های مطالعه و ضرورت انجام مطالعه است که مطالب مربوطه ارائه گردیده است. در فصل دوم به زمین‌شناسی سازند میدان موردنظر پرداخته شده است. در فصل سوم به بررسی مواد و روش‌ها در

راستای اهداف پایان نامه پرداخته شده است. در فصل چهارم نتایج و بحث پیرامون نتایج و کیفیت مخزنی در راستای چینهننگاری سکانسی موردبررسی قرار گرفته است. در فصل پنجم نتایج و پیشنهادها ارائه شده است.



## فصل دوم

زمین‌شناسی سازند

آسماری

خلیج فارس حوضه‌ای تکتونیکی مربوط به اواخر پلیوسن تا پلیستوسن بوده که مورفولوژی آن به شدت تحت تاثیر عوامل تکتونیکی قرار گرفته است (Purser, 1973). موقعیت زمین‌شناسی خلیج فارس به طور خلاصه نتیجه تجمع پیوسته رسوبات از زمان پالئوزوئیک به بعد است. سازند آسماری به صورت زیر سطحی در خلیج فارس گسترش دارد. در این مطالعه سازند آسماری یکی از میادین جنوب ایران مورد بررسی قرار گرفته است. این سازند جوان‌ترین سنگ مخزن پهنه زاگرس با سن الیگوسن پسین - میوسن پیشین است و با توجه به اهمیت مخزنی آن مطالعات فراوانی از دیدگاه‌های مختلف از جمله چینه‌شناسی، فسیل‌شناسی، خصوصیات مخزنی، دیاژنز و... بر روی آن انجام شده است. مرز بالایی این سازند با سازند گچساران و مرز زیرین با سازند جهرم هم‌شیب شده است. قسمت بالایی سازند آسماری ماسه‌سنگی و قسمت پایین آن کربناته است. از نگاه زیست چینه‌ای نیز این سازند به سه واحد «آسماری پایینی» به سن الیگوسن، «آسماری میانی» به سن میوسن پیشین (اکی تانین) و آسماری بالایی به سن میوسن پیشین (بوردیگالین) تقسیم می‌شود. ولی این تقسیم‌بندی در همه جا دیده نمی‌شود (آقا نباتی، ۱۳۸۳).

## ۲-۲- زمین‌شناسی خلیج فارس

خلیج فارس در ۲۴ تا ۳۰ درجه و ۳۰ دقیقه عرض شمالی و ۴۸ تا ۵۶ درجه و ۲۵ دقیقه طول شرقی از نصف‌النهار گرینویچ قرار دارد و فرونشست تکتونیکی کم‌عمقی است که در اواخر دوره ترشیری در بخش جنوبی چین‌خوردگی زاگرس تشکیل شده است (Purser, 1973) اما محور و روند اصلی آن در زمان پلیو - پلیستوسن در اثر چین‌خوردگی زاگرس شکل گرفته است.

این حوضه نامتقارن بوده و شیب یال عربی آن از شیب یال ایرانی کمتر و عمیق‌ترین قسمت‌های آن در نزدیکی سواحل ایران قرار دارد. اگرچه بیشتر نواحی این حوضه بین ۷۰ تا ۹۵ متر عمق دارد، ولی اعماق تا حدود ۱۶۵ متر نیز گزارش شده است.

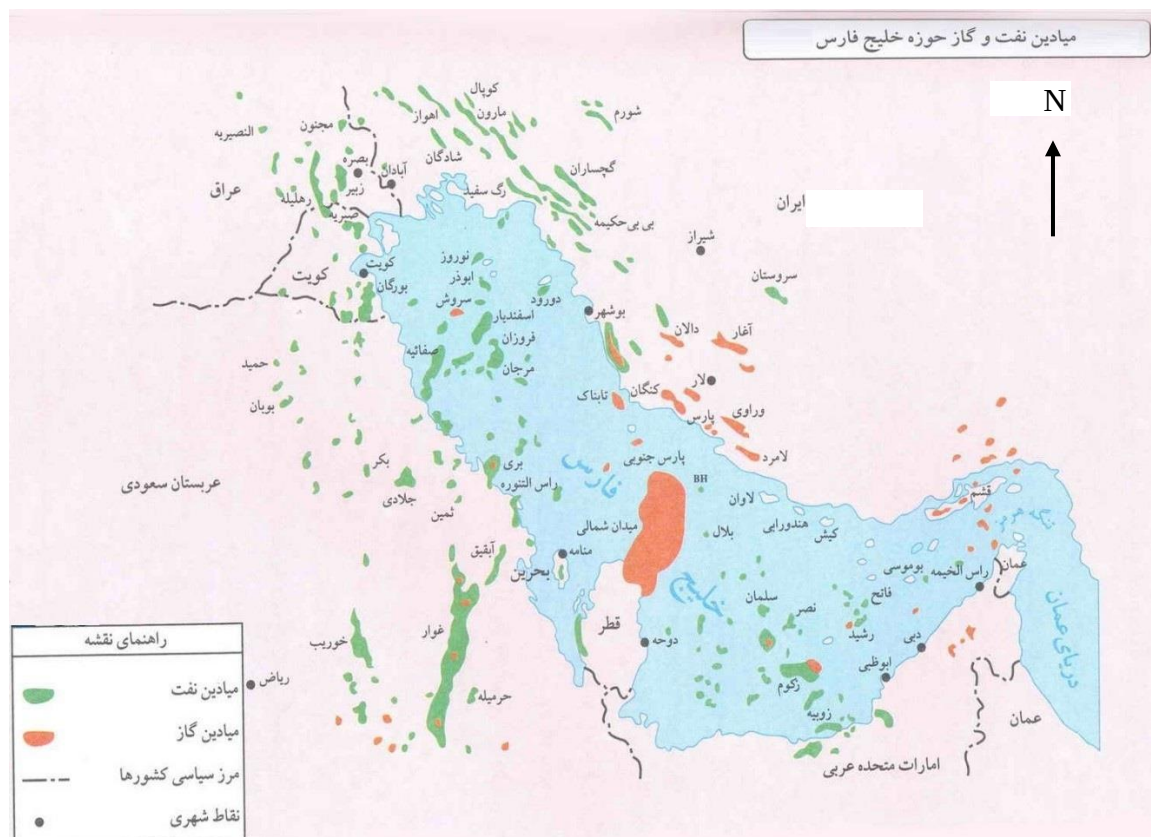
خط القعر خلیج فارس که در طول آن قرار گرفته است آن را به لحاظ زمین‌شناسی به دو بخش پایدار



عربی در جنوب و بخش ناپایدار چین خورده ایرانی تقسیم می‌کند. برخورد ساختارهای کرانه‌ی عربی و رشته کوه زاگرس، توپوگرافی زیردریایی خلیج فارس را تشکیل می‌دهد. اگرچه شیب بستر بسیار آرام است، ولی حدود ۲۰ جزیره و تعدادی پشته‌های کوتاه و بلند زیردریایی در آن وجود دارد که بی‌هنجاری‌های توپوگرافی را تشکیل می‌دهند. جزایر ایرانی خلیج فارس از نظر شکل کلی یا به‌صورت پشته‌های کشیده و موازی ساحل و یا کم‌وبیش دایره‌ای شکل هستند (آقا نباتی، ۱۳۷۸).

حوضه‌ی خلیج فارس یکی از غنی‌ترین حوضه‌های هیدروکربوری جهان به شمار می‌رود. این حوضه توسط میداین بزرگ نفت و گاز حوضه‌ی زاگرس در شمال و میداین بسیار بزرگ کشورهای حاشیه جنوبی خلیج فارس احاطه شده است (مددی ۱۳۷۵).

در شکل (۱-۲) نمایی کلی از میداین نفت و گاز حوضه‌ی خلیج فارس و همچنین مرزهای آن با کشورهای عربی در جنوب حوضه و زاگرس ایران در شمال آن نمایش داده شده است.



شکل ۱-۲: نقشه جامع میداین نفت و گاز خلیج فارس (مرکز مطالعات خلیج فارس، ۱۳۹۲)

## ۳-۲- مختصری از تاریخچه محیط رسوبی و تکتونیکی زاگرس و خلیج فارس

در قسمت اعظم پرکامبرین و اوایل کامبرین بخش عمده زاگرس و خلیج فارس امروزی با نهشته شدن ضخامت زیادی از تبخیرها مواجه بوده است. صفحه عربی و صفحه ایران در ابتدا به سپر آفریقا متصل بوده و تشکیل یک شبه قاره مشترک را داده بودند. در ابتدای کامبرین در شمال و شرق این شبه قاره یک حوضه رسوبی بزرگ به نام نئوتتیس ایجاد گردیده است. در طی پالئوزوئیک، مزوزوئیک و آغاز سنوزوئیک توالی‌های نسبتاً ضخیم و باریکی از رسوبات نسبتاً مسطح و بدون چین خوردگی در این دریای حاشیه‌ای وسیع که در حاشیه‌ی صفحه عربی حضور داشته است و به‌طور آرام و پیوسته در حال فرونشست بوده است ته‌نشین می‌شده‌اند (Chapman, 1978).

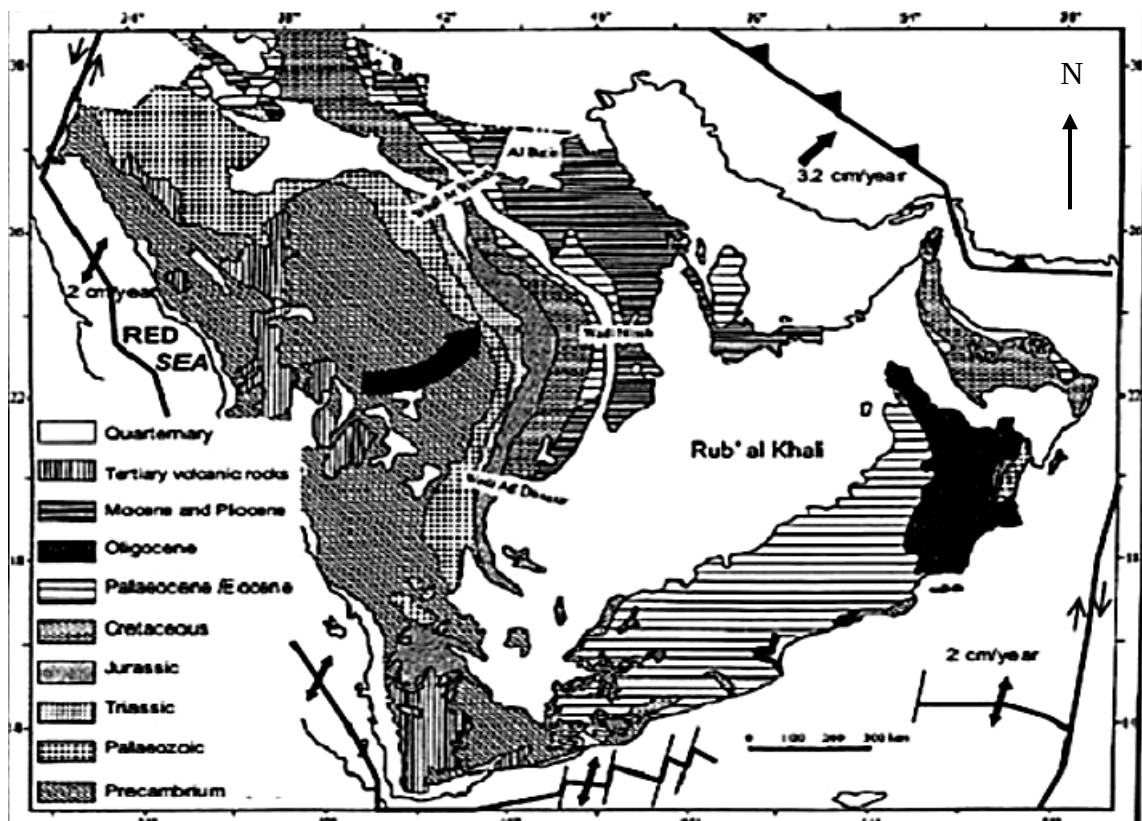
در زمان اردوئیسین، سیلورین و احتمالاً دونین شرایط دریایی کم‌عمقی بر روی فلات حکم‌فرما بوده است. به دنبال دونین، دگر شیبی ناحیه‌ای در اثر بالا آمدن منطقه در کربونیفر تا اوایل پرمین ایجاد می‌گردد. پیشروی دریای پرمین در منطقه منجر به نهشته شدن کربنات‌ها می‌گردد. رسوبات تریاس متشکل از سکانس تبخیری و دولومیت در بخش ساحلی خلیج فارس در ادامه حوضه تبخیری عربستان ایجاد می‌گردد.

سیکل‌های رسوبی متعددی در سکانس تریاس نواحی ساحلی خلیج فارس مشاهده می‌گردد که شروع هریک با کربنات‌های دریایی کم‌عمق و پایان آن با انیدریت‌های محیط همراه است. رسوبات کربناته در وسعت زیادی در منطقه فلات قاره این حوضه در طی دوران دوم تشکیل می‌گردد (لک، ۱۳۹۲).

کمان قطر- فارس (Qatar- Fars Arch) در ابتدای کرتاسه در نتیجه‌ی فعالیت گسل‌های پی‌سنگی در مرکز خلیج فارس با روند شمالی-جنوبی تشکیل و باعث تقسیم حوضه‌ی رسوبی و کم‌عمق شدن حوضه و تأثیر بر روند رسوب‌گذاری می‌شود.

در اواخر کرتاسه حرکات کوهزایی مربوط به اولین مرحله‌ی کوهزایی آلپی رخ داده است. هم‌گرایی بین صفحات ایرانی و عربی از زمان کرتاسه آغاز و این هم‌گرایی بین دو صفحه در زمان‌های مختلف نرخ‌های متنوعی داشته است که در دو مرحله به بالاترین میزان خود رسیده است. اولین مرحله در

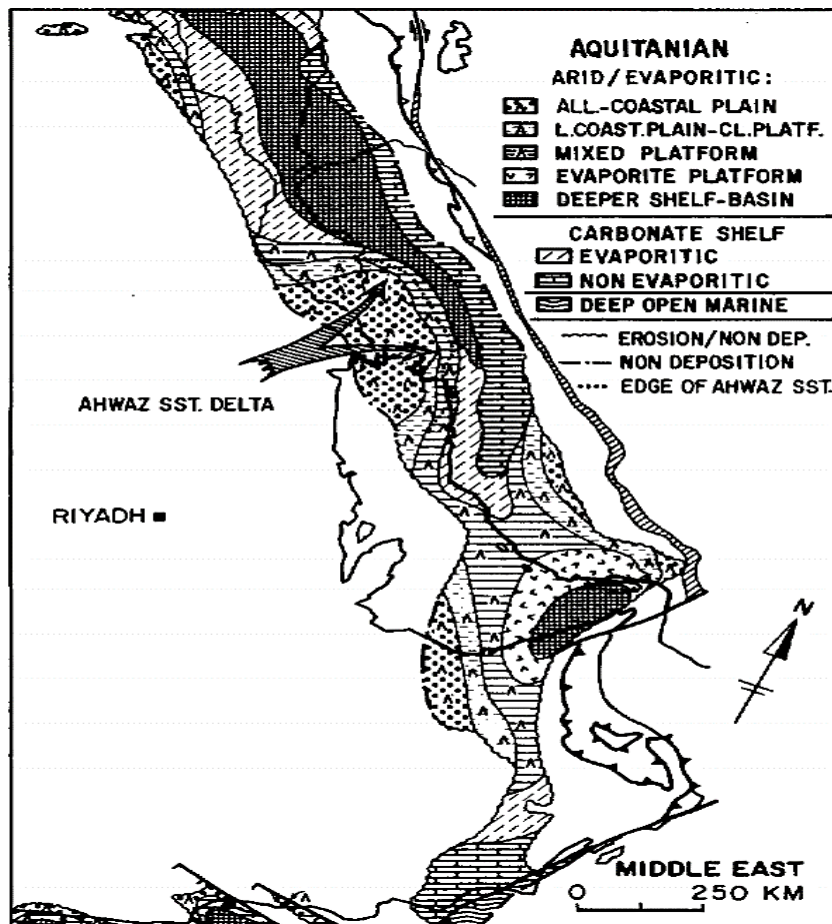
انتهای کرتاسه رخ داده است که باعث بسته شدن نئوتتیس (Ziegler, 2001) و در نهایت باعث ایجاد برجستگی زاگرس شده است (Falcon, 1974) و مرحله‌ی دوم با شدت بیشتری در اواسط ترشیاری رخ داده است. در زمان این فعالیت‌ها صفحه‌ی عربی شروع به جدا شدن از سیر آفریقا در امتداد سیستم‌های ریفی حاشیه آفریقا نموده است. صفحه‌ی عربی با یک چرخش آرام در جهت عکس حرکت عقربه‌های ساعت به سمت شمال غرب شروع به حرکت نموده است. این فرآیند باعث فروانش این صفحه به زیر صفحه‌ی ایران شده است (شکل ۲-۲).



شکل ۲-۲: حرکات تکتونیکی صفحه عربی و فروانش این صفحه به زیر صفحه‌ی ایران (Chapman, 1978)  
 فاز اصلی فعالیت تکتونیکی در ناحیه خلیج فارس با باز شدن (تریاس) و بسته شدن (کرتاسه بالایی تا پالئوژن) جنوب نئوتتیس در ارتباط بوده است. شکل مشخص ساختمان‌ها، توأم با تکوین سنگ منشأ، سنگ مخزن و سنگ پوش منجر به ایجاد بهترین شرایط برای تجمع هیدروکربور به مقدار زیاد در سنگ‌های پرمین، ژوراسیک، کرتاسه و الیگومیوسن گردید (Ghazban, 2007).

در انتهای الیگوسن - میوسن آغازی (شکل ۲-۳) گسترش حوضه‌ی رسوبی کم‌تر گردید. حوضه‌ای

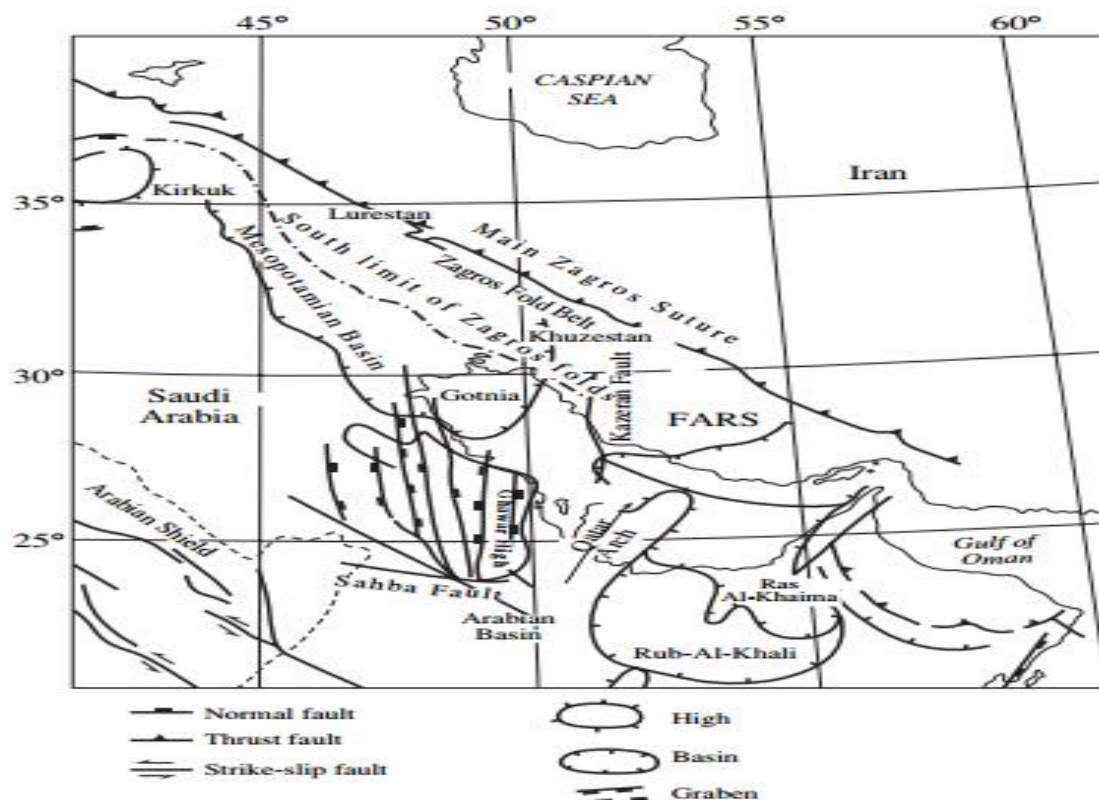
باریک با روند شمال غربی - جنوب شرقی وجود داشت که در حاشیه‌ی آن مواد تخریبی و تبخیری و در مرکز، شیل‌ها و مارن‌های عمیق نهشته شدند. ماسه‌سنگ‌های غار یا ماسه‌سنگ‌های اهواز از جانب غرب (سپر عربی) به‌صورت نهشته‌های دلتایی به‌طرف شمال و شمال شرق گسترش یافتند. تدریجاً بر اثر عمیق شدن حوضه، رسوبات دریایی کم‌عمق (سازند آسماری) نهشته شدند. در شروع و یا آغاز میوسن، محیط کربناته آسماری یک ناحیه‌ی وسیع‌تری را در برمی‌گیرد (به علت افزایش نسبی سطح آب دریا) و به‌سوی سپر عربی نیز گسترش می‌یابد. در این هنگام مناطق شمالی خلیج فارس امروزی را شرایط باتلاقی فراگرفته بود و ماسه‌سنگ‌های دلتایی اهواز از سوی غرب و جنوب غرب با جریان و شدت بیشتر و تقریباً بدون توقف، به‌سوی شمال شرق جریان داشته است (Murriss, 1980).



شکل ۲-۳: محیط رسوبی الیگوسن - میوسن آغازی (Murriss, 1980)

حوضه‌ی خلیج فارس در صفحه عربی بین سپر عربی در غرب و کوه‌های توروس در شمال و کمر بند کوهزایی زاگرس در شرق و شمال شرقی قرار گرفته است. علاوه بر دشت‌های عربستان، این حوضه شامل

مناطق آبی خلیج‌های فارس و عمان است. در پایان دوره پالئوزوئیک این حوضه شاهد منشا چندین عنصر ساختاری بوده است، که شامل تراف گوتنیا در شمال (عراق و سوریه)، تراف عربی در بخش مرکزی حوضه (عربستان سعودی، شاخه شمالی خلیج فارس و بحرین) و روب الخالی در امارات متحده عربی است (Konyuhov et al., 2006).



شکل ۲-۴: نقشه تکتونیکی منطقه‌ی خلیج فارس و زاگرس (Konyuhov et al., 2006)

## ۲-۴- گسترش چینه‌شناسی و رخساره‌های سنگی سازند آسماری در خلیج فارس

اولین مرتبه نام سازند آسماری توسط بوسک و مایو (Busk and Mayo, 1918) به سن کرتاسه - ائوسن اطلاق شده است، سپس واحد آهکی نومولیت دار را به این ردیف اضافه کردند و آن را سنگ آهک آسماری با سن الیگوسن تعریف کردند. توماس (Thomas, 1984) سن سازند آسماری را الیگوسن- بوردیگالین بیان کرد و آن را سه بخش آسماری زیرین با سن الیگوسن، آسماری میانی به سن اکی تانین و آسماری بالایی به سن بوردیگالین تقسیم کرد. بخش ماسه‌سنگی سازند آسماری (غار) در مقطع تیپ

چاه اهواز متشکل از تناوب ماسه‌سنگ‌هایی با سیمان کلسیت یا دولومیت، سنگ‌آهک ماسه دار و مقدار کمی شیل به سن الیگوسن تا میوسن تحتانی است. در چاه اهواز این ماسه‌سنگ‌ها بر روی آهک‌های دولومیتی آسماری تحتانی با سن الیگوسن قرار گرفته است. آهک آسماری در مقطع تیپ واقع در یال جنوب غربی کوه آسماری، تنگه گل‌ترش شامل ۳۱۴ متر سنگ‌های آهکی کرم با قهوه‌ای کم‌رنگ است که انیدریت‌های سازند گچساران به‌طور هم‌شیب بر روی آن و شیل‌ها و مارن‌های پابده به‌طور هم‌شیب در زیر آن قرار گرفته‌اند. در مقطع تیپ فقط آسماری میانی و فوقانی موجود است و آسماری تحتانی توسط مارل‌های پابده جایگزین گردیده است (شکل ۲-۵). سنگ‌آهک آسماری در ناحیه‌ی تنگه‌ی هرمز به اسم سنگ‌آهک خمیر شناخته‌شده که متشکل از کربنات‌های کم‌عمق دریایی است و عمدتاً در الیگوسن نهشته شده است. آسماری فوقانی با سن میوسن تحتانی به‌طرف شمال بندرعباس به تبخیرهای رازک تبدیل می‌شود. ضخامت آسماری در خلیج‌فارس تغییرات بسیاری دارد (به‌خصوص در تنگه‌ی هرمز به دلیل رشد گنبدهای نمکی). بهره‌دهی سازند آسماری در خشکی بیشتر از طریق شکستگی‌ها انجام گرفته است. عدم وجود شکستگی در ماسه‌سنگ‌های غار، به دلیل وجود ماسه‌سنگ‌های سست و بدون سیمان بوده است. ضخامت غار - آسماری به‌طور چشم‌گیری به‌طرف شمال غرب و غرب خلیج‌فارس افزایش می‌یابد. منشأ رسوبات این سازند از طرف غرب و شمال غرب بوده و در انتهای الیگوسن ماسه‌سنگ‌های غار به‌صورت دلتای گسترده‌ای به‌طرف شمال شرق و جنوب شرق، به وسعت تقریبی ۲۰۰ کیلومتر از سیر عربستان گسترش یافت و به‌طور تدریجی به کربنات‌های کم‌عمق آسماری تبدیل گردیده است (Wells A.J, 1967).

## ۲-۵- بخش‌های سازند آسماری در میدان مورد مطالعه

سازند آسماری در چاه‌های میدان مورد مطالعه به دو رخساره‌ی ماسه‌ای و کربناته به شرح ذیل قابل تقسیم است.

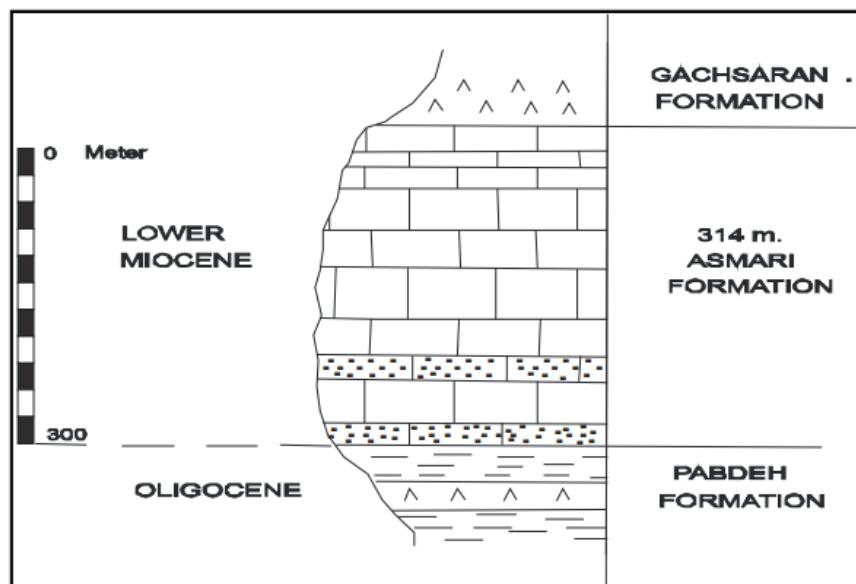


## ۲-۵-۱- بخش ماسه‌سنگی غار

این بخش که از نظر سنی (میوسن) معادل بخش ماسه‌سنگی اهواز است یکی از بخش‌های مخزنی شناخته‌شده در ناحیه خلیج فارس را تشکیل می‌دهد که عمدتاً از ماسه‌سنگ‌های کوارتزی ریزدانه باسیمان دولومیتی همراه با لایه‌های نازکی از دولومیت‌های ریزبلور ماسه‌ای، گاهی فسیل دار، قهوه‌ای کم‌رنگ و همچنین تکه‌هایی از ندول‌های انیدریتی به انضمام لایه‌های نازکی از شیل سبزرنگ تشکیل گردیده است. از قسمت میانی به پایین، بر مقدار دولومیت‌های ماسه‌ای و همچنین شیلی افزوده می‌شود.

## ۲-۵-۲- بخش کربناته آسماری

قسمت فوقانی این بخش از دولومیت‌های قهوه‌ای روشن تا خاکستری، متخلخل حفره‌دار (Vuggy) به همراه ندول‌های انیدریتی و میان لایه‌های شیلی، ماسه‌ای، بعضاً سیلتی تشکیل شده است. در این منطقه بخش ماسه‌سنگی و بخش کربناته سازند آسماری توسط یک لایه شیلی به ضخامت حدود ۴ متر از یکدیگر جدا می‌شوند.



شکل ۲-۵: نمای برش نمونه سازند آسماری در تنگ گل ترش کوه آسماری، برگرفته از (James and Wynd, 1965).

## ۲-۶- سازند تبخیری گچساران (پوش سنگ)

این سازند مجموعه‌ای از ژئوپس و انیدریت در قسمت فوقانی است که در بین آن‌ها رگه‌هایی از رس قرمز رنگ و مارن‌های خاکستری و آهک‌رس دار نیز دیده می‌شود. در قسمت میانی به‌طور عمده نمک به همراه لایه‌های نازکی از مارن خاکستری و انیدریت وجود دارد که می‌توان آن را معادل بخش ۴ سازند گچساران در نظر گرفت. در قسمت تحتانی، تناوبی از مارن خاکستری، انیدریت و لایه‌هایی از آهک پیش‌بینی می‌شود (مطیعی، ۱۳۷۲).

لایه‌ی ضخیمی از تبخیری‌ها، در نزدیکی قاعده‌ی سازند گچساران به‌عنوان پوش‌سنگی برای مخازن هیدروکربوری واحدهای زیرین ماسه‌سنگ غار و بخش آهکی سازند آسماری به‌حساب می‌آید (Alavi, 2004).

## ۲-۷- مشخصات سازند آسماری در چاه A میدان مورد مطالعه

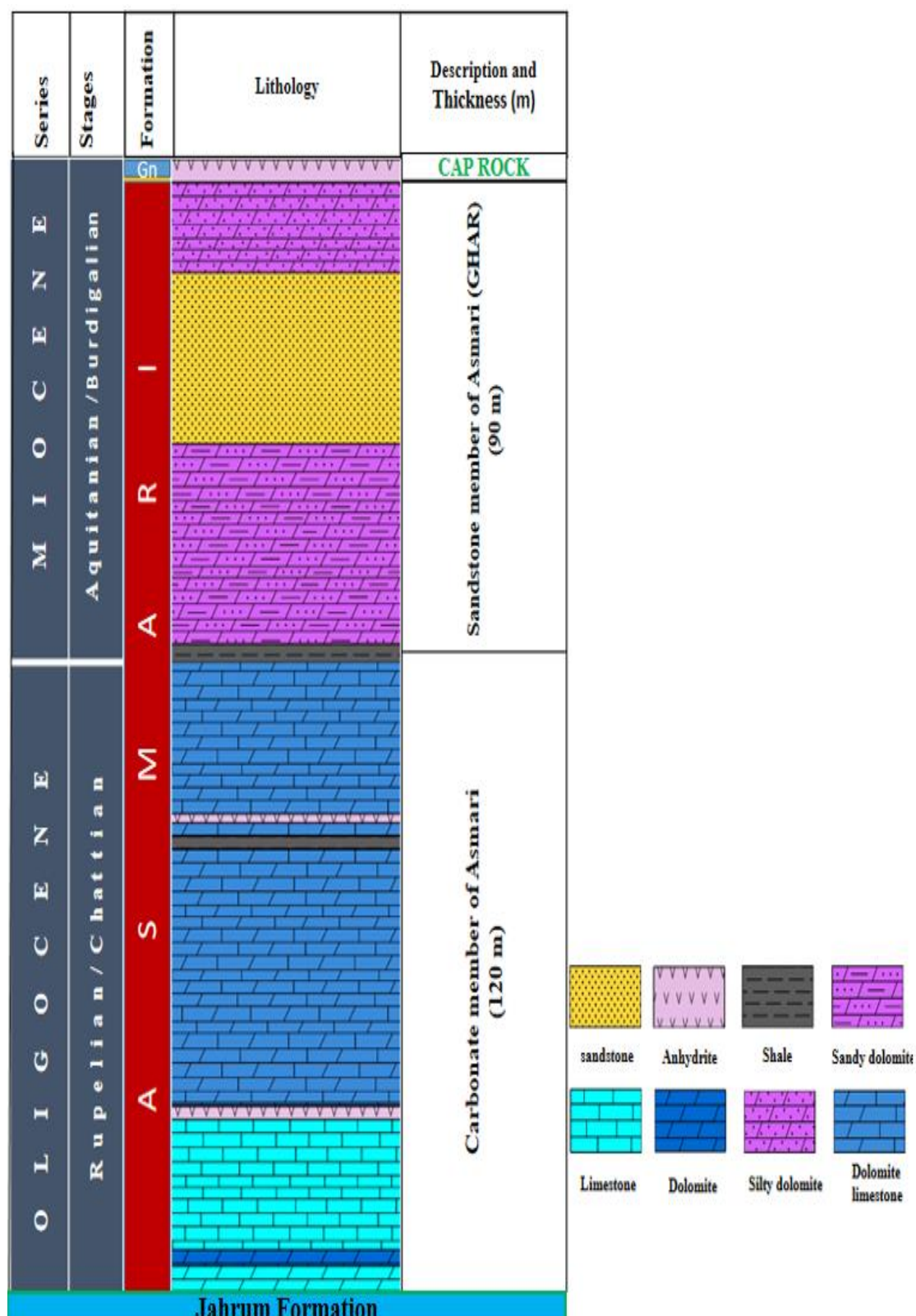
سازند آسماری در میدان موردنظر در این مقطع به ضخامت ۲۱۰ متر مورد مطالعه قرار گرفت. بخش غار در این چاه متشکل از شیل، لایه‌های ماسه‌سنگی با دانه‌بندی ریز تا متوسط کوارتز و در مواردی به‌طور متوسط تا ضعیف سیمانی شده از جنس آهکی و دولومیت و یا شواهدی از نفت آغشتگی و میان لایه‌های دولومیت و انیدریت است. بخش بالایی غار از دولومیت و میان لایه‌های ماسه‌ی کوارتزی و شیل به ضخامت ۱۴ متر است. بخش میانی ماسه سنگ کوارتزی به ضخامت ۳۴ متر و بخش پایینی سازند دولومیتی بامیان لایه‌های شیلی به ضخامت ۴۱ متر است و کل بخش ماسه‌سنگی غار حدود ۹۰ متر ضخامت دارد. بخش کربناته در این مقطع از آهک‌های دولومیتی، دولومیت، آهک و میان لایه‌های نازک شیل و انیدریت تشکیل شده است. این بخش حدود ۱۲۰ متر ضخامت دارد (شکل ۲-۶).

## ۲-۸- مشخصات سازند آسماری در چاه C میدان مورد مطالعه

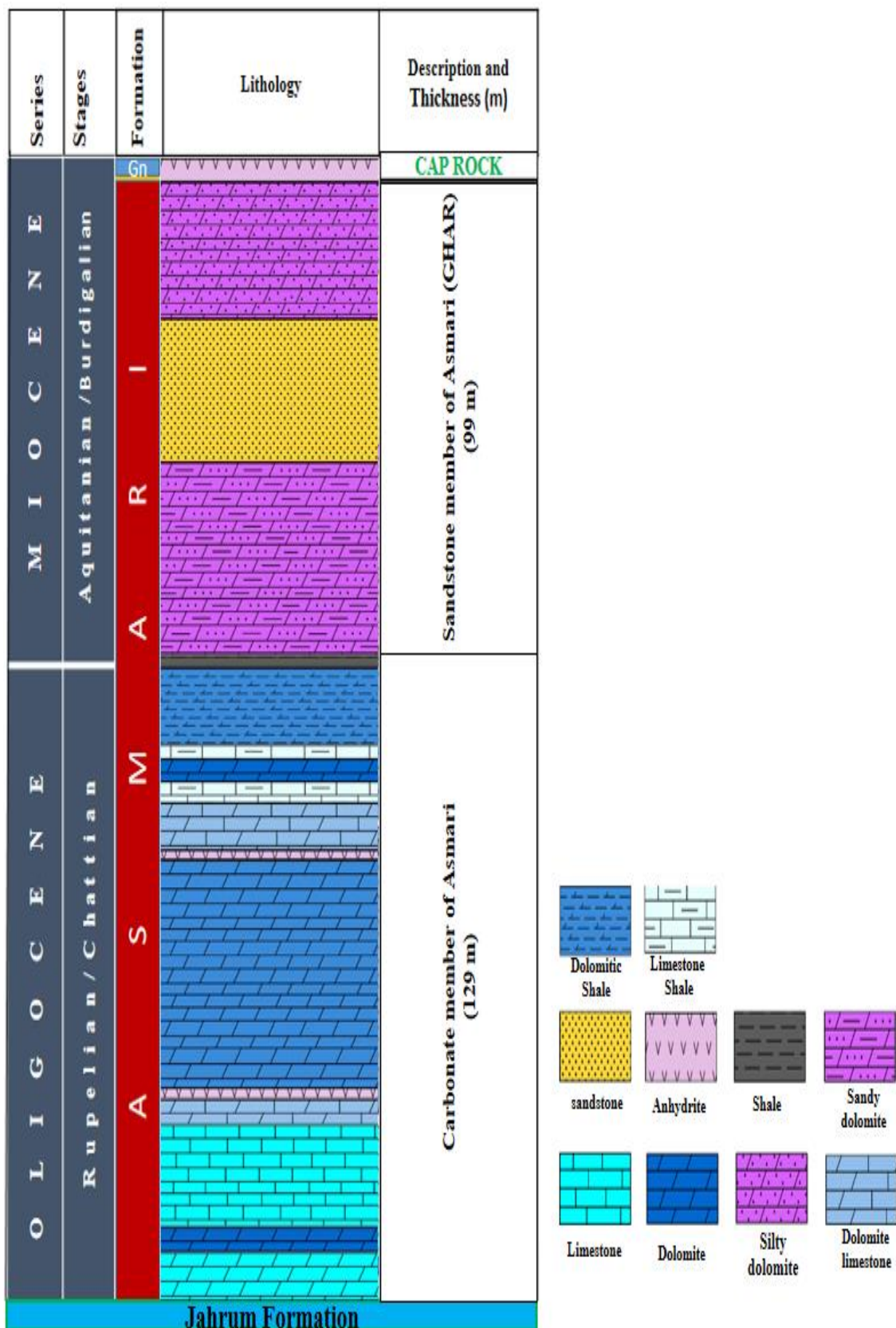
سازند آسماری در میدان موردنظر در این مقطع به ضخامت ۲۲۸ متر مورد مطالعه قرار گرفت. بخش ماسه‌سنگی غار سازند آسماری با ۹۹ متر ضخامت، از لایه‌های ماسه‌سنگی با دانه‌بندی ریز تا متوسط



کوارتز و میان لایه‌هایی از شیل، انیدریت، دولومیت و بعضاً آهک تشکیل شده است. بخش کربناته آسماری نیز در این مقطع با ۱۲۹ متر ضخامت دارد که بیشتر از دولومیت و کلسیت تشکیل شده است. در بخش کربناته میان لایه‌هایی از شیل و انیدریت به صورت نازک نیز وجود دارد (شکل ۲-۷)



شکل ۲-۶: ستون لیتولوژی چاه A



شکل ۲-۷: ستون لیتولوژی چاه C



## فصل سوم

روش‌های مورد مطالعه

در بررسی چینه‌نگاری

اسلوس (Sloos, 1949) اولین بار واژه‌ی سکانس را برای واحدهای سنگی با مقیاس بزرگ یا واحدهای لیتواستراتیگرافی که با ناپیوستگی‌های اصلی که در کراتون آمریکای شمالی گسترش داشتند عنوان کرد. چینه‌نگاری سکانسی یکی از عوامل کاربردی در زمین‌شناسی رسوبی است که در تجزیه و تحلیل رخساره‌ها و توالی‌های رسوبی به‌طور گسترده مورد استفاده قرار گرفته است. مزیت چینه‌نگاری سکانسی استفاده حداکثری آن از شاخه‌های زمین‌شناسی و تلفیق نتایج آن‌ها با یکدیگر است (Catoneanu, 2006). چینه‌نگاری سکانسی، مطالعه و بررسی واحدهای رسوبی است که این واحدها دارای ارتباط ژنتیکی و زایشی با یکدیگرند و توسط ناپیوستگی‌ها با پیوستگی‌های هم‌ارز محدود شده است (امینی، ۱۳۸۸). پیدایش علم چینه‌نگاری سکانسی دریچه‌ای جدید در نگرش به حوضه‌های رسوبی و بازسازی شرایط محیطی در آن‌ها گشوده است. در این پژوهش‌ها چون گسترش واحدهای رسوبی در زمان و مکان و در ارتباط با تغییرات سطح نسبی آب دریا (برآیند تاثیر ائوستازی، تغییرات کف حوضه و تامین رسوب) صورت می‌گیرد، امکان شناسایی افق‌ها مستعد مخزن، منشأ و پوش سنگ بهتر فراهم می‌شود. از این‌رو است که این علم در پی‌جویی‌های اکتشافی و شناسایی افق‌های مستعد مخزن و منشأ در پژوهش‌های زمین‌شناسی نفت جایگاه ویژه‌ای پیدا کرده است (امینی، ۱۳۸۸). این علم بر مبنای نیازی که متخصصان اکتشافات هیدروکربنی در بررسی واحدها و تعیین مرزهای مخزنی داشته‌اند ابداع شد. جهت تعیین در این نوع مطالعات از ابزارهای گوناگونی استفاده می‌شود که در این میان مغزه‌ها اصلی‌ترین نوع آن‌ها محسوب می‌شوند، اما به دلایلی مانند هزینه بالا، آماس دیواره چاه و سست بودن جداره و سنگ‌های دیواره چاه، تهیه مغزه‌ها در بیشتر موارد امکان‌پذیر نیست. در مقابل داده‌های چاه‌نگاری از بیشتر مخازن و در بازه عمقی وسیع‌تری از چاه حفاری‌شده وجود دارند، بنابراین نمودارهای چاه‌پیمایی یکی از اصلی‌ترین منابع برای مطالعات مخزنی و از آن جمله چینه‌نگاری سکانسی محسوب می‌شوند (امینی، ۱۳۸۸). به کمک این علم تغییرات نسبی سطح دریا، زمان رسوب‌گذاری و گسترش رخساره‌های رسوبی مورد بررسی قرار می‌گیرد، به‌طوری‌که مجموعه رخساره‌ها با

مجموعه‌ای از واحدهای رسوبی که دارای ارتباط ژنتیکی هستند به‌عنوان سکانس یا مجموعه‌ای از سیستم تراکت‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرند و سطوح چینه‌ای محدودکننده آن‌ها شناسایی می‌شود (Catoneanu, 2011).

چینه‌نگاری سکانسی با نشان دادن توزیع رخساره‌های مخزنی به‌صورت یک مدل دینامیکی حوضه رسوبی و تطابق آن‌ها در موقعیت‌های مختلف میدان داده‌های ارزشمندی در اختیار مدل‌سازان قرار می‌دهد تا در مراحل توسعه میدان به کمک آن محل دقیق حفاری را تعیین کنند. با توجه به ارتباط بین چینه‌نگاری سکانسی و کیفیت مخزنی و نتایج حاصل از این مطالعات می‌تواند روابطی را میان تغییرات نسبی سطح دریا با گسترش رخساره‌های مستعد مخزن و یا رخساره‌های بین مخزنی برقرار کند.

### ۳-۲- مفاهیم اصلی چینه‌نگاری سکانسی

#### ۳-۲-۱- سکانس

سکانس به مجموعه واحدهای رسوبی پیوسته و مرتبط از نظر زایشی گفته می‌شود که در بالا و پایین به‌وسیله‌ی ناپیوستگی یا پیوستگی‌های معادل ناپیوستگی محصور شده‌اند (van wagoner et al., 1988) که دارای اجزای کوچک‌تر شامل سیستم تراکت، پاراسکانس‌ها و سری پاراسکانس‌ها است. تشکیل سکانس و اجزای تشکیل‌دهنده‌ی آن در پاسخ به تغییرات سطح نسبی آب دریا و میزان تامین رسوب است. البته باید توجه داشت که تغییرات نسبی سطح آب دریا متفاوت از تغییرات سطح آب دریا هست. تغییرات نسبی سطح آب دریا نسبت به سطح مبنای محلی و غیر ثابت، همانند کف حوضه‌ی رسوبی مشخص می‌شود، در صورتی که تغییرات سطح آب دریا، موقعیت سطح آب دریا نسبت به مرکز زمین را نشان می‌دهد (امینی، ۱۳۸۸).

#### ۳-۲-۲- پاراسکانس و سری پاراسکانس

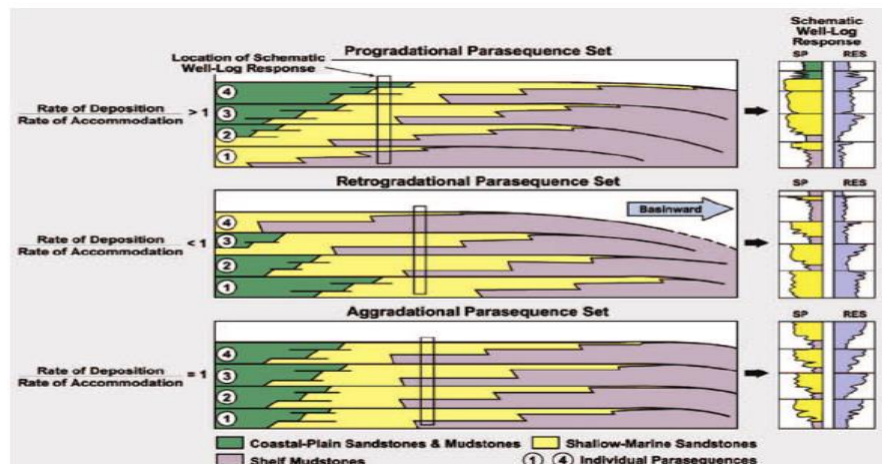
پاراسکانس کوچک‌ترین واحد سازنده سکانس است که به مجموعه واحدهای رسوبی پیوسته و مرتبط از نظر زایشی اطلاق می‌شود که در بالا و پایین به‌وسیله یک سطح غرقابی دریایی یا سطوح معادل آن

محصور شده‌اند (Van wagoner et al., 1990). سطح غرقابی دریایی (FS) سطحی است که افزایش ناگهانی عمق آب و پخش‌شدگی آن در خشکی را نشان می‌دهد. معمولاً پاراسکانس‌ها دارای ماهیت درشت شونده به سمت بالا در نمودار رسوب‌شناسی و طرح بر انبارش پیش‌رونده با یک سطح پیشروی مشخص در رأس، بر روی داده‌های لرزه‌ای می‌باشند. در توالی‌های کربناته رخساره‌های تشکیل‌دهنده پاراسکانس، کم‌عمق شونده‌گی به سمت بالا را نشان داده و درروی نمودار گاما کاهش در مقدار API مشاهده می‌شود. این ویژگی‌ها برای شناسایی پاراسکانس‌ها در نواحی کم‌عمق قابل‌استفاده است اما در بخش‌های عمیق حوضه به دلیل ماهیت یکنواخت رخساره‌ها، سطح غرقابی غیرقابل‌شناسایی و مطالعات تفصیلی رسوب‌شناسی، ژئوشیمیایی و فسیل‌شناسی موردنیاز است. سری پاراسکانس مجموعه پاراسکانس‌هایی هستند که دارای طرح بر انبارش معینی هستند و در وضعیتی معین از نسبت رسوبات وارده به حوضه و فضای در دسترس برای رسوب‌گذاری گسترش می‌یابند بر اساس تغییرات این دو مؤلفه تاثیر گذار در حوضه‌های رسوبی، سه نوع سری پاراسکانس اصلی معرفی شده‌اند (شکل ۳-۱). طرح برانبارش الگوی قرارگیری ویژه‌ای است که در توالی‌های تشکیل‌شده در شرایط یکسان از نظر تغییرات سطح آب دریا مشاهده می‌شود (امینی، ۱۳۸۸).

به مجموعه‌ای از پاراسکانس‌هایی که جابه‌جایی نسبی در وضعیت آن‌ها به سمت حوضه مشاهده می‌شود، سری پاراسکانس پیش‌رونده گفته می‌شود (امینی، ۱۳۸۸) در این سری پاراسکانس به‌طور کلی نسبت رسوبات وارده به حوضه بیشتر از فضای در دسترس برای رسوب‌گذاری است. به مجموعه‌ای از پاراسکانس‌ها که جابه‌جایی نسبی در وضعیت آن‌ها به سمت خشکی مشاهده می‌شود، سری پاراسکانس پس‌رونده گفته می‌شود (امینی، ۱۳۸۸). در این سری پاراسکانس به‌طور کلی نسبت رسوبات وارده به حوضه کمتر از فضای در دسترس برای رسوب‌گذاری است. در مورد کربنات‌ها افزایش نسبی سطح آب دریا بیشتر از تولید کربنات بوده، به‌طوری‌که رخساره‌ها به‌سوی ساحل مهاجرت می‌کنند. به مجموعه‌ای از پاراسکانس‌ها که هیچ جابه‌جایی قابل‌توجهی در وضعیت آن‌ها در طول زمان مشاهده نمی‌شود، سری پاراسکانس تجمعی گفته می‌شود (امینی، ۱۳۸۸). در این سری پاراسکانس به‌طور کلی نسبت رسوبات



وارد به حوضه برابر با فضای در دسترس برای رسوب گذاری است. در مورد کربنات ها تولید کربنات، با افزایش نسبی سطح آب دریا یکسان است، یعنی حداکثر تولید مصادف با حداکثر سطح نسبی آب دریا است (شکل ۱-۳).



شکل ۱-۳: انواع اصلی پاراسکانس، نسبت تغییرات فضای رسوب گذاری و میزان تجمع رسوبات و یا میزان رسوبات وارد شده به حوضه و پاسخ نگارهای مقاومت (Van Wagoner et al., 1990)

### ۳-۲-۳- سطوح چینه‌ای در قالب چینه‌نگاری سکانسی

این سطوح به عنوان جداکننده واحدهای رسوبی نشان‌دهنده‌ی تغییر در نرخ رسوب گذاری، تغییرات کف حوضه یا تغییر در شرایط محیطی مانند تغییر در سرعت و شدت جریان حاکم بر محیط، عوامل شیمیایی مانند Eh و Ph و شوری و عوامل بیولوژیکی هستند. کاربرد اصلی این سطوح معرفی سکانس‌ها و سایر واحدهای معرفی شده در چینه‌نگاری سکانسی به دلیل کاربرد ارتباط گسترش این سطوح با تغییرات سطح نسبی آب دریا ذکر شده است (امینی، ۱۳۸۸). از مهم‌ترین این سطوح می‌توان مرز سکانسی، سطح پشرونده، سطح پیشرونده و سطح حداکثر غرقابی را نام برد که موقعیت هریک در ارتباط با تغییرات سطح نسبی آب دریا در شکل (۳-۳) نشان داده شده است.

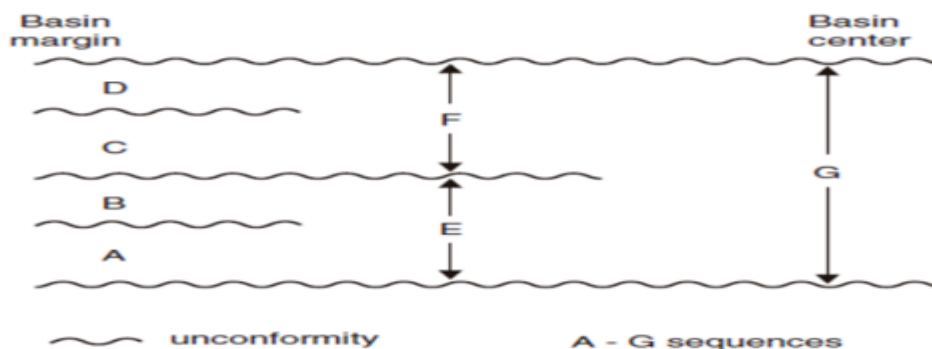
### ۳-۲-۴- مرز سکانسی (SB)

مرز سکانسی سطحی است که به صورت ناپیوستگی یا پیوستگی معادل (معادل ناپیوستگی) در

واحد‌های رسوبی و در زمان حداکثر پایین افتادگی سطح نسبی آب دریا تشکیل می‌شود (hunt, 1992). به‌منظور تمایز مرزهای ناپیوستگی با ماهیت متفاوت از ناپیوستگی‌های (مرزهای سکansı) نوع اول و دوم و به‌تبع آن از سکانس‌های نوع اول و دوم صحبت می‌شود. مرز سکansı نوع اول نوعی ناپیوستگی است که در حاشیه حوضه‌های رسوبی و بر اثر فرسایش یا رخنمون گسترش می‌یابد. آن بخش از ناپیوستگی‌ها که در بخش عمیق حوضه به علت توقف در رسوب‌گذاری یا پایین آمدن سرعت رسوب‌گذاری در توالی‌های رسوبی ثبت می‌شوند را به‌عنوان پیوستگی معادل یا مرز سکansı نوع دوم در نظر می‌گیرند. بر این اساس، سکانس‌های محصور در بین این ناپیوستگی‌ها نیز به سکانس‌های نوع اول و دوم تقسیم می‌شوند (شکل ۳-۲).

### ۳-۲-۵- سطح پسرونده (RS)

سطح پسرونده سطحی است که شروع پایین افتادن سطح آب دریا را نشان می‌دهد. توالی‌های قرارگرفته در بالای این سطح شامل مجموعه رسوباتی است که در زمان پایین افتادن سطح آب دریا گسترش پیدا می‌کنند. اگر پایین آمدگی سطح آب دریا در بخش‌هایی با فرسایش همراه باشد، آنگاه این سطح بر مرز سکansı نوع اول منطبق می‌شود. در بخش‌های عمیق‌تر حوضه نیز اغلب منطبق بر مرز سکansı نوع دوم است (امینی، ۱۳۸۸).



شکل ۳-۲: مرزهای سکansı نوع اول (ماهیت فرسایشی و در حاشیه حوضه) و نوع دوم (ماهیت پیوستگی معادل و در مرکز حوضه) و سکانس‌های نوع (A, B, C, D) و نوع دوم (E, F, G) نقل از (Catuneanu, 2006)

### ۳-۲-۶- سطح حداکثر غرقابی (MFS)

این سطح بیانگر حداکثر جابه‌جایی خط ساحلی به سمت خشکی در توالی‌های رسوبی کربناته و آواری است (Catuneanu, 2006)، که در بالا و پایین توسط مجموعه رسوبات واقع در سیستم تراکت تراز بالا و سیستم تراکت پیشرونده محصور شده‌اند. این سطح نیز در توالی‌های دریایی با حداکثر گسترش آب دریا در خشکی مشخص می‌شود.

### ۳-۲-۷- سطح پیشرونده (TS)

سطح پیشرونده سطحی است که شروع بالا آمدگی سریع سطح آب دریا را نشان می‌دهد. در روی نمودارهای رسوب‌شناسی توالی‌های آواری، تغییر از ماهیت درشت شونده به ماهیت ریز شونده و در توالی‌های کربناته تغییر از حالت کم عمق شونده به عمیق شونده، معرف این سطح است (catuneanu, 2006).

### ۳-۲-۸- سیستم تراکت‌ها

یک سیستم تراکت به مجموعه رسوبات مرتبط از نظر زایشی گفته می‌شود که در شرایط یکسان از نظر تغییرات سطح آب دریا گسترش یافته‌اند (brown and fisher, 1977). سیستم تراکت‌ها بر اساس شکل هندسی چین‌ها، موقعیت آن‌ها در یک سکانس، الگوی برانباشت پاراسکانس‌ها و دسته پاراسکانس‌ها، رخساره‌های همراه سطوح چین‌های مشخص می‌شوند (Van wagoner et al., 1990). بر اساس این پارامترها چهار نوع سیستم تراکت اصلی شامل سیستم تراکت تراز افت (FRST)، سیستم تراکت تراز پایین (LST)، سیستم تراکت تراز پیشرونده (TST) و سیستم تراکت تراز بالا (HST) در یک سکانس قابل شناسایی است (امینی، ۱۳۸۸). در سیستم‌های کربناته سیستم تراکت‌های تراز افت و تراز پایین معمولاً یافت نمی‌شوند، زیرا به هنگام پایین آمدن سطح آب مراحل تولید کربنات عملاً از آب بیرون مانده و تولید رسوب کربناته تقریباً متوقف می‌شود (امینی، ۱۳۸۸).

### ۳-۲-۸-۱- سیستم تراکت ترازپایین (LST)

این سیستم تراکت شامل مجموعه واحدهای رسوبی مرتبط از نظر زایشی است که در ابتدای بالا آمدن آهسته‌ی تغییرات سطح نسبی آب دریا گسترش می‌یابند. این مجموعه در پایین با مرز سکانسی (SB) و در بالا با سطح چین‌های پیش‌رونده (TS) محدود می‌شود. به لحاظ فرم هندسی این توالی را می‌توان به صورت گوه‌ای تا عدسی شکل و پرشدگی کانال‌ها دید (امینی، ۱۳۸۸). مجموعه رسوبات ترازپایین سطح آب دریا به طرف بالا یک افزایش در اندازه‌ی دانه را نشان می‌دهند که این وضعیت بر روی نمودار گاما با کاهش میزان API خود را نشان می‌دهد.

### ۳-۲-۸-۲- سیستم تراکت پیش‌رونده (TST)

این سیستم تراکت شامل مجموعه واحدهای رسوبی مرتبط از نظر زایشی است که در زمان بالا آمدن سریع سطح نسبی آب دریا (بازه زمانی که فضای ایجادشده برای رسوب‌گذاری بسیار بیش از رسوبات وارده به حوضه است) گسترش می‌یابند. این مجموعه در پایین با سطح چین‌های پیش‌رونده (TS) و در بالا با سطح حداکثر غرقابی (MFS) مشخص بوده و دارای طرح برانبارش پسرونده بوده که این طرح برانبارش مختص همین سیستم تراکت بوده و بدین جهت می‌تواند در مقاطع لرزه‌ای شاهد خوبی برای تفکیک آن از سایر سیستم تراکت‌ها باشد (امینی، ۱۳۸۸). مجموعه رسوبات این گستره به طرف بالا یک کاهش در اندازه دانه را نشان می‌دهند که این وضعیت بر روی نمودار گاما به صورت افزایش میزان API مشخص می‌شود.

### ۳-۲-۸-۳- سیستم تراکت ترازبالا (HST)

این سیستم تراکت شامل مجموعه واحدهای رسوبی مرتبط از نظر زایشی است که در مراحل انتهایی بالا آمدگی سطح نسبی آب دریا گسترش می‌یابند. این مجموعه رسوبی در پایین با سطح حداکثر غرقابی (MFS) مشخص شده و در بالا توسط سطح چین‌های پسرونده (RS) محدود شده است. این سیستم تراکت در شرایطی از تغییرات سطح نسبی آب دریا گسترش می‌یابد که مقدار رسوبات وارده به حوضه بر مقدار فضای گسترش یافته برای رسوب‌گذاری برتری دارد ( $S > A$ ). این مجموعه رسوبات یک درشت شونده‌ی

به سمت بالا را نشان می‌دهند که درروی نمودار گاما با کاهش میزان API همراه است. سیستم تراکت ترازبالا به دلیل موقعیت خاص درروی منحنی تغییرات سطح نسبی آب دریا دارای بیشترین پتانسیل فرسایشی در مقابل با دیگر سیستم تراکت‌ها است (امینی، ۱۳۸۸).

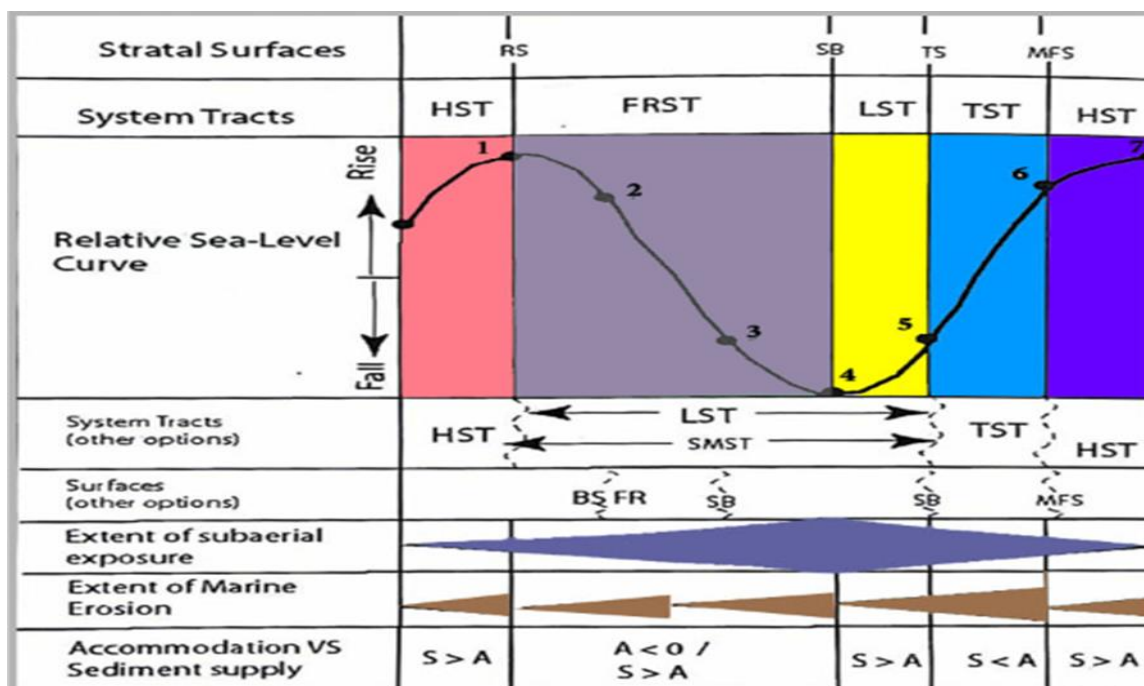
### ۳-۲-۸-۴- سیستم تراکت تراز افت (FRST)

این سیستم تراکت شامل مجموعه واحدهای رسوبی‌اند که در زمان پایین افتادن نسبی سطح آب دریا گسترش می‌یابند. این سیستم تراکت در بسیاری از پژوهش‌های پیشین به عنوان بخشی از سیستم تراکت ترازپایین در نظر گرفته می‌شود (Emery and Myers, 1996). در بخش‌هایی از حوضه که این سیستم تراکت به صورت مجموعه‌ای رسوبی ثبت شود، دارای سطح چین‌های پسونده (RS) در قاعده و مرز سکاسی (SB) در بالا است.

در شکل (۳-۳) موقعیت سیستم تراکت‌ها و سطوح چین‌های اصلی درروی منحنی تغییرات سطح نسبی آب دریا نشان داده شده است (Hunt and Tucker, 1992).

### ۳-۲-۹- رده‌بندی سکاس‌ها

از عوامل اصلی کنترل‌کننده الگوی رسوبی سکاس‌ها می‌توان تغییرات جهانی سطح آب دریا، تامین رسوب و بالا و پایین رفتن کف حوضه‌ی رسوبی را نام برد که سکاس‌های گسترش‌یافته در اثر این عوامل از نظر گسترش مکانی و زمانی دارای تفاوت‌های بسیار اساسی هستند. با توجه به مشکلات موجود و نیاز به بحث در خصوص عوامل مؤثر در گسترش سکاس‌ها، ضرورت رده‌بندی در مورد سکاس‌ها مسلم می‌شود. منظور اصلی از رده‌بندی سکاس‌ها در این بخش مرتب کردن آن‌ها بر اساس مقیاس یا تعیین سلسله‌مراتب در آن‌هاست که بر اساس دو روش (۱) گسترش زمانی سکاس (۲) گسترش مکانی سکاس امکان‌پذیر است (امینی، ۱۳۸۸). در رده‌بندی سکاس‌ها بر اساس گسترش زمانی تعیین سن آن‌ها الزامی است. این نوع رده‌بندی را بر اساس زمان گسترش، تغییرات جهانی سطح آب دریا، تک‌تونیک و تغییرات به وجود آمده در حوضه‌های رسوبی به صورت جدول (۳-۱) نشان داده شده است (vail et al., 1991; Mial 2000).



شکل ۳-۳: موقعیت سیستم تراکت‌ها و سطوح چین‌های اصلی در روی منحنی تغییرات نسبی سطح آب دریا نقل با تغییرات از (Hunt and Tucker, 1992).

جدول ۳-۱: رده‌بندی سکانس‌ها بر اساس مدت‌زمان گسترش و عوامل مؤثر در گسترش آن‌ها (امینی، ۱۳۸۸).

| عوامل مؤثر در گسترش                                   | مدت‌زمان گسترش    | رده سکانس |
|-------------------------------------------------------|-------------------|-----------|
| تکتونیک در مقیاس جهانی                                | چند صد میلیون سال | رده اول   |
| تکتونیک در مقیاس ناحیه‌ای                             | چند ده میلیون سال | رده دوم   |
| تکتونیک و تغییر شکل ساختاری در مقیاس محلی             | چند میلیون سال    | رده سوم   |
| تغییر شکل ساختاری در مقیاس محلی، گسترش و ذوب یخچال‌ها | چند صد هزار سال   | رده چهارم |
| تغییرات شرایط آب و هوایی                              | چند ده هزار سال   | رده پنجم  |
| تغییرات شرایط آب و هوایی                              | چند هزار سال      | رده ششم   |

### ۳-۲-۱۰- تقسیمات سکانس‌های رسوبی

در مطالعات چینه‌نگاری سکانشی، تفکیک سکانس‌های رسوبی بر اساس داده‌های لرزه‌ای، مشاهده رخنمون و مطالعه مقاطع نازک مربوط به مغزه‌ها و خرده‌های حفاری و بررسی نگارهای ژئوفیزیکی صورت می‌گیرد. این مطالعات در برش‌های زیرسطحی برای شناسایی سکانس‌های رسوبی یک چاه همیشه کار آسانی نیست؛ زیرا بسیاری از چاه‌ها مغزه ندارند یا به‌طور پیوسته از آن‌ها مغزه گرفته نشده است. هم‌چنین مطالعه خرده‌های حفاری نیز به‌ویژه زمانی که فواصل نمونه‌ها زیاد باشد، به‌سختی

صورت می‌گیرد؛ اما نمودارهای چاه پیمایی تقریباً برای همه‌ی چاه‌ها موجود است. در نبود اطاعات مغزه‌ها و خرده‌های حفاری این نمودارها ابزارهای مناسبی برای بررسی سکانس‌ها هستند. یکی از این نمودارها گاما است که زمین‌شناسان از آن جهت تفکیک و تطابق زون‌های مخزنی و همچنین انطباق بین چاه‌های مختلف یک میدان استفاده می‌کنند. همچنین چینه‌شناسان و رسوب‌شناسان آن‌ها را برای شناسایی سطوح سکansı به کار می‌برند.

### ۳-۳- پارامترهای مورد استفاده در شناسایی اجزای سکانس

در این مطالعه اجزای سکانس‌های شناسایی شده شامل سیستم تراکت‌ها، مرزهای سکansı و سطح حداکثر غرقابی بر اساس ویژگی‌های رخساره‌های مطالعه شده، شرایط محیطی و موقعیت چینه‌شناسی و روش انحراف معیار گاما صورت گرفته است. تغییر رخساره‌ها در طول توالی برای مثال تبدیل رخساره‌ها از گلی به گرینستون (ژرف به کم‌عمق) و یا برعکس تغییر ناگهانی رخساره‌ها از کم‌عمق به ژرف، وجود لایه‌های گلی و یا عمیق شدن رخساره‌ها، تغییر اندازه ذرات به طرف بالا به ماهیت ریزشوندگی و یا درشت‌شوندگی در تشخیص سیستم تراکت‌ها و سطوح چینه‌ای به ما کمک کردند. همچنین وجود فرسایش و ناپیوستگی در ابتدای سازند در تشخیص مرز سکansı به ما کمک کرد.

مرزهای سکansı معمولاً با لیتولوژی انیدریتی و یا انیدریت غالب و سطح حداکثر غرقابی با لیتولوژی سنگ‌آهک خالص همراه است. در سیستم تراکت پیشرونده با نزدیک شدن به سطح غرقابی، اندازه ذرات، جور شدگی، فراوانی سیمان کلسیتی و بایوکلاست افزایش می‌یابد و فراوانی میکرایت، سیمان انیدریتی و استیلولیت کاهش می‌یابد. حالت عکس این روندها برای سیستم تراکت ترازبالا قابل تشخیص است. در مرزهای سکansı نیز اجزایی مانند بایوکلاست و اووئید به‌ندرت دیده می‌شوند. وجود فرامینیفرها نیز نقش مهمی برای تعیین سیستم تراکت‌ها داشتند. اندازه و نوع فرامینیفرها به تغییرات عمق آب و فضای رسوب‌گذاری بستگی دارد (Vennin et al., 2003). در حالت کلی در بسته‌های سیستم تراکت پیشرونده فراوانی فرامینیفرها کمتر و در سیستم تراکت ترازبالا بیشتر است و تنوع فرامینیفرها به حد بیشینه می‌رسد. جایگزینی زیست‌رخساره‌های محیط‌های ژرف (حاوی پوسته‌های پهن و نازک) بسته‌های

سیستم تراکت پیشرونده را نشان می‌دهد (Vaziri-Moghaddam et al., 2006).

برای شناسایی سطوح سکansı علاوه بر معیارهای رسوبی، از پاسخ نگارها نیز استفاده شده است که تلفیق این داده‌ها اطمینان بیشتری در تشخیص و جدایش سکانس‌ها ایجاد می‌کند. نمودار اشعه گاما تشعشعات طیفی اورانیوم، پتاسیم و توریم را اندازه‌گیری می‌کند. پتاسیم و توریم در کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ مانند رس‌ها و خرده‌سنگ‌ها متمرکزند. در صورتی که اورانیوم معمولاً در دولستون متمرکزند و اغلب با دیاژنز ارتباط دارد (Lucia, 1999). بسیاری از رخساره‌های کربناته می‌توانند با انرژی محیط رسوب‌گذاری و بنابراین با مقدار تشعشع گاما ارتباط داده شوند، زیرا تصور می‌شود مقدار بخش غیرقابل حل با انرژی رسوب‌گذاری نسبت عکس دارد. از این رو گرینستون‌ها و پکستون‌های دانه غالب که در محیط‌های پرانرژی تشکیل می‌شوند، عمدتاً تشعشع گامای کمی دارند ولی پکستون‌های گل غالب، وکستون‌ها و مادستون‌ها که در محیط کم انرژی نهشته می‌شوند عموماً تشعشع گامای زیادی دارند. لیتولوژی لایه‌های شیلی و لایه‌های غنی از مواد آلی به دلیل وجود پتاسیم دارای تشعشع گامای بیشتری دارند (Lucia, 1999). از آنجاکه اورانیوم اغلب دارای منشأ دیاژنتیکی است برای تشخیص فابریک سنگ‌ها و تغییرات نسبی سطح آب دریا، تشعشعات اورانیوم نادیده گرفته شده است. در این مطالعه نیز از نگار CGR به خاطر تشعشع از توریم و پتاسیم برای تشخیص تغییرات نسبی سطح آب دریا استفاده شده است.

در اینجا نگاهی به روش‌ها و یا به عبارت بهتر، ابزارهای متداول در مطالعات چینه‌نگاری سکansı می‌شود و در ادامه استدلال‌ات پیرامون عدم کارایی این روش‌ها در این پایان‌نامه و لزوم استفاده از روش‌های بازشناخت الگو مطرح می‌گردد.

### ۳-۳-۱- رخساره‌های رسوبی

اصطلاح رخساره یا فاسیس برای اولین بار توسط براون (Brown, 1943) به کار گرفته شد و سپس کوولیر (Cuvillier, 1952) فاسیس را تنها به خصوصیات پتروگرافی و دیرینه‌شناسی مقاطع نازک



پیشنهاد کرد؛ اما امروزه فاسیس‌ها به‌عنوان کلیه اطلاعات رسوب‌شناسی و دیرینه‌شناسی شناخته‌شده‌اند که می‌توان آن‌ها را از نمونه سنگی و یا توسط مطالعات پتروگرافی (مقاطع نازک و یا صیقلی) توصیف و طبقه‌بندی کرد (Flugel, 2010).

با توجه به اینکه بررسی رخساره‌ها اولین و اساسی‌ترین مرحله در تعیین تغییرات سطح آب دریا می‌باشند، بررسی رخساره‌های موجود جهت تعیین سکانس‌ها و تعیین مرزها ضروری است.

با توجه به مطالعات انجام‌شده بر روی مقاطع نازک میکروسکوپی مربوط به سازند آسماری در میدان مورد مطالعه، رخساره‌های مربوط به چاه A شناسایی و مطالعه گردید. این رخساره‌ها در پنج کمربند رخساره‌ای شامل جزر و مدی<sup>۱</sup>، ساحلی<sup>۲</sup>، لاگون<sup>۳</sup>، سدی<sup>۴</sup> و دریای باز<sup>۵</sup> نهشته شده‌اند. با توجه به میکروفاسیس‌های شناسایی‌شده، این توالی کربناته بر روی یک پلتفرم کربناته از نوع رمپ نهشته شده‌اند.

در این مطالعه مقاطع نازک بر اساس روش دانهام<sup>۶</sup> (Dunham, 1962) نام‌گذاری شد. رخساره‌ها از یکدیگر تفکیک شدند و در توصیف میکروفاسیس‌ها از روش فلوگل (Flugel, 2004) استفاده‌شده است.

### ۳-۲- داده‌های لرزه‌ای

داده‌های لرزه‌ای یکی از مهم‌ترین منابع کسب اطلاعات در زمینه‌نگاری سکانشی هستند. اطلاعات قابل‌استخراج 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 (امینی، ۱۳۸۸). برخی از مفاهیم اساسی در زمینه‌نگاری سکانشی مانند چگونگی گسترش و ماهیت ناپیوستگی‌ها تنها با

---

<sup>۱</sup> Tidal flat

<sup>۲</sup> Beach

<sup>۳</sup> Lagoon

<sup>۴</sup> Barrier (Shaol)

<sup>۵</sup> Open marine

<sup>۶</sup> Dunham

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 (Payton, 1977). 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.

### ۳-۳-۳- نگارهای چاه پیمایی

نگارهای چاه پیمایی برخی از مشخصات فیزیکی از جمله چگالی، سرعت صوت، مقاومت الکتریکی و تشعشع گاما) رسوبات را ثبت می‌کنند. مشخصات فیزیکی مذکور در مطالعات چینه‌نگاری سکانسی کاربرد ندارند اما بین تغییرات این مشخصات در یک توالی و تغییرات واحدهای سکانسی ارتباط وجود دارد. در یک دهه گذشته مطالعات زیادی پیرامون استفاده از داده‌های چاه پیمایی، به‌خصوص نگار گاما و ظرفیت مغناطیسی (برای مثال: Grabowski et al, 2013; Koptikova et al, 2010) جهت شناسایی سطوح سکانسی انجام گرفته است. بخشی از این مطالعات به توصیف کیفی تغییرات نگار در محل سطوح کلیدی چینه‌نگاری سکانسی پرداخته‌اند (Reynolds, 1994, Kalvoda et al, 2011). بخش دیگر مطالعات بر ارائه روش‌های کمی برای شناسایی خودکار این سطوح از روی نگار متمرکز بوده است (Nio et al, 2005, Tavakoli, 2014).

مقدار قرائت پرتوگاما تابع محتوای رادیواکتیو سازند است (Serra, 2004). رادیواکتیویته سازند خود تابع حضور سه عنصر اورانیوم، توریم و پتاسیم است (Wahl, 1983). در کربنات‌ها قرائت گاما در ارتباط با تمرکز ترکیبات سیلیسی آواری از جمله سایر کانی‌های رسی، میکا و پتاسیم فلدسپارها و کربن آلی است (Fabricious, 2002). از آنجاکه این نگار می‌تواند سیکلوسیتی در توالی رسوب‌گذاری را نشان دهد

(Prokoph and Agterberg, 1999)، در مطالعات سیکلواستراتیگرافی بسیار مفید است ( Prokoph and Thourow, 2000).

نسبت شیل به کربنات توسط پیشروی و پسروده سطح آب دریا تحت تأثیر قرار گرفته و کربنات‌های "تمیز" و "کثیف" به ترتیب رسوب می‌کنند (Catuneanu et al. 2009). تفاوت در مقدار ترکیبات آواری در این دو حالت منجر به تغییر در مقدار قرائت و الگوی تغییرات نگار گاما می‌شود ( Pawllek and Aigner, 2003).

### ۳-۳-۴- انحراف معیار نگار گاما

نگار گاما که مجموع تشعشع پرتوگامای مربوط به عناصر توریم، اورانیوم و پتاسیم را ثبت می‌نماید اغلب در سازندهای کربناته مقدار و تغییرات کمتری نسبت به سازندهای آواری دارد. تغییرات کمتر این نگار سبب گردیده تا تعیین واحدهای سکansı بر اساس آن در این نوع مخازن کمتر مورد توجه قرار گیرد. با توجه به تغییر شرایط محیط ته‌نشست رسوبات در سکانس‌ها و سیستم تراکتهای متفاوت باید انتظار داشت که میزان این نگار همواره در شرایط یکسان، تغییرات مشابهی داشته باشد. به عبارت دیگر در زمان پیشروی و پسروی میزان این نگار همواره کاهش و یا افزایش یابد. بدیهی است که تغییرات گاما نیز همانند تغییرات نسبی سطح آب دریا کاملاً در یک جهت نبوده و در زمان کاهش دارای افزایشهای محلی و در زمان افزایش دارای کاهشهای محلی است. لذا در حالت عادی تشخیص روندهای افزایشی و کاهشی بر روی این نگار به راحتی امکان پذیر نیست. برای حل این مشکل تغییرات همواره نسبت به یک مقدار متوسط سنجیده می‌شوند و لذا در صورتی که هر داده نگار از مقدار متوسط کل نگار کسر گردد، انحراف مقدار نگار در یک عمق خاص از مقدار متوسط مشخص می‌گردد. مطابق فرضیه‌ی مطرح شده در اینجا، با تغییرات یکسان سطح آب دریا نسبت به خط ساحلی (افزایش یا کاهش) باید همواره میزان انحراف از مقدار متوسط فقط در یک سمت (مثبت یا منفی) تغییر نماید و به عبارت دیگر مقدار تجمعی انحراف نگار گاما در یک مرحله از تغییرات نسبی سطح آب دریا همواره نسبت به مقدار متوسط مثبت تر یا منفی تر گردد.

با توجه به تغییرات بسیار زیاد اعداد در این مرحله نیز مانند ارزش‌های اولیه‌ی نگار گاما نمی‌توان تغییرات آن را در مراحل مختلف جدا نمود اما چنانچه مطابق فرضیه‌ی مطرح‌شده تغییرات همواره در یک مرحله دارای علامت یکسانی (مثبت یا منفی) نسبت به مقدار متوسط باشند و در ضمن تغییرات در مرحله‌ی بعد از نظر علامت، عکس این مرحله باشند، باید محاسبه‌ی مقادیر تجمعی آنان به‌خوبی نشان‌دهنده‌ی تغییرات نسبی سطح آب دریا در زمان ته‌نشست رسوبات باشد. برای مثال چنانچه در زمان پایین رفتن سطح آب دریا مقدار نگار گاما همواره بیشتر از مقدار متوسط باشد، جمع این مقادیر همواره افزایش خواهد یافت. چنانچه نگار گاما در زمان پایین رفتن سطح آب دریا کمتر از مقدار متوسط گردد، جمع این مقادیر همواره منفی‌تر خواهد شد و لذا مرز بین تغییرات مثبت و منفی نشان‌دهنده‌ی چرخش سطح آب دریا خواهد بود (وحید توکلی ۱۳۹۳).

از دیدگاه ریاضیاتی می‌توان این فرآیند را این‌گونه بیان نمود:

$$GR = \{a_1, a_2, a_3 \dots a_n\}$$

$$GR\text{-Average} (GRa) = (a_1 + a_2 + a_3 + \dots + a_n) / n$$

$$Deviation = (a_1 - GRa, a_2 - GRa, a_3 - GRa \dots a_n - GRa) \quad (1-3)$$

$$Cumulative\ deviation = (a_1 - GRa) + (a_2 - GRa) + (a_3 - GRa) + \dots + (a_n - GRa)$$

توجه به اینکه که در یک مرحله از تغییرات نسبی سطح آب دریا، نگار گاما همواره انحراف از متوسط مشخصی را دنبال می‌کند، سبب گردیده است تا جمع تغییرات این انحراف از میانگین داده‌ها، نشان‌دهنده چرخش شرایط سطح آب دریا از پیش‌رونده به پس‌رونده و یا بالعکس باشد.

یکسان بودن (افزاینده یا کاهنده) تغییرات تجمعی انحراف از متوسط نگار گاما در یک سکانس به‌خوبی مطابق با مفهوم ارتباط ژنتیکی واحدها در یک سکانس است. به عبارت دیگر وقتی رسوبات در شرایط یکسان فیزیکی، شیمیایی و زیستی در یک واحد نهشته شده‌اند، تغییرات انحراف معیار همواره به سمت مقادیر کمتر و یا بیش‌تر (و نه هر دو) میل کرده است.

### ۳-۴- ارزیابی مخزن آسماری بر اساس پارامترهای پتروفیزیکی

هدف اصلی خصوصیات مخزنی بازسازی پارامترهای پتروفیزیکی نظیر تخلخل، نفوذپذیری و اشباع

سیالات است. پتروفیزیک مطالعه ویژگی‌های سنگ و ارتباط آن‌ها با گاز، هیدروکربور مایع و سیال‌های آبی است. توالی سنگی که یک مخزن را برای تجمع هیدروکربور در زیرزمین تشکیل می‌دهد باید دارای یک شبکه سه‌بعدی از فضاهای خالی متصل به هم باشد تا بتواند سیال‌های مهاجرت کرده از سنگ منبع را نگهداری و امکان حرکت آن‌ها را درون مخزن به وجود آورد. لذا حفره‌های متصل به هم (تخلخل مؤثر)، از لحاظ نگهداری و انتقال سیال، اساسی‌ترین ویژگی فیزیکی سنگ‌های مخزن است. اطلاع دقیق از این ویژگی‌ها برای هر نوعی از مخزن حاوی هیدروکربور، به همراه وضعیت اشباع نفت و خصوصیات سیالات برای مدیریت مناسب و پیش‌بینی درست عملکرد آینده یک مخزن نفتی لازم است (Tiab, 2004). در این پژوهش پس از تعیین مقادیر پارامترهای پتروفیزیکی در هریک از بخش‌های سازند آسماری، کیفیت مخزنی در سکانس‌های مشخص شده مورد بررسی قرار گرفت.

### ۳-۴-۱- کاربرد نگارهای چاه پیمایی

نگارهای چاه پیمایی توسط ابزارها و دستگاه‌های مختلف از دیواره چاه گرفته می‌شوند. بر اساس ویژگی‌شان، اطلاعات ارزشمندی از مقاومت ویژه در زون‌های مختلف، تخلخل، نوع سیال، دانسیته، لیتولوژی و ده‌ها پارامتر دیگر که از این پارامترها مشتق شده‌اند را در اختیار کاربر قرار می‌دهند (نوروزی، ۱۳۷۸). پارامترهای پتروفیزیکی نظیر تخلخل، تراوایی و اشباع‌شدگی کیفیت یک سنگ مخزن را مشخص می‌کنند و مغزه‌ها و نگارهای پتروفیزیکی منبع اصلی داده‌ها برای تعیین این پارامترها در مطالعات زیرسطحی هستند. به منظور ارزیابی پتروفیزیکی از مجموع چندین نگار چاه پیمایی استفاده شده است که هر کدام در تعیین پارامترهای پتروفیزیکی کاربرد ویژه‌ای دارند. در زیر به این نگارها و خواص آن‌ها اشاره شده است.

### ۳-۴-۱-۱- نگار گاما

نمودار پرتوگاما کل پرتوگامای ساطع شده توسط عناصر رادیواکتیو (پتاسیم ۴۰، اورانیوم و توریم) را اندازه‌گیری می‌کند. سوند پرتوگاما مجهز به یک گیرنده و چند تقویت‌کننده است. با حرکت سوند در

گمانه پرتوهای گاما توسط گیرنده جذب و پس از چندین مرحله تقویت و پردازش داده‌ها، نمودار گامای طبیعی به صورت پیوسته در طول چاه رسم می‌شود. نگار پرتوگاما در سنگ‌های رسوبی تا حدی بیانگر حجم رس در سازند است؛ زیرا عناصر رادیواکتیو نظیر پتاسیم و توریم عمدتاً در رس‌ها متمرکزند و سازندهای تمیز معمولاً دارای رادیواکتیو پایین هستند، مگر این که دارای ناخالصی‌هایی مانند خاکستر آتش‌فشانی، گرانیت هوازده و یا آب سازندی حاوی نمک‌های پتاسیم حل‌شده باشند. عمق بررسی در ابزار گاما تابع چگالی سازند و انرژی امواج گاما می‌باشد. انحراف منحنی گاما نه تنها تابع میزان رادیواکتیویته و چگالی سازند است بلکه تابعی از چگالی گل، قطر چاه، اندازه ابزار و موقعیت قرارگیری ابزار هم است، زیرا تمامی موارد ذکرشده بین گیرنده و سازند قرار گرفته و مقدار گامای ساطع شده از سازند را تغییر می‌دهند. هرچه چگالی سازند و گل حفاری و قطر چاه بیش تر باشند جذب امواج گاما بیشتر بوده و عمق بررسی کاهش می‌یابد (رضایی و چهارزی، ۱۳۸۵).

از کاربردهای نگار گاما که بیش تر در توالی‌های رسوبی شیلی - ماسه‌سنگی است به موارد زیر می‌توان اشاره نمود:

الف- تشخیص و برآورد درصد شیل

ب- مقایسه بین چاه‌ها

ج- رسوب‌شناسی (با توجه به تغییرات نگار پرتوگاما در مقابل عمق، اطلاعاتی در مورد تغییر اندازه ذرات به دست می‌آید). (رضایی و چهارزی، ۱۳۸۹).

۳-۴-۱-۲- نگار چگالی

این نگار نوع ویژه‌ای از نمودارهای رادیواکتیویته است که چگالی سازندها را ثبت می‌کند. در این روش اشعه گاما از یک منبع سزیم یا کبالت به سازند ساطع می‌شود و در برخورد به سازند انرژی آن کاسته می‌شود تا زمانی که این اشعه ضعیف شده و توسط پدیده فتوالکتریک جذب می‌شود. میزان جذب و پراکندگی پرتوگاما در سازند به تراکم مواد یا به عبارت دیگر به تعداد الکترون‌های موجود در مسیر بستگی دارد؛ بنابراین توسط این نگار چگالی کل و لذا تخلخل سنگ اندازه‌گیری می‌شود.

به طوری که هر چه تخلخل بیش تر چگالی کم تر می شود. معمولاً همراه نمودار چگالی منحنی دیگری به نام تغییرات چگالی (DRHO) آورده می شود که مقدار تصحیح انجام شده این نمودار را نشان می دهد.

کاربردهای نمودار چگالی عبارتند از:

الف- تعیین تخلخل

ب- تعیین ارتباط رخساره ها در چاه های مختلف

ج- تعیین لیتولوژی به طور مستقیم در سازندهای غیر متخلخل و یا با همراهی سایر روش ها در

سازندهای متخلخل (Serra, 1986).

۳-۴-۱-۳- نگار نوترون

از این ابزار اولین بار در سال ۱۹۷۰ استفاده شد. اصولاً از آن برای تشخیص لایه های متخلخل و محاسبه تخلخل آن ها استفاده می شود. این دستگاه تحت تأثیر هیدروژن سازند قرار گرفته و منعکس کننده مقدار هیدروژن موجود در لایه ها به صورت درصد تخلخل بر روی یک مقیاس خطی است. نگار نوترون را می توان در چاه های دارای لوله جداری نیز به کاربرد و این به دلیل نفوذپذیری زیاد اشعه نوترون است. اشعه نوترون در طبیعت وجود ندارد و باید آن را به صورت مصنوعی تولید کرد. به این منظور به وسیله سزیم، یک صفحه برلیوم بمباران می شود و در اثر آن اشعه نوترون ساطع می شود. زمانی که سازند به وسیله نوترون ها بمباران می شود، چندین واکنش مختلف بین نوترون ها و هسته اتم ها رخ می دهد که از این واکنش ها به عنوان فنی در چاه پیمایی استفاده می شود. زمانی که سازند شیلی و یا دارای گاز باشد ابزار نوترون تخلخل واقعی را نشان نمی دهند. در سازندهای شیلی به دلیل وجود مقادیر قابل توجهی آب غشایی و در نتیجه افزایش هیدروژن در ساختمان آن ها مقدار تخلخل بیش از مقدار واقعی قرائت می شود. در سازندهای گازدار نیز به خاطر تمرکز کم هیدروژن در گازها، مقدار تخلخل کم تر از حد واقعی خوانده می شود. وجود آب شور در سازند و در سیال حفاری باعث افزایش تخلخل ظاهری نوترون می شود؛ که این امر به دلیل وجود کلر زیاد که جذب کننده ی قوی نوترون بوده و باعث می شود دستگاه شمارشگر نوترون عدد کم تری خوانده و در نتیجه تخلخل بیش تری را نشان دهد (Brock,

(1986).

کاربردهای نگار نوترون:

الف- ارزیابی تخلخل

ب- جداسازی زون‌های گازدار، نفت دار و آبدار

ج- تحلیل‌های رسوب‌شناسی به‌ویژه تحلیل رخساره‌ها و تکرار توالی‌ها

د- تعیین لیتولوژی و مقایسه بین چاه‌ها

۳-۴-۱- نگار صوتی

منحنی نمودار صوتی بازتابی از اندازه‌گیری سرعت صوت در سازندها است. یک اندازه‌گیری نمودار صوتی، ثبت مدت‌زمان طی شده توسط صوت در اعماق مختلف است. از نمودار صوتی برای محاسبه تخلخل، پیدا کردن شکستگی‌های موجود در لایه‌ها و تشخیص لیتولوژی آن‌ها استفاده می‌شود. یکی از مزایای واقعی نگار صوتی عدم حساسیت آن به قطر چاه است؛ بنابراین در چاه‌های با دیواره ناهموار نگار صوتی تخلخل قابل قبول‌تری نسبت به نگارهای نوترون و چگالی ارائه می‌دهد (رضایی و چهارزی، ۱۳۸۵). نگار صوتی بسیار دقیق است و در مقابل کم‌ترین تغییری در سنگ‌شناسی حساس است. عمق بررسی نگار صوتی بسیار کم و در حدود چند سانتی‌متر است. وجود گازبر جای مانده باعث می‌شود که  $\Delta t$  نگار بسیار بالا خوانده شود، به‌خصوص در موردی که سازند متراکم نباشد. در این‌گونه موارد سیکل‌های پرشی ناشی از افزایش ناگهانی تغییرات چگالی در زون گازی قابل مشاهده است. در صورتی که سیال موجود در فضای تخلخل از نوع هیدروکربور باشد مقدار تخلخل به‌دست‌آمده از اندازه‌گیری بیش‌تر است. کاربردهای نگار صوتی عبارت‌اند از:

الف- تعیین تخلخل و شکستگی‌ها

ب- بررسی همبستگی و جدا کردن رخساره‌های رسوبی

ج- تعیین ضخامت لایه

و از تلفیق نگار صوتی با دیگر نگارها در تعیین لیتولوژی و نوع سیال موجود در سازند استفاده می



شود (نوروزی، ۱۳۸۵).

### ۳-۴-۱-۵- نگار مقاومت ویژه

اندازه‌گیری مقاومت ویژه سازند ( $R_t$ ) به‌منظور ارزیابی درصد اشباع هیدروکربور از اهمیت زیادی برخوردار است. مقاومت یک سازند به عواملی مانند مقاومت ویژه آب سازندی، مقدار آب موجود در سنگ (وابسته به تخلخل)، هندسه فضای خالی و دما وابسته است. مقاومت ویژه سازندها از ۰/۲ تا ۱۰۰۰ اهم‌متر متغیر است. مقاومت بیش‌تر از این در سنگ‌های تراوا غیرمعمول ولی در سنگ‌های بدون تخلخل مثل تبخیری‌ها متداول است (Schlumberger, 1989). نگارهای مقاومت، نمودارهای الکتریکی هستند که جهت تعیین نواحی تراوای سازند و شناخت بخش‌های حاوی هیدروکربور و آب به‌کاربرده می‌شود. بر اساس نفوذ سیال حفاری به داخل سازند، دیواره چاه به سه زون تقسیم می‌شود.

زون شسته شده<sup>۱</sup>: در این ناحیه سیالات سازند توسط فیلتره گل حفاری شسته شده و به عقب رانده می‌شود. نگارهای مقاومت با عمق جستجوی کم از قبیل MLL و MSFL مقاومت قسمت شسته شده ( $R_{xo}$ ) را اندازه‌گیری می‌کنند.

۲-زون تدریجی<sup>۲</sup>: این ناحیه حد واسط بین زون شسته و زون دست‌نخورده است در اینجا مقداری از سیالات سازند شسته و مقداری نیز باقی‌مانده است. نگارهای مقاومت با عمق جستجوی متوسط از قبیل LLS و Short Normal-16 مقاومت این ناحیه را اندازه‌گیری می‌کنند.

۳-زون دست‌نخورده<sup>۳</sup>: در این ناحیه سیال حفاری هیچ‌گونه رخنه‌ای به داخل سازند نکرده است. نگارهای مقاومت با عمق جستجوی زیاد از قبیل LLD و ILD مقاومت این ناحیه را اندازه‌گیری می‌کنند.

### ۳-۴-۲- پردازش و تصحیح داده‌ها

در این پژوهش پس از بارگذاری اطلاعات خام نمودار گیری، این اطلاعات تصحیح و پردازش شد تا

---

<sup>۱</sup>. Flashed zone

<sup>۲</sup>. Transition Zon

<sup>۳</sup>. Univaded Zone

جهت مرحله ارزیابی پتروفیزیکی آماده شوند. این تصحیحات شامل مراحل زیر می‌باشند

### ۳-۴-۲-۱- تطابق عمقی

در عملیات نمودار گیری به دلیل شیب لایه‌ها، متفاوت بودن عمق بررسی و دقت عمودی ابزارهای مختلف نمودار گیری، امکان بروز اختلاف بین نمودارهای مختلف وجود دارد. برای رفع این مشکل تطابق عمقی صورت گرفت. به این ترتیب که یک نمودار به عنوان نمودار مبنا انتخاب می‌شود و نمودارهای سری مربوطه با این نمودار تطابق عمقی داده شدند، یا به عبارت دیگر نگارهای دیگر نسبت به آن حرکت داده شدند. در این مطالعه نگار چگالی به عنوان مبنا برای تطابق با دیگر نگارها استفاده شد.

### ۳-۴-۲-۲- محاسبات اطلاعات مقدماتی (Precalc)

شرایط محیط نمودار گیری نظیر فشار ته چاه، دما و مواد شیمیایی موجود در سیال حفاری، ابزار نمودار گیری را تحت تاثیر قرار می‌دهد. این تاثیر مربوط به خصوصیات سازند نبوده و از چاهی به چاه دیگر متفاوت است. بنابراین اثر شرایط محیط نمودار گیری باید از اطلاعات حذف و تصحیح گردد. جهت اعمال تصحیحات محیطی، شرایط ته چاه توسط نرم افزار ژئولاگ بازسازی شد. اطلاعات مورد نیاز جهت انجام این محاسبات دمای ابتدای چاه، دمای انتهای چاه، قطر مته، نمودار Caliper، وزن گل حفاری، دمای سازند، مقاومت ویژه گل (Rm)، سله گل (Rmc) و فیلتره گل (Rmf) با استفاده از امکان Precalc در نرم افزار Geolog انجام پذیرفت.

### ۳-۴-۲-۳- تصحیحات محیطی

برای استفاده از نگارهای پتروفیزیکی باید تا حد امکان اندازه گیری‌ها را با شرایط واقعی سنگ‌ها در درون چاه تطبیق داد، یعنی باید اثرات محیط درون چاه را حذف کرد که این کار را تصحیحات محیطی<sup>۱</sup> می‌نامیم. تصحیحات محیطی از قبیل تصحیح دما، شوری، اثر قطر چاه، اثر گل حفاری و تصحیح اثر ماتریکس تأثیری بر قرائت ابزار دارند. نرم افزار Geolog مجهز به تمام روابط مورد نیاز جهت اعمال تصحیحات مربوط به ابزار استفاده شده در میدان است. بنابراین این تصحیحات با روابط مناسب و

---

<sup>۱</sup> Invironmental Corrections

پارامترهای صحیح اعمال شد.

### ۳-۵- پارامترهای پتروفیزیکی مؤثر در کیفیت مخزنی

امروزه تقریباً تمام نفت و گاز تولیدشده از محل تجمع آن‌ها در فضاها و متخلخل سنگ‌های مخزن که معمولاً ماسه‌سنگ‌ها، سنگ‌های آهکی و دولومیتی است استخراج می‌شوند. مقدار نفت و گاز در واحد حجم مخزن حاصل ضرب تخلخل مخزن در میزان اشباع هیدروکربور است. علاوه بر تخلخل و اشباع هیدروکربور، حجم سازند حاوی هیدروکربور نیز برای تخمین کل ذخیره و تعیین این که این ذخیره، جنبه اقتصادی دارد یا خیر، لازم است (Tiab and Donaldson, 2004).

هیچ راهی برای مشاهده مستقیم خواص پتروفیزیکی مانند تخلخل یا اشباع هیدروکربور در یک مخزن هیدروکربور زیرزمین وجود ندارد. تنها راه حفر چاه‌ها، نگار برداری از چاه‌ها و تفسیر نگارهای گرفته‌شده از آن‌ها با مدل بندی و روش‌های محاسبه ریاضی است. در مرحله بعد، با لحاظ کردن پارامترهای سنگ و سیال که در آزمایشگاه اندازه‌گیری می‌شوند و همین‌طور خواص فیزیکی مثل فشار و دمای مخزن در این مدل‌های ریاضی، این تفسیرها جنبه عینی و واقعی پیدا می‌کنند.

هدف اصلی و نهایی پتروفیزیک تعیین سه خصوصیت مهم سنگ مخزن تخلخل، تراوایی، درصد اشباع‌ها و ترکیب و ساختار سنگ‌شناسی است. تمام موارد بالا توسط تفسیرهای پتروفیزیکی برای هر سری از نگارهای ثبت‌شده تعیین می‌گردند؛ بنابراین در یک چاه چند هزار متری، میلیون‌ها نگار ثبت‌شده باید تفسیر شوند تا بتوان به‌درستی به خصوصیات پتروفیزیکی آن چاه پی برد (Serra, 1986). برای انجام چنین تفسیری، لازم است به گروهی از فاکتورها، پارامترها و خصوصیات در اینجا اشاره شود با تعریف این خواص، تفسیر نمونه‌های چاه در این پروژه راحت‌تر خواهد بود.

### ۳-۵-۱- تخلخل

نسبت حجم فضاها و موجود در یک نمونه سنگ به حجم کل نمونه‌ی سنگ را تخلخل می‌گویند. تخلخل سنگ مخزن بیانگر میزان نگهداری سیال در سنگ مخزن است و به‌صورت کسری از حجم توده

مخزن که با مواد جامد اشغال نشده، تعریف می‌گردد. این تعریف در قالب فرمول ریاضی به صورت زیر بیان می‌شود (Tiab and Donaldson, 2004).

$$\varphi = \frac{Vb - Vg}{Vb} = \frac{Vp}{Vb} \quad (2-3)$$

که در آن  $\varphi$  = تخلخل،  $Vb$  = حجم کل سنگ،  $Vg$  = حجم دانه و  $Vp$  = حجم منافذ است.

بر اساس این تعریف، تخلخل مواد می‌تواند هر مقداری داشته باشد، اما تخلخل مخازن هیدروکربور معمولاً بین ۵ درصد تا ۴۰ درصد و در بیشتر موارد بین ۱۰ درصد تا ۲۰ درصد تغییر می‌کند (Tiab and Donaldson, 2004).

در هنگام رسوب‌گذاری راه ارتباطی بین بعضی حفره‌ها تحت فرآیندهای مختلف مثل سیمان‌شدگی و تراکم قطع می‌شود. در نتیجه، درحالی که بسیاری از حفره‌ها به هم متصل‌اند. بعضی دیگر ایزوله می‌شوند. این وضعیت به شکل‌گیری دوطبقه تخلخل، مؤثر و کل که کاملاً جدا از هم هستند، می‌انجامد (Tiab and Donaldson, 2004). تفاوت بین این دو در حفره‌های ایزوله شده یا تخلخل غیر مؤثر است. تخلخل مطلق نسبت کل فضای خالی به حجم توده نمونه سنگ، بدون توجه به متصل بودن این حفره‌ها به یکدیگر است.

### ۳-۵-۱-۱- تخلخل اولیه و ثانویه

تخلخل اولیه به نام‌های دیگر تخلخل بین‌دانه‌ای<sup>۱</sup>، دانه‌ای<sup>۲</sup> و بافتی نیز خوانده می‌شود (Tiab and Donaldson, 2004). به‌طور کلی، تخلخل اولیه از زمان رسوب‌گذاری سازندها وجود داشته‌اند. از طرف دیگر، تخلخل ثانویه طی مراحل دیاژنز به دلیل تأثیر نیروهای تکتونیکی و آب سازند بر بافت سنگ بعد از رسوب‌گذاری به وجود می‌آید (Watfa and Nurmi, 1987). تخلخل ثانویه می‌تواند در اثر عواملی از قبیل انحلال، فرآیند دولومیتی شدن سنگ‌آهک، شکستگی و حفره‌های ثانویه شکل بگیرد. در مخازن کربناته، تخلخل ثانویه مهم‌تر از تخلخل اولیه است. دولومیت‌ها نزدیک به ۸۰ درصد مخازن هیدروکربور

<sup>۱</sup> Inter granular

<sup>۲</sup> Granular

امریکای شمالی را تشکیل می‌دهد. تخلخل اولیه بیشتر در سنگ‌های سیلیسی کلاسیک (تخریبی) دیده می‌شود.

### ۳-۵-۲- تراوایی یا نفوذپذیری

تراوایی توانایی سنگ مخزن در عبور دادن سیالات از فضاهای مرتبط به هم را تراوایی می‌گویند. این تعریف مشخص می‌کند که سنگ‌های غیر متخلخل فاقد نفوذپذیری تحت تأثیر اندازه دانه‌های سنگ، شکل و طرز قرارگیری دانه‌ها، درجه تراکم آن‌ها و درجه به‌هم‌پیوستگی و سیمان شدگی دانه‌های سنگ قرار می‌گیرد (Schlumberger, 1989). در شیل‌ها تخلخل بالا بوده، ولی فضاهای بین ورقه‌ای آن‌ها بسیار کوچک هستند و مسیر حرکت سیالات در فضاهای بین ورقه‌ها امکان‌پذیر نیست، لذا تراوایی آن‌ها بسیار پایین است. درحالی‌که سنگ‌های متراکم مانند آهک تخلخل پایینی دارند، اما به دلیل داشتن شکستگی‌ها و شکاف‌های موجود در آن‌ها دارای تراوایی بالایی هستند.

### ۳-۵-۳- اشباع آب

با داشتن تخلخل یک سنگ مخزن می‌توان ایده‌ای از توانایی سنگ برای نگهداری سیالات (نفت، گاز و آب) در فضای حفره‌ها به‌دست‌آمده آورد و از این لحاظ تخلخل سنگ از اهمیت زیادی برخوردار است. این خاصیت اشباع سیال نام دارد و به‌صورت کسر یا درصد از کل حجم حفره‌های که با نفت، گاز یا آب اشغال‌شده بیان می‌شود (Tiab, 2004). اشباع آب برابر است با:

$$S_w = \frac{V_w}{V_p} \quad (3-3)$$

که در آن،  $V_w$  = حجم آب در سنگ و  $V_p$  = کل حجم منفذ سنگ است. برای اشباع نفت ( $S_o$ ) و اشباع گاز ( $S_g$ ) نیز تعاریف مشابهی صدق می‌کند؛ بنابراین در یک حفره که با نفت، گاز و آب پر شده،  $S_o + S_w + S_g$  برابر با ۱ خواهد شد. یا اگر فقط آب یا نفت وجود داشته باشد در آن صورت  $S_o + S_w$  برابر با ۱ می‌گردد؛ و اگر فقط آب فضاهای خالی را پر کرده بود،  $S_w$  برابر با ۱ می‌شود معمولاً نفت یا گاز نمی‌توانند به‌تنهایی حفره‌ها را پر کنند.

### ۳-۵-۴- حجم شیل

حجم شیل یکی از اساسی‌ترین و مهم‌ترین پارامترهای موردبررسی در کلیه مطالعات پتروفیزیکی و کیفیت مخزنی است. شیل یک سنگ رسوبی ریزدانه است که خاصیت تورق دارد و حجم شیل به معنی حجم کانی‌های رسی موجود در مخزن است و درواقع تعیین دقیق کیفیت مخزنی و پارامترهای دیگر پتروفیزیکی مانند تخلخل، نوع و توزیع سیال مخزنی، لیتولوژی و تراوایی عمدتاً بر مبنای ارزیابی و تعیین این پارامتر است، علاوه بر اثر حضور شیل به‌عنوان یکی از اجزای مهم سنگی در آنالیز نمودارهای چاه پیمایی بروی تخلخل و تراوایی، خواص الکتریکی آن‌ها نیز تأثیر زیادی روی مقاومت محاسبه‌شده می‌گذارد؛ بنابراین محاسبه حجم شیل به‌منظور برآورد دقیق تخلخل از داده‌های چاه پیمایی ضرورت دارد. چنانچه اثر حجم شیل در سازند موردمحاسبه و توجه قرار نگیرد اثر مشهودی بر نتایج محاسبه تخلخل، تراوایی و اشباع آب مخزن خواهد گذاشت (Kamel and Mabrouk, 2003). چراکه کانی‌های رسی به علت ریز تخلخل‌هایی که دارند خواص پتروفیزیکی مخزن را تحت تأثیر خواهند گذاشت و تر شوندگی و اشباع آب را دست‌خوش تغییر می‌کنند.

وجود رس در مخازن موجب کاهش مقاومت الکتریکی سنگ و پاسخ‌های بزرگ‌تر از حد واقعی در محاسبه تخلخل و نیز اشباع آب می‌شود و بنابراین لازم است که مقدار حجم آن‌ها در مخزن موردمحاسبه قرار گیرد و در سایر مطالعات پتروفیزیکی دخالت داده شود (Moradi et al., 2016). با محاسبه حجم شیل در سازند می‌توان به تفکیکی در لیتولوژی‌های مخزنی رسید، چراکه با دسته‌بندی سازندهای حفاری‌شده بر اساس میزان حجم شیل آن‌ها، کار برای ادامه ارزیابی پتروفیزیکی ساده‌تر می‌شود.

### ۳-۵-۵- تشخیص لیتولوژی

یکی از کاربردهای اصلی داده‌های نگار، تشخیص لیتولوژی است. روش‌های مختلفی برای تعیین لیتولوژی وجود دارند، که کاربرد آن‌ها تابع فراهم بودن، تعداد و نوع نگارهای حساس به لیتولوژی است.

به‌طور کلی حداقل دو نگار لازم است تا بتوان برآوردی از لیتولوژی انجام داد. نمودارهای متقاطع مختلف به کار گرفته‌شده شامل: نوترون \_ چگالی، نوترون \_ صوتی، چگالی\_ صوتی و چگالی\_ فوتوالکتریک علاوه بر تعیین تخلخل، برای تعیین لیتولوژی نیز کاربرد دارند. با استفاده از این نمودارها می‌توان حداکثر دو ترکیب کانی‌شناسی مانند، دولومیت - آهک و یا آهک - ماسه را تعیین کرد (رضایی، ۱۳۸۹).





## فصل چهارم

تفسیر چینه‌نگاری سکانسی

و ارزیابی کیفیت مخزنی

ارتباط چینه‌نگاری سکانشی با خواص مخزنی با دو فرآیند اصلی کنترل‌کننده تخلخل و تراوایی یعنی توزیع رخساره‌ها در محیط رسوبی و دیاژنز معنی یافته است. در چینه‌نگاری سکانشی تکیه اصلی بر روی نقش شرایط محیطی در زمان رسوب‌گذاری در کنترل کیفیت مخزنی است و شرایط لازم برای گسترش رسوبات مستعد مخزن صرف‌نظر از تغییراتی که سنگ بعد از رسوب‌گذاری متحمل شده است، مورد ارزیابی قرار گرفته است (امینی، ۱۳۸۸). بررسی رابطه کیفیت یک سازند و توزیع رخساره‌های رسوبی با استفاده از مفاهیم چینه‌نگاری سکانشی به درک ارتباط بین تغییرات نسبی سطح دریا در ایجاد رخساره‌های مستعد مخزن و رخساره‌های غیر مخزنی کمک فراوانی کرده و به همین دلیل برای مطالعه مخازن هیدروکربوری انجام این مطالعات ضروری است. مؤلفه‌های اصلی تعیین کیفیت مخزنی یعنی تخلخل‌های مرتبط و تراوایی توسط فابریک سنگ کنترل می‌شود (Lucia, 2007) و فابریک سنگ نیز به‌نوبه خود تحت کنترل رخساره‌های رسوبی است و توزیع رخساره‌های رسوبی نیز مطابق با تغییرات سکانشی است (Posamentier and Allen., 1999).

#### ۴-۲- نقش چینه‌نگاری سکانشی بر توزیع رخساره‌های مستعد مخزن

تشکیل رخساره‌های مستعد مخزن در پلاتفرم‌های کربناته توسط تغییرات نسبی سطح آب دریا کنترل شده است. مهم‌ترین دوره‌های رسوب‌گذاری در یک رمپ کربناته عمدتاً در سیستم تراکت پیشرونده و سیستم تراکت ترازبالا است (Tucker et al., 1993). در سیستم تراکت پیشرونده به دلیل افزایش سریع و زیاد فضای رسوب‌گذاری نسبت به تولید رسوبات، رخساره‌های مستعد مخزن کمتر توسعه یافته است، زیرا پیشروی سریع آب موجب توقف تولید کربنات شده و در مواردی موجب غرق شدن پلتفرم کربناته شده است؛ اما در مرحله‌ای از تغییرات نسبی سطح دریا که نرخ تولید کربنات نزدیک به فضای انباشت رسوب باشد رخساره‌های مخزنی گسترش یافته‌اند که این پدیده ممکن است در ابتدای سیستم تراکت ترازبالا و انتهای سیستم تراکت پیشرونده رخ دهد (امینی، ۱۳۸۸). به‌طور کلی سیستم تراکت ترازبالا (HST) در کربنات‌ها دو مرحله پیشین و پسین دارد که این مراحل نشان‌دهنده

تفاوت در نرخ ایجاد فضای رسوب‌گذاری و شرایط نسبی سطح آب دریاست. هرچقدر نسبت تولید کربنات به فضای حداکثر رسوب‌گذاری نزدیک‌تر باشد ماهیت تجمعی توالی‌های رسوبی بیشتر و ارزش مخزنی آن‌ها نیز بیشتر است. این پدیده در بخش پیشین سیستم تراکت ترازبالا رخ می‌دهد. در رمپ‌های کربناته، رسوبات مستعد مخزن اغلب در این مرحله از تغییرات سطح نسبی آب دریا گسترش یافته‌اند. در سیستم تراکت پیشرونده پسین با پایین آمدن سطح نسبی آب دریا همین‌طور که فضای رسوب‌گذاری کاهش یافته، تشکیل رخساره‌های دانه پشتیبان و پرانرژی نیز افزایش یافته و یک‌روند کم‌عمق شدگی با غالبیت رخساره‌های جزر و مدی ایجاد شده است. در توالی‌های سازند آسماری کیفیت مخزنی تا حد زیادی به الگوی توزیع رخساره‌ها و بافت رسوبی ایجاد شده وابسته است و واحدهای مخزنی خوب در اثر گسترش واحدهای گرینستونی پرانرژی پدید آمده‌اند. رخساره‌های گل پشتیبان ذاتاً فاقد کیفیت مخزنی بوده و یا کیفیت مخزنی پایینی دارند. این رخساره‌ها به محیط‌های با انرژی پایین مربوط هستند که یا در زمان افت نسبی سطح دریا که باعث کاهش فضای انباشت رسوب کردند تشکیل شده‌اند و یا در بالاآمدگی شدید سطح آب دریا که منجر به ایجاد فضای انباشت بیش‌ازحد شده و رخساره‌های مناطق عمیق تشکیل شده‌اند.

بر همین اساس چینه‌نگاری سکansı ابتدا توسط مطالعات پتروگرافی و تفسیر رخساره‌های رسوبی سازند آسماری و سپس توسط تفسیر نگار خروجی از الگوریتم انحراف معیار مورد مطالعه قرار گرفته و ارزیابی پتروفیزیکی در جهت بررسی کیفیت مخزنی سازند آسماری در چارچوب چینه‌نگاری سکansı بررسی شده است.

#### ۳-۴- رخساره‌های سازند آسماری در چاه A

##### ۳-۴-۱- رخساره‌های پهنه جزر و مدی

رخساره‌های جزر و مدی شناسایی شده در این مطالعه شامل ریز رخساره‌های انیدریتی، دولومادستون با فابریک فنسترال (چشم پرنده‌ای) و ندول‌های انیدریت و کوارتز وکی است.

این رخساره شامل میان لایه‌هایی از انیدریت به صورت بلورهای نازک و کشیده است که صورت موازی تا نیمه موازی مرتب شده‌اند و بافت قفس مرغی<sup>۱</sup> را ایجاد می‌کنند که گاهی به صورت دم‌چلچله‌ای<sup>۲</sup> دیده می‌شوند. رخساره‌ی انیدریتی فاقد بیوکلسست و آلو کم‌های غیر فسیلی است و عمدتاً در قسمت بالای سازند آسماری یا همان قسمت ماسه‌سنگی (غار) و در مجاورت سازند گچساران مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱، الف).

تفسیر: تشکیل انیدریت در این رخساره مؤند شرایط آب‌وهوای گرم و دمای بالا در محیط رسوبی بوده و مربوط به محیط بالای جزر و مدی و سب‌خا است (Flugel, 2004).

۴-۳-۱-۲- ریز رخساره‌ی دولو مادستون با فابریک فنسترال (چشم پرنده‌ای) و ندول‌های انیدریت  
این رخساره عمدتاً میکرو دولومیتی حاوی ندول‌های انیدریت با بافت قفس مرغی است و نبود آثار زیستی، لامپسینون و ذرات آواری در آن مشهود است و وجود فابریک فنسترال مهم‌ترین مشخصه‌ی آن است (شکل ۴-۱، ب).

تفسیر: وجود مادستون دولومیتی با فابریک فنسترال، عدم وجود فسیل و حفظ بافت اولیه رسوبی به عنوان رسوب‌گذاری در محیط بالای جزر و مدی تفسیر می‌شود (Adabi and Asadi, 2008). همچنین وجود فابریک فنسترال که نشانه خروج رسوبات از آب است یک محیط با نوسانات زیاد و انرژی متوسط را نشان می‌دهد که می‌توان این ریز رخساره را به محیط جزر و مدی نسبت داد. این رخساره معادل میکرو فاسیس استاندارد شماره ۲۱ فلوگل است (Flugel, 2004).

۴-۳-۱-۳- ریز رخساره کوارتز وکی

این ریز رخساره همان ریز رخساره‌ی کوارتز آرنایت است که به دلیل تشکیل در یک محیط کم انرژی تر دارای ماتریس کربناته است. ماسه‌سنگ‌های کاملاً گرد شده و درشت‌دانه داخل ماسه‌های ریزتر و تا

<sup>۱</sup> Chicken wire

<sup>۲</sup> Dovetial

حدی زاویه‌دار قرار دارند که نشان می‌دهند حالت دو منشأیی دارد (شکل ۴-۱، پ).

تفسیر: ماتریس کربناته‌ی بیش از ۱۵ درصد این ریز رخساره نشان می‌دهد که این ماسه‌سنگ‌ها می‌توانند در داخل آب‌های فوق اشباع از کلسیت در یک محیط کم انرژی ته‌نشین شوند (Zamanzadeh et al., 2009).

#### ۴-۳-۲- رخساره محیط ساحلی

محیط ساحلی شامل ریز رخساره‌ی کوارتز آرنایتی است.

#### ۴-۳-۱- ریز رخساره کوارتز آرنایت

این ریز رخساره بیش از ۹۰ درصد کوارتز دارد و ذرات کوارتز اغلب زاویه‌دار بوده و جور شدگی خوبی دارند. ماسه‌سنگ معمولاً به دو صورت دیده می‌شوند: (۱) ماسه‌سنگ‌های سست که سیمانی در بین ذرات کوارتز در آن‌ها دیده نمی‌شود (شکل ۴-۱، ت و ۲) ماسه‌سنگ‌هایی که سیمان کلسیتی یا دولومیتی در بین ذرات کوارتز در آن‌ها دیده می‌شوند (شکل ۴-۱، ث).

تفسیر: به علت بلوغ بافتی و جور شدگی خوب ذرات می‌توان این ریز رخساره را به محیط ساحلی با انرژی بالا نسبت داد و همچنین نبود آشفستگی زیستی و آثار فسیلی نشان‌دهنده‌ی محیط‌های پرانرژی ساحل است (Ensele 2000).

#### ۴-۳-۳- رخساره‌های محیط لاگون

کمربند رخساره‌ای لاگونی شامل ریز رخساره‌های دولومادستونی، پکستون بایوکلاستی، وکستون \_ پکستون فرامینیفرهای بنتیک، پلوئید و بایوکلاست دار و مادستونی است.

#### ۴-۳-۳-۱- ریز رخساره دولومادستون

مجموعه آلوکوم‌ها موجود در این رخساره کم است که به علت وجود مواد آلی بیشتر به رنگ تیره مشاهده می‌شوند. این رخساره به شدت تحت تأثیر فرآیند دولومیتی شدن قرار گرفته است و میزان تخلخل در آن بسیار کم است. بافت این رخساره را میکرایت با آلوکوم کم و فاقد فسیل تشکیل می‌دهد.

(شکل ۴-۲، الف).

تفسیر: نبود فسیل و تنوع بسیار کم در این ریز رخساره نشان‌دهنده‌ی چرخش محدود آب و نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات است (Alsharhan and Kendall, 2003). با توجه به عدم حضور اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی و تنوع کم فسیلی و قرارگیری این رخساره در بخش بالایی رخساره‌های لاگونی، می‌توان محیط ته‌نشست این ریز رخساره را بخش لاگون نزدیک به ساحل در نظر گرفت (Flugel, 2004).

۴-۳-۳-۲- ریز رخساره پکستون بایوکلاستی

در این ریز رخساره مهم‌ترین اجزای تشکیل‌دهنده‌ی قطعات بایوکلاستی می‌باشند که می‌توان به فرامینیفرهای بنتیک مانند میلیولید، قطعات جلبکی و گاستروپود اشاره کرد. وجود فرامینیفرهای بنتیک همراه جلبک‌های آهکی نشان‌دهنده‌ی رسوب‌گذاری در محیط لاگون است (Flugel, 2010). (شکل ۴-۲، ب).

تفسیر: میکریتی شدن اجزای اسکلتی فرامینیفرها و نبود سیمان‌های دریایی نشان‌دهنده‌ی انرژی پایین محیط لاگون است (Tucker and Wright, 1990).

۴-۳-۳-۳- وکستون \_ پکستون فرامینیفرهای بنتیک، پلوئید و بایوکلاست دار

فرامینیفرهایی با دیواره‌ی پرسلانوز مانند میلیولید، دندریتینا، آرکیاس، پلوئید و همراه با مقادیر اندک از خرده‌های شکم پایان، دوکفه‌ای و نرم‌تنان مانند مجموعه ارگانیسیم‌های سازنده این ریز رخساره را تشکیل می‌دهند که در این میان دندریتینا و آرکیاس از فراوانی بیشتری برخوردار می‌باشند که در زمینه‌ای از میکرایت تشکیل شده‌اند. آثار دولومیتی شدن زمینه و آلوکوم‌ها، شکستگی برخی از آلوکوم‌ها، انحلال و سیمانی شدن کم در زمینه و بعضی از آلوکوم‌ها در این ریز رخساره مشاهده می‌شود (شکل ۴-۲، پ).

تفسیر: فرامینیفرهای پورسلانوزی آرکیاس و دندریتینا در مناطق حاره‌ای و نیمه حاره‌ای و در محیط‌های کم‌عمق دریایی فراوانی بیشتری دارند (Lee, 1990). این فرامینیفرها به دلیل همزیستی با

جلبک‌ها در محیط‌هایی با شوری زیاد قادر به زندگی نمی‌باشند (Mossadegh, 2009). با توجه به حضور تعدادی از فرامینیفرها با پوسته‌ی پرسلانو و حضور اندک فرامینیفرهای هیالین و فون‌های دریای باز، می‌توان جایگاه این ریز رخساره را در قسمت‌های پرانرژی‌تر یک لاگون نیمه محصور در نظر گرفت (Wilson, 1975; Shahkarami et al., 2007).

#### ۴-۳-۳-۴ ریز رخساره مادستون

بافت این ریز رخساره از میکرایت تشکیل شده و فاقد آلوکوم و فسیل است. آثار آشفستگی زیستی در این ریز رخساره به ندرت دیده می‌شود. قالب‌های دولومیتی و تبخیری نیز در برخی موارد به چشم می‌خورد (شکل ۴-۲، ت).

تفسیر: نبود فسیل و آلوکوم و نیز ذرات آواری نشان‌دهنده‌ی چرخش محدود آب و نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات است (Alsharhan and Kendall, 2003). نبود اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی، تنوع بسیار کم و یا به عبارتی نبود فسیل در نمونه‌ها و قرارگیری این ریز رخساره در بخش بالایی رخساره‌های لاگونی، می‌توان محیط ته‌نشست این ریز رخساره را به بخش لاگونی نزدیک به ساحل در نظر گرفت (Flugel, 2004).

#### ۴-۳-۴ رخساره‌های سدی

ریز رخساره‌های شناسایی شده در کمربند رخساره‌ی سدی شامل پکستون \_ گرینستون میلیولید، پلوئید و بایوکلاست دار، بایوکلاست گرینستون حاوی روزن‌داران بدون منفذ و پلوئید و باندستون مرجانی است.

#### ۴-۳-۴-۱ ریز رخساره‌ی پکستون \_ گرینستون میلیولید، پلوئید و بایوکلاست دار

اجزای اصلی این رخساره شامل آلوکوم‌هایی شامل فرامینیفرهایی از قبیل میلیولید، پلوئید، آسترلینا و بایوکلاست‌ها می‌باشند. زمینه از میکرایت است که در برخی موارد کلسیتی شده و هم‌چنین در بین دانه‌ها سیمان انیدریتی نیز به چشم می‌خورد (شکل ۴-۳، الف).

تفسیر: با توجه به حضور فرامینفرهای محیط لاگونی، آثار کلسیتی شدن درزمینه‌ی میکرایتی و دانه پشتیبان بودن این ریز رخساره می‌توان محیط تشکیل آن را به محیط لاگون نزدیک به سد تا سد با انرژی نسبتاً بالا نسبت داد. همراهی میلیولید و آستریلینا نشان‌دهنده‌ی محیط‌های نسبتاً پرانرژی و کم‌عمق پلتفرم داخلی است (Geel, 2000).

۴-۳-۴-۲- ریز رخساره بایوکلاست گریستون حاوی روزن‌داران بدون منفذ و پلوئید

بافت دانه پشتیبان متشکل از قطعات اینتراکلاستی و بایوکلاستی مهم‌ترین اجزای تشکیل‌دهنده‌ی این رخساره می‌باشند. خرده‌های اسکلتی نظیر دوکفه‌ای، گاستروپود، خارداران و پلوئید و روزن‌داران بدون منفذ مانند میلیولید، میاندروپسینا و آستروتیریلینا از ویژگی‌های مهم این رخساره است. زمینه میکرایتی در این رخساره نیز مشهود است. پلوئیدها اغلب از میکرایتی شدن بایوکلاست‌ها و روزن‌داران ایجاد شده‌اند (شکل ۴-۳، ب).

تفسیر: حضور خرده‌های زیستی گوناگون، آثار کلسیتی شدن درزمینه‌ی میکرایتی، فابریک دانه پشتیبان و جور شدگی خوب دانه‌ها مربوط به محیط با انرژی بالای محیط رسوب‌گذاری است (Corda and Brandano, 2003; Renema, 2006).

۴-۳-۴-۳- ریز رخساره باندستون مرجانی

این ریز رخساره از کلنی مرجانی تشکیل شده است. فضاهای خالی در ساختار مرجانی توسط سیمان دولومیتی و مقدار کمی میکرایت پر شده است. فرامینفرهای شاخص محیط لاگون نظیر میلیولید و بایوکلاست‌هایی نظیر گاستروپودها با فراوانی کم در برخی مقاطع مربوط به این ریز رخساره مشاهده می‌شوند (شکل ۴-۳، پ).

تفسیر: با توجه به گسترش کم، این ریز رخساره به صورت ریف‌های کومه‌ای<sup>۱</sup> در نظر گرفته می‌شود که می‌تواند در طول بخش‌های مختلف محیط سدی نهشته شده باشد. این ریز رخساره توسط جانداران درجا و در حاشیه‌ی پلتفرم به صورت ریف‌های تکه‌ای تشکیل شده و در بالای سطح اساس امواج عادی

---

<sup>۱</sup> Path reef



قرار می‌گیرد (Wilson, 1975). این رخساره نشان‌دهنده‌ی بالاترین میزان انرژی در محیط است که سیمانی شدن هم‌زمان با رشد کلنی مرجان باعث استحکام چارچوب مرجانی در مقابل امواج پرانرژی شده است (tucker 1991).

#### ۴-۳-۵- رخساره‌های محیط دریای باز

ریز رخساره‌های شناسایی شده در کمربند رخساره‌ای محیط دریای باز شامل ریز رخساره‌های نومولیت پکسون،

#### ۴-۳-۵-۱- ریز رخساره نومولیتس پکستون

بافت این ریز رخساره پکستون است. در این ریز رخساره نومولیت‌ها با فراوانی نسبتاً زیادی حجم اصلی آلوکوم‌ها را تشکیل می‌دهند و به‌صورت فشرده غالب شده است. از فرآیندهای رایج در این ریز رخساره می‌توان به تراکم فیزیکی و شیمایی، تخلخل درون‌دانه‌ای و آثار خردشدگی فسیل‌ها اشاره کرد. با توجه به اینکه در این ریز رخساره درصد قابل‌توجهی نومولیت مشاهده می‌شود و این ریز رخساره درزمینه‌ی میکритی قرار دارد می‌توان آن را به محیط دریای باز نسبت داد (شکل ۴-۴، الف).

#### ۴-۳-۵-۲- ریز رخساره‌ی نومولیت وکستون

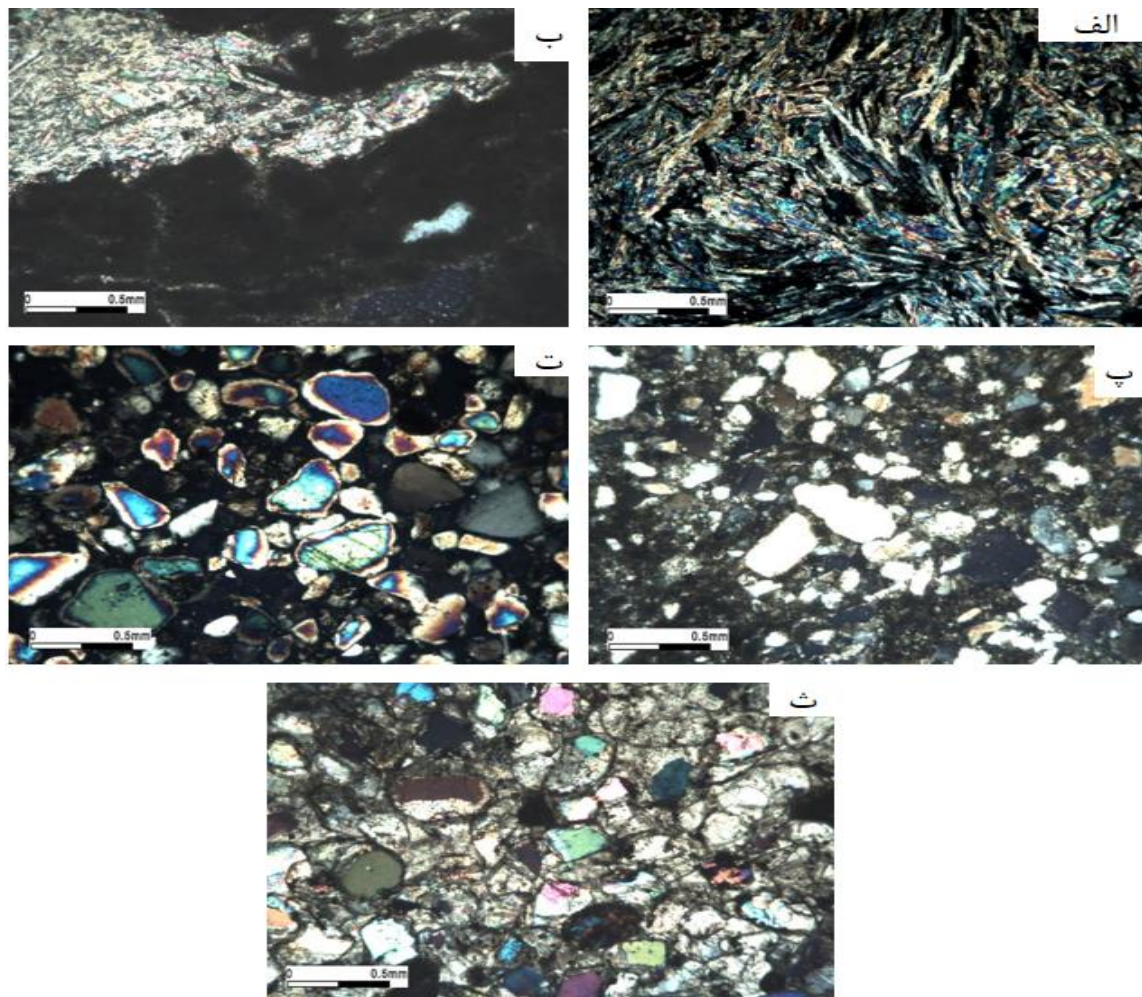
بافت این ریز رخساره از وکستون است. فرامینیفرهایی نظیر نومولیت حجم اصلی آلوکوم‌ها را تشکیل می‌دهند که در یک زمینه‌ی میکритی قرار گرفته‌اند. از فرآیندهای رایج در این ریز رخساره می‌توان به ساختارهای متراکم و تخلخل حفره‌ای و درون‌دانه‌ای اشاره کرد (شکل ۴-۴، ب).

تفسیر: وجود زمینه‌ی میکритی و وجود فرامینیفره‌ای نومولیت نشان‌دهنده‌ی انرژی کم و محیط دریای باز است (geel, 2000).

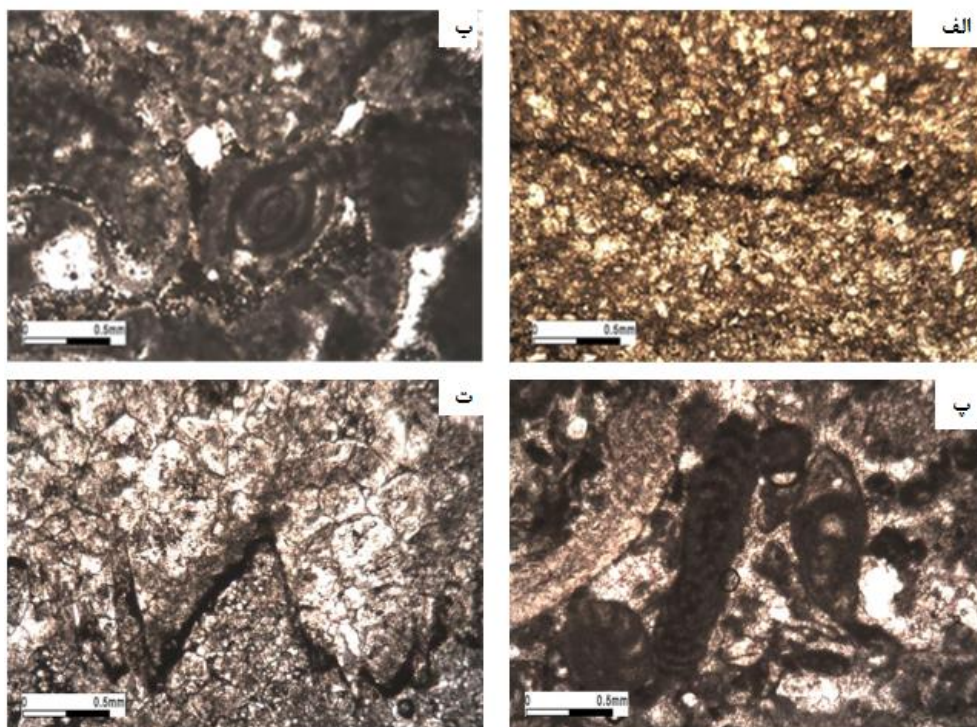
#### ۴-۳-۵-۳- ریز رخساره مادستون-وکستونی فرامینیفر شناور نومولیت دار

بافت این ریز رخساره بیشتر گل‌پشتیان است و نومولیت‌ها حجم اصلی آلوکوم‌ها را تشکیل می‌دهند. از فرآیندهای رایج در این ریز رخساره می‌توان به ساختارهای متراکم و تخلخل درون‌دانه‌ای

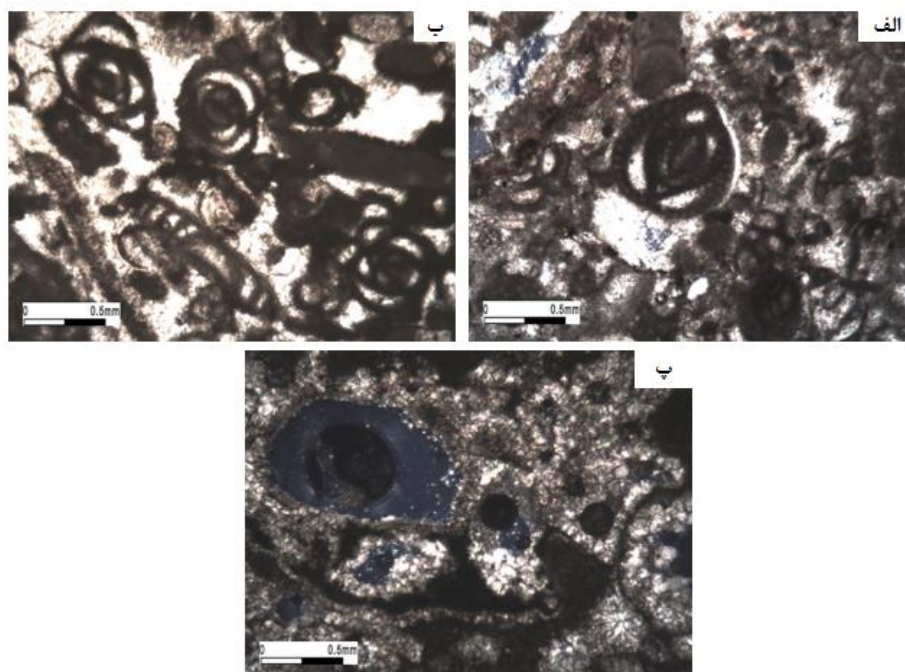
اشاره کرد. . با توجه به اینکه در این ریز رخساره درصد قابل توجهی نومولیت مشاهده می شود، می توان آن را به محیط دریای باز نسبت داد (شکل ۴-۴، پ).



شکل ۴-۱: ریز رخساره های پهنه ی جزر و مدی و محیط ساحلی چاه A: الف) ریز رخساره ی انیدریت در پهنه جزر و مدی عمق ۲۲۸۴ متری. ب) ریز رخساره ی مادستون دولومیتی با فابریک فنسترال و ندول های انیدریت در پهنه ی جزر و مدی عمق ۲۲۸۵ متری. پ) ریز رخساره ی کوارتز وکی با ماتریس کربناته ی کم تر از ۱۵ درصد در پهنه ی جزر و مدی عمق ۲۳۲۵ متری. ت) ریز رخساره ی کوارتز آرنایتی فاقد سیمان کربناته در محیط ساحلی عمق ۲۳۳۰ متری. ث) ریز رخساره ی کوارتز آرنایتی دارای سیمان کربناته در محیط ساحلی عمق ۲۳۳۲ متری

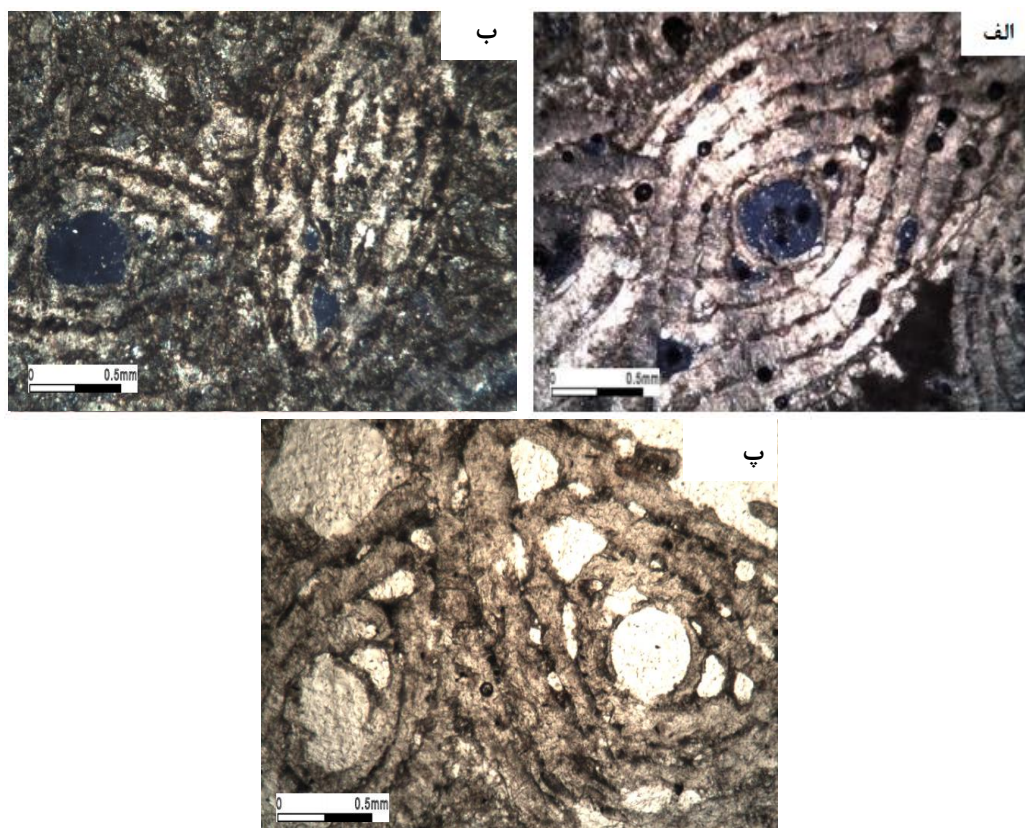


شکل ۴-۲: ریز رخساره‌های محیط لاگونی چاه A: الف) دولومادستون عمق ۲۴۱۴ متری. ب) پکستون بایوکلاستی عمق ۲۴۲۷ متری. پ) وکستون \_ پکستون فرامینیفرهای بنتیک، پلوئید و بایوکلاست دار عمق ۲۳۵۴ متری. ت) مادستون عمق ۲۴۰۰ متری



شکل ۴-۳: ریز رخساره‌ی محیط سدی چاه A: الف) پکستون \_ گرینستون میلیولید، پلوئید و بایوکلاست دار عمق ۲۴۱۵ متری ب) بایوکلاست گرینستون حاوی روزن‌داران بدون منفذ و پلوئید عمق ۲۴۰۷ متری پ) باندستون مرجانی عمق ۲۴۴۴ متری





شکل ۴-۴: ریز رخساره‌های محیط دریای باز چاه A: الف) ریز رخساره‌ی نومولیتس پکستون عمق ۲۴۷۸ متری ب) ریز رخساره‌ی نومولیتیده وکستون ۲۴۷۵ متری پ) مادستون-وکستون نومولیت‌دار عمق ۲۴۷۳ متری

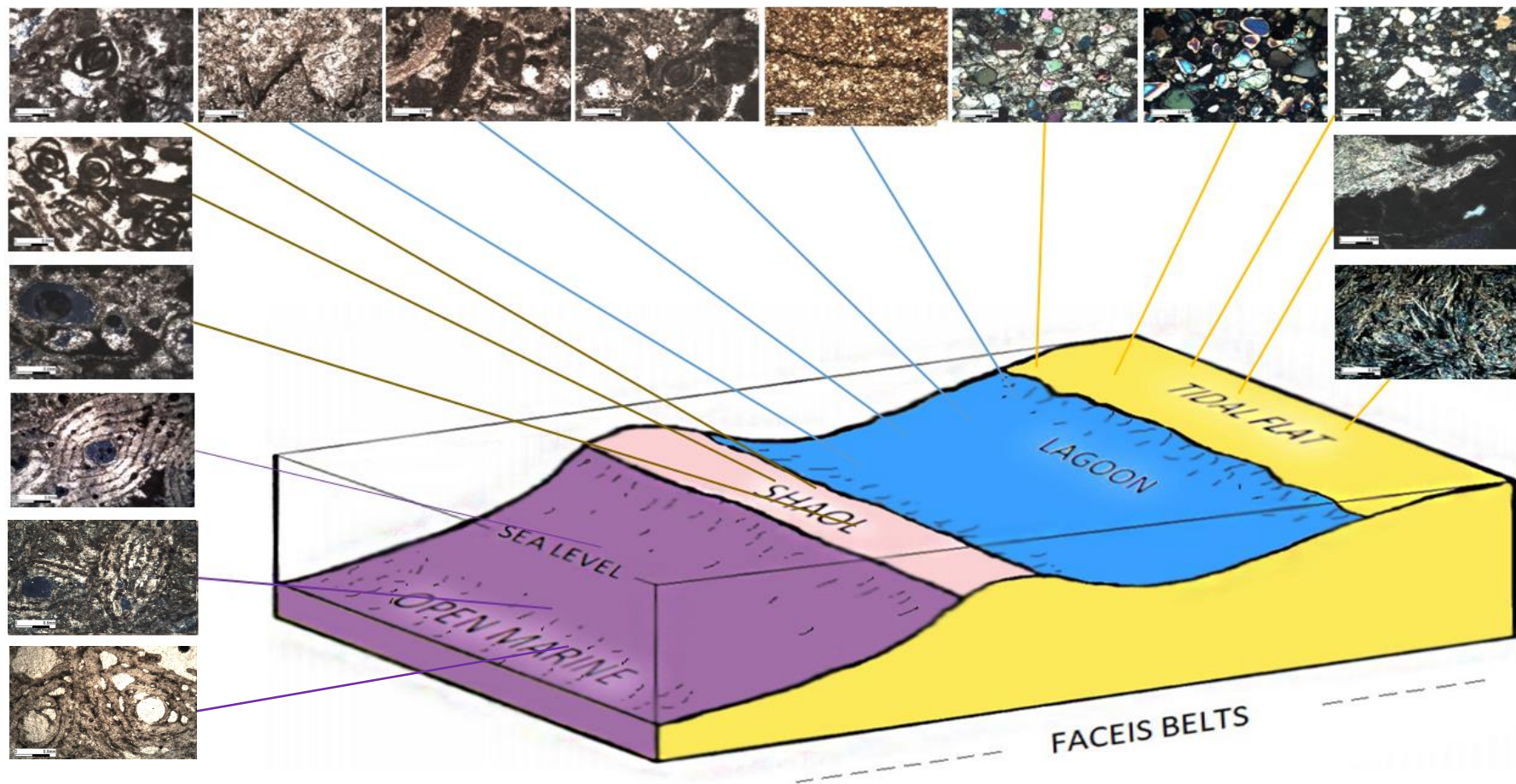
#### ۴-۴- تفسیر محیط رسوبی و ارائه‌ی مدل رسوبی سازند آسماری در چاه A

بامطالعه مقاطع نازک و تعیین و توصیف میکروفاسیس‌ها و بررسی رخساره‌های سازند آسماری در میدان و مقایسه‌ی این مجموعه رخساره‌ها با کمربندهای رخساره‌ای فلوگل (۲۰۰۴) و همچنین تبدیل تدریجی رخساره‌ها به یکدیگر، نبود ریف‌های سدی پیوسته، عدم رخساره‌های ریزشی و لغزشی نشان می‌دهد که سازند آسماری در میدان مورد مطالعه تحت شرایط محیط رمپ کربناته با شیب ملایم تشکیل شده است. بر اساس مطالعه عمودی ریز رخساره‌ها، پنج زیر محیط رسوبی در این رمپ کربناته تشخیص داده شده است. در این مدل حدفاصل محیط لاگون و دریای باز را یکسری سدهای بایوکلاستی تشکیل داده‌اند که این دو زیر محیط را از یکدیگر جدا می‌کند. در برخی نواحی آثاری از موجودات ریف ساز به خصوص ریف‌های مرجانی نیز دیده می‌شود که با توجه به عدم گسترش آن‌ها و نیز قرار گرفتن در

پشت سدها و نیز دارا بودن اجزا لاگونی، به نظر می‌رسد که از انواع ریف‌های کومه‌ای باشند. احتمالاً به دلیل وضعیت دریا از لحاظ شدت امواج، این‌گونه ریف‌ها در این ناحیه گسترش نیافته‌اند (Wilson, 1975). در مناطق سدی یا بار به دلیل عملکرد شدید امواج و بالا بودن انرژی محیط نسبت به محیط‌های اطراف خود باعث گسترش رخساره‌های گرینستونی گردیده است و به سمت لاگون عمدتاً فسیل‌های میلیولید و گاستروپود گسترش یافته‌اند. همچنین ظاهر شدن فابریک چشم پرنده‌ای (فنسترال) و همراهی بلورهای دولومیت با کانی‌های تبخیری نشان از حضور در محیط‌های جزر و مدی است. در شکل (۴-۵) مدل رسوبی پیشنهادی برای سازند آسماری در چاه A و توزیع ریز رخساره‌ها در زیر محیط‌های رسوبی نشان داده شده است.

#### ۴-۵- سکانس‌های شناسایی شده در چاه A میدان مورد مطالعه

سکانس‌های توالی مورد مطالعه با رخساره‌های عمیق شونده به سمت بالا (TST) شروع شده، در ادامه به سطوح انتقالی حداکثر پیشروی آب دریا (MFS) و در نهایت به رخساره‌های کم‌عمق شونده (HST) ختم شده است. در این میدان ۶ سکانس و ۶ مرز سکانسی شناسایی گردید که از نوع یک و دو هستند. مرزهای سکانسی با نهشته شدن مجموعه میکروفاسیس‌های پهنه‌ی جزر و مدی به‌ویژه طبقات انیدریتی بر روی میکروفاسیس‌های مناطق عمیق‌تر تعیین گردید. سیستم تراکت‌های HST و TST نیز در بعضی موارد با توجه توالی رخساره‌ها و قرارگیری فرامینیفیرهای بی‌منفذ و منفذ دار نسبت به یکدیگر مشخص شده‌اند. همچنین ۷ سطح حداکثر غرقابی (MFS) شناسایی شد. مشخصه اصلی تعیین این سطح، قرارگیری نهشته‌های مناطق عمیق‌تر سازند بر روی نهشته‌های مناطق کم‌عمق‌تر و همچنین افزایش در میزان پرتوگاما است.



شکل ۴-۵: توزیع ریز رخساره‌ها و مدل رسوبی پیشنهادی برای رسوب‌گذاری رسوبات سازند آسماری در چاه A

#### ۴-۵-۱- سکانس اول

در چاه A این سکانس از عمق ۲۴۵۴ تا ۲۴۹۰ متری را در بر گرفته است. این سکانس با ضخامت ۳۶ متر، شامل سیستم تراکت TST، سطح MFS و سیستم تراکت HST است. مرز زیرین این سکانس که در بخش زیرین سازند آسماری قرار دارد یک ناپیوستگی با سازند جهرم دارد که بر روی سنگ‌های کم‌عمق بخش فوقانی سازند جهرم قرار گرفته است و مرز سکانشی از نوع اول (SB 1) است.

در قاعده سکانس اول، فرامینیفرهای منفذ دار نومولیتیدها با رخساره وکستونی با پوسته‌های بزرگ و پهن شروع می‌شوند که مشخصه‌ی محیط عمیق است (Vennin et al., 2003). با توجه روند افزایش توریم به پتاسیم به سمت بالا که نشان‌دهنده‌ی افزایش عمق آب و پیشروی آب دریا است این بخش به سیستم تراکت TST منسوب شده است. با دامه روند پیش روی، سطح آب دریا به بالاترین حد خود (MFS) در عمق ۲۴۷۲ متری رسیده است، که این سطح با ریز رخساره مادستون-وکستون دریای باز و افزایش میزان API در نمودار گاما مشخص شده است. بعد از این سطح به سمت بالا با توجه کاهش در روند نمودار گاما، افزایش فرامینیفرهای بنتیک بی منفذ که در محیط‌های کم‌عمق لاگون و نزدیک به ساحلی فراوانی بیشتری دارند، نشانگر کاهش عمق آب در این بخش از سکانس است (Vaziri-Moghaddam et al., 2006)، این بخش به سیستم تراکت HST منسوب شده است. در عمق ۲۴۵۴ متری با بیشترین کاهش در مقدار API و افزایش لایه انیدریتی به عنوان مرز بالایی سکانس اول در نظر گرفته شده است. مرز فوقانی سکانس اول به دلیل عدم وجود شواهد خروج از آب به صورت مرز دوم (SB2) در نظر گرفته شده است (شکل ۴-۶).

#### ۴-۵-۲- سکانس دوم

این سکانس ۳۳ متر ضخامت دارد و با رخساره‌های مرحله TST به ضخامت ۱۰ متر شروع شده است. مقایسه شدت نمودار پرتوگاما برای دسته رخساره‌های TST در این سکانس نشان‌دهنده یک‌روند تدریجی افزایشی است، در حالی که این حالت در مورد دسته رخساره‌های HST در این سکانس از

نوع کاهشی است. این توالی رسوبی که در آن رخساره‌های محیط‌های عمیق‌تر مانند مادستون بر روی رخساره‌های محیط‌های کم‌عمق‌تر پکستون بایوکلاستی قرار گرفته‌اند، به‌عنوان دسته رخساره‌های پیش روی (TST) در نظر گرفته شده‌اند و در مجموع بیانگر بالا آمدن سطح آب دریا است. با ادامه روند پیشروی، سطح آب دریا به بالاترین حد خود رسیده است که منجر به تشکیل سدهای بیوکلاستی پراثری مانند باندستون مرجانی در عمق ۲۴۴۴ متری شده است. به تدریج و با خارج شدن از حالت سکون نسبی سطح آب دریا، دسته رخساره‌های HST نظیر میلیولیدها و آستروتریلینا که حاکی از محیط‌های آب‌های کم‌عمق در بخش داخلی سکو هستند (Geel, 2000)، شکل گرفته‌اند. در این بخش تنوع فرامینفرها به حد بیشینه رسیده است که نشانگر سیستم تراکت HST است (Vaziri-Moghadam et al., 2006). همچنین در این بخش با روند کاهشی API در نمودار گاما و روند افزایشی توریم نسبت به پتاسیم رو بالا نشان از پسروده آب دریا بوده است؛ و در عمق ۲۴۲۱ متری باوجود رخساره انیدریتی که نشان از پایین افتادگی سطح آب دریا است، مرز بالایی سکانس دوم مشخص شده است. مرز فوقانی این سکانس نیز به دلیل عدم وجود شواهد خروج از آب به‌صورت مرز غیر فرسایشی و مرز سکانشی نوع دوم (SB2) در نظر گرفته شده است (شکل ۴-۶).

#### ۴-۵-۳- سکانس سوم

در چاه موردنظر این سکانس از عمق ۲۴۲۱ متری تا ۲۳۷۴ متری را در بر گرفته است و ۴۷ متر ضخامت دارد؛ و شامل سیستم تراکت TST، سطح MFS و سیستم تراکت HST است. سیستم تراکت TST با بالا آمدن آهسته سطح آب دریا و افزایش مقدار API به سمت بالا و دسته رخساره‌های وکستون - پکستون فرامینفرهای بنتیک نظیر میلیولید محیط لاگون شروع شده و با تغییر به سمت بالا به رخساره‌های وکستون-پکستون بایوکلاستی روند افزایش عمق را نشان داده است. با ادامه پیشروی در عمق ۲۴۰۷ متری با تشکیل رخساره‌ی سدهای بیوکلاستی پراثری نظیر گرینستون بایوکلاستی، سطح آب دریا به بالاترین حد خود (MFS) در این سکانس رسیده است که مقدار API در



نمودار گاما نیز در این عمق حدود ۶۸ است. بعد از این سطح نمودار گاما به سمت بالا روند کاهشی داشته است و نسبت توریم به پتاسیم افزایش پیدا کرده است که نشانگر پسروده و کاهش سطح آب را داشته است. لیتولوژی این قسمت عمدتاً دولومیتی بوده و در قسمت‌هایی از آن سیمان انیدریتی وجود داشته است. دسته رخساره‌های مربوط به این قسمت شامل فرامینیفرهای بی منفذ بایوکلاست و کستون-پکستون در یک بافت گل پشتیبان تا دانه پشتیبان است که دارای فونای فرعی استراکد و گاستروپود است. حضور گسترده فونایی با دیواره پورسلانوز و عدم حضور روزن‌داران با دیواره هیالین حاکی از محیط آرام و کم‌عمق را دارد (Flügel, 2010). این روند پسروده ادامه دارد تا بالاخره در عمق ۲۳۷۴ متری، سطح آب به پایین‌ترین حد خود در این سکانس رسیده است. پرتوگاما به حداقل و چگالی به حداکثر رسیده است. مرز فوقانی این سکانس نیز به دلیل عدم وجود شواهد خروج از آب به صورت مرز سکانشی نوع دوم (SB2) در نظر گرفته شده است (شکل ۴-۶).

#### ۴-۵-۴- سکانس چهارم

این سکانس به دلیل عدم اطلاعات کافی مغزه و پتروگرافی با استفاده از نمودارهای چاه پیمایی مشخص گردیده است. این سکانس در مجموع ۲۰/۵ متر ضخامت دارد و از عمق ۲۳۷۴ تا ۲۳۵۳/۵ متری را در بر گرفته است. با افزایش در مقدار نمودار گاما به سمت بالا، ماهیت ریز شونده‌گی به بالا و روند افزایش پتاسیم به توریم، سیستم تراکت TST با ضخامت ۴ متر مشخص شده است. در عمق ۲۳۷۰ متری، افزایش عمق چشمگیری مشاهده است که عمق آب به حداکثر مقدار خود (MFS) رسیده است. API در این سطح به ۷۵ و نگار صوتی به حداکثر رسیده است. گستره پیشرونده سطح آب دریا این سکانس کوچک‌تر از سکانس‌های دیگر است و افزایش نگار سونیک نیز به دلیل عمیق‌تر شدن حوضه و ازدیاد شیل است. نگار نوترون نیز همانند نگار سونیک یک تغییر مشخص را نشان داده است که این افزایش شاخص، سطح MFS را مشخص کرده است. پس از عمق ۲۳۷۴ متری عمق حوضه تا حدودی کم شده است به طوری که با افزایش توریم همراه بوده است. با توجه به دسته

رخساره‌های فرامینیفرهای بنتیک نظیر میلیولید و فونای فرعی استراکدها و گاستروپودها، این قسمت به سیستم تراکت HST منسوب شده است. این روند پسرونده ادامه داشته است تا بالاخره در عمق ۲۳۵۳/۵ متری با کاهش در نمودار گاما و نگار سونیک و حداکثر مقدار چگالی به مرز فوقانی سکانس چهارم رسیده است که از نوع دوم (SB2) است (شکل ۴-۶).

#### ۴-۵-۵- سکانس پنجم

ضخامت این سکانس ۴۶ متر است و از عمق ۲۳۵۳/۵ تا ۲۳۰۷/۵ متری را در برگرفته است. در قاعده سکانس ششم، فرامینیفرهای بی منفذ نظیر میلیولیدها با رخساره‌ی وکستونی فراوانی بیشتری دارند اما به سمت بالا به رخساره مادستونی فراوان‌تر شده‌اند. هم‌چنین با توجه به افزایش مقدار API در نمودار گاما که نشانه عمیق شدن حوضه است این قسمت به سیستم تراکت TST نسبت داده شده است. با ادامه روند پیشروی، سطح آب دریا در عمق ۲۳۳۳ متری با تشکیل رخساره مادستون بایوکلاست دار به بالاترین حد خود در این سکانس رسیده است. بعدازاین سطح با کاهش عمق رخساره‌های ماسه‌سنگی ساحلی نظیر کوارتزوکی و کوارتز آرنایت به ضخامت ۲۶ متر در این قسمت افزایش چشمگیری پیدا کرده‌اند که سیستم تراکت HST را مشخص کرده‌اند. هم‌چنین کاهش در مقدار API در نمودار گاما به سمت بالا و افزایش نسبت توریم به پتاسیم حاکی از این است که سطح نسبی آب دریا کاهش یافته است. این روند پسرونده ادامه یافته است تا در عمق ۲۳۰۷/۵ متری به پایین‌ترین حد خود برسد (SB2). مرز فوقانی سکانس پنجم نیز به دلیل عدم وجود شواهد خروج از آب به صورت مرز نوع دوم (SB2) در نظر گرفته شده است (شکل ۴-۶).

#### ۴-۵-۶- سکانس ششم

ضخامت این سکانس ۲۴ متر است و از عمق ۲۳۰۷/۵ تا ۲۲۸۳ متری را در برگرفته است. در قسمت TST سکانس ۶، میزان نگار گاما به طرف بالا رو به افزایش است. روند پایین توریم به پتاسیم بیانگر پیشروی سطح آب دریا است. رخساره‌های وکستون-پکستون بایوکلاستی به رخساره‌ی

مادستونی افزایش پیدا کرده‌اند. سطح حداکثر غرقابی (MFS) این سکانس با تشکیل مادستون-وکستون حاوی فرامینیفرهای بی منفذ در عمق ۲۲۹۸ متری مشخص شده است. بعد از حداکثر سطح گسترش آب دریا و با پسرونده آب دریا به تدریج از رخساره‌ای پکستون-وکستون محیط لاگونی کم شده و رخساره‌های ساحلی و دولومادستون جزر و مدی گسترش پیدا کرده‌اند که این روند نشان از کاهش سطح آب دریا داشته است. هم‌چنین نگار گاما به طرف بالا کاهش یافته است. با توجه به این روند، این قسمت به این سیستم تراکت HST منسوب شده است. با توجه به اینکه انیدریت قاعده‌ای که شاخص حداکثر پایین افتادن سطح آب دریا و مهم‌ترین مشخصه برای تشخیص مرز سکانشی است، این لایه انیدریتی به ضخامت ۳ متر، مرز فوقانی سکانش ششم را مشخص کرده است. بین آسماری و گچساران ناپیوستگی وجود دارد بر همین اساس مرز سکانشی از نوع اول است. این سکانش بین یک مرز غیر فرسایشی از نوع دوم (SB2) در پایین و یک مرز فرسایشی از نوع اول در بالا (SB1) قرار دارد (شکل ۴-۶).

#### ۴-۵-۷- نمودار انحراف معیار گاما

با توجه به این نکته که در یک مرحله از تغییرات سطح آب دریا نگاره گاما همواره انحراف از متوسط مشخصی را دنبال می‌کند، سبب می‌گردد تا جمع تغییرات این انحراف از متوسط داده‌ها نشان‌دهنده چرخش شرایط سطح آب از پیشرونده به پسرونده و یا بالعکس باشد. آنالیز تجمعی انحراف از معیار گاما بر روی سازند آسماری یک چرخه کامل پیشروی و پسرونده را به اثبات می‌رساند. در شکل (شکل ۴-۷) ابتدا در عمق ۲۵۰۰ نگار انحراف از معیار گاما چاه A به سمت راست با همان پیشروی کلی داشته و در عمق ۲۳۷۰ متری بیشترین پیشروی سطح آب دریا را نشان داده است که با سطح حداکثر غرقابی (MFS) مشخص شده در سکانش چهارم مطابقت دارد. بعد از این عمق آب دریا یک پسرونده کلی را شروع کرده و در انتها با یک مرز سکانشی فرسایشی از نوع اول (SB1) مشخص شده است. با توجه به اینکه از نمودار انحراف از معیار گاما تشخیص سکانش‌های رده پایین‌تر

سخت است بنابراین با کمک از نتایج تفسیر سکانس‌ها در چاه‌ها که در سمت راست شکل (شکل ۴-۷) نشان داده شده است، این قبیل سکانس‌ها با اطمینان بیشتری تشخیص داده شده‌اند. مرز سکانس‌های رده پایین‌تر توسط خطوط قرمز رنگ مشخص شده‌اند. همان‌طور که در شکل (شکل ۴-۷) قابل مشاهده است، در روند کلی پیشروی سه سکانس رده پایین تشخیص داده شده است و همچنین در روند پسرونده کلی سه سکانس رده پایین که توسط پیشروی و پسرونده جزئی در نگار قابل مشاهده هستند. در ادامه نگار انحراف از معیار گامای چاه B هم به این صورت مورد تحلیل قرار گرفته است که با توجه به نزدیک بودن فاصله این دو چاه، نگارهای به دست آمده دارای تشابه زیادی هستند.

بر اساس مطالعات چینه‌نگاری سکانشی انجام شده با استفاده از توالی رخساره‌ها در چاه A و همچنین مطابقت دادن سکانس‌ها با روش انحراف معیار، توالی چینه‌نگاری سکانشی نیز در چاه‌های B و C توسط روش انحراف معیار نشان داده شد (شکل‌های ۴-۷، ۴-۸ و ۴-۹) و سپس سکانس‌های شناسایی شده در هر سه چاه باهم مطابقت داده شدند (شکل ۴-۱۰).

#### ۴-۵-۸- ارزیابی پتروفیزیکی

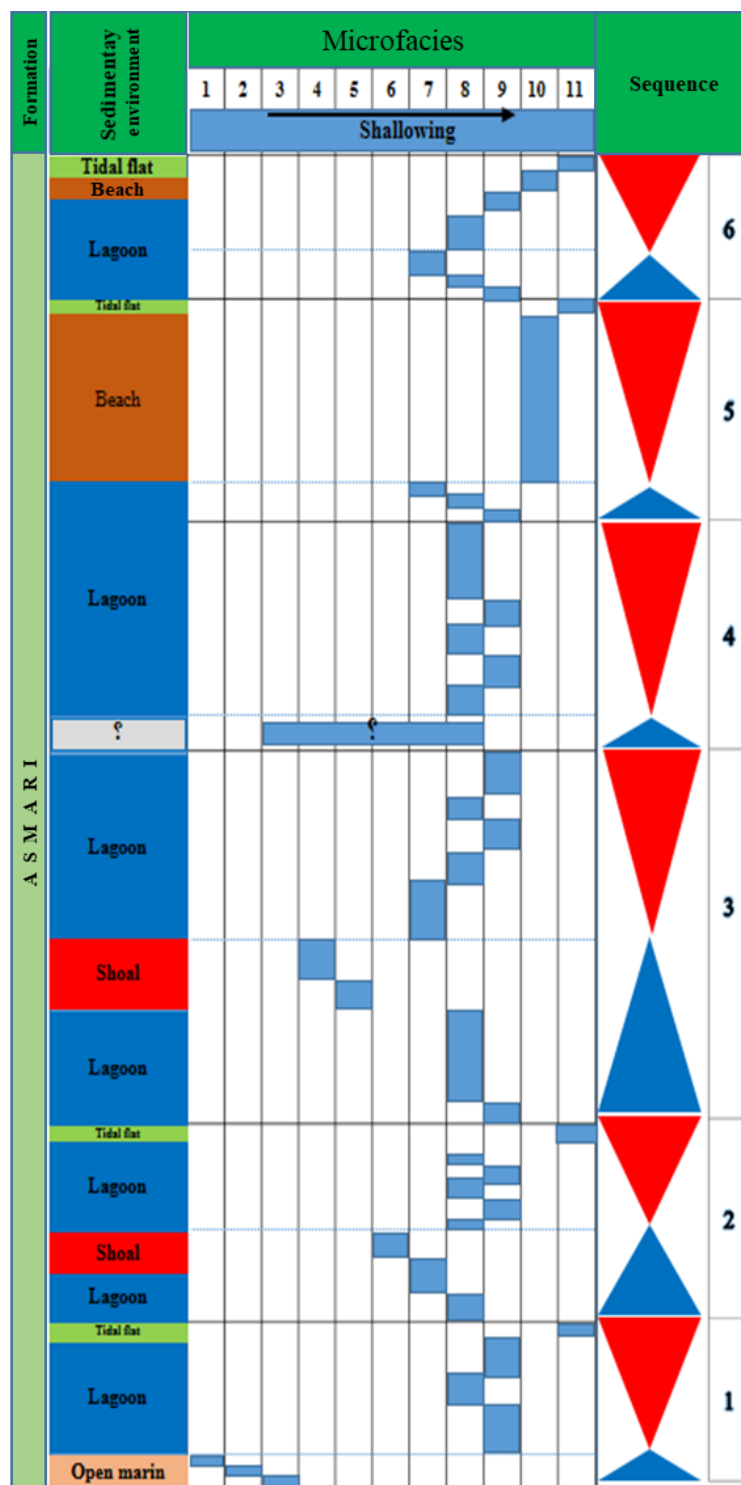
در این مطالعه برای تعیین پارامترهای پتروفیزیکی حجم شیل، تخلخل، اشباع آب و لیتولوژی سازند از روش قطعی<sup>۱</sup> استفاده شده است. با توجه به اینکه در روش احتمالی<sup>۲</sup> از اطلاعات کانی‌شناسی در ارائه مدل استفاده نمی‌شود، از روش قطعی استفاده شد.

#### ۴-۵-۸-۱- تعیین حجم شیل

برای محاسبه حجم شیل در سازند روش‌های مختلفی وجود دارد. در مواردی از یک نگار و گاهی از دو یا چند نگار استفاده می‌شود. معمولاً نگارهایی که به این منظور مورد استفاده قرار می‌گیرند شامل نگار گاما GR، نگار نوترون یا ترکیبی از دو نگار نوترون - چگالی و نوترون - صوتی می‌باشند. هیچ‌یک از این ابزار به تنهایی قادر نیستند که به طور دقیق حجم شیل را اندازه‌گیری کنند.

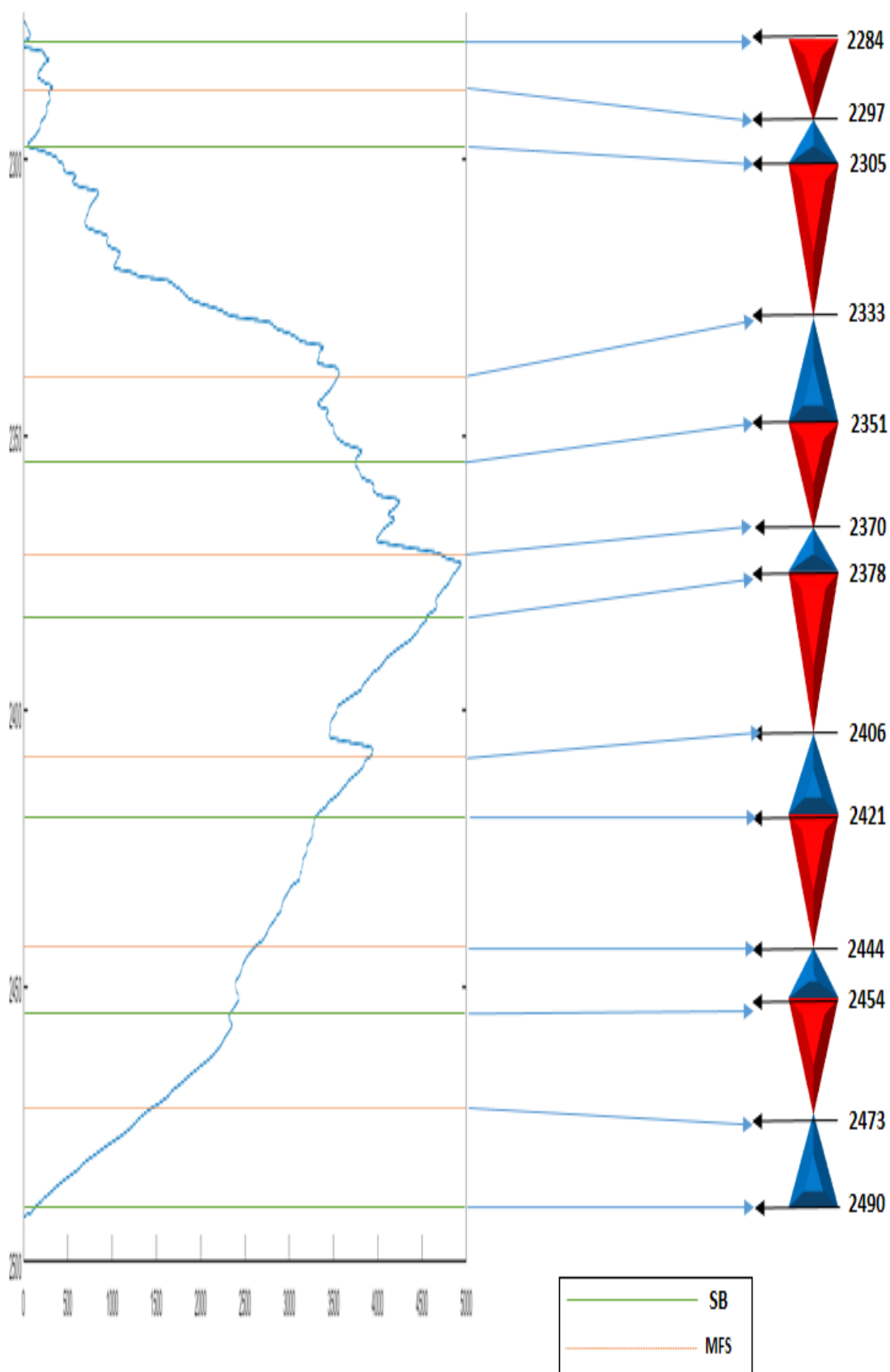
<sup>۱</sup> Determine

<sup>۲</sup> Multimin

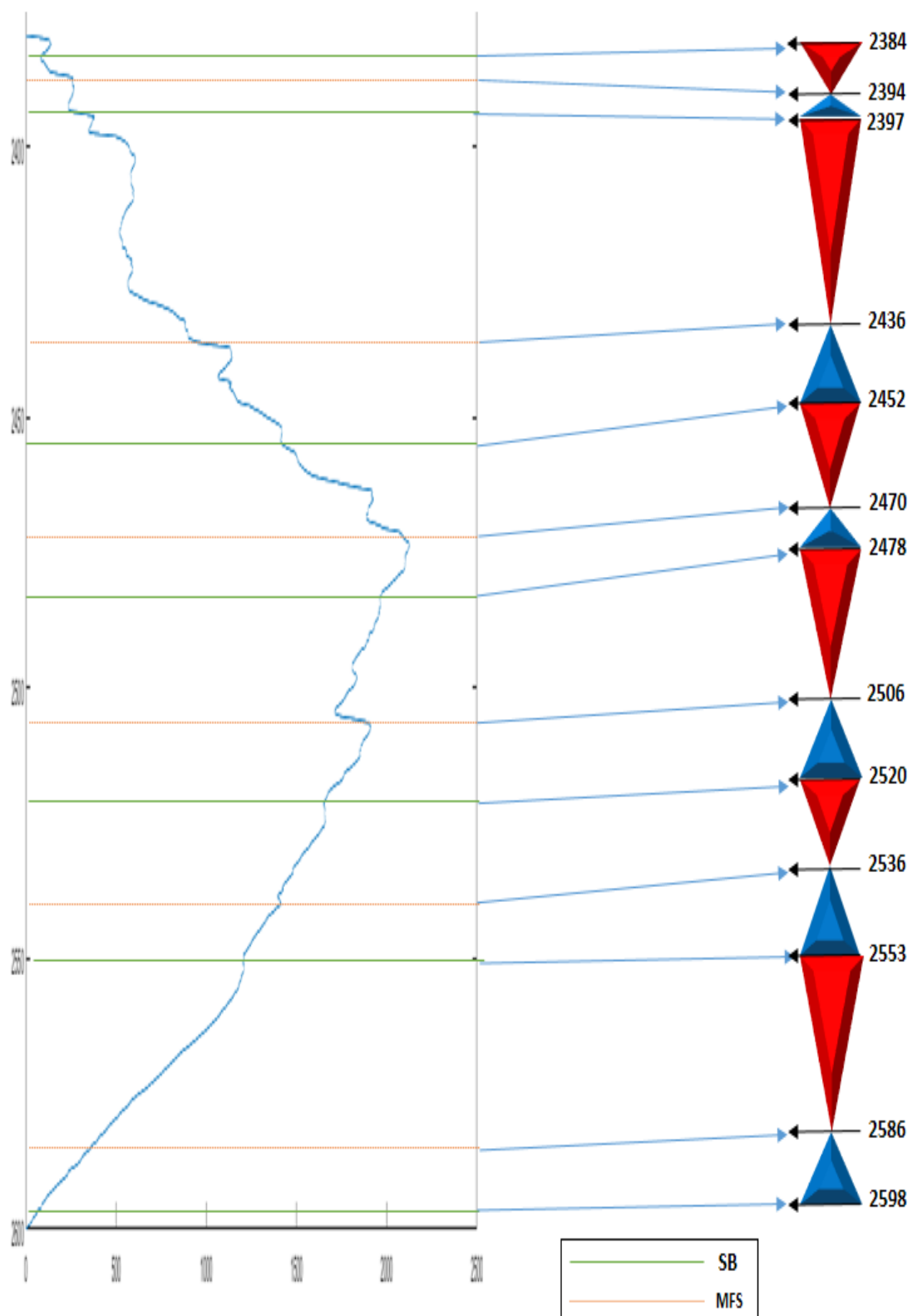


شکل ۴-۶: تحلیل ریز رخساره‌ها و چین‌نگاری سکانسی سازند آسماری در چاه A

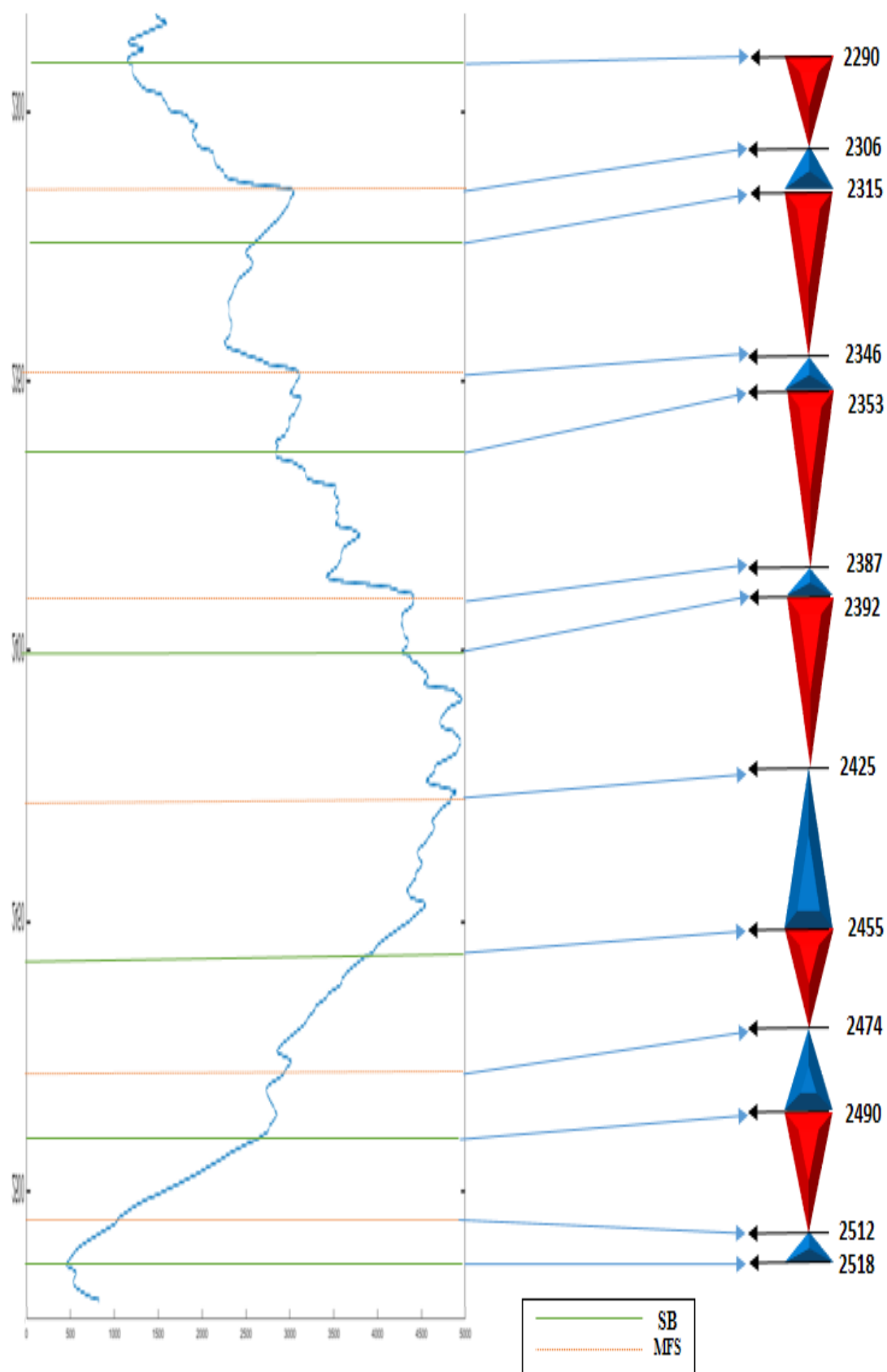
(۱) مادستون - وکستون حاوی فرامینیفر منفذدار (۲) نومولیتس وکستون (۳) نومولیتس پکستون (۴) گرینستون بایوکلاستدار (۵) پکستون - گرینستون حاوی فرامینیفرهای بی منفذ (۶) باندستون مرجانی (۷) مادستون - وکستونی (۸) پکستون بایوکلاستی (۹) وکستون - پکستون فرامینیفرهای بنتیک (۱۰) کوارتز آرنایتی (۱۱) انیدریتی



شکل ۴-۷: نمودار انحراف معیار گاما در چاه A

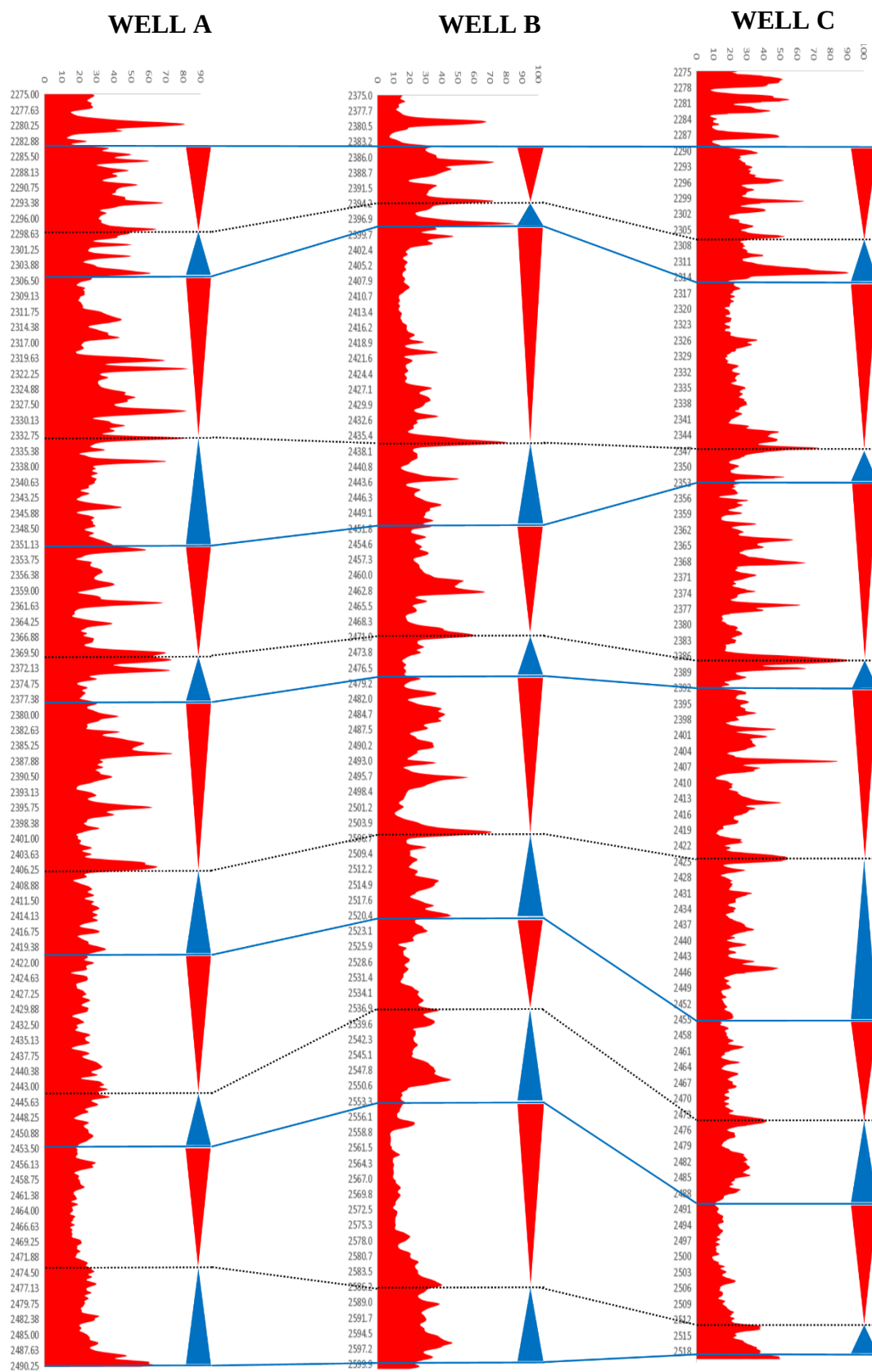


شکل ۴-۸: نمودار انحراف معیار گاما در چاه B



شکل ۴-۹: مقدار انحراف معیار گاما در چاه C



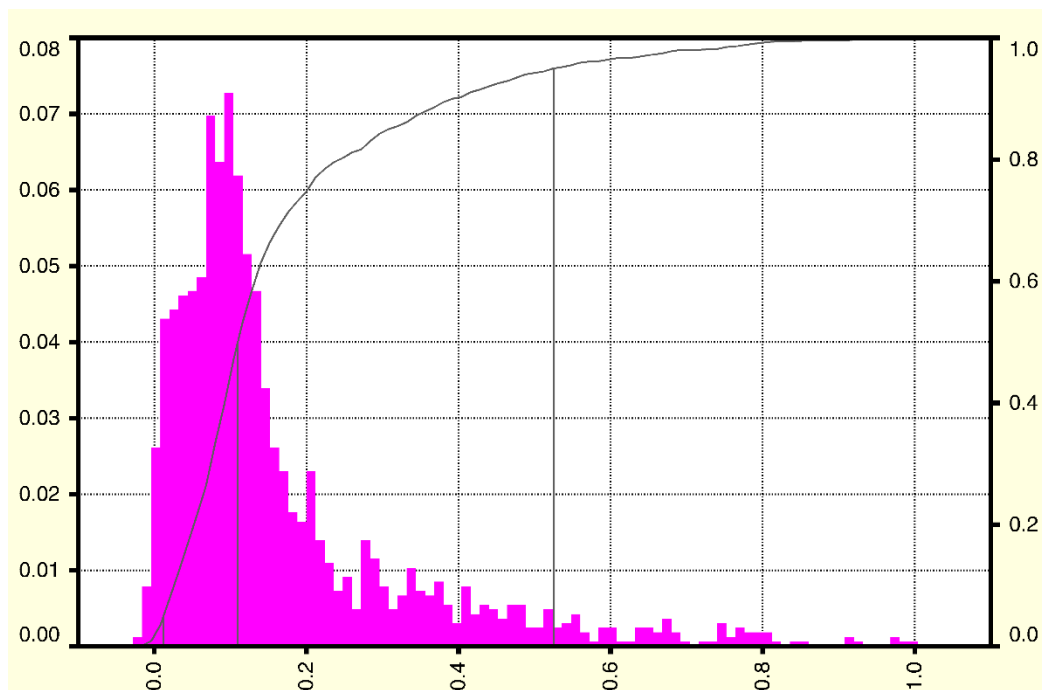


شکل ۴-۱۰: تطابق سکانس‌های شناسایی شده سازند آسماری به همراه نمودار گاما در چاه‌های A، B و C

در نتیجه برای محاسبه حجم شیل از چند شاخص شیل استفاده می‌کنند و کم‌ترین مقدار آن به عنوان حجم شیل در نظر گرفته می‌شود؛ که در این مطالعه از بین بهترین شاخص‌ها، نگار گاما و نگارهای نوترون-چگالی از نگار گاما استفاده شد. حجم شیل با افزایش محتوای شیلی سازند افزایش می‌یابد. برای محاسبه حجم شیل از روی نگار گاما از رابطه زیر استفاده می‌شود:

$$V_{sh} = (GR - GR_{min}) / (GR_{max} - GR_{min}) \quad (1-4)$$

در این رابطه  $V_{sh}$  شاخص حجم شیل محاسبه شده،  $GR_{min}$  میزان گامای ماتریکس که کمترین مقدار قرائت شده در سازند است،  $GR_{max}$  مقدار گامای شیل که در مقابل نزدیک‌ترین لایه شیلی به سازند می‌خوانیم و  $GR$  مقدار گامای قرائت شده توسط ابزار در اعماق مختلف سازند است (شکل ۴-۱۱). مقدار شیل محاسبه شده از  $GR$  بیشتر از  $CGR$  است. در این روش علاوه بر توریم و پتاسیم که توسط  $CGR$  ثبت می‌شود، کانی اورانیوم نیز ثبت می‌گردد که قابلیت انحلال بالایی دارد و بیشتر در کانی‌های رسی که در شیل‌ها فراوان‌اند دید می‌شوند (Adams & Weaver, 1985).



شکل ۴-۱۱: نمودار آماری جهت بررسی قرائت ماکزیمم و مینیمم نمودار پرتوگاما در چاه A

با توجه به اینکه فراوانی حجم شیل در مخازن سبب کاهش خواص مخزنی می‌شود به خاطر حجم شیل در بخش بالایی سازند آسماری می‌توان به‌عنوان یک عامل مؤثر در تغییر خواص مخزنی به‌خصوص بخش ماسه‌سنگی غار یادکرد. با توجه به این موضوع، محاسبه حجم شیل یکی از پارامترهای تاثیر گذار در کیفیت مخزنی آسماری می‌باشد.

حجم شیل به‌دست‌آمده در چاه‌های A و C مورد به‌صورت نمودار (شکل ۴-۱۲) و جدول (۴-۱) و (۴-۲) نشان داده‌شده است که زون ۱ مربوط به بخش ماسه‌سنگی غار و زون‌های ۲ تا ۴ مربوط به بخش‌های سازند آسماری است که در هر زون حجم شیل، نشان داده است. در شکل (۴-۱۲) میزان حجم شیل محاسبه‌شده در زون‌های مختلف سازند آسماری در چاه‌های مورد مطالعه در کنار نمودار پرتوگاما جهت مقایسه آورده شده است.

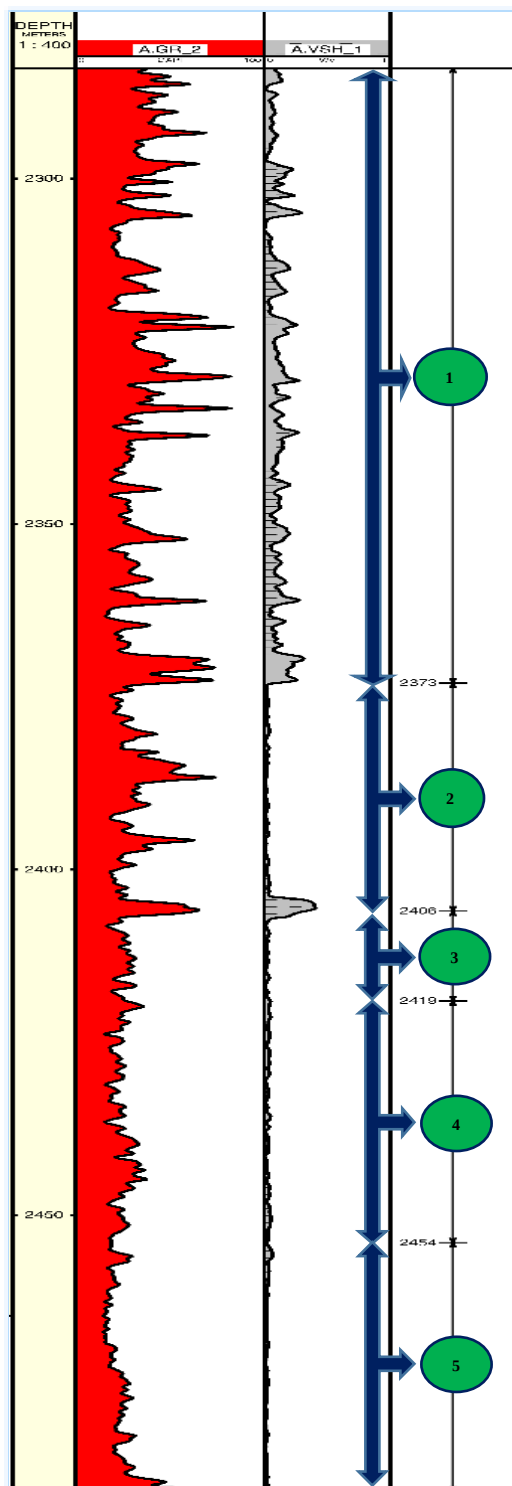
جدول ۴-۱: مقادیر میانگین حجم شیل محاسبه‌شده در چاه A

| چاه A              |     |                      |                        |
|--------------------|-----|----------------------|------------------------|
| سازند آسماری       | زون | متوسط حجم شیل (درصد) | ماکزیمم حجم شیل (درصد) |
| بخش غار            | ۱   | ۱۲                   | ۳۱                     |
| بخش کربناته آسماری | ۲   | ۴/۳                  | ۴۰                     |
|                    | ۳   | ۴/۲                  | ۳۲                     |
|                    | ۴   | ۳/۲                  | ۵                      |
|                    | ۵   | ۲/۳                  | ۶                      |

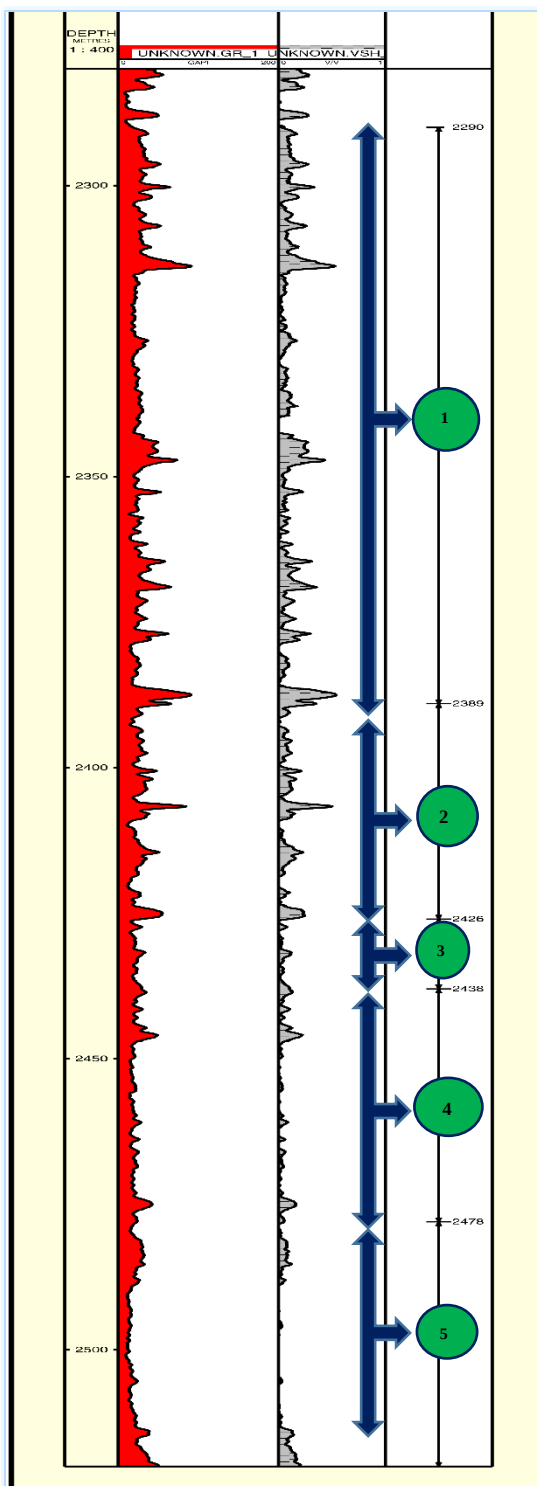
جدول ۴-۲: مقادیر میانگین حجم شیل محاسبه‌شده در چاه C

| چاه C              |     |                      |                        |
|--------------------|-----|----------------------|------------------------|
| سازند آسماری       | زون | متوسط حجم شیل (درصد) | ماکزیمم حجم شیل (درصد) |
| بخش غار            | ۱   | ۱۰                   | ۵۳                     |
| بخش کربناته آسماری | ۲   | ۸/۷                  | ۵۰                     |
|                    | ۳   | ۳/۹                  | ۱۱                     |
|                    | ۴   | ۳/۸                  | ۲۲                     |
|                    | ۵   | ۳/۴                  | ۲۰                     |

WELL A



WELL C



شکل ۴-۱۲: نمایش حجم شیل محاسبه شده در کنار نمودار پرتوگاما در چاه A و C

با توجه به اطلاعات به دست آمده از حجم شیل، میانگین حجم شیل در بخش ماسه سنگی غار چاه A، ۱۲ درصد و ماکزیمم آن ۳۱ درصد است. هم چنین در سازند آسماری میانگین حجم شیل در چهار بخش از این سازند، ۳/۴ و ماکزیمم ۴۰ درصد است. میانگین حجم شیل در کل سازند ۷ درصد است (جدول ۴-۱). در چاه C میانگین حجم شیل در بخش ماسه سنگی غار چاه C، ۱۰ درصد و ماکزیمم آن ۵۳ درصد است. هم چنین در سازند آسماری میانگین حجم شیل در چهار بخش از این سازند، ۵/۱ و ماکزیمم ۵۰ درصد است. میانگین حجم شیل در کل سازند چاه C، ۷/۵ درصد است (۴-۲).

#### ۴-۵-۸-۲- محاسبه تخلخل و تشخیص لیتولوژی

به علت نامشخص بودن مقادیر ماتریکس، درواقع نمی توان از یک نگار، تخلخل را به طور دقیق مشخص کرد؛ اما با به کارگیری دو نگار می توان علاوه بر تخلخل، لیتولوژی را نیز محاسبه کرد. برای این کار با رسم دو پارامتر در مقابل هم و ترسیم خطوط مربوط به لیتولوژی های رایج (ماسه، آهک و دولومیت) کراس پلات هایی حاصل می شود. مهم ترین کراس پلات هایی که به این منظور به کار می روند شامل کراس پلات های نوترون- چگالی، نوترون- سونیک و چگالی- سونیک هستند (رضایی و چهارزی، ۱۳۸۹).

#### • محاسبه تخلخل با استفاده از کراس پلات نوترون- چگالی

در این روش مطابق شکل (۴-۱۳) مقادیر نگار نوترون در مقابل نگار چگالی پلات شدند. در این شکل سه خط مربوط به ماسه، آهک و دولومیت ترسیم شده اند. محل پلات شدن نقطه، فاصله ی نقطه از خطوط ماتریکس نشانگر درصد لیتولوژی است. با رسم خطوط هم تخلخل که از وصل شدن تخلخل های یکسان درروی خطوط ماتریکس به دست می آیند، سه گروه خطوط هم تخلخل را می توان تشخیص داد.

الف) خطوط هم تخلخل مربوط به ماتریکس آهک و ماسه

ب) خطوط هم تخلخل مربوط به ماتریکس آهک و دولومیت

ج) خطوط هم تخلخل مربوط به ماتریکس دولومیت و ماسه

با ترسیم این خطوط مشاهده می‌شود که هر سه گروه تقریباً موازی هستند. موازی بودن خطوط نشان‌گر عدم وابستگی تخلخل به لیتولوژی و دلیل برتری این کراس پلات به سایر کراس پلات‌ها است. فرتل (1981) جهت به دست آوردن تخلخل از کراس پلات نوترون-چگالی روابطی ارائه کرد. او تخلخل نوترون را با تخلخل چگالی برابر قرارداد و پاسخ نگار نوترون چگالی را به صورت روابط زیر نوشت.

$$\rho_b = \rho_{m1} V_1 + \rho_{m2} V_2 + \rho_f \phi \quad (2-4)$$

$$\phi_N = \phi_{N1} V_1 + \phi_{N2} V_2 + \phi_{NF} \phi \quad (3-4)$$

$$\phi_N = \phi_{N1} V_1 + \phi_{N2} V_2 + \phi_{NF} \phi \quad (4-4)$$

$$V_1 + V_2 + \phi = 1 \quad (3-4)$$

در این روابط  $\rho_b$  پاسخ نگار چگالی،  $\rho_{m1}$  چگالی ماتریکس کانی  $m_1$ ،  $V_1$  درصد کانی  $m_1$ ،  $\rho_f$  چگالی سیال سنگ،  $\phi$  تخلخل سنگ،  $\phi$  پاسخ نگار نوترون  $\phi_{N1}$  پاسخ نگار نوترون به کانی  $m_1$  و  $\phi_{NF}$  پاسخ نگار نوترون به سیال سنگ است. از حل معادلات بالا رابطه زیر به دست می‌آید.

$$\phi_{N-D} = \frac{(\rho_b - \rho_{m1})\phi_{N2} - \phi_N(\rho_{m2} - \rho_{m1})}{(\rho_f - \rho_{m1})\phi_{N2} - (\rho_{m2} - \rho_{m1})} \quad (5-4)$$

وجود شیل در سازند باعث انتقال نقاط به ربع چهارم نمودار می‌شود. بنابراین قبل از استفاده از نمودار لازم است که هر دو نمودار از نظر شیل تصحیح شوند. با انجام تصحیح شیل، تخلخل به دست آمده از نمودار برابر تخلخل ماتریکس خواهد بود (رضایی، ۱۳۸۹).

اشکال (۱۴-۴، ۱۵-۴) نمودار متقاطع نوترون در برابر چگالی را در چاه‌های مورد مطالعه در میدان مورد نظر برای بخش غار و آسماری را نشان داده است. در این کراس پلات‌ها نوع لیتولوژی و مقادیر تخلخل روی خطوط موازی نشان داده شده است. با توجه به شکل (۱۴-۴) چهار نوع لیتولوژی آهکی،

دولومیتی، ماسه‌سنگی و انیدریتی قابل مشاهده است. هم‌چنین میزان بازه تخلخل از بازه ۲ درصد تا ۳۰ درصد برای هر یک از لیتولوژی‌های سازند (خط‌های موازی) مشخص شده است. در شکل (۴-۱۵) لیتولوژی مربوط به هر زون نشان داده شده است؛ که در زون ۱ عمدتاً از ماسه‌سنگ و دولومیت تشکیل شده است که مشخصه بخش ماسه‌سنگی غار است. زون ۲، ۳ و ۴ عمدتاً از دولومیت و اندکی کلسیت تشکیل شده است. زون ۵ نیز عمدتاً از کلسیت است. در قسمت سمت چپ بالای شکل (۴-۱۵) پوش‌سنگ وجود دارد که از انیدریت تشکیل شده است.

در اشکال (۴-۱۶) و (۴-۱۷) نمودار متقاطع چگالی و نوترون برای تشخیص لیتولوژی و تخلخل در چاه C نشان داده شده است.

#### ۱. محاسبه تخلخل از روی نگار صوتی

تخلخل را هم با استفاده از آنالیز نگار و کراس پلات‌ها و هم با استفاده از آنالیز مغزه می‌توان به دست آورد. از نگارهای نوترون، چگالی و صوتی برای محاسبه تخلخل استفاده شده است. برای محاسبه تخلخل با استفاده از یک نگار، باید اطلاعات مربوط به ماتریکس  $(\Delta t_{ma}, \rho_{ma}, \phi_{ma})$  و سیال  $(\phi)$   $N_f, \Delta t_f, (\rho_f)$  و در صورتی که سازند شیلی باشد خواص شیل  $(\Delta t_{sh}, \rho_{sh}, \phi_{sh})$  را دانست.

روابط مختلفی وجود دارد که می‌توان برای تبدیل  $\Delta t$  به تخلخل استفاده کرد. معروف‌ترین مدل ارائه شده به نام فرمول وایلی<sup>۱</sup> و یا زمان متوسط معروف است. در این رابطه فرض شده است که تاثیر سیال و ماتریکس به صورت خطی با درصد حجمی سیال و ماتریکس تغییر می‌کند (Wyllie, 1965).

$$\Delta t_{log} = \Delta t_{ma} (1-\phi) + \Delta t_f \phi \quad (4-6)$$

با حل این معادله رابطه زیر به دست می‌آید که به معادله وایلی معروف است.

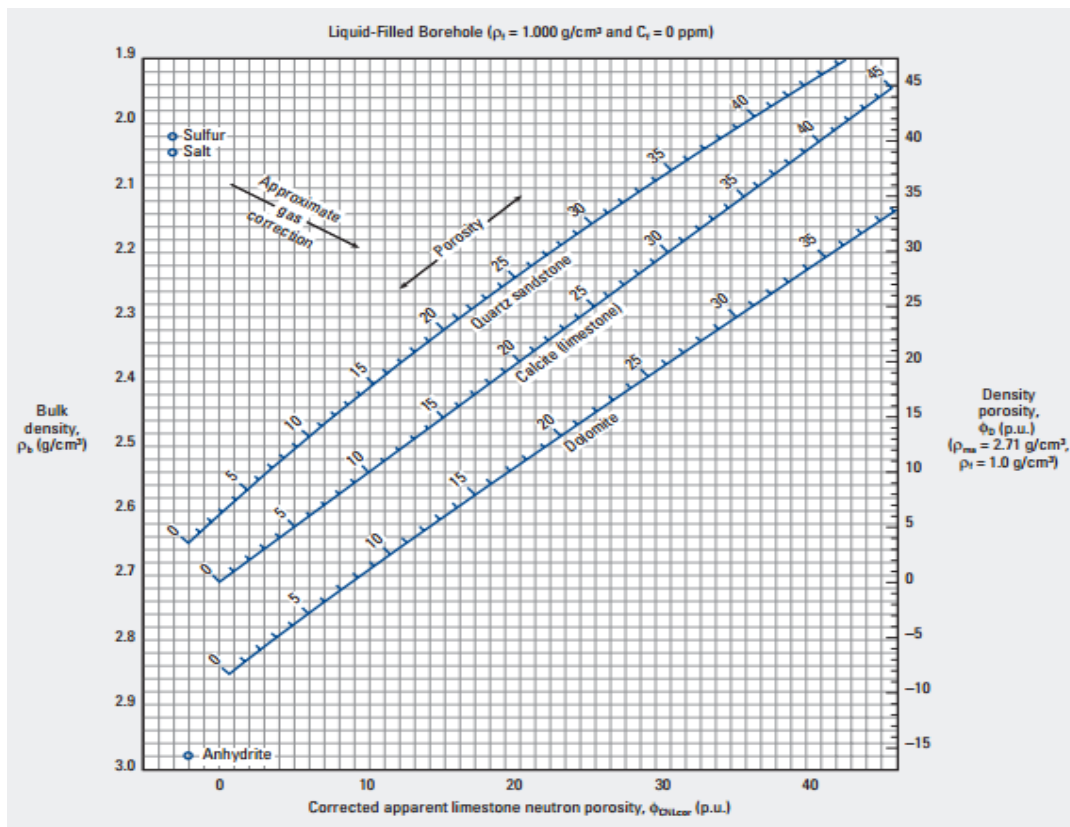
$$\phi = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_{FL} - \Delta t_{ma}} \quad (4-7)$$

<sup>۱</sup> Wyllie

که در آن  $\Delta t =$  زمان عبور صوت از کل سنگ،  $\Delta t_{ma} =$  زمان عبور صوت از ماتریکس،  $\Delta t_{FL} =$  زمان عبور صوت از سیال و  $\phi =$  تخلخل حاصل از نگار صوتی است.

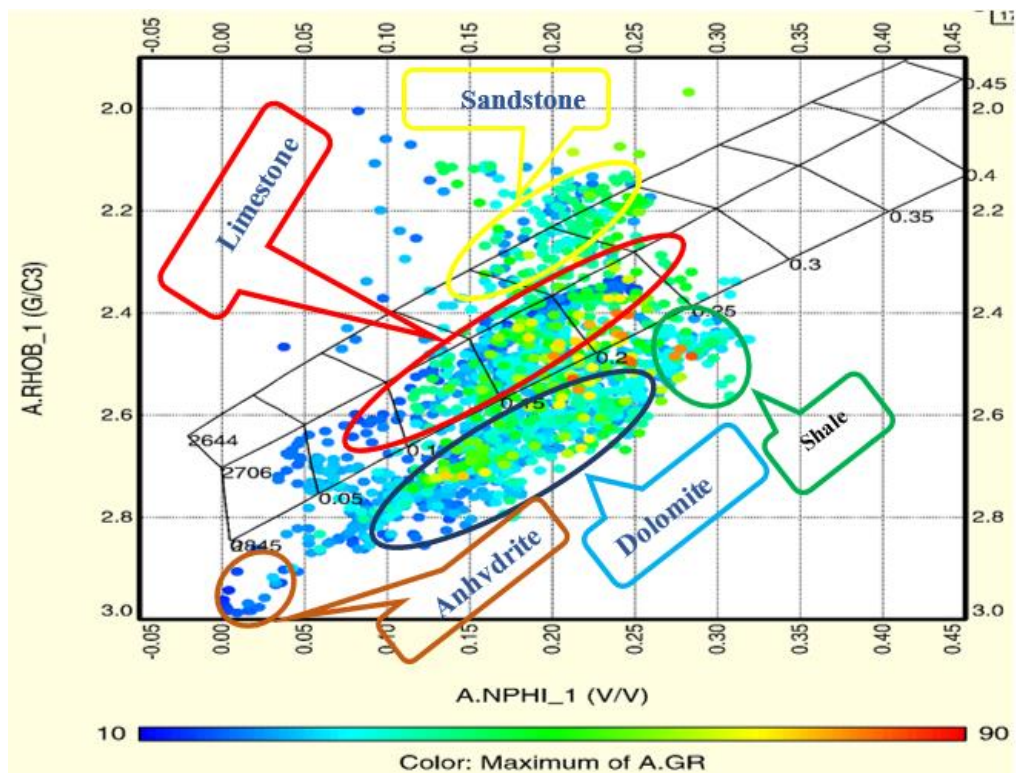
در جداول (۳-۴) نتایج تخلخل حاصل از نمودارهای صوتی، نوترون و چگالی در بخش‌های مختلف سازند آسماری در چاه‌های A و C آورده شده است.

میانگین تخلخل مؤثر برای سازند آسماری ۸/۵ درصد و میانگین تخلخل کل برابر ۱۰ درصد است. برای بخش ماسه‌سنگی غار میانگین تخلخل مؤثر برابر ۱۴ درصد و میانگین تخلخل کل ۱۶ درصد است. میانگین تخلخل مؤثر در چاه C نیز برای سازند آسماری برابر ۱۲ درصد و ماکزیمم ۲۷ درصد است. میانگین تخلخل مؤثر در چاه C نیز برای بخش غار ۱۶ درصد است.

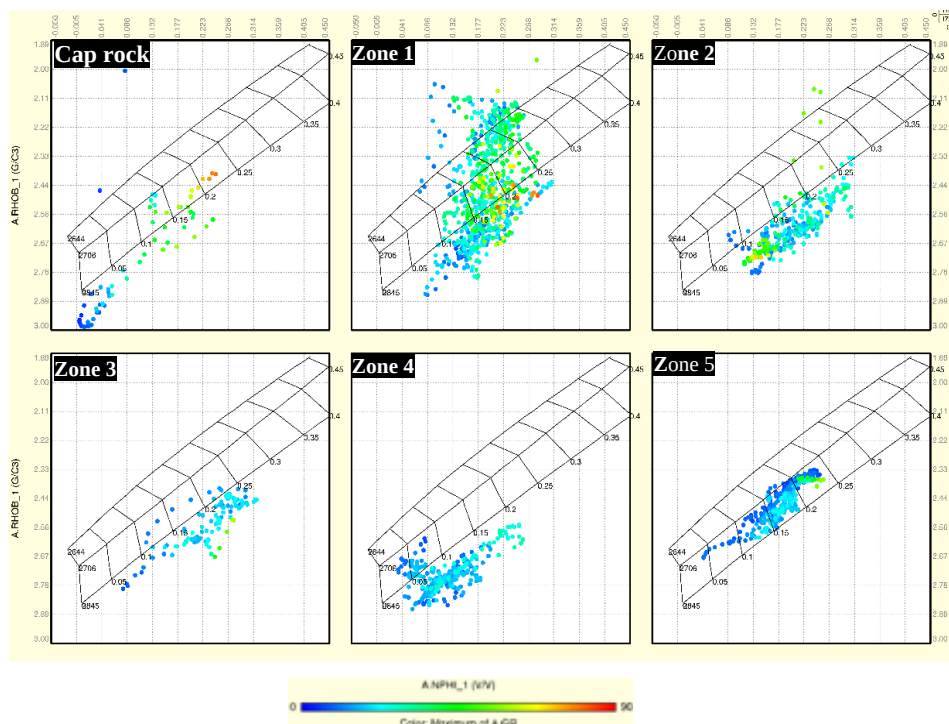


شکل ۴-۱۳: کراس پلات نوترون- چگالی جهت تعیین تخلخل و لیتولوژی (Shlumberger, 1989)

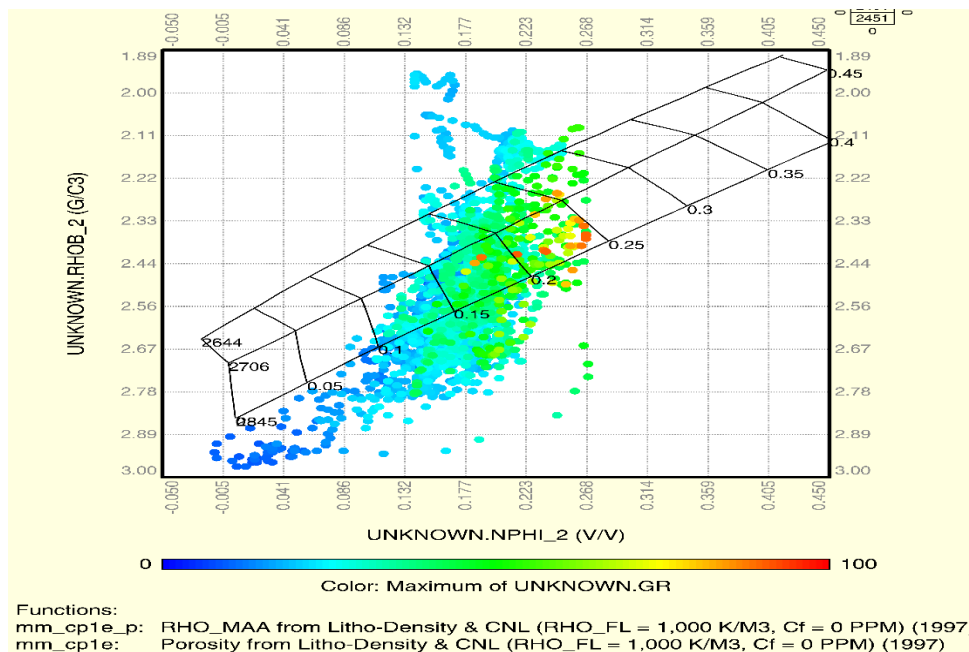




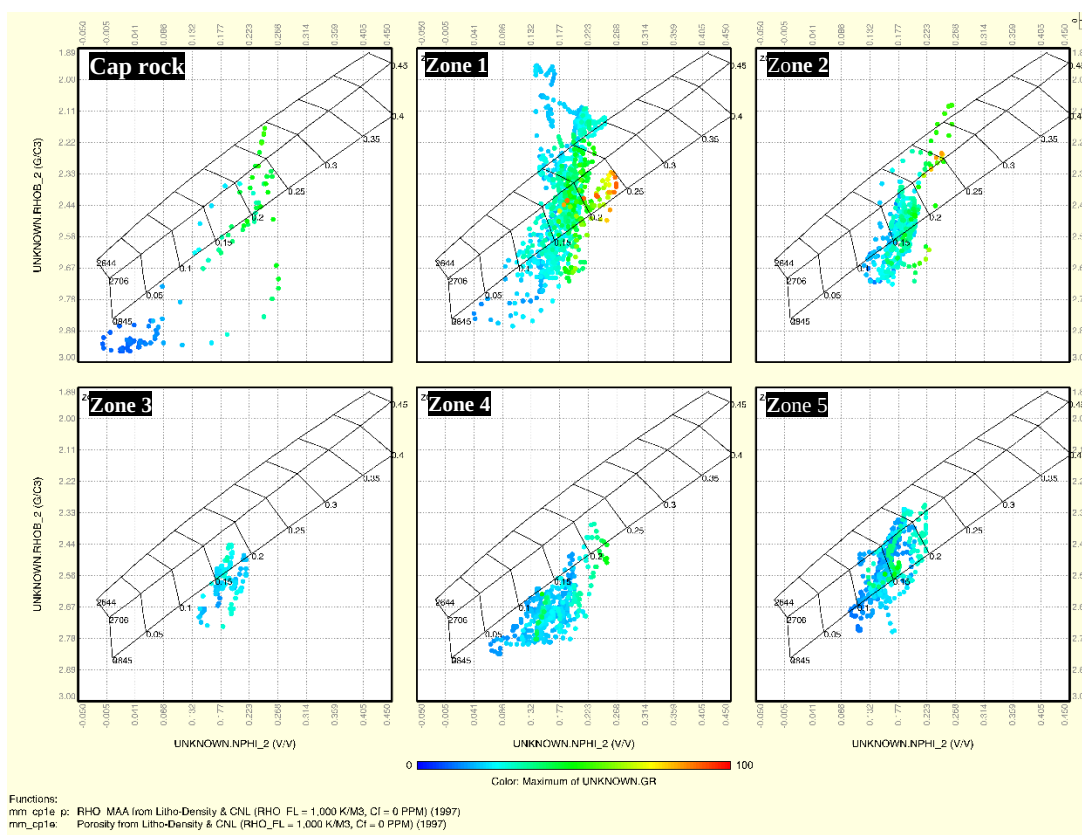
شکل ۴-۱۴: نمودار متقاطع چگالی -نوترون به همراه GR در چاه A (بازه عمقی بخش ماسه‌سنگی غار و آسماری) که بیانگر وجود آهک، بخش‌های شیلی، ماسه‌سنگی، دولومیت و انیدریت در این سازند است.



شکل ۴-۱۵: نمودار متقاطع چگالی -نوترون به همراه GR در چاه A (زون‌های مختلف) جهت تشخیص لیتولوژی و تخلخل



شکل ۴-۱۶: نمودار متقاطع چگالی -نوترون به همراه GR در چاه C (بازه عمقی بخش ماسه‌سنگی غار و آسماری) که بیانگر وجود آهک، بخش‌های شیلی، ماسه‌سنگی، دولومیت و انیدریت در این سازند است



شکل ۴-۱۷: نمودار متقاطع چگالی -نوترون به همراه GR در چاه C (زون‌های مختلف) جهت تشخیص لیتولوژی و تخلخل سازند

جدول ۳-۴: مقادیر محاسبه شده میانگین تخلخل مؤثر در چاه A و C

| چاه A              |     |                           |                         | چاه C                     |
|--------------------|-----|---------------------------|-------------------------|---------------------------|
| سازند آسماری       | زون | میانگین تخلخل مؤثر (درصد) | میانگین تخلخل کل (درصد) | میانگین تخلخل مؤثر (درصد) |
| بخش غار            | ۱   | ۱۴/۷                      | ۱۶/۱                    | ۱۶/۹                      |
| بخش کربناته آسماری | ۲   | ۹/۶                       | ۱۰                      | ۱۳/۵                      |
|                    | ۳   | ۱۲/۱                      | ۱۳                      | ۱۳/۶                      |
|                    | ۴   | ۲/۷                       | ۳/۴                     | ۹                         |
|                    | ۵   | ۱۱/۹                      | ۱۵                      | ۱۲/۶                      |

۴-۵-۸-۳- محاسبه اشباع آب

برای محاسبه آب اشباع شدگی از نگارهای مقاومتی استفاده می شود. کلیه روش های محاسبه مبتنی بر روش آرچی است که در فاصله سال های ۱۹۴۲-۱۹۴۱ ارائه نموده است. در این زمان آرچی مطالعات آزمایشگاهی خود را بدون در نظر گرفتن شیل انجام داد. روابط آرچی برای یک سنگ مخزن عاری از شیل پایه گذاری شده است و به کارگیری قوانین آرچی برای مخازنی که دارای شیل می باشند همراه با خطا است. بر همین اساس در این مطالعه برای محاسبه اشباع آب از روش پوپان و لیواکس<sup>۱</sup> فرمولی را که به نام ایندونیازیا<sup>۲</sup> مشهور است، ارائه دادند. این فرمول برای استفاده در کشور اندونزی ارائه شد، زیرا وجود آب های سازندی شیرین و درصد شیل بالا باعث عدم کارایی سایر فرمول ها در میداین این کشور شده بود. این فرمول در میداینی از کشور ما که میزان بالایی شیل دارند نیز جواب مناسبی می دهد. اشباع آب از این روش طبق رابطه زیر محاسبه می گردد.

$$\frac{1}{R_t} = \left[ \left( \frac{\phi^m}{a * R_w} \right)^{0.5} + \frac{(V_{sh})^{(1-0.5V_{sh})}}{(R_{sh})^{0.5}} \right]^2 * S_w^n \quad (۸-۴)$$

<sup>۱</sup> poupan& leveaux,1971

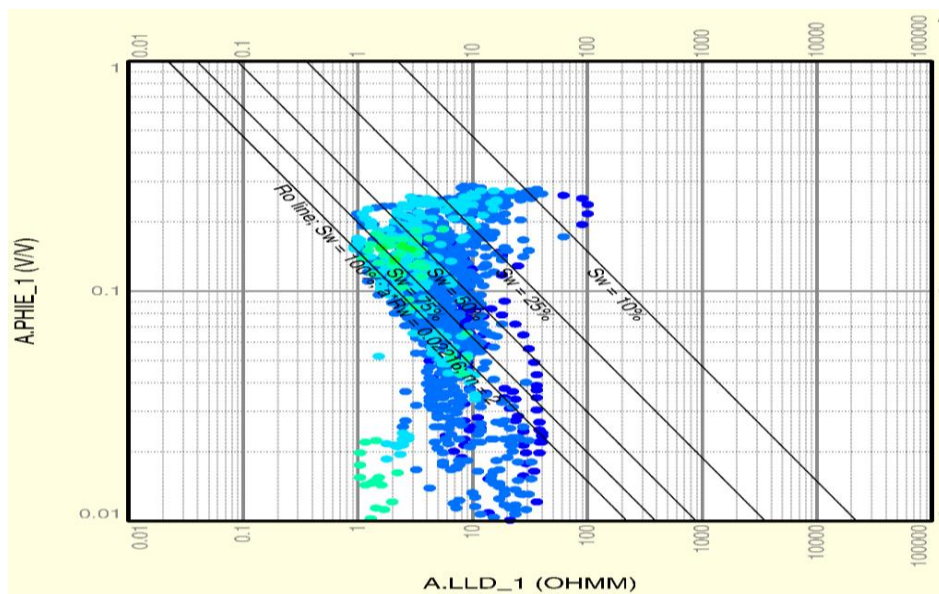
<sup>۲</sup> Indonesia

در این رابطه  $S_w$  آب اشباع‌شدگی،  $n$  توان اشباع‌شدگی که معمولاً  $n = 2$  در نظر گرفته می‌شود،  $R_w$  مقاومت آب سازندی برحسب اهم‌متر،  $R_t$  مقاومت واقعی سازند برحسب اهم‌متر،  $a$  ضریب پیچاپیچی،  $m$  ضریب سیمان‌شدگی،  $V_{sh}$  حجم شیل و  $R_{sh}$  مقاومت لایه شیلی است.

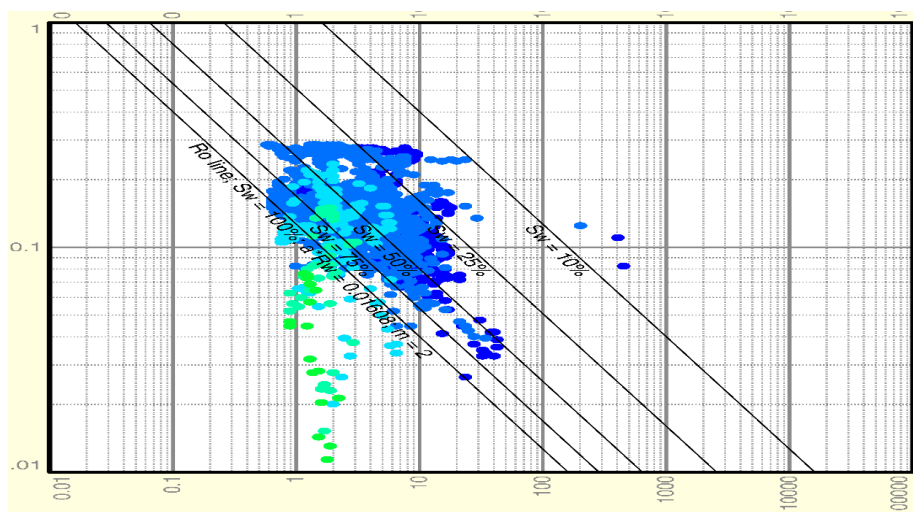
## ۲. محاسبه مقاومت آب سازندی $R_w$ با استفاده از نمودار پیکت<sup>۱</sup> پلات

این روش در سال ۱۹۶۶ توسط پیکت ابداع شد. در این روش مقادیر تخلخل و مقاومت واقعی سازند روی یک نمودار لگاریتمی-پلات می‌شوند، به‌طوری‌که محور  $X$  مقاومت و محور  $Y$  تخلخل باشد. با پلات کردن این دو در یک نمودار لگاریتمی، زمانی که اشباع‌شدگی آب برابر صد باشد، خط مستقیمی حاصل می‌شود که از شیب آن می‌توان  $m$  را به دست آورد و محل تلاقی این خط با محور  $y$  که  $R_1$  است، مقدار  $a.R_w$  به دست می‌آید. بنابراین چنانچه پاسخ نگار مقاومت عمیق در محور  $X$  در برابر نگار نوترون تصحیح‌شده در محور  $Y$  در زون‌های متخلخل دارای آب جهت تعیین و تشخیص مقاومت آب سازندی ترسیم شود. محل تلاقی خط اشباع آب ۱۰۰ درصد با محور  $X$  معادل مقاومت مخصوص آب سازندی است که در قسمت شمال غرب نمودار مشخص می‌گردد (قاسم العسکری، ۱۳۹۰). پارامتر  $m$  نیز معادل شیب خط اشباع صد درصد آب است که مطابق این روش شیب خط معادل ۲ و مقاومت آب سازندی معادل ۰/۲۲ اهم‌متر به دست آمد. (شکل، ۴-۱۸). مقدار مقاومت آب سازندی در چاه  $C$  نیز معادل ۰/۱۶ به دست آمد (شکل، ۴-۱۹).

<sup>۱</sup> Pickett



شکل ۴-۱۸: نمودار متقاطع پیکت پلات جهت تشخیص مقاومت آب سازندی در چاه A



شکل ۴-۱۹: نمودار متقاطع پیکت پلات جهت تشخیص مقاومت آب سازندی در چاه C

### ۳. فاکتور پیچاپچی<sup>۱</sup>

به این فاکتور، فاکتور بافت سنگ نیز گفته می‌شود که از سنگی به سنگ دیگر متفاوت است و بستگی به نوع و طریقه تبدیل رسوب به سنگ دارد. از فاکتور a به عنوان فاکتور ساختمانی<sup>۲</sup> نیز یاد می‌شود. مقدار این فاکتور به دلیل پیچاپچی مسیر عبور جریان در منافذ یک سنگ متخلخل حاصل

<sup>۱</sup> Tortuosity

<sup>۲</sup> Structural Parameter

می‌شود (Wyll and Grdner, 1958). در اکثر ترکیبات طبیعی مقدار  $a$  زیاد نیست. به‌طوری‌که کیلن و همکاران (1988) مقدار آن را بین  $0/62$  تا  $3/7$  برای سنگ‌های مختلف محاسبه کرده‌اند. در آزمایش‌های مغزه چاه A مقدار فاکتور پیچاپیچی برابر  $0/8$  است که به علت ماسه‌سنگی بودن سازند است.

#### ۴. فاکتور سیمان شدگی<sup>۱</sup>

در معادله آرچی  $m$  ضریب سیمان شدگی است و تأثیر زیادی بر مقاومت سازند در محیط متخلخل دارد. این پارامتر وابسته به شکل دانه‌ها، نوع دانه‌ها، اندازه دانه‌ها، شکل و اندازه و تعداد منافذ<sup>۲</sup> و منافذ بسته و ایزوله<sup>۳</sup> است. دامنه تغییرات این پارامتر برای تخلخل  $5$  تا  $35$  درصد از  $1/5$  تا  $5$  گزارش شده است. البته بیش از  $70$  تا  $80$  درصد اشباع‌شدگی‌های هیدروکربوری با مقدار قراردادی ( $m=2$ ) محاسبه می‌شود که در اینجا هم با مقدار  $2$  گزارش شده است. معمولاً در کربنات‌ها و  $m=2$  و در ماسه‌سنگ‌های سخت شده  $a=8$  و  $m=2$  و در ماسه‌سنگ‌های سخت نشده  $a=62$  و  $m=2/1$  در نظر می‌گیرند (Halliburton, 2011).

#### ۵. ضریب اشباع‌شدگی

این ضریب بانام توان اشباع‌شدگی شناخته می‌شود، یکی از ضرایب فرمول آرچی بوده و میزان مقاومت ویژه سازند را زمانی که هم آب و هم هیدروکربور وجود داشته باشد تعیین می‌کند. وقتی هیدروکربن وجود داشته باشد جای قسمتی از آب سازندی را اشغال می‌کند و باعث افزایش مقاومت می‌شود. این ضریب در چاه A ،  $2$  گزارش شده است.

در جدول (۴-۴) مقادیر میانگین اشباع آب مؤثر حاصل از روش ایندونیازیا در چاه A و C آسماری آورده شده است.

---

<sup>۱</sup> exponent Cementation

<sup>۲</sup> pore

<sup>۳</sup> Dead- End pores

جدول ۴-۴: مقادیر میانگین اشباع آب مؤثر حاصل از روش ایندونیاز چاه A و C

| چاه C                        |     | چاه A                        |                    |
|------------------------------|-----|------------------------------|--------------------|
| میانگین اشباع آب مؤثر (درصد) | زون | میانگین اشباع آب مؤثر (درصد) | سازند آسماری       |
| ۵۱                           | ۱   | ۴۸                           | بخش غار            |
| ۷۴                           | ۲   | ۸۸                           | بخش کربناته آسماری |
| ۴۵                           | ۳   | ۵۲                           |                    |
| ۵۶                           | ۴   | ۹۰                           |                    |
| ۶۱                           | ۵   | ۷۷                           |                    |

#### ۴-۵-۸-۴- محاسبه حجم کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ

در کراس پلات نوترون \_ چگالی لیتولوژی سازند از کلسیت، دولومیت، ماسه‌سنگی و انیدریت مشخص شد. با توجه به پاسخ کانی‌ها به نمودارهای پتروفیزیکی می‌توان حجم هر کانی را در سازند به دست آورد (Schlumberger, 1989).

جدول ۴-۵: مقادیر پاسخ کانی‌های به نمودارهای مختلف مورداستفاده در ارزیابی‌های پتروفیزیکی (Schlumberger, 1989)

| نگار  | واحد | کلسیت | دولومیت | کوارتز | انیدریت |
|-------|------|-------|---------|--------|---------|
| چگالی | G/C3 | ۲/۷۱  | ۲/۸۵    | ۲/۶۴   | ۲/۹۸    |
| صوتی  | US/F | ۴۹    | ۴۴      | ۵۶     | ۵۰      |

با استفاده از این مقادیر (جدول ۴-۵) حجم کانی‌های تشکیل‌شده در چاه A و C به‌صورت نمودار چاه پیمایی (شکل ۴-۲۰) و میانگین هریک از چاه‌ها در جداول (۴-۶ و ۴-۷) نشان داده شد.

جدول ۴-۶: میزان میانگین حجم انواع کانی‌های در چاه A

| کانی                  | کلسیت | دولومیت | کوارتز | انیدریت |
|-----------------------|-------|---------|--------|---------|
| حجم محاسبه‌شده (درصد) | ۲۹    | ۳۷      | ۱۰     | ۲       |

جدول ۴-۷: میزان میانگین حجم انواع کانی‌های در چاه C

| کانی                  | کلسیت | دولومیت | کوارتز | انیدریت |
|-----------------------|-------|---------|--------|---------|
| حجم محاسبه‌شده (درصد) | ۱۳    | ۵۷      | ۳۱     | ۷       |

پارامترهای پتروفیزیکی شامل لیتولوژی، تخلخل مؤثر، اشباع آب مؤثر و حجم کانی‌ها در هریک از چاه‌ها به‌صورت نمودار چاه پیمایی در اشکال (۴-۲۱ و ۴-۲۲) نشان داده شد.

#### ۴-۶- محاسبه میانگین پارامترهای پتروفیزیکی در سکانس‌ها

پس از تشخیص مرز سکانس‌ها در چاه A و C ارزیابی پتروفیزیکی در هر سیستم تراکت موردبررسی قرار گرفت که نتیجه آن در جدول (۴-۸ و ۴-۹) نشان داده شده است.

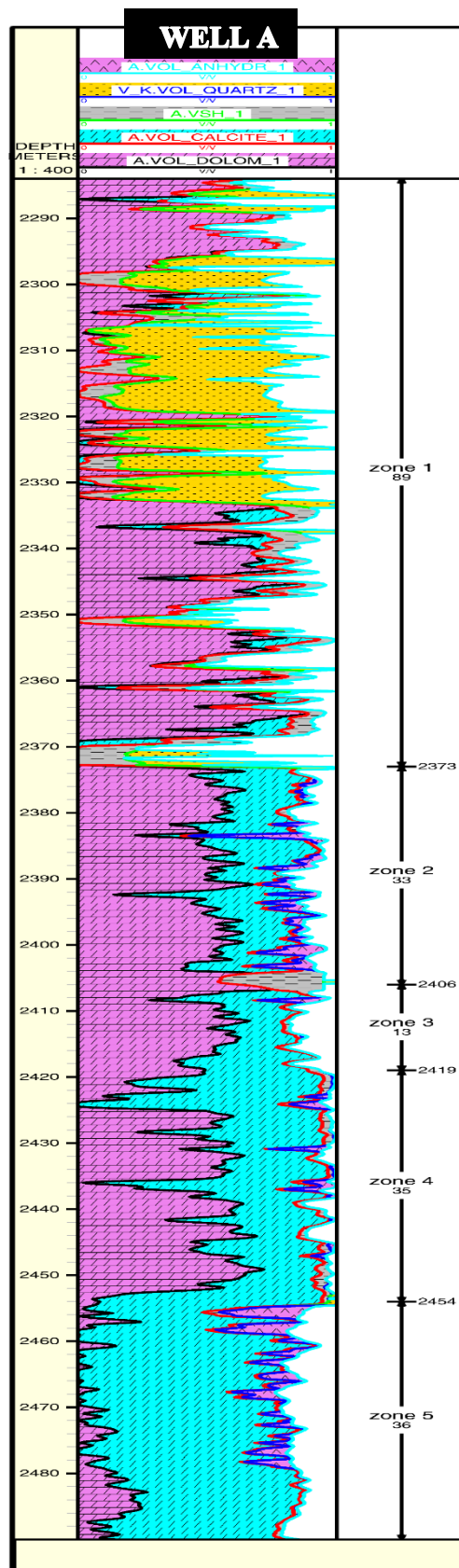
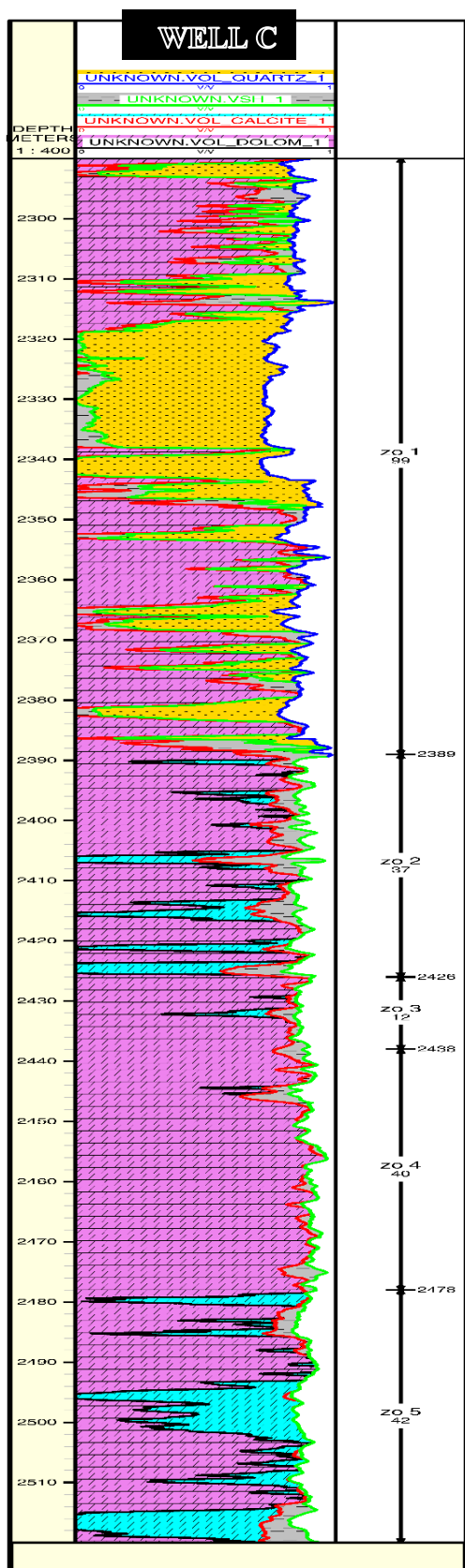
جدول ۴-۸: مقادیر پارامترهای پتروفیزیکی در سیستم تراکت‌های چاه A

| چاه A                        |     |                           |      |                            |      |                              |      |                      |
|------------------------------|-----|---------------------------|------|----------------------------|------|------------------------------|------|----------------------|
| میانگین تراوایی<br>مغزه (ml) |     | میانگین حجم شیل<br>(درصد) |      | میانگین اشباع آب<br>(درصد) |      | میانگین تخلخل مؤثر<br>(درصد) |      | سیستم تراکت<br>سکانس |
| HST                          | TST | HST                       | TST  | HST                        | TST  | HST                          | TST  |                      |
| ۳۹                           | ۳۳  | ۲/۷                       | ۱/۸  | ۶۰                         | ۹۶   | ۱۱                           | ۱۲   | ۱                    |
| ۲۲                           | ۲۰  | ۲/۹                       | ۳/۶  | ۸۹                         | ۹۵/۵ | ۲/۸                          | ۲/۷  | ۲                    |
| ؟                            | ۷۹  | ۴/۶                       | ۴/۲  | ۹۰                         | ۵۸/۳ | ۹/۵                          | ۱۰   | ۳                    |
| ؟                            | ؟   | ۱۲/۳                      | ۹/۵  | ۷۵                         | ۹۰   | ۸                            | ۷/۱  | ۴                    |
| ۶۲۶                          | ۶۰۰ | ۱۰                        | ۱۲   | ۲۶/۵                       | ۵۶/۷ | ۲۰                           | ۱۱/۴ | ۵                    |
| ۲۸۵                          | ۳۳۴ | ۷                         | ۱۲/۷ | ۴۱/۱                       | ۳۳/۶ | ۱۷/۸                         | ۱۶/۷ | ۶                    |

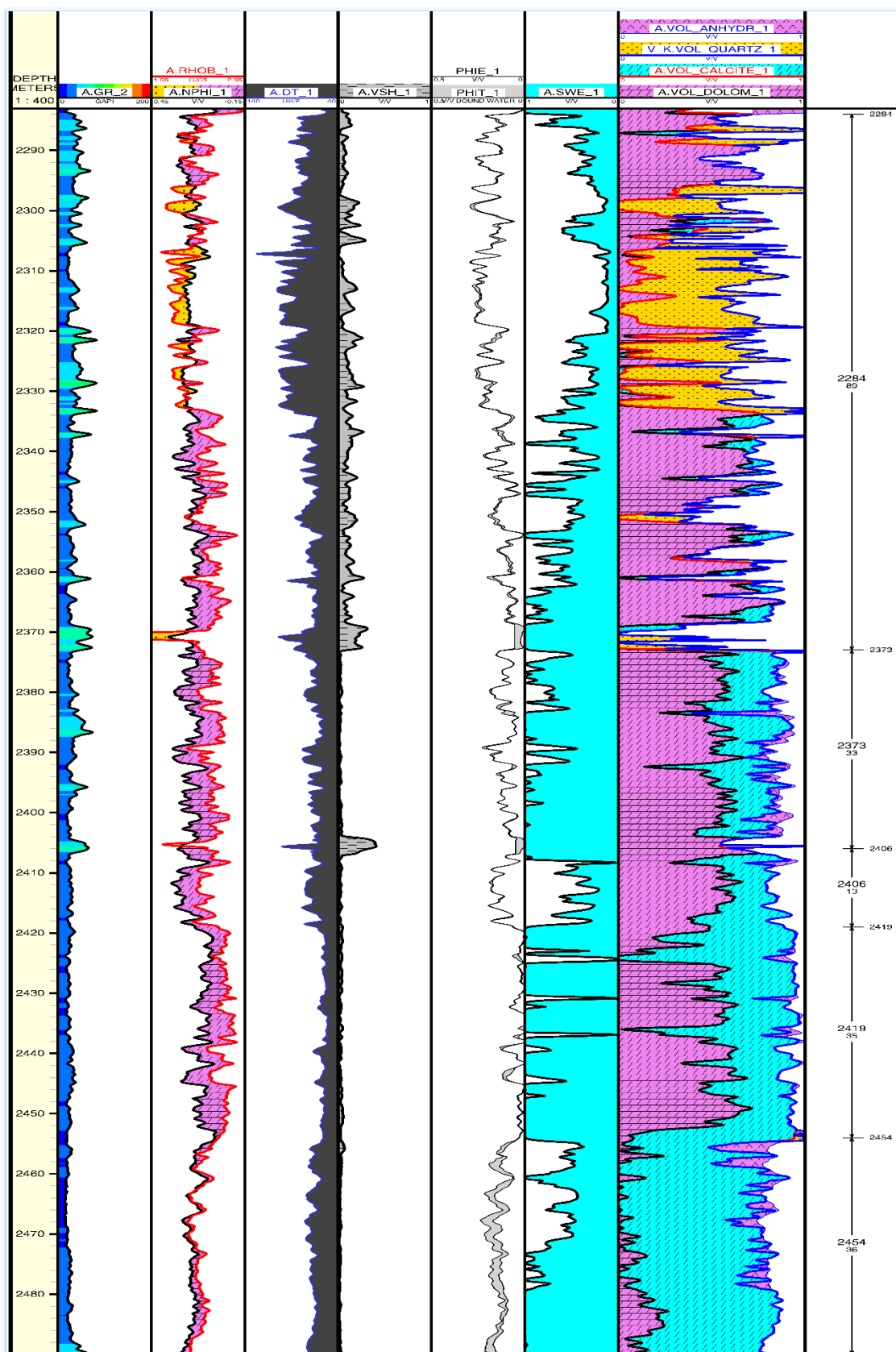
جدول ۴-۹: مقادیر پارامترهای پتروفیزیکی در سیستم تراکت‌های چاه C

| چاه C                  |      |                         |      |                           |      |                      |
|------------------------|------|-------------------------|------|---------------------------|------|----------------------|
| میانگین حجم شیل (درصد) |      | میانگین اشباع آب (درصد) |      | میانگین تخلخل مؤثر (درصد) |      | سیستم تراکت<br>سکانس |
| HST                    | TST  | HST                     | TST  | HST                       | TST  |                      |
| ۳                      | ۸    | ۶۶/۴                    | ۷۸   | ۱۳/۱                      | ۱۲/۷ | ۱                    |
| ۱/۹                    | ۵/۲  | ۶۰                      | ۴۸   | ۸/۷                       | ۱۱   | ۲                    |
| ۸/۲                    | ۵/۱  | ۷۶/۲                    | ۴۷/۴ | ۱۳/۶                      | ۱۲/۴ | ۳                    |
| ۹/۱                    | ۲۰   | ۶۱/۶                    | ۷۶   | ۱۴/۵                      | ۹/۱  | ۴                    |
| ۷/۲                    | ۱۱/۹ | ۴۲/۷                    | ۶۰   | ۲۲/۱                      | ۱۳/۵ | ۵                    |
| ۱۱                     | ۱۷   | ۳۸/۵                    | ۵۱/۶ | ۱۵/۲                      | ۱۴/۲ | ۶                    |

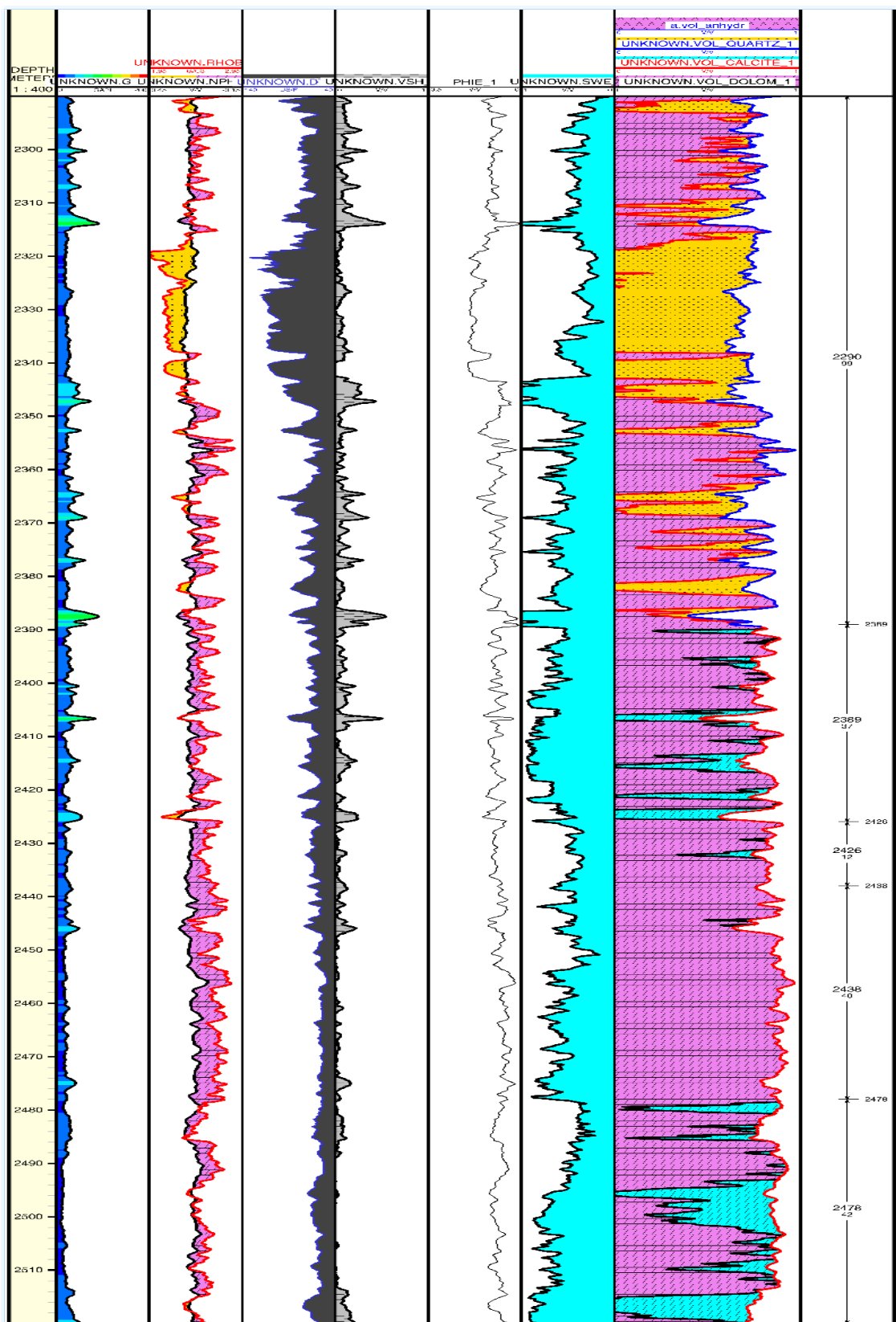




شکل ۴-۲۰: حجم کانی‌های مشخص شده به صورت نمودار در چاه‌های A و C



شکل ۴-۲۱: نمایش پارامترهای پتروفیزیکی و نگارهای چاه پیمایی در چاه A



شکل ۴-۲۲: نمایش پارامترهای پتروفیزیکی و نگارهای چاه پیمایی در چاه C

همان‌طور که در جدول (۴-۸) مشاهده می‌شود کیفیت مخزنی در هر سیستم تراکت به‌صورت

زیراست:

در چاه A :

#### ۱- سکانس اول

❖ سیستم تراکت TST از سکانس اول از سه ریز رخساره نومولیت مادستون-وکستون

نومولیت‌دار، نومولیتس وکستون و نومولیتس پکستون تشکیل شده است، که به‌طور

میانگین در این سیستم تراکت تخلخل مؤثر ۱۲ درصد، اشباع آب ۹۶ درصد و حجم شیل

۱/۵ درصد است. بنابراین باوجود تخلخل مؤثر نسبتاً خوب و مقادیر کم حجم شیل، مقدار

اشباع آب زیاد باعث کاهش تراوایی شده است و از کیفیت مخزن کاسته است (جدول ۴-۸).

(۸).

❖ در پیسرونده آب دریا، سیستم تراکت HST از سکانس اول در محیط لاگون نهشته شده

است که ریز رخساره وکستون بایوکلستی و وکستون - پکستون فرامینیفر بی منفذ آن را

تشکیل می‌دهند. تراوایی در این سیستم تراکت با توجه به میانگین تخلخل ۱۱ درصد،

اشباع آب ۶۰ و حجم شیل ۲/۷ نسبت به سیستم تراکت TST کاهش پیدا کرده است و در

بخش انتهایی HST به دلیل وجود لایه‌ی انیدریتی، از کیفیت مخزنی به‌شدت کاسته شده

است (جدول ۴-۸).

#### ۲- سکانس دوم

❖ بعد از پسرونده کامل آب و نهشته شدن لایه‌نازک انیدریت، سیستم تراکت TST از

سکانس دوم با پیشروی دوباره آب در محیط لاگونی رسوب کرده است. این سیستم تراکت

شامل رخساره‌های باندستون مرجانی، مادستون- وکستون فرامینیفر بی منفذ و وکستون

بایوکلستی می‌باشد. با توجه به خصوصیات مخزنی این ریز رخساره‌ها، تخلخل مؤثر در

این سیستم تراکت پایین و مقدار آن ۲/۷ درصد است، همچنین مقدار اشباع آب ۹۵/۵

درصد و حجم شیل ۳/۶ درصد باعث شدن تا میانگین تراوایی در این سیستم تراکت ۲۰ میلی داری شود (جدول ۴-۸).

❖ با رسیدن آب دریا به بالاترین سطح خود و ثبت MFS بار دیگر آب دریا شروع به پسرونده کرده که حاصل آن سیستم تراکت HST متشکل از ریز رخساره‌های مادستون - وکستون فرامینیفر بی منفذ، وکستون بایوکلستی و وکستون - پکستون فرامینیفر بی منفذ است. این سیستم تراکت با تراوایی ۲۰ میلی داری و تخلخل مؤثر ۲/۷ درصد دارای کیفیت مخزنی ضعیفی است. (جدول ۴-۸).

### ۳- سکانس سوم

❖ ابتدای سیستم تراکت TST این سکانس از ریز رخساره‌های وکستون بایوکلستی و وکستون - پکستون فرامینیفر بی منفذ و انتهای آن از رخساره‌های بایوکلست گرینستون و پکستون \_ گرینستون میلیولید، پلوئید و بایوکلست دار تشکیل شده است. همان‌طور که در جدول ۴-۸ مشاهده می‌شود، میانگین تخلخل مؤثر در این سیستم تراکت ۱۰ درصد و اشباع آب ۵۸/۳ است و با توجه به این مشخصات تراوایی ۷۹ میلی داری شده است.

❖ سیستم تراکت HST در این سکانس با رخساره‌های وکستونی شروع و با رخساره مادستونی پایان می‌یابد. با توجه به میانگین تخلخل مؤثر خوب و اشباع آب بالا می‌توان گفت که تراوایی در این سیستم تراکت متوسط است. کیفیت مخزن در این سیستم تراکت ضعیف تا متوسط است.

### ۴- سکانس چهارم

❖ از سیستم تراکت TST این سکانس، داده‌های زمین‌شناسی در دسترس نبود، ولی داده‌های چاه پیمایی و آزمایشگاهی نشان می‌دهد که تراوایی در این سیستم تراکت پایین است. کیفیت مخزنی با توجه به اشباع آب ۹۰ درصد، حجم شیل ۹/۵ درصد و تخلخل مؤثر ۷

درصد ضعیف است.

❖ در سیستم تراکت HST ریز رخساره‌های وکستون و پکستون دیده می‌شود که بالا بودن حجم شیل و درصد اشباع آب نشان می‌دهند تراوایی در این سیستم تراکت پایین می‌باشد.

#### ۵- سکانس پنجم

❖ سیستم تراکت TST این سکانس از ریز رخساره‌های مادستون - وکستون فرامینیفر بی منفذ، وکستون بایوکلاستی و وکستون - پکستون فرامینیفر بی منفذ تشکیل شده است. با توجه به جدول (۴-۸) می‌توان نتیجه گرفت که این سیستم تراکت با تخلخل  $11/4$  درصد، اشباع آب ۵۶ درصد، حجم شیل ۱۲ درصد و تراوایی ۶۰۰ میلی داری از کیفیت بسیار خوبی برخوردار است.

❖ رخساره‌های ساحلی مشخصه غالب سیستم تراکت HST در این سکانس است با توجه به خصوصیات رخساره‌های ساحلی مشخص می‌شود که این سیستم تراکت از کیفیت مخزنی بسیار بالایی برخوردار است و داده‌های نشان داده‌شده در جدول ۴-۸ ثابت‌کننده این مدعا هستند.

#### ۶- در سکانس ششم

❖ بعد از رسوب‌گذاری چرخه سکانس پنجم دریا به‌طور کامل پس‌رونده کرده و یک مرز سکانشی پدید آمده است. و با پیشروی دوباره آب دریا سکانس آخری سازند آسماری آغاز شده که سیستم تراکت TST آن با ریز رخساره‌های مادستون - وکستون فرامینیفر بی منفذ، وکستون بایوکلاستی و وکستون - پکستون فرامینیفر بی منفذ شناسایی می‌شود. در این سیستم تراکت بر اثر وجود درصد تخلخل مؤثر  $16/7$  درصد، اشباع آب  $33/6$  درصد و تراوایی ۳۳۴ میلی داری مخزن از کیفیت خوبی برخوردار است.

درنهایت سیستم تراکت HST سکانس ۶ با ریز رخساره‌های وکستون بایوکلاستی، وکستون - پکستون فرامینیفر بی منفذ و ریز رخساره‌ی ساحلی تشخیص داده شد. همان‌طور که در جدول (۴-۸)

مشاهده می‌شود تراوایی در این سیستم تراکت بالا است.

در نتیجه با توجه به مشخص شدن کیفیت مخزنی در هر سیستم تراکت، سکانس پنجم بیشترین کیفیت مخزنی را دارد. سکانس ششم نیز با توجه به اطلاعات به دست آمده، کیفیت بسیار خوبی دارد. همچنین مشخص شد در قسمت‌های میانی سیستم تراکت‌ها که بیشتر به علت عدم حضور انیدریت و وجود رخساره‌های دانه پشتیبان که رخساره‌های مستعد مخزنی هستند، مخزن از کیفیت بهتری برخوردار است. بهترین بخش‌های مخزنی مربوط به TST پسین و HST پیشین است که وجود رخساره‌های دانه پشتیبان و ساحلی در این بخش‌ها فراوان‌تر بودند که در ارزیابی‌های پتروفیزیکی نیز بهترین نتایج را داشتند.

این نتایج در چاه C نیز با توجه به نزدیک بودن هر دو چاه تقریباً مشابه بوده است. در جدول (۴-۹) نتایج ارزیابی پتروفیزیکی این چاه نشان داده شده است که همانند چاه A سکانس‌های پنجم و ششم دارای کیفیت مخزنی بسیار خوبی هستند. این کیفیت در بخش HST همانند چاه A مشهودتر است.





## فصل پنجم

نتیجه گیری و

پیشهادات

## ۵-۱- نتیجه گیری

در این مطالعه سازند آسماری در چاه‌های A و C در میدان مورد مطالعه قرار گرفت. بر پایه مطالعات پتروگرافی، داده‌های چاه‌نگاری و مطالعات چینه‌نگاری سکانشی نتایج حاصل از این مطالعه به شرح زیر است:

۱. مطالعات پتروگرافی انجام گرفته بر روی مقاطع نازک منجر به شناسایی ۱۱ ریز رخساره،

مربوط به ۴ کمربند رخساره‌ای در توالی‌های آواری - کربناته در آسماری شد که شامل کمربندهای رخساره‌ای جزر و مدی، ساحلی، لاگون، سدی و دریای باز است.

۲. با توجه به تغییر تدریجی بین کمربندهای رخساره‌ای، عدم گسترش ریف‌های حاشیه‌ای مشخص و عدم موجودات ریف ساز و مقایسه رخساره‌های مشخص شده با کمربندهای رخساره‌ای فلوگل (۲۰۰۴)، مشخص شد که این توالی در یک رمپ کربناته با شیب کم نهشته شده‌اند.

۳. با استفاده از مطالعات پتروگرافی، توالی رخساره‌ها و فرامینیفراهای موجود در ریز رخساره‌ها، سطوح چینه‌نگاری سکانشی و سیستم تراکت‌های اصلی در چاه A مشخص شد. بعد از مشخص کردن اجزای اصلی سکانش‌ها در این چاه با استفاده از روش انحراف معیار نیز سکانش‌های این چاه مشخص شد که پس از مقایسه این دو روش در تعیین سکانش‌ها و سطوح چینه‌ای و مشابه بودن آن‌ها در هر دو روش، به دلیل نداشتن اطلاعات پتروگرافی از چاه C از روش انحراف معیار برای تشخیص سکانش‌ها در این چاه استفاده شد.

۴. بر اساس بررسی‌های چینه‌نگاری سکانشی و نمودارهای چاه پیمایی، شش سکانش رده سوم شناسایی شد که شامل شش سطح حداکثر غرقابی (MFS) و شش مرز سکانشی هم نوع اول و هم نوع دوم است. مرز زیرین سکانش اول و مرز بالایی سکانش ششم از نوع اول و فرسایشی و چهار سکانش دیگر از نوع دوم و غیر فرسایشی هستند. سیستم تراکت‌های تشکیل دهنده این سکانش‌ها شامل سیستم تراکت پیشرونده (TST) و سیستم تراکت

ترازبالای آب دریا (HST) است.

۵. با بررسی رابطه تغییرات نسبی سطح آب دریا با کیفیت مخزنی مشخص شد که بهترین رخساره‌های مستعد مخزنی عموماً در TST پسین و HST پیشین نهشته شده است که شامل دسته رخساره‌های دانه پش‌تیبان بایوکلاستی و رخساره‌ی ساحلی هستند.

۶. در TST پسین با افزایش سریع سطح آب دریا، فضای انباشت رسوب افزایش یافته و شرایط مساعدی برای تشکیل رخساره‌های دانه پش‌تیبان ایجاد شده است. در HST پیشین نرخ تغییرات و بالا آمدن سطح نسبی آب دریا و به تبع آن حداکثر فضای رسوب‌گذاری به میزان تولید کربنات نزدیک بوده و بهترین شرایط را برای گسترش رخساره‌های مستعد مخزن نموده است.

۷. در TST پیشین و HST پسین به دلیل کمبود فضای لازم برای انباشت رسوب، تنوع رخساره‌ای و تغییرات عمودی رخساره‌ها افزایش یافته و رخساره‌های مربوط به کمر بند حاشیه‌ای رمپ مانند پهنه‌ی جزر و مدی و تبخیری گسترش یافته‌اند که کیفیت مخزنی ضعیفی دارند.

۸. پس از بررسی پارامترهای پتروفیزیکی و تعیین تخلخل مؤثر، اشباع آب، حجم شیل و تراوایی مغزه مشخص شد که سکانس‌های پنجم و ششم بهترین کیفیت مخزنی را دارا می‌باشند.

۹. سکانس‌های دوم و چهارم به دلیل اشباع آب زیاد و تخلخل مؤثر کم، از کیفیت مخزنی ضعیفی برخوردار هستند.

۱۰. سکانس اول و سوم از کیفیت ضعیف تا متوسطی برخوردار هستند.

## ۵-۲- پیشنهادات

۱. پیشنهاد می‌شود که روش مورد مطالعه با داده‌های کامل‌تری از قبیل مغزه و لاگ‌های کامل در حداقل ۱۰ چاه انجام شود.
۲. پیشنهاد می‌گردد که از روش‌های تلفیقی برای یافتن مرزهای سکansı و همچنین اعتبار سنجی مرزهای تعیین‌شده، استفاده گردد.
۳. پیشنهاد می‌گردد مرزهای سکansı بین‌چاهی نیز مشخص شود و پارامترهای پتروفیزیکی در فضای بین چاه‌ها ارزیابی گردد.

## منابع

۱. امینی، ع. (۱۳۸۸) "مبانی چینه نگاری سکansı" دانشگاه تهران، ۳۲۰ ص.
۲. آقابات‌ی، ع. (۱۳۸۳) "زمین شناسی ایران" سازمان زمین شناسی کشور، چاپ اول، ص ۶۴۰.
۳. توکلی و، (۱۳۹۳) "نگاره انحراف معیار گاما: ابزاری جدید جهت جدایش واحدهای سکansı در توالی های کربناته با مثالی از سازندهای کنگان و دالان، میدان گازی پارس جنوبی" پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، شماره اول، دوره ۵، ص ۹۷-۱۱۰.
۴. حیدریان ر، (۱۳۹۶)، پایان نامه ارشد: "چینه نگاری سکansı، دیاژنز و کیفیت مخزنی سازند آسماری در چاه شماره ۲ میدان چهارپیشه"، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد.
۵. رضایی م، (۱۳۸۹) "زمین شناسی نفت" چاپ چهارم، انتشارات علوی، تهران، صفحات ۴۴۰-۳۸۵.
۶. رضایی، م و چهارزی، ع، (۱۳۸۹) "اصول برداشت و تفسیر نگاره های چاه پیمایی" چاپ دوم، انتشارات دانشگاه تهران.
۷. رعیت پیشه م، (۱۳۹۰) پایان نامه ارشد: "بیواستراتیگرافی، میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند آسماری در چاه های شماره ۸ و ۳۳۱ میدان نفتی مارون"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان.
۸. عزیزی ش، امیری ح، کهنسال ن، (۱۳۸۹)، "چینه نگاری سکansı سازند آسماری در میدان مارون نفتی مارون"، همایش انجمن زمین شناسی ایران، دوره چهاردم، ارومیه.
۹. قاسم العسکری م. ک. (۱۳۹۰) "اصول پتروفیزیک" چاپ اول، انتشارات ستایش، تهران، ص ۴۹۹.
۱۰. لک ر، بهبهانی ر، چنانی ن، (۱۳۹۲) "زمین شناسی دریایی خلیج فارس" چاپ اول، نشر رهی، تهران، ص ۲۰۰.
۱۱. مرکز مطالعات خلیج فارس (۱۳۹۲)، <http://www.persiangulfstudies.com/fa/pages/75>
۱۲. مطیعی، ه، (۱۳۷۲) "زمین شناسی ایران - چینه شناسی زاگرس" انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۵۸۳ ص
۱۳. ملکی خیمه سری س، (۱۳۷۸)، پایان نامه ارشد: "تفسیر محیط رسوبی سازند آسماری در حاشیه شمالی فروافتادگی دزفول"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
۱۴. مهدی پور ض، (۱۳۸۳)، "بررسی رابطه سکانس استراتیگرافی و ارزیابی کیفیت مخزنی سازند آسماری میدان شادگان"، همایش انجمن زمین شناسی ایران.
۱۵. میرمرقابی ا، موسوی حرمی ر، محبوبی ا، خانه باد م، جعفری ج، آورجانی ش، (۱۳۹۳) "چینه نگاری سکansı زون های پایینی سازند آسماری در میدان نفتی مارون با استفاده از آنالیز ریز

رخساره ها، نقشه های هم سنگی و نمودارگاما" پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، شماره ۴، دوره ۳۰، ص ۱-۲۰.

۱۶. نوروزی غ، (۱۳۷۸) "چاه نگاری" مرکز دانشگاهی صنعتی اصفهان، چاپ اول خرداد.  
۱۷. نیسی ع، (۱۳۹۵)، پایان نامه ارشد: "زیست چینه نگاری و چینه نگاری سکانسی سازند آسماری (با استفاده از نرم افزار سیکلولاگ) در میدان نفتی قلعه نار"، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد.

18. Adabi M. H. and Asadi- Mehmandosti E. (2009) "Microfacies and geochemistry of the ilam formation in the Tang – ERashid area, Izeh, SW Iran", **J. Asian Earth Sci.** **33**, pp 267 – 277.
19. Adams, J. A. and Weaver C. E., (1985) "Thorium ratios as indicator of sedimentary processes: Example of concept of geochemical facies" **AAPG**, **Vol. 42**, pp 387-430.
20. Adams. T. D. Bourgeois. F. (1967). "Asmari biostratigraphy" **Iranian Oil Operating Companies Geological and Exploration Division**, Report 1074, pp 34.
21. Alavi M. (2004) "Regional stratigraphy of the zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution", **Am J Sci**, **Vol. 304**, pp 1-20.
22. Allahkarampour Dill, M., Seyrafian, A. and Vaziri-Moghaddam, H. (2010) "The Asmari Formation, north 571 of the Gachsaran (Dill anticline), southwest Iran: facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy" **Carbonates and Evaporites**, Volume 25, Issue 2, pp 145–160.
23. Alsharhan A. S. and Kendall, C. G. ST. C. (2003) "Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues" **Earth Science Review**, v61, pp 191-243.
24. Amaefule J. O., Keelan D. K., Kersey D. G and Marschall D. M (1988) "Reservoir description—a practical synergistic engineering and geological approach based on analysis of core data" 63rd **SPE Annual Technical Conference and Exhibition of the Society of Petroleum Engineers**, Houston, TX, October 2–5, SPE 18167.
25. Amirshahkarami M., Vaziri-Moghaddam H., Taheri A. (2007) "Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at chaman-Bolbol, Zagros Basin, Iran" By: **Jornal of Asian Earth Sciences** **29**. pp 947-959.
26. Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, H. and Taheri, A., (2007b) "Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chaman-Bolbol, Zagros Basin, Iran. **Journal of Asian 578 Earth Sciences**, vol 29, pp 947–959.
27. Ayres M. G., Bilal M., Jones R. W., Slensz L. W., Tartir M. and Wilson A. O. (1982) "Hydrocarbon habitat in main producing areas, Saudi Arabia" **American Association of Petroleum Geologist Bulletin**, v 66, pp 1-9.
28. Brock J. (1986) "Applied Open-Hole Log Analysis" Gulf Publishing Company, Houston, Texas, pp 284.
29. Brown L. F. and Fisher W. L. (1977) "Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull apart basins In: Payton, C. E., (Eds) **Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration** **Memoir 26, AAPG**, pp 213-248.
30. Buchem v., Allan F. S. P., Laursen T. L., Lotfpour G. V., Moallemi M., Monibi A., S. and Vincent B (2010) "Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the

- Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran” **Geological Society, London, Special Publications**, 329(1), pp 219-263.
31. Busk H. G., and Mayo H. T. (1918) “Some notes on the geology of the Persian oil field” **Journal Institute Petroleum Technology**, v 5, pp 5-25.
  32. Catuneanu O. (2006)”**Principles of Sequence Stratigraphy**” Elsevier, Amsterdam, pp 375.
  33. Catuneanu O., Galloway, W. E., Kendall, Ch. G., Miall, A. D., Posamentier H .W., Strasser A. and Tucker M. E. (2011) “Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature” **Newsletters on Stratigraphy**, Volume 44 Number 3, pp 173 – 245.
  34. Catuneanu O., V., Abreu J.P., Bhattachary M.D., Blum R.W., Dalrymple P.G., Eriksson C.R., Fielding W.L., Fisher W.E., Galloway M.R., Gibling K.A., Giles J.M., Holbrook R., Jordan C.G.St.C., Kendall B., Macurda O.J., Martinsen A.D., Miall J.E., Neal D., Nummedal L., Pomar H.W., Posamentier B.R., Pratt J.F., Sarg K.W., Shanley R.J., Steel A., Strasser M.E., Tucker and C. (2009)”Towards the standardization of sequence stratigraphy”**Earth Science Reviews**, v 92, pp 1-33.
  35. Chapman R. W. (1978)-Gelogy. In: Al-Sayari S., Zoh J., (Eds)“**Quaternary period in Saudi Arabia**” Springer, Veinna, Ausria, pp 9-18.
  36. Corda L. and Brandano M. (2003) “Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy” **Sedimentary Geology**, Vol 161 (1-2), pp 55–70.
  37. Dunham R. J. (1962) “**Classification of carbonate rocks according to depositional texture**”, In: Ham, W. E., (ed.), Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1, pp 108-121.
  38. Ehrenberg S. N., Pickard N. A. H., Laursen G. V., Monibi S. , Mossadegh Z. K., Svåná T. A., Aqravi A. A. M., McArthur J. M. and Thirlwall M. F. (2007) “Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene- Lower Miocene), SW Iran” **Journal of Petroleum Geology**, v.30, pp 107- 128.
  39. Einsele G. (2000)” Sedimentary Basins; Evolution, Facies and Sediment Budget” **2nd Edn, Springer-Verlag, ISBN: 354066193x**, pp 792.
  40. Falcon N. L (1974). Southern Iran, Zagros Mountains. In: Spencer A. M. Editor” **Mesozoic Cenozoic orogenic belts**” Geological Society of London, Special Publication. V 140, pp 199 – 211.
  41. Fertl W. H. Atlas D. (1981) “**Openhole Crossplot Concepts a Powerful Technique in Well Log Analysis**” Journal of Petroleum Technology, pp 535-549.
  42. Flugel E. (2004) “**Microfacies analysis of limestone: Analysis, interpretation and application**” Springer Verlag, pp 976.
  43. Flugel E. (2010) “**Microfacies of carbonate rocks, analysis interpretation and application**, Springer-Verlage, Berline, Heidelberg. pp 984.
  44. Focke J. W.Munn D. (1987). Cementation Exponents in Middle Eastern Carbonate Reservoirs.**SPE Formation Evaluation** 2, 155-167.
  45. Geel T. (2000) “Recognition of Stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analyses of palaeogene deposits in southeastern Spain” **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 155, pp 211-238.
  46. Ghazban, F. (2007)”**Petroleum Geology of the Persian Gulf** “edit by ghazban, Tehran University, pp 707.
  47. Grabowski, W. W. and Wang L. P. (2013)”Growth of cloud droplets in a turbulent environment” **Annu. Rev. Fluid Mech.**, vol 45, pp 293–324.
  48. Halliburton (2001)” Basic Petroleum Geology and Log Analysis” **Halliburton Company**.

49. Hunt D. and Tucker M. E., (1992)"Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall" **Sedimentary Geology**, Vol 81, pp 1-9.
50. James G.A. and Wynd J.G. (1965)"Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement area"**American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 49, pp 2182-2245.
51. KALVODA J., BÁBEK O., DEVUYST F.X. and SEVASTOPULO G.D. (2011)"Biostratigraphy, sequence stratigraphy and gamma-ray spectrometry of the Tournaisian-Viséan boundary interval in the Dublin Basin" **Bulletin of Geosciences** **86(4)**, pp 683–706.
52. Kamel M. H. and Mabrouk W. M. (2003)" Estimation of shale volume using a combination of the three" **Journal of Petroleum Science and Engineering**, Volume 145, pp 145-157.
53. Konyuhov A. I., Maleki B. (2006)"The Persian Gulf Basin: Geological History, Sedimentary Formation and Petroleum Potential" **Lithology and Mineral Resources**, Vol 41, pp 344-361.
54. Koptikova L., Hladil J., Slavik L., Cejchan P. and Babek O. (2010)" Fine-grained non-carbonate particles embedded in neritic to pelagic Limestones (Lochkovian to Emsian, Prague synform, Czech Republic): composition, provenance and links to magnetic susceptibility and gamma-ray logs" **Geologica Belgica**, Vol 13, Number 4, pp 407-430.
55. Lee J.J. (1990) "Fine structure of the rhodophycean *Porphyridium purpureum* in situ in *Peneroplis pertusus* (Forskal) and *P. acicularis* (Batsch) and in axenic culture" **The Journal of Foraminiferal Research** **20**. Pp 162.169.
56. Lucia j. f. (1995)"rock fabric, petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization" American association of petroleum geologists bulletin, vol. 79, pp 1275-1300.
57. Miall, A. D. (2000) "**Priciples of Sedimentary Basin Analysis**" Third edition, University of Toronto, Canada, pp 616.
58. Moghaddam, I. M. (2013)"Microbiostratigraphy and Sequence Stratigraphy of Asmari Formation in Zeloï Well No. 5, Southeast of Dezful Embayment"**World Applied Sciences Journal**, 24(8), pp 989-994.
59. Moradi S., Moeini, M., Ghassem al-Askari M. K and Hamed Mahvelati E. (2016)" Determination of Shale Volume and Distribution Patterns and Effective Porosity from Well Log Data Based On Cross-Plot Approach for A Shaly Carbonate Gas Reservoir" **Earth and Environmental Science** **44**, pp 1-6.
60. Mossadegh Z. K., Haig D. R., Allan T., Adabi M. H. and Sadeghi A. (2009) "Salinity changes during Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation deposition Zagros Mountains, Iran" **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**. **272**. pp 17-36.
61. Murris R. J. (1980) "Middle East: stratigraphic evolution & oil habitat" **AAPG Bull**, vol 64, pp 597-618.
62. NIO S. D., BROUWER J. H., SMITH D. G., DE JONG M. G. and BÖHM, A. R. (2005)" Spectral trend attribute analysis applications in the stratigraphic analysis of Wireline logs" **First Break**, 23 (4), pp 71-75.
63. Pawellek T. and Aigner, T. (2003)"Apparently homogenous "reef"-limestones built by high-frequency cycles: Upper Jurassic, SW-Germany" **Sedimentary Geology**, 160, pp 259-284.
64. Payton, C. E. (1977)"Seismic stratigraphy application to hydrocarbon exploration" **AAPG**, vol 29, pp 68-83.
65. Pickett G. R. (1966)"Review of Current Techniques for Determination of Water



- Saturation” **J. Pet, Tech.** **18**, November, pp 1425-1433.
66. Posamentier H. W., Allen G. P., James D. J. and Tesson M. (1992) “Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance” **Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists**, vol 76, pp 1687-1709.
  67. Prokoph A. and Agterberg, F. P. (1999) “Detection of sedimentary cyclicity and stratigraphic completeness by wavelet analysis; an application to late Albian cyclostratigraphy of the Western Canada Sedimentary Basin” **Journal of Sedimentary Research**, vol 69, pp 862-875.
  68. Prokoph A. and Thurow J. (2000) “Diachronous pattern of Milankovitch cyclicity in late Albian pelagic marlstones of the North German Basin” **Sedimentary Geology**, 134, pp 287-303.
  69. Purser B. H. (1973) “**The Persian Gulf: Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea**” Springer, New York, pp 471.
  70. Rawson P. F., ALLEN P. M and GALE A. S. (2001) “The Chalk Group – a revised lithostratigraphy” **Geoscientist**, Vol 11, pp 21.
  71. Renema W. (2006) “Large benthic foraminifera from the deep photic zone of a mixed siliciclastic-carbonate shelf off East Kalimantan, Indonesia” **Marine Micropaleontology**. 58. pp 73–82.
  72. Reynolds A. D. (1994) “**Sequence stratigraphy and the dimensions of paralic sandstones bodies In: High Resolution Stratigraphy: Innovations and Applications**” (Ed. S. D. Johnson), Univ. Liverpool, pp 69-72.
  73. Schlumberger. (1989) “**Log interpretation principles, Application**” printing 8.
  74. Serra O. (1986) “**Fundamentals of well log interpretation**” The interpretation of logging data, Developments in petroleum science, 15B. Amsterdam, Elsevier, Vol 2, pp 684.
  75. Serra O. and L. Serra (2004) “**Well logging: data acquisition and applications**” Imprint FR: Enfield Dist, pp 647.
  76. Shabafrooz, R., Mahboubi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Ghabeishavi, A. and Moussavi-Harami, R. (2015) “Depositional architecture and sequence stratigraphy of the oligo–miocene Asmari platform; Southeastern Izeh zone, Zagros Basin, Iran. **Facies**, 61(1), pp 423.
  77. Sloos L. L., Krumbein W. C and Dapples E. C. (1949) “Integrated facies analysis” **Geological Society of America, Memoir 39**, pp 91-124.
  78. Thomas A. N., (1948) “The Asmari limestone of southwest Iran. Azerbaijan International Oil Company” **Report 706**, unpublished.
  79. Tiab D., Donaldson C. E. (2004) “**Petrophysics, theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties**” Gulf professional publishing, Elsevier, Second edition, pp 962.
  80. Tucker M. E. (1991) “Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins: models and application to the upper Permian (Zechstein) of northeast England and adjoining North Sea” **Journal of the Geological society, London**, v. 148, pp 1019-10.
  81. Tucker M. E. and Wright V. P. (1990) “**Carbonate Sedimentology**” Blackwell, Oxford, 496 pp.
  82. Tucker M. E., Calvet F. and Hunt D., (1993) “**Sequence stratigraphy of carbonate ramps: systems tracts, models and application to the Muschelkalk carbonate platforms of eastern Spain**. In Sequence Stratigraphy and Facies Associations (Eds by Posamentier H. W., Summerhayes C. P., Haq B. U. and Allen G. P.), International Association of Sedimentologists, Special Publication Vol 18, pp 397–415.

83. Vail, P. R., Audemard F., Brown S. A., Eisner P. N. and Perez-Cruz C. (1991) "The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview" In: **Cycles and events in stratigraphy springer-verlag, Berlin**, pp 617-659.
84. Van Wagoner J. C., Mitchum R. M. Jr., Campion K. M. and Rahmanian V. D (1990) "Siliciclastic sequence Stratigraphy for High Resolution Correlation of Time and Facies" **AAPG, Methods in Exploration series 7, Tulsa**, pp 55.
85. Van Wagoner J. C., Posamentier H.W. Mitchum R. M. Jr., Vali. P.R., Sarg J. F., Louti T. S., and Hardenbol J. (1988)"An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definition, In: Wilgus C.k., Hastings B. S., Kendall C. G. S., Posamentier H.W., Ross C. A., Van Wagoner J. C., (eds), Sea level changes, an approach, Society for Sedimentary Geology, **Special Publications** vol.42, pp 39-45.
86. Vaziri-Moghaddam H., Kimiagari M. and Taheri A. (2006) "Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran, Lali Area, Facies" v. 52, pp 41-51.
87. Vennin E., Van Buchem F. S. P., Joseph P., Gaumet F., Sonnenfeld M., Rebelle M., Fakhfskh Ben Jemaia, H. and Zijlstra H. (2003)" A 3D outcrop analogue model for Ypresian nummulitic reservoirs, Jebel Qussalat, northern Tunisia" **Petroleum Geoscience**, vol 9, pp 145-161.
88. Wahl M. (1983)"**Photogrammetry at Regie Renault**"The Photogrammetric Record, Volume 11, Issue 62, pp 195-201.
89. Watfa M and Numri R. (1987)" **Calculation Of Saturation, Secondary Porosity And Producibility In Complex Middle East Carbonate Reservoirs**" Transaction of the SPWLA 28th Annual Loggins Symposium, London, England, June 28-July 2, paper CC.
90. Wells A. J. (1967) "Lithofacies and geological history of lower tertiary sediments in southwest Iran" **Iranian Oil Offshore Company Report 1108**.
91. Wilson J. L. (1975) "**Carbonate facies in geological history**"Springer, Berlin Heidelberg New York .pp471.
92. Wyllie M. R. J., Gregory A. R. and Gardner L. W. (1965)" Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media" **Geophysics**, Vol 21, No 1, pp 41-70.
93. Wynd J. G. (1965) "Biofacies of Iranian Oil Consortium Agreement Area" **NIOC, Report 1082**, pp 57-66
94. Zamanzadeh S. M (2009) "Sequence stratigraphic controls on early-diagenetic carbonate cementation of shallow marine clastic sediments (the Devonian Zakeen Formation, southern Zagros, Iran)" **Geosciences Journal**, Vol. 13, No. 1, pp 31 – 57.
95. Zigler M. A., (2001) "Late Permian to Holocene Paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences" **GeoArabia**, v.6, no. 3, pp 445-504.

## Abstract

In this study, the Asmari Formation (Oligo-Miocene), the most important reservoir of oil fields in southern Iran, which contains cryogenic carbonate sequences is assessed. According to petrographic studies, the main facies of this formation were found to be tidal, coastal, lagoon, barrier and open marine. Due to the gradual transformation of the facies into each other, the absence of continuous rifts and the absence of slope and slide facies, it was concluded that the Asmari Formation facies were deposited on a shallow ramp-type carbonate platform in the studied field. Sequence stratigraphy studies were performed using data from petrography, well logging and in particular, gamma log. In this study, the sequences were detected by investigating the sequence of facies and their stacking pattern and the standard deviation of gamma log. According to facies sequences and Sequence stratigraphy investigations, the Asmari reservoir of the studied field consists of 6 third order sequences, where 7 sequence boundary are of the type one (erosional) and type 2 (non-erosional) and 6 maximum flooding Surface are determined in these sequences. The system tract formed in these sequences includes a transgressive system tracts and highstand system tracts. After detecting the sequences, the quality of the reservoir in each system tract was determined based on petrophysical parameters. By examining the results, it was determined that in a late transgressive system tract and early highstand system tract which are extended from the Grainstone facies, bioclast and the coastal facies, the reservoir has a higher quality. However, the quality of the reservoir has decreased with the appearance of tidal and anhydrite facies in the early transgressive system tract and Late highstand system tract. The fifth sequence was recognized as the best reservoir zone due to its excellent reservoir quality in the later Transgressive system tract and its early highstand system tract.

Keyword: Facies, Sedimentary environment, sequence Stratigraphy, Gamma deviation log (GDL), reservoir quality



**Shahrood University of Technology**  
**Faculty of Mining, Petroleum & Geophysics Engineering**

**Petroleum and Geophysics Department**

**Sequence stratigraphy analysis and reservoir quality evaluation by petrophysics  
logs in one of the fields in south of Iran**

**By: Hamed Hazariyan**

**Supervisor:**

**Dr. Mansur Ziyae**

**Dr. Masoumeh Kordi**

**Advisor:**

**Dr. Mehrdad Soleymani Monfared**

**Ahmad Yahyaei**

**August 2018**