



## مجله زمین شناسی نفت ایران

سال سوم، شماره ۷، بهار و تابستان ۱۳۹۳

### هیئت تحریریه به ترتیب حروف الفبا:

دکتر علیرضا بشری، استادیار پژوهشگاه صنعت نفت  
دکتر کاظم سید امامی، استاد دانشگاه تهران  
دکتر علی صیرفیان، استاد دانشگاه اصفهان  
دکتر محمدرضا رضایی، استاد دانشگاه کرتین استرالیا  
دکتر ایرج عبدالهی فرد، اداره پژوهش ژئوفیزیک مدیریت  
اکتشاف شرکت ملی نفت ایران  
دکتر عزت اله کاظمزاده، استادیار پژوهشگاه صنعت نفت  
دکتر محمدرضا کمالی، دانشیار پژوهشگاه صنعت نفت  
دکتر رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد  
دکتر علی وطنی، دانشیار انستیتو نفت دانشگاه تهران

صاحب امتیاز: انجمن زمین شناسی نفت ایران

مدیر مسئول: دکتر عزت اله کاظمزاده، استادیار پژوهشگاه صنعت نفت

سردبیر: دکتر علی صیرفیان، استاد دانشگاه اصفهان

همکار سردبیر: دکتر علیرضا بشری، استادیار پژوهشگاه صنعت نفت

مدیر اجرایی: مهناز محمدی

مدیر داخلی: دکتر علی بهرامی، استادیار دانشگاه اصفهان

ویراستار: دکتر علی بهرامی، استادیار دانشگاه اصفهان

همکاران علمی این شماره مجله به ترتیب حروف الفبا:

- |                            |                          |
|----------------------------|--------------------------|
| ۱- دکتر محمد آبدیده        | ۱۴- دکتر بهرام موحد      |
| ۲- دکتر مهناز امیرشاه کرمی | ۱۵- دکتر بهروز واثقی     |
| ۳- دکتر علیرضا بشری        | ۱۶- دکتر حسین وزیری مقدم |
| ۴- دکتر علی بهرامی         | ۱۷- دکتر جواد هنرمند     |
| ۵- دکتر احمدرضا ربانی      |                          |
| ۶- دکتر محمدرضا رضایی      |                          |
| ۷- دکتر قاسم زرگر          |                          |
| ۸- دکتر کاظم سید امامی     |                          |
| ۹- دکتر علی صیرفیان        |                          |
| ۱۰- دکتر علی طاهری         |                          |
| ۱۱- مهندس حسین قبادی       |                          |
| ۱۲- دکتر عزت اله کاظمزاده  |                          |
| ۱۳- دکتر علی کدخدائی       |                          |

### نشانی:

تهران، خیابان دکتر شریعتی خیابان، خواجه عبدالله انصاری،

خیابان ابوذر جنوبی، کوچه نهم، پلاک ۷، طبقه ۴

کد پستی: ۱۶۶۱۶۳۴۱۵۱

صندوق پستی: ۱۶۳۱۵-۴۹۹

تلفن: ۲۲۸۵۶۴۰۸ نمابر: ۲۲۸۵۶۴۰۷

<http://www.ispg.ir>

این مجله دارای مجوز علمی - پژوهشی به شماره ۱۱/۵۱۱۵۳/ ۸۹/۳/ به تاریخ ۰۶/ ۱۳۸۹/۰۹/ از وزارت علوم، تحقیقات و فناوری می باشد و همچنین این نشریه در پایگاه استنادی علوم جهانی اسلام ((ISC)) نمایه می شود.



# زمین شناسی نفت ایران

سال سوم، شماره ۷، بهار و تابستان ۱۳۹۳

صفحه

فهرست مقالات

۱

۱. مقایسه پتانسیل مخزنی سازندهای سورمه و دالان در خلیج فارس  
علی حسین جلیلیان

۱۴

۲. ریز رخساره ها و پالئوآکولوژی سازند آسماری در یال جنوب شرقی تاقدیس خامی (شرق گچساران) و مقایسه با دو برش دیگر از سازند آسماری در حوضه زاگرس  
همتا رنجبر، علی صیرفیان، حسین وزیری مقدم، علی رحمانی

۳۴

۳. مطالعه پتروگرافی و پتروفیزیکی سازندهای کربناته پرمو- تریاس (دالان و کنگان) در محدوده کمان قطر واقع در خلیج فارس  
حجت محبوبی پور، علیرضا بشری

۵۰

۴. بایواستراتیگرافی مرز کرتاسه-پالئوژن در برش چهارده (زون ایذه، خوزستان)  
نسرین هداوند خانی، عباس صادقی، علیرضا طهماسبی، محمد حسین آدابی

۶۸

۵. تحلیل پایداری دیواره چاه در زمان حفاری با استفاده از مدل ژئومکانیکی و نرم افزار **FLAC3D** در مخزن آسماری میدان نفتی اهواز  
محمد میرانی، بهرام حبیب نیا

۸۵

۶. بررسی شیل‌های سازند گرو در منطقه لرستان به عنوان منابع نامتعارف هیدروکربنی  
امینه لطفی یار، علی چهارزی، محمدرضا کمالی، نادر ثابتی



## راهنمای پذیرش و تنظیم مقالات

### ۱. مقدمه

پست الکترونیکی نویسنده اول مقاله آورده شود. ضمناً تمامی نویسندگان از ارسال مقاله جهت بررسی در این نشریه می بایستی مطلع باشند.

### ۲-۳ چکیده مقاله و کلمات کلیدی به زبان فارسی و انگلیسی

چکیده باید بین ۱۵۰ تا ۳۰۰ کلمه و شامل هدف از تحقیق، روش کار، مهمترین یافته ها و نتیجه گیری باشد. در چکیده نباید هیچ گونه جزئیات، جدول، شکل و مآخذ درج شود.

چکیده و واژه های کلیدی انگلیسی باید در صفحه جداگانه در انتهای مقاله ارائه شود. تطبیق عنوان و چکیده فارسی با انگلیسی باید مورد توجه قرار گیرد و نکات گرامری در چکیده انگلیسی نیز رعایت شود.

### ۲-۴ مقدمه و هدف

در مقدمه پس از عنوان کردن کلیات موضوع مورد بحث، ابتدا خلاصه ای از تاریخچه موضوع و کارهای انجام شده به همراه ویژگی های آن کار بیان گردیده و در ادامه، هدف از پژوهش انجام شده برای رفع مشکلات و کاستی های موجود، گشودن گره ها یا حرکت به سمت یافته های نو صورت گرفته است در یکی دو پاراگراف توضیح داده می شود.

### ۲-۵ روش کار یا اصول و تئوری مقاله (شامل ماده، دستگاه ها و روش

#### آزمایش)

مطالب اصلی شامل تعاریف و مفاهیم مورد نیاز، طرح مسأله، روش انجام آزمایش، مواد و مصالح مورد استفاده و راه حل ارائه شده می باشد. شکل ها، جداول و روابط ریاضی بکار رفته در مقاله همگی مربوط به متن بوده و چنانچه در متن از آنها استفاده شود، باید در مورد آنها توضیح داده شود.

در نوشتن متن تنها به موضوع اصلی مقاله پرداخته شود تا ذهن خواننده از انحراف نسبت به سلسله مطالب مصون بماند. در صورت نیاز به ذکر واژه های انگلیسی همزمان تنها یک بار در متن در داخل پرانتز آورده شود.

### ۲-۶ نتیجه گیری

در این بخش، نکات مهم کار انجام شده به طور خلاصه مرور شده و نتایج برگرفته از آن توضیح داده می شود. سهم علمی مقاله باید در نتیجه گیری مورد تصریح واقع شود. هرگز عین مطالب چکیده در این بخش آورده نشود. بخش نتیجه می تواند به کاربردهای پژوهش انجام شده اشاره نموده و نکات مبهم و قابل پژوهش را مطرح کند و یا گسترش موضوع بحث را به زمینه های دیگر پیشنهاد دهد.

### ۲-۷ تشکر و قدردانی

نشریه علمی-پژوهشی زمین شناسی نفت ایران نتایج تحقیقات استادان و پژوهشگران رشته های مختلف زمین شناسی نفت، زمین شناسی مخازن نفت، پتروفیزیک، مهندسی اکتشاف نفت و گرایش های وابسته را منتشر می کند.

از کلیه محققانی که برای این نشریه مقاله تهیه می کنند درخواست می شود ضمن رعایت دقیق مفاد آیین نامه نگارش نشریه علمی-پژوهشی انجمن زمین شناسی نفت، مقالات خود را در دو نسخه فایل Word و Pdf (یک خط در میان حداکثر ۲۵ صفحه) از طریق پست الکترونیکی [ispg.paper@gmail.com](mailto:ispg.paper@gmail.com) در سایت انجمن به نشانی: [www.ispg.ir](http://www.ispg.ir)

ارسال دارند.

کلیه مقالات توسط داوران ذیصلاح ارزشیابی می شوند و نشریه علمی-پژوهشی زمین شناسی نفت در پذیرش، عدم پذیرش، حذف و یا کوتاه کردن مقالات برای چاپ آزاد است.

فقط مقالاتی جهت انتشار در نشریه علمی-پژوهشی زمین شناسی نفت ایران مورد بررسی قرار می گیرند که قبلاً در نشریات علمی و پژوهشی دیگر به چاپ نرسیده باشد و یا دست بررسی نباشد. مسئولیت کامل مطالب و منابع چاپ شده بر عهده نویسنده یا نویسندگان خواهد بود و نسخه نهایی مقاله پیش از چاپ به امضاء نویسنده یا نویسندگان می رسد. محرمانه بودن اطلاعات مقاله به عهده نویسنده یا نویسندگان بوده و کسب مجوز از ارگان های مربوطه جهت چاپ مقاله الزامی است. جهت هرگونه تماس با نشریه به سایت نشریه مراجعه و یا با آدرس پست الکترونیکی [ispg.paper@gmail.com](mailto:ispg.paper@gmail.com) تماس حاصل نمایید. نویسندگان مقالات مسئول نوشته ها و نظرات خود هستند و آراء و نظریات آنان لزوماً نظر اعضای هیأت تحریریه مجله نیست.

جهت کسب اطلاعات مربوط به آئین نامه نگارش مقالات به سایت انجمن مراجعه شود.

### ۲. راهنمای تنظیم مقاله برای نشریه

هر مقاله باید شامل بخش های اصلی زیر باشد:

#### ۱-۲ عنوان

عنوان مقاله باید در عین اختصار تمام ویژگی های کار انجام شده را دارا باشد.

#### ۲-۲ نویسنده یا نویسندگان

اسامی نویسندگان به فارسی و انگلیسی پس از عنوان مقاله آورده شود. لازم است مرتبه علمی و محل کار هر یک از نویسندگان مقاله به همراه آدرس

## ۲-۸ منابع و مراجع

- اگر شکل یا جدولی از مرجع دیگر اخذ شده باشد، ضمن درج شماره آن مرجع در انتهای عنوان شکل یا جدول در بخش مراجع نیز ارائه گردد.

- شکل های مقالات به صورت فایل اصلی (در همان نرم افزاری که توسط آن تهیه شده اند مانند Excel و غیره) ارسال گردد.

- از بکار بردن واژه های انگلیسی در متن مقاله خودداری شود. معادل انگلیسی کلمات فارسی و نام نویسنده (گان) که برای نخستین بار در مقاله به کار می رود، به صورت زیر نویس در صفحه مربوط درج گردد. زیر نویس ها در هر صفحه با گذاردن شماره فارسی در گوشه بالای آخرین حرف از کلمه، در متن مشخص شوند.

- ارجاعات باید بر اساس نام نویسنده و سال انتشار در انتهای جمله و در داخل پرانتز آورده شود.

## ۳-۳-۳ منابع فارسی و لاتین

منابع فارسی و لاتین به صورت مجزا و به ترتیب حروف الفبا در بخش فهرست منابع و به شرح مثال های ذیل تنظیم و ارائه گردد:

مقاله: خطیب، م. م.، ۱۳۷۹، تحلیل فرکتالی توزیع شکستگیها در گستره گسل لرزه ای: پژوهشنامه زلزله شناسی و مهندسی زلزله، سال سوم، شماره سوم، صفحه ۷-۱.

کتاب: آقانیاتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران: سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

پایان نامه: محمدی، ی.، ۱۳۸۶، ارزیابی پوش سنگ (بخش یک سازند گچساران) مخزن آسماری در میدان نفتی کویال: پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید چمران اهواز، ۱۴۹ صفحه.

**(Book Article):** LOGAN, P. and DUDDY, I., 1998, An investigation of thermal history of the Ahnet and Reggane Basin Central Algeria, and the consequences for hydrocarbon generation and accumulation: In: Mc GEGOR, D. S., MOODY, R.T. J. and CLARK-LOWES, D. (Eds.), 1998, Petroleum Geology of North Africa. *Geology Society, London, Special Publication*, 131-155.

**(Article):** FARZADI, F., 2006, The development of Middle Cretaceous Carbonate platforms, Persian Gulf, constrain from seismic stratigraphy, well and biostratigraphy: *Petroleum Geoscience*, 12, 59-68.

**(Memoir):** BURCHETTE, T.P., 1993, Mishrif Formation (Cenomanian-Turonian), southern Persian Gulf, Carbonate platform growth along a cratonic basin margin: In: SIMO, J.-A.T., SCOTT, R.W., and MASSE, J.P. (Eds.) Cretaceous carbonate platforms. *AAPG Memoir*, 56, 185-199.

**(Thesis):** RASHIDI, B., 2007, Real time bit wear analysis and drilling optimization, a case study for a well in an Iranian offshore oil field: M.Sc. thesis, Faculty of Graduate Studies, Petroleum University of Technology (PUT), 192.

**(Internet)** USGS website 2002. Accreditation. <http://geology.wr.usgs.gov/wreg/env/monterey.htm>.

مراجع به ترتیب حروف الفبا و ابتدا مراجع زبان فارسی و سپس مراجع به زبان انگلیسی، مرتب شده و در انتهای مقاله آورده شوند. دقت شود که تمام مراجع در متن مورد ارجاع واقع شده باشند.

## ۳ ساختاری

۳-۱-۳ شکل کلی مقاله اندازه صفحات باید برابر A4 و حدود بالا، پایین، چپ و راست به ترتیب برابر با ۲، ۲، ۲/۵، ۳ سانتی متر انتخاب شود. صفحات مقاله به صورت تک ستونی (Single) تهیه شود.

## ۳-۲ اندازه و نوع قلم

اندازه قلم	نوع قلم	موقعیت استفاده
۱۸	Lotus Bold	عنوان اصلی مقاله
۱۸	Times New Roman Bold	عنوان انگلیسی مقاله
۱۲	Lotus Bold	نام مؤلفان
۱۱	Lotus Bold	چکیده و کلمات کلیدی
۱۶	Lotus Bold	عناوین بخش ها
۱۴	Lotus Bold	عناوین زیر بخش ها
۱۲	Lotus	متن فارسی
۱۰	Times New Roman	متن انگلیسی
۱۰	Lotus Bold	عنوان جداول و شکل ها
۱۱	Lotus	محتوای فارسی جداول
۹	Times New Roman	محتوای انگلیسی جداول
۱۱	Times New Roman	متن انگلیسی
۱۱	Times New Roman	نام مؤلفان به انگلیسی

- کلیه اعداد باید به صورت فارسی تایپ شوند.

- واحد تمامی اعداد باید در سیستم SI باشد.

- کلیه فرمول ها باید به ترتیب شماره گذاری شده و با استفاده از بسته Equation Editor در نرم افزار Word تهیه گردند و به فرمت JPG و یا Tif و وضوح ۳۰۰ dpi به همراه مقاله ارسال گردد.

- عرض کلیه شکل ها باید ۱۵ و یا ۷/۵ در نظر گرفته شوند و در متن در محل مشخص قرار گیرند.

## مقایسه پتانسیل مخزنی سازندهای سورمه و دالان در خلیج فارس

علی حسین جلیلیان

استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور، ایران

jalilian@pnu.ac.ir\*

دریافت مرداد ۱۳۹۳، پذیرش آبان ۱۳۹۳

### چکیده

سازندهای سورمه و دالان به ترتیب سنگ مخزن بزرگ‌ترین میدان‌های نفت و گاز منطقه خلیج فارس هستند. بخش اصلی سنگ مخزن این دو سازند در واحدهای کربنات بالایی آنها قرار گرفته و از رخساره آئید گریستون و دولوستون‌های مختلف تشکیل شده است. مقایسه داده‌های پتروفیزیکی حاصل از بررسی مغزه‌ها، مقاطع نازک و نمودارهای چاه پیمایی دالان بالایی در میدان پارس جنوبی و سورمه بالایی در میدان تابناک گواه آن است که میانگین تخلخل در مخزن سورمه ۱۷/۱۵٪ (درجه خیلی خوب) و در مخزن دالان ۸/۵۰٪ (درجه متوسط) است. همچنین، میانگین تراوایی در مخزن سورمه ۳۰۸ (خیلی خوب) و در مخزن دالان ۳۰ (متوسط) میلی داری تعیین گردید. از عوامل اصلی تفاوت آشکار بین خواص مخزنی دو سازند مورد مطالعه باید به شرایط و محیط رسوبگذاری، بافت و کانی شناسی اولیه و تاریخچه دیاژنتیکی متفاوت آنها اشاره کرد. کاهش محسوس خصوصیات مخزنی سازند دالان با افزایش عمق بیانگر تأثیر زیاد دهن عمیق همراه با افزایش تراکم و تشکیل سیمان در این سازند است. در مقابل، پتانسیل بالای مخزن سورمه ناشی از حفظ تخلخل بین دانه‌ای در اثر سیمانی شدن ناقص پیش از تدفین و گسترش تخلخل بین بلوری حاصل از دولومیتی شدن آن است. نبود ارتباط کافی با سنگ منشأ مناسب سبب شده است که سازند سورمه علی رغم کیفیت مخزنی بهتر و ضخامت بیشتر در شمال خلیج فارس از درجه اشباع هیدروکربن و توان تولید کمتری برخوردار باشد.

**واژه‌های کلیدی:** پتانسیل مخزنی، سازند سورمه، سازند دالان، خلیج فارس

## ۱. مقدمه

توالی‌های رسوبی پرمو-تریاس و ژوراسیک خلیج فارس و مناطق پیرامون آن بخش مهمی از منابع شناخته شده هیدروکربن جهان را در خود جای داده‌اند. در این میان، مخازن کربناته دالان-کنگان و سورمه از جایگاه ویژه‌ای برخوردارند. سازندهای دالان و کنگان به ترتیب سن پرمین پسین (جلفین) و تریاس پیشین (اسکی‌تین) دارند و با سازند خوف هم‌ارزند [۲۱، ۱۵]. مجموعه سازندهای یاد شده سنگ مخزن بزرگ‌ترین میدان گازی دنیا یعنی میدان پارس جنوبی را تشکیل می‌دهند که حدود ۱۸٪ از کل ذخیره گاز جهان را در بر دارد [۳۰، ۲۷]. همچنین، بخش بالایی سازند سورمه که معادل سازند عرب به سن ژوراسیک پسین (کیمریجین-تیتونین) است، سنگ مخزن بسیاری از میداین هیدروکربنی خاورمیانه از جمله بزرگ‌ترین میدان نفتی جهان یعنی میدان قوار در عربستان است [۳۹، ۲۳]. بدیهی است که بهره‌برداری بهینه از منابع هیدروکربنی مستلزم ارزیابی درست پتانسیل مخازن آنها است. دستیابی به این هدف نیز به نوبه خود نیازمند مطالعه تاریخچه رسوبگذاری و دیاژنز و سنجش دقیق پارامترهای پتروفیزیکی سنگ‌های میزبان به خصوص تخلخل، تراوایی و درجه اشباع می‌باشد. با توجه به اهمیت موضوع، بررسی‌های متعددی در این زمینه انجام شده است که از تازه‌ترین آنها باید به مطالعات زارعی و همکاران (۱۳۸۷) [۸]، زمانی و همکاران (۱۳۸۷) [۹]، جهانی و همکاران (۱۳۸۸) [۶]، حسین یار و رحیم پور بناب (۱۳۹۰) [۷]، سادات کاظمی و قاسم العسکری، (۱۳۹۰) [۱۰]، فتوت و همکاران (۱۳۹۰) [۱۲]، کرمانشاهی و همکاران (۱۳۹۰) [۱۳]، جلیل پیران و موسوی حرمی (۱۳۹۱) [۲]، اسعدی و همکاران (۱۳۹۲) [۱]، فتوحی و همکاران (۱۳۹۳) [۱۱] و [۳۳، ۳۴] (۲۰۰۷؛ ۱۹۹۹) Lucia، [۲۴] (۲۰۰۶) Ehrenberg، [۲۵] (۲۰۰۶) Ehrenberg et al.، [۳۶] (۲۰۰۸) Moradpour et al.، [۲۲] (۲۰۰۸) Bordenave و [۱۷] (۲۰۰۸) Ahr اشاره کرد. هدف اصلی این مقاله، مقایسه کیفیت مخزنی سنگ‌های کربناته سازند سورمه در میدان تابناک و سازند دالان در میدان پارس جنوبی و بررسی دلایل تفاوت در میزان بازدهی و توان تولید این دو سازند است.

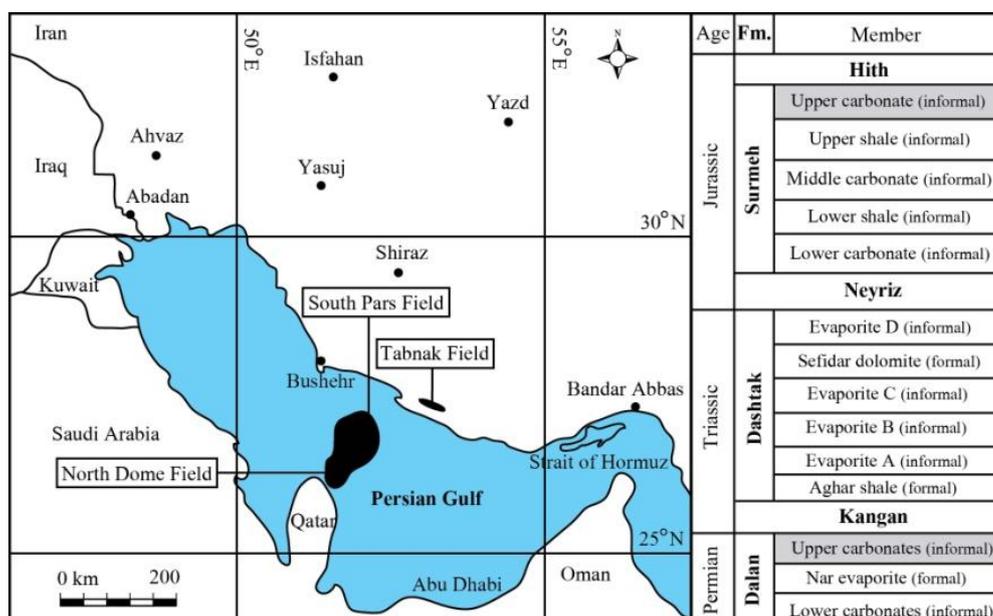
## ۲. موقعیت جغرافیایی میدان‌های تابناک و پارس جنوبی

میدان‌های مورد مطالعه در شمال و مرکز خلیج فارس و در محدوده استان‌های فارس و بوشهر قرار دارند (شکل ۱). میدان گازی تابناک قسمتی از منطقه عملیاتی پارسیان است. این منطقه از مجموع چهار میدان تابناک، هما، رواوی و شانول تشکیل شده و در حد فاصل شهرهای پارسیان و لامرد و در فاصله ۲۵ کیلومتری از ساحل واقع است. میدان تابناک با وسعت ۱۲۰۰ کیلومتر مربع بزرگ‌ترین میدان گاز شیرین ایران و بیستمین میدان بزرگ گازی دنیا محسوب می‌شود [۴۱]. این میدان در سال ۱۳۴۲ کشف شده و لایه‌های سورمه، دشتک، کنگان و دالان بالایی آن حاوی مقادیر متفاوتی هیدروکربن است. میدان گازی پارس جنوبی در مرکز خلیج فارس واقع شده و در قطر به نام میدان گنبد شمالی (North Dome Field) شناخته می‌شود. این میدان حدود ۹۷۰۰ کیلومتر مربع مساحت دارد که ۳۷۰۰ کیلومتر مربع آن در آب‌های ایران و مابقی در آب‌های سرزمینی قطر قرار دارد [۲۱].

## ۳. روش مطالعه

این تحقیق بر اساس مطالعه مغزه‌های واحد کربنات بالایی سازند دالان در یکی از چاه‌های میدان گازی پارس جنوبی و واحد کربنات بالایی سازند سورمه در یکی از چاه‌های میدان گازی تابناک انجام شده است. واحد کربنات بالایی سازند سورمه در برش مورد نظر حدود ۲۵۴ متر ضخامت دارد که نزدیک به ۱۰۰ متر از مغزه‌های آن در این تحقیق مورد استناد قرار گرفته است. در برش زیرزمینی پارس جنوبی، بخش بالایی سازند دالان حدود ۲۷۰ متر ضخامت دارد که نیمی از مغزه‌های تهیه

شده از آن مورد بررسی قرار گرفت. از هر متر مغزه به طور میانگین ۳ پلاگ (Plug) آماده گردید و تخلخل (Helium porosity) و تراوایی (Air permeability) آنها اندازه گیری شد. از مجموع ۳۰۰ پلاگ سازند سورمه و ۴۰۰ پلاگ سازند دالان، حدود ۶۰۰ مقطع نازک تهیه گردید و با میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفتند. به تعدادی از نمونه‌هایی که تخلخل و تراوایی بالایی داشتند (به خصوص آئید گریستون و دولوستون) رزین اپوکسی آبی (Blue epoxy resin) تزریق گردید تا تنوع منافذ و توزیع تخلخل در نمونه‌ها بیشتر نمایان شود. همزمان با بررسی پارامترهای پتروفیزیکی در مغزه‌ها و مقاطع نازک، داده‌های حاصل با نمودارهای چاه پیمایی تهیه شده از دو چاه مورد نظر از جمله تخلخل، وزن مخصوص، گاما، صوتی و نمودار تصویری مقایسه و کنترل شد. در نهایت با رسم نمودارهای نشانگر تغییرات تخلخل در مقابل تراوایی و عمق، پتانسیل مخزنی دو سازند مورد نظر با هم مقایسه گردید.

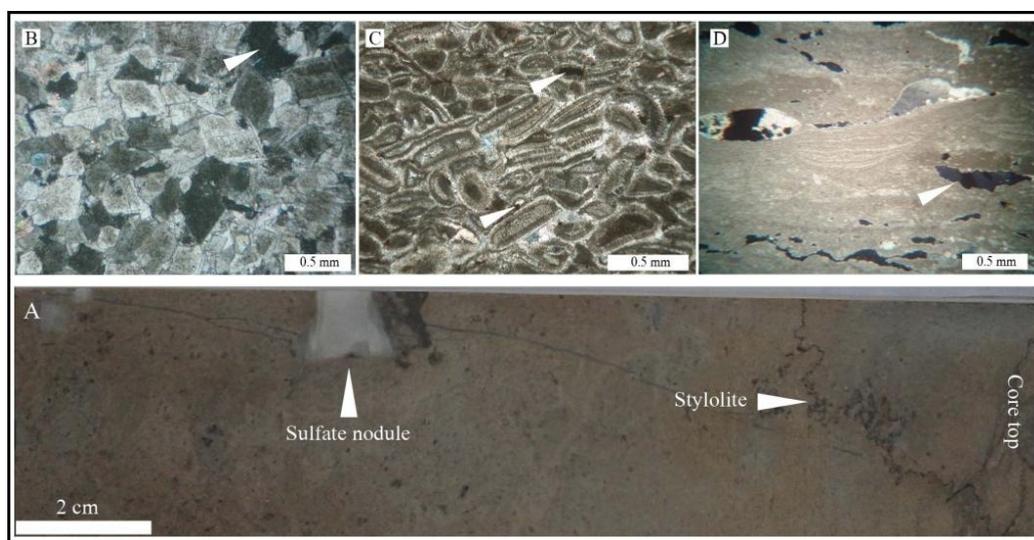


شکل ۱: موقعیت میدان‌های تابناک و پارس جنوبی و توالی چینه شناسی پرمین - ژوراسیک در شمال خلیج فارس، بر اساس داده‌های [۲۹،۳۱،۴۳]. واحدهای کربنات بالایی سازندهای سورمه و دالان با رنگ تیره مشخص شده‌اند.

## ۴. بحث

اساس تشکیل یک سیستم هیدروکربنی وجود سنگ‌های منشأ و مخزن و برقراری ارتباط مناسب بین آنها و در نهایت به دام افتادن سیالات توسط سنگ پوشش است. بارزترین ویژگی یک سنگ مخزن خوب داشتن تخلخل و تراوایی کافی برای تجمع و انتقال مقادیر قابل توجه نفت و گاز است. بررسی مختصر اطلاعات مربوط به مهم‌ترین میدان‌های نفت و گاز منطقه خلیج فارس نشان می‌دهد که سنگ‌های کربناته سازندگان اصلی مخازن این میدان‌ها هستند [۲۷]. همان‌طور که اشاره شد مجموعه کربنات‌های متعلق به سازندهای دالان (پرمین) و سورمه (ژوراسیک) از این نظر اهمیت بسیار زیادی دارند. سازند سورمه از ۵ بخش سنگ چینه نگاری متفاوت تشکیل شده است (شکل ۱) که واحد کربنات بالایی آن در بسیاری از میدان‌های نفت و گاز سنگ مخزن است. بررسی تاریخچه رسوبگذاری سازند سورمه نشان می‌دهد که واحد کربنات بالایی در ژوراسیک پسین (کیمریجین-تیتونین) و در مراحل پایانی تکامل حوضه درون شلفی پارس در شمال خلیج فارس کنونی نهشته شده است [۳۱]. این بخش اساساً از رخساره‌های آئید گریستون و دولوستون‌های درشت بلور در تناوب با رسوبات تبخیری تشکیل شده است [۳]. شرایط محیطی زمان تشکیل این بخش به گونه‌ای بوده که کانی شناسی اولیه آن از نوع کلسیتی به خصوص

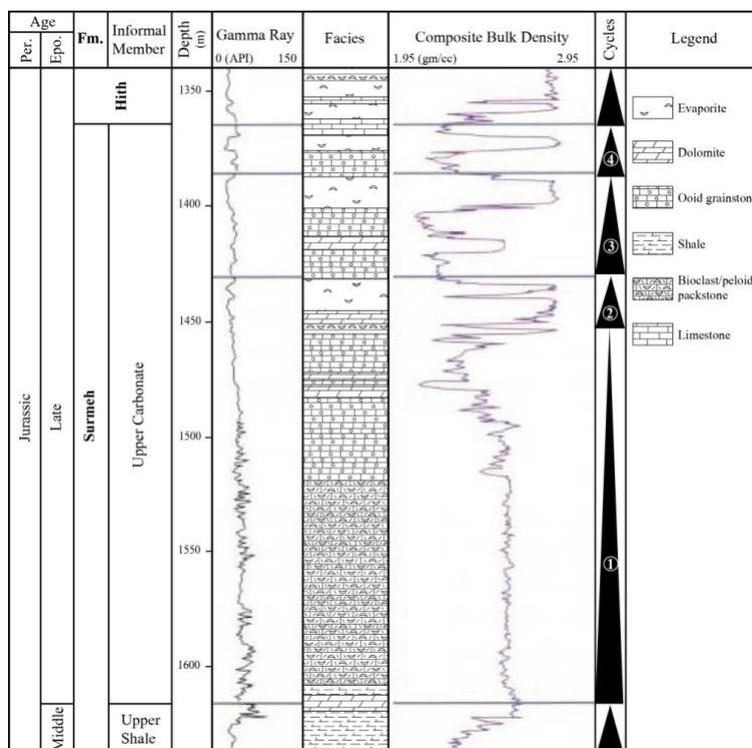
کلسیت با منیزیم زیاد (HMC) باشد [۴]. این امر زمینه لازم را برای دولومیتی شدن آهک‌های واحد کربنات بالایی سورمه در دیاژنز دفنی فراهم کرده است [۵]. در طبقه بندی پتروفیزیکی کربنات‌ها توسط لوسیا [۳۲] گریستون‌ها و دولوستون‌ها در رده یک قرار می‌گیرند که بالاترین مقدار تخلخل و تراوایی را دارد. در گریستون‌ها اندازه و توزیع منافذ تابع اندازه و جورشدگی دانه‌ها و مقدار سیمان بین منافذ می‌باشد. دولومیتی شدن می‌تواند تا حد زیادی فابریک سنگ را تغییر دهد که یکی از نتایج آن افزایش نسبی تخلخل و تراوایی است. در دولوستون‌ها میزان تخلخل و تراوایی توسط اندازه بلورهای دولومیت و اندازه دانه‌ها و جورشدگی سنگ آهک اولیه تعیین می‌گردد. در مجموع، در اغلب مخازن کربنات‌ها مقدار تخلخل به طور متوسط بین ۵ تا ۱۵٪ و تراوایی بین ۰/۱ میلی داری تا ۱۰ داری متغیر است [۱۷]. مطالعه مقاطع نازک تهیه شده از مغزه‌های واحد کربنات بالایی سازند سورمه در میدان تابناک گویای آن است که قسمت عمده منافذ موجود در این بخش از نوع بین دانه‌ای، بین بلوری و فنسترال است (شکل ۲). در بررسی ویژگی‌های بافتی نمونه‌ها نیز متوسط اندازه آلوک‌ها به خصوص آئیدها حدود ۰/۴ میلی متر به دست آمد (شکل ۲C).



شکل ۲: (A) تصویر نمونه مغزه از عمق ۱۵۰۰ متری (B) تصویر میکروسکوپی تخلخل بین بلوری در دولوستون درشت بلور (عمق ۱۴۷۸ متری) و (C) تخلخل بین دانه‌ای در آئید گریستون (عمق ۱۴۱۵ متری) و (D) تخلخل فنسترال در دولومیکرایت و بایوکلاست پلوئید پکستون (عمق ۱۵۴۰ متری) بعضی از نمونه‌های واحد کربنات بالایی سازند سورمه در میدان تابناک (PPL).

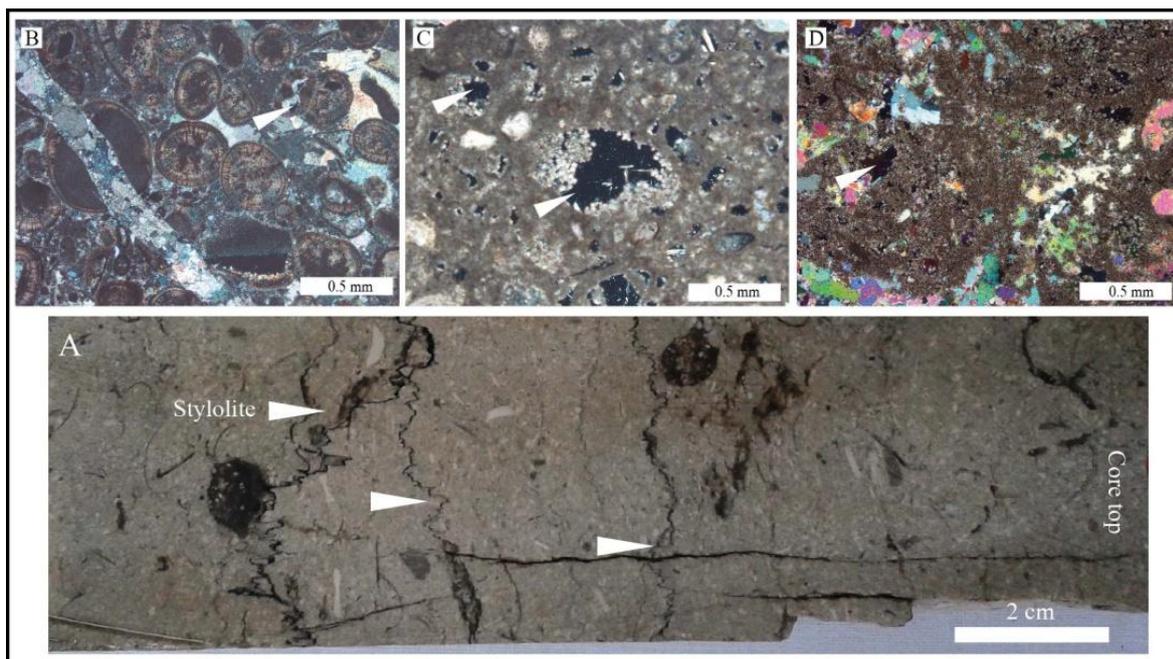
ارزیابی پارامترهای پتروفیزیکی این بخش نشان می‌دهد که مقدار تخلخل در این نمونه‌ها بین ۷/۵ تا ۲۷٪ (میانگین ۱۷/۱۵٪) و مقدار تراوایی بین ۵ تا ۷۰۰ میلی داری (میانگین ۳۰۸) در اعماق مختلف تغییر می‌کند. از نظر آماری ۷/۷٪ از نمونه‌ها دارای تخلخل متوسط، ۲۱٪ تخلخل خوب، ۲۵/۲۰٪ تخلخل خیلی خوب و ۴۶/۱۰٪ آنها تخلخل عالی داشتند (شکل ۵A). با این مقادیر، کیفیت مخزنی کربنات‌های بخش بالایی سازند سورمه به طور میانگین در حد خیلی خوب ارزیابی می‌شود. در مخازن خیلی خوب مقدار تخلخل بین ۱۵ تا ۲۰٪ و تراوایی بین ۲۵۰ تا ۱۰۰۰ میلی داری تعیین شده است [۲۰، ۳۸]. بررسی نمودارهای چاه پیمایی و ستون رخساره‌های واحد کربنات بالایی سازند سورمه در میدان تابناک وجود چهار چرخه کم عمق شونده کربنات-تبخیری را در این بخش نشان می‌دهد (شکل ۳). چرخه نخست ۱۵۷ متر ضخامت دارد که در پایین شامل ۱۲۶ متر دولومیکرایت و بایوکلاست پلوئید پکستون با تخلخل متوسط تا خوب است. در میانه این چرخه ۲۹ متر تناوب آئید گریستون و دولوستون با تخلخل خیلی خوب تا عالی وجود دارد. در انتهای چرخه اول حدود ۲ متر رسوبات تبخیری نقش سنگ پوشش را ایفا می‌کنند. چرخه دوم با ۲۳ متر ضخامت شامل دو بخش است. در قسمت زیرین ۸ متر دولوستون

با تخلخل خوب وجود دارد که با ۱۵ متر رسوبات تبخیری پوشیده می‌شود. چرخه سوم با ۴۸ متر ضخامت مشابه چرخه اول و شامل سه بخش است. ۳۰ متر آئید گریستون در پایه، یک واحد ۲ متری دولوستون در میانه و ۱۶ متر تبخیری در انتها که چرخه را کامل می‌کند. چرخه چهارم ۲۶ متر ضخامت دارد، ۲۰ متر آئید گریستون که با ۶ متر رسوبات تبخیری پوشیده شده است. در مجموع، می‌توان چنین ارزیابی کرد که در توالی رسوبی سورمه بالایی در میدان تابناک حدود ۹۰ متر کربنات از نوع آئید گریستون و دولوستون وجود دارد که اساساً ظرفیت مخزنی این سازند به وجود آن وابسته است.



شکل ۳: نمودار چاه نگاری، ستون رخساره‌ها و چرخه‌های کربناته-تبخیری واحد کربنات بالایی سازند سورمه در میدان تابناک، به ارتباط تغییرات وزن مخصوص به عنوان شاخص تخلخل و تنوع رخساره‌ها در اعماق مختلف مخزن توجه شود (بر اساس داده‌های شرکت ملی مناطق نفتخیز جنوب).

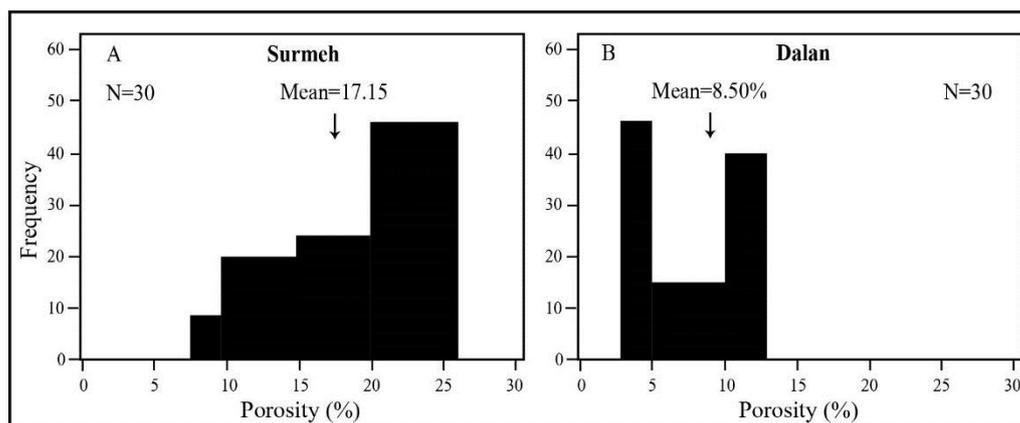
سازند دالان شامل مجموعه‌ای از نهشته‌های کربناته و تبخیری به سن پرمین پسین است که به سه بخش کربنات زیرین، واحد تبخیری نار و کربنات بالایی تفکیک شده است [۴۳]. توالی یاد شده در زیرمحویط‌های مختلف یک رمپ هموکلینال در جنوب زاگرس و مناطقی از خلیج فارس بر جای گذاشته شده است [۱۴، ۲۸]. از این بخش‌ها واحد کربنات بالایی سنگ مخزن بسیار توانمندی است که بخش عمده پتانسیل مخزنی آن به وجود رخساره آئید گریستون مربوط می‌شود [۲۵، ۳۵]. با توجه به گسترش دریا‌های آراگونیتی در زمان پرمین پسین [۴۰] به نظر می‌رسد کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند دالان نیز از نوع آراگونیتی بوده است؛ به همین خاطر انحلال آلومک‌ها نقش مؤثری در کنترل و توسعه تخلخل این سازند ایفا کرده است. مطالعات پتروگرافی نمونه‌های واحد کربنات بالایی سازند دالان در میدان پارس جنوبی بیانگر حضور بیشتر منافذ از نوع بین دانه‌ای، بین بلوری و قالبی (Oomoldic) است (شکل ۴). متوسط اندازه آلومک‌ها به خصوص آئیدهای واحد کربنات بالایی دالان حدود ۰/۲۵ میلی‌متر تعیین شده است [۹].



شکل ۴: (A) تصویر نمونه مغزه با استیلولیت‌های متعدد از عمق ۲۹۵۰ متری (B) و (C) تصویر میکروسکوپی تخلخل بین دانه‌ای و تخلخل قالبی (Oomoldic) در رخساره آئید گرینستون از عمق ۲۹۹۱ متری و (D) تخلخل بین بلوری همراه با سیمان انیدریتی در دولوستون از عمق ۲۹۱۷ متری بعضی از نمونه‌های واحد کربنات بالایی سازند دالان در میدان پارس جنوبی (PPL).

مقدار تخلخل در نمونه‌های سازند دالان ۳ تا ۱۵٪ (میانگین ۸/۵۰٪) و تراوایی آنها ۰/۲ تا ۱۰۷ میلی داری (میانگین ۲۹/۸۵) اندازه گیری شد. از نظر آماری ۴۶/۶۶٪ نمونه‌ها دارای تخلخل ضعیف، ۱۳/۳۳٪ دارای تخلخل متوسط و ۴۰/۰۱٪ آنها تخلخل خوب داشتند (شکل ۵B). با این ارقام، کیفیت مخزنی کربنات‌های دالان بالایی در حد متوسط ارزیابی می‌شود. در مخازن متوسط مقدار تخلخل بین ۵ تا ۱۰٪ و تراوایی بین ۱۵ تا ۵۰ میلی داری تعیین شده است [۲۰، ۳۸].

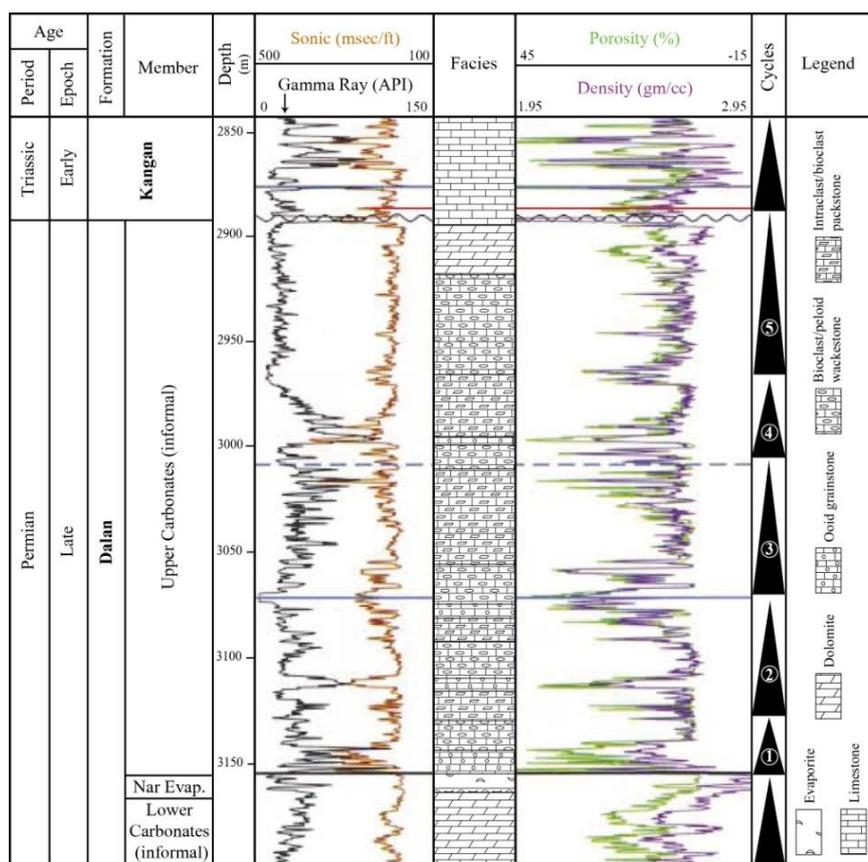
بررسی نمودارهای چاه پیمایی و ستون رخساره‌های واحد کربنات بالایی سازند دالان در میدان پارس جنوبی نشان می‌دهد که این بخش از پنج چرخه کم عمق شونده تشکیل شده است (شکل ۶). چرخه‌های اول، دوم و چهارم تقریباً مشابهند و از تکرار رخساره‌های آئید گرینستون، بایوکلاست پلویید مادستون/وکستون و اینتراکلاست بایوکلاست وکستون/پکستون به وجود آمده‌اند. چرخه نخست حدود ۲۸ متر ضخامت دارد و با بیشترین گسترش رخساره آئید گرینستون، نقش اصلی را در تعیین ظرفیت مخزنی دالان بالایی به عهده دارد. چرخه‌های دوم و چهارم به ترتیب ۵۶ و ۴۱ متر ضخامت دارند. چرخه سوم با ۶۴ متر ضخامت کمترین مقدار تخلخل و پایین‌ترین کیفیت مخزن را دارد. چرخه پنجم ۸۱ متر ضخامت دارد و فاقد رخساره آئید گرینستون است؛ با این حال ۲۲ متر بخش انتهایی این چرخه از دولوستون تشکیل شده است که با افزایش نسبی تخلخل همراه است. در یک ارزیابی کلی می‌توان گفت که در واحد کربنات بالایی سازند دالان میدان پارس جنوبی حدود ۴۲ متر دولوستون و آئید گرینستون با تخلخل متوسط تا خوب وجود دارد که بخش عمده کیفیت مخزنی این سازند را کنترل می‌کنند.



شکل ۵: نمودار ستونی (هیستوگرام) تغییرات تخلخل در نمونه‌های مختلف واحدهای کربنات بالایی سازندهای سورمه و دالان

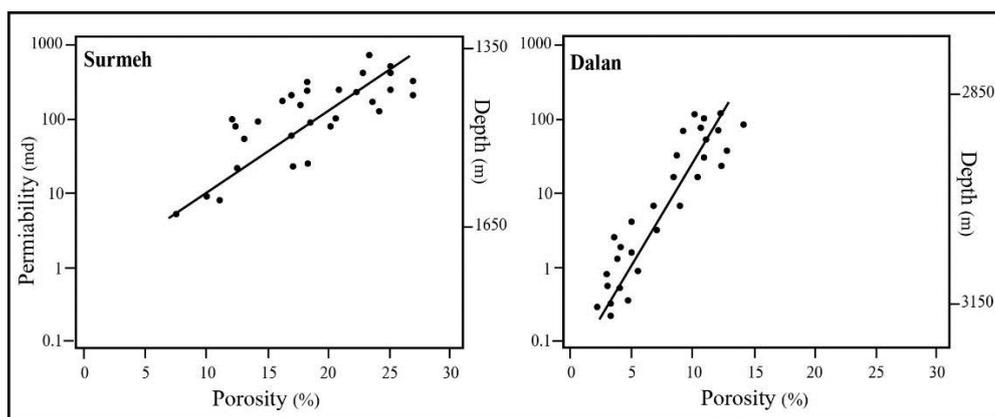
به منظور مقایسه بهتر پتانسیل مخزنی واحدهای کربنات بالایی سازندهای سورمه و دالان، تغییرات مقادیر تخلخل و تراوایی نمونه‌های مختلف این دو سازند در مقابل عمق در شکل ۷ رسم شده است. ملاحظه می‌گردد که در هر دو واحد رسوبی مورد مطالعه تخلخل و تراوایی رابطه مستقیم و خطی دارند. همچنین، کاهش مقادیر تخلخل و تراوایی با افزایش عمق کاملاً مشخص است. با این حال، شیب تغییرات خواص پتروفیزیکی واحد کربنات بالایی سازند سورمه نسبت به دالان بالایی کمتر است که معرف ثبات بیشتر تخلخل و تراوایی نسبت به افزایش عمق است. یکی از مؤثرترین عوامل حفظ تخلخل اولیه، تشکیل سیمان دریایی (نسل اول) به طور ناقص در منافذ می‌باشد. در این حالت، با اتصال بخش‌هایی از دانه‌ها، چارچوب سنگ تا حدودی مستحکم شده و در زمان تدفین از تراکم و حذف تخلخل بین دانه‌های جلوگیری به عمل می‌آید. گسترش سیمان‌های دریایی پیش از تدفین سازند سورمه این نقش را به خوبی ایفا کرده است [۴]. علاوه بر این، مهم‌ترین رویداد دیاژنتیکی سازند سورمه دولومیتی شدن است که طی آن انواع مختلف دولومیت‌ها به ویژه دولومیت‌های درشت بلور محیط دفنی به وجود آمده‌اند [۵]. این موضوع نیز در افزایش تخلخل ثانویه از نوع بین بلوری در کربنات‌های سورمه بالایی مؤثر بوده است.

نگاهی دوباره به نمودار شکل ۷ نشان می‌دهد که در واحد کربنات بالایی سازند دالان با افزایش عمق از کیفیت سنگ مخزن به میزان زیادی کاسته می‌شود. این امر بیانگر تأثیر بیشتر عمق تدفین بر مخزن دالان و تراکم و سیمان شدن آن در دیاژنز دفنی است. در نمونه‌های مختلف بخش بالایی سازند دالان می‌توان انواع مختلف سیمان به خصوص سیمان‌های انیدریتی را مشاهده کرد که بخش زیادی از تخلخل اولیه سنگ را پر کرده‌اند (شکل ۴D). همچنین، مشاهده درزه‌های ناشی از انحلال فشاری و استیلولیت‌های فراوان در مقاطع و مغزه‌های دالان بالایی گواه تراکم شدید و دفن عمیق است (شکل ۴A). به نظر می‌رسد بخش عمده تحولات دیاژنتیکی سازند دالان متأثر از محیط دفنی و بیشتر از نوع تراکم و سیمان شدن بوده است که کاهش تخلخل و تراوایی را در پی داشته است. البته، ورود آب‌های تحت اشباع و انحلال بعضی از آلومیناها به ویژه آلیدها موضوع مهمی است که به ایجاد تخلخل قالبی در بخش‌هایی از دالان بالایی منجر شده است. این داده‌ها بیانگر تاریخچه دیاژنتیکی متفاوت سازندهای سورمه و دالان و تأثیر این تفاوت در کیفیت مخازن آنها است. با همه این اوصاف، مقایسه کلی توان تولید سنگ مخزن‌های سورمه و دالان در میدان‌های مختلف مورد بهره برداری در شمال خلیج فارس و شرق زاگرس حکایت از آن دارد که درجه اشباع هیدروکربن و میزان تولید سازند دالان بسیار بیشتر از سازند سورمه است [۱۶].



شکل ۶: نمودار چاه نگاری، ستون رخساره‌ها و چرخه‌های رسوبی واحد کربنات بالایی سازند دالان در میدان گازی پارس جنوبی، ارتباط نزدیک تغییرات تخلخل و تنوع رخساره‌های مخزن در اعماق مختلف به خوبی قابل مشاهده است (بر اساس داده‌های شرکت ملی مناطق نفتخیز جنوب).

این تفاوت اساساً به تغذیه سنگ مخزن و میزان ارتباط آن با سنگ منشأ مناسب مربوط می‌شود. تغذیه خوب مخزن دالان توسط شیل‌های سازند سرچاهان (سیلورین زیرین) سبب تجمع مقادیر زیادی هیدروکربن در این سازند شده است [۱۸]. به همین ترتیب، ارتباط مناسب کربنات‌های با کیفیت سازند عرب (معادل واحد کربنات بالایی سازند سورمه) و شیل‌های بیتومینه سازند حنیفا (ژوراسیک میانی) منجر به تشکیل میدان‌های بسیار عظیم نفت در جنوب خلیج فارس شده است [۲۷]. در مقابل، شرایط و محیط رسوبگذاری زمان تریاس و ژوراسیک در شمال خلیج فارس کنونی به گونه‌ای بوده که سنگ‌های منشأ با هیدروکربن زیاد گسترش کافی پیدا نکرده‌اند. در این مناطق سازند سورمه روی سازندهای نیریز (ژوراسیک زیرین) و دشتک (تریاس میانی) قرار گرفته است که عمدتاً از تبخیری، شیل و کربنات‌های کم عمق تشکیل شده‌اند [۲۹، ۴۳]. بدیهی است که در این گونه رسوبات امکان تشکیل مقادیر قابل توجه هیدروکربن کم است. البته، بیان این نکته حائز اهمیت فراوان است که بخش‌هایی از رسوبات سازند سورمه به خصوص واحد شیلی زیرین (شکل ۱) در یک حوضه درون شلفی به نام پارس نهشته شده‌اند [۳۱]. این حوضه‌ها به دلیل ژرفای زیاد مکان‌های مناسبی برای تشکیل و گسترش سنگ‌های منشأ هستند که مواردی از آن در لرستان و جنوب خلیج فارس گزارش شده است [۱۹، ۳۷]. با این حال، نرخ بالای تولید کربنات در بخش‌های کم عمق‌تر حوضه پارس سبب شد که حجم زیادی از رسوب به مناطق ژرف حوضه ریزش (Highstand Shedding) نماید [۳، ۳۱، ۴۲]. با ورود مقادیر زیاد رسوب به ژرفنای حوضه، روند رسوبگذاری عادی در آن بخش مختل گردید و شیل‌ها و کربنات‌های غنی از مواد آلی امکان رسوبگذاری نیافتند. به همین خاطر، مخزن سورمه بالایی علی‌رغم کیفیت بهتر و ضخامت بیشتر به اندازه کافی از نفت و گاز اشباع نشده و به تبع آن از تولید کمتری برخوردار است.



شکل ۷: نمودار تغییرات مقادیر تخلخل و تراوایی سازندهای سورمه و دالان در مقابل عمق

برای ارزیابی بهتر میزان تفاوت پارامترهای پتروفیزیکی دو واحد رسوبی مورد مطالعه و عوامل مؤثر بر آنها خلاصه‌ای از یافته‌ها در جدول ۱ درج شده است. با این داده‌ها می‌توان نتیجه گرفت که تفاوت کیفیت مخازن سورمه و دالان اساساً به اختلاف در بافت و کانی شناسی اولیه، محیط رسوبگذاری، عمق تدفین و رویدادهای دیاژنتیکی مؤثر بر آنها مربوط می‌شود. از میان عوامل یاد شده، تغییرات ناشی از دفن عمیق نقش مهم‌تری داشته است.

جدول ۱: مقایسه پارامترهای پتروفیزیکی واحدهای کربنات بالایی سازندهای سورمه و دالان و عوامل مؤثر بر آنها

پارامتر	واحد کربنات بالایی سازند سورمه	واحد کربنات بالایی سازند دالان
میانگین تخلخل	۱۷/۱۲٪ (خیلی خوب)	۸/۵۰٪ (متوسط)
میانگین تراوایی	۳۰۸ میلی دارسی (خیلی خوب)	۳۰ میلی دارسی (متوسط)
محیط رسوبگذاری	حوضه درون شلفی	رمپ هموکلینال
کانی شناسی اولیه	کلسیتی	آراگونیتی
اندازه آئیدها	۰/۴ میلی متر	۰/۲۵ میلی متر
رخساره غالب	گرینستون و دولوستون درشت بلور	گرینستون، وکستون و دولوستون
تخلخل غالب	بین دانه‌ای و بین بلوری	بین دانه‌ای، بین بلوری و قالبی
ضخامت مفید مخزن	۹۰ متر	۴۲ متر
عمق تدفین	کم، همراه با حفظ تخلخل اولیه و دولومیتی شدن	زیاد، با تراکم شیمیایی و تشکیل سیمان دفنی

## ۵. نتیجه گیری

واحدهای کربنات بالایی سازندهای سورمه (ژوراسیک بالایی) و دالان (پرمین بالایی) سنگ مخزن بزرگترین میدانهای نفت و گاز جهان هستند و از این نظر اهمیت فراوان دارند. بخش اصلی مخزن این دو واحد رسوبی به وجود رخساره آئید گرینستون و دولوستونهای مختلف در آنها مربوط می‌شود. ارزیابی پارامترهای پتروفیزیکی نشان می‌دهد که میانگین تخلخل و تراوایی در مخزن سورمه ۱۷/۱۵٪ و ۳۰۸ میلی داریسی (درجه خیلی خوب) و در مخزن دالان ۸/۵۰٪ و ۳۰ میلی داریسی (درجه متوسط) است. از دلایل اصلی این تفاوت باید به اختلاف در شرایط و محیط رسوبگذاری، بافت و کانی شناسی اولیه و تاریخچه دیاژنتیکی متفاوت این دو بخش اشاره کرد. بررسی تغییرات تخلخل و تراوایی دو سازند مورد مطالعه نسبت به عمق از تغییرات کیفیت مخزن با افزایش عمق حکایت دارد. به دلیل عمق بیشتر سنگ مخزن دالان، شیب تغییرات آن نسبت به سازند سورمه بسیار بیشتر است. کاهش محسوس خصوصیات مخزنی سازند دالان با افزایش عمق بیانگر تأثیر زیاد دفن عمیق همراه با افزایش تراکم و تشکیل سیمانهای دفنی در این سازند است. در مقابل، پتانسیل بالای مخزن سورمه ناشی از حفظ تخلخل بین دانه‌ای در اثر سیمانی شدن ناقص پیش از تدفین و گسترش تخلخل بین بلوری حاصل از دولومیتی شدن آن است. با این وجود، نداشتن ارتباط کافی با سنگ منشأ مناسب سبب شده است که سازند سورمه در شمال خلیج فارس از درجه اشباع هیدروکربن و توان تولید کمتری برخوردار باشد.

## تشکر و قدردانی

آقایان دکتر ناصر ارزانی و دکتر علی رضا شرفی با مطالعه دقیق مقاله و ارائه پیشنهادات ارزنده نقش مهمی در اصلاح آن داشته‌اند؛ فرصت را مغتنم شمرده و مراتب امتنان خویش را نسبت به زحمات ایشان ابراز می‌دارم. همچنین، از دست اندرکاران و همکاران گرامی بخش‌های مختلف مجله زمین شناسی نفت ایران به خاطر تسریع در مکاتبات و ارائه راهکاری لازم در موارد متعدد قدردانی می‌نمایم. از آقای دکتر بشری و داور ناشناس محترم بخاطر داوری مقاله سپاسگزارم.

## ۶. منابع

- [۱] اسعدی، ع.، ح. رحیم پور بناب، ع. چهارزی، ع. کدخدایی، و س. سهرابی، ۱۳۹۲، تلفیق مطالعات پتروگرافی و رخساره لاگ برای تفسیر کیفیت مخزنی بخش بالایی سازند سورمه در میدان بلال: مجله پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی، ج. ۵۳، ش. ۴، ص. ۱۷-۳۲.
- [۲] جلیل پیران، س. و س. ر. موسوی حرمی، ۱۳۹۱، عوامل مؤثر بر کیفیت مخزنی سازند کنگان در میدان تابناک: مجموعه مقالات سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، ۷ صفحه.
- [۳] جلیلیان، ع. ح.، ۱۳۸۹، چینه نگاری سکانسی سازند سورمه در زاگرس مرکزی، جنوب باختر ایران: رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران (خوارزمی)، ۲۰۵ صفحه.
- [۴] جلیلیان، ع. ح.، ۱۳۹۰، کانی شناسی اولیه کربنات‌های سازند سورمه (ژوراسیک زیرین-بالایی) در فارس داخلی و عوامل کنترل کننده آن: مجموعه مقالات پنجمین همایش تخصصی زمین شناسی دانشگاه پیام نور، ص. ۸۴۱-۸۴۶.
- [۵] جلیلیان، ع. ح.، ی. لاسمی، و ع. آقانباتی، ۱۳۹۰، پتروگرافی و زمین شیمی دولومیت‌های سازند سورمه در منطقه فارس داخلی، جنوب باختری ایران: مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، دانشگاه شهید چمران اهواز، ج. ۲، ش. ۱، ص. ۷۶-۶۷.
- [۶] جهانی، د. ب. موحد، و ن. محمدی اکبری، ۱۳۸۸، ارزیابی پتروفیزیکی سازندهای کنگان و دالان در میدان گازی پارس جنوبی: اولین همایش سراسری روش‌ها و فناوری‌های نوین در علوم زمین، ص. ۷۹-۶۱.
- [۷] حسین یار، غ. و ح. رحیم پور بناب، ۱۳۹۰، عوامل کنترل کننده خصوصیات مخزنی رخساره‌های اوئیدی و مادستونی سازند کنگان در میدان پارس جنوبی: مجله پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی، ج. ۴۴، ش. ۳، ص. ۱۶-۱.
- [۸] زارعی، س. ب. علی زاده، و ب. موحد، ۱۳۸۷، ارزیابی تراوایی سازند دالان با استفاده از داده‌های نگار CMR، معادله‌های تجربی و مغزه در میدان گازی پارس جنوبی: مجله اکتشاف و تولید، ج. ۵۵، ص. ۴۴-۳۹.
- [۹] زمانی، ز. م. لطف پور، و س. ع. معلمی، ۱۳۸۷، عوامل مؤثر بر خصوصیات مخزنی رخساره‌های اوئیدی واحد دالان بالایی در خلیج فارس: مجله علوم دانشگاه تهران، ج. ۱۵، ش. ۱، ص. ۸۴-۷۱.
- [۱۰] سادات کاظمی، م. و م. ک. قاسم العسکری، ۱۳۹۰، برآورد پارامتر ناهمسانگردی در سازندهای کنگان و دالان با استفاده از نگاره صوتی برشی دوقطبی در یکی از چاه‌های میدان پارس جنوبی: مجله ژئوفیزیک ایران، ج. ۵، ش. ۱، ص. ۱۵۰-۱۳۹.
- [۱۱] فتحی، ن. ح. رحیم پور بناب، م. دارابی، و ع. اسعدی، ۱۳۹۳، عوامل اصلی کنترل کننده کیفیت مخزنی سازند عرب در میدان نفت سنگین فردوسی در بخش دور از ساحل خلیج فارس: مجله پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی، ج. ۵۴، ش. ۱، ص. ۷۸-۵۹.
- [۱۲] فتوت، م. غ. هاشمی حسینی، و ح. رحیم پور بناب، ۱۳۹۰، محیط رسوبی بخش بالایی سازند دالان بر روی کمان قطر - فارس و حاشیه شرقی آن: میادین پارس جنوبی و سلمان: مجله پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی، ج. ۴۲، ش. ۱، ص. ۱۳۶-۱۱۵.
- [۱۳] کرمانشاهی، ه. م. معماریانی، و م. ر. کمالی، ۱۳۹۰، ارزیابی ژئوشیمیایی سازند سورمه به عنوان سنگ منشأ احتمالی در میدان پارس جنوبی، مجله علوم زمین، ش. ۸۱، ص. ۱۲۹-۱۳۴.
- [۱۴] لطف پور، م. ۱۳۸۴، چینه شناسی توالی‌ها، محیط‌های رسوبی و بیواستراتیگرافی سازندهای دالان و کنگان در ناحیه زاگرس جنوبی با نگرش ویژه بر مرز پرموتریاس، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۵۰۰ صفحه.

- [۱۵] لطف پور، م.، ع. معلمی، ع. ر. طهماسبی، ۱۳۷۹، زیست چینه شناسی و سنگ چینه شناسی سازند خوف در میدان سلمان (جنوب خلیج فارس) با نگرشی ویژه بر مرز پرموتریاس، فشرده مقاله‌های چهارمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، ص. ۱۳۳-۱۳۰.
- [۱۶] مطیعی، ه.، ۱۳۷۴، زمین شناسی نفت زاگرس، جلد دوم، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۰۹ صفحه.
- [17] Ahr, W. M., 2008, *Geology of carbonate reservoirs*: John Wiley & Sons Publication, 277 p.
- [18] Ala, M. A., Kinghorn, R. R. F. and M. Rahman, 1980, Organic geochemistry and source rock characteristics of the Zagros petroleum province, southwest Iran: *Journal of Petroleum Geology*, v. 3, p. 61-89.
- [19] Alsharhan, A.S. and A. E. M.Nairn, 2003, *Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle East*: Elsevier, 843 p.
- [20] Archie, G. E., 1952, Classification of carbonate reservoir rocks and petrophysical considerations: *AAPG Bulletin*, v. 36, p. 278 – 298.
- [21] Bashari, A., 2005, Khuff Formation Permian – Triassic carbonate in the Qatar – South Pars arch hydrocarbon province of the Persian Gulf: *First Break*, v. 23, p. 43-50.
- [22] Bordenave, M. L., 2008, The origin of the Permo-Triassic gas accumulation in the Iranian Zagros foldbelt and contiguous offshore areas: A review of the Palaeozoic petroleum system, *Journal of Petroleum Geology*, v. 31, no, 1, p. 3-42.
- [23] Cantrell, D. L., P. K. Swart, R. C Handford, C. G. Kendall, and H. Wetphal ,2001, Geology and production significance of dolomite, Arab-D reservoir, Ghawar field, Saudi Arabia: *GeoArabia*, v. 6, p. 45-59.
- [24] Ehrenberg, S. N., 2006. Porosity destruction in carbonate platforms: *Journal of Petroleum Geology*, v. 29, no. 1, p. 41-52.
- [25] Ehrenberg, S. N., Eberli, G. P., Keramati, M. and S. A. Moallemi, 2006, Porosity-permeability relationships in interlayered limestone-dolostone reservoirs: *AAPG Bulletin*, v. 90, no. 1, p. 91-114.
- [26] Frébourg, G., Davaud, E., Gaillot, J., Virgone, A. and M. Kamali, 2010, An Aeolianite in the upper Dalan Member (Khuf Formation), south Pars field, Iran: *Journal of Petroleum Geology*, v. 33, no, 2, p. 141-154.
- [27] Ghazban, F., 2007, *Petroleum geology of the Persian Gulf*: Tehran University Press, 707 p.
- [28] Insalaco, E., A. Virgone, B. Courme, J. Gaillot, Kamali, S.A., Moallemi, M.R., Lotfpour, and S. Monibi, 2006, Upper Dalan Member and Kangan Formation between the Zagros Mountains and offshore Fars, Iran: depositional system, biostratigraphy and stratigraphic architecture. *GeoArabia*, v. 11, p. 75-176
- [29] James, G.A. and J.G. Wynd, 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: *AAPG Bulletin*, v. 49, no. 12, p. 2182-2245.
- [30] Kashfi, M. S., 2000, The greater Persian Gulf Permian-Triassic stratigraphic nomenclature requires study: *Oil and Gas Journal*, Tulsa, v. 6, p. 36-44.
- [31] Lasemi, Y. and Jalilian, A. H., 2010, The Middle Jurassic basinal deposits of the Surmeh Formation in the Central Zagros Mountains, southwest Iran: Facies, Stacking Pattern and Controls: *Carbonates and Evaporites*, v. 25, no. 4, p. 283-295.
- [32] Lucia, F. J., 1995, Rock-fabric Petrophysical Classification of carbonate pore space for reservoir characterization: *AAPG Bulletin*, v. 79, no. 12, p. 1275-1300.
- [33] Lucia, F. J., 1999, *Carbonate reservoir characterization*: Springer. 266 P.
- [34] Lucia, F. J., 2007, *Carbonate reservoir characterization: Second Edition*, Springer. 336 p.
- [35] Meyer, A., Biochard, R., Azzam, I., Al-Amoudi, A., 2004, The Upper Khuff Formation, sedimentology and static core rock type approach comparison of two offshore Abu Dhabi Fields: *SPE Inc. No. 88794*: 3.

- [36] Moradpour, M., Z. Zamani, Z. and S. A. Moallemi, 2008, Controls on reservoir quality in the Lower Triassic Kangan Formation southern Persian Gulf: *Journal of Petroleum Geology*, v. 31, no.4, p. 367-386.
- [37] Murriss, R.J., 1980, Middle East: Stratigraphic evolution and oil habitat: *AAPG Bulletin*, v. 64, no. 5, p. 597-618.
- [38] North, F. K., 1985, *Petroleum Geology: Allen and Unwin, London*, 607 p.
- [39] Pollastro, R. M., 2003, Total Petroleum Systems of the Paleozoic and Jurassic, Greater Ghawar Uplift and Adjoining Provinces of Central Saudi Arabia and Northern Persian Gulf: *U. S. Geological Survey Bulletin* 2202-H, 100 p.
- [40] Sandberg, P. A., 1983, An oscillating trend in Phanerozoic nonskeletal carbonate mineralogy: *Nature*, v. 305, p. 19-22.
- [41] Sander, R., 2005, Global Natural Gas Reserves- A Heuristic Viewpoint: *Oil and Gas Journal*, 13 p.
- [42] Schlager, w., J. J. G. Reijmer, and A. Droxler, 1994, Highstand shedding of carbonate platforms: *Journal of Sedimentary Research*, v.64, p. 270-281.
- [43] Szabo, F., and A. Kheradpir, 1978, Permian and Triassic stratigraphy, Zagros basin, south-west Iran: *Journal of Petroleum Geology*, v. 1, no. 2, p. 57-82.

## ریز رخساره ها و پالئواکولوژی سازند آسماری در یال جنوب شرقی تاقدیس خامی (شرق گچساران) و مقایسه با دو برش دیگر از سازند آسماری در حوضه زاگرس

همتا رنجبر<sup>۱\*</sup>، علی صیرفیان<sup>۲</sup>، حسین وزیری مقدم<sup>۲</sup>، علی رحمانی<sup>۲</sup>

۱ کارشناسی ارشد چینه و فسیل، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان

۲،۳ استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان

۴ اهواز- شرکت ملی نفت ایران-مناطق نفت خیز جنوب

Hamta.ranjbar@gmail.com\*

دریافت شهریور ۱۳۹۳، پذیرش آبان ۱۳۹۳

### چکیده

به منظور مشخص شدن ویژگی های رخساره ای و شرایط پالئواکولوژیکی حاکم بر محیط رسوبگذاری سازند آسماری، برش یال جنوب شرقی تاقدیس خامی با ضخامت ۲۷۰ متر مورد مطالعه قرار گرفته است. مطالعات آزمایشگاهی و بررسیهای صحرایی منجر به شناسایی ۱۲ ریزرخساره شامل: نومولیتیده لپیدوسیکلینا پکستون/رودستون، بایوکلاست کورالیناسه آبتیک فرامینفرا (منفذدار) پکستون، بایوکلاست کورالیناسه آنوروتالیا پکستون، ائید گرینستون، بایوکلاست گرینستون، میلیولیدا روتالیا نومولیتیده پکستون، میلیولیدا کورالیناسه آ کورال فلوستون/گرینستون، بایوکلاست بتیک فرامینفرا (بدون منفذ) پکستون/گرینستون، میلیولیدا اکینید وکستون/پکستون، دندرتینا میلیولیدا پلوئیدال پکستون/گرینستون، مادستون کوارتزار و مادستون اینتراکلاست دار گردید که در قسمت های سرایشب قاره، سد، لاگون و پهنه جزرو مدی رسوبگذاری کرده اند. بطور کلی این رسوبات تحت ۳ نوع متفاوت از شوری از ۳۴ psu تا بیش از ۵۰ psu، در محیطی با زون نوری الیگوفوتیک تا یوفوتیک و تحت رژیم غذایی الیگوتروفی-مزوتروفی ضعیف تا یوتروفی در مدت زمان (شاتین تا بوردیگالین) در یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال تشکیل شده اند. مقایسه سازند آسماری در برش مورد مطالعه (شرق گچساران) با دو برش دیگر (جنوب فیروزآباد و شمال گچساران) حاکی از رسوبگذاری سازند آسماری در محیط دریایی با شوری نرمال در جنوب فیروزآباد در زمان روپلین می باشد. محیط دریایی با شوری نرمال در زمان شاتین در ناحیه گچساران توسعه یافته و افزایش شوری محیط در ناحیه فیروزآباد در همین زمان محسوس می گردد. ناحیه گچساران در زمان آکی تانین و بوردیگالین نیز با افزایش شوری محیط مواجه بوده است.

واژه های کلیدی: سازند آسماری، ریزرخساره ها، پالئواکولوژی، شرق گچساران.

## ۱. مقدمه

سازند آسماری به عنوان سنگ مخزن نفت در حوضه زاگرس در طول یک پلتفرم کربناته نهشته شده است. این سازند بیشترین میزان ذخیره نفت را در ایران دارد و علاوه بر این، از آن بعنوان یک سنگ مخزن کربناته شاخص در جهان یاد میشود [۱]. این سازند اولین بار به ردیفی از سنگهای دربرگیرنده به سن کرتاسه تا ائوسن اطلاق شد [۲] و با اضافه شدن یک واحد توده ای آهک نومولیت دار، سن آن الیگومیوسن تعیین گردید [۳]. توماس [۴] نخستین تعریف را از این سازند ارائه نمود و آنرا توالی کربناته الیگو-میوسن نامید. به دنبال آن جیمز و وایند [۵]، آدامز و بورژوا [۶]، کلاتری [۷] و مطیعی [۸]، با مطالعه پژوهشهای قبلی مشخصات دیرینه شناسی و سنگ شناسی آنرا ارائه نمودند. برش نمونه این سازند توالی ضخیمی از سنگهای کربناته با ضخامت ۳۱۴ متر می باشد که در لابلاهای آنها طبقات شیلی نیز دیده می شود [۳]. این توالی آهکی بر مبنای پراکندگی روزنداران بزرگ کفزی و چینه نگاری ایزوتوپ استرانسیوم به سن روپلین-میوسن پیشین می باشد [۹]. میکروفاسیس ها و محیط رسوبگذاری سازند آسماری در ناحیه دهدز [۱۰] در شمال زاگرس مرکزی توسط [۱۱]، در شمال گچساران (تاقدیس دیل) [۱۲]، شناسایی میکروفسیلها و پالئوآکولوژی این سازند در تاقدیس خویز [۱۳]، پالئوآکولوژی و زیست چینه نگاری این سازند در فارس (تاقدیس ناورا) [۱۴]، از جمله تحقیقات اخیر انجام شده در ارتباط با این سازند می باشد. سن قاعده و راس سازند آسماری از سمت شرق (منطقه فارس) تا به سمت مرکز حوضه (لرستان) از الیگوسن تا میوسن متغیر می باشد. علاوه بر تغییرات سنی، رخساره های این سازند در نقاط مختلف حوضه زاگرس نیز متنوع و متغیر می باشند. بدین منظور و با توجه به اهمیت این سازند از لحاظ اقتصادی به عنوان سنگ مخزن نفت، پژوهشهای بیشتر در نواحی مختلف زاگرس به منظور شناخت دقیق تر آن ضرورت می یابد. برش مورد مطالعه در این تحقیق در یال جنوب شرقی تاقدیس خامی (شرق گچساران) با هدف مشخص نمودن رخساره های موجود، محتویات فسیلی به منظور تعیین سن و بررسی برخی فاکتورهای پالئوآکولوژی بر مبنای تغییرات ریزرخساره ها مورد مطالعه قرار گرفته است.

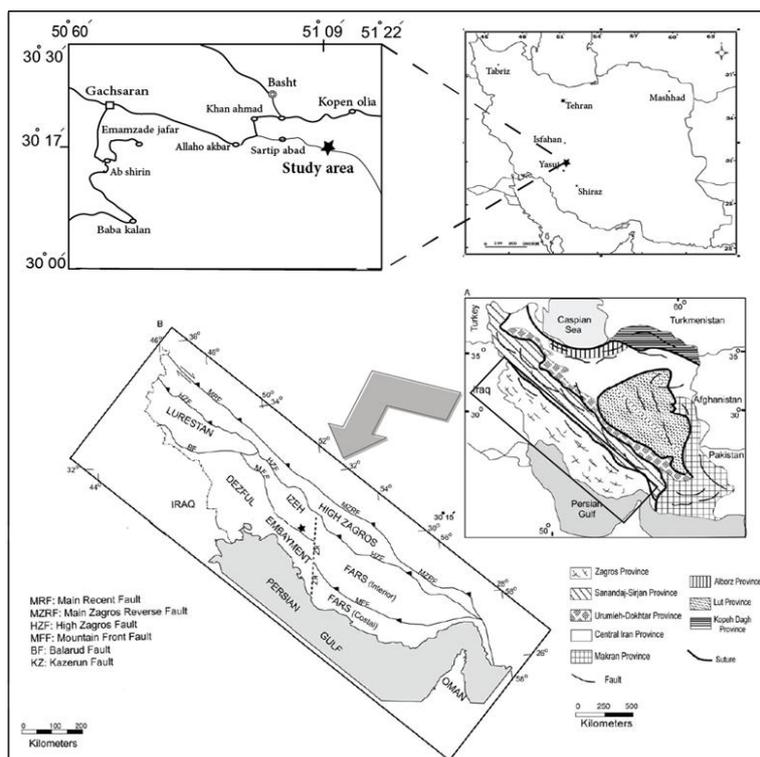
## ۲. روش کار و موقعیت منطقه مورد نظر

منطقه مورد مطالعه در مجاورت روستای سرتیپ آباد در ۳۵ کیلومتری شرق گچساران از توابع استان کهگیلویه و بویراحمد واقع شده است. این منطقه با مختصات  $30^{\circ} 17' 87''$  شمالی و  $51^{\circ} 9' 00''$  شرقی در یال جنوب شرقی تاقدیس خامی و در پهنه ایذه از حوضه زاگرس قرار دارد (شکل ۱).

با یافتن رخنمون مناسب از این سازند تعداد ۱۶۳ نمونه از ضخامت تقریبی ۲۷۰ متری با فواصل منظم ۱ تا ۲ متری برداشت گردید. مرز تحتانی این سازند در منطقه مورد نظر پوشیده بوده و نمونه برداری با نمایان شدن اولین لایه های آهکی واقع در قاعده سازند آسماری صورت گرفته است. مرزهای بالایی این سازند با سازند گچساران بصورت هم شیب می باشد. پس از برداشت های صحرائی، از نمونه ها مقطع نازک تهیه گردید. این مقاطع از لحاظ سنگ شناسی و دیرینه شناسی برای تعیین میکروفاسیسها بررسی گردید. در این مطالعات نوع دانه های کربناته، بافت و مورفولوژی روزنداران به منظور پی بردن به شرایط حاکم بر محیط رسوبگذاری نیز مورد توجه قرار گرفته است و طبقه بندی سنگهای کربناته براساس روش دانهام (۱۹۶۲)<sup>۱</sup> و امبری و کلوان (۱۹۷۱)<sup>۲</sup> انجام شده است.

<sup>1</sup> Dunham (1962)

<sup>2</sup> Embry and Klovan (1971)



شکل ۱) a- موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه مورد نظر با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰ [۱۵]، b- موقعیت برش مورد مطالعه در حوضه زاگرس [۱۶].

### ۳. بحث و بررسی

#### ۳-۱. معرفی ریزرخساره ها

هدف از مطالعات میکروفاسیس ها شناسایی الگوهای برای تشریح تاریخچه سنگهای کربناته است که با مطالعه روی خصوصیات فسیل شناسی و رسوب شناسی بدست می آید. برای شناسایی ریز رخساره ها و تفکیک آنها به مطالعه مقاطع نازک پرداخته می شود [۱۸]. با در نظر گرفتن اجزای تشکیل دهنده و بافت این مقاطع میکروسکوپی ۱۲ ریزرخساره (در این تحقیق با پیش شماره A1 تا A12 شناسایی گردید که متعلق به ۴ محیط دیرینه شامل دریای باز، سد و لاگون است. این ریزرخساره ها عبارتند از:

#### A1) نومولیتیده لپیدوسیکلینا پکستون

اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریز رخساره شامل لپیدوسیکلیناهای بزرگ و کشیده و فرامینیفرهایی از خانواده نومولیتیده شامل اسپیروکلیئوس، هتروستژینا و اپرکولینا می باشند که اغلب آنها سالم و بدون شکستگی هستند. قطعاتی از جلبک قرمز، اکینید، بریوزوئر و دوکفه ای بصورت پراکنده حضور دارند. علاوه بر این عناصر الفیدیوم، تکتستولاریا و آمفی ستژینا درصد کمی از این ریز رخساره را شامل می گردند. اندازه لپیدوسیکلیناهای موجود در این ریز رخساره گاه تا حد چند سانتی متر می رسد بطوریکه در مشاهدات صحرائی با چشم غیر مسلح قابل رویت بوده اند. سازندگان این ریز رخساره در زمینه ای گلی با بافت پکستون قرار گرفته اند (شکل ۲a).

تفسیر- حضور فراوان فرامینفرهای بزرگ که اغلب آنها سالم می باشند گویای انرژی پایین آب و نشانگر شوری نرمال آب اقیانوسی می باشد [۱۹-۲۰]. با توجه به کشیدگی لپدوسیکلیناها و انواع میکروسفریک بزرگ می توانیم محیط تشکیل این ریز رخساره را به بخشهای عمیق محدوده زیستی در دریای باز نسبت دهیم [۲۱].

### **A2) بایوکلاست کورالیناسه آ، بنتیک فرامینفرا (منفذ دار) پکستون**

فونای غالب این ریز رخساره را فرامینفرهایی با پوسته هیالین نظیر هتروستژینا، اسپیروکلیپتوس، روتالیا و آمفی ستژینا و قطعاتی از جلبکهای قرمز تشکیل می دهند. قطعاتی از دوکفه ای، اکینید و بریوزوئر از بایوکلاستهای آن محسوب می گردند. علاوه بر این اجزا فرامینفرهایی از قبیل میوژیسینوئیدس، الفیدیوم واسفائورژیسینا بعنوان عناصر فرعی در این ریز رخساره حضور دارند. فرامینفرهای بنتیک این ریز رخساره را اشکالی با پوسته کوچکتر و عدسی تر نسبت به میکروفاسیس ۱ تشکیل می دهند. اجزای سازنده این میکروفاسیس در زمینه ای با بافت دانه پشتیان قرار گرفته اند (شکل ۲b).

تفسیر- فرامینفرهایی با پوسته ضخیم و متوسط منعکس کننده آبهای کم عمق تری نسبت به پوسته های بزرگ و پهن هیالین می باشند [۲۲-۲۳]. از این لحاظ می توان محیط تشکیل این ریز رخساره را در قسمتهای کم عمق تری نسبت به میکروفاسیس ۱ در دریای باز در نظر گرفت.

### **A3) بایوکلاست کورالیناسه آ نئوروتالیا پکستون**

محتویات سازنده این ریز رخساره را نئوروتالیاهایی با پوسته ضخیم همراه با قطعاتی از جلبک قرمز، اکینید، تشکیل می دهند. فرامینفرهایی از قبیل الفیدیوم، میوژیسینوئیدس، هتروستژینا و آمفی ستژینا نیز بعنوان عناصر فرعی این ریز رخساره در نظر گرفته می شوند. زمینه این ریز رخساره از قطعات خردشده کورالیناسه آ، اکینید، دوکفه ای و بریوزوئر تشکیل شده است (شکل ۲c).

تفسیر- روتالیدها در محیط های کم عمق و متلاطم دریایی فراوانتر می باشند [۲۱]. ریز رخساره فوق نشانگر انرژی زیاد محیط با سایش و خردشدگی زیاد اجزای اسکلتی است. با توجه به فراوانی روتالیاها و همراهی آنها با کورالیناسه آ و عدم حضور میکروفسیلهای لاگونی این ریز رخساره را می توان به بخشهای کم عمق دریای باز و مجاور سد نسبت داد [۲۰].

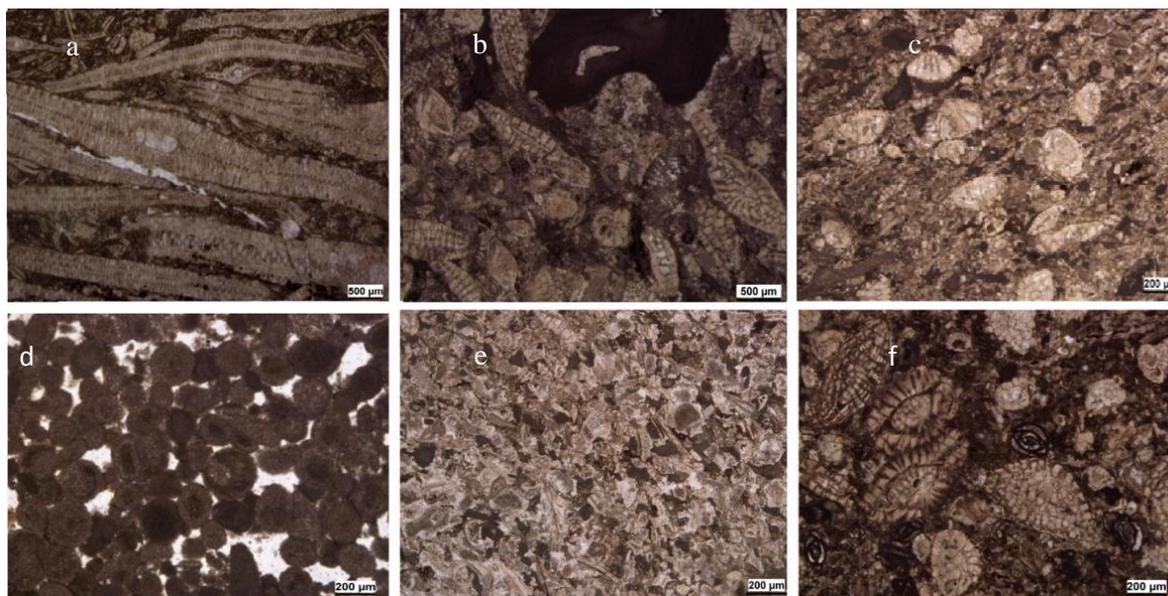
### **A4) ائید گریستون**

دانه های گرد و جورشده ائید اجزای اصلی این ریز رخساره را تشکیل می دهند که در زمینه ای از سیمان اسپاریت قرار گرفته اند. ائیدهای موجود در این ریز رخساره دارای لامیناسیون مماسی بوده و برخی آنها نیز تحت تاثیر دیاژنز قرار گرفته اند (شکل ۲d). تفسیر- حضور ائیدها نشانگر محیط های پرانرژی می باشد [۱۸]. با توجه به بافت تشکیل دهنده این ریز رخساره و حضور فراوان دانه های ائیدی و همچنین براساس میکروفسیلهای استاندارد [۱۸-۲۴]، محیط این ریز رخساره را به سد ائیدی نسبت داد که جدا کننده محیط دریای باز از محیط دریایی محصور می باشد.

### **A5) بایوکلاستیک گریستون**

خرده های اسکلتی اکینید، کورالیناسه آ، بریوزوئر و دوکفه ای که فضای بین آنها با سیمان اسپاریت پر شده است، اجزای اصلی این ریز رخساره را شامل می گردند. علاوه بر این اجزا فرامینفرهایی از قبیل میلیولیدها، تکستولاریا و الفیدیوم با درصد کمی در این ریز رخساره حضور دارند. دانه های تشکیل دهنده این ریز رخساره دارای جورشدگی خوبی می باشند (شکل ۲e).

تفسیر- براساس شباهت این ریز رخساره با میکروفسیلهای استاندارد توصیف شده [۱۸-۲۴]، می توان محیط تشکیل این ریز رخساره را در شرایط انرژی بالای تپه های سدی و بالای خط اثر امواج و تشکیل دهنده سد بیوکلاستی در نظر گرفت.



شکل ۲) a- نومولیتیده لپیدوسیکلینا پکستون/رودستون (نمونه ۸)، b- بایوکلاست کورالیناسه آ، بتیک فرامینیفر (منفذ دار) پکستون (نمونه ۶۷)، c- بایوکلاست کورالیناسه آ نئوروتالیا پکستون (نمونه ۶۱)، d- انید گریستون (نمونه ۱۶۷)، e- بایوکلاستیک گریستون (نمونه ۲۲)، f- میلیولیدا روتالیا نومولیتیده پکستون (نمونه ۷۲).

### A6 میلیولیدا روتالیا نومولیتیده پکستون

عناصر اصلی موجود در این ریز رخساره را روزندارانی با دیواره منفذ دار مانند اسپیروکلیپتوس، هتروستژینا و روتالیا ها با پوسته های ضخیم به همراه فرامینیفرهایی با پوسته پورسلانوز که بیشتر شامل میلیولیدها است تشکیل می دهند. بایوکلاستهای سازنده این ریز رخساره شامل قطعات اکینید و پوسته دوکفه ای می باشند. قطعاتی از کورالیناسه آ نیز جز اجزای فرعی تشکیل دهنده آن محسوب می گردد. از عناصر فرعی دیگر این ریز رخساره می توان به ولولینید، الفیدیوم، تکستولاریا و آمفی ستژینا اشاره نمود (شکل ۲f). ریز رخساره فوق گاه با غالب شدن روتالیاها به همراه میلیولیدها، به بایوکلاست میلیولید روتالیا پکستون تغییر می نماید.

تفسیر- روزندارانی با دیواره هیالین آبهایی با شوری نرمال دریایی را برای زیست ترجیح می دهند ولی روزندارانی با دیواره پورسلانوز آبهای کم عمق لاگونی و شوریهایی بالاتر را برای زیست انتخاب می کنند [۲۶-۲۵-۲۱]. با توجه به این امر حضور همزمان فونهای دریای باز (منفذداران) و فونهای و فونهای محیط محصورتر نظیر میلیولیدها رسوبگذاری را در لاگون نیمه محصور نشان می دهد [۲۷]. ریز رخساره فوق را می توان به قسمتهای پایین زون نوردار فوقانی نسبت داد [۲۸].

### A7 میلیولیدا کورالیناسه آ کورال فلوستون/گریستون

اجزای تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل قطعاتی از کورال، کورالیناسه آ به همراه فرامهای پورسلانوزی چون میلیولیدها می باشد. بافت سنگ از نوع دانه تا گل پشتیبان بوده و از گریستون تا فلوستون متغیر می باشد. الفیدیوم، پنیولیس، آمفی ستژینا، خرده هایی ازدوکفه ای، روتالیا و مئاندروپسینا به عنوان عناصر فرعی در آن حضور دارند (شکل ۳a). گاه این ریز رخساره شامل خرده های مرجانهای درشت و میلیولیدها می باشند که در زمینه ای از بافت فلوستون قرار گرفته اند. تفسیر- این ریز رخساره به لحاظ حضور قطعات کورال و کورالیناسه آ و همچنین نبود ساختمان ریف در صحرا از رخساره ریف قابل تشخیص است [۲۹]. خرده های کورال موجود ممکن است از ریفهای تکه ای مجاور حمل شده و یا به صورت برجا از کلنی های منفرد و تکه ای که به رشد در محیط لاگونی شناخته شده اند، ایجاد شده باشند [۱۲]. با توجه به حضور

میلیولیدها و همچنین موقعیت چینه نگاری، به یک تالاب نسبت داده می شود. حضور میلیولیدها (محیط شور تا فوق شور) و مرجان (شوری نرمال) در کنار یکدیگر نشانگر محیط لاگون نیمه محصور و قرارگیری این ریز رخساره در بخش بالایی زون یوفوتیک می باشد [۳۰].

### **A8) بایوکلاست بتیک فرامینفرا (بدون منفذ) پکستون/گرینستون**

حضور بی منفذانی از قبیل میلیولید، پنیولیس، دندریتینا و آرکیاس بخش عمده روزناران موجود در این ریز رخساره را شامل می گردند که مقدار آنها در مقاطع مختلف متغیر می باشد. در این ریز رخساره قطعاتی از کورالیناسه آ، بریوزوئر، اکینید و تعدادی پوسته شکم پا به همراه روزناران این ریز رخساره مشاهده گشته است. ولولینید، آمفی ستزینا، روتالیا، الفیدیوم، بورلیس، تکستولاریا و دیسکوربیس بعنوان اجزای فرعی این ریز رخساره محسوب می گردند. اجزای تشکیل دهنده این ریز رخساره در زمینه ای با بافت پکستون تا گرینستون قرار گرفته اند (شکل ۳b).

تفسیر- امروزه فرامینفرهای پورسلانوزی از قبیل آرکیاس و پنیولیس در مناطق حاره ای و نیمه حاره ای و در محیط های کم عمق دریایی فراوانتر می باشند [۳۱]. این فرامینفرها به دلیل رابطه همزیستی با جلبکها در محیط هایی با شوری زیاد قادر به زندگی نمی باشند [۳۲]. فرامینفرهایی از قبیل آرکیاس و پنیولیس در این میکروفاسیس می تواند نشانگر قرار گرفتن در قسمت علفزارهای دریایی باشد [۳۳]. با توجه به بافت سنگ و حضور متنوعی از فرامینفرهای بتیک بدون منفذ همراه با حضور اندک فرامینفرهای هیالین و فونهای دریای باز، می توان جایگاه این ریزرخساره در قسمتهای پرانرژی تر یک لاگون نیمه محصور در نظر گرفت که جریانهایی با انرژی متوسط تا بالا توانسته است بخشی از گل کربناته را از این محیط خارج کند [۲۴].

### **A9) میلیولیدا اکینید و کستون/پکستون**

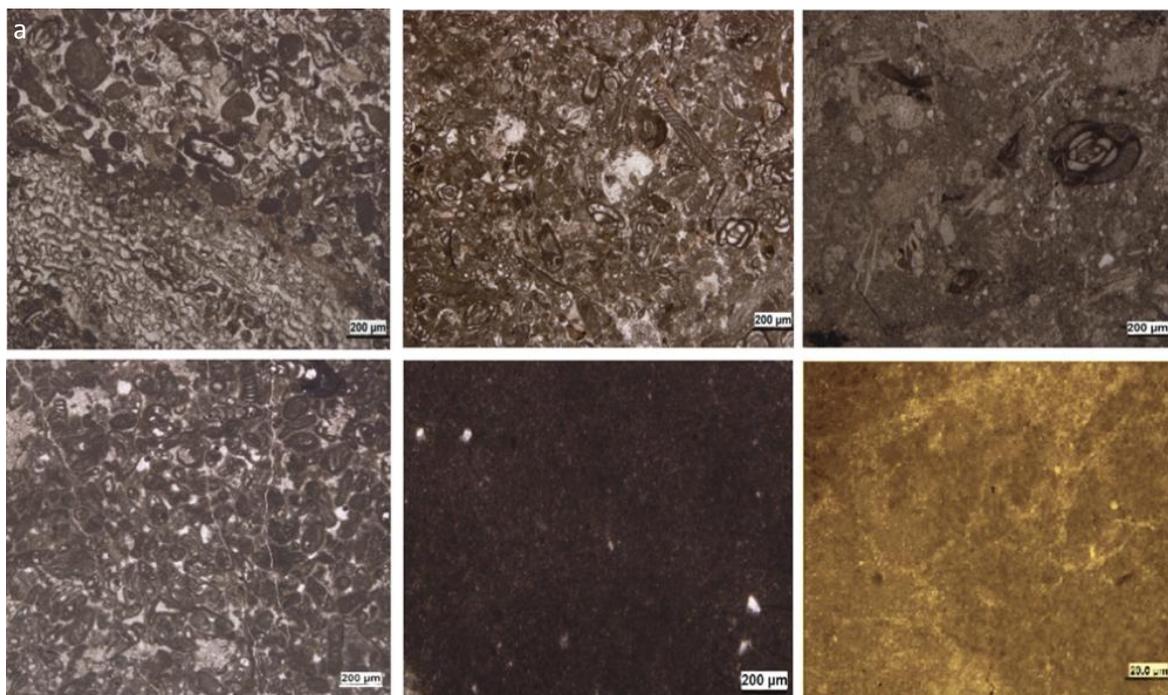
اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریز رخساره بایوکلاستهایی از قبیل اکینید همراه با میلیولیدها می باشند که در زمینه ای گلی با بافت وکستون تا پکستون تجمع یافته اند. قطعات دوکفه ای، الفیدیوم، آمفی ستزینا، روتالیاهای کوچک، دیسکوربیس ودانه های کوارتز از اجزای فرعی این ریز رخساره محسوب می گردند. (شکل ۳c).

تفسیر- حضور فونهای دریای باز مانند روتالیا، آمفی ستزینا، الفیدیوم و اکینید همراه با فونهای لاگونی مانند میلیولیدها گویای رسوبگذاری این ریز رخساره در یک لاگون نیمه محصور و مرتبط با دریای باز می باشد [۲۶].

### **A10) دندریتینا میلیولیدا پلوئیدال پکستون/گرینستون**

محتویات عمده این ریز رخساره شامل فرامینفرهای پورسلانوزی چون میلیولیدها، دندریتینا و پلوئیدها می باشند. دانه ها اغلب دارای جورشدگی خوبی می باشند و در زمینه ای با بافت پکستون تا گرینستون قرار گرفته اند (شکل ۳d).

تفسیر- ریز رخساره فوق دلیل تنوع کم فرامینفرهای پورسلانوز و همچنین عدم حضور فونهای دریای باز در یک لاگون محصور رسوبگذاری کرده است. این میکروفاسیس را می توان به قسمتهای کم عمق زون یوفوتیک در محیط لاگونی نسبت داد [۲۵-۳۴].



شکل ۳) a- میلیولیدا کورالیناسه آ کورال فلوئستون/گریستون (نمونه ۱۰۰)، b- بایوکلاست بتیک فرامینفرا (بدون منفذ) پکستون/گریستون (نمونه ۱۵۲)، c- میلیولیدا اکینید و کستون/پکستون (نمونه ۱۸۴)، d- دندرتینا میلیولیدا پلوئیدال پکستون/گریستون (نمونه ۲۱۸)، e- مادستون کوارتزار (نمونه ۱۸۸)، f- مادستون ایتراکلاست دار (نمونه ۲۴۸).

**A11) مادستون کوارتزار دار** - گل آهکی زمینه اصلی این ریز رخساره را تشکیل می دهد که دانه های کوارتزار بطور پراکنده در آن حضور یافته اند (شکل ۳e).

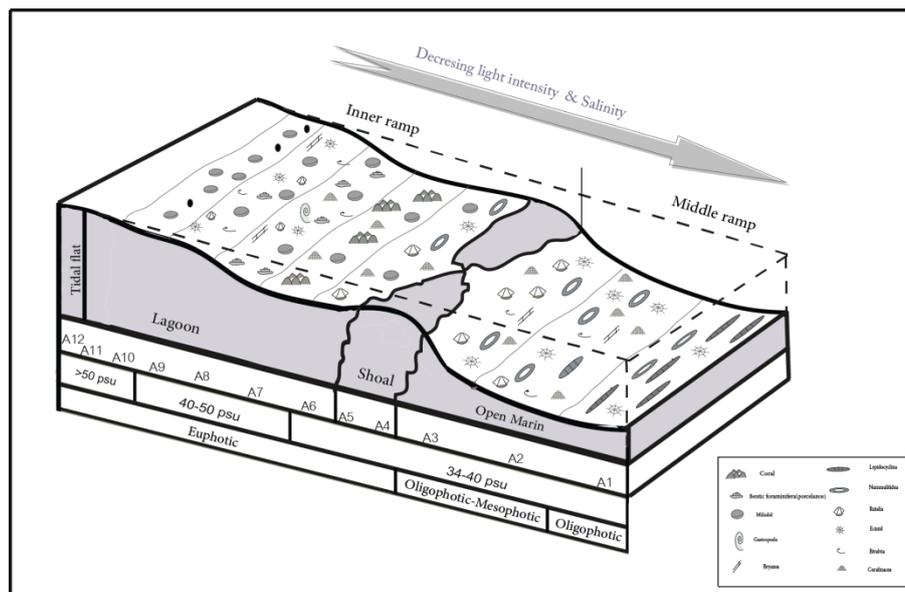
تفسیر- فراوانی گل کربناته، حضور دانه های ریز کوارتزار، فقدان فونهای فسیلی، نبود ساختارهای خروج از آب و ارتباط آن با رخساره های لاگونی حاکی از تشکیل این ریز رخساره در قسمتهای کم عمق لاگون به سمت ساحل می باشد [۱۸]. حضور دانه های کوارتزار در یک زمینه میکرایتی در این ریز رخساره گویای لاگون محصور شده می باشد [۳۵].

**A12) مادستون ایتراکلاست دار** - محتویات این ریز رخساره از گل و ایتراکلاستهای گلی تشکیل گشته است. اندازه این ایتراکلاستها از کوچک تا بزرگ متغیر می باشند (شکل ۳f).

با توجه به شواهد صحرایی و خصوصیات میکروسکوپی و نحوه قرار گیری این ریز رخساره در توالی به نظر می رسد که مادستون مذکور برای مدت کوتاهی در مجاورت سطح آب قرار گرفته و یا حتی از آب خارج شده است بطوریکه گل با از دست دادن آب خرد شده است. از این لحاظ ریز رخساره مذکور را می توان به محیط جزر و مدی نسبت داد.

### ۲-۳. مدل رسوبی

برمبنای ریز رخساره های شناسایی شده و روند گسترش آنها، تبدیل شدن تدریجی ریز رخساره ها به یکدیگر، نبود ساختارهای ریزشی و لغزشی، حضور سدهای انیدی و بیوکلاستی و همچنین عدم گسترش ریفها به صورت توده ای می توان محیط تشکیل سازند آسماری در منطقه مورد نظر را به یک رمپ هموکلینال نسبت داد (شکل ۴).



شکل ۴) مدل رسوبی پیشنهاد شده برای سازند آسماری در برش یال جنوب شرقی تاقدیس خامی

### ۳-۳. بیوزوناسیون

سن سازند آسماری در برش مورد مطالعه براساس پراکندگی فرامینیفرهای بتتیک و مقایسه با بیوزونهای ارائه شده توسط لارسن و همکاران [۱۷]، شاتین تا بوردیگالین تعیین گردید. اجتماعی از فرامینیفرهای بتتیک در این برش شناسایی شد که در ۴ زون تجمعی قرار گرفته اند (شکل ۵). این زون های تجمعی از قاعده تا انتها به ترتیب شامل:

*Archaias asmaricus-Archaias hensoni-Miogypsinoide s*، (شاتین)، *Lepidocyclina-Operculina-Ditrupea complanatu* (شاتین)، *complanatu* (شاتین)، *Elphidium sp. 14*، *Peneroplis farsensis- Miogypsina*، (آکی تائین)، *Borelis melo curdica*، *Borelis melo melo* (بوردیگالین) می باشند.

### ۳-۴. بررسی برخی از عوامل پالئولوژیکی در منطقه مورد مطالعه

در پلتفرم های کربناته سنوزوئیک روزنداران سنگواره از شاخص ترین نشانه های دیرینه محیطی محسوب می شوند. در این بین رابطه ظریفی میان مجموعه جنس های روزنداران و نوع رخساره وجود دارد. زیرا توزیع آنها در سکوه های کربناته به عوامل گوناگونی مانند عمق، نور و ماهیت کف بستر بستگی دارد. به این دلیل روزنداران نشانه های عالی برای بازسازی محیط محسوب می گردند [۲۵]. در اینجا به بررسی برخی از عوامل کنترل کننده در توزیع دانه های کربناته بویژه فرامینیفرهای کفزی بزرگ به عنوان مهمترین گروه فسیلی در سازند آسماری که ابزاری مناسب درخصوص بازسازی محیط دیرینه و تغییرات محیطی می باشد، پرداخته می گردد.

### ۳-۴-۱. شوری

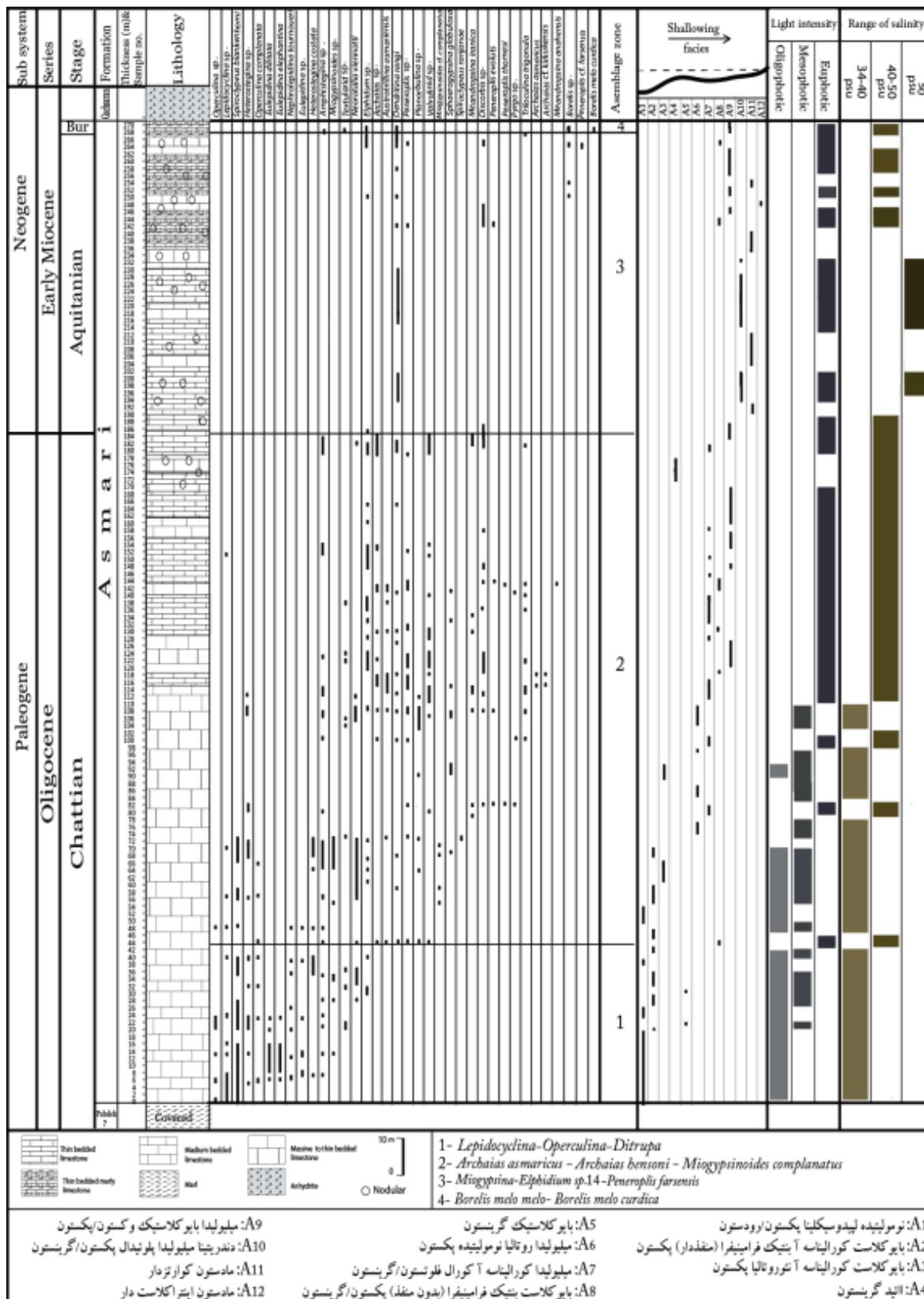
بر مبنای توزیع ارگانیزم ها نسبت به شوری آب دریا و با توجه به مطالعات مصدق و لوگان [۳۶-۳۵]، ۳ حالت متفاوت شوری را می توان برای منطقه مورد مطالعه بر حسب<sup>۱</sup> psu تفکیک نمود.

<sup>۱</sup> practical salinity unit

**شوری psu ۴۰-۳۴** این محدوده شوری نرمال آب دریا را نشان می دهند و با حضور فرامهای هیالین مشخص می گردد. ریز رخساره های A1 تا A3 را با توجه به داشتن تنوع بالایی از فرامهای هیالین از قبیل لپیدوسیکیلیناها، خانواده نومولیتیده، آمفی ستزینا و روتالیاها همراه با خرده هایی از کورالیناسه آ، اکینید و بریوزوئر گویای چنین محدوده ای از شوری می باشند. اگر چه درصد فراوانی فرامهای پورسلانوز اگر از % ۳۰ کل اجزای تشکیل دهنده کمتر باشد نیز در این محدوده قرار می گیرد. بنابراین ریز رخساره A5 و A6 را با توجه به حضور کمتر از % ۳۰ فرامهای پورسلانوز و غالب بودن فرمهای هیالین و دریای باز در آن می توان جز این محدوده از شوری قرار گیرند. با توجه به شکل ۵، رسوبگذاری سازند آسماری از قاعده تا ضخامت ۱۱۰ متری بطور عمده در محیطی با شوری ۴۰-۳۴ psu صورت گرفته است. حدفواصل مذکور در زمان شاتین تشکیل شده است.

**شوری psu ۵۰-۴۰** این محدوده از شوری با حضور فراوان فرمهای پورسلانوز (%  $21 \pm 56$  از کل فرامینفرها)، حضور فرامهای آگلوتینه یا خرده های اکینید و یک افزایش تنوع در دانه های بیوژنیک مشخص می گردد. در این محدوده تنوع کمی از فرامهای هیالین می تواند حضور داشته باشد. محدوده فوق منعکس کننده شوری بالا در لاگون نیمه محصور می باشد [۳۲]. با توجه به این تفاسیر ریز رخساره های A7، A8 و A9 گویای چنین محدوده ای از شوری باشند. با توجه به شکل ۵، قسمتهای میانی (از ضخامت ۱۱۰ تا ۱۹۰ متری) و بالایی (از ضخامت ۲۴۲ تا انتهای برش سازند آسماری به طور عمده در محیطی با شوری ۴۰-۵۰ psu رسوب نموده است. این شوری در زمان های شاتین، انتهای آکی تانین و بوردیگالین رخ داده است. به عبارت دیگر محیط لاگون نیمه محصور در زمانهای مذکور گسترده بوده است (شکل ۴).

**شوری بیش از psu ۵۰ (هیپرسالین)** در این محدوده از شوری قطعات مولوسکا و فرامینفرهای پورسلانوز حضور دارند که بیشتر از % ۸۰ کل فرامینفرهای موجود می باشند. خرده های اکینید، فرامهای آگلوتینه و فرامینفرهایی با دیواره هیالین غایب می باشند. این محدوده مشحصه لاگون محصور می باشد و میلیولیدها نیز از فون های غالب در این محدوده می باشند [۳۲].



شکل (۵) پراکنندگی فرامینیفرهای کفزی، میکروفاسیس ها، روند تغییرات شوری و نور سازند آسماری در برش یال جنوب شرقی تاقدیس خامی.

**شوری بیش از 50 psu (هیپرسالین)** در این محدوده از شوری قطعات مولوسکا و فرامینیفرهای پورسلانوز حضور دارند که بیشتر از 80٪ کل فرامینیفرهای موجود می باشند. خرده های اکینید، فرامهای آگلوتینه و فرامینیفرهایی با دیواره هیالین غایب می باشند. این محدوده مشخصه لاگون محصور می باشد و میلیولیدها نیز از فون های غالب در این محدوده می باشند [32].

با توجه به این تفاسیر ریز رخساره A9 را با توجه به حضور فرمهای پورسلانوز از قبیل میلیولیدها و دندریتینا و نبود خرده های اکینید و فونهای دریای باز می توان در این محدوده قرار داد. ریز رخساره A10 را با توجه به فقدان فونهای فسیلی و بافت مادستون گویای نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات می باشد که می توان آن را به این محدوده شوری از نسبت داد. براین اساس و با توجه به شکل 5، از ضخامت 188 تا 240 متری در محیطی با شوری بیشتر از 50 psu رسوبگذاری نموده است. حدفاصل مذکور در زمان آکی تانین تشکیل گردیده است. محیط لاگون محصور در این زمان گسترده بوده است (شکل 4).

### 3-4-2 نور

تولید کربنات بطور مستقیم و غیر مستقیم وابسته به نفوذ نور در ستون آب می باشد. شدت نور در دریاها توسط شفافیت و عمق آب کنترل می گردد، چرا که با افزایش عمق از شدت نور کاسته میشود و بر شفافیت آب افزوده می گردد [37]. بر مبنای حضور ارگانیزم ها، نواحی نوری در آب دریا به بخش های الیگوفوتیک (نور کم)، مزوفوتیک (نور متوسط)، یوفوتیک (نور زیاد) و افوتیک (بدون نور) تقسیم می گردد [20]. سه زون نوردار در برش مورد مطالعه تفکیک شده است که شامل:

### زون الیگوفوتیک

موجودات متعلق به چنین محیطی با میزان نفوذ کم نور مانند مناطق کم عمق سایه دار یا قسمتهای عمیق تر فلات قاره زیست می نمایند. جلبکهای قرمز و تعدادی از فرامینیفرهای بزرگ شاخص این محیط می باشند [20]. روزناران بنتیک بزرگ که دارای همزیست جلبکی هستند به منظور استفاده از میزان کم نور در این محدوده، مورفولوژی پوسته خود را برای حداکثر جذب نور تطبیق داده و پهن تر و نازکتر می گردند [35]. این محدوده با زون نوردار تحتانی از باسی و همکاران [28] مطابقت می نماید. با توجه به این تفاسیر ریز رخساره A1 را با توجه به حضور لپیدوسیکیلیناها و نومولیتیده های بزرگ با پوسته های کشیده و حضور جلبک قرمز در آن می توان به این محدوده از نفوذ نور نسبت داد.

### زون مزوفوتیک

این زون بعنوان زیر زونی بین زونهای الیگوفوتیک و یوفوتیک در نظر گرفته می شود [19]. بایوتاها در این محدوده نفوذ نور بینابینی بین دو زون مذکور نشان می دهند [20]. در این محدوده نوری فرامینیفرهایی با دیواره هیالین و صدفی متورم تر حضور دارند. محدوده مورد نظر را می توان معادل با بخشهای پایینی زون نوردار بالایی از باسی و همکاران [28] که با حضور اشکال متورم و لنزی شکل هیالین که امکان حضور فرامهای پورسلانوز نیز در آن وجود دارد در نظر گرفت. با توجه به این تفاسیر ریز رخساره های A2 و A3 را با توجه به داشتن قطعات کورالیناسه آ و روزناران کفزی با پوسته عدسی شکل می توان در زون نوری الیگوفوتیک تا مزوفوتیک با انرژی کافی آب در نظر گرفت [20]. ریز رخساره A5 و A6 را که حاوی فرامینیفرهای منفذدار با پوسته عدسی شکل همراه با فرامینیفرهای بدون منفذ مانند میلیولید می باشد را می توان به زون مزوفوتیک متعلق دانست (شکل 4). براین اساس با توجه به شکل 5، رسوبگذاری بخش زیرین سازند آسماری در زمان شاتین بطور متناوب در شرایط الیگوفوتیک و الیگوفوتیک تا مزوفوتیک و کمی مزوفوتیک صورت گرفته است.

### زون یوفوتیک

این محدوده محیط های کم عمق با نور زیاد را شامل می گردد. موجوداتی که در این محدوده زیست می نمایند وابسته به نور زیاد می باشند. این زون به دو زیر زون یوفوتیک پایینی و یوفوتیک بالایی تقسیم می گردد [۱۸]. زون نوری بالایی بوسیله فرامهای پورسلانوز بزرگ اشغال شده است که معمولا با داینوفیسه آ، کلروفیسه آ و یا رودوفیسه آ همزیست می باشند [۲۵-۳۹]. کورالهای تکه ای همراه با فرامهای پورسلانوز بخشهای عمیق تر زون یوفوتیک را اشغال می کنند [۴۰]. این زون معادل با زون نوردار بالایی از باسی و همکاران [۲۸] می باشد.

حضور کورالهای تکه ای همراه با فرامینفرهای پورسلانوز در ریز رخساره A7 بخشهای پایینی زون یوفوتیک را نشان می دهد و همچنین حضور اجتماعی از فرامهای پورسلانوز گویای بخشهایی بالایی زون یوفوتیک می باشد. ریز رخساره A8 این محدوده را نشان می دهد. (شکل ۴). با توجه به شکل ۵، بخش میانی و بالایی برش مورد مطالعه در زمان انتهای شاتین، آکی تانین و بوردیگالین در شرایط یوفوتیک تشکیل شده است.

### ۳-۴-۳ دما

دما بعنوان مهمترین عامل فیزیکی موثر در پراکنش روزناران کفزی و تولید کنندگان کربنات می باشد [۱۸]. دمای آب با تغییر در عرض جغرافیایی و عمق آب تغییر می کند [۱۹]. فرامینفرها از مهمترین سازندگان کربنات های کم عمق مناطق حاره ای هستند و گاهی بیش از ۸۰ درصد حجم رسوبات را در این مناطق را تشکیل می دهند [۱۷]. فرامینفرهای بنتیک بزرگ شاخص آب و هوای حاره ای تا نیمه حاره ای با دمای ۲۰-۱۸ درجه سانتیگراد در ماههای گرم سال زیست می کنند. همچنین اکثر آنها در تابستان در دمای ۲۵ درجه سانتیگراد زندگی می کنند [۴۱]. از موجودات دیگر کربنات ساز جلبکهای قرمز می باشند که این موجودات نیز گویای آب و هوای گرمسیری می باشند [۴۲]. کورالها نیز بیشتر در آبهای گرم با محدوده دمایی بین ۲۴-۲۳ درجه سانتیگراد زندگی می کنند [۴۳].

در منطقه مورد مطالعه به فراوانی فرامینفرهای بنتیک بزرگ از قبیل لپیدوسیکیلینا، اسپروکلیپتوس، اپرکولینا، هتروستژینا، میوزیپسینوئیدس، آمفی ستژینا، آرکیاس، بورلیس و ... بعنوان اجزای اصلی تشکیل دهنده رسوبات کربناته در منطقه مورد مطالعه، حضور جلبکهای قرمز کورالیناسه آ، قطعاتی از مرجانها و همچنین وجود دانه های غیر اسکلتی چون ائیدها، که نشانگر آبهای گرم و محیط های گرمسیری و نیمه گرمسیری است [۱۸]، می توان شرایط رسوبگذاری سازند آسماری را در منطقه مورد مطالعه را در محیط گرمسیری تا نیمه گرمسیری در نظر گرفت. بازسازی عرضهای جغرافیایی دیرینه نیز نشانگر این نکته است که کوههای زاگرس در زمان الیگوسن-میوسن حدوداً در عرض جغرافیایی ۲۹ درجه شمالی (حاره ای) قرار داشته است [۴۴].

### ۳-۴-۴ مواد غذایی

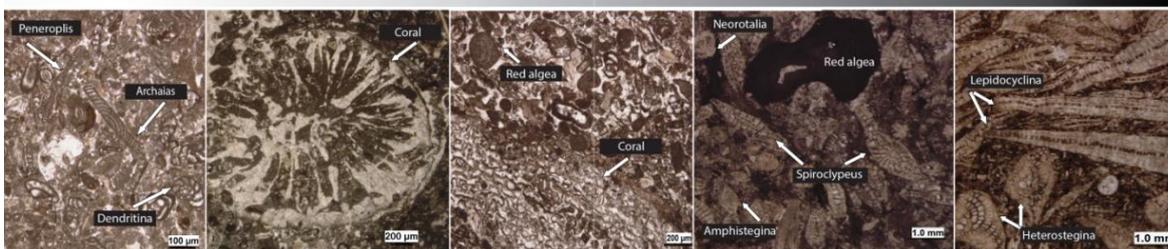
مواد غذایی یکی از عوامل موثر در پراکنندگی روزناران محسوب شده و نقش مهمی در تولید کربنات دارد [۱۸]. عرضه غذا یک فاکتور موثر اولیه برای اجتماعات فرامینفرهای بنتیک در آبهای کم عمق نواحی گرمسیری محسوب می شود.

در این محیطها، جلبکها (فتوتروف) و ارگانیزم های میکسوتروف با همزیست جلبکی تولید کنندگان اصلی رسوبات کربناته می باشند [۲۰-۳۸-۴۵]. محیط های دریایی بر این اساس به ۴ گروه الیگوتروفی (غذای کم)، مزوتروفی (غذای متوسط)، یوتروفی (غذای زیاد) و هایپرتروفی (حداکثر غذا) تقسیم می گردد [۴۵]. رسوبات سازنده پلاتنفرم کربناته سازند آسماری در یال جنوب شرقی تاقدیس خامی براساس گسترش و پراکنندگی بایوتاها تحت شرایط مختلفی از میزان ورود مواد غذایی قرار گرفته است. در شرایط غذایی الیگوتروفی تا کمی مزوتروفی در آبهای کم عمق محیط های گرمسیری تا نیمه گرمسیری

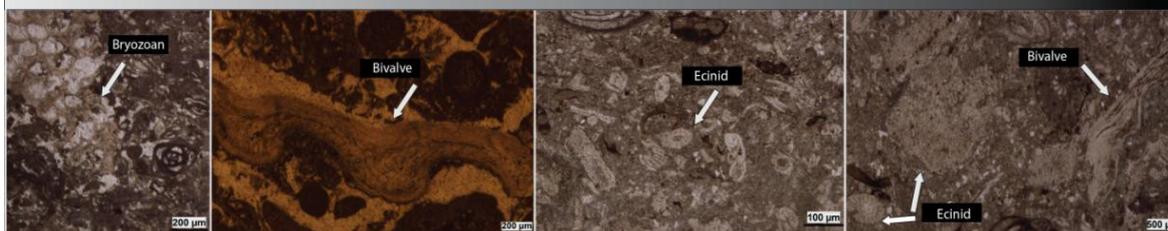
فرامینیفرهای بنتیک بزرگ، مرجانهای زوگزانگلا و جلبکهای قرمز تولید کننده کربنات می باشند [۴۲-۴۳]، بنابراین با توجه به حضور فرامینیفرهای بنتیک بزرگ همراه با خرده های مرجان و جلبک قرمز در قسمتهای پایینی سازند آسماری در زمان شاتین بطور عمده تحت این شرایط غذایی قرار داشته است (شکل ۶a). افزایش میزان مواد غذایی در شرایط یوتروفی سبب تمرکز فیتوپلانکتون ها در ستون آب شده و میلیولیدها و فرامهای روتالین کوچک جایگزین فرامینیفرهای بزرگ می شوند [۲۲]. رشد کورالها و موجودات وابسته به نور در این شرایط کم شده و گونه های کم عمق تر و با تنوع کمتر دیده می شوند [۴۶].

چنین میزانی از مواد غذایی در قسمتهای بالایی سازند آسماری بطور عمده در زمان آکی تانین و بوردیگالین با توجه به کمتر شدن میزان فرامینیفرهای بزرگ و موجوداتی که تحت تاثیر شرایط غذایی الیگوتروفی تا مزوتروفی می باشند و افزایش در میزان موجودات غیر وابسته به نور از قبیل اکینید، بریوزوئر و دوکفه ای بطور عمده تحت شرایط غذایی ضعیف مزوتروفی تا یوتروفی تشکیل شده است (شکل ۶b).

شرایط غذایی الیگوتروفی-مزوتروفی ضعیف: فرامینیفرهای بنتیک بزرگ (لپیدوسیکلینا، هتروستجینا، اسپروکلپئوس، آمفی سترینا، نئوروتالیا، آرکیاس، پنروپلیس، دندریتینا) همراه با خرده های مرجان و جلبک قرمز



شرایط غذایی مزوتروفی ضعیف تا یوتروفی (قطعات اکینید، دوکفه ای، بریوزوئر)

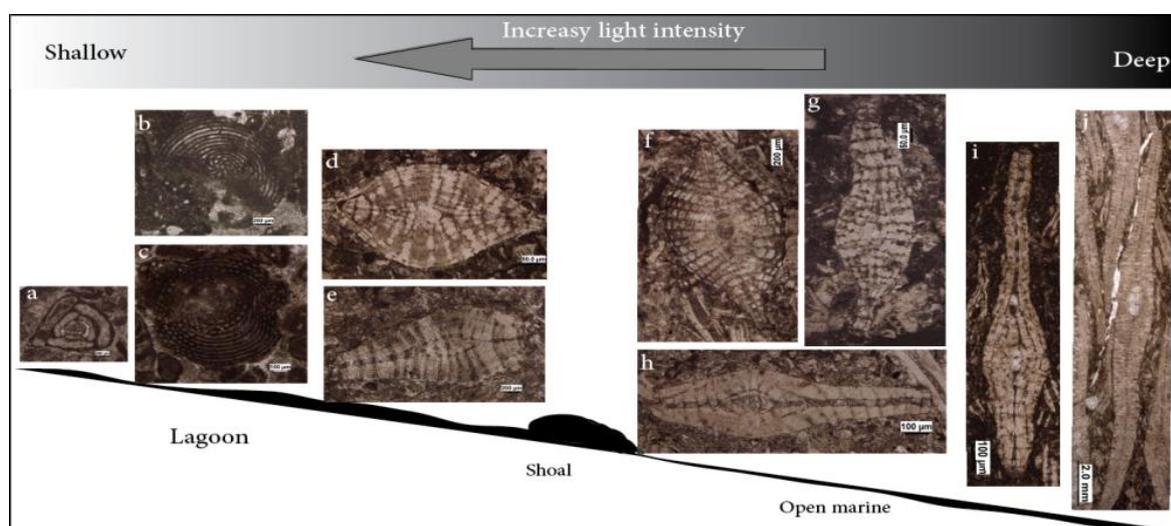


شکل ۶) a- شرایط غذایی الیگوتروفی-مزوتروفی ضعیف(شاتین) b- شرایط غذایی مزوتروفی ضعیف-یوتروفی.

### ۳-۴-۵ عمق آب

بازسازی عمق دیرینه آب، جهت شناسایی مدل رسوبی، بازسازی سطح آب دریا و نیز جهت آنالیزهای حوضه ضروری می باشد [۴۷]. در اعماق مختلف، فرامینیفرها با ویژگی های مورفولوژیکی خاصی زندگی می کنند. بطوریکه تغییر در عمق و سطح آب باعث تغییر در محدوده زندگی آنها می گردد [۴۳]. محدوده عمق فرامینیفرهای بزرگ به وابستگی نوری همزیست جلبکی درونی و شرایط هیدرودینامیکی محیط (امواج و جریانهای دریایی) بستگی دارد [۴۸]. میزان وابستگی جلبک درونی به نور محدوده عمقی خاصی را برای فرامینیفرهای همزیست دار فراهم می کند. از طرفی یک تطابق و ارتباطی نیز میان عمق زیستگاه فرامینیفرها و نوع همزیست جلبکی وجود دارد. گونه هایی که دارای همزیست جلبکی از نوع کلروفیسه هستند عمق تقریباً ۱۵ متری را اشغال می کنند که می توان به پنروپلیس ها و چندین گونه از آرکیاس ها اشاره نمود. گونه هایی که همزیست دیاتومه ای دارند در آبهای عمیق تر و کمتر از ۱۳۰ متری نیز قادر به زندگی می باشند. نومولیتیده ها، لپیدوسیکلینا، آمفی سترینا از جمله فرامینیفرهایی می باشند که دارای همزیست دیاتومه ای می باشند [۳۹]. تغییرات مورفولوژیکی با تغییر

عمق زیستگاه‌های گونه‌های همزیست دار تغییر می‌نماید در نواحی کم عمق روزنداران هیالین با پوسته‌ای ضخیم تر با نسبت ضخامت به قطر زیاد حضور دارند. عاملی که در ایجاد این پوسته ضخیم نقش دارد، کاهش فتوسنتز جلبک‌های همزیست در شرایط نامساعد نوری (نور خیلی زیاد و خیلی کم) می‌باشد. در عمق‌های بیشتر پوسته روزنداران منفذ دار بزرگ و مسطح دارای کمترین میزان ضخامت به قطر است که در این شرایط روزنداران سطح پوسته خود را برای حداکثر جذب نور توسط جلبک همزیست افزایش می‌دهد [۲۲]. فرامهای پورسلانوزی چون میلیولیدها که فاقد جلبک همزیست هستند می‌توانند در کم عمق‌ترین بخش‌های لاگونی با شوریه‌های بالا نیز زندگی کنند [۳۲]، ولی روزنداران بدون منفذ پیچیده‌ای چون آرکیاس‌ها که دارای جلبک همزیست هستند قادر به تحمل شوریه‌های بالا در اعماق کمتر نیستند و در عمق بیشتری نسبت به میلیولیدها زندگی می‌کنند [۳۱]. شکل ۷، جایگاه برخی فرامینیفرها را پلتفرم کربناته سازند آسماری در برش مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

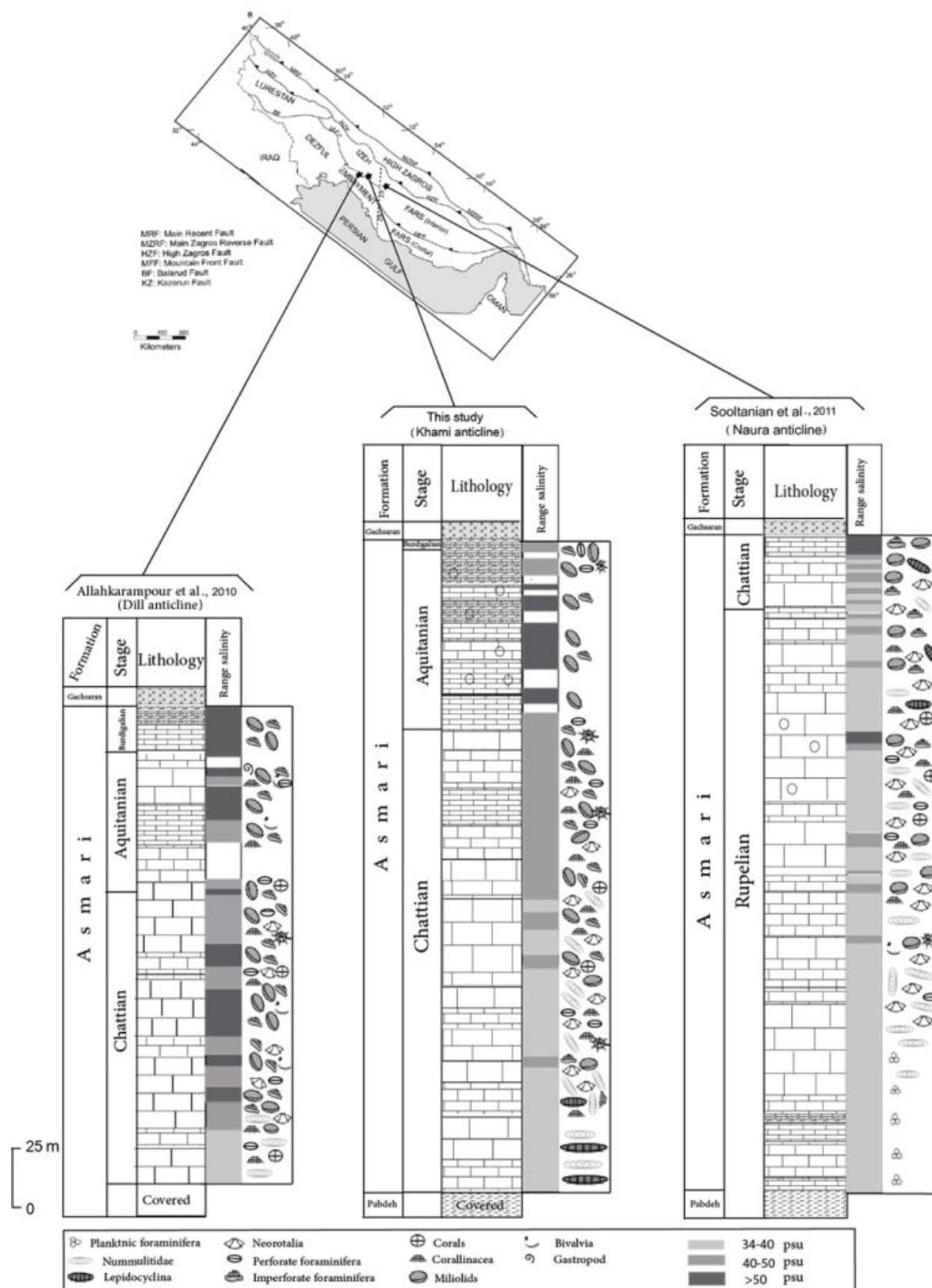


شکل ۷) ارتباط میان عمق آب و جایگاه زیست فرامینیفرها در پلتفرم کربناته سازند آسماری در برش یال جنوب شرقی تاقدیس خامی

**a- *Triloculina trigonula* (sample no. 100), b-*Peneroplis evolutus* (sample no. 108), c-*Archaias* sp. (sample no, 152), d-*Spiroclypeus blankenhorni* (sample no. 72) e-*Heterostegina* sp. (sample no. 109), f-*Nephrolepidina tournoueri* (sample no. 20), g-*Spiroclypeus blankenhorni* (sample no. 21), h-*Heterostegina* sp. (sample no. 32), i- *Spiroclypeus blankenhorni* (sample no. 21), j- *Eulepidina dilatata* (sample no. 8).**

### ۳-۵. مقایسه محیط رسوبگذاری برش مورد مطالعه با نواحی مجاور در حوضه زاگرس

به منظور مقایسه شرایط محیطی رسوبگذاری سازند آسماری در برش مورد مطالعه (شرق گچساران) با دوبرش دیگر از آن سازند تاقدیس ناورا (جنوب فیروزآباد) [۱۴] و تاقدیس دیل (شمال گچساران) [۱۲] انتخاب شده است (شکل ۸). با توجه به شکل ۸، رسوبگذاری این سازند در تاقدیس ناورا (جنوب فیروزآباد) زودتر از دو برش دیگر و از زمان روپلین آغاز شده است. این رسوبات از قسمتهای عمیق دریای باز با حضور فرامهای پلانکتون آغاز شده است و سپس با کم عمق شدن آب و افزایش فونهای محیط محصور تر تا شاتین ادامه یافته است.



شکل ۸) مقایسه شرایط محیط رسوبگذاری سازند آسماری در این تحقیق (شرق گچساران) با برشهای دیگری از این سازند در فیروزآباد فارس و شمال گچساران

از لحاظ شوری برش مذکور در زمان روپلین بطور عمده تحت شرایط شوری نرمال دریایی قرار داشته است و تنها بخشهایی از قسمتهای میانی و بالایی آن تحت شرایط شوریهایی بالاتر در محیط لاگون نیمه محصور تا محصور در رمپ داخلی قرار

گرفته است. قسمتهای بالایی این برش در شاتین زیرین بطور متناوب شرایط شوری نرمال تا متوسط و انتهای برش در شاتین در محیط لاگون محصور و شوری بالا رسوبگذاری کرده است. با توجه به حضور فراوان فرامینفرهای بنتیک بزرگ، جلبک قرمز و حضور کورالها این برش تحت شرایط غذایی الیگوتروفی تا مزوتروفی رسوبگذاری کرده است بعبارتی شرایط غذایی کم تا متوسط در مدت زمان رسوبگذاری این سازند حاکم بوده است. طبق شکل ۸، فونهای دریای باز و فرامهای هیالین در این برش حضور بیشتری نسبت به فونهای محیط محصور ترو فرامهای پورسلانوز دارند.

رسوبگذاری سازند آسماری در برش تاقدیس دیل (شمال گچساران) دیرتر از دو برش دیگر شروع شده است. ریز رخساره های آن از قسمتهای کم عمق دریای باز با حضور فرامهای بنتیک بزرگ و کورالیناسه آ در شاتین آغاز شده و تا محیط لاگون محصور ادامه یافته است. در زمان شاتین این برش تحت شرایط شوری متوسط تا بالا قرار داشته است و شوری نرمال دریایی تنها در ابتدای مقطع و قسمتهایی زیرین این برش حاکم بوده است. در آکی تانین شوری متوسط تا بالا و در بوردیگالین نیز در شرایط شوری بالا و در لاگون محصور رسوبگذاری کرده است. بعبارتی سازند آسماری شمال گچساران بطور عمده در محیطهای لاگون نیمه محصور تا محصور نهشته گشته است. از لحاظ میزان ورود مواد غذایی نیز تحت شرایط غذایی الیگوتروفی تا نیمه مزوتروفی در شاتین، اوایل آکی تانین و بوردیگالین با توجه به حضور فرامهای بنتیک بزرگ، خرده های کورال و کورالیناسه آ قرار داشته است و شرایط غذایی مزوتروفی ضعیف تا یوتروفی در انتهای آکی تانین حاکم بوده است. بعبارتی شرایط غذایی از کم تا زیاد در حال تغییر بوده است. با توجه به شکل ۸، فونهای دریای باز و فرامهای هیالین حضور کمتری نسبت به برش تاقدیس ناورا و خامی دارند. مقایسه ۳ برش مورد نظر حاکی از آن است که رسوبگذاری سازند آسماری در تاقدیس ناورا (فیروزآباد فارس) نسبت به دو برش دیگر در شرایط شوری پایین تر قرار داشته است. این موضوع حاکی از آن است که در این برش فونهای دریای باز حضور بیشتری دارند و بخش عمده این سازند در محیط دریای باز نهشته شده است و رخساره های دریای باز حضور بیشتری نسبت به رخساره های محیط لاگون نیمه محصور و محصور داشته اند. در برش تاقدیس خامی (شرق گچساران) رخساره ها همانطور که قبل به آن اشاره شد برخلاف تاقدیس ناورا (فیروزآباد فارس) از قسمتهای کم عمق دریای باز با حضور لپیدوسیکلیناهای مسطح آغاز شده و تا محیط جزر و مدی ادامه داشته است و در برش تاقدیس دیل این رسوبات برخلاف تاقدیس ناورا به طور عمده در محیط های لاگون نیمه محصور تا محصور و بطور عمده در شوری بالا تا متوسط نهشته گشته است. بعبارتی شاهد افزایش شوری آب، کاهش رخساره ها و فونهای دریایی باز از برش تاقدیس ناورا به سمت تاقدیس دیل روبرو می باشیم.

#### ۴. نتیجه گیری

- در نهشته های سازند آسماری در برش یال جنوب شرقی تاقدیس خامی به سن شاتین-بوردیگالین و با ضخامت ۲۷۰ متر، تعداد ۱۲ ریز رخساره جای گرفته شناسایی شد. ریزرخساره های شناسایی شده در این برش متعلق به ۴ محیط دیرینه شامل دریای باز، سد، لاگون و پهنه جزرومدی می باشند. بر مبنای این ریزرخساره ها و نحوه گسترش آنها رمپ هموکلینال برای رسوبگذاری این سازند پیشنهاد گشته است.

- براساس حضور فرامینفرهای بنتیک و سایر اجزای تشکیل دهنده رسوبات و نحوه توزیع آنها در سکوی کربناته این رسوبات تحت شرایط شوری ۳۴-۴۰ psu تا ۴۰-۵۰ psu، در محدوده نوری الیگوفوتیک، الیگوفوتیک تا مزوفوتیک و یوفوتیک و تحت شرایط غذایی الیگوتروفی-مزوتروفی ضعیف در زمان شاتین قرار داشته اند.

در زمان آکی تانین این برش شرایط شوری ۴۰-۵۰ psu و بیش از ۵۰ psu، در زون یوفوتیک و شرایط غذایی مزوتروفی ضعیف-یوتروفی رسوبگذاری کرده اند. نهشته های این سازند در زمان بوردیگالین نیز در شرایط غذایی مزوتروفی ضعیف-

یوتروپی، تحت شرایط شوری ۴۰-۵۰ psu و در محدوده نوری یوفوتیک در محیطی گرمسیری تا نیمه گرمسیری نهشته شده اند.

- مقایسه شرایط محیط رسوبگذاری سازند آسماری در برش مورد مطالعه (شرق گچساران) با برشهای سازند آسماری در فیروزآباد فارس و شمال گچساران حاکی از کم شدن فونهای مرتبط با دریای باز و رخساره های مربوط به این محیط و افزایش رخساره های مرتبط با محیط محصورتر می باشد. از نظر میزان شوری آب نیز با توجه به در نظر گرفتن رخساره های مربوطه شاهد افزایش میزان شوری آب و کاهش شوری نرمال دریایی در طول رسوبگذاری این سازند از فیروزآباد فارس (تاقدیس ناورا) به سمت شمال گچساران (تاقدیس دیل) می باشیم.

## تشکر و قدردانی

نویسندگان مقاله از زحمات سرکار خانم دکتر امیر شاه کرمی و داور محترم ناشناس سپاسگزاری می نمایند.

## ۷. منابع

- [1] Mcquillan, H., 1985, Fracture-controlled production in Gachsaran and Bibi Hakime fields SW Iran: in (eds.) P. O. Roehl, and P. W. Choquette, Carbonate Petroleum Reservoirs, Springer, Berlin, p. 513-523, 1985.
- [2] Busk, H. G and H. T. Mayo, 1918, Some notes on the geology of the Persian oilfields: J. Inst. Petrol. Technol., no. 5, v. 17, p. 5-26.
- [3] Richardson, P. K., 1924, The geology and oil measures of southwest Persia: J. Ins. Petr.ol Technol., v. 10, p. 256-283.
- [4] Thomas, A. N., 1924, The Asmari limestone of southwest Iran: In: 18<sup>th</sup> International Geological Congress, London, pt. 6, p. 35-55.
- [5] James, G. A and J. G. Wynd, 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium agreement area: AAPG Bull, v. 49, p. 2182-2245.
- [6] Adams, T. D and F. Bourgeois, 1967, Asmari biostratigraphy: Iranian Offshore Oil Company Geological and Exploration, no. 1074, (unpublished).
- [7] Kalantary, A., 1986, Microfacies of carbonate rocks of Iran: National Iranian Oil Company, Geological laboratory publication, Tehran, v.11, 520 pp.
- [8] Motiei, H., 1993, Stratigraphy of Zagros. In: Treatise of Geology of Iran: Geological Survey of Iran, no. 1, p. 281-289.
- [9] Ehrenberg, S. N., N. A. H. Pickard, G. V. Laursen, S. Monibi, Z. K. Mossadegh, T. A. Srana, A. A. M. Aqrabi, T. M. McArthur, M and M. F. Thirlwall Strontium isotop stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), SW Iran, J Petrol Geol, v. 30, p. 107-128, 2007.
- [10] Seyrafian, A., 2000, Microfacies and depositional environment of Upper Asmari Formation at Dehdez area (a correlation across central Zagros Basin): Carbonates and Evaporites, v. 14, no 2, p. 121-129.
- [11] Seyrafian, A., and A. Hamedani, 2003, Microfacies and paleoenvironmental interpretations of the lower Asmari Formation (Oligocene), north-central Zagros basin, Iran: Neues Jahrbuch fuer Geologieund Palaeontologie, Monatshefte v.3, p. 164-174.
- [12] Allahkarampour Dill, M., A. Seyrafian, and H. Vaziri-Moghaddam, 2010, The Asmari Formation, north of the Gachsaran (Dill anticline), southwest Iran: facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy: Carbonates Evaporites, v.25, p. 145-160.
- [13] Rahmani, A., H. Vaziri-Moghaddam, A. Taheri, and A. Ghabeishavi, 2009, A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera of Oligocene-Miocene carbonate rocks at Khaviz Anticline, Zagros Basin, SW Iran: His. Biol., v. 21, p. 215-227.
- [14] Sooltanian, N., A. Seyrafian, and H. Vaziri-Moghaddam, 2011, Biostratigraphy and paleo-ecological implications in microfacies of the Asmari Formation (Oligocene), Naura anticline (Interior Fars of the Zagros Basin): Carbonates Evaporites, v.26, no. 2, p.167-180.
- [۱۵] بختیاری، س.، ۱۳۸۴، اطلس راههای ایران، موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.
- [16] Farzipour-Saein, A., A. S. Yassaghi, and H. Sherkati Koyi, 2009, Basin evolution of Lurestan region in the Zagros fold-and-thrust belt Iran: J. Petrol. Geol., v. 32, p. 5-19.
- [17] Laursen, G. V., S. Monibi, T. L., Allan, N. A. H. Pickard, A. Hosseiney B., Vincent, Y., Hamon., F. S. P. Van Buchem, A, Moallemi, and G. Druilion, 2009, The Asmari Formation revisited changed stratigraphic allocation and new biozonation: First International Petroleum Conference and Exhibition, Shiraz, Iran.
- [18] Flugel, E., 2004, Microfacies of carbonate rocks: Springer, Berlin, 976 p.
- [19] Hottinger, L., 1997, Shallow benthic foraminiferal assemblage as signals for depth of their limestons: Bulletin de la Societe Geologique de France, v. 168, p. 491-505.
- [20] Pomar, L. B., 2001, Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from carbonate palaeobathymetry of corals and coralline algae in Cenozoic reef, In: (eds.) D. W. J. Bosence, and P. A. Allison, , Marine Palaeoenvironmental Analysis from Fossils, Geological Society, London, v.83, p. 181-229.
- [21] Geel, T., 2000, Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits, empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain, Palaeogeography, no. 155, p. 211-238.
- [22] Beavingtone-Penney, S. J., A. Racey, 2004, Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis: Earth Science, v. 67, p. 219-265.
- [23] Barattolo, F., D. Bassi, and R. Romero, 2007, Upper Eocene larger foraminiferal-coralline algal facies from the Klokova Mountain (south continental Greece): Facies, v. 53, p. 361-375.
- [24] Wilson J. L., 1975, Carbonate facies in geological history, Springer, Berlin Heidelberg New York 471 p.

- [25] Romero, J., E. Cous, and J. Rossel, 2002, A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean basin (SE Spain): *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, v. 179, p. 43-56.
- [26] Vaziri-Moghaddam, H., M. Kimiagari, and A. Taheri, A., 2006, Depositional environment and sequence Stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran: *Facies*, v. 52, no. 1, p. 41-51.
- [27] Taheri, A., H. Vaziri-Moghaddam, and A., Seyrafian, 2008, Relationships between foraminiferal assemblages and depositional sequences in Jahrum Formation, Ardal area (Zagros Basin, SW Iran): *Hist Biol*, v.20, p.191-201.
- [28] Bassi, D., L. Hottinger, and J. H. Nebelsick, 2007, Larger foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, North-East Italy: *Paleontology*, v. 50 (4), p. 845-868.
- [29] Amirshahkarami, M, H. Vaziri-Moghaddam and A. Taheri, 2007a, Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chman-Bolbol, Zagros Basin, Iran: *J. Asian Earth Sci* 29, p. 947-959.
- [30] Renema, W., 2006, Large benthic foraminifera from the deep photic zone of a mixed siliciclastic-carbonate shelf off East Kalimantan, Indonesia, *Marine micropaleontology*, v. 58, p. 73-82.
- [31] Lee, J. J., 1990, Fine structure of rodophycean prokaryotic *Porphyrodium purpureum* in situ in *Peneroplis pertusus* and *P. asicularis*: *J. Foramin. Res.*, v. 20, p. 162-169.
- [32] Mossadegh, Z. K., D. W. Haig, T. Allan, M. H. Adabi, A. Sadeghi, 2009, Salinity changing during Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains, Iran: *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol.*, v. 272, p.17-36.
- [33] Brandano, M., V. Frezza, L. Tomassetti, and M. Pedley, 2008, Facies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower Coralline Limestone Formation), Malta: *Sedimentology*, p. 1-21.
- [34] Corda, L., and M. Brandano, 2003, Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp Central Apennines Italy: *Sed. Geol.*, v. 61, p. 55-70.
- [35] Rasser, M. W., C. Scheibner, and M. Mutti, 2005, A paleoenvironmental standard section for Early Eocene tropical carbonate factories (Corbieres, France; Pyrenees, Spain): *Facies*, v. 51, p. 217-232.
- [36] Logan, B. W., 1959, Environments, foraminiferal facies and sediments of Shark Bay, Western Australia: Unpublished PhD Thesis, The University of Western Australia, 287 p.
- [37] Hallock, P., A. C. Hine, G. A. Vargo, J. A., Elord, and W. C. Jaap, 1988, Platforms of the Nicaraguan rise: examples of the sensitivity of carbonate sedimentation to excess trophic resources: *Geology*, v. 16, p. 1104-1107.
- [38] Wilson, M. E. J and A. Vecsei, 2005, The apparent paradox of abundant foraminiferal facies in low latitudes, their environmental significance and effect on platform development: *Earth Sci. Rev.*, v. 69, p. 133-168.
- [39] Leutenegger, S., 1984, Symbiosis in benthic foraminifera, species diversity and host adaptations: *J. Foramin. Res.*, v. 14, p. 16-35.
- [40] Schuster, F., and U. Wielandt, 1999, Oligocene and Miocene coral forams from Iran: palaeoecology and palaeobiogeography: *Journal of Earth Science*, v. 88, p. 571-581.
- [41] Adams, C. G., D. E. Lee, and R. B. Rosen, 1990, Conflicting isotopic and biotic evidence for tropical sea-surface temperatures during the Tertiary, *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol.*, v. 77, p. 289-313.
- [42] Pomar, L, M. Brandano, and H. Westphal, 2004, Environmental factors influencing skeletal grain sediment association: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean: *Sedimentology*, v. 51, p. 627-651.
- [43] Brandano, M., V. Frezza, L. Tomassetti and M. Cuffaro, 2009, Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical water: The Attard member of the Lower Coralline limestone formation (Upper Oligocene, Malta): *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol.*, v. 274, p. 54-63.
- [44] Heydari, E., J. Hassanzade, W. J. Wade, and A. M Ghazi, 2003, Permian-Triassic boundary interval in the Abadeh section of Iran with implications for mass extinction, Part 1-Sedimentology, *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol.*, v. 193 (3), p. 405-423.
- [45] Mutti, M., and P. Hallock, 2003, Carbonate system along nutrient and temperature gradients: Some sedimentological and geochemical constraints. *Int J Earth Science*, v. 92, p. 465-475.
- [46] Hallock, P., 2001, Coral reefs, carbonate sedimentation, nutrients and global change: In (ed.) G. D. Stanley, *The history and sedimentology of ancient reef ecosystems*, Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, p. 37-427.
- [47] Perrin, C., D. W. J. Bosence, and B. Rosen, 1995, Quantitative approaches to palaeozonation and Cenozoic carbonate depositional facies: *Palaios*, v. 1, 55-64.
- [48] Hottinger, L., 1983, Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time: *Utrecht Micropal Bull.*, v. 30, p. 239-253.

- [49] Hallock, P and E. C. Glenn, 1986, Larger foraminifera, A Tool for palaeoenvironmental analysis of tropical waters: The Attard member of the lower Coralline Limestone Formation (Upper Oligocene, Malta): *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, v. 274, p. 54-63.

## مطالعه پتروگرافی و پتروفیزیکی سازندهای کربناته پرمو- تریاس (دالان و کنگان) در محدوده کمان قطر واقع در خلیج فارس

حجت محبوبی پور\*<sup>۱</sup>، علیرضا بشری<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، گروه زمین شناسی، تهران، ایران.

<sup>۲</sup> استادیار پژوهشگاه صنعت نفت

\*hmahbobi@yahoo.com

دریافت شهریور ۱۳۹۳، پذیرش آذر ۱۳۹۳

### چکیده

سازندهای پرموتریاس یکی از عظیم ترین مخزنهای گازی کربناته حوضه خلیج فارس و کشور های مجاور آن محسوب می شود. سنگ شناسی عمومی آنها از جنس سنگ آهک، دولومیت و انیدریت می باشد. رخساره های این سازندها در محیطهای رسوبگذاری متنوعی از جمله محیط دریایی کم عمق، پرانرژی، حد جزر و مدی، محیطهای دریایی نیمه آزاد، سدی و لاگونی انباشته شده است. هدف از این مطالعه، سرشت نمایی و بررسی خواص مخزنی و تعیین میکروفاسیس های این سازندها و نهایتاً ارزیابی کیفیت مخزنی آنها از روی مقاطع نازک حاصل از مغزه ها و خرده سنگ های حفاری و اطلاعات نمودار های چاه نگاری مربوط به این سازندها در میادین مختلف موجود در محدوده کمان قطر است. براساس این مطالعه، این سازندها از لحاظ لیتواستراتیگرافی در مجموع به چهار زون k1-k4 تقسیم بندی شده و هر یک از این زونها یا واحدها خود به زیر واحدهای مختلفی تقسیم شده اند. از نظر کیفیت مخزنی این زونها در چهار گروه ضعیف، متوسط، خوب و خیلی خوب قرار داده شده اند، به طوریکه زون k4 دارای بالاترین کیفیت مخزنی و زون k1 دارای کمترین کیفیت مخزنی است. رسم نقشه های هم ضخامت و هم عمق، همچنین انجام تطابق میان چاههای مختلف و نیز مدل سه بعدی چینه شناسی زونهای فوق، نشانگر کاهش ضخامت از غرب به شرق می باشد. از نظر عمقی نیز این سازندها در قسمتهای جنوب شرقی در اعماق بیشتری قرار گرفته اند، بصورتی که در میدان سلمان عمق قرار گیری این سازندها بیشتر از سایر میدانهای مورد مطالعه است. مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک حاصل از مغزه های حفاری در این سازندها، از نظر بافت و نوع سنگ شناسی منجر به شناسایی رخساره های سنگی گوناگون از جمله رخساره توده انیدریتی، رخساره دولومادستون یا مادستون دولومیتی، رخساره دولوباندستون ترومبولیتی و استروماتولیتی، رخساره دولووکستون/ پکستون، رخساره دولوگرینستون های فاقد سیمان انیدریتی و رخساره گرینستونی شد که با بررسی خواص پتروفیزیکی (تخلخل و تراوایی) بر روی این رخساره ها، هر یک از آنها از نظر کیفیت مخزنی در چهار گروه ضعیف، متوسط، خوب و خیلی خوب قرار داده شدند.

**کلمات کلیدی:** دالان، کنگان، پتروفیزیک، پتروگرافی، کمان قطر، مخزن گازی، رخساره، تخلخل و تراوایی، خلیج فارس.

## ۱. مقدمه

یکی از مهمترین اهداف در مطالعه مخازن هیدروکربوری، شناسایی زون هائی با کیفیت مخزنی بالا می باشد. عواملی همچون فرآیندهای دیاژنژی، شرایط و نوع محیط رسوبگذاری، در بافت و نوع لایه های تشکیل دهنده مخزن نقش اساسی دارند. تعیین رخساره های سنگی در یک مخزن از این نظر مهم است که نشان دهنده افق های مختلف مخزنی و غیرمخزنی است و با به دست آوردن ویژگیهای پتروفیزیکی هر کدام از رخساره ها، می توان تغییرات عمودی مخزن را از نظر تخلخل و تراوایی و در نهایت کیفیت مخزنی را مورد ارزیابی و سرشت نمایی قرار داد [۱، ۲، ۳، ۴]. در این مطالعه سعی شده است با بررسی پتروفیزیکی و پتروگرافی، سازندهای دالان و کنگان در محدوده کمان قطر، مورد ارزیابی مخزنی قرار گیرند.

### ۱-۱. موقعیت جغرافیایی و عوامل زمین ساخت

محدوده مورد مطالعه در خلیج فارس در محدوده کمان قطر و اطراف میدان های بزرگ گازی پارس جنوبی ایران و گنبد شمالی قطر بین طول های جغرافیایی ۵۴۰۰۰۰ تا ۷۲۰۰۰۰ و عرض های جغرافیایی ۲۸۴۰۰۰۰ تا ۳۰۲۰۰۰۰ در سیستم مختصات UTM قرار گرفته است (شکل ۱).



شکل (۱) موقعیت محدوده مورد مطالعه در خلیج فارس (اقتباس از آرشیو شرکت نفت فلات قاره ایران)

زمین شناسان بر این باورند که فعالیت های تکتونیکی سپر عربستان، تحت تاثیر فرآیندهای تکتونیکی پرکامبرین قرار گرفته است که یک بستر غیر مقاوم را ایجاد نموده است.

همچنین تاکید بر این است که این ساختمان قدیمی همواره تحت تاثیر فعالیتهای حرکت نمک که ضربه آغازین جهت حرکت توده نمک به سمت بالا می باشد، شده است [۵]. هسته اولیه ساختمانهای زمین شناسی در این ناحیه، اصولاً کنترل کننده ژئومتری و نوع رسوبات نهشته شده می باشد.

تداوم فعالیتهای ساختمانی دیاپیریکی از ابتدای پالئوزوئیک، توجیهی بر فازهای متعدد حرکت گنبد های نمکی در زمان های پرمین، تریاس، کرتاسه میانی، ائوسن تا الیگوسن و نئوژن می باشد [۶].

در پایان تریاس یک حرکت بالا آمدگی تکتونیکی در مرکز خلیج فارس رخ می دهد که سبب تقسیم ژئوسنکلینال خلیج فارس به دو حوضه رسوبی کم و بیش مجزا ولی مرتبط می شود که این رخداد تفاوت های شدید در ضخامت رخساره های رسوبی مزوزوئیک و ترشیری در خلیج فارس را ایجاد می نماید که به کمان قطر مشهور است [۲، ۷].

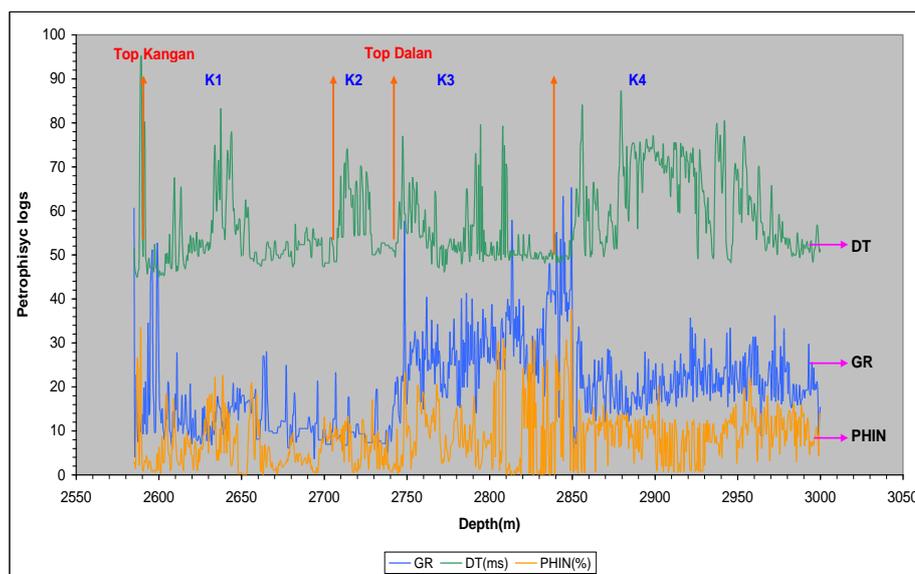
## ۲. روش مطالعه و مواد مورد استفاده

در سال های اخیر به جهت اهمیت مخازن هیدروکربوری عظیم در ناحیه کمان قطر، بررسی های زیادی از جنبه های مختلف سنگ منشاء، سنگ مخزن، سنگ پوشش و نحوه مهاجرت هیدروکربورها صورت گرفته است [۱، ۲، ۳، ۴، ۵]. در این مطالعه نیز داده های پتروفیزیکی، نمودارهای چاه نگاری، داده های تخلخل و تراوایی حاصل از آزمایش های ویژه و بیش از ۲۱۰ مقطع نازک سنگ شناسی (با استفاده از میکروسکوپ پولاریزان) مورد مطالعه دقیق قرار گرفته است.

### ۲-۱. تعبیر و تفسیر نمودار های پتروفیزیکی

مطالعات پتروفیزیکی بر پایه لاگهای موجود برای هر نیم متر عمق به دو صورت کیفی و کمی انجام شده است [۸]. در ابتدا با استفاده از مطالعات کیفی لاگهای چاه پیمایی هر چاه، رأس و قاعده سازندهای کنگان و دالان و همچنین زونهای داخل این سازندها با دقت بسیار بالایی تعیین شده است و در ادامه نیز خواص مخزنی این چهار زون، مورد مطالعه کمی قرار گرفته است.

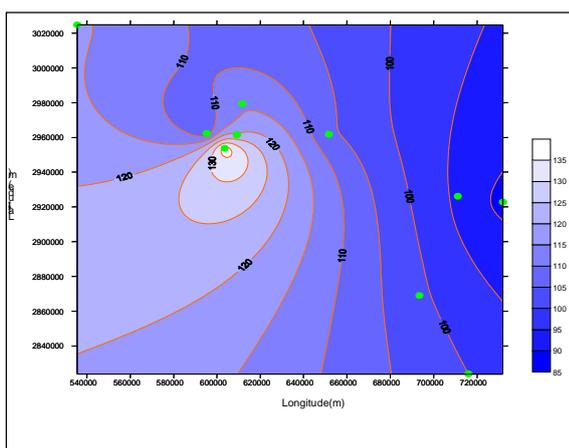
اطلاعات موجود برای تفسیر کیفی لاگها، شامل لاگهای پتروفیزیکی آنالوگ چاه ها است. بطور کلی در این مطالعه از لاگهای مختلفی مانند پرتو گاما، مقاومت مخصوص کم عمق و عمیق، نمودار کروی متمرکز شده، نمودار صوتی، نمودار چگالی و ... استفاده شده است. در این محدوده با استفاده از مطالعات کیفی روی لاگها، سازندهای کنگان و دالان به چهاربخش یا زون اصلی: K1، K2، K3 و K4 که هر یک از این زون ها نیز به نوبه خود به زیر واحدهای مختلف، بر اساس خواص مخزنی تقسیم شده اند [۸، ۹، ۱۰، ۱۱]. در شکل (۲) زون بندی سازندهای دالان و کنگان بر اساس تعدادی از لاگهای پتروفیزیکی نشان داده شده است [۱].



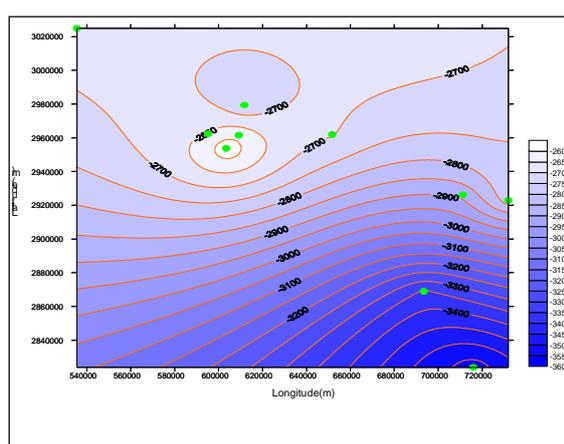
شکل (۲) زون بندی سازندهای دالان و کنگان با استفاده از لاگهای پتروفیزیکی در یکی از چاههای ناحیه مورد مطالعه

## ۲-۲. بررسی ناحیه ای نقشه های زمین شناسی هر یک از زونهای مخزنی k1 - k4

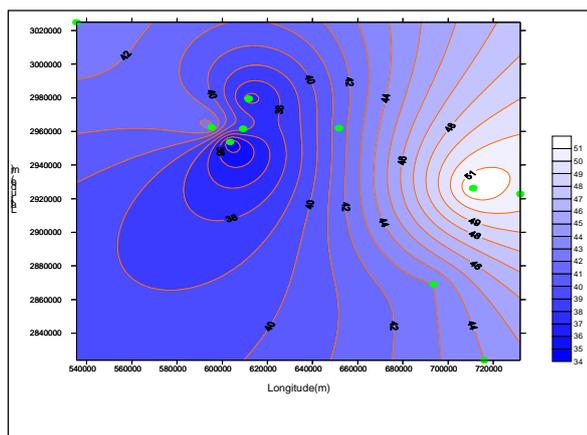
در این بخش از طریق تهیه نقشه های هم ضخامت و هم عمق سطح فوقانی هر یک از زونها، به بررسی ویژگیهای زمین شناسی آنها پرداخته شده است. با استفاده از لاگهای پتروفیزیکی چاههای مورد مطالعه، عمق های مربوط به رأس و قاعده هر سازند تعیین و بخشها و زونهای حفاری شده در هر یک از چاههای واقع در این محدوده مورد مطالعه دقیق قرار گرفته است. بر این اساس نقشه های عمقی (Depth map) و هم ضخامت (Isopach map) کلیه زونها ترسیم شده است. در شکل های ۳ الی ۱۰ این نقشه ها آورده شده است [۱].



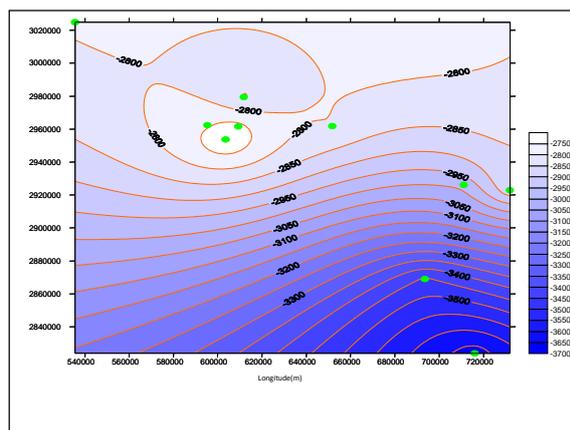
شکل (۴) نقشه هم ضخامت زون مخزنی k1 در ناحیه مورد مطالعه.



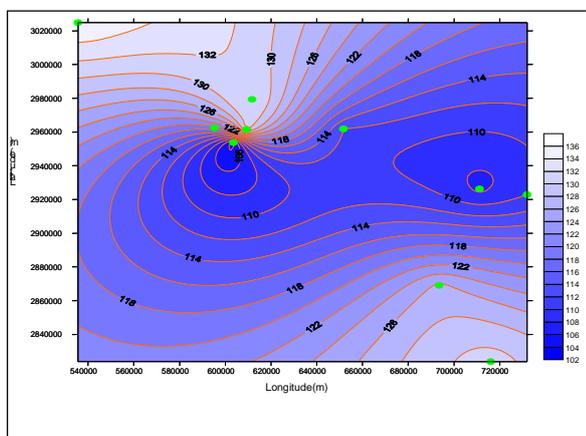
شکل (۳) نقشه هم عمق سطح فوقانی زون مخزنی k1 در ناحیه مورد مطالعه.



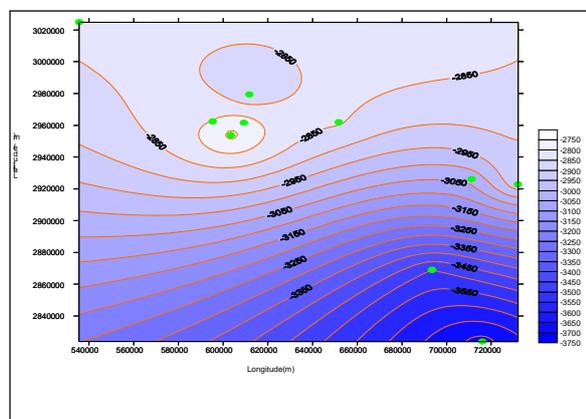
شکل (۶) نقشه هم ضخامت زون مخزنی k2 در ناحیه مورد مطالعه.



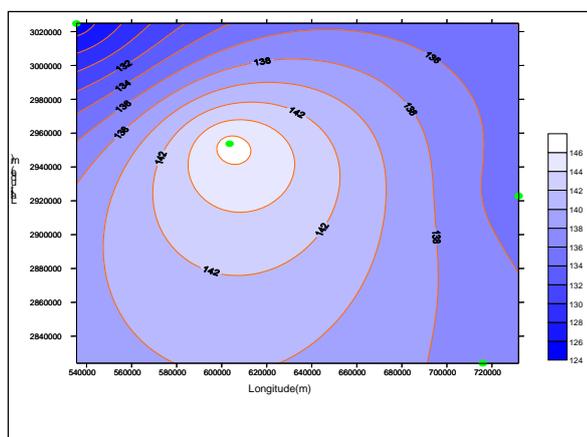
شکل (۵) نقشه هم عمق سطح فوقانی زون مخزنی k2 در ناحیه مورد مطالعه.



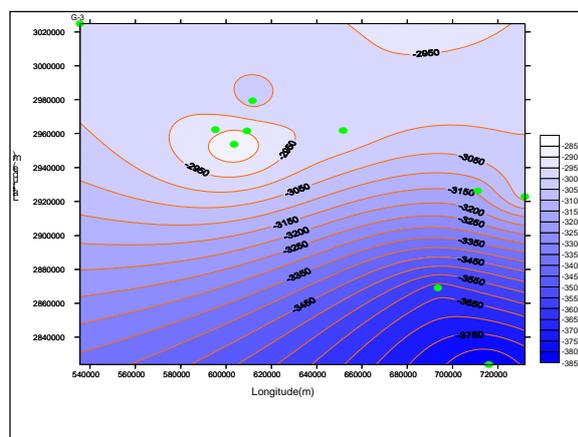
شکل (۸) نقشه هم ضخامت زون مخزنی k3 در ناحیه مورد مطالعه.



شکل (۷) نقشه هم عمق سطح فوقانی زون مخزنی k3 در ناحیه مورد مطالعه.



شکل (۱۰) نقشه هم ضخامت زون مخزنی k4 در ناحیه مورد مطالعه.



شکل (۹) نقشه هم عمق سطح فوقانی زون مخزنی k4 در ناحیه مورد مطالعه.

## ۳-۲. مطالعات پتروگرافی

محققین مطالعات با ارزش زیادی بر روی سنگ سناسی [۲، ۱۳]، چینه شناسی [۱۱، ۱۲، ۱۳، ۱۴، ۱۵] میکروفسیل [۴، ۱۶، ۱۷]، رخساره های رسوبی [۱۲، ۱۴]، مدل سازی مخزن [۱۷] و تکتونیک [۵، ۷، ۱۸] در بخشهای گوناگون خلیج فارس بر روی این دو سازند به انجام رسانیده اند.

در این بخش سعی می شود از تلفیق مطالعات گوناگون به نتایج مطلوب در امر سرشت نمایی این دو مخزن برسیم. حدود ۲۱۰ مقطع نازک از مغزه های حفاری مربوط به سازندهای دالان و کنگان تهیه و پس از رنگ آمیزی با آلبرارین - رد- اس مورد مطالعه میکروسکوپی قرار گرفت. براساس تقسیم بندی و نامگذاری دانهام (۱۹۶۲) ده رخساره سنگی مجزا در این سازند ها تشخیص داده شد [۱]. این رخساره ها شامل:

F1: انیدریت توده ای با فابریک پر مرغی.

F2: مادستون دولومیتی / آهکی اغلب با فابریک فنسترال و ندولهای انیدریتی بزرگ.

F3: باندستون استروماتولیتی لایه بندی شده.

F4: وکستون / پکستون پلوئیدی با خرده های اسکلتی.

F5: دولوگرینستون / گرینستون اوئیدی با دانه بندی متوسط همراه با مقدار کمی خرده های اسکلتی.

F6: گرینستون / دولوگرینستون انتراکلاستی همراه با انکوئید و تخلخل بین دانه ای.

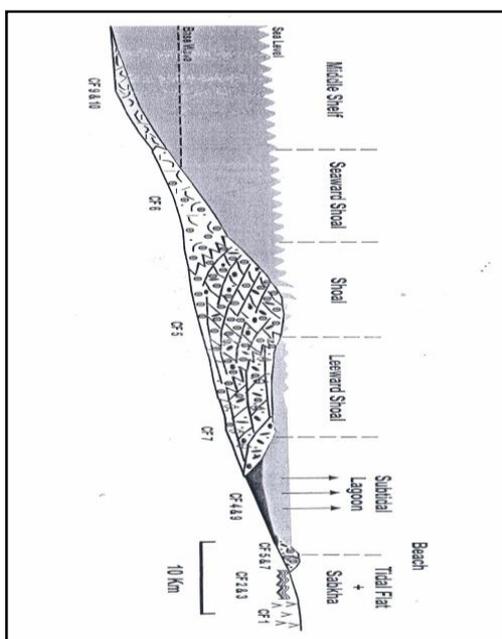
F7: گرینستون اوئیدی و پلوئیدی با دانه بندی خوب.

F8: کنگلومرای داخل سازندی همراه با پلاگهای انیدریتی.

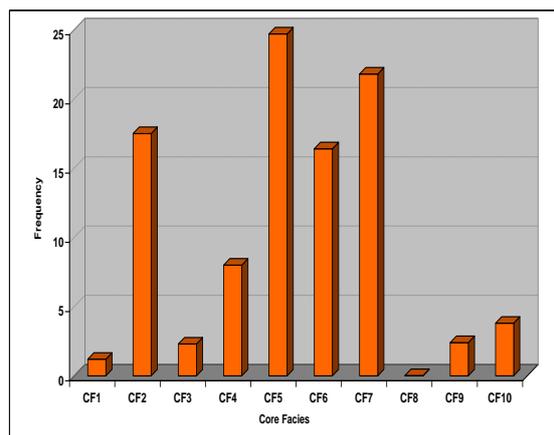
F9: باندستون با آشفستگی زیستی پلوئیدال و خرده های اسکلتی دیگر.

F10: دولوباندستون ترومبولیتی با آشفستگی زیستی مخصوص دریای باز.

می باشند. شکل های ۱۱ و ۱۲ درصد فراوانی و محیط رسوبی هر یک از این رخساره ها را در این سازندها نشان می دهد.

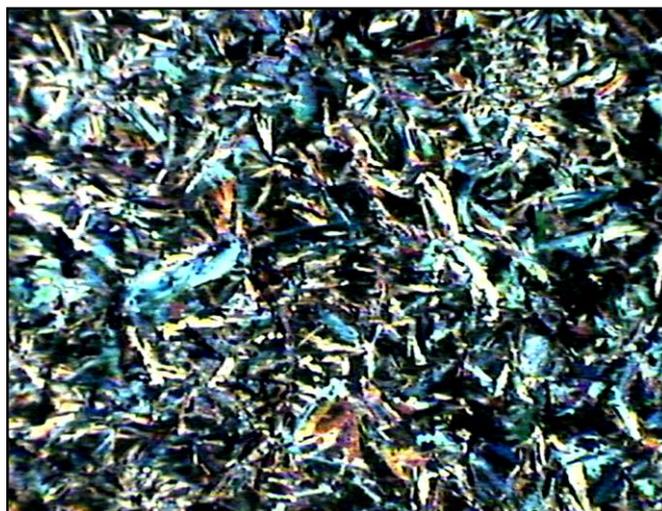


شکل (۱۲) محیط رسوبی انواع رخساره های سنگی در سازندهای دالان و کنگان.



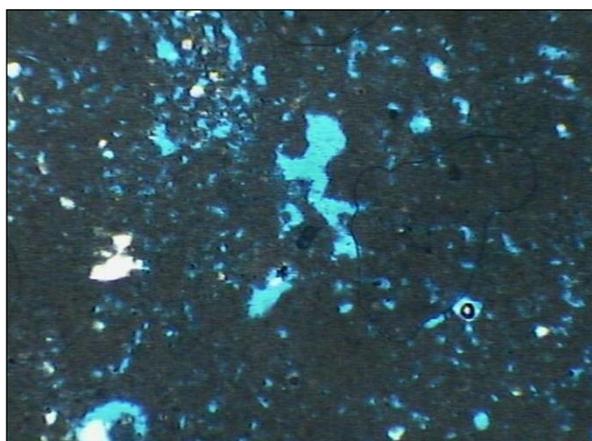
شکل (۱۱) دیاگرام فراوانی انواع رخساره های سنگی در سازندهای دالان و کنگان.

بعد از تعیین انواع رخساره های موجود در این سازندها با استفاده از مطالعه پتروگرافی رخساره ها، میزان تخلخل و تراوایی رخساره ها در آزمایشگاههای مخصوص توسط گاز هلیوم (برای تعیین تخلخل) و هوا (برای تعیین تراوایی) مشخص شده و در نهایت ارتباط بین تخلخل و تراوایی در هر یک از رخساره ها مورد بررسی قرار گرفت. در شکل های زیر مطالعه پتروگرافی هر یک از رخساره های ذکر شده و رابطه بین تخلخل و تراوایی در آنها آورده شده است [۱].

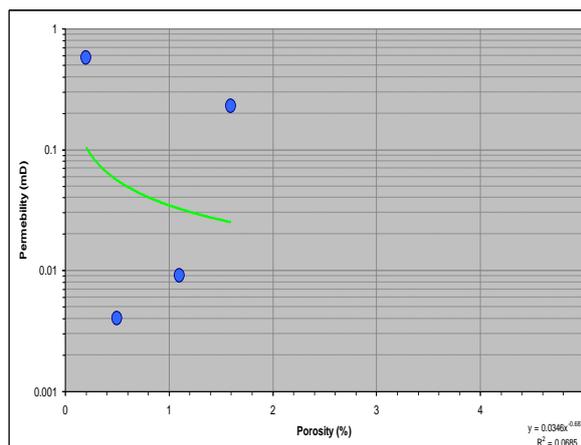


شکل (۱۳) رخساره توده لایه انیدریتی.

شکل (۱۳) نمونه ای از یک توده لایه انیدریتی را نشان می دهد که بافت پر مرغی بوضوح در آن دیده می شود. هیچگونه تخلخلی در آن وجود ندارد بنابراین این گونه رخساره ها به دلیل نبود تخلخل مفید و وجود تراوایی بسیار ضعیف بیشتر نقش پوش سنگ را ایفا می کنند. تخلخل و تراوایی در این رخساره همبستگی در حد صفر دارند شکل (۱۴) [ ۱].



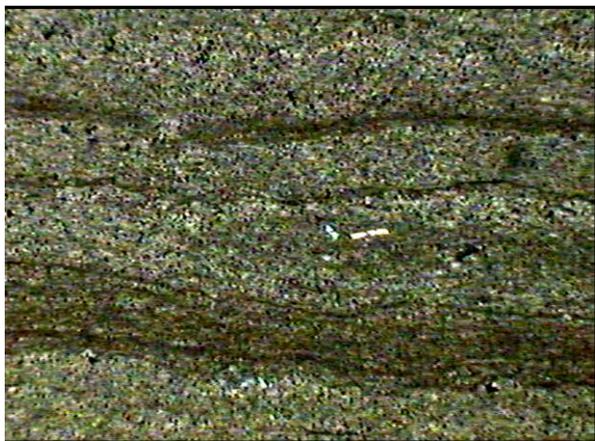
شکل (۱۵) رخساره مادستون دولومیتی شده.



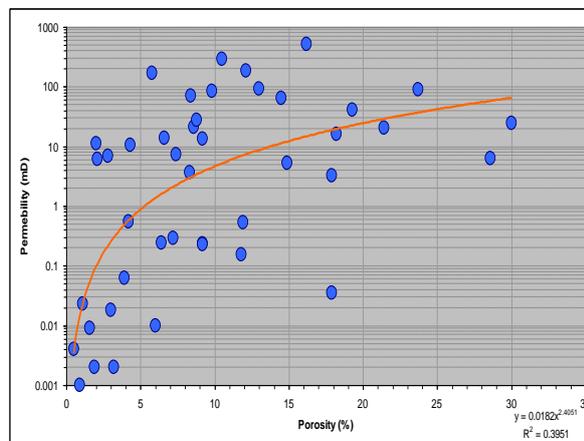
شکل (۱۴) دیاگرام تخلخل و تراوایی در رخساره سنگی F1

شکل (۱۵) نمونه ای از یک مادستون دولومیتی با فابریک فنسترال نامنظم متعلق به محیط رسوبی جزر و مدی را نشان می دهد که دارای تخلخل بیشتر از نوع حفره ای بوده که در بعضی از قسمتها دارای پلاگ انیدریتی است. بدلیل عمل دولومیتی

شدن میزان تخلخل و تراوایی به نسبت بالا می باشد. در حدود ۱۷ درصد لایه های موجود در سازندها در این گروه قرار دارند. این گروه دارای کیفیت مخزنی نسبتاً "ضعیفی" است. تخلخل و تراوایی در این رخساره همبستگی ضعیف دارند (شکل ۱۶) [۱].

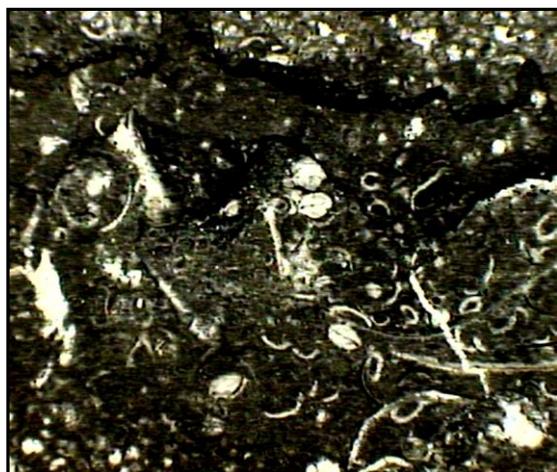


شکل (۱۷) رخساره باندستون استروماتولیتی.

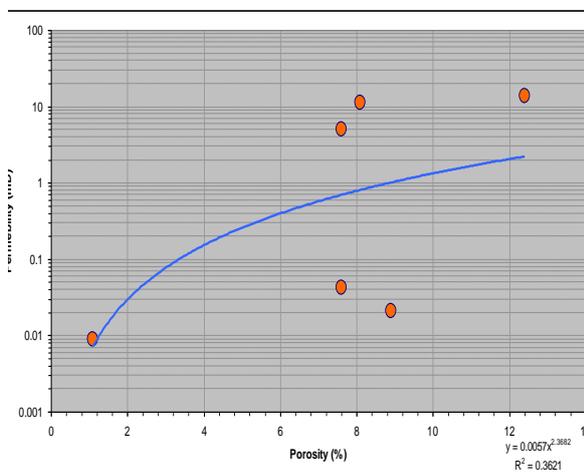


شکل (۱۶) دیاگرام تخلخل و تراوایی در رخساره سنگی F2.

شکل (۱۷) نمونه ای از یک باندستون استروماتولیتی را نشان می دهد که دارای فابریک فنسترال لامینوئیدی، ترکهای ریز گلی و تخلخل روزنه ای می باشد. بافت اولیه این گروه، استروماتولیتها هستند که کاملاً دولومیتی شده اند. یکی از مهمترین تخلخلهای موجود، روزنه ای است. این گروه ۸ درصد لایه های سازندها را تشکیل می دهند و کیفیت مخزنی آن متوسط است. همبستگی بین تخلخل و تراوایی در این رخساره نیز ضعیف می باشد (شکل ۱۸) [۱].

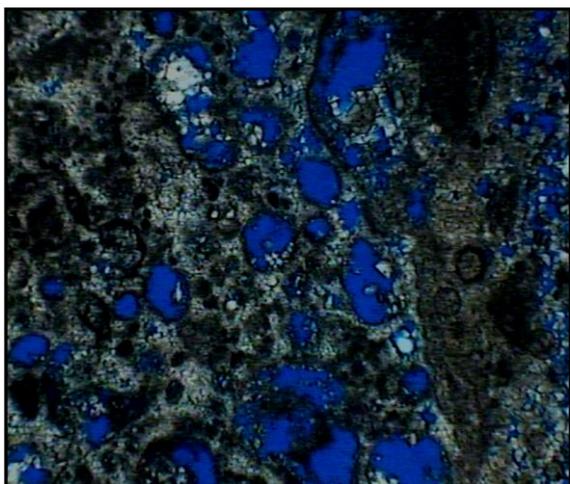


شکل (۱۹) رخساره دولوکستون/پکستون.

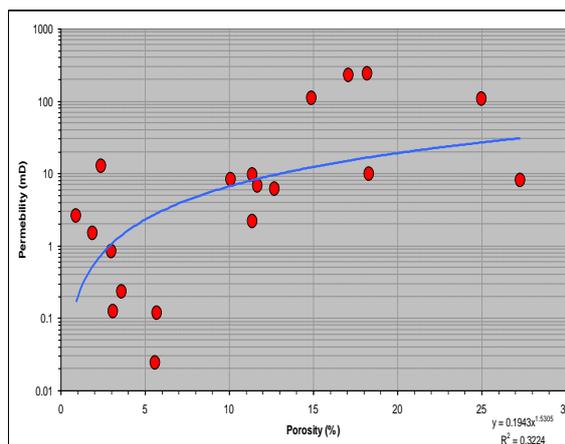


شکل (۱۸) دیاگرام تخلخل و تراوایی در رخساره سنگی F3.

شکل (۱۹) نمونه ای از یک دولوکستون/پکستون را نشان می دهد که خرده های اسکلتی متعلق به محیط لاگون مثل گاستروپودا و تخلخل بین دانه ای و درون دانه ای در آن مشاهده می شود. این تخلخلها بیشتر در اثر انحلال بوجود آمده و مقدار تخلخل نیز در آن نسبتاً "زیاد" می باشد. لایه های این گروه در محیط کم انرژی لاگون تشکیل شده اند و در حدود ۱۵ درصد سازندها را شامل می شوند. همبستگی بین تخلخل و تراوایی در این رخساره به نسبت بالا می باشد (شکل ۲۰) [۱].

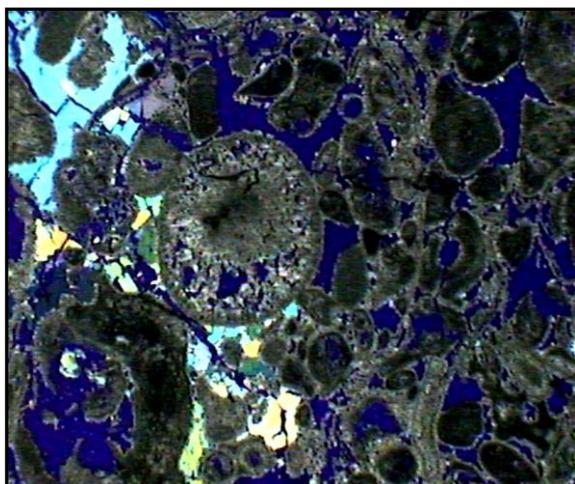


شکل (۲۱) رخساره دولوگرینستون اوئیدی اسکلتی.

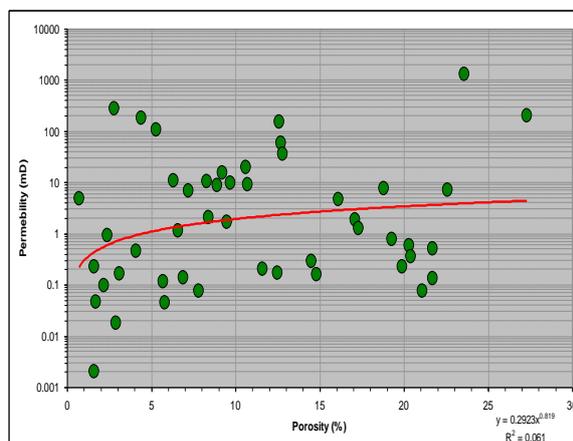


شکل (۲۰) دیاگرام تخلخل و تراوایی در رخساره سنگی F4.

شکل (۲۱) نمونه ای از یک دولوگرینستون اوئیدی را نشان می دهد که دارای تخلخل قالبی اوئیدی بوده و سیمان انیدریتی و اسپاری نیز در بعضی از قسمتها دیده می شود در اینجا نیز انحلال باعث افزایش تخلخل شده، ولی عمل انیدریتی شدن موجب کاهش آن شده است. نمونه های این گروه بر اساس سیمان انیدریتی به دو زیرگروه تقسیم شده اند و در مجموع با تشکیل ۱۷ درصد از لایه های سازندها، ضخامت زیادی دارند. زیر گروه الف- شامل دولوگرینستونهایی با سیمان انیدریتی است. اولیت ها مهمترین آلومک در این زیر گروه هستند که فضای اولیه بین آنها به شدت توسط انیدریت و سیمان اسپاری پر شده اند. این گروه کیفیت مخزنی ضعیفی دارد. زیر گروه ب- دولوگرینستون های فاقد سیمان انیدریتی در فضای اولیه دانه ای بوده و دارای کیفیت مخزنی بسیار خوب است. همبستگی خوبی بین تخلخل و تراوایی در این رخساره مشاهده می شود (شکل ۲۲) [۱].

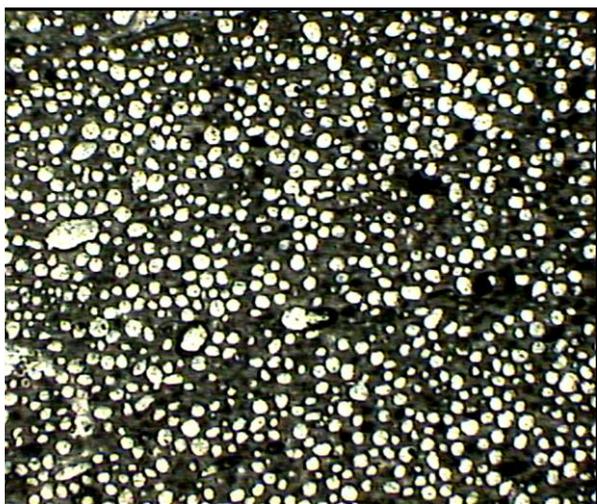


شکل (۲۳) رخساره دولوگرینستون اوئیدی انتراکلاست.

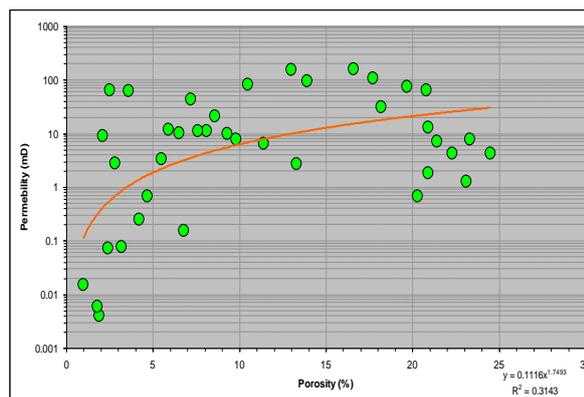


شکل (۲۲) دیاگرام تخلخل و تراوایی در رخساره سنگی F5.

شکل (۲۳) نمونه ای از یک دولوگرینستون انتراکلاستی و اوئیدی را نشان می دهد که دارای تخلخل بین دانه ای زیاد بوده و سیمان انیدریتی نیز در آن مشاهده می شود، عمل دولومیتی شدن در آن بوضوح دیده می شود و در حدود ۱۵ درصد سازندها را شامل می شوند. همبستگی بین تخلخل و تراوایی در این رخساره نیز بالا می باشد (شکل ۲۴) [۱].



شکل (۲۵) رخساره گریستون اوئیدی با دانه بندی خوب.

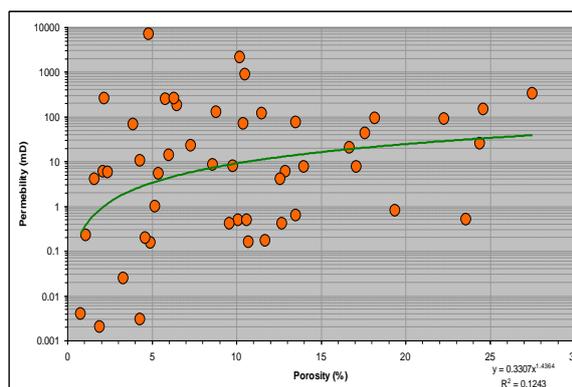


شکل (۲۴) دیاگرام تخلخل و تراوایی در رخساره سنگی F6.

شکل (۲۵) نمونه ای از یک گریستون اوئیدی با دانه بندی خوب را نشان می دهد که دارای تخلخل درون دانه ای و بین دانه ای و تخلخل بین بلوری واضح می باشد. دانه های اوئیدی بصورت همگن بوده و در میان گروههای با کیفیت مخزنی خوب قرار می گیرند. تخلخل و تراوایی در این رخساره ها همبستگی بسیار بالا دارند (شکل ۲۶) [۱].

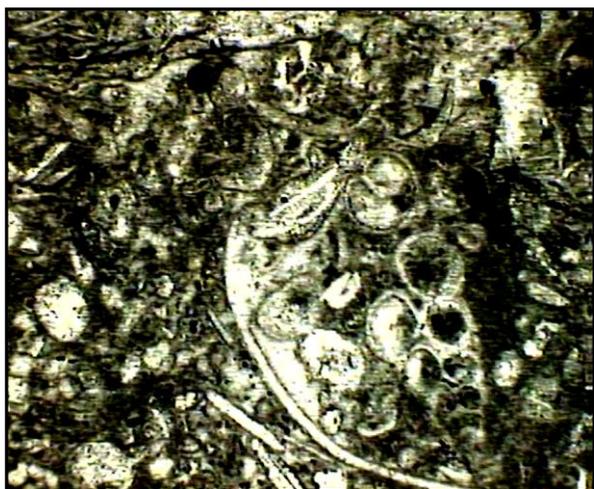


شکل (۲۷) رخساره دولومادستون پلوئیدال

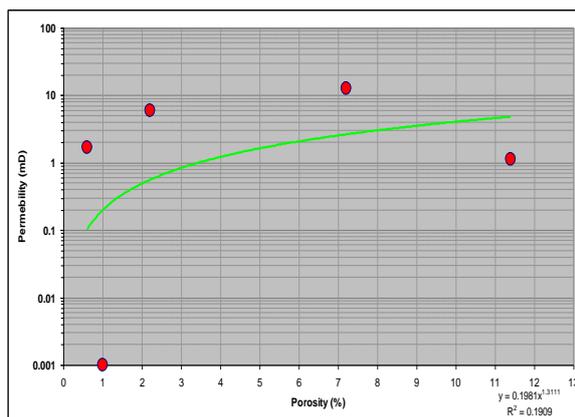


شکل (۲۶) دیاگرام تخلخل و تراوایی در رخساره سنگی F7.

شکل (۲۷) نمونه ای از یک دولومادستون پلوئیدال را نشان می دهد که دارای تخلخل از نوع شکستگی که در مناطق این شکستگیها با انیدریت بصورت کامل و در بعضی دیگر بصورت نیمه پر، دیده می شود. حدود ۷ درصد ضخامت سازندها را تشکیل می دهند همبستگی بین تخلخل و تراوایی در این رخساره ضعیف می باشد (شکل ۲۸) [۱].

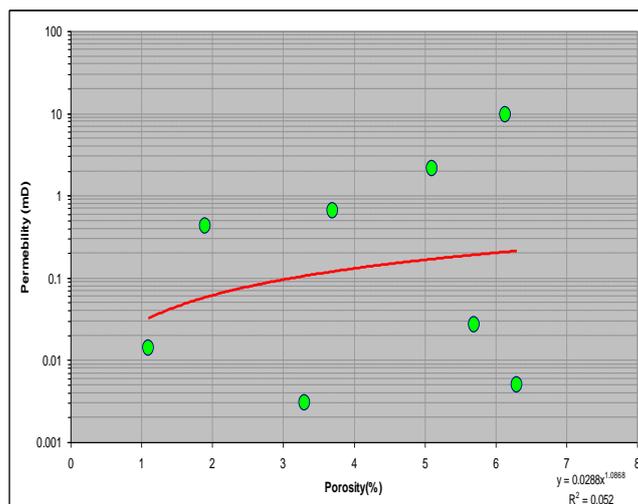


شکل (۲۹) رخساره باندستون ترومبولیتی.



شکل (۲۸) دیاگرام تخلخل و تراوایی در رخساره سنگی F9.

شکل (۲۹) نمونه ای از یک باندستون ترومبولیتی را نشان می دهد که دارای خرده های اسکلتی زیاد می باشد و تخلخلهای موجود در آن بیشتر از نوع روزنه ای بوده و کیفیت تخلخل پایین می باشد. حدود ۸ درصد ضخامت سازندها را تشکیل می دهند. همبستگی بین تخلخل و تراوایی در این رخساره نیز ضعیف می باشد (شکل ۳۰) [۱].



شکل (۳۰) دیاگرام تخلخل و تراوایی در رخساره سنگی F10.

با مطالعه و بررسی مقاطع نازک مختلف، سه مرحله دیاژنزی در این سازندها تشخیص داده شده است:

**دیاژنزی اولیه:** این مرحله کمی بعد از رسوبگذاری در یک محیط خیلی بسته و محدود تا بستر دریا رخ داده است. این نوع دیاژنزی بطور عمده شامل میکربیتی شدن دانه ها و هموزن و یکنواخت شدن گل سنگهای کربناته توسط حفاری موجودات می باشد که این عمل باعث تغییر عمده در بافت اولیه رسوبی نشده است.

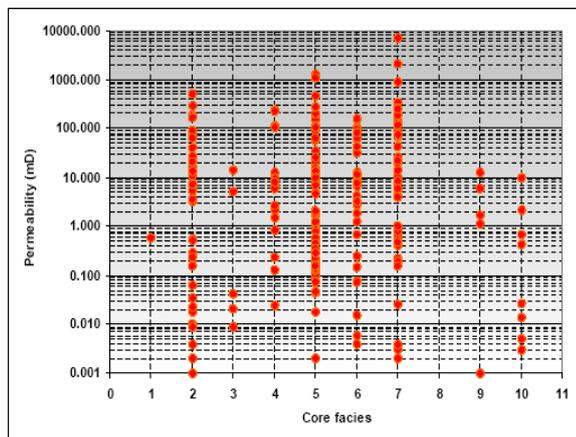
**دیاژنزی ثانویه:** این نوع دیاژنزی که به دیاژنزی بعد از رسوبگذاری معروف است شامل چندین فرآیند می باشد که بطور شدیدی رخساره ها را کنترل کرده اند [۱، ۲، ۱۲]. این مرحله دیاژنزی در سازندهای دالان و کنگان شامل ته نشینی سیمانهای حاشیه دریا در گریستونهای محیط تپه ای، سیمانی شدن آهکهای دریایی توسط سیمان کلیستی بطور فراگیر، ته نشینی انیدریت

ندولار در گل سنگهای آهکی سابخایی در زمان دولومیتی شدن اولیه و بطور عمومی کریستالیزه شدن رسوبات می باشد. انحلال کامل یا بخشی دانه های آراگونیت در این مرحله دیاژنزی ثبت و مشاهده شده است.

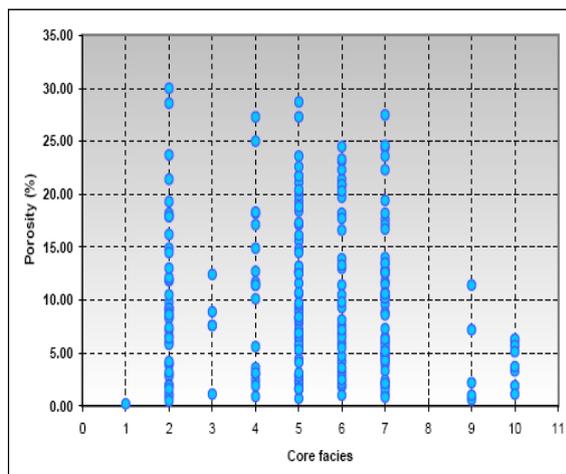
**دیاژنز پایانی:** یک نوع دیاژنز دغنی می باشد که در اعماق رخ داده است. مهمترین فرآیندها در این مرحله تشکیل سیمان کلیستی و دولومیتی و همچنین تبلور مجدد می باشد. علاوه بر این تشکیل سیمان انیدریتی و بسته شدن و پر شدن تخلخل اولیه و ثانویه در این مرحله بطور معمول و متداول دیده می شود. یکی دیگر از پدیده های مهم دیاژنز دغنی، استیلولیتی شدن و ایجاد درز و شکاف می باشد [۱].

انواع تخلخل مشاهده شده در این سازندها شامل هر دو نوع تخلخل اولیه و ثانویه است. تخلخل بین دانه ای در گرینستونها مهمترین و قابل توجه ترین تخلخل اولیه است. در حالیکه تخلخل درون دانه ای و بین بلوری مهمترین انواع تخلخل ثانویه به شمار می رود. تخلخل درون دانه ای توسط شسته شدن دانه های آراگونیتی و یا نتیجه انحلال در زمان دفن عمیق است و زمانیکه تخلخل درون دانه ای با انواع دیگر تخلخل ارتباط پیدا کند تخلخل موثر افزایش خواهد یافت. تخلخل بین بلورین بطور عمده در زمان دیاژنز دغنی تشکیل شده است و در توالیهای رسوبی که بطور کامل توسط دولومیت های کریستالین جایگزین شده اند اهمیت ویژه ای دارد.

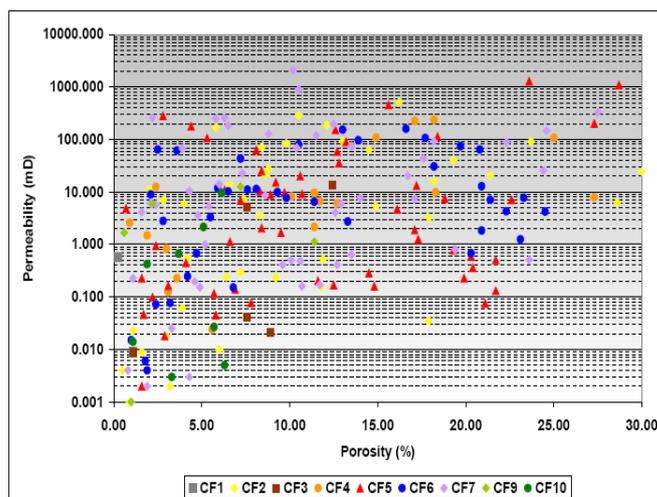
تخلخل از نوع شکستگی در این سازندها متداول بوده و اثر شدید و قابل توجهی بر افزایش تخلخل موثر دارد. شکستگی های باز در حالتی که ایجاد یک شبکه از کانالهای میکروسکوپی در توالیهای متخلخل کنند و در ارتباط با انواع دیگر تخلخل باشند اهمیت ویژه ای پیدا می کنند. بطور کلی، شکستگی های ثبت شده در این سازندها بصورت قائم تا مایل گاهی بطور جزئی با سیمان کلیستی، دولومیتی و یا انیدریتی پر شده اند [۱،۲،۳].



شکل (۳۲) دیاگرام تغییرات تراوایی در هر یک از رخساره های ده گانه در سازندهای دالان و کنگان.



شکل (۳۱) دیاگرام تغییرات تخلخل در هر یک از رخساره های ده گانه در سازندهای دالان و کنگان.



شکل (۳۳) دیاگرام تخلخل و تراوایی در انواع مختلف رخساره ها در سازندهای دالان و کنگان.

### ۳. بحث و بررسی

مطالعات کیفی و کمی نمودارهای پتروفیزیکی که روی سازندهای کنگان و دالان در چاههای محدوده مورد مطالعه صورت گرفته است، این سازندها در آغاز براساس خواص پتروفیزیکی به چهار زون K1، K2، K3 و K4 تقسیم شده است. نتایج نشان می دهد که زون K4 با تخلخل بالا و درجه اشباع آب کم با ارزش ترین مخزن از دیدگاه پتانسیل مخزنی می باشد.

#### - زون K1 :

این زون قسمت بالایی سازند کنگان به سن تریاس زیرین می باشد. بر پایه مطالعات لیتولوژی نمونه های مغزه و مطالعات میکروسکوپی مقاطع نازک، این واحد به سه زیر واحد  $k_{1a}$ ،  $k_{1b}$  و  $k_{1c}$  از بالا به پائین تقسیم شده است. زیر واحد  $k_{1a}$  دولومیتی بوده و در قسمتهای بالایی لایه های انیدریتی و سنگ آهک هم دیده می شود. زیر واحد  $k_{1b}$  سنگ آهکی بوده و میان لایه هایی از دولومیت و انیدریت در آن دیده می شود. زیر واحد  $k_{1c}$  نیز از دولومیت و سنگ آهک دولومیتی تشکیل شده است. فراوانترین انواع سنگها در این زون، گریستونهای الیتی، پلوئیدی می باشد.

#### - زون K2 :

این واحد از بالا به پائین به زیر واحدهای  $k_{2a}$  و  $k_{2b}$  تقسیم شده است. زیر واحد  $k_{2a}$  دولومیتی و زیر واحد  $k_{2b}$  سنگ آهکی می باشد. گستردگی بایمدال تخلخل و تراوایی وابسته به لیتولوژی های دولومیتی و سنگ آهکی در این زون می باشد. در نمونه های دولومیتی، تراوایی خطی با افزایش تخلخل، افزایش می یابد، در حالیکه در نمونه های سنگ آهکی با افزایش تخلخل، تراوایی افزایش نمی یابد. فراوانترین انواع سنگها در زون K2 شامل دولستون با فابریک فنسترال و گاهها" پلتی، انیدریتی و ترک گلی می باشند. در این واحد رخساره سنگی، گریستون، دولوگریستون، با تغییرات آلومنی مثل انیدها، پلتها، انتراکلاستها و انکوئیدها تشکیل شده است. از لحاظ مخزنی زیر واحد  $k_{2a}$  متوسط و زیر واحد  $k_{2b}$  مخزن ضعیفی می باشد.

#### - زون K3 :

این واحد که در قسمت بالایی سازند دالان قرار دارد، از لایه های دولومیتی، انیدریتی و سنگ آهکی تشکیل شده است. لایه های انیدریتی در قسمت زیرین این سکانس قرار دارد. این واحد، بر اساس مطالعات پتروگرافی به سه زیر واحد  $K_{3a}$

(دولومیتی) در قسمت بالایی و k<sub>3b</sub> (آهکی) در قسمت میانی، k<sub>3c</sub> (بین لایه ای دولومیتی و انیدریتی) در قسمت زیرین تقسیم شده است. فراوانترین انواع سنگها در این زون، مادستون و دولومادستون است و گرینستون و دولوگرینستون، وکستون/ پکستون هم دیده می شود. انیدریت بصورت لایه ها و ندولهای بزرگ در زون k<sub>3</sub> بیشتر از زونهای دیگر است.

#### – زون K4:

فراوانترین رخساره سنگی در این زون، گرینستون انیدی، دولوگرینستون انیدی و گرینستون ریزدانه و دولوگرینستون می باشد. انواع دیگر سنگها اهمیت کمتری دارند. بر پایه مطالعات سنگ شناسی این زون از بالا به پائین به سه زیر واحد تقسیم شده است. این زیر واحدها شامل دولومیت بالایی (k<sub>4a</sub>) و سنگ آهک میانی (k<sub>4b</sub>) و دولومیت زیرین (k<sub>4c</sub>) است. نقشه های هم ضخامت نمایانگر افزایش ضخامت زونهای مخزنی به سمت جنوب شرقی و شمال غربی محدوده مورد مطالعه می باشد. در قسمت مرکزی خلیج فارس در امتداد شمال شرقی - جنوب غربی ضخامت این سازندها نسبتاً کمتر از نواحی دیگر می باشد که این امر ناشی از فرسایش بیشتر در این ناحیه و از طرفی تحرک بیشتر کوهزایی در اثر بالا آمدگی کمان قطر در قسمت مرکزی خلیج فارس است [۲]. بطور کلی ضخامت زون K4 در ناحیه مورد مطالعه، از بقیه زونها بیشتر است و زون K2 کمترین ضخامت را نسبت به سایر زونها، در ناحیه مورد مطالعه دارد. در محدوده مورد مطالعه، عمق تدفین هر یک از زونها از شمال غرب بسمت جنوب شرق افزایش می یابد. بعبارتی دیگر، در جنوب شرق ناحیه مورد مطالعه، شاهد افزایش عمق حوضه رسوبی هستیم.

با توجه نقشه های هم تخلخل در ناحیه مورد مطالعه، زون k<sub>4</sub> بیشترین تخلخل و زون k<sub>3</sub> کمترین تخلخل را دارد، در گستره ناحیه مورد مطالعه، تخلخل زونها یک روند کاهشی را از غرب به شرق و شمال شرق نشان می دهد و کیفیت مخزنی کاهش می یابد و علت این امر ناشی از تغییرات رخساره ای جانبی است. فاکتورهای اصلی در کنترل توسعه و توزیع تخلخل در این سازندها شامل تغییر رخساره ها، عمق تدفین رسوبات و فرآیندهای دیاژنزی می باشند [۲،۳].

بهترین میزان تخلخل در توالیهای رسوبی این سازندها در جایی است که فواصل گرینستونی غالب می گردند. انواع تخلخل در این گرینستونها بطور عمده عبارتند از: تخلخل بین دانه ای، درون دانه ای و انواع تخلخل حفره ای. [۱، ۳، ۲]. عمق تدفین اثر قابل توجهی بر توسعه تخلخل دارد. با افزایش عمق تدفین، کاهش تدریجی و آهسته ای در میانگین تخلخل مشاهده می شود. اما در فواصل گرینستونی با افزایش عمق، کاهش محسوسی در ماکزیمم تخلخل مشاهده می شود. کاهش تخلخل بطور عمده ناشی از افزایش سیمانی شدن در زمان افزایش عمق تدفین می باشد [۱، ۲، ۳]. دیاژنز نقش عمده ای در توزیع تخلخل در سازندهای دالان و کنگان دارا می باشد. فرآیندهای دیاژنتیکی که باعث افزایش تخلخل می شوند، بیشتر در گرینستونها و گل سنگهای آهکی اتفاق افتاده اند. این افزایش تخلخل در اثر تبلور مجدد رسوبات کربناته و تبدیل آن به دولومیتهای کرسیتالین زبر و خشن صورت می گیرد. فرآیندهای دیاژنزی همچنین باعث بسته شدن و پر شدن تخلخل در مقاطع گرینستونی شده اند که این عمل توسط سیمانی شدن نهایی و ورود کلسیت و انیدریت در فضای بین دانه ای صورت گرفته است [۱، ۲].

در جدول (۲) مقادیر حداکثر، حداقل و میانگین تخلخل و تراوایی در هر یک از زونها و زیر واحدهای آنها آورده شده است. حضور دگرشیبی های مهم که جداکننده سازندهای دالان و کنگان از همدیگر باشد در میان چاه های محدوده مطالعه شده در این ناحیه کاملاً آشکار نمی باشد. تداوم لایه های رسوبی مشخص (marker bed) در میان رسوبات پرمین تریاس و دلایل پالتولوژی تاییدی بر diachroneity یا عدم همزمانی رسوبات در مکانهای مختلف در این سازند می باشد [۲، ۴، ۱۳].

جدول (۱) مقادیر حداکثر، حداقل و میانگین تخلخل و تراوایی در هر یک از زونها و زیر واحدهای آنها [۱].

Zone	Sub zone	porosity			Permeability		
		Max	Min	Av.	Max	Min	Av.
K1	K1a	21.37	0.013	6.235	18.856	1.93	8.02
	K1b	160.05	0.055	18.38	26.31	0.18	10.31
	K1c	742.99	0.045	121.62	23.26	0.06	12.73
K2	K2a	823.24	0.064	113.33	33.44	2.66	12.29
	K2b	796.77	0.022	21.45	26.77	0.25	5.18
K3	K3a	105.46	0.019	40.60	24.89	0.12	7.90
	K3b	9.29	0.018	1.84	34.65	0.19	5.7
	K3c	29.69	0.058	3.029	25.42	0.38	7.8
K4	K4a	755.5	0.079	38.25	26.006	1.52	10.32
	K4b	813.55	0.028	23.62	42.82	0.63	20.04
	K4c	1069.7	0.029	42.62	37.26	0.68	11.49

#### ۴. نتایج

محدوده کمان قطر یکی از مناطق پر جاذبه زمین شناسی می باشد که بیش از ۱۵ میدان عظم گازی را در خود جا داده است. شرایط محیط رسوبگذاری و تغییرات بعد از رسوبگذاری ( دیاژنز) نقش عمده ای در تشکیل مخازن گازی مهم با کیفیت در این ناحیه داشته است. سازند کنگان و دالان در این ناحیه به چهار زون مخزنی k1-k4 تقسیم بندی شدند و عموماً حاوی بخشهای با تخلخل و تراوایی بالا می باشد.

وجود رخساره های مناسب از قبیل: گرینستون/دولوگرینستون

دولوگرینستون اوئیدی و... در این سازندها همراه با فرایند دیاژنز سبب بهتر شدن کیفیت مخزن شده است. همچنین ایجاد درز و شکاف نیز سبب افزایش کیفیت مخزن در این ناحیه شده است. آزمایشات تخلخل و تراوایی بر روی رخساره ها و اعمال حد آستانه برای تراوایی و تخلخل هر یک از رخساره ها، آنها را از نظر کیفیت مخزنی در چهار گروه ضعیف، متوسط، خوب و خیلی خوب ارزیابی می نماید.

زون k4 یکی از بهترین و غنی ترین زون ها در این ناحیه محسوب می شود. زون K2 گسترش وسیعی در این ناحیه داشته است. انیدریت و دولومیت که اغلب دارای تراوایی پایینی می باشد بعنوان بهترین پوش سنگ این زونها محسوب می گردند. نقشه های هم عمق نشانگر این حقیقت می باشد که این سازندها به سمت شمال غرب و جنوب شرق خلیج فارس عمیق تر می گردند. همچنین عدم همزمانی لایه های رسوبی شاخص، مورد مطالعه و تایید قرار گرفته است.

#### تشکر و قدردانی

هیئت تحریریه مجله از آقای دکتر بهروز واتقی و داور ناشناس دیگر که داوری مقاله را به عهده داشته اند، تشکر و قدردانی می نماید"

## ۵. منابع

- [۱] محبوبی پور، ح، ۱۳۸۳، بررسی ویژگیهای زمین شناسی و مخزنی سازندهای کنگان و دالان در محدوده کمان قطر واقع در خلیج فارس، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده فنی، دانشگاه تهران، ۱۶۹ص.
- [2] Bashari, A., 2005, Permian-Triassic Carbonate, Kangan and Dalan formations in the hydrocarbon province of the Qatar- South Fars Arch in the Persian Gulf: 67<sup>th</sup> EAGE Conference and Exhibition incorporating SPE Europec.
- [3] Bashari, A., 2005, Khuff formation Permian-Triassic carbonate in the Qatar-South Fars arch hydrocarbon province, of the Persian Gulf: ( EAGE, First Break, v. 23, p. 43-50, Special topic).
- [4] Bashari, A., 1988, Permian-Triassic Boundary of Carbonate Sediments in the Persian Gulf: 6<sup>th</sup> Geological Symposium of Iran. Tehran.
- [5] Perotti. C. R., S. Carruba, M. Rinaldi, G. Bertozzi, L. Feltre and M. Rahimi, 2011, The Qatar-South Fars Arch Development (Arabian Platform, Persian Gulf): Insights from Seismic Interpretation and Analogue Modelling. New Frontiers in Tectonic Research - At the Midst of Plate Convergence.
- [6] Carruba, S., Bertozzi, G., Perotti, C.R., & Rinaldi, M., 2007, Alcuni aspetti del diapirismo salino nel Golfo Persico. Rendiconti della Società Geologica Italiana, v. 4, p. 188-190.
- [7] Edgell, H. S., 1996, Salt tectonism in the Persian Gulf: In Salt tectonics, (Eds.) G.I. Alsop, D.J. Blundell, and I. Davison , p. 129-151, Geological Society of London Special Publication no. 100, The Geological Society Publishing House, Bath.
- [8] Wyllie, M. R. J. and W.D. Rose, 1980, Some theoretical considerations related to the quantitative evaluation of the physical characteristics of reservoir rock from electrical log data: Journal Petrol. Technol., 189. 1950.
- [9] Schlumberger, North West Dome Khuff Gas Reservoir Qatar.
- [10] Schlumberger, 1981, Well Evaluation Conference- United Arab Emirates/Qatar. Schlumberger Service Tech. Paris, France, 271p.
- [11] Szabo, F. and A. Kheradpir, 1978, Permian and Triassic Stratigraphy Zagros Basin, South Iran: Journal. Petrol. Geol, v.1, no. 2, p. 57-82.
- [12] Loutfpour, M. and A. Moallemi, 2000, Biostratigraphic and Lithostratigraphic studies of the Khuff Formation in the Salman Field in the Persian Gulf: 4<sup>th</sup> Symposium Geological Society of Iran (Abstract); Middle East Evaluation Review, 7, 1989.
- [13] Loutfi, G. and M. Abul Hamd, 1993, Permian Khuff in Abu Dhabi: Geological re-evaluation using well logs, cores, testing, and seismic data: SPE Middle East Oil Technical and Exhibition, Bahrain. 1989.
- [14] Alshahrahan, A. S., Facies sedimentary environment of Permian Carbonates (Khuff Formation) in the United Arab Emirates. Sedimentary Geology, 84, 89-99.
- [15] Kashfi, M. S. 1992, Geology of the Permian super-giant gas reservoir in the greater Persian Gulf: Journal Petrol. Geol., p. 15 no. 4, p. 465-480.
- [16] Rosen, R., 1979, Permo-Triassic Boundary of Fars-Persian Gulf area of Iran: Journal of Paleontology, v. 53, no, 1, p. 92-97.
- [17] Clayton, C., R. Cook, and T. Hyde, 1997, Multiple 3D Scenario Modelling of Reservoir Heterogeneity in the Khuff Carbonate of the South Pars Field, Offshore Iran: AAPG Bulletin (abstract), v. 81, no, 8, p. 1366-1367.
- [18] Pollastro, R.M., 2003, Total petroleum systems of the Paleozoic and Jurassic, Greater Ghawar Uplift and adjoining provinces of Central Saudi Arabia and Northern Persian Gulf: United States Geological Survey Bulletin, v. 2202-H, Available from <http://pubs.usgs.gov/bul/b2202-h/>

## بایوستراتیگرافی مرز کرتاسه-پالئوژن در برش چهارده (زون ایذه، خوزستان)

نسرین هداوند خانی<sup>۱\*</sup>، عباس صادقی<sup>۲</sup>، علیرضا طهماسبی<sup>۳</sup>، محمد حسین آدابی<sup>۴</sup>

۱ دانشجوی دکتری زمین شناسی، دانشگاه شهید بهشتی

۲ دانشیار دانشکده زمین شناسی، دانشگاه شهید بهشتی

۳ رئیس اداره مطالعات و تحقیقات، مدیریت اکتشاف نفت

۴ استاد دانشکده زمین شناسی، دانشگاه شهید بهشتی

\*n\_hadavand@sbu.ac.ir

دریافت مرداد ۱۳۹۳، پذیرش آبان ۱۳۹۳

### چکیده

به منظور مطالعه مرز کرتاسه/پالئوژن در زون ایذه ۱۰۰ متر از رسوبات رأس سازند گورپی در برش چهارده مورد نمونه برداری قرار گرفت. این رسوبات به طور عمده از شیل و مارن سبزرنگ تشکیل شده است. بر اساس فرامینیفراهای پلانکتونی ۶ بایوزون زیر در رسوبات مذکور شناسایی و معرفی گردید:

- *Plummerita hantkenoides* Zone (CF1) (Late Maastrichtian)
- *Guembelitra cretacea* Partial-range Zone (P0) (Danian)
- *Parvularugoglobigerina eugubina* Taxon-range Zone (P $\alpha$ ) (Danian)
- *Eoglobigerina edita* Partial-range Zone (P1) (Danian)
- *Praemurica uncinata* Lowest-occurrence Zone (P2) (Danian)
- *Morozovella angulata* Lowest-occurrence Zone (P3) (Danian- Selandian)

مرز کرتاسه / پالئوژن در این برش بر مبنای بایوزون های فوق ۸۰,۲۵ متر پایین تر از مرز سازندهای گورپی- پایده قرار دارد. در این مطالعه زون های زیستی شناسایی شده با زون های فرامینیفراهای پلانکتونی در مرز کرتاسه/پالئوژن دیگر نقاط تتیس مقایسه گردید.

**کلمات کلیدی:** مرز کرتاسه/پالئوژن، خوزستان، ایذه، بایوستراتیگرافی

## ۱. مقدمه

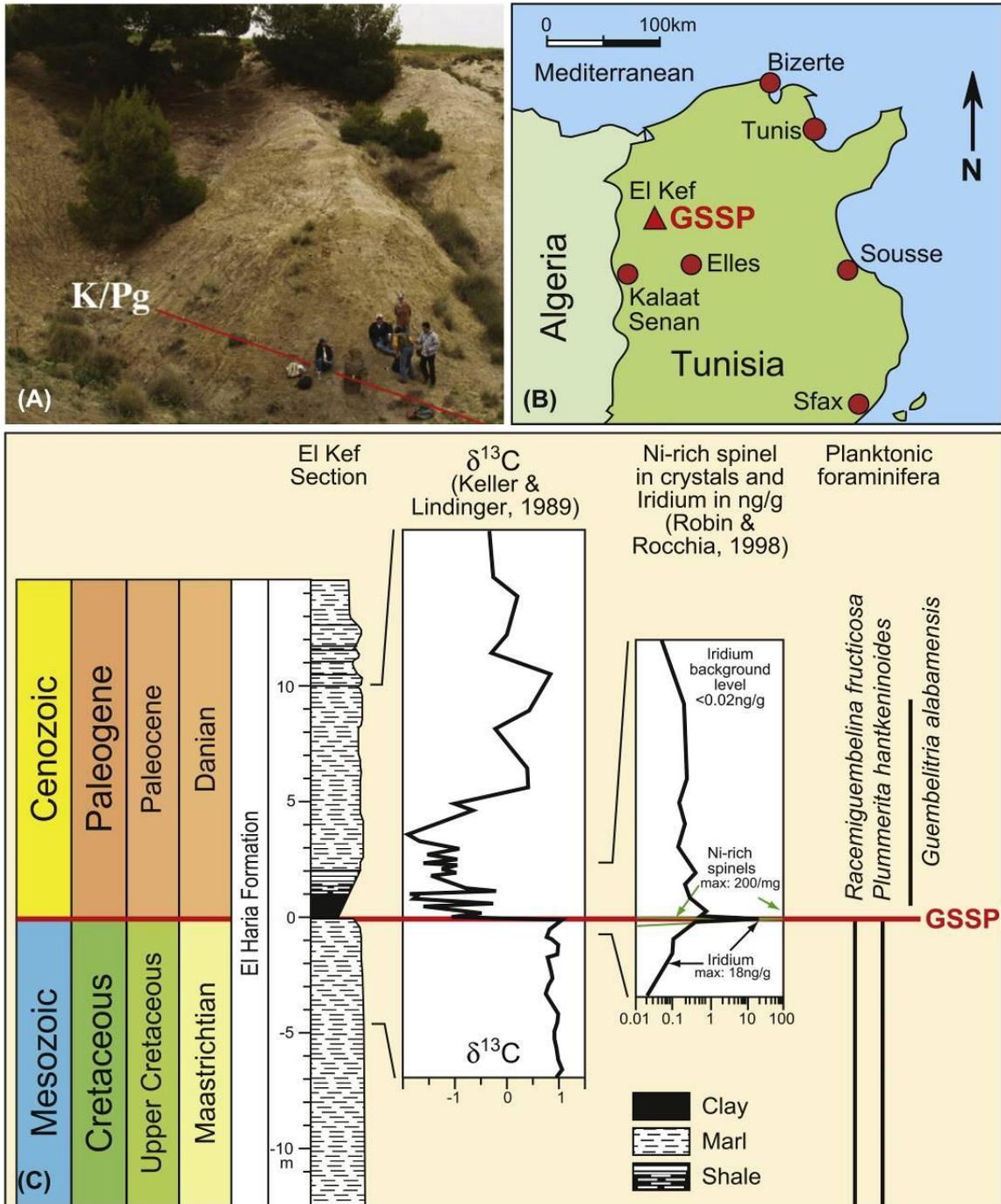
مرز K/Pg محدوده بین دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک، دوره کرتاسه و پالئوژن و اشکوب‌های مائستریشتین و دانین می‌باشد. این مرز مصادف با یکی از ۵ انقراض اصلی در تاریخ زمین می‌باشد که بر گروه‌های زیادی از ارگانسیم‌های دریایی و خشکی تأثیر گذار بوده است. این انقراض برای تطابق مرز K/Pg کاربردی است. بعد از حادثه کاتاستروفی جهانی و انقراض‌های زیستی در مرز کرتاسه-پالئوژن، میکروفسیل‌های دریایی به لحاظ چینه‌شناسی روندهای تکاملی جدیدی را از سر گرفتند. بایوستراتیگرافی نهشته‌های دریایی کرتاسه - پالئوژن با استفاده از گروه‌های فسیلی متعددی تثبیت شده است. فرامینفرهای پلانکتونی و نانوفسیل‌های آهکی دو گروه کاربردی برای اهداف بایوستراتیگرافی به ویژه در خاستگاه‌های عرض‌های جغرافیایی کم تا متوسط و در جایی که رسوبگذاری بالاتر از سطح CCD رخ می‌دهد به شمار می‌آیند. در رخساره‌های نریتیک سیلسی - آواری، داینوفلاژله‌ها نیز از اهمیت خاصی برخوردارند. فرامینفرهای کفزی از ابزارهای چینه‌شناسی کلیدی در دریا‌های کربناته عرض‌های جغرافیایی کم تا متوسط هستند.

براساس قوانین چینه‌شناسی تعریف پایین‌ترین اشکوب پالئوژن، دانین، نیز قاعده سری پالئوسن، سیستم پالئوژن و دوران سنوزوئیک را تعریف می‌نماید. از اینرو قاعده دانین نیز مرز کرتاسه - پالئوژن (K/Pg) را نشان می‌دهد. اشکوب دانین نامش را از منطق ۵ تپ آن در دانمارک گرفته است [۱]. دانین در مقطع تپ بر روی آهک‌های گل سفیدی مائستریشتین و در زیر کنگلومرای قاعده ۵ سلاندین واقع شده است. محدوده آن در برگیرنده زون‌های NP1-NP4 نانوپلانکتون‌های آهکی [۲]، زون‌های P0-P2 فرامینفرهای پلانکتونی (Guembeltria cretacea Zone to Praemurica uncinata Zone) [۳ و ۴] و در برگیرنده زون ۱ داینوفلاژله‌ها است [۵]. نهشته‌های دانین قبلاً به عنوان جوان‌ترین اشکوب کرتاسه در نظر گرفته می‌شدند [۱] و یک اشکوب جوانتر (Montian) بلافاصل در قاعده ۵ پالئوژن به وسیله Dewalque, 1868 معرفی شد [۶] که این اشکوب به خاطر شرایط استراتوتایپی ضعیف اهمیت خود را از دست داد و تنها نشانگر بخش پسین اشکوب دانین است [۷] و [۸]. مرز K/Pg در سال ۱۹۹۰ توسط کمیته بین‌المللی چینه‌شناسی در برش El Kef (تونس) تعیین شده است.

GSSP یا مقطع استراتوتایپ قاعده ۵ دانین (شکل ۱) در برشی در Oued Djerfane، ۸ کیلومتری غرب El kef (۱۶۸ کیلومتری جنوب غرب Tunis) در تونس واقع شده و به وسیله IUGS در سال ۱۹۹۱ تصویب شد (شکل ۱) [۹]. سطح GSSP در قاعده ۵ یک لایه ضخیم رسی به رنگ زنگ زده با ضخامت ۵۰ سانتی متر تعریف شده است. یک لایه مشابهی در بسیاری از برش‌های K/Pg به صورت جهانی وجود دارد و حاوی یک ناهنجاری از عنصر ایریدیم، میکروتکتیت، کریستال‌های اسپینل غنی از نیکل است. در مقاله اصلی به وسیله آلوارز و همکاران (۱۹۸۰) بر روی حادثه K/Pg، دلایل آن، اثرات یک جسم فرازمینی و پیامدهای آن بحث مفصلی شده است [۱۰]. این لایه در طی چند روز نهشته شده و این سطح به صورت ایزوکرون در سطح جهانی در نظر گرفته شده است و منطبق با یک تغییر اساسی در پلانکتون‌های دریایی، انقراض آمونیت‌ها و ناپدید شدن دایناسورها و با بحران‌های زیستی در بسیاری از ارگانسیم‌ها همراه بوده است که همه آن‌ها قابل استفاده برای اهداف تطابق است [۹]. سطح GSSP نشانگر لحظه برخورد جسم فرازمینی است و نشانگر این است که همه رسوبات ناشی از برخورد، دارای سن دانین هستند. مرز کرتاسه-پالئوژن با یک ناهنجاری منفی ۲ تا ۳ درصدی از ایزوتوپ کربن در مواد کلسیتی و آراگونیتی که در آب‌های سطحی اقیانوسی تشکیل شده بودند همراه می‌باشد. با استفاده از نسبت ایزوتوپ‌های آرگون در برش Zumaia سن ۶۵,۹۵ میلیون سال برای مرز کرتاسه - پالئوژن پیشنهاد شده است [۱۱].

مطالعات پیشین انجام شده بر روی مرز کرتاسه - پالئوژن در ایران نتایج متفاوتی را در بر داشته است به طوری که در برخی نواحی این مرز پیوسته و در بعضی نواحی ناپیوسته و همراه با یک نبود در طول پالئوسن پیشین می‌باشد. بر طبق اولین مطالعات توسط وایند (۱۹۶۵)، رسوبات پالئوسن در حوضه زاگرس تنها در ناحیه لرستان کامل بوده و مرز بین کرتاسه و ترشیری فقط

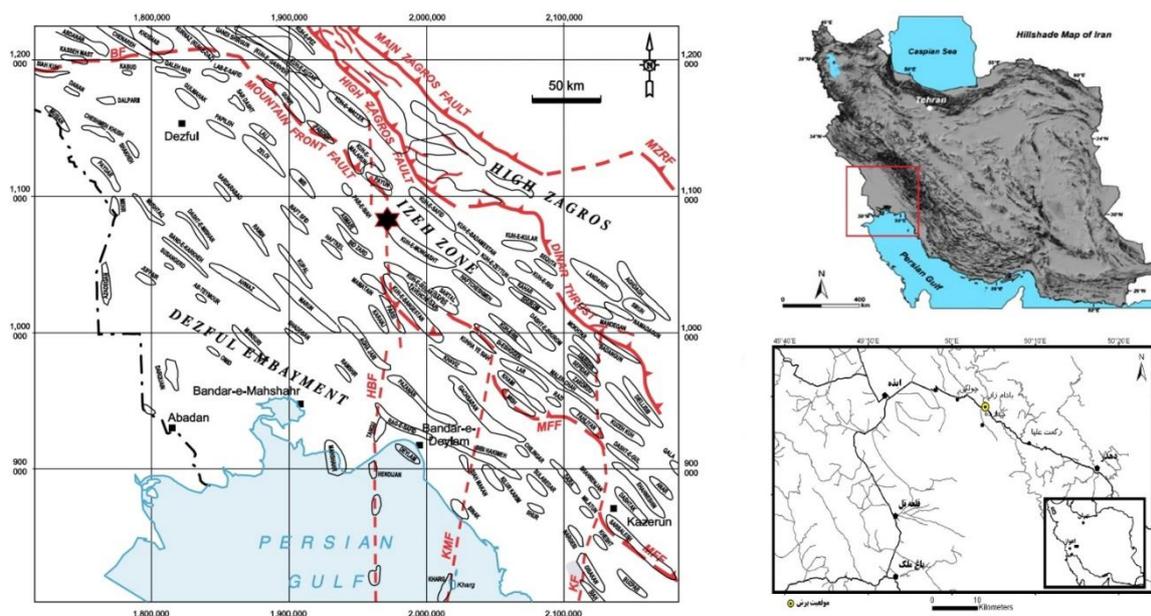
در این ناحیه از زاگرس پیوسته می باشد [۱۲]. در حالی که مطالعات صورت گرفته در سال های اخیر توسط قاسمی نژاد و همکاران (۱۳۸۶)، هادوی و همکاران (۱۳۸۷)، چاروسایی و همکاران (۱۳۸۸)، پرنده‌آور و همکاران (۱۳۹۲)، و محققین دیگر گذر از کرتاسه به پالئوژن در نقاط دیگر زاگرس نیز پیوسته است [۱۳، ۱۴، ۱۵، ۱۶]. در این مقاله سعی بر آن است تا مرز K/Pg در برش چهارده واقع در زون ایزه بر اساس زون های فرامینیفرهای پلانکتونی معرفی شده در محدوده تیس مورد مطالعه قرار گیرد.



شکل ۱: (A) تصویر مرز [۱۷]، (B) GSSP اشکوب دانین در El Kef در تونس و (C) اطلاعات چینه شناسی مرز [۹]

## ۱-۲. موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه

نمونه‌های مورد مطالعه از برش چهارده در نزدیکی روستایی به همین نام در شهر ایذه برداشت شده است. این برش دارای مختصات جغرافیایی با طول "3'26.8" 50° و عرض "31° 47' 53.6" می‌باشد. راه دسترسی به برش مورد مطالعه از طریق جاده ایذه در استان خوزستان به اصفهان می‌باشد. این برش در نزدیکی سد کارون ۳ و یک کیلومتری روستای چهارده واقع شده است.



شکل ۲: راه دسترسی و موقعیت رخنمون مورد مطالعه در زون ایذه [۱۸]

## ۳. روش مطالعه

به منظور مطالعه مرز K/Pg در برش مورد مطالعه ۱۰۰ متر از رأس سازند گورپی (شکل ۳A) مورد نمونه‌برداری سیستماتیک قرار گرفت. در این برش سازند گورپی متشکل از شیل و مارن‌های سبز رنگ در زیر شیل‌های ارغوانی سازند پابده (شکل ۳-B و C) قرار دارد [۱۲].

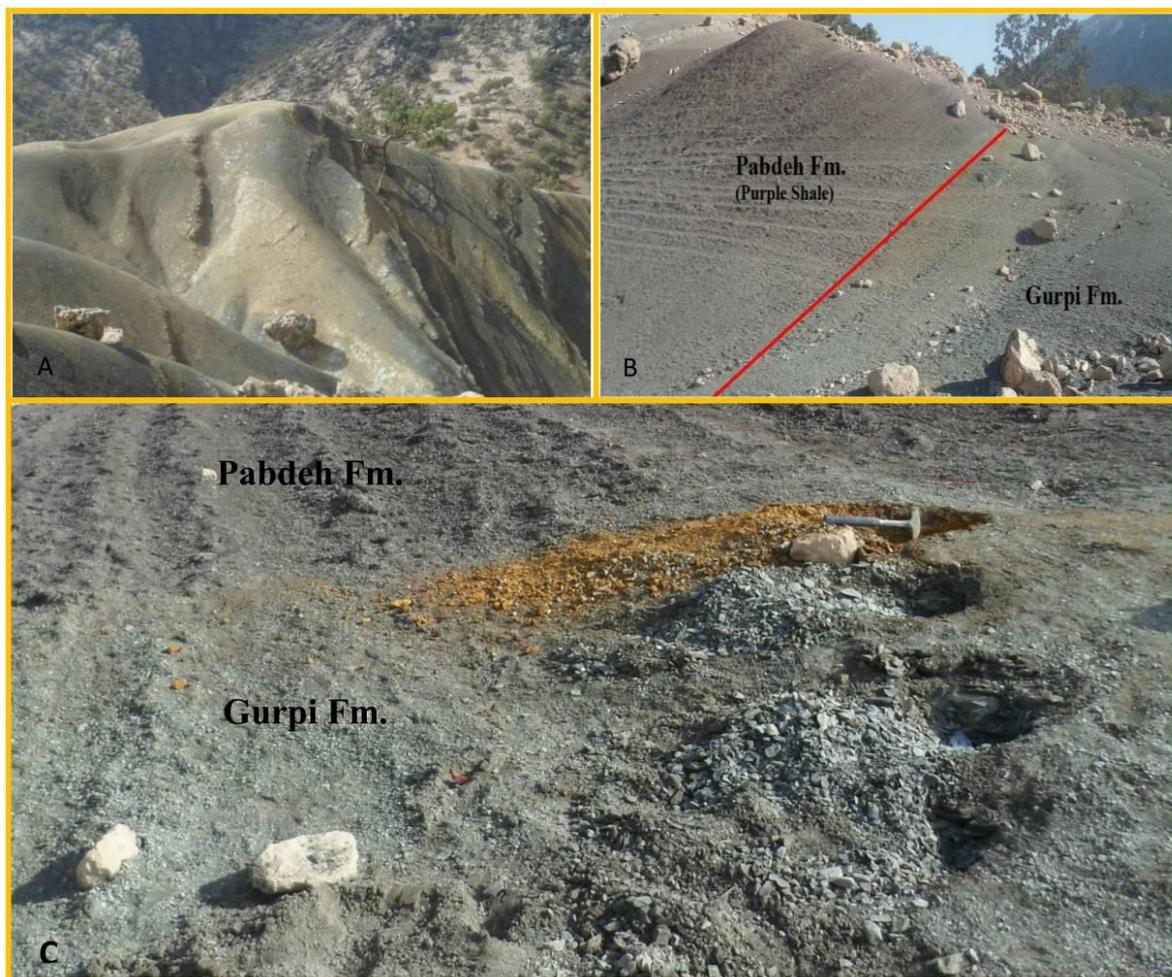
نمونه برداری در فواصل نیم متری صورت گرفت. نمونه‌ها جهت آماده سازی به آزمایشگاه منتقل و بر روی الک‌های ۷۰، ۱۲۰، ۲۳۰ گل شویی و سپس در زیر میکروسکوپ انعکاسی دوچشمی مورد مطالعه قرار گرفت. پس از شناسایی فرامینفرهای پلانکتونی به کمک میکروسکوپ الکترونی (SEM) از آن‌ها عکسبرداری به عمل آمد.

## ۴. بایوستراتیگرافی

در اواخر دهه‌های ۱۹۵۰ و ۱۹۶۰ فرامینفرهای پلانکتونی به یکی از مهم‌ترین ابزارهای بایوستراتیگرافی تبدیل شدند و اهمیت آنها با ظهور حفاری علمی اقیانوسها بیشتر و بیشتر شد. فرامینفرهای پلانکتونی پالئوژن و زوناسیون آن‌ها توسط محققین متعددی بحث شده است [۱۹، ۲۰، ۲۱، ۲۲، ۲۳، ۲۴، ۲۵ و ۲۶].

در این مطالعه پس از شناسایی فرامینفرهای پلانکتونی و ترسیم محدوده چینه شناسی آن‌ها (شکل ۴)، زون بندی زیستی فرامینفرهای پلانکتونی و تعاریف آن براساس جدیدترین داده‌ها نظیر Berggran et al (2005) و Wade (2011) (شکل ۵) صورت گرفته است [۳ و ۴].

فرامینفرهای پلانکتونی به خوبی قابل استفاده در نهشته‌های دریای باز و عرض‌های جغرافیایی کم تا متوسط هستند. تخمین تعداد گونه‌های فرامینفر پلانکتونی عبور کرده از انقراض مرز کرتاسه - پالئوژن در بین محققین متغیر است و بستگی به تعداد تاکسهای موجود در لایه‌های قاعده دانین که به صورت درجا و یا حمل شده در نظر گرفته می‌شود، دارد [۲۷ و ۲۸]. گونه‌های عبوری از انقراض یا گونه‌های فرص طلب کوچک، متعلق به جنس‌های *Heterohelix*, *Guembelitra*, *Hedbergella* هستند.

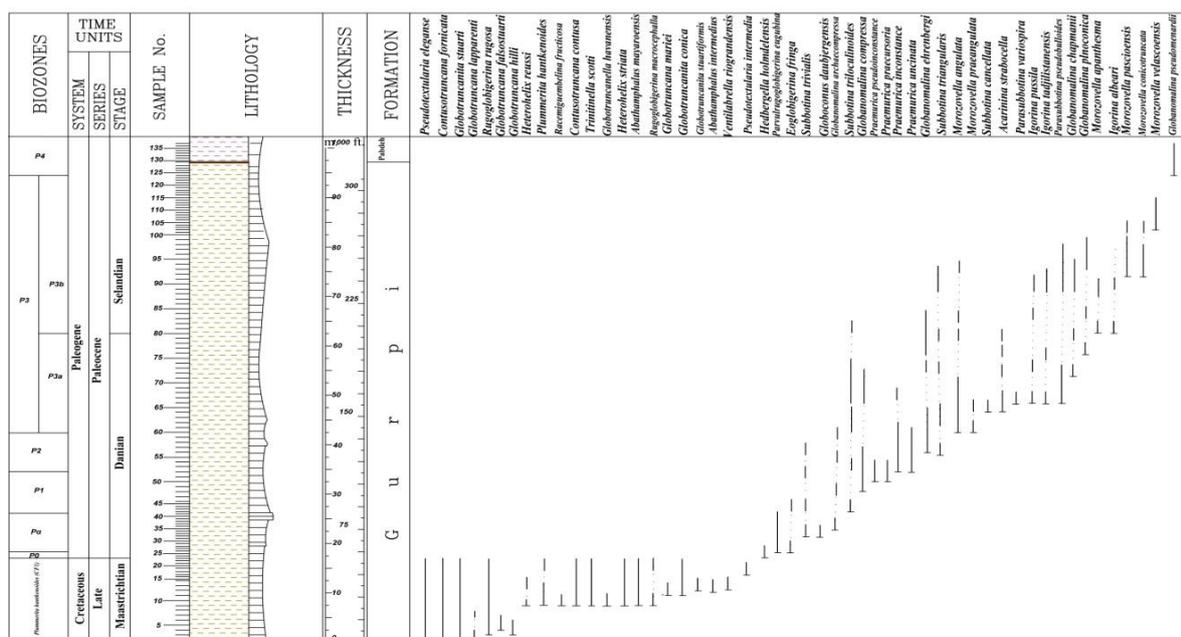


شکل ۳: (A) سازند گورپی در برش چهارده. (B و C) مرز پابده و گورپی در برش چهارده

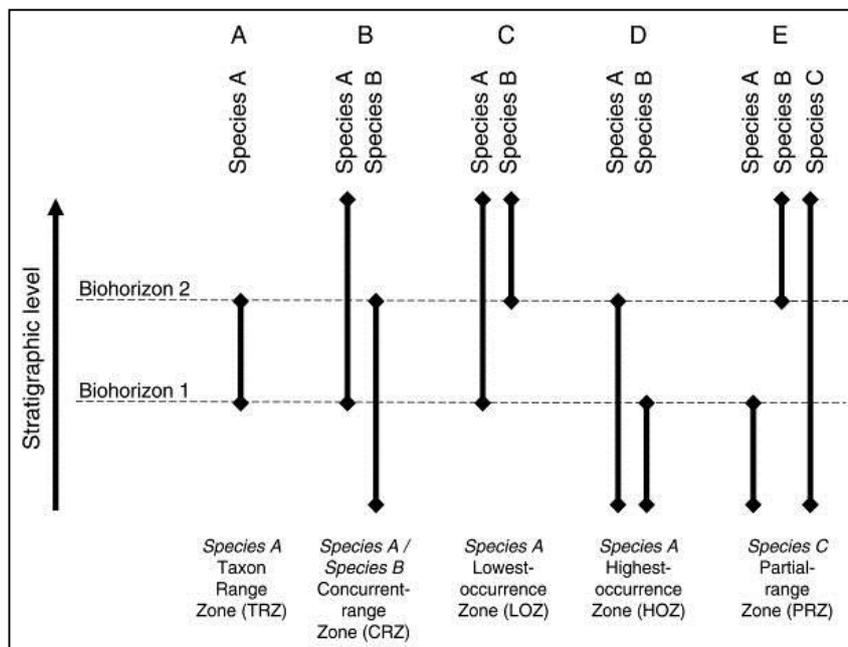
مرز کرتاسه - پالئوژن یکی از مهم‌ترین انقراض‌های بزرگ در تاریخ زمین می‌باشد. یکی از دلایل انقراض‌های زیستی مرز کرتاسه - پالئوژن، تغییر اقلیم دیرینه مهمی بوده که در انتهای کرتاسه پسین رخ داده است و بر روی ارگانسیم‌های دریایی اثرگذار بوده است. به خصوص نیم میلیون سال انتهای مائستریشتین تغییرات سریع و شدید اقلیم رخ داده است و ابتدا، سردشدگی در این زمان و به دنبال آن گرم شدگی (۳ تا ۴ درجه) در اثر فعالیت آتشفشانی Deccan در زمان بین ۶۵,۴ و ۶۵,۲ میلیون سال به وجود آمده است [۲۹ و ۳۰]. تجدید دوباره‌ی فرامینفرهای پلانکتونی در طی پالئوسن منجر به شکوفایی

و ایجاد زیرتقسیمات بایوستراتیگرافی مفصلی شده است. چندین گونه جدید در طی پالئوسن پیشین توسعه پیدا کردند؛ به ویژه فرم‌های با پوسته خاردار (Subbotina and Parasubbotina)، موریکیت (Præmurica) و با سطح صدف صاف (Globanomalina).

در برش مورد مطالعه، در انتهای مائستریشین تنوع فرامینیفرهای globotruncanids, rugoglobigerinids, globigerinids و heterohelicids فراوان بوده که بهترین شاخص‌های زون تیتسی می‌باشند. زوناسیون استفاده شده در این مطالعه قابل تطابق با زوناسیون تروپیکال - ساب تروپیکال به کار رفته توسط محققان برجسته می‌باشد [۲۳، ۳۱، ۳۲، ۳۳ و ۳۴].



شکل ۴: انتشار چینه شناسی فرامینیفرهای پلانکتون در برش چهارده



شکل ۵: تعاریف زون‌های بایوستراتیگرافی استفاده شده در این مطالعه [۴]

تطابق بایوستراتیگرافی در برش مورد مطالعه بر اساس زوناسیون فرامینیفرهای پلانکتونی در شکل ۶ نشان داده شده است که مقایسه‌ای بین زون‌های بایوستراتیگرافی استفاده شده در این برش با زوناسیون پلانکتونی مرز کرتاسه - پالئوژن در خارج از ایران و در حوضه تیس را نشان می‌دهد. بر اساس مجموعه فرامینیفرهای پلانکتونی در برش مورد مطالعه و ایتروال مرز کرتاسه - پالئوژن، ۶ بایوزون شناسایی شد. این بایوزون‌ها از پایین به بالا عبارتند از:

#### **Zone CF1: *Plummerita hantkeninoides* Taxon-range Zone**

**تعریف:** این زون اولین بار توسط Masters (1977) بر اساس ظهور و انقراض گونه *Plummerita hantkeninoides* در مصر تعریف شده است [۳۵]. سپس توسط داده‌های پالئومغناطیس در آگوست اسپانیا، سن ۳۰۰ ky از انتهای مائستریستین برای آن در نظر گرفته شد [۳۶].

بر اساس داده‌های کرونوستراتیگرافی اخیر و قرارگیری مرز K/Pg در ۶۵,۵ میلیون سال، زمان این زون به ۱۶۰ Ky (بین ۶۵,۵ و ۶۵,۶۶ میلیون سال) از مائستریستین کاهش یافته است [۳۷].

این زون معادل با زون CF1 شرح داده شده توسط Liu et al. (۱۹۹۹) می‌باشد.

همچنین این زون قابل تطابق با بالاترین بخش از *Abathomphalus mayaroensis* Zone از زون بندی Rosenkrantz (1924)، Caron (1985) و Premoli Silva (1998) می‌باشد [۳۸، ۳۹ و ۴۰].

محدوده زیرین این زون در برش مورد مطالعه مشخص نیست و ضخامت این زون از قاعده برش تا مرز کرتاسه - پالئوژن ۱۷ متر می‌باشد و مابقی آن در داخل سازند گورپی قابل پیگیری است. فسیل‌های همراه این زون عبارتند از:

*Globotruncanita stuarti*, *Globotruncana mariei*, *Globotruncanita conica*, *Globotruncanita stuartiformis*, *Abathamphalus intermedius*, *Pseudotextularia elegans*, *Contusotruncana contusa*, *Trinitinella scotti*, *Pseudotextularia intermedia*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Gansserina gansseri*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana falsostuarti*, *Ventilabrella riograndensis*, *Racemiguembelina fructicosa*, *Plummerita hantkeninoides*.

سن: مائستریستین پسین

رأس این بایوزون که بلافاصله در زیر بایوزون P0 با سن دانین قرار گرفته، ۸۰,۲۵ متر پایین‌تر از قاعده سازند پابده قرار دارد؛ بنابراین مرز کرتاسه - پالئوسن در داخل سازند گورپی و ۸۰,۲۵ متر مانده به رأس آن قرار دارد.

#### **Zone P0: *Guembelitra cretacea* Partial-range Zone**

**تعریف:** حد فاصل دو افق انقراض گونه‌های کرتاسه و ظهور *Parvularugoglobigerina eugubina*

این زون مطابق با زون زیستی P0 از زون‌بندی زیستی Berggren & Pearson (2005) است [۳].

این زون در برش چهارده گسترش بسیار کمی دارد و ضخامت آن حدود ۱ متر است. در این زون *Hedbergella holmdelensis* با فراوانی کم مشاهده شد.

سن: پالئوسن پیشین (ابتدای دانین)

#### **Zone Pa: *Parvularugoglobigerina eugubina* Taxon-range Zone**

**تعریف:** این بایوزون بر اساس محدوده حضور *Parvularugoglobigerina eugubina* از ظهور تا ناپدید شدن آن مشخص شده است.

این زون مطابق با زون زیستی P0 از زون‌بندی زیستی (Berggren & Pearson 2005) است [۳].

ضخامت این زون در برش مورد مطالعه ۸,۵ متر است و فرامینفرهای همراه آن عبارتند از:

*Parvulrugoglobigerina eugubina*, *Eoglobigerina fringa*, *Subbotina trivialis*, *Globoconus daubjergensis*, *Globanomalina archaecompressa*

سن: پالئوسن پیشین (ابتدای دانین)

#### **Zone P1: *Eoglobigerina edita* Partial-range Zone**

حد فاصل دو افق ناپدید شدن *Parvularugoglobigerina eugubina* در پایین و ظهور *Praemurica uncinata* در بالا.

این زون مطابق با زون زیستی P1 از زون‌بندی زیستی (Berggren & Pearson 2005) است [۳].

این زون با ضخامت ۸ متر بر روی زون P $\alpha$  قرار دارد و حاوی فرامینفرهای پلانکتون زیر می‌باشد:

*Subbotina triloculinoides*, *Globanomalina compressa*, *Praemurica pseudoinconstance*, *Eoglobigerina fringa*, *Subbotina trivialis*, *Globoconus daubjergensis*, *Globanomalina archaecompressa*.

سن: پالئوسن پیشین (دانین)

#### **Zone P2: *Praemurica uncinata* Lowest-occurrence Zone**

تعریف: ایتروالی است در حد فاصل دو افق ظهور *Praemurica uncinata* در پایین و *Morozovella angulata* در بالا.

این زون مطابق با زون زیستی P2 از زون‌بندی زیستی (Berggren & Pearson 2005) است [۳].

ضخامت این زون زیستی در برش چهارده ۸ متر تعیین شده است و مهمترین میکروفسیل‌های همراه در این زون عبارتند از:

*Subbotina trivialis*, *Globanomalina archaecompressa*, *Subbotina triloculinoides*, *Globanomalina compressa*, *Praemurica pseudoinconstance*, *Praemurica uncinata*, *Globanomalina ehrenbergi*, *Subbotina triangularis*.

سن: پالئوسن پیشین (انتهای دانین)

#### **P3: *Morozovella angulata*- Lowest-occurrence Zone**

تعریف: ایتروالی است در حد فاصل دو افق ظهور *Morozovella angulate* در پایین و *Globanomalina pseudomenardii*

در بالا.

این زون مطابق با زون زیستی P3 از زون‌بندی زیستی (Berggren & Pearson 2005) است [۳].

سن: پالئوسن پیشین - میانی (دانین - سلاندین)

این زون زیستی، به ۲ زیر زون زیستی P3a و P3b تقسیم شده است:

#### **Subzone P3a. *Igorina pusilla* Partial-range Subzone**

تعریف: حد فاصل دو افق ظهور *Morozovella angulata* در پایین و *Igorina albeari* در بالا.

این زیرزون در این برش ۲۰ متر ضخامت دارد و فسیل‌های همراه آن عبارتند از:

*Subbotina triloculinoides*, *Globanomalina compressa*, *Praemurica pseudoinconstance*, *Praemurica uncinata*, *Globanomalina ehrenbergi*, *Subbotina triangularis*, *Morozovella angulata*, *Morozovella praeangulata*, *Subbotina cancellata*, *Acarinina strabocella*, *Parasubbotina variospira*, *Igorina pussila*, *Igorina tadjikistanensis*, *Parasubbotina pseudobulloides*, *Globanomalina chapmanii*

سن: پالئوسن پیشین (دانین)

#### **Subzone P3b. *Igorina albeari* Lowest-occurrence Subzone**

تعریف: حد فاصل دو افق ظهور *Igorina albeari* در پایین و *Globanomalina pseudomenardii* در بالا.

این زیر زون زیستی با ضخامت ۳۲ متر و فسیل‌های زیر در برش چهارده قابل تفکیک است:

*Subbotina triloculinoides*, *Globanomalina compressa*, *Globanomalina ehrenbergi*, *Subbotina triangularis*, *Morozovella angulata*, *Morozovella praeangulata*, *Acarinina strabocella*, *Igorina pussila*, *Igorina*

*tadjikistanensis*, *Parasubbotina pseudobulloides*, *Globanomalina chapmanii*, *Morozovella apantesma*, *Igorina albeari*, *Morozovella pascioensis*, *Morozovella conicotruncata*

سن: پالئوسن میانی (سلان‌دین)

Elev. (m)	Lithology	North Africa		Taxa	Zone
		Age	Stratigraphy		
85.500	MATHCHICHITAM TFAJ	33R	33R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1
85.000		32R	32R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1
84.500		31R	31R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1
84.000		30R	30R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1
83.500		29R	29R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1
83.000		28R	28R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1
82.500		27R	27R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1
82.000		26R	26R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1
81.500		25R	25R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1
81.000		24R	24R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1
80.500	23R	23R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
80.000	22R	22R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
79.500	21R	21R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
79.000	20R	20R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
78.500	19R	19R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
78.000	18R	18R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
77.500	17R	17R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
77.000	16R	16R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
76.500	15R	15R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
76.000	14R	14R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
75.500	13R	13R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
75.000	12R	12R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
74.500	11R	11R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
74.000	10R	10R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
73.500	9R	9R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
73.000	8R	8R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
72.500	7R	7R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
72.000	6R	6R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
71.500	5R	5R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
71.000	4R	4R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
70.500	3R	3R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
70.000	2R	2R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
69.500	1R	1R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
69.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
68.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
68.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
67.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
67.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
66.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
66.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
65.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
65.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
64.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
64.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
63.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
63.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
62.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
62.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
61.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
61.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
60.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
60.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
59.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
59.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
58.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
58.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
57.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
57.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
56.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
56.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
55.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
55.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
54.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
54.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
53.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
53.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
52.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
52.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
51.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
51.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
50.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
50.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
49.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
49.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
48.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
48.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
47.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
47.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
46.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
46.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
45.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
45.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
44.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
44.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
43.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
43.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
42.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
42.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
41.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
41.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
40.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
40.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
39.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
39.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
38.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
38.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
37.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
37.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
36.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
36.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
35.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
35.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
34.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
34.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
33.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
33.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
32.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
32.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
31.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
31.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
30.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
30.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
29.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
29.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
28.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
28.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
27.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
27.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
26.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
26.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
25.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
25.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
24.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
24.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
23.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
23.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
22.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
22.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
21.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
21.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
20.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
20.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
19.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
19.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
18.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
18.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
17.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
17.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
16.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
16.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
15.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
15.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
14.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
14.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
13.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
13.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
12.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
12.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
11.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
11.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
10.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
10.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
9.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
9.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
8.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
8.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
7.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
7.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
6.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
6.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
5.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
5.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
4.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
4.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
3.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
3.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
2.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
2.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
1.500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
1.000	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
500	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	
0	0R	0R	<i>P. hantkenoides</i>	CF1	

شکل ۶: چارت تطابقی زوناسیون مرز کرتاسه - پالئوژن (تغییر یافته از محققین مختلف)

## ۵. نتیجه گیری

در بررسی مرز کرتاسه - پالئوژن در برش چهارده بر اساس فرامینیفرهای پلانکتونی، ۶ بایوزون زیر منطبق با زون بندی زیستی (Wade et al (2011) در محدوده تیس شناسایی و معرفی گردید:

- *Plummerita hantkenoides* Zone (CF1)
- *Guembelitra cretacea* Partial-range Zone (P0)
- *Parvularugoglobigerina eugubina* Taxon-range Zone (Pα)
- *Eoglobigerina edita* Partial-range Zone (P1)
- *Praemurica uncinata* Lowest-occurrence Zone (P2)
- *Morozovella angulata* Lowest-occurrence Zone (P3)

بایوزون CF1 متعلق به مائستریشتین پسین و زون های P0 تا P3 متعلق به دانین - سلان‌دین می باشد. بر اساس زون های زیستی فوق مرز کرتاسه- پالئوژن در حد فاصل زون CF1 و P0 در سازند گورپی و ۸۰،۲۵ متر پائین تر از مرز سازندهای گورپی - پابده شناسایی شده است. این شواهد نشان می دهد که گذر از کرتاسه به پالئوژن در این ناحیه پیوسته و رسوبگذاری سازند گورپی تا سلان‌دین تداوم داشته است.

نویسندگان مقاله از زحمات داوران ناشناس سپاسگزاری می نمایند.

## ۶. منابع

- [1] Desor, E., 1847, Sur le terrain danien, nouvel étage de la craie: Bulletin de la Société Géologique de France, v.4, p. 179-182.
- [2] Martini, E., 1971, Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: (ed.) A. Farinacci, Proceedings of the II Planktonic Conference, Roma, 1969. Tecnoscienza, Rome, p. 739-785.
- [3] Berggran, W. A. and P. N. Pearson, 2005, A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation: Journal of Foraminiferal Research, v. 35, p. 279-298.
- [4] Wade, B. S., 2011, Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale.
- [5] Heilmann-Clausen, C., 1988, The Danish Sub-basin: Paleogene dinoflagellates Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen. A101, p.339- 343.
- [6] Dewalque, C., 1868, Prodrome d'une description geologique de la Belgique. Librairie Polytechnique De Decq, Bruxelles and Liege. p. 442.
- [7] Robaszynski, F., 1981, Montian, In (ed.): C. Pomerol, Stratotypes of Paleogene Stages: Bulletin d'information des géologues du Bassin de Paris, Mémoire hors série, v. 2, p. 181-200.
- [8] De Geyter, G., E. De Man, J. Herman, P. Jacobs, T. Moorkens, E. Steurbaut, and N. Vandenberghe, 2006, Disused Paleogene regional stages from Belgium: Montian, Heersian, Landenian, Paniselian, Bruxellian, Laeknian, Ledian, Wemmelian and Tongrian: Geologica Belgica, v. 9, p. 203-213.
- [9] Molina, E., L. Alegret, I. Arenillas, J. A. Arz, N. Gallala, J. Hardenbo, K. von Salis, E. Steurbaut, N. Vandenberghe, and D. Zaghbib-Turki, 2006, The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary", Cenozoic) at El Kef, Tunisia - Original definition and revision: Episodes, v. 29, p. 263-273.
- [10] Alvarez, L. W., W. Alvarez, E. Asaro, and H. V. Michel, 1980, Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction: Science, v. 208, p. 1095-1108.
- [11] Kuiper, K. F., A. Deino, F. J. Hilgen, W. Krijgsman, P. R. Renne, and J. R. Wijbrans, 2008, Synchronizing rock clocks of Earth history: Science, v. 320, p. 500-504.
- [12] James, G. A. and J. G. Wynd, 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 49, no. 12, p. 2182-2245.
- [۱۳] قاسمی نژاد، ا. ب. درویش زاده، و ش. قورچایی، ۱۳۸۶، بررسی تحولات مرز K/T در یال شمال شرقی کبیرکوه (جنوب غربی ایران): مجله علوم دانشگاه تهران، ج. ۳۳، ش. ۱، ص. ۸۷-۹۹.
- [۱۴] هادوی، ف.، و م. م. رسا ایزدی، ۱۳۸۷، نانوآستراتیگرافی سازند گورپی در برش دره شهر (جنوب شرق ایلام): فصلنامه زمین شناسی کاربردی، سال چهارم، ش. ۴، ص. ۲۹۹-۳۰۸.
- [۱۵] چاروسائی، ر.، د. باغبانی، و س. ح. وزیری، ۱۳۸۸، بررسی رسوبات پالئوسن و مرز کرتاسه-ترشیری در کوه بندوبست (هرم)، استان فارس: فصلنامه زمین، سال چهارم، ش. ۱، ص. ۵۱-۶۰.
- [۱۶] پرنده‌آور، م.، ه. ماهانی پور، س. ع. آقاناتی، و س. ا. حسینی، ۱۳۹۲، زیست چینه نگاری نانوفسیل های آهکی در بخش بالایی سازند گورپی بخش ابتدایی سازند پابده (شیل ارغوانی) در یال شمال خاوری تاقدیس کوه گورپی: فصلنامه علوم زمین، سال بیست و سوم، ش. ۸۹، ص. ۱۸۷-۱۹۸.
- [17] Ogg, J. G., G. Ogg, and F. M. Gradstein, 2008, The Concise Geologic Time Scale: Cambridge University Press, Cambridge, p. 177.
- [18] Sherkati S. and J. Letouzey; 2004; Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran: Marine and Petroleum Geology, v. 21, p. 535-554.
- [19] Bolli, H. M., 1966, Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera: Boletín Informativo de la Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo, v.9, p. 3-32.
- [20] Blow, W. H., 1979, The Cainozoic Foraminifera, V.1-3. E. J. Brill, Leiden, 1413 p.

- [21] Bolli, H. M., and J. B., Saunders, 1985, Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K) .Eds.), *Plankton Stratigraphy*: Cambridge University Press, Cambridge, p. 155-262.
- [22] Thomsen, E., and C. Heilmann-Clausen, 1985, The Danian-Selandian boundary at Sevejstrup with remarks on the biostratigraphy of the boundary in western Denmark: *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, v. 33, p. 341-362.
- [23] Berggran, W. A. and K. G., Miller, 1988, Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology: *Micropaleontology*, v. 34, p. 362–380.
- [24] Berggren, W.A., 1994, In defence of the Selandian. *GFF-The Geological Society of Sweden Geologiska Föreningen*.
- [25] Berggran, W. A., D. V. Kent, C. C. Swisher III, and M.P. Aubry, 1995, A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy.
- [26] Pearson, P. N., R. K. Olsson, B.T. Huber, C. Hemleben, and W.A Berggren, 2006, *Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera*. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Fredericksburg, 514 p.
- [27] Olsson, R. K., 1970, Planktonic foraminifera from the base of Tertiary, Millers Ferry, Alabama: *Journal of Paleontology*, v. 44, p. 598-604.
- [28] Keller, G., 1988, Extinction, survivorship an evolution of planktonic foraminifera across the Cretaceous-Tertiary boundary at El Kef, Tunisia: *Marine Micropaleontology*, v.13, p. 239-263.
- [29] Li, L., and G. Keller, 1998a, Maastrichtian climate, productivity and faunal turnover in planktonic foraminifera in South Atlantic DSDP sites 525A and 21: *Marine Micropaleontology*, v. 33, p.55-86.
- [30] Keller, G., 2001, The end-Cretaceous mass extinction in the marine realm, 2000 assessment: *Planetary and Space Science*, v. 49, p. 817-830.
- [31] Liu, C. and R. K., Olsson, 1992, Evolutionary radiation of microperforate planktonic foraminifera following the K/T mass extinction event: *Journal of foraminiferal research*, v. 22, no. 4, p 328-346.
- [32] Berggren, W. A. and R. D., Norris, 1997, Biostratigraphy, phylogeny and systematics of Paleocene trochospiral planktonic foraminifera. *Micropaleontology*, v.43, supplements. 1, pp. 1-116, text figures 1-17, plates 1-16, tables 1-5, and appendix 1.
- [33] Berggren, W. A., and R. D. Norris, 1997, Biostratigraphy, phylogeny and systematics of Paleocene trochospiral planktonic foraminifera: *Micropaleontology*, v.43, supplements. 1, p. 1-116, text Figs. 1-17, pls 1-16, tables 1-5, and appendix 1.
- [34] Keller, G., 2002, Guembelitra-dominated Late Maastrichtian planktonic foraminiferal assemblage mimics early Danian in central Egypt: *Marine Micropaleontology*, v. 47, p.129-167.
- [35] Masters, B., 1977, *Oceanic Micropaleontology, Mesozoic planktonic foraminifera*: in A. T. S. Ramsay, Academic press. London. v.1, p 301–731., 7 Tables. 146 Figs., 58 pls
- [33] Pardo, A., N. Ortiz, and G. Keller, 1996, Latest Maastrichtian and Cretaceous-Tertiary Boundary Foraminiferal Turnover and Environmental Changes at Agost, Spain. *Cretaceous - Tertiary Mass Extinction: Biotic and Environmental Changes*: in (eds.) N. MacLeod, and G. Keller, Norton Company, New York–London, p. 139-171.
- [36] Gradstein, F. M., J. G. Ogg, A. G. Smith, W. Bleeker, and L. J. Lourens, 2004, A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene: *Episodes*, v. 27, no. 2, p. 83-100.
- [37] Rosenkrantz, A., 1924. De københavnske Grønsandslag og deres Placering i den danske Lagrække. *Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening*, v.6, p.1-39.
- [38] Caron, M., 1985, Cretaceous planktic foraminifera. In (eds) H.M Bolli, J. B. Saunders and K. Perch-Nielsen, *Planktonic Stratigraphy*: Cambridge Univ. Press. p 17-87., 37 figs.
- [39] Premoli Silva, I. S. Spezzaferi, and A. D Angelantonio, 1998, Cretaceous foraminiferal bio-isotope stratigraphy of Hole 967E and Paleogene planktonic foraminiferal biostratigraphy of Hole 966E, Eastern Mediterranean: in (eds) A. H. F., Robertson, K.C. Emeis, C. Richter, and A. Camerlenghi, *Proceedings of ocean drilling program, Scientific Result*, v. 160, p. 377-394.

**Plate 1**

- Figs 1a- c: *Globo truncana mariei* (Banner & Blow), SampleNo: 11  
Figs 2a- c: *Globo truncanita stuartiformis* (Dalbiez), SampleNo: 12  
Figs 3a- c: *Globo truncanita stuarti* (De Lapparent), SampleNo: 12  
Figs 4a- c: *Abathamphalus intermedius* (Bolli), SampleNo: 12  
Figs 5a- c: *Contusotruncana contusa* (Luterbacher and Premoli Silva), SampleNo: 14  
Figs 6a- c: *Globo truncanita conica* (White), SampleNo: 14  
Fig 7: *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), SampleNo: 2  
Figs 8: *Pseudotextularia intermedia* (Klasz), SampleNo: 18

**Plate 2**

- Figs 1a- c: *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), SampleNo: 22  
Figs 2a- c: *Globo truncanita stuarti* (De Lapparent), SampleNo: 22  
Figs 3a- c: *Gansserina gansseri* (Bolli), SampleNo: 22  
Figs 4a- c: *Globo truncana arca* (Cushman), SampleNo: 22  
Fig 5: *Globo truncana falsostuarti* (Sigal), SampleNo: 3  
Fig 6: *Globo truncana mariei* (Banner & Blow), SampleNo: 3  
Fig 7: *Globo truncanita stuarti* (De Lapparent), SampleNo: 3  
Fig 8: *Ventilabrella riograndensis* (Martin), SampleNo: 12  
Fig 9: *Racemiguembelina fructicosa* (Egger), SampleNo: 12  
Fig 10: *Globo truncanita stuarti* (De Lapparent ), SampleNo: 9  
Fig 11: *Plummerita hantkeninoides* (Luterbacher and Premoli Silva), SampleNo: 9

Plate 1

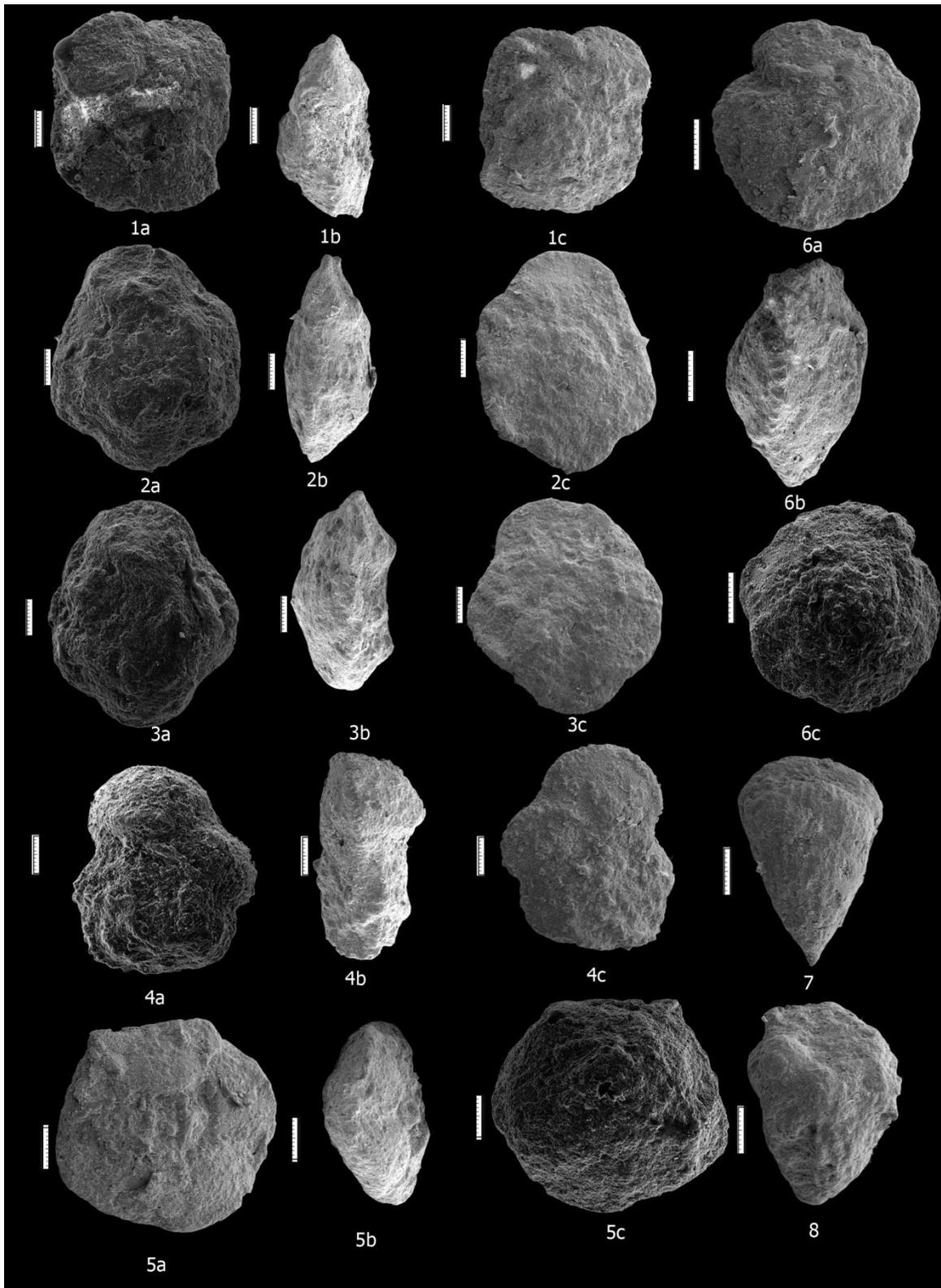
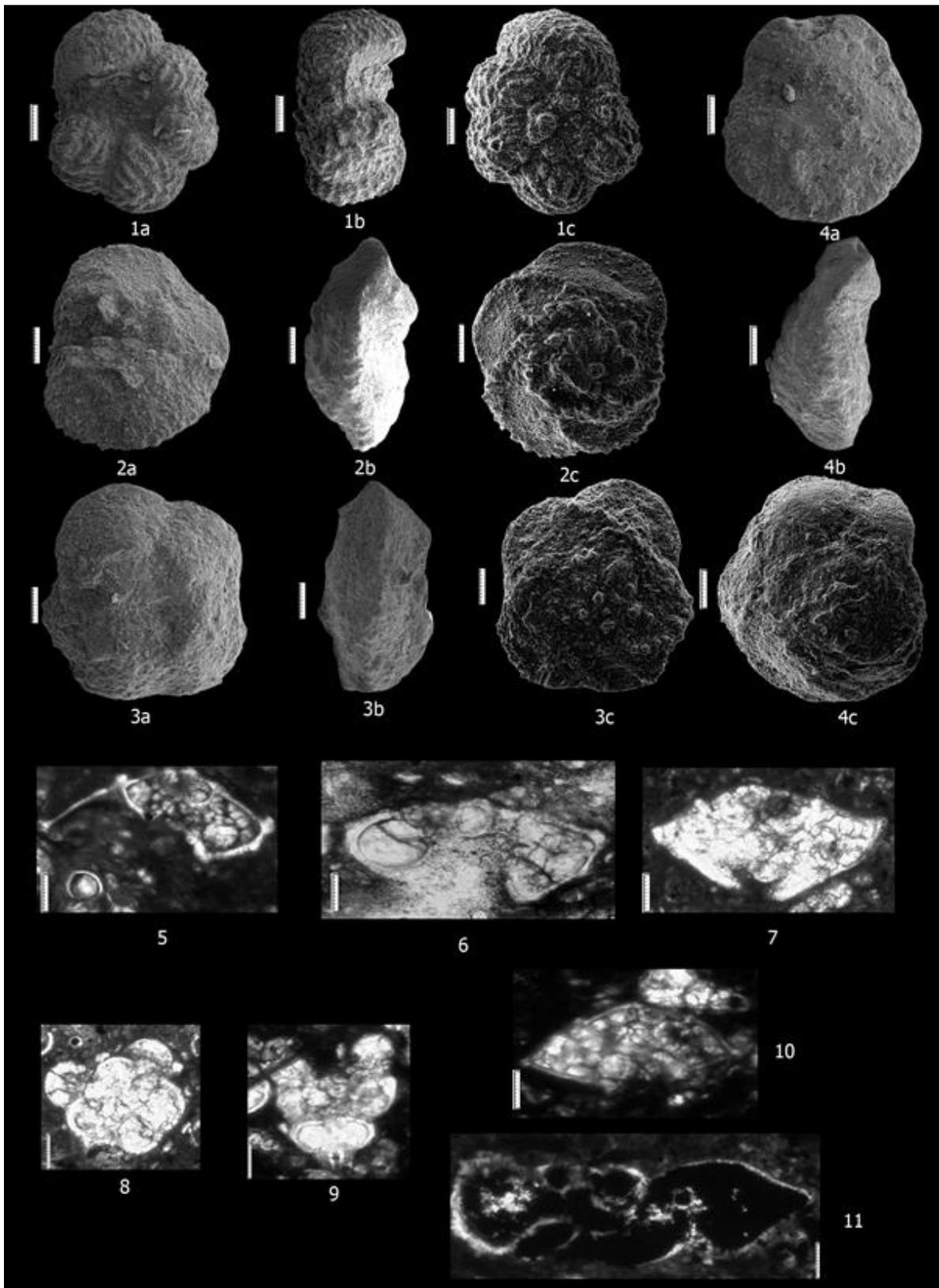


Plate 2



**Plate 3**

- Figs 1a- c: *Parvularugoglobigerina eugubina* (Luterbacher and Premoli Silva), SampleNo: 27  
Figs 2a- c: *Parasubbotina variospira* (Belford), SampleNo: 67  
Figs 3a- c: *Praemurica inconstance* (Subbotina), SampleNo: 54  
Figs 4a- c: *Praemurica praecursoria* (Morozova), SampleNo: 47  
Figs 5a- c: *Globanomalina ovalis* (Haque), SampleNo: 53  
Figs 6a- c: *Globanomalina planoconica* (Subbotina), SampleNo: 77  
Figs 7a- c: *Igorina tadjikistanensis* (Bermudez & Bykova), SampleNo: 80

**Plate 4**

- Figs 1a- c: *Globanomalina ehrenbergi* (Bolli), SampleNo: 61  
Figs 2a- c: *Globanomalina Chapmanii* (Curtis var nuda Galé Kükenh), SampleNo: 73  
Figs 3a- c: *Igorina albeari* (Cushman), SampleNo: 82  
Figs 4a- c: *Igorina pusilla* (Bolli), SampleNo: 74  
Figs 5a- c: *Subbotina triloculinoides* (Plummer), SampleNo: 54  
Figs 6a- c: *Subbotina triangularis* (White), SampleNo: 63  
Figs 7a- c: *Subbotina trivialis* (Subbotina), SampleNo: 52

**Plate 5**

- Figs 1a- c: *Morozovella angulata* (Bolli), SampleNo: 61  
Figs 2a- c: *Morozovella apantesma* (Curtis var nuda Galé Kükenh), SampleNo: 73  
Figs 3a- c: *Morozovella conicotruncata* (Cushman), SampleNo: 82  
Figs 4a- c: *Morozovella pascioensis* (Bolli), SampleNo: 74  
Figs 5a- c: *Morozovella velascoensis* (Cushman), SampleNo: 115  
Figs 6a- c: *Acarinina strabocella* (Loeblich), SampleNo: 73  
Figs 7a- c: *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer), SampleNo: 52

Plate 3



Plate 4

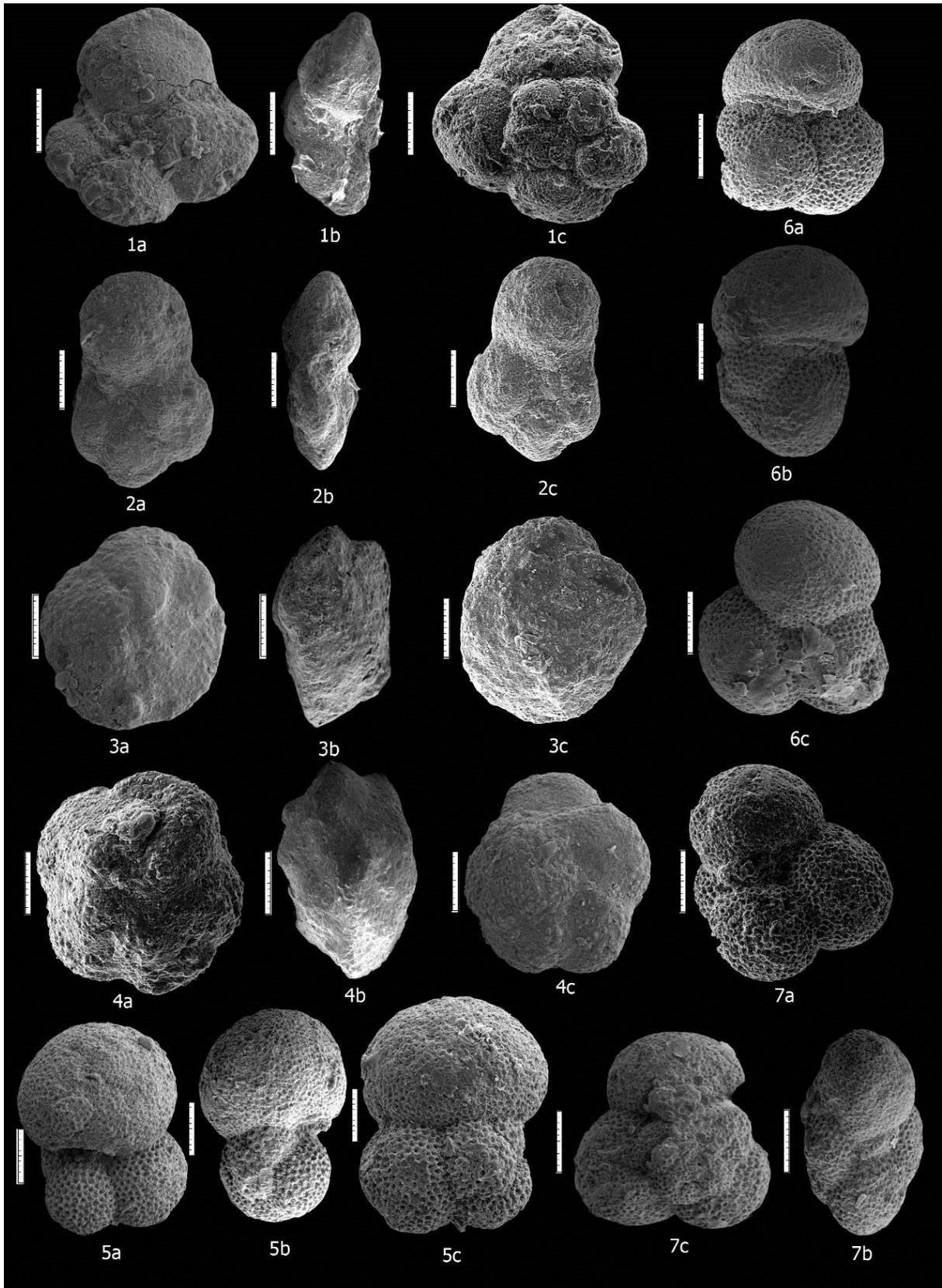
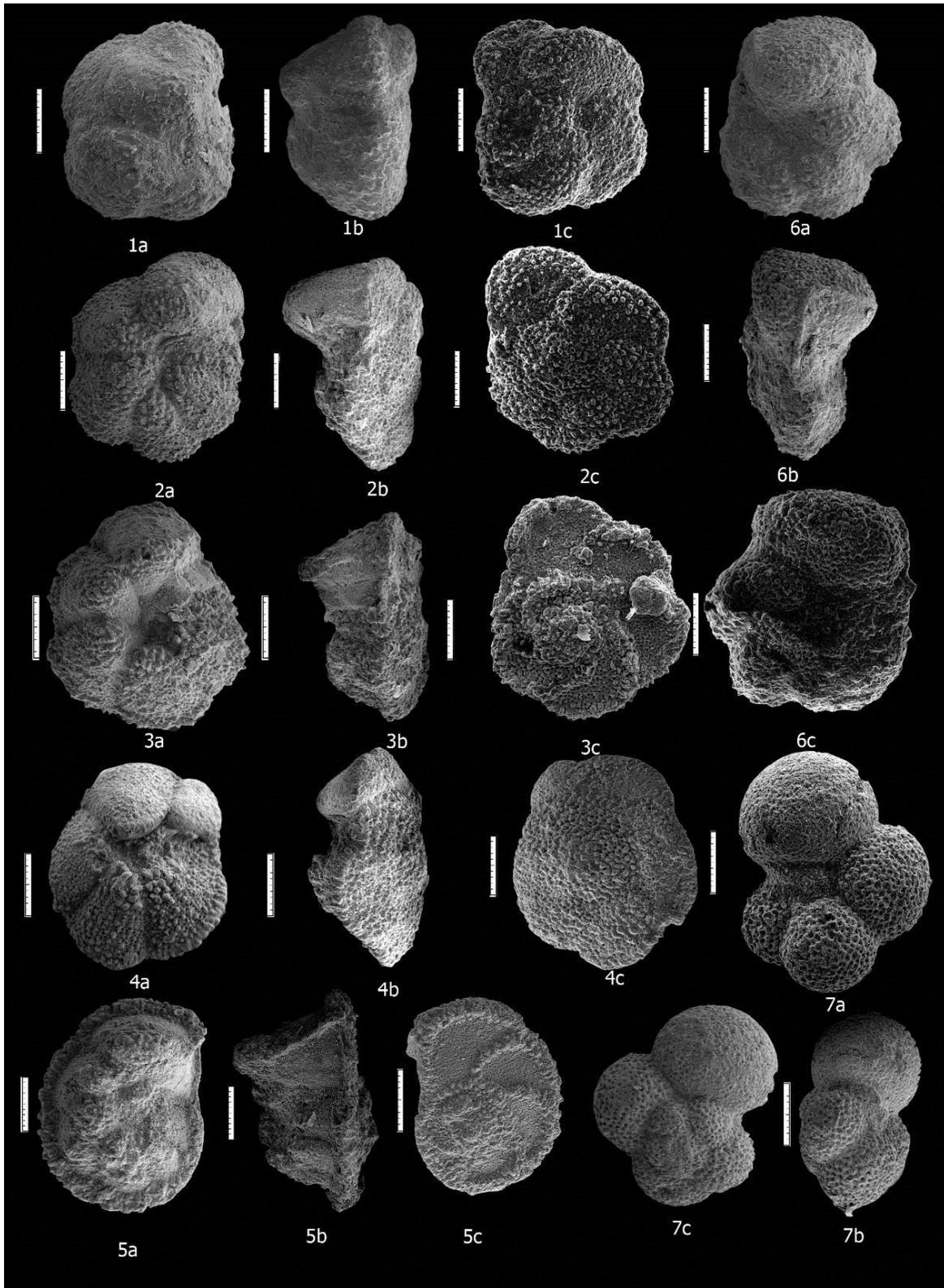


Plate 5



## تحلیل پایداری دیواره چاه در زمان حفاری با استفاده از مدل ژئومکانیکی و نرم افزار $FLAC^{3D}$ در مخزن آسماری میدان نفتی اهواز

محمد میرانی<sup>۱\*</sup>، بهرام حبیب نیا<sup>۲</sup>

۱ گروه مهندسی نفت، دانشگاه امیدیه

۲ عضو هیات علمی دانشگاه صنعت نفت اهواز

\*habibnia@put.ac.ir

دریافت مهر ۱۳۹۳، پذیرش دی ۱۳۹۳

### چکیده

مخازن نفتی، یکی از مهمترین منابع تولید انرژی به شمار می آیند که به دلیل داشتن شرایط ویژه مکانیک سنگی، قابلیت حفظ و نگهداری سیالات هیدروکربنی را دارند. از آنجاکه مهمترین عامل جهت دسترسی به این مخازن نفتی و آگاهی از شرایط زمین در اعماق بیشتر حفر چاه می باشد، لذا یکی از مهمترین فرآیندهایی که در طول زمان بهره برداری از مخزن نفتی، بایستی بدان توجه ویژه ای نمود، پیش بینی و طراحی دقیق پایداری دیواره چاه نفتی و داشتن اطلاعات کافی از وضعیت تنش های برجا منطقه در زمان حفاری چاه های نفتی می باشد. عدم تجزیه و تحلیل دقیق پایداری چاه می تواند مشکلات بسیاری مانند ریزش چاه، شکست، مچالگی لوله جداری، گیرکردن لوله ها و مته حفاری را بوجود آورد. در این تحقیق پایداری یک چاه نفتی، در سازند آسماری واقع در میدان نفتی اهواز با استفاده از نرم افزار عددی  $FLAC^{3D}$  و اطلاعات بدست آمده از نمودار های چاه پیمایی در دو بخش مورد ارزیابی و تحلیل قرار گرفته و نتایج آن ارائه شده است. فشار و وزن گل حفاری در آغاز حرکت پلاستیک دیواره چاه و همچنین آغاز گسیختگی برشی در دیواره چاه نیز بدست آمده است. فشار و وزن گل حفاری در آغاز حرکت پلاستیک دیواره چاه و همچنین آغاز گسیختگی برشی در دیواره چاه، برای ۷٫۵ متر از سازند که لیتولوژی آن عمدتاً شامل آهک مارنی و ماسه سنگ بوده، و نیز برای ۶ متر از سازند که دارای خصوصیت آهک سخت می باشد، بدست آمده است. همچنین تحلیل پایداری چاه در امتداد قائم، تنش افقی حداقل و تنش افقی حداکثر انجام شده است. آغاز حرکت پلاستیک و گسیختگی برشی در دیواره چاه در بخش اول به ترتیب در فشار گل های ۳۳ و ۲۶/۴ مگاپاسکال و در بخش دوم در فشار گل های ۴۵ و ۳۰ مگاپاسکال اتفاق می افتد. نتایج نشان می دهد شکست کششی در امتداد تنش افقی حداکثر و گسیختگی برشی در امتداد تنش افقی حداقل می باشند. همچنین نتایج تحلیل به دلیل پایین بودن خصوصیات مکانیک سنگی لایه ماسه سنگی حاکی از بیشترین میزان جابجایی و ریزش، و کوچک بودن محدوده ای ایمن گل حفاری در این لایه می باشند.

**کلمات کلیدی:** تحلیل پایداری، گسیختگی برشی، شکستگی کششی، حرکت پلاستیک، تنش های برجا

## ۱. مقدمه

پایداری دیواره چاه به عنوان یکی از نکات حساس و بحرانی در عملیات حفاری به شمار می رود. ناپایداری چاه باعث بروز مشکلاتی در حفاری شده و در نهایت می تواند منجر به از دست دادن چاه شود. یکی از پارامترهای مهم و تعیین کننده برای انتخاب روش حفاری تحت تعادل (UBD) و یا روش حفاری بالای تعادل (OBD)، میزان پایداری چاه است. بروز ناپایداری سبب اتلاف مقدار زیادی وقت و هزینه شده و حتی ممکن است منجر به از دست رفتن چاه نیز گردد. لذا تحلیل و پیش بینی پایداری چاه از اهمیت ویژه ای برخوردار است. پایداری یک چاه به عوامل متعددی مانند مسیر حفاری، شکل هندسی چاه، تنش های برجا، فشار منفذی، خصوصیات مکانیکی سنگ و وزن گل بستگی دارد [۱]. برای جلوگیری از ناپایداری چاه لازم است که اطلاعات دقیقی از تنش های اطراف دیواره چاه و نحوه تاثیر آنها بر پایداری دیواره چاه داشته باشیم تا با تحلیل صحیح این تنشها بتوان طراحی دقیقی برای لوله جداری و انتخاب سیمان مناسب انجام داد. قبل از حفاری، میزان تنش های مکانیکی موجود در سازند از مقاومت سنگ نیز کمتر است. واکنش های شیمیایی در حالت تعادل بوده و یا با یک سرعت نسبی در طول زمان زمین شناسی انجام میشوند. سنگها، تحت این شرایط تعادل یا نزدیک به حالت تعادل، پایدار می باشند. [۲].

جامعه حفاری مشکلات پایداری دیواره چاه را به وفور تجربه کرده اند. پیامد های عملی ناپایداری دیواره چاه اغلب ناشی از فروریختن دیواره چاه می باشد [۳]. فروپاشی دیواره چاه را میتوان به کمک تجزیه و تحلیل شکست و بکار گیری مدلی سازنده برای تنش های فشاری پیش بینی نمود. انتخاب معیار شکست برای تجزیه و تحلیل پایداری دیواره چاه کاری بسیار دشوار می باشد. ترجیحا یک معیار شکست را باید بر اساس آگاهی از مکانیسم شکست در نظر گرفت ولی این موضوع همیشه صدق نمی کند. در حقیقت بسیاری از فرضیه های شکست تنها به عنوان یک نتیجه از استدلال های نظری مطرح شده و نمی تواند توسط شواهد تجربی مورد تایید قرار گیرد [۴]. از متداولترین معیارهای مورد استفاده در تجزیه و تحلیل پایداری دیواره چاه معیار مور - کولمب می باشد. در این تحقیق به تحلیل پایداری دیواره یک چاه در میدان نفتی اهواز با استفاده از معیار شکست مور کولمب نیز پرداخته شده است. میدان نفتی اهواز در استان خوزستان و در جنوب غربی ایران واقع می باشد. این میدان تاقدیسی بطول ۶۷ و عرض ۶ کیلومتر مربع را شامل می شود. که از شمال با میدان رامین (ملائانی)، از شرق با میدان مارون، از جنوب با میداین شادگان و منصوری و از غرب با میداین آب تیمور و سوسنگرد مجاور است. این میدان دارای روند شمالی - جنوب شرقی (به موازات رشته کوه زاگرس) می باشد. سازند آسماری در میدان نفتی اهواز در جنوب فروافتادگی دزفول شامل بخش ماسه سنگی اهواز می باشد.

انطباق بین پارامترهای دینامیکی و استاتیکی مکانیک سنگ از گذشته مورد توجه محققان بوده است. انجام این نوع مطالعات در چاه های نفتی به منظور ارزیابی پیوسته پارامترهای استاتیکی و مقاومتی چاه انجام می گردد. روابط تجربی جهت ایجاد نگاره های مکانیک سنگی از داده های پتروفیزیکی از سال ۱۹۵۰ مورد استفاده قرار گرفته است. وایلی و همکاران در سال های ۱۹۵۶ و ۱۹۵۸، از سرعت موج به منظور تعیین تخلخل استفاده کردند [۵ و ۷]. ساویچ در سال ۱۹۷۴ نشان داد که بین مدول یانگ دینامیکی و مدول یانگ استاتیکی رابطه لگاریتمی وجود دارد و اظهار داشت دقت رابطه لگاریتمی ۲۰ درصد بیشتر از رابطه خطی است [۸]. یسار و همکاران در سال ۲۰۰۴ روابطی بین مقاومت فشاری تک محوره و مدول الاستیسیته را با سرعت موج تراکمی تعیین کردند [۹]. همچنین در سال ۲۰۱۰ حبیب نیا و همکاران به تحلیل پایداری مکانیکی بر روی دو چاه جهتدار (میدان اهواز) پرداختند. آنها به این نتیجه رسیدند که بهترین جهت حفاری در میدان اهواز در جهت تنش افقی ماکزیمم می باشد [۱۰]. در سال ۲۰۱۴ چی تان و همکاران به مدل سازی عددی پایداری دیواره چاه در رسوبات هیدروکربن زا پرداختند و به این نتیجه رسیدند که مدل سازی عددی کمک به درک واکنش رسوبات هیدروکربن زا در طی فرآیند حفاری تحت تعادل (UBD) نیز می کند [۱۱]. در سال ۲۰۱۴، اسمیت و همکاران به مدل سازی عددی پایداری دیواره چاه با بررسی اثر تنش و

آنیزوتروپی سنگ پرداختند. آنها در یافتند که شکستگی های کششی بصورت متقارن بر دیواره چاه ایجاد نخواهند شد و آنیزوتروپی سنگ می تواند بر جهت انتشار شکستگی ها اثر گذاشته اما الگوی تنش دیواره چاه را تغییر نخواهد داد [۱۲]. انگیزه اصلی از انجام این تحقیق ارائه راهکارهایی مناسب جهت طراحی یک چاه پایدار، همچون استفاده از وزن گل بهینه، داشتن اطلاعات کافی از وضعیت تنش های برجا منطقه و آگاهی از میزان مقاومت سنگ با استفاده از داده های چاه پیمایی و... می باشد تا بتوان در حفاری چاه های نفتی جدید در آینده با اجتناب از بروز مشکلات مربوط به پایداری دیواره چاه های نفتی، صرفه جویی قابل توجهی در بخش هزینه هابه عمل بیاوریم.

## ۲. روش کار

به منظور انجام مدل سازی، ابتدا محیط مورد نظر را به قسمتهای کوچکی که در اصطلاح به آن مش بندی گفته می شود تقسیم کردیم. اگر ناپیوستگی در مدل وجود داشته باشد، ابتدا هندسه آن ایجاد شده و سپس خواص مورد نظر به آن اختصاص می یابد. در مرحله بعد یک مدل رفتاری را تعریف کرده و سپس به اعمال خواص مواد می پردازیم. پس از این مرحله نوبت به اعمال شرایط مرزی و اولیه می رسد. در این حالت مدل باید تحت شرایط موجود به تعادل برسد. پارامترهای ورودی مورد نیاز به نرم افزار  $FLAC^{3D}$  شامل: تنش های برجا، چسبندگی، زاویه اصطکاک داخلی، مقاومت کششی سنگ، مدول برشی، مدول بالک، فشار منفذی و ضریب پواسون می باشد.

۱-۲ معیار شکست تعریف شده در نرم افزار

یکی از ساده ترین و در عین حال مهمترین معیارهای شکستی که برای اولین بار استفاده شد معیار مور-کولمب بود که برای شکست مواد اصطکاکی در سال ۱۷۷۳ ارائه شد [۱۳]. به دلیل اینکه استفاده از این معیار نسبت به سایر معیارهای دیگر شکست سنگ به جهت نیاز کمتر به اطلاعات میدانی، آسانتر است در این تحقیق از معیار شکست مور-کولمب استفاده گردیده است. معیار شکست مور-کولمب بر اساس ارتباط بین تنش برشی و تنش نرمال در گسیختگی در طول یک صفحه گسیختگی بیان می شود. در واقع به شکل زیر می باشد:

(۱)

$$\tau = C + \sigma_n \tan \varphi \text{ or } \dots |\tau| = S_o + \mu \sigma_n$$

که در رابطه بالا:  $\varphi$  زاویه اصطکاک داخلی و  $C$  چسبندگی می باشد.

## ۲-۲. تعیین پارامترهای ژئومکانیکی

در این بخش با استفاده از لاگ چگالی و صوتی و همچنین روابط پروالاستیک، پارامترهای ژئومکانیکی سازند از قبیل مدول یانگ، مدول برشی، مدول بالک و نسبت پواسون توسط روابط ارائه شده در زیر حاصل شده اند... لاگهای صوتی و چگالی در شکل های ۱ و ۲ نشان داده شده اند.

(۲) مدول یانگ دینامیکی:

$$E_d = \frac{\rho_b \left[ 3 - 4 \left( \frac{\Delta t_c}{\Delta t_s} \right)^2 \right]}{\Delta t_s^2 - \Delta t_c^2} \text{ (Gpa)}$$

(۳) مدول بالک دینامیکی:

$$K_d = \rho_b \left( \frac{1}{\Delta t_c^2} - \frac{4}{3 \Delta t_s^2} \right) \text{ (Gpa)}$$

(۴) مدول برشی دینامیکی:

$$G_d = \left[ \frac{\rho_b}{\Delta t_s^2} \right] \text{ (Gpa)}$$

(۵) ضریب پواسون :

$$\vartheta = \frac{\frac{1}{2} \left( \frac{\Delta t_s}{\Delta t_c} \right)^2 - 1}{\left( \frac{\Delta t_s}{\Delta t_c} \right)^2 - 1}$$

در روابط بالا  $\Delta t_s$  و  $\Delta t_c$  به ترتیب زمان گذر موج فشاری و برشی بر حسب میکروثانیه بر فوت و  $\rho_b$  چگالی کل بر حسب گرم بر سانتی متر مکعب می باشد. پارامترهای ورودی به نرم افزار پارامترهای استاتیکی می باشند و به همین جهت از روابط تجربی زیر برای تبدیل مدول بالک، مدول برشی و مدول بالک از حالت دینامیکی به استاتیکی استفاده شده است [۱۴].

$$G_{Static} = \frac{E_{Estatic}}{2(1+\vartheta_{Estatic})} \quad (V) \quad E_{static} = 0.4145E_{dynamic} - 1.0593 \quad (6)$$

$$K_{Estatic} = \frac{E_{Estatic}}{3(1-2\vartheta_{Estatic})} \quad (8)$$

پس از تعیین خواص مکانیکی سنگ سازند، نیاز است که تنش های برجا نیز محاسبه شوند. تنش های برجا به سه صورت تنش قائم، تنش افقی حداکثر و تنش افقی حداقل تقسیم می شوند. تنش قائم ناشی از وزن طبقات بالایی است و بطور ریاضی با انتگرال گیری دانسیته سنگ از سطح تا عمق مورد نظر بصورت زیر محاسبه می شود:

(۹) تنش قائم:

$$S_V = \int_0^Z \rho(Z)gz$$

که در رابطه بالا  $\rho(z)$  دانسیته سنگ،  $g$  شتاب گرانش سنگ می باشد [۱۵]. لازم به ذکر است که در این تحقیق از طریق نمودار دانسیته مقدار دانسیته برای هر لایه را بدست آورده و سپس تنش قائم را با استفاده از مجموع حاصلضرب های دانسیته در ضخامت لایه ها محاسبه نمودیم.

تخمین تنش های افقی بسیار مشکل تر از تنش قائم است. تنش افقی حداقل می تواند بصورت مستقیم از داده های آزمایش نشتی (LOT)، شکست هیدرولیکی، مینی فراکچر و داده های هرزروی گل برای نقاط خاصی از چاه و بصورت گسسته، بدست آید. اما برای تعیین تنش افقی حداکثر رابطه خاصی ارائه نشده است و این تنش معمولاً از تئوری گسلش اندرسون و یا روابط پورالاستیک محاسبه می گردد. در میان این روش ها آزمایش نشتی کاربرد بیشتری نسبت به سایر روش ها دارد اما به دلیل در دسترس نبودن اطلاعات این آزمایش، تنش های افقی حداقل و حداکثر با استفاده از روابط پورالاستیک با تخمین قابل قبولی محاسبه شده اند.

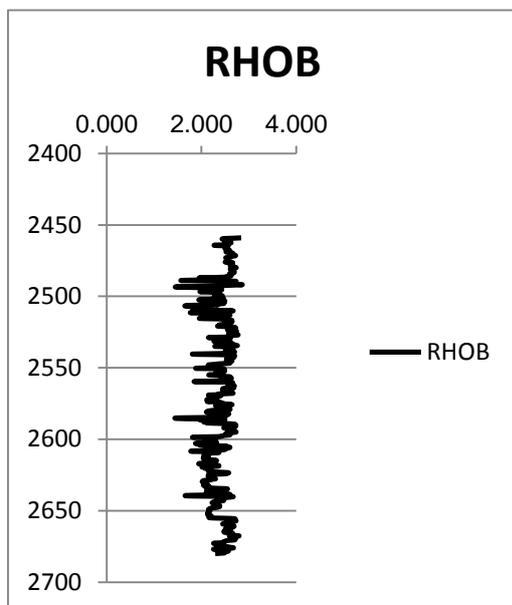
(۱۰) تنش افقی حداقل

$$S_{Hmin} = \frac{\vartheta}{1-\vartheta} S_V - \frac{\vartheta}{1-\vartheta} \alpha P_P + \alpha P_P + \frac{E}{1-\vartheta^2} \varepsilon_x + \frac{\vartheta E}{1-\vartheta^2} \varepsilon_y$$

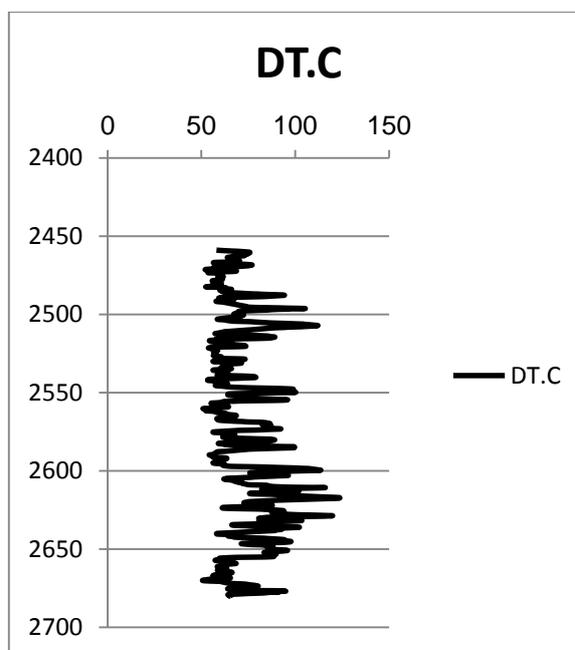
(۱۱) تنش افقی حداکثر:

$$S_{Hmax} = \frac{\vartheta}{1-\vartheta} S_V - \frac{\vartheta}{1-\vartheta} \alpha P_P + \alpha P_P + \frac{E}{1-\vartheta^2} \varepsilon_y + \frac{\vartheta E}{1-\vartheta^2} \varepsilon_x$$

که در روابط بالا،  $\theta$  ضریب پواسون،  $\alpha$  ضریب بایوت  $P_p(BF)$  فشار منفذی،  $E$  مدول یانگ و  $\epsilon_x$  و  $\epsilon_y$  به ترتیب کرنش در جهت تنش افقی حداقل و حداکثر می باشند [۱۶]. ضریب بایوت تصویری از تخلخل سنگ مخزن است و مقدار آن بین صفر و یک می باشد. هرچه سنگ پرتخلخل باشد به یک نزدیک و هرچه تخلخل کمتر باشد به صفر نزدیک است [۱۷]. در میدانی که تحت تنش های تکتونیکی قرار دارند (مانند میدان نفتی اهواز)، تعیین  $\epsilon_x$  و  $\epsilon_y$  برای کالیبره نمودن نمودار تنش افقی ضروری می باشند. در این تحقیق  $\epsilon_x = 0/69$  و  $\epsilon_y = 1/20$  در نظر گرفته شده است.

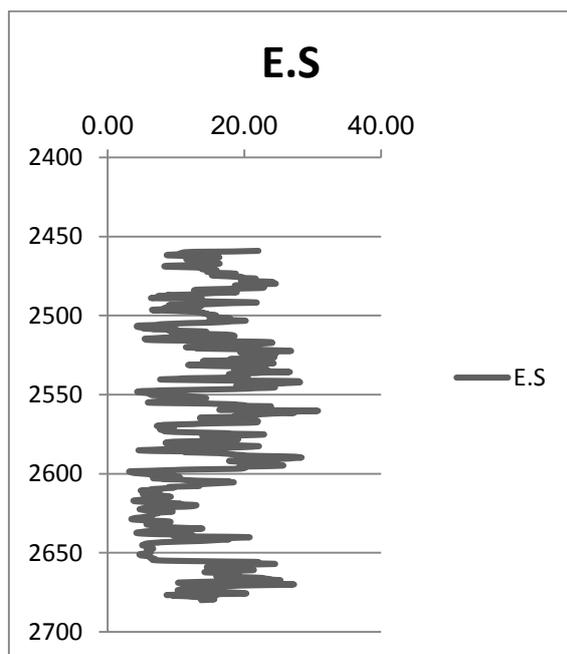


شکل ۲- نمودار دانسیته (گرم بر سانتی متر مکعب)

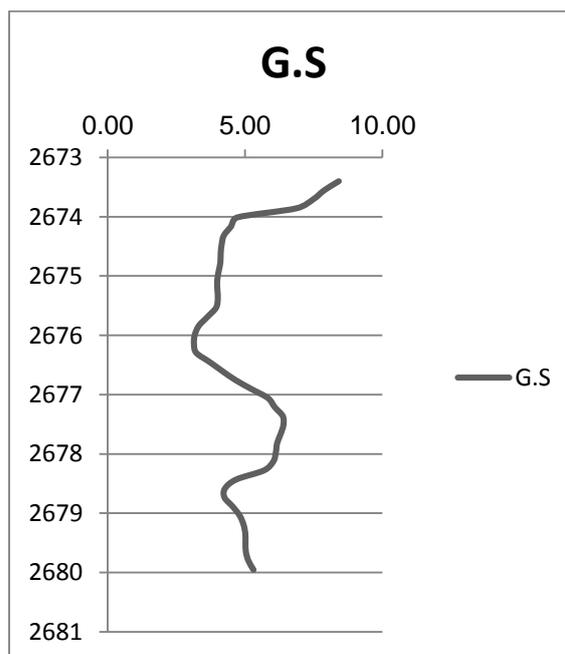


شکل ۱- نمودار صوتی (میکروثانیه بر فوت)

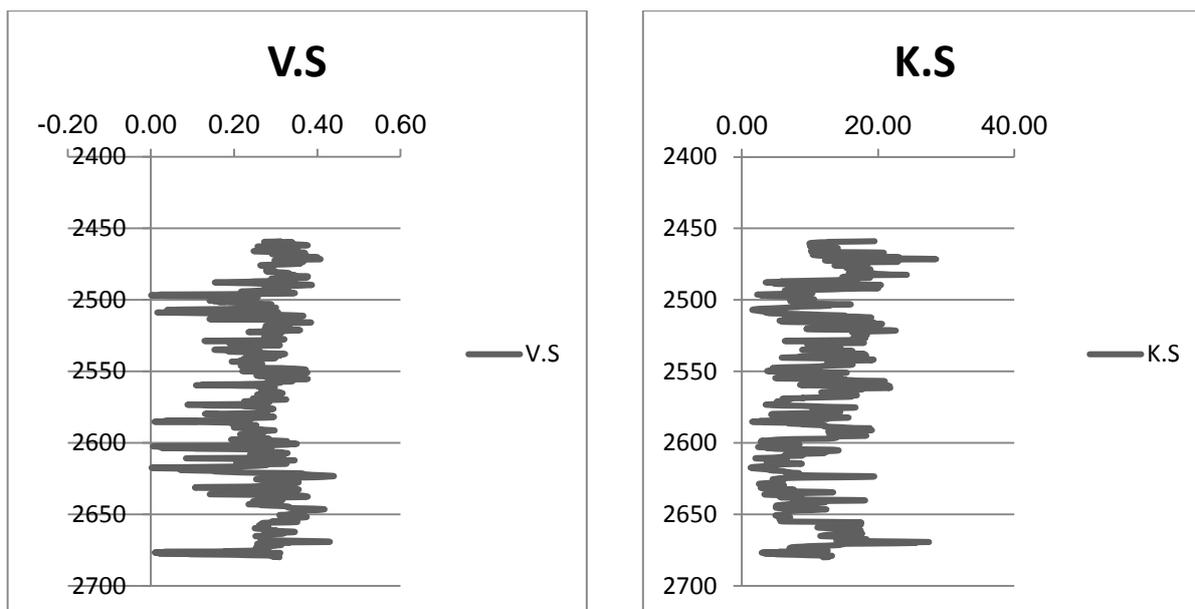
در ادامه با محاسبه مدول های یانگ، برشی، بالک و نسبت پواسون نمودارهای هر یک نسبت به عمق در اشکال ۳، ۴، ۵ و ۶ نشان داده شده اند



شکل ۴- مدول یانگ (Gpa)



شکل ۳- مدول برشی (Gpa)

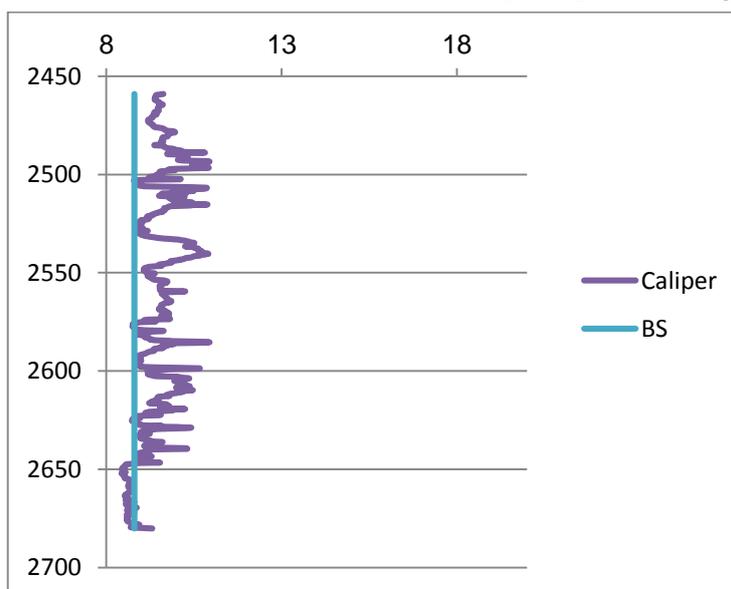


شکل ۶- نسبت پواسون

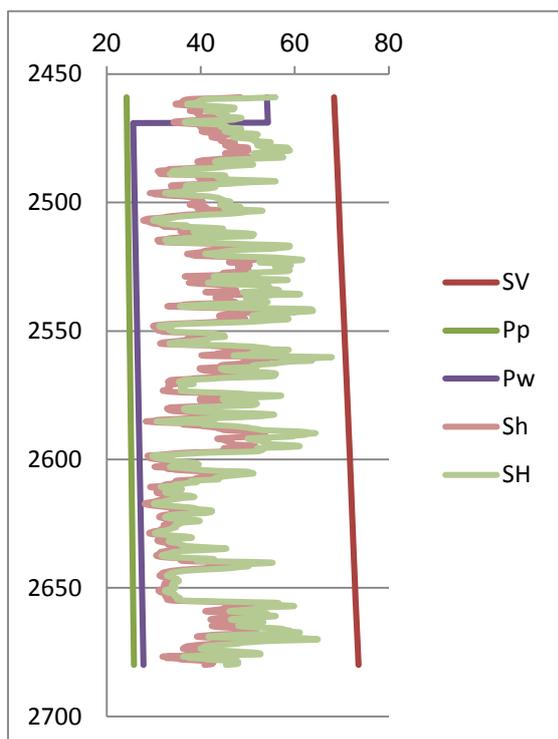
شکل ۵- مدول بالک (Gpa)

### ۲-۳. مدل سازی عددی

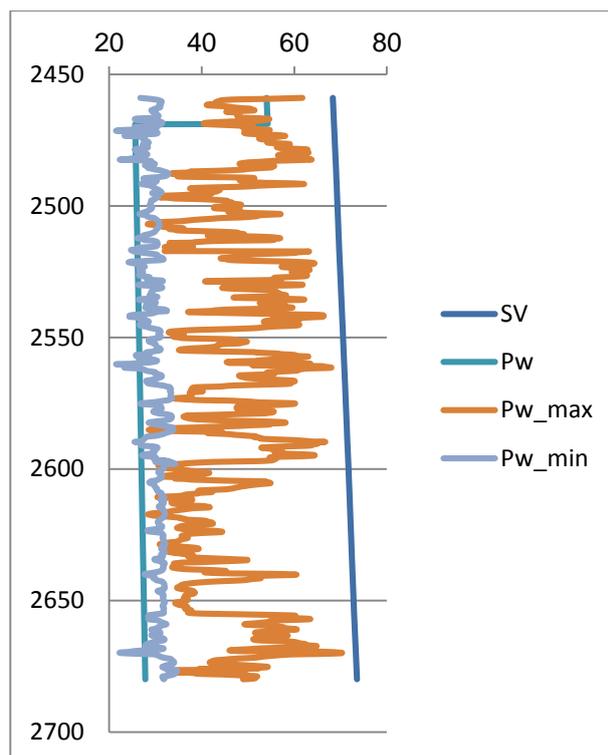
در این تحقیق مدل سازی عددی در دو بخش انجام گردید. در بخش اول مدل سازی، به جهت پیش بینی و آگاهی دقیق از واکنش لایه های ماسه سنگی در برابر تغییرات بارگذاری مکانیکی (تنش های کششی و برشی) و تعیین محدوده پنجره ایمن گل، در بین لایه هایی با خصوصیات مختلف، مدل ارائه شده از سه قسمت با خصوصیات مختلف: آهک مارنی و میان لایه ماسه سنگی تشکیل شده است. در بخش دوم مدل سازی عددی، جهت تعیین محدوده پنجره ایمن گل، مدل ارائه شده تنها از یک لایه با لیتولوژی آهک سخت نیز تشکیل شده است. همچنین در نمودار ارائه شده در شکل ۷ نحوه تغییرات قطر چاه نسبت به عمق جهت تعیین نواحی دارای بیشترین ریزش نشان داده شده است.



شکل ۷- نحوه تغییرات قطر چاه نسبت به عمق



شکل ۹- محدوده تنش های برجا



شکل ۸- محدوده فشار گل با معیار مور - کولمب

با توجه شکل ۸ در قستهایی از نمودار، فشار گل انتخابی توسط حفار به کمتر از وزن گل حداقل تمایل پیدا کرد است. این نقاط نشان Breakout در عمق مورد نظر می باشد.

### ۲-۳-۱ مدل سازی عددی (بخش اول)

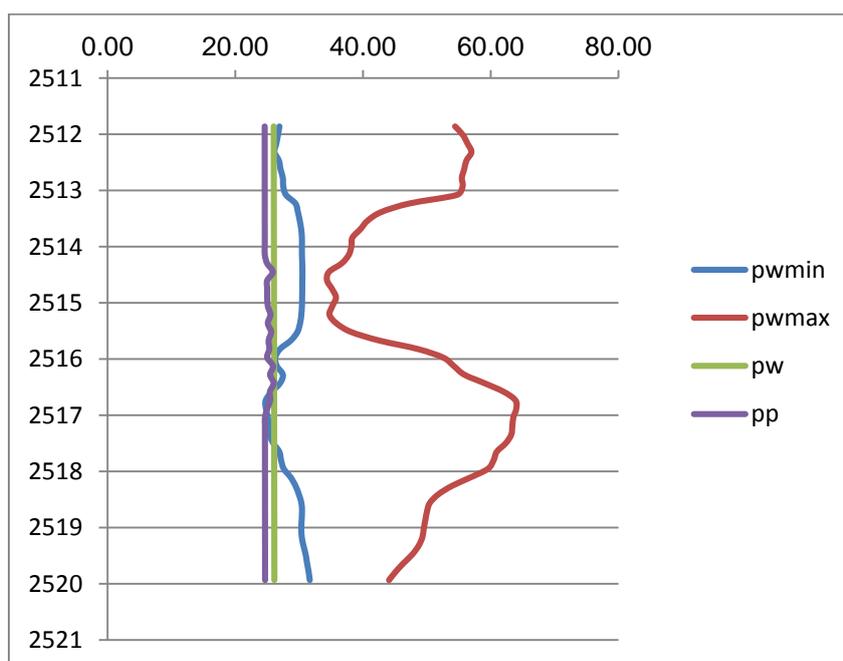
در چاه های نفتی که در لایه های ماسه ای تولید می شوند مانند لایه آسماری در میدان نفتی اهواز، با بزرگترین مشکلی که مواجه می باشیم، پدیده تولید ماسه می باشد. این پدیده که در آن دانه های ماسه به علت فشارهای زیاد وارد از سنگ مخزن جدا می شوند، هر ساله هزینه های قابل توجهی را به شرکت های نفتی تحمیل می کند. در طی فرآیند تولید ماسه تنش های کششی و برشی وارد بر دیواره اطراف چاه از مقاومت آن تجاوز می کند در نتیجه ذرات ماسه بصورت دانه دانه از ماتریس اولیه خود جدا می شوند. به دلیل اهمیت تولید ماسه همراه نفت تولیدی در میدان نفتی اهواز، مدل ارائه شده در این تحقیق از سه قسمت تشکیل شده است. که ابعاد مدل ارائه شده بصورت سه بعدی بصورت  $5 \times 10 \times 6$  متری در حالت قائم (شکل ۱۱) با خصوصیات مختلف: آهک مارنی در فاصله عمقی (۲۵۱۲-۲۵۱۴/۵) و (۲۵۱۷-۲۵۱۹/۵) متری و میان لایه ماسه سنگی (۲۵۱۷-۲۵۱۴/۵) متری تقسیم می گردد (شکل ۱۲). تا بتوان میزان مقاومت این لایه ها را نسبت به یکدیگر نشان داده و از طرفی دیگر نواحی درای بیشترین ریزش را از بین این سه لایه تشخیص داد. شعاع چاه با توجه به ریزش  $10/795$  سانتی متر در نظر گرفته شد.

جدول ۱- خصوصیات مکانیک سنگی لایه های مختلف سازند آسماری

نوع سنگ	ضریب پواسون	مقاومت کششی (Mpa)	زاویه اصطکاک (درجه)	چسبندگی (Mpa)	مدول بالک (Gpa)	مدول برشی (Gpa)
Limestone1	۰/۲۶	۲/۰۷	۴۰	۴/۹	۱۱/۸۴	۵/۵۷
Sandstone	۰/۳۳	۱/۲۱	۴۷	۲/۳۸	۶/۹۴	۳/۵۴
Limestone2	۰/۳۱	۲/۹	۴۰	۵/۲۹	۱۵/۵۱	۷/۲۰

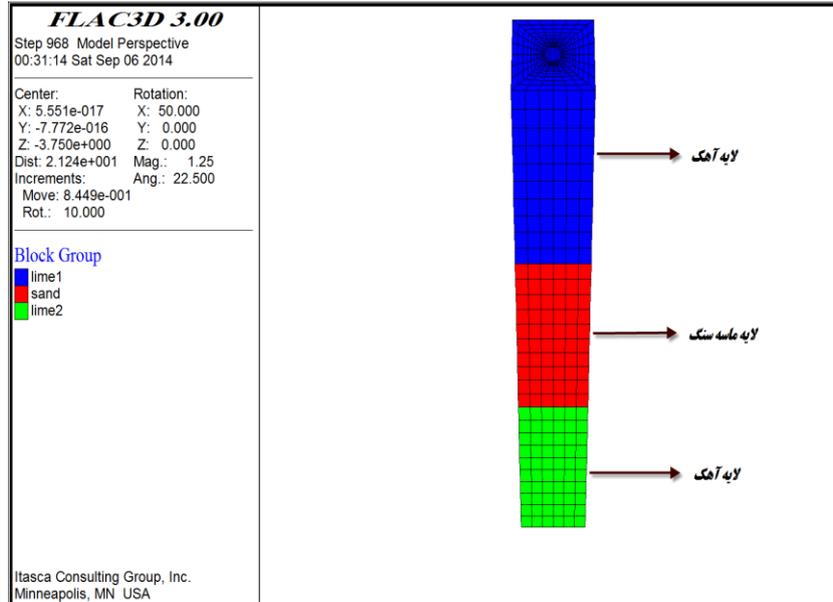
جدول ۲- تنش های قائم، تنش افقی حداقل، تنش افقی حداکثر و فشار منفذی لایه های مختلف سازند آسماری

نوع سنگ	عمق (متر)	قطر چاه (in)	تنش قائم (Mpa)	تنش افقی حداقل (Mpa)	تنش افقی حداکثر (Mpa)	فشار منفذی (Mpa)
Limestone1	۲۵۱۲-۲۵۱۴/۵	۹/۴۷	۷۰/۶۵	۳۶/۳۳	۳۸	۲۴
Sandstone	۲۵۱۴/۵-۲۵۱۷	۱۰/۷۲	۷۰/۷۰	۳۲	۳۶	۲۵/۶۵
Limestone2	۲۵۱۷-۲۵۱۹/۵	۹/۵۹	۷۱	۳۹/۳	۴۴/۷	۲۴/۲



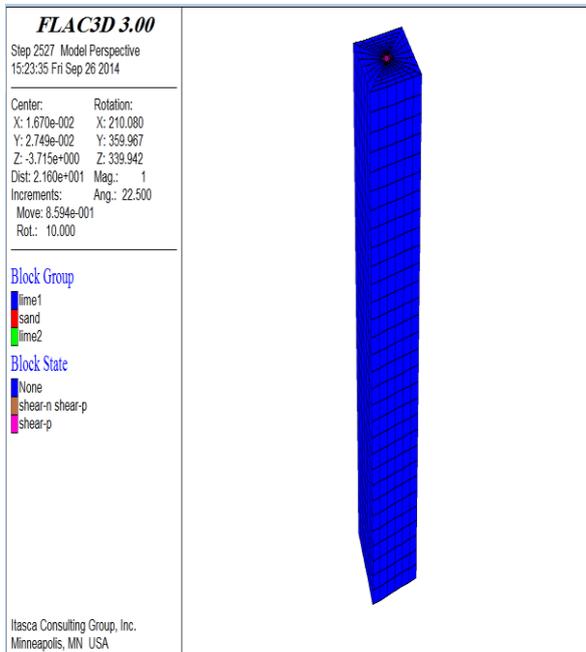
شکل ۱۰ محدوده فشار گل با معیار مور - کولمب در محدوده مورد نظر

همانگونه که در شکل ۱۰ مشخص می باشد، محدوده ایمن گل حفاری کوچک شده و در نتیجه آن عملیات حفاری مشکل تر خواهد بود.

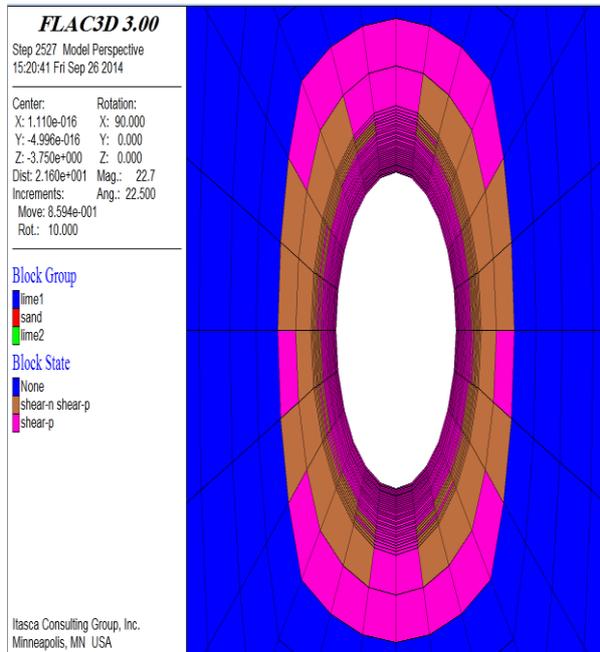


شکل ۱۱- مدل چاه در حالت قائم و لایه بندی آن

با استفاده از نرم افزار ابتدا مدل چاه ساخته شد. سپس پارامترهای مختلف مکانیک سنگی و جریانی سازند و همچنین تنش های برجا در آن قرار داده شده و در درون سازند با خصوصیات آهک مارنی و میان لایه ماسه سنگی در عمق مورد نظر اجرا و تحلیل حساسیت بر روی فشار گل حفاری انجام می شود. در اولین مرحله مدل سازی فرض بر آن می شود که هیچ نوع فشار گلی بر دیواره چاه وارد نشده است. در اینصورت همانگونه که در شکل های زیر مشخص است، ناحیه پلاستیک تشکیل شده در اطراف چاه بسیار زیاد می باشد.

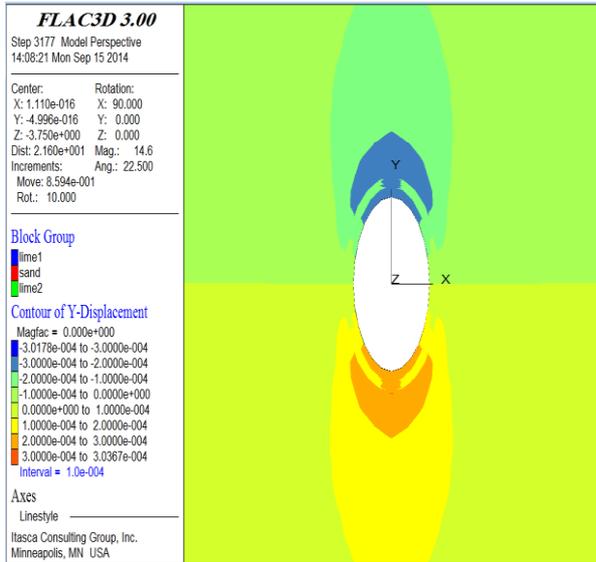


شکل ۱۳- وضعیت مدل در حالت بدون اعمال فشار گل

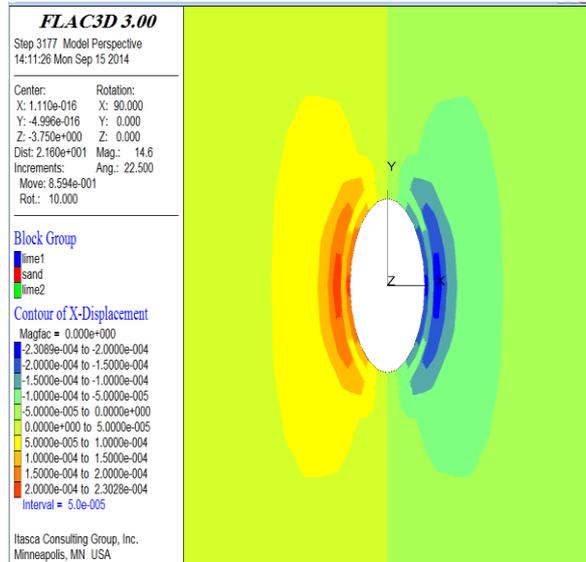


شکل ۱۲- ناحیه پلاستیک اطراف چاه در حالتی که  $P_w=0$

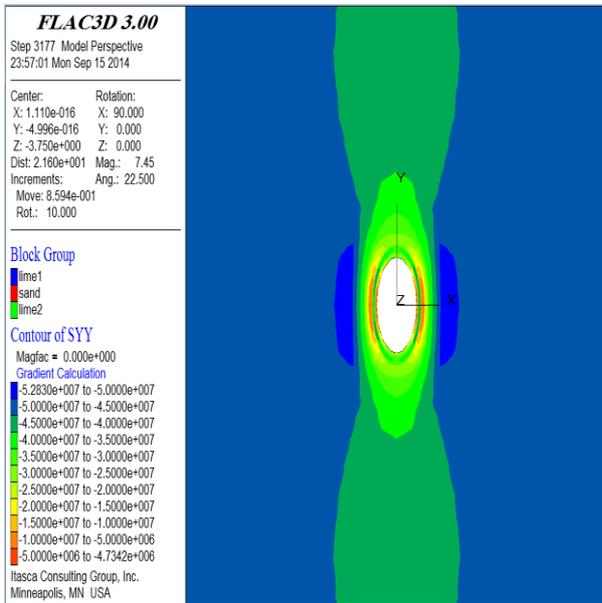
برای بدست آوردن وزن گل بهینه، از فشار گل بالاتر و نزدیک به فشار منفذی سازند، تحلیل را شروع کرده و برای رسیدن در آغاز حرکت پلاستیک در دیواره چاه فشار گل های مختلفی را آزمایش کردیم. بر اساس تحلیل های صورت گرفته در فشار گل های مختلف در محدوده ۲۶/۵ تا ۳۳ مگاپاسکال هیچگونه ریزشی در مدل مشاهده نگردید. همانگونه که در شکل های ۱۴ و ۱۵ نشان داده شده است، آغاز حرکت پلاستیک و ایجاد شکاف در دیواره چاه در جهت تنش افقی حداکثر و در فشار گل ۳۳ مگاپاسکال اتفاق می افتد.



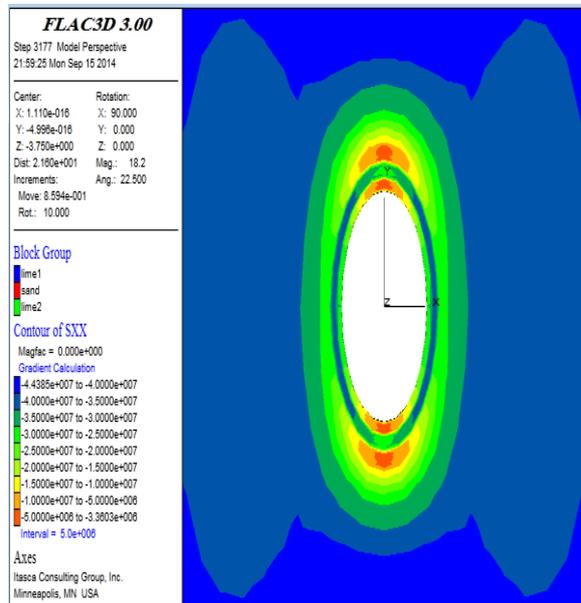
شکل ۱۵- جابجایی در جهت Y در فشار ۳۳(mpa)



شکل ۱۴- جابجایی در جهت X در فشار ۳۳(mpa)

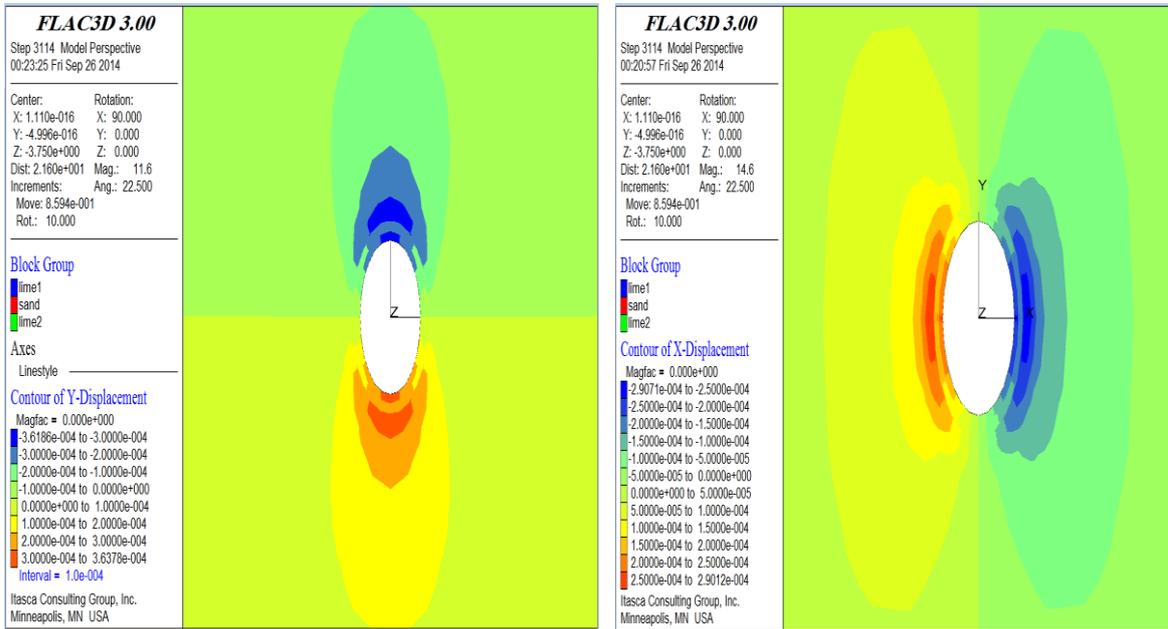


شکل ۱۷- توزیع تنش القایی حداکثر در فشار گل ۳۳(mpa)



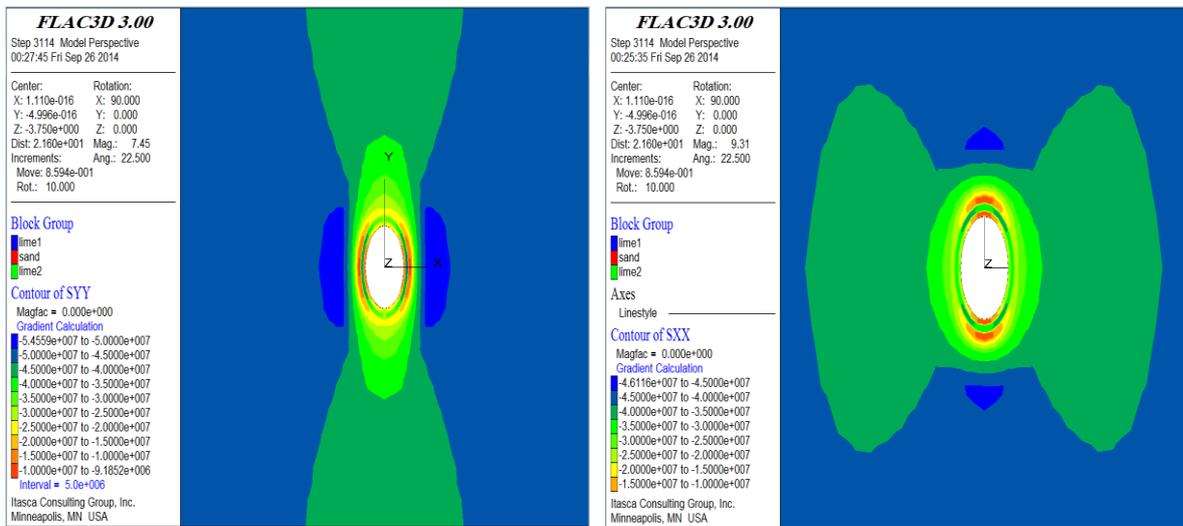
شکل ۱۶- توزیع تنش القایی حداقل در فشار گل ۳۳(mpa)

در ادامه تحلیل برای بدست آوردن حداقل فشار مجاز گل در جلوگیری از ریزش، فشار گل پایین مختلفی را اعمال نمودیم. بر اساس تحلیل صورت گرفته در فشار ۲۶/۴ مگاپاسکال بر اثر تمرکز تنش ایجاد شده، در مدل شاهد گسیختگی برشی خواهیم بود و دیواره چاه در جهت تنش افقی حداقل ریزش می کند. نتایج تحلیل در فشار ۲۶/۴ مگاپاسکال به قرار زیر می باشد.



شکل ۱۹- جابجایی در جهت Y در فشار ۲۶/۴(mpa)

شکل ۱۸- جابجایی در جهت X در فشار ۲۶/۴(mpa)



شکل ۲۱- توزیع تنش القایی حداکثر در فشار گل ۳۳(mpa)

شکل ۲۰- توزیع تنش القایی حداقل در فشار گل ۳۳(mpa)

جدول ۳- نتایج کلی تحلیل پایداری

فشار گل (Mpa)	جابجایی در راستای محور X (m)	جابجایی در راستای محور Y (m)	تنش در راستای محور X (mpa)	تنش در راستای محور Y (mpa)	تنش در راستای محور Z (mpa)
۲۶/۴	$۲/۹۰ \times ۱۰^{-۴}$	$۳/۶۳ \times ۱۰^{-۴}$	$۴/۶۱ \times ۱۰^{-۱}$	$۵/۴۵ \times ۱۰^{-۱}$	$۷/۰۶۱ \times ۱۰^{-۱}$
۳۳	$۲/۳۰ \times ۱۰^{-۴}$	$۳/۰۱۷ \times ۱۰^{-۴}$	$۴/۴۳ \times ۱۰^{-۱}$	$۵/۹۴ \times ۱۰^{-۱}$	$۷/۰۷ \times ۱۰^{-۱}$

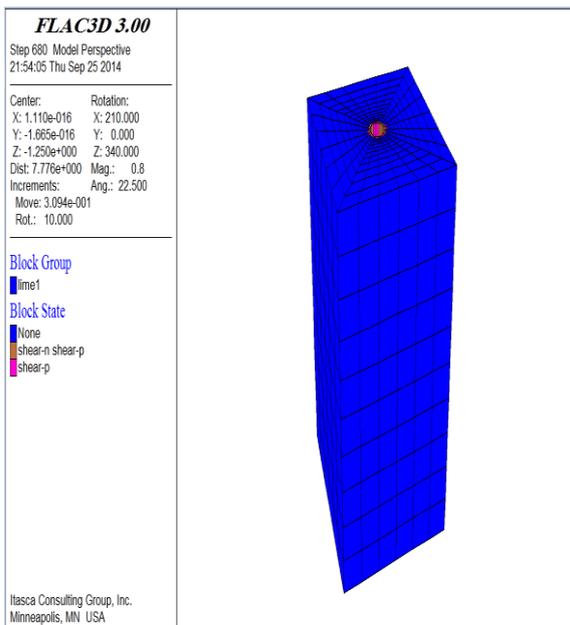
۲-۳-۳. مدل سازی عددی

در قسمت دوم مدل سازی عددی، ابعاد مدل ارائه شده بصورت سه بعدی بصورت  $۵ \times ۱۰ \times ۶$  متری در حالت قائم با خصوصیت آهک سخت در فاصله عمقی ۲۶۷۲ تا ۲۶۷۸ متری سطح زمین می باشد.  
جدول ۴- خصوصیات مختلف مکانیک سنگی لایه های آهکی سازند آسماری

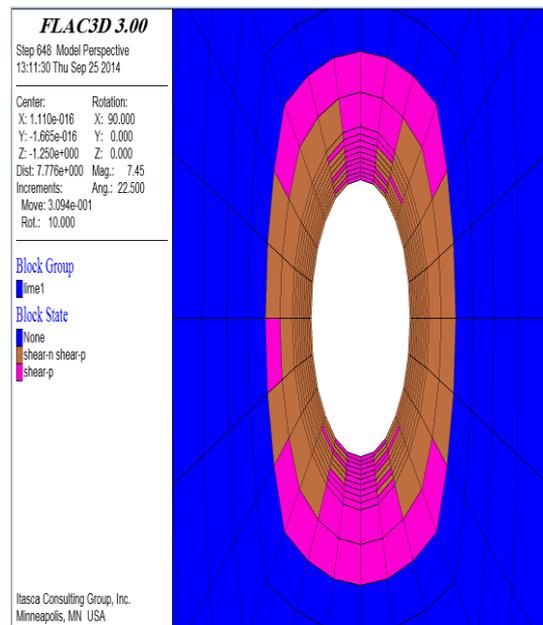
نوع سنگ	ضریب پواسون (Mpa)	مقاومت کششی (Mpa)	زاویه اصطکاک (درجه)	چسبندگی (Mpa)	مدول بالک (Mpa)	مدول برشی (Mpa)
آهک	۰/۲۹	۲/۹۸	۴۰	۶/۹۴	۱۴/۹۹	۶/۸۵

جدول ۵- تنش های قائم، تنش افقی حداقل، تنش افقی حداکثر و فشار منفذی لایه آهکی سازند آسماری

نوع سنگ	عمق (متر)	تنش قائم (Mpa)	تنش افقی حداقل (Mpa)	تنش افقی حداکثر (Mpa)	فشار منفذی
آهک	۲۶۷۲-۲۶۷۶	۷۴	۴۰/۲	۵۰/۶۷	۲۵/۷۳

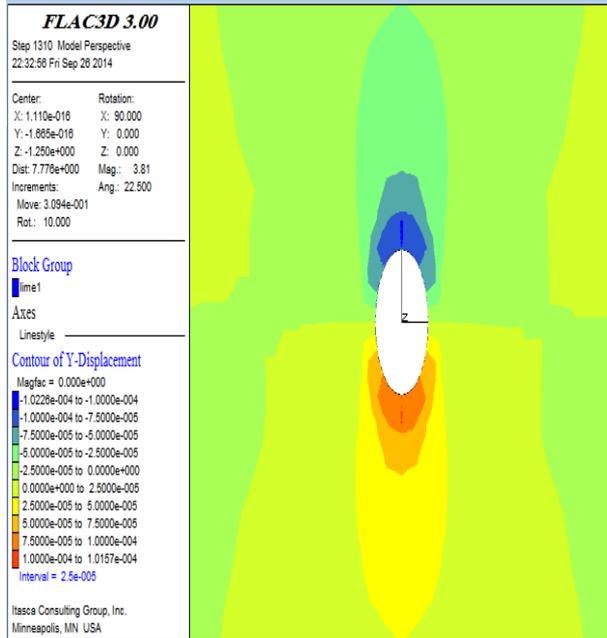


شکل ۲۳- وضعیت مدل در حالت بدون اعمال فشار گل

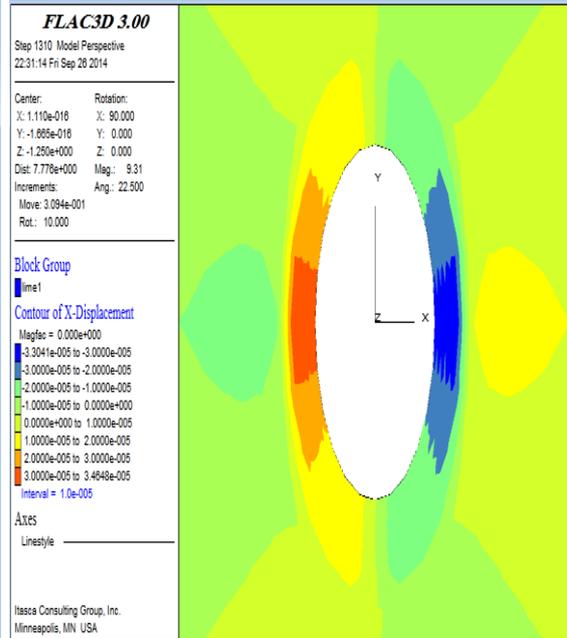


شکل ۲۲- ناحیه پلاستیک اطراف چاه در حالتی که  $P_w=0$

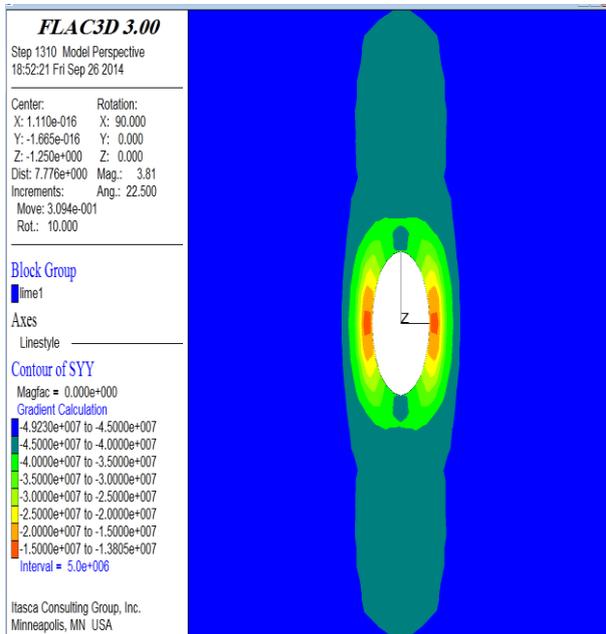
برای بدست آوردن وزن گل بهینه، همانند بخش اول مدل سازی از فشار گل بالاتر و نزدیک به فشار منفذی سازند، تحلیل را شروع کرده و برای رسیدن در آغاز حرکت پلاستیک در دیواره چاه فشار گل های مختلفی را آزمایش کردیم. بر اساس تحلیل های صورت گرفته در فشار گل های مختلف در محدوده ۲۶/۵ تا ۴۴ مگاپاسکال هیچگونه ریزشی در مدل مشاهده نگردید. آغاز حرکت پلاستیک و ایجاد شکاف در دیواره چاه در جهت تنش افقی حداکثر و در فشار گل ۴۵ مگاپاسکال اتفاق می افتد. نتایج تحلیل به قرار زیر می باشد.



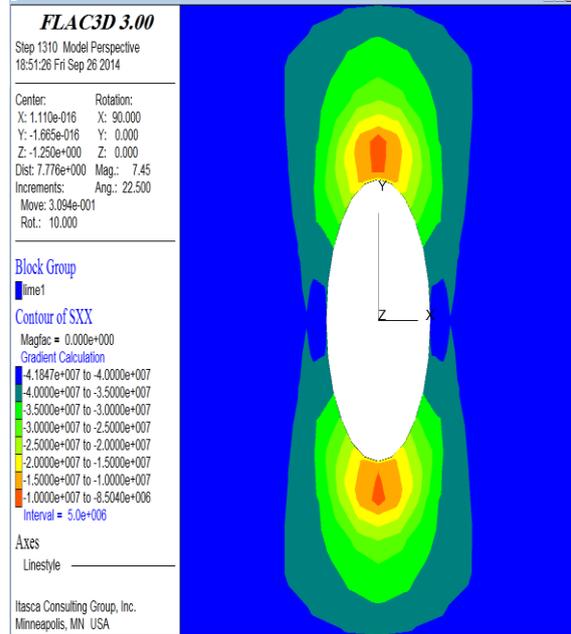
شکل ۲۵- جابجایی در جهت Y در فشار ۴۵ (mpa)



شکل ۲۴- جابجایی در جهت X در فشار ۴۵ (mpa)

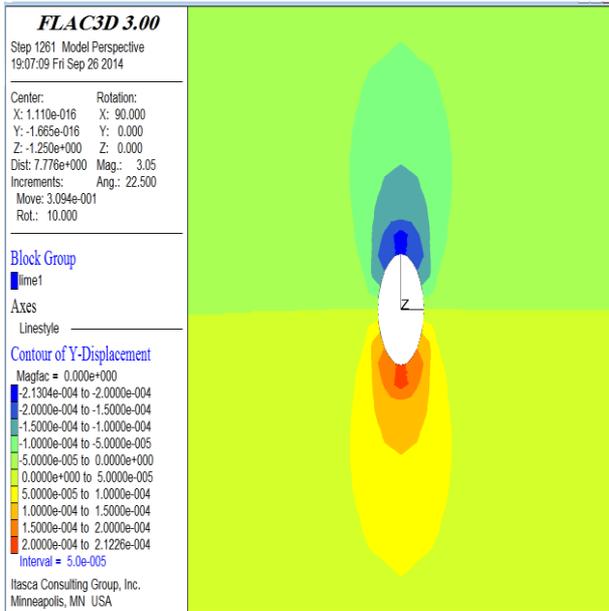


شکل ۲۷- توزیع تنش القایی حداکثر در فشار گل ۴۵ (mpa)

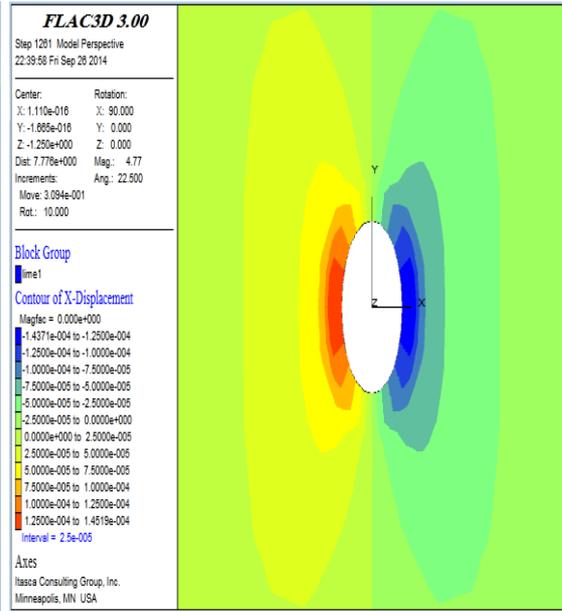


شکل ۲۶- توزیع تنش القایی حداقل در فشار گل ۴۵ (mpa)

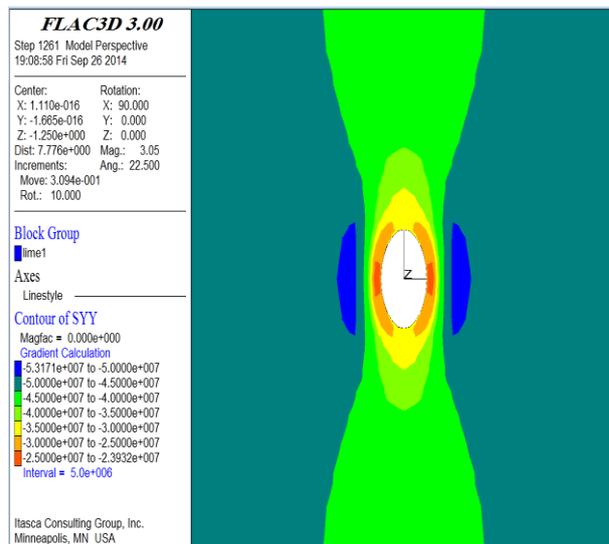
در ادامه تحلیل مدل در فشار گل ۳۰ مگاپاسکال انجام پذیرفت. نتایج این بررسی در ادامه ارائه شده است.



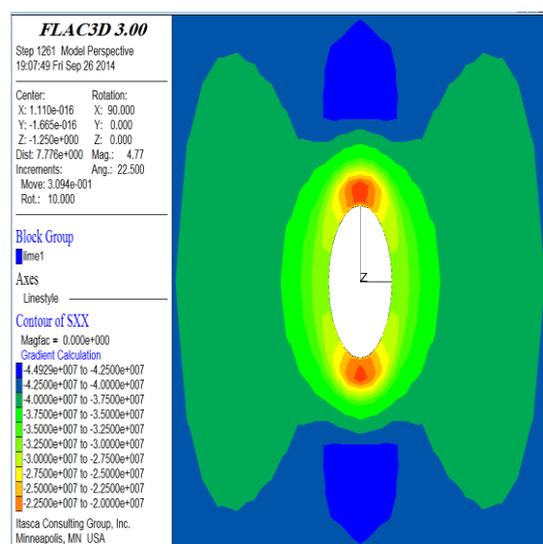
شکل ۲۹- جابجایی در جهت Y در فشار (۳۰ mpa)



شکل ۲۸- جابجایی در جهت X در فشار (۳۰ mpa)



شکل ۳۱- توزیع تنش القایی حداکثر در فشار گل (۳۰ mpa)



شکل ۳۰- توزیع تنش القایی حداقل در فشار گل (۳۰ mpa)

جدول ۶- نتایج کلی تحلیل پایداری

فشار گل (Mpa)	جابجایی در راستای محور X (m)	جابجایی در راستای محور Y (m)	تنش در راستای محور X (mpa)	تنش در راستای محور Y (mpa)	تنش در راستای محور Z (mpa)
۳۰	$1/45 \times 10^{-4}$	$2/13 \times 10^{-4}$	$4/49 \times 10^1$	$5/31 \times 10^1$	$7/04 \times 10^1$
۴۵	$3/46 \times 10^{-5}$	$1/022 \times 10^{-4}$	$4/18 \times 10^1$	$4/92 \times 10^1$	$7/07 \times 10^1$

### ۳. نتایج

جدول ۷- نتایج کلی تحلیل پایداری (بخش اول مدل سازی)

(۱)

مقایسه نتایج	وزن گل حداقل (mpa)	وزن گل حداکثر (mpa)
مدل سازی تحلیلی	۲۹	۳۴/۶۹
مدل سازی عددی	۲۶/۴	۳۳

جدول ۷ حاکی از تطابق تقریبی مدل سازی تحلیلی (Excel) دیواره چاه مورد مطالعه با مدل سازی عددی (FLAC<sup>3D</sup>) می باشد. این نتایج خود بطور نسبی نشانگر انتخاب صحیح فشار گل (۲۶ مگاپاسکال) از سوی مهندس حفار می باشد.

جدول ۸- نتایج کلی تحلیل پایداری (بخش دوم مدل سازی)

(۲)

مقایسه نتایج	وزن گل حداقل (mpa)	وزن گل حداکثر (mpa)
مدل سازی تحلیلی	۳۳	۴۷
مدل سازی عددی	۳۰	۴۵

جدول ۸ حاکی از تطابق نسبی مدل سازی تحلیلی و عددی می باشد. همچنین این جدول بیانگر کوچک بودن محدوده پنجره ایمن گل در عمق مورد مطالعه نیز می باشد. پیشنهاد می گردد طراحی وزن گل حفاری در بالاتر از ۳۰ مگاپاسکال لحاظ گردد تا از گسختگی برشی و گسیختگی کششی احتمالی جلوگیری گردد.

(۳) با مقایسه مقدار جابجایی در راستای محور X می توان نتیجه گرفت که در فشار گل ۲۶/۴ و ۳۰ مگاپاسکال مقدار جابجایی بیش از مقدار جابجایی در فشار گل ۳۳ و ۴۵ مگاپاسکال خواهد بود و با توجه به اینکه جابجایی در محدوده رفتار پلاستیک مواد رخ می دهد، این خود دلیلی بر ایجاد شکست در فشار گل ۳۳ و ۴۵ مگاپاسکال خواهد بود.

(۴) بالاترین میزان فشار گل در هر دو بخش مدل سازی بیش از تنش افقی حداقل می باشد. که در اینصورت سازند دچار شکست خواهد شد.

۵) نتایج بررسی حاصل از مطالعه نشان می دهد که در چاه قائم، لایه های ماسه سنگی ناپایدارتر و کربنات ها پایدارتر از بقیه لایه ها می باشند.

۶) در بخش اول مدل سازی عددی در محدوده فشاری (۲۶/۵-۳۲) مگاپاسکال و در بخش دوم مدل سازی در محدوده فشاری (۳۰-۴۵) مگاپاسکال هیچگونه ریزشی مشاهده نگردید. بنابراین این محدوده های فشاری را می توان بعنوان محدوده وزن گل بهینه در نظر گرفت.

۷) با مقایسه کلی نتایج بدست آمده از دو روش مدل سازی عددی و تحلیلی، روش تحلیلی به واقعیت نزدیک تر بوده و شرایط واقعی موجود در چاه مورد مطالعه را نشان می دهد. در نتیجه نتایج روش تحلیلی قابل اعتماد تر می باشد.

### تشکر و قدردانی

نویسندگان از زحمات آقایان دکتر زرگر، دکتر قبادی و دکتر آبدیده در داوری مقاله سپاسگزاری می نمایند.

## ۵. منابع

- [1] Peng, P., and J., Zhang, 2007, Engineering geology for underground rocks. Springer. Berlin.
- [2] Amco - Wellbore Stability book. 2011
- [3] Aadnoy, B. S., and S. Ong, 2003, Introduction to special issue on borehole stability: Journal of Petroleum Science Engineering, p. 79-82.
- [4] Bieniawski, Z.T., 1996, Milestone in Rock Mech. Min. Sci., p.1169-1193.
- [5] Wyllie, M. R. J., A. R. Gregory, and L.W. Gardner, 1956, Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media Geophysics in heterogeneous and porous media: Geophysics, v.21, p. 41-70.
- [6] Wyllie, M. R. J., A. R. Gregory, and L.W.G. H. F Gardner, 1958, Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media Geophysics in heterogeneous and porous media: Geophysics, v. 23, p. 459-493.
- [7] Wyllie, M. R. J., C.C. H. F Gardner, and A. R., Garegory, 1963, Studies of elastic wave attenuation in porous media: Geophysics, v. 27, p. 569-589.
- [8] Savich, A. L., 1984, Generalized relation between static and dynamic indices of rock deformability, Translated from Gidrotekhnicheskoe stroitel stvo. v. 8, p. 50-54.
- [9] Yasar, E., and Y. Erdogan, 2004, Correlating sound velocity with the density, compressive strength and young's modulus of carbonate rocks: Int of Journal of Rock Mechanics. min. Sci., v. 41, p. 871-875.
- [10] Zare M. R., S. R. Shadizadeh, and B. Habibniya, 2010, Mechanical stability analysis of directional wells: A case study in Ahwaz oil field., SPE138989.
- [11] Tan., CH., B. Clennel, and A. Tohidi, 2014, Wellbore stability model for hydrate bearing sediments: Heriotwatt University.
- [12] Schmitt. D., I. Moeck., and R. Kofman, 2014, Improving borehole instability analysis by investigating the impacts of stress and rock anisotropy: University of Alberta. Canada.
- [13] AL-Ajmi, A. M., and R. W. Zimmerma, 2006, Stability analysis of vertical borholes using the mogi-coulomb failure criterion: Int of Journal of Rock Mechanics. min. Sci., v.43, P.1200-1211.
- [14] Amadie, B. and O. Stephansson, 1997, Rock stress and its measurement: Chapman and Hall 1<sup>st</sup> edition.
- [15] Zoback, M. D., et al., 2003, Determination of Stress orientation and magnitude in deep wells: Int of Journal of Rock Mechanics. min. Sci., v.40, p.10498-1076.
- [16] Birchwood, R., Geomechanics specialist, option for Enhanced wellbore stability. schlumberger oilfield services Caracas, Venezuela.
- [17] Grandi, S., R., Rao, and M. Toks oz, 2002, Geomechanical modeling of in situ stresses around a borehole: Department of Earthsciences, Atmospheric and planetary sciences. Massachusetts Institute of technology.

## بررسی شیل‌های سازند گرو در منطقه لرستان به عنوان منابع نامتعارف هیدروکربنی

امینه لطفی یار<sup>۱\*</sup>، علی چهارزی<sup>۲</sup>، محمدرضا کمالی<sup>۳</sup>، نادر ثابتی<sup>۴</sup>

۱ دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی اکتشاف نفت، دانشکده مهندسی نفت، دانشگاه سمنان

۲ سرپرست اداره ژئوفیزیک شرکت نفت فلات قاره ایران

۳ رئیس پردیس بالادستی پژوهشگاه صنعت نفت

۴ رئیس بخش پتروفیزیک مدیریت اکتشاف شرکت نفت

\*Lotfiyara@yahoo.com

دریافت آذر ۱۳۹۳، پذیرش بهمن ۱۳۹۳

### چکیده

امروزه منابع نامتعارف، با توجه به افزایش قیمت و تقاضای جهانی برای سوخت‌های فسیلی مورد توجه بسیاری از کشورها قرار گرفته است. شیل‌های گازی یکی از مهمترین منابع نامتعارف محسوب می‌شوند. شیل گازی سنگ دانه‌ریز غنی از مواد آلی و دارای ذخیره اقتصادی گازی است. سازند شیل گازی دارای تخلخل پایین بوده و برای داشتن تولید اقتصادی از آن ایجاد شکستگی ضروری است. در این پژوهش، شیل‌های سازند گرو در منطقه لرستان (مطالعه موردی نمونه‌های خرده‌های حفاری چاه باباقیر<sup>۱</sup>) به عنوان پتانسیل منابع نامتعارف بررسی شده است. سازند گرو شامل تناوب آهک رسی سیاه رادیولردار، شیل‌های سیاه‌رنگ بیتومن‌دار پیریتی و چرتی آمونیت و بلمنیت‌دار است. پلانکتون و رادیولارها نشان دهنده حوضه عمیق دریایی هستند، و ریز سنگواره‌ها نشان می‌دهد که سازند گرو دارای سن نئوکومین تا کنیاسین است. بررسی داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد، سازند گرو از لحاظ محتوای کربن آلی، دارای کیفیت خوب (محدوده مناسب TOC) است. همچنین کروژن موجود در سازند گرو از نوع کروژن III بوده و لذا سنگ منشأ گاززا را نشان می‌دهد. این داده‌ها رخساره عمیق برای منطقه را پیشنهاد می‌کند. پراش پرتو ایکس و مطالعات کانی‌شناسی نشان می‌دهد که سازند گرو دارای محتوای کانی رسی کمتر از ۴ درصد (۳-۴ درصد)، و شکنندگی متوسط به بالاست و برای اهداف حفاری مناسب خواهد بود. بررسی مجموعه مطالعات صورت گرفته نشان داده است که سازند گرو در منطقه لرستان را می‌توان به عنوان شیل گازی در نظر گرفت.

**کلمات کلیدی:** شیل گازی، منابع نامتعارف، پراش سنجی پرتو ایکس، پیرولیز راک-اول، ژئوشیمی، لرستان

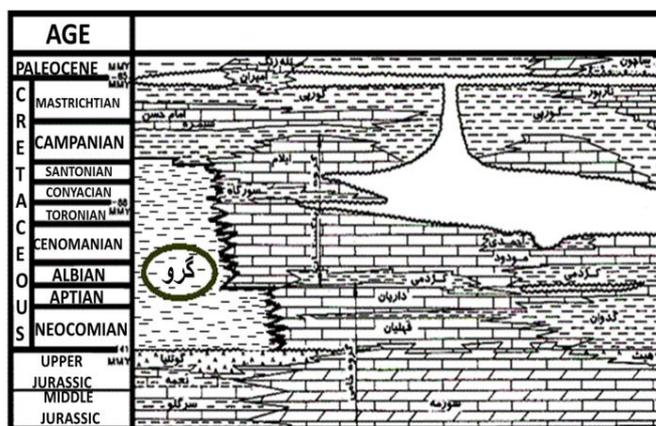
## ۱. مقدمه

مخازن نامتعارف مخازنی هستند که سنگ مخزن آنها نه تنها دارای تخلخل و تراوایی معمول مخازن متعارف نمی‌باشد، بلکه بسیار سخت و محکم بوده و منشأ مواد هیدروکربوری آن نیز خود سنگ مخزن است. برخلاف مخازن متعارف که نیروی پتانسیل سیال و مکانیزم‌های طبیعی رانش، عامل تولید اولیه از سنگ مخزن آن‌ها است، توسعه و تولید اقتصادی از مخازن نامتعارف، نیازمند نیروهای کمکی و تکنولوژی پیشرفته مانند چاه‌های افقی یا تحریک مصنوعی و هزینه‌های نسبتاً بالایی می‌باشد. با توجه به کاهش تولید از منابع متعارف نفتی و گازی و افزایش تقاضا و قیمت سوخت‌های فسیلی، منابع نامتعارف توجه زیادی از صنایع نفتی را به خود جلب کرده است. منابع نامتعارف شامل منابع نامتعارف گازی (هیدرات‌های گازی، مخازن گازی فشرده، متان موجود در بسترهای زغالی، شیل‌های گازی) و منابع نامتعارف نفتی (مایع تراوش شده از بیومس، سیال بدست آمده از متان و شیل نفتی) است. شیل بر اساس مقدار و نوع مواد آلی و میزان بلوغ آنها می‌تواند هم منبع نفتی و هم گازی باشد. شیل نامتعارف سنگ رسوبی دانه ریز، لایه دار، و غیرکلاستیکی است، که دارای بیش از ۲ درصد کربن آلی بوده و مقدار رس آنها کمتر از ۳۵ درصد باشد، که بسته به میزان بلوغ آن به عنوان شیل گازی یا نفتی محسوب می‌شود. ذرات سازنده شیل اغلب رس، کوارتز و مواد آلی است. شیل‌های گازی دارای گسترش زیاد و ناهمگنی بالایی هستند. در سال ۱۸۲۱ برای اولین بار گاز از شیل دونین *Dunkirk*، در نیویورک تولید شد. در ابتدا چاه‌های کم فشار کم عمق در نیویورک و اوهایو متمرکز بوده و در سال ۱۹۳۵ به تاثیر ماتریکس و شکستگی‌ها در سیستم‌های شیلی پی برده‌اند [۱، ۲]. از سال ۱۹۲۷ تا ۱۹۶۲ گروه بررسی شیل گازی کلمبیا، سالانه ۱۰ تا ۱۰۰ چاه را در شیل‌های گازی حفر کرده و بررسی‌های شیل‌های گازی را بهبود بخشیدند [۳]. علاقه به توصیف سیستم‌های شیلی زمانی ایجاد شد که مدیریت تحقیق و توسعه انرژی (ERDA) پروژه شیل‌های گازی شرقی را در سال ۱۹۷۱ به انجام رساند [۴، ۵، ۶، ۷]. در ایران نیز در سال ۱۳۹۰ مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، پیجویی‌های مقدماتی منابع شیل‌های گازی را در حوضه‌های رسوبی زاگرس، کپه داغ و ایران مرکزی انجام داده است [۸]. نتایج این مطالعات نشان داد که سازندهای گرو و سرگلو در بخش مرکزی ناحیه زمین‌شناسی لرستان به عنوان مناطق امید بخش برای بررسی‌های تفصیلی اکتشاف شیل‌های گازی هستند [۹]. هدف از این مقاله مطالعات ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی سازند شیلی گرو در منطقه لرستان و بررسی آن به عنوان منبع دارای پتانسیل نامتعارف گازی است. در این پژوهش در ابتدا نمونه‌های مربوط به چاه باباقیر ۱، تحت پیرولیز راک-اول قرار گرفته و از لحاظ بلوغ و کیفیت مواد آلی بررسی شده‌اند. سپس تعدادی از نمونه‌ها را جهت تعیین کانی‌شناسی و در نهایت بررسی میزان شکنندگی تحت پراش پرتو ایکس، مطالعات میکروسکوپ الکترونی SEM و نیز مطالعات میکروسکوپی قرار داده شده است.

## ۲. زمین‌شناسی منطقه

**سازند شیلی گرو:** نام سازند گرو از تنگ گرو در کبیرکوه لرستان گرفته شده و بُرش الگوی آن در ۱۰ کیلومتری شمال شرق روستای قلعه دره مطالعه شده است [۱۰]. در محل بُرش الگو، سازند گرو با ۸۲۵ متر ضخامت به ۵ عضو تقسیم شده، ولی به طور کلی، سازند گرو از تناوب آهک‌های بسیار رُسی سیاه رادیولردار با شیل‌های سیاه‌رنگ بیتومین‌دار پیریتی و چرتی آمونیت و بلمنیت‌دار تشکیل شده است. در لرستان مرکزی این سازند بیشتر شیلی است. ولی در فروافنادگی دزفول سنگ‌آهک بیشتر است. مرز پایینی سازند گرو بیشتر به رسوبات تبخیری هیث و گوتنیا است. مرز بالایی آن بسیار متغیر است. گرو می‌تواند در زیر سازندهای مختلفی مانند ایلام و حتی سازند فهلیمان قرار گیرد (شکل ۱) [۱۱]. این موضوع نتیجه پیشروی رسوبات ساحلی به حوضه رسوبی گرو است. پلانکتون‌ها و رادیولرها نشانگر محیط کم انرژی و بی‌اکسیژن (حوضه

ژرف دریایی) است. ریزسنگواره رادیولر، سن سازند گرو را نئوکومین تا کنیاسین نشان می‌دهد. با توجه به اینکه آثار حیاتی مانند پلانکتون‌ها و بخصوص رادیولاریا در این سازند توسعه دارد و اثری از سنگواره‌های متعلق به محیط‌های کم عمق در آن یافت نمی‌شود و از طرف دیگر اغلب رسوبات این سازند بسیار دانه ریز بوده و لایه‌بندی ظریف دارند، لذا نشان می‌دهد که این سازند، اولاً فاقد بهم ریختگی بوده و ثانیاً از مواد حیاتی و پیریت غنی هستند و بالاخره در اغلب ردیف‌های آن، ارگانسیم‌های کفزی Benthonic دیده نمی‌شود. می‌توان چنین نتیجه گرفت که شرایط محیط رسوبی بسیار کم انرژی و فاقد اکسیژن بوده که تماماً معرف حوضه اقیانوسی می‌باشد [۱۲، ۱۳].

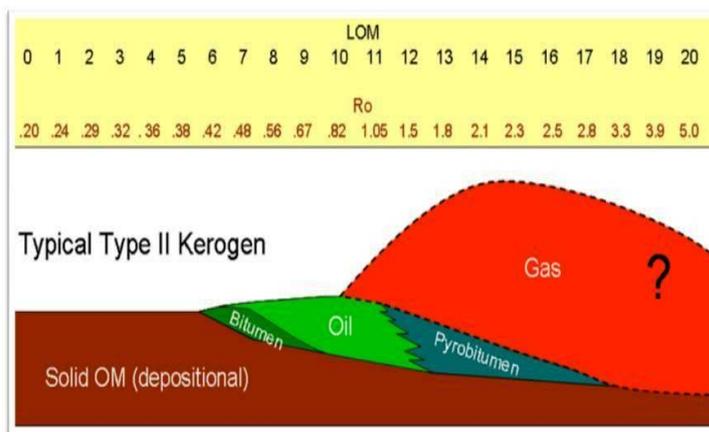


شکل ۱. چینه شناسی کرتاسه در زاگرس\_ سازند گرو [۱۱].

در ناحیه لرستان شیل‌های رادیولردار خاکستری تیره تا سیاه و آهک‌های رُسی عمیق سازند گرو و در ناحیه فارس و جنوب فروافتادگی دزفول، سه سازند فهلپان، گدوان و داریان به سن نئوکومین-آپتین است [۱۴]. منطقه لرستان با استفاده از نمونه‌های خرده حفاری مربوط به چاه باباقیر ۱ مورد بررسی قرار گرفته است. چاه باباقیر ۱ در ایالت زمین‌شناسی لرستان از کمرند چین خوردگی و راندگی زاگرس واقع شده است. کمرند چین خورده و راندگی زاگرس در ایران بخش خارجی کوهزایی فعال زاگرس را تشکیل می‌دهد. در چاه باباقیر ۱ سازند گرو بر روی سازند تبخیری گوتنیا قرار داشته و از عمق ۱۸۶۰/۸ شروع شده و تا عمق ۲۵۹۴ متری ادامه دارد. وضعیت حد بالایی سازند گرو بسیار متفاوت است. در برش نمونه این حد از طریق یک ناهمسازی فرسایشی با سنگ‌آهک‌های بنگستان (آلبین-کامپانین) مشخص می‌شود که وجود گلوکونیت و ماسه‌ای بودن سر سازند گرو معرف آن است. در نواحی مرکزی استان لرستان سازند گرو در زیر سازند سورگاه (کنیاسین) قرار می‌گیرد. به این ترتیب سازند گرو می‌تواند در زیر سازندهای مختلفی واقع شود و این موضوع خود معلول پیشرفت رسوبات ساحلی محاط به حوضه رسوبی گرو تفسیر می‌گردد [۱۱]. در مقطع مورد مطالعه سنگ‌آهک‌های سازند سروک بر روی سازند گرو قرار می‌گیرد.

### ۳. اصول و تئوری

شیل‌های گازی یکی از منابع نامتعارف بوده که متداولترین و فراوانترین سنگ‌های رسوبی هستند. شیل‌های گازی حدود ۹۵٪ مواد آلی موجود در سنگهای رسوبی را به خود اختصاص داده‌اند. به همین دلیل لایه‌های شیلی بطورخاص مورد توجه قرار گرفته است [۱۵]. شیل‌ها بر مبنای میزان پختگی می‌توانند هم به عنوان شیل نفتی و هم گازی عمل کنند (شکل ۲).



شکل ۲. شیل‌های نفتی و گازی: اگر مقدار (سطح دگرریختی ماده آلی، در واحد درصد)  $LOM=0-5.7$  و  $Ro=0.2-0.4$  (سطح بلوغ، در واحد درصد) باشد نابالغ است و اگر  $LOM=5.7-10.9$  و  $Ro=5.7-10.9$  باشد در پنجره نفتزایی بوده و در صورتی که  $LOM=10.9-20$  و  $Ro=1.02-5$  باشد در پنجره شیل‌های گازی خواهد بود.

شیل‌های گازی را می‌توان به عنوان سنگ دانه ریز غنی از مواد آلی که دارای ذخیره اقتصادی گازی باشد، تعریف نمود. سازندهای شیل‌های گازی معمولاً نازک و دارای گسترش زیادی هستند، که دارای تخلخل بسیار پایین بوده و برای داشتن تولید اقتصادی از آن، ایجاد شکستگی ضروری است. در حال حاضر بیشتر تولیدات مخازن شیل‌های گازی از سنگ منشأ فوق‌بالغ حاوی کروژن نوع I و II می‌باشند. مخازن شیل‌های گازی دارای حداقل کل کربن آلی  $0.5-2\%$  درصد است. مخازن شیل‌های گازی دوره تولید طولانی با افت کم می‌باشد که حدود  $25-80$  سال به طول می‌انجامد. پارامترها و خصوصیات کلیدی برای بررسی کیفیت شیل‌های گازی شامل کربن آلی کل (TOC)، سطح بلوغ (Ro)، کانی‌شناسی (کانی‌های رسی و کوارتز)، ضخامت و گسترش محیطی، تخلخل و میزان اشباع گاز (فاز آزاد و جذب شده)، نوع مواد آلی (OMT) است. مطالعات اخیر نشان می‌دهد که اغلب سازندهای شیل‌های گازی غنی از مواد آلی دارای ضخامت ناخالص در حدود صدها متر می‌باشد که تنوع عمودی آنها از نظر غنای مواد آلی و کانی‌شناسی حتی در لایه‌های عمودی کوچک هم می‌تواند تغییر کند. ناهمگنی‌های عمودی مشاهده شده را می‌توان به شرایط زمین‌شناسی زمان رسوبگذاری آنها ارتباط داد. پاسی و همکاران [۱۶] عنوان کرده‌اند که تجمع سنگ‌های غنی از مواد آلی تابع فرایندهای کنترل‌کننده مهم نرخ تولید، میزان انحلال‌پذیری و نرخ تخریب مواد آلی است. معمولاً سنگ‌های غنی از مواد آلی در سه بخش فیزیوگرافی حاشیه قاره، فلات قاره و شیب قاره در قلمرو دریاییتجمع می‌یابند. بسیاری از تکنیک‌های ژئوشیمیایی و پتروفیزیکی برای توصیف سنگ منشأ در پنجره نفتی ( $Ro=0.5-1$ ) توسعه یافته است و گاهی با انجام برخی اصلاحات برای مخازن شیل‌های گازی که بلوغ حرارتی بالاتری را نشان می‌دهند نیز به کار می‌رود ( $Ro=1.1-4$ ). گاز در شیل می‌تواند در شکستگی‌ها، منافذ و یا به صورت جذب شده در رس یا کروژن حضور داشته باشد. هر چه منافذ بزرگتر باشند میزان گاز جذب شده بیشتر است. کوچک بودن ذرات شیل به مفهوم کوچک بودن منافذ است. از لحاظ ترکیب شیمیایی، شیل‌های گازی عمدتاً مولد گاز خشک است که ترکیب اصلی آن متان است [۱۵].

جدول ۱ مهمترین ویژگی‌های زمین‌شناسی، ژئوشیمیایی و ژئوتکنیکی موثر برای توصیف شیل‌های گازی بر مبنای شیل‌های گازی آمریکا را نشان می‌دهد [۱۷].

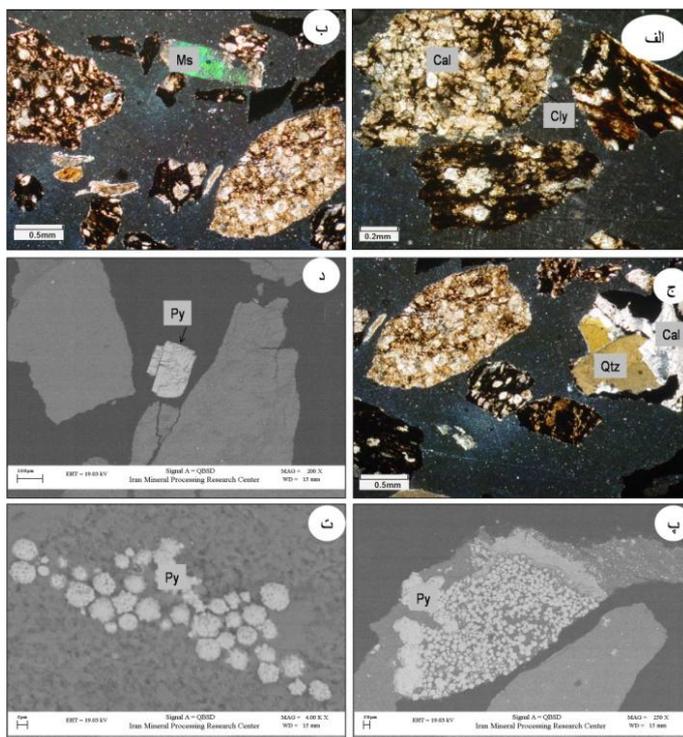
#### ۴. ابزار و داده‌ها

در این پژوهش شیل‌های سازند گرو در منطقه لرستان و در چاه باباقیر ۱ مورد ارزیابی قرار گرفته است. در طی این مطالعات تعداد ۸ نمونه از خرده‌های حفاری جهت بررسی کانی‌شناسی با روش پراش پرتو ایکس (XRD) در مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران مورد مطالعه قرار داده شده است. همچنین تعداد ۱۵ مقطع نازک و صیقلی برای مطالعات کانی‌شناسی تهیه و توسط میکروسکوپ نوری پلاریزان با نور عبوری مورد مطالعه قرار گرفته و تعداد ۲ مقطع صیقلی برای مطالعات تکمیلی توسط میکروسکوپ الکترونی در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مورد بررسی قرار گرفت. تعداد ۳۰ نمونه برای بررسی‌های ژئوشیمیایی مورد تجزیه پیرولیز راک اول (تعداد ۱۴ نمونه در دانشگاه ناسی فرانسه با دستگاه پیرولیز راک-اول ۶ و تعداد ۱۶ نمونه در پژوهشگاه صنعت نفت شرکت ملی نفت ایران با دستگاه راک-اول ۲) قرار گرفته است. در این روش ابتدا نمونه تحت پیرولیز و سپس مورد اکسیداسیون قرار می‌گیرد. برای ثبت نتایج بدست آمده از پیرولیز و آون اکسیداسیون به ترتیب از آشکارسازهای شعله یونی (FID) و آشکارساز هدایت حرارتی (TCD) استفاده شده است. مقدار کمی از نمونه سنگی (حدود ۱۰۰ میلی گرم) را در شرایط اتمسفری هلیوم در ۳۰۰ درجه سانتی گراد به مدت سه دقیقه حرارت داده و سپس درجه حرارت به ازای ۲۵ درجه سانتی گراد در هر دقیقه تا ۶۰۰ درجه افزایش یافته است. ارزان و سریع بودن این روش از مزایای آن محسوب می‌شود.

## ۵. تجزیه و تحلیل داده‌ها و اطلاعات

### ۵-۱. کانی‌شناسی

مطالعات میکروسکوپی نشان داد که حجم بیشتر نمونه‌ها از کانی کربناته کلسیت تشکیل شده است. کوارتز، موسکوویت، کانی‌های رسی، مواد آلی و پیریت، دیگر کانی‌های تشکیل دهنده نمونه می‌باشند. کلسیت با ابعاد بلوری ۰/۲ تا ۱/۲ میلی‌متر در نمونه دیده می‌شود. همراه با کلسیت لایه‌هایی از مواد آلی نیز در مقاطع میکروسکوپی دیده شد. پیریت به دو شکل در نمونه تشکیل شده است. شکل غالب پیریت به صورت بلورهای فرامبوئیدال و ادخال در کانی‌های کربناته و مواد آلی دیده می‌شود (شکل ۳). ابعاد بلورهای فرامبوئیدالی پیریت در حد ۵ تا ۴۰ میکرون است. فراوانی پیریت در سه نمونه با عمق‌های ۸۴۰۰، ۸۱۵۰ و ۸۵۱۰ فوتی بیشتر از سایر نمونه‌ها بوده و در حد ۲ درصد است. شکل دیگر پیریت به صورت بلورهای خود شکل کوبیک و ابعاد ۱۰۰ میکرون و به صورت پراکنده در نمونه تشکیل شده است (شکل ۳). مواد آلی به صورت بین لایه‌ای با کانی‌های رسی و کلسیت دیده می‌شود و همچنین به صورت کامل جانشین کانی کربناته شده است (شکل ۳). بلورهای موسکوویت نیز با فراوانی ۲ تا ۳ درصد و ابعاد بلوری ۰/۴ تا ۱/۲ میلی‌متر در نمونه دیده شده است (شکل ۳).



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی (الف، ب و ج) و میکروسکوپ الکترونی (SEM) (د، پ و ت) از نمونه‌های مورد مطالعه. الف) کلسیت (Cal) و کانی‌های رسی همراه با میان لایه‌هایی از مواد آلی (مواد آلی کروژن) به رنگ سیاه دیده می‌شوند. ب) حضور کانی‌های موسکوویت (MS)، کلسیت و مواد آلی در نمونه، ج) حضور کوارتز (Qtz) همراه با کلسیت، د) کانه فلزی سولفیدی پیریت (Py) به صورت خود شکل و منفرد در نمونه تشکیل شده است و پ و ت) حضور پیریت‌های فرامبوئیدال به صورت ادخال در کلسیت.

جدول ۱. ویژگی‌هایی که برای توصیف یک شیل گازی موثر استفاده می‌شود [۱۷].

ویژگی‌ها	محدوده داده و توصیفات
کل کربن آلی (TOC)	شیلها باید غنی از مواد آلی با TOC > ۲٪ باشند [۲۶، ۲۷، ۲۸] یا TOC < ۴٪ [۲۹] و [۳۰] این مقدار را در محدوده ۱٪ دانسته است.
مقدار پرتو گاما	بالا بودن میزان تابش اشعه گاما معمولاً شاخصی برای محتوای کربن آلی بالاست. پاسخ نگار گاما ترجیحاً باید بالا باشد [۲۷].
نوع کروژن	نوع کروژن از نوع I و II و III باشد [۲۷]. اطلاعات در مورد نوع کروژن کامل نیست. [۳۲، ۳۱] کروژن‌های نوع II و III را در حوضه‌های مختلف یافته‌اند.
محتوای کانی شناسی/ رسی	محتوای کانی رسی باید برای تسهیل شکستن و در نتیجه استخراج گاز کم (> ۲۵٪) باشد. [۳۰] نیاز به وجود مقدار قابل توجهی از یک محتوای سیلیکاتی و مقداری کربنات و نبود کانی رسی یادکننده تأکید کرده است.
ضخامت شیل موثر	ضخامت‌های متوسط شیل ایده‌آل در نظر گرفته شده‌اند: < ۱۵ متر [۲۷]، < ۲۰ متر [۲۶]، < ۴۵.۷۲ متر [۳۰]. دانش متعارف این است که هر چه ضخامت بیشتر باشد بهتر است [۲۸].
بلوغ حرارتی	شیل برای تولید گاز باید بالغ باشد؛ Ro = ۱.۱-۳.۴ عموماً بعنوان پنجره نفت‌زایی پذیرفته شده است [۲۷]. محدوده‌های مختلفی توسط افراد مختلف استفاده شده است.
محتوای گاز/ اشباع شدگی	گاز باید به صورت آزاد و جذب شده حضور داشته باشد. محتوای گازی باید ۲۰۰-۶۰ bcf/section باشد [۲۳] یا < ۱۰۰ bcf/section باشد [۳۰].
حداقل عمق	عمق < ۱۵۰۰ متر [۲۷].
تخلخل شیل	معمولاً ۴-۷ درصد است و باید کمتر از ۱۵ درصد باشد [۳۰].
تاریخچه تدفینی و تکتونیک	ترجیحاً در حوضه‌های پایای بزرگ بدون تکتونیک پیچیده است [۲۷]. چاه‌ها باید دور از جایی که احتمال وجود گسل وجود دارد حفر شوند.

همانطور که در جدول ۱ می توان دید آنچه برای کانی شناسی یک شیل جهت شناخت آن به عنوان شیل گازی مهم است، مقدار محتوای کانی رسی است. درک مقدار و نحوه توزیع کانی های رسی در سیستم های تولید هیدروکربن به چند دلیل مهم است. اول اینکه رس ها تخلخل و نفوذپذیری را کاهش می دهند و در نتیجه باعث می شوند که شکنندگی سنگ کاهش یابد. در شیل های گازی توان شکنندگی سنگ برای تولید ضروری است و اینتروال های شکننده برای اهداف تکمیلی ترجیح داده می شود. سه هدف برای تعیین مقدار کانی رسی در یک شیل گازی می تواند مد نظر باشد: ۱) شناسایی اینتروال های غنی از رس در چینه شناسی شیل، ۲) رسم نمودارهای دوتایی اینتروال های غنی از رس نسبت به نگارهای چاه پیمایی به عنوان نماینده شیل و ۳) ایجاد ارتباط بین مقدار رس و توان تولید گاز [۱۸]. در نمونه هایی که تحت پراش سنجی پرتو ایکس قرار گرفته شده اند کانی های کلسیت، کوارتز، پیریت و مقادیری اسمکتیت، ایلیت و مسکوویت دیده شده است، مقدار کانی های رسی بسیار کم و در حدود ۲-۳ درصد است که با افزایش عمق در مقدار آن افزایش دیده می شود. بنابراین از لحاظ کانی شناسی می توان آن را تحت عنوان شیل گازی در نظر گرفت. در نمونه های مورد مطالعه مقادیری دولومیت نیز در بعضی از عمق ها تشخیص داده شد که نشان از فرایند دولومیتی شدن در نمونه است. دولومیتی شدن در نمونه ها خود باعث افزایش تخلخل می شود.

روابط کانی شناسی شکنندگی محاسبه شده در شیل های بارنت توسط [۱۹، ۲۰] مورد بازبینی قرار گرفته است. نسبت های کوارتز-کربنات-رس نشان می دهد که بخش دارای بیشترین شکنندگی شیل بارنت دارای کوارتز فراوان، و بخش دارای کمترین شکنندگی دارای بیشترین رس و بخشی که شکنندگی متوسط دارد دارای کربنات فراوان است که بر این مبنای توجه به اینکه بیشتر نمونه های ما دارای ۷۰ درصد کربنات و ۲۵ درصد کوارتز بوده است، لذا با توجه به کم بودن مقدار رس (حدود ۳/۵ درصد) و بالا بودن مقدار کربنات، شکنندگی متوسط به بالا است.

همچنین شکنندگی بر روی عملیات تحریک شیل موثر است و با توجه به استانداردهای موجود می توان بر اساس ضریب شکنندگی سیال مناسب برای تحریک چاه را نیز پیشنهاد کرد (۷).

## ۵-۲. ژئوشیمی

در ارزیابی سنگ مادر از نقطه نظر اکتشافی، سه فاکتور اصلی شامل کمیت (مقدار TOC)، کیفیت (نوع مواد آلی یا نوع کروژن) و میزان بلوغ مواد آلی را باید در نظر گرفت. امروزه مهمترین ابزار مورد استفاده در تجزیه و تفسیر ژئوشیمیایی، روش پیرولیز راک-اول (Rock-Eval) یا دستگاه ارزیابی سنگ منشأ است. این ابزار اطلاعات مفیدی رادر مورد مقدار ماده آلی، نوع آن و میزان بلوغ به ما می دهد [۲۲، ۲۱]. در این روش تجزیه نمونه به طور خودکار انجام شده و نتایج حاصل به صورت نمودارهای ژئوشیمیایی ارائه می شود.

تعداد ۳۰ نمونه از خرده های حفاری سازند گرو در چاه باباقیر ۱، مورد تجزیه راک اول قرار گرفت که نتایج حاصل از آن در جدول ۲ آورده شده است. با توجه به اینکه تعداد داده های ژئوشیمیایی در دسترس در مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت کم بوده (تعداد ۱۴ نمونه با راک-اول ۶ در فرانسه انجام شده است)، برای افزایش دقت بررسی های در دسترس تعداد ۱۶ نمونه دیگر با راک-اول ۲ در پژوهشگاه صنعت نفت آنالیز شده است. با توجه به اینکه یک سری از نتایج روند کاهشی Tmax را در مقابل عمق نشان داده است (در حالیکه، در نمونه های مربوط به اعماق بیشتر، با توجه به اینکه کروژن دما و فشار بیشتری را تحمل کرده و مقدار هیدروژن آن افزایش و کربن آن کاهش میابد، زمانی که نمونه را برای پیرولیز وارد راک-اول می کنیم باید مقدار Tmax بیشتری را در پیک S2 نشان دهد) و یا اینکه  $S1 < S2$  بود، تصحیحاتی که در ادامه به آن اشاره شده، بر روی داده ها انجام شده است. تصحیحات (کنترل کیفی) زیادی در این زمینه وجود دارد که بر مبنای این تصحیحات

(جدول ۳ و جدول ۴)، داده‌های قابل قبول تعیین شده است (جدول ۵). تصحیحات انجام شده در این پژوهش شامل موارد زیر است.

جدول ۲. نتایج تجزیه راک اول-سازند گرو-چاه باباقیر ۱ (تجزیه‌ها در دو زمان متفاوت انجام شده است). اعداد عمقی کامل (بدون اعشار) با راک-اول ۶ و عمق‌های دیگر با راک-اول ۲ مورد تجزیه قرار گرفته است.

D (m)	s1	s2	s3	Tmax	HI	OI	TPI	TOC	PC	RC
1862	0.11	0.11	NA	508	4	10	0.5	2.84	0.1012	2.7388
1874.52	0.64	0.59	0.25	461	64	27	0.52	0.92	0.1	0.82
1877.568	1.42	1.55	0.59	450	70	27	0.48	2.22	0.25	1.97
1889.76	0.82	0.9	0.32	460	66	23	0.48	1.37	0.14	1.23
1917	0.14	0.19	NA	450	45	18	0.42	0.42	0.1338	0.2862
1935.48	0.68	0.68	0.35	465	57	29	0.5	1.19	0.11	1.08
1957	0.29	0.22	NA	449	96	132	0.57	0.23	0.2548	-0.0248
1975	0.31	0.42	NA	446	82	28	0.42	0.51	0.2962	0.2138
1981.2	0.78	1.04	0.32	454	72	22	0.43	1.44	0.15	1.29
1996.44	1.34	1.93	0.36	472	79	15	0.41	2.43	0.27	2.16
2009	0.29	0.35	NA	446	83	41	0.45	0.42	0.2728	0.1472
2011.68	0.78	0.76	0.34	463	68	31	0.51	1.11	0.13	0.98
2024	0.49	0.39	NA	449	103	43	0.56	0.38	0.4408	-0.0608
2026.92	0.57	0.6	0.36	471	73	44	0.49	0.82	0.1	0.72
2045	0.35	0.25	NA	447	47	52	0.58	0.53	0.312	0.218
2073	0.51	0.38	NA	444	78	41	0.57	0.49	0.4562	0.0338
2094	0.42	0.65	NA	446	282	26	0.39	0.23	0.4094	-0.1794
2112	0.22	0.46	NA	443	102	32	0.32	0.45	0.2264	0.2236
2145	0.75	0.49	NA	454	49	18	0.6	1	0.664	0.336
2164	1.05	0.75	NA	446	68	21	0.58	1.11	0.936	0.174
2170	2.25	1.81	NA	441	52	45	0.55	3.45	2.026	1.424
2194	27.8	61.64	NA	437	58.7	58	0.31	10.5	28.96	-18.46
2484.12	0.75	0.53	0.21	483	22	9	0.59	2.38	0.11	2.27
2499.36	0.7	0.5	0.4	475	25	20	0.58	2.02	0.1	1.92
2529.84	1.15	0.68	0.65	490	29	28	0.63	2.36	0.15	2.21
2560.32	0.82	0.5	0.29	474	21	12	0.62	2.33	0.11	2.22
2584.704	1.69	0.5	0.3	462	13	8	0.77	3.71	0.18	3.53
2587.752	1.82	0.9	0.47	472	18	9	0.67	4.96	0.23	4.73
2590.8	2.33	0.88	0.6	480	12	8	0.73	7.43	0.27	7.16
2593.848	2.03	0.9	0.57	474	10	7	0.69	8.66	0.24	8.42

جدول ۳. داده‌های تصحیح شده مربوط به تجزیه‌های انجام شده با راک-اول ۶.

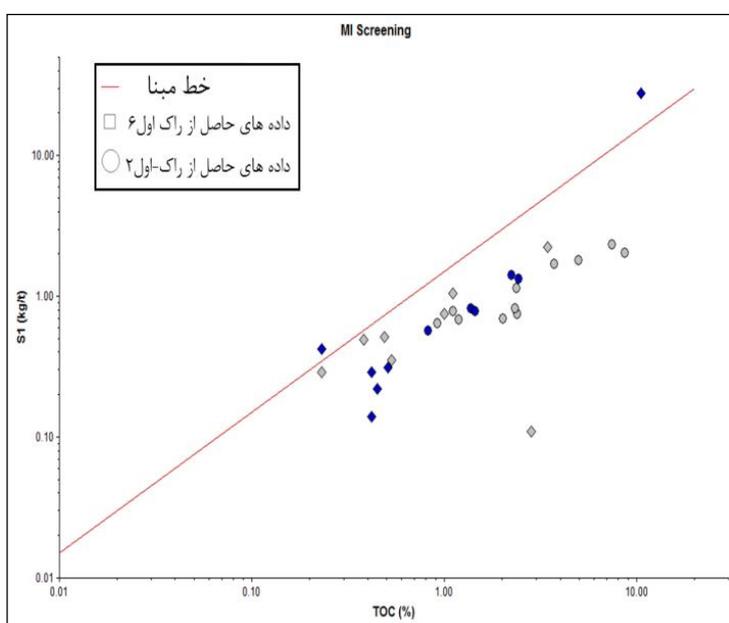
Depth (m)	S1	S2	S3	Tmax	HI	OI	TPI	TOC	PC	RC	S1/TOC	S2/S3	TOC vs S1	PI	Reliable Data
1862	0.11	0.11	0.1136	508	4	10	0.5	2.84	0.1012	2.7388	0.038732	0.96831	TRUE	0.000224	Unreliable
1917	0.14	0.19	0.189	450	45	18	0.42	0.42	0.1338	0.2862	0.333333	1.005291	TRUE	0.00042	Unreliable
1957	0.29	0.22	0.2208	449	96	132	0.57	0.23	0.2548	-0.0248	1.26087	0.996377	FALSE	0.000492	Unreliable
1975	0.31	0.42	0.4182	446	82	28	0.42	0.51	0.2962	0.2138	0.607843	1.004304	FALSE	0.000937	Reliable
2009	0.29	0.35	0.3486	446	83	41	0.45	0.42	0.2728	0.1472	0.690476	1.004016	FALSE	0.000781	Reliable
2024	0.49	0.39	0.3914	449	103	43	0.56	0.38	0.4408	-0.0608	1.289474	0.996423	FALSE	0.000871	Unreliable
2045	0.35	0.25	0.2491	447	47	52	0.58	0.53	0.312	0.218	0.660377	1.003613	TRUE	0.000557	Unreliable
2073	0.51	0.38	0.3822	444	78	41	0.57	0.49	0.4562	0.0338	1.040816	0.994244	FALSE	0.00086	Unreliable
2094	0.42	0.65	0.6486	446	282	26	0.39	0.23	0.4094	-0.1794	1.826087	1.002158	FALSE	0.001452	Unreliable
2112	0.22	0.46	0.459	443	102	32	0.32	0.45	0.2264	0.2236	0.488889	1.002179	FALSE	0.001035	Reliable
2145	0.75	0.49	0.49	454	49	18	0.6	1	0.664	0.336	0.75	1	TRUE	0.001078	Unreliable
2164	1.05	0.75	0.7548	446	68	21	0.58	1.11	0.936	0.174	0.945946	0.993641	FALSE	0.00169	Unreliable
2170	2.25	1.81	1.794	441	52	45	0.55	3.45	2.026	1.424	0.652174	1.008919	TRUE	0.004052	Unreliable
2194	27.8	61.64	6.1635	437	58.7	58	0.31	10.5	28.96	-18.46	2.647619	10.00081	FALSE	0.013908	Unreliable

نمودار TOC در مقابل S1 رسم شده است. در این نمودار نتایجی که در بالای خط قرار گرفته قابل قبول نبوده و حذف شده است (شکل ۵).

همچنین Tmax در مقابل عمق (شکل ۶) رسم شده که Tmax با افزایش بلوغ و عمق باید افزایش نشان دهد. همانگونه که در شکل دیده می‌شود نتایج مربوط به جدول ۳ روند کاهشی را نشان داده است و بنابراین احتمال خطا در آنها بیشتر است. داده‌هایی که شاخص تولید (PI) آنها بیشتر از ۰/۵ است را در این پژوهش حذف کرده و نتایج غیر قابل قبول به شمار آمده است.

جدول ۴. داده های تصحیح شده مربوط به تجزیه های انجام شده با راک-اول-۲.

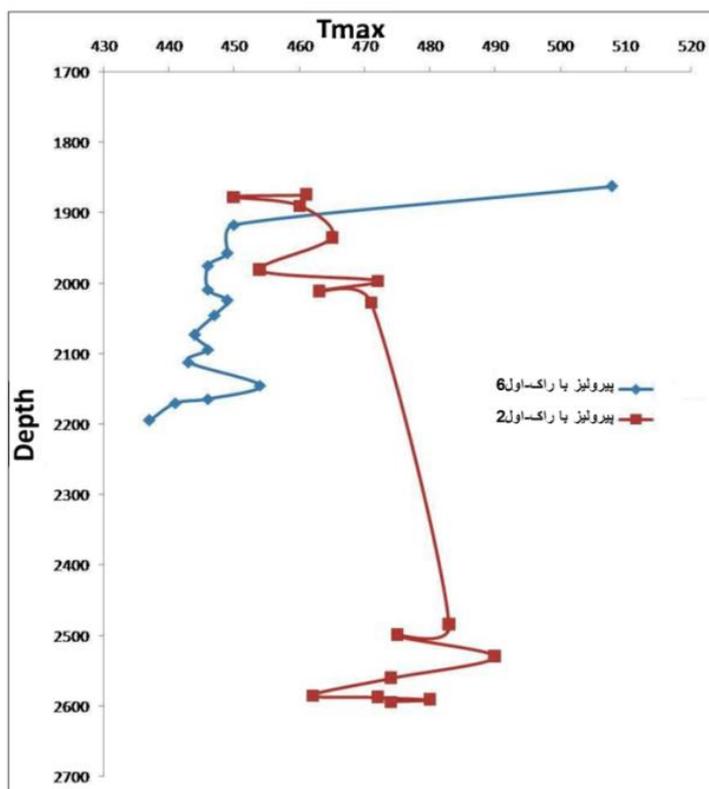
Depth (m)	S1	S2	S3	Tmax	HI	OI	TPI	TOC	PC	RC	S1/TOC	S2/S3	TOC vs S1	PI	Reliable Data
1874.52	0.64	0.59	0.25	461	64	27	0.52	0.92	0.1	0.82	0.695652	2.36	TRUE	0.000542	Unreliable
1877.568	1.42	1.55	0.59	450	70	27	0.48	2.22	0.25	1.97	0.63964	2.627119	TRUE	0.001309	Reliable
1889.76	0.82	0.9	0.32	460	66	23	0.48	1.37	0.14	1.23	0.59854	2.8125	TRUE	0.000695	Reliable
1935.48	0.68	0.68	0.35	465	57	29	0.5	1.19	0.11	1.08	0.571429	1.942857	TRUE	0.000752	Reliable
1981.2	0.78	1.04	0.32	454	72	22	0.43	1.44	0.15	1.29	0.541667	3.25	TRUE	0.000704	Reliable
1996.44	1.34	1.93	0.36	472	79	15	0.41	2.43	0.27	2.16	0.55144	5.361111	TRUE	0.000762	Reliable
2011.68	0.78	0.76	0.34	463	68	31	0.51	1.11	0.13	0.98	0.702703	2.235294	TRUE	0.000734	Reliable
2026.92	0.57	0.6	0.36	471	73	44	0.49	0.82	0.1	0.72	0.695122	1.666667	TRUE	0.000764	Reliable
2484.12	0.75	0.53	0.21	483	22	9	0.59	2.38	0.11	2.27	0.315126	2.52381	TRUE	0.000435	Unreliable
2499.36	0.7	0.5	0.4	475	25	20	0.58	2.02	0.1	1.92	0.346535	1.25	TRUE	0.000841	Unreliable
2529.84	1.15	0.68	0.65	490	29	28	0.63	2.36	0.15	2.21	0.487288	1.046154	TRUE	0.001325	Unreliable
2560.32	0.82	0.5	0.29	474	21	12	0.62	2.33	0.11	2.22	0.351931	1.724138	TRUE	0.000611	Unreliable
2584.704	1.69	0.5	0.3	462	13	8	0.77	3.71	0.18	3.53	0.455526	1.666667	TRUE	0.000649	Unreliable
2587.752	1.82	0.9	0.47	472	18	9	0.67	4.96	0.23	4.73	0.366935	1.914894	TRUE	0.000995	Unreliable



شکل ۵. دیاگرام TOC در مقابل S1، برای تصحیح داده های ژئوشیمیایی.

### ۵-۲-۱. نوع کروژن

کروژن، ماده آلی رسوبی تولید کننده پترولیوم و گاز طبیعی است، که تحت عنوان مواد آلی پراکنده در رسوبات قدیمی و غیر قابل حل در حلال های آلی، تعریف می شود. این تعریف توسط [۲۳] به صورت بخشی از مواد آلی رسوبی غیر قابل حل در حلال های آلی معمول، تغییر داده شده است.

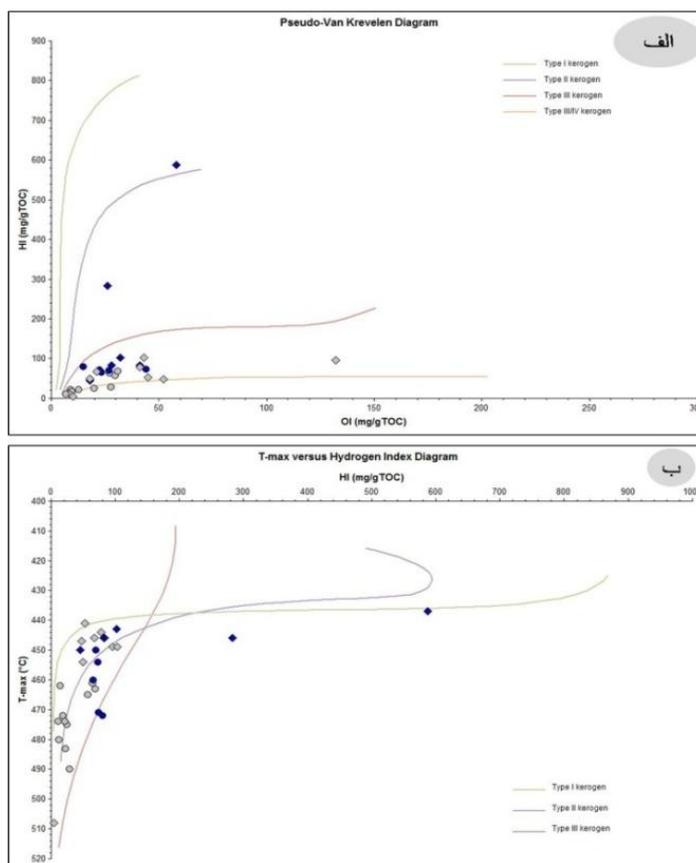


شکل ۶. دیاگرام Tmax در مقابل عمق، جهت تصحیح داده‌های ژئوشیمیایی. انتظار می‌رود که میزان بلوغ با افزایش عمق، افزایش یابد. در داده‌هایی که چنین روندی مشاهده نشود باید با تردید نگاه کرده و در صورتی که سایر روش‌های کنترل کیفیت نیز آن را نایید کنند، داده مورد نظر حذف می‌گردد.

کروژن از بقایای میکروارگانیسم‌ها و گیاهان و جانوران دریایی و دریاچه‌ای، و مقادیر مختلفی از بقایای خشکی تشکیل شده است. بخش قاره‌ای (یا خشکی زاد) کروژن از لحاظ ترکیب عنصری شبیه به زغال است. زمانی که دمای آن به حد خاصی برسد، برخی از کروژن‌ها نفت یا گاز تولید می‌کنند. در صورتی که این نوع از کروژن‌ها به میزان زیادی در سنگی مانند شیل جمع شده باشد، و دمای آن به میزانی که برای تولید هیدروکربن لازم است برسد شیل نفتی تشکیل می‌شود [۲۴]. برای تعیین نوع کروژن از دیاگرام شاخص هیدروژن در مقابل شاخص اکسیژن (دیاگرام ون-کروِلن) [۲۲] و دیاگرام شاخص هیدروژن در مقابل Tmax [۲۲] استفاده شده است. همانطور که در شکل ۷ نشان داده شده، نمونه‌های مورد مطالعه از نوع کروژن III است.

### ۲-۲-۵. بلوغ مواد آلی

بلوغ مهمترین شاخص برای تعیین نفت‌زا یا گاززا بودن سنگ منشأ است. ژنز و پیدایش شیل گازی می‌تواند از تخریب زیستی مواد آلی، تخریب حرارتی، شکست حرارتی نفت خام و یا ترکیبی از آنها باشد. بر مبنای مقایسه بین میزان گاززایی شیل و پارامترهای قابلیت تولید، بلوغ کم مواد آلی منجر به میزان گاززایی کم و کاهش بهره‌دهی گازی شده است، در حالی که بلوغ بالای مواد آلی میزان گاززایی و بهره‌دهی را افزایش می‌دهد. این می‌تواند شامل شیل‌هایی باشد که ترموژنز (ژنز حرارتی)، مانند شکست حرارتی نفت خام و تخریب حرارتی کروژن، بر آنها حکمفرما است. میزان قابلیت بازیافت از یک چاه منفرد در شیل، اساساً با بلوغ افزایش می‌یابد [۲۴].



شکل ۷. الف) نمودار ون-کروتن و ب) دیاگرام Tmax در مقابل شاخص هیدروژن، جهت تعیین نوع کروژن بوده (داده‌ها قبل از تصحیح) و نشان می‌دهد نمونه‌های مورد مطالعه از نوع کروژن III است.

از جمله فاکتورهایی که با آن می‌توان بلوغ (قرارگیری در مرحله نفت‌زایی یا گاززایی) را تعیین کرد، ضریب انعکاس ویترنیت (Ro) درصد نور انعکاسی از نمونه در زمانی که در روغن غوطه‌ور است، و مقدار آن از کمتر از ۰/۱ تا بیشتر از ۳ تغییر می‌کند، مقدار تا ۱/۱ مربوط به نفت و مقادیر بالاتر از ۱/۱ مربوط به گاز است) و Tmax (دمایی که در آن پیک S2 حداکثر مقدار است) است. در اینجا ما فقط داده‌های حاصل از پیرولیز نمونه‌ها را در اختیار داشته‌ایم و از آن استفاده شده است. با استفاده از فرمول (۱) می‌توان ضریب انعکاس ویترنیت را نیز برای نمونه‌ها تخمین زد [۲۵]. مقادیری که برای ضریب انعکاس به دست آمده به صورت جدول ۶ بوده که محدوده آن تا حدودی پنجره گاززایی را تأیید می‌کند.

$$Ro = 0.018 (T_{max}) - 7.16 \quad (1)$$

جدول ۵. داده های ژئوشیمیایی قابل قبول پس از تصحیح

Depth (m)	s1	s2	s3	Tmax	HI	OI	TPI	TOC	PC	RC
1877.568	1.42	1.55	0.59	450	70	27	0.48	2.22	0.25	1.97
1889.76	0.82	0.9	0.32	460	66	23	0.48	1.37	0.14	1.23
1935.48	0.68	0.68	0.35	465	57	29	0.5	1.19	0.11	1.08
1975	0.31	0.42	0.4182	446	82	28	0.42	0.51	0.2962	0.2138
1981.2	0.78	1.04	0.32	454	72	22	0.43	1.44	0.15	1.29
1996.44	1.34	1.93	0.36	472	79	15	0.41	2.43	0.27	2.16
2009	0.29	0.35	0.3486	446	83	41	0.45	0.42	0.2728	0.1472
2011.68	0.78	0.76	0.34	463	68	31	0.51	1.11	0.13	0.98
2026.92	0.57	0.6	0.36	471	73	44	0.49	0.82	0.1	0.72
2112	0.22	0.46	0.459	443	102	32	0.32	0.45	0.2264	0.2236

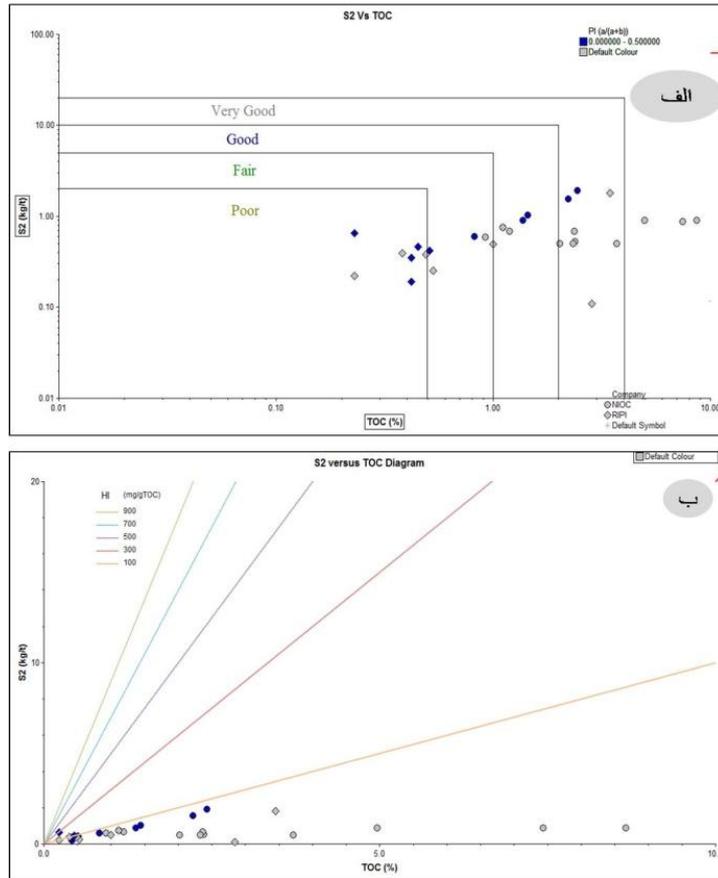
جدول ۶. ضریب انعکاس و یترینیت حاصل از فرمول ذکر شده در متن [۲۵].

Ro	Depth
0.94	1877.568
1.12	1889.76
1.21	1935.48
0.868	1975
1.012	1981.2
1.336	1996.44
0.868	2009
1.174	2011.68
1.318	2026.92
0.814	2112

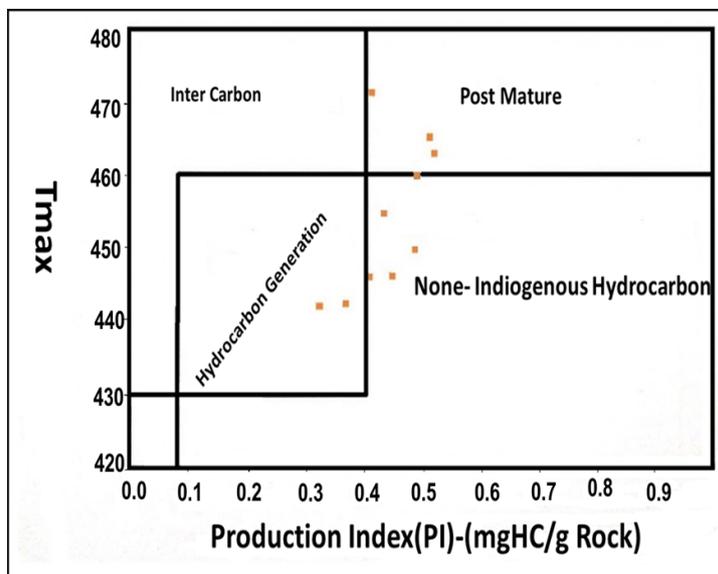
همانطور که در شکل ۸ نشان داده شده است، سنگ منشأ در مرحله نفت‌زایی و گازتر و میعانات گازی است، اما با توجه به اینکه کروژن نوع III بوده و واضح است که این نوع از کروژن قادر به تولید نفت نخواهد بود لذا ممکن است که این فاکتور (Tmax) تحت تأثیر آلودگی نمونه‌ها و یا دیگر شرایط قرار گرفته باشد. در شکل ۹ نشان داده شده است که سنگ منشأ بالغ است. کم بودن مقدار شاخص هیدروژن نیز می‌تواند تأیید کننده (پختگی بالا و تبدیل کروژن به کربن) باشد، لذا احتمالاً مقادیری گاز تولید کرده است.

### ۳-۲-۵. کیفیت سنگ منشأ

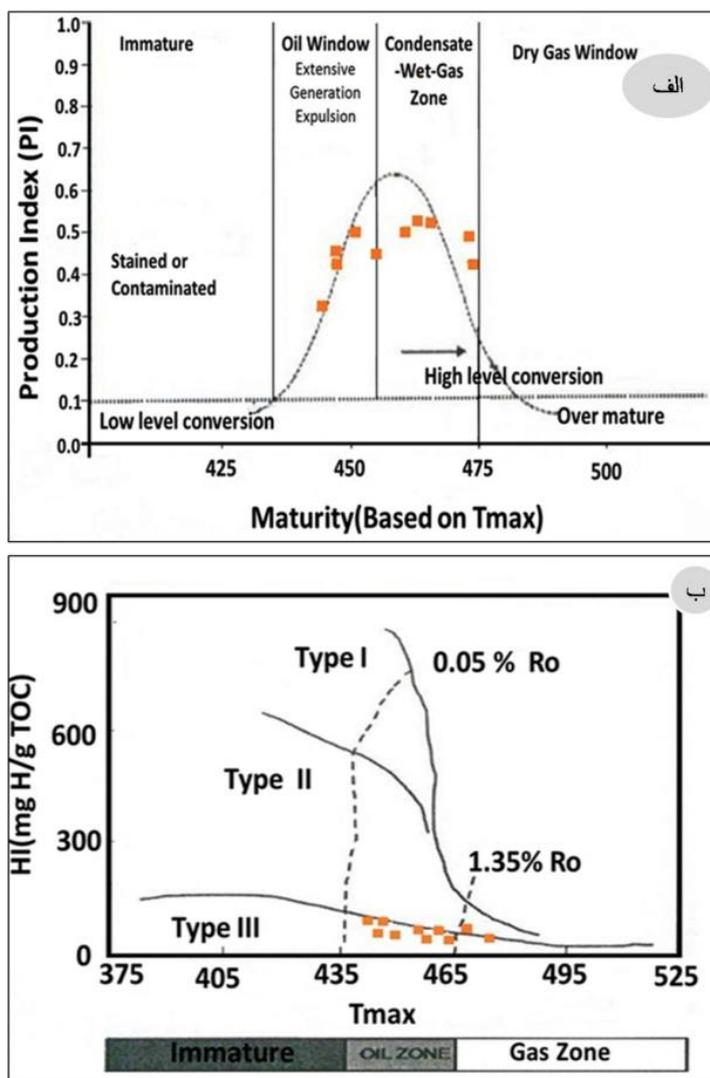
از جمله فاکتورهای موثر بر روی کیفیت سنگ منشأ شامل نوع کروژن، مقدار کربن آلی و میزان شاخص هیدروژن است. همانطور که قبلاً نشان داده شد کروژن در اینجا از نوع III بوده و گاززا است. گاززا بودن سنگ منشأ را می‌توان در نمودار S2 در مقابل TOC (شکل ۱۰ ب) نشان داد [۲۲]. با این وجود که HI نشان دهنده این است که سنگ منشأ دارای کیفیت خوبی نیست اما مقدار کل کربن آلی این تقیصه را خنثی می‌کند. نتایج ژئوشیمی نشان می‌دهد که مقدار کل کربن آلی در عمق‌های مختلف متفاوت است. این تغییرات به دلیل تغییر رخساره سازند گرو بدلیل تغییر در محیط‌های رسوبی است. همانطور که در دیاگرام TOC در مقابل S1+S2 شکل ۱۰ الف نشان داده شده است [۲۲] سنگ منشأ دارای کیفیت تقریباً خوب است.



شکل ۸. (الف) TOC در مقابل S1+S2 جهت بررسی کیفیت منشأ. (ب) TOC در مقابل S1 گاززا بودن سنگ منشأ را تأیید می‌کند.



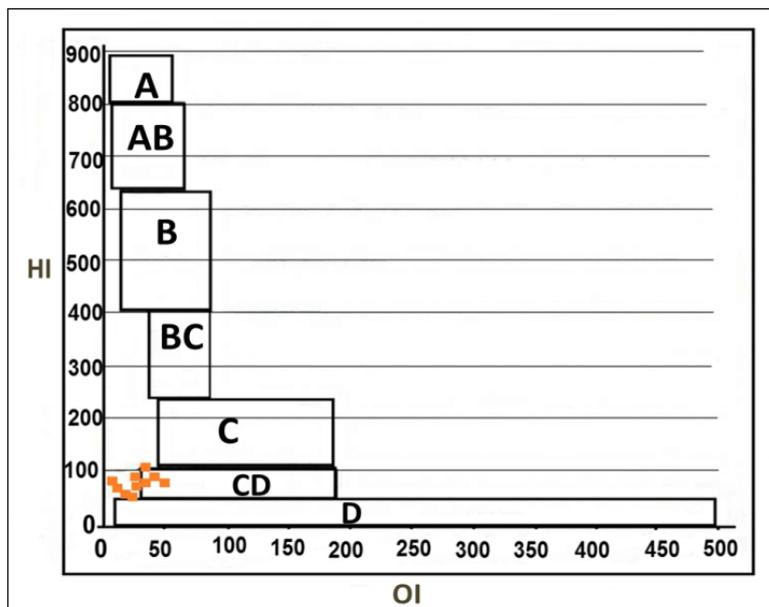
شکل ۹. شاخص تولید در مقابل Tmax برای تعیین بلوغ نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد مطالعه بلوغ نسبتاً خوبی دارند.



شکل ۱۰. (الف) PI در مقابل بلوغ و (ب) HI در مقابل بلوغ جهت تعیین نوع هیدروکربور تولیدی بکار رفته است.

#### ۵-۲-۴. تعیین رخساره

جهت تعیین رخساره آلی نمونه‌های مورد مطالعه از نمودار شکل ۱۱ [۲۲] استفاده شده است. در این نمودار براساس تغییرات مقادیر HI در برابر OI، محدوده رخساره‌ای نمونه‌های مورد مطالعه تعیین شده است (شکل ۱۱). این نمودار شامل محدوده‌های مشخص شده A، محیط دریایی شدیداً احیایی، AB، محیط‌های احیایی دریایی پیشرونده، B، محیط‌های دریایی یا دریاچه‌ای به طور نسبی احیایی، BC، محیط‌های دارای مواد آلی دریایی و قاره‌ای و رسوب‌گذاری سریع در شرایط اکسیدان، C، محیط‌هایی با سرعت رسوب‌گذاری متوسط در شرایط احیایی، CD، محیط‌های عمیق در مجاورت نقاط کوهزایی و D محیط‌های قاره‌ای شدیداً اکسیدان است. همانطور که در شکل ۱۱ نشان داده شده است، نمونه‌های مورد مطالعه در رخساره CD (محیط‌های عمیق در مجاورت نقاط کوهزایی) واقع شده است که این رخساره مطابق با رخساره ذکر شده در کتاب زمین‌شناسی ایران [۱۲، ۱۳] برای منطقه مورد مطالعه است.



شکل ۱۱. نمودار شاخص هیدروژن در مقابل شاخص اکسیژن جهت تعیین رخساره.

## ۶. نتیجه‌گیری

در نمونه‌های مورد مطالعه با توجه به اینکه فراوانی حجمی کربنات (کلسیت و دولومیت) ۷۰ درصد، کوارتز ۲۵ درصد و رس ۲/۵ درصد است، ضریب شکنندگی شیل‌های گرو مناسب است. از لحاظ کانی‌شناسی نشان داده شد که مقدار کانی رسی کمتر از ۳ درصد است که این فاکتور برای تولید و استخراج گاز از سنگ منشأ، با توجه به اینکه باعث افزایش امکان شکنندگی سازند می‌شود فاکتوری مناسب است.

همانطور که در جدول ۲ دیده می‌شود، مقدار کل کربن آلی سازند در محدوده خوبی قرار دارد، که با افزایش عمق و افزایش بلوغ نیز افزایش می‌یابد. بر مبنای نمودار ون-کروتن و نمودار HI در مقابل Tmax سازند گرو دارای کروژن نوع III است. نمودار Tmax پنجره نفت‌زایی را نشان می‌دهد، که همانطور که می‌دانیم این نوع کروژن قادر به تولید نفت نخواهد بود، لذا احتمالاً بدلیل آلودگی نمونه این پارامتر فاقد صحت خواهد بود. البته مقادیر انعکاس ویترنیت محاسبه شده (جدول ۲) در بیشتر عمق‌ها بالاتر از ۱/۱ بوده و از لحاظ بلوغ پنجره گاززایی را نشان می‌دهد، که این مسئله با توجه به پائین بودن مقدار شاخص هیدروژن نیز قابل قبول می‌باشد.

این موارد نشان می‌دهد می‌توان شیل‌های گرو را شیل‌گازی در نظر گرفت: مقدار TOC با توجه به محدوده‌های مختلف موجود در محدوده مناسبی قرار گرفته است. سازند گرو دارای کروژن نوع III بوده که این دال برگاززا بودن این سازند است. مقادیر انعکاس ویترنیت نشان دهنده وجود پنجره گاززایی است، که کم بودن مقدار شاخص هیدروژن نیز پختگی بالا و پنجره گاززایی را تأیید می‌کند. همچنین نتایج ژئوشیمیایی وجود رخساره عمیق را در این سازند نشان می‌دهد. با توجه به اینکه امروزه منابع نامتعارف از اهمیت خاصی برخوردارند، لذا می‌توان با انجام بررسی‌های پتروفیزیکی به تعیین میزان تخلخل، اشباع‌شدگی و در نهایت میزان ذخیره موجود و تعیین اینتروال‌های مناسب پرداخت. بدیهی است که در صورت امکان وجود پیرولیزهای راک-اول بیشتر می‌توان دقت این مطالعات را افزایش داد.

## تشکر و قدردانی

نویسندگان از زحمات آقایان دکتر رضایی و دکتر ربانی در داوری مقاله سپاسگزاری می‌نمایند.

## ۷. منابع

- [1] Browning, I.B.; 1932; *Relation of structure to shale gas accumulation in Devonian shale*, A symposium by the Appalachian Geol. Soc., Charleston, WVA, vol1. 16-20.
- [2] Lafferty, R.C; 1935; *Occurrence of gas in: Devonian shale*, A Symposium by the Appalachian geol. Soc., Charleston, WVA, v (1). 16-20.
- [3] Smith, E.C; 1979; *Gas occurrence in the devonian shale*, SPE 7921, SPE symposium on low-permeability gas reservoir, May20-22, Denver. Co. pp10.
- [4] Foster, J.M; 1975; *A new gas supply- The Devonian shale*, SPE 5451, Eastern regional meeting of SPE of AIME, Charleston, WVA, Nov 6-7.
- [5] Komar, C.A; 1976; *ERDA research in fracturing technology*, SPE6363, Eastern regional meeting of SPE of AIME, Columbus, OH. Nov.18-19. pp13.
- [6] Schrieder, L.A., Komar, C.A., Pasini, J; 1977; *Natural gas for eastern U.S shales*, SPE 6841, ATCE Denver, CO, Oct.9-12. pp 9.
- [7] Sondergeld, C.H., Newsham, K.E., Comisky, J.T., Rice, M., Rai, C.S; 2010; *Petrophysical consideration in evaluating and producing shale gas resources*, SPE Unconventional Gas Conference in Pittsburgh, Pensilvania, USA, pp1-34.
- [۸] کاووسی، م، دریا بنده، م، جمالی، ام، باقری تیرتاشی، ر، عبادیان، ح، شرکتی، ش، ۱۳۹۱، "پی جویی مقدماتی منابع هیدروکربوری غیر متعارف در ایران"، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، گزارش شماره TR ۱۹۱۴، ۱۳۳ص.
- [۹] ترازنامه هیدروکربوری کشور، ۱۳۸۷، "بخش هیدروکربوری"، ۱۴-۴۲ص.
- [10] James, G.A., and Wynd, J.G; 1965; *Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area*, The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 49, 2182-2245.
- [۱۱] مطیعی، ه، ۱۳۸۵، "زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس"، ۵۳۶ ص، سازمان زمین شناسی ایران.
- [۱۲] آقانباتی، ع، ۱۳۸۳، "زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی ایران، ۳۸۲-۳۸۵ص.
- [۱۳] درویش زاده، ع، ۱۳۷۰، "زمین شناسی ایران"، انتشارات نشر دانش امروز، ۹۰۱ ص.
- [۱۴] علایی، س، ضیایی، م، نعمتی، م، ۱۳۹۱، "سازندهای گرو و سرگلو، تشکیلات شاخص شیل گازی در حوضه لرستان - سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، دانشگاه شاهرود، ایران، ۱۳۹۱ص.۹.
- [۱۵] نگهداری، ا، ضیایی، م، نعمتی، م، ۱۳۹۱، "پتانسیل یابی و ارزیابی ژئوشیمیایی سازندهای شیلی حوضه زاگرس با هدف اکتشاف شیل های گازی در ایران" دومین همایش نفت، گاز و پتروشیمی. ۱۶-۱۷ اسفند ۱۳۹۱.
- [16] Passey, Q.R., Bohacs, K.M., Esch, W.N., Klimentidis, R., Sinha, S; 2012; *My Source Rock Is Now My Reservoir: Geologic and petophysical characterization of shale gas reservoir*, Adapted from 2011-2012 AAPG Distinguished Lecture for AAPG European Region. Texas. pp47.
- [17] Harvey, T; 2013; *The Carboniferous Bowland shale gas study: geology and resource estimation*, DECC/BGS shale gas studies, Onshore petroleum exploration and development licences, department of energy and climate change, pp34.
- [18] Roberts, D.F; 2013; *Identifying and mapping clay-rich intervals in Fayettevill shale: Influence of clay on natural gas production intervals*, the university of Texas at Austin, Thesis Degree of master of science in geological science.
- [19] Jervie, D.M., Hill, R.J., Ruble, T.E., Pollastro, R.M; 2007; *Unconventional shale-gas systems: The Mississippian Barnett shale on north-central Texas as one model for thermogenic shale gas assessment*, AAPG Bulletin 91(4), 475-499.
- [20] Rickman, R., Mullen, M., Peter, E., Grieser, B., Kundert, D; 2008; *A practical use of shale petrophysics for stimulation design optimization: All shale plays are not clones of the Barnett shale*, Publisher: society of petroleum engineers, SPE115258, Presented at 2008 SPE annual technical conference and exhibition, Denver, Colorado, 21-24. pp11.
- [۲۱] معمار یانی، م، ۱۳۹۱، "جزوه درسی ژئوشیمی آلی دانشگاه سمنان"
- [22] Kamali, M.R., Rezaee, M.R; 2012; *Identification and Evaluation of Unconventional Hydrocarbon Reserves: Examples from Zagros and Central Iran Basins*, Geoscience, Tehran university. Article 3, Vol 2, Number 1, Page 27-36 .pp14.
- [23] Durand, B., Monin, J.C; 1980; *Elemental analysis of kerogen(C,H,O,N,S,Fe)*. B.Durand Ed., *Kerogen insoluble organic matter from sedimentary rocks*, Paris, Edition Technip, 113-142.

- [24] Sondhi, N; 2011; *Petrophysical Characterization Of Eagle Ford Shale*, Thesis Degree Of Master Of Science, University Of Oklahoma.
- [25] Dayal, A.M; 2013; *Unconventional Shale Gas as future source of energy*, 3<sup>rd</sup>Petrocoal Congress, ppt.Copyright@2013 petroleum industry press. Published by Elsevier Inc.
- [26] TNO; 2009; *Inventory non-conventional gas*.TNO-034-UT-2009-00774/B.
- [27] Charpentier, R.R., Cook, T.A.; 2011; *USGS Methodology for Assessing Continuous Petroleum Resources*, U.S. Geological Survey Open-File Report 2011-1167. pp75.
- [28] Gilman, J., Robinson, C; 2011; *Success and failure in shale gas exploration and development: attributes that make the difference*, Oral presentation at AAPG International Conference and Exhibition, Calgary, Alberta, September 12-15, pp31.
- [29] Lewis, R., Ingraham, D., Percy, M., Williamson, J., Sawyer, W., Frantz, J.; 2004; *New evaluation techniques for gas shale reservoirs* .Reservoir Symposium 2004. pp11.
- [30] Jarvie, D. M.; 2012; *Shale resource systems for oil and gas: Part 1 Shale-gas resource systems*, in J. A. Breyer (ed.) *Shale reservoirs—Giant resources for the 21st century*. AAPG Memoir 97: 69–87.
- [31] Ewbank, G., Manning, D.A.C., Abbott, G.D; 1993; *An organic geochemical study of bitumens and their potential source rocks from the South Pennine Orefield, central England*, Organic Geochemistry 20: 579–598.
- [32] Harvey, T; 2013; *The Carboniferous Bowland shale gas study: geology and resource estimation*, DECC/BGS shale gas studies, Onshore petroleum exploration and development licences, department of energy and climate change, pp8-40.

## **A comparison of the Surmeh and Dalan formations reservoir potential in the Persian Gulf**

A.H. Jalilian\*

\*jalilian@pnu.ac.ir

Received: August 2014, Accepted: November 2014

### **Abstract**

The giant oil and gas fields in the northern Persian Gulf correspond to reservoir intervals which comprise Surmeh and Dalan formations. The main production units in these formations are their upper carbonates with typically ooid grainstone to dolostone lithofacies. As a comparative study the petrophysical characteristics of these formations were considered based on core logging, well logging and petrography of thin sections. The upper carbonate unit of the Surmeh Formation was studied in the Tabnak Field and the Dalan Formation in the South Pars Field. The average porosities were 17.15% and 8.50% for the Surmeh and Dalan reservoirs respectively. Their permeability's were 308 md for the Surmeh and 30 md for the Dalan reservoirs. This contrast in porosity-permeability data of the studied reservoirs correspond to their depositional and diagenetic history. The high reservoir potential of the Surmeh Formation correspond to its interparticle primary porosity partly remained after partial early cementation and its intercrystalline porosity due to dolomitization. This is different in the Dalan Formation which had a different diagenetic history and its porosity mainly reduced during compactional processes during the burial as well as burial cementation. However, although the Surmeh reservoir has a higher porosity and permeability, it has a lower production yield, because of its limited source rock and migration pathways.

**Key words:** Reservoir potential, Surmeh Formation, Dalan Formation, Persian Gulf

# **Microfacies and palaeoecology of the Asmari Formation in southeast flank of the Khami anticline (east of Gachsaran) and Correlation with two other sections of the Asmari Formation in the Zagros Basin**

H. Ranjbar\*, A. Seyrafian, H. Vaziri-Moghaddam and A. Rahmani

\* hamta.ranjbar@gmail.com

Received: August 2013, Accepted: November 2014

## **Abstract**

In order to characterize the features of facies and depositional environment conditions of the Asmari Formation in southeast flank of the Khami anticline with a thickness of 270 m has been studied. The field and laboratory studies, led to the identification 12 microfacies (nummulitidae lepidocyclina packstone/rodestone, corallinacea benthic foraminifera (perforate) packstone, bioclast neorotalia packstone, ooid grainstone, bioclast grainstone, miliolid neorotalia nummulitidae packstone, miliolid corallinacea coral floatstone/grainstone, bioclast benthic foraminifera (imperforate) packstone/grainstone, miliolid packstone/grainstone, sandy mudstone, intraclast mudstone) that deposited in continental slope, shoal, lagoon and tidal flat. In three different salinity facies environment from 34 psu to over 50 psu in oligophotic to euphotic environment and oligotrophy-weak mesotrophy to eutrophy conditions in a homoclinal carbonate ramp platform recognized for the Asmari Formation at this study area. Correlation of the Asmari Formation in 3 section, A water salinity environmental correlation of the Asmari Formation from Firozabad to east and north of Gachsaran reveals that 1- during Rupelian the Asmari Formation deposited in a normal water salinity environment, 2- while normal salinity water condition prevailed in Gachsaran area during Chattian, the Fars area was under higher marine salinity environment. Higher salinity environment developed during Aquitanian and Burdigalian in Gachsaran area.

**Key words:** Asmari Formation, Microfacies, Paleoecology, East of Gachsaran

# Study of Petrography & Petrophysics of Permian-Triassic carbonate sediments in Qatar –South Pars Arch

H. Mahbobipour\*, A.R. Bashari  
\*hmahbobi@yahoo.com

Received: August 2014, Accepted: December 2014

## Abstract

Dalan and Kangan Formations are major gas reservoirs in the Persian Gulf and surrounding area. Several super giant gas fields has been found in the region. In this study reservoir rock types were identified and were divided into four lithostratigraphic zones: K1 to K4. Each of the four succeeding zones have been divided into different subzone.

This Studies identified different facies-types on the Dalan and Kangan formation in this region.

Petrophysical & Petrographical studies indicate that the best reservoir unites are found in: Dolo-grainstones, Dolowakestones/Packstones and Grainstones.

Isopach maps and Depth maps show variations in thickness and depth of different zones in this region.

Depth map on top of Kangan formation shows this formation getting deeper toward north-west and south east in the Persian Gulf. Continuity of marker beds in Permian/Triassic sediment and paleontological evidence support diachroneity of these sediments.

**Key words:** Kangan, Dalan, Lithostratigraphic, Petrography, Petrophysics, Posity and Permeability, Carbonat facies, Persian Gulf

## **Biostratigraphy of the Cretaceous/ Paleogene boundary in the Chahardeh section (Izeh zone, Khuzestan province)**

N. Hadavandkhani\*, A. Sadeghi, A. R. Tahmasbi and M. H. Adabi

\*n\_hadavand@sbu.ac.ir

Received: July 2014, Accepted: November 2014

### **Abstract**

In order to study of Cretaceous/ Paleogene (K/Pg) boundary in the Izeh zone-Chahardeh section, 100m of sediments at the top of Gurpi Formation are collected during geological sampling. These sediments mainly consist of green shale and marl of Gurpi Formation. On the basis of the identified planktonic foraminiferal assemblages, six biozones are recorded:

- *Plummerita hantkenoides* Zone (CF1), (Late Maastrichtian)
- *Guembelitra cretacea* Partial-range Zone (P0), (Danian)
- *Parvularugoglobigerina eugubina* Taxon-range Zone (P $\alpha$ ), (Danian)
- *Eoglobigerina edita* Partial-range Zone (P1), (Danian)
- *Praemurica uncinata* Lowest-occurrence Zone (P2), (Danian)
- *Morozovella angulata* Lowest-occurrence Zone (P3), (Danian-Selandian)

Based on above mentioned biozones, the Cretaceous/ Paleogene (K/Pg) boundary in this section located on 79m lower than Pabdeh/Gurpi Formations boundary. The biostratigraphic correlations based on planktonic foraminiferal zonations showed a comparison between the biostratigraphic zones established in this study and other equivalents of the commonly used planktonic zonal scheme around the Cretaceous/ Paleogene boundary in Tethys.

**Key words:** Cretaceous/ Paleogene boundary, Khuzestan, Izeh, biostratigraphy

# Wellbore Stability Analysis During Drilling Using Geomechanical Model and FLAC<sup>3D</sup> Software in Asmari Reservoir, Ahwaz Oil Field

M. Mirani and B. Habibnia

\* habibnia@put.ac.ir

Received: September 2014, Accepted: January 2015

## Abstract

Oil reservoirs are one of the important sources of energy due to which is caused by specific rock mechanical properties, the ability to maintain hydrocarbon fluids. One of the major problems that are occurred during drilling a well is instability of the wellbore. In order to prevent this difficulty its need to predict stability of the rocks by using geomechanical properties and in-situ stresses. A lack of accurate wellbore stability analysis brings many problems such as borehole washout, breakout, collapse, stuck pipes and drill bits. In the present research work the stability of an oil well located in Asmari reservoir of Ahwaz oil field was stimulated by using numerical software FLAC3D and information obtained from well log curves were evaluated and analyzed in two parts and the results were presented. Mud pressure and mud weight in outset of wellbore plastic flow and also outset of shear failure in wellbore were obtained for 7.5 meter of formation which mainly consists of limestone, marl. Well stability analysis was performed in vertical direction, minimum horizontal stress and maximum horizontal stress. Due to plastic movement and shear failure in wellbore, in first stage the mud pressure occurred is 33 and 26.4 Mpa and the second stage it reaches to 45 and 30 Mpa, respectively. It indicates that tensile failure is in direction of maximum horizontal stress and shear failure in direction of minimum horizontal stress. Subsequently, the result shows that the analysis due to the low mechanical properties of the sandstone layer indicates the maximum amount of displacement and loss. The safe mud window is small in this layer.

**Keywords:** stability analysis, shear failure, tensile fracture, the plastic-situ stresses

# Investigation of Garue Shale as an Unconventional Hydrocarbon Reservoir

A.Lotfiyar \*, A. Chehrazi , M. R. Kamali and N Sabeti

\* Lotfiyara@yahoo.com

Received: November 2013, Accepted: January 2015

## Abstract

Nowadays because of the increase in both price and demand for fossil fuel, the unconventional resources are becoming more important in most countries. Gas shale is one of the important unconventional reserves. Gas shale is fine grain rocks, and has economic gas reserves. Gas shale formations have very low porosity and for have, economic production fracturing is essential. In this study, investigate Garue formation shales in Lorestan district (case study of Babaghir 1 well-cutting samples) as unconventional reservoir. Garue formation is consisting of alternation of black clay limestons bearing radiolar and blackbituminousshale bearing.Plankton and radiolars show deep marine basin, and microfossils show thatGarue formation age is Neocomian to Knyasyn.

Geochemical data show that Garue shale formation is good quality (profit area of Toc). In addition, kerogen in Garue shale formation is type III, and show gas sources rock for Garaue shale. In addition, this data confirm deep marine facies for Garue formation. Mineralogy studies show that, Garu formation consist of the clay content less than 4% (4-3%), and the brittleness index is sutable.

**Keywords:** Gas Shale, unconventional reservoir, X-Ray Diffraction, Rock-Eval Pyrolysis, Geochemistry, Lorestan

# Iranian Journal of Petroleum Geology

Number 7, Spring & Summer, 2014



<b>Contents</b>	<b>Page</b>
A comparison of the Surmeh and Dalan formations reservoir potential in the Persian Gulf A. H. Jalilian	1
Microfacies and palaeoecology of the Asmari Formation in southeast flank of the Khami anticline (east of Gachsaran) and Correlation with two other sections of the Asmari Formation in the Zagros Basin H. Ranjbar, A. Seyrafian, H. Vaziri-Moghaddam and A. Rahmani	14
Study of Petrography & Petrophysics of Permian- Triassic carbonate sediments in Qatar –South Pars Arch H. Mahbobipour and A.R. Bashari	34
Biostratigraphy of the Cretaceous/ Paleogene boundary in the Chahardeh section (Izeh zone, Khuzestan province) N. Hadavandkhani, A. Sadeghi, A. R. Tahmasbi and M. H. Adabi	
Wellbore Stability Analysis During Drilling Using Geomechanical Model and FLAC3D Software in Asmari Reservoir, Ahwaz Oil Field M. Mirani and B. Habibnia	50
Investigation of Garue Shale as an Unconventional Hydrocarbon Reservoir A. Lotfiyar, A. Chehrazi, M. R. Kamali and N. Sabeti	68
	85

**Publisher:** Iranian Society of Petroleum Geology  
**Editor in Charge:** E. Kazemzadeh, Assistant Professor at RIPI  
**Editor in Chief:** A. Seyrafian, Professor at University of Isfahan  
**Co- Editor:** A. Bashari, Assistant Professor at RIPI  
**Executive Officer:** M. Mohammadi  
**Internal Officer:** A. Bahrami, Assistant Professor at University of Isfahan  
**Literary Editor:** A. Bahrami, Assistant Professor at University of Isfahan



**Editorial Board:**

A. Bashari, Assistant Professor at RIPI  
K. Seyed Emami, Professor at Tehran University  
A. Seyrafian, Professor at University of Isfahan  
M. R. Rezaei, Professor at Curtin University  
I. Abdollahi fard, NIOC, Exploration Department  
E. Kazemzadeh, Assistant Professor at RIPI  
.R. Kamali, Associate Professor at RIPI  
R. Mosavi Heami, Professor at Ferdosi Mashhad  
A. Vatani, Associate Professor at Institute of Petroleum, Tehran University

**Referees:**

M. Abdideh  
M. Amir Shahkarami  
A. Bashari  
A. Bahrami  
AR. Rabbani  
MR. Rezaee  
Gh. Zargar  
K. Syed Emamai  
A. Seyrafian  
A. Taheri  
H. Ghobadi  
E. Kazemzadeh  
A. Kadkhodaie  
B. Movahed  
B. Vasseghi  
H. Vaziri Moghaddam  
J. Honarmand

**Address:**

Unit 4, No 7, 9<sup>th</sup> Alley, South Abozar St, Khajeh  
Abd... St, Dr. Shariati Ave., Tehran

P. O. Box: 16315-499

Postal Code: 1661634151

Tel: (+98 21) 22856408

Fax: (+98 21) 22856407

Website: [www.ispg.ir](http://www.ispg.ir)