



مجله زمین شناسی نفت ایران

سال نهم، شماره ۱۷، بهار و تابستان ۱۳۹۸

هیئت تحریریه به ترتیب حروف الفبا:

دکتر علیرضا بشری، هیأت علمی بازنشسته پژوهشگاه صنعت نفت
دکتر علی بهرامی، دانشیار دانشگاه اصفهان
دکتر بهرام حبیب نیا، دانشیار دانشگاه صنعت نفت
دکتر بهمن سلیمانی، استاد دانشگاه شهید چمران اهواز
دکتر علی صیرفیان، استاد دانشگاه اصفهان
دکتر عزت اله کاظم زاده، استادیار پژوهشگاه صنعت نفت
دکتر سید علی معلمی استادیار پژوهشگاه ازدیاد برداشت از مخازن نفت
دکتر رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد
دکتر علی وطنی، استاد انستیتو نفت دانشگاه تهران

نشانی:

تهران، خیابان دکتر شریعتی خیابان، خواجه عبدالله انصاری،
خیابان ابوذر جنوبی، کوچه نهم، پلاک ۷، طبقه ۴
کد پستی: ۱۶۶۱۶۳۴۱۵۵
صندوق پستی: ۴۹۹-۱۶۳۱۵
تلفن: ۲۲۸۵۶۴۰۸ نمابر: ۲۲۸۵۶۴۰۷
<http://www.ispg.ir>

صاحب امتیاز: انجمن زمین شناسی نفت ایران

مدیر مسئول: دکتر عزت اله کاظم زاده، استادیار پژوهشگاه صنعت نفت

سر دبیر: دکتر علی صیرفیان، استاد دانشگاه اصفهان

همکار سردبیر: دکتر علیرضا بشری، هیأت علمی بازنشسته پژوهشگاه

صنعت نفت

مدیر اجرایی: گیتی شرفی

مدیر داخلی و ویراستار: دکتر علی بهرامی، دانشیار دانشگاه اصفهان

همکاران علمی این شماره مجله به ترتیب حروف الفبا:

۱- دکتر محمود برگریزان

۲- دکتر علیرضا بشری

۳- دکتر علی رحمانی

۴- دکتر بهرام حبیب نیا

۵- دکتر بهمن سلیمانی

۶- دکتر علی شکاری فر

۷- دکتر امراله صفری

۸- دکتر علی صیرفیان

۹- دکتر فرج فردوست

۱۰- دکتر محمدمختاری

۱۱- دکتر محمود معماریانی

۱۲- دکتر حسین وزیری مقدم

این مجله دارای مجوز علمی- پژوهشی به شماره ۱۱/۵۱۱۵۳/ ۸۹/۳/ ۰۶ به تاریخ ۱۳۸۹/۰۹/۰۶ 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 نهم، شماره ۱۷، بهار و تابستان ۱۳۹۸

فهرست مقالات

صفحه

۱. زیست چینه نگاری سازند داریان در تاقدیس لار (جنوب غرب گچساران) و رسوبات کرتاسه زیرین منطقه کلاه قاضی (جنوب شرق اصفهان)
مهديه شیرزاده، حسین وزیری مقدم، علی بهرامی، علی صیرفیان
۲. تحلیل ارتباط سایزموکتونیک در زون بخاردن-قوچان با بی نظمی های هندسی زلزله ها
جواد بیگلری، عباس کنگی، عبدالرضا جعفریان
۳. تاثیر ویژگی های ریزرخساره ای و دیاژنزی در کنترل کیفیت مخزنی سازند آسماری در میدان گازی گورزین، حوضه زاگرس، جنوب ایران
کریم ممبئی، نصراله عباسی، احمد یحیایی
۴. مدل سازی گسترش افقی لایه بهره ده بر اساس تغییرات پارامترهای پتروفیزیکی مخزن با استفاده از روش تخمین کربجینگ شاخص در یکی از میادین نفتی جنوب غرب ایران
فرحناز صابری، فرهاد محمدتراب، کیومرث طاهری
۵. بررسی حوادث زیستی قاعده های زمانی کنیاسین و ساتتوین سازند سورگاه، چاه ماله کوه و سرکان، جنوب باختری خرم آباد
محمد حدادی، محمد وحیدی نیا، محمدحسین محمودی قرائی، میثم شفیع اردستانی
۶. ارزیابی بلوغ سیالات هیدروکربنی و تعیین مسیر مهاجرت با کمک مدل سازی دو بعدی در تعدادی از میادین نفتی فروفادگی دزفول
اشکان ملکی، سیدعلی معلمی، محمد حسین صابری، محمد حسن جزایری

راهنمای پذیرش و تنظیم مقالات

۱. مقدمه

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.

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 ۱۵ صفحه) از طریق پست الکترونیکی ispg.paper@gmail.com که در سایت انجمن به نشانی:

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

۳-۲ 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.

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

۲-۸ منابع و مراجع

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

۲-۳ 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	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

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: آقائاتی، 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 کوپال: 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>.

- 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.

- 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 میرود، 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- منابع فارسی و لاتین

زیست چینه نگاری سازند داریان در تاقدیس لار (جنوب غرب گچساران) و رسوبات کرتاسه زیرین منطقه کلاه قاضی (جنوب شرق اصفهان)

مهدیه شیرزاده^۱، حسین وزیری مقدم^{۲*}، علی بهرامی^۳، علی صیرفیان^۴

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

۲- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، ایران

۳- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، ایران

۴- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، ایران

*avaziri7304@gmail.com

دریافت تیر ۱۳۹۸، پذیرش بهمن ۱۳۹۸

چکیده

به منظور شناسایی روزن داران و تعیین سن سازند داریان و رسوبات کرتاسه زیرین ایران مرکزی، برشی از سازند داریان در تاقدیس لار (شمال شرق گچساران) با ضخامت ۱۱۱ متر و سنگ شناسی آهک ضخیم، متوسط و نازک لایه، آهک مارنی و مارن و نیز برشی در کوه کلاه قاضی (جنوب غرب اصفهان) با ۲۶۰ متر ضخامت و سنگ شناسی آهک ضخیم تا متوسط لایه و شیل مورد مطالعه قرار گرفت. مطالعات زیست چینه نگاری سازند داریان در برش تاقدیس لار منجر به شناسایی ۲۸ جنس فرامینیفر بنتیک و ۴ جنس فرامینیفر پلانکتون در قالب ۴ زون زیستی شامل *Hedbergellids - Orbitolinids assemblage zone*, *Mesorbitolina texana zone*, *Mesorbitolina gr. subconca* *zone*, *Favusella washitensis rang zone* زیست چینه نگاری رسوبات کرتاسه زیرین در منطقه کلاه قاضی منجر به شناسایی ۲۱ جنس فرامینیفر بنتیک و ۱ جنس فرامینیفر پلانکتون در قالب ۲ زون زیستی شامل *Mesorbitolina texana zone*, *Mesorbitolina gr. subconca* *zone* شده است. به منظور تطابق زیست چینه نگاری برش های مورد مطالعه، برش هایی از سازند داریان در کوه فهلیان، کوه مانگشت و میمند مورد بررسی قرار گرفتند. بر این اساس رسوبگذاری در دو برش مورد مطالعه دیرتر از سایر نواحی و از آبتین پسین آغاز شده است و پایان رسوبگذاری در برش کوه کلاه قاضی زودتر از سایر برش ها و به سن آپسین پسین بوده درحالیکه اتمام رسوبگذاری سازند داریان در سایر برش ها به سن آلبین پیشین بوده است.

کلیدواژه ها: سازند داریان، تاقدیس لار، رسوبات کرتاسه، کلاه قاضی، زیست چینه نگاری، زون زیستی.

۱- مقدمه

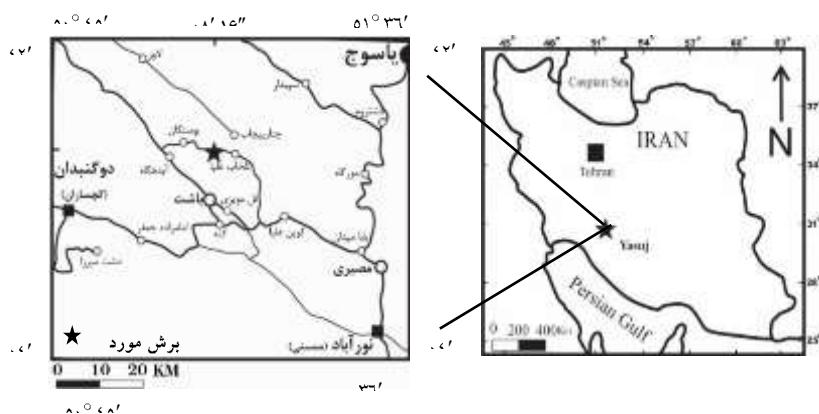
سازند داریان (قسمت بالای گروه خامی)، توالی ضخیمی از سنگ‌های کربناته به سن آپتین-آلبین می‌باشد و به داشتن اربیتولین فراوان شاخص است. این سازند در حوضه زاگرس در طول یک پلاتفرم کربناته رسوبگذاری کرده و در بیشتر نواحی زاگرس گسترش دارد. سازند داریان یکی از سنگ مخزن‌های مهم در کمربند زاگرس چین‌خورده است که در مرز بین صفحات لیتوسفری عربی و اوراسیا واقع شده و از برخورد بین اوراسیا و صفحه پیشرونده عربی در طول سنوزوئیک تشکیل شده است [۱]. سنگ‌های اربیتولین‌دار کرتاسه پایینی، یکی از شاخص‌ترین واحدهای سنگی ایران مرکزی است که اغلب با ردیف‌های آواری سرخ‌رنگ آغاز و به طور پیشرونده و گاه دگرشیب سنگ‌های قدیمی‌تر را می‌پوشاند. گسترده‌گی زیاد این سنگ‌ها، در نواحی گوناگون ایران مرکزی، گویای پیشروی گسترده دریا و پوشیده شدن بسیاری از پشته‌های قدیمی با دریای پیشرونده کرتاسه پیشین است [۲].

گسترش فسیل‌های بتتیک از جمله فرامینفرهای بتتیک و جلبک‌های آهکی توسط شرایط اکولوژیکی محلی کنترل می‌شوند [۳]. این فون‌های کوچک به علت تکامل سریع و تکثیر زیاد می‌توانند برای بررسی رسوبات آهکی مورد مطالعه قرار گیرند [۴]. اربیتولین‌ها از سازندگان اصلی کربنات‌های کم عمق کرتاسه زیرین می‌باشند. به این منظور تعیین سن و زون‌بندی رسوبات کرتاسه زیرین در دو برش مورد مطالعه با توجه به این روزن‌داران بتتیک انجام شده است [۱۰].

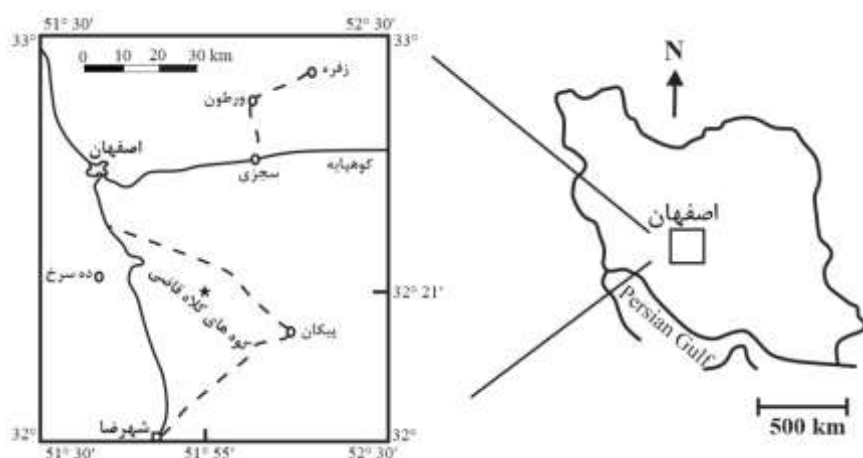
۲- روش کار

برش سازند داریان در تاق‌دیس لار با مختصات جغرافیایی $51^{\circ} 08' 16''$ طول شرقی و $30^{\circ} 28' 06''$ عرض شمالی، در فاصله تقریباً ۷۷ کیلومتری دوگنبدان و در زون ساختاری ایذه واقع شده است (شکل ۱) و برش رسوبات کرتاسه زیرین در منطقه کلاه قاضی با مختصات جغرافیایی $51^{\circ} 55' 40/84''$ طول شرقی و $32^{\circ} 21' 16/85''$ عرض شمالی، در فاصله تقریباً ۵۰ کیلومتری جنوب اصفهان و در زون ساختاری سنندج-سیرجان قرار گرفته است (شکل ۲). این دو برش جهت مطالعات دقیق دیرینه‌شناسی، بررسی و گسترش روزن‌داران و معرفی بیوزون‌ها مورد نمونه برداری قرار گرفت. سازند داریان در برش تاق‌دیس لار با ۱۱۱ متر ضخامت و سنگ‌شناسی آهک ضخیم، متوسط و نازک‌لایه، آهک مارنی و مارن، مورد مطالعه قرار گرفته که از آن تعداد ۱۰۵ نمونه برداشت و از آن‌ها مقطع نازک تهیه شده است. با توجه به نقشه زمین‌شناسی و شواهد صحرایی، سازند داریان بر روی سازند گدوان قرار گرفته است. بر اساس مطالعات یآوری و همکاران (۲۰۱۵)، سازند داریان قابل تقسیم به سه عضو داریان پایینی، داریان میانی و داریان بالایی می‌باشد [۱۱]. بر این اساس در محل نمونه برداری تنها بخش بالایی سازند داریان رخنمون داشته و نمونه برداری از اولین لایه آهکی برجا از داریان بالایی انجام شده است و بخش پایینی و میانی سازند داریان در این منطقه پوشیده می‌باشد. سازند داریان در برش مورد مطالعه توسط سازند کژدمی پوشیده می‌شود. رسوبات کرتاسه زیرین در

این برش با ۲۶۰ متر ضخامت و سنگ‌شناسی آهک ضخیم، متوسط لایه و شیل، مورد مطالعه قرار گرفته‌است. زاهدی و همکاران (۱۹۷۶)، در نقشه زمین‌شناسی ایران (شهرضا) این رسوبات را با علامت اختصاری k نشان داده و بر اساس لیتولوژی و رنگ آن‌ها را تقسیم بندی کرده‌اند [۳]. این رسوبات در محل نمونه برداری بر روی دولومیت‌های زردرنگ، ماسه و کنگلومرای لیاس-بارمین و در زیر رسوبات عهد حاضر قرار گرفته‌اند.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دستیابی به منطقه مورد مطالعه (تاق‌دیس لار) (مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰) [۸].



شکل ۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دستیابی به منطقه مورد مطالعه (برش کلاه قاضی) (مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰) [۸].

۳- مطالعات پیشین

خسرو تهرانی (۱۳۸۴)، رسوبات کرتاسه زیرین در زاگرس را به دو رخساره متفاوت تقسیم کرد، که در ناحیه لرستان شیل-های رادیولردار خاکستری تیره تا سیاه و آهک‌های رسی عمیق سازند گرو است در حالیکه در ناحیه فارس و جنوب فرو-افتادگی دزفول سه سازند فهلیان، گدوان و داریان به سن نئوکومین - آپتین را شامل می‌شود [۵]. آقابات (۱۳۸۵)، سازند داریان را که به آهک اریتولیندار و آهک آپتین معروف است، شامل تناوبی از آهک‌های ضخیم لایه تا توده ای دانست که در جنوب غرب لرستان به سازند گرو تبدیل می‌شود. در محل برش الگو، این سازند شامل ۲۸۶/۵ متر سنگ آهک قهوه-

ای- خاکستری ستبرلایه تا توده‌ای خشن و صخره ساز است که به دلیل داشتن اربیتولین فراوان به سن آپتین شاخص است [۲]. وایند (۱۹۶۵)، طی گزارش خود، مطالعاتی در مورد بیواستراتیگرافی کلیه سازندهای موجود در زاگرس انجام داد و سازند داریان را در برش نمونه مورد مطالعه قرار داد [۱۲]. جیمز و وایند (۱۹۶۵)، در تهیه و تدوین فرهنگ چینه شناسی نواحی مورد توافق کنسرسیوم نفتی، چینه شناسی کلیه سازندهای موجود در سه ناحیه فارس، خوزستان و لرستان را از نظر سنگ شناسی و دیرینه شناسی مورد مطالعه قرار دادند [۱۳]. گلستانه (۱۹۶۵)، بر اساس میکروفسیل‌های موجود در گروه خامی، مرز ژوراسیک و کرتاسه را در جنوب ایران مورد مطالعه قرار داد [۱۴]. ولز (۱۹۶۹)، بیواستراتیگرافی گروه خامی را در جنوب غرب ایران مورد مطالعه قرار داد [۱۵]. خردپیپر (۱۹۷۵)، در مورد چینه شناسی گروه خامی در جنوب و جنوب غرب ایران مطالعه نسبتاً جامعی انجام داد و ناپیوستگی‌های مهم را در سکانس‌های این گروه بازنگری و تشریح نمود [۱۶]. قلاوند (۱۳۷۵)، لیتواستراتیگرافی و بیواستراتیگرافی سازند داریان و کژدمی در جنوب غرب ایران (نواحی فارس و فرو- افتادگی دزفول) را مورد مطالعه قرار داد [۱۵]. فخررحیمیان (۱۳۸۶)، میکرواستراتیگرافی سازند داریان در برش نمونه (شمال شرق شیراز) و تاقدیس کوه آنه (شمال شرق گچساران) را مورد بررسی قرار داد [۷]. شرودر و همکاران (۲۰۱۰)، زون بندی جدیدی را برای اربیتولین‌ها در نظر گرفتند [۱۰]. ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰)، یک مدل سکانس استراتیگرافی منطقه‌ای و نقشه‌های پالئوژئوگرافی را برای بارمین تا آلبین زیرین پیشنهاد داده‌اند [۱۷]. موسوی زاده و همکاران (۲۰۱۵)، نقشه‌های زون‌بندی که برای صفحه عربی شرقی تعریف شده را با استفاده از زون‌های آمونیتی و تغییرات ایزوتوپ پایدار کربن، واسنجی کردند و سه زون تجمعی را شناسایی کردند که موجب بررسی گسترش رخنمون سکوی بالایی آپتین بر اساس چینه نگاری سکانشی بین سکو و حاشیه‌ی محیط‌های حوضه‌ی درون فلات قاره‌ای شد [۱۸].

یاوری و همکاران (۲۰۱۵)، برای اولین بار به منظور توضیح رابطه بین مقدار ماده آلی و تنوع فرامینفرهای پلانکتون در برش بانس (شمال و شمال غرب شیراز)، یک تحقیق بیواستراتیگرافی، لیتواستراتیگرافی و ژئوشیمیایی انجام دادند [۱۱]. محدوده کلاه قاضی به دلیل وجود توالی تقریباً کاملی از رسوبات کرتاسه و توده‌های نفوذی کلاه قاضی از گذشته مورد توجه محققین قرار گرفته است. اولین بار اشتال (۱۸۹۷) به حضور نهشته‌های کرتاسه در اطراف اصفهان اشاره نمود [۱۹]. سید امامی و همکاران (۱۹۷۱)، رسوبات کرتاسه اطراف اصفهان را به یازده واحد سنگ چینه‌ای تقسیم کرده‌اند [۲۰].

۴- زیست چینه نگاری سازند داریان در برش تاقدیس لار

به منظور تعیین سن نهشته‌های سازند داریان در برش تاقدیس لار تعداد ۱۰۵ مقطع نازک به طور دقیق مورد مطالعه قرار گرفت. بر اساس این مطالعات ۲۸ جنس فرامینفر بتتیک و ۴ جنس فرامینفر پلانکتون شناسایی گردید (شکل ۳). بر مبنای انتشار چینه نگاری میکروفسیل‌های موجود، ۴ بیوزون تشخیص داده شده است (شکل ۳). تعیین بیوزون‌ها بر اساس زون بندی ارائه شده توسط شرودر و همکاران [۱۰] و وایند [۱۲] صورت گرفته است.

Hedbergellids – Orbitolinids assemblage zone

۴-۱- مجموعه فونی ۱

این مجموعه از قاعده تا ضخامت ۵ متری وجود دارد و شامل فونای زیر است:

Hedbergella luterbacheri – *Hedbergella infracretacea* – Orbitolinids – *Trocholina* sp. – Textularids – *Lenticulina* sp. – Miliolids

حضور *Hedbergella luterbacheri* در این مجموعه نشان دهنده سن آپتین می‌باشد [۲۱] و از آنجایی که قبل از *Mesorbitolina texana* و *Mesorbitolina parva* دیده شده‌است این زون تجمعی و به سن آپتین در نظر گرفته شده‌است.

***Mesorbitolina texana* zone**

۴-۲- مجموعه فونی

این مجموعه از ضخامت ۶ تا ۲۹ متری وجود دارد و شامل فونای زیر است:

Hedbergella luterbacheri – Orbitolinids – Textularids – *Lenticulina* sp. – Miliolids – *Mesorbitolina parva* – *Mesorbitolina texana* – *Haplophragmoides* sp. – *Arenobulimina* sp. – *Danubiella* sp. – *Mesorbitolina* sp. – *Daxia* sp. – *Ammobaculites* sp. – *Marsonella* sp. – *Pseudocyclammina* sp. – Charentidae – *Charentia cuvillieri* – *Nezzazata* cf. *isabella* – *Hemmicyclammina sigali* – *Debarina hahounerensis*.

این بیوزون با بیوزون *Mesorbitolina texana* zone شرودر و همکاران [۱۰] تطابق دارد و معرف سن انتهای آپتین پسین است.

***Mesorbitolina* gr. *subconcava* zone**

۴-۳- مجموعه فونی ۳

این مجموعه از ضخامت ۳۰ تا ۹۳ متری وجود دارد و شامل فونای زیر می‌باشد:

Orbitolinids – Textularids – *Lenticulina* sp. – Miliolids – *Mesorbitolina texana* – *Arenobulimina* sp. – *Mesorbitolina* sp. – *Ammobaculites* sp. – *Marsonella* sp. – *Pseudocyclammina* sp. – Charentidae – *Charentia cuvillieri* – *Hemmicyclammina sigali* – *Debarina hahounerensis* – *Nezzazatinella picardi* – *Mesorbitolina* gr. *subconcava* – *Mayncina* sp. – *Verneuilina* sp. – *Protopenneroplis* sp. – *Nezzazatinella* sp. – *Pseudolituonella* sp. – *Plectinella* sp. – *Aulotortus* sp. – *Nodosaria* sp.

این بیوزون با بیوزون *Mesorbitolina* gr. *subconcava* zone شرودر و همکاران [۱۰] تطابق دارد و معرف سن آپتین پسین تا ابتدای آلبین پیشین می‌باشد.

***Favusella washitensis* rang zone**

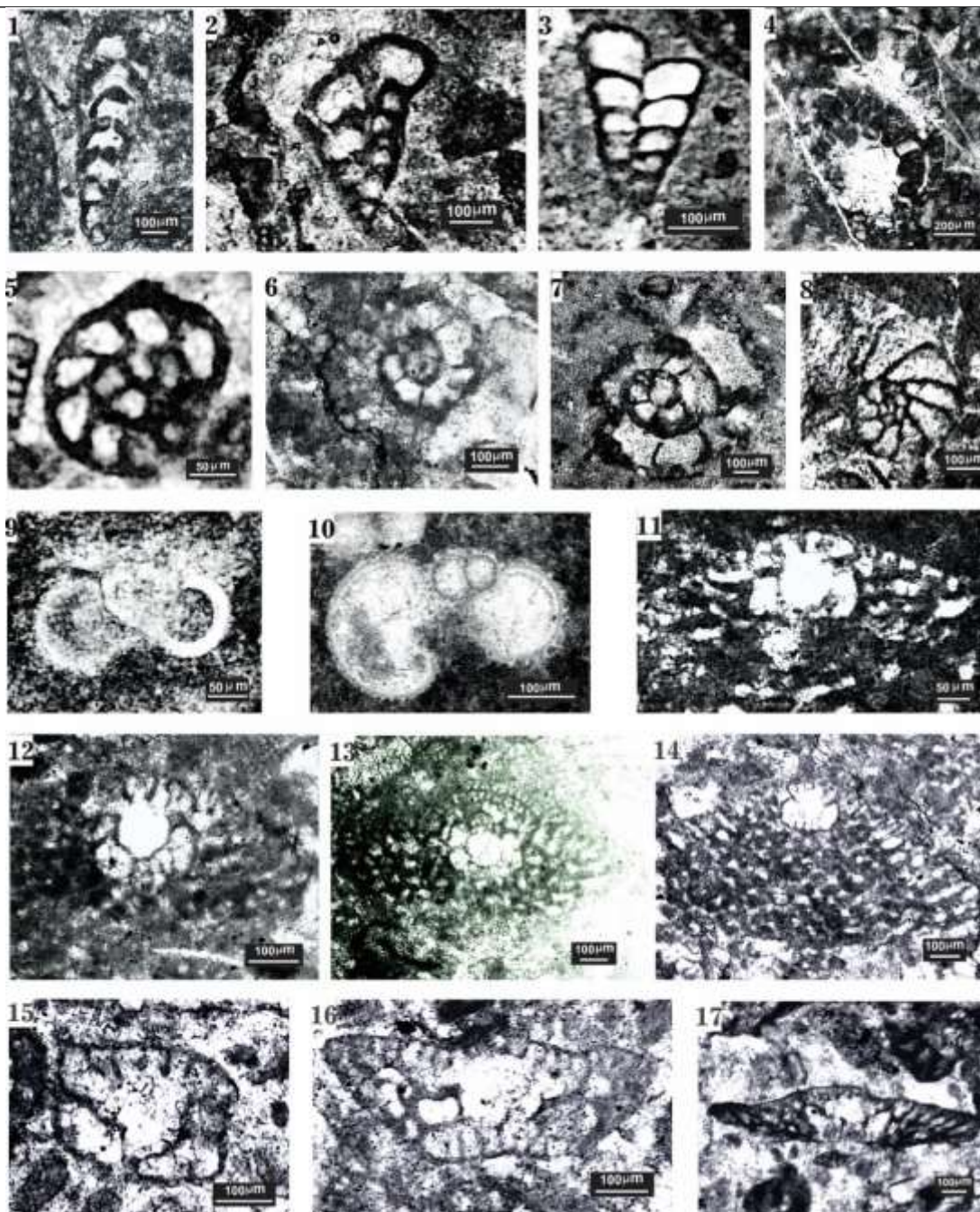
۴-۴- مجموعه فونی ۴

این مجموعه از ضخامت ۹۴ تا انتهای برش وجود دارد و شامل فونای زیر است:

Textularids – *Lenticulina* sp. – *Pseudocyclammina* sp. – *Muricohedbergella delrioensis* – *Muricohedbergella* sp. – *Favusella washitensis*

این بیوزون با بیوزون شماره ۲۳ و ایند [۱۲]، *Favusella washitensis* rang zone تطابق دارد و معرف سن آلبین پیشین می‌باشد.

با توجه به بیوزون‌های معرفی شده، سن این برش آپسین پسین تا آلبین پیشین می‌باشد.



شکل ۳- میکروفسیل‌های مربوط به برش طاق‌دیس لار

1. *Ammobaculites* sp.- 2. *Verneuilina* sp.- 3. *Marsonella* sp.- 4. *Pseudocyclammina* sp.- 5. *Debarina* cf. *hahounerensis*- 6,7. *Hemicyclammina sigali*- 8. *Protopeneroplis* sp.- 9. *Hedbergella luterbacheri*- 10. *Favusella washitensis*- 11,12. *Mesorbitolina parva*, axial section- 13. *Mesorbitolina parva*, transverse section- 14,15. *Mesorbitolina texana*, axial section- 16,17. *Mesorbitolina subconca*, axial section.

۵- زیست چینه نگاری رسوبات کرتاسه زیرین در برش کوه کلاه قاضی

به منظور تعیین سن رسوبات کرتاسه زیرین در منطقه کلاه قاضی تعداد ۹۵ مقطع نازک به طور دقیق مورد مطالعه قرار گرفت. بر اساس این مطالعات ۲۱ جنس فرامینیفر بنتیک و ۱ جنس فرامینیفر پلانکتون شناسایی گردید (شکل ۵). بر مبنای انتشار چینه نگاری میکروفسیل‌های موجود، ۲ بیوزون تشخیص داده شده است (شکل ۶). تعیین بیوزون‌ها بر اساس زون بندی ارائه شده توسط شرودر و همکاران [۱۰] صورت گرفته است.

Mesorbitolina texana zone

مجموعه فونی ۱:

این مجموعه از قاعده تا ضخامت ۱۶ متری وجود دارد و شامل فونای زیر است:

Miliolids – Textularids – Orbitolinids – *Mesorbitolina* sp. – *Mesorbitolina parva* – *Dictyoconus* sp. – Cahrentidae – *Charentia cuvillieri* – *Nezzazata* sp. – *Nezzazata isabella* – Cuneolinidae – *Debarina* sp. – *Mayncina* sp. – *Mesorbitolina subconcava*

این بیوزون با بیوزون *Mesorbitolina texana zone* شرودر و همکاران [۱۰] تطابق دارد و معرف سن ابتدای آپتین پسین است.

Mesorbitolina gr. subconcava zone

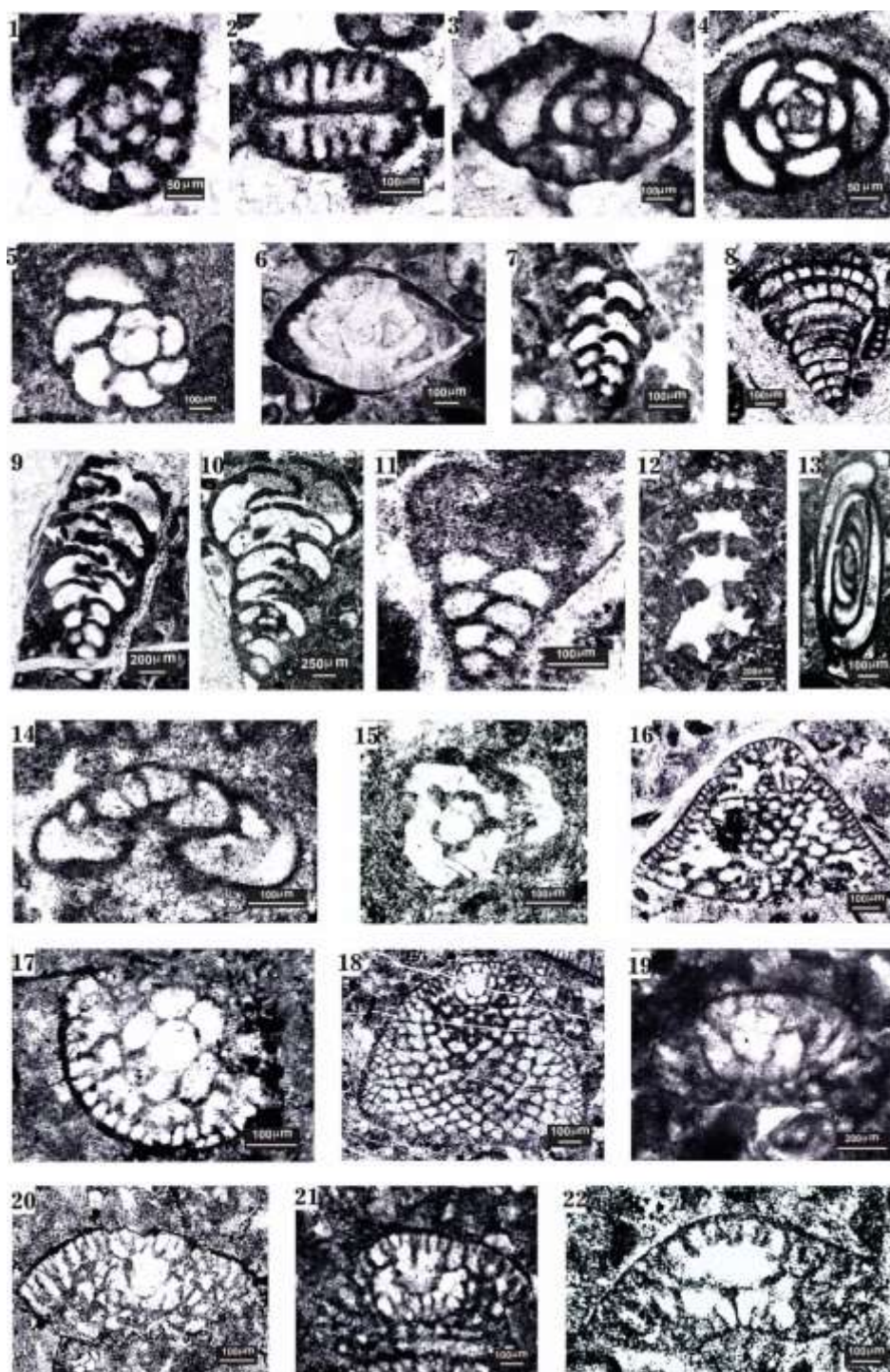
مجموعه فونی ۳:

این مجموعه از ضخامت ۱۷ تا انتهای برش وجود دارد و شامل فونای زیر می‌باشد:

Miliolids – Textularids – Orbitolinids – *Mesorbitolina* sp. – *Mesorbitolina parva* – *Dictyoconus* sp. – Cahrentidae – *Charentia cuvillieri* – *Nezzazata* sp. – Cuneolinidae – *Mesorbitolina subconcava* – *Vercorsella* sp. – *Praechrysalidina* sp. – transition between *M. texana* and *M. subconcava* – *Mesorbitolina texana* – *Pseudocyclammia* sp. – *Dobrogelina ovidi* – *Nezzazatinella picardi* – *Novaluesia* sp. – *Lenticulina* sp. – *Debarina hahounerensis* – *Simplorbitolina* sp. – *Dictyoconus arabicus* – *Hedbergella infracretacea* – *Nodosaria* sp. – *Hedbergella* sp. – *Marsonella* sp. – *Hemicyclammia sigali*.

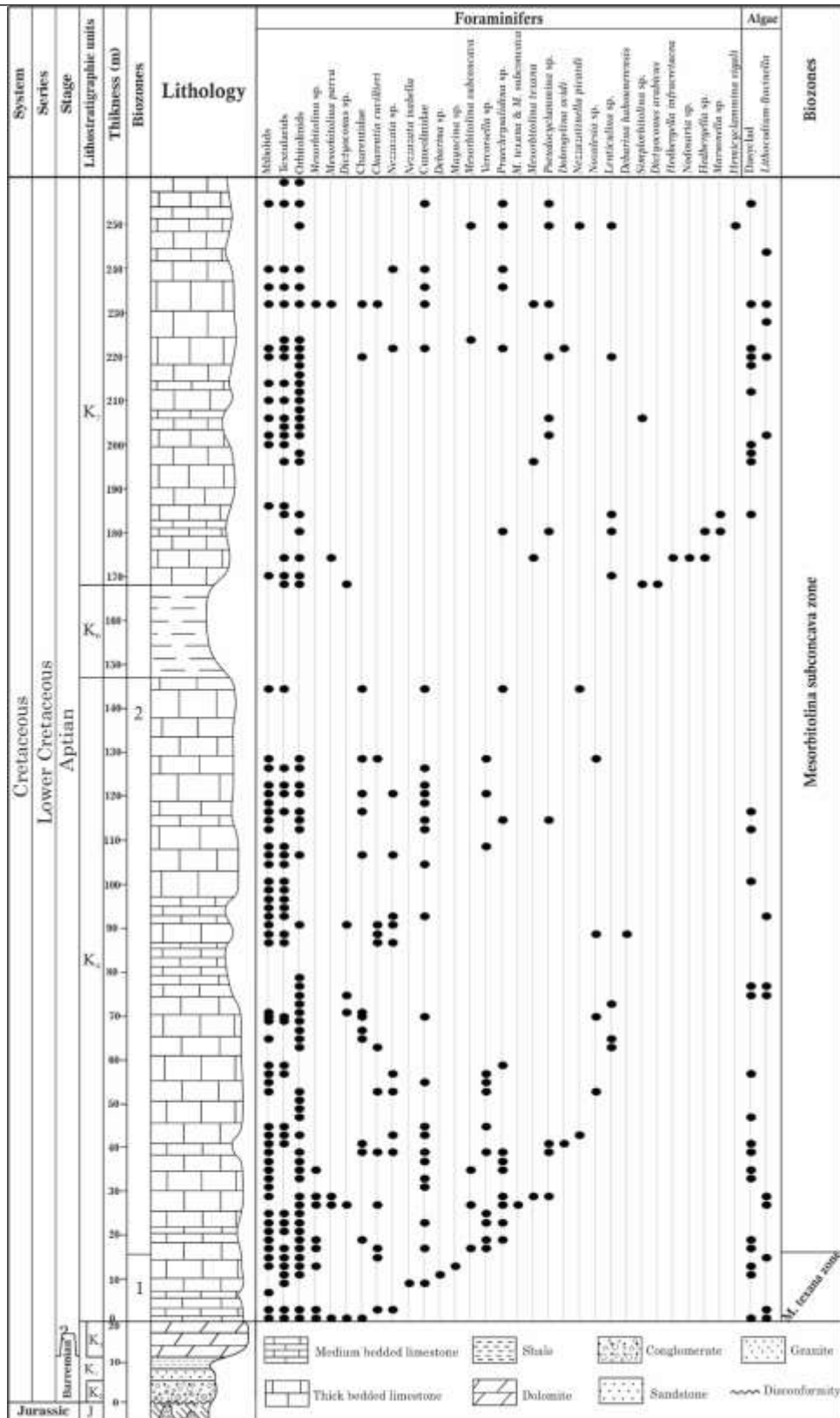
این بیوزون با بیوزون *Mesorbitolina gr. subconcava zone* شرودر و همکاران [۱۰] تطابق دارد و معرف سن آپتین پسین می‌باشد.

با توجه به بیوزون‌های معرفی شده، سن این برش آپتین پسین می‌باشد.



شکل ۵- میکروفسیل های مربوط به برش کلاه قاضی

1-*Debarina hahounerensis*- 2,8. *Vercorsella* sp.- 3. *Charentia cuvillieri*- 4. *Quinqueloculina* sp.- 5. *Mayncina* sp.- 6. *Lenticulina* sp.- 7. *Novalesia* sp.- 9,10. *Praechrysalidina* sp.- 11. *Marsonella* sp.- 12. *Pseudocyclammina* sp.- 13. *Istrioloculina eliptica*- 14. *Dobrogelina ovidi*- 15. *Hemicyclammina sigali*- 16. *Dictyoconus arabicus*, subaxial section- 17. *Mesorbitolina parva*, transverse section- 18,19. *Mesorbitolina parva*, axial section- 20. *Mesorbitolina texana*, axial section- 21,22. *Mesorbitolina subconcava*, axial section.



شکل ۶- ستون زیست چینه نگاری رسوبات کرتاسه زیرین، برش کلاه قاضی

۶- تطابق زيست چينه نگارى برش هاى مورد مطالعه و برش هاى سازند داريان در نواحى همجوار

به منظور تطابق زيست چينه نگارى برش هاى مورد مطالعه، برش هاى سازند داريان در جنوب غرب ايران همچون برش كوه فهليان (ايذه)، برش هاى كوه مانگشت (ايذه) و ميمند (زاگرس مرتفع) بر اساس جدول بايوزون شرودر و همكاران (۲۰۱۰) مورد استفاده قرار گرفته [۱۰] و محل آن ها بر روى نقشه مشخص شده است (شكل ۵).

زيست زون هاى موجود در اين برش ها به شرح زير است:

۶-۱- زيست زون *Mesorbitolina parva* Zone

فاصله زمانى اولين ظهور *Mesorbitolina parva* تا اولين ظهور *Mesorbitolina texana* سن: ابتداى آپتين پسين. اين زون در ناحيه زاگرس مرتفع (برش كوه مانگشت) و ناحيه خوزستان (برش فهليان) حضور دارد.

۶-۲- زيست زون *Mesorbitolina texana* Zone

فاصله زمانى اولين ظهور *Mesorbitolina texana* و اولين ظهور *Mesorbitolina gr. subconcava* سن: انتهاى آپتين پسين. اين زون در ناحيه خوزستان، برش هاى فهليان (شامل *Mesorbitolina texana*)، تاقديس لار (شامل *Mesorbitolina parva* و *Mesorbitolina texana*) و در ناحيه ايران مركزى، برش كوه كلاه قاضى (شامل *Mesorbitolina parva* و *Mesorbitolina texana*) و در ناحيه زاگرس مرتفع، در برش كوه مانگشت وجود دارد.

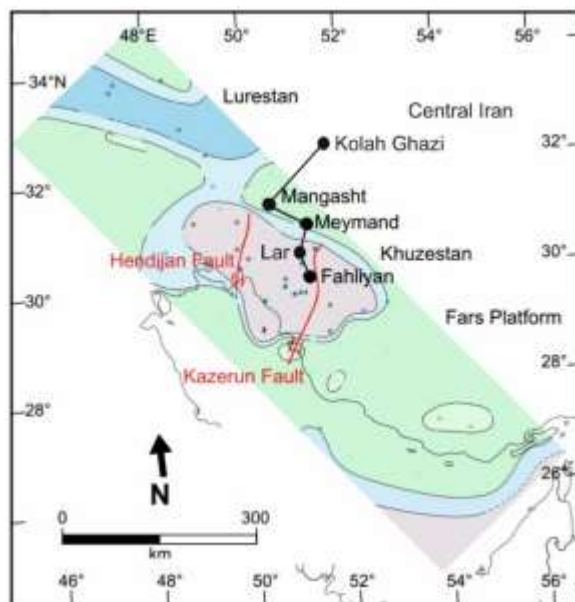
۶-۳- زيست زون *Mesorbitolina gr. subconcava* Zone

فاصله زمانى ظهور تا انقراض *Mesorbitolina gr. subconcava* سن: انتهايى ترين بخش آپتين پسين تا ابتداى آلبين ميانى. اين زون در زاگرس مرتفع، برش هاى كوه مانگشت (شامل *Mesorbitolina cf. texana*) و ميمند (شامل *Mesorbitolina cf. texana*, *Hemicyclammina sigali*, *Dictyoconus tunesianus*) و در ناحيه زاگرس، برش تاقديس لار (شامل *Mesorbitolina gr. subconcava* و *Mesorbitolina texana*) و در ناحيه ايران مركزى، برش كوه كلاه قاضى (شامل *Mesorbitolina gr. subconcava*, *M. texana* و *M. parva*) حضور دارد.

اين مشخصات به طور خلاصه در جدول ۱ آمده است.

جدول ۱- مشخصات برش‌های مورد استفاده در تطابق زیست‌چینه نگاری

نام برش	مختصات جغرافیایی	سن	زون‌های زیستی	زون ساختاری	پژوهشگر
کوه فهلیان	N ۳۰ ۱۱ E ۵۱ ۲۷	ابتدای آپتین پیشین - ابتدای آلبین پیشین	<i>Mesorbitolina parva</i> Zone, <i>Mesorbitolina texana</i> Zone, <i>Mesorbitolina gr. subconcava</i> Zone	ایذه	Schroeder et al., 2010
کوه مانگشت	N ۳۱ ۵۴ E ۵۰ ۵۲	ابتدای آپتین پیشین - آلبین پیشین	<i>Mesorbitolina parva</i> Zone, <i>Mesorbitolina texana</i> Zone, <i>Mesorbitolina gr. subconcava</i> Zone	ایذه	Schroeder et al., 2010
میمند	N ۲۸ ۵۲ E ۵۲ ۴۵	ابتدای آپتین پیشین - آلبین پیشین	<i>Mesorbitolina gr. subconcava</i> Zone	زاگرس مرتفع	Schroeder et al., 2010
تاقدیس لار	N ۳۰ ۲۸ E ۵۱ ۰۸	اواسط آپتین پسین - آلبین پیشین	Hedbergellids - Orbitolinids Assemblage Zone <i>Mesorbitolina texana</i> Zone <i>Mesorbitolina gr. subconcava</i> Zone <i>Favusella washitensis</i> range Zone <i>Mesorbitolina texana</i> Zone	ایذه	این مطالعه
کوه کلاه قاضی	N ۳۲ ۲۱ E ۵۱ ۵۵	ابتدای آپتین پسین - انتهای آپتین پسین	<i>Mesorbitolina gr. subconcava</i> Zone	سندج - سیرجان	این مطالعه

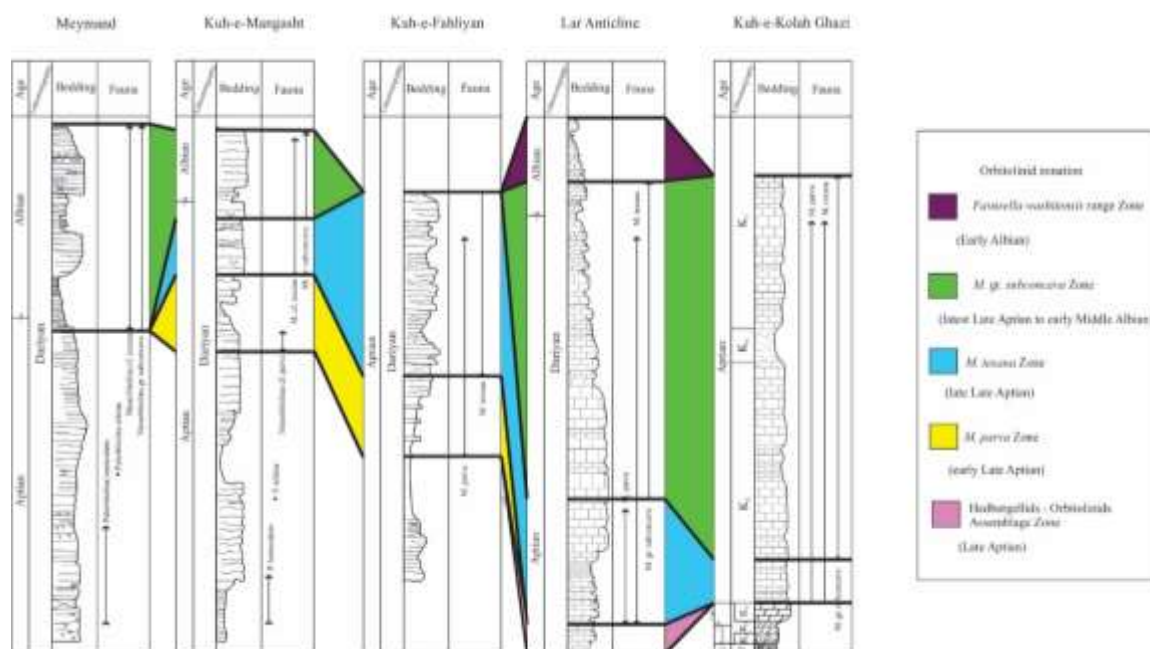


شکل ۷- نقشه برش‌های مورد استفاده در تطابق زیست‌چینه نگاری

۷- نتیجه گیری

در سازند داریان در برش تاقدیس لار ۲۸ جنس فرامینیفر بتتیک و ۴ جنس فرامینیفر پلانکتون تشخیص داده شد. بر اساس پخش و پراکندگی آن‌ها، ۴ بیوزون با سن آپتین تا آلبین پیشین تعیین گردید. در برش کلاه قاضی ۲۱ جنس فرامینیفر بتتیک و ۱ جنس فرامینیفر پلانکتون تشخیص داده شد که بر اساس پخش و گسترش آن‌ها، ۲ بیوزون با سن آپتین پسین تعیین گردید. شرودر (Schroeder et al., 2010) با استفاده از سکانس استراتیگرافی، سن مرز پایینی سازند داریان در پنج برش بالا را ابتدای آپتین پیشین تخمین زده است [۱۰]. در دو برش مورد مطالعه (تاقدیس لار و کوه کلاه قاضی) و در برش‌های کوه مانگشت و کوه فهلیان حضور زون *Mesorbitolina parva Zone* نشان دهنده رسوبگذاری این رسوبات در آپتین پسین است [۱۰].

بطور کلی می‌توان بیان کرد که رسوبگذاری سازند داریان در برش‌های بررسی شده توسط شرودر (Schroeder et al., 2010) در زاگرس مرتفع (برش میمند) و برخی از نواحی زون ایذه (کوه مانگشت و فهلیان) زودتر از سایر برش‌ها و از ابتدای آپتین پیشین شروع شده است در حالیکه در تاقدیس لار و زون سندج - سیرجان (برش کلاه قاضی) رسوبگذاری سازند داریان از آپتین پسین آغاز شده است. پایان رسوبگذاری در نواحی ایران مرکزی (برش کلاه قاضی) و بخشی از ناحیه ایذه (برش تاقدیس لار) زودتر از سایر برش‌ها و به سن آپتین پسین بوده در حالیکه اتمام رسوبگذاری سازند داریان در سایر برش‌ها به سن آلبین پیشین بوده است.



شکل ۶- تطابق زیست چینه نگاری برش‌های مورد مطالعه با برخی برش‌های ایران

سپاس و قدردانی

از تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان جهت فراهم کردن امکانات این پژوهش و حمایت مالی سپاسگذاری می‌گردد. همچنین از داوران مقاله آقایان دکتر دکتر امراله صفری و دکتر علی رحمانی تشکر و قدردانی می‌گردد.

منابع

- [۱] درویش زاده، ع.، ۱۳۸۵، زمین شناسی ایران: انتشارات دانشگاه امیرکبیر تهران، ۶۲۵ ص.
- [۲] آقاباتی، ع.، ۱۳۸۵، زمین شناسی ایران: سازمان زمین شناسی ایران و اکتشافات معدنی ایران، ۵۸۶ ص.
- [۳] نقشه زمین شناسی ایران (شهرضا)، ۱۹۷۶، سازمان زمین شناسی کشور، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، ۱ صفحه.
- [۴] موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتا شناسی، ۱۳۸۴، اطلس راه‌های ایران، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰، ۱ صفحه.
- [۵] خسروتهرانی، خ.، ۱۳۸۴، زمین شناسی ایران: تهران: انتشارات کلیدر، ۴۸۰ ص.
- [۶] قلاوند، ه.، ۱۳۷۵، لیتواستراتیگرافی و بیواستراتیگرافی سازندهای داریان و کژدمی در جنوب غرب ایران (نواحی فارس و فروافتادگی دزفول): پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۲۸۲ ص.
- [۷] فخر رحیمیان، م.، ۱۳۸۶، میکرواستراتیگرافی سازند داریان در برش نمونه (شمال شرق شیراز) و تاقدیس کوه آنه (شمال شرق گچساران): پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۱۴۵ ص.

- [8] HALLOCK, P., 1985, Why are larger foraminifera large: *Paleobiology*, **11(2)**, 195-208.
- [9] BOUDAGHER-FADEL, M.K., 2008, Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera, *Elsevier*, 544 p.
- [10] SCHROEDER, R., VANBUCHER, F.S.P., CHERCHI, A., BAGHBANI, D., VINCENT, B., IMMENHAUSER, A. & GRAINER, B., 2010, Revised orbitolinid biostratigraphic zonation for the Barremian–Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for regional stratigraphic correlations: *GeoArabia Special Publication*, **4(1)**, 49-96.
- [11] YAVARI, M., YAZDI, M., GHALAVAND, H. & ADABI, M. H., 2015, Planktonic Foraminifera of the Dariyan formation and implications of Oceanic Anoxic Event 1a: *Geopersia*, **5(2)**, 125-137.
- [12] WYND, J. G., 1965, Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area: *Iranian Offshore Oil Company report*, **1082**, 89.
- [13] JAMEZ, G. A., & J. G. WYND, 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, **49**, 2182-2245.
- [14] GOLESTANEH, A., 1965, Micropaleontological study of Khami Group and the Jurassic-Cretaceous in Fars Province (southern Iran): *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, **4(3-1974)**, 165-197.
- [15] WELLS, A. J., 1969, The crush zone of the Iranian Zagros Mountains and its implications: *Geological Magazine*, (106), 385-395.
- [16] KHERADPIR, A., 1975, Stratigraphy of Khami Group in southwest Iran: *Oregon State Correctional Institution Report*, **1235**.
- [17] VANBUCHER, F.S.P., BAGHBANI, D., BULOT, L.G., CARON, M., GAUMET, F., HOSSEINI, A., KEYVANI, F., SHROEDER, R., SWENNEN, R., VEDRENNE, V. & VINCENT, B., 2010, Barremian - Lower Albian sequence-stratigraphy of southwest Iran (Gadvan, Dariyan and Kazhdumi formations) and its comparison with Oman, Qatar and the United Arab Emirates: *GeoArabia Special Publication*, **4(2)**, 503-548.
- [18] MOUSAVIZADEH, S.M.A., MAHBOOBI, A., MOSSAVI-HARAMI, R., KAVOOSI, M.A., and SCHLAGINTWEIT, F. 2015, Sequence stratigraphy and platform to basin margin facies

- transition of the Lower Cretaceous Dariyan Formation (northeastern Arabian plate, Zagros fold-thrust belt, Iran): *Bulletin of Geosciences*, **90(1)**, 145-172.
- [19] STAHL, A.F., 1897, Zur Geologie von Persian, Geognostische Beschreibung von Nord-und Zentral Persian: *Petermann 's Geographische Mittheilungen Gotha, Ergänzungsheftiche*, **122**, 72 p.
- [20] SEYED-EMAMI, K., BRANTS, A. & BOZORGNIA, F., 1971, Stratigraphy of the Cretaceous rocks southeast of Isfahan: *Geological Survey of Iran*, **20**, 5-27.
- [21] PREMOLI SILVA, I., & VERGA, D., 2004, Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera. In: Verga, D., & Rettori, R., (eds.): *International school on Planktonic Foraminifera, Universities of Perugia and Milano, Tipografiadi di Pontefelcino*, **1**, 1-283.

تحلیل ارتباط سائزموکتونیک در زون بخاردن-قوچان با بی‌نظمی‌های هندسی زلزله‌ها

جواد بیگلری^{۱*}، عباس کنگی^۲، عبدالرضا جعفریان^۳

۱- دانشجوی دکتری زمین شناسی تکتونیک، گروه زمین شناسی واحد شاهرود، دانشگاه آزاد اسلامی شاهرود، ایران.

۲- استاد گروه زمین شناسی واحد شاهرود، دانشگاه آزاد اسلامی شاهرود، ایران.

۳- استاد گروه زمین شناسی واحد شاهرود، دانشگاه آزاد اسلامی شاهرود، ایران

*tectogeology@gmail.com

دریافت شهریور ۱۳۹۸، پذیرش بهمن ۱۳۹۸

چکیده

بیشترین فعالیت‌های لرزه‌ای در شمال شرق ایران در اطراف سیستم‌های گسلی اصلی زون بخاردن-قوچان که متشکل از مجموع گسل‌های فعال امتداد لغز-راستگرد با راستای تقریباً NW-SE توزیع یافته‌اند، مشاهده می‌شوند. فعالیت نوزمین ساختی به واسطه خمیدگی انتهایی آنها و تغییر سازوکارشان به معکوس همراه با راندگی، افزایش استرس، کوتاه‌شدگی باعث افزایش لرزه خیزی و تراکم بالای زمین لرزه‌ها در پایانه انتهایی آنها می‌باشد. موتور محرکه اصلی گسل‌های این زون ارتباط ساختاری با زون انتقالی-راندگی مشکان در بینالود دارد، که آن را به طور مداوم تحت تاثیر تنش‌های نئوتکتونیک همگرایی صفحات عربی-اوراسیا از زمان آخرین فاز کوهزایی آلپی تا کنون قرار داده است. تحلیل‌های فرکتالی به روش مربع شمار در این زون انجام شده و مقادیر آن بین صفر تا ۲ تغییر می‌کند. اگر به صفر نزدیک باشد گسل‌ها و زمین لرزه‌ها در یک نقطه با تنش بالا متمرکز شده‌اند و اگر به ۲ نزدیک باشد نشان‌دهنده تنش کم و پراکندگی گسل‌ها و زمین لرزه‌ها در کل محدوده است. در این تحقیق مقادیر به دست آمده به ۲ نزدیک تر بوده و توزیع ابعاد فرکتالی حجمی و سطحی در شمال‌شرق ایران نشان دهنده فعالیت‌های لرزه‌ای بیشتری در بخش‌های مرکزی و غربی زون بخاردن-قوچان می‌باشد.

کلمات کلیدی: سائزموکتونیک، لرزه‌خیزی، چشمه‌های لرزه‌ای، بعد فرکتال، زون نئوتکتونیک بخاردن-قوچان

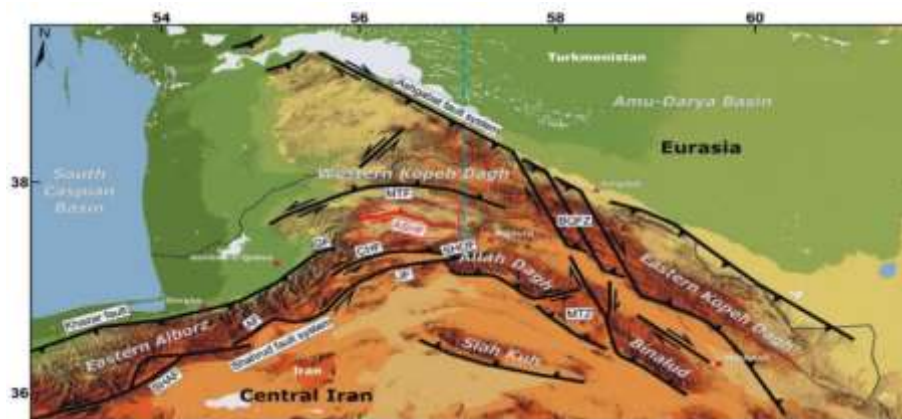
۱- مقدمه

سرزمین ایران بعنوان بخش میانی پهنه فعال زمین ساختی آلپ-همیالیا طرح پیچیده‌ای از مجموعه پوسته‌ها، قطعات زمین ساختی و پهنه‌های متفاوت زمین ساختی است که از نگاه نوزمین ساختی و لرزه زمین ساختی ویژگی‌های خاص دارد. ایران به صورت یک خرد صفحه ترد و شکننده در محل بین دو خط برخورد تکتونیک صفحات بزرگتر عربستان، هند و اوراسیا واقع شده و تحت تاثیر فشارهای جانبی و تنش‌های حاشیه صفحات قرار گرفته و در امتداد خطوط مزبور موجب تمرکز حداکثر فعالیت لرزه‌ای در این نواحی شده و در نتیجه کمربند فعال زلزله خیز را در شمالشرق ایران بوجود آورده که رخدادهای زمین لرزه‌هایی با شدت کم و زیاد از دیرباز خود شاهدهی بر آن هستند [۱۲]، [۲۰]، [۱۱]. زون بخاردن - قوچان در قسمت مرکزی پهنه رسوبی - ساختاری کپه داغ در محدوده عرض جغرافیایی ۳۷ درجه و ۱۰ دقیقه شمالی و طول جغرافیایی ۵۸ درجه و ۳۰ دقیقه شرقی به طول ۳۵۰ کیلومتر گستره تکتونیک چین-رانده فعالی را در شمالشرق ایران تشکیل می‌دهد. بررسی کارتوگرافیکی زمین لرزه‌های ثبت شده اخیر نشان از حضور گسل‌های جنبای مهم و وقوع زلزله‌های متعدد در این زون است. گسل‌های مذکور عمدتاً در طی فاز کوهزایی کاتانگایی ایجاد شده‌اند و با فعالیت‌ها و حرکات قائم خود هورست و گرابنها و ناآرامی‌هایی را در امتداد خود موجب شده‌اند و برخی از آنها در عهد حاضر فعالیت مهمی به همراه گسل‌های بعد از کاتانگایی داشته‌اند که باعث رخداد زمین لرزه‌های مخرب نیز شده‌اند.

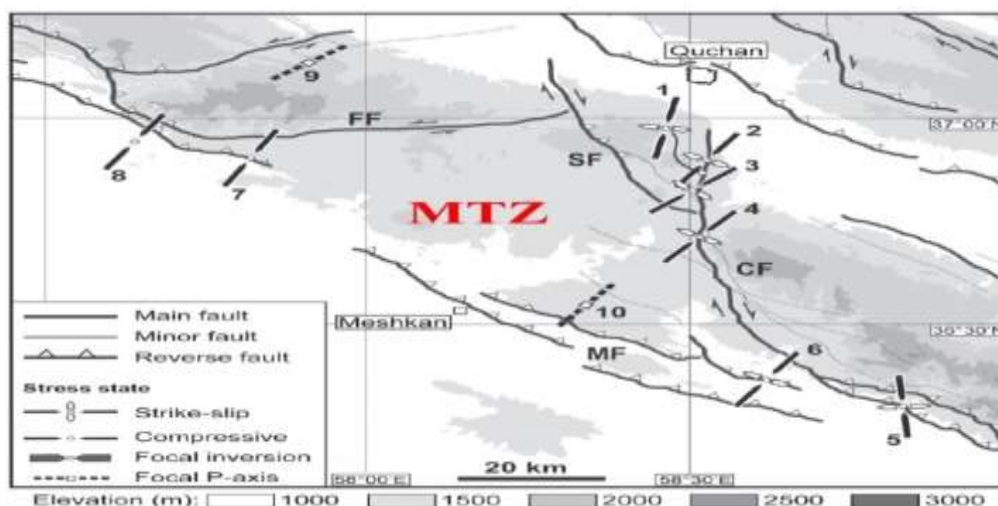
گسل‌های این زون دو دسته می‌باشند: ۱- گسل‌های پی‌سنگی با روند شرقی-غربی که در زمان رسوب‌گذاری فعال بوده‌اند. ۲- گسل‌های جنبای امتدادلغز-راستگرد با روند NW-SE که در فاز کوهزایی فعال شده‌اند. مهم ترین ویژگی بارز جنبای بودن این گسل‌ها خمیدگی پایانه انتهایی آنها می‌باشد که در اثر فشار ناشی از همگرایی صفحات عربی-اوراسیا و ارتباط ساختاری آنها با گسل‌های رشته کوه بینالود از طریق زون مثلثی شکل انتقالی-رانده‌گی مشکان (MTZ) است که موتور محرکه اصلی فعالیت‌های نئوتکتونیک گسل‌های این زون می‌باشد که باعث خمیدگی، کوتاه شدگی، فشردگی و ضخیم شدگی، افزایش استرس و گسل رانده‌گی در زون مذکور شده و به گسل‌های رانده کور (Blind fault) متصل شده‌اند. تغییر سازوکار این گسل‌ها از امتداد لغز به معکوس در پایانه انتهایی آنها محل مناسبی را برای افزایش رویدادهای زمین لرزه‌ای ایجاد کرده است. عمق کم موهو ۴۰ تا ۴۵ کیلومتر، توزیع عمق کانونی زمین لرزه‌ها بین ۶ تا ۲۵ کیلومتر و سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها نشان از وجود گسل‌های جنبای امتدادلغز-راستگرد در این زون می‌باشد [۲۲] و [۲۶].

هندس فرکتالی شاخه‌ای از علم ریاضیات است و فرکتال‌ها الگوهای هندسی مربعی و دایره‌ای هستند که در اندازه‌های کوچک و بزرگ بر روی صفحه و یا فضا قرار دارند و مرتباً تکرار می‌شوند که برای توجیه و تفسیر توزیع تنش در پوسته، سازوکار گسل‌ها و تغییرات سامانه گسلی در طول زمان و مکان احتمالی وقوع زمین لرزه‌های آینده در این زون استفاده می‌شود. در طبیعت شکل‌ها و رفتارهایی را می‌توان یافت که قابل توصیف توسط هندسه کلاسیک نیستند و فاقد بعد می-باشند مانند گسل‌ها و فرایندهای زمین لرزه‌ای [۸]. این شکل‌ها و رفتارها توسط هندسه فرکتالی قابل توجیه و توصیف هستند زیرا یک توزیع فرکتالی می‌تواند بیانگر نحوه توزیع متغیرها و اندازه متغیرها نسبت به کل فضای اشغال شده باشد. بعنوان مثال رابطه بین توپوگرافی ایجاد شده در اثر فعالیت‌های زمین‌ساختی مانند گسل‌ها، چین‌ها و خمش‌ها با میزان فرسایش پذیری و رسوب گذاری یکی از این موارد است؛ پدیده‌های زمین‌شناسی دارای متغیرهای فراوانی هستند که برقراری رابطه بین آنها با روش‌های معمولی ریاضی مشکل است مانند فراوانی و اندازه ذرات تشکیل دهنده سنگ‌ها، گسل‌ها، زمین لرزه‌ها، آتشفشان‌ها، ذخایر معدنی و میدان‌های نفتی. مدل‌های فرکتالی زیادی برای توزیع گسل‌ها در سطح پوسته زمین در یک منطقه توسط تورکات [۲۹] ارائه شده است.

از تحلیل‌های فرکتالی می‌توان برای بررسی سیستم‌های گسلی و فرآیندهای زمین‌ساختی با محاسبه بعد فرکتالی ساختارهای خطی مانند گسل‌ها بسیاری از ویژگی‌های آنها را شناسایی و تراکم این ساختارهای خطی را تعیین و با یکدیگر مقایسه نمود [۵]، [۲]، [۱]، [۴]، [۳]، [۶]، [۲۳]، [۱۵]، [۱۶]. در نواحی فعال نئوتکتونیک بعد فرکتالی بین مقادیر صفر تا ۲ تغییر می‌کند. اگر این مقدار نزدیک به صفر باشد نشان‌دهنده متمرکز شدن گسل‌ها و زمین‌لرزه‌ها در یک نقطه تنشگاهی با میزان تنش بالا می‌باشد ولی اگر مقدار بعد فرکتالی نزدیک به ۲ باشد، نشان‌دهنده تنش کم و پراکندگی گسل‌ها و زمین‌لرزه‌ها در کل محدوده است. نقشه بعد فرکتالی تغییرات این مقدار را بین ۱/۵ تا ۱/۸ در بخش عمده‌ای از زون بخاردن-قوچان نشان می‌دهد که بیانگر توزیع گسل‌ها در سراسر این زون می‌باشد به گونه‌ای که می‌توان این سیستم گسلی را به سه بخش غربی، مرکزی (زون بخاردن-قوچان) و شرقی تقسیم کرد. الگوی فعالیت‌های لرزه‌ای این زون با الگوی زمین‌لرزه‌های درون قاره-ای عمق کم بین صفر تا ۲۵ کیلومتر مطابق بوده که در ارتباط با چشمه‌های لرزه‌ای گسل‌های اصلی منطقه و شاخه‌های فرعی آنها می‌باشد و نشان‌دهنده فعالیت لرزه‌ای بالایی در این زون و بخش غربی آن می‌باشد [۳۰]، [۲۶] (شکل‌های ۱ و ۲).



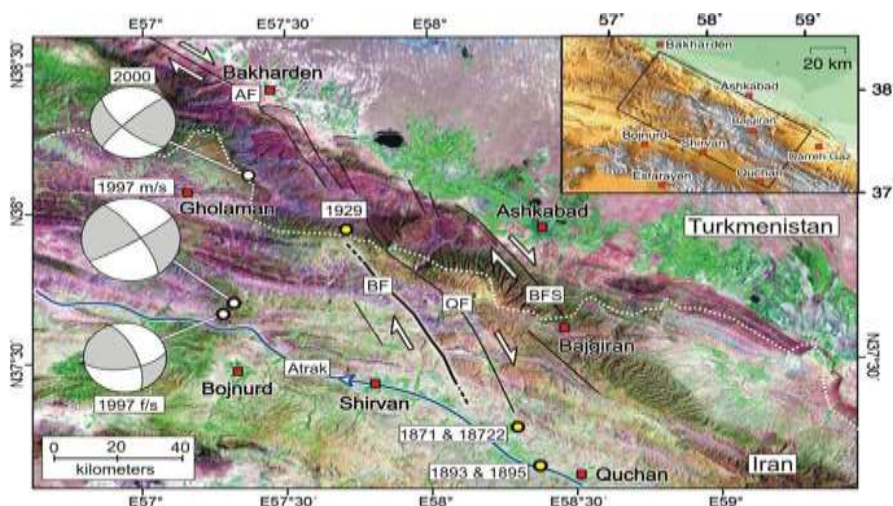
شکل ۱- نمایش نقشه ساده شده گسل‌های شمال‌شرق ایران. (BQFZ) زون گسلی بخاردن-قوچان، (MTZ) زون راندگی انتقالی مشکان [۱۳].



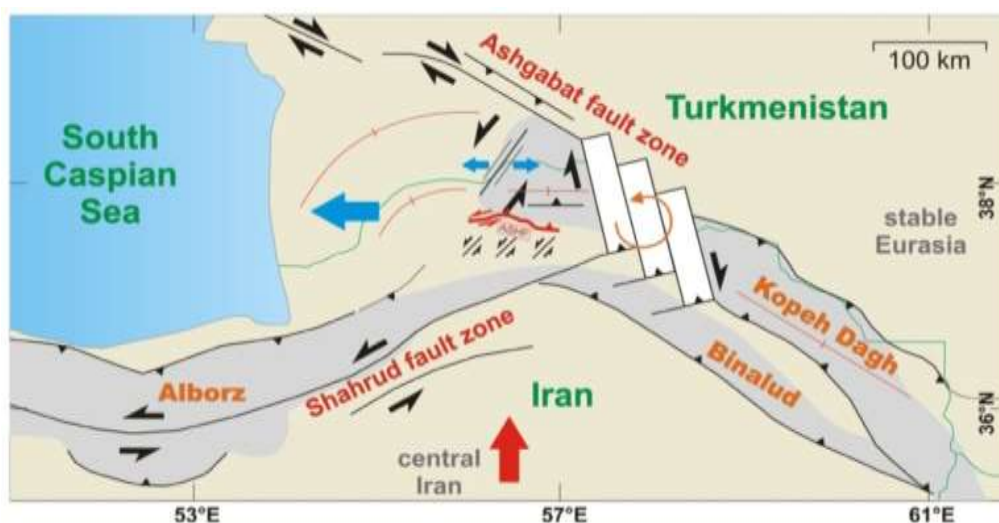
شکل ۲- ارتباط پهنه مثلثی شکل انتقالی راندگی مشکان (MTZ) با زون گسلی بخاردن-قوچان

۲- گسل‌های مهم تاریخچه نئوتکتونیک و لرزه‌خیزی زون بخاردن-قوچان

تداوم همگرایی صفحات عربی و توران ناشی از تاثیر تنش‌های وارده از ریفت شدگی بستر دریای سرخ و همگرایی صفحات عربی-اوراسیا و ارتباط ساختاری گسل‌های این زون با گسل‌های بینالود از طریق زون مثلی شکل انتقالی-رانندگی مشکان (MTZ) باعث شده گسل‌های امتداد لغز-راستگرد این زون نئوتکتونیک تحت آرایش ریدل (Riedel) شکل گرفته و به دلیل وجود سیستم فشارشی مایل دچار رانندگی شده و مدل نئوتکتونیک چرخش خلاف عقربه‌های ساعت بلوک‌ها حول محور عمودی‌شان در اثر حرکت راستگرد گسل عشق آباد و حرکت چپگرد گسل شاهرود را پدید آوردند و کشش شرقی-غربی را ایجاد کنند [۱۳]. زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی ثبت شده اطلاعات دقیق و ارزشمندی از فعالیت گسل‌های مهم این زون مانند عمق لایه‌ها، هندسه گسل‌ها و سازوکار گسل‌ها را فراهم می‌کنند. مهم‌ترین گسل‌های این زون نئوتکتونیک عبارتند از: گسل اصلی عشق آباد (AF)، گسل قوچان (QF)، گسل باغان-گرماب (BF)، گسل شیروان و گسل غلامان-سومبار می‌باشند. تجمع زمین لرزه‌های بزرگ و مخرب گذشته و حال در امتداد گسل‌های این زون دلیل خوبی بر فعالیت‌های بالای لرزه‌ای آنها و وجود تنشگاه‌ها به خصوص در اطراف گسل‌های قوچان و باغان-گرماب می‌باشند. اکثر زمین لرزه‌ها در عمق کانونی کمتر از ۱۰ کیلومتر رخ داده‌اند که نشان از حضور گسل‌های امتداد لغز راستگرد در این زون می‌باشد [۲۸]، [۱۳]، [۷]. در این زون تنشگاه‌ها به دو شکل می‌باشند: ۱- بخش‌های قفل شده گسل‌ها که محل و مرکز تجمع و انباشت استرس بوده و میزان واتش وارده به صفحه گسل حداکثر بوده و کمترین دوره بازگشت زمین لرزه‌ها را دارند در نتیجه گسل‌ها مقاومت بیشتری از خود نشان می‌دهند و در نهایت منجر به وقوع زلزله‌های بزرگ و مخرب خواهند شد. ۲- بخش‌های قفل نشده گسل‌ها (خزشی) که انباشت و تجمع تنش و میزان واتش وارده به صفحه گسل حداقل بوده و انرژی به تدریج تخلیه می‌شود در نتیجه گسل‌ها مقاومت کمتری از خود نشان می‌دهند و دارای بیشترین دوره بازگشت زمین لرزه‌ها بوده و منجر به وقوع زلزله‌های کوچکتر خواهند شد [۱۰]، [۹]، [۱۲]، [۱۸]. (شکل-های ۳ و ۴).



شکل ۳- تصویر زون گسلی بخاردن-قوچان در مرکز کپه داغ. (AF) سامانه گسل اصلی عشق آباد-کپه داغ. (BF) سامانه گسلی باغان. (QF) سامانه گسلی قوچان. (BFS) سامانه گسلی باجگیران. رو مرکز زلزله‌های ۱۵۰ سال گذشته. (f/s) پیش لرزه‌ها. (m/s) زلزله‌های اصلی [۱۸].



شکل ۴- مدل نئوتکتونیک گسل‌های جنبای زون بخاردن-قوچان، گسل‌های بینالود، شاهرود و جنوب شرق دریای خزر [۱۳].

۳- روش مطالعه

در این تحقیق با استفاده از نرم افزار Zmap از روش مربع شمار برای محاسبه بعد فرکتالی سطحی توزیع گسل‌ها در زون بخاردن-قوچان استفاده نمودیم. از آنجایی که رفتار لرزه‌ای در یک گسل می‌تواند با بی‌نظمی‌های هندسی آن گسل مرتبط باشد، گسل‌های اصلی و یا قطعات گسلی همواره در طول مناطقی از خود که دارای هندسه بی‌قاعده‌ای هستند دچار گسیختگی می‌شوند [۲۵]، در نتیجه بدون در نظر گرفتن مقیاس، سیمای ناهموار سیستم‌های گسلی در گسل‌ها می‌تواند تابع هندسه فرکتالی بوده بنابراین بی‌نظمی هندسی می‌تواند به صورت بعد فرکتالی (D) بررسی شود که مقادیر بزرگتر D نشان دهنده بی‌نظمی‌های هندسی بیشتر می‌باشد [۲۷]. پدیده‌های طبیعی معمولاً از الگوها و فرم‌های هندسی یکسانی پیروی می‌کنند لذا می‌توان با شناسایی و پیدا کردن این الگوها در مقیاس‌های کوچکتر آنها را در مقیاس‌های بزرگتر نیز تعمیم داد. بعد فرکتالی روش ریاضی بی‌نظمی نیز نامیده می‌شود که برای توزیع خودتشابهی در بسیاری از پدیده‌های طبیعی با مقیاس‌های متفاوت و فرم هندسی قطعه قطعه شونده استفاده می‌شوند که نشان دهنده شباهت اجزا به کل می‌باشد. ابعاد فرکتالی می‌توانند اعداد اعشاری نیز باشند که با شیوه انتگرال همبستگی شمارش مربع‌ها قابل اندازه‌گیری هستند.

زلزله‌ها روی یک سطح یکپارچه واحد گسلی رخ نمی‌دهند و معمولاً روی سطوح گسل‌های متعدد مرتبط و نزدیک به هم که ساختار فرکتالی دارند، رخ می‌دهند پس می‌توان گسل‌ها زمین لرزه‌های منطقه را روی یک شبکه مربعی پیاده کرد و متعاقباً هر محدوده را بطور مجزا مورد بررسی قرار داد و آنها را منطبق بر نقشه‌های زمین‌شناسی (۱:۲۵۰۰۰۰) تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی کشور می‌باشند قرار دهیم و از اسامی ورقه‌های زمین‌شناسی در نامگذاری محدوده‌ها نیز استفاده کرد. درون مربع‌ها تعداد رویداد زمین لرزه‌ها ثبت می‌شوند و هر چه تراکم رویدادها بیشتر باشد، مربع‌ها کوچکتر شده ولی دقت بیشتر می‌شود. با محاسبه و ترسیم نقشه‌های بعد فرکتالی می‌توانیم الگوی بی‌نظمی‌های هندسی و شکل‌گیری دو سلول با بعد فرکتالی بالا در طول سیستم گسلی زون بخاردن-قوچان را شناسایی و نشان دهیم. در این زون مقدار بعد فرکتالی بین ۱/۵ تا ۱/۸ می‌باشد که نشان‌دهنده معنادار بودن آن در تعیین و تغییر نئوتکتونیک و لرزه‌خیزی منطقه می‌باشد [۲۴]، [۱۷]، [۲۷]، [۱۴]، [۳۲].

۴-بحث

۴-۱- ارزیابی بعد فرکتالی در زون بخاردن-قوچان

برای هر پدیده A که بر روی سطح دو بعدی ظاهر می شود احتمال هندسی آن توسط رابطه (۱) محاسبه می شود [۳۲].

$$P(A) = \text{Sum}(A) / \text{Sum}(\text{Total}) \quad (1)$$

در حالی که کل مربعاتی که توسط گسل ها قطع شده اند از رابطه (۲) محاسبه می شوند یعنی مربعاتی که با طول r_i سطح منطقه مطالعاتی را پوشانده اند.

$$\text{Sum} \quad (A) = N(r_i) * r_i^2 \quad (2)$$

و تعداد کل مربعاتی که سطح منطقه را پوشانده اند از رابطه (۳) محاسبه می شود:

$$\text{Sum} \quad (\text{Total}) = N_i * r_i^2 \quad (3)$$

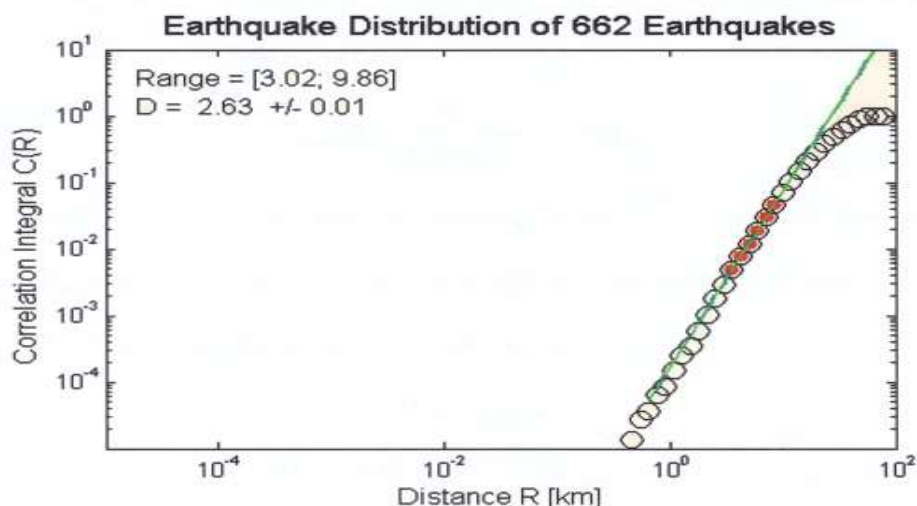
N_i = تعداد مربع ها، $N(r_i)$ = تعداد مربعاتی که حداقل توسط یک گسل قطع شده اند. احتمال اینکه یک مربع با طول اضلاع r_i توسط یک گسل قطع شود از رابطه (۴) و در صورتی که احتمال هندسی دارای خودتشابهی باشد باید از توزیع فرکتالی تبعیت کند رابطه (۵)، [۲۹].

$$P(r_i) = N(r_i) / N_i$$

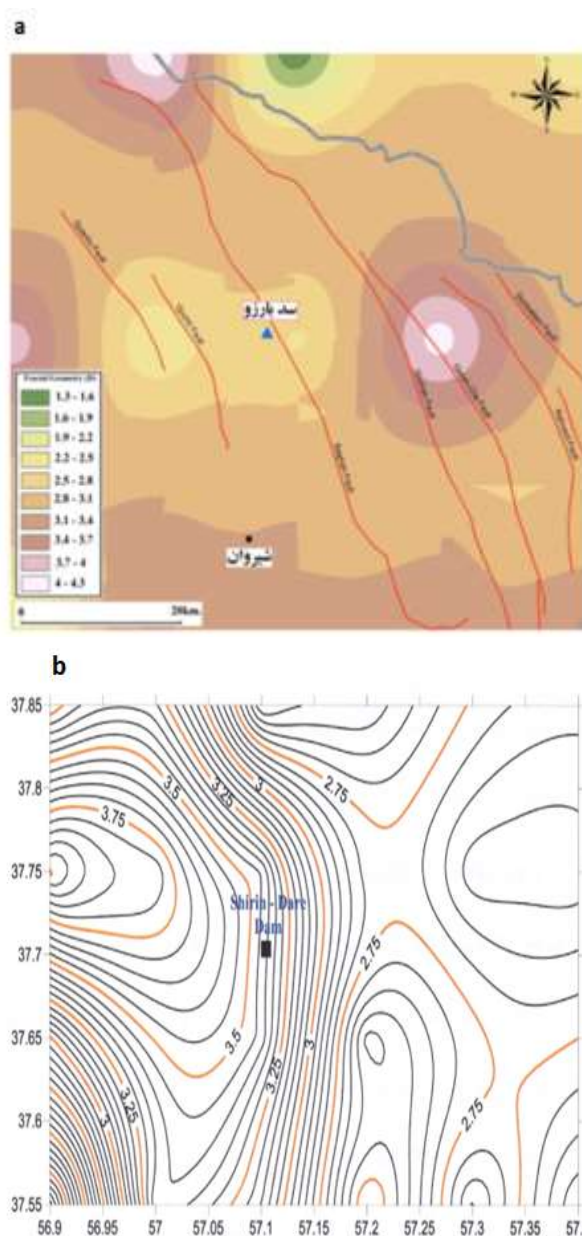
(۴)

$$p(r_i) = (r_i / r_0)^{2-D_p} \quad (5)$$

به طوری که D_p بعد فرکتال توزیع احتمالی $p(r_i)$ می باشد. مقدار D_p تابعی از توزیع گسل ها در منطقه بوده و عددی بین صفر تا ۲ می باشد. مقادیر نزدیک به صفر نشان دهنده این است که گسل ها به شدت در یک محدوده کوچک در منطقه مطالعاتی وجود دارند و دارای توزیع ناچیزی هستند در صورتی که مقادیر نزدیک به ۲ نشان دهنده توزیع بسیار زیاد گسل ها در سراسر منطقه مورد نظر می باشند. در تحلیل بعد فرکتالی زمین لرزه های پیرامون سدهای شیرین دره و بارزو در محدوده گسل های قوچان و باغان در این تحقیق مقدار $2/63$ برای بعد فرکتالی رومرکز زمین لرزه ها در شعاع ۳۰ کیلومتری بدست آمده است و نشان دهنده حد بالایی از بعد فرکتالی و توزیع بسیار زیاد گسل ها در سراسر منطقه می باشد (شکل ۵).



شکل ۵- تعیین بعد فرکتالی در شعاع ۳۰ کیلومتری سد شیرین دره به روش مربع شمار و انتگرال همبستگی با استفاده از نرم افزار **zmap** در این تحقیق برای محاسبه بعد فرکتالی از حداقل ۴۲ نقطه رومرکز زمین لرزه‌ها استفاده شده است که منطقه را به شبکه‌هایی به ابعاد ۰/۲ درجه در ۰/۲ درجه با همپوشانی ۰/۲۵ درجه تقسیم نمودیم و بعد فرکتالی را برای شبکه‌هایی که تعداد رویدادهای آنها بیش از ۴۲ رویداد بوده، محاسبه شده است که در (شکل ۶).



شکل ۶- (a). شکل گیری دو سلول با بعد فرکتالی بالا در بخش مرکزی گسل فوچان و بخش شمالی گسل باغان-گرماب در زون بخاردن- فوچان (b). نقشه بعد فرکتالی همبستگی گستره‌ای به شعاع ۳۰ کیلومتری سد شیرین دره.

۲-۴- ارتباط بعد فرکتالی و پارامتر b -value

بعد فرکتالی رومرکز زمین لرزه‌ها، اندازه تغییر شکل پوسته و درجه تراکم زمین لرزه‌های سیستم گسلی فعال منطقه را در زمان و مکان نشان می‌دهد در حالی که پارامتر b بستگی به وضعیت رژیم تنش، استحکام شکستگی‌ها و ناهمگنی پوسته زمین در منطقه دارد و رابطه فراوانی بین مقدار زمین لرزه‌های با بزرگای مختلف را بیان می‌کند و توسط رابطه (۶) گوتمبرگ-ریشتر محاسبه می‌شود [۲۱].

$$N_r = a^{m-b}$$

(۶)

m بزرگا، N_r مجموع تعداد زمین لرزه‌ها در منطقه که دارای بزرگای m و یا بیشتر هستند، a و b ضرایب رگرسیونی، پارامتر b عموماً دارای مقادیر نزدیک به ۱ بوده ولی معمولاً کمتر از ۰/۷ یا بالاتر از ۱/۳ نمی‌باشد. این پارامتر دارای اهمیت بالایی است زیرا با بکاربردن منطق خودتشابهی هندسی نشان داده شده است که پارامتر b در رابطه گوتمبرگ-ریشتر می‌تواند مستقیماً به بعد فرکتالی سیستم‌های گسلی فعال که در فعالیت‌های لرزه‌ای دخیل هستند ارتباط داشته باشد طبق رابطه (۷)، [۲۰].

$$D = 3b/c$$

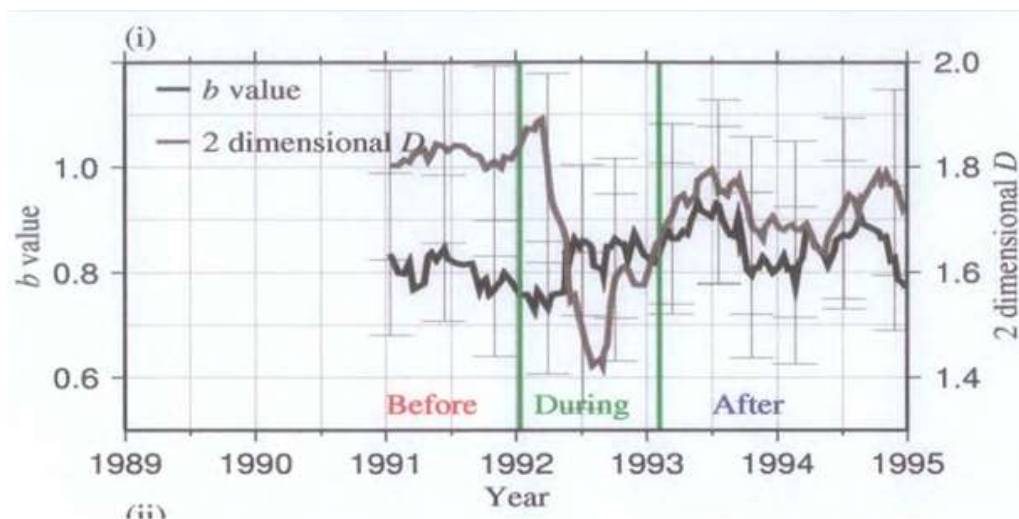
(۷)

C مقدار ثابت و در صورتی که مقدار آن ۱/۵ در نظر گرفته شود رابطه (۷) به رابطه (۸) خلاصه می‌شود [۱۹].

$$D = 2b$$

(۸)

با توجه به مقادیر $b = 0.92$ و $D = 2.63$ پیرامون گسل‌های زون بخاردن-قوچان در اطراف سدهای شیرین دره و بارزو رابطه منفی وجود دارد ولی می‌تواند به صورت موقت و محلی در مناطق یا زمان‌هایی مثبت یا منفی باشد [۲۰]. طبق شکل (۷) مطالعات انجام گرفته در این تحقیق نشان می‌دهد قبل از زمین لرزه نمودار بعد فرکتالی D بیشتر از b می‌باشد ولی در طی زمان وقوع زمین لرزه نمودار آنها عکس می‌شوند یعنی نمودار بعد فرکتالی D کاهش و b افزایش یافته است و سپس بعد از زمین لرزه هر دو نمودار D و b افزایش یافته و به همان صورت باقی می‌مانند [۳۱]، [۲۵].



شکل ۷- ارتباط پارامترهای لرزه خیزی بعد فرکتالی D و b -value در زون بخاردن - قوچان پیرامون سدهای شیرین دره و بارزو در قبل، طی زمان و بعد از رویداد زمین لرزه

۵- نتیجه گیری

بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد بیشترین فعالیت‌های لرزه‌ای در زون بخاردن-قوچان مطابق با الگوی زمین لرزه‌های درون قاره‌ای با عمق کم بین ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر بوده و در اطراف سیستم‌های گسلی اصلی و شاخه‌های فرعی آنها توزیع یافته‌اند که اکثراً در راستای NW-SE قرار دارند و در محدوده این گسل‌ها توزیع ابعاد فرکتالی سطحی و حجمی نشان-دهنده فعالیت لرزه‌ای بالاتر در بخش‌های مرکزی (زون بخاردن-قوچان) و غربی کپه داغ می‌باشند. در این زون تغییر سازوکار در پایانه انتهایی گسل‌ها از امتداد لغز به راندگی در اثر خمیدگی انتهایی آنها باعث افزایش تنش و کاهش پارامتر b و افزایش بعد فرکتالی D و بی‌نظمی‌های هندسی در بخش‌های انتهایی گسل‌ها شده است در نتیجه این گسل‌ها مسئول اغلب زمین لرزه‌های ویرانگر تاریخی و دستگاهی در این زون می‌باشند. آزاد شدن انرژی در گسل‌های این زون به گونه‌ای است که هنگامی گروهی از گسل‌ها به آستانه جنبش می‌رسند، مقدار b در آنها بالا رفته و گروهی دیگر از گسل‌ها که در حال انباشت انرژی هستند، مقدار b در آنها پایین می‌باشد.

سپاس و قدردانی

نویسندگان از گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم دانشگاه آزاد شاهرود تشکر نموده و همچنین بر خود لازم می‌دانند از سردبیر و داوران محترم آقایان دکتر محمد مختاری و دکتر فرج فردوست که به غنای بیشتر مقاله کمک نمودند، سپاسگزاری نمایند.

منابع

- [1]. آقاشاهی اردستانی، س.، ۱۳۸۷، لرزه زمین ساخت و توان لرزه ای گسل زاهدان و اثر آن بر روی شهر زاهدان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ایران.
- [2]. آقاناتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی ایران.
- [3]. چرچی، ع.، خطیب، م.، مظفرخواه، م. و برجسته، ا.، ۱۳۹۰، کاربرد تحلیل فرکتالی برای تعیین پویایی زمین ساخت در شمال خوزستان. مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، ۱، صفحه ۳۷-۴۷.
- [4]. حاجی، ا. و رحیمی، ب.، ۱۳۸۸، مطالعه الگوی آماری و شکستگی سیستم های فرکتالی در ناحیه تکنار نقشه مرکز ایران بوسیله GIS. مجله علوم دانشگاه تهران، ۳۶، صفحه ۱۲۹-۱۳۶.
- [5]. خطیبی، م. و شهریاری، س.، ۱۳۷۶، تحلیل فرکتالی گسل نهبندان. مجله زمین، ۶، صفحه ۳۲-۳۹.
- [6]. علیپور، ر.، صدر، ا. و امینی، پ.، ۱۳۹۴، تحلیل پویایی زمین ساخت گسل مروارید در پهنه زاگرس جوان بوسیله استفاده از GIS و تجزیه و تحلیل فرکتالی. بیستمین کنفرانس زمین شناسی، تهران، صفحه ۸۱۴-۸۲۳.
- [7]. غضنفری بروجنی، ع.، محمدرضایی، ح. و انصاری، ح.، ۱۳۹۷، تلفیق شبکه های عصبی مصنوعی و الگوریتم ردیابی خودکار احتمال گسل نازک شده جهت شناسایی، تفسیر و استخراج گسل ها. زمین شناسی نفت، ۸(۱۵)، صفحه ۶۳-۸۱.
- [8]. فاتحی، ز.، جمال آبادی، ج.، زنگنه، م. و رباط سرپوشی، م.، ۱۳۹۴، بررسی تاثیر زمین ساخت در جنبه های کمی زهکشی. تحقیقات کمی ژئومورفولوژی. ۴، صفحه ۸۷-۱۰۳.
- [9]. فاتحی، ن.، نصرآبادی، ا.، موسوی، ح. و سپهوند، م.، ۱۳۹۶، پهنه بندی لرزه ای استان سیستان و بلوچستان به دو روش تعینی و احتمالاتی اصلاح شده. پژوهش های ژئوفیزیک کاربردی، ۳(۲)، صفحه ۲۵۵-۲۶۹.
- [۱۰]. قاسمی، م.، ۱۳۸۳، منابع لرزه ای گسل ها و انواع آن. سمینار آموزشی لرزه زمین ساخت و تحلیل ارتباط خطرات زلزله، تهران، ایران.

[11]. ALLEN, M., JACKSON, J., and WALKER, R., 2004, Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates: *Tectonics*, **23(2)**, 1-17.

- [12]. BERBERIAN, M., 1981, Active faulting and tectonics of Iran. *Zagros Hindu Kush Himalaya: Geodynamic Evolution*, **3**, 33-69.
- [13]. BRETIS, B., GRASEMANN, B., & CONRADI, F., 2012, An Active Fault Zone in The Western Kopeh Dagh (Iran): *Austrian Journal of Earth Sciences*, **105(3)**, 95-107.
- [14]. BROWN, F. A., GUZMÁN, A. R., YÉPEZ, E., NAVARRO, A. R., and MILLER, C. P., 1998, Fractal geometry and seismicity in the Mexican subduction zone: *Geofísica Internacional*, **37(1)**, 1-9.
- [15]. DEWEY, J. F., HEMPTON, M. R., KIDD, W. S. F., SAROGLU, F. A. M. C., and ŞENGÖR, A. M. C., 1986, Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia—a young collision zone: *Geological Society, London, Special Publications*, **19(1)**, 1-36.
- [16]. GUARNIERI, P., CARBONE, S., and DI STEFANO, A., 2002, The Sicilian orogenic belt: a critical tapered wedge?: *Bollettino-Societa Geologica Italiana*, **121(2)**, 221-230.
- [17]. HIRATA, T., 1989, A correlation between the b value and the fractal dimension of earthquakes: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **94**, 7507-7514.
- [18]. HOLLINGSWORTH, J., JACKSON, J., WALKER, R., REZA GHEITANCHI, M., and JAVAD BOLOURCHI, M., 2006, Strike-slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopeh Dagh mountains, NE Iran: *Geophysical Journal International*, **166**, 1161-1177.
- [19]. KANAMORI, H., and ANDERSON, D. L., 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology: *Bulletin of the seismological society of America*, **65(5)**, 1073-1095.
- [20]. KING, G., 1983, The accommodation of large strains in the upper lithosphere of the earth and other solids by self-similar fault systems: the geometrical origin of b-value: *Pure and Applied Geophysics*, **121**, 761-815.
- [21]. LOMNITZ, C., 2013, *Global tectonics and earthquake risk*, **5**, Elsevier.
- [22]. LYBERIS, N., and MANBY, G., 1999, Oblique to orthogonal convergence across the Turan block in the post-Miocene: *AAPG bulletin*, **83(7)**, 1135-1160.
- [23]. MANDELBROT, B. B., 1982, The fractal of Geometry. *Nature*, 394-397.
- [24]. OKUBO, P. G., and AKI, K., 1987, Fractal geometry in the San Andreas fault system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **92(B1)**, 345-355.
- [25]. SCHWARTZ, D. P., & COPPERSMITH, K. J., 1984, Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **89**, 5681-5698.
- [26]. SHABANIAN, E., SIAME, L., BELLIER, O., BENEDETTI, L., and ABBASSI, M. R., 2009, Quaternary slip rates along the northeastern boundary of the Arabia-Eurasia collision zone (Kopeh Dagh Mountains, Northeast Iran). *Geophysical Journal International*, **178(2)**, 1055-1077.
- [27]. SUKMONO, S., ZEN, M. T., KADIR, W. G. A., HENDRAJAYA, L., SANTOSO, D., and DUBOIS, J., 1996, Fractal geometry of the Sumatra active fault system and its geodynamical implications: *Journal of Geodynamics*, **22(1-2)**, 1-9.
- [28]. TCHALENKO, J. S., 1975, *Seismicity and structure of the Kopeh Dagh* (Iran, USSR). *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **278(1275)**, 1-28.
- [29]. TURCOTTE, D. L., 1992, Fractals and fragmentation: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **91**, 1921-1926.
- [30]. VERNANT, P., NILFOROUSHAN, F., CHERY, J., BAYER, R., DJAMOUR, Y., MASSON, F., & TAVAKOLI, F., 2004, Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth and Planetary Science Letters*, **223**, 1-2.
- [31]. WIEMER, S., and WYSS, M., 2002, Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes: *In Advances in geophysics*, **45**, 259-V
- [32]. WYSS, M., SAMMIS, C. G., NADEAU, R. M., and WIEMER, S., 2004, Fractal dimension and b-value on creeping and locked patches of the San Andreas fault near Parkfield, California: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **94(2)**, 410-421.

تأثیر ویژگی های ریزرخساره ای و دیاژنزی در کنترل کیفیت مخزنی سازند آسماری در میدان گازی گورزین، حوضه زاگرس، جنوب ایران

کریم ممبئی^۱، نصراله عباسی^{۲*}، احمد یحیایی^۳

۱- کارشناس ارشد چینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

۲- دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

۳- کارشناس ارشد چینه شناسی و فسیل شناسی، تهران، شرکت نفت فلات قاره ایران

*abbasi@znu.ac.ir

دریافت آبان ۱۳۹۸، پذیرش اسفند ۱۳۹۸

چکیده

سازند آسماری در میدان گازی گورزین در جنوب ایران، با مرز ناهموار (احتمالاً فرسایشی) بر روی نهشته‌های پلاژیک و مارن سازند پابده قرار دارد و با یک مرز تدریجی توسط نهشته‌های تبخیری سازند گچساران به عنوان سنگ پوش مخزن آسماری پوشیده می‌شود. مجموع ضخامت بررسی شده در یکی از چاه‌های این میدان، ۱۸۳ متر است. سنگ‌شناسی سازند آسماری در این برش شامل تناوبی از سنگ آهک، آهک دولومیتی و رسی و شیل، به همراه مارن سبز است. با مطالعات سنگ شناسی و آنالیز رخساره‌ای توالی این سازندها، ۱۲ ریزرخساره شناسایی شدند که یک رمپ کربناته از مناطق ژرف دریایی تا محیط سبخایی است و در یک سکانس پسرونده ایجاد گردیده است. این رمپ شامل محیط‌های عمیق، دریای باز، ریف کومه‌ای، سد زیستی-- غیر زیستی، لاگون و محیط جزر و مدی است که با توجه به تغییرات سریع رخساره‌ها و نهشته شدن رسوبات تبخیری گچساران، موید یک محیط در حال بسته شدن می‌باشد. تاریخچه دیاژنزی که کربنات‌های آسماری در برش مورد مطالعه طی کرده‌اند شامل: الف) دیاژنز آبهای جوی: جایی که باز بلوری شدن، سیمانی شدن و انحلال به ثبت رسیده است. ب) دیاژنز فریاتیکی دریایی: جایی که زیست آشفستگی، میکریتی شدن و سیمانی شدن رخ داده است. ج) دیاژنز دفنی: جایی که انحلال حاصل از فشار-تراکم و شکستگی رایج هستند رخ داده است. ریزرخساره‌ها دارای تنوع گسترده‌ای از خصوصیات مخزنی می‌باشند به همین دلیل یک مخزن ناهمگن را شکل داده‌اند. در این بین ریز شکستگی‌ها عمدتاً یک تأثیر بسیار قوی بر کیفیت مخزن در این رخساره‌ها اعمال می‌کنند. حضور همزمان فضاهای انحلال یافته و شکستگی در مخزن مقدار زیادی تراوایی را افزایش داده است. بهترین کیفیت مخزنی در ریزرخساره گرینستون/ پکستون دارای دانه‌های پوششی با تخلخل از نوع قالبی می‌باشد که به واسطه انحلال لیتولوژی پکستون اووئیددار در جریان دیاژنز آب‌های جوی ایجاد شده است.

کلمات کلیدی: سازند آسماری، ریزرخساره، رمپ کربناته، دیاژنز، کیفیت مخزن، میدان گازی گورزین

۱- مقدمه

سازند آسماری یکی از بزرگترین مخازن نفتی جهان را در خود جای داده است که دارای سن الیگوسن-میوسن بوده و در سراسر حوضه پیش خشکی زاگرس و با توالی آهک ضخیم لایه گسترش دارد. حوضه رسوبی این سازند، همگام با حوضه کربناته ایران مرکزی (سازند قم) در طی مراحل نهایی تکامل و بسته شدن حوضه تئوسی تکمیل شده است [۲۵]. سکانس-های نئوپروتوزوئیک تا نئوژن کمر بند جوان چین خورده و رورنده‌ی زاگرس، جزء دومین تا سومین مخازن نفتی و اول تا سوم مخازن گازی دنیا است و قسمتی از کمر بند آلپین-همیالیاست [۸، ۱۱]. در مطالعه حاضر، عوامل تاثیر گذار بر محیط رسوبی و دیاژنزی در سازند آسماری به عنوان سنگ مخزن در میدان گازی گورزین واقع در جزیره قشم مورد بررسی قرار گرفت. بر خلاف رسوبات تخریبی که در آنها بافت اولیه در کیفیت مخزن تاثیر گذار است، در رسوبات کربناته، دیاژنزی نقش بسزایی را ایفا می‌کند [۳۴]. فرآیندهای دیاژنزی به همراه ریزرخساره‌های رسوبی اصلی ترین فاکتورها در کیفیت مخزن کربنات‌ها قلمداد می‌شوند [۲۹]، بنابراین هدف اصلی از ارائه این مطالعه ارزیابی و تاثیر عوامل ریزرخساره‌ای و دیاژنزی بر کیفیت مخزن می‌باشد. رسوبات آسماری در جزیره قشم بر روی سازند پابده نهشته شده‌اند در حالی که این توالی در نواحی مختلف زاگرس یکسان نیستند به گونه‌ای که با تغییرات شرایط رسوبگذاری و تکتونیکی منطقه در نواحی فارس و لرستان بر روی سازندهای جهرم و شهبازان قرار می‌گیرند [۳].

۲- مواد و روش مطالعه

به منظور انجام این مطالعات، ۱۸۳ متر از چاه مورد نظر توسط شرکت نفت فلات قاره ایران مغزه گیری گردید که از این ضخامت، شامل توالی سازندهای پابده (۱/۳ متر)، آسماری (۶۲/۴ متر) و گچساران (۱۹/۶۰ متر) می‌باشد. تمامی این مغزه-ها با هدف تشخیص ساخت و بافت، ماکروفسیل‌ها، زیست‌آشفنگی، شکستگی‌ها و حفرات و تعیین مرز سازندها و رخصاره‌ها در دو بعد ماکروسکوپی و میکروسکوپی مورد بررسی دقیق قرار گرفتند. جهت مطالعات میکروسکوپی، ۶۵۵ مقطع نازک با فاصله‌های بسیار کم از مغزه‌های حفاری جهت بررسی‌های دیرینه شناسی و رسوب شناسی تهیه شد (شماره گذاری از بالا به پایین انجام گرفت). برای تشخیص، بررسی و شناسایی روزنبران از کتاب جنس‌های روزنبران و طبقه بندی آنها [۲۸] و کتاب راهنمای رنگی پتروگرافی سنگ‌های کربناته [۳۵] استفاده شده است. همچنین با استفاده از روش‌های نامگذاری فولک [۲۳]، دانهام [۱۵] و امبری و کلوان [۱۸] مقاطع نازک نامگذاری شدند و نوع تخلخل از طریق طبقه بندی شوکت و پرای [۱۴] مشخص گردید. به منظور تعیین و تفسیر ریزرخساره‌های از کمر بندهای استاندارد [۲۱] و پژوهش‌های دیگر استفاده شده است. برای تشخیص راحت‌تر انواع کانی‌های کربناته، مقاطع نازک با محلول آلزارین رد-اس^۳ و فری سیانید پتاسیم جهت تشخیص دولومیت و کلسیت به روش پیشنهادی دیکسون [۱۷] رنگ آمیزی شدند. تمام مقاطع نازک در زیر میکروسکپ پلاریزان مدل کایوا^۴ میکروسکوپ بیناکولار مطالعه شدند.

¹ Foreland

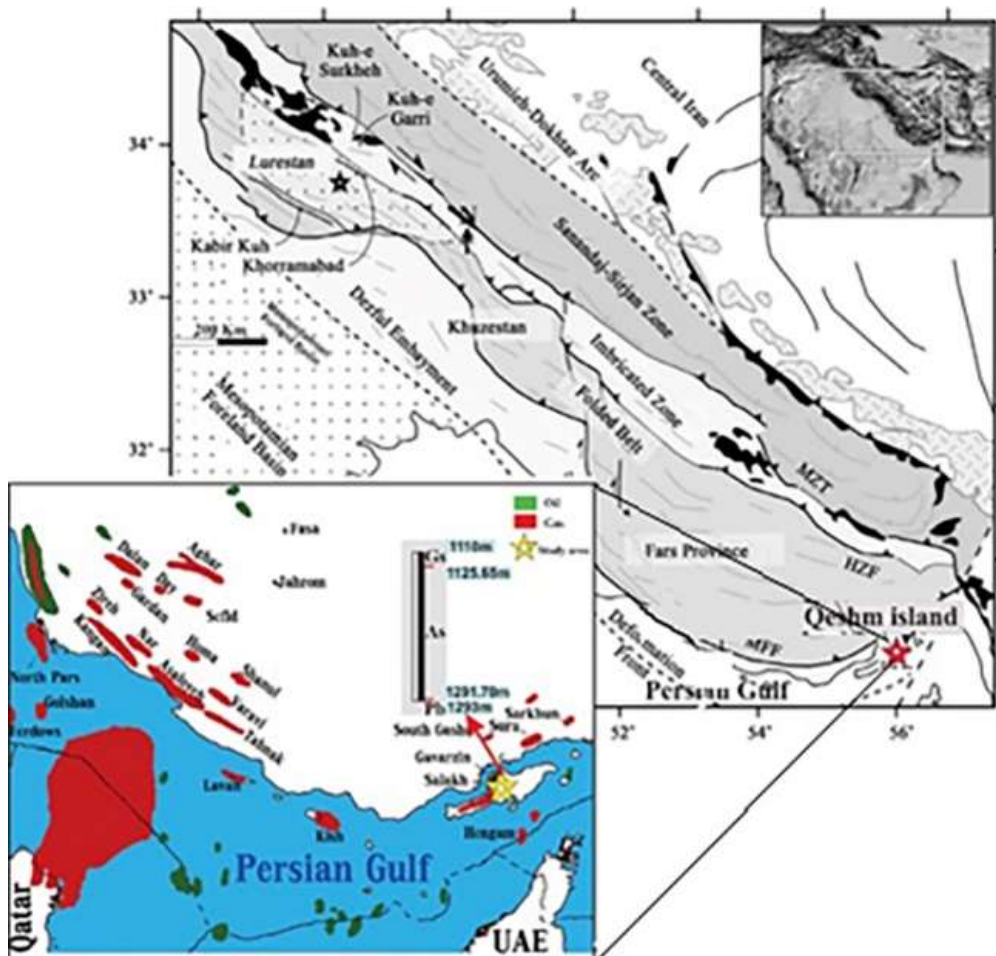
² Gevarzin

³ Alizarine red-S

⁴ kyowa ms-pol2

۳- حدود و موقعیت جغرافیایی

تاقدیس گورزین در جزیره قشم، استان هرمزگان در حوضه رسوبی زاگرس واقع شده است (شکل ۱). کمربند چین خوردگی و تراست زاگرس بیش از ۱۸۰۰ کیلومتر است که از شمال عراق (کردستان عراق) تا تنگه هرمز در ایران امتداد دارد که در نتیجه بهم پیوستن پلیت‌های اوراسیا و عربی در طول بسته شدن اقیانوس نئوتتیس پدید آمد [۲۶]. حوضه پیش خشکی زاگرس یک محیط رسوبی متنوع را نشان می‌دهد به گونه‌ای که تغییرات محیط رسوبگذاری پلیت عربی به سمت کوه‌های زاگرس از محیط‌های سبنا و سوپرتایدال تا رمپ کربناته، دریای عمیق و ساحل^۳ و در انتها محیط رودخانه‌ای را مشاهده کرد [۳۸].



شکل ۱- نقشه ساختاری کمربند زاگرس و موقعیت جغرافیایی میدان گازی گورزین در جزیره قشم، استان هرمزگان [۳۶].

MZT = Main Zagros Thrust.
HZF = High Zagros Fault, MFF = Mountain Front Fault

¹ Zagros folded and Thrust Belt (ZFTB)

² foredeep distal

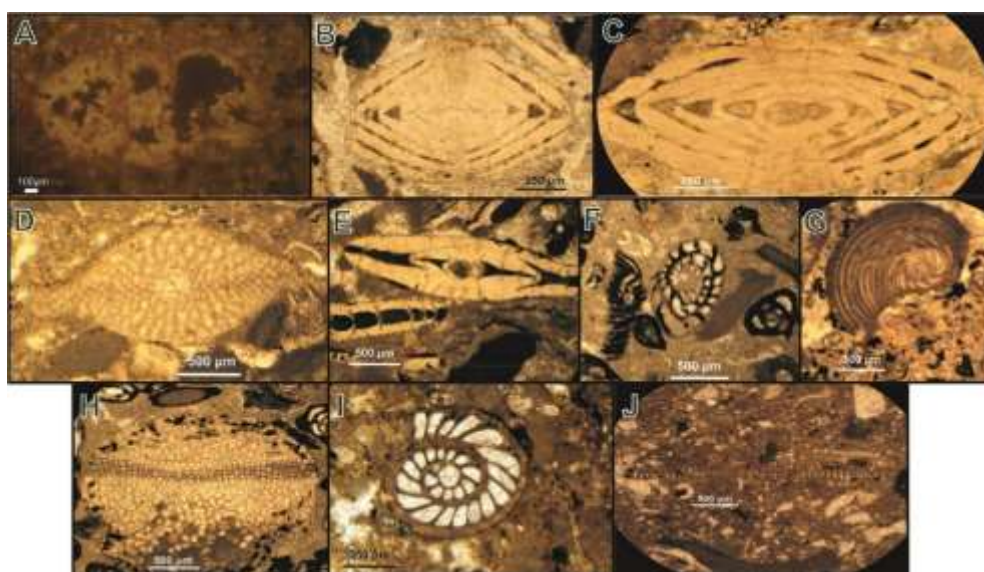
³ foredeep

۴- معرفی محیط رسوبی کربناته روپلین-بوردگالین در میدان گورزین

سازند آسماری به سن روپلین-بوردگالین به ضخامت ۱۶۳ متر در میدان گازی گورزین است که قابل تفکیک به ۱۲۱ لایه است. این سازند در این برش، با یک مرز ناهموار ناشی از ریزش قطعاتی از سازند آسماری از محیط بالاتر به عمق زیادتر (سازند پابده) (شکل ۲)، بر روی مارن‌های سازند پابده (به سن احتمالاً ائوسن)، سپس با یک مرز تدریجی توسط نهشته-های تبخیری سازند گچساران به سن میوسن به عنوان سنگ پوش مخزن آسماری پوشیده می‌شود. مرز زیرین سازند آسماری با سازند پابده عموماً یک مرز پیوسته گزارش شده است (آقنابتی ۱۳۸۳، [۲]). قاعده سازند آسماری در کوه آسماری با لایه‌های انیدریتی است و افق‌های رأسی سازند پابده با رخساره دریاچه‌ای همراه با افق خاک قدیمی است که نشان دهنده مرز ناپیوسته روپلین-شاتین می‌باشد [۱ و ۴]. تعیین اینکه مرز زیرین ناهموار سازند آسماری در چاه مورد مطالعه یک مرز ناپیوسته فرسایشی باشد به دلیل نبود شواهد کافی (مانند رخنمون وسیع تر و بزرگ تر) مقدور نیست. در برش مورد مطالعه نمونه‌های شماره ۶۵۵ و ۶۵۴ مربوط به این لایه است. میدان گازی گورزین ۱/۳۰ متر از سازند پابده در زیر سازند آسماری مغزه گیری شده است. سازند پابده در این برش دارای یک لایه به ضخامت ۱/۳۰ متر است، از عمق ۱۲۹۳ متر تا عمق ۱۲۹۱/۷۰ متر ادامه دارد. بر اساس میکروفسیل *Globigerina sp.* احتمالاً این نمونه‌ها، سن ائوسن دارند. سن سازند آسماری در برش مورد مطالعه بر اساس مجموعه فسیلی روزنبران روپلین تا بوردیگالین است (شکل ۳). در لایه شماره یک از عمق ۱۲۹۱/۷۰-۱۲۹۱/۱۰ به ضخامت ۶۰ سانتیمتر و با سنگ‌شناسی آهک آرژیلیتی، به رنگ سبز و دارای استیلولیت، آثار حفاری، زیست آشفستگی و روزنبران بزرگ با پوسته هیالین می‌باشد. روزنبران این لایه عبارت اند از: *Nummulites vascus*، *Nummulites fichteli*، *Lepidocyclina sp.* و *Globigerina sp.* که ابتدای این لایه، شروع آشکوب روپلین است [۲۷، ۲۰]. لایه شماره چهار از عمق ۱۲۸۹/۴۰-۱۲۹۰/۴۰ متر به ضخامت ۱ متر با سنگ‌شناسی آهک دولومیتی به رنگ سبز است و روزنبران *Peneroplis evolutus*، *Elphidium sp.* و *Peneroplis farsensis* و *Miogypsina sp.* دارد و ابتدای آن شروع آشکوب اکتانین است. لایه ۶۰ از عمق ۱۱۹۵/۷۰-۱۱۹۷/۹۵ متر به ضخامت ۲/۲۵ متر با سنگ‌شناسی آهک به رنگ کرم و متخلخل است. دارای ذرات اسکتی بزرگ (متوسط)، استیلولیت، آثار حفاری جانداران و زیست آشفستگی می‌باشد. روزنبران پلاژیک، *Elphidium sp.* و *Meandropsina iranica* مهمترین بایوکلست‌های این لایه است که ابتدای آشکوب بوردگالین را مشخص می‌کنند.



شکل ۲- مرز ناهموار آسماری-پابده، در مغزه چاه گورزین، عمق ۱۲۹۱/۶۵ متری، با تجمعی از فسیل فرامینیفرهای نومولیت در قاعده سازند آسماری (مقیاس به سانتیمتر).



شکل ۳- تصاویر میکروفسیل های سازندهای پابده (ائوسن) و آسماری (الیگوسن-میوسن): A: *Globigerina* sp. (نمونه از عمق 1292.20m). B: *Nummulites vascus* (نمونه از عمق 1257.88 m). C: *Nummulites fichteli* (نمونه از عمق 1291.34 m). D: *Lepidocyclina* sp. (نمونه از عمق 1213.20 m). E: *Operculina* sp. (نمونه از عمق 1162.42 m). F: *Peneroplis farsensis* (نمونه از عمق 1168.88 m). G: *Peneroplis evolutus* (نمونه از عمق 1206.14 m). H: *Miogypsina* sp. (نمونه از عمق 1249.70 m). I: *Elphidium* sp. (نمونه از عمق 1215.80). J: *Meandropsina iranica* (نمونه از عمق 1251.47 m).

با بررسی مقاطع نازک و مغزه های حفاری، ویژگی های اساسی رسوبی و فسیل شناسی به صورت خلاصه در جدول های ۱ و ۲ به دست آمد. در این مطالعات ۱۲ ریزرخساره از محیط سبخا تا محیط عمیق را تشکیل می دهد که در ادامه زیر محیط ها به

صورت مجزا بررسی می شود. براساس این داده ها یک رمپ تشخیص داده شد و اجزای آن به شرح زیر است (شکل های

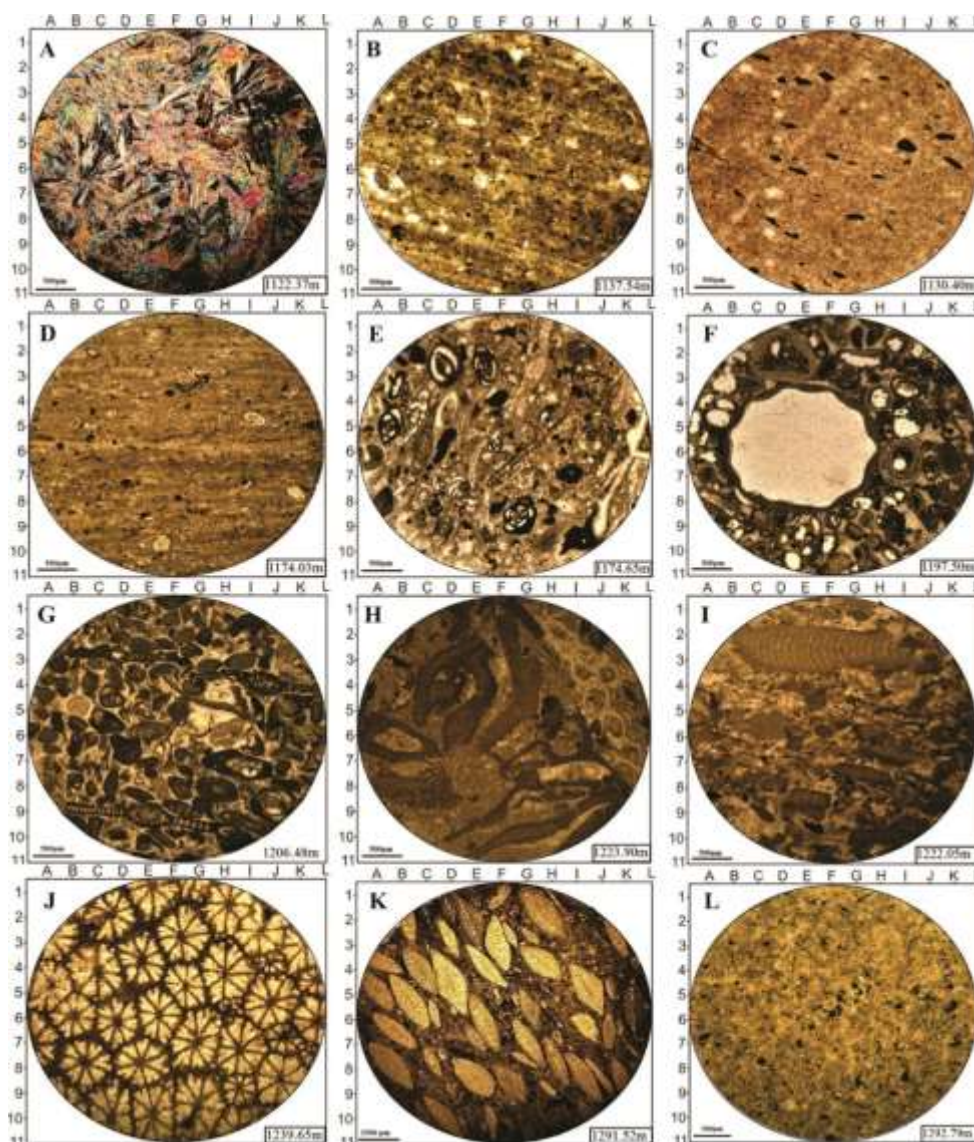
۴ تا ۶) [۳].

جدول ۱- داده های ریزرخساره توالی مورد مطالعه (نقل از [۳]).

شماره ریزرخساره	نام رخساره	اجزاء اصلی	بایوکست	ذرات فرعی	شکل
MF1	انیدریت	Crystals of anhydrite	-	-	۴ و ۵ - A
MF2	آهک مارنی دارای بایوکست ذرات در اندازه ماسه و میان لایه شیل	Bioclats, quartz sand	bivalve, ostracoda	Pyrite Plants debris	۴ و ۵ - B
MF3	وکستون/ مادستون دارای لیتوکلیستیک اندازه ذرات در حد ماسه	Matrix-supported and Fe-stained intraclasts, Silt to fine sand-sized quartz	Ostracoda, thin-shelly bivalves	Bioclats Peloids Anhydrite nodules	۴ و ۵ - C
MF4	مادستون/ وکستون حاوی روزنبران کوچک، استراکود	Ostracoda, Benthic small foraminifera (millioids, <i>Discorbis</i> , <i>Rotalia</i>)	<i>Discorbis</i> sp., <i>Rotalia</i> sp. <i>Miliolid</i> spp.	Quartz in silt or sand sizes, bivalve and echinoderm	۴ و ۵ - D
MF5	فلوتستون/ وکستون دارای روزنبران، بایوکلیستی	Benthic foraminifera (millioids, <i>Peneroplis</i> , <i>Austrotrillina</i>), ostracoda, green algae, gastropoda,	<i>Miliolid</i> spp., <i>Austrotrillina</i> sp., <i>Peneroplis</i> sp., <i>Rotalia</i> sp., <i>Elphidium</i> sp., <i>Polimorphinid</i> sp., <i>Carpatiella</i> sp., <i>Tubeclaria</i> sp., <i>Pyrgo</i> sp., <i>Valvulinia</i> sp., <i>Triloculina</i> trigonula.	Peloid	۴ و ۵ - E
MF6	گرینستون/ پکستون دارای دانه های پوششی	Ooid, <i>Favreina</i> , benthic foraminifera, oncoids	<i>Miliolid</i> spp., <i>Austrotrillina</i> sp., <i>Rotalia</i>	Benthic foraminifers micropeloids	۴ و ۵ - F
MF7	گرینستون/ پکستون حاوی روزنبران جلبک قرمز	Red algae, coral, benthic foraminifera	<i>Miliolid</i> spp., <i>Peneroplis</i> sp., <i>Carpatiella</i> sp., <i>Discorbis</i> sp. <i>Rotalia</i> sp., <i>Elphidium</i> sp., <i>Pyrgo</i> sp., <i>Chilostomella</i> sp., <i>Austrotrillina</i> sp. and <i>Schlumbergerina</i> sp.	Echinoderms Ostracoda Peloid	۴ و ۵ - G
MF8	رودستون/فلوتستون حاوی جلبک قرمز بایوکلیستی	Red algae, bryozoan and echinoderm	<i>Lithothamnium</i> sp., <i>Lithophyllum</i> sp. <i>Subterranophyllum tomasi</i>	Bryozoan, Echinoderm, Ostracoda Foraminifers	۴ و ۵ - H
MF9	وکستون/ پکستون حاوی جلبک قرمز اکیونئید ماسه ای	Quartz sand red algae, echinoderm benthic foraminifera	<i>Carpatiella</i> sp., <i>Elphidium</i> sp., <i>Valvulinia</i> sp. <i>Lithothamnium</i> sp., <i>Subterranophyllum tomasi</i>	Fine-grained quartz	۴ و ۵ -I
MF10	باندستون/فلوتستون حاوی مرجان و جلبک قرمز	Coral, red algae, bryozoan, echinoderm and bivalve	<i>Miliolid</i> spp., <i>Rotalia</i> sp., <i>Cymopolia</i> sp., <i>Carpatiella</i> sp. <i>Lithothamnium</i> sp., <i>Tubiphytes</i> sp	Gastropods, worm tubes	۴ و ۵ -J
MF11	وکستون/ پکستون حاوی روزنبران بزرگ با پوسته هیالین	Large hyaline foraminifera, coral, red algae, bryozoan and echinoderm	<i>Nummulites fichtelli</i> , <i>Operculina</i> sp. <i>Lepidocyclina</i> sp. <i>Miliolid</i> spp., <i>Asterigerina</i> sp. <i>Reussella</i> sp., <i>Textularia</i> sp.	Bivalve, gastropods, Worm tubes	۴ و ۵ - K
MF12	مارن سیلتی حاوی مواد آلی فراوان	Silt size quartz, pelagic foraminifera	<i>Globigerina</i> , <i>Elphidium</i> sp.	Pyrite, organic matter	۴ و ۵ - L

جدول ۲- داده های ریزرخساره توالی مورد مطالعه (نقل از [۳]).

شماره ریزرخساره	موقعیت محیط رسوبی	فابریک و ساختارهای رسوبی	SMF	فاکتورهای دیاژنزی	شکل
MF1	Supratidal	nodular, chicken-wire and laminated structures	SMF-24	Dense	ا و ۵- A
MF2	Tidal flat restricted lagoon	lamination	SMF-23	Bioturbation, Siliceous cement	ا و ۵- B
MF3	Intertidal, near shore, freshwater-hypersaline mixed zone	fenestral	SMF-24	Anhydrite cement	ا و ۵- C
MF4	Restricted with high tolerance lagoon	lamination, bioturbation	SMF-19	Bioturbation, Chemical compaction traces, Burrow filling, Stylolite, Drusy Cement, Neomorphism,	ا و ۵- D
MF5	moderate to low energy shallow carbonate environment, lagoon, surrounded by sand bars	lamination, bioturbation	SMF-19	Silicious cement, Burrow filling, Drusy cement, Stylolite, Chemical compaction traces, Recrystallization, Cementation, Compaction	ا و ۵- E
MF6	High energy shoal, Ooid bars	crude cross-bedding, massive	SMF-11	Drusy cement, Isopachous cement	ا و ۵- F
MF7	Bioclast-foraminiferal sandy shoal	crude cross-bedding, massive	SMF-12	Drusy and blocky cements, Syntaxial cement	ا و ۵- G
MF8	small algal patch reef	bioturbation	SMF-5	Dolomitization, Neomorphism, Drusy cements, Compaction, Stylolite, Syntaxial cement, Micritization,	ا و ۵- H
MF9	Sub-marine channels of mid-ramp	lamination, bioturbation	SMF-4	Compaction, Syntaxial cement, Drusy cement, Micritization,	ا و ۵- I
MF10	Carbonate buildups and reefs of high-energy open marine	bioturbation	SMF-5	Drusy and blocky cements, Recrystallization, Cementation, Blocky cement, Chemical compaction, Stylolite, Dolomitization, Recrystallization, Boring, Syntaxial cement, Boring, Mechanical Compaction, Neomorphism, Geopetal fabric	ا و ۵- J
MF11	Open marine setting with oligotrophic condition	bioturbation	SMF-4	Chemical compaction traces, Dolomitization, Drusy cement, Boring, Stylolite	ا و ۵- K
MF12	Deposited under fair weather wave base (FWWB) and storm wave base (SWB)	lamination	SMF-1	Organic matter	ا و ۵- L



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی مقاطع نازک سازندهای آسماری، گچساران و پابده A: بلورهای انیدریت و اشکال بادبزنی (Fan-shaped) (MF-1) (anhydrite). B: بافت مادستون ؛ Ostracoda (J4) ، دارای مقدار زیاد مواد آلی (به رنگ قهوه ای مایل به زرد در زمینه)، پیریت (نقاط ریز و سیاه) ، دارای لایه بندی کوارتز در اندازه ماسه تا سیلت به صورت پراکنده (MF-2). C: لیتوکلاست (Lithoclast) (B8) ، سیمان انیدریتی (Anhydrite cement) (E5) ، پیریت (نقاط ریز سیاه رنگ) ، ذرات کوارتز در اندازه سیلت (MF-3). D: بافت مادستون ؛ استراکود (G4) ، مواد آلی (B2) ، پیریت (G6) ، ذرات کوارتز در اندازه ماسه، لایه بندی (MF-4). E: بافت پکستون؛ *millioids* (D2) ، *Elphidium sp.* (G8) ، *Quenqueloculina sp.* (G8) ، *Peneroplis thomasi* (C5) ، *Peneroplis evolutus* (G6) ، *Elphidium sp.* (C8) ، *Elphidium sp.* (G6) ، استراکودا (H4) ، شکم پا (A6) ، مواد آلی (B2) (MF-5). F: بافت پکستون/گرینستون؛ انید (H4 I7 ، →) ، پلوئید (F10, J5) ، آنکوئید (D2) ، خرده های جلبک سبز (B7) و سوزن خاردار (E6) (MF-6). G: بافت پکستون/گرینستون؛ خرده های جلبک قرمز (I2, F1) (Shell fragments) (B5) *Subterraniophyllum thomasi* ، *Peneroplis sp.* (D3, E9, I4) ، *Euvigerina sp.* (C3) ، خرده های صدف (D9) ، استراکودا (H4) ، شکم پا (A6) ، مواد آلی (B2) (MF-5). H: تکه های جلبک های قرمز (MF-7) (I7) ، تخلخل میان ذره های (H6) ، اکیئوئید (H5) ، اکیئوئید (H6) ، تخلخل میان ذره های (MF-7) (I7) ، تکه های جلبک های قرمز (MF-8) (I7) ؛ بافت فلوئستون ؛ جلبک قرمز (D3) *Lithophyllum sp.* ، بریوزوا (J5) ، *Biloculina sp.* (C7) ، استیلولیت (E2) (MF-9). I: بافت باندستون؛ مرجان اسکالکتینا، سیمان دروزی و بلوکی، مواد آلی (F10) (MF-10). K: بافت پکستون؛ تجمع فسیل های بزرگ و روشن روزنیران، عمده آنها را روزنیر (MF-11) (D4) ... تشکیل می دهد. L: مواد ارگانیکی و دانه های کوارتز، *Elphidium sp.* (F5) (MF-12).

۱-۴- رمپ داخلی

۱-۱-۴- سوپراتایدال (سبک)

رخساره انیدریت (MF1) با ساخت‌های رسوبی مختلف مانند بافت نودولار، بافت لانه‌مرغی و لایه‌بندی، به محیط‌های سبک‌اتعلق دارد، در حالی که تبخیر درجه بالا تحت شرایط آب و هوای دیرینه خشک رخ داده است [۴۳].

۲-۱-۴- اینترتایدال

با توجه به ویژگی‌ها و ارتباط رخساره‌ها، و تعداد بسیار کم فسیل‌ها، به نظر می‌رسد رخساره (MF2) در یک محیط کم انرژی مانند محیط پری تایدال که در آن مواد در اندازه رس که توسط رودخانه و کانال‌های دلتایی از محیط‌های خشکی منتقل شده‌اند نهشته شده است. همچنین بافت فنسترال، دانه‌های اکسیده، فسیل دریایی محدود و نودول‌های انیدریت رخساره (MF3) همه نشان می‌دهد که این رخساره در محیط جزر و مدی، نزدیک به ساحل در پلت فرم آسماری نهشته شده است [۲۱، ۴۲].

۳-۱-۴- لاگون

حضور استراکودا، روزنبران کوچک، محتوای رس و اجتماع فسیلی با تنوع کم در رخساره (MF4) به نظر می‌رسد به یک محیط لاگون داخلی محصور شده تاکید می‌کند که احتمالاً ناشی از نفوذ ذرات آواری و تغییر شوری باشد [۲۱]. وجود آهک گلی‌آ و ساختار لایه‌بندی نیز نشان می‌دهد در شرایط انرژی کم آب‌های آرام تشکیل شده است [۴۲]. همچنین بر اساس بافت گل‌پشتیبان و نوع دانه‌ها (روزنبران پورسلانوز، خرده‌های جلبک و نرم تنان) رخساره (MF5) در یک محیط کربناته متوسط تا کم انرژی نهشته شده است. براساس ارتباط ریزرخساره‌ها و محتوای فسیلی، این ریزرخساره در یک محیط لاگونی کم عمق که در آن گردش آب توسط سد محصور شده تشکیل شده است [۴۲].

۳-۱-۴- سد زیستی-غیرزیستی

بایوکلست‌های نابرجا و ائیده‌های ریزرخساره (MF6) آب‌های کم عمق با انرژی متوسط رو به بالا را نشان می‌دهند. دانه‌بندی خوب جورشده، بافت دانه پشتیبان، و فاقد گل آهکی، بیشتر ویژگی‌های رسوباتی هستند که در محیط با انرژی زیاد و بالای پایه آرامش امواج نهشته شدند. رسوباتی با ویژگی‌های مشابه در یک محیط پشته تفسیر شدند [۲۲، ۴۱، ۴۲]. منشا جلبک‌های قرمز از ریف‌های کومه‌ای و منشا روزنبران از لاگون پیش‌بینی می‌شود. چنین شرایط رسوبگذاری در نهشته‌های کربناته کواترنری خلیج فارس توسط الشهران و کندال گزارش شده است [۶]. همچنین با توجه به خصوصیات ریزرخساره (MF7) در یک محیط پرانرژی نهشته شده است و فراوانی زیاد اجزای بایوکلستی گردشده این رخساره در بالای امواج طوفان به صورت پشته رسوبی نهشته شده است [۲۲].

۲-۴- رمپ میانی

¹ Sabkha

² lime-mud

³ Shoal

۱-۲-۴- ریف کومه‌ای

با توجه به فونای متنوع دریای باز ریزرخساره (MF8) در محیط کم عمق دریای باز نهشته شده است. جلبک‌های قرمز عموماً مناطق حاره‌ای و نیمه حاره‌ای، بستر سخت دریا در محیط‌های ریفی و یا دریای باز را ترجیح می‌دهند [۴۲]. مرجان و جلبک قرمز در محیط با انرژی زیاد و اکسیژن خوب توانایی تشکیل پشته‌های کربناته و ریف‌ها را دارند [۲۱]. بر اساس رخصاره‌های معرفی شده توسط [۴۲] و [۲۲]، مرجان‌ها و جلبک‌های باندستونی، وابسته به ریف می‌باشند، اما با توجه به تعدادی نمونه‌ها که دارای خرده‌های مرجان و جلبک قرمز به صورت شناور (MF10) در یک بافت فلوئستونی هستند و همچنین جایگاه چینه‌شناسی این ریزرخساره که با رخصاره‌های سدی و لاگون تناوب دارد به ریف‌های کومه‌ای^۱ نسبت داده می‌شود. ریزرخساره (MF10) در شرایط کم عمق (کمتر از ۵۰ متر) در حاشیه پلتفرم در شرایط انرژی بالا تشکیل شده است [۴۱].

۲-۲-۴- کانال بین ریفی

با توجه به محتویات متنوع رخصاره (F9) از جمله فونای دریای باز (خارداران و جلبک قرمز)، تنوع روزنبران بتیک و ذرات کوارتز، این رخصاره منسایهای مختلفی از جمله دریای باز، لاگون و محیط خشکی می‌تواند داشته باشد. با توجه به کمریندهای رخصاره‌ای استاندارد (SMF-4) فلوجل [۲۱]، آشفستگی و خردشدگی‌های تشکیل دهنده‌های این رخصاره را می‌توان به کانال‌های بین ریفی در محیط رمپ میانی نسبت داد.

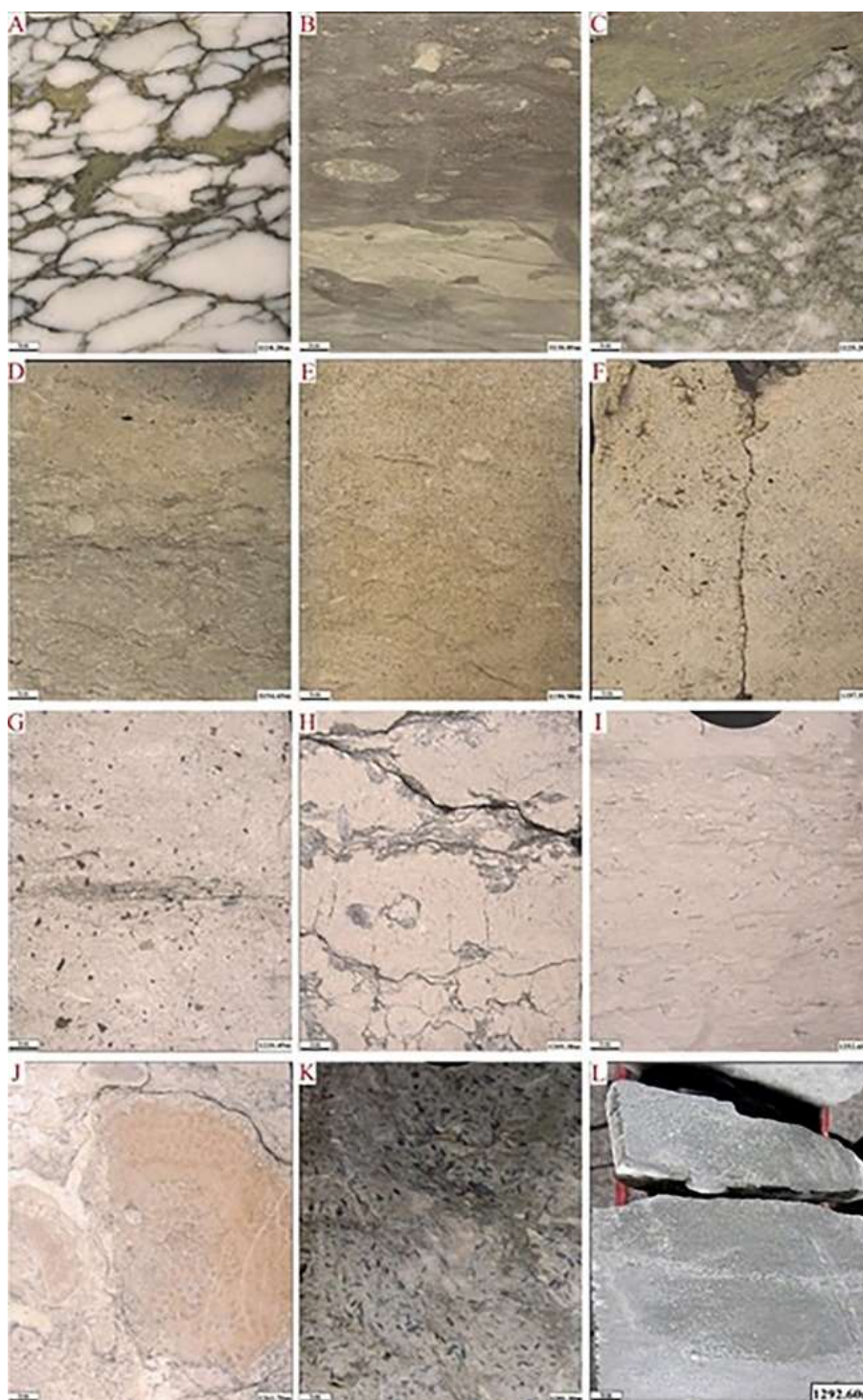
۳-۲-۴- محیط دور رمپ میانی

حضور انواع فونای اسکلتی در ریزرخساره (MF11) از جمله: بریزوآ، خارداران و روزنبران با دیواره هیالین و تخت نشان دهنده این است که این رسوبات در آب نسبتاً عمیق با انرژی هیدرودینامیک متوسط تحت شوری عادی بین سطح اساس امواج طوفانی و سطح اساس امواج آرامش تشکیل شده است [۲۲، ۴۲]. روزنبران از جمله نومولیت‌ها و بعضاً لپیدوسیکلینا تفسیر کننده این است که رسوبات این ریزرخساره در منطقه فوتیک/لیگوفوتیک نهشته شده است [۹، ۱۰، ۱۲، ۳۷]. حضور این روزنبران هیالین بزرگ همراه با جلبک‌های قرمز دلیلی بر تشکیل آن‌ها در محیط رمپ میانی [۴۰] و خرده‌های جلبک‌های قرمز و مرجان‌ها ریز تا درشت در حد گراول در مقاطع نازک و مغزه‌ها در این بخش برگرفته از بخش کم عمق تر دریای باز مربوط به ریف‌های کومه‌ای مجاور است [۱۳].

۳-۴- محیط عمیق

وجود رسوبات خوب دانه بندی شده، روزنبران پلانکتونیک و عدم حضور اجزای نابرجا در ریزرخساره (MF12) نشان دهنده یک محیط رسوبگذاری با انرژی بسیار کم است و به وضعیت آرام آب در زیر سطح اساس امواج آرام اشاره دارد [۷، ۱۶، ۲۱]. همچنین وجود پیریت و مواد ارگانیکی در متن این رخصاره نشان دهنده شرایط بی‌هوازی و تهی از اکسیژن است [۴۲] زمینه رسی و سنگ‌شناسی مارن همراه با روزنبران پلانکتون مویده حوضه رسوبگذاری عمیق در انتهای رمپ بیرونی است [۲۲].

¹ Patch reef



شکل ۵- تصاویر مغزه های حفاری سازند آسماری، گچساران و پابده در میدان گازی گورزین: A: فابریک لانه مرغی (MF-1). B: زیست آشفتهگی، آثار حفاری جانداران و گل پشتمیان بودن (MF-2). C: پیوستگی با انیدریت (MF-3). D: زیست آشفتهگی و تراکم (MF-4). E: زیست آشفتهگی، آثار حفاری جانداران و گل پشتمیان بودن (MF-2). F: شکستگی و خلل و فرج (MF-6). G: بافت بسیار متراکم (MF-7). H: زیست آشفتهگی (MF-5). I: لایه بندی و تراکم (MF-9). J: مرجان بزرگ و جلبک خرد شده (MF-10). K: فراوانی روزنبران بزرگ در این رخساره (MF-11). L: بافت ریزدانه (مارن سیلتی حاوی مواد آلی فراوان (MF-12).

۵- ارتباط رخساره‌ها و مدل رسوبی

محیط رسوبی میدان گازی گوزین در چاه مورد مطالعه بر اساس ارتباط ریزرخساره‌ها، چینه‌نگاری، سنگ‌شناسی و آنالیز رسوبی یک مدل رمپ کربناته برای محیط رسوبی سازند آسماری در چاه مطالعه شده میدان گازی گوزین پیشنهاد می‌شود (شکل ۷). ضخامت کم رسوبات در نظر گرفته سازند پابده در این مطالعه رمپ بیرونی را تشکیل می‌دهد. شرایط رسوبگذاری سازند آسماری از الیگوسن تا میوسن از رمپ میانی تا رمپ داخلی متغیر بوده است. گسترش و توزیع رسوبات در الیگوسن نسبت به رسوبات میوسن بسیار کمتر و محدود به محیط عمیق‌تر و رمپ بیرونی می‌باشند. نهشته‌های آشکوب آکیتانین در رمپ میانی سازند آسماری و نهشته‌های آشکوب بوردگالین همراه با نهشته‌های تبخیری سازند گچساران در رمپ داخلی رسوبگذاری شده‌اند و یک روند کم عمق شونده به سمت رأس آسماری را به نمایش می‌گذارد. از طرفی با توجه به تغییرات سریع رخساره‌ها از دریای باز به سمت ساحل تا رأس آسماری، موید یک محیط در حال بسته شدن است و با شروع نهشته شدن رسوبات تبخیری سازند گچساران این محیط کاملاً بسته می‌شود [۲۴]. حوضه رسوبی نهشته‌های محیط عمیق، ریز دانه رسی به صورت مارن همراه با روزنبران پلانکتون و ذرات ریز در حد سیلت یا ماسه ریز دانه در زیر سطح امواج عادی رسوب کرده‌اند. این بخش شامل ریزرخساره (MF12) می‌باشد. در بخش رمپ میانی روزنبران بزرگ اغلب نومولیت با پوسته هیالین در یک محیط الیگوتروفیک با سنگ شناسی آهک دولومیتی انتهایی رمپ میانی نهشته شده‌اند (MF11) و در ادامه مرجان‌ها و جلبک‌های قرمز فلوتستون، باندستون و رودستون بعضاً نابرجا و دارای شکستگی به صورت ریف‌های کومه‌ای در ابتدای رمپ میانی زیر سطح (FWWB) برجای گذاشته شده‌اند (MF10 و MF8). اجزای متنوع جورشده ریزرخساره (MF9) همراه با ذرات آواری از قبیل کوارتز و اکستراکست نشان دهنده رسوبگذاری این رخساره در کانال‌های بین ریف کومه‌ای است [۲۲] (SMF-4). در این بخش از رمپ کربناته شستشوی دائمی و جابجایی آلوکوم‌ها و تجمع آن‌ها به صورت نابرجا و همچنین انباشت جلبک‌ها و مرجان‌ها به صورت ریف‌های کومه‌ای است. در بخش رمپ درونی، حوضه رسوبی شامل متنوع‌ترین ریزرخساره‌ها را در بر می‌گیرد و شامل ریزرخساره‌های MF7 تا MF1 است. الگوی کلی این ریزرخساره‌ها در رمپ درونی، انتقال از سد زیستی-غیرزیستی به لاگون و به بخش پری تایدال^۱ است. بخش سد زیستی-غیرزیستی دارای نهشته‌هایی با بافت گرینستون و پکستون همراه با دانه‌های پوششی و ذرات اسکلتی در بالای سطح اساس امواج طوفانی (FWWB) است (MF6 و MF7). در ادامه این سد ریزرخساره‌های (MF5 و MF4) در یک محیط بسته و مردابی با بافت مادستون تا پکستون ته نشست شده‌اند. نوع روزنبران (بیشتر با پوسته پورسلانوز) و ساخت/بافت رسوبی نمونه‌ها نشان دهنده برجای ماندن آنها در محیط‌های کم انرژی و مردابی است که توسط برجستگی‌های^۲ زیستی یا غیرزیستی محدود شده‌اند. این قسمت در ادامه جای خود را به بخش‌های مردابی رمپ درونی می‌دهد و رخساره‌های آن با رخساره‌های ساحلی و سبخایی (MF1 و MF2, MF3) تغییر تدریجی و پیوسته‌ای را به نمایش می‌گذارد. در مناطق سبخایی به دلیل شدت تبخیر مجموعه‌ای از رسوبات تبخیری همراه یا بدون

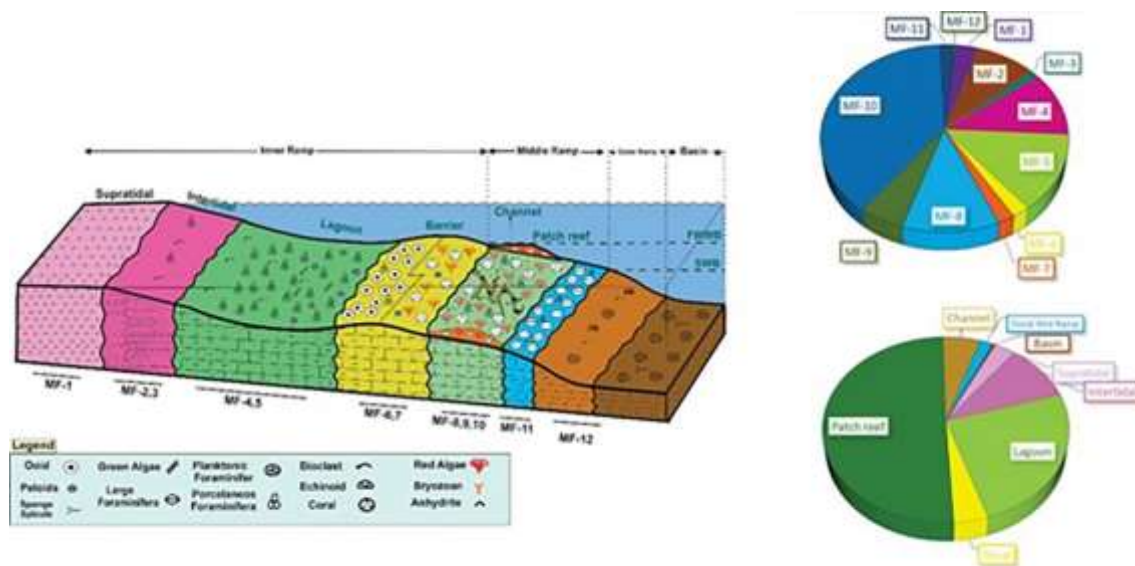
¹ Distal mid ramp

² Proximal mid ramp

³ peritidal

⁴ built-up

رسوبات رسی برجای مانده‌اند. این بخش شامل بافت لانه مرغی و رسوبات تبخیری انیدریت است که ممکن است تحت تاثیر جریان‌های رسوبات آواری نیز بوده باشد. مشابه این مدل رسوبگذاری سازندهای مذکور در میدان نفتی کوپال در فروافتادگی دزفول مرکزی (آسماری و گچساران) در فروافتادگی دزفول (پابده و آسماری) توصیف شده است.



شکل ۷- مدل پیشنهادی محیط رسوبی توالی سازندهای پابده، آسماری و گچساران در میدان گازی گورزین (بدون مقیاس)

۶- دیاژنز

دیاژنز نهشته‌های کربناته در ارتباط با فرایندهایی است که در محیط‌های سطح دریا، متئوریک و به طرف پایین تا محیط دفن عمیق صورت می‌گیرد. این فرایندها در ایجاد و انسداد تخلخل در رسوبات بسیار حائز اهمیت است [۳۹]. مطالعه شده به شدت به وسیله دیاژنز متاثر شده‌اند که بافت‌های رسوبی اصلی و توزیع سیستم‌های منفذی و پتانسیل مخزنی اولیه دچار تغییرات و اصلاح شده‌اند. مطالعات پتروگرافی انجام شده در این سازند مشخص کرد که این کربنات‌ها تحت تغییرات گسترده دیاژنتیکی دچار میکریتی شدن، سیمانی شدن، بازبلوری شدن، انحلال و تراکم مکانیکی و شیمیایی قرار گرفته‌اند. این فرایندها در محیط‌های دیاژنتیکی متفاوتی از محیط دیاژنز دریایی اولیه تا دیاژنز دفن عمیق قرار دارند. عموماً دو سطح از دیاژنز کربنات‌ها تشخیص داده شده است. یکی سطح اولیه میکریتی شدن، زیست آشفستگی و سیمانی شدن زیر دریایی و انحلال که با فاز نهایی سیمانی شدن و تراکم به علاوه مقدار کمی دولومیتی شدن ادامه می‌یابند. مسیر دیاژنزی که کربنات‌های آسماری این میدان طی کرده‌اند شامل: الف) دیاژنز فریاتیکی دریایی: جایی که زیست آشفستگی، میکریتی شدن و سیمانی شدن رخ می‌دهد. ب) دیاژنز آبهای جوی: جایی که باز بلوری شدن، سیمانی شدن و انحلال رخ می‌دهد. ج) دیاژنز دفنی: جایی که انحلال حاصل از فشار-تراکم و شکستگی رایج هستند رخ داده است.

۶-۱- دیاژنز فریاتیکی دریایی

دیاژنز دریایی سازند آسماری در زیست آشفستگی، میکربیتی شدن دانه ها و رسوبات ته نشست شده دریایی که اولین فرایند دیاژنز دریایی است [۵] قابل مشاهده است، شکل اسکلت برخی از دانه ها به وسیله بورینگ (آثار حفاری) قارچ ها و جلبک ها میکربیتی شده و در حفظ اسکلت تاثیر گذار بوده و همچنین این دیاژنز به نظر می رسد با سیمانی شدن اولیه دانه ها از حاشیه یک سیمان ایزوله یا جدا افتاده شروع شده باشد (شکل ۸-E و F). رخساره های آسماری و گچساران شواهد دیاژنزی اولیه متفاوتی را نشان می دهند برای کربناتهای آسماری دیاژنز اولیه در محیط فریاتیکی دریایی آغاز شده است ولی اثرگذاری فرایندهای دیاژنتیکی اولیه در رخساره گچساران در محیط رسوبی بسیار شور سخا داده است.

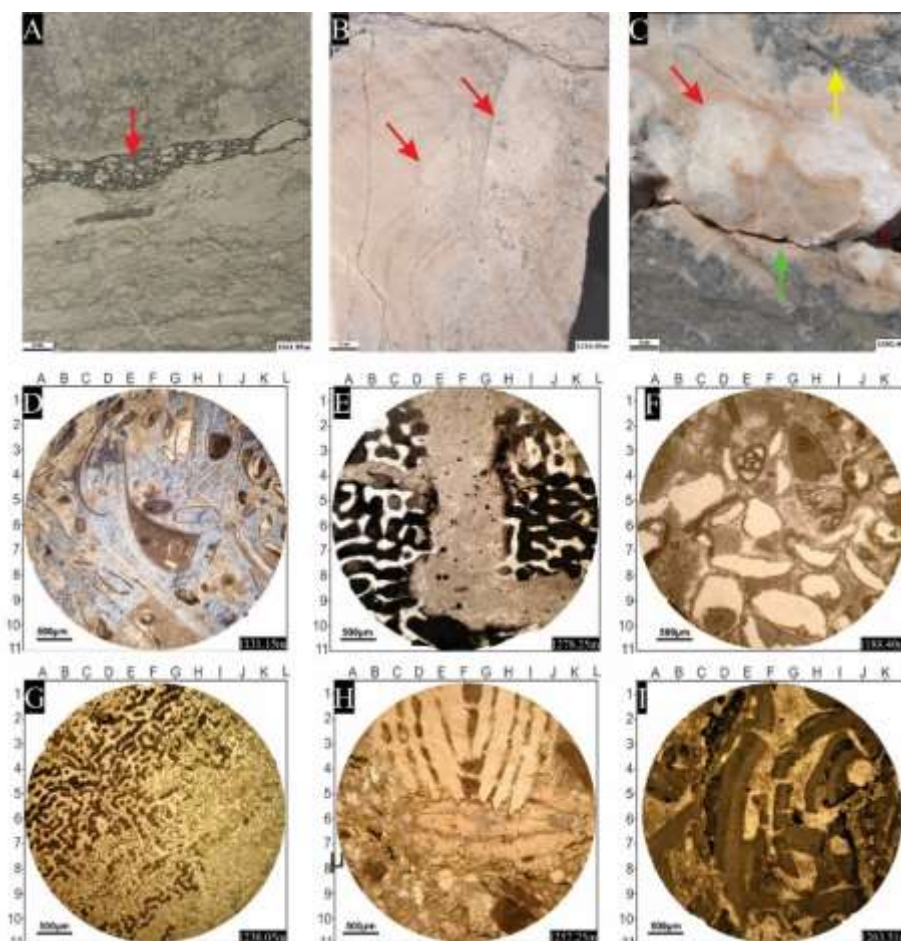
۶-۲- دیاژنز (آبهای) جوی

از شواهد حضور این دیاژنز می توان به انحلال، بازبلوری شدن و سیمانی شدن اشاره کرد، در بیشتر موارد جلبک ها، کورال-ها و باقی مانده های دوکفه ای ها به صورت بخشی و یا کاملاً در جریان این مرحله بازبلوری شده اند (شکل ۸-D، F و G)، بنابراین نئومورفیسم یا شکل جدید این اجزا به صورت کلسیت کم منیزیم از آراگونیت و کلسیت پرمینزیم شکل گرفته است، از این گذشته دانه های ناپایدار و صدف ها در جریان دیاژنز جوی تمایل به انحلال نشان می دهند. انحلال در بیشتر رخساره ها مخصوصاً در رخساره های MF-4 و MF-6 مشهود است. انحلال توسط آب های جوی در پیدایش تخلخل بسیار مهم است و برخی از مخازن هیدروکربنی بدین صورت تشکیل شده اند [۳۹]. رشد ثانویه سیمان سینتکسیال در این شرایط بر روی دانه های اکتیو در مرحله اولیه شروع به گسترش می کند [۳۲]. این فرایندها، انحلال های قالبی و حفره-ای را شکل می دهند که باعث افزایش تخلخل و تراوایی می شوند. هیچ شواهدی برای حضور کارستی شدن و یا خاک های قدیمه در این رسوبات پیدا نشده است.

۶-۳- دیاژنز دفنی

دفن کربنات های آسماری در اعماق کمتر از $1/3$ کیلومتر با تراکم سازند و تغییر شکل دانه ها و شکسته شدن آن همراه شده و در انتها منجر به تراکم بسیار زیاد و انحلال و سرانجام استیلولیتی شدن و شکستگی شده است (شکل ۸-H و I). از آنجایی که استیلولیت ها به راحتی در در رخساره های رس دار تشکیل می شوند [۱۹]، علاوه بر فشار روباره ای و تکتونیک، حضور رس در برخی از این رخساره ها می تواند یکی از دلایل گسترش استیلولیت باشد. بعضاً در مجاور استیلولیت ها دولومیت های نیمه شکل دار تا شکل دار تمیز و روشن در اندازه متوسط دیده می شود (شکل ۸-H) که احتمالاً سیال منیزیم دار ناشی از فرایند انحلال در طی تراکم با آهک های اطراف استیلولیت واکنش داده و دولومیت تشکیل شده است [۳۳]. دیاژنز دفنی به صورت پیش رونده ای به وسیله تراکم شیمیایی و سیمانی شدن منجر به تخریب تخلخل شده است. تعداد زیادی از نمونه مغزه ها و مقاطع نازک تراکم بسیار زیاد و استیلولیتی شدن را نشان می دهند. با افزایش عمق دفن انحلال فشاری آغاز شده و تراکم در بیشتر رخساره ها گسترش پیدا کرده است. از نتیجه آن می توان به پیدایش انحلال-ها و گسترش استیلولیت ها اشاره کرد. استیلولیت ها معمولاً در بقایای نسبتاً انحلال پذیر سکانس های مطالعه شده مثل لایه-های رس دار، مواد آلی، کوارتز، دولومیت و پیریت قابل مشاهده هستند. این فرایندهای دیاژنزی در جریان مرحله دفن کم عمق (تقریباً ۳۰۰ تا ۵۰۰ متر) رخ می دهند و در جریان مرحله دفن عمق متوسط و عمیق به اوج خود می رسد که به خوبی

کلسیت اسپاری درشت و هم بعد درون حفرات اولیه و ثانویه ته نشست می کند، این سیمان احتمالاً از حل شدن دانه ها در جریان تراکم شیمیایی منشا میگیرد که در بیشتر نمونه ها تخلخل را کاهش داده است.



شکل ۸- تصاویر میکروسکوپی فرایندهای دیاژنز میدان گازی گورزین [۳]. A: شکستگی و باند رسی (پیکان، نمونه از عمق 1161.95 m). B: زیست آشفستگی و حفاری دو کفه ای در بدنه مرجان ها (پیکان، نمونه از عمق 1216.40 m). C: پر شدن شکستگی ها با سیمان کلسیتی (پیکان قرمز و سبز) و تراکم شیمیایی (پیکان زرد) (نمونه از عمق 1282.40 m). D: میکرایتی شدن و سیمان شدگی سیلیسی (10G، نمونه از عمق 1131.15 m). E: زیست آشفستگی و حفاری جانداران (6F مرکز حفاری، نمونه از عمق 1278.25 m). F: انحلال و تخلخل قالبی (مثلاً 6F، نمونه از عمق 1188.40 m). G: نومورفیسم (نمونه از عمق 1238.05 m). H: تراکم مکانیکی و دولومیت های شکل گرفته در مجاورت استیلولیت (5C-I، نمونه از عمق 1257.25 m). I: شکستگی در جلبک های قرمز (نمونه از عمق 1263.51 m).

۷- کیفیت مخزن

ویژگی های یک مخزن به وسیله ترکیبی از چندین فاکتور و نحوه توزیع آنها کنترل می شود که از مهم ترین فاکتورهای کنترل کننده در کیفیت مخزن کربناته آسماری در تافدیس گورزین می توان به نوع رخساره، حجم محتوای رس، انحلال، سیمان شدگی و شکستگی اشاره کرد. در واقع با افزایش حجم محتوای رس، حجم فضای متخلخل به فضاهای کوچکتر تقسیم شده و باعث کاهش تراوایی می شود (شکل ۸- A) [۳]. ولی حضور همزمان فضاهای انحلال یافته و شکستگی ها در مخزن مقدار زیادی تراوایی را افزایش می دهند، به گونه ای که در رخساره MF-7 در بخشی که ریزشکستگی زیاد است تراوایی به ۱۰۰ میلی داری می رسد در حالی که در بخش های فاقد ریزشکستگی همان رخساره تراوایی بین ۷٪-۲۳٪ متغیر است.

ریزرخساره (MF-1) یک ریزرخساره تبخیری با لیتولوژی انیدریت است که دارای مقدار تخلخل پایین و تراوایی ۰,۵۶ میلی داری می باشد. با توجه به مقدار بسیار کم تخلخل موجود در این لیتولوژی و خاصیت پلاستیکی و مقاوم در برابر شکنندگی نمی تواند رخساره مخزنی مناسبی باشد و همینطور به خاطر تراوایی کم ولی تاثیر گذاری مشهود در این رخساره که می تواند منجر به مهاجرت هیدروکربن از رخساره ها یا زون های مخزنی زیرین شود نمی تواند سنگ پوش خوبی برای مخزن آسماری باشد. ریزرخساره (MF-2) با لیتولوژی شیل ماسه ای یا مارن است که تخلخل کمتر از ۰,۵٪ و تراوایی کمتر از ۲ میلی داری همانند ریزرخساره (MF-1) نمی تواند مخزن یا سنگ پوش خوبی باشد. بهترین کیفیت مخزنی در ریزرخساره (MF-6) به واسطه آبشویی لیتولوژی پکستون با دانه های اوئید در جریان دپازن آب های جوی ایجاد شده است که دارای تخلخلی تا ۳۱,۴۵٪ و تراوایی ۱۰۶,۴۱ میلی داری است، و تخلخل غالب آن از نوع قالبی است (شکل ۸-F). این آبشویی که منشا آن آب های اسیدی و اکسیدانت جوی هستند منجر به انحلال و جابجایی دانه های ریزتر از جمله ماتریکس و رس موجود در لابه لای فضا های متخلخل و همینطور ایجاد تخلخل بیشتر و تراوایی بهتری شده است، همینطور در جریان این آبشویی می توان این انتظار را داشت که بعضاً دانه های دارای مقاومت کم دچار انحلال گردیده و ارتباط بین گلوگاه های تخلخل بیشتری را ایجاد کنند که طبعاً باعث افزایش تراوایی و مرتبط شدن هر چه بیشتر فضا های متخلخل دور افتاده شوند. دیگر ریزرخساره های باقی مانده (MF-4 و MF-5 و MF-7 و MF-9) دارای تنوع گسترده ای از خصوصیات مخزنی می باشند که نشان دهنده ناهمگنی بسیار زیاد مخزن در این ریزرخساره ها است (شکل ۹). در این ریزرخساره ها توزیع تخلخل بسیار پیچیده و عمدتاً حاصل فرایندهای انحلالی می باشد که از حل شدن دانه های با مقاومت کم در زمینه سنگ و اجازه نفوذ سیال مخزنی در باقی رخساره و انحلال هر چه بیشتر این زون مخزنی شده است. در رخساره MF-10 که لیتولوژی آن شامل اسکلت کورال ها و جلبک های قرمز (بایندستون یا فلوتستون) است دارای تخلخل از نوع درون دانه ای و شبکه ای کمتر از ۱۵٪ است، ولی تراوایی آن تنوع بسیار زیادی دارد که بین حدود ۰ تا ۷۰ میلی داری است. همانطور که به وسیله آزمایش های پتروگرافیک توسط شرکت نفت فلات قاره ایران نیز تایید شد، ریزشکستگی ها یک تاثیر بسیار قوی بر کیفیت مخزن در این ریزرخساره ها اعمال می کنند. ریزشکستگی ها عمدتاً در اغلب ریزرخساره ها در میزان تراوایی تاثیر گذارند. بلورهای بسیار درشت هیالین در MF-11 با لیتولوژی وکستون/پکستون و تخلخل از نوع بین ذره ای و حفره ای نشان دهنده یک ریزرخساره مخزنی بد تا ضعیف است، در این ریزرخساره اگرچه تخلخل کمتر از ۱۵٪ است ولی تراوایی معمولاً کمتر از ۱ میلی داری دارد، که این خصوصیات ویژگی های یک مخزن خوب قلمداد نمی شود. ریزرخساره MF-12 با تخلخل و تراوایی بسیار کم نشان دهنده خصوصیات یک مخزن خوب نیست ولی به دلیل حضور فراوان مواد آلی در این ریزرخساره که در واقع سازند پابده است اگر دچار بلوغ حرارتی لازم گردد می تواند به عنوان یک سنگ منشا قوی برای ریزرخساره های مخزنی بالاتر از خود ایفای نقش کند. همچنین در شکل زیر یک نمودار متقاطع از داده های تراوایی و تخلخل مغزه در مقابل هم دیگر را نشان می دهد که هدف ترسیم این نمودار

¹ Moldic

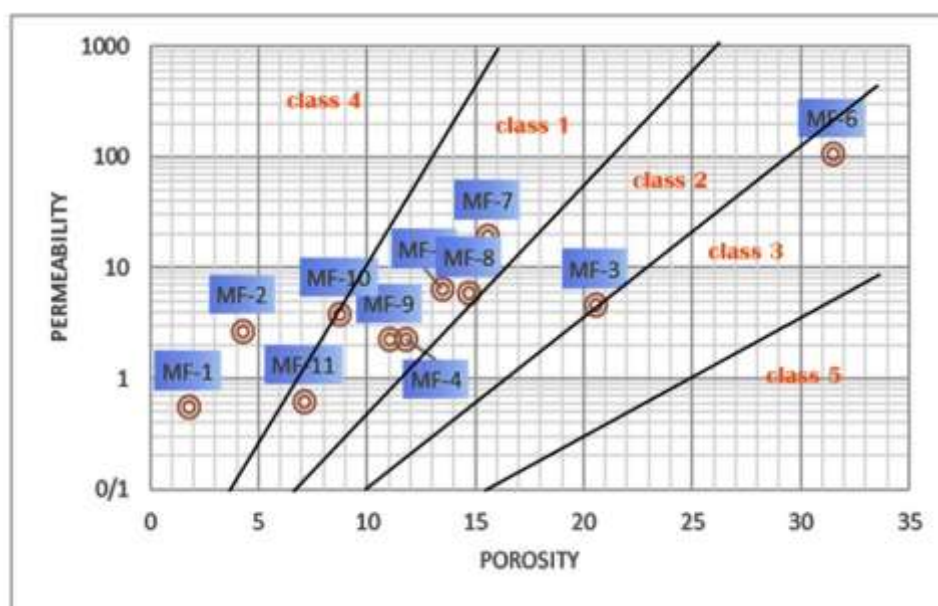
² Intraparticle

³ framework

⁴ interparticle

⁵ vuggy

بررسی کیفیت مخزنی توالی مورد مطالعه به وسیله طبقه بندی لوسیا [۳۰، ۳۱] و چارت طراحی شده برای آن است، همانطور که در شکل مشاهده می شود طبقه بندی لوسیا بر مبنای ترسیم مقدار تراوایی در مقابل تخلخل است که برای مخازن کربناته و ماسه‌سنگی استفاده می شود، بر این اساس ۵ کلاس برای مخازن تعریف شده است که با توجه به ارتباط تخلخل و تراوایی نوع آنها مشخص می شود. لذا برای توالی مورد مطالعه این مقاله عمدتاً داده‌های مورد بررسی در کلاس ۱ قرار می گیرند که نشان دهنده میزان تراوایی زیاد و تخلخل زیاد است که عمده این تراوایی در ارتباط با شکستگی های ایجاد شده به واسطه تنش های موجود در منطقه است، و بخش دیگر این تراوایی در ارتباط با تخلخل های انحلالی مرتبط با هم در کربنات های این بخش می باشد. همچنین بیشترین ذخیره کربوهیدراتی یا به عبارت دیگر بیشتر حجم تخلخل موجود در این کلاس در ارتباط با تراوایی حاصل از شکستگی ها است و بخش دیگر این تخلخل مربوط به تخلخل های رایج در رمپ های کربناته است.



شکل ۹- کراس پلات تخلخل در مقابل تراوایی با چارت لوسیا که به تعیین کیفیت مخزن در میدان گازی گورزین می پردازد.

۸- نتیجه گیری

توالی مورد مطالعه شامل سازند های پابده، آسماری و گچساران است که پابده با یک با مرز ناهموار (احتمالاً فرسایشی) در قاعده آسماری و سازند گچساران با یک مرز تدریجی در زیر گچساران قرار گرفته است. مرز زیرین یک مرز ناهموار ناشی از ریزش قطعاتی از سازند آسماری از محیط بالاتر به عمق زیادتر (سازند پابده)، است. نسبت دادن یک مرز ناپوستگی فرسایشی در قاعده سازند آسماری، در این چاه قطعی نیست، زیرا مرز ناهموار مذکور، تنها در ابعاد مغزه مشاهده شد. این توالی دارای ۱۲ رخساره که سازند پابده در قاعده آسماری دارای ۱ رخساره، سازند آسماری ۸ رخساره و سازند گچساران به عنوان سنگ پوش آسماری دارای ۳ رخساره است. سازند پابده در یک محیط عمیق، سازند آسماری در یک پلتفرم کربناته کم عمق و سازند گچساران در یک محیط تبخیری نهشته شدند و یک سکانس پسروده را به نمایش می گذارند. تاریخچه دیاژنزی که کربنات های آسماری این میدان طی کرده اند شامل: الف) دیاژنز فریاتیک دریایی: جایی که زیست

آشفستگی، میکریتی شدن و سیمانی شدن رخ می دهد. ب) دیاژنز آبهای جوی: جایی که باز بلوری شدن، سیمانی شدن و انحلال رخ میدهد. ج) دیاژنز دفنی: جایی که انحلال حاصل از فشار-تراکم و شکستگی رایج هستند رخ داده است. این مخزن یک مخزن ناهمگن است که در آن ریزشکستگی ها نقش و فضاهای انحلال یافته تعیین کننده‌ای را در کیفیت مخزن ایفا می کنند و ریزرخساره با تخلخل از نوع قالبی بهترین کیفیت مخزن را به خود اختصاص داده است.

سپاس و قدردانی

این مقاله مستخرج از پایان نامه تحصیلات تکمیلی کارشناسی ارشد تحت حمایت مالی مدیریت پژوهش و فناوری شرکت نفت فلات قاره ایران می باشد. بدینوسیله از مدیریت محترم پژوهش و فناوری شرکت نفت فلات قاره ایران جناب آقای مهندس جواد رستمی به دلیل پشتیبانی علمی-مالی و همچنین رئیس بخش رسوب شناسی شرکت نفت فلات قاره سرکار خانم دکتر الهام حاج کاظمی و آقای دکتر بهروز اسرافیلی دیزجی و مهندس صنوبری سپاسگزاری میگردد. همچنین از داوران محترم آقایان دکتر علی صیرفیان و دکتر محمود برگریزان سپاسگزاری می گردد.

منابع

- [۱] امین رسولی، ه.، لاسمی، ی.، قماش، م. و ظاهری، ش. ۱۳۹۱، رخساره‌های مرز سازندهای پابده و آسماری در برش کوه آسماری: گواهی بر ناپیوستگی مرز روپلین-شاتین در ایران، فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۸۳، ص. ۶۶-۵۹.
- [۲] مطیعی، ه.، ۱۳۷۲، زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۵۳۶.
- [۳] ممبئی، ک.، ۱۳۹۶، دیرینه شناسی، ریزرخساره و تحلیل محیط رسوبی سازند آسماری در میدان گازی گورزین، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه زنجان.
- [4] ADAMS, T.D. and BOURGEOIS, F., 1967, Asmari Biostratigraphy: Iranian Oil Operation Companies: *Geological and Exploration Division*, **1074**, 6-11.
- [5] AGHAEI, A., MAHBOUBI, A., MOUSSAVI-HARAMI, R., HEUBECK, C., NADJAFI, M., 2013, Facies analysis and sequence stratigraphy of an Upper Jurassic carbonate ramp in the Eastern Alborz range and Binalud Mountains, NE Iran: *Facies*, **59**, 863-889.
- [6] ALSHAHRAN A., KENDALL, C., 2011, Introduction to Quaternary carbonate and evaporite sedimentary facies and their ancient analogues: *International Association of Sedimentologists*, **43**, 1-10.
- [7] AMIRSHAHKARAMI, M., VAZIRI-MOGHADDAM, H., and TAHERI, A., 2007, Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chaman-Bolbol, Zagros Basin Iran: *Journal of Asian Earth Science*, **29**, 947-959.
- [8] ALAVI, M., 2004, Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforland evolution: *American Journal of Science*, **304**, 1-20.
- [9] BASSI, D., HOTTINGER, L. and NEBELSICK, J. H., 2007, Larger Foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, northeast Italy: *Palaeontology*, **50**, 845-868.
- [10] BARATTOLO, F., BASSI, D., and ROMERO, R., 2007, Upper Eocene larger foraminiferal-coraline algal facies from the Klokova Mountain (south continental Greece): *Facies*, **53**, 361-375.

- [11] BEYDOUN, Z. R., HUGHES CLARKE, M.W., and STONELET, R., 1992, Petroleum in the Zagros Basin: a Late tertiary foreland basin overprinted onto the outer edge of a vast hydrocarbon-rich Paleozoic-Mesozoic passivemargin shelf. In: MAEQUEEN, R.W., LACKIE D.H. (Eds.), Foreland basins and fold belts, 55. USA: *Bulletin of American Association Petroleum Geologist, Memoir*, 309-339.
- [12] BRANDANO, M., and CORDA, I., 2002, Nutrients, sea level and tectonics: constrains for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy: *Terra Nova*, **14**, 257-262.
- [13] BRASIER, M.D., 1975, An outline history of sea-grass communities: *Paleontology*, **18**, 681-702.
- [14] CHOQUETTE, P. W., and PRAY, L. C., 1970, Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **54**, 207-250.
- [15] DUNHAM, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to their depositional texture, In: HAM, W. E., (Ed.), Classification of Carbonate Rocks: *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 108-121.
- [16] CORDA, L., and BRANDANO, M., 2003, A photic zone carbonates production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy: *Sedimentary Geology*, **161**, 55-70.
- [17] DICKSON, J.A.D., 1965, A Modified Staining Technique for Carbonates in Thin Section: *Nature*, **205**, 587-587.
- [18] EMBERY, A.F., and KLOVEN, J.E., 1971, A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest territories: *Bulletin of Canadian Petroleum Geologist*, **19**, 730-781.
- [19] EHRENBERG, S.N., 2006, Porosity destruction in carbonate platforms: *Journal of Petroleum Geology*, **29**, 41-52.
- [20] EHRENBERG, S.N. PICKARD, G., LAURSEN, S., MONIBI, Z., MOSSADEGH, T., SVÄNÅ, T.A., AQRAWI, A.A.M. MCARTHUR, J. M. and M. THIRLWALL, 2007, Strontium Isotope Stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene- Lower Miocene), SW Iran: *Journal of Petroleum Geology*, **30**, 107-128.
- [21] FLÜGEL, E., 2004, Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. *Springer, Berlin; New York*. 976 p.
- [22] FLÜGEL, E., 2010, Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. *Springer, Heidelberg Dordrecht London New York*. 634 p.
- [23] FOLK, R.L., 1959, Parctical Petrographical Classification of limestones: *Bulletin of American Association Petroleum Geologist*, **43**, 1-38.
- [24] HEYDARI, E., 2008, Tectonics versus eustatic control on super sequences of the Zagros Mountains of Iran: *Tectonophysics*, **451**, 56-70.
- [25] HARZAUSER, M., LATAL, C. and PILLER, W.E., 2007, The stable isotope archive of Lake Pannon as a mirror of Late Miocene climate change: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **249**, 335-350.
- [26] LACOMBE, O., GRASEMANN, B. and SIMPSON, G., 2011, Introduction: geodynamic evolution of the Zagros: *Geodynamic Magazine*, **148**, 689-691.
- [27] LAURSEN, G., MONIBI, S. ALLAN, T., PICKARD, N., HOSSEINNEY, A. VINCENT, B. HAMON, Y. BUCHMEN, F. VAN, MOALLEMI, A. and G. DRUILLION, 2009, The Asmari Formation revisited: changed stratigraphic allocation and new biozonation: *Shiraz 2009-1st EAGE International Petroleum Conference and Exhibition*, cp-125-00069.
- [28] LOEBLICH, A.R., and TAPPAN, H., 1988, Foraminiferal Genera and Their Classification. *Springer, Berlin; New York*. 2031 p.
- [29] LUCIA, F.J. 2007, Carbonate Reservoir Characterization. *Springer, Berlin Heidelberg*, 341 p.

- [30] LUCIA, F. J. 1995, Rock-fabric/ petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **79**, 1275-1300.
- [31] LUCIA, F. J., 1999, Carbonate Reservoir Characterization, *Springer, New York*, 226 p.
- [32] LAND L.S., MACKENZIE, F.T., and GOULD, S. J., 1967, Pleistocene history of Bermuda: *Geological Society of America Bulletin*, **78**, 993-1006.
- [33] LEE, Y.L. and FRIEDMAN, G.M., 1987, Deep-Burial dolomitization in the lower Ordovician Ellenburger Group Carbonates in west Texas and southeastern New Mexico: *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**, 544-577
- [34] MOORE, C. H., 2001, Carbonate Reservoir Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework, *Elsevier, Amsterdam*, 444 p.
- [35] SCHOLLE, P.A., and ULMER-SCHOLLE, D.S., 2003, A Colour Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis. *American Association of Petroleum Geologists*, 474 p.
- [36] RAJABI, P., 2016, Micro-Bio Stratigraphy of Asmari Formation in Mamoolan Stratigraphy Section, Sout of Khorramabad: *Open Journal of Geology*, **6**, 459-467.
- [37] ROMERO, J. CAUS, E. 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): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **179**, 43-56.
- [38] PIROUZ, M., SIMPSON, G., BAHROUDI, A. and AZHDARI, A., 2011, Neogene sediments and modern depositional environments of the Zagros foreland basin system: *Geological Magazine*, **148**, 838-853.
- [39] TUCKER, M.E. 1991, Sedimentology Petrography: An introduction to the origin of sedimentology rocks, *Blackwell, Berlin*, 260 p.
- [40] VAN BUCHEM, F.S.P., ALLAN, T.L., LAURSEN, G.V., LOTFPOUR, M., MOALLEMI, A., MONIBI, S., MOTIEI, H., PICKARD, N.A.H., TAHMSEBI, A.R., VEDRENNE, V., and VINCENT, B., 2010, Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh formations) SW Iran: *Geological Society, London, Special Publications*. **329**, 219-263.
- [41] VAZIRI-MOGHADDAM, H., SEYRAFIAN, A., TAHERI, A., and MOTIEI, H., 2010, Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **27**, 56-71.
- [42] WILSON, J.L., 1975, Carbonate facies in geologic history. *Springer, Berlin, New York*. 471 p.
- [43] WARREN, J.K. and KENDALL, C. G. St. C., 1985, Comparison of marine sabkhas (subaerial) and saline (subaqueous) evaporites: modern and ancient: *Bulletin of American Association Petroleum Geologist*, **69**, 1013-1023.

مدل سازی گسترش افقی لایه بهره ده بر اساس تغییرات پارامترهای پتروفیزیکی مخزن با استفاده از روش تخمین کریجینگ شاخص در یکی از میادین نفتی جنوب غرب ایران

فرحناز صابری^۱، فرهاد محمدتراب^۲، کیومرث طاهری^{۳*}

۱- کارشناس ارشد مهندسی اکتشاف نفت، دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه یزد، یزد، ایران

۲- دانشیار گروه اکتشاف نفت، دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه یزد، یزد، ایران

۳- کارشناس ارشد مهندسی اکتشاف نفت، دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه یزد، یزد، ایران

*kio.taheri@yahoo.com

دریافت شهریور ۱۳۹۸، پذیرش اسفند ۱۳۹۸

چکیده

بررسی وضعیت توزیع پتانسیل نفتی لایه تولیدی، یکی از راه های مناسب برای کاهش هزینه های حفاری و همچنین دستیابی سریع به مخزن و برداشت بهینه از منابع هیدروکربوری می باشد. هدف از انجام این تحقیق، تخمین پارامترهای تخلخل، اشباع آب، ضخامت و در نهایت دست یابی به وضعیت پتانسیل لایه تولیدی در یکی از میدان های نفتی جنوب غرب، در ۵۰ کیلومتری شمال بندر گناوه می باشد. لذا با توجه به داده های به دست آمده از ۷۶ حلقه چاه گسترشی این میدان و استفاده از روش های زمین آماری، تغییرپذیری پارامترهای پتروفیزیکی مخزن به کمک عملیات واریوگرافی مدلسازی شده و با بهره گیری از روش کریجینگ معمولی، مقادیر پارامترهای ذکر شده در سراسر میدان تخمین زده شد. در ادامه با به کارگیری روش کریجینگ شاخص، مرزهای میدان به منظور بدست آوردن محدوده دقیق لایه بهره ده و حجم نفت در جای مخزن، مشخص شد و در نهایت با در نظر گرفتن سطح احتمال ۸۰٪ محدوده قطعی لایه تولید در مدل بلوکی مشخص و حجم هیدروکربور در جای مخزن در این لایه معادل ۱۴۷/۵ میلیون فوت مکعب برآورد گردید.

کلمات کلیدی: پارامترهای پتروفیزیکی، زمین آمار، کریجینگ شاخص، لایه تولیدی، میدان نفتی جنوب

۱- مقدمه

سرشت نمایی مخزن یکی از مهمترین عملکردها در مدیریت تولید و توسعه ذخایر مخزنی میدین نفتی به شمار می رود. یکی از روش های جدید ارزیابی ذخایر هیدروکربنی، روش های زمین آماری^۱ است. در حال حاضر علم زمین آمار یکی از روش های تخمین و مدلسازی مخزن بوده که طیف وسیعی از روش های مختلف مانند کریجینگ ساده^۲، کریجینگ معمولی^۳، کریجینگ شاخص^۴ و شبیه سازی^۵ را شامل می شود [۲۰]. بطور کلی تخمین زمین آماری فرآیندی است که طی آن با توجه به مقدار مشخص یک کمیت در نقاطی با مختصات معلوم می توان مقدار آن کمیت را در نقاط دیگری با مختصات مختلف بدست آورد. کریجینگ یک روش تخمین است که بر منطق متحرک وزن دار استوار است که بهترین تخمینگر خطی نارایب می باشد. در بررسی مخازن هیدروکربوری، ارزیابی صحیح پارامترهای پتروفیزیکی مخزن از اهمیت ویژه ای برخوردارند و در تعیین کیفیت مخزن تاثیر به سزایی دارند [۱]. تاکنون بررسی های زیادی با استفاده از روش های زمین آماری در خصوص ارزیابی پارامترهای پتروفیزیکی مخازن صورت گرفته است. به عنوان مثال کمالی و دیگران با استفاده از داده های ۹ حلقه چاه و تخمین کریجینگ و شبیه سازی گوسی متوالی و ارائه یک مدل استاتیک سه بعدی از ویژگی های ساختمانی، چینه شناسی و پتروفیزیکی یکی از مخازن جنوب ایران، پس از مقایسه نتایج حاصل نتیجه گرفتند که روش گوسی متوالی نسبت به کریجینگ در مدل سازی پارامترهای پتروفیزیکی قابل قبول تر بوده است [۱۴]. چابک و همکاران با استفاده از روش زمین آماری مولتیمین اقدام به تفسیر بطور همزمان پارامترهای تخلخل، تراوایی و میزان حجم شیل در لایه ی تولیدی مخزن نفتی شدند، که آنالیز داده های مغزه این تخمین را تایید نموده است. با استفاده از این روش موفق شدند مقادیر میانگین تخلخل و تراوایی بترتیب ۰,۳ و ۲۵,۱۳ میلی داری برای مخزن مورد بررسی بدست آوردند [۱۲]. کاپوانی نژاد و طباطبائی شبیه سازی پارامترهای پتروفیزیکی را با استفاده از روش SGS در میدان منصوری انجام دادند و نتایج نقشه های شبیه سازی آنها نشان داد که با توجه به میزان تخلخل و اشباع آب بدست آمده، زون یک بهترین شرایط مخزنی را دارا است [۳]. طاهری و محمدتراب مناطق با هرزروی بحرانی گل حفاری در مخزن آسماری را در یکی از میدین نفتی جنوب غرب با روش کریجینگ شاخص مدلسازی کردند [۴]. آبراهام و همکاران توزیع فضایی خصوصیات پتروفیزیکی مخزن را برای ارزیابی عملکرد یک چاه افقی مورد تجزیه و تحلیل قرار دادند که با استفاده از روش های شبیه سازی و زمین آماری در این مطالعه، یک دید بسیار خوبی از عملکرد چاه افقی ارائه شد [۵]. خان و رحمان مطالعه ای را به منظور ارزیابی پتروفیزیکی و مدلسازی جایگزینی سیال برای نمایش مخزن نفتی در یکی از میدان های شمال غرب پاکستان انجام دادند که از نتایج این تحقیق می تواند برای پیش بینی انواع اشباع مخزن با استفاده از داده های لرزه ای و شناسایی مناطق تولیدی و نقشه اشباع مخزن برای حفاری نفت و گاز استفاده کرد [۶]. ژائو و همکاران روشی را برای تخمین پارامترهای پتروفیزیکی در مخزن های نفتی بکار گرفتند که از نمودارهای دی الکتریک چاه استفاده

2 Geostatistical Method	1
2 Simple Kriging	2
2 Ordinary Kriging	3
2 Indicator Kriging	4
2 Geostatistical Simulation	5

شده است. در این روش از ترکیب ضریب شکست و شبه آرچی برای محاسبه اشباع از نمودارهای دی الکتریک با موفقیت استفاده شده است [۷]. کیاکوجوری و همکاران به بررسی پارامترهای پتروفیزیکی سازند مخزنی کنگان در میدان پارس جنوبی پرداختند که عوارض عمده دیاژنز و رخساره و بافت سنگ دولومیت را شناسایی نمودند و با استفاده از آن میانگین تخلخل کل و تخلخل موثر مخزن را بدست آوردند [۸]. ذکری و همکاران مطالعه ای را برای بررسی تجربی تغییرات در خواص پتروفیزیکی سنگ ناشی از جریان دی اکسید کربن در مخازن کربناته با نفوذپذیری کم انجام دادند که نتایج آن برای اعتبار سنجی و بهبود مطالعات شبیه سازی عددی مورد استفاده قرار گرفته است [۹]. نبی خانی و همکاران ارزیابی کیفیت مخزنی سازند سروک در یکی از میداین نفتی خلیج فارس را انجام دادند. نتایج نشان داد که انواع مختلف سنگ شناسایی شده و واحد هیدرولیک جریان در مخزن وجود دارد که می توان بر اساس آن ویژگی های زمین شناختی آنرا تفسیر کرد [۱۰]. آگبسی و همکاران پارامترهای پتروفیزیکی یک مخزن در دلتای نیجریه را با استفاده از نمودارهای ژئوفیزیکی مورد ارزیابی قرار دادند که پارامترهای حجم شیل، تخلخل، اشباع آب، اشباع آب غیر قابل برگشت و حجم عمده آب و ضخامت مخزن بدست آمد [۱۱]. شا و همکاران با استفاده از مقاطع نازک میکروسکوپی و داده های فشار موئینگی مطالعه ای را در مورد خصوصیات پتروفیزیکی و تجزیه و تحلیل فرکتالی مخازن کربناته حاشیه شرقی حوضه دریای خزر انجام دادند که بر اساس انواع فضاهای خالی، تناسب فشر موئینگی و پارامترهای پتروفیزیکی، مخازن به ۴ دسته تقسیم شدند [۱۹].

میدان نفتی مورد مطالعه در جنوب میداین نفتی گرنگان و چلینگر و در ۵۰ کیلومتری شمال بندر گناوه واقع شده است و مساحت حدودی آن ۳۱ کیلومتر مربع است. این میدان دارای دو سازند مخزنی است که اولین سازند مخزنی آن، آسماری^۶ شامل نفت و گاز و با سن الیگوسن- میوسن است و در عمق ۳۲۸۶ فوتی قرار دارد و سازند مخزنی دوم، گروه بنگستان^۷ است، با ضخامت ۱/۸ متر در عمق ۳۴۱۹ فوتی قرار گرفته است، که تنها شامل نفت است که بخش مخزنی این میدان از طبقات کربناته (آهک و دولومیت) محصور شده است. قسمت اصلی میدان به طول ۸ و عرض ۳/۲ کیلومتر و دارای ۱۷۰ حلقه چاه بوده که ذخیره مخزنی کلی آن ۲۲ میلیون بشکه نفت تخمین زده شده بود [۱۵]. هدف از انجام این پژوهش تخمین پارامترهای تخلخل، ضخامت و اشباع آب به عنوان یک مطالعه موردی در یکی از میدان های نفتی جنوب غرب ایران با استفاده از روش های زمین آماری مانند تخمین کریجینگ و تعیین نحوه توزیع پارامترهای پتروفیزیکی در لایه بهره ده، جهت افزایش دقت برآوردهای اکتشافی و کاهش ریسک عملیات بهره برداری می باشد. در این مطالعه سعی شده است تا با تهیه یک مدل بلوکی از مخزن و در نظر گرفتن مقداری به عنوان آستانه برای پارامترهای پتروفیزیکی و استفاده از روش تخمین کریجینگ شاخص، حدود مخزن و مرزهای دقیق لایه بهره ده، حجم سنگ مخزن و میزان ذخیره هیدروکربور در جای مخزن به طور دقیق برآورد گردد.

۲- روش مطالعه

⁶ Asmari

⁷ Bangestan

در این پژوهش به منظور مدل سازی پارامترهای پتروفیزیکی تخلخل، ضخامت و اشباع آب از روش زمین آماری کریجینگ شاخص استفاده شده است. برخلاف روش های دیگر کریجینگ همچون کریجینگ معمولی، روش کریجینگ شاخص ضمن آنکه نسبت به داده های خارج از ردیف حساس نمی باشد، نیازی به نرمال سازی داده ها نیز ندارد. در این تحقیق از داده های پتروفیزیکی مربوط به ۷۶ حلقه چاه حفاری شده در بخش مرکزی میدان استفاده شده است.

کریجینگ شاخص، یکی از انواع روش های کریجینگ است که بر روی داده های باینری شده انجام می شود. این روش که اولین بار توسط ژورنل ارائه شده است در مواردی که توصیف ارتباط فضایی یک پارامتر با تغییرپذیری زیاد به وسیله داده های خام دشوار باشد استفاده می شود. کاربرد مفید دیگر آن مدل سازی متغیرهای رسته ای^۸ است، برای مثال تحلیل این که آیا یک نمونه متعلق به یک نوع سنگ و یا رخساره زمین شناسی خاصی باشد. در روش دیگر بررسی احتمال این که مقدار یک متغیر بالاتر یا پایین تر از یک حد تعیین شده قرار بگیرد، می تواند توسط این روش تحلیل شود [۱۸]. کریجینگ شاخص به دو دسته کریجینگ شاخص عددی و رسته ای تقسیم می شود. رابطه کریجینگ شاخص رسته ای به صورت زیر می باشد:

$$i(u_a; k) = \begin{cases} 1, & \text{if category } k \text{ is present at location } u_a \\ 0, & \text{otherwise} \end{cases} \quad (1)$$

که در آن $k = 1, 2, \dots, K$ برابر تعداد رسته ها، به گونه ای که متغیر رسته ای u_a با یک مقدار شاخص K جایگزین می شود که این مقدار شاخص ۱ یا ۰ می باشد [۱۷]. روش کریجینگ شاخص رسته ای توزیع احتمال یک متغیر در منطقه مورد بررسی را تخمین می زند [۱۳]. در روش کریجینگ شاخص عددی احتمال آن که مقدار متغیر ناحیه ای مورد تخمین کوچک تر و یا بزرگ تر از مقدار آستانه ای مفروض باشد تخمین زده می شود. امتیاز این روش در این است که فرآیند تخمین، مستقل از تابع توزیع داده ها است. برای انجام کریجینگ شاخص عددی نیز ابتدا لازم است داده های اولیه به مقادیر شاخص تبدیل شوند. برای این منظور لازم است یک مقدار آستانه ای (Z_c) در نظر گرفته شود و سپس با استفاده از تابع دو ضابطه ای زیر داده ها تبدیل شوند:

$$\begin{cases} i_k(x) = 1; & Z(x) < Z_c \\ i_k(x) = 0; & Z(x) \geq Z_c \end{cases} \quad (2)$$

که در آن i_k مقدار شاخص نمونه i ام و Z_c مقدار حدی مفروض است. در این حالت مقدار تخمینی متغیر شاخص در هر نقطه به صورت زیر محاسبه می شود:

$$i_k(x_0) = \sum_{j=1}^n \gamma_j i_k(x_j) \quad (3)$$

که در آن $i_k(x_j)$ مقدار شاخص نمونه k ام به مختصات x_j و γ_j وزن کریجینگ شاخص برای نمونه به مختصات x_j است که در تخمین نقطه x_0 شرکت می کند. مقدار تخمین شاخص یعنی $i_k(x_0)$ بین حداقل صفر و حداکثر یک تغییر می کند و

معرف احتمال آن است که عیار بلوک مورد تخمین از عیار حد بزرگتر باشد. وقتی این کار برای یک سری از عیارهای حد آستانه‌ای انجام شود نتایج حاصل یک‌سری احتمال می‌باشند. اگر بلوک به اندازه کافی بزرگ باشد این مقادیر احتمال تخمین زده شده را می‌توان به صورت نسبی نشان داد. بنابراین اگر $(f_x(z_c))$ احتمال کوچک‌تر یا مساوی بودن عیار بلوک x از Z_c باشد می‌توان رابطه زیر را نوشت:

$$I(x, z_c) = F_x(z_c) \quad (4)$$

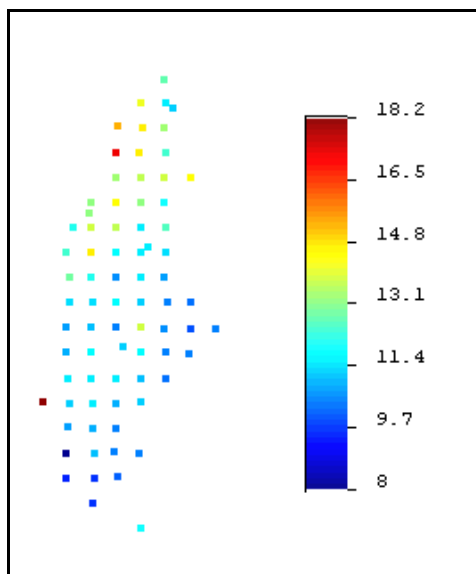
بنابراین احتمال آن که عیار بلوک مورد نظر بزرگ‌تر از عیار حد Z_c باشد برابر است با [۲]:

$$t_v = 1 - I(x, z_c) \quad (5)$$

در ذخایر معدنی با استفاده از نتایج کریجینگ شاخص می‌توان نقشه احتمال پیدایش مقادیر بزرگ‌تر یا مساوی یک عیار حد را رسم کرد. اگر این عیار حد منطبق بر عیار حد اقتصادی کانسار باشد این نقشه همان مرز کانسنگ و باطله را می‌تواند نشان دهد. لازم به یادآوری است که دستگاه معادلات کریجینگ شاخص مانند دستگاه معادلات کریجینگ معمولی است. با این تفاوت که در کریجینگ شاخص از مقادیر واریوگرام شاخص به جای واریوگرام معمولی استفاده می‌شود [۱۶].

۱-۲- توزیع پارامترهای پتروفیزیکی و تحلیل آماری داده‌های خام

در شکل ۱، موقعیت چاه‌های اطلاعاتی به همراه محدوده تغییرات تخلخل در چاه‌های مذکور به صورت نماد رنگی ارائه شده اند و با توجه به این شکل می‌توان گفت که مقادیر بالای تخلخل در بخش شمالی مخزن متمرکز است.



شکل ۱- موقعیت چاه‌های میدان و توزیع آنها بر مبنای داده‌های تخلخل (برحسب درصد)

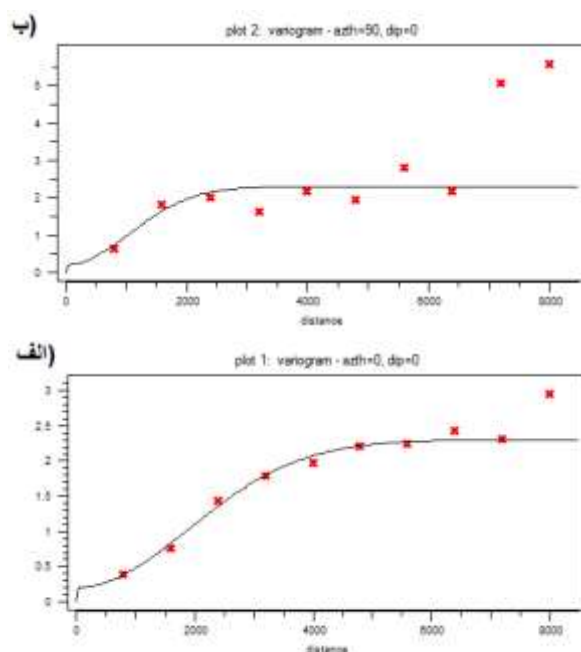
ابتدا هیستوگرام داده‌های پارامترهای تخلخل، اشباع آب و ضخامت با استفاده از نرم‌افزار اس-جمز^۹ ترسیم شد. توابع توزیع داده‌ها تقریباً نرمال بوده و نیازی به نرمال‌سازی نداشتند. لذا ترجیح داده شد در تخمین کریجینگ از داده‌های خام استفاده شود و تغییری در آنها اعمال نگردد. جدول ۱ بیان‌کننده مقادیر میانگین، واریانس و سایر پارامترهای آماری مهم

برای کل داده های مخزن می باشد که این مقادیر برای سه پارامتر تخلخل، ضخامت و اشباع آب از هیستوگرام داده های خام استخراج و در جدول زیر درج شده است.

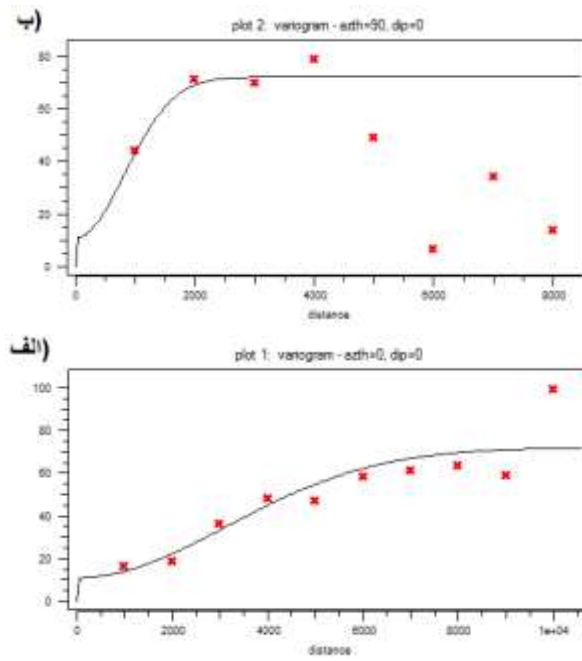
جدول ۱- پارامترهای آماری بدست آمده از هیستوگرام

متغیر	میانگین	میانه	واریانس	مینیم	ماکزیمم
تخلخل (درصد)	۱۱/۹۱	۱۱/۵	۲/۹۹	۸	۱۸/۲
ضخامت (فوت)	۱۵/۶۴	۱۵	۷۲/۳۱	۲	۴۰
اشباع آب (درصد)	۳۱/۹۶	۳۲	۳۲/۳۸	۸	۴۷

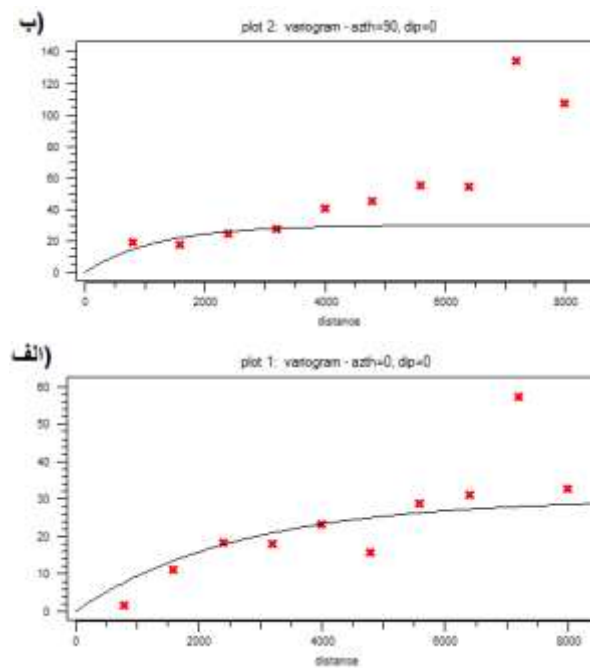
واریانس کم تخلخل نشاندهنده یکنواخت بودن تخلخل و تغییرات نسبتاً کم این پارامتر در سرتاسر مخزن می باشد. بیشترین تغییرپذیری مختص ضخامت می باشد و نشان می دهد ضخامت مخزن در موقعیت های مختلف به شدت متغیر است. پس از رسم هیستوگرام داده ها، عملیات واریوگرافی برای داده های هر سه پارامتر پتروفیزیکی تخلخل، ضخامت و اشباع آب صورت گرفت. بدین گونه که با رسم و مقایسه واریوگرام ها در دو جهت مختلف با آزمایش های صفر و ۹۰ درجه عملیات واریوگرافی (با در نظر گرفتن شیب صفر به دلیل دو بعدی بودن) انجام شد که مناسب ترین واریوگرام ها برای این پارامترها در شکل های (۲ تا ۴) نمایش داده شده است. جدول ۲ مشخصات واریوگرام و بیضی ناهمسانگردی پارامترهای مورد بررسی را نشان می دهد.



شکل ۲- واریوگرام های جهتی داده های اولیه تخلخل در آزمایش های الف) صفر درجه ب) ۹۰ درجه



شکل ۳- واریوگرام های جهتی داده های اولیه ضنخامت در آزمون های الف) صفر درجه ب) ۹۰ درجه



شکل ۴- واریوگرام های جهتی داده های اولیه اشباع آب در آزمون های الف) صفر درجه ب) ۹۰ درجه

جدول ۲- مشخصات واریوگرام های داده های اولیه پارامترهای پتروفیزیکی

متغیر	نوع واریوگرام	اثر قطعه ای	آستانه	دامنه (فوت)	نسبت آنیزوتروپی
تخلخل	گوسی	۰/۲	۲/۳	۴۶۴۰	۱/۳
ضخامت	گوسی	۱۱	۷۲	۷۷۰۰	۲/۸۵
اشباع آب	نمایی	صفر	۳۰	۸۰۰۰	۱/۲

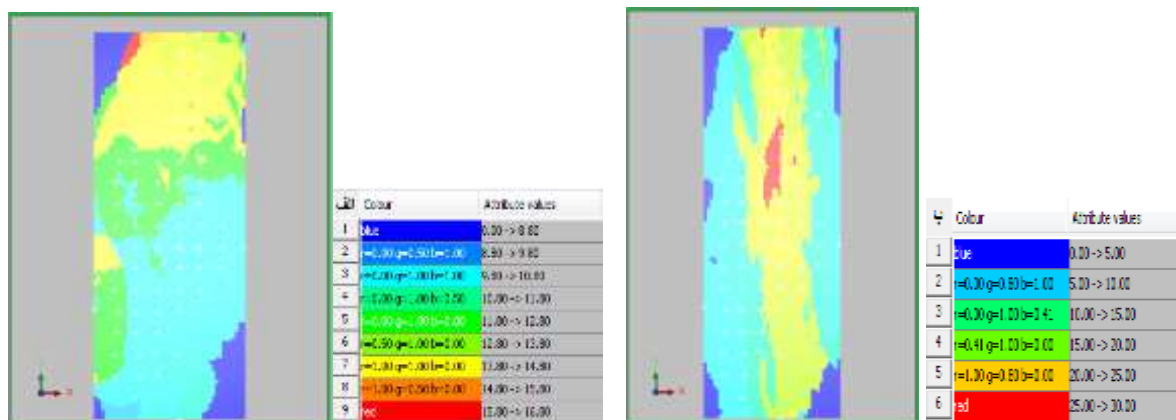
با توجه به نسبت های آنیزوتروپی، مشاهده شد که پارامترهای تخلخل، اشباع آب و ضخامت آنیزوتروپ بوده و در جهات مختلف تغییرپذیری یکسان ندارند. اما همانطور که در بخش تحلیل های آماری نیز گفته شد، پارامتر تخلخل نسبت به دو پارامتر پتروفیزیکی دیگر، دارای تغییرپذیری کمتری است که این مورد با توجه به پایین بودن میزان آستانه واریوگرام این پارامتر نیز آشکار است.

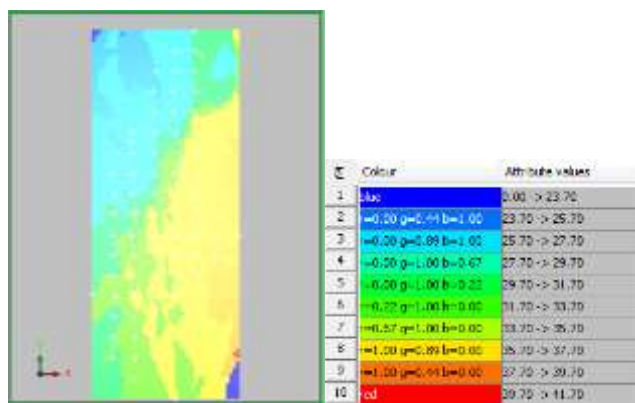
۲-۲- تهیه مدل بلوکی و مدلسازی پارامترهای پتروفیزیکی

یک مدل بلوکی از مجموعه ای از بلوک ها با ابعاد مشخص تشکیل شده است. ابعاد بهینه بلوک ها معمولاً به صورت $\frac{1}{4}$ فاصله حفاری ها می باشد، به همین دلیل این ابعاد به صورت 200×200 و به شکل دو بعدی در نظر گرفته شده است. برای هر سه پارامتر پتروفیزیکی یک مدل بلوکی ثابت در نظر گرفته شد. جدول (۳) مشخصات هندسی مدل بلوکی ساخته شده را نشان می دهد. قابل ذکر است که مختصات ارائه شده به صورت محلی است.

جدول ۳- مشخصات هندسی مدل بلوکی

	origin	Cell dimension	Number of cells
X	4680	200	46
Y	630	200	119



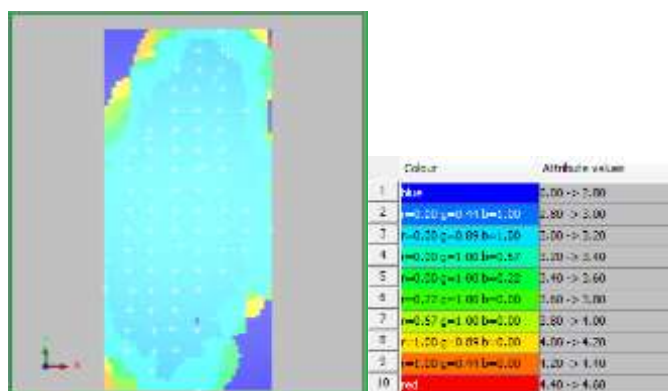


شکل ۵- مدل های تخمین زده شده با روش کریجینگ معمولی (الف) مدل تخلخل (ب) مدل ضخامت (ج) مدل اشباع آب

پس از ساخت مدل بلوکی، هر یک از پارامترهای پتروفیزیکی با در نظر گرفتن اطلاعات خام اولیه و پارامترهای واریوگرافی و بیضوی آنیزوتروپی با استفاده از نرم افزار سورپک با روش تخمین کریجینگ معمولی تخمین زده شدند. همانگونه که از شکل (۵-الف) مشاهده می شود، بیشترین مقدار تخلخل در بخش شمالی مخزن تمرکز دارد و این پارامتر در بخش مرکزی و جنوب میدان کاهش می یابد. پس از تخمین تخلخل، ضخامت نیز در کل میدان تخمین زده شد شکل (۵-ب). همانگونه که از شکل (۵-ب) مشاهده می شود، بیشترین مقدار ضخامت در بخش مرکزی به سمت شمال مخزن تمرکز دارد. در آخرین مرحله تخمین پارامترها با روش کریجینگ، اشباع آب نیز تخمین زده شد همانگونه که از شکل (۵-ج) مشاهده می شود، بیشترین مقدار اشباع آب در بخش مرکزی به سمت شرق مخزن تمرکز پیدا کرده است.

۳-۲- محاسبه واریانس و هیستوگرام تخمین

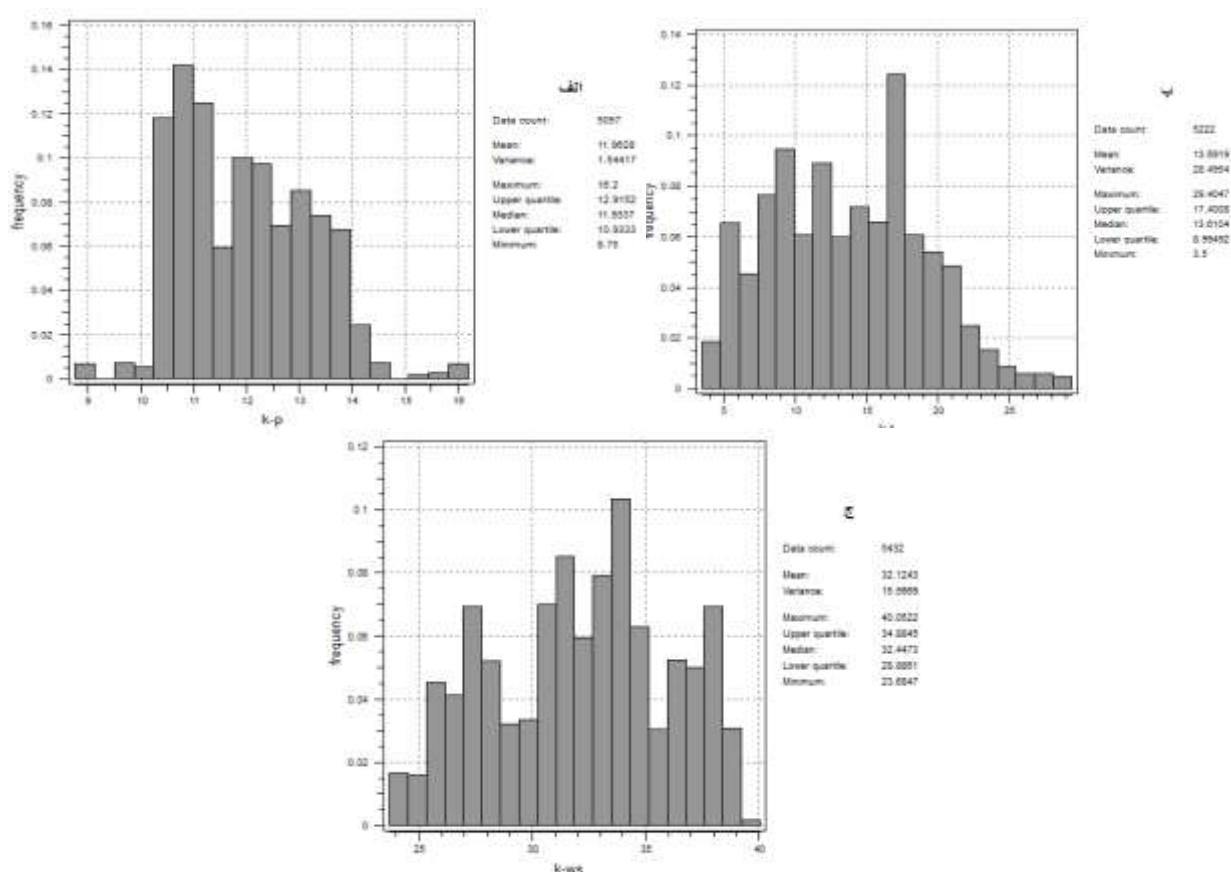
در تخمین کریجینگ، واریانس تخمین پارامترها نیز قابل محاسبه است که نشان دهنده میزان خطای تخمین می باشد. توزیع واریانس تخمین هر سه پارامتر در مدل بلوکی بدست آمد که برای نمونه توزیع واریانس تخلخل در شکل ۶ آورده شده است.



شکل ۶- توزیع واریانس تخمین تخلخل در مدل بلوکی

همانطور که در شکل ۶ ملاحظه می گردد، کمترین میزان واریانس در اطراف حفاری ها بوده و بیشترین خطای تخمین مربوط به حاشیه مخزن می باشد زیرا در این مکان میزان اطلاعات محدود بوده و کمترین تراکم حفاری ها وجود دارد.

با تخمین پارامترهای پتروفیزیکی، هیستوگرام مقادیر تخمین این پارامترها نیز بدست آمد (شکل ۷). با مقایسه این هیستوگرام ها با هیستوگرام داده های خام اولیه ملاحظه گردید که این هیستوگرام ها مطابقت نسبی خوبی با هم دارند و نتایج تا حد قابل قبولی داده های اولیه را باز تولید نموده اند، گرچه مقداری اثر هموارشدگی در نتایج تخمین کریجینگ مشاهده می شود.



شکل ۷- هیستوگرام های بدست آمده از تخمین کریجینگ (الف) هیستوگرام تخلخل (ب) هیستوگرام ضخامت (ج) هیستوگرام اشباع آب

۴-۲- تعیین محدوده مخزن و لایه تولیدی با استفاده از کریجینگ شاخص

به منظور مشخص کردن حدود مرزهای دقیق مخزن، بدست آوردن حجم سنگ مخزن و محاسبه میزان ذخیره هیدروکربور در جای مخزن از روش تخمین کریجینگ شاخص در نرم افزار سورپک استفاده گردید. برای تخمین کریجینگ شاخص باید از داده های خام اولیه استفاده کرد که این داده ها با در نظر گرفتن آستانه مشخصی به داده های باینری (صفر و یک) تبدیل می شوند. برای این منظور مقادیری به عنوان مقدار حدی یا آستانه انتخاب گردید که بتوان به کمک آنها حدود مخزن یا به عبارتی لایه بهره ده را بدست آورد. جدول (۴) مقادیر آستانه را برای هر پارامتر نشان می دهد.

جدول ۴- مقادیر حدی برای هر پارامتر

Parameters	Cut-off value
Porosity	11%
Thickness	10 ft.
Water saturation	35%

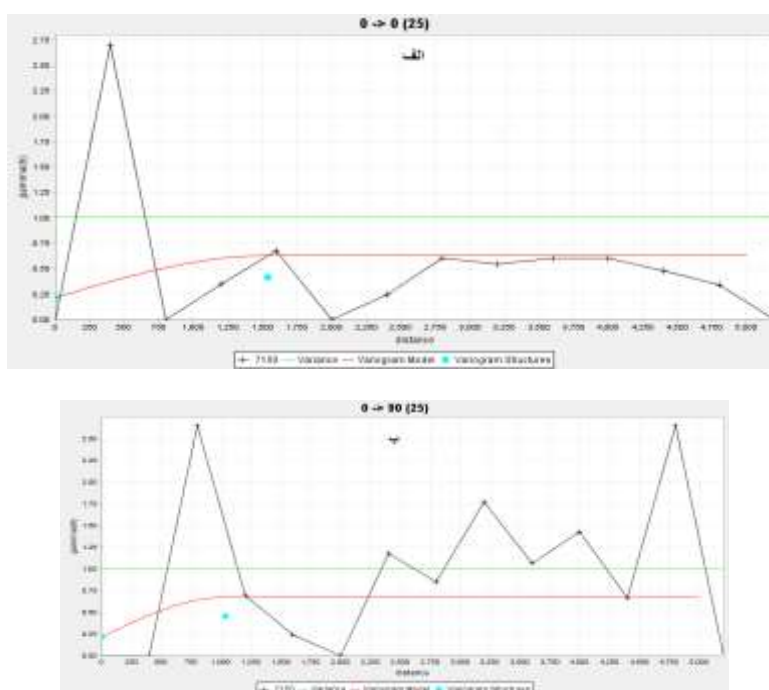
برای این منظور دو متغیر جدید، یک متغیر برابر اشباع هیدروکربن و متغیر دیگر به عنوان شاخص حاصلضرب (I) تعریف شد. برای متغیر شاخص حاصلضرب، مقدار حدی برابر با ۷۱۵۰ از حاصل ضرب مقادیر حدی پارامترهای ذکر شده در نظر گرفته شد. به این صورت که این مقدار به عنوان آستانه برای تعیین مرز مخزن انتخاب گردید و محدوده مقادیر بالاتر از آن به عنوان لایه تولید شناخته شد. این شاخص از رابطه زیر محاسبه شده است:

$$I = \phi \times T \times S_h = \phi \times T \times (1 - S_w) \quad (6)$$

در این فرمول I شاخص تعریف شده است و از حاصل ضرب مقادیر حدی پارامترها به صورت زیر به دست آمده است:

$$I_{\text{cut off}} = 11 \times 10 \times (100 - 35) = 7150 \quad (7)$$

برای مدل بلوکی از همان ابعاد مدل بلوکی تخمین کریجینگ استفاده شد و پس از آن، عملیات واریوگرافی متغیر شاخص حاصلضرب انجام گردید (شکل ۸).



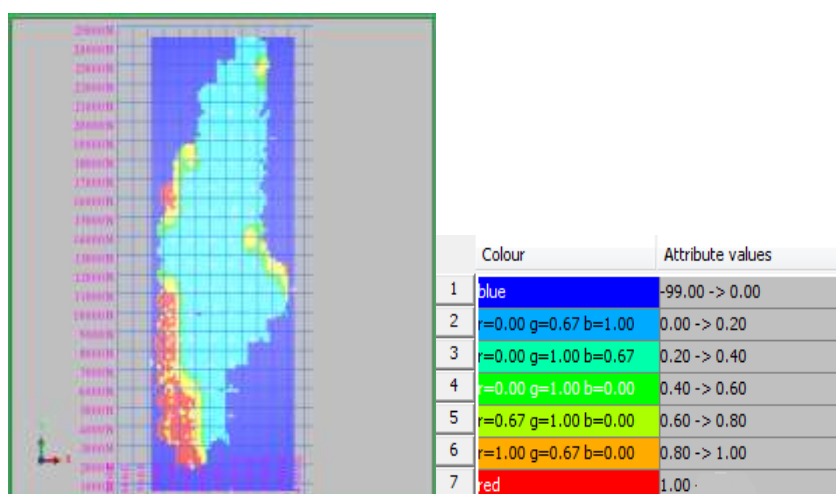
شکل ۸- واریوگرام متغیر شاخص حاصلضرب الف (در جهت صفر درجه ب) در جهت ۹۰ درجه

جدول ۵- مشخصات واریوگرام متغیر شاخص حاصلضرب

متغیر	مدل واریوگرام	اثر قطعه ای	سقف	دامنه (فوت)
شاخص حاصلضرب	کروی	۰/۲۱	۰/۴۱	در جهت اصلی: ۱۵۳۶

۵-۲- مشخص کردن محدوده مخزن^{۳۲}

پس از اینکه واریوگرام ها مدلسازی شدند، متغیر شاخص حاصلضرب با روش کریجینگ شاخص برای کل میدان تخمین زده شد تا بهترین محدوده مخزن با توجه به مقادیر این شاخص نشان داده شود. سپس برای هر بلوک یک احتمال حضور لایه تولید محاسبه (Prob=1-Indicator Kriging) شد تا چگونگی پراکندگی احتمال حضور هیدروکربن در کل میدان را بررسی کند و محدوده مخزن را نشان دهد.

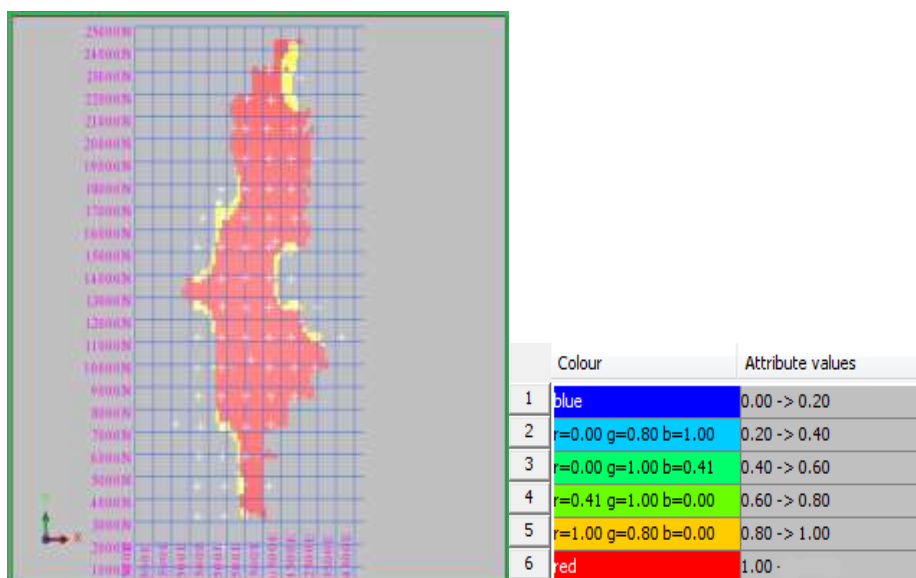


شکل ۹- مدل بلوکی تخمین کریجینگ شاخص حاصلضرب

بر روی مدل بلوکی متغیر شاخص حاصلضرب، یک مرز برآزش داده شد تا محدوده کلی مخزن را نمایش دهد. با در نظر گرفتن سطح احتمال ۸۰٪، محدوده قطعی حضور لایه تولید (با ۲۰ درصد خطا) در مدل بلوکی مشخص شد تا محدوده قطعی لایه بهره ده را نمایش دهد (شکل ۱۰).

³ Pay Zone

³²Constraint



شکل ۱۰- لایه تولید میدان نفتی مورد مطالعه با احتمال بالاتر از ۸۰ درصد

۳- بدست آوردن حجم سنگ مخزن و نفت درجا

حجم سنگ مخزن و میزان نفت درجای مخزن، با استفاده از فرمول های زیر و محاسبات در نرم افزار اکسل بدست آمد. نتایج در جدول شماره (۶) آورده شده است.

$$V = V_b \times N_b \tag{۸}$$

درجای مخزن = حجم سنگ مخزن، V_b = حجم یک بلوک، N_b = تعداد بلوک های محدوده مخزن، V_h = حجم هیدروکربور

$$V_h = V \times \phi \times S_h = V \times \phi \times (1 - S_w) \tag{۹}$$

جدول ۶- حجم سنگ مخزن و حجم هیدروکربور برجا مخزن

۱۷۷۵۰۰۰۰۰۰	حجم سنگ مخزن (فوت مکعب)
۱۴۷۴۵۶۳۵۴	حجم هیدروکربور درجای مخزن (فوت مکعب)
۲۴۳۳۱۴۹۲	حجم هیدروکربور درجای مخزن (بشکه)

۴- نتیجه گیری

در این پژوهش با توجه به داده های ۷۶ حلقه چاه مورد بررسی در این میدان مورد بررسی در حوضه نفتی جنوب غرب ایران، تخمین پارامترهای پتروفیزیکی شامل تخلخل، ضخامت و اشباع آب انجام و نتایج زیر حاصل شد:

- با توجه به هیستوگرام داده‌های خام، توزیع فراوانی داده‌ها تقریباً نرمال بود و نیازی به نرمال سازی داده‌ها نبود. پس از رسم نمودارهای پراکندگی، پراکندگی داده‌ها در میدان حاکی از این بود که مقادیر بالای تخلخل در بخش شمالی میدان متمرکز است که با انجام تخمین کریجینگ، نتایج مدل‌های بدست آمده نیز با این پراکندگی مطابق بود.
- با بدست آمدن هیستوگرام داده‌های خام، میانگین تخلخل برابر ۱۱/۹۱، ضخامت ۱۵/۶۴ و اشباع آب برابر ۳۱/۹۶ محاسبه گردید و با انجام عملیات واریوگرافی و محاسبه نسبت‌های آنیزوتروپی، مشاهده شد که هر سه پارامتر پتروفیزیکی تخلخل، ضخامت و اشباع آب آنیزوتروپ هستند.
- برای تخمین زمین آماری با استفاده از روش کریجینگ، در واریوگرام‌های محاسباتی در بعضی موارد در گام‌های بالا، روند افزایشی جزئی مشاهده گردید، ولی با توجه به اینکه واریوگرام‌ها در دامنه خاصی به سقف محلی خود رسیدند، از این روند جزئی در گام‌های بالا صرف نظر شده و تخمین با روش کریجینگ معمولی انجام گرفت.
- با استفاده از روش کریجینگ شاخص و در نظر گرفتن سطح احتمال ۸۰ درصد، محدوده قطعی حضور لایه تولیدی در مدل بلوکی مشخص گردید و میزان حجم سنگ مخزن و میزان حجم هیدروکربن در جای مخزن به ترتیب در حدود ۱ میلیارد و ۷۷۵ میلیون فوت مکعب گاز و ۲۴ میلیون و ۳۳۲ هزار بشکه نفت محاسبه شد.

سپاس و قدردانی

از داوران محترم مقاله جناب آقایان دکتر علیرضا بشری و دکتر بهمن سلیمانی تشکر و قدردانی می‌گردد.

منابع

- [۱] پیامی، ک.، کد خدایی، ع.، حمدی، ب.، رشیدی نژاد، آ.، ۱۳۹۲، مدل‌سازی سه بعدی تخلخل و تراوایی با استفاده از روش‌های زمین آماری در یکی از میداین گازی خلیج فارس، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، تهران، سال سوم، شماره نهم، صفحه ۲۰-۳۰.
- [۲] حسنی پاک، ع.، ا.، شرف الدین، م.، ۱۳۹۱، تحلیل داده‌های اکتشافی "انتشارات دانشگاه تهران، ۹۹۶ صفحه.
- [۳] طاهری ک. و محمدتراب ف.، ۱۳۹۶، استفاده از روش کریجینگ شاخص در مدل‌سازی مناطق با هرزروی بحرانی در مخزن آسماری یکی از میداین نفتی جنوب غرب ایران، پژوهش نفت، سال بیست و هفتم، شماره نود و پنج، صفحه ۹۱-۱۰۴.
- [4] ABRAHAM, A. B., EVANS, A. B., THOMPSON, B. E., 2019, "Analysis of spatial distribution pattern of reservoir petrophysical properties for horizontal well performance evaluation-A case study of reservoir x", *The Open Petroleum Engineering Journal*, **12**, 1-13.
- [5] AGBASI, E. A., AKANKPO, A., 2017, "Evaluation of reservoir's petrophysical Parameters, Niger Delta, Nigeria", *International Journal of Advanced Geosciences*, **5**, 19-25.
- [6] ALLI, M. M., NOWATZKI, E. A., and MYERS, D. E., 1990, "Probabilistic analysis of collapsing soil by indicator kriging", *Mathematical Geology*, **22**, 15-38.
- [7] AKBARI, K., 2010, Geology and modeling of Asmari and Bangestan Reservoirs in the field of study, *National Iranian South Oilfields Company*, Technical Report No. **6924**, 1-224.

- [8] CHABOCK, R., RIAHI, M. A., MEMARIANI, M., 2017, Determination of the petrophysical parameters using geostatistical method in one of the hydrocarbon reservoirs in south west of Iran”, *Journal of Scientific and Engineering Research*, **4**, 44-55.
- [9] KAVIYANI NEZHAD, H., TABATABAEI, H., 2017, simulation of petrophysical parameters of Asmari Reservoir using SGS method in Mansuri oil field, southwest of Iran, *Open Journal of Geology*, **7**, 1188-1199.
- [10] KHAN, N., REHMAN, K., 2019, petrophysical evaluation and fluid substitution modeling for reservoir depiction of jurassic datta formation in the Chanda Oil Field, Khyber Pakhtunkhwa, Northwest Pakistan, *Journal of Petroleum Exploration and Production Technology*, **9**, 159–176.
- [11] KIAKOJURY, M., ZAKARIAEI, S. J. S., RIAHI, M. A., 2018, investigation of petrophysical parameters of Kangan Reservoir formation in one of the Iran south hydrocarbon fields, *Open Journal of Yangtze Oil and Gas*, **3**, 36-56.
- [12] KAMALI, M. R., OMIDVAR, A., KAZEMZADEH, E., 2013, 3D geostatistical modeling and uncertainty analysis in a Carbonate Reservoir, SW Iran, *Journal of Geological Research*, **21**, 1-7.
- [13] KASMAEE, S., and TORAB F. M., 2014, risk reduction in sechahun Iron ore deposit by geological boundary modification using multiple indicator kriging, *Journal of Central South University*, **21**, 2011-2017.
- [14] LEUANGTHONG, O., KHAN, K. D., and DEUTSCH, C. V., 2008, solved problems in geostatistics, *John Wiley & Sons Publication*, 208.
- [15] MARINONI O., 2003, improving geological models using a combined ordinary–indicator kriging approach, *Engineering Geology*, **69**, 37-45.
- [16] NABIKHANI, N., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Kadkhodaie, A., Yosefpour, M. R., 2012, the evaluation of reservoir quality of Sarvak Formation in one of oil fields of the Persian Gulf, *Journal of Petroleum Science and Technology*, **2**, 3-15.
- [17] SHA, F., XIAO, L., MAO, Z., and JIA, C., 2018, petrophysical characterization and fractal analysis of Carbonate Reservoirs of the eastern margin of the Pre-Caspian Basin, *Journal of Energies*, **12**, 1-17.
- [18] YETEN, B., GUMRAH, F., 2000, the use of fractal neural networks artificial geostatistics for Carbonate Reservoir characterization, *Transport in Porous Media*”, **41**, 173-195.
- [19] ZHOA, P., ZHUANG, W., SUN, Z., WANG, Z., LUO, X., MAO, M., TONG, Z., 2016, methods for estimating petrophysical parameters from well logs in tight oil reservoirs: a case study, *Journal of Geophysics and Engineering*, **13**, 78–85.
- [20] ZEKRI, A. R. Y., SHEDID, S. A., & ALMEHAIDEB, R. A., 2013, experimental investigations of variations in petrophysical rock properties due to carbon dioxide flooding in oil heterogeneous low permeability Carbonate Reservoirs” *Journal of Petroleum Exploration and Production Technology*, **3**, 265–277.

بررسی حوادث زیستی قاعده‌های زمانی کنیاسین و سانتونین سازند سورگانه، چاه ماله کوه و سرکان، جنوب باختری خرم‌آباد

محمد حدادی^۱، محمد وحیدی نیا^{۲*}، محمد حسین محمودی قرائی^۲، میثم شفیعی اردستانی^۳

۱- دانشجوی دکتری، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳- دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران و مدرس آموزشگاه صنعت و هنر

*Vahidinia@ferdowsi.um.ac.ir

دریافت شهریور ۱۳۹۸، پذیرش اردیبهشت ۱۳۹۹

چکیده

در این مطالعه سازند سورگانه در چاه ماله کوه و سرکان، در جنوب باختری خرم‌آباد بر اساس مدل‌های حوادث زیستی مورد مطالعه دقیق قرار گرفته است. سازند سورگانه در چاه شماره یک ماله کوه و سرکان به ترتیب ۸۲ و ۶۶ متر ضخامت دارد و از پایین بر روی آهک‌های سروک و از بالا نیز سازند آهکی ایلام بر روی سازند سورگانه قرار گرفته است. لیتولوژی غالب در دو چاه مذکور از شیل، شیل آهکی بامیان لایه‌هایی از سنگ آهک به همراه گلاکونیت و پیریت تشکیل شده است. در این دو برش دو مرز زمانی تورونین-کنیاسین و کنیاسین-سانتونین در داخل زون زیستی *Dicarinella concavata Interval Zone* شناسایی گردید که بر اساس FODs گونه‌های روزن بران شناور *Globotruncana* و *Dicarinella concavata* نام‌های *lapparenti* مرز زمانی تورونین-کنیاسین تعیین شده است. همچنین بر اساس FODs گونه‌هایی از روزن بران شناور به نام‌های *Dicarinella asymetrica* و *Globotruncana linneiana* (Pill Box Like) مرز زمانی کنیاسین-سانتونین در سازند مورد مطالعه شناسایی گردید. حوادث زیستی شناسایی شده در اطراف مرز زمانی تورونین-کنیاسین در تطابق کامل با مدل کوچونی و سیلوا و در اطراف مرز زمانی کنیاسین-سانتونین قابل مقایسه با مدل لامولدا است. کلمات کلیدی: حوضه رسوبی زاگرس، سازند سورگانه، روزن بران شناور، حوادث زیستی، قاعده زمانی کنیاسین و سانتونین.

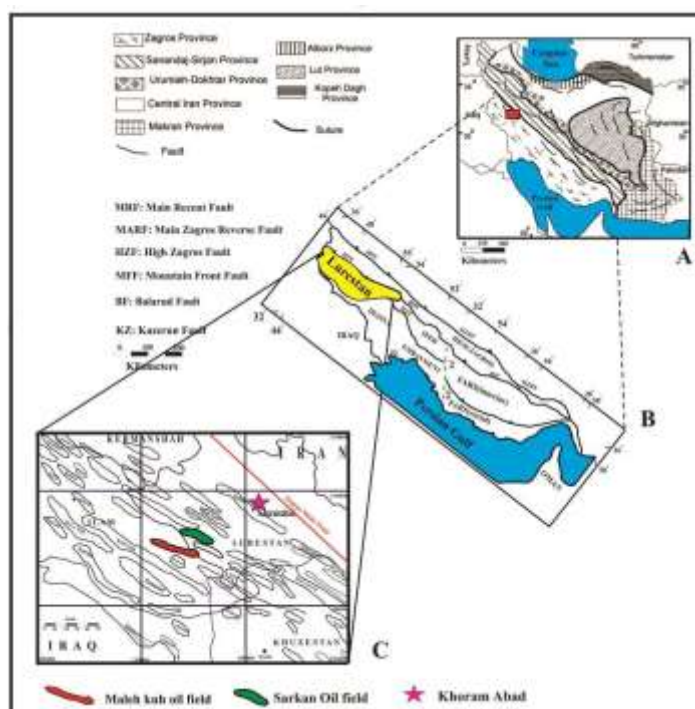
۱- مقدمه

از جمله مقاطع چینه شناسی معرفی شده در دنیا جهت ثبت GSSP (Global Stratotype Section and Point) و تعیین قاعده زمانی کنیاسین (مرز تورونین-کنیاسین) مقطع چینه شناسی Salzgitter-Salder در آلمان و مقطع چینه شناسی Slupia در کشور لهستان است [۳۵]؛ که در تمام برش‌های پیشنهادی جهت تعیین مرز تورونین-کنیاسین از اولین ظهور گونه اینوسرامیدی *Cremnoceramus deformis erectus* استفاده می‌شود [۱۶]. در گذشته از FAD گونه آمونیتی *Forresteria petrocoriensis* برای تعیین مرز زمانی تورونین-کنیاسین بهره می‌بردند [۱۵ و ۳۸ و ۳۹] که در کارهای بعدی bio-events به طور دقیق‌تر صورت گرفته است.

بر اساس وجود روزن بران شناور شروع زیست زون *Dicarinella concavata* Interval Zone نشان‌دهنده محدوده زمانی انتهای تورونین پسین است و مرز زمانی مذکور در داخل این زیست زون شناور قرار می‌گیرد [۲۷]. همچنین بر اساس اولین ظهور گونه‌های روزن بران شناوری مانند *Globotruncana lapparenti*, *Contusotruncana fornicata*, *Ventilabrella austiniana* می‌توان محل تقریبی مرز زمانی تورونین-کنیاسین را مشخص نمود [۱۲] گذر مرز زمانی Coniacian-Santonian به واسطه FO گونه اینوسرامیدی به نام *Platyceramus undulatoaplicatus* (Roemer) مشخص می‌گردد. این گونه دارای پخش و پراکندگی وسیع در آمریکا شمال اروپا و آفریقای جنوبی ماداگاسکار و آسیای مرکزی گزارش گردیده شده است [۱۸ و ۱۹] در خلال دومین همایش بین‌المللی آشکوب‌های کرتاسه که در Brussels از ۱۶ سپتامبر در سال ۱۹۹۵ برگزار شد سه برش به عنوان کاندیدای GSSP (Global basal boundary Stratotype section and point) قاعده آشکوب Santonian پیشنهاد گردید. اولین مقطع چینه شناسی به نام Olazagutia Quarry (Navarra, Spain) که توسط Lamolda [۱۹] پیشنهاد گردید. دومین کاندیدا Seaford Head (Sussex, England) می‌باشد که توسط Mortimore پیشنهاد گردید و در انتها برش Ten Mile Creek (Dallas, Texas) بوده که توسط Kauffman و Gale پیشنهاد گردید؛ که در این میان GSSP قطعی برای قاعده زمانی سانتونین برش Olazagutia Quarry در دنیا انتخاب شده است. هدف اصلی از انجام این مطالعه تعیین مرزهای تورونین-کنیاسین (قاعده زمانی کنیاسین) و کنیاسین-سانتونین (قاعده زمانی سانتونین) در سازند سورگاه بر اساس روزن بران شناور است. با توجه به عدم حضور گونه‌های اینوسرامیدی در دو چاه مذکور از ظهور و انقراض گونه‌های مختلف روزن بران شناور برای تعیین قاعده های زمانی استفاده شده است.

۲- موقعیت جغرافیایی چاه‌های مورد مطالعه

چاه مورد نظر در میدان نفتی ماله‌کوه در شهرستان پلدختر (جاده خرم‌آباد- پلدختر) در استان لرستان و در مجاورت رودخانه‌ی کشکان قرارداد. برای رسیدن به این چاه، پس از طی ۷ کیلومتر از شهرستان پلدختر به سمت خرم‌آباد به روستای بابازید رسیده و با ادامه مسیر به سمت غرب این روستا و طی ۴ کیلومتر به چاه شماره ۱ ماله‌کوه می‌رسیم. این چاه دارای مختصات جغرافیایی $33^{\circ}12'28''$ عرض شمالی و $47^{\circ}42'17''$ طول شرقی می‌باشد (شکل ۱). میدان نفتی سرکان در تاق‌دیزی به همین نام در شمال شرقی کوه سلطان در ۲۹ کیلومتری جاده پلدختر- خرم‌آباد و در محدوده شهر معمولان قرار دارد که برای دسترسی به چاه شماره ۱ این میدان پس از طی ۵ کیلومتر در جاده‌ای واقع در شمال شرق معمولان به چاه مورد نظر می‌رسیم. این چاه دارای مختصات جغرافیایی $33^{\circ}16'58''$ عرض شمالی و $47^{\circ}49'14''$ طول شرقی است (شکل ۱).



شکل ۱- نقشه‌ی میدان‌های نفتی مناطق نفت‌خیز جنوب که موقعیت دو چاه مورد مطالعه در آن قابل مشاهده است. (A) نقشه ایران که پهنه مختلف در آن نشان داده شده است [۱۴] (B). نقشه‌ی حوضه‌ی زاگرس که در آن زیر زون‌های مختلف قابل مشاهده است [۱۰] (C) نقشه‌ی میدانین نفتی

۳- مواد و روش‌ها

در روند کار و در مرحله اول مقاطع میکروسکوپی حاصل از مغزه‌های حفاری مورد بررسی قرار گرفتند. در ابتدا مطالعه زیست‌چینه‌نگاری به انجام رسید. سپس برای هر چاه ستون زیست‌چینه‌نگاری با توجه به پراکندگی و ظهور و انقراض روزن بران شناور رسم شد. از آنجاکه مطالعه بر روی مرزهای زمانی تورونین-کنیاسین و کنیاسین-سانتونین بوده است نظریه‌های مختلف در مورد این مرزها جمع‌آوری و بررسی شده است. سپس به بررسی این قاعده‌های زمانی در چاه‌های مورد نظر پرداخته ایم.

در مورد زیست‌چینه‌نگاری بر اساس روزن بران شناور مطالعات زیادی به انجام رسیده است. منجری و وزیري مقدم [۷] در مطالعه سازند سورگه دربرش الگو سن تورونین بالایی تا سانتونین پسین را گزارش کرده‌اند. رازیانی و صادقی [۵] نیز بر مبنای روزن بران پلانکتون سن تورونین پسین تا سانتونین پیشین را برای این سازند تعیین نموده‌اند. غبیشاوی و همکاران [۶] مطالعاتی بر روی چینه‌شناسی و رسوب‌شناسی گروه بنگستان در تاق‌دیس بنگستان و میدان نفتی پارس انجام داده و ۹ ریز رخساره و محیط شلف باز و سه بایوزون به سن کنیاسین تا سانتونین را برای سازند سورگه و ایلام تعیین کردند. حدادی و همکاران [۲ و ۳] سن سازند را انتهای تورونین میانی تا سانتونین میانی تعیین کرده‌اند. آزاد بخت و همکاران [۱] برای این سازند سن تورونین تا سانتونین، کاظمی و همکاران [۱۷] سن تورونین پسین تا ابتدای سانتونین پسین، دانشیان و همکاران [۴] سن تورونین میانی تا سانتونین پسین را بر اساس مطالعه روزن بران در این سازند اعلام کرده‌اند.

برای تعیین مرز زمانی Turonian-Coniacian مدل‌های متعددی توسط دانشمندان مختلف ارائه شده است که تنها به بررسی جامع حوادث زیستی روزن بران شناور اشاره می‌گردد:

۴- مدل Bio-events روزن بران شناور برای مرز زمانی Turonian-Coniacian از سال ۱۹۶۹ تا سال ۲۰۱۵:

این مدل از مجموع ۱۹ نظریه از محققان مختلف در مناطق مختلف تئیس حاصل شده که به برخی از مهم‌ترین آن‌ها می‌پردازیم:

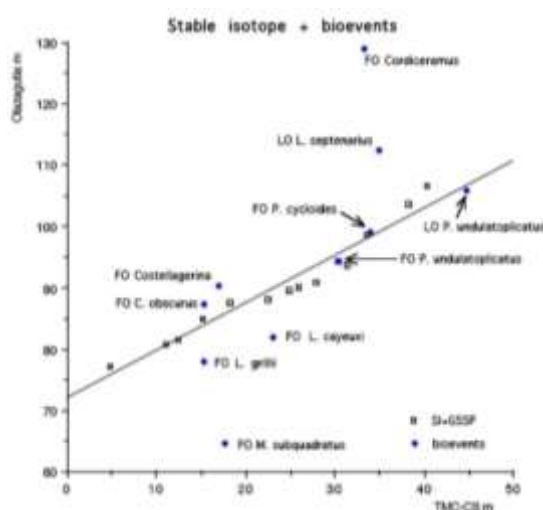
Signal, 1971 [۳۲] معتقد است که FOs گونه‌های *Marginotruncana sigali* + *Marginotruncana schneegansi* مشخص‌کننده زیر آشکوب تورونین پسین بوده و bio-event خاصی را برای زیر آشکوب دیگر معرفی نمی‌کند. Vanhint, Robaszynski و همکارانش [۲۸ و ۳۴]، LO گونه *Marginotruncana renzi* و FO گونه *Archaeoglobigerina cretacea* را گونه‌های مشخص‌کننده زیر آشکوب تورونین پسین و FOs گونه‌های *Dicarinella concavata* (Tethyn), *Di. primitiva* (Boreal), *Hedbergella flandrini*, *Marginotruncana sinuosa* را به همراه FOs گونه‌های *Hedbergella hoelzi*, *Whiteinella archaeocretacea* مشخص‌کننده زیر آشکوب کنیاسین پیشین می‌دانند. Tur و همکارانش [۳۳] معتقد هستند که مرز زمانی مورد نظر در داخل بایوزون روزن بران شناور Partial Range Zone *Marginotruncana coronata* قرار می‌گیرد و FOs گونه‌های *Marginotruncana sinuosa*, *Dicarinella concavata* و Premoli-Silva و Verga [۲۶] معتقد به فرضیه Franco بوده و گونه خاصی را برای تعیین این مرز زمانی در نظر نمی‌گیرند و تنها FOs *Pseudoguembelin* و LO گونه *H. helvetica* و متنوع شدن جنس *Marginotruncana* را از جمله پارامترهای زیر آشکوب تورونین میانی می‌دانند. Babazadeh [۸] FOs گونه‌های *Marginotruncana undulata*, *Dicarinella concavata* را جزو گونه‌های شاخص زیر این مرز زمانی و FOs گونه‌های *Marginotruncana sinuosa*, *M. coronata* را گونه‌های شاخص بالای این مرز در نظر می‌گیرد. Peryt [۲۰] نیز FOs گونه‌های *M. sinuosa*, *Di. concavata* را جزو گونه‌های شاخص زیر مرز در نظر می‌گیرد. Wiese [۳۷] نیز FO گونه *Dicarinella primitiva* را گونه شاخص قاعده کنیاسین در نظر می‌گیرد. Coccioni & Premoli-Silva [۱۲] بر اساس اولین حضور گونه‌های *Globotruncana lapparenti*, *Contusotruncana fornicata*, *Ventilabrella austiniana* مرز زمانی تورونین - کنیاسین را به صورت تقریبی تعیین کردند (شکل ۲).

Substage	Lower Coniacian	Upper Turonian
Belli 1962	LO- <i>Hedbergella sinuosa</i>	Vacant
Pessagno 1967	LO- <i>Hedbergella sinuosa</i>	Vacant
Pratum 1971	LO- <i>Hedbergella sinuosa</i>	Vacant
Sigal 1971	Vacant	FO- <i>Marginotruncana sigali</i> + <i>Marginotruncana schneegansi</i>
Nurthin 1976	Vacant	FO- <i>Marginotruncana renzi</i>
Wiesner 1976	FO- <i>Dicarinella concavata</i> (Tethyn)	LO- <i>Marginotruncana renzi</i>
Wiesner 1979	FO- <i>Di. primitiva</i> (Boreal), LO- <i>H. helvetica</i>	FO- <i>Archaeoglobigerina cretacea</i>
Wiesner 1980	FO- <i>Dicarinella primitiva</i>	Vacant
Caron 1985	FO- <i>Dicarinella primitiva</i> , LO- <i>H. helvetica</i>	LO- <i>Falsotruncana madalavoi</i>
Lamella 1985	FO- <i>Dicarinella primitiva</i> , LO- <i>H. helvetica</i>	FO- <i>Archaeoglobigerina cretacea</i> , FO- <i>Marginotruncana sinuosa</i> + <i>schneegansi</i>
Bokkum 1985	FO- <i>Marginotruncana sinuosa</i>	Vacant
Gebhardt 2001	FO- <i>Dicarinella concavata</i> , FO- <i>Marginotruncana sinuosa</i>	FO- <i>Dicarinella primitiva</i> , FO- <i>Hedbergella flandrini</i>
Tur 2001	FO- <i>Dicarinella concavata</i> , FO- <i>Marginotruncana sinuosa</i>	Vacant
Francis 2005	Vacant	Vacant
Wiesner 2005	FO- <i>Dicarinella concavata</i>	FO- <i>Pseudoguembelin</i> (Middle Turonian), LO- <i>H. helvetica</i> , Diversification of <i>Marginotruncana</i> (Middle Turonian)
Jon 2004	Vacant	FO- <i>Marginotruncana parvicostata</i>
Peryt 2004	Vacant	FO- <i>Marginotruncana sinuosa</i> , FO- <i>Marginotruncana renzi</i>
Babazadeh 2007	FO- <i>Marginotruncana sinuosa</i> + <i>schneegansi</i> , <i>Marginotruncana cretacea</i>	FO- <i>Marginotruncana sinuosa</i>
Peryt 2010	Vacant	FO- <i>Dicarinella concavata</i> , FO- <i>Marginotruncana renzi</i>
Wiese 2010	Vacant	FO- <i>Marginotruncana sinuosa</i>
Coccioni & Premoli-Silva 2010	FO- <i>Dicarinella primitiva</i>	Vacant
	FO- <i>Dicarinella concavata</i> , <i>Globotruncana lapparenti</i> , <i>Contusotruncana fornicata</i>	LO- <i>Marginotruncana sigali</i> , <i>Dicarinella primitiva</i>

شکل ۲- مدل Bio-events روزن بران شناور برای مرز زمانی Turonian-Coniacian از سال ۱۹۶۹ تا سال ۲۰۱۵

۵- مرز زمانی Coniacian-Santonian

مطالعه Graphic correlation انجام شده بر اساس ایزوتوپ‌های پایدار و main bio-events های مرز زمانی Coniacian-Santonian حاکی از نزدیک بودن گونه اینوسرامیدی *Platyceramus undulatoplicatus* به Correlation line دربرش های پیشنهادی برای GSSP قاعده سانتونین و حاکی از مارکر بودن این گونه برای تعیین این مرز زمانی در دنیا است که مطابق با این نمودار گونه‌هایی که دارای حداکثر نزدیکی به مرز زمانی موردنظرند به عنوان main-bioevents برای تعیین مرز در دنیا پیشنهاد می‌گردند. که بر این اساس *P.undulatoplicatus* به عنوان شاخص اولیه و گونه اینوسرامیدی که بر این اساس در نزدیکی خط تطابق نموداری نزدیک به مارکر اولیه ولی نه در تطابق کامل گونه *Platyceramus cycloides cycloides* بوده که به عنوان یکی از مارکر های اصلی بعد از *P.undulatoplicatus* می‌باشد و در جاهایی که این گونه یافت نمی‌گردد به عنوان یکی از شاخصه‌های تعیین مرز Coniacian-Santonian در نظر گرفته می‌شود (نمودار ۱).



نمودار ۱- تطابق نموداری bio-events با ایزوتوپ‌های پایدار با اقتباس از Lamolda 2002(SWG-report)

تاکنون مدل‌های مختلف bio-event در مورد مرز زمانی Coniacian-Santonian ارائه شده است که ما در اینجا لازم می‌دانیم که به مهم‌ترین آنها در ادامه اشاره کنیم:

۱-۵ مدل Bio-events روزن بران شناور در اطراف مرز Coniacian-Santonian در دنیا از سال ۱۹۶۶ تا ۲۰۱۱:

بر این اساس Bolli [۹] تنها FO گونه *Dicarinella concavata* را گونه شاخص تعیین‌کننده مرز زمانی Coniacian-Santonian در نظر می‌گیرد. Pessango [۲۲] و Postuma [۲۴]، FO گونه *Dicarinella concavata* را گونه اصلی تعیین‌کننده این مرز زمانی می‌دانند. [۳۲ و ۳۴] هیچ گونه روزن بران شناوری را در تعیین این مرز زمانی مؤثر نمی‌دانند. Premoli-Silva و Verga [۲۶] FOs دو جنس *Eohastegerinella*, *Sigalia*, *Ventilabrella* را پارامترهای تعیین بالای این مرز دانسته‌اند. Lamolda و همکارانش [۱۹] FOs گونه‌های *Sigalia carpatica*, *Costeligerina pilula* به عنوان events زیر مرز و FO گونه *Globotruncana linneiana* (pill box like) را به عنوان event بالای مرز در نظر

می‌گیرند. Babazadeh و همکارانش [۸]، Lo گونه *Marginotruncana schneegansi* را event زیر و FOs گونه‌های می‌گیرند. Toshimitsu و همکارانش [۳۰] تنها FO گونه *Dicarinella asymetrica* را event اصلی و بالای مرز زمانی در نظر می‌گیرد. Petrizzo [۲۳]، FOs گونه‌های *Dicarinella asymetrica*، *Planoheterohelix papula*، *Globotruncana* spp و همچنین LO، *Whiteinellids* را جزو events زیر مرز و FOs گونه‌های *Costellagerina* spp و همچنین *arca*، *Ventilabrella austiniana* را به عنوان bio-events بالای مرز در نظر می‌گیرد [۱۳] همچنین در عرض‌های جغرافیایی پایین بر اساس اولین حضور گونه‌های *Dicarinella asymetrica*، *Globotruncana neotricarinata* و اولین حضور *Globotruncana linneiana* (Pill Box Like) می‌توان مرز کنیاسین- سانتونین (قاعده زمانی سانتونین) را تعیین نمود [۲۳] (شکل ۳).

Substage	Lower Santonian	Upper Coniacian	bio-events	Author/Year
Bolli 1969	FO= <i>Dicarinella concavata</i>	Vacant		Bolli 1969
Pessagno 1967	FO= <i>Dicarinella concavata</i>	Vacant		Pessagno 1967
Postuma 1971	FO= <i>Dicarinella concavata</i>	Vacant		Postuma 1971
Sigal 1971	Vacant	Vacant		Sigal 1971
Vachint 1976	Vacant	FO= <i>Marginostruncana sigali</i> + <i>Marginostruncana renzi</i>		Vachint 1976
Babazadeh 1979	LO= <i>Heterohelix simplex</i> FO= <i>Dicarinella asymetrica</i>	LO= <i>Dicarinella imbricata</i>		Babazadeh 1979
Wonders 1980	FO= <i>Dicarinella concavata</i>	Vacant		Wonders 1980
Caron 1983	LO= <i>Dicarinella primitiva</i> LO= <i>Heterohelix</i> , LO= <i>Heterohelix</i> LO= <i>Planohelix papula</i> , LO= <i>Planohelix papulata</i>	FO= <i>Heterohelix imbricata</i>		Caron 1983
Lamella 1985	FO= <i>Contusotruncana formicata</i>			Lamella 1985
Silva+Verga 2004	FO= <i>Eoheterohelix</i>	Vacant		Silva+Verga 2004
El Amri and Zaghib-Turki, 2009	FO= <i>Sigalia</i> , FO= <i>Heterohelix</i>			El Amri and Zaghib-Turki, 2009
Lamella 2007	FO= <i>Globotruncana mansuoverna</i> (Gandolfi) FO= <i>Sigalia carpatica</i> Sotaj and Samuël	FO= <i>Sigalia carpatica</i> FO= <i>Costellagerina papula</i>		Lamella 2007
Babazadeh 2007	FO= <i>Marginostruncana turpinoensis</i> FO= <i>Contusotruncana formicata</i>	LO= <i>Marginostruncana schneegansi</i>		Babazadeh 2007
Toshimitsu 2007	FO= <i>Dicarinella asymetrica</i>	Vacant		Toshimitsu 2007
Petrizzo 2007	FO= <i>Globotruncana arca</i> FO= <i>Heterohelix austiniana</i>	LO= <i>Whiteinellids</i> FO= <i>Heterohelix papula</i> FO= <i>Costellagerina</i>		Petrizzo 2007
Petrizzo 2011	FO= <i>Dicarinella asymetrica</i> <i>Globotruncana neotricarinata</i> <i>Globotruncana linneiana</i>	LO= <i>Dicarinella concavata</i>		Petrizzo 2011

شکل ۳- مدل bio-events روزن داران شناور در اطراف مرز Coniacian-Santonian در دنیا از سال ۱۹۶۶ تا ۲۰۱۱

۲-۵- تعیین قاعده های زمانی تورونین-کنیاسین و سانتونین در سازند

سورگانه، چاه ماله کوه و سرکان:

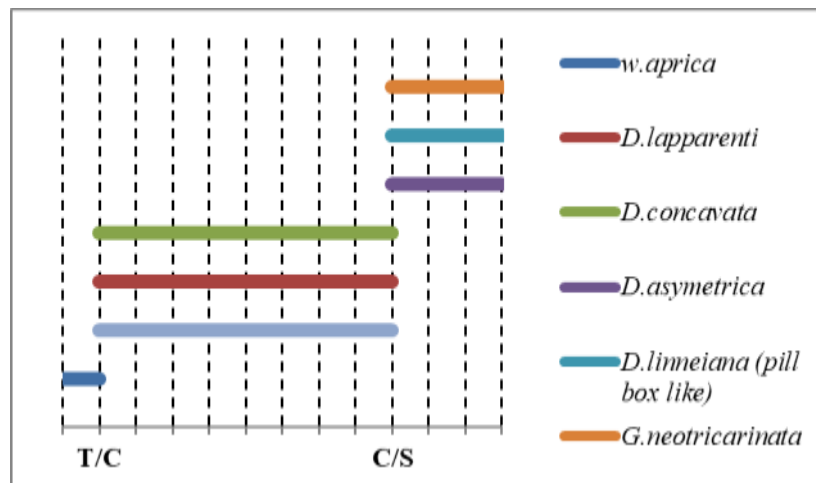
در این مطالعه مجموعه روزن بران شناور بررسی و سپس به تعیین مرزهای زمانی قاعده آشکوب های کنیاسین و سانتونین پرداخته شده است. در ابتدا با توجه به تنوع و فراوانی بالای روزن بران شناور شناسایی آن‌ها صورت گرفت که از منابعی همچون:

[۲۵ و ۲۶ و ۲۸ و ۲۹ و ۳۰] استفاده شده است. بر طبق مطالعه روزن داران شناور ۳۸ گونه متعلق به ۱۰ جنس درچاه ماله کوه و ۳۲ گونه متعلق به ۱۰ جنس در چاه سرکان شناسایی شده است. بر اساس این فسیل‌ها ۳ بایوزون به صورت زیر تفکیک گردید:

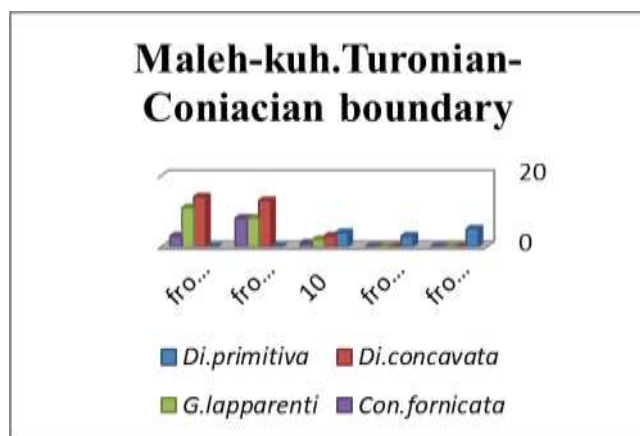
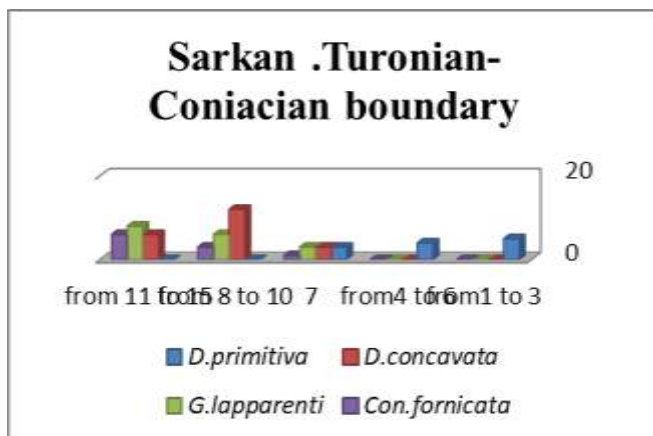
1-*Dicarinella primitiva* (Caron, 1978) Interval Zone, 2- *Dicarinella concavata* (Sigal, 1995) Interval Zone 3-*Dicarinella asymetrica* (Postuma, 1971) Total Range Zone

که نشان‌دهنده‌ی محدوده‌ی زمانی انتهای تورونین میانی - سانتونین پسین برای این سازند می‌باشد. مطالعات اخیر نیز نشان-دهنده‌ی آن است که اولین حضور گونه‌های *Dicarinella primitiva* و *Dicarinella concavata* از انتهای آشکوب تورونین می‌باشد (نمودار ۲). از آنجاییکه در بیشتر نقاط دنیا و ایران اولین حضور گونه‌ی اینوسرامیدی (Meek 1918) *Cremnoceramus deformis erectus* مشخص‌کننده‌ی پایین‌ترین حد آشکوب کنیاسین است لذا اولین حضور این دو گونه از فرامینفرها قبل از گونه‌ی اینوسرامیدی مذکور می‌باشد [۱۵ و ۳۱ ۳۶]. با توجه به آنکه یکی از فسیل‌های شاخص جهت تعیین قاعده زمانی کنیاسین *Globotruncana lapparenti* و جهت تعیین قاعده زمانی سانتونین فسیل *Globotruncana linneiana* است. لذا نحوه تشخیص و تمایز این دو گونه بسیار حائز اهمیت می‌باشد. عمده‌ترین و شاخص‌ترین تمایزهای دو گونه مذکور این است که در گونه *G.lapparenti* موقعیت دهانه اولیه تماماً نافی بوده و ناف در این گونه حالتی پهن و عمیق دارد. این در حالی است که گونه *G.linneiana* دهانه اولیه حالت نافی - خارج نافی داشته و ناف حالتی باریک و کم عمق دارد [۴۰].

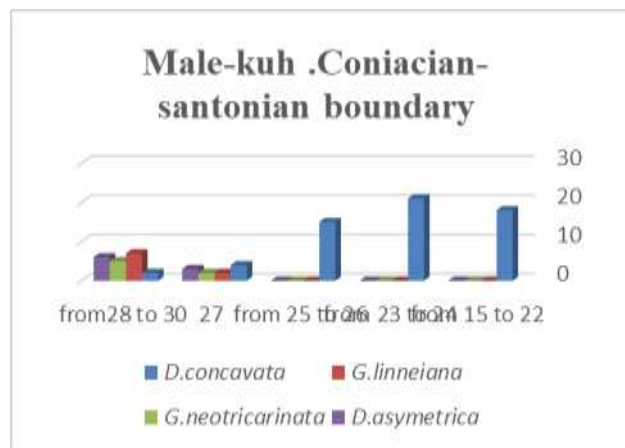
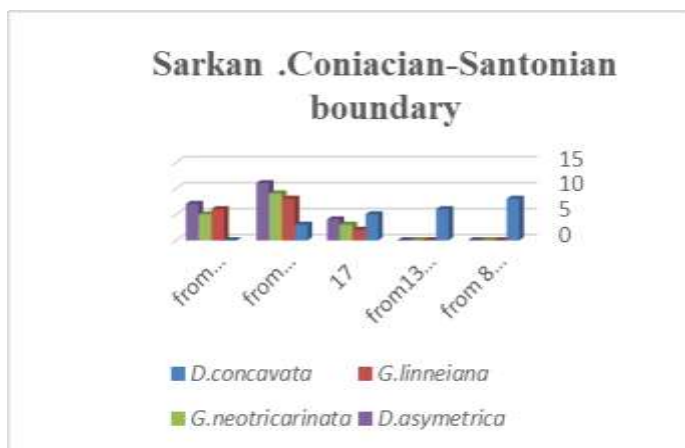
لازم به ذکر است از آنجایی که نمونه اینوسرامیدی بر اساس نظریه‌های مختلف بیان شده در دو چاه وجود نداشت تنها از ظهور و انقراض روزن بران شناور موجود برای تعیین مرز استفاده شده است. در واقع می‌توان به تنهایی با بکارگیری این روزن بران شناور قاعده‌های زمانی را تعیین کرد. در این دو چاه که در فاصله ۲۰ کیلومتری از یکدیگر قرار دارند تنها دو مرز زمانی تورونین-کنیاسین و کنیاسین-سانتونین در داخل زون زیستی *Dicarinella concavata* Interval Zone اولین حضور گونه‌های شناسایی گردید. برای اینکه بتوانیم مرز تورونین- کنیاسین را مشخص کنیم از FADs اولین حضور گونه‌های *Dicarinella concavata*, *Globotruncana lapparenti* قاعده زمانی کنیاسین (مرز زمانی تورونین-کنیاسین) بر اساس مدل [۱۲] تعیین گردید (نمودار ۲).



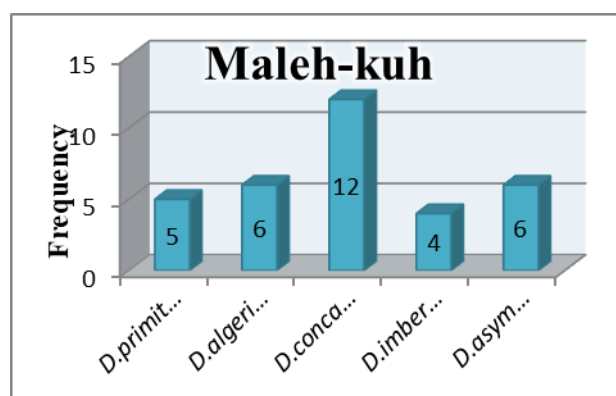
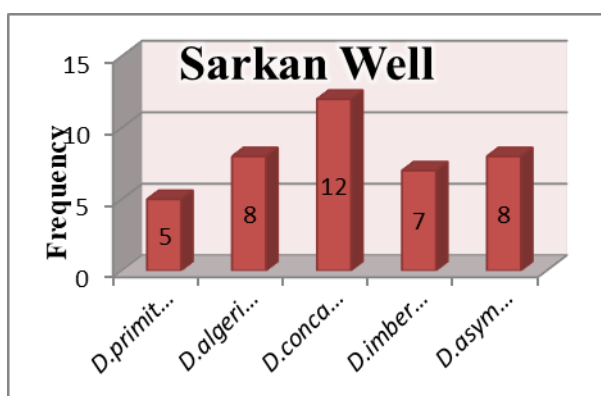
نمودار ۲- ظهور و انقراض گونه‌های مهم در تعیین مرزهای زمانی تورونین-کنیاسین و کنیاسین - سانتونین . مرز زمانی تورونین-کنیاسین را بر اساس حضور گونه‌های *Di.concavata*, *C.fornicata*, *G.lapparenti* و مرز کنیاسین-سانتونین را بر اساس اولین حضور گونه‌های *Di.asymetrica*, *Globotruncana linneiana* (Pill Box Like), *G.neotricarinata* بر اساس مدل [۱۲]



نمودار ۳- نمودار ستونی گونه‌های شاخص تعیین مرز زمانی تورونین- کنیاسین دربرش چاه شماره یک ماله کوه (سمت راست) و سرکان (سمت چپ)



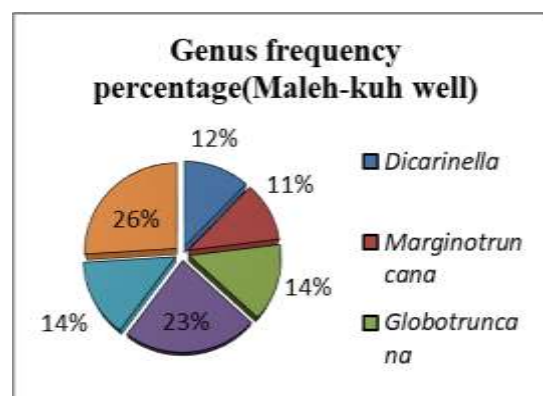
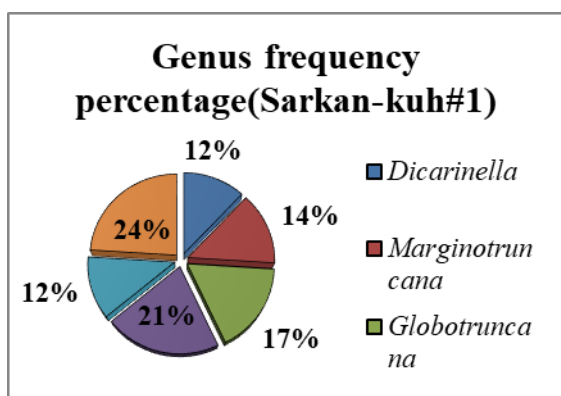
نمودار ۴- نمودار ستونی گونه‌های شاخص تعیین مرز زمانی کنیاسین- سانتونین دربرش چاه شماره یک ماله کوه (سمت راست) و سرکان (سمت چپ)



(سمت چپ)

نمودار ۵- تنوع و فراوانی گونه‌های جنس *Dicarinella* در چاه شماره یک سرکان و ماله کوه

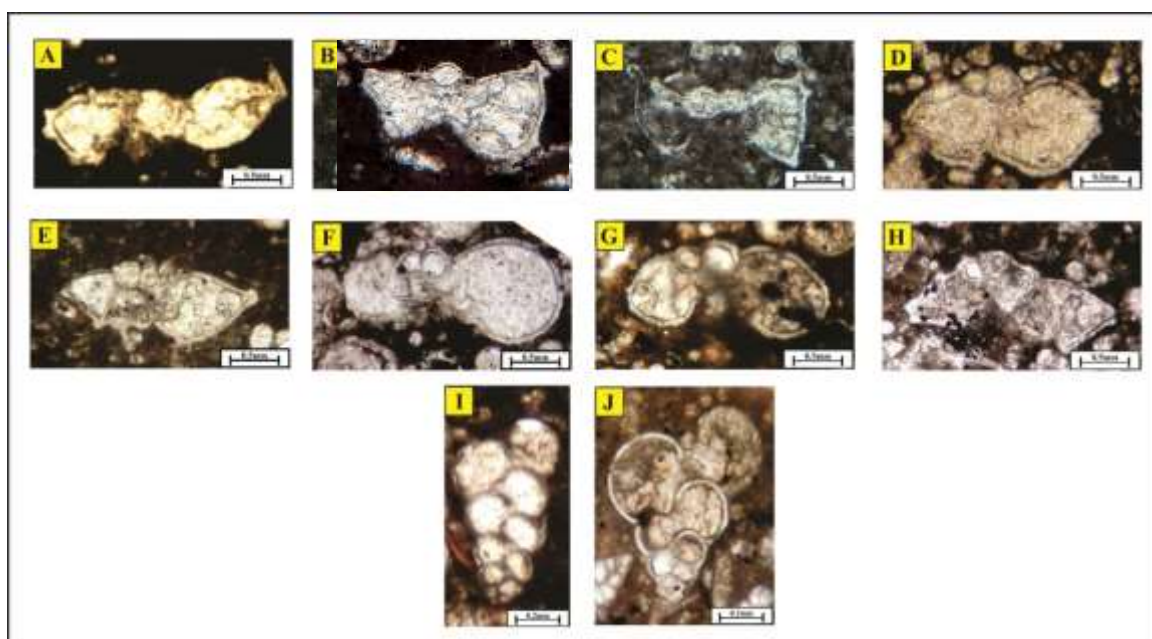
پس از شروع این مرز اشکال کارن دار در دو برش دارای تنوع و فراوانی بیشتری پیدا می‌کنند که خود نشان‌دهنده این است ، بعد از این مرز زمانی محیط از نظر دیرینه بوم‌شناسی (پالئو اکولوژی) تغییر کرده و رسوبات مناطق عمیق‌تر جایگزین



رسوبات مناطق کم‌عمق شده‌اند و از این رو عمق حوضه رسوبی افزایش یافته است (نمودار ۶).

نمودار ۶- فراوانی جنس‌های دارای اهمیت کارن و بدون کارن در فاصله بین دو مرز زمانی تعیین شده در دو چاه مورد مطالعه

مرز زمانی در چاه ماله کوه مربوط در ۱۶,۵ متری ابتدای سازند سورگه در عمق ۱۴۰۸ متری شناسایی شده و لیتولوژی آن شیل آهکی تا آهک می‌باشد و غنی از روزن بران شناور است. در چاه سرکان این مرز در ۱۰,۵ متری قاعده سازند و در عمق ۱۳۹۸,۵ متری چاه مشاهده می‌شود. جهت شناسایی مرز کنیاسین - سانتونین از جنس‌های دیگر روزن بران شناور استفاده شده است. بر این اساس FADs گونه‌هایی از روزن بران شناور به نام‌های *Globotruncana linneiana*(Pill Box Like), *Dicarinella asymetrica*, *Globotruncana neotricarinata* ماله کوه و سرکان نشان می‌دهند. این مرز زمانی در چاه ماله کوه و سرکان به ترتیب در ۴۰ و ۲۵,۵ متری سازند سورگه مشاهده شده و گونه‌ها دارای کیل‌های دوتایی و بافاصله از هم در این محدوده مشاهده می‌شود. این مرز زمانی در چاه ماله کوه و سرکان در عمق ۱۳۶۸ و ۱۳۸۴ متری قرار دارد (شکل ۴ و ۵).



شکل ۶- تصاویر میکروفسیل ها

- A: *Dicarinella primitiva* (Dalbiez, 1955) B: *Dicarinella concavata* (Brotzen, 1934)
 C: *Dicarinella asymetrica* (Sigal, 1952) D: *Globotruncana bulloides* (Vogler, 1941)
 E: *Marginotruncana renzi* (Gandolfi, 1924) F: *Whiteinella baltica* (Douglas & Rankin, 1969)
 G: *Whiteinella aprica* (Loeblich & Tappan 1961) H: *Marginotruncana sigali* (Reichel, 1950)
 I: *Planoheterohelix moremani* (Cushman, 1938) J: *Planoheterohelix globulosa* (Ehrenberg, 1840)

۶- نتیجه گیری

در این تحقیق سازند سورگاه در چاه‌های ماله کوه و سرکان، به ترتیب با ضخامت ۸۲ و ۴۶ متر مورد مطالعه دقیق چینه نگاری و فسیل شناسی قرار گرفت. لیتولوژی غالب سنگ شناسی شیل و شیل آهکی به همراه میان لایه‌هایی از آهک می‌باشد. سازند سورگاه در چاه‌های مورد مطالعه از دو مرز زمانی زمین شناسی مهم چون تورونین-کنیاسین و کنیاسین-سانتونین تشکیل شده است که هر دو مرز زمانی یادشده در داخل زون روزن بران شناور *Dicarinella concavata* Interval Zone قرار گرفته‌اند؛ که مرز زمانی تورونین-کنیاسین (قاعده زمانی کنیاسین) بر اساس اولین حضور گونه‌های *Dicarinella concavata*, *Contusotruncana fornicata*, *Globotruncana lapparenti* *Globotruncana linneiana* (Pill Box Like)، مرز زمانی کنیاسین-سانتونین نیز در برش‌های مورد مطالعه بر اساس اولین حضور گونه‌های *Dicarinella asymetrica*, *Globotruncana neotricarinata* تعیین می‌گردد. حوادث زیستی جهت شناسایی قاعده زمانی کنیاسین در تطابق کامل با مدل [۱۲] و حوادث زیستی مورد شناسایی در این مطالعه جهت تعیین قاعده زمانی سانتونین در تطابق کامل با مدل‌های [۱۹] و [۲۰] می‌باشد.

سپاس و قدردانی

از همکاری و هماهنگی شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب جهت دریافت مقاطع و اطلاعات چاه‌های میداین نفتی ماله کوه و سرکان کمال تشکر را داریم. از داوران محترم مقاله آقایان دکتر بهرام حبیب نیا، دکتر امراله صفری و دکتر حسین وزیری مقدم سپاسگزاری می‌گردد.

منابع

- [1] آزادبخت. س.، مجیدی فرد. م.، بابازاده. ا.، ۱۳۹۳، سنگ چینه شناسی و زیست چینه شناسی سازند سورگاه در خاور خرم‌آباد. مجله علوم زمین، تابستان، صفحه ۲۱۹ - ۲۲۶.
- [2] حدادی. م.، وحیدی نیا. م.، ۱۳۹۲، زیست چینه نگاری سازند سورگاه بر مبنای روزن داران پلانکتونیک در میدان نفتی ماله کوه (چاه شماره ۱) و سرکان (چاه شماره ۱) در منطقه پلدختر استان لرستان. مجله دیرینه شناسی، جلد دوم، شماره یک، بهار و تابستان، صفحه ۳۷-۵۰.
- [3] حدادی، محمد، میکرو بایواستراتیگرافی، میکرو فاسیس و محیط رسوبگذاری سازند سورگاه در میداین نفتی سرکان (چاه شماره ۱) و ماله کوه (چاه شماره ۱) در منطقه پلدختر استان لرستان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد (۱۳۹۱).
- [4] دانشیان. ج.، یونسی. ک.، معلمی. ع.، ۱۳۹۱، نقش تغییرات سطح آب دریا در گسترش چینه شناسی روزن بران پلانکتونیک سازند سورگاه در تنگ چنارباشی - کبیرکوه، ایلام. فصلنامه زمین شناسی ایران. شماره بیست و یکم. صفحه ۵۷ - ۶۴.
- [5] رازیانی. م.، ۱۳۸۹، لیواستراتیگرافی و بیواستراتیگرافی سازندهای سورگاه و ایلام در برش کوه شاه نخجیر و مقایسه آن با برش نمونه. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۷۲ صفحه.
- [6] غبیشاوی. ع.، ۱۳۸۷، چینه شناسی سازندهای سروک و ایلام در تاقدیس بنگستان و میدان پارسی. پایان نامه دکتری، دانشگاه اصفهان. ۲۲۱ صفحه.
- [7] منجزی. ن.، ۱۳۸۵، زیست چینه نگاری سازند سورگاه (مقطع تیپ) در جنوب غربی ایلام بر اساس فرامینفرهای پلانکتونیک. پایان نامه‌ی کارشناسی ارشد. دانشگاه اصفهان. ۹۵ صفحه.

References

- [8] BABAZADEH.S.A , FRANCIS ROBASZYNSKI and MARIE DENIS COURME, 2007, New biostratigraphic data from Cretaceous planktic foraminifera in Sahlabad province, eastern Iran. *Geobios*, **40** (4), 445-454.
- [9] Bolli, H. M., 1966, Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. *Boletín Informativo Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo*, **9**, 3-32.
- [10] FARZIPOUR-SAEIN, A., YASSAGHI, A., SHERKATI, S., KOYI, H., 2009. Basin evolution of the Lurestan region in the Zagros fold-and-thrust belt, Iran. *Journal of Petroleum Geology*, **32**, 5-19.
- [11] COBBAN, W. A., WALASZCZYK, I., OBRADOVICH, J. D., & MCKINNEY, K. C., 2006, A USGS Zonal Table for the Upper Cretaceous Middle Cenomanian--Maastrichtian of the Western Interior of the United States Based on Ammonites, Inoceramids, and Radiometric Ages (No. 2006-1250).
- [12] COCCIONI, R., & SILVA, I. P., 2015, Revised Upper Albian--Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magneto-stratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy). *Newsletters on Stratigraphy*, **48**(1), 47-90.
- [13] GALE, A.S., HANCOCK, J.M., KENNEDY, W.J., PETRIZZO, M.R., LEES, J.A., WALASZCZYK, I., WRAY, D.S., 2008, An integrated study (geochemistry, stable oxygen and carbon isotopes, nannofossils, planktonic foraminifera, inoceramid bivalves, ammonites and

- crinoids) of the Waxahachie Dam Spillway section, north Texas: a possible boundary stratotype for the base of the Campanian Stage: *Cretaceous Research* **29**, 131–167.
- [14] HEYDARI, E., HASSANZADEH. J., WADE, W.J., GHAZI, AM., 2003, Permian-Triassic boundary interval in the Abadeh section of Iran with implications for mass extinction, Part 1: *Sedimentology. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, **193**, 405–423.
- [15] KAUFFMAN, E.G., KENNEDY, W.J. and WOOD, C.J., 1996, The Coniacian stage and substage boundaries. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, (Supplement), **66**, 81–94.
- [16] KENNEDY, W. J., WALASZCZYK, I., & COBBAN, W. A., 2006, Pueblo, Colorado, USA, candidate Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous, and for the base of the Middle Turonian Substage, with a revision of the Inoceramidae (Bivalvia). *Acta Geologica Polonica*, **50(3)**, 295-334.
- [17] KAZEMI.A., SADEGHIA., ADABI.M., 2012, Biostratigraphy of the Surgah formation in Kuh-e-Surgah and correlation with Tang-e-Gerab (West of Iran), *Arab J Geosci.* **7**, 655-664.
- [18] LAMOLDA, M. A., 2002, An overview of the Upper Cretaceous of the Basque-Cantabrian region. In: Lamolda, M. A. (compiler), Meeting on the Coniacian-Santonian Boundary. Bilbao, September 14–16, 2002. Field guide, 35–54.
- [19] LAMOLDA, M.A., PAUL, C.R.C., 2007, Carbon and oxygen stable isotopes across the Coniacian/Santonian boundary at Olazagutia, northern Spain. *Cretaceous Research* **28** (1), 37-45.
- [20] PERYT D. LAMOLDA M. A., 2010. Neoflabellinids (benthic foraminifers) from the Upper Coniacian and lower Santonian at Olazagutia, Navarra province, Spain; taxonomy and correlation potential: *Cretaceous Research*, **28**, 30-36
- [21] PESSAGNO, E. A., 1967, Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the Western Gulf Coastal Plain: *Palaeontographica Americana*, **5**, 259–441.
- [22] PETRIZZO, MARIA ROSE, 2007, Planktic foraminifera from the Paleocene-Eocene Thermal Maximum at Shatsky Rise, Pacific Ocean. PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.672098>
- [23] PETRIZZO M R, FALZONI F, PREMOLI SILVA I, 2011, Identification of the base of the lower-to-middle Campanian *Globotruncana ventricosa* Zone: Comments on reliability and global correlations. *Cretaceous Research*, **32**, 387-405.
- [24] POSTUMA, J., 1971, Manual of Planktonic Foraminifera. Elsevier Publishing Company. Amsterdam, 420p.
- [25] PREMOLI SILVA, I., & SLITER, W. V., 1995, Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy & evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy. *Paleontographia Italica*, 82-89
- [26] PREMOLI SILVA, I. and VERGA, D. 2004, Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera. In: Verga, D. and Rettori, R., (Eds.): International school on Planktonic Foraminifera., Universities of Perugia and Milano, Tipografia Pontefelcino, Perugia 283 p.
- [27] ROBASZYNSKI, F., CARON, M., DUPUIS, C., AMÉDRO, F., & GONZÁLEZ DONOSO, J. M. (1990). A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of central Tunisia: formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **4(1)**, 213-384.
- [28] ROBASZYNSKI, F., CARON, M., 1979, Atlas de foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer Boreale et Tethys), première partie. *Cahiers de Micropaleontologie* **1**, (1–185 p.).
- [29] Robaszynski, F., & Caron, M, 1995, Foraminifères planktonique du cretace: *Bulletine Society Geological of France*, **166**, 681-698.
- [30] SARI, B., 2006. Upper Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy of the beydag lary autochthonin the korkuteli area, western, Taurides Turkey: *Journal of Foraminiferal Research*, **36(3)**, 241-261.
- [31] SHAFIEE ARDESTANI, M., VAHIDINIA, M., & YOUSSEFoussef Ali 2011. M.Biostratigraphy and foraminiferal bioevent of the Abderaz Formation (Middle Turonian – Lower Campanian) in Kopeh-Dagh sedimentary basin, northeastern Iran. *Egyptian jurnal of paleontology*, **11**, 1-16.

- [32] SIGAL, J., 1977, Essaide zonation du cretace mediteeraeen an aide des foraminifers planctoniques Geologie Mediterraeeen **4**, 99-108.
- [33] TUR, N.a., SMIRNOV, J.P. and HUBER, B, 2001, Late albian – Coniacian planktic foraminifera and biostratigraphy of the northeastern Caucasus: *Cretaceous Research*, **22**, 719–734.
- [34] VAN HINTE, J.E.1976: A Cretaceous time scale. *Bull.Am. Assoc Petrol.Geol.*, **60**, 498-516.
- [35] WALASZCZYK, I., WOOD, C. J., LEES, J. A., PERYT, D., VOIGT, S., & WIESE, F., 2010, The Salzgitter-Salder Quarry (Lower Saxony, Germany) and Słupia Nadbrzeżna river cliff section (central Poland): a proposed candidate composite Global Boundary Stratotype Section and Point for the Coniacian Stage (Upper Cretaceous). *Acta Geologica Polonica*, **60(4)**, 445-477.
- [36] WALASZCZYK, I. & WOOD, C.J., 2000, Inoceramid bivalves at the Turonian/Coniacian boundary: biostratigraphy, events and diversity trends. *Acta Geologica Polonica*, 50 (4), 421-430.
- [37] WIESE, F. and KREGER, B., 2010, Evidence for a shallowing event in the Upper Turonian (Cretaceous) *Mytiloides scupini* Zone of northern Germany. *Acta Geologica Polonica*, **48(3)**, 265-284.
- [38] WOOD, C.J., ERNST, G. and RASEMANN, G. 1984: The Turonian-Coniacian stage boundary in Lower Saxony (Germany) and adjacent areas: The Salzgitter-Salder Quarry as a proposed international standard section. *Bulletin of Geological Society of Denmark*, **33(1-2)**, 225-238.
- [39] WOOD, C.J., WALASZCZYK, I., MORTIMORE, R.N. and WOODS, M.A., 2004, New observations on the inoceramid biostratigraphy of the higher part of the Upper Turonian and the Turonian – Coniacian boundary transition in Poland, Germany and the UK. *Acta Geologica Polonica*, **54**, 541–549.
- [40] YOUNG, J.R., WADE, B.S., & HUBER B.T. (eds) pforams@mikrotax website. 21 Apr. 2017. URL: <http://www.mikrotax.org/pforams>.

ارزیابی بلوغ سیالات هیدروکربنی و تعیین مسیر مهاجرت با کمک مدل سازی دو بعدی در تعدادی از میادین نفتی فروافتادگی دزفول

اشکان ملکی^۱، سید علی معلمی^۲، محمدحسین صابری^{۳*}، محمدحسین جزایری^۴

^۱ کارشناس ارشد مهندسی اکتشاف نفت، دانشکده مهندسی نفت، پردیس علوم و فناوری های نوین، دانشگاه سمنان، سمنان

^۲ مدیریت اکتشاف نفت، شرکت ملی نفت ایران

^۳ استادیار دانشکده مهندسی نفت، پردیس علوم و فناوری های نوین، دانشگاه سمنان، سمنان

^۴ کارشناس مدیریت اکتشاف نفت، شرکت ملی نفت ایران

[*Mh.saberi@semnan.ac.ir](mailto:Mh.saberi@semnan.ac.ir)

دریافت دی ۱۳۹۸، پذیرش اردیبهشت ۱۳۹۹

چکیده

در جنوب غرب ایران مخازن بزرگ نفت و گاز شامل کربنات های ژوراسیک و کرتاسه وجود دارد که در آن ها سنگ های منشأ مناسبی در توالی از کرتاسه پیشین و ژوراسیک قرار گرفته است. هدف از این پژوهش، ارزیابی بلوغ سیالات هیدروکربنی و تعیین مسیر مهاجرت و خصوصیات سنگ های منشأ پابده، کژدمی، گرو و سرگلو در منطقه مورد مطالعه می باشد. بدین منظور تاریخچه تدفین و مدل حرارتی یک بعدی در چهار میدان نفتی و مدل سازی دو بعدی در یک مقطع برای منطقه مورد مطالعه با استفاده از نرم افزار اوپن فلو^۳ جهت تعیین سطوح پختگی کروژن (های) لایه های رسوبی، زایش و خروج هیدروکربن مورد ارزیابی قرار گرفت. از مقایسه مقادیر دما و انعکاس ویتروینایت اندازه گیری شده با نتایج مدل، جهت کالیبراسیون مدل سازی استفاده شد. نتایج مدل سازی یک بعدی تاریخچه تدفین و حرارتی در این مطالعه، نشان می دهد که کروژن (های) سازندهای سرگلو، گرو و کژدمی به پختگی رسیده اند و خروج هیدروکربن داشته اند اما مواد آلی یا کروژن (های) سازنده پابده به بلوغ کافی جهت تولید هیدروکربن نرسیده است. نتایج مدل مهاجرت در مقطع مورد مطالعه نشان می دهد که دو سیستم هیدروکربنی کرتاسه پیشین و کرتاسه میانی توسط سازنده کژدمی جدا شده و بنابراین مهاجرت هیدروکربن در لایه های عمیق تر از کژدمی غالباً بصورت جانبی و به سمت دشت آبادان بوده است. هیدروکربن تولیدی از سازنده کژدمی علاوه بر شارژ لایه های بالایی بصورت قائم، در لایه های ایلام و سروک به دلیل شیب کلی لایه ها بصورت

جانبی و به سمت دشت آبادان نیز مهاجرت نموده است. به طور کلی روند پختگی سنگ‌های منشأ از شرق به غرب منطقه مورد مطالعه کاهش یافته است.

کلمات کلیدی: مدل‌سازی یک‌بعدی، مدل‌سازی دو‌بعدی، فروافتادگی دزفول، مدل مهاجرت

۱- مقدمه

جنوب‌غربی ایران یکی از غنی‌ترین مناطق تولید هیدروکربن در دنیا است [5]. رشته‌کوه‌های زاگرس در نتیجه فعالیت کوه-زایی در میوسن-پلیوسن شکل گرفته‌اند و دارای دو بالآمدگی لرستان در شمال و فارس در جنوب می‌باشند [20]. منطقه فروافتاده‌ای در این بین با مساحت ۶۰۰۰۰ کیلومتر مربع به نام فروافتادگی دزفول قرار گرفته است [8, 15, 19, 20]. بیش از ۹۰٪ نفت این منطقه در مخازن آهکی آسماری (الیگومیوسن) و مخازن گروه بنگستان (مخازن سروک با سن سنومانین-ترونین و ایلام به سن سانتونین) جای گرفته است [16]. سازند آهکی آسماری در اکثر مناطق فروافتادگی دزفول دارای کیفیت مخزنی بسیار خوبی می‌باشد. کیفیت بالای این مخزن به دلیل درز و شکافی که در نزدیکی قله تاقدیس‌ها واقع گشته، افزایش یافته است. این سازند توسط پوش سنگ تبخیری گچساران پوشیده شده است [19]. تاقدیس‌های فروافتادگی دزفول در زمان پلیوسن-الیگوسن تشکیل شده‌اند [10]. سنگ مخزن آهکی سروک نیز توسط مارن‌های ضخیم گوری و پابده پوشیده شده است [20].

جانشینی ژوراسیک در جنوب‌غربی ایران به تولید انبوه نفت و گاز منجر شده است. اعتقاد بر این است که بیشتر نفت و گازهای اکتشافی ایران از دوره ژوراسیک (سازند سرگلو) و کرتاسه (سازندهای گرو و کژدمی) منشأ گرفته‌اند و در مخازن کرتاسه و سنوزوئیک در منطقه فروافتادگی دزفول و دشت آبادان به دام افتاده‌اند [1, 24]. سنگ منشأ اصلی فروافتادگی دزفول، سازند کژدمی با سن آلیین می‌باشد که دارای کروژن نوع دو می‌باشد [9, 29]. توالی ژوراسیک میانی شامل سنگ-های منشأ قابل توجهی در جنوب‌غربی ایران و شرق عراق در حوضه زاگرس مانند سازند سرگلو است که دلیل آن هم وجود کل محتوای کربن آلی در این سازند می‌باشد که در حوضه ژوراسیک در این مناطق نهشته شده است [21].

مطالعات سنگ منشأ یکی از موضوعات اصلی فعالیت‌های اکتشاف نفت است [27]. هدف از این مطالعه، بررسی خصوصیات سنگ‌های منشأ ژوراسیک (سازند سرگلو)، کرتاسه (سازندهای گرو و کژدمی) و پالئوسن-الیگوسن (پابده) می‌باشد. برای توصیف کمیت، کیفیت و بلوغ ماده آلی در سازندهای مورد مطالعه و همچنین به منظور استخراج اطلاعات بیشتر در مورد مراحل بلوغ سنگ منشأ و تولید هیدروکربن در فروافتادگی دزفول واقع در جنوب‌غربی ایران، تاریخچه تدفین و حرارتی یک‌بعدی به دست آمد و ارزیابی شد. جهت انجام این مدل‌سازی‌ها از اطلاعات چهار حلقه چاه واقع در میادین فروافتادگی دزفول استفاده گردید. سپس به منظور بررسی روند مهاجرت، میزان تولید و ذخیره هیدروکربن در منطقه مورد بررسی مدل‌سازی دو‌بعدی در یک مقطع انتخابی (شمال‌شرقی - جنوب‌غربی) صورت گرفت.

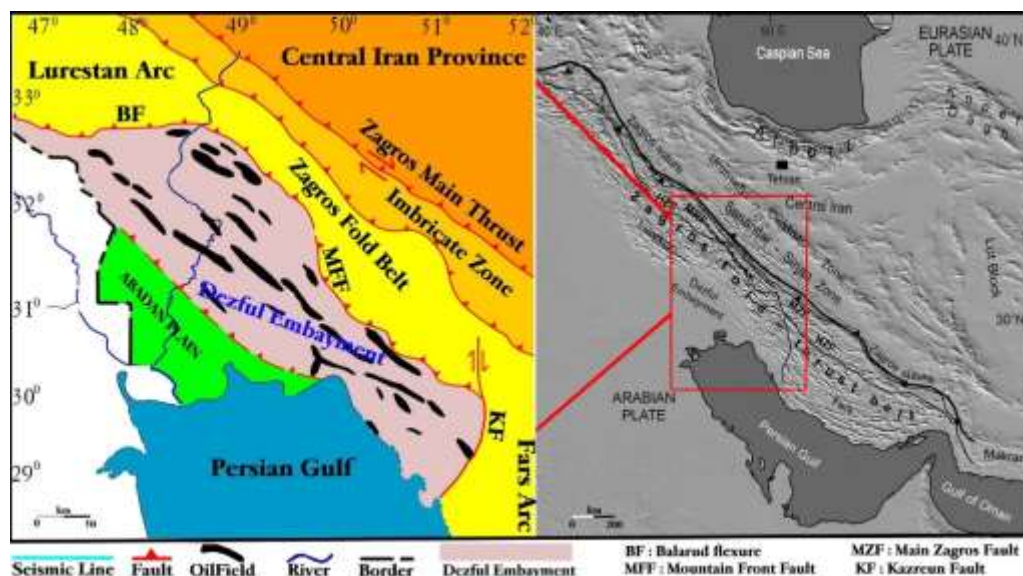
شایان ذکر است در مدل‌سازی انجام شده مبنای فقط بررسی اهداف ساختمانی بوده و تغییرات جانبی رخساره‌ها و سنگ-شناسی لایه‌ها برای بررسی تله‌های چینه‌ای در نظر گرفته نشده است. برای بررسی تله‌های چینه‌ای لازم است نقشه‌های تغییر رخساره به صورت دقیق برای منطقه مورد مطالعه تهیه گردد.

۲- زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه

منطقه مورد بررسی در پهنه زاگرس و فروافتادگی دزفول قرار دارد. پهنه زاگرس از نظر زمین‌ریخت‌شناسی شامل زاگرس مرتفع (زاگرس داخلی) زاگرس چین‌خورده (زاگرس چین‌بیرونی) و دشت آبادان (کمی چین‌خورده) می‌باشد. بیشترین

مخازن نفتی تاقدیسی در زاگرس چین خورده و مربوط به شمال شرق عراق و جنوب غرب ایران است. زاگرس چین خورده شامل فروافتادگی کرکوک، حوضه لرستان، زون ایذه، فروافتادگی دزفول، حوضه فارس و پشت کرانه بندر عباس می باشد [7]. کمربند چین خورده زاگرس در حاشیه شمال شرقی صفحه عربی واقع شده است. چین خوردگی زاگرس عمدتاً در زمان پلیوسن - الیگوسن رخ داده و فروافتادگی دزفول در برگیرنده تاقدیس هایی با جهت یافتگی شمال غرب - جنوب شرق است [14]. زاگرس چین خورده با پهنای ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر، گودال حاشیه ای و کراتونی سپر عربستان است که در مرز مزوزوئیک و سنوزوئیک در حال نشست پیوسته بوده و سکناس های ستبر رسوبی در آن انباشته شده است. در گستره زاگرس چین خورده سنگ های پرکامبرین پسین تا تریاس میانی رخساره گندوانایی و مشابه دیگر نواحی ایران دارند، ولی توالی های مزوزوئیک و سنوزوئیک آن با رسوب های همزمان دیگر نواحی ایران، رخساره های سنگی و حتی زیستی متفاوتی دارند و بیشتر معرف رخساره های جنوب تیس جوان است. این نکته نشان می دهد که از تریاس میانی به بعد شرایط رسوبی حاکم بر زاگرس چین خورده نسبت به دیگر مناطق ایران تفاوت داشته است. در زاگرس چین خورده، رخنمونی از سنگ های پرکامبرین دیده نشده و حفاری های نفتی نیز تاکنون به پی سنگ نرسیده است. با توجه به بررسی های ژئوفیزیکی، باور بر این است که پی سنگ پرکامبرین زاگرس ادامه شمال - شمال خاوری سپر نوبی - عربی است که از شمال - خاور آفریقا تا عربستان و حتی در زیر حوضه زاگرس ادامه دارد. پوشش رسوبی روی پی سنگ، با مجموعه ای از سنگ نمک، انیدریت، سنگ آهک، دولومیت سنگ های آذرین (مجموعه هرمز) آغاز می شود که تغییرات سنی آن از پرکامبرین پسین تا کامبرین میانی است و بخشی از آن ها به صورت حدود ۱۱۵ گنبد نمکی، از زمان ژوراسیک به بعد به سطح زمین رسیده اند [2]. فروافتادگی دزفول بخشی از پیش گودال زاگرس است. گسل هندیمان - بهرگانسر فروافتادگی دزفول را به دو قسمت شمالی و جنوبی تقسیم می کند (شکل ۱) [25]. در شکل گیری این فروافتادگی عملکرد توام گسل قطر - کازرون (راستگرد) و گسل بالارود (چپگرد) نقش اساسی داشته اند [2,28].

سازند پابده در فروافتادگی دزفول، بویژه در بخش های شمالی آن، از شرایط خوبی بعنوان سنگ منشاء برخوردار است. این سازند از لیتولوژی مارن، آهک و شیل تشکیل شده و سن آن پالئوسن تا الیگوسن است [3]. سازند کژدمی از شیل قیری، آهک رسی تیره رنگ و مارن تشکیل شده است. کژدمی مهم ترین سنگ منشاء برای مخازن آسماری به شمار می آید. سازند گرو بعنوان یکی از سنگ های منشاء موثر در این ناحیه حاوی شیل و مارن های قهوه ای تیره است. سازند سرگلو با سن ژوراسیک میانی با لیتولوژی شیل های متورق غنی از مواد آلی می باشد [4] که در فروافتادگی دزفول شمالی بعنوان سنگ منشاء موثر در نظر گرفته می شود. سازندهای آسماری، ایلام، سروک و فهلیان بعنوان مخزن و سازندهای گچساران، گورپی، کژدمی و گدوان بعنوان پوش سنگ در فروافتادگی دزفول مطرح هستند.



شکل ۱- موقعیت دزفول شمالی و گسلهای واقع در آن [22]

۳- روش مطالعه

مدل‌سازی حوضه و سیستم هیدروکربنی، به عنوان یک مدل پیش‌بینی پویا از فرآیندهای زمین‌شناسی در جریان تکامل حوضه‌های رسوبی در نظر گرفته شده است [11,18]. ابزار مدل‌سازی به طور گسترده‌ای در کارهای اکتشاف نفت استفاده می‌شود و می‌تواند در درک بهتر سیستم‌های نفتی در منطقه و روابط متقابل از ذخایر هیدروکربن کمک کند [17]. مدل‌ها اساساً برای اندازه‌گیری و شبیه‌سازی فرآیندهای مختلف در شکل‌گیری و تکامل حوضه رسوبی توسعه پیدا کردند [11] و شامل شبیه‌سازی کاملی از رسوب قدیمی‌ترین لایه‌ها تا نهشته شدن لایه‌های امروزی می‌باشد [12,13,26,30].

برای مدل‌سازی فرآیندهای زمین‌شناسی در مطالعات یک و دو بعدی، می‌توان با استفاده از داده‌های زمین‌شناسی یک چاه به همراه مقاطع لرزه‌ای یا ساختمانی، تاریخچه تدفین و بلوغ در کل مقطع را شبیه‌سازی کرد. اولین قدم در مدل‌سازی حوضه، ایجاد یک مدل تصویری از تاریخچه زمین‌شناسی چاه یا محدوده مورد مطالعه می‌باشد که در آن یک توالی از رخدادها و یا لایه‌های زمین‌شناسی مانند رسوبگذاری، وقفه و فرسایش در محدوده زمانی مشخص (برحسب میلیون سال قبل) تعریف می‌گردد. برای شبیه‌سازی حوضه رسوبی باید پارامترهای رفتار فیزیکی و حرارتی هر لایه شامل ضخامت اصلی و ضخامت کنونی، سنگ‌شناسی هر سازند، تخلخل کنونی، سیمانی‌شدن، شکستگی‌ها و گسل‌ها و همچنین شرایط مرزی فیزیکی و حرارتی سازندهای رسوبی از جمله دمای مربوط به مرز آب-رسوب در زمان رسوبگذاری، جریان حرارتی حال و گذشته برای هر رخداد یا لایه زمین‌شناسی تعریف شود. در این بررسی، با استفاده از داده‌های مربوط به ۴ حلقه چاه در میدان واقع در فروافتادگی دزفول مدل‌سازی یک بعدی صورت گرفت. سپس به منظور تعیین مسیرهای مهاجرت، محل‌های تجمع احتمالی هیدروکربن توسط سنگ‌های منشا، در یک مقطع انتخابی در فروافتادگی دزفول مدل‌سازی دو بعدی صورت گرفت. برای مدل‌سازی و تفسیر تاریخچه‌ی زایش، مهاجرت و تجمع هیدروکربنها از نرم‌افزار اوپن فلو استفاده شده است.

یکی از اهداف مهم مدل‌سازی حرارتی سنجیدن صحت مدل زمین‌شناسی اولیه می‌باشد و سعی می‌کند که با تغییر پارامترهای مختلف آن را بهبود بخشد. داده‌های مورد نیاز مدل‌سازی دو بعدی را می‌توان از مقاطع لرزه‌ای و ساختمانی، مطالعه رخنمون‌ها و داده‌های زمین‌شناسی برداشت نمود. اطلاعات سنگ‌شناسی و سن زمین‌شناسی لایه‌ها از گزارشات تکمیلی چاه‌ها (گزارشات مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران) استخراج شده است. داده‌های ژئوشیمیایی مربوط به سنگ منشأ

از قبیل مقدار کل مواد آلی، ضریب هیدروژن نیز از گزارش‌های منتشر شده در اداره ژئوشیمی مدیریت اکتشاف استخراج شده است. به منظور دست‌یابی به نتایج دقیق‌تر در این مطالعه، تمرکز بر زایش هیدروکربنی سنگ‌های منشا کژدمی، پابده، گرو و سرگلو می‌باشد. برای مدل‌سازی دویعدی در ناحیه مورد بررسی به کمک نرم‌افزار اوپن فلو برشی در امتداد شمال-شرقی-جنوب‌غربی ایجاد گردید سپس به کمک نرم‌افزار مذکور بازسازی صورت گرفت تا سنگ‌بنای مدل‌سازی دویعدی باشد. برای مدل‌سازی اولیه و ثانویه تولید هیدروکربن می‌توان از روش‌های کینتیکی استفاده نمود [6]. داده‌های ژئوشیمیایی ورودی برای مدل‌سازی در جدول ۱ آورده شده است. با توجه به اینکه حداکثر عمق حفاری در چاه‌های واقع در میدین مورد بررسی تا سازندهای فهلیان و یا سروک می‌باشد، بنابراین اطلاعات دقیقی در مورد مقدار کل کربن آلی سنگ منشا‌های احتمالی مورد مطالعه وجود ندارد. مقدار کل کربن آلی برای این سنگ منشاها با توجه به نواحی اطراف مانند لرستان و یا دشت آبادان بصورت یک عدد ثابت در نظر گرفته شده است.

جدول ۱- داده‌های ژئوشیمیایی ورودی به مدل

نام میدان	سنگ منشأ احتمالی	عمق (متر)	کل کربن آلی اولیه (%)	نوع کروژن
آب تیمور	پابده	۲۶۸۰	۲/۵	II
	کژدمی	۴۱۲۳	۴/۵	II
	گرو	۴۸۵۰	۶	II
	سرگلو	۶۰۵۳	۵/۵	II-S
اهواز	پابده	۳۰۷۲	۱/۶	II
	کژدمی	۴۴۳۱	۳	II
	گرو	۵۷۲۹	۵	II
	سرگلو	۵۹۷۳	۴/۵	II-S
بند کرخه	پابده	۳۳۸۱	۲	II
	کژدمی	۴۵۹۲	۳	II
	گرو	۵۸۳۶	۵/۵	II
	سرگلو	۶۰۵۳	۴/۵	II-S
منصوری	پابده	۲۹۳۹	۱/۶	II
	کژدمی	۴۲۴۰	۵	II
	گرو	۵۵۴۲	۵/۵	II
	سرگلو	۵۷۶۲	۴/۵	II-S
	پابده	۳۸۳۲	۳/۸	II

II	۳	۵۲۴۳	کژدمی	مشتاق شرقی
II	۵/۵	۶۴۵۸	گرو	
II-S	۴/۵	۶۶۷۵	سرگلو	
II	۳/۲	۳۲۸۹	پابده	رامشیر
II	۵	۴۷۰۹	کژدمی	
II	۵/۵	۶۰۲۷	گرو	
II-S	۴/۵	۶۲۳۴	سرگلو	

۴- بحث

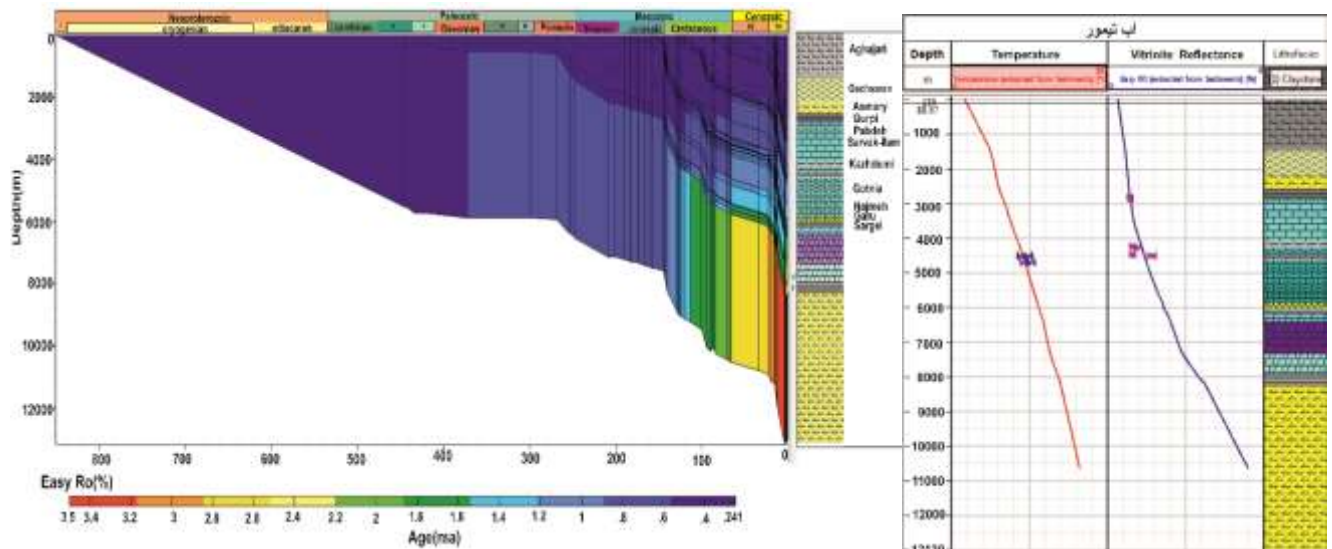
در این پژوهش مدل‌سازی یک‌بعدی از چاه‌هایی واقع در میدانی آب‌تیمور، بندکرخه، مشتاق شرقی و رامشیر در فروفادگی دزفول شمالی انجام گرفت. کالیبراسیون، یک انطباق بهینه بین پارامترهای اندازه‌گیری شده و مدل برقرار می‌سازد و برای مدل‌سازی مؤثر نقش مهمی دارد. بهترین انطباق داده‌ها جهت کالیبراسیون با توجه به مدل‌های مختلف تست شده در حالتی بود که جریان حرارتی بطور ثابت بین ۴۴ تا ۵۰ میلی وات بر متر مربع در چاه‌های مختلف در نظر گرفته شده که مربوط به حال حاضر است. از داده‌های دما و انعکاس ویترنایت اندازه‌گیری شده جهت صحت مدل‌سازی استفاده گردید.

داده‌های اندازه‌گیری شده‌ی دما و انعکاس ویترنایت در یکی از چاه‌های میدان آب‌تیمور که جهت کالیبراسیون مدل مورد استفاده قرار گرفته، در جدول ۲ مشخص شده است. نمودار پختگی بر حسب انعکاس ویترنایت در یکی از چاه‌های میدان آب‌تیمور که تا سازند فهلیان حفاری شده نشان می‌دهد (شکل ۲) که سازند آغاچاری در این چاه ۱۶۰ متر فرسایش داشته است. مقدار فرسایش هر سازند برای تمامی میدانی از روی خطوط لرزه‌ای محاسبه شده است. ضخامت لایه‌ها در ناودیس-ها اندازه‌گیری شده و در محل تاق‌دیس‌ها به هر میزانی که لایه از بین رفته، به عنوان فرسایش در نظر گرفته شده است. مگر اینکه در آن محل‌ها شواهد عدم رسوب‌گذاری مشاهده شده باشد. بر طبق نتایج مدل سازندهای سرگلو و گرو با انعکاس ویترنایت ۱/۴٪ در پنجره تولید گاز تر قرار دارند. سازند کژدمی با انعکاس ویترنایت ۰/۸۵٪ در پنجره نفتی و سازند پابده با انعکاس ویترنایت ۰/۵۸٪ در ابتدای پنجره نفتی قرار دارد.

از چاه واقع در بند کرخه داده‌های انعکاس ویترنایت اندازه‌گیری شده موجود نیست. بنابراین تنها از داده‌های دمای چاه برای کالیبراسیون مدل استفاده شده است و تطابق خوبی را نشان می‌دهد (جدول ۳). حداکثر عمق حفاری در میدان بندکرخه تا سازند سروک می‌باشد و نمودار پختگی آن حاکی از این است که سازند آغاچاری در این میدان دچار فرسایشی نشده است. سازند سرگلو و گرو در چاه واقع در میدان بندکرخه با انعکاس ویترنایت ۱/۴ و ۱/۳ درصد در پنجره گازی و سازند کژدمی و پابده نیز به ترتیب با ضریب انعکاس ویترنایت حدود ۰/۸۷٪ و ۰/۶۳٪ در اواسط و اوایل پنجره نفتی قرار دارند (شکل ۳).

جدول ۲- داده‌های دما و انعکاس ویترنایت جهت کالیبراسیون مدل در چاه واقع در میدان آب‌تیمور

دما (درجه سانتیگراد)	عمق (متر)	درصد انعکاس ویترنایت	عمق (متر)
۱۰۷/۲	۳۱۵۹	۰/۵۷	۲۸۲۰
۱۱۲/۷	۳۴۳۴	۰/۵۹	۲۸۵۱

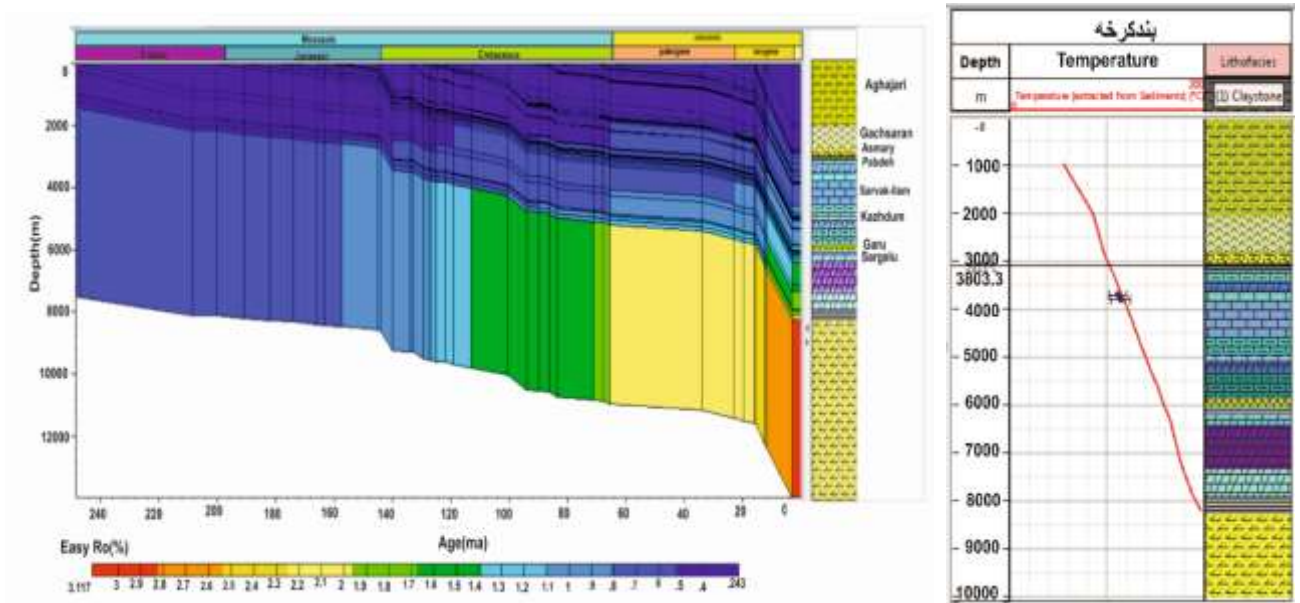


۲۸۶۵	۰/۶	۴۵۱۳	۱۴۰/۴
۴۲۳۳	۰/۶۲	۴۵۴۵	۱۴۱/۵
۴۲۶۵	۰/۶۶	۴۵۹۳	۱۴۲/۶
۴۲۸۱	۰/۷۵	۴۷۱۰/۲	۱۴۶/۶
۴۴۷۳	۰/۶۴	۴۷۵۹	۱۴۷/۵
۴۴۹۵	۰/۶۵		
۴۵۱۰	۱/۱۲		
۴۵۲۱	۱/۱۵		

شکل ۲- نمودار تاریخچه تدفین به همراه مدل حرارتی و نمودار عمق در مقابل انعکاس ویترینایت و دما جهت انجام انطباق بین داده‌های اندازه‌گیری شده و محاسبه شده در مدل در چاه واقع در میدان آب تیمور

جدول ۳- داده‌های دما جهت کالیبراسیون مدل چاه واقع در میدان بندکرخه

عمق (متر)	دما (درجه سانتیگراد)
۲۸۳۱	۸۷/۷۷
۳۶۳۶	۱۰۸/۶۶
۳۷۰۶	۱۱۱/۱۱

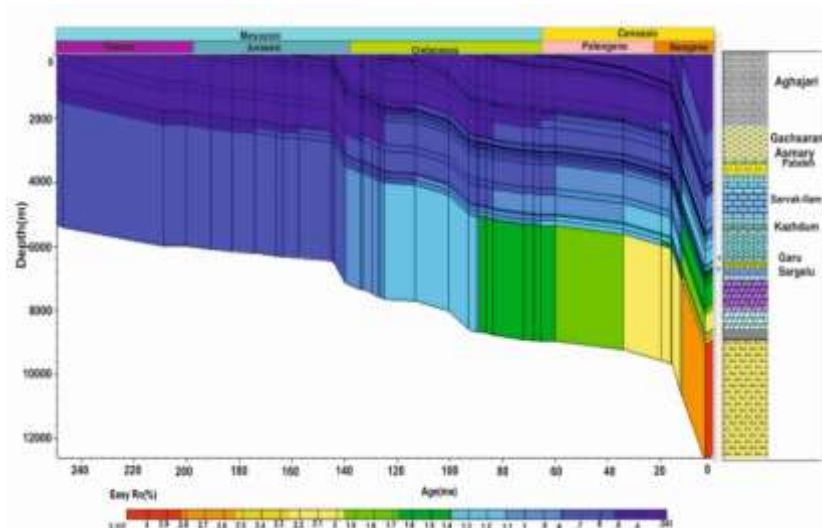


شکل ۳- نمودار تاریخچه تدفین به همراه مدل حرارتی و نمودار عمق در مقابل دما جهت انجام انطباق بین داده‌های اندازه‌گیری شده و محاسبه شده در مدل در چاه واقع در میدان بندکرخه

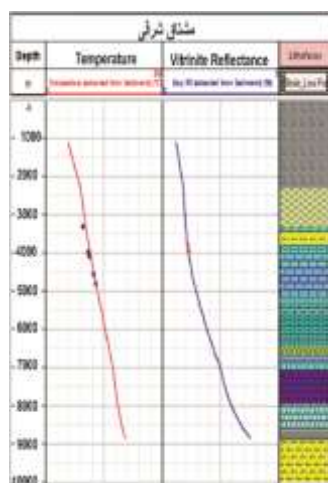
همچنین در میدان مشتاق شرقی که با فاصله بیشتری از میداین دیگر منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است، سازند آغاچاری فرسایشی ۲۰۰ متری داشته است. حفاری در این میدان با رسیدن به سازند سروک با سن کرتاسه بالایی خاتمه یافته است. از داده‌های اندازه‌گیری شده دما و ضریب انعکاس ویترنایت جهت کالیبراسیون مدل مطابق جدول ۴ استفاده شد و تطابق خیلی خوبی بین داده‌های اندازه‌گیری شده و مدل بدست آمد. مدل‌سازی پختگی در این چاه (شکل ۴) نشان می‌دهد سازند سرگلو با انعکاس ویترنایت برابر با ۱/۲۵٪ در اواخر پنجره نفتی قرار گرفت. سازندهای گرو، کژدمی و پابده به ترتیب با میزان انعکاس ویترنایت ۱/۱۵، ۰/۹ و ۰/۶۵٪ در پنجره نفتی قرار دارند.

فرسایش سازند آغاچاری در میدان رامشیر حدود ۱۱۰۰ متر می‌باشد. بیشترین عمق حفاری در این میدان تا سازند سروک می‌باشد. در چاه مذکور داده‌های اندازه‌گیری شده انعکاس ویترنایت در دسترس نیست و فقط از داده‌های دما جهت کالیبراسیون استفاده گردید که تطابق خوبی را نشان داد. شکل ۵ نشان دهنده میزان پختگی در سازندهای مورد مطالعه در یکی از چاه‌های واقع در میدان رامشیر می‌باشد، همانطور که در شکل مشخص است، سازندهای سرگلو و گرو به ترتیب با انعکاس ویترنایت ۱/۸٪ و ۱/۷٪ در پنجره تولید گاز تر و سازند کژدمی با میزان ۱/۱۷٪ در ابتدای پنجره گازی قرار دارند همچنین سازند پابده در این چاه با ضریب ویترنایت برابر با ۰/۷۴٪ در پنجره نفتی قرار گرفته است.

جدول ۴- داده‌های دما و انعکاس ویترنایت جهت کالیبراسیون مدل در چاه واقع در میدان مشتاق شرقی



عمق (متر)	درصد انعکاس ویترنایت	دما (درجه سانتیگراد)
۳۲۶۷/۵		۹۶/۶۶
۳۹۰۷/۵	۰/۶۴	۱۰۹/۴۴
۴۰۰۹/۵	۰/۶	۱۱۱/۶۶
۴۴۷۷/۵		۱۲۲/۷۷
۴۷۲۷/۵		۱۲۸/۸۸

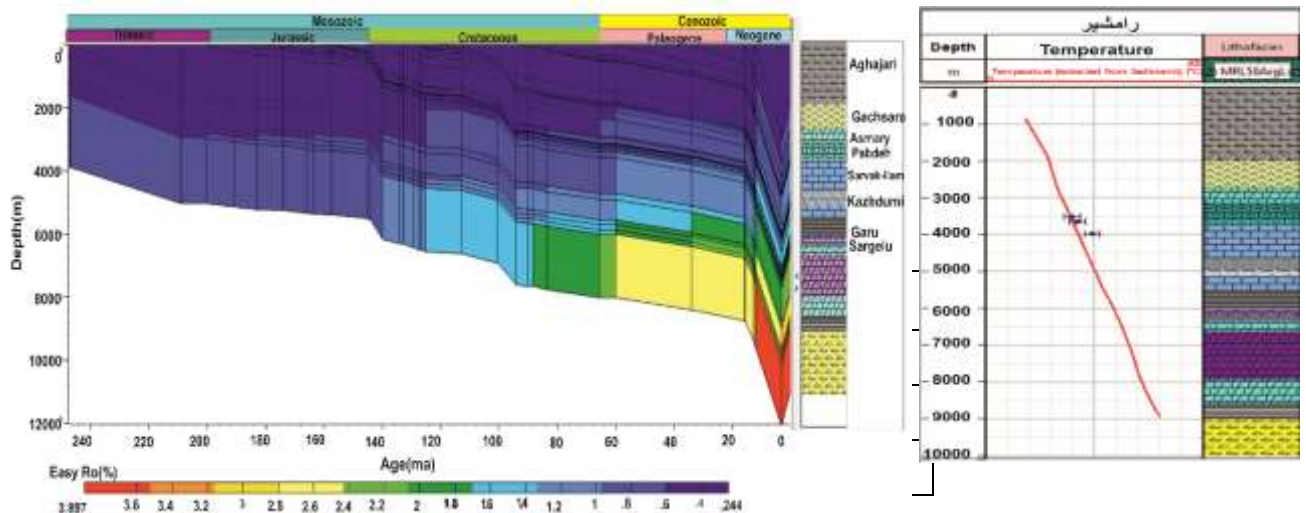


شکل ۴- نمودار تاریخچه تدفین به همراه مدل حرارتی و نمودار عمق در مقابل انعکاس ویترنایت و دما جهت انجام انطباق بین داده‌های اندازه‌گیری شده و محاسبه شده در مدل در چاه واقع در میدان مشتاق شرقی

طبق مدل‌سازی یک بعدی انجام شده بیشترین پختگی سازندهای منشأ مورد مطالعه در میدان رامشیر اتفاق افتاده است که حاصل عمق تدفین بیشتر سازندها در این میدان می‌باشد.

همچنین در این مطالعه جهت انجام مدل‌سازی دوبعدی یک مقطع انتخابی (شمال شرقی - جنوب غربی) در ناحیه مورد بررسی ایجاد و مورد ارزیابی قرار گرفت (شکل ۶). جهت مدل‌سازی دوبعدی در مقطع شمال شرقی - جنوب غربی ابتدا اطلاعات

زمین‌شناسی مقطع، از قبیل لایه‌های مختلف سنگی، سن و اطلاعات گسل‌های موجود در نرم‌افزار مدل‌سازی اوپن فلو وارد می‌شود. سپس در قسمت Age Assignment و Facies Definition داده‌های مربوط به چینه‌شناسی (شامل نام، عمق رأس و سن)، سنگ‌شناسی، فرسایش، نبود رسوب‌گذاری و نقش سازندها در سیستم نفتی در هر لایه و همچنین اطلاعات ژئوشیمیایی مربوط به سازندهای منشأ از قبیل HI و TOC اولیه مورد استفاده، وارد می‌گردد. ورود داده‌های ژئوشیمیایی باید به صورت اولیه باشد زیرا در محاسبات مربوط به میزان هیدروکربن تولید و خارج شده از سنگ منشأ تأثیر زیادی خواهد داشت. در مدل‌سازی دوبعدی، نرم‌افزار به طور کامل داده‌های تفسیر لرزه‌ای، چینه‌شناسی و زمین‌شناسی را با شبیه‌سازی‌های چند بعدی حرارتی، جریان سیالات و مهاجرت نفت در حوضه‌های رسوبی ترکیب می‌کند. مدل‌سازی دو بعدی (نقشه‌ها و مقطع) برای شبیه‌سازی تولید نفت یا گاز از سنگ‌های منشأ، مهاجرت و انباشت و تاریخچه فشار سازند استفاده می‌شود. منابع اطلاعاتی برای تولید مدل‌های دوبعدی شامل: داده‌های چاه، مدل‌های یک بعدی تاریخچه تدفین، مقاطع لرزه‌ای، نقشه‌ها و مقاطع عرضی می‌باشند که می‌توانند شامل اطلاعاتی مانند داده‌های زمین‌شناسی، توپوگرافی، دما و فشار باشند. شکل ۶ موقعیت مقطع انتخابی را نشان می‌دهد. این مقطع شامل میدانی اهواز و منصوری می‌باشد که از داده‌های در دسترس این چاه‌ها جهت تطبیق و تأیید صحت مدل‌سازی استفاده شده است. مقایسه‌ی بین داده‌های اندازه‌گیری شده و محاسبه شده توسط مدل در موقعیت چاه‌هایی که این داده‌ها در آنها موجود بود تطابق خوبی را نشان می‌دهد (شکل ۷). کالیبره بودن همزمان دما و انعکاس ویترنایت و افزایش یکنواخت ضریب انعکاس ویترنایت با عمق حکایت از تکنونیک آرام منطقه دارد.



در مقطع شمال شرقی-جنوب غربی سیستم‌های نفتی ترشیاری (سنگ منشأ پابده)، کرتاسه (سنگ منشأ کژدمی و گرو) و ژوراسیک (سنگ منشأ سرگلو) در نظر گرفته شده‌اند. این سازندها مطلوب‌ترین سنگ‌های منشأ فروافتادگی دزفول هستند که در این پژوهش مورد بررسی قرار گرفته‌اند [3,4,23].

جدول ۵- داده‌های دما جهت کالیبراسیون مدل چاه واقع در میدان رامشیر

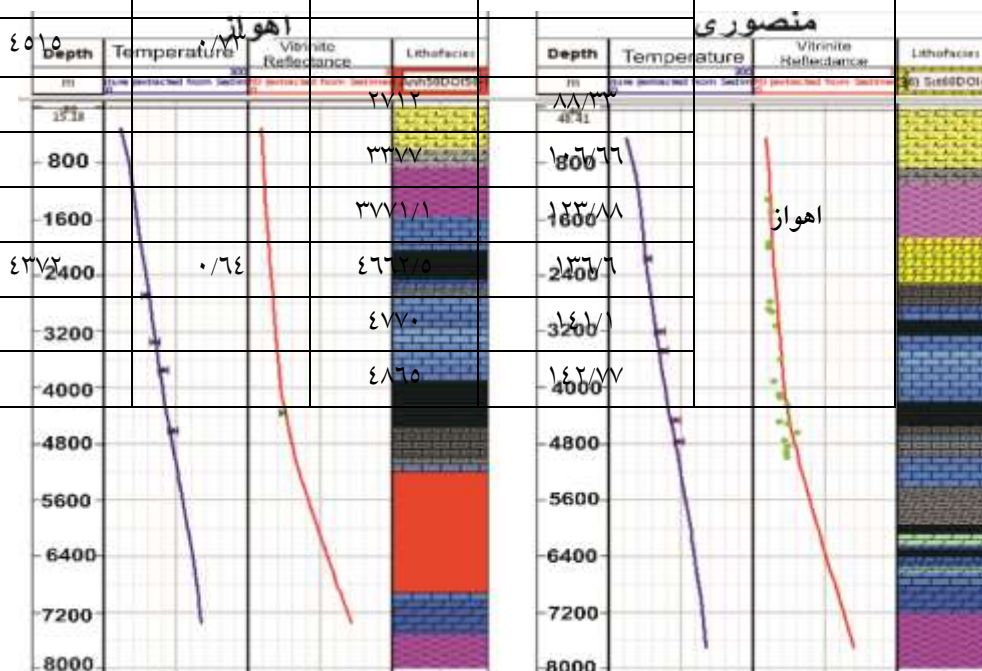
شکل ۵- نمودار تاریخچه تدفین به همراه مدل حرارتی و نمودار عمق در مقابل دما جهت انجام انطباق بین داده‌های اندازه‌گیری شده و محاسبه شده در مدل در چاه واقع میدان رامشیر



شکل ۶- مقطع شمال شرقی - جنوب غربی مورد مطالعه

جدول ۶- داده‌های دما و انعکاس ویترنایت اندازه‌گیری شده جهت کالیبراسیون مدل دو بعدی میداین اهواز و منصور

عمق (متر)	درصد انعکاس ویترنایت	عمق (متر)	دما (درجه سانتیگراد)	نام میدان
۱۳۲۰	۰/۳۱	۲۲۰۰	۸۱/۳۹	منصوری
۱۴۸۲	۰/۳۸	۳۲۵۱/۲	۱۰۷/۲۲	
۱۹۴۰	۰/۳۳	۳۳۱۰	۱۰۹/۴۴	
۲۰۰۰	۰/۳۳	۳۴۹۰/۲	۱۱۲/۷۸	
۲۷۷۰	۰/۳۶	۴۴۷۶/۸	۱۳۵/۵۶	
۲۷۸۰	۰/۳۴	۴۵۷۱	۱۳۷/۲۲	
۲۹۲۰	۰/۴			
۳۱۲۰	۰/۴۷			
۳۶۰۰	۰/۵۷			
۳۹۱۰	۰/۴۴			
۴۰۹۰	۰/۵۵			
۴۱۲۰	۰/۶			
۴۱۴۰	۰/۵۶			
۴۴۸۵	۰/۵۵			
۴۵۱۰	۰/۷۵			



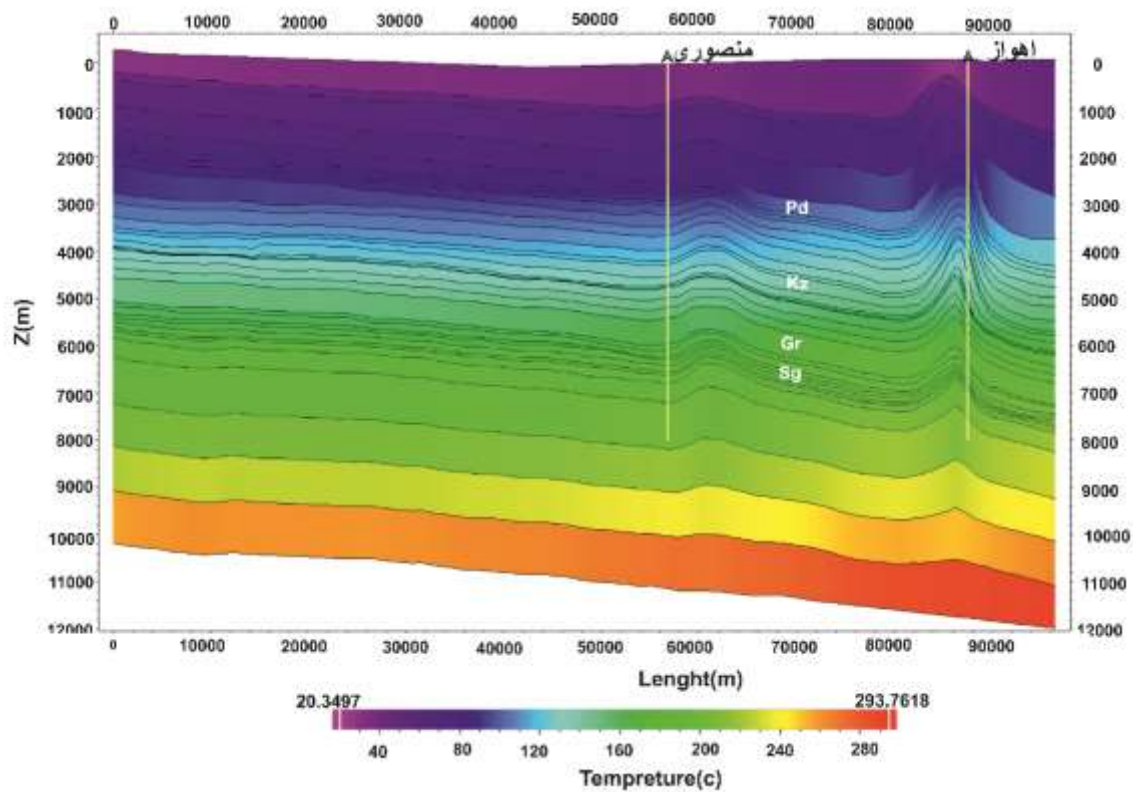
شکل ۷- نمودار عمق در مقابل انعکاس ویترنایت و دما جهت انجام انطباق بین داده‌های اندازه‌گیری شده و محاسبه شده در مدل

دما مهم‌ترین فاکتور کنترل‌کننده زایش نفت می‌باشد، زیرا زمان در دمای پایین (کمتر از ۵۰ درجه سانتی‌گراد) نمی‌تواند مواد آلی موجود در سنگ منشأ را به مرحله زایش برساند. در مقابل در دمای بالاتر از ۱۳۰ درجه پختگی خیلی سریع اتفاق می‌افتد و تنها در بازه زمانی ۷۰-۱۰۰ درجه سانتی‌گراد است که زمان نقش عمده‌ای دارد. فرایند نفت‌زایی در دمای بالاتر از 70°C رخ می‌دهد.

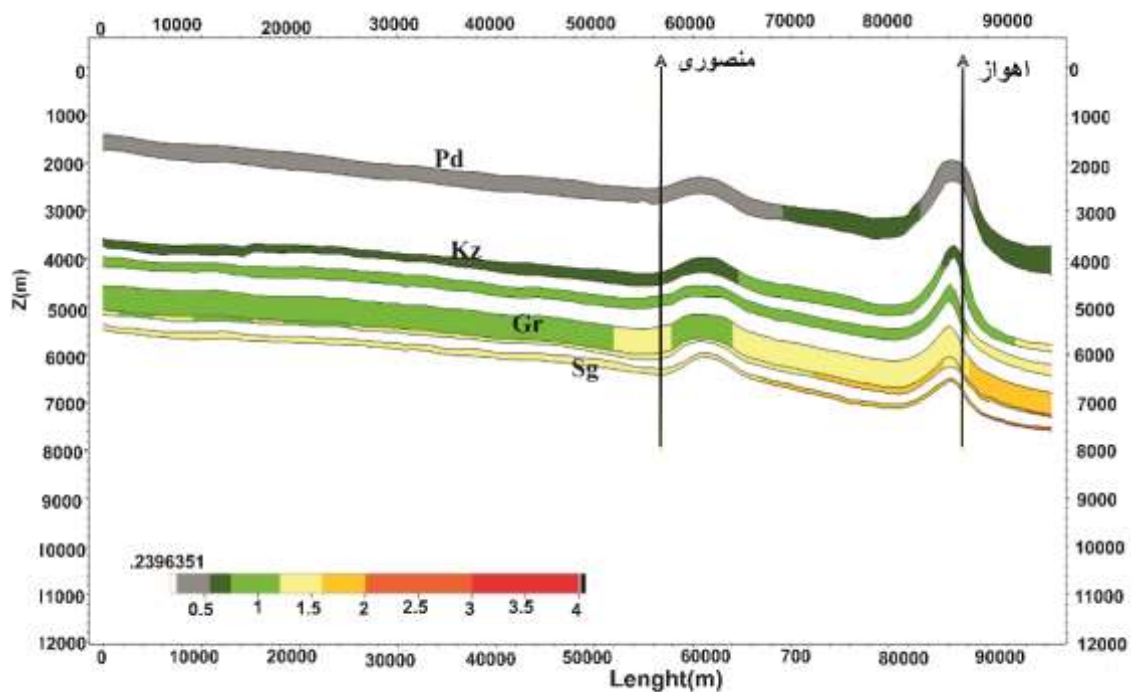
نتایج حاصل از مدل‌سازی نشان می‌دهد که حداکثر دمای ثبت شده در سازند پابده، حدود 90°C می‌باشد که به دلیل عمق تدفین اندک به پختگی لازم برای تولید هیدروکربن نرسیده است. سازندهای کژدمی و گرو به ترتیب در بازه‌های دمایی ۹۰ تا 105°C و 160°C تا 180°C قرار گرفته‌اند. سازند سرگلو نیز حداکثر دمای 173°C را تجربه کرده است (شکل ۸).

شکل ۹ وضعیت پختگی سازندها بر حسب انعکاس ویتروینایت در ناحیه مورد بررسی را نشان می‌دهد. همانگونه در شکل نیز مشخص است پختگی سازندها با افزایش عمق در ناودیس‌ها افزایش یافته و با توجه به مقادیر انعکاس ویتروینایت، ورود به پنجره نفتی در شرق ناحیه مورد بررسی آغاز شده است به گونه‌ای که سازند کژدمی در خط الراس تاقدیس دارای ضریب ویتروینایت حدود ۰/۸٪ است که در اوایل پنجره نفتی قرار دارد ولی با افزایش عمق (ناودیس) این مقدار به بیش از ۱/۳٪ می‌رسد که نشان‌دهندگی عبور سازند کژدمی از پنجره نفت‌زایی می‌باشد. میزان پختگی برای سازندهای گرو و سرگلو نیز در ناودیس بیشتر از تاقدیس‌ها می‌باشد، اما مواد آلی موجود در سازند پابده به دلیل عمق تدفین اندک به بلوغ لازم برای تولید هیدروکربن نرسیده است. نتایج مدل پختگی در حال حاضر، روند کلی کاهش پختگی سنگ‌های منشأ از فروافتادگی دزفول به سمت دشت آبادان را نشان می‌دهد.

ضخامت رسوبات میوسن تا عهد حاضر در شرق مدل بیشتر از غرب است. با کاهش عمق پی سنگ، جریان حرارتی افزایش پیدا می‌کند. افزایش ضخامت رسوبات در شرق مدل در زمان حال، عمق تدفین را نسبت به شرق افزایش می‌دهد که این پدیده نیز به میزان پختگی سنگ‌های منشأ در این سمت مدل کمک می‌کند. همچنین براساس مدل‌سازی یک بعدی از ۴ حلقه چاه واقع در میدین آب‌تیمور، بندکرخه، مشتاق شرقی و رامشیر اطراف مقطع مورد مطالعه (میدین اهواز و منصوری) و مدل‌سازی دوبعدی می‌توان گفت که میدان رامشیر در شرق مقطع بیشترین میزان پختگی را برای سازندهای مورد بررسی در منطقه دارد و هر چه به سمت غرب که میدین آب‌تیمور، بندکرخه و مشتاق شرقی قرار دارند پیش می‌رویم میزان انعکاس ویتروینایت سنگ‌های منشأ کمتر می‌شود (شکل ۱۰). میزان انعکاس ویتروینایت اندازه‌گیری شده چاه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد روند بلوغ سازندهای منشأ در منطقه مورد مطالعه از شرق به غرب کاهش می‌یابد. در واقع دو عامل افزایش جریان حرارتی و عمق تدفین در زمان حال بیشتر بودن میزان پختگی سنگ‌های منشأ را در سمت شرق کنترل می‌کنند.



شکل ۸- دمای بدست آمده از مدل سازی در مقطع شمال شرقی - جنوب غربی



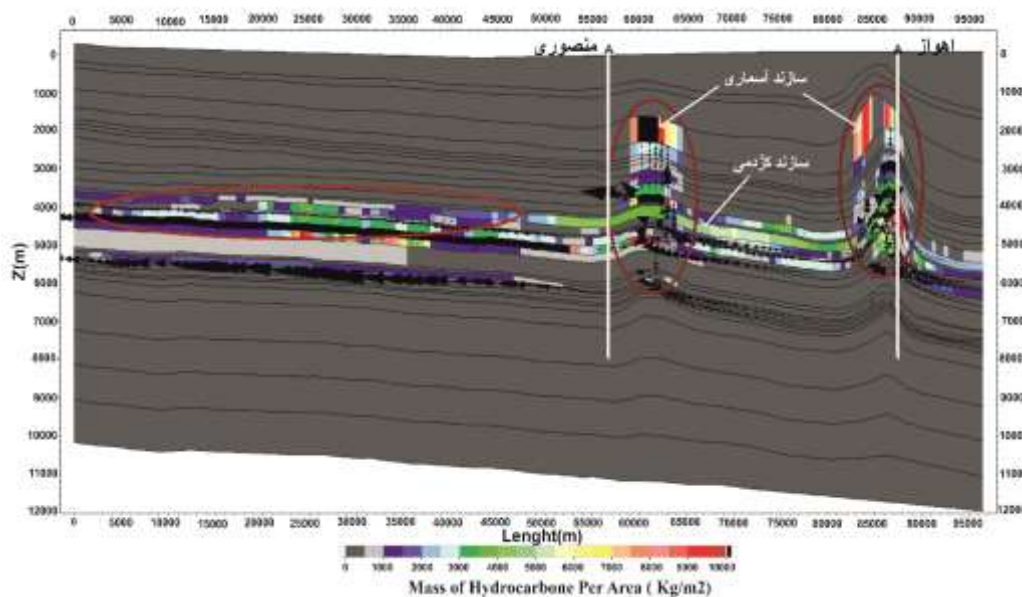
شکل ۹- نتایج ضریب انعکاس و تیرنایت در طول زمان در راستای مقطع مورد نظر



شکل ۱۰- روند تغییرات بلوغ در منطقه مورد بررسی

از مهم ترین نتایج مدل سازی تعیین مسیرهای مهاجرت هیدروکربن و پر شدن تله‌ها در یک سیستم نفتی می‌باشد. شکل ۱۱ خروجی نهائی مدل مهاجرت و پر شدن تله‌های نفتی ساخته شده در برش انتخابی در منطقه فروافتادگی دزفول را نشان می‌دهد. مسیر مهاجرت بر اساس اشباع‌شدگی هیدروکربن محاسبه می‌شود و تابع قانون داریسی می‌باشد. مدل مهاجرت تجمع زیادی از هیدروکربن‌ها را در زیر لایه کژدمی نشان می‌دهد. این تجمع در فواصل بین میداین نیز دیده می‌شود، این در حالیست در مخازن بالای سازند کژدمی تجمع در محل میداین مشاهده می‌شود. نتایج مدل‌سازی دوبعدی حاکی از این است که اتصال سیستم نفتی کرتاسه پیشین و میانی فقط در محل میداین به دلیل ژئومتری و بعضاً حضور گسل‌ها رخ می‌دهد و جداسدگی این دو سیستم توسط سازند کژدمی اتفاق می‌افتد. سازند کژدمی در سیستم نفتی منطقه دو نقش سنگ منشا و پوش‌سنگ را بازی می‌کند. این سازند در فروافتادگی‌های سمت شرق میدان اهواز و در فواصل بین دو میدان به اوج تولید نفت رسیده است. مقطع عرضی، مهاجرت هیدروکربن را با شدت زیادی به سمت دشت آبادان نشان می‌دهد. این جریان در سازند سروک با شدت کمتری در همان جهت مشاهده می‌شود و در سازند ایلام از بین می‌رود. با توجه به شدت مهاجرت جانبی در مخازن زیرلایه کژدمی و بعضاً بخش‌های مخزنی سازند سروک، اگر در فواصل بین میداین، سازندها با تغییر تخلخل و تراوایی مواجه شوند، احتمال تشکیل تله چینه‌ای زیاد است که نیاز است با مطالعات تکمیلی این مسئله بررسی شود. همانگونه که در شکل نیز مشخص است هیدروکربن تولیدشده از سازند کژدمی به علت سبک‌تر بودن نسبت به سایر سیالات (آب)، فشار مخزن، وجود مسیرهای عمودی مهاجرتی و وجود تخلخل نسبتاً بالا در افق‌های مخزنی وارد سازندهای سروک، ایلام و آسماری شده است و بصورت مایل با مولفه‌های افقی و عمودی به سوی راس تاقدیس مهاجرت کرده است. فشار پوش‌سنگی کژدمی مانع از عبور هیدروکربنها در خارج از محدوده تاقدیس‌ها شده است. سازندهای ایلام و سروک دارای لیتولوژی کربناته می‌باشند و تراوایی بیشتری نسبت به سازندهای پابده و گورپی دارند، این وضعیت مانع از حرکت هیدروکربنها در یال‌ها به سوی سازندهای پابده و گورپی شده و حرکت هیدروکربن پس از مهاجرت درون سازندهای ایلام و سروک باعث ایجاد اشباع‌شدگی در خط‌الراس تاقدیس می‌شود. افزایش اشباع‌شدگی، نیروی رانش بیشتری را ایجاد می‌کند. شکاف‌ها و ترک‌خوردگی‌هایی که به سبب چین‌خوردگی در راس تاقدیس ایجاد شده و نیروی رانش، مسیر مناسبی را برای مهاجرت عمودی هیدروکربن به سمت سازند آسماری فراهم می‌کند. در یال‌ها عدم

وجود ترک و اشباع‌شدگی بالا نسبت به مناطق بالایی تاقدیس، امکان کمتری برای مهاجرت هیدروکربن به سمت سازندهای پابده و گورپی فراهم آورده است.



شکل ۱۱- مدل مهاجرت هیدروکربن در راستای مقطع مورد نظر

۵- نتیجه گیری

سازندهای سرگلو، گرو، کژدمی و پابده به عنوان سنگ منشأ در دزفول شمالی مورد بررسی قرار گرفتند. مدل‌سازی یک بعدی بر روی چهار حلقه چاه واقع در میداین آب‌تیمور، بندکرخه، مشتاق شرقی و رامشیر و دوبعدی بر روی یک مقطع (میداین اهواز و منصوره) جهت تعیین پختگی و میزان خروج هیدروکربن انجام شد. از آن جایی که چاه‌ها در قسمت بالایی تاقدیس حفاری می‌شوند لذا اطلاعاتی از داده‌های قسمت‌های عمیق تاقدیس در دسترس نیست بنابراین مدل‌سازی دوبعدی ابزار مفید و توانمندی جهت بررسی این قسمت از تاقدیس می‌باشد.

۱- مقدار جریان حرارتی ۴۴ تا ۵۰ میلی وات بر متر مربع بیشترین انطباق را جهت کالیبراسیون مدل‌سازی‌های انجام شده نشان داد. کالیبره بودن همزمان دما و انعکاس ویتربینایت، افزایش یکنواخت ضریب انعکاس ویتربینایت با عمق حکایت از تکتونیک آرام منطقه دارد.

۲- باتوجه به مدل‌سازی یک بعدی، سازند آجاجاری در تمامی میداین فرسایش یافته که مقدار این فرسایش برای میداین آب‌تیمور، مشتاق شرقی و رامشیر به ترتیب ۱۶۰، ۲۰۰ و ۱۱۰۰ متر می‌باشد. سازند مذکور در میدان بندکرخه دچار فرسایش نشده است.

۳- طبق نتایج به دست آمده از مدل‌سازی یک بعدی سنگ‌های منشأ سرگلو و گرو در پنجره گازی قرار دارند و سازند کژدمی با توجه به زمان کوهزایی زاگرس، موثر در شارژ کردن میداین موجود در ناحیه است و در پنجره نفتی قرار دارد.

۴- سازند پابده با توجه به نتایج مدل‌سازی انجام گرفته در میداین مورد بررسی، مواد آلی موجود در آن نابالغ بوده و هیدروکربنی تولید نکرده است. دمای متوسط این سازند، حداکثر ۹۰ درجه سانتی گراد می‌باشد و میزان انعکاس ویتربینایت آن در منطقه نیز کمتر از ۰/۶٪ می‌باشد، سازند کژدمی با سن آلبین و گرو به ترتیب در بازه‌های دمایی ۹۰ تا ۱۰۵ °C و ۱۶۰ تا ۱۸۰ °C قرار گرفته‌اند. سازند سرگلو نیز حداکثر دمای ۱۷۳ °C را تجربه کرده است.

- ۵- نتایج مدل مهاجرت در مقطع مورد مطالعه نشان می‌دهد که دو سیستم هیدروکربنی کرتاسه پیشین و کرتاسه میانی توسط سازند کژدمی جدا شده و بنابراین مهاجرت هیدروکربن در لایه‌های عمیق‌تر از کژدمی غالباً بصورت جانبی و به سمت دشت آبادان بوده است
- ۶- در سازند آسماری به علت وجود گسل در میدین واقع در مقطع و عدم وجود عضو شیلی لافان، شارژ شدگی فقط در محل میدین اتفاق افتاده است. نتایج مدل‌سازی نشان می‌دهد که زمان اصلی تولید هیدروکربن در منطقه اواخر کرتاسه و اوایل ترشیاری می‌باشد.
- ۷- نتایج بررسی در این ناحیه نشان می‌دهد که میزان دما و پختگی مواد آلی در قسمت‌های مختلف تاقدیس، تغییرات زیادی داشته است.
- ۸- نتایج مدل‌سازی دوبعدی نشان می‌دهد که اتصال سیستم نفتی کرتاسه پیشین و میانی فقط در محل میدین به دلیل ژئومتری و بعضاً حضور گسل‌ها رخ می‌دهد و جداسدگی این دو سیستم نفتی توسط سازند کژدمی اتفاق می‌افتد.

سپاس و قدردانی

از داوران مقاله آقایان دکتر علی شکاری فرد و دکتر محمود معماریانی سپاسگزاری می‌گردد.

منابع

- [1] اشکان ح. ر، (۱۳۸۷) "ژئوشیمی آلی و کاربرهای آن در اکتشاف نفت" انتشارات مناطق نفت‌خیز جنوب، ۳۸۰ صفحه.
- [2] آقاباتی، ع. (۱۳۸۳) "زمین‌شناسی ایران" انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، تهران، ص ۵۸۶.
- [3] اورک ز، کردی م، کریمی ا. ر، "ارزیابی ژئوشیمیایی و گسترش رخساره‌های آلی سازند پابده در سواحل شمال‌غربی خلیج فارس و جنوب فروافتادگی دزفول با استفاده از تجزیه و تحلیل راک-اول"، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، دوره ۳۴، شماره ۳، صفحات ۹۵-۱۰۸، ۱۳۹۷.
- [4] درویش‌زاده ع، زمین‌شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر، ۱۳۹۴.
- [5] سراج، م. (۱۳۸۴) "تحلیل ساختاری مقدماتی میدین نفتی مناطق نفت‌خیز جنوب (محدوده فروافتادگی دزفول شمالی)، گزارش پ-۵۶۱۳، اهواز.
- [6] صابری، م. ح، اشرفی، ط.، خالقی، م. (۱۳۹۶) "مدل‌سازی یک بعدی حوضه‌ی رسوبی در میدان گازی تابناک، منطقه‌ی فارس ساحلی، ایران"، زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۷(۳)، ۷۵-۶۵.
- [7] مطیعی، ه. ۱۳۷۴. زمین‌شناسی ایران: زمین‌شناسی نفت زاگرس ۱-۲. سازمان زمین‌شناسی کشور
- [8] معماریانی م، بنی‌اسد، ع. (۱۳۹۰) "مطالعه بیومارکری نفت مخزن آسماری، میدین واقع در حاشیه شمال شرق دزفول فروافتاده" مجله زمین‌شناسی نفت ایران، جلد ۱، شماره ۱
- [9] ALA, M.A., KINGHORN, R.R.F., & RAHMAN, M.T., 1980, Organic geochemistry and source rock characteristics of the Zagros petroleum province, southwest Iran. *Journal of Petroleum Geology*, **3**(1), 61-89.
- [10] ALAVI, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of science*, **307**(9), 1064-1095.
- [11] BANIASAD, A., RABBANI, A.R., SACHSE, V. LITTKE, R., MOALLEMI, A., & SOLEIMANY, B., 2016, 2D Basin Modeling Study of the Binak Trough, Northwestern Persian Gulf, Iran. *Marine and Petroleum Geology*, **77**, 882-97.

- [12] BAURE, F. LITCKE, R. WIELENS, H. LAMPLE, C., & FUCHS, T., 2010, Basin Modeling Meets Rift Analysis - A Numerical Modeling Study from the Jeanne d'Arc Basin, Offshore Newfoundland, and Canada. *Marine and Petroleum Geology*, **27(3)**, 585–99.
- [13] BEHA, A., THOMSEN, R.O., & LITCKE, R., 2008, "A Rapid Method of Quantifying the - Flow Estimates in Basin Models." 31(April):167–78.
- [14] BLANC, E.P., ALLEN, M.B., INGER, S., & HASSANI, H., 2003, Structural styles in the Zagros simple folded zone, Iran. *Journal of the Geological Society*, **160(3)**, 401-412.
- [15] BORDENAVE, M.L. & HERGE, J. A., 2005, "The influence of tectonics on the entrapment of oil in the Dezful Embayment, Zagros Foldbelt, Iran", *Journal of Petroleum Geology*, **28(4)**, 339-368.
- [16] FURST, M., 1990, "Strike-Slip Faults and Diapirism of the South-Eastern Zagros Ranges." 149–82.
- [17] HAKIMI, M.H., ASKAR NAJAF, A. ABDULA, R.A. and MOHIALDEEN, I., 2017, Generation and Expulsion History of Oil-Source Rock (Middle Jurassic Sargelu Formation) in the Kurdistan of North Iraq, Zagros Folded Belt: Implications from 1D Basin Modeling Study. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **162**, 852–72.
- [18] Hantschel T. and Kauerauf I. 2009. Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling.
- [19] JACKSON, J., and MADINGLEY, R., 1981, Basement Faulting and the Focal Depths of the Larger Earthquakes in the Zagros Mountains (Iran), 561–86.
- [20] JAMES, G.A., WYND, J.G., 1965, Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area: AAPG Bulletin **49**, 2182–2245.
- [21] JASSIN, S.Z and GOFF, J.C., 2006, Geology of Iraq; Dolin, Brno, distributed by Geol Soc. London, 232–250.
- [22] Karimi A.R. Rabbani A.R. and Kamali M.R. (2016) "A bulk kinetic, burial history and thermal modeling study of the Albian Kazhdumi and the Eocene-Oligocene Pabdeh formations in the Ahvaz anticline, Dezful Embayment, Iran, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **146**, pp 61-70.
- [23] KARIMI A.R. RABBANI, A.R. KAMALI, M.R. and HEIDARFARD. M.H., 2016, Geochemical evaluation and thermal modeling of the Eocene–Oligocene Pabdeh and Middle Cretaceous Gurpi Formations in the northern part of the Dezful Embayment", *Arabian Journal of Geosciences*, 432, pp 1-16.
- [24] KOBRAEI, M., SADOONI, J., & RABBANI, A.R., 2019, Organic geochemical characteristics of Jurassic petroleum system in Abadan Plain and north Dezful zones of the Zagros basin, southwest Iran. *Journal of Earth System Science*, **128(3)**, 50.
- [25] MOUTHEREAU, F., LACOMBE, O., & VERGES, J., 2012, Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. *Tectonophysics*, **532**, 27-60.
- [26] NOETH, S.R. THOMSON, O. and LITCKE, R., 2002, A Method for Assessing Statistical Significance and Uncertainties for Calibration of 1-D Thermal Basin Maturation Models. *The American Association of Petroleum Geologists* **3(3)**, 417–31.
- [27] SABERI, M.H., RABBANI, A.R. & GHAVIDEL-SYOOKI, M., 2016, Hydrocarbon potential and palynological study of the Latest Ordovician–Earliest Silurian source rock (Sarchahan Formation) in the Zagros Mountains, southern Iran. *Marine and Petroleum Geology*, **71**, 12-25.
- [28] SEPEHR, M. and COSGROVJ.W., 2005, Role of the Kazerun Fault Zone in the formation and deformation of the Zagros fold-thrust belt, Iran, *Tectonics*, **24**, 1–13.
- [29] VERSFELT, P.L., 2001, AAPG Memoir 74, Chapter 21: Major Hydrocarbon Potential in Iran.
- [30] YULKER, A. CORNFORD, C. and WELTE D., 1978, One-Dimensional Model to Simulate Geologic, Hydrodynamic and Thermodynamic Development of a Sedimentary Basin. *Geologische Rundschau* **67(3)**, 960–79.

Studying Maturity and Migration Routes Using 2D Modeling in a number of Dezful Embayment Oilfields

A. Maleki, S.A. Moalemi, M.H. Saberi, M.H. Jazayeri

[*Mh.saberi@semnan.ac.ir](mailto:Mh.saberi@semnan.ac.ir)

Received: December 2019, Accepted: March 2020

Abstract

In the southwest of Iran there are large reservoirs of oil and gas including Jurassic and Cretaceous carbonates, in which they are suitable source rocks in the succession of the Early Cretaceous and Jurassic. The purpose of this Research was to evaluate the maturity of hydrocarbon fluids and to determine the migration path and properties of Pabdeh, Kazhdumi, Garu and Sargelu source rocks in the study area. For this purpose, one-dimensional burial history and thermal modeling in four oilfields and two-dimensional modeling for the study area were performed using Open Flow software to determine the maturity levels of the sedimentary, calving, and kerogen layers (s). Hydrocarbon outflow was evaluated. Comparison of measured vitrinite temperature and reflectance values with model results was used for model calibration. The results of one-dimensional modeling of the burial and thermal history in this study show that the kerogen (s) of the Sargelu, Garu, and Scorpion Formations have matured and have hydrocarbon outflow, but the organic matter or kerogen (s) of the Pabdeh Formation Not enough maturity to produce hydrocarbons. The results of migration model in the studied section show that the two Early Cretaceous and Middle Cretaceous hydrocarbon systems were separated by Kazhdumi Formation and therefore hydrocarbon migration in deeper layers of Kazhdumi was mostly lateral to Abadan plain. The hydrocarbon produced from the Kazhdumi Formation, in addition to charging the upper layers, migrated laterally to the Abadan plain due to the overall slope of the Ilam and Sarvak layers. In general, the maturation process of the source rocks decreased from east to west of the study area.

Keywords: 1D modeling, 2D modeling, Dezful embayment, Migration model

Investigation of main planktonic foraminifera bio-events at the base of the Coniacian and Santonian stages in the Surgah Formation, Maleh-Kuh and Sarkan wells, Southwest of Khoram Abad

M. Hadadi, M. Vahidinia, M.H. Mahmudy Gharai, M. Shafiee Ardestani

*Vahidinia@ferdowsi.um.ac.ir

Received: September 2019, Accepted: March 2020

Abstract

In this study, Surgah Formation at Maleh-Kuh and Sarkan section in the southwest of Khoram Abad has been studied based on bio-event models. Surgah Formation at Sarkan well no.1 and Maleh-Kuh has 46 and 82-meter thickness respectively and was placed on the Sarvak Formation and under the Ilam Formation. In this study, Surgah Formation was composed of shale, limy shale with glauconite and pyrite. In this section, two Turonian-Coniacian and Coniacian-Santonian boundaries were recognized in *Dicarinella concavata* Interval Zone. Based on FADs *Dicarinella concavata* and *Globotruncana lapparenti* were detected Turonian-Coniacian boundary. Also based on FADs *Dicarinella asymetrica* and *Globotruncana linneiana* (Pill Box Like) were distinguished Coniacian - Santonian boundary in this section. All of main bio-events were realized around the Turonian-Coniacian and Coniacian-Santonian boundaries corrolable with the Coccioni and Premoli-Silva and Lamolda respectively.

Keywords: Zagros sedimentary basin, Surgah Formation, Planktonic foraminifera events, Turonian-Coniacian boundary.



Modeling of Horizontal Extent of Payzone Layer on the Basis of Petrophysical Parameters Variations Using Indicator Kriging Method in one of the Southwest Iranian Oil Fields

F. Saberi, F. M. Torab, K. Taheri

*Kio.taheri@yahoo.com

Received: September 2019, Accepted: March 2020

Abstract

Investigating the Status of oil potential distribution in the pay zone is one of the best ways to reduce drilling costs as well as quick access to the reservoir and optimal production of hydrocarbon resources. The purpose of this study, is to estimate the porosity, water saturation, thickness parameters and ultimately to reach to the potential state of the production zone that in the One of the southwestern oilfields is located 50 kilometers north of the port of Genaveh. Therefore, according to the data obtained from 76 wells of this field, variation of reservoir petrophysical parameters were modeled with variogram operation and using geostatistical methods. By using ordinary Kriging method, the values of the parameters were estimated in the whole field. Subsequently, by using the indicator kriging method, the field boundaries were separated in order to obtain the exact area of the oil zone and the volume of oil in place and finally by considering the 80% probability level, The definite boundary of the presence of the production zone was determined in the block model and In this zone the volume of reservoir's hydrocarbon was estimated about 147/5 million cubic foot.

Keywords: Petrophysical Parameters, Geostatistics, Indicator Kriging, Production Zone, Southwest Oil Field

The impact of microfacies and diagenesis characteristics on the reservoir quality of Asmari Formation in the Gevarzin gas field, Zagros basin, south Iran

K. Mombani, N. Abbassi, A. Yahyaei

*abbasi@znu.ac.ir

Received: October 2019, Accepted: February 2019

Abstract

Asmari Formation from the Gevarzin Gas Field (GGF), in the south Iran, shows uneven contact (probably as erosional unconformity boundary) with the marl and pelagic limestone of Pabdeh Formation and conformable overlain by the evaporate sediments of Gachsaran Formation, as a main cap rock of Asmari Formation reservoirs. Excavated cores from the one of the wells of GGF is 183 m in thickness, which includes 1.30 m from the top of Pabdeh Formation, 162.4 m from the Asmari Formation and 19.30 m from the basal layers of Gachsaran Formation. Asmari Formation comprises alternation of limestone, calcite dolomitic, claystone and shale with green marl in this well. Petrography studies and facies analysis on the thin sections and cores led to identification of 12 microfacies, which formed in shallowing upward sequence of a carbonate ramp system from deep-sea basin to sabkha environments. The ramp includes deep environments, open sea, patch reef, bio-, clastic-bars, lagoon and tidal environments, and changed to the restricted environment, which confirmed by overlain evaporative sediments of Gachsaran Formation. Diagenesis processes are main factors on carbonate reservoir quality of GGF. The diagenesis history of the studied samples is summarized as A) vadose zone diagenesis, includes the crystallization, cementation, and dissolution processes. B) marine phreatic diagenesis, comprises bioturbation, micritization and cementation processes. C) burial diagenesis, confirmed by compression-induced, pressure dissolution and mechanical fracturing processes. The microfacies data show a wide varieties of reservoir characteristics and therefore a heterogeneous reservoir has been formed. Microfractures, however have strongly influence on the reservoir quality in this well of GGF. Confluence of dissolved and fractures porosities led to increase of permeability of the reservoir. The high-quality reservoir estimated for grainstone/packstone sediments of coated grains microfacies with moldic porosity. These microfacies formed by the dissolution of ooid-bearing packstone in the vadose zone.

Keywords: Asmari Formation, Microfacies, Carbonate Ramp, Diagenesis, Reservoir Quality, Gavarzin Gas Field



Analysis Correlation of Seismo-Tectonic in Bakharden-Quchan Zone with Geometry Disorders of Earthquakes

J. Biglari, A. Kangi, A.R Jafarian

[*tectogeology@gmail.com](mailto:tectogeology@gmail.com)

Received: September 2019, Accepted: December 2019

Abstract

The most seismic activities have observed around and along major fault systems of this zone in NE Iran that involving of an array active right lateral-strike slip faults have distributed by trending NW-SE. Neotectonic activities and mechanism changing of faults to reverse thrusting faults have caused to increase stress, shortening and increasing seismicity with high density of earthquakes in their ends bending. Structural relation faults between this zone and Binaloud through Meshkan thrusting-transfer zone which is major motion engine of Bakharden-Quchan zone to put it constantly under neotectonic stresses convergence of Arabia-Eurasia plates since last phase Alpine orogeny. In this paper fractal analysis through box counting method has done and D values change between 0-2. If D closes to zero, faults and earthquakes are focusing in a point with high tension and if D closes to 2 is shown low tension, dispersal faults and earthquakes in whole of region. In this paper values are closed to 2 and both surface/volume fractal dimensions distribution show higher seismicity activities in Central and Western parts of Kopeh Dagh in NE Iran.

Keywords: Seismotectonic, Seismicity, Seismic Sources, Fractal dimension, Neotectonic Zone of Bakharden-Quchan.

Biostratigraphy of Dariyan Formation in Lar Anticline (north east Gachsaran) and Lower Cretaceous sediments in Kolah Ghazi section (South west Isfahan)

M. Shirzade¹, H. Vaziri-Moghaddam*², A. Bahrami³, A. Seyrafian⁴

1. MSc in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan
- 2, 4. Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan
3. Associate of Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan

* avaziri7304@gmail.com

Received: June 2019, Accepted: December 2019

Abstract

In order to identify foraminifera and determine the age of Dariyan Formation and the lower Cretaceous sediments of Central Iran, a section of Dariyan Formation in Lar Anticline (north east Gachsaran) (with a thickness of 111m, thick, medium and thin layer of limestone, marl and marly limestone) and Kolah Ghazi section (south west Isfahan) (with a thickness of 260m, thick to medium layer limestone and shale) were studied. Based on biostratigraphic studies of Lar Anticline section, 28 benthonic foraminifera and 4 planktonic foraminifera have been identified in 4 biozones contains: Hedbergellids - Orbitolinids assemblage zone, *Mesorbitolina texana* zone, *Mesorbitolina* gr. *subconcava* zone, *Favusella washitensis* rang zone. Based on biostratigraphic of Lower Cretaceous sediments in Kuh-e-Kolah Ghazi, 21 benthonic foraminifera and 1 planktonic foraminifera have been identified and consequently 2 biozones are recognized contains: *Mesorbitolina texana* zone, *Mesorbitolina* gr. *subconcava* zone. The studied areas were correlated with some sections of the Dariyan in Kuh-e-Fahliyan, Kuh-e- Mangasht and Meymand. Accordingly, the sedimentation of two studied sections in Lar Anticline and Kuh-e-Kolah Ghazi were started from Late Aptian which were later than the other sections, and the end of sedimentation in the Kuh-e-Kolah Ghazi was earlier than the other sections in the Late Aptian age, while the end of sedimentation of Dariyan Formation in other sections was in Early Albian age.

Keywords: Dariyan Formation, Lar Anticline, Cretaceous sediments, Kolah Ghazi, Biostratigraphy, Biozone.



Iranian Journal of Petroleum Geology **Number 17, Spring & Summer, 2019**



Contents

Page

- Biostratigraphy of Dariyan Formation in Lar Anticline (north east Gachsaran) and Lower Cretaceous sediments in Kolah Ghazi section (South west Isfahan) 1
M. Shirzadeh, H. Vaziri-Moghaddam, A. Bahrami, A. Seyrafian
- Analysis Correlation of Seismo-Tectonic in Bakharden-Quchan Zone with Geometry Disorders of Earthquakes 16
J. Biglari, A. Kangi, A.R Jafarian
- The impact of microfacies and diagenesis characteristics on the reservoir quality of Asmari Formation in the Gevarzin gas field, Zagros basin, south Iran 26
K. Mombani, N. Abbassi, A. Yahyaei
- Modeling of Horizontal Extent of Payzone Layer on the Basis of Petrophysical Parameters Variations Using Indicator Kriging Method in one of the Southwest Iranian Oil Fields 47
F. Saberi, F. M. Torab, K. Taheri
- Investigation of main planktonic foraminifera bio-events at the base of the Coniacian and Santonian stages in the Surgah Formation, Maleh-Kuh and Sarkan wells, Southwest of Khoram Abad 62
M. Hadadi, M. Vahidinia, M.H. Mahmudy Gharaie, M. Shafiee Ardestani
- Studying Maturity and Migration Routes Using 2D Modeling in a number of Dezful Dam Oilfields 76
A. Maleki, S.A. Moalemi, M.H. Saberi, M.H. Jazayeri



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, Retired faculty member at RIPI

Executive manager: G. Sharafi

Literary Editor & Internal Officer: A. Bahrami, Associate Professor at University of Isfahan



Editorial Board:

A. Bashari, Retired faculty member at RIPI

A. Bahrami, Associate Professor at University of Isfahan

B. Habibnia, Associate Professor at Petroleum University of Technology

B. Soleimani, Professor at Shahid Chamran University, Ahwaz

A. Seyrafian, Professor at University of Isfahan

E. Kazemzadeh, Assistant Professor at RIPI

S.A. Moallemi, Assistant Professor at IOR Research Institute

R. Mosavi Harami, Professor at Ferdowsi University of Mashhad

A. Vatani, Professor at Institute of Petroleum, University of Tehran

Referees:

M. Bargrizan

A. Bashari

F. Fardoust

A. Rahmani

B. Habibnia

B. Soleimani

A. Shekarifar

A. Safari

A. Seyrafian

M. Memariani

M. Mokhtari

H. Vaziri-Moghaddam

Address:

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

P. O. Box: 16315-499

Postal Code: 1661634155

Tel: (+98 21) 22856408

Fax: (+98 21) 22856407

Website: www.ispg.ir