



مجله زمین شناسی نفت ایران

سال نهم، شماره ۱۸، پائیز و زمستان ۱۳۹۸

صاحب امتیاز: انجمن زمین شناسی نفت ایران

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

سر دبیر: دکتر علی صیرفیان، استاد بازنشسته 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

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 بازنشسته 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

همکاران علمی این شماره مجله به ترتیب حروف الفبا:

۱- دکتر محمود برگریزان

۲- دکتر علی بهرامی

۳- دکتر ایمان زحمتکش

۴- دکتر بهمن سلیمانی

۵- دکتر علی صیرفیان

۶- دکتر عزیزاله طاهری

۷- دکتر سجاد کاظم شیرودی

۸- دکتر حامد عامری

۹- دکتر محمود معماریانی

۱۰- دکتر مهدی یزدی

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>

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



زمین شناسی نفت ایران

سال نهم، شماره ۱۸، پائیز و زمستان ۱۳۹۸

- فهرست مقالات
- صفحه
۱. بازسازی شرایط محیط رسوبی سازند تارپور براساس تجزیه و تحلیل میکروفاسیس ها در ناحیه مورک (جنوب سمیرم)
حسین قنبرلو، امراله صفری، حسین وزیری مقدم
 ۲. مدل سازی هرزروی گل حفاری و تعیین نقاط بحرانی و مناسب جهت حفاری چاه های جدید در مخزن سروک میدان آزادگان
بهمن سلیمانی، عباس اسمعیلی، احسان لرکی
 ۳. مقایسه روشهای $\Delta \log R$ و مبتنی بر کانی شناسی در تخمین مقدار کربن آلی سازند پابده در میادین اهواز و رگ سفید
مهدی شفیعی، سید حسن طباطبایی، مرتضی طبایی، نادر فتحیان پور، علی اپرا
 ۴. ریز زیست چینه نگاری، عمق سنجی دیرینه و شناسایی گونه های جدید از روزنبران شناور سازند آبدراز در برش قلعه زو، باختر حوضه رسوبی کپه داغ
میثم شفیعی اردستانی، محمد وحیدی نیا، فاطمه فرازی فر
 ۵. زیست چینه نگاری، زیست رخساره های کنودونتی و اندیس تغییر رنگ (CAI) کنودونت ها در نهشته های دونین بالایی-کربنیفر در برش انارک، ایران مرکزی
الهه ستاری، علی بهرامی، حسین وزیری مقدم، عزیزاله طاهری، ساندرایزابلای کایسر و پیتر کونیگشوف
 ۶. سرشت نمایی مخازن ماسه ای بورگان واقع در شمال غرب خلیج فارس بسوی کویت
علیرضا بشری

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: آقائباتی، 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

بازسازی شرایط محیط رسوبی سازند تاربور براساس تجزیه و تحلیل میکروفاسیس ها در ناحیه مورک (جنوب سمیرم)

حسین قنبرلو^۱، امراله صفری^{۲*}، حسین وزیری مقدم^۳

^۱ دانشجوی دکتری چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان

^{۲*} دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

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

*safari@sci.ui.ac.ir
a.safari901@gmail.com

دریافت شهریور ۱۳۹۹، پذیرش دی ماه ۱۳۹۹

چکیده

به منظور بازسازی شرایط محیط رسوبی رسوبات ماستریشتین میانی-بالایی (سازند تاربور) در ناحیه مورک (جنوب سمیرم) از مطالعات میکروفاسیس استفاده گردید. سازند تاربور در ناحیه مورک با ضخامت ۲۳۹ متر از آهک و شیل تشکیل شده است. این سازند بر روی سازند گورپی و زیر رسوبات کنگلومرای پالئوسن قرار دارد. هفت میکروفاسیس براساس توزیع آلومک های اصلی و ویژگی های رسوبی تشخیص داده شد. علاوه براین رسوبات سازند تاربور در یک پلت فرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال تشکیل شده است. براساس تفسیر و توزیع عمودی میکروفاسیس ها بیشتر رسوبات در ناحیه مورد مطالعه در یک محیط تحت تاثیر امواج طوفانی ته نشین شده اند و به همین دلیل باعث عدم تشکیل تجمعات رودیستی و فراوانی جلبک های سبز دازی کلا داسه آ در ناحیه مورد مطالعه گردیده است. همچنین به علت ورود مواد آواری و افزایش مواد غذایی، قشرسازی بیشتر توسط بیروزئرها صورت پذیرفته است.

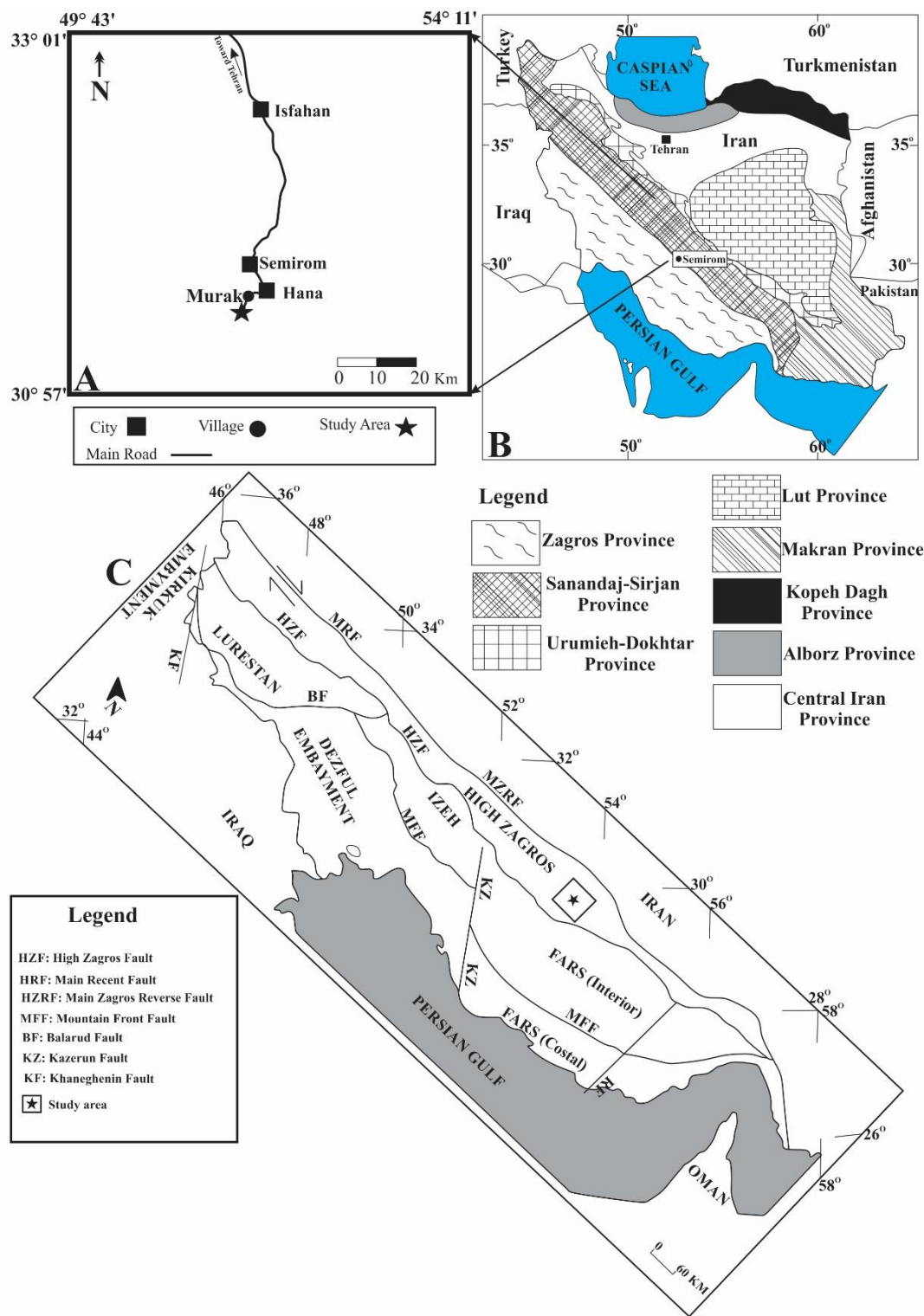
کلمات کلیدی: رودیست، سازند تاربور، میکروفاسیس، امواج طوفانی، ماستریشتین

۱- مقدمه

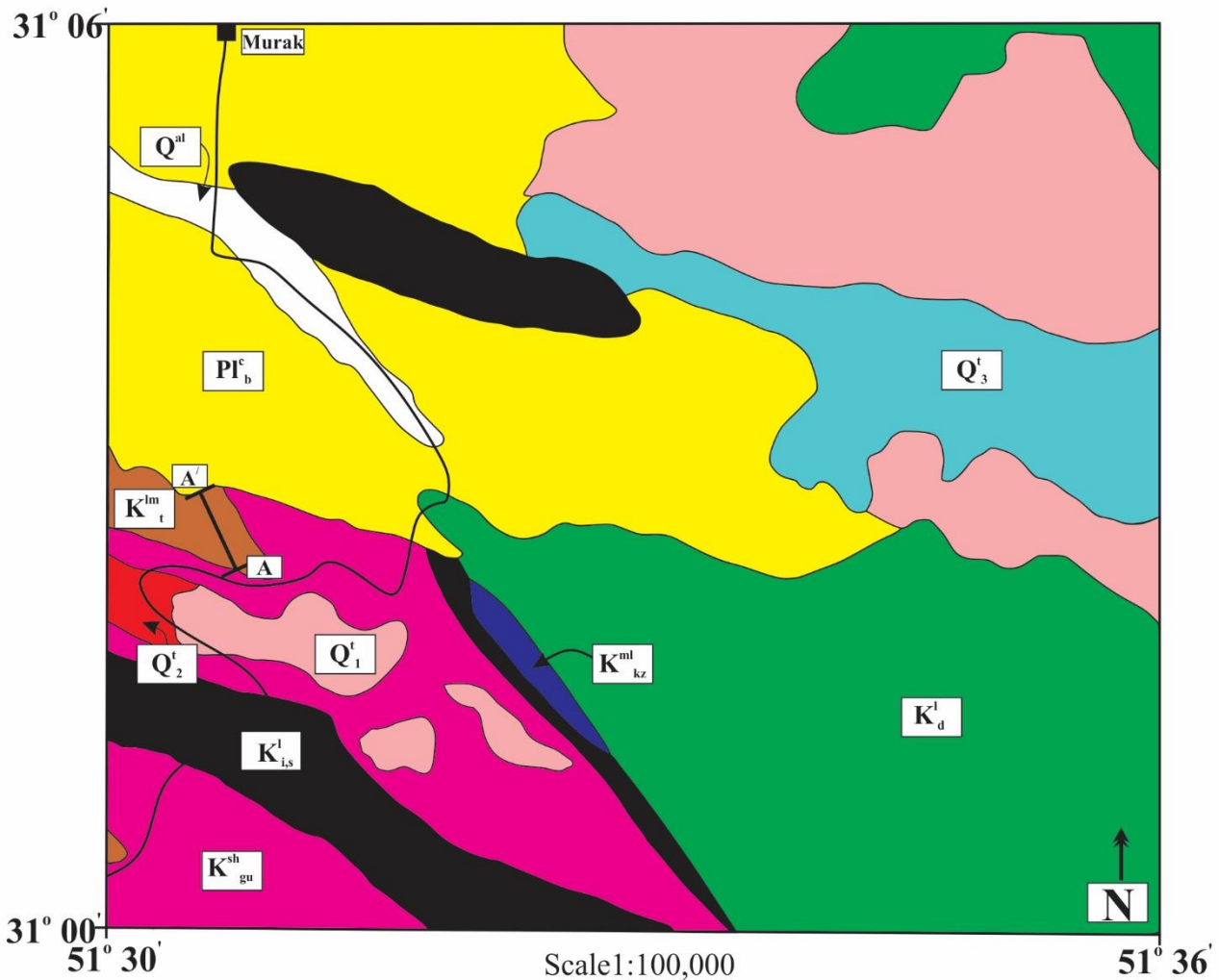
رسوبات رودیست دار کامپانین-ماستریشتین حوضه نئوتتیس دارای ذخایر هیدروکربنی مهمی به ویژه در کشور عراق هستند [۳۱ و ۳۲]. علاوه بر این، رسوبات سازند تاربور از چاه های اکتشافی جنوب غرب ایران گزارش شده است [۵۴]. این سازند برای اولین بار توسط جمیز و واین در سال ۱۹۶۵ مطالعه و سن آن کامپانین-ماستریشتین تعیین گردید [۴۰]. محیط رسوبی و شرایط حاکم محیط تشکیل سازند تاربور در مجلات داخلی [۶ و ۴] و خارجی [۷۶ و ۱۳ و ۵۴] توسط محققان مطالعه و چاپ شده است. برآشت و همکاران (۱۹۹۸) اولین مطالعات میکروتافونامی را انجام دادند [۲۲]. این محققین معتقد بودند که به علت در نظر گرفته نشدن فرایند های تافونومیکی (مانند انتقال و رسوب گذاری مجدد در محیط) در مطالعات مربوط به ریز رخساره ها نمی توان با قاطعیت در مورد انرژی و شرایط محیط رسوبگذاری اظهار نظر کرد. تفسیر ناقص میکروفاسیس ها زمانی آشکار می شود که محققین ناچار به مقایسه انرژی و شرایط رسوبگذاری دو محیط مشابه (از نظر فونا و میکروفاسیس ها) شوند [۲۲ و ۶۷]. با این حال تاکنون تفسیر محیط رسوبگذاری سازند تاربور براساس میکروفاسیس ها و با در نظر گرفتن فرایند های تافونومیکی توسط محققین انجام پذیرفته است و تفسیر محیط رسوبگذاری با تلفیق این دو دیدگاه کامل تر می شود. در این مطالعه سعی شده است که محیط رسوبگذاری رسوبات ماستریشتین میانی-بالایی در ناحیه مورک (جنوب سمیرم) براساس توزیع میکروفاسیس ها و با در نظر گرفتن فرایند های تافونومیکی تفسیر شود.

۲- زمین شناسی ناحیه مورد مطالعه

صفحه ایران را می توان به چند زون ساختاری-رسوبی اصلی تقسیم کرد و این زون های ساختاری-رسوبی عبارتند از: کپه داغ، البرز، ایران مرکزی، کمان ماگمایی ارومیه-دختر، سنندج-سیرجان، زاگرس، لوت و مکران [۱۸ و ۳۶] (شکل ۱). زون زاگرس یک کمربند چین خورده است که از شمال سوریه و جنوب غربی ترکیه با روند شمال غربی-جنوب شرقی شروع شده و تا جنوب غرب ایران ادامه دارد [۳۱ و ۱۱]. محققان این زون ساختاری-رسوبی را به زیر زون های زاگرس مرتفع، لرستان، فارس، فروافتادگی دزفول و ایذه تقسیم کرده اند [۲۹]. برش الگوی سازند تاربور در زون زاگرس و زیر زون فارس و در نزدیکی روستای تاربور (کوه گدوان) واقع شده است و شامل ۵۲۷ متر سنگ آهک و مارن های خاکستری می باشد و با ناپیوستگی بر روی سازند گورپی قرار گرفته و توسط سازند ساچون پوشیده شده است [۱]. ناحیه مورک (جنوب سمیرم) در زیر زون زاگرس مرتفع قرار گرفته و این زیر زون به وسیله گسل اصلی زاگرس (از زون سنندج-سیرجان) و گسل زاگرس مرتفع (از دیگر زیر زون ها) جدا می شود [۲۱ و ۱۴ و ۴۸]. سازند تاربور در ناحیه مورد مطالعه شامل ۲۳۹ متر آهک های نازک، متوسط، ضخیم و توده ای همراه با میان لایه های شیلی است (شکل ۲). این سازند در این ناحیه بر روی سازند گورپی قرار گرفته و توسط رسوبات کنگلومرای متعلق به سن احتمالاً پالئوسن پوشیده شده است. نتایج تحقیقات نویسندگان این مقاله بر روی این رسوبات نشانگر این مطلب است که قلوه سنگ های حاوی فسیل های شاخص دوران سنوزوئیک (اشکوب پالئوسن به بعد) در این رسوبات حضور ندارند و اکثر رسوبات تشکیل دهنده این کنگلومرا متعلق به سازند تاربور هستند (شکل ۲). علاوه بر این، در سایر تحقیقات صورت گرفته در این ناحیه به این مطلب اشاره شده است [۳۴].



شکل ۱- موقعیت ناحیه مورد مطالعه. A: راههای دسترسی به ناحیه مورک (جنوب سمیرم) [۲]. B: زون های ساختاری-رسوبی سازنده صفحه ایران [۲۹]. C: زون ساختاری- رسوبی زاگرس [۳۶].



Legend

Mesozoic	Cretaceous	Cenozoic	
		Paleo	Quaternary
			Q ^{al} : River channel and recent alluvium.
			Q ³ : Silty, sandy and clay flat.
			Q ² : Young terraces and alluvial fans.
			Q ¹ : Older terraces and alluvial fans.
			Pl ^b : Alternation conglomerate, marl, siltstone and sandstone (Paleocene age).
			K ^{lm} _t : Rudistic limestone and red sandstone (Tarbur Formation).
			K ^{sh} _{gu} : Grey, blue shale, grey marl with interbedded, grey sandstone (Gurpi Formation).
			K ^{ls} : Cream to white well bedded limestone with interbedded marl and grey chert (Ilam-Sarvak Formation).
			K ^{ml} _{kz} : Alternation marl, grey, thin bedded limestone, shale and grey chert (Kazhdomi Formation).
			K ^d : Massive to well bedded orbitolina limestone with interbedded shale and dark marl (Dariyan Formation).
			A — A' Study area

شکل ۲- نقشه زمین شناسی ناحیه مورک (جنوب سمیرم) [۳].

۳- مواد و روش مطالعه

ناحیه مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی ۳۱ درجه، ۲ دقیقه و ۲۶ ثانیه شمالی و ۵۱ درجه، ۳۱ دقیقه و ۱۶ ثانیه شرقی در ۷۱ کیلومتری جنوب شهرستان سمیرم و ۱۳ کیلومتری غرب روستای مورک قرار گرفته است (شکل ۱). در مجموع ۱۲۱ نمونه از ناحیه مورد مطالعه به طور سیستماتیک جمع آوری و مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه گردید. شناسایی بافت رسوبی

مقاطع نازک براساس منابعی مانند دانهام (۱۹۶۲) و امبری و کلوان (۱۹۷۲) و طبقه بندی میکروفاسیس ها بر اساس فلوجل (۲۰۱۰) صورت پذیرفته است. حضور فراوان رودیست ها در رسوبات سازند تاربور در ناحیه مورد مطالعه می تواند برای تفسیر انرژی محیط مورد استفاده قرار گیرد. علاوه بر این روزن داران کف زی بزرگ نیز در این رسوبات به فراوانی یافت می شوند. با توجه به موارد مذکور، ویژگی های تافونومیکی (خردشدگی، ساییدگی، قشرسازی و تخریب زیستی) در مقاطع نازک براساس منابعی مانند کارانانته و همکاران (۱۹۹۸)، کارانانته و همکاران (۲۰۰۰)، روبرتی و توسکانو (۲۰۰۲) و روبرتی و همکاران (۲۰۰۷) تعیین شده است. میزان تخریب پوسه روزن داران کف زی بزرگ براساس بیوینگتون-پنی (۲۰۰۴) در مقاطع نازک شناسایی گردید.

۴- بحث

۴-۱- نحوه تعیین سن ناحیه مورد مطالعه

براساس مطالعات زیست چینه نگاری دو زون تجمعی در ناحیه مورد مطالعه شناسایی گردید. زون تجمعی اول شامل روزن دارانی مانند *L. turcica* (A), *L. occidentalis*, *L. minor* (A), *L. minor* (B), *L. sp.*, *L. elongata*, *L. matsumarui*, *L. ketini* (A), *L. harrisoni*, *L. coxi*, *Omphalocyclus sp.*, *Triloculina sp.*, *Siderolites sp.*, *Quinqueloculina sp.* و زون تجمعی دوم حاوی روزن دارانی مانند *L. turcica* (A), *L. occidentalis*, *L. sp.*, *L. elongata*, *L. ketini* (A), *L. kahtaensis*, *L. morgani*, *L. baykali*, *L. oktayi*, *L. persica*, *L. turcica* (B), *Omphalocyclus sp.*, *Triloculina sp.*, *Siderolites sp.*, *Quinqueloculina sp.* هستند. این دو زون تجمعی با زون تجمعی شماره ۳۷ و ایند ۱۹۶۵ (*Omphalocyclus-Loftusia assemblage zone*) مطابقت داشته و سن ماستریشتین را برای سازند تاربور در ناحیه مورد مطالعه نشان می دهند. علاوه بر این براساس مطالعات مریچ و گورمز ۲۰۰۱ زون تجمعی اول (به دلیل حضور گونه های لوفتوزیای *L. harrisoni*, *L. minor* (A), *L. minor* (B) سن ماستریشتین میانی و زون تجمعی دوم (به دلیل حضور گونه های لوفتوزیای *L. kahtaensis*, *L. morgani*, *L. baykali*, *L. oktayi*) سن ماستریشتین بالایی را نشان می دهند لذا سن سازند تاربور در ناحیه مورد مطالعه ماستریشتین میانی- بالایی است.

۴-۲- میکروفاسیس ها

براساس توزیع دانه های اسکلتی اصلی و همچنین بافت رسوبی در مجموع ۷ میکروفاسیس در ناحیه مورد مطالعه شناسایی شد (شکل های ۳ و ۵). این میکروفاسیس ها از ساحل به دریا عبارتند از:

1: بایوکلست میلیولید استراکد پکستون-گرینستون

میلیولید (۲۰ درصد) و استراکد (۴۵ درصد) از اجزای اصلی و خرده های اکینید، و دازی کلا داسه آ از اجزای فرعی این میکروفاسیس به شمار می روند. بافت این میکروفاسیس دانه پشتیبان است (شکل ۳A). این رخساره شامل آهک های متوسط لایه کرم رنگ بدون ساخت رسوبی است.

تفسیر:

محققان باور دارند که میلیولید و استراکد در لاگون های محصور به فراوانی مشاهده می شوند [۸]. محیط های لاگون محصور حاوی مقدار فراوان میلیولید و استراکد است [۱] و [۱۰ و ۲۵]. بافت این میکروفاسیس گویای انرژی متوسط تا

بالا برای محیط رسوب گذاری است [۴۷]. براین اساس این میکروفاسیس در یک محیط لاگون محصور ته نشین شده است. مشابه این میکروفاسیس از سازند تاربور در ناحیه خرامه (جنوب شرق شیراز) گزارش شده است [۴].

2.L: بایوکلیست میلیولید مادستون-وکستون

میلیولید (۵۵ درصد) فراوان ترین و اصلی ترین سازنده ی این میکروفاسیس است. استراکد، گاستروپود، اکیئید، دازی کلاداسه آ، کورال، دوکفه ای و رودیست از اجزای فرعی این میکروفاسیس محسوب می شوند (شکل ۳B). آهک های متوسط تا ضخیم لایه کرم رنگ فاقد ساخت رسوبی تشکیل دهنده این ریزرخساره هستند.

تفسیر:

میلیولید ها در لاگون های گلی حضور فراوان دارند [۲۰ و ۷۷]. حضور فراوان میلیولید در محیط های کم عمق مشاهده می شوند [۳۸ و ۳۸]. گیل (۲۰۰۰) باور دارد که میلیولید ها در لاگون محصور به وفور یافت می شوند. مشابه این میکروفاسیس از رسوبات سنومانین بالایی و ماستریشین شمال شرق عراق توسط محققان گزارش شده است [۴۵ و ۱۲]. همچنین مشابه این میکروفاسیس در سازند تاربور در حوضه زاگرس ایران شناسایی شده است [۴]. این میکروفاسیس در محیط لاگون محصور تشکیل شده است.

3.L: بایوکلیست دازی کلاداسه آ / میلیولید لوفتوزیا پکستون

از اجزای اصلی این میکروفاسیس لوفتوزیا (L) (۴۵ درصد)، میلیولید (۳۰ درصد) و دازی کلاداسه آ (۲۰ درصد) و از اجزای فرعی خرده های استراکد، دوکفه ای، اکیئید و رودیست می باشند (شکل C2 و C1). در بعضی مقاطع نازک میکروسکوپی مقدار جلبک سبز دازی کلاداسه آ افزایش می یابد. میزان خردشدگی و ساییدگی در این میکروتافوفاسیس از متوسط تا زیاد متغیر است. در مقابل میزان تخریب زیستی و قشر سازی در مقاطع نازک میکروسکوپی اندک است. تخریب پوسته روزن داران کف زی بزرگ از مقدار کم تا زیاد متغیر (category 1 and 3) و میزان آسیب دیدگی پوسته نمونه های متعلق به لوفتوزیا (L) اندک بوده و پوسته ها نسبتاً سالم هستند. علاوه بر این میزان تخریب رودیست ها به شدت زیاد است. این ریز رخساره حاوی آهک های متوسط تا ضخیم لایه کرم رنگ فاقد ساخت رسوبی است. در برخی مقاطع نازک میکروسکوپی فراوانی جلبک سبز دازی کلاسه آ افزایش می یابد.

تفسیر

روزن داران پرسلانوز و آگلوتینه در لاگون محصور به فراوانی مشاهده گردیده است [۸]. محققین معتقد هستند که روزن داران بدون منفذ (مانند میلیولید) و آگلوتینه (لوفتوزیا) و جلبک سبز دازی کلاداسه آ در لاگون محصور حضور فراوان دارند [۷ و ۶۲ و ۶۹ و ۴۵ و ۲۵ و ۵۰] مشابه این میکروفاسیس توسط عزیزی و همکاران (۱۳۹۴) از سازند تاربور گزارش شده است. محیط لاگون محصور را می توان برای تشکیل این میکروفاسیس در نظر گرفت. تاثیر انرژی هیدرودینامیکی آب دریا بر میزان تخریب پوسته روزن داران بزرگ مورد بررسی قرار گرفته است [۳۷]. نتایج این بررسی نشان می دهد که روزن داران کف زی بزرگ با پوسته دوکی شکل (مانند لوفتوزیا) کمتر تحت تخریب انرژی ناشی از امواج قرار می گیرد. حضور نمونه های سالم و کمتر تخریب شده لوفتوزیا (L) در میکروتافوفاسیس های اول و دوم نشان دهنده این مطلب است که انرژی محیط قادر به تخریب پوسته های مربوط به این روزن دار کف زی نبوده است. این درحالی است که پوسته روزن داران دیگر به شدت آسیب دیده و به قطعات ریز تبدیل شده اند. بیوینگتون-پنی (۲۰۰۴) باور دارد که خرد شدگی شدید پوسته روزن داران کف زی بزرگ نشان دهنده انتقال وسیع توسط امواج و جریانات دریایی است. مجموعه ای از

خرده های نرم‌تان، رودیست، تکستولارید، میلیولید، لیتولید، نزازتید، و جلبک سبز از محیط های انرژی متوسط تا بالا گزارش شده اند [۶۲]. براساس مطالب ذکر شده این میکروتافوفاسیس در یک محیط پر انرژی و تحت تاثیر امواج طوفانی و عادی نهشته شده است.

4L: بایوکلست دازی کلاداسه آ/لوفتوزیا میلیولید اربیتوئیده وکستون/پکستون/گریستون

اجزای اصلی شامل روزن داران منفذ دار با فراوانی ۴۰ درصد (امفالوسیکلوس، سیدرولیتس، اربیتوئیدس و خانواده روتالیده)، لوفتوزیا با فراوانی ۲۰ درصد (L)، میلیولید (۲۰ درصد) و دازی کلاداسه آ (۱۵ درصد) می باشند. روزن دارانی مانند دیسیکلینا، دیکتیوکونوس و خرده های اکینید، رودیست، گاستروپود، استراکد، دوکفه ای، براکیوپود، کورال و کورالیناسه آ از اجزای فرعی این میکروفاسیس می باشند (شکل ۳D). در برخی مقاطع نازک میکروسکوپی می توان شاهد افزایش فراوانی جلبک سبز دازی کلاداسه آ بود. نرخ خردشدگی و ساییدگی در این میکروتافوفاسیس از مقدار متوسط تا زیاد در نوسان است. تخریب زیستی بندرت در مقاطع نازک میکروسکوپی مشاهده می گردد. میزان قشرسازی در این میکروتافوفاسیس از کم تا متوسط متغیر است. نرخ آسیب دیدگی پوسته روزن داران کف زی بزرگ از میزان کم تا زیاد (category 1 and 3) در نوسان است و همچنین آسیب دیدگی کمتر در پوسته نمونه های متعلق به لوفتوزیا (L) مشاهده گردیده است. رودیست ها به شدت خرد شده هستند و میزان خرد شدگی در مرجان و جلبک سبز دازی کلاداسه آ کمتر است. آهک های نازک تا ضخیم لایه و توده ای کرم رنگ فاقد ساخت رسوبی تشکیل دهنده این ریز رخساره هستند.

تفسیر

روزن داران منفذ دار (به عنوان مثال روتالیا و اربیتوئیده) و بدون منفذ (مثل میلیولید و دیسیکلینا) در محیط های لاگون نیمه محصور به فراوانی یافت می شود [۷۲ و ۴۵]. محققان نتیجه گرفتند که رسوبات حاوی روزن داران منفذ دار و بدون منفذ در دوران سنوزوئیک در محیط لاگون نیمه محصور تشکیل شده است [۹ و ۵۱]. مشابه این ریز رخساره از سازند اقرا ادر شمال شرق عراق گزارش شده است [۴۵]. سایر محققان میکروفاسیس های مشابه این میکروفاسیس را از سازند تارپور گزارش کرده اند [۴ و ۵]. تخریب کم پوسته روزن داران کف زی بزرگ نشان دهنده انتقال اندک توسط جریانات و درمقابل تخریب شدید پوسته این روزن داران (تبدیل شدن به قطعات ریز) گویای انتقال به مسافت طولانی توسط جریانات درون محیط و یا تخریب زیستی توسط تخریب گر هایی مانند ماهی ها و اکینودرم ها است [۱۷]. پوسته رودیست ها ممکن است توسط امواج عادی و طوفانی خرد شده و به قطعات ریز تبدیل شوند [۵۳]. این میکروفاسیس در محیط پر انرژی و تحت تاثیر امواج عادی و طوفانی تشکیل شده است.

B: بایوکلست رودیست گریستون

خرد های رودیست (۷۰ درصد) با گرد شدگی و جورشدگی خوب در این میکروفاسیس فراوان وجود دارند. اجزای فرعی این میکروفاسیس شامل خرده های روزن دارانی مانند لوفتوزیا، امفالوسیکلوس، سیدرولیتس و همچنین دازی کلاداسه آ، گاستروپود، استراکد، دوکفه ای و اکینید می باشند (شکل ۳E). خردشدگی و ساییدگی میزان متوسط تا زیاد در نوسان بوده است. در این میکروتافوفاسیس تخریب زیستی و قشرسازی مشاهده نگردیده است. خرد شدگی رودیست ها زیاد بوده و رودیست ها به قطعات ریز تبدیل شده است. با این حال خرد شدگی جلبک سبز دازی کلاداسه آ کمتر است. این ریز رخساره شامل آهک های متوسط و ضخیم لایه تا توده ای کرم رنگ فاقد ساخت رسوبی است.

تفسیر

گرد شدگی و جورشدگی متوسط تا خوب آلوکم های اصلی نشان دهنده یک محیط پر انرژی و سد بایوکستی است [۶۶] و ۵۸ و ۳۰ و ۵۵ و ۴۴ و ۵۶]. محققان مشابه این ریز رخساره را به محیط سد بایوکستی با انرژی بالا نسبت داده اند [۶۶ و ۵۸ و ۴۴]. مشابه این میکروفاسیس در سازند تاربور توسط محققان شناسایی شده است [۴]. براساس ویژگی های ذکر شده این میکروفاسیس می تواند در یک محیط پرانرژی (سد بایوکستی) تشکیل شده باشد. خردشدگی کامل رودیست ها به قطعات ریز در محیط گویای تاثیر امواج طوفانی و دیگر جریان ها در محیط رسوبگذاری است [۲۴ و ۷۴]. خرد شدگی و گرد شدگی آلوکم های اسکلتی در محیط هایی با انرژی بالا در مدت انتقال و رسوبگذاری دوباره است [۴۳]. انرژی بالا و خرد شدگی شدید آلوکم ها در اثر امواج عادی و طوفانی را می توان برای محیط تشکیل این میکروتافوفاسیس در نظر گرفت.

O 1: بایوکست رودیست پکستون (رودستون)

رودیست ها (۶۵ درصد) سازنده اصلی و خرده های کورال، گاستروپود، کورالیناسه آ، استراکد، اکینید و بریوزثر از اجزای فرعی این میکروفاسیس محسوب می شوند (شکل ۳F). میزان خردشدگی، ساییدگی و تخریب زیستی از کم تا متوسط در این میکروتافوفاسیس متغیر است. با این وجود نرخ قشرسازی از مقدار کم تا زیاد در نوسان بوده و در برخی مقاطع نازک میکروسکوپی قشر سازی چند لایه ای (توسط جلبک قرمز کورالیناسه آ و بریوزثر) مشاهده می گردد. رودیست ها خرد شده ولی خرد شدگی رودیست ها در این میکروتافوفاسیس کمتر از دیگر میکروتافوفاسیس ها است. کورال ها کمتر آسیب دیده و نسبتا سالم هستند. آهک های متوسط و ضخیم لایه تا توده ای کرم رنگ فاقد ساخت رسوبی در طی رسوبگذاری این ریز رخساره تشکیل شده اند.

تفسیر

فراوانی قطعات بزرگ رودیست با خردشدگی کم در محیط دریای باز (رمپ میانی) و بین قاعده امواج عادی و قاعده امواج طوفانی توسط محققین گزارش شده است [۵۸ و ۲۸]. خرد شدگی رودیست ها به قطعات بزرگ می تواند به وسیله ارگانسیم های تخریب گر و یا امواج طوفانی صورت پذیرفته باشد [۵۸ و ۴۹]. میکروفاسیس های مشابه این میکروفاسیس از سازند تاربور گزارش شده است [۴ و ۵]. محیط رمپ میانی را می توان برای تشکیل این میکروفاسیس در نظر گرفت. نرخ خردشدگی متوسط مرجان ها انرژی کم تا زیاد آب دریا را نشان می دهد [۵۲]. نرخ کم خرد شدگی و ساییدگی در پوسته رودیست ها حاکی از این است که انرژی محیط کم و امواج پرانرژی در محیط رسوب گذاری وجود ندارند ولی انتقال اندک پوسته ها صورت پذیرفته است [۲۴ و ۷۴ و ۴۳]. ساندرس (۱۹۹۹) و ساندرس و پونز (۱۹۹۹) با مطالعه بر روی رودیست ها به این نتیجه رسیدند که خردشدگی رودیست ها به قطعات بزرگ توسط امواج پرانرژی در محیط رسوب گذاری صورت پذیرفته است. برخی از محققان معتقد هستند که حضور همزمان کورال و رودیست و قشرسازی ضخیم توسط جلبک قرمز کورالیناسه آ نشان دهنده ی یک محیط با سطح بالای مواد غذایی و پرانرژی است [۶۷ و ۶۲]. ساندرس و همکاران (۲۰۰۷) باور دارد که قطعات بزرگ رودیست در اثر انرژی محیط به فاصله کوتاه حمل شده اند. رودیست ها توسط امواج و جریان های دیگر در فواصل کم حمل شده و خرد شدگی اندکی را نشان می دهند. با این حال انرژی محیط رسوب گذاری قادر به جلوگیری از تشکیل تجمعات رودیستی بوده است و موجب خرد شدگی رودیست ها و حمل و انتقال این موجودات در محیط رسوبگذاری شده است. علاوه بر این در بعضی از موارد می توانیم شاهد گسترش جلبک های قرمز کورالیناسه آ و مساعد شدن شرایط محیط برای قشرسازی توسط این موجودات باشیم.

O 2: بایوکست رودیست اربیتوئیده و کستون-پکستون

روزن داران منفذ دار با فراوانی ۵۰ درصد مانند امفالوسیکلوس، اریتوتئیدس، لپیداریتوتئیدس، سیدرولیتس، خانواده روتالیده و خرده های رودیست (۳۵ درصد) از اجزای اصلی این میکروفاسیس است. از اجزای فرعی می توان به خرده های اکینید، استراکد، گاستروپود، دوکفه ای، کورالیناسه آ اشاره کرد (شکل ۳G). خرد شدگی و ساییدگی از نرخ متوسط تا زیاد را نشان می دهند. تخریب زیستی و قشرسازی به مقدار کم در مقاطع نازک میکروسکوپی دیده می شوند. آسیب دیدگی متوسط تا زیاد (category 2 and 3) روزن داران کف زی بزرگ در این میکروتافوفاسیس مشاهده می گردد. رودیست ها به شدت خرد شده و به قطعات ریز تقسیم می شوند ولی قطعات بزرگ رودیست در بعضی مقاطع نازک میکروسکوپی دیده می شوند. این ریز رخساره شامل آهک های متوسط و ضخیم لایه تا توده ای کرم رنگ بوده و این آهک ها فاقد ساخت رسوبی هستند.

تفسیر

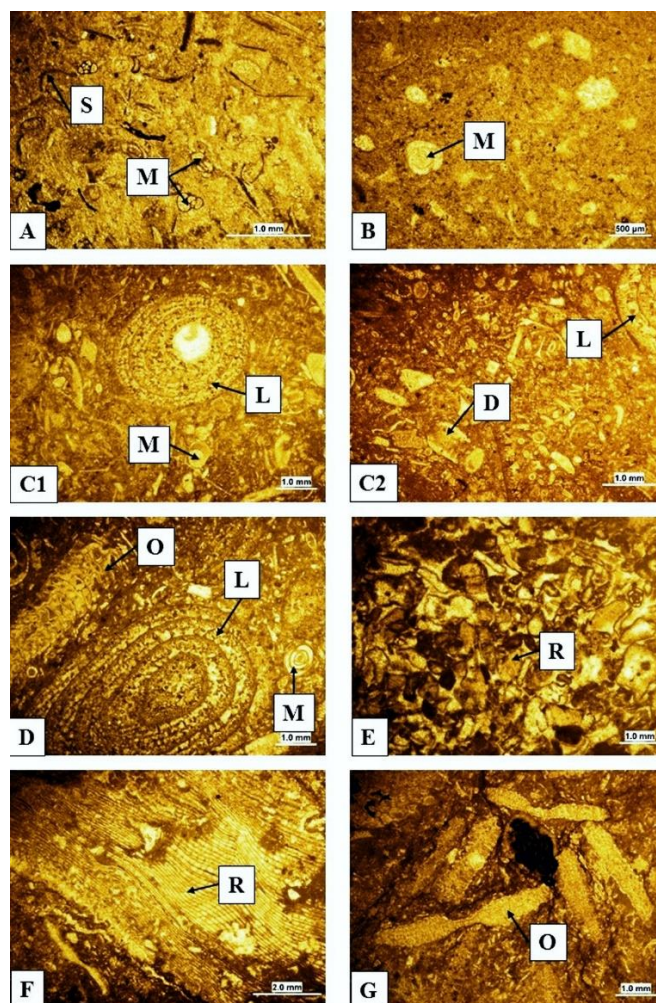
روزن داران بزرگ همزیست دار (مانند اریتوتئیدس، لپیداریتوتئیدس و سیدرولیتس) از محیط دریای باز به فراوانی گزارش شده اند [۴۵ و ۲۸]. مشابه این میکروفاسیس از سازند اقرا در شمال شرق عراق گزارش شده است [۴۵]. علاوه بر این میکروفاسیس های مشابه از دیگر نقاط زاگرس ایران توسط محققان شناسایی شده است [۴ و ۵]. این میکروفاسیس در محیط رمپ میانی رسوبگذاری کرده است. نرخ خرد شدگی و ساییدگی بالای رودیست ها گویای عملکرد شدید امواج طوفانی و سایر جریانات در محیط رسوب گذاری است [۲۴ و ۷۴]. آسیب دیدگی متوسط تا زیاد پوسته روزن داران بزرگ نشان دهنده انتقال در مسافت طولانی توسط امواج و یا تخریب توسط موجودات تخریب گر است [۱۷]. به نظر می رسد که این میکروتافوفاسیس در یک محیط پرانرژی و تحت تاثیر امواج طوفانی و عادی ته نشین شده است.

رخساره آواری (sh)

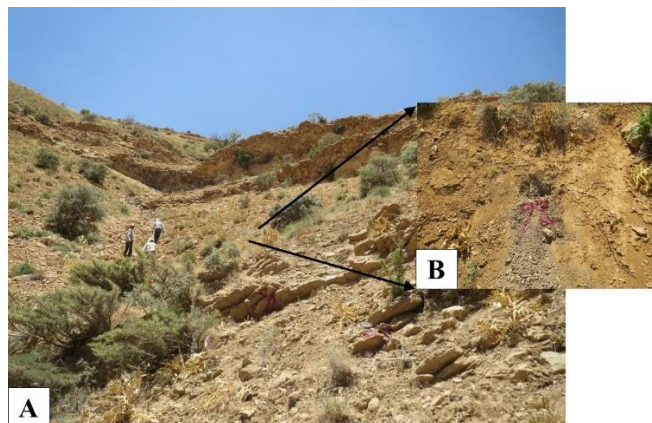
رسوبات شیلی خاکستری رنگ نازک لایه فاقد ساخت رسوبی در ناحیه مورد مطالعه شامل میلیولید بوده است (شکل ۴).

تفسیر

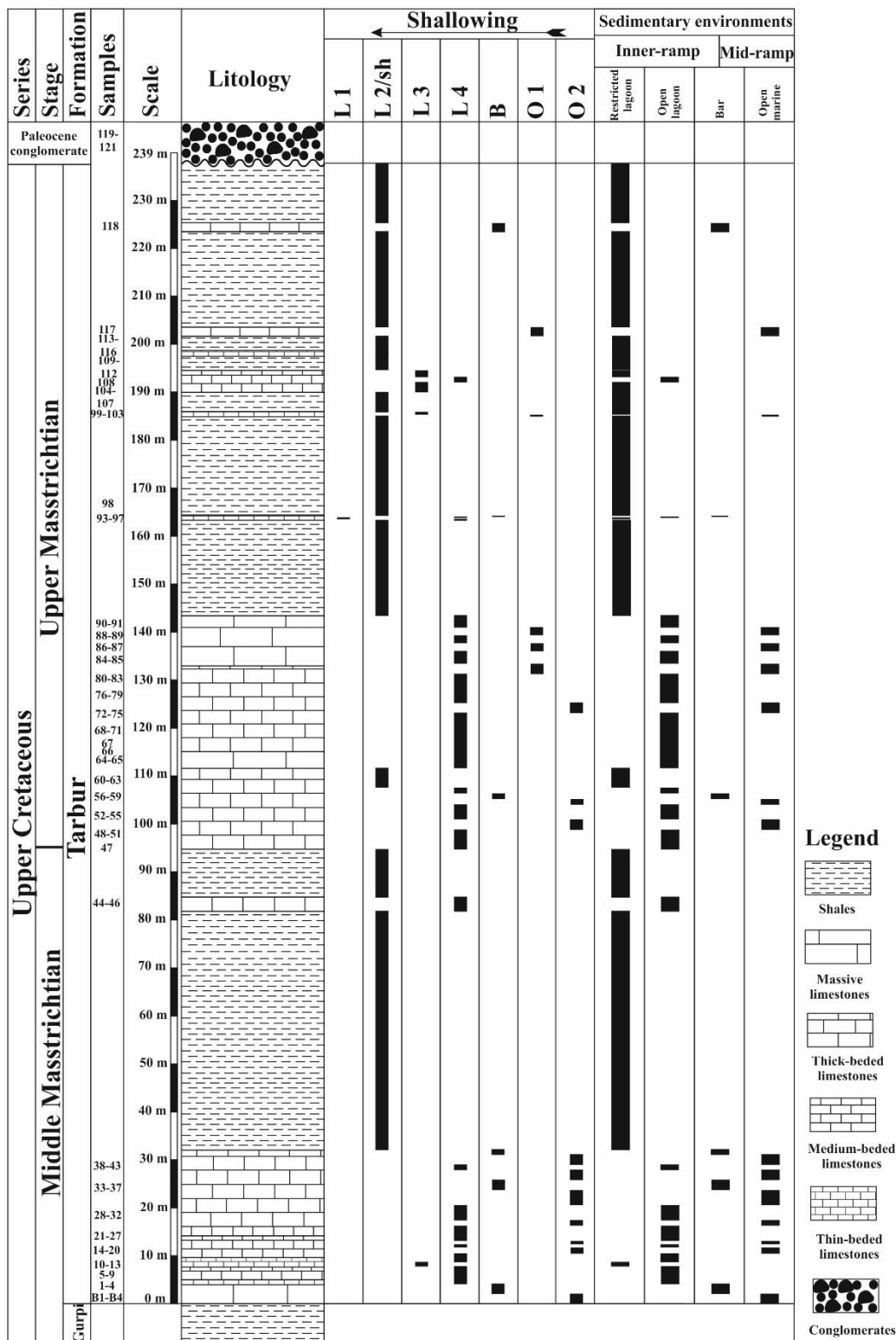
حضور فراوان میلیولید در این رخساره نشان دهنده رسوبگذاری در یک محیط لاگون محصور است. این رخساره از لحاظ جایگاه چینه شناسی در بین دو میکروفاسیس های L1 و L3 قرار گرفته است. مشابه این رخساره توسط محققان از سازند تاربور گزارش شده و به محیط لاگون نسبت داده شده است [۴ و ۵].



شکل ۳: A- بایوکلست میلیولید استراکد پکستون-گرینستون (L 1)، M: میلیولید، S: استراکد؛ B: بایوکلست میلیولید مادستون-وکستون (L 2)، M: میلیولید؛ C1 and C2: بایوکلست دازی کلا داسه / میلیولید لوفتوزیا پکستون (L 3)، M: میلیولید، L: لوفتوزیا، D: دازی کلا داسه آ؛ D: بایوکلست دازی کلا داسه آ / لوفتوزیا میلیولید اربیتوئیده وکستون-پکستون (L 4)، M: میلیولید، L: لوفتوزیا، : امفالوسیکلوس؛ E: بایوکلست رودیست گرینستون (B)، R: رودیست؛ F: بایوکلست رودیست پکستون (رودستون) (O 1)، R: رودیست؛ G: بایوکلست رودیست اربیتوئیده وکستون-پکستون-گرینستون (O 2)، O: امفالوسیکلوس.



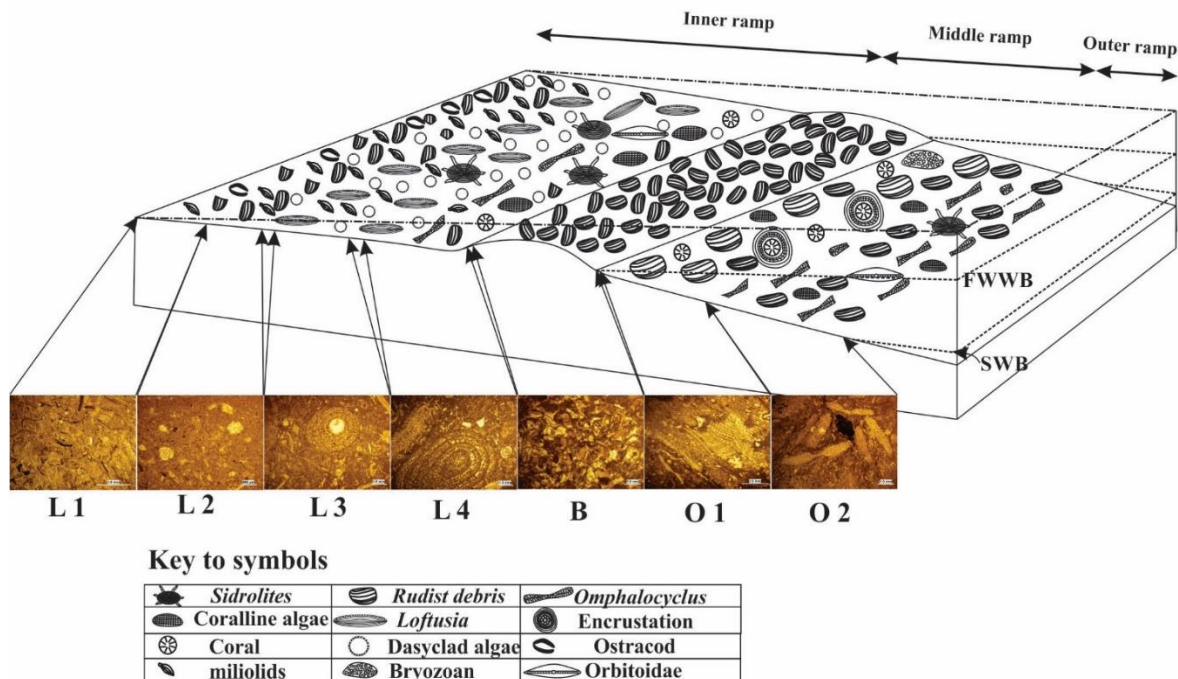
شکل ۴: A- نمایی از تناوب آهک و شیل های سازند تارپور. B: تصویر صحرایی رخنمون از لایه های شیلی سبز رنگ در ناحیه مورک (جنوب سمیرم).



شکل ۵- توزیع عمودی میکروفاسیس ها در ناحیه مورک (جنوب سمیرم).

۵- محیط رسوبگذاری

سد های بایوکستی (به عنوان مثال اسکلتی و انیدی) یکی از ویژگی های مهم پلت فرم های کربناته از نوع رمپ های هموکلینال است و این در حالی است که چنین رسوباتی در پلت فرم های کربناته از نوع شلف باز حضور ندارند [۷۰ و ۷۱ و ۳۰]. علاوه بر این توالی توریدایتی بوما در پلت فرم های کربناته از نوع شلف لبه دار و رمپ های با انتهای شیب دار (distally steepened ramp) گسترش زیادی دارند [۷۰ و ۷۱ و ۳۰]. حضور سد بایوکستی (ریزرخساره B) و عدم وجود رسوبات ریزشی (توالی توریدایتی بوما) در توالی مورد مطالعه گویای این مطلب است که رسوبات سازند تاربور در یک پلت فرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال ته نشین شده است (شکل ۶). علاوه بر این آثار و شواهد مربوط به سکانس تمپستایت در مطالعات صحرایی و مقطع نازک میکروسکوپی در توالی مورد مطالعه مشاهده نگردیده است. رمپ داخلی را می توان به زیر محیط های لاگون محصور، لاگون نیمه محصور و سد بایوکستی تقسیم کرد. میکروفاسیس های بایوکست میلیولید استراکد پکستون-گرینستون (L 1)، بایوکست میلیولید مادستون-وکستون (L 2)، بایوکست دازی کلاداسه /آ میلیولید لوفتوزیا پکستون (L 3) در لاگون محصور تشکیل شده اند. علاوه بر این میکروفاسیس های بایوکست دازی کلاداسه /آ لوفتوزیا میلیولید اربیتوئیده و کستون/پکستون/گرینستون (L 4) و بایوکست رودیست گرینستون (B) به ترتیب در محیط های لاگون نیمه محصور و سد بایوکستی ته نشین شده اند. میکروفاسیس های بایوکست رودیست پکستون (رودستون) (O 1) و بایوکست رودیست اربیتوئیده و کستون-پکستون-گرینستون (O 2) متعلق به محیط دریای باز (رمپ میانی) هستند.

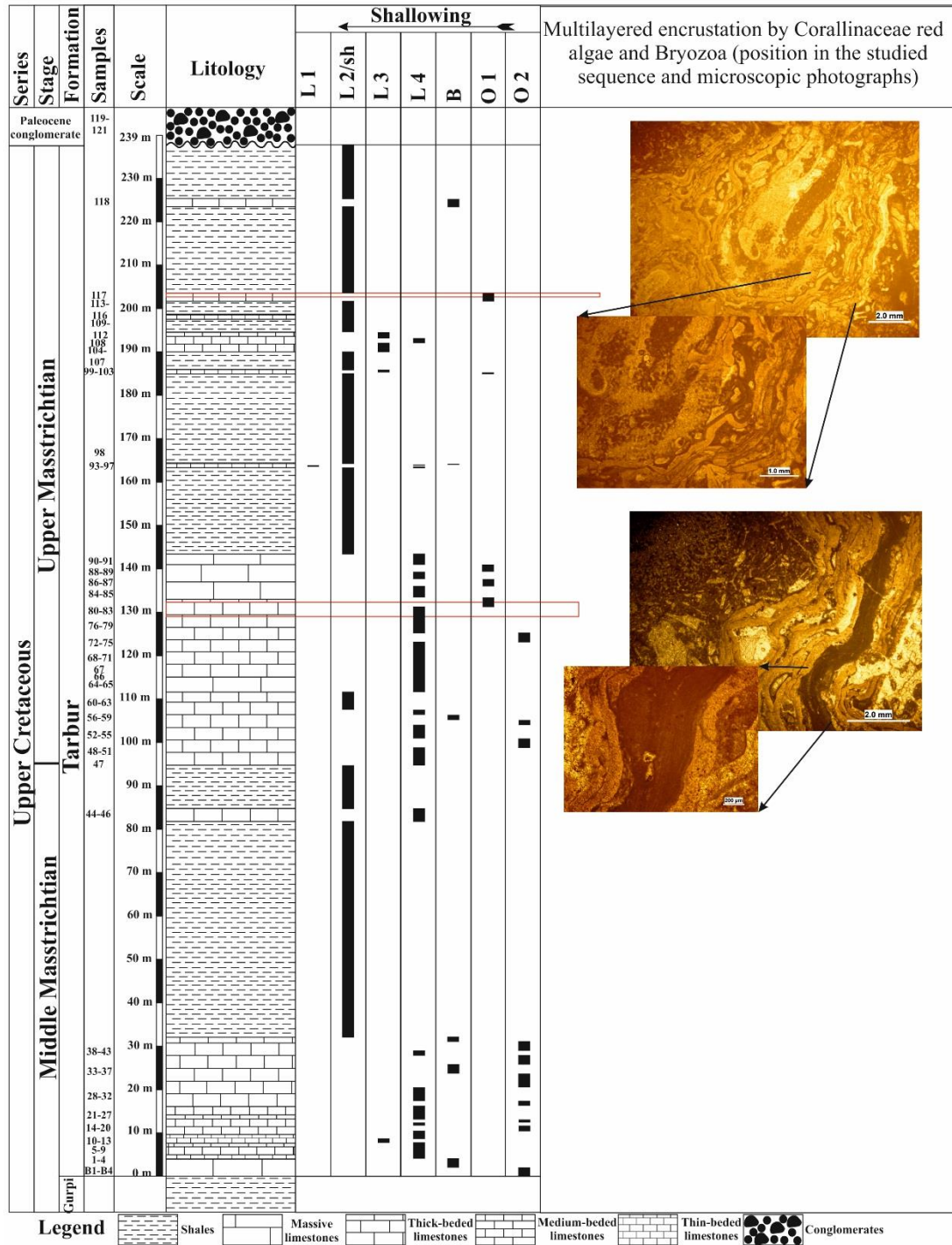


شکل ۶- مدل رسوبی سازند تاربور در ناحیه مورک (جنوب سمیرم).

۵-۱- انرژی محیط رسوبگذاری

جوامع رودیستی در محیط های کم عمق دریایی به شدت تحت تاثیر فرایندهای تافونومیکی قرار گرفته و تجمع و حفظ شدگی این موجودات به عوامل مختلفی بستگی دارد [۶۱]. با این حال این محقق تاثیر ساختار و ترکیب شیمیایی پوسته

رودیست ها را در میزان خردشدگی پوسته این موجودات ناچیز در نظر گرفت. ساندرس (۲۰۰۱) معتقد است که بایوستروم و تجمعات رودیستی ممکن است توسط تخریب فیزیکی توسط امواج طوفانی از بین برود. علاوه بر این تعدادی از محققان باور دارند که رودیست ها قادر به ساختن چارچوب های محکم در برابر امواج طوفانی نیستند و به راحتی توسط این امواج خرد شده و به مناطق دیگر حمل می شوند [۲۳ و ۶۶ و ۷۵]. محققان نشان دادند که رودیست ها محیط های پرانرژی تر و طوفانی تر را نسبت به مرجان ها برای زندگی ترجیح می دهند [۶۴]. عوامل محیطی محدود کننده (مانند شوری، ورود مواد آواری و غذایی، سرد شدگی آب و هوا، محیط های پرانرژی و غیره) باعث از بین رفتن تجمعات رودیست ها و جایگزین شدن روزن داران کف زی کوچک و جلبک سبز دازی کلاذاسه آ در محیط می شوند [۶۲]. فراوانی جلبک سبز دازی کلاذاسه آ در رسوبات نشان دهنده فراوانی مواد غذایی در محیط و شرایط طوفانی است [۱۵ و ۶۰]. براساس موارد ذکر شده در بالا و توزیع عمودی میکروفاسیس ها به نظر می رسد که شرایط لازم برای تشکیل تجمعات رودیستی وجود نداشته و شرایط طوفانی و جریانات موجود در حوضه رسوب گذاری از تشکیل تجمعات رودیستی جلوگیری می کرده است (شکل های ۴ و ۶). با توجه به این مطلب که حضور و گسترش تجمعات رودیستی نشان دهنده دفن سریع و نرخ رسوبگذاری بالا است [۶۵ و ۲۳ و ۷۵ و ۷۳ و ۵۹]. با وجود لایه های شیلی در توالی مورد مطالعه (نشان دهنده ورود مواد آواری و نرخ بالای رسوب گذاری) علت عدم تشکیل تجمعات رودیستی قابل بررسی و مطالعه بیشتر است (شکل ۷). علاوه بر این جلبک سبز دازی کلاذاسه آ در رسوبات این توالی مورد مطالعه به فراوانی دیده می شود. به نظر می رسد انرژی محیط رسوبگذاری عامل مهمی برای عدم تشکیل تجمعات رودیستی و همچنین فراوانی جلبک های سبز دازی کلاذاسه آ در ناحیه مورد مطالعه می باشد [۱۵ و ۶۲ و ۶۰]. هر چند به صورت موقت و در چهار لایه با ضخامت کم فضای رسوب گذاری برای رشد و قشر سازی جلبک های کورالیناسه آ و بریوزتر ها در بخش های میانی و بالایی توالی فراهم بوده است (شکل ۷). محققان باور دارند که قشر سازی بریوزتر در محیط های با انرژی متوسط تا بالا به فراوانی دیده می شوند [۱۹]. این شرایط می تواند به علت عدم ورود موقت مواد آواری به حوضه یا عمیق تر شدن حوضه رسوب گذاری در ناحیه مورد مطالعه باشد. با این حال قشر سازی چند لایه ای توسط کورالیناسه آ و بریوزتر نشان دهنده تغییر شرایط در محیط رسوبگذاری است. در واقع ورود مواد آواری به حوضه باعث تغییر شرایط محیطی شده و موجب تغییر نوع عامل قشر سازی در محیط رسوبگذاری شده است (شکل ۷). بریوزتر ها در محیط های با مقدار بالایی مواد غذایی به فراوانی یافت می شوند [۳۸ و ۵۷]. این موضوع به این مسئله اشاره دارد که در زمان ورود مواد آواری به حوضه و افزایش مواد غذایی قشر سازی توسط بریوزتر ایجاد می شده است. در مقابل در زمان کاهش ورود مواد غذایی گسترش قشر سازی توسط جلبک قرمز کورالیناسه آ را می توان مشاهده کرد. در بخش میانی توالی (از ۹۵ متری تا ۱۰۴ متری) می توان قشر سازی ضخیمی از کورالیناسه آ را همراه با بریوزتر در لایه های شماره ۸۱ تا ۸۳ شاهد بود (شکل ۷). این درحالی است که این وضعیت در بخش بالایی توالی و در لایه شماره ۱۱۷ قابل مشاهده نیست (شکل ۷). به وجود لایه های شیلی قابل ملاحظه در بخش بالایی توالی (از ۱۰۴ متری تا انتهای توالی مورد مطالعه) و عدم مشاهده چنین وضعیتی در بخش میانی، می توان نتیجه گرفت که ورود مواد آواری نقش مهمی در وضعیت پالئوکلوژی دریای موجود در ناحیه مورد مطالعه ایفا می کرده است.



شکل ۷- توزیع عمودی ریز رخساره ها و محل قرار گیری لایه حاوی قشرسازی جلبک قرمز کورالیاناسه آ و بربوزتر در توالی مورد مطالعه در ناحیه مورک (جنوب سمیرم).

۶- نتیجه گیری

برای بازسازی انرژی محیط رسوبگذاری در ناحیه مورک (جنوب سمیرم) نتایج زیر بدست آمد:

- ۱- سازند تاربور با ضخامت ۲۳۹ متر شامل آهک و شیل بوده و بر روی سازند گورپی و زیر کنگلومرای پالتوسن قرار دارد.
- ۲- در مجموع ۷ میکروفاسیس در ناحیه مورد مطالعه شناسایی گردید.
- ۳- رسوبات سازند تاربور در ناحیه مورد مطالعه در یک پلت فرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال ته نشین شده اند.
- ۴- این رسوبات در یک محیط پرنرژی با عملکرد امواج طوفانی رسوبگذاری نموده است.
- ۵- تجمعات رودیستی به علت عملکرد امواج طوفانی و سایر جریانات داخل حوضه در ناحیه مورک تشکیل نشده است و جلبک سبز دازی کلاذاسه آ به فراوانی در محیط رسوبگذاری مشاهده می گردد.
- ۶- قشر سازی چند لایه ای توسط کورالیناسه آ و بریوزئر در ناحیه مورد مطالعه مشاهده گردید ولی به علت ورود مواد آواری و افزایش میزان مواد غذایی در محیط گسترش قشر سازی توسط جلبک قرمز کورالیناسه آ متوقف شده است و قشر سازی توسط بریوزئر ها به وفور مشاهده می گردد.

سپاس و قدردانی

نویسندگان از حمایت مالی و معنوی معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه اصفهان تشکر می نمایند. همچنین از داوران مقاله آقایان دکتر محمود برگریزان و دکتر علی صیرفیان تشکر و قدردانی می گردد.

منابع

- [۱] آقاباتی، ع.، ۱۳۸۵، زمین شناسی ایران: سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- [۲] بختیاری، س.، ۱۳۹۲، اطلس راه های ایران: موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، ۱:۱۰۰۰۰۰۰.
- [۳] صداقت، م. ا.، قریب، ف. و شاوردی، ط.، ۱۳۷۷، نقشه زمین شناسی چهارگوش سمیرم: انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰.
- [۴] صفری، ا.، وزیری مقدم، ح. و لاسمی، ی.، ۱۳۸۵، میکروفاسیس ها و محیط رسوبی سازند تاربور در ناحیه خرامه (جنوب شرق شیراز)، دو فصلنامه مجله پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان، جلد، ۲۳، شماره ۱، ۱۲۳-۱۳۶.
- [۵] عزیزی، ر.، صفری، ا. و وزیری مقدم، ح.، ۱۳۹۴، ریزرخساره ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند تاربور در ناحیه سمیرم (جنوب غرب اصفهان)، دو فصلنامه رخساره های رسوبی مشهد، جلد ۸، شماره ۲، ۱۹۸-۲۱۵.
- [۶] مغفوری مقدم، ا.، ۱۳۸۴، دیرینه شناسی و محیط دیرینه سازند تاربور در اطراف خرم آباد، فصلنامه علوم زمین، جلد ۱۵، شماره ۵۸، ۳۸-۴۵.
- [7] ABDEL-GAWAD, G.I., SABER, S.G., EL SHAZLY, S.H., and SALAMA, Y.F., 2011, Turonian rudist facies from Abu Roash area, north western desert, Egypt: *Journal of African Earth Sciences*, **59**(4-5), 359-372.
- [8] ACCORDI, G., CARBONE, F., and PIGNATTI, J.O., 1998, Depositional history of a Paleogene carbonate ramp (western Cephalonia, Ionian Islands, Greece): *Geologica Romana*, **34**, 131-205.

- [9] AFZAL, J., WILLIAMS, M., LENG, M.J., and ALDRIDGE, R. J., 2011, Dynamic response of the shallow marine benthic ecosystem to regional and pan-Tethyan environmental change at the Paleocene–Eocene boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **309**, 141–160.
- [10] AGHAEI, A., MAHBOUBI, A., MOUSSAVI-HARAMI, R., HEUBECK, C., and 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**(4), 863–889.
- [11] ALAVI, M., 2007, Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran: *American Journal of science*, 307(9), 1064–1095.
- [12] AL-HAJ, M.A., 2020, Sedimentological Study of the Hartha Formation in Selected Oilfields, Northern Iraq: *Iranian Journal of Science and Technology Transaction A-Science*, **44**(2), 389–400.
- [13] AMIRI BAKHTIAR, H., TAHERI, A., and VAZIRI-MOGHADDAM, H., 2011, Maastrichtian facies succession and sea-level history of the Hossein-Abad, Neyriz area, Zagros Basin: *Historical Biology*, **23**(02-03), 145–153.
- [14] AUTHEMAYOU, C., CHARDON, D., BELLIER, O., MALEKZADEH, Z., SHABANIAN, E., and ABBASSI, M.R., 2006. Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold-and-thrust belt (Iran): *Tectonics*, **25**(3), 1–21.
- [15] BARATTOLO, F. and BIGOZZI, A., 1996, Dasycladaleans and depositional environments of the Upper Triassic-Liassic carbonate platform of the Gran Sasso (Central Apennines, Italy): *Facies*, **35**(1), 163–208.
- [16] BASSI, D., POSENATO, R., and NEBELSICK, J.H., 2015, Paleocological dynamics of shallow-water bivalve carpets from a Lower Jurassic lagoonal setting, northeast Italy: *Palaios*, **30**(10), 758–770.
- [17] BEAVINGTON-PENNEY, S.J., 2004, Analysis of the effects of abrasion on the test of *Palaeonummulites venosus*: implications for the origin of nummulithoclastic sediments: *Palaios*, **19**(2), 143–155.
- [18] BERBERIAN, M. and KING, G.C.P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: *Canadian journal of earth sciences*, 18(2), 210–265.
- [19] BERNING, B., REUTER, M., PILLER, W.E., HARZHAUSER, M., and KROH, A., 2009, Larger foraminifera as a substratum for encrusting bryozoans (Late Oligocene, Tethyan Seaway, Iran): *Facies*, **55**(2), 227–241.
- [20] BIGNOT, G. and STROUGO, A. 2002, Middle Eocene benthic foraminiferal assemblages from Eastern Egypt, as biochronological and Peritethyan lagoonal indicators: *Revue de Micropaléontologie*, **45**, 73–98.
- [21] BOSOLD, A., SCHWARZHANS, W., JULAPOUR, A., ASHRAFZADEH, A.R., and EHSANI, S.M., 2005, The structural geology of the High Central Zagros revisited (Iran): *Petroleum Geoscience*, **11**(3), 225–238.
- [22] BRACHERT, T.C., BETZLER, C., BRAGA, J.C., and MARTIN, J.M., 1998, Microtaphofacies of a warm-temperate carbonate ramp (uppermost Tortonian/lowermost Messinian, southern Spain): *Palaios*, **13**, 459–475.
- [23] CARANNANTE, G., RUBERTI, D., and SIMONE, L., 2003, Sedimentological and taphonomic characterization of low-energy rudist-dominated Senonian carbonate shelves (Southern Apennines, Italy): In *North African Cretaceous Carbonate Platform Systems*, Springer, Dordrecht, 189–201.

- [24] CARANNANTE, G., RUBERTI, D., and SIRNA, M., 2000, Upper Cretaceous ramp limestones from the Sorrento Peninsula (southern Apennines, Italy): micro-and macrofossil associations and their significance in the depositional sequences: *Sedimentary geology*, **132**(1-2), 89–123.
- [25] CHATALOV, A., BONEV, N., and IVANOVA, D., 2015, Depositional characteristics and constraints on the mid-Valanginian demise of a carbonate platform in the intra-Tethyan domain, Circum-Rhodope Belt, northern Greece: *Cretaceous Research*, **55**, 84–115.
- [26] DUNHAM, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, In: HAM, W.E., (Eds.), Classification of carbonate rocks, A symposium: *America: American Association Petroleum Geologist*, 108–121.
- [27] EMBRY, A.F. and KLOVAN, J.E., 1972, Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest territories: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **19**, 730–781.
- [28] ESMERAY-SENLET, S., ÖZKAN-ALTINER, S., ALTINER, D., and MILLER, K.G., 2015, Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy, Microfacies Analysis, Sequence Stratigraphy, and Sea-Level Changes Across the Cretaceous–Paleogene Boundary In the Haymana Basin, Central Anatolia, Turkey: *Journal of sedimentary research*, **85**(5), 489–508.
- [29] FARZIPOUR-SAEIN, A., YASSAGHI, A., SHERKATI, S., and KOYI, H., 2009a, Basin evolution of the Lurestan region in the Zagros fold-and-thrust belt, Iran: *Journal of Petroleum Geology*, **32**(1), 5-19.
- [30] FLÜGEL, E., 2010, Microfacies of Carbaonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application: *Springer-Verlag, Berlin*, 976.
- [31] GAYARA, A.D. and MOUSA, A.K., 2015, Sequence Stratigraphy and Reservoir Characterization of the Upper Campanian-Maastrichtian Succession, Buzurgan Field, Southeastern Iraqi: *Iraqi Journal of Science*, **56**(2B), 1457–1464.
- [32] GAYARA, A.D., NASSER, M.E., and KADHIM, A.J., 2016, Reservoir Characterization of The Hartha Formation, Southern Iraq: *Iraqi Journal of Science*, **57**(3B), 2062–2075.
- [33] Geel, T., 2000, Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **155**, 211–238.
- [34] GHANBARLOO, H., SAFARI, A., and VAZIRI-MOGHADDAM, H., 2021, Morphological changes of the large foraminiferal genus Loftusia during the Maastrichtian and its palaeogeographical inferences from the Zagros and Neotethys basins: *Marine Micropaleontology*, **162**, 1-17.
- [35] GOLONKA, J., 2004, Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic: *Tectonophysics*, **381**(1-4), 235–273.
- [36] HEYDARI, E., 2008, Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran: *Tectonophysics*, **451**(1–4), 56–70.
- [37] HOHENEGGER, J., 2009, Functional shell geometry of symbiont-bearing benthic foraminifera: *Galaxea, Journal of Coral Reef Studies*, **11**(2), 81–89.
- [38] KLICPERA, A., MICHEL, J., and WESTPHAL, H., 2015: Facies patterns of a tropical heterozoan carbonate platform under eutrophic conditions: the Banc d'Arguin, Mauritania. *Facies*, **61**(1), 1–24.
- [39] KORBAR, T., MCDONALD, I., PREMEC FUČEK, V., FUČEK, L., and POSILOVIĆ, H., 2017, Post-impact event bed (tsunamite) at the Cretaceous–Palaeogene boundary deposited on a distal carbonate platform interior: *Terra Nova*, **29**(2), 135–143.

- [40] JAMES, G.A. and WYND, J.G., 1965, Stratigraphic nomenclature of the Iranian oil consortium Agreement Area: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, **49**, 2182–2245.
- [41] JEŽ, J., OTONIČAR, B., FUČEK, L., and OGORELEC, B., 2011, Late Cretaceous sedimentary evolution of a northern sector of the Adriatic Carbonate Platform (Matarsko Podolje, SW Slovenia): *Facies*, **57**(3), 447–468.
- [42] LÉZIN, C., ANDREU, B., ETTACHFINI, E.M., WALLEZ, M.J., LEBEDEL, V., and MEISTER, C., 2012, The upper Cenomanian–lower Turonian of the Preafrican Trough, Morocco: *Sedimentary Geology*, **245–246**, 1–16.
- [43] LUCI, L., 2010, Encrusting patterns and life habit of Mesozoic trigonoids: a case study of *Steinmanella quintucoensis* (Weaver) from the Early Cretaceous of Argentina: *Lethaia*, **43**(4), 529–544.
- [44] MAHDI, T.A. and AQRAWI, A.A., 2018, Role of facies diversity and cyclicity on the reservoir quality of the mid-Cretaceous Mishrif Formation in the southern Mesopotamian Basin, Iraq: *Geological Society, London, Special Publications*, **435**(1), 85–105.
- [45] MALAK, Z.A. and AL-BANNA, N.Y., 2014, Sequence stratigraphy of Aqra Formation (Late Upper Campanian–Maastrichtian) in Geli Zanta corge, Northern Iraq: *Arabian Journal of Geosciences*, **7**(3), 971–985.
- [46] Meriç, E., Görmüş, M., 2001, The genus *Loftusia*: *Micropaleontology*, **47**, 1–71.
- [47] MORO, A., VELIĆ, I., MIKUŽ, V., and HORVAT, A., 2018, Microfacies characteristics of carbonate cobble from Campanian of Slovenj Gradec (Slovenia): implications for determining the Fleuryana adriatica De Castro, Drobne and Gušić paleoniche and extending the biostratigraphic range in the Tethyan realm: *Rudarsko-geološko-naftni zbornik*, **33**(4), 1–12.
- [48] MOUTHEREAU, F., LACOMBE, O., and VERGÉS, J., 2012, Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence: *Tectonophysics*, **532**, 27–60.
- [49] MÜLAYIM, O., YILMAZ, İ.Ö., ÖZER, S., SARI, B., and TASLI, K., 2020, A Cenomanian–Santonian rudist-bearing carbonate platform on the northern Arabian Plate, Turkey: facies and sequence stratigraphy: *Cretaceous Research*, **110**, 104–414.
- [50] NAVARRO-RAMIREZ, J.P., BODIN, S., CONSORTI, L., and IMMENHAUSER, A., 2017, Response of western South American epeiric-neritic ecosystem to middle Cretaceous Oceanic Anoxic Events: *Cretaceous Research*, **75**, 61–80.
- [51] NEBELSICK, J. H., BASSI, D., and LEMPP, J., 2013, Tracking paleoenvironmental changes in coralline algal-dominated carbonates of the Lower Oligocene Calcareniti di Castelgomberto formation (Monti Berici, Italy): *Facies*, **59**, 133–148.
- [52] NEBELSICK, J.H., BASSI, D., and RASSER, M.W., 2011, Microtaphofacies: Exploring the Potential for Taphonomic Analysis in Carbonates, In: Allison, P.A., and Bottjer, D.J. (Eds.), *Taphonomy. Aims and Scope Topics in Geobiology Book Series*, Springer, Dordrecht, **32**, 337–373.
- [53] ÖZER, S., EL-SOROGY, A.S., AL-DABBAGH, M.E., and AL-KAHTANY, K., 2019, Campanian–Maastrichtian unconformities and rudist diagenesis, Aruma Formation, central Saudi Arabia: *Arabian Journal of Geosciences*, **12**(2), 1–34.

- [54] PARHAM, S., PIRYAEI, A.R., GHORBANI, M., and MOUSSAVI-HARAMI, R., 2019, Paleogeographic evolution of the Maastrichtian deposits in the eastern Fars area (Zagros, Iran) using high-resolution sequence stratigraphic analysis: *Carbonates and Evaporites*, **34**(2), 315–334.
- [55] PLEȘ, G., BUCUR, I.I., and SĂSĂRAN, E., 2016, Depositional environments, facies and diagenesis of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous carbonate deposits of the Buila-Vânturarița Massif, Southern Carpathians (Romania): In *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **86**, 165–183.
- [56] PLEȘ, G., OPRIȘA, A., BUCUR, I.I., SĂSĂRAN, E., MIRCESCU, C.V., OLTEAN, G., and IACOB, R.G., 2019, The central-western Getic Carbonate Platform: Upper Jurassic to Lower Cretaceous biostratigraphy and sedimentary evolution of the Cioclovina–Bănița sector (Southern Carpathians, Romania). *Facies*, **65**(3), 1–32.
- [57] POMAR, L., BRANDANO, M., and WESTPHAL, H., 2004, Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean: *Sedimentology*, **51**(3), pp.627-651.
- [58] POMAR, L. and KENDALL, C., 2008, Architecture of carbonate platforms: a response to hydrodynamics and evolving ecology. In *Controls on carbonate platform and reef development*, *SEPM Special Publication*, **89**, 187–216.
- [59] SADOONI, F.N., 2018, Impact of the demise mechanisms of the Cretaceous rudist buildups in the Arabian Plate on their reservoir characteristics: *Carbonates and Evaporites*, **33**(3), 465–476.
- [60] SAMANKASSOU, E., 2002, Cool-water carbonates in a paleoequatorial shallow-water environment: The paradox of the Auernig cyclic sediments (Upper Pennsylvanian, Carnic Alps, Austria-Italy) and its implications: *Geology*, **30**(7), 655–658.
- [61] SANDERS, D., 1999, Shell disintegration and taphonomic loss in rudist biostromes: *Lethaia*, **32**(2), 101–112.
- [62] SANDERS, D. and BARON-SZABO, R.C., 1997, Coral-rudist bioconstructions in the Upper Cretaceous Haidach section (Gosau Group; Northern Calcareous Alps, Austria): *Facies*, **36**(1), 69–89.
- [63] SANDERS, D., LUKESCH, M., RASSER, M., and SKELTON, P., 2007, Shell beds of diceratid rudists ahead of a low-energy gravelly beach (tithonian, northern calcareous alps, austria): palaeoecology and taphonomy: *Austrian Journal of Earth Sciences*, **100**, 186–199.
- [64] SANDERS, D. and PONS, J.M., 1999, Rudist formations in mixed siliciclastic-carbonate depositional environments, Upper Cretaceous, Austria: stratigraphy, sedimentology, and models of development: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **148**(4), 249–284.
- [65] SCHUMANN, D., 2000. Paleoecology of late Cretaceous rudist settlements in Central Oman, In: ALSHARHAN A.S., SCOTT, R.W. (Eds.) Middle East models of Jurassic/Cretaceous carbonate systems, *SEPM Special Publication, Suite*, **69**, 143–153.
- [66] SIMONE, L., CARANNANTE, G., RUBERTI, D., SIRNA, M., SIRNA, G., LAVIANO, A., and TROPEANO, M., 2003, Development of rudist lithosomes in the Coniacian–Lower Campanian carbonate shelves of central-southern Italy: high-energy vs low-energy settings: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **200**(1-4), 5–29.

- [67] SILVESTRI, G., BOSELLINI, F.R., and NEBELSICK, J.H., 2011, Microtaphofacies analysis of lower Oligocene turbid-water coral assemblages: *Palaios*, **26**, 805–820.
- [68] SOLAK, C., TASLI, K., and KOÇ, H., 2017, Biostratigraphy and facies analysis of the Upper Cretaceous–Danian? platform carbonate succession in the Kuyucak area, western Central Taurides, S Turkey: *Cretaceous Research*, **79**, 43–63.
- [69] STEIN, M., ARNAUD-VANNEAU, A., ADATTE, T., FLEITMANN, D., SPANGENBERG, J.E., and FOLLM, K.B., 2012, Palaeoenvironmental and palaeoecological change on the northern Tethyan carbonate platform during the Late Barremian to earliest Aptian: *Sedimentology* **59**, 939–963.
- [70] READ, J.F., 1982, Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution: *Tectonophysics* **81**, 195–212.
- [71] READ, J.F., 1985, Carbonate platform facies models: *AAPG Bulletin*, **69**, 1–21.
- [72] RUBERTI, D., 1997, Facies analysis of an Upper Cretaceous high-energy rudist-dominated carbonate ramp (Matese Mountains, central-southern Italy): subtidal and peritidal cycles: *Sedimentary Geology*, **113**(1-2), 81–110.
- [73] RUBERTI, D., CARANNANTE, G., SIMONE, L., SIRNA, M., and SIRNA, G., 2007, Sedimentary processes and biofacies of Late Cretaceous carbonate low energy ramp systems (Southern Italy): *SEPM (Society for Sedimentary Geology)*, **87**, 57–70.
- [74] RUBERTI, D. and TOSCANO, F., 2002, Microstratigraphy and taphonomy of rudist shell concentrations in Upper Cretaceous limestones, Cilento area (central-southern Italy): *Geobios*, **35**, 228–240.
- [75] RUBERTI, D., TOSCANO, F., CARANNANTE, G., and SIMONE, L., 2006, Rudist lithosomes related to current pathways in Upper Cretaceous temperate-type, inner shelves: a case study from the Cilento area, southern Italy: *Geological Society, London, Special Publications*, **255**(1), 179–195.
- [76] VAZIRI-MOGHADDAM, H., SAFARI, A., and TAHERI, A., 2005, Microfacies, paleoenvironments and sequence stratigraphy of the Tarbur Formation in Kherameh area, SW Iran: *Carbonates and Evaporites*, **20**(2), 131–137.
- [77] VILLALONGA, R., BOIX, C., FRIJIA, G., PARENTE, M., BERNAUS, J.M., and CAUS, E., 2019, Larger foraminifera and strontium isotope stratigraphy of middle Campanian shallow-water lagoonal facies of the Pyrenean Basin (NE Spain): *Facies*, **65**, 1–20.
- [78] Wynd, A.G., 1965, Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area (I.O.O.C) report No. **1082**, unpublished paper.

مدلسازی هرزروی گل حفاری و تعیین نقاط بحرانی و مناسب جهت حفاری چاه‌های جدید در مخزن سروک میدان آزادگان

بهمن سلیمانی^{۱*}، عباس اسمعیلی^۲، احسان لرکی^۳

۱-استاد زمین شناسی نفت، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز.

۲-کارشناس ارشد مخازن هیدروکربور، دانشگاه آزاد اسلامی واحد امیدیه

۳-شرکت نمودارگیری ملی حفاری، اهواز

soleimani_b@scu.ac.ir

دریافت بهمن ۱۳۹۸، پذیرش مرداد ۱۳۹۹

چکیده

هرزروی گل یکی از مشکلاتی متداول در حین حفاری سازند می باشد. هدف از انجام این مطالعه ارزیابی پدیده هرزروی سازند سروک (با سن سنومانین) در میدان آزادگان بعنوان مهمترین سازند مخزنی غنی از هیدروکربور و تهیه مدل آن در محیط نرم افزار GS⁺ است. این سازند متشکل از توالی ضخیمی از سنگ آهک و میان لایه هایی از سنگ آهک رسی بوده و بر اساس مشخصه های پتروفیزیکی به ۷ زون تقسیم شده است. برای این منظور ویژگی‌هایی از قبیل وزن گل حفاری، فشار پمپ، هرزروی و عمق هرزروی ۹ حلقه چاه مورد بررسی قرار گرفت. بررسی داده‌های هرزروی نشان داد که میانگین هرزروی در زون ۱ حدود ۱۰۹/۶۷ بشکه در ساعت، و در زون ۲ حدود ۱۰۲/۷۶۹ دارای بیشترین میزان هرزروی را در بخش جنوبی دارند. میانگین هرزروی در زون ۳ معادل ۱۱۹/۹۸۳ برحسب بشکه در ساعت و دارای بیشترین میزان در بخش شمالی است. میانگین هرزروی زون ۴ با ۸۷/۴۶۳ بشکه در ساعت دارای بیشترین مقدار در بخش جنوبی است. در حالیکه زون‌های ۵، ۶ و ۷ بترتیب با دارا بودن میانگین هرزروی ۲۹/۶۱۵، ۲۷/۹۶۵، و ۲۳/۹۳۹ بشکه در ساعت بوده، دارای بیشترین مقدار در بخش شمالی و جنوبی است. نتایج حاصله نشان می‌دهد با وجود ثابت بودن وزن گل و فشار پمپ ها، وجود شکستگی های فراوان در سنگ مخزن تاثیر گذار بوده و بیشترین میزان هرزروی در زون ۳ و کمترین میزان هرزروی در زون ۷ رخ می‌دهد. براساس نتایج حاصل از الگوهای داده‌های هرزروی بنظر می‌رسد مورفولوژی محیط رسوبی (نظیر کانالهای رسوبی) نقش عمده‌ای در توسعه شکستگی و یا مناطق مستعد هرزروی داشته باشند. تفاوت در الگوهای مشاهده شده هرزروی بیشتر تأیید کننده جابجائی وضعیت کانالی در طول زمان در بخشهای مختلف مخزن است. به طور کلی برخلاف بخش میانی، بیشترین میزان هرزروی گل در بخش‌های شمالی و جنوبی میدان، وجود دارد. در زونهای مختلف موقعیت مناطق با هرزروی بالا تغییر نموده، لذا مکانهای بهینه بهره برداری و دارای ریسک حفاری نیز متناسب با آن تغییر می‌نماید. حفاری به روش زیر تعادلی در نقاط خاص این میدان برای کاهش آسیب‌های ناشی از هرزروی بالای گل حفاری پیشنهاد می‌گردد.

کلید واژه ها : میدان نفتی آزادگان، سازند سروک، ریسک حفاری، الگوی هرزروی، نرم افزار GS⁺

۱- مقدمه

نفت خام و گاز طبیعی از جمله منابع مهم تامین انرژی محسوب شده، و دسترسی به این منابع هیدروکربوری تنها از طریق حفاری سازندهای مختلف زمین شناسی امکان پذیر است. یکی از مشکلاتی که مهندسين حفار، معمولاً در حين حفاری سازند با آن مواجه می‌شوند هرزروی گل می‌باشد. مشکل هرزروی از ابتدای صنعت حفاری وجود داشته است و باعث بروز مشکلاتی از قبیل معطل ماندن فرایند حفاری برای اصلاح هرزروی و گیر کردن لوله‌های حفاری و آسیب رساندن به لایه‌ی تولیدی هیدرو کربن و احتمال فوران سیال از سازندهای پرفشار و در نهایت از دست دادن چاه می‌شود که سالیانه هزینه قابل توجهی را متوجه خود می‌سازد [۱۵]، [۴۲]، [۴۵]، [۴۷]، [۵۱]، [۵۵]، [۵۸]. هرزروی محدود به نواحی خاصی نبوده، بلکه در هر عمقی که فشارکلی ستون گل حفاری از فشار شکست سازند بیشتر باشد، شکسته شدن لایه و در نتیجه هرزروی را بدنال دارد (هرزروی القایی). از طرفی میزان هرزروی متناسب با میزان شکستگی نیز است (هرزروی طبیعی) [۱۸]، [۴۴]، [۵۰] و [۱۲]. اثرات عملیات حفاری بر هرزروی گل توسط مؤلفین مختلفی بررسی و مدل سازی شده است [۲۶]، [۲۷]، [۴۳]. فشار گل، عرض شکستگی و نرخ هرزروی برای مدیریت فشار چاه و طراحی پایداری مهم می‌باشد. مدل سازی بمنظور مکانیابی یا تخمین تغییرات مکانی یک متغیر صورت می‌گیرد [۱۴]. این متغیر در میداین نفتی شامل هر پارامتری است که منجر به شناخت رفتار مخزن می‌شود. از جمله می‌توان به پارامترهای پتروفیزیکی [۲۱]، [۳۳]، [۵۷]، شکستگیها [۲۴]، لیتوفاسیس [۳۷]، ژئومکانیکی [۲۵]، لرزه‌ای [۵۱] و یا هرزروی [۹] اشاره نمود. این مقالات بخشی از مطالعاتی است که در زمینه شناخت بهتر سازند سروک (سنومانین) بعنوان یکی از مخازن مهم هیدروکربنی صورت گرفته است. نرم افزارهای مختلفی در مدل سازی مورد استفاده قرار می‌گیرد [۵۶] مانند ژئولاگ^۱، پترل، سورفر^۲، Arc، RMS، GIS و یا GS+. در مطالعه کنونی از نرم افزار GS+ بدلیل قابلیتها و نیز کاربرد آسان آن استفاده شده است. از این نرم افزار در مطالعات دیگری نیز بکار گرفته شده و نتایج قابل قبولی ارائه داده است: بعنوان مثال در بررسی ویژگیهای مخزنی [۵۴]، مدل سازی سه بعدی هرزروی گل حفاری در سازند آسماری [۱] و یا کیفیت آبهای زیرزمینی [۱۶]. هرچند مدلسازی هرزروی گل با استفاده از نرم افزارهای دیگری مانند RMS (بعنوان مثال: [۷]، [۸]، و یا شبکه عصبی (بعنوان مثال: [۶] نیز قابل انجام است.

مقاله کنونی سعی دارد که با استفاده از گزارش‌های روزانه حفاری و زمین شناسی (شرکت نمودارگیری ملی حفاری ایران) هرزروی سازند سروک در میدان آزادگان را مورد تجزیه و تحلیل قرار دهد. و در نهایت با توجه به ناهمگنی مخزن، نواحی با هرزروی بالا را در هر زون مخزنی مشخص نموده، بهترین مکان‌ها برای حفر چاه‌های جدید نیز پیشنهاد گردد.

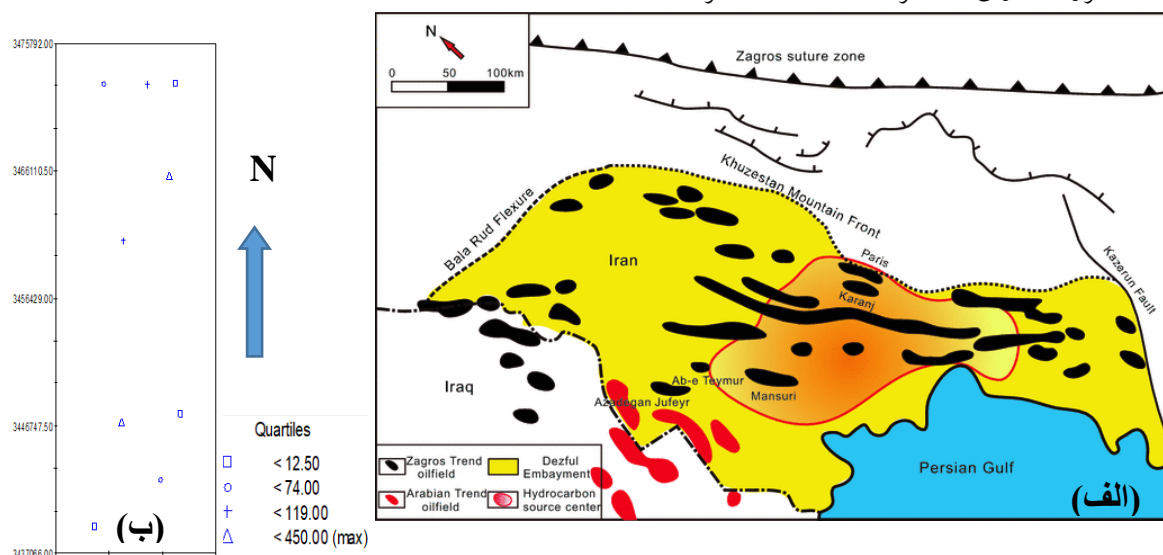
۲- میدان مورد مطالعه

میدان عظیم نفتی آزادگان (شکل ۱-الف) در ناحیه دشت آبادان در مجاورت و به موازات خط مرزی ایران و عراق، در فاصله ۳۰ کیلومتری جنوب غرب میدان جفیر و ۸۰ کیلومتری غرب اهواز واقع شده است. در این میدان سازندهای ایلام، سروک، کژدمی (ماسه سنگ آزادگان)، داریان، گدوان (ماسه سنگ کوشک)، فهلیان و سازندهایی با سن ژوراسیک از نظر هیدروکربنی مورد توجه هستند [۱۰]. در نقشه‌های عمقی موجود می‌توان شکل طاقدیس آزادگان را به یک بیضی نامتقارن با روند شمالی - جنوبی تشبیه کرد که شیب لایه‌ها در جنوب تاقدیس کمتر از بخش شمالی بوده ولی مقدار شیب در قسمت‌های شرقی و غربی تاقدیس یکسان به نظر می‌رسد. این تاقدیس در بخش شمالی نسبتاً باریک و در قسمت جنوبی

¹ - Geolog

² - Surfer

پهن تر می‌باشد. تاقدیس آزادگان دارای سه محدوده بستگی^۱ است که بر روی افق‌های سروک، داریان و فهلیان به ترتیب دارای ابعاد ۲۲ × ۵، ۲۶ × ۷ و ۲۱ × ۴ کیلومتر مربع و میزان بستگی قائم به ترتیب ۸۰، ۱۱۰ و ۹۰ متر می‌باشد. سازند سروک یا سنگ آهک رودیستی به سن کرتاسه میانی (آلبین-تورونین) تشکیل دهنده سنگ مخزن بسیاری از مخازن حوضه زاگرس و خلیج فارس است. این سازند جزء گروه بنگستان بوده و در منطقه الگو (تنگ سروک) دارای حداکثر ضخامت (۸۲۱ متر) است [۴].



شکل ۱- موقعیت (الف) میدان آزادگان [۱۷] و (ب) چاههای مورد مطالعه.

براساس مقاطع لرزه‌ای، ساختمان آزدگان در افق‌های یاد شده فاقد پیچیده‌گی‌های ساختمانی بوده و از دو کوهان شمالی و جنوبی تشکیل شده که کوهان جنوبی بزرگتر است. در امتداد محور ساختمان از شمال به جنوب تغییر ناگهانی دیده می‌شود که ممکن است محل این تغییر روندهای منطبق بر پدیده‌های ساختمانی خطی همچون گسل باشد. گسل‌های پرشیبی در هسته تاقدیس دیده می‌شود. این گسل‌ها در افق‌های ژوراسیک و قدیمی‌تر دیده می‌شوند [۳]. در توزیع مقادیر تخلخل و شکستگی، بیشترین مقدار متعلق به نواحی جنوب و شمال میدان می‌باشد که متأثر از یک کانال رسوبی قدیمی است [۵].

بالآمدگی و فرسایش پلت فرم^۲ کربناته سروک بالایی در اواخر سنومانین موجب خارج شدن آن از آب و نبود رسوبگذاری در بخشهایی از حوضه رسوبی زاگرس و از جمله در منطقه نفتی آزادگان شده است [۲۸]، [۳۵]. سازند سروک در این میدان در اواخر سنومانین بصورت نهشته‌های کانالی نهشته شده است [۲۰]، [۳۶]، [۴۶].

۳- روش انجام تحقیق

در این مطالعه از نرم افزار پیشرفته جی اس پلاس بدلیل کارایی بالا نسبت به سایر نرم افزارها استفاده گردید. با این تفاوت که در این نرم افزار درون یابی به روش وزن دهی معکوس فاصله^۳ یک روش وزن دهی متوسط بوده که در آن داده‌ها از طریق رابطه فاصله یک نقطه از سایر نقاط با استفاده از گره‌های شبکه بندی شده، وزن دهی می‌شوند و به نقاط نزدیک تر

¹- closure

²-Platform

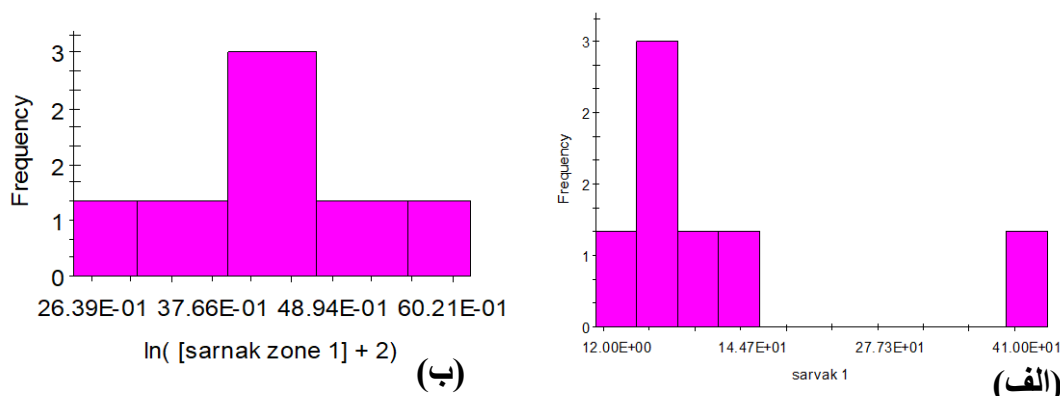
³-Inversion distance weight (IDW)

وزن بیشتر و به نقاط دورتر وزن کمتری داده می‌شود که نرم افزار سورفر این قابلیت را دارا نیست و می‌توان مدل دقیق‌تر و قابل اطمینان‌تری ساخت [۵۳]. بعضی از ویژگی‌های این نرم افزار عبارتند از: آنالیز تغییرنما؛ کریجینگ؛ ترسیم نقشه؛ محاسبات حجمی مخزن؛ و مدیریت مخزن. دو نوع روش تحلیل مکانی توسط نرم افزار GS⁺ قابل اجراست: ۱- کریجینگ؛ و ۲- وزن دهی معکوس فاصله. کریجینگ بر اساس خود همبستگی که توسط نیم تغییر نما محاسبه می‌شود، درون یابی بهینه‌ای از نقاط در سراسر یک حوزه سه بعدی (مختصات و متغیر) ارائه می‌دهد. روش وزن دهی معکوس فاصله یک درون یابی جبری از نقاط بر اساس وزن دهی به نزدیک ترین نقاط همسایگی ارائه می‌دهد.

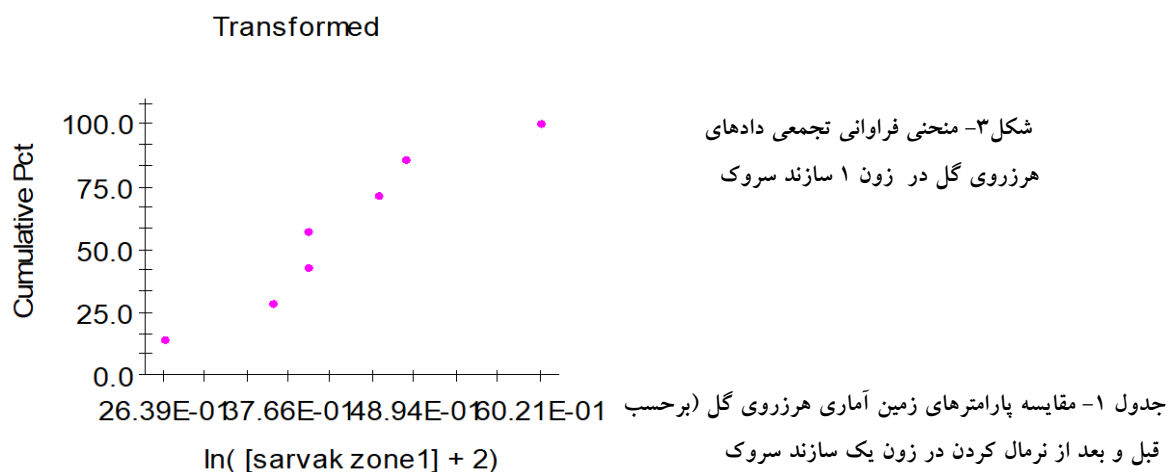
۳-۱- مدلسازی

در این مطالعه با بررسی گزارش های روزانه حفاری و زمین شناسی، نمودارگیری از چاه (شرکت نمودارگیری ملی حفاری ایران) عوامل هرزروی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت، و نواحی هرزروی مشخص گردید. در نهایت راهکارهایی نیز جهت جلوگیری از هرزروی با هدف کنترل هرزروی و بهینه سازی حفاری و بهترین مکان ها برای حفر چاه‌های جدید نیز پیشنهاد گردید. مراحل مختلف فرایند مدل سازی بصورت زیر است:

- ۱) جمع آوری و نرمال سازی داده‌های خام اولیه؛ ۲) تعیین سطح مبنای تفسیری مخزن؛
 - ۳) تفسیر مدل ساخته شده و نتیجه گیری؛ ۴) تعیین بازه های هرزروی در چاه‌های جدید.
- بمنظور بررسی تغییرات میزان هرزروی گل حفاری، گزارش‌های زمین شناسی و داده‌های حفاری چاه‌های مورد مطالعه (شکل ۱-ب) مورد استفاده قرار گرفتند. در گام بعدی، اطلاعات و فایل‌های کامپیوتری پس از آماده سازی و تبدیل به فرمت مناسب، برای ورود به نرم افزار GS⁺ آماده گردید.
- در این مقاله تبدیل سیستم مختصات جغرافیایی مکان‌ها با استفاده از نرم افزار (tatum GIS) و (UTM-GEO) انجام گرفت. بعد از وارد کردن داده‌ها به نرم افزار، مراحل زیر اعمال گردید:
- ۱) محاسبات آمار کلاسیک: شامل تحلیل هیستوگرام، واریانس، میانگین، مد، و میانه و بدست آوردن شکل توزیع هرزروی گل حفاری در میدان است.
 - ۲) تعریف مدل: برای تعیین مدل با مشخص کردن واریوگرام و تحلیل آن، ساختار فضایی داده‌های میدان مشخص گردید.
 - ۳) درون یابی (تخمین پارامتر به روش کریجینگ): در این مرحله ابعاد شبکه تعیین و ابعاد مناسب انتخاب شد. اگر ابعاد بزرگ انتخاب شود، نتیجه مطلوبی بدست نمی‌آید و در صورت کوچک بودن ابعاد مدت اجرای برنامه نیز بسیار وقت گیر خواهد بود.
 - ۴) ترسیم نقشه: نمایش توزیع هرزروی گل حفاری به صورت سه بعدی در میدان مورد مطالعه.
- پس از تعیین موقعیت چاه‌ها در میدان مورد مطالعه (شکل ۱)، تحلیل داده‌ها با رسم هیستوگرام و منحنی‌های تجمعی، برای تعیین نوع تابع توزیع و انجام تبدیلات لازم جهت نرمال کردن آنها (قبل از شروع تخمین) ضروری است. پس از رسم هیستوگرام (شکل ۲-الف) مشاهده می‌شود که توزیع داده‌ها غیر نرمال بوده، و برای تبدیل داده‌های غیر نرمال به داده‌های نرمال از روش لگاریتمی استفاده و مجدداً هیستوگرام رسم گردید (شکل ۲-ب).
- به منظور اطمینان از نرمال شدن توزیع داده‌ها، منحنی فراوانی تجمعی داده‌ها بررسی شد، در این حالت منحنی فراوانی تجمعی بایستی نزدیک به خط راست باشد (شکل ۳). مقایسه پارامترهای زمین آماری هرزروی گل قبل و بعد از نرمال کردن داده‌ها برای زون ۱ سازند سروک در جدول ۱ ارائه شده است.



شکل ۲- توزیع داده های هرزروی زون یک مخزن سروک: (الف) غیر نرمال و (ب) نرمال. در حالت غیر نرمال، داده ها ناهماهنگ و ناپیوسته است ولی در حالت نرمال بصورت پیوسته و هماهنگ می باشند.



جدول ۱- مقایسه پارامترهای زمین آماری هرزروی گل (برحسب قبل و بعد از نرمال کردن در زون یک سازند سروک)

Summary statistic	Untransformed	Transform
Mean	109.670	4.213
Std. Deviation	137.262	1.059
Sample variance	18840.85897	1.122
Minimum	12	2.64
Maximum	410	6.02
Skewness	1.76	.30
Kurtosis	1.54	-.36

پس از نرمال کردن داده ها در مرحله بعد، واریوگرام داده ها بررسی شد. همانگونه که قبلا اشاره شد واریوگرام ابزاری برای شناخت و مدل سازی ساختار فضایی پارامتر مورد تخمین است و بیانگر میانگین اختلاف نقاط پارامتر مورد بررسی به فاصله h از یکدیگر می باشد. در انتخاب مدل واریوگرام باید دقت نمود مدلی برای برازش انتخاب شود که دارای ویژگیهای زیر باشد (شکل ۴الف):

۱- اثر قطعه ای یا اثر بی نظمی^۱ کوچک باشد. این متغیر بایستی کوچکتر از سقف واریوگرام یا sill باشد. این پارامتر از نظر زمین آمار توصیف تغییر پذیری در بین نمونه های نزدیک بهم است [۲۹]. لذا به توزیع ناهمگنی اطلاق می شود. در واقع به

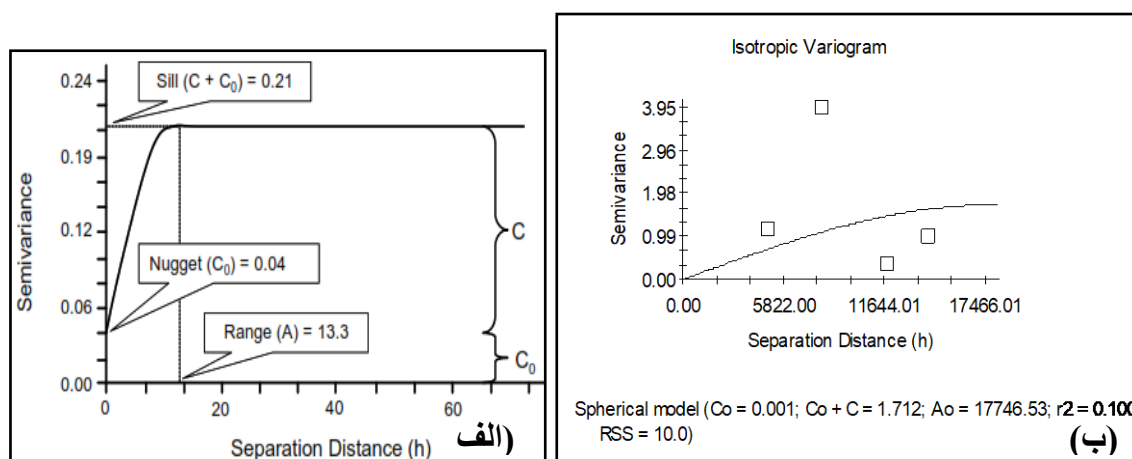
^۱ - Nugget effect

خطای سنجش یا فاصله مکانی متغیر (در فاصله کمتر از فواصل نمونه برداری)، یا هر دو گفته می شود. بعبارت دیگر اثر قطعه‌ای نشان‌دهنده ناپوستگی بین نمونه‌ها در بخش نمونه برداری است [۳۱].

۲- سقف واریوگرام sill بایستی بالاتر از اثر قطعه‌ای باشد. بطور کلی مقدار آن بایستی پایین باشد. چون در صورت بزرگ بودن آن باعث بالا رفتن میزان اختلاف و در نتیجه ضعیف شدن ساختار فضایی می گردد.

۳- دامنه تاثیر (یا گستره A) بزرگ باشد. چون واریوگرام دیرتر به سقف می رسد. با رسیدن به سقف، دیگر اختلافات معنی دار نیست.

انتخاب جهت‌های افقی واریوگرام از روی نقشه که خود نشان گر همگنی و ناهمگنی مخزن است، صورت می گیرد. به گونه‌ای که محور اصلی واریوگرام (X) در جهت بیشترین همگنی (کمترین واریانس) و طول آن نیز برابر با نصف طول مخزن خواهد بود. محور فرعی (Y) عمود بر این محور بوده، طول آن نیز برابر با نصف عرض مخزن می باشد. در این مطالعه پس از برازش مدل‌های مختلف و مقایسه نتایج بدست آمده (جدول ۲) مدلی که برای برازش انتخاب شد، مدل کروی بود (شکل ۴ ب).



شکل ۴- الف-نمایش پارامترهای مؤثر در انتخاب مدل واریوگرام [۵۳]؛ ب-مدل کروی برازش شده داده های هرزروی در زون ۱ سازند سروک

جدول ۲- مقایسه نتایج حاصل از برازش مدل های مختلف داده های هرزروی در زون یک سازند سروک

Model	Nugget C_0	Sill $C_0 + C$	Range	Proportion ($c / \{C_0 + C\}$)	r^2	Residual ss
Linear	1.6138	1.6138	14209.5836	0	0	7.63
Spherical	0.0010	1.7120	17746.5333	0.999	0.10	7.90
Exponential	0.5810	1.6260	4440	0.643	0.006	7.61
Gaussian	0.5530	1.6730	6443.2290	0.669	0.02	7.53

در این مرحله باید تخمینگر مناسب را انتخاب کرد. یکی از تخمین‌گرهای زمین آمار، کریجینگ است. شرط استفاده از این تخمین‌گر این است که متغیر Z دارای توزیع نرمال باشد. در غیراین صورت یا باید از کریجینگ غیرخطی استفاده کرد و یا اینکه با تبدیل های مناسب توزیع متغیر را به نرمال تبدیل نمود. کریجینگ بهترین تخمین‌گر خطی ناریب و عاری از خطای سیستماتیک می باشد. در این مدل (شکل ۶) از کریجینگ بلوکی (۲×۲) برای طراحی مدل استفاده شده است. مناطق دارای شدت رنگ بیشتر، هرزروی بیشتر، و مناطق با شدت رنگ کمتر، هرزروی کمتری را نشان می دهند. با توجه به مدل مذکور میدان آزادگان به سه منطقه با هرزروی مختلف تقسیم می شود: ۱-مناطق فاقد هرزروی تا مناطق دارای

هرزروی اندک تا پایین (رنگ نیلی تا آبی نفتی). ۲- مناطق دارای هرزروی متوسط (رنگ سبز). ۳- مناطق دارای هرزروی بالا (رنگ زرد تا قرمز) و بسیار بالا (رنگ‌های قرمز بنفش و سفید). با توجه به مدل بدست آمده، بیشترین هرزروی در محل ستیغ (محور) مشاهده می‌شود. اکثر نقاط میدان (در بخش شمال و جنوب غربی) دارای هرزروی اندک تا پایین است. در قسمت میانی میدان در بخش شمالی، هرزروی متوسط می‌باشد. هرچند میزان هرزروی در بخش جنوبی بیشتر از بخش شمالی است. تمامی فرایند مدلسازی همانند زون یک، برای سایر زونهای مخزن سروک نیز انجام گرفت.

۲-۳- محاسبه میزان هرزروی سیال حفاری در زون های مخزن سروک

در این تحقیق با استفاده از فرمول ۱ [۱۳]، میانگین هرزروی در ۷ زون سازند سروک محاسبه و مدل هرزروی با استفاده از داده‌های حفاری ۹ حلقه چاه، در محیط نرم افزار GS⁺ انجام شد.

$$X = \frac{(L_1 + Z_1) + (L_2 + Z_2) + \dots}{\sum Z_1 + Z_2 + \dots} \quad (1)$$

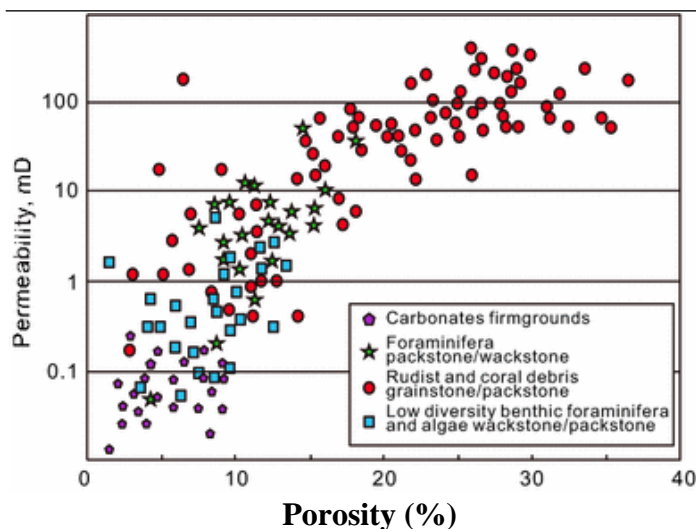
که در آن X = میانگین هرزروی، Z = ضخامت وقوع هرزروی، L = میزان هرزروی در عمق مشخص، $\sum Z_1 + Z_2$ = مجموع ضخامت‌هایی که هرزروی در آن رخ داده است.

۴- بحث و نتیجه‌گیری

۴-۱- توصیف مخزنی سازند سروک در میدان آزادگان

در میدان آزادگان علاوه بر سازند سروک، سازندهای ایلام و فهلیان نیز به عنوان بخش‌های مخزنی شناخته شده، محسوب می‌شوند [۳۸]. بخش بالایی سازند سروک بعنوان مهمترین بخش مخزنی [۲۱] و نیز وجود کانال رسوبی قدیمی، سبب شد که پژوهش حاضر بر روی این بخش از سازند متمرکز گردد. شناخت ارتباط بین گسترش رخساره‌ها با فرآیندهای دیاژنزی و در نتیجه کیفیت مخزنی، کمک قابل توجهی در پیش بینی توزیع تخلخل و تراوایی در گستره میدان خواهد نمود [۴۱]. [۴۸]

نتایج حاصل از مطالعات میکروسکوپی مقاطع نازک و استفاده از نشانگرهای لرزه‌ای (در برش‌های لرزه‌ای) افقی مخزنی (بخش بالایی) سازند سروک در میدان آزادگان نشان داد که این بخش از ۴ رخساره رسوبی تشکیل شده است. این رخساره‌ها که شامل (۱) الیگوستجینید و کستون تا پکستون، (۲) بایوکلاستیک- اکیئوئید پکستون تا وکستون، (۳) بایوکلاستیک- رودیست باندستون و (۴) نهشته‌های کربناته پرکننده کانال می‌باشند، به ترتیب، در زیر محیط‌های بخش عمیق دریای باز، بخش کم عمق دریای باز، برآمدگی یا سد کربناته و کانال نهشته شده‌اند. توالی رخساره‌های مذکور و مقایسه آن با نهشته‌های کربناته مشابه نشان دهنده رسوبگذاری در یک رمپ کربناته می‌باشد [۱۹]، [۲۲]. شکل ۵ و مقادیر جدول ۳ نشان می‌دهد که رخساره‌های ۲ و ۳ از بیشترین مقادیر تخلخل و تراوایی برخوردارند. متوسط تخلخل به ترتیب ۲۰/۶ و ۱۷/۷ درصد و تراوایی ۱۵/۹۹ و ۵۷/۲۳ md در رخساره ۲ و ۳، موجب کیفیت مخزنی قابل توجه این رخساره‌ها شده است.



شکل ۵- نمودار ویژگیهای تخلخل-تراوایی مغزه در رخساره های مختلف سازند سروک [۱۹].

جدول ۳- میزان تخلخل و تراوایی سازند سروک .

Samples	Facies	Core Porosity (%)				Core Permeability (md)			
		MIN	MAX	Average	STDEV	Min	Max	Average	STDEV
1	49	1.98	13.98	7.30	4.64	0.04	7.02	1.46	4.24
2	32	11.57	28.34	20.60	3.72	0.43	15.99	3.95	3.73
3	64	3.65	31.07	17.73	6.29	0.11	57.23	10.19	13.49
4	10	6.49	13.07	9.53	2.06	0.19	1.14	0.55	0.29

تخلخل بین دانه‌ای اولیه، تخلخل‌های انحلالی نظیر حفره‌ای و بزرگ شده نیز در اثر انحلال آلوکم‌های کربناته ایجاد می‌گردد [۴۸]. بنابراین وجود فضاهای خالی اولیه و ثانویه و ارتباط نسبتاً خوب فضاهای خالی با یکدیگر سبب شده تا بخش عمده‌ای از نمونه‌های متعلق به این دو رخساره از تخلخل و تراوایی نسبتاً بالایی برخوردار بوده و فواصل عمقی متشکل از این رخساره‌ها به عنوان زون‌های مخزنی در نظر گرفته شوند. بیشترین آغستگی به نفت نیز در نمونه‌های متعلق به این رخساره‌ها مشاهده می‌شود. گسترش سیمان کلسیتی نیز نقش مهمی در کاهش تخلخل و در نتیجه تراوایی برخی نمونه‌های این رخساره‌ها داشته است.

وجود قطعات آواری کربناته غیر متخلخل در زمینه دانه ریز و میکرایتی نمونه‌های رخساره ۴ (رخساره کانالی) سبب شده تا تخلخل و تراوایی در نمونه‌های متعلق به این رخساره نیز پایین باشد. متوسط تخلخل و تراوایی در این رخساره، به ترتیب، ۹/۵۳ درصد و ۰/۵۵ میلی دارسی است. افزایش مقدار امپدانس صوتی در نهشته‌های کربناته درون کانالی [۲۰]، به دلیل ارتباط معکوس با مقدار تخلخل، نیز تأیید کننده کاهش تخلخل در رخساره کانالی نسبت به نهشته‌های کربناته پیرامون آن است. توزیع تخلخل در نهشته‌های کربناته کانالی سازند سروک برخلاف اکثر کانالهای پر شده با رسوبات آواری، متفاوت است [۳۶]. فرایندهای تراکم و سیمانی شدن از مهمترین عوامل کاهش دهنده تخلخل در نمونه‌های متعلق به این رخساره‌ها محسوب می‌شود. فرآیند انحلال از طریق بزرگ تر کردن فضاهای خالی بین دانه‌ای سبب تشکیل شبکه به هم پیوسته از فضاهای خالی بین دانه‌ای و بعضاً حفره‌ای در رخساره‌های ۲ و ۳ گردیده که به دلیل ارتباط مناسب این فضاها، تراوایی بخش‌های مخزنی سازند سروک افزایش یافته است.

بافت میکرایتی نمونه‌های رخساره ۱ که مانع از گسترش پدیده دیاژنزی انحلال شده از یک سو و وجود ریز تخلخل ماتریکس که باعث عدم ارتباط مناسب فضاهای خالی ریز با یکدیگر گردیده از سوی دیگر، سبب شده تا تراوایی در این رخساره بسیار پایین باشد. در بخش عمده‌ای از نمونه‌های دانه پشتمیان متعلق به رخساره‌های ۲ و ۳، فضاهای خالی بین

دانه‌ای اولیه، تخلخل‌های انحلالی نظیر حفره‌ای و بزرگ شده بر اثر انحلال وجود دارد. این موضوع باعث ارتباط نسبتاً خوب فضا‌های خالی با یکدیگر شده و در نتیجه تخلخل و تراوایی این رخساره‌ها را افزایش داده است. به طوری که فواصل عمقی متشکل از این رخساره‌ها، که بیشترین آغشتگی نفتی را نشان می‌دهند، به عنوان بهترین زون‌های مخزنی در نظر گرفته می‌شوند. وجود قطعات آواری کربناته غیر متخلخل در زمینه دانه ریز و میکرایتی در رخساره ۴ (رخساره کانالی) و عدم تشکیل فضا‌های خالی ثانویه در نتیجه مکانیسمی مانند انحلال، سبب شده تا تخلخل و تراوایی در نمونه‌های متعلق به این رخساره پایین باشد. وجود ارتباط خوب بین رخساره‌های رسوبی با گسترش فرایندهای دیاژنزی و در نتیجه بهبود کیفیت مخزنی بخش مورد مطالعه سازند سروک [۱۱] نشان می‌دهد که مدل رخساره‌ای کمک زیادی به درک تاثیر فرایندهای دیاژنزی، و نحوه توزیع تخلخل و تراوایی نموده، و بنابراین در مطالعات توسعه و ازدیاد برداشت، سهم بسزایی خواهد داشت. در بررسی پارامترهای پتروفیزیکی سازند سروک با استفاده از روش SGS در میدان آزادگان [۵]، روند تغییرات تخلخل از جنوب غرب میدان شروع شده و پس از گذر از نواحی مرکزی میدان به شمال غرب آن ختم می‌شود که اثر یک کانال قدیمی را نمایش می‌دهد. این کانال قدیمی به دلیل رخساره سنگی متفاوت نسبت به نواحی اطراف، موجب بهبود و بالا رفتن میزان تخلخل شده است. براساس نتایج به دست آمده، زون ۳ بهترین زون مخزنی بوده، و با توجه به داده‌های حفاری، بیشترین مقدار هرزروی نیز در همین زون رخ می‌دهد. این موضوع می‌تواند بواسطه شکستگی بالا و نیز وجود کانالهای قدیمی است که با نتایج مطالعه [۵] هماهنگی دارد.

۴-۲-مدل هرزروی گل

الگوی رده بندی هرزروی بسیار متعدد است [۲۳]، [۴۰]، [۵۲]، در این مقاله از رده بندی عمومی گاد^۱ [۳۰] استفاده شده است. بطوریکه در این رده بندی، کمتر از ۱۲/۵ بشکه در ساعت بعنوان هرزروی نشستی یا اندک-پائین؛ ۱۳-۴۵ بشکه در ساعت هرزروی بخشی تا متوسط؛ هرزروی بالا دارای ۴۵-۱۳۰ بشکه در ساعت در نظر گرفته شده است. جهت توصیف هرزروی، سازند سروک در میدان آزادگان به سه منطقه تقسیم شد (شکل ۶): ۱- مناطق فاقد هرزروی تا مناطق دارای هرزروی اندک تا پایین (با رنگ نیلی تا آبی نفتی مشخص شده است). ۲- مناطق دارای هرزروی متوسط (با رنگ سبز مشخص شده است). ۳- مناطق دارای هرزروی بالا (با رنگ زرد تا قرمز) و بسیار بالا (با رنگ های قرمز بنفش و سفید) مشخص شده است. شکل ۶ الگوهای هرزروی گل حفاری را در زونهای مختلف نشان داده، از رأس بسمت قاعده می‌توان وضعیت زیر را توصیف نمود:

زون ۱: با توجه به مدل (شکل ۶-الف) بیشترین هرزروی در محل محور یا ستیغ رخ داده، و اکثر نقاط دارای هرزروی اندک تا پایین (شمال و جنوب غربی) و در قسمت میانی میدان در بخش شمالی دارای هرزروی متوسط می‌باشد. میزان هرزروی در بخش جنوبی بیشتر از بخش شمالی است.

زون ۲: براساس مدل (شکل ۶-ب) تهیه شده، همانند زون ۱، بیشترین هرزروی در بخش محوری بوده، و اکثر مناطق دارای هرزروی اندک تا پایین است. در بخش شمالی میزان هرزروی متوسط بوده، بخش جنوبی دارای میزان هرزروی بیشتری نسبت به بخش شمالی است.

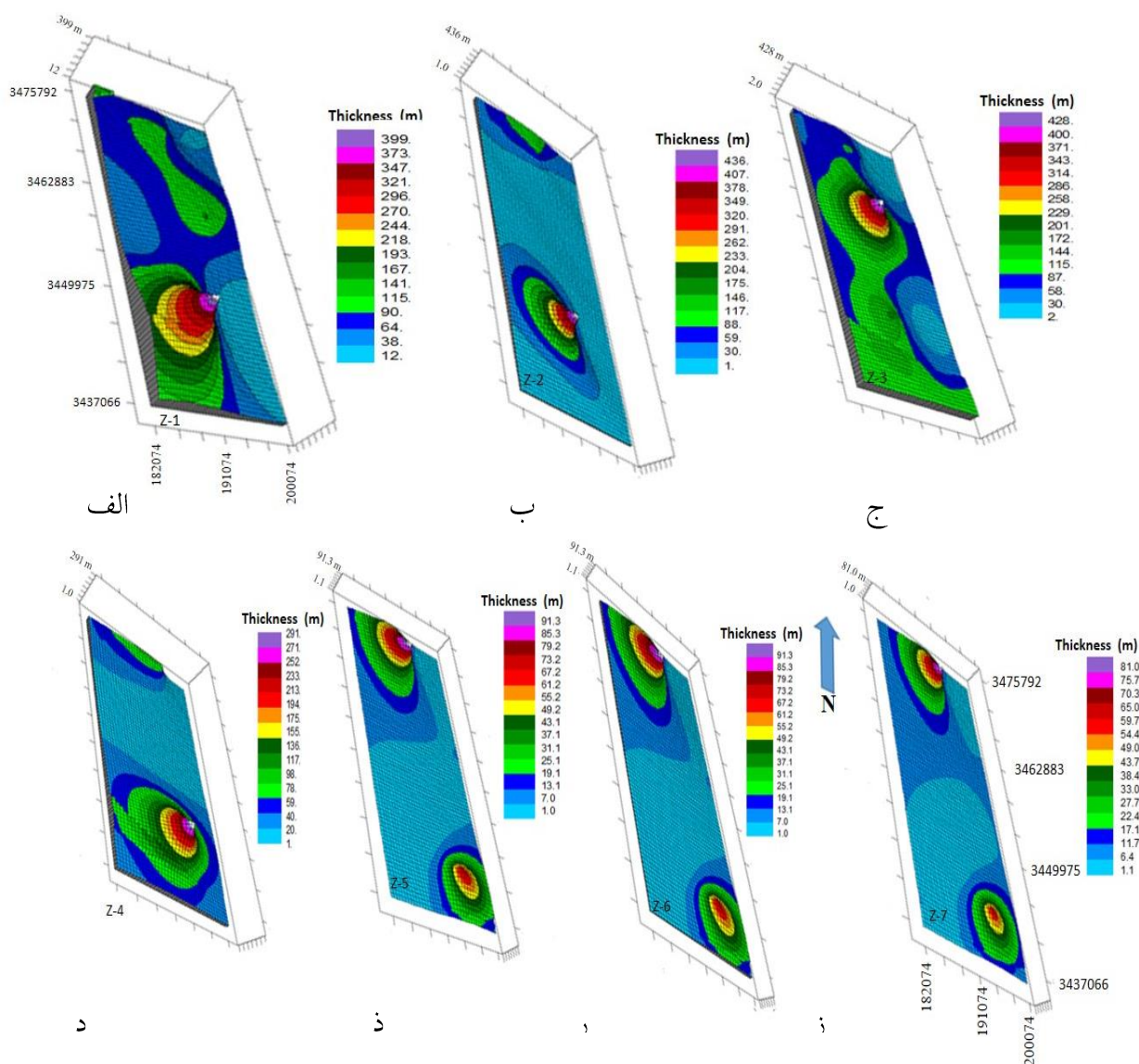
زون ۳: در مدل بدست آمده (شکل ۶-ج)، اکثر نقاط میدان با هرزروی متوسط توصیف شده، باستثنای چند ناحیه در ضلع شمالی و جنوب شرقی که دارای هرزروی اندک هستند. ستیغ دارای بیشترین میزان هرزروی می‌باشد. میزان هرزروی در بخش شمالی بیشتر از بخش جنوبی است.

^۱ -Goud

زون ۴: مدل ترسیم شده (شکل ۶-د)، نشان داد که بیشترین میزان هرزروی در ستیغ مخزن و در بخش جنوبی رخ داده است. به سمت مرکز میدان، میزان هرزروی کاهش می‌یابد. در بخش شمالی میزان هرزروی متوسط بوده، و میزان هرزروی در بخش جنوبی نسبت به بخش شمالی بیشتر است.

زون ۵: در مدل (شکل ۶-ذ) یال شمال غربی و یال جنوب شرقی دارای بیشترین میزان هرزروی و به سمت مرکز میدان هرزروی کاهش می‌یابد. در قسمت میانی میدان و جنوب غربی میزان هرزروی پایین و اندک است. در بخش شمالی میزان هرزروی بیشتر از بخش جنوبی است.

زون ۶: در مدل بدست آمده (شکل ۶-ر)، بخش شمال غرب و جنوب شرق دارای بیشترین میزان هرزروی بوده، به سمت مرکز میدان، هرزروی کاهش می‌یابد. در قسمت میانی و جنوب غربی، میزان هرزروی پایین و اندک است. در یال شمالی میزان هرزروی بیشتر از یال جنوبی است.



شکل ۶- مدل هرزروی زون های مختلف: الف-زون یک؛ ب-زون دو؛ ج-زون سه؛ د-زون چهار؛ ذ-زون پنجم؛ ر-زون ششم؛ ز-زون هفتم سازند سروک در میدان آزادگان.

زون ۷: در مدل (شکل ۶-ز) در یال شمال غربی و جنوب شرقی دارای بیشترین میزان هرزروی و به سمت مرکز میدان هرزروی کاهش می‌یابد. در قسمت جنوب غربی، میزان هرزروی پایین و اندک ولی بخش شمالی، میزان هرزروی بیشتر از بخش جنوبی است.

بررسی کمی داده‌های حفاری (برحسب بشکه در ساعت) نشان داد که بیشترین میزان هرزروی در زون ۱ در بخش جنوبی، دارای میانگین هرزروی ۱۰۹/۶۷ بشکه می‌باشد. بیشترین میزان هرزروی زون ۲ در بخش جنوبی، دارای میانگین هرزروی ۱۰۲/۷۶۹ و در زون ۳ در بخش شمالی، دارای میانگین هرزروی ۱۱۹/۹۸۳ می‌باشد. بیشترین میزان هرزروی زون ۴ در بخش جنوبی، دارای میانگین هرزروی ۸۷/۴۶۳ می‌باشد. در زون ۵ در بخش شمالی و جنوبی، دارای میانگین هرزروی ۲۹/۶۱۵ می‌باشد. بیشترین میزان هرزروی زون ۶ در بخش شمالی و جنوبی، دارای میانگین هرزروی ۲۷/۹۶۵ بشکه می‌باشد. زون ۷ در بخش شمالی و جنوبی، دارای میانگین هرزروی ۲۳/۹۳۹ بشکه است. این تغییرات نشان‌دهنده جابجایی مناطق با هرزروی بالا و نیز کاهش میانگین میزان هرزروی بسمت عمق است.

با توجه به تاریخچه رسوبی مخزن و وجود کانالهای رسوبی [۲۰]، [۲۲]، تغییر پذیری الگوی هرزروی در زونهای مختلف می‌تواند نشانه‌ای از وجود تغییرات رخساره‌ای ناشی از این کانالها و یا گسترش سیستم شکستگیها بویژه در محل ستیغ ساختمان [۳۲]، [۳۴]، [۳۹] باشد. این شکستگیها می‌توانند ناشی از عوامل مختلف نظیر تنشهای ساختمانی و یا تغییرات سنگ شناسی باشند. بطور کلی سنگهایی با تخلخل کمتر دارای پتانسیل بالاتری از نظر شکستگی هستند [۲]. بنابراین، بخش جنوبی و سپس بخش شمالی دارای بیشترین مقدار هرزروی بوده، در این مناطق ضمن افزایش تولید، می‌بایست عملیات حفاری با احتیاط انجام شود. لذا، شرایط حفاری زیرتعادل جهت جلوگیری از هرزروی پیشنهاد می‌گردد.

۵- نتیجه گیری

در کل میدان، میزان هرزروی در بخش شمالی و جنوبی حداکثر، و به سمت بخش میانی میدان کاهش می‌یابد. البته در بخش جنوبی میزان هرزروی بیشتر از بخش شمالی است. بیشترین میزان هرزروی در زون ۳ (با متوسط ۱۱۹/۹۸۳ بشکه در ساعت) و کمترین میزان هرزروی گل در زون ۷ (با متوسط ۲۳/۹۳۹ بشکه در ساعت) می‌باشد. زونهای ۱، ۲، ۴، ۵، و ۶ برترتیب دارای میانگین هرزروی ۱۰۹/۶۷، ۱۰۲/۷۶۹، ۸۷/۴۶۳، ۲۹/۶۱۵ و ۲۷/۹۶۵ بشکه در ساعت توصیف می‌شوند. بنابراین با توجه به این نتایج و الگوی هرزروی، بخش‌های دارای هرزروی متوسط تا بالا دارای ریسک حفاری و امکان گیر لوله وجود دارد، لذا، کاربرد حفاری زیرتعادل جهت جلوگیری از هرزروی پیشنهاد می‌گردد.

مقایسه میزان هرزروی بخش‌های شمال و جنوب میدان آزادگان با سایر بخش‌ها، دارای تراکم شکستگی و ارزش مخزنی بالاتری است. در واقع عامل تشدید هرزروی، چگالی شکستگی است، براساس الگوهای هرزروی در بخش‌های مختلف، بنظر می‌رسد وجود گسلها، مورفولوژی محیط رسوبی (نظیر کانالهای رسوبی) و وضعیت ساختمانی در بخش شمالی نقش عمده‌ای در ایجاد شکستگی و یا مناطق مستعد هرزروی داشته، در نتیجه افزایش هرزروی را در این بخش بدنبال داشته است. بصورت کلی موقعیت مناطق دارای هرزروی بالا در ستون عمودی تغییر نشان داده و در بخش‌های فوقانی مخزن در بخش جنوبی، در بخش میانی بسمت بخش شمالی و در قاعده در دو قسمت شمالی و جنوبی ظاهر می‌شود. بنابراین عمق حفاری نقش مهمی در انتخاب بهینه بهره برداری و نیز نقاط بحرانی حفاری (دارای ریسک بالا) دارد. هرچند الگوی کاهش هرزروی بسمت زون ۷ (عمیقترین بخش) بنظر می‌رسد بیشتر تأیید کننده جابجایی وضعیت کانالی در طول زمان در بخش‌های مختلف مخزن باشد. بصورت کلی روند کاهش چشمگیر میانگین هرزروی بسمت عمق در این میدان، شناخت

بیشتر ویژگیهای مخزنی بویژه از نظر محیط رسوبی و یا رخساره رسوبی را در پیش بینی مکانی نقاط بهینه بهره برداری و حفاری ضروری می سازد.

سپاس و قدردانی

مؤلفین بر خود لازم می بینند که از اداره نمودارگیری شرکت ملی نفت ایران، مرکزاهواز، بخش پژوهشی دانشگاه آزاد امیدیه و دانشگاه شهید چمران اهواز که در انجام این پروژه ما را یاری کردند نهایت تقدیر و تشکر را داشته باشیم. همچنین لازم است از داوران محترمی که با ابراز نقطه نظرات خود موجب ارتقا کیفی مقاله شدند، کمال تشکر را نمائیم. همچنین از داوران مقاله آقایان دکتر سجاد کاظم شیرودی و دکتر ایمان زحمتکش تشکر و قدردانی می گردد.

منابع

- [۱] بارگاهی، د.، ۱۳۹۰، مدلسازی سه بعدی ناحیه هرزروی گل حفاری در سازند آسماری، سی امین گرد همایی علوم زمین.
- [۲] بیات، ع.ا.، اصغری، ا.، بهرودی، ع.، و توکلی، م.، ۱۳۹۴، مدل سازی پیوسته شکستگی در مخازن کربناته با تلفیق داده های لرزه ای، زمین شناسی و پتروفیزیکی. مجله پژوهش نفت، دوره ۲۵، شماره ۸۳، ص. ۹۶-۱۰۷.
- [۳] سپهوند، س.، ۱۳۹۰، گزارش تکمیلی زمین شناسی چاه شماره ۱۰ میدان آزادگان، اداره کل زمین شناسی مدیریت اکتشاف شرکت ملی حفاری ایران.
- [۴] شاهوردی، ن.، ۱۳۹۴، محیط رسوبی، دیاژنز و کیفیت مخزنی بخش بالایی سازند سروک در خلیج فارس، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
- [۵] شعبانی، ف.، بشیری، غ.، کرامتی، م.، ایزدخواه، م.، ۱۳۹۰، شبیه سازی پارامترهای پتروفیزیکی مخازن هیدروکربنی با استفاده از روش SGS در یکی از میدادین جنوب ایران، ه صنعت نفت، پژوهش نفت سال بیست و یکم .
- [۶] طاهری، ک.، و محمدتراب، ف.، ۱۳۹۶، استفاده از روش کریجینگ شاخص در مدل سازی مناطق با هرزروی بحرانی در مخزن آسماری یکی از میدادین نفتی جنوب غرب ایران، پژوهش نفت، دوره ۲۷، شماره ۹۵، ۹۱-۱۰۴ .
- [۷] طاهری، ک.، مرشدی، ا.ح.، ۱۹۹۶، مدلسازی سه بعدی پهنه های هرزروی گل حفاری با استفاده از الگوریتم خوشه بندی فازی گستافسون-کسل تعمیم یافته (مطالعه موردی : یکی از میدادین نفتی جنوب غربی ایران). مجله پژوهش نفت ۹۶، ص. ۸۲-۹۷.
- [۸] طاهری، ک.، و محمدتراب، ف.، ۱۳۹۵، مدلسازی هرزروی گل حفاری در سازند آسماری با استفاده از روش زمین آمار در میدان نفتی گچساران، نشریه علمی- پژوهشی زمین شناسی نفت ایران، سال ششم، دوره ۶، شماره ۱۱، ۸۴-۱۰۱ .
- [۹] کیامرزی، س.، ۱۳۹۱، بررسی زون های مخزن آسماری میدان نفتی کوپال ومحاسبه میزان هرزروی و ارائه مدل هرزروی در هر زون در محیط نرم افزار Surfer. اولین کنفرانس بین المللی نفت، گاز، پتروشیمی و نیروگاه.
- [۱۰] نیک طبع، م. ر.، ۱۳۸۱، گزارش تکمیلی زمین شناسی چاه شماره ۵ میدان آزادگان، اداره کل زمین شناسی مدیریت اکتشاف شرکت ملی حفاری ایران.
- [۱۱] هنرمند، ج.، و مداحی.، ۱۳۸۹، ارتباط رخساره های رسوبی با گسترش فرایندهای دیاژنزی و کیفیت مخزنی بخش بالایی سازند سروک در یکی از میدادین بزرگ نفتی ایران. جنوب غربی، پژوهشهای چینه نگاری و رسوب شناسی سال بیست و هفتم، دوره ۴۲، شماره ۱، ص. ۹۷-۱۱۴.
- [۱۲] یامینی، ع.، رحیمی، ت.، ناصری، ن.، یارم طاقلوسهرابی، م.، ۱۳۹۴، بررسی سنگ مخزن آسماری میدان نفتی بی بی حکیمه با استفاده از داده های هرزروی گل حفاری وشکستگی ها، کنفرانس بین المللی پژوهش در علوم وتکنولوژی.

[13] AHMED, T., 2001, Reservoir engineering Handbook: *Second Edition*, Gulf Professional Publishing, 1211P.

[14] ALI AHMADI, M., ZENDEHBOUDI, S., LOHI, A., ELKAMEL, A. AND CHATZIS, I., 2013, Reservoir permeability prediction by neural networks combined with hybrid genetic algorithm and particle swarm optimization: *Geophysical Prospecting*, **61**, 582- 598.

- [15] ALSHUBBAR, G., NYGAARD, R., JEENNAKORN, M., 2018, The effect of wellbore circulation on building an LCM bridge at the fracture aperture: *J. Petrol. Sci. Eng.*, **165**, 550–556.
- [16] BABAKHANI, M., ZEHTABIAN, G.H., KESHTKAR, A.R., AND KHOSRAVI, H., 2016, Trend of groundwater quality changes, using geostatistics, (Case Study: Ravar Plain): *Pollution*, **2(2)**, 115-129.
- [17] BORDENAVE, M.L., HEGRE, J.A., 2005, The influence of tectonics on the entrapment of oil in the Dezful embayment, Zagros fold belt. Iran: *Pet. Geol.*, **28 (4)**, 339–68.
- [18] DATWANI, A., 2012, Review of lost circulation mechanisms with the focus on loss to natural and drilling induced fractures: *MSc Thesis, Dalhousie University. Halifax, Nova Scotia*, July 2012. 80P.
- [19] DU, Y., CHEN, J., CUI, Y., XIN, J., WANG, J., LI, Y.Z., FU, X., 2016, Genetic mechanism and development of the unsteady Sarvak play of the Azadegan oil field, southwest of Iran: *Pet. Sci.*, **13**, 34-51. <https://doi.org/10.1007/s12182-016-0077-6>.
- [20] DU, Y., ZHANG, J., ZHENG, S., XIN, J., CHEN, J., & LI, Y.Z., 2015, The rudist buildup depositional model, reservoir architecture and development strategy of the cretaceous Sarvak formation of Southwest Iran: *Petroleum*, **1(1)**, 16–26.
- [21] EBADATI, N., 2019, Determining Reservoir Potential in the Yaran Oil Field: *Environmental Energy and Economic Research*, **3(3)**, 203-214. DOI 10.22097/eeer. 2019. 175916.1070
- [22] EGHTESEADI, T., KOHANSAL GHADIMVAND, N., AND TAATI, F., 2010, Facies Analysis, Depositional Environments and Diagenesis of the Sarvak Formation in Azadegan Oil Field: *The 1th International Applied Geological Congress, Department of Geology, Islamic Azad University - Mashad Branch, Iran*, 26-28 April 2010, p. 2055-2060.
- [23] ELKATATNY, S., AHMED, A., ABUGHABAN, M., AND PATIL, S., 2020, Deep Illustration for Loss of Circulation While Drilling: *Arabian Journal for Science and Engineering*, <https://doi.org/10.1007/s13369-019-04315-6>.
- [24] EZATI, M. AZIZZADEH, M. ALIRIAHI, M. VAHIDODDINFATTAHPOUR, V. HONARMAND, J., 2018, Characterization of micro-fractures in carbonate Sarvak reservoir, using petrophysical and geological data, SW Iran, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **170**, 675-695.
- [25] EZATI, M., AZIZZADEH, M., RIAHI, M.A., AND HONARMAND, J., 2020, Wellbore stability analysis using integrated geomechanical modeling: a case study from the Sarvak reservoir in one of the SW Iranian oilfields: *Arabian Journal of Geosciences*, **13(4)**. DOI: [10.1007/s12517-020-5126-1](https://doi.org/10.1007/s12517-020-5126-1).
- [26] FENG, Y., AND GRAY, K.E., 2017, Modelling lost circulation through drilling-induced fractures: *SPE 187945*, 19P.
- [27] FENG, Y., AND GRAY, K.E., 2018, Lost circulation and well born strengthening: *Springer International Publishing*, 94P. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-89435-5>
- [28] GHAZBAN, F., 2007, Petroleum geology of the Persian Gulf: *Joint Publication, Tehran University Press and National Iranian Oil Company, Tehran*.
- [29] GILL, S.J., 2009, The Nugget effect: In describing the variability of an ore deposit: *MSc Thesis for Exploration Geology*, 105P.
- [30] GOUD, M., 2017, Mud engineering simplified: *Become Shakespeare Publishing, India*, 412P.
- [31] GUEDES, L.P.C., BACH, R.T., AND URIBE-OPAZO, M.A., 2020, Nugget effect influence on spatial variability of agricultural data: *Eng. Agric.*, **40 (1)**, 96-104.
- [32] GUO, J., XIAO, Y., AND ZHU, H., 2014, A new method for fracturing wells reservoir evaluation in fractured gas reservoir: *Mathematical Problems in Engineering*, **2014**, 12 pages, <https://doi.org/10.1155/2014/814284>.
- [33] HAJIKAZEMI, E., AL-AASM, I.S., AND CONIGLIO, M., 2010, Sub aerial exposure and meteoric diagenesis of the Cenomanian–Turonian Upper Sarvak Formation, southwestern Iran: *Geological Society of London* **330**, 253–272.
- [34] HANKS, C.L., LORENZ, J., TEUFEL, L., AND KRUMHARDT, A.P., 1997, Lithologic and structural controls on natural fracture distribution and behavior within the Lisburne Group, northeastern Brooks Range and North Slope subsurface, Alaska: *AAPG Bulletin*, **81 (10)**, 1700–1720.
- [35] HARRIS, P.M., FROST, S.H., SEIGLIE, G.A., SCHNEIDERMANN, N., 1984 Regional unconformities and depositional cycles, Cretaceous of the Arabian Peninsula. In: Schlee, J.S. (Ed.), *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation: American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, **36**, 67-80.
- [36] HASSANZADEH AZAR, J., NABI-BIDHENDI, M., JAVAHERIAN, A., AND PISHVAIEL, M. R., 2009, Integrated seismic attributes to characterize a widely distributed carbonate clastic deposit system in Khuzestan Province, SW Iran: *Journal of Geophysics and Engineering*, **6 (2)**, 162-171. <https://doi.org/10.1088/1742-2132/6/2/007>.
- [37] HONARMAND, J., AND MADAHI, A., 2011, The relationship of sedimentary facieses with expanding diagenesis processes and reservoir quality of Sarvak formation upper part in one of the great oil field, south west of Iran: *Journal of Stratigraphy researches and Sedimentology*, **27(1)**, 43-54.

- [38] HONARMAND. J., MOALEMI. S.A., LOTFPOOR. M., 2009. Lithofacies analysis, sedimentary environment and sequence stratigraphy of the Burgan Formation in the North West of Persian Gulf, Iran: *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, **2**, 135-150 (in Persian).
- [39] HUANG, J., GRIFFITHS, D.V., AND WONG, S.W., 2011, Characterizing natural-fracture permeability from mud-loss data: *SPE Journal*, **16** (1), 111–114, 2011.
- [40] IVAN, C., BRUTON, J., AND BLOYS, B., 2003, How can we best manage lost circulation?: *AADE-03-NTCE-38 was presented at AADE National Technology Conference "Practical Solutions for Drilling Challenges*, Houston, Texas, 1–3.
- [41] LUCIA, F. J., 2007, *Carbonate Reservoir Characterization: An Integrated Approach (Second Edition)*, Springer Berlin Heidelberg, 336 p.
- [42] JEENNAKORN, M.; NYGAARD, R.; NES, O.M.; SAASEN, A., 2018, Testing conditions make a difference when testing LCM: *J. Nat. Gas Sci. Eng.*, **46**, 375–386.
- [43] LAVROV, A. AND TRONVOLL, J., 2004, Modeling mud loss in fractured formations: *Paper SPE 88700, Abu Dhabi, UAE*, 13-October.
- [44] MAJIDI, R., MISKA, S., AND ZHANG, J., 2011, Fingerprint of Mud Losses into Natural and Induced Fractures: *SPE European Formation Damage Conference, 7-10 June, Noordwijk, The Netherlands, 12P*. <https://doi.org/10.2118/143854-MS>.
- [45] MILLER, M.L., SCORSONE, J.T., WHITFILL, D.L., MCDONALD, M., MILLER, N., 2013, The development of a geopolymer-based pill as an engineered solution to lost circulation: *In Proceedings of the SPE 166123, SPE Annual Technical Conference and Exhibition, New Orleans, LA, USA, 30 September–2 October 2013*.
- [46] MIRKAMALI, M.S., SHAD MANAMAN, N., ABDOLLAHIE FARD, I., KESHAVARZ ARAJKHAH, N., KHOSHDEL, H., AND NAJAFABADIPOUR, A.H., 2014, Analysis of channels using acoustic impedance and spectral decomposition within Cenomanian–Turonian reservoir in Iran: *76th EAGE Conference & Exhibition, Amsterdam RAI, The Netherlands, 16-19 June 2014*. 3P.
- [47] MOAZZENI, A.R., NABAEI, M., JEGARLUEI, S.G., 2010, Prediction of lost circulation using virtual intelligence in one of Iranian oilfields: *In Proceedings of the SPE 136992, Annual International Conference and Exhibition, Calabar, Nigeria, 31 July–7 August 2010*.
- [48] Moore, C.H., 2001, Carbonate Reservoirs, Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework: **55**, *Development in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam*, 444 p.
- [49] NASIRI, A., SHAHRABI, M.A., MORAVEJI, M.K., 2018, Application of new eco-friendly LCMs for combating the lost circulation in heavy-weight and oil-based mud. *RSC Adv.*, **8**, 9685–9696.
- [50] PORDEL SHAHRI, M., ZABIHI, S. H., 2012, A New model for determining the radius of mud loss during drilling operation in a radial fractured network: *paper SPE 163028*.
- [51] RAHIMI, M., AND RIAHI, M.A., 2020, Static reservoir modeling using geostatistics method: a case study of the Sarvak Formation in an offshore oilfield: *Carbonates Evaporites* **35**, 62, <https://doi.org/10.1007/s13146-020-00598-1>.
- [52] RAMASAMY, J., GOONERATNE, P.C., AND AMANULLAH, M., 2019, Current methods and novel solutions for mitigating lost circulation: *IPTC-19499-MS was Presented at International Petroleum Technology Conference, 26–28 Mar, Beijing, China*. <https://doi.org/10.2523/IPTC-19499-MS>.
- [53] ROBERTSON, G.P., 2008, *GS+, Geostatistics for the Environmental Sciences*. Gamma Design Software, Version 9: *Plainwell, Michigan USA*, 171p.
- [54] SASANINIA, N., JAHANI, D., HABIBNIA, B., KOHANSAL GHADIMVAND, N., 2017, Reservoir characterization and geostatistical modeling of Ilam & Sarvak formations in one of oil fields in southwest of Iran: *Open Journal of Geology*, **7**, pp.789-795. DOI: 10.4236/ojg.2017.76053.
- [55] SAVARI, S., WHITFILL, D.L., KUMAR, A., 2012, Resilient lost circulation material (LCM): A significant factor in effective wellbore strengthening: *In Proceedings of the SPE 153154, SPE Deepwater Drilling and Completions Conference, Galveston, TX, USA, 20–21 June 2012*.
- [56] WELLMANN, F., AND CAUMON, G., 2018, 3-D Structural Geological Models: Concepts, Methods, and Uncertainties: <https://publications.rwth-aachen.de/record/754773/files/754773.pdf>, 96p.
- [57] ZAMANNEJAD, A, MUVAHED, B. AND KOHANSAL, N., 2007, Petrophysical evaluation and the comparison of the changes of reservoir properties for Sarvak Formation and kazhdomi in a well of Azadegan oil field located on west south of Iran: *3th conference applied Geology and environment, Islamic Azad University, Islamshar branch. Iran*, (1), 142-155, [in Persian].
- [58] ZHONG, H., SHEN, G., YANG, P., QIU, Z., JIN, J., AND XING, X., 2018, Mitigation of lost circulation in oil-based drilling fluids using oil absorbent polymers: *Materials*, **11**, 2020, 20P. doi:10.3390/ma11102020.

مقایسه روشهای $\Delta \log R$ و مبتنی بر کانی شناسی در تخمین مقدار کربن آلی سازند پابده در میداین اهواز و رگ سفید

مهدی شفیع^۱، سید حسن طباطبایی^{۲*}، مرتضی طباطبایی^۳، نادر فتحیان پور^۴، علی اپرا^۵

- ۱- دانشجوی کارشناسی ارشد اکتشاف نفت، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران
 - ۲- دانشیار دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران
 - ۳- دانشیار دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران
 - ۴- دانشیار دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران
 - ۵- کارشناس ارشد اداره زمین شناسی، شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب، اهواز، ایران
- * tabatabaei@iut.ac.ir

دریافت اسفند ۱۳۹۸، پذیرش مهر ۱۳۹۹

چکیده

یکی از روش های متداول و نسبتاً دقیق تعیین میزان کربن آلی در سنگ ها، روشهای پیرولیز می باشند، که نمونه استاندارد آن روش پیرولیز راک اول است. این روش با استفاده از مغزه گیری، تخمین میزان کربن آلی و در نهایت پتانسیل یابی نفت و گاز در سنگ های منشا صورت می پذیرد. یکی از پارامترهای مهم و ارزشمند تعیین پتانسیل یابی منابع نفت و گاز، تخمین TOC می باشد. هدف و انگیزه از این مطالعه، بررسی و مقایسه روش $\Delta \log R$ و روش مبتنی بر کانی شناسی برای محاسبه میزان کل کربن آلی در سنگ منشا می باشد، آن روشی اولویت بالاتر دارد که به نتایج آزمایش های پیرولیز راک اول نزدیکتر بوده و دارای صحت کافی و مورد تایید باشد و همچنین هزینه نسبتاً پایینی داشته باشد. میداین مورد مطالعه در این پژوهش، دو میدان اهواز و رگ سفید می باشند که از جمله میداین پر پتانسیل جنوب غرب ایران جهت مطالعه و بررسی دقیق تر برای تخمین میزان کربن آلی محسوب می گردند. در این پژوهش مطالعات نرم افزاری از طریق نرم افزار IP انجام شده است که با استفاده از آن داده های پتروفیزیکی هر میدان مورد محاسبه و بررسی قرار گرفته و نهایتاً نتایج آن با مقادیر واقعی TOC مورد مقایسه قرار گرفته است. داده های ورودی در روش مبتنی بر کانی شناسی شامل لاگ چگالی، لاگ تخلخل نوترونی و لاگ گاما و داده های ورودی در روش $\Delta \log R$ شامل لاگ صوتی و مقاومت می باشد. روش های مناسب تر (بر حسب میزان R^2) در میدان های اهواز و رگ سفید به ترتیب روش مبتنی بر کانی شناسی و روش $\Delta \log R$ می باشد. همچنین در برآیند کار با توجه به پارامترهای هزینه، دقت و صحت، بهترین روش مورد بحث در این پژوهش روش مبتنی بر کانی شناسی با میزان R^2 در میداین اهواز و رگ سفید به ترتیب برابر با ۰.۹۴ و ۰.۶۱ می باشد. سپس، روش $\Delta \log R$ در اولویت دوم قرار می گیرد.

کلیدواژه: میزان کربن آلی، سنگ منشا، میدان اهواز، میدان رگ سفید، روش $\Delta \log R$ ، روش مبتنی بر کانی شناسی.

۱- مقدمه

در بسیاری از چاه های اکتشافی نفت و گاز تعداد نمونه های مغزه ی در دسترس، محدود است و امکان آنالیز برای به دست آوردن مقدار کل کربن آلی و میزان بلوغ سنگ منشا برای تمامی اعماق چاه ها به طور پیوسته وجود ندارد. امروزه، به منظور اجتناب از هزینه های فراوان آنالیزهای آزمایشگاهی، می توان با استفاده از روش های هوشمند و آماری و همچنین با سرعت و دقت قابل قبولی، مقدار کل کربن آلی و سطح بلوغ حرارتی سنگ های منشا را به دست آورد. در روش های هوشمند از داده های پتروفیزیکی که به طور پیوسته در تمامی طول چاه تهیه می شوند، استفاده می شود. در زمینه برقراری ارتباط کیفی و کمی بین داده های پتروفیزیکی و مقدار کربن آلی به افرادی از جمله: بیرز^۱ (۱۹۴۵)، فرتل^۲ (۱۹۸۸) و هرتزاگ^۳ (۱۹۸۹)، می توان اشاره نمود که از نگار طیفی پرتوی گاما^۴ برای شناسایی سنگ های غنی از ماده آلی استفاده کرد و همچنین پاسی^۵ (۱۹۹۰) که روش $\Delta\log R$ را ابداع نموده و با این روش مقدار کل کربن آلی (TOC)^۶ را مورد محاسبه قرار داد [۷]. این روش ابتدا در شرکت نفتی اکسون/ایسو^۷ به کار گرفته شد و مطالعات موفق بعدی نیز سبب مقبولیت آن در میان اغلب شرکتهای نفتی گردید [۳و۴]. همچنین امیری بختیار و همکاران (۱۳۹۰) نیز از همین روش برای تخمین میزان کربن آلی سازنده پابده در میدان اهواز استفاده نمودند که در آن مطالعه روش های شبکه عصبی و ژئوشیمیایی نیز مورد تحلیل قرار گرفته است. روش دیگری که برای محاسبه میزان کل کربن آلی به کار می رود روش داده های کانی شناسی است. این روش که مبتنی بر کانی شناسی است بر حسب اختلاف دو لاگ شاخص رس و لاگ گاما می باشد و از این طریق میزان کل کربن آلی را تخمین می زند که در ادامه به طور تفصیلی توضیح داده خواهد شد [۵]. مقدار کل کربن آلی (TOC) درصد وزن کربن است که در قسمت آلی سنگ قرار دارد. از لحاظ تاریخی، TOC به طور مستقیم فقط برای معادل سازی کربن موجود در کروژن سنگ اما در عمل در اندازه گیری های کربن مستقیم مورداستفاده قرار می گیرد، همچنین شامل بخشی از کربن موجود در قیر و بقایای نفت می باشد [۶]. اندازه گیری TOC برای ارزیابی شیل(سنگ نفت زا)های آلی ضروری است. شیل های نفتی معمولاً توسط مقدار TOC موجود تعریف می شوند که معمولاً از ۱/۵ تا ۲ درصد وزنی است [۷]. بنابراین، وضعیت TOC گامی ارزشمند در شناسایی ذخایر شیل آلی محسوب می شود [۸]. مقدار کربن آلی کل (TOC) موجود در سنگ منشا منابع هیدروکربن، یکی از پارامترهای حائز اهمیت در ارزیابی آن می باشد. این پارامتر نه تنها در مطالعات ژئوشیمیایی هیدروکربن مورد استفاده قرار می گیرد، بلکه در بررسی میزان گسترش کربن آلی سنگ منشا نیز نقش بسزایی دارد به گونه ای که با افزایش کربن آلی کل (TOC)، احتمال حضور سنگ منشا افزایش می یابد. بنابراین لازم است تا با روشی مناسب خصوصیات سنگ منشا برآورد شود. برای برآورد خصوصیات سنگ منشا روش های مختلفی وجود دارد که یکی از ابتدایی ترین روش ها استفاده از روش سنتی است که بسیار هزینه بر و زمان بر می باشد، لذا محققان به دنبال روش های کارآمدتر هستند. پس از پی بردن به اهمیت پارامتر TOC می توان به ضرورت و اهمیت این مطالعه از منظر بررسی و مقایسه روشهای مختلف برای محاسبه میزان کل کربن آلی در سنگ مادر پی برد، که قطعاً روشی اولویت بالاتر دارد که هم به اندازه کافی به نتایج روش مبنا نزدیکتر باشد و هم دارای صحت کافی باشد و هم به طور نسبی هزینه انجام عملیات آن پایین باشد. علاوه بر آن استفاده از این روش ها، مشکل کمبود چاه های حفاری شده و محدودیت مغزه و خرده های حفاری برای آنالیزهای آزمایشگاهی را نیز از بین می برد و می تواند حتی

¹ Beers

² Fertle

³ Hertzog

⁴ GR

⁵ Passey et al

⁶ Total Organic Carbon

⁷ Exxon/Esso

برای پیش بینی مکان های بعدی نمونه برداری از چاه های نفتی مورد استفاده قرار گیرد. در روش های هوشمند نیز که از جمله روش های تخمین TOC است، از داده های پتروفیزیکی به طور پیوسته در تمامی طول چاه استفاده می شود. با توجه به اینکه داده های پتروفیزیکی در بیشتر چاه های حفاری شده در دسترس بوده، لذا استحصال برخی از داده های ژئوشیمیایی از روی داده های پتروفیزیکی امری با ارزش خواهد بود که در زمان و هزینه صرفه جویی خواهد نمود. در ادامه، در زمینه نوآوری نسبت به موضوع مورد بحث، می توان با توجه به میزان کل کربن آلی محاسبه شده از طریق روش های مورد مطالعه (به ویژه روش نوین) در این پژوهش و یا روش های نرم افزاری، میزان بلوغ مربوط به چاه یا میداين مورد مطالعه را مورد بررسی قرار داد و از طریق آن نتایج حاصل از به دست آوردن TOC را به صورت کاربردی تر در صنعت به کار گرفت، به عبارت دیگر نتایج مهم و کلیدی را از طریق روش های کم هزینه و غیر مستقیم به دست آورد. همچنین لازم به ذکر است با توجه به این که در رابطه با روش های مذکور، نظرات و دلایل متفاوتی نسبت به کارایی و اهمیت هریک وجود دارد، لذا برای رسیدن به نتیجه ای جامع و علمی جهت اولویت دادن یک روش نسبت به روش دیگر این مطالعه لازم دیده شد تا با ضریب دهی و اهمیت دادن برای هر یک از مزایا و معایب هر یک از روش، ارجحیت و اولویت آنها نسبت به هم در دو میدان اهواز و رگ سفید، در کاربری علمی و صنعتی مشخص شود.

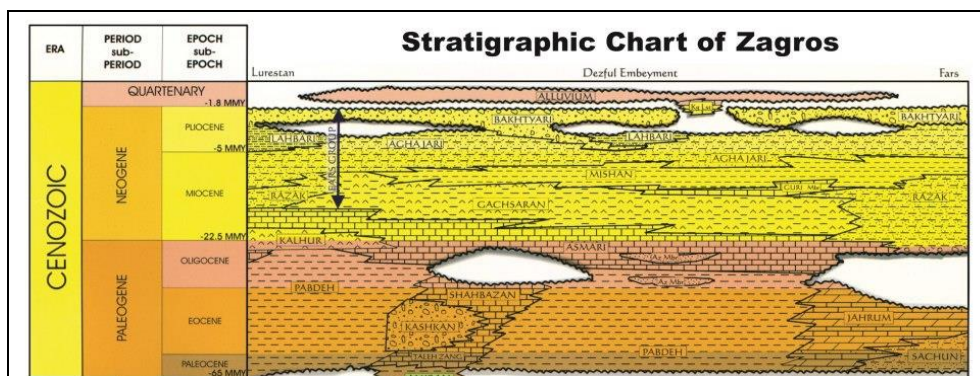
۲- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

میدان نفتی اهواز ۷۰ کیلومتر طول و ۷ کیلومتر عرض در تاپ آسماری (حدود ۴۹۰ کیلومتر مربع مساحت) ساختار تاقدیسی دارد و در جنوب غربی فروافتادگی دزفول و در حاشیه شهر اهواز قرار گرفته، به طوری که فرودگاه این شهر بر روی ناحیه ستیغ، در قسمت غربی میدان واقع گشته است [۵]. رخنمون سطحی این میدان از سازندهای آغاچاری و آبرفت های عهد حاضر تشکیل شده اند. این میدان نسبت به میداين مجاور از شمال توسط میداين رامین و سردرآباد، از شرق توسط میدان مارون، از غرب توسط میدان بند کرخه و از جنوب توسط میداين سوسنگرد، آب تیمور و منصوری محدود شده است. در قسمت های شمال شرقی و جنوب غربی این میدان گسل های رورانده وجود دارند که تا افق های بنگستان و خامی نیز امتداد دارند. شیب لایه های آن در دامنه شمالی بین ۱۰ تا ۲۱ درجه و شیب لایه ها در دامنه جنوبی آن بین ۶ تا ۱۲ درجه متغیر است. تاکنون سه مخزن آسماری، بنگستان و خامی در این میدان کشف شده که از این تعداد مخازن، آسماری و بنگستان آن در حال تولید می باشند. ساختمان مخزن آسماری این میدان سینوسی شکل و نسبتاً متقارن است [۹]. میدان نفتی رگ سفید تاقدیسی است که در جنوب غربی ایران، در ۱۵۰ کیلومتری جنوب شرقی اهواز و منتهی الیه شمال ساحل خلیج فارس، قرار دارد. از نظر توپوگرافی حداکثر ارتفاع رخنمون سطحی آن تا سطح آب های آزاد ۳۰۰ متر می باشد [۱۰]. این میدان نفتی از سه طرف به وسیله رودخانه زهره - هندیجان احاطه گشته و بین شهر هندیجان و کوه پازنان قرار دارد، به طوری که فاصله نزدیکترین نقطه آن تا خلیج فارس حدود ۶/۵ کیلومتر است. از لحاظ ارتباطی این میدان در محیط بین دو جاده آغاچاری- بندر دیلم با طول تقریبی ۸۶ کیلومتر و هندیجان - بندر دیلم با طول تقریبی ۵۵ کیلومتر است [۱۱] (شکل ۲).



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی میدان نفتی اهواز (رنگ قرمز) و موقعیت میدان رگ سفید (رنگ زرد) [۱۱].

نام سازند پابده از تنگه پابده یا پبده در کوه گورپی به دست آمده است. پبده نام محلی است و مردم آن محل را پبدونی می خوانند. در بعضی منابع بجای تنگه پابده، کوه پابده آمده است. سازند پابده در فروافتادگی دزفول دارای اختصاصاتی به شرح ذیل می باشد: در ناحیه دزفول شمالی سازند پابده با خصوصیات کربناته از گسترش خوبی برخوردار می باشند. سازند پابده در ناحیه دزفول شمالی به ۳ واحد سنگی تقسیم شده که واحد سنگی ۱ در قاعده سازند و از جنس شیل و مارن می باشد. واحد سنگی ۲ بر روی واحد سنگی ۱ قرار گرفته و جنس آن از آهک، آهک شیلی و لایه های نازک شیلی می باشد. واحد سنگی ۳ که در قسمت فوقانی سازند پابده قرار می گیرد از آهک شیلی (عمدتا آهک) و شیل آهکی (عمدتا شیل) تشکیل شده است. در برخی از چاه ها به دلیل تخلخل خوب بخش های آهکی سازند پابده در حین حفاری مواد هیدروکربوری به سطح زمین رسیده اند و در بعضی دیگر در نمودارهای پتروفیزیکی وجود هیدروکربور تایید گردیده است. سازند پابده به علت دارا بودن شرایط سنگ شناسی ویژه خود (کربناتی- شیلی) می تواند عملکرد دوگانه ای داشته باشد و به عنوان مخزن و سنگ پوش عمل کند. لایه های کربناتی در واحد سنگی ۲ و سنگ های شیلی در واحد زمانی ائوسن که شکستگی هایی در خود نیز دارند می توانند ذخیره خوبی از مواد هیدروکربوری داشته باشند (شکل ۱). براساس نقشه های زمین شناسی، ژئوفیزیکی و اطلاعات حاصل از چاه ها هیچ گونه پیچیدگی ساختمانی نظیر تکرار طبقات و حذف که دال بر وجود گسل باشد در این سازند مشاهده نشده است ولی تغییرات ضخامت به صورت جانبی در تمام ناحیه دیده می شود که به دلیل عملکرد حوضه رسوبی و پستی و بلندی هایی است که در کف حوضه و دوری و نزدیکی حوضه رسوبی از ساحل دریا می باشد. مرز بین پابده و آسماری در ناحیه دزفول شمالی (مناطق شمالی) به وسیله انیدریت قاعده ای آسماری مشخص می شود. این انیدریت قاعده ای، بخشی از لایه تبخیری کلهر می باشد که از طرف لرستان وارد دزفول شمالی شده و پس از گذر از مناطق شمالی دزفول شمالی در میدان پارسی حذف می شود [۱۲].



شکل ۲- چینه نگاری سنگ منشا پابده (مربوط به حوضه زاگرس) [۱۳]

۳- روش شناسی تحقیق

الف- روش $\Delta \log R$ - براساس اطلاعات پتروفیزیکی، روش های آزمایشگاهی متفاوتی به منظور تمایز سنگ های منشا از غیر منشا استفاده می گردد [۱۵ و ۱۴]. پاسی (۱۹۹۰) از روش $\Delta \log R$ برای محاسبه درصد TOC استفاده نمود. هنگامی که یک سنگ، فقیر (خالی از سیالات و مواد آلی) در نظر گرفته می شود، این سنگ دارای دانسیته بالایی می باشد و چنانچه یک سنگ حاوی مقدار قابل توجهی از مواد آلی باشد، دارای مقادیر بالای مقاومت، گامای نسبتا بالا (به دلیل وجود اورانیوم غنی شده که به وسیله ارگانیزم ها از آب دریا جذب شده) و دانسیته پایین است. مواد آلی تشکیل دهنده در آب شیرین به دلیل عدم حضور یون های اورانیوم، دارای سطح گامای پایین می باشند. هر دو نمودار دانسیته و صوتی برای سنگ های غنی از ماده آلی مقادیر کمتری در مقایسه با سنگ های فقیر نشان می دهند. در سال ۱۹۹۰ یک ایده نسبتا جدید در ارزیابی سنگ منشا پیشنهاد شد که تکنیک $\Delta \log R$ نامیده شد. قرار گرفتن نسبت بین مقاومت های سازندی از یک طرف و قرائت های صوتی، چگالی و نوترون از طرف دیگر می تواند برای محاسبه $\Delta \log R$ استفاده گردد. جدایش $\Delta \log R$ به شکل خطی مربوط به TOC و تابعی از بلوغ می باشد. عملا میزان بلوغ یا LOM از آنالیز نمونه های مختلف (انعکاس ویترنایت، شاخص دگرسانی حرارتی یا T_{max}) و یا از تخمین تدفین و تاریخچه حرارتی به دست می آید. اگر بلوغ (LOM) نادرست تخمین زده شود، مقدار TOC مطلق می تواند نادرست باشد [۱۶]. برای محاسبه $\log \Delta R$ از نمودار صوتی و مقاومتی از فرمول زیر استفاده می گردد.

$$\Delta \log R = \log_{10} \left(\frac{R}{R_{base}} \right) + 0.02 * (\Delta t - \Delta t_{baseline}) \quad \text{(رابطه ۱)}$$

R: قرائت نمودار مقاومتی از روی نمودار

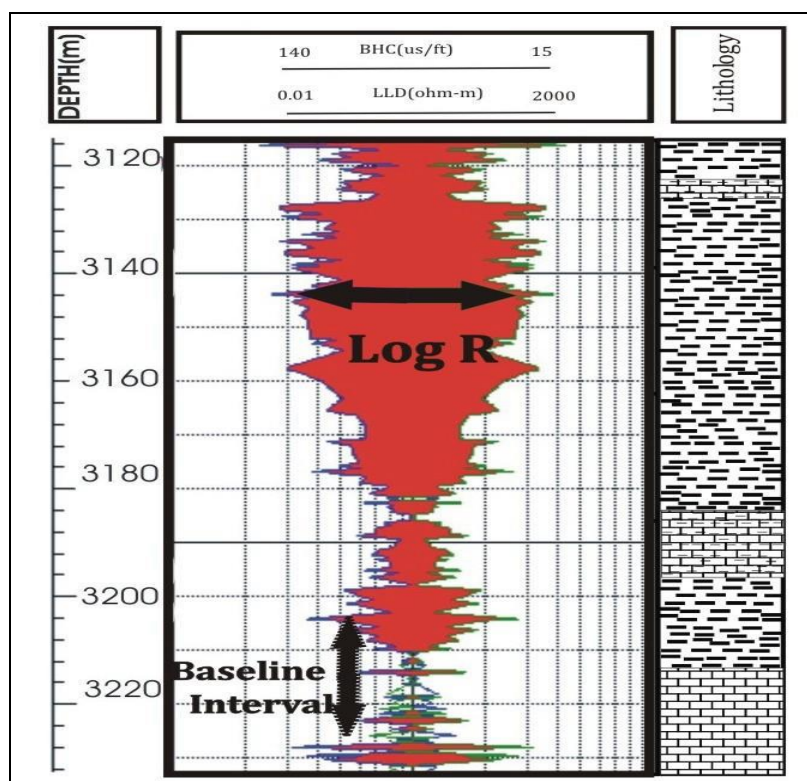
ΔT : قرائت نمودار صوتی از روی نمودار

در رابطه ۱ $\Delta \log R$ بیانگر میزان جدایش مثبت نمودارهای ترکیبی می باشد که بر حسب چرخه های لگاریتمی نمودارهای مقاومتی اندازه گیری می شوند. R مقدار مقاومت سازند می باشد که برحسب اهم-متر توسط ابزارهای نمودارگیری بدست می آید. Δt زمان عبور امواج صوتی از درون سازند را برحسب میکروثانیه بر فوت نمایش می دهد. R_{base} و Δt_{base} نیز به ترتیب معرف میزان مقاومت و زمان عبور صوت در حالت مبنا می باشند [۱۶]. معادله تجربی برای محاسبه TOC در سنگ های غنی از ماده آلی از رابطه زیر قابل محاسبه است (شکل ۳).

(رابطه ۲):

$$TOC = \Delta \log R * 10^{(2.297 - 0.1688 * LOM)}$$

در رابطه ۲ مقدار TOC بر حسب درصد وزنی (wt/%) است و LOM نیز میزان بلوغ یا Level of maturity نشان می دهد. مقدار LOM بین ۸-۹، آغاز پنجره نفتی و همچنین پایان پنجره نفتی با مقادیر LOM ۱۲-۱۳ مشخص می گردد [۱۷].



شکل ۳- نمایش دامنه تغییرات $\Delta \log R$ و Baseline Interval بر روی نمودارهای صوتی و مقاومتی [۱۸]

ب- روش مبتنی بر کانی شناسی

این روش از طریق داده‌های مختلف از جمله چگالی، نوترون، آکوستیک، رزونانس مغناطیسی هسته‌ای و داده‌های نتایج ژئوشیمیایی، سازند را مورد ارزیابی قرار می دهد. همچنین از اندازه‌گیری‌های فوق برای ارائه و معرفی سنگ شناسی، چینه شناسی و کانی شناسی استفاده می گردد [۱۹].

ورودی‌های تخریل (آکوستیک، نوترون و چگالی) نتیجه میانگین وزنی مواد معدنی، کروژن و تخریل را بازتاب می نمایند. مقادیر پاسخ GR معمولاً در سنگ‌های منشأ زیاد است که به علت محتوای U بالا در مواد آلی می باشند. به همین دلیل است که پیشنهاد می شود پاسخ‌های GR سنگ‌های منشأ به طور عمده توسط مواد معدنی رس و کروژن به جای مواد معدنی غیر رس با مقادیر کم GR مشارکت نمایند. ورودی‌های GR به طور عمده به رس‌ها و کروژن پاسخ می دهند. در سنگ‌های غیرمنبع، تغییرات در ورودی‌های GR و شاخص رس، همسان و یا مشابه هستند. در مقابل، در سنگ‌های منشأ، دو منحنی GR و شاخص رس تغییرات مختلف را نسبت به هم نمایش می دهند. در برنامه‌های کاربردی، شاخص ورودی GR و رس در یک مسیر نمایش داده می شوند. مقیاس‌های دو منحنی باید به درستی تنظیم شود تا آنها را برای سنگ‌های غیرمنبع، از نظر سنگ‌های غنی از خاک رس و مخازن با نفت یا آب، ببوشاند. هنگامی که این دو منحنی مدرج می شوند، بخش‌های غنی آلی را می توان به وسیله آن اندازه‌گیری کرد. تعیین مقیاس‌های مسیر منحنی‌ها در بخش زیر ارائه شده است. جداسازی بین دو نقطه، که تحت عنوان Δd تعریف شده است، اینگونه بیان می شود [۲۰]:

(رابطه ۳):

$$\Delta d = GR' - I'_{cl}$$

(رابطه ۴):

$$GR' = \frac{GR - GR_{left}}{GR_{right} - GR_{left}}$$

(رابطه ۵):

$$I'_{cl} = \frac{I_{cl} - I_{cl_left}}{I_{cl_right} - I_{cl_left}}$$

GR مقدار ورودی بر حسب API، GR_left، مقیاس چپ منحنی GR در API گاما می باشد، GR_right مقیاس راست منحنی GR در API گاما، Icl_left، مقیاس چپ منحنی شاخص رس، و Icl_right مقیاس راست منحنی شاخص رس است [۲۰]. جداسازی Δd تحت عنوان کروژن افزایش پیدا می کند. اگر رابطه ای بین TOC مغزه و Δd برقرار شود، آنگاه TOC بخش چاه، که هیچ نمونه ای در دسترس نباشد، می تواند محاسبه گردد. در این بخش رابطه بین TOC و Δd خطی است و بنابراین می توان آن را تحت عنوان:

(رابطه ۶):

$$TOC = a\Delta d + b$$

که در آن a و b، به ترتیب شیب و مقطع رابطه خطی می باشند. آنها با همبستگی مقادیر Δd با داده های TOC مغزه به دست می آیند. در عمل، به دلیل همبستگی مثبت Δd و TOC، a باید مثبت باشد. متغیر b باید برابر یا بیشتر از صفر درصد و کمتر از ۰/۵٪ باشد، زیرا محتویات TOC در سنگ های غیرمنشا در این دامنه متغیر می باشند [۲۰].

۳- بحث و بررسی

در ابتدا در بخش بحث و بررسی لازم است که یک دید کلی از داده های موجود در هر میدان داشت تا بتوان یک امکان سنجی مناسب و دقیق در رابطه با تحلیل و پردازش آن ها داشت. در این بخش طی دو جدول ۱ و ۲ برای هر میدان در سازند پابده، اطلاعاتی از قبیل؛ داده های راک اول و داده های لاگ (پتروفیزیکی) مورد بررسی قرار گرفته اند تا بر حسب وجود یا عدم وجود داده های مورد نیاز در هر چاه، بتوان پردازش دقیقی در هر روش از روش های مورد نظر داشت.

جدول ۱- داده های در دسترس از میدان اهواز

سازند پابده میدان اهواز	چاه اول	چاه دوم (اصلی)	چاه سوم
داده های راک اول	-	<input checked="" type="checkbox"/>	-
داده های لاگ (پتروفیزیکی)	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>

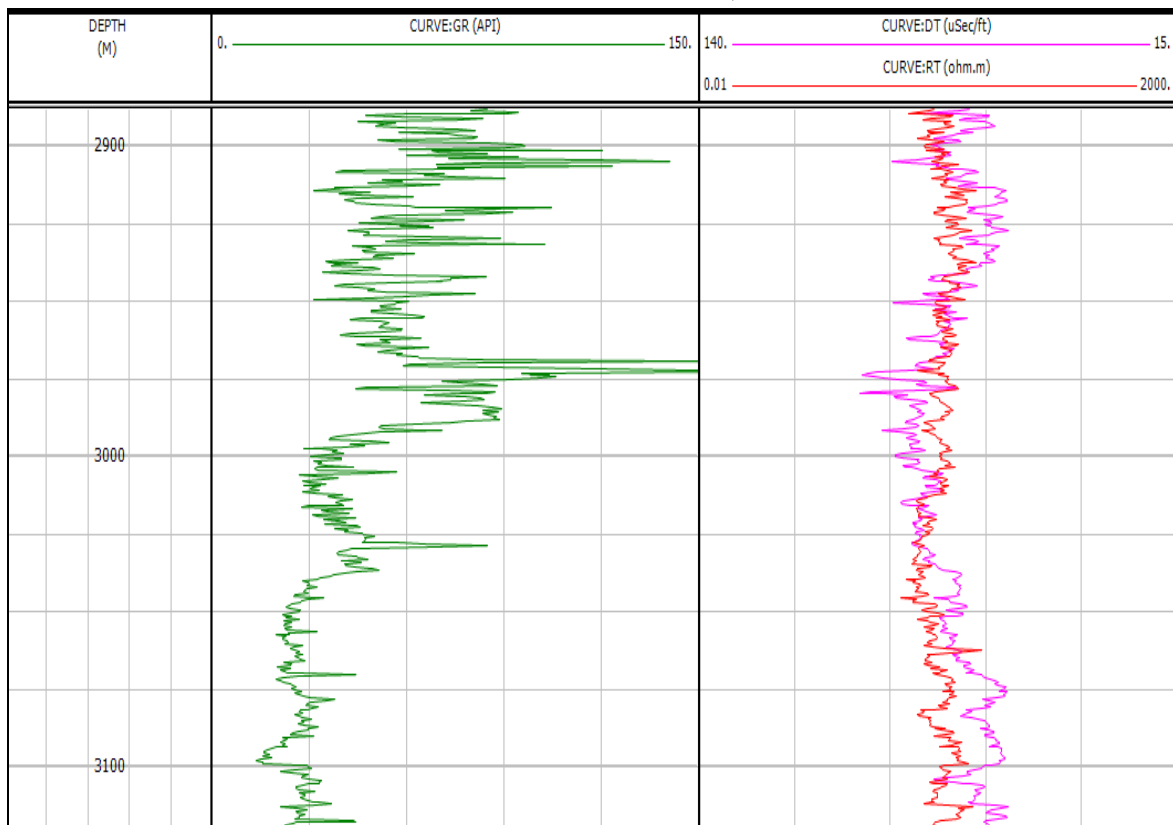
جدول ۲- داده های در دسترس از میدان رگ سفید

سازند پابده میدان رگ سفید	چاه اول	چاه دوم (اصلی)	چاه سوم
داده های راک اول	-	<input checked="" type="checkbox"/>	-
داده های لاگ (پتروفیزیکی)	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>

۳-۱ تحلیل و بررسی روش $\Delta \log R$ در هر میدان

در رابطه با تحلیل و بررسی این بخش در میداین مورد مطالعه باید در نظر داشت که اگر در هر میدان میزان ارتباط و تشابه داده های واقعی با داده های محاسبه شده بیشتر باشد، در نتیجه در میدان موردنظر استفاده از آن روش معتبرتر و کاراتر

خواهد بود، که در این جا مشخص می گردد. بنابراین مقایسه روش ها برای تخمین میزان TOC، به تفکیک میداین صورت می پذیرد که در ادامه به این بخش در روش $\Delta \log R$ پرداخته می شود. همان طور که در شکل ۴ دیده می شود، لاگ های GR، مقاومت و صوتی در میدان اهواز در محدوده عمقی سازند پابده رسم شده است که در این مرحله میزان $R_{baseline}$ و $\Delta t_{baseline}$ با در نظر داشتن میزان GR در هر محدوده تعیین می گردد. آن عمقی که مقدار GR بالاتر نشان می دهد می تواند زون پر پتانسیلی محسوب گردد و در نتیجه محل جدایش لاگ های مقاومت و صوتی است و بالعکس در جایی که میزان GR پایین باشید، آن نقطه و زون می تواند محل تشخیص خط مبنا با توجه به روی هم قرار گرفتن لاگ های مقاومت و صوتی باشد. تغییراتی که در لاگ های مقاومت و صوتی در اشکال روبرو دیده می شود با توجه به شرایط مختلف زمین شناسی و خصوصیات پتروفیزیکی اعماق و زون های مختلف سازند رخ می دهد که از جمله آن ها تغییرات تخلیل که بر روی لاگ صوتی اثر می گذارد و تغییرات میزان بلوغ حرارتی که بر روی لاگ مقاومت موثر است و هر دوی آن ها و تغییراتشان در تخمین میزان کربن آلی و پتانسیل یابی سنگ منشا موثر و تعیین کننده است. با توجه به اطلاعاتی که از اداره زمین شناسی شرکت مناطق نفت خیز در یافت شده است برای میدان اهواز، از عمق ۲۹۵۰ تا ۲۹۷۵ متری میزان LOM با توجه به تغییرات لاگ مقاومت برابر با ۹.۷۵ در نظر گرفته شد. علاوه بر آن در اعماق ۲۹۷۵ تا ۳۰۱۶ متری این میدان LOM برابر با ۹.۵ و از عمق ۳۰۱۶ تا ۳۰۷۰ متری این پارامتر برابر با ۹.۳۵ در نظر گرفته شد. همچنین میزان $R_{baseline}$ و $\Delta t_{baseline}$ به ترتیب برابر با ۴ اهم و ۵۱ میکروثانیه بر فوت مدنظر قرار گرفت.



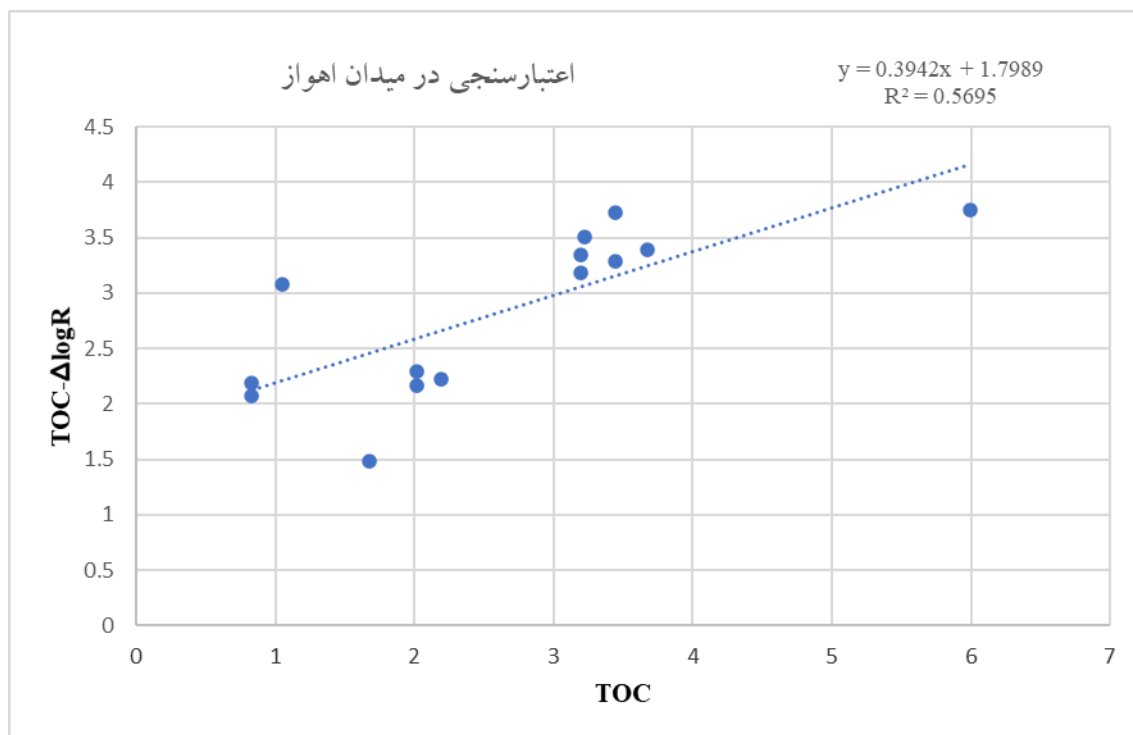
شکل ۴ - تحلیل و بررسی اولیه روش $\Delta \log R$ در میدان اهواز و تعیین پارامترهای مبنا از عمق حدود ۳۰۱۰ متری

همان طور که در اشکال ۵ و ۱۶ دیده می شود، میزان ارتباط و همبستگی TOC حاصل از روش $\Delta \log R$ با TOC حاصل از روش راک اول در میدان نفتی اهواز مورد بررسی قرار گرفته است که در شکل ۱۶ این ارتباط در نرم افزار IP و به صورت دقیق تر به شکل لاگ برای TOC حاصل از روش $\Delta \log R$ و به شکل نقاط سیاه رنگ برای TOC حاصل از روش راک اول نشان داده شده است. همچنین در شکل ۵ نیز میزان $R^2=0.5695$ ($R=0.754$) می باشد که با توجه به تعداد داده ها

در میدان اهواز، به طور نسبی دارای ارتباط و همبستگی پایینی می باشد. در جدول ۳ داده های عددی حاصل از روش راک اول و روش $\Delta \log R$ در میدان اهواز ارائه شده است.

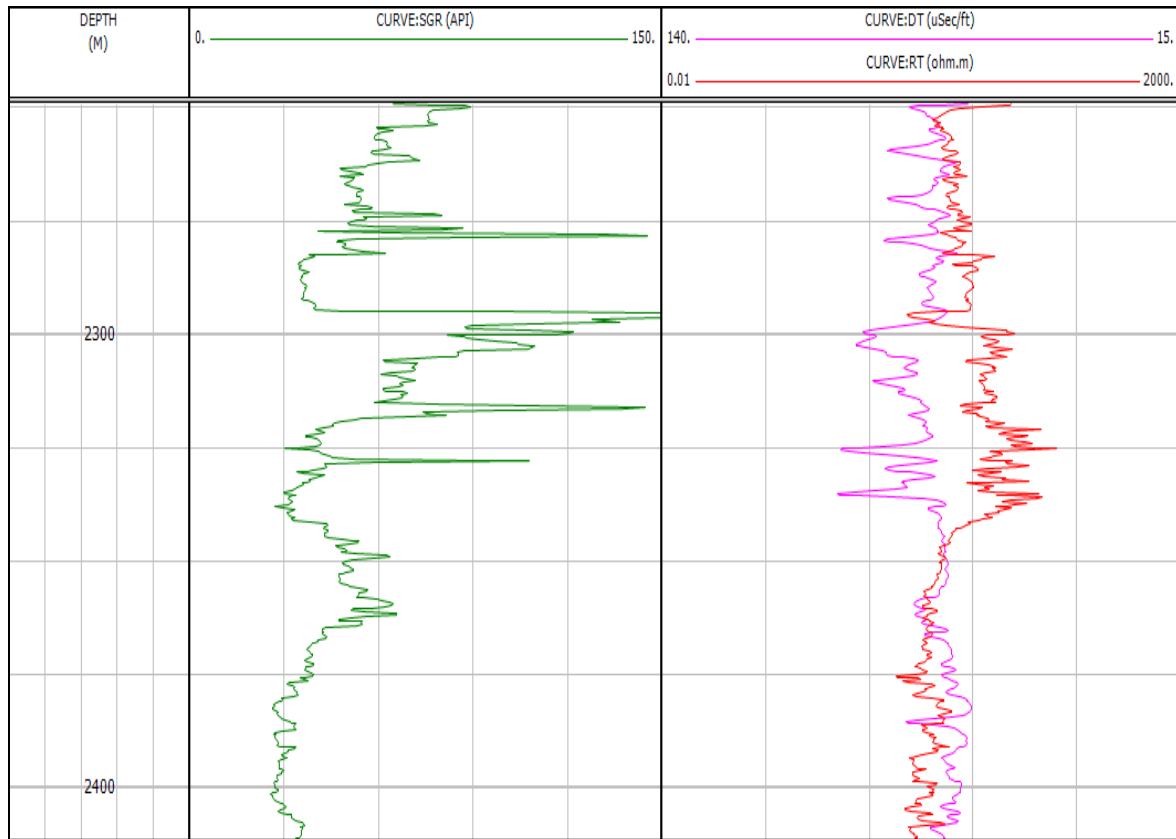
جدول ۳- داده های عددی حاصل از روش راک اول و روش $\Delta \log R$ در میدان اهواز

TOC (%)	TOC-rock eval
۳.۰۸	۱.۰۵
۳.۵۱	۳.۲۲
۳.۳۹	۳.۶۷
۳.۷۵	۵.۹۹
۳.۷۳	۳.۴۴
۳.۲۹	۳.۴۴
۳.۳۴	۳.۲
۳.۱۸	۳.۲
۲.۲۲	۲.۱۹
۱.۴۹	۱.۶۸
۲.۰۸	۰.۸۳
۲.۱۹	۰.۸۳
۲.۱۷	۲.۰۲
۲.۲۹	۲.۰۲



شکل ۵ - بررسی میزان ارتباط و همبستگی TOC حاصل از روش $\Delta \log R$ و TOC حاصل از راک اول در میدان اهواز

آن طور که در شکل ۶ دیده می شود، لاگ های GR، مقاومت و صوتی در میدان رگ سفید در محدوده عمقی سازند پاینده رسم شده است که در این مرحله میزان $R_{baseline}$ و $\Delta t_{baseline}$ با در نظر داشتن میزان GR در هر محدوده تعیین می گردد. در میدان رگ سفید نیز، به تفکیک زون بندی ها میزان LOM در هر زون مشخص شده است. در زون بالایی از عمق ۲۲۷۵ تا ۲۳۱۶ متری میزان این پارامتر برابر با ۹.۳، در زون میانی از عمق ۲۳۱۶ تا ۲۳۴۷ متری برابر با ۹.۷۵ و در زون پایینی از عمق ۲۳۴۷ تا ۲۳۶۴ متری پارامتر LOM برابر با ۸.۸ در نظر گرفته شد. دو پارامتر $R_{baseline}$ و $\Delta t_{baseline}$ در این میدان برابر با ۶.۷ اهم و ۷۱ میکروثانیه بر فوت می باشد.



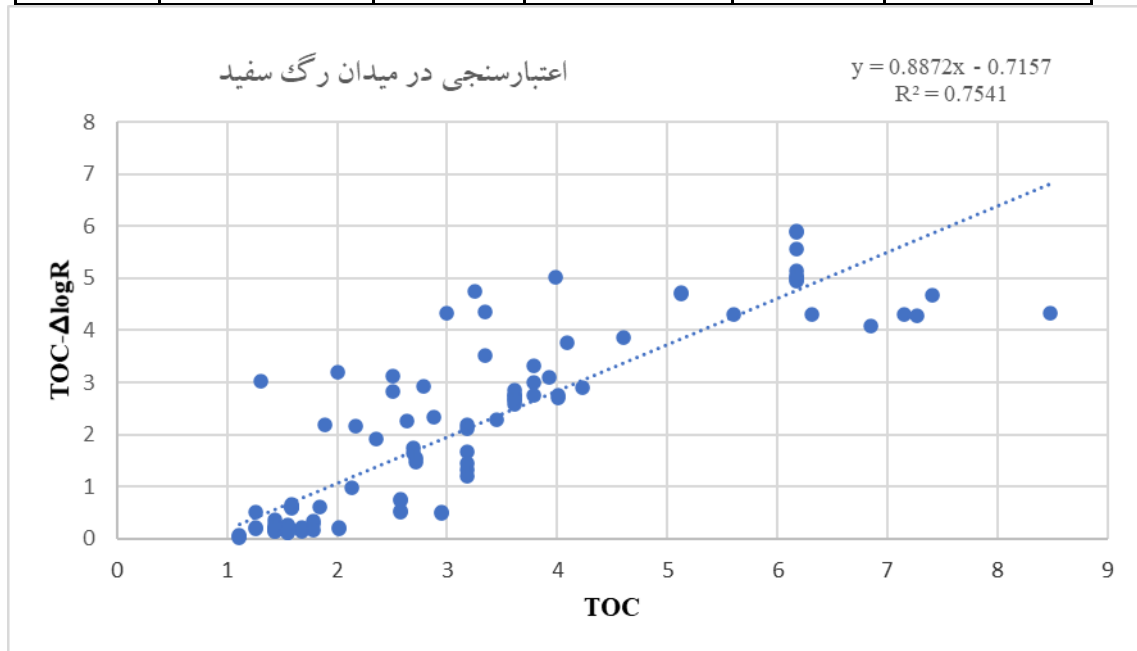
شکل ۶ - تحلیل و بررسی اولیه روش $\Delta \log R$ در میدان رگ سفید و تعیین پارامترهای مبنا از عمق حدود ۲۳۵۵ متری

همان طور که در اشکال ۷ و ۱۶ دیده می شود، میزان ارتباط و همبستگی TOC حاصل از روش $\Delta \log R$ با TOC حاصل از روش راک اول در میدان نفتی رگ سفید مورد بررسی قرار گرفته است که در شکل ۱۶ این ارتباط در نرم افزار IP و به صورت دقیق تر به شکل لاگ برای TOC حاصل از روش $\Delta \log R$ و به شکل نقاط سیاه رنگ برای TOC حاصل از روش راک اول نشان داده شده است. همچنین در شکل ۷ نیز میزان $R^2=0.7541$ ($R=0.868$) می باشد که با توجه به تعداد داده ها در میدان رگ سفید، نشان دهنده اعتبار این همبستگی در این میدان می باشد. در جدول ۴ داده های عددی حاصل از روش راک اول و روش $\Delta \log R$ در میدان رگ سفید ارائه شده است.

جدول ۴- داده های عددی حاصل از روش راک اول و روش $\Delta\log R$ در میدان رگ سفید

TOC (%)	TOC-rock eval	TOC (%)	TOC-rock eval	TOC (%)	TOC-rock eval
۱.۶۸	۳.۱۸	۳.۸۶	۴.۶	۰.۱۹	۱.۴۴
۱.۳۲	۳.۱۸	۳.۱۰	۳.۹۳	۰.۲۱	۱.۴۴
۱.۲۰	۳.۱۸	۱.۹۳	۲.۳۵	۰.۲۰	۱.۴۴
۱.۴۴	۳.۱۸	۲.۹۱	۴.۲۳	۰.۱۸	۱.۴۴
۲.۲۰	۳.۱۸	۳.۵۱	۳.۳۴	۰.۲۰	۱.۴۴
۲.۱۰	۳.۱۸	۴.۳۵	۳.۳۴	۰.۲۱	۱.۶۸
۲.۵۹	۳.۶۱	۳.۱۳	۲.۵۱	۰.۱۳	۱.۶۸
۲.۶۸	۳.۶۱	۵.۰۱	۳.۹۸	۰.۱۷	۱.۶۸
۲.۷۴	۳.۶۱	۴.۳۴	۲.۹۹	۰.۳۳	۱.۷۸
۲.۷۴	۳.۶۱	۴.۶۹	۵.۱۲	۰.۲۸	۱.۷۸
۲.۸۶	۳.۶۱	۴.۷۳	۵.۱۲	۰.۱۷	۱.۷۸
۲.۶۶	۳.۶۱	۳.۷۶	۴.۰۹	۰.۱۴	۱.۵۵
۱.۷۵	۲.۶۹	۲.۸۳	۲.۵۱	۰.۱۰	۱.۵۵
۱.۶۴	۲.۶۹	۲.۱۹	۱.۸۹	۰.۱۲	۱.۵۵
۲.۹۹	۳.۷۸	۲.۱۶	۲.۱۷	۰.۲۲	۱.۵۵
۳.۳۱	۳.۷۸	۲.۲۶	۲.۶۳	۰.۲۱	۱.۵۵
۲.۷۵	۳.۷۸	۳.۱۹	۲.۰۰	۰.۲۱	۱.۵۵
۲.۶۹	۴.۰۱	۴.۷۶	۳.۲۵	۰.۲۳	۱.۵۵
۲.۷۴	۴.۰۱	۲.۹۳	۲.۷۸	۰.۲۴	۱.۵۵
۲.۲۸	۳.۴۵	۳.۰۳	۱.۳۱	۰.۲۶	۱.۵۵
۵.۹۲	۶.۱۷	۲.۳۴	۲.۸۸	۰.۲۳	۱.۵۵
۵.۹۰	۶.۱۷	۱.۵۶	۲.۷۲	۰.۲۲	۲.۰۲
۵.۵۶	۶.۱۷	۱.۴۸	۲.۷۲	۰.۱۹	۲.۰۲
۴.۹۷	۶.۱۷	۰.۹۹	۲.۱۳	۰.۰۱	۱.۱۱
۴.۹۵	۶.۱۷	۰.۶۱	۱.۸۴	۰.۰۵	۱.۱۱
۵.۰۴	۶.۱۷	۰.۶۰	۱.۵۹	۰.۰۶	۱.۱۱
۵.۱۶	۶.۱۷	۰.۶۰	۱.۵۹	۰.۵۱	۲.۵۷
۵.۰۳	۶.۱۷	۰.۵۹	۱.۵۹	۰.۵۴	۲.۵۷
۴.۶۹	۷.۴۰	۰.۶۱	۱.۵۹	۰.۲۰	۱.۲۶
۴.۰۹	۶.۸۵	۰.۶۵	۱.۵۹	۰.۲۲	۱.۲۶
۴.۲۹	۷.۲۷	۰.۳۶	۱.۴۴	۰.۵۰	۱.۲۶

۴.۳۲	۵.۶۰	۰.۲۹	۱.۴۴	۰.۷۶	۲.۵۷
۴.۳۰	۷.۱۵	۰.۱۳	۱.۴۴	۰.۷۳	۲.۵۷
۴.۳۴	۸.۴۷	۰.۱۳	۱.۴۴	۰.۵۰	۲.۹۵
۴.۳۰	۶.۳۱	۰.۱۷	۱.۴۴	۰.۴۸	۲.۹۵



شکل ۷ - بررسی میزان ارتباط و همبستگی TOC حاصل از روش $\Delta \log R$ و TOC حاصل از راک اول در میدان رگ سفید

۲-۳ تحلیل و بررسی روش داده های کانی شناسی

در ابتدا برای به دست آوردن مقدار کربن آلی لازم است مقادیر تخلخلی این لاگ ها بدست آیند. به دست آوردن تخلخل چگالی، از طریق فرمول مشخص شده ای خواهد بود که در آن، مقدار چگالی ماتریکس با توجه به آهکی و شیلی بودن سازند پابده در حدود ۲/۶ گرم بر سانتیمتر مکعب و چگالی مایع نیز با توجه به فرض آب بودن، در حدود ۱ گرم بر سانتیمتر مکعب در نظر گرفته می شود. بر اساس رابطه ۹ تخلخل حاصل از چگالی از طریق مقدار مطالعه شده از روی لاگ به این شکل بدست می آید که این پارامتر با تقسیم کردن میزان اختلاف چگالی مطالعه شده از روی لاگ با چگالی ماتریکس و میزان اختلاف چگالی آب و ماتریکس بر هم به دست می آید.

(رابطه ۷):

$$\varphi_{Na} = \frac{\Phi_N}{100}$$

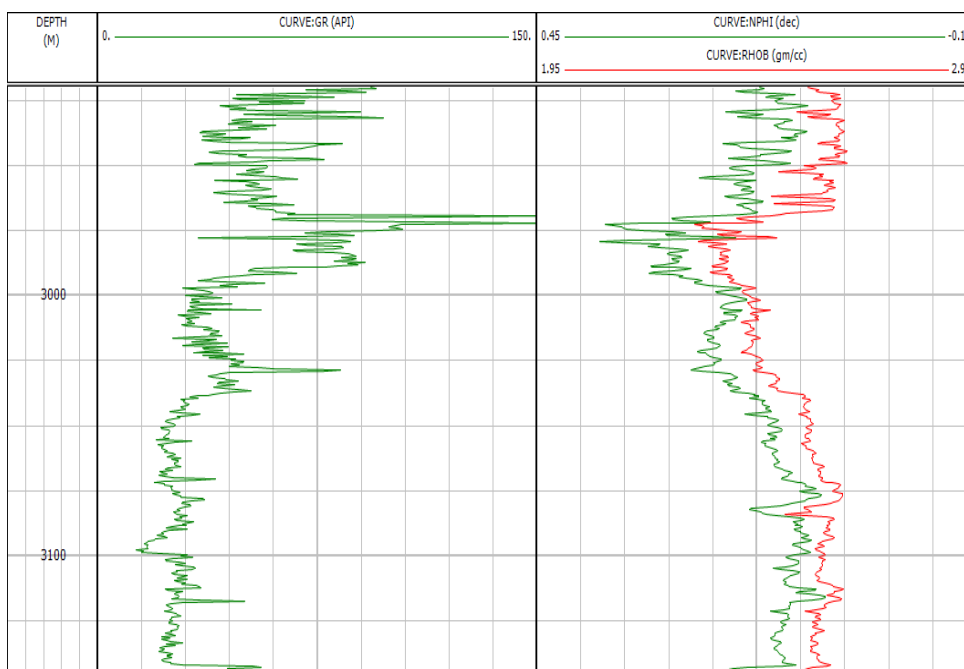
(رابطه ۸):

$$\varphi_{Da} = (\rho_b - \rho_{ma}) / (\rho_f - \rho_{ma})$$

همچنین در بدست آوردن تخلخل نوترونی نیز مقدار خوانده شده از روی لاگ را طبق فرمول ۸ بر عدد ۱۰۰ تقسیم شده (به دلیل تفاوت در مقیاس خروجی لاگ و مقیاس مورد نظر در فرمول) و حاصل در فرمول مربوط به Icl وارد می شود، از این طریق میزان Icl مشخص خواهد شد که مجددا همین پارامتر Icl لازم است که در نرم افزار و توسط لاگ با میزان GR مشخص و رسم گردد، چرا که باید قسمت هایی از لاگ که این دو پارامتر روی هم قرار می گیرند (نشان دهنده عدم وجود سنگ مولد یا منشا است) بتوان با تغییر دادن مقیاس های چپ و راست بر روی لاگ ها، این بخش ها را شناسایی

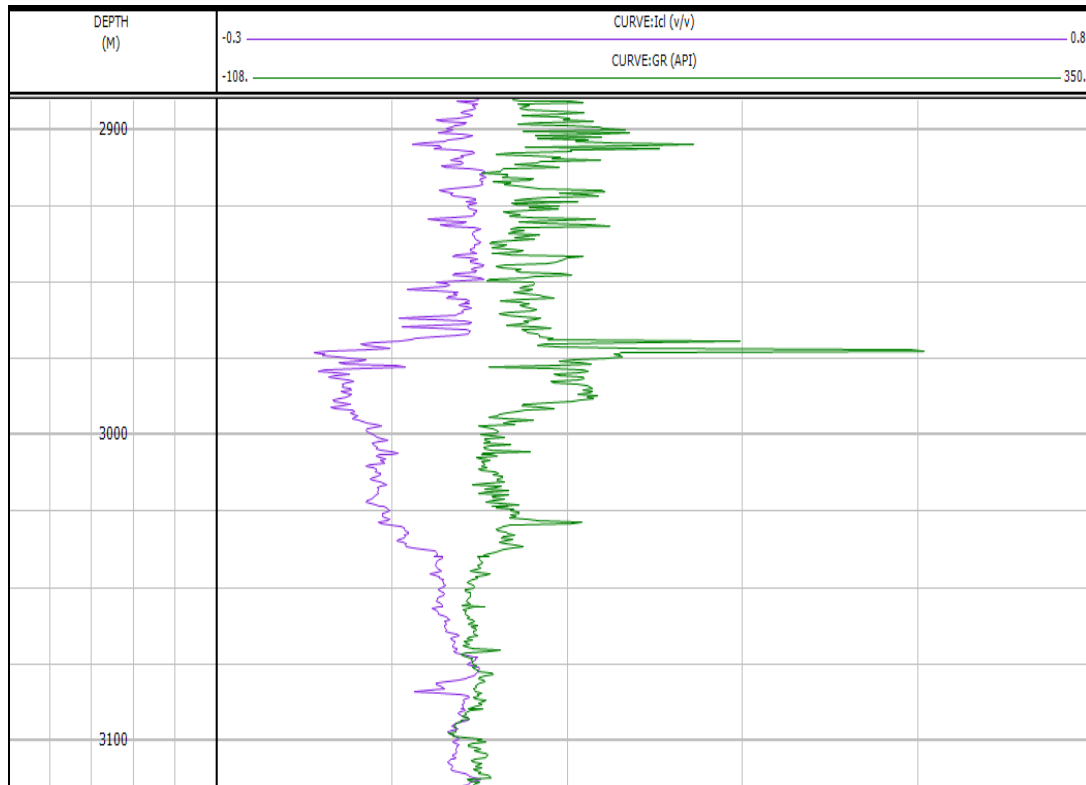
نمود تا نهایتاً بخش هایی از سازند و اعماق مربوطه که از لحاظ حضور هیدروکربن مستعد هستند شناسایی گردند. این امر از طریق اختلاف مناسبی که در این قسمت ها بین Icl و GR ایجاد می شود قابل درک است. بعد از این مرحله لازم است تا این مقیاس (scale) های تازه تعریف شده و مشخص شده در لاگ، در فرمول نرمالیزه کردن Icl و GR استفاده گردد، به این شکل که مقیاس چپ را از مقدار خوانده شده از لاگ برای هرکدام از پارامترها کم شده، سپس بر اختلاف مقیاس های چپ و راست تقسیم می شود تا حاصل مربوط را به عنوان حاصل نرمالیزه شده به دست آید. نهایتاً از اختلاف این دو پارامتر اصلی نرمالیزه شده میزان Δd مشخص خواهد شد که این Δd نیز طبق فرمول لازم است که دارای یک رابطه خطی مناسب با TOC باشد.

با استفاده از این رابطه خطی میزان TOC در دیگر قسمت ها و اعماق نیز محاسبه می گردد و نکته ای که در این قسمت لازم به ذکر و توجه است این است که این ارتباط خطی که به صورت نقاط پلات شده بین Δd و TOC واقعی در نظر گرفته می شود لازم است که ارتباط اولیه متناسب و خوبی داشته باشد تا ارتباط خطی حاصل از آن نیز معتبر و مورد تایید باشد و بتواند نتایج صحیح تر و دقیق تری را در اعماق دیگر ارائه دهد. در انتهای امر با مشخص شدن ضرایب فرمول خطی مربوط به این روش، عملاً آن فرمول ها برای هر میدان شرایط اصلی خود را برای به دست آوردن TOC ها در هر میدان و در اعماق مربوط به خود پیدا می کنند که از این طریق میتوان میزان TOC را در دیگر بخش های میداین و اعماق پیدا کرده و حاصل را ارزیابی نمود. در این مرحله، ارزیابی های نهایی می تواند نتیجه مطلوب و مد نظر در این مطالعه را بدهد چرا که این میزان نشان دهنده مقایسه مورد نظر بین روش ها بوده تا بتوان بهترین روش برای هر میدان به صورت جداگانه و در نهایت بهترین روش به صورت برآیند در این مطالعه شناسایی و بررسی گردد. مقایسه روش ها برای تخمین میزان TOC، در این جا به تفکیک میداین صورت می پذیرد که در ادامه به این بخش در روش داده های کانی شناسی پرداخته می شود. همان طور که در شکل ۸ دیده می شود، لاگ های GR، چگالی و تخلخل نوترونی در میدان اهواز در محدوده عمقی سازند پابده رسم شده است که در شکل ۹ طی مراحلی که در بالا گفته شد لاگ Icl نیز از طریق فرمول های گفته شده رسم گردید تا به طور دقیق تر نسبت به لاگ GR مورد مقایسه و بررسی قرار بگیرد. همچنین عمده تا میزان لاگ Icl از لاگ GR کمتر می باشد.



شکل ۸- تحلیل و بررسی اولیه روش داده های کانی شناسی در میدان اهواز

همان طور که در شکل ۹ دیده می شود مقیاس های چپ و راست لاگ Icl به ترتیب ۰.۳- و ۰.۸ می باشد و برای لاگ GR به ترتیب ۱۰۸- و ۳۵۰ است.



شکل ۹- تحلیل و بررسی ثانویه روش داده های کانی شناسی در میدان اهواز

رابطه خطی پارامتر Δd و TOC واقعی با همبستگی $R^2=0.94$ ($R=0.96$) می باشد که با توجه به تعداد داده ها در میدان اهواز این ارتباط معتبر و مورد اعتماد می باشد و در نتیجه رابطه خطی به دست آمده منطقی می باشد. در جدول ۵ داده های عددی حاصل از روش راک اول و روش مبتنی بر کانی شناسی در میدان اهواز ارائه شده است.

جدول ۵- داده های عددی حاصل از روش راک اول و روش مبتنی بر کانی شناسی در میدان اهواز

TOC (%)	TOC-rock eval	TOC (%)	TOC-rock eval	TOC (%)	TOC-rock eval
۰.۸۳	۱.۰۵	۳.۰۲	۳.۴۴	۲.۶۲	۲.۱۹
۰.۷۹	۱.۰۵	۳.۱۳	۳.۴۴	۲.۵۸	۲.۱۹
۰.۹۰	۱.۰۵	۳.۲۱	۳.۴۴	۲.۵۶	۲.۱۹
۱.۲۴	۱.۰۵	۳.۲۱	۳.۴۴	۲.۰۰	۱.۶۸
۲.۶۸	۳.۲۲	۳.۱۰	۳.۴۴	۱.۸۹	۱.۶۸
۳.۱۱	۳.۲۲	۲.۹۷	۳.۴۴	۱.۸۶	۱.۶۸
۳.۴۰	۳.۲۲	۲.۹۳	۳.۴۴	۱.۸۹	۱.۶۸
۳.۵۶	۳.۲۲	۲.۷۵	۳.۲	۱.۸۷	۱.۶۸
۳.۵۴	۳.۲۲	۲.۹۰	۳.۲۰	۱.۸۰	۱.۶۸

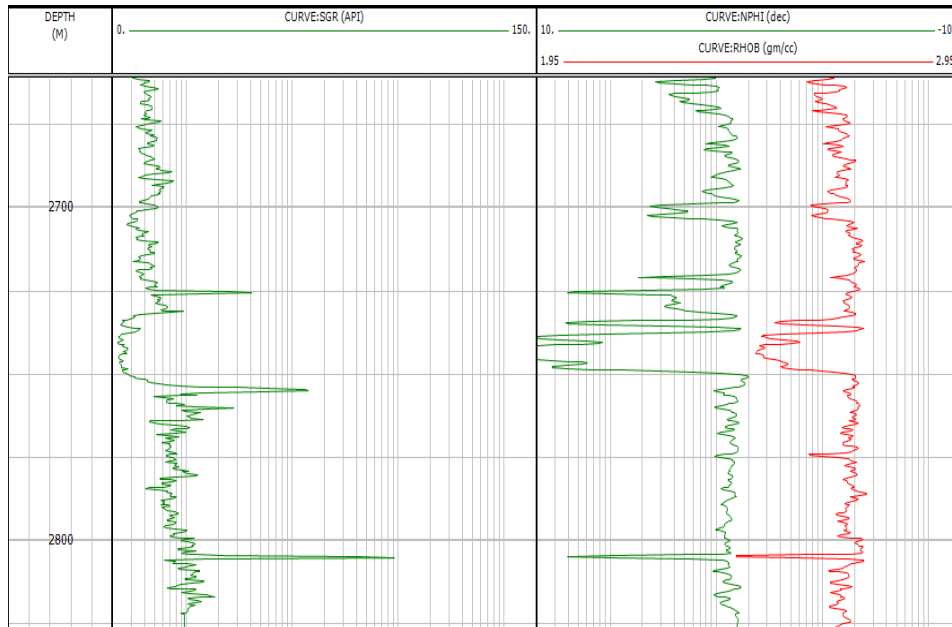
۳.۲۴	۳.۲۲	۳.۱۶	۳.۲۰	۱.۷۶	۱.۶۸
۲.۷۰	۳.۲۲	۳.۳۸	۳.۲۰	۱.۷۱	۱.۶۸
۴.۱۰	۳.۶۷	۳.۳۹	۳.۲۰	۱.۲۰	۰.۸۳
۴.۱۰	۳.۶۷	۳.۲۴	۳.۲۰	۱.۲۶	۰.۸۳
۶.۳۰	۵.۹۹	۳.۱۱	۳.۲۰	۱.۲۶	۰.۸۳
۶.۱۹	۵.۹۹	۳.۰۶	۳.۲۰	۱.۲۵	۰.۸۳
۶.۰۱	۵.۹۹	۳.۰۷	۳.۲۰	۱.۲۶	۰.۸۳
۵.۸۲	۵.۹۹	۳.۱۴	۳.۲۰	۱.۲۴	۰.۸۳
۵.۸۳	۵.۹۹	۳.۲۶	۳.۲۰	۱.۲۹	۲.۰۲
۲.۸۷	۳.۴۴	۳.۳۷	۳.۲۰	۱.۳۳	۲.۰۲
۲.۹۳	۳.۴۴	۳.۴۲	۳.۲۰		



شکل ۱۰- بررسی میزان ارتباط و همبستگی TOC حاصل از روش داده های کانی شناسی و TOC واقعی در میدان اهواز

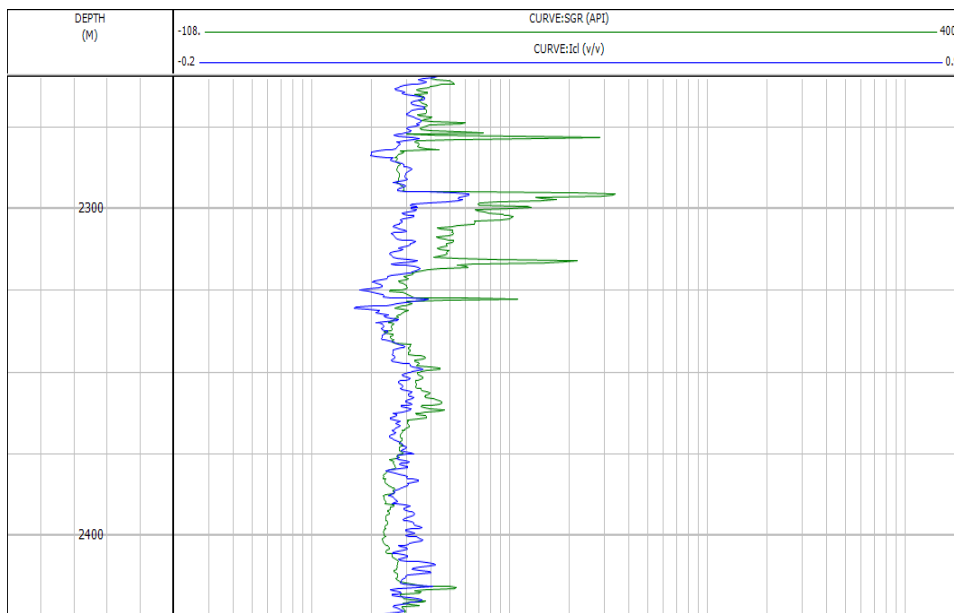
حاصل از روش داده های کانی شناسی با TOC همان طور که در اشکال ۱۰ و ۱۴ دیده می شود، میزان ارتباط و همبستگی حاصل از روش راک اول در میدان نفتی اهواز مورد بررسی قرار گرفته است که در شکل ۱۵ این ارتباط در نرم افزار TOC حاصل از روش داده های کانی شناسی و به شکل نقاط سیاه رنگ برای TOC و به صورت دقیق تر به شکل لاگ برای IP (می باشد که با $R = 0.96$ حاصل از روش راک اول نشان داده شده است. همچنین در شکل ۱۰ نیز میزان $TOC^x = 0.94$ توجه به تعداد داده ها در میدان اهواز، نشان دهنده اعتبار این ارتباط و همبستگی در این میدان می باشد. در ادامه به بررسی پتانسیل میدان نفتی رگ سفید پرداخته شده است که، آن طور که در شکل ۱۱ دیده می شود، لاگ های SGR، چگالی و تخلخل نوترونی در میدان رگ سفید در محدوده عمقی سازند پابده رسم شده است که در شکل ۱۲ طی

مراحلی که در بالا گفته شد لاگ Icl نیز از طریق فرمول های گفته شده رسم گردید تا به طور دقیق تر نسبت به لاگ SGR مورد مقایسه و بررسی قرار بگیرد. دلیل استفاده از لاگ SGR این است که قابلیت نمایش میزان اورانیوم، توریم و پتاسیم را داشته است و با توجه به این که میزان کربن آلی ارتباط مستقیم با میزان اورانیوم دارد، استفاده از لاگ SGR نسبت به لاگ CGR که میزان اورانیوم را ارائه نمی دهد، بهتر است..



شکل ۱۱- تحلیل و بررسی اولیه روش داده های کانی شناسی در میدان رگ سفید

همان طور که در شکل ۱۲ دیده می شود در میدان نفتی رگ سفید مقیاس های چپ و راست لاگ Icl به ترتیب ۰.۲- و ۰.۹ می باشد و برای لاگ GR به ترتیب ۱۰۸- و ۴۰۰ است.

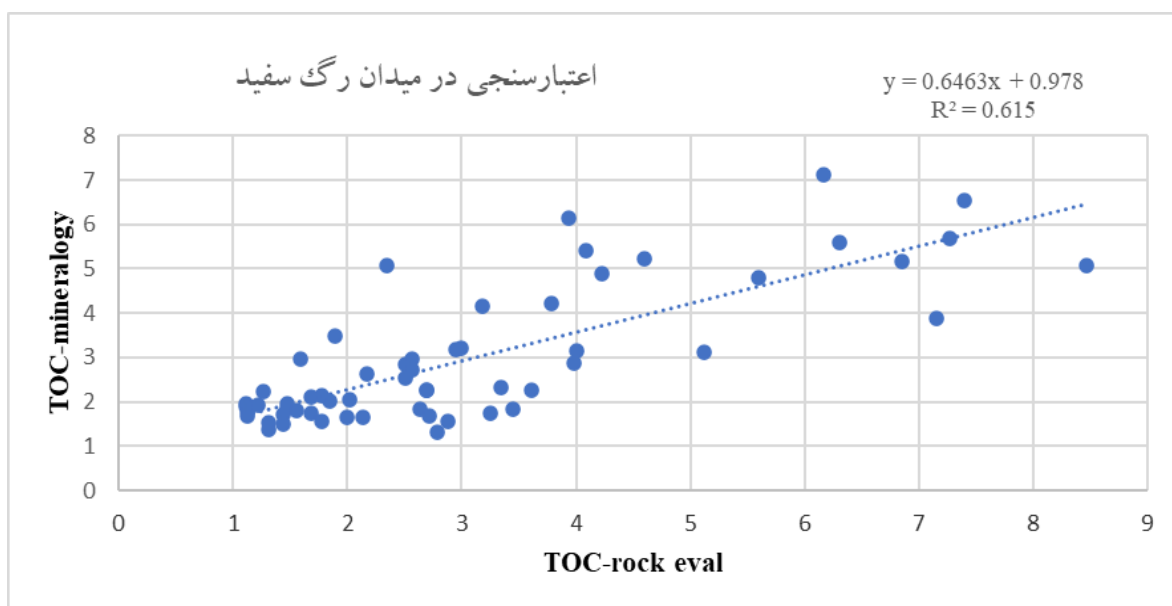


شکل ۱۲- تحلیل و بررسی ثانویه روش داده های کانی شناسی در میدان رگ سفید

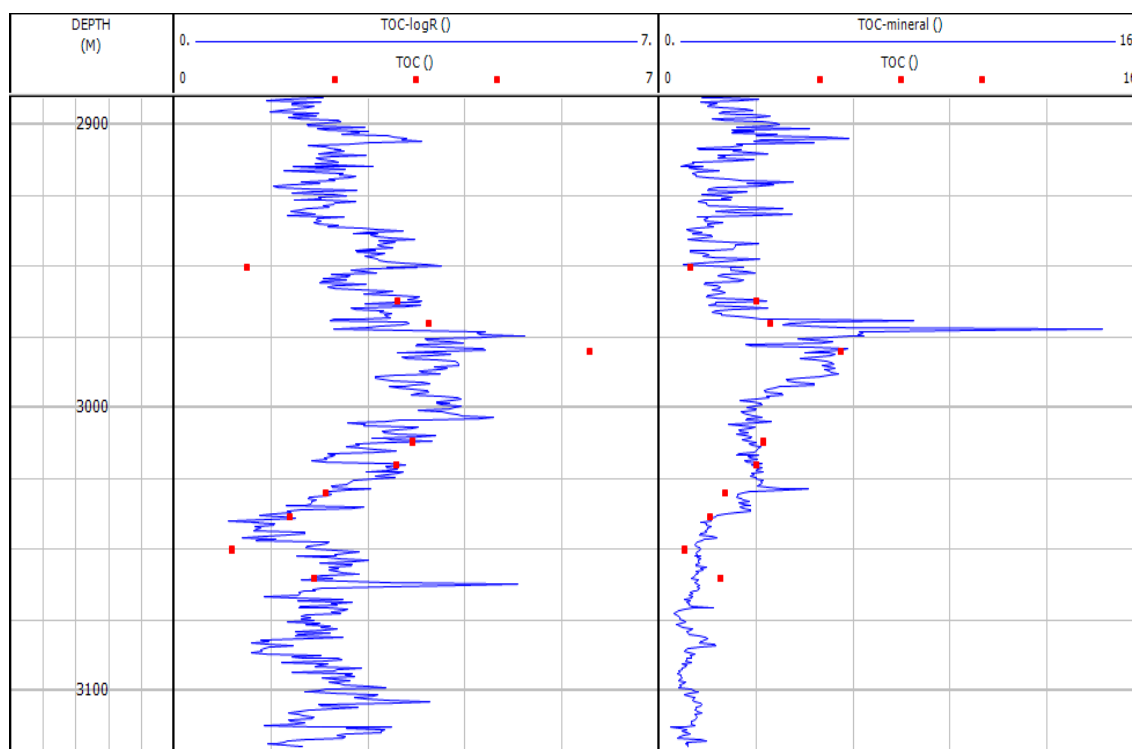
رابطه خطی پارامتر Δd و TOC واقعی با همبستگی $R^2=0.65$ ($R=0.8$) می باشد که با توجه به تعداد داده ها در میدان رگ سفید این ارتباط معتبر و مورد اعتماد می باشد و در نتیجه رابطه خطی به دست آمده منطقی می باشد. در جدول ۶ داده های عددی حاصل از روش راک اول و روش مبتنی بر کانی شناسی در میدان رگ سفید ارائه شده است.

جدول ۶- داده های عددی حاصل از روش راک اول و روش مبتنی بر کانی شناسی در میدان رگ سفید

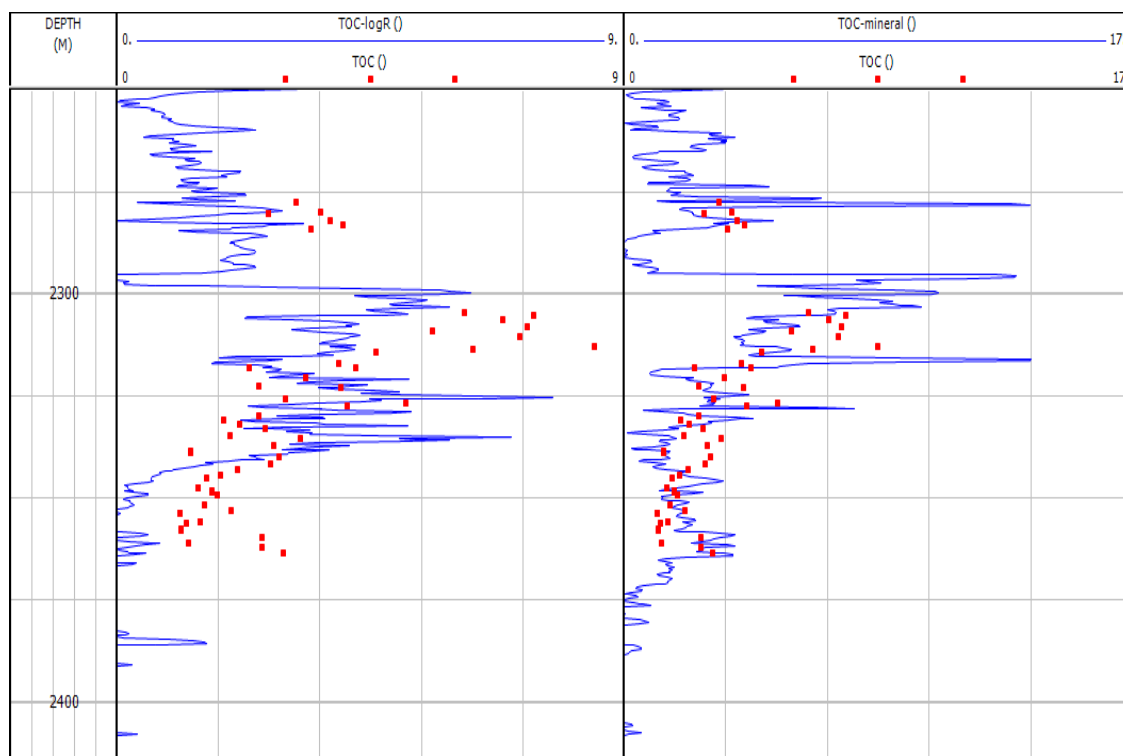
TOC-rock eval	TOC (%)	TOC-rock eval	TOC (%)	TOC-rock eval	TOC (%)
۳.۱۸	۴.۱۵	۲.۵۱	۲.۸۳	۱.۴۴	۱.۴۹
۳.۶۱	۲.۲۷	۳.۹۸	۲.۸۸	۱.۶۸	۱.۷۴
۲.۶۹	۲.۲۷	۲.۹۹	۳.۲۰	۱.۶۸	۲.۱۱
۲.۶۹	۲.۲۵	۵.۱۲	۳.۱۰	۱.۷۸	۲.۱۵
۳.۷۸	۴.۲۳	۴.۰۹	۵.۴۲	۱.۷۸	۱.۵۵
۴.۰۱	۳.۱۶	۲.۵۱	۲.۵۴	۱.۵۵	۱.۷۹
۳.۴۵	۱.۸۵	۱.۸۹	۳.۴۹	۲.۰۲	۲.۰۴
۶.۱۷	۷.۱۳	۲.۱۷	۲.۶۴	۱.۱۱	۱.۹۶
۷.۴۰	۶.۵۳	۲.۶۳	۱.۸۲	۱.۱۱	۱.۹۰
۶.۸۵	۵.۱۵	۲.۰۰	۱.۶۵	۱.۴۷	۱.۸۸
۷.۲۷	۵.۷۰	۳.۲۵	۱.۷۳	۱.۴۷	۱.۹۷
۵.۶۰	۴.۸۰	۲.۷۸	۱.۳۲	۱.۲۲	۱.۹۴
۷.۱۵	۳.۸۸	۱.۳۱	۱.۳۹	۱.۱۳	۱.۷۷
۸.۴۷	۵.۰۹	۱.۳۱	۱.۵۴	۱.۱۳	۱.۶۷
۶.۳۱	۵.۶۰	۲.۸۸	۱.۵۵	۲.۵۷	۲.۹۶
۴.۶۰	۵.۲۱	۲.۷۲	۱.۶۷	۱.۲۶	۲.۲۲
۳.۹۳	۶.۱۳	۲.۱۳	۱.۶۶	۲.۵۷	۲.۷۱
۲.۳۵	۵.۰۸	۱.۸۴	۲.۰۲	۲.۹۵	۳.۱۹
۴.۲۳	۴.۹۰	۱.۵۹	۲.۹۶		
۳.۳۴	۲.۳۱	۱.۴۴	۱.۷۰		



شکل ۱۳- بررسی میزان ارتباط و همبستگی TOC حاصل از روش داده های کانی شناسی و TOC واقعی در میدان رگ سفید

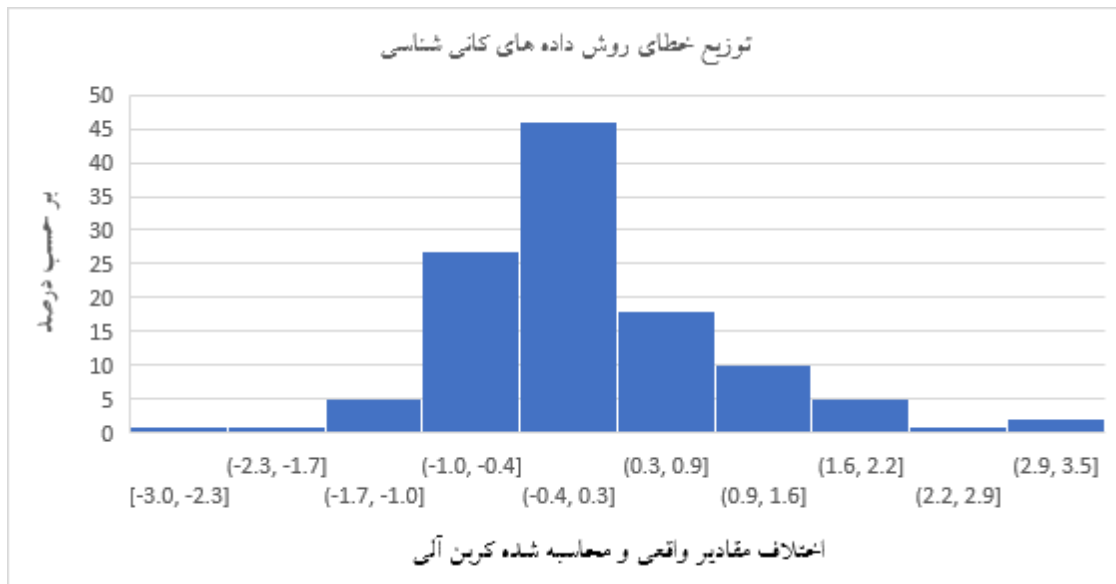


شکل ۱۴- تحلیل و مقایسه نهایی روش داده های کانی شناسی و روش $\Delta\log R$ در میدان اهواز

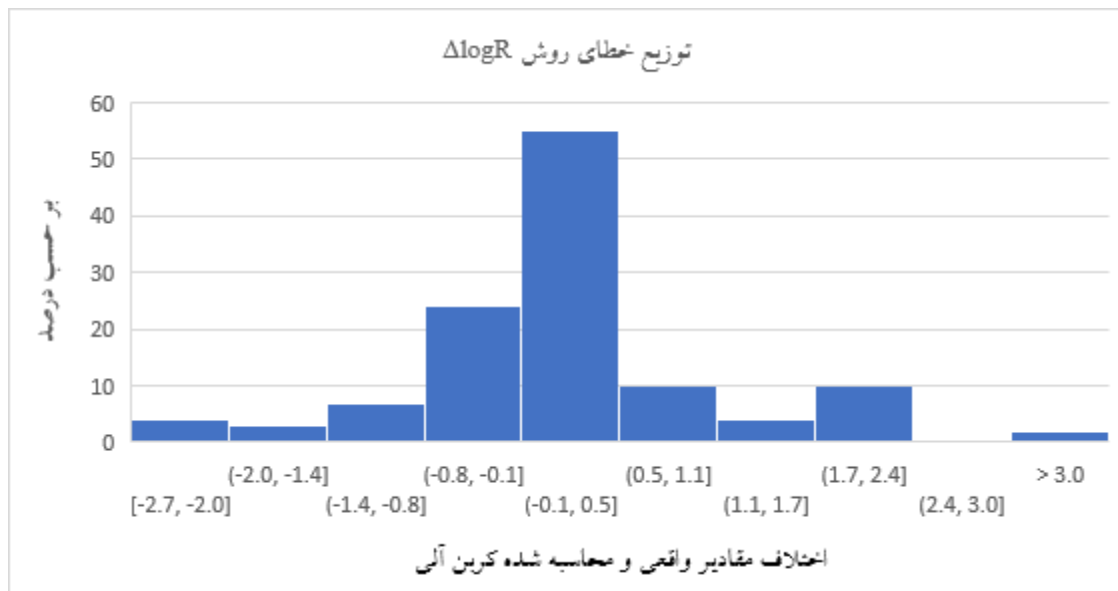


شکل ۱۵- تحلیل و مقایسه نهایی روش داده های کانی شناسی و روش $\Delta\log R$ در میدان رگ سفید

آن طور که در اشکال ۱۳ و ۱۵ دیده می شود، میزان ارتباط و همبستگی TOC حاصل از روش داده های کانی شناسی با TOC حاصل از روش راک اول در میدان نفتی رگ سفید مورد بررسی قرار گرفته است که در شکل ۱۵ این ارتباط در نرم افزار IP و به صورت دقیق تر به شکل لاگ برای TOC حاصل از روش داده های کانی شناسی و به شکل نقاط سیاه رنگ برای TOC حاصل از روش راک اول نشان داده شده است. همچنین در شکل ۱۳ نیز میزان $R^2 = 0.61$ ($R = 0.78$) می باشد که با توجه به تعداد داده ها در میدان رگ سفید، نشان دهنده اعتبار این ارتباط و همبستگی در این میدان می باشد و میزان این همبستگی به نسبت متوسط و یا پایین می باشد. همچنین در زمینه توزیع خطای داده های هر روش می توان هیستوگرام توزیع هر روش را در میادین مذکور رسم نمود و از روی این موارد، به میزان صحت این روش ها پی برد. همان طور که در شکل ۱۶ نیز دیده می شود، توزیع خطای روش داده های کانی شناسی در این پژوهش جهت تخمین میزان کربن آلی نمایش داده شده است که میانگین مقادیر اختلاف در هیستوگرام مربوط به روش داده های کانی شناسی برابر با ۰.۱ و انحراف معیار مربوط به آن برابر با ۰.۹ است. علاوه بر آن همان طور که در شکل ۱۷ نیز دیده می شود، توزیع خطای روش $\Delta\log R$ در این پژوهش جهت تخمین میزان کربن آلی نمایش داده شده است که میانگین مقادیر اختلاف در هیستوگرام مربوط به روش $\Delta\log R$ برابر با ۰.۲ و انحراف معیار مربوط به آن برابر با ۱.۱ می باشد.



شکل ۱۶- توزیع خطای روش داده های کانی شناسی با میانگین داده های برابر با ۰.۱ و انحراف معیار برابر با ۰.۹ (با در نظر گرفتن اختلاف میزان کربن آلی محاسبه شده و کل کربن آلی واقعی)



شکل ۱۷- توزیع خطای روش $\Delta \log R$ با میانگین داده های برابر با ۰.۲ و انحراف معیار برابر با ۱.۱ (با در نظر گرفتن اختلاف میزان کربن آلی محاسبه شده و کل کربن آلی واقعی)

۴- نتیجه گیری

- اولویت بندی و مقایسه روش های مبتنی بر کانی شناسی و روش $\Delta \log R$ به تفکیک میادین، به شرح زیر می باشد:
- ۱- در میدان اهواز مناسب ترین روش در زمینه تخمین میزان کل کربن آلی (با توجه به دقت هر تکنیک) روش داده های کانی شناسی می باشد، بعد از آن روش $\Delta \log R$ می باشد.
 - ۲- در میدان رگ سفید مناسب ترین روش در زمینه تخمین میزان کل کربن آلی (با توجه به میزان دقت هر تکنیک) روش $\Delta \log R$ می باشد و بعد از آن روش داده های کانی شناسی می باشد.
- در روش داده های کانی شناسی با توجه به میزان همبستگی مناسب و بالای نشان داده شده بین مقدار کربن آلی واقعی و میزان کل کربن آلی محاسبه شده، و همچنین با توجه به توزیع حدودی خطای این بخش، می توان گفت صحت لازم را

جهت بررسی و تخمین میزان کربن آلی در این مطالعه، داشته است. این نتایج، از طریق مقایسه روش های رگرسیونی به دست آمده است.

در روش $\Delta\log R$ با توجه به میزان همبستگی نشان داده شده بین مقدار کربن آلی واقعی و میزان کل کربن آلی محاسبه شده، و همچنین با توجه به توزیع حدودی خطای این بخش، می توان گفت صحت لازم را جهت بررسی و تخمین میزان کربن آلی در این مطالعه، نسبت به روش داده های کانی شناسی ندارد، چرا که میانگین مقادیر اختلاف در هیستوگرام مربوط به روش داده های کانی شناسی برابر با ۰.۱ و میانگین مقادیر اختلاف در هیستوگرام مربوط به روش $\Delta\log R$ برابر با ۰.۲ می باشد. در نهایت می توان نتیجه گرفت روش داده های کانی شناسی با توجه به اولویت حالت مقایسه میدان به میدان و همچنین با توجه به توزیع خطا و میزان صحت کار این روش، در برآیند کار به عنوان مناسب ترین روش در جهت تخمین دقیق تر میزان کل کربن آلی سازند پابده میادین اهواز و رگ سفید شناخته می شود. این معرفی می تواند به عنوان نوآوری پژوهش در صنعت نفت کشور و اکتشافات نفتی منجر شود.

علاوه بر موارد فوق می توان گفت، روش داده های کانی شناسی در میادینی که دارای خصوصیات زمین شناسی از قبیل بالا بودن میزان شیل و ماسه باشد، دارای تخمین دقیق تر و صحیح تر بوده و در نقطه مقابل، روش $\Delta\log R$ در میادینی که دارای میزان ماسه کمتر است، تخمین مقدار کربن آلی بهتر و دقیق تر دارد. همچنین با توجه به نحوه مطالعات و تحقیقات صورت گرفته و همچنین کمیت و کیفیت داده های موجود، می توان روش مبتنی بر کانی شناسی را به عنوان یکی از روش های تخمین میزان کربن آلی در چند میدان (به صورت تعمیم یافته) مدنظر قرار داد و این ویژگی در زمینه اعتماد سازی نسبت به عملکرد این روش در میادین دیگر برای صنعت اثر گذار خواهد بود.

سپاس و قدردانی

از شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب به خاطر در اختیار قرار دادن اطلاعات و داده های اولیه و مساعدت های صورت گرفته از سوی مشاور صنعتی این شرکت، و همچنین همراهی ها و همکاری های بی دریغ شان، کمال تشکر و قدردانی را دارم. همچنین از داوران مقاله آقایان دکتر محمود معماریانی و دکتر بهمن سلیمانی تشکر و قدردانی می گردد.

منابع

- [۱] امیری بختیار و همکاران، ۱۳۹۰، "تخمین میزان مواد آلی (TOC) و بررسی نفت زایی سازند پابده در میادین نفتی اهواز و مارون: با استفاده از روش $\Delta\log R$ " - پژوهش نفت - شماره ۶۸ - صص. ۷۱-۸۱
- [۲] ظهرا ب زاده، م.، ۱۳۸۵، "مطالعه زمین شناسی مخزن نفت آسماری میدان نفتی رگ سفید". گزارش شماره پ-۵۹۵۴ مناطق نفت خیز جنوب، ۳۷۸ صفحه.
- [۳] فاز تعیین مشخصات زمین شناسی میدان نفتی رامشیر "گزارش پ - ۶۰۴۷، شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب.
- [۴] کمالی، م.ر.، شایسته، م.، ۱۳۸۷، "مبانی ژئوشیمی در اکتشاف نفت"، تهران، انتشارات پژوهشگاه صنعت نفت.
- [1] BEERS R.F., 1945, Radioactivity and organic content of some Paleozoic shales, *AAPG Bulletin* 26, 1-22.
- [2] FERTL, W.H., and RIEKE, H.H., 1980, Gamma ray spectral evaluation techniques identify fractured shale reservoirs and source-rock characteristics, *Journal of Petroleum Technology*, 31, 2053-2062.
- [3] HERTZGO, R., COLSON, L., SEENMAN, B., O'BRIAN, M. & SCOTT, H., 1989, Geochemical logging with spectrometry tools, *SPE Formation Evaluation* 4, 153-162.

- [4] PASSEY, Q. R., CREANEY, S., KULLA, J. B., MORETTI, F. J., STROUD, J. D., 1990, A Practical Model for Organic Richness from Porosity and Resistivity logs, *AAPG Bulletin*, **74(12)**, 1777-179.
- [6] RYLANDER, E., SINGER, P.M., JIANG, T., LEWIS, R., MCLIN, R., and SINCLAIR, S., 2013, NMR T2 distributions in the Eagle Ford Shale: Reflections on pore size, *SPE 164554, SPE Unconventional Resources Conference, 10–12 April, The Woodlands, Texas, USA*.
- [7] HERRON, S.L., 1991, In situ evaluation of potential source rocks by wireline logs, Wireline source-rock evaluation in the Paris Basin, *AAPG Treatise of Petroleum Geology: Handbook of petroleum geology, source and migration processes and evaluation techniques (AAPG, Tulsa)*, 127–134.
- [8] AMBROSE, R.J., HARTMAN, R.C., DIAZ-CAMPOS, M., AKKUTLA, I.Y., and SONDERGELD, C.H., 2010, New pore-scale considerations for shale gas in place calculations, *SPE 131772, SPE Unconventional Gas Conference, 23–25 February, Pittsburgh, Pennsylvania, USA*.
- [9] KAMALI, M.R., FATHI MOBARAKABAD, A. and MOHSENIAN, E., 2006, Petroleum geochemistry and thermal modeling of Pabdeh Formation in Dezful Embayment, *Journal of Science (University of Tehran)* **32**, 1–11.
- [10] REZAIIE, A. H., NOGOLE-SADAT, M. A., 2004, Fracture Modeling in Asmari Reservoir of Rag-e Sefid Oil-Field by using Multiwell Image Log (FMS/FMI), *Iranian International Journal of Science*, **5(1)**, 107-121.
- [14] HUNT, J.M., 1996, *Petroleum Geochemistry and Geology, 2nd Edition. W.H. Freeman and Company, New York*. 743 p.
- [15] SCHLUMBERGER, 1998, Schlumberger Log Interpretation charts, *Schlumberger: Schlumberger Ltd edn*.
- [16] HOOD A., C.C.M. GUTJAHR, and R. L. HEACOCK, 1975, Organic metamorphism and the generation of petroleum, *AAPG Bulletin*, **59**, 986-996.
- [17] TISSO, B. P. and D. H. WELTE, 1984, *Petroleum formation and occurrence, New York. Springer-Verlag*, 699 p.
- [18] SMAGALA, T. M., C. A. BROWN. and G. L. NYDEGGER, 1984, Log-derived indicator of thermal maturity Niobrara Formation, Denver Basin, Colorado, Nebraska. Wyoming. in J. Woodward. F. F. Meissner, and J. L. Clayton eds., *Hydrocarbon source rocks of the greater Rocky Mountain region: Rocky Mountain Association of Geologists*, 355-363.
- [19] SCHMOKER, J.W. and HESTER, T.C., 1983 Organic carbon in bakken formation, united states portion of Williston basin, *AAPG Bulletin*, **67**, 2165-2174.
- [20] ZHOA, P., MAO, Z., HUANG, Z. & ZHANG, C. 2016, A new method for estimating total organic carbon content from well logs, *AAPG Bulletin*, **100(8)**, 1311-1327.

ریز زیست چینه نگاری، عمق سنجی دیرینه و شناسایی گونه های جدید از روزنبران شناور سازند آبدراز در برش قلعه زو، باختر حوضه رسوبی کپه داغ

میثم شفیی اردستانی^۱، محمد وحیدی نیا^{۲*}، فاطمه فرازی فر^۲

۱. پسادکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

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

*Vahidinia@ferdowsi.um.ac.ir

دریافت خرداد ۱۳۹۹، پذیرش مهر ۱۳۹۹

چکیده

در این مطالعه سازند آبدراز در برش قلعه زو واقع در باختر حوضه رسوبی کپه داغ مورد مطالعه قرار گرفت. این سازند در برش مورد مطالعه از سنگ آهک های توده ای و مارن به همراه سنگ آهک گل سفیدی تشکیل شده است. در این برش مرز زیرین سازند آبدراز با سازند آیتامیر بصورت ناپیوسته و هم شیب و مرز بالایی آن با سازند آب تلخ بصورت پیوسته و هم شیب می باشد. ضخامت سازند آبدراز در این برش ۲۱۶ متر اندازه گیری شده است. در این مطالعه تعداد ۵۵ گونه از روزنبران شناور متعلق به ۱۵ جنس در غالب ۴ زیست زون مورد شناسایی قرار گرفت. بر این اساس سازند آبدراز در برش قلعه زو در بردارنده محدوده latest Early Turonian-Late Santonian می باشد. در این مطالعه چهار گونه روزنبران شناور *Dicarinella bouldinensis* (Pessagno 1967), *Dicarinella takayanagii* Hasegawa 1999, *Marginotruncana desioi* (Gandolfi 1955), *Marginotruncana caronae* Peryt 1980 برای اولین بار از ایران شناسایی و معرفی گردیده است. همچنین در این تحقیق شکل هندسی روزنبران شناور به همراه معادلات تعیین عمق دیرینه به منظور تعیین تغییرات سطح آب دریا مورد مطالعه قرار گرفت. در زیر آشکوب های تورونین پیشین و میانی در این برش بالا بودن میزان فراوانی گروه M1 و پایین بودن میزان فراوانی گروه M3 حاکی از پایین بودن سطح آب دریا در این مقطع زمانی است. در انتهای آشکوب تورونین، میزان فراوانی گروه M3 به همراه %P نشان از بالا بودن سطح آب دریا دارد. در آشکوب های کنیاسین و سانتونین گروه مورفوتایپی M1 غالب و گروه مورفوتایپی M3 دارای فراوانی پایین می باشد که تمام موارد مذکور نشان از پایین بودن سطح آب دریا دارد. همچنین عمق میانگین بدست آمده توسط معادله $Depth = e^{(3.58718 + (0.03534 \times \%P))}$ برای برش مورد نظر برابر با مقدار عددی ۱۴۶ متر و نشان از نهشت رسوبات این برش در یک محیط Outer Neritic (زیر موجی یا زیر کشنده) می باشد.

کلمات کلیدی: حوضه رسوبی کپه داغ، سازند آبدراز، برش چینه شناسی قلعه زو، روزنبران شناور، زیست چینه نگاری، تعیین عمق

دیرینه

۱- مقدمه

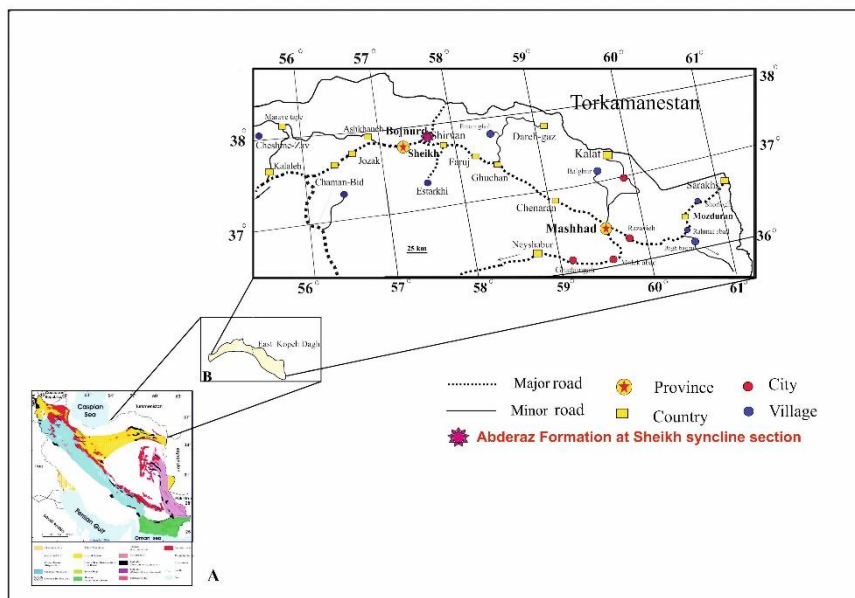
حوضه رسوبی کپه داغ واقع در شمال و شمال شرقی ایران یکی از حوضه‌های رسوبی مهم و شناخته شده در کشور ما می باشد. این حوضه که با وسعتی حدود ۵۵۰۰۰ کیلومتر مربع تقریباً ۳.۳٪ از مساحت کل کشور را در بر می گیرد. قسمت ایرانی این حوضه بین ۳۰° و ۳۵° تا ۱۵° و ۳۸° درجه عرض شمالی و ۵۴° درجه تا ۱۳° و ۶۱° درجه طول شرقی واقع شده است. تاکنون مطالعات زیادی بر روی سازند آبدراز در در حوضه رسوبی کپه داغ و بر مبنای روزنبران^۱ نانوفسیل‌های آهکی^۲ خارپوست^۳ اینوسراموس و اخیراً پالینومورف صورت پذیرفته است. از جمله این مطالعات می توان به [۲۱] (تعیین محدوده سنی تورونین-کنیاسین)، [۱۲] (تعیین محدوده سنی تورونین-سانتونین بر مبنای روزن داران، در برش الگو^۴ برش پادها و برش روستای آبدراز)، [۱] (تعیین محدوده سنی تورونین میانی تا کامپانین پیشین)، [۴] (تعیین محدوده سنی تورونین میانی-سانتونین پسین در برش شوراب (جنوب غرب آق دربند)، [۸] (تعیین محدوده سنی تورونین-سانتونین بر اساس آمونیت‌ها و خارپوستان در برش روستای شیخ)، [۱۰] (تعیین محدوده سنی تورونین-سانتونین بر اساس آمونیت‌ها و خارپوستان در ناودیس شیخ)، [۲] (تعیین محدود سنی قاعده زمانی تورونین تا قاعده زمانی کامپانین)، [۳۳] (محدوده سنی انتهای سنومانین تا ابتدای کامپانین)، [۷] (تعیین محدوده سنی تورونین پیشین تا کامپانین پسین در برش روستای شیخ)، [۶] (بررسی مرز سنومانین-تورونین در شرق حوضه رسوبی کپه داغ)، [۹] (تعیین محدوده سنی تورونین میانی تا کامپانین پیشین بر مبنای پالینومورف های دریایی و روزنبران)، [۳۴] (زیست چینه نگاری بر اساس روزنبران دوردیفی)، [۵] (مطالعه روزن داران شناور در شرق حوضه کپه داغ)، [۱۱] (تعیین محدوده سنی انتهای سنومانین تا سانتونین در برش روستای بهادر خان)، [۳] (مطالعه تکاملی روزن داران شناور در شرق حوضه کپه داغ)، [۳۲] (مطالعه قاعده زمانی سانتونین را در کل حوضه رسوبی کپه داغ)، را مورد مطالعه قرار داده اند. هدف از انجام این تحقیق مطالعه دقیق زیست چینه نگاری و تعیین بایوزون های سازند آبدراز از شرق به غرب حوضه رسوبی کپه داغ و مطابقت آنها با آخرین مدل های بایوزونی کرتاسه در دنیا [۱۸] به همراه تعیین عمق رسوب گذاری برش مورد مطالعه می باشد.

۲- روش های مطالعه

در این مطالعه قسمت فوقانی سازند آیتامیر و کل سازند آبدراز مورد بررسی قرار گرفته و تعداد ۶۰ نمونه به فاصله تقریبی ۴ متر از آن برداشت گردیده ولی در برداشت‌های بعدی (به علت بررسی تغییرات مرز بایوزون ها) فاصله نمونه برداری به یک متر تقلیل پیدا کرده است. در طی مرحله آماده سازی از نمونه های ماری و آهکی که بیشترین سنگ شناسی منطقه را تشکیل میدهند مقدار ۵۰۰ گرم از نمونه پودر شده سنگ را در یک سیستم بسته محلول Na_2SO_4 به مدت ۱۲ ساعت قرار داده و سپس بر روی الک های ۶۰، ۱۲۰ و ۲۳۰ میکرون مورد شستشو قرار گرفته اند [۲۵]. در پایان از نمونه های فرامینفر پلانکتونیک با حفظ شدگی بالا عکس SEM (Plates 1-4) تهیه شد.

۲-۱ سنگ شناسی و راههای دسترسی به برش مورد مطالعه

مرز زیرین سازند آبدراز در برش مورد مطالعه با سازند آیتامیر بصورت هم شیب و ناپیوسته بوده و مرز بالایی آن با سازند آب تلخ بصورت همشیب و پیوسته می باشد. سازند آبدراز در این برش چینه شناسی از ۴ واحد سنگ چینه ای شامل سنگ آهک های ضخیم لایه تا توده ای به رنگ خاکستری روشن (۳۵ متر)، مارن های خاکستری روشن به همراه سنگ آهک های گل سفیدی چرت دار (۱۰۰ متر)، مارن های ضخیم و زرد رنگ (۲۵ متر)، سنگ آهک گل سفیدی با فونای خارپوست و اینوسرامید (۵۶ متر) تشکیل شده است. برش چینه شناسی قلعه زو در ۳۰ کیلومتری شمال شرق شهر بجنورد و در کنار چشمه قلعه زو قرار دارد. راه دسترسی به برش مورد مطالعه از طریق جاده بجنورد به شیروان امکان پذیر می باشد. از شهر بجنورد به سمت شمال شرق پس از طی ۱۸ کیلومتر در جاده اصلی و ۱۲ کیلومتر در جاده فرعی به چشمه قلعه زو منتهی می گردد. قاعده برش مورد مطالعه کمی قبل از چشمه قلعه زو قرار گرفته است (اشکال ۱-۳). مختصات جغرافیایی برش مورد مطالعه $37^{\circ}44'44''$ طول شرقی و $60^{\circ}29'37''$ عرض شمالی می باشد.



شکل ۱- نمایش راه دسترسی به برش قلعه زو در غرب حوضه رسوبی کپه داغ



شکل ۲- سطح تماس بین سازندهای آیتامیر و آبدراز در برش چینه شناسی قلعه زو، غرب حوضه رسوبی کپه داغ (دید به سمت جنوب شرق)



شکل ۳- سنگ آهک‌های گل سفیدی انتهایی سازند آبدراز در برش چینه شناسی قلعه زو، غرب حوضه رسوبی کپه داغ (دید به سمت شرق)

۳- بحث

یکی از اهداف اصلی این مطالعه مشخص کردن روزنبران همزیست با هم در محدوده مورد مطالعه است. که به این منظور سازند آبدراز در برش چینه شناسی قلعه زو در باختر حوضه رسوبی کپه داغ مورد مطالعه دقیق فسیل شناسی قرار گرفت. مطالعه سیستماتیک روزن داران به صورت فرم آزاد به منظور تعیین سن دقیق سازند و تطابق زیستی این برش با سایر مطالعات قبلی انجام شده توسط [۳۰] و [۲]، [۳] و [۳۴] انجام شده است.

۳-۱ زیست چینه نگاری سازند آبدراز در برش قلعه زو

به منظور مطالعات زیست چینه نگاری، سازند آبدراز در برش قلعه زو انتخاب و مطابق با آخرین تغییرات بایوزونی در دنیا مورد مطالعه دقیق زیست چینه نگاری قرار گرفت. شناسایی مجموعه میکروفسیل های روزنبران شناور بر اساس منابعی مانند ([15], [16], [17], [18], [24], [26], [27], [28], [29]) صورت گرفته است. بر اساس فسیلهای شناسایی شده تعداد ۴ زیست زون معرفی شده که عبارتند از:

1- *Helvetoglobotruncana helvetica* Zone

Category: Total Range Zone

Author: Sigal (1955)

Age: Early-Middle Turonian

Definition: Interval of total range of *Helvetoglobotruncana helvetica*.

این زون گستره ای بر اساس اولین حضور گونه *Helvetoglobotruncana helvetica* تا آخرین حضور گونه مذکور تعیین می گردد. ضخامت این زیست زون در حدود ۳۲ متر با مجموعه سنگ شناسی سنگ آهک‌های توده‌ای می باشد. این زیست زون در بردارنده شماره نمونه‌های ۱ تا ۸ می باشد. سایر گونه‌های شناسایی شده در این زیست زون عبارتند از:

Archaeoglobigerina blowi Pessagno 1967, *A. cretacea* (d'Orbigny 1840), *Dicarinella algeriana* (Caron 1966), *Di. canaliculata* (Reuss 1854), *Di. hagni* (Scheibnerova 1962), *Di. imbricata* (Monrod 1950), *Guembeliteria cretacea* Cushman 1933, *Heterohelix globolusa* (Ehrenberg 1840), *H. moremani* (Cushman 1938), *Macroglobigerinelloides ultramicra* (Subbotina 1949), *Marginotruncana renzi* (Gandolfi 1942), *M. sinuosa* Porthault 1970, *M. sigali* (Reichel 1950), *Muricohedbergella delrioensis* (Carsey 1926), *M. planispira* (Tappan 1940), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer 1931), *P. stephani* (Gandolfi 1942), *Schackoina multispinata* Cushman and Wickenden 1930, *Ventilabrella austiniana* Cushman 1938, *Whiteinella aprica* (Loeblich and Tappan 1961), *W. baltica* Douglas and Rankin 1969, *W. praehelvetica* Trujillo 1960, *W. paradubia* (Sigal 1952).

2) *Marginotruncana sigali* Zone

Category: Partial Range Zone

Author: Dalbiez (1955)

Age: Late Turonian

Definition:

Interval with *Marginotruncana sigali* from the first occurrence of *Dicarinella primitiva* (Sigal) to first occurrence of *Dicarinella concavata* (Dalbiez).

زون گستره ای بخشی *Marginotruncana sigali* از محدوده زیست این گونه و حد پایینی آن انقراض گونه *Helvetoglobotruncana helvetica* و حد بالایی آن بر اساس اولین حضور گونه *Dicarinella concavata* مشخص می شود. ضخامت این زیست زون در حدود ۱۰۴ متر با مجموعه سنگ شناسی مارن های خاکستری روشن به همراه سنگ آهک های گل سفیدی چرت دار است. این زیست زون در بر دارنده مجموعه نمونه های ۹ تا ۴۰ می باشد. سایر گونه های روزن دار شناسایی شده در این برش به قرار زیر اند:

Dicarinella canaliculata (Reuss 1854), *Di. hagni* (Scheibnerova 1962) *Di. primitiva* (Dalbiez 1955), *Heterohelix globolusa* (Ehrenberg 1840), *Macroglobigerinelloides* sp. , *M. ultramicra* (Subbotina 1949), *Marginotruncana marginata* (Reuss 1845), *M. praconcavata* Porthault 1970, *M. pseudolinneiana* Pessagno 1967, *M. renzi* (Gandolfi 1942), *M. sigali* (Reichel 1950), *M. schneegansi* (Sigal 1952), *M. undulata* (Lehmann), *Muricohedbergella delrioensis* (Carsey 1926), *M. flandrini* (Porthault 1970), *M. planspira* (Tappan 1940), *Praeglobotruncana gibba* Klaus 1960, *P. stephani* (Gandolfi 1942), *Schackoina multispinata*, Cushman and Wickenden 1930, *Ventilabrella austiniana* (Cushman 1938), *Whiteinella aprica* (Loeblich and Tappan 1961), *W. brittonensis* (Loeblich and Tappan 1961), *W. baltica* Douglas and Rankin 1969, *W. paradubia* (Sigal 1952).

3- *Dicarinella concavata* Zone

Category: Interval Zone

Author: Sigal 1955

Age: Late Turonian to Late Coniacian

Definition:

This zone is defined as the interval from the first appearance of *Dicarinella concavata* to the first appearance of *Dicarinella asymetrica* (Caron, 1985).

این زون بینابینی بر اساس اولین حضور گونه *Dicarinella concavata* تا اولین حضور گونه *Dicarinella asymetrica* تعریف و مشخص می شود. این زون اولین بار توسط Sigal در سال ۱۹۵۵ ثبت گردید که ایشان محدوده سنی این زون را اواخر کنیاسین تا اوایل سانتونین در نظر گرفته است. ولی بعضی محققان دیگر از جمله [۲۶] سن این بایوزون را اواخر تورونین تا اوایل سانتونین می دانند. همچنین مطابق با آخرین مطالعات صورت پذیرفته سن این زیست زون Latest Turonian-Latest Coniacian می باشد [۱۸]. که در این مطالعه ما از محدوده سنی دوم به جهت اصلاحات صورت گرفته در برش الگوی جهانی سکشن Gubbio در کشور ایتالیا استفاده کردیم. این زیست زون ۳۶ متر ضخامت داشته و در بردارنده مجموعه سنگ شناسی مارن های زرد رنگ با شماره نمونه های ۴۱ تا ۴۸ می باشد. از جمله گونه های همراه در این زون عبارتند از:

Archeoglobigerina bosquensis Pessagno 1967, *A. cretacea* (d'Orbigny 1840), *Dicarinella canaliculata* (Reuss 1854), *Di. concavata* (Brotzen 1934), *Di. hagni* (Scheibnerova 1962), *Di. primitiva* (Dalbiez 1955), *Macroglobigerinelloides caseyi* (Bolli, Loeblich and Tappan 1957), *Guembeliter cretacea* Cushman 1933, *Muricohedbergella delrioensis* (Carsey 1926), *M. flandrini* (Porthault 1970), *M. planispira* (Tappan 1940), *M. simplex* (Morrow 1934), *Heterohelix globolusa* (Ehrenberg 1840), *Marginotruncana marginata* (Reuss 1845), *M. paraconcavata* Porthault 1970, *M. renzi* (Gandolfi 1942), *M. sigali* (Reichel 1950), *M. schneegansi* (Sigal 1952), *M. sinuosa* Porthault 1970, *Praeglobotruncana gibba* Klaus 1960, *P. stephani* (Gandolfi 1942), *Ventilabrella austiniana* Cushman 1938, *Whiteinella archeocretacea* Pessagno 1967, *W. baltica* Douglas & Rankin 1969, *W. brittonensis* (Loeblich and Tappan 1961), *W. aumalensis* (Sigal 1952), *W. paradubia* (Sigal 1952).

4- *Dicarinella asymetrica* Zone

Category: Total Range Zone

Author: Postuma 1971

Age: Early Santonian – Late Santonian

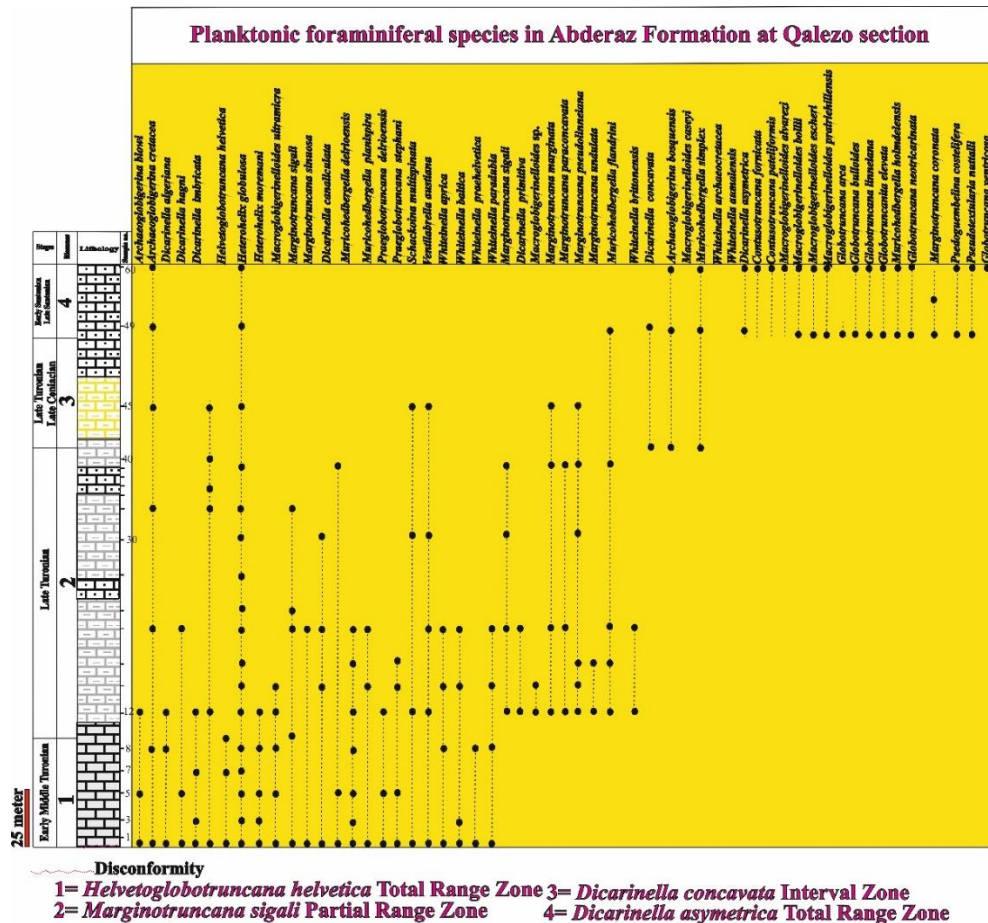
Definition: This zone is defined by the total range of the index species, *Dicarinella asymetrica*

این زون گستره ای بر اساس اولین حضور تا آخرین حضور گونه *Dicarinella asymetrica* تعریف میشود. ضخامت این زیست زون در حدود ۴۴ متر بوده و شامل مجموعه سنگ شناسی سنگ آهک های گل سفیدی است. همچنین این زیست زون شامل شماره نمونه های ۴۹ تا ۶۰ می باشد. گونه های همراه این زون عبارتند از:

Archaeoglobigerina bosquensis Pessagno 1967, *A. cretacea* (d'Orbigny 1840), *Contusotruncana fornicata* (Plummer 1931), *C. pateliformis* (Gandolfi 1955), *Di. canaliculata* (Reuss 1854), *Di. concavata* (Brotzen 1934), *Macroglobigerinelloides alvarezii* (Eternod olvera 1959), *M. bolli* (Pessagno 1967), *M. escheri* Kaufmann 1865, *M. prarihellensis* (Pessagno 1967), *Globotruncana arca* (Cushman 1926), *G. bulloides* Vogler 1941, *G. linneiana* (d'Orbigny 1839), *Globotruncanita elevata* (Brotzen 1934), *Guembeliteria cretacea*, Cushman 1933 *Muricohedbergella flandrini* (Porthault 1970), *M. holmdelensis* (Olsson 1964), *M. simplex* (Morrow 1934), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg 1840), *H. carinata* Cushman 1935, *Laeviheterohelix pulchra* (Brotzen 1936), *Marginotruncana coronata* (Bolli 1945), *M. marginata* (Reuss 1845), *M. pseudolinneiana* Pessagno 1967 *M. paraconcavata* Porthault 1970, *M. renzi* (Gandolfi 1942), *M.*

schneegnasi (Sigal 1952), *M. sigali* (Reichel 1950), *Pseudoguembelina costelifera* Masters 1976, *Pseudotextularia nuttalli* (Voorwijk 1937), *Schackoina multispinata*, Cushman 1938, *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer 1926), *Ventilabrella austriana* Cushman 1938.

بر اساس زیست زون های شناسایی شده سن سازند آبدراز در این برش از اواخر تورونین پیشین (latest Early Turonian) تا سانتونین پسین (Late Santonian) تعیین شده است. در این مطالعه در مجموع ۵۵ گونه در قالب ۱۵ جنس از روزنبران شناور مورد شناسایی قرار گرفت. در این مطالعه زیست زون *Whiteinella archaeocretacea* Partial Range Zone در برش مورد مطالعه شناسایی نگردید، و اولین زیست زون شناسایی شده *Helvetoglobotruncana helvetica* Total Range Zone شاخص تورونین پیشین تا میانی [۱۷] در قاعده سازند مورد شناسایی قرار گرفت. همچنین در نمونه های مربوط به سازند آیتامیر و در گذر سازند آیتامیر به سازند آبدراز بایوزون *Rotalipora cushmani* Total Range Zone شناسایی نگردید. نبود فرمهای شاخص سنومانین پسین - تورونین پیشین نشان دهنده یک نبود رسوبی به وسعت این زمان ما بین سازندهای آیتامیر و آبدراز می باشد که می تواند ناشی از عملکرد فاز ساب هر سینین باشد.



شکل ۴- رنج چارت روزنبران شناور موجود در سازند آبدراز در برش قلعه زو غرب حوضه رسوبی کبه داغ

در نهایت مجموعه زیست زون های پیشنهادی برای برش مورد مطالعه با سایر زیست زون های جهانی در محدوده سنی تورونین تا کامپانین مقایسه و مشخص شد که دارای بیشترین قرابت با مدل زونی [۱۸] است. با توجه به این جدول می

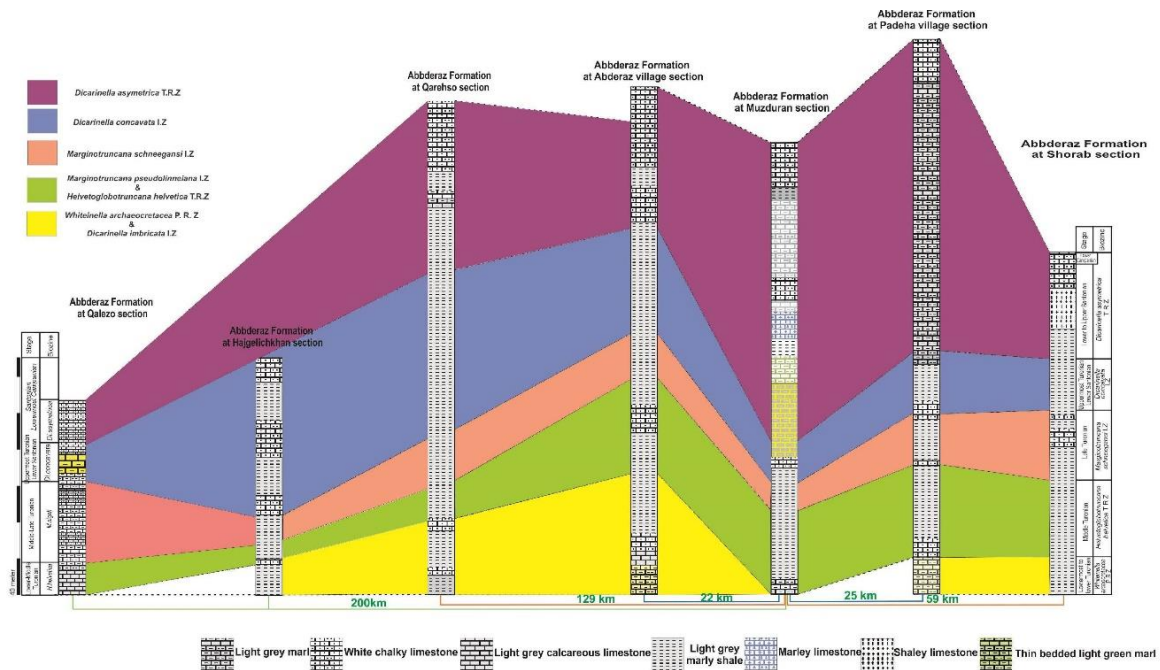
توان پی به تغییرات زیست زون های موجود در نواحی تتیس و تغییرات آنها به همراه زون های جایگزین آنها پی برد. همچنین می توان در مناطقی که زون های شاخص وجود ندارند از معادل های آنها در جدول ذکر شده استفاده کرد.

جدول ۱- مقایسه زیست زون های روزنبرن شناور در برش قلعه زو با سایر زیست زون های معرفی شده در حوضه تتیس [۲۰۱۹]

stage	sub-stage	Location	Age	Stage	Sub-stage	Location	Age
L	L	L	L	L	L	L	L
U	U	U	U	U	U	U	U
L	L	L	L	L	L	L	L
U	U	U	U	U	U	U	U
L	L	L	L	L	L	L	L
U	U	U	U	U	U	U	U
L	L	L	L	L	L	L	L
U	U	U	U	U	U	U	U
L	L	L	L	L	L	L	L
U	U	U	U	U	U	U	U
L	L	L	L	L	L	L	L
U	U	U	U	U	U	U	U
L	L	L	L	L	L	L	L
U	U	U	U	U	U	U	U
L	L	L	L	L	L	L	L
U	U	U	U	U	U	U	U
L	L	L	L	L	L	L	L

سازند آبدراز در برش الگو از ۵۱۰ متر ضخامت به همراه ۶ واحد سنگ چینه‌ای، در برش قره سو از ۵۳۸ متر ضخامت به همراه ۶ واحد سنگ چینه ای' در برش روستای آبدراز از ۵۴۵ متر ضخامت به همراه ۸ واحد سنگ چینه ای، در برش روستای پادها از ۶۰۲ متر ضخامت به همراه ۸ واحد سنگ چینه ای' در برش شوراب از ۳۷۴ متر ضخامت و ۶ واحد سنگ چینه ای و در این مطالعه (برش روستای قلعه زو) از ۲۱۶ متر ضخامت به همراه ۴ واحد سنگ چینه ای تشکیل گردیده است. این تغییر ضخامت به دلیل تغییر در شرایط محیط رسوب گذاری، فضای رسوب گذاری و فعالیت های تکتونیکی می باشد. سطح تماس زیرین سازند آبدراز با سازند آیتامیر بصورت همشیب و ناپیوسته و مرز بالایی آن با سازند آب تلخ بصورت همشیب و پیوسته می باشد. طبق بررسی های انجام گرفته در برش های مورد مطالعه از خاور به سمت باختر حوضه رسوبی کپه داغ با افزایش میزان سنگ آهکهای گل سفیدی و کاهش فراوانی مارن و شیل میزان عمق حوضه روند کاهشی داشته است. انطباق چینه شناسی به تصویر کشیدن واحدهای چینه ای معادل یا هم ارز است. واحدهای معادل را واحد هایی در نظر می گیرند که از نظر سنگ شناسی، دیرینه شناسی یا کروئولوژی معادل یا همزمان می باشند [۲۳]. در این انطباق خط مبنا، قاعده سازند آبدراز در نظر گرفته شده است. به منظور انجام تطابق زیستی سازند آبدراز در برش قلعه زو با ۲۱۶ متر ضخامت و ۴ زیست زون شناور با محدوده سنی (Early-Middle Turonian-Late Santonian) با شش برش مورد مطالعه شده توسط [۲] به ترتیب با سازند آبدراز در برش شوراب با ۳۷۴ متر ضخامت و ۵ زیست زون شناور با محدود سنی (Early Turonian- Santonian) ، روستای حاج قلیچخان با ۲۶۱/۵ متر ضخامت و ۴ زیست زون روزنبرن شناور (Early Turonian-Earliest Santonian) سازند آبدراز در برش قره سو با ۵۳۸ متر ضخامت و ۵ زیست زون روزنبرن شناور با محدوده سنی (Early Turonian-Late Santonian) سازند آبدراز در برش روستای آبدراز با ۵۴۵ متر

ضخامت و ۵ زیست زون روزن دار شناور با محدوده سنی (Early Turonian- Late Santonian) سازند آبدراز در برش گردنه مزدوران با ۵۱۰ متر ضخامت و ۴ زیست زون روزنبران شناور با محدوده سنی (Middle Turonian- Santonian) و سازند آبدراز در برش روستای پادها با ۶۰۲ متر ضخامت و ۵ زیست زون روزنبران شناور با محدوده سنی (Early Turonian- Santonian) مورد مقایسه و تطابق زیستی قرار گرفتند (شکل ۶). مطابق با تطابق نموداری زیست زون های متعلق به محدوده زمانی Early Turonian با رنگ زرد، زیست زون های متعلق به محدوده زمانی Middle Turonian با رنگ سبز، زیست زون های متعلق به زمان Late Turonian با رنگ قرمز، زیست زون های متعلق به محدوده زمانی Latest Turonian-earliest Santonian با رنگ آبی و در نهایت زیست زون های متعلق به محدوده زمانی Santonian با رنگ بنفش مشخص شده است. بر این اساس بیشترین ضخامت ثبت شده در زیست زون های مورد مطالعه متعلق به رنگ بنفش و زیست زون *Di.asymetrica* T.R.Z بوده که ممکن است به علت نرخ بالای رسوب گذاری در محدوده سانتونین نسبت به سایر آشکوب ها در مناطق مورد مطالعه باشد. ضخامت برش های مورد مطالعه از شرق به غرب حوضه رسوبی کپه داغ متغیر می باشد که می تواند خود ناشی از تغییر در نرخ رسوب گذاری و فعالیت های تکتونیکی باشد. در برش روستای حاج قلیچخان نبود رنگ بنفش نشان از نبود محدوده زمانی Santonian و در برش الگو و برش قلعه زو نبود رنگ زرد نشان از نبود محدوده زمانی earliest Turonian (به علت نبود زیست زون های شاخص محدوده زمانی مورد نظر) است. که نبود رسوب گذاری در محدوده زمانی سانتونین در برش روستای حاج قلیچخان را می توان ناشی از نرخ پایین رسوب گذاری دانست در حالی که نبود قاعده زمانی تورونین را به عملکرد فاز کوهزایی (در بسیاری از مناطق دنیا گپ در محدوده گذر سنومانین-تورونین را ناشی از عملکرد فاز کوهزایی ساب هرسنین می دانند) ساب هرسنین نسبت داد.



شکل ۵- تطابق زیستی سازند آبدراز در برش چینه شناسی قلعه زو در غرب حوضه و مقایسه آن با سایر برش های این سازند در مرکز و شرق حوضه رسوبی کپه داغ

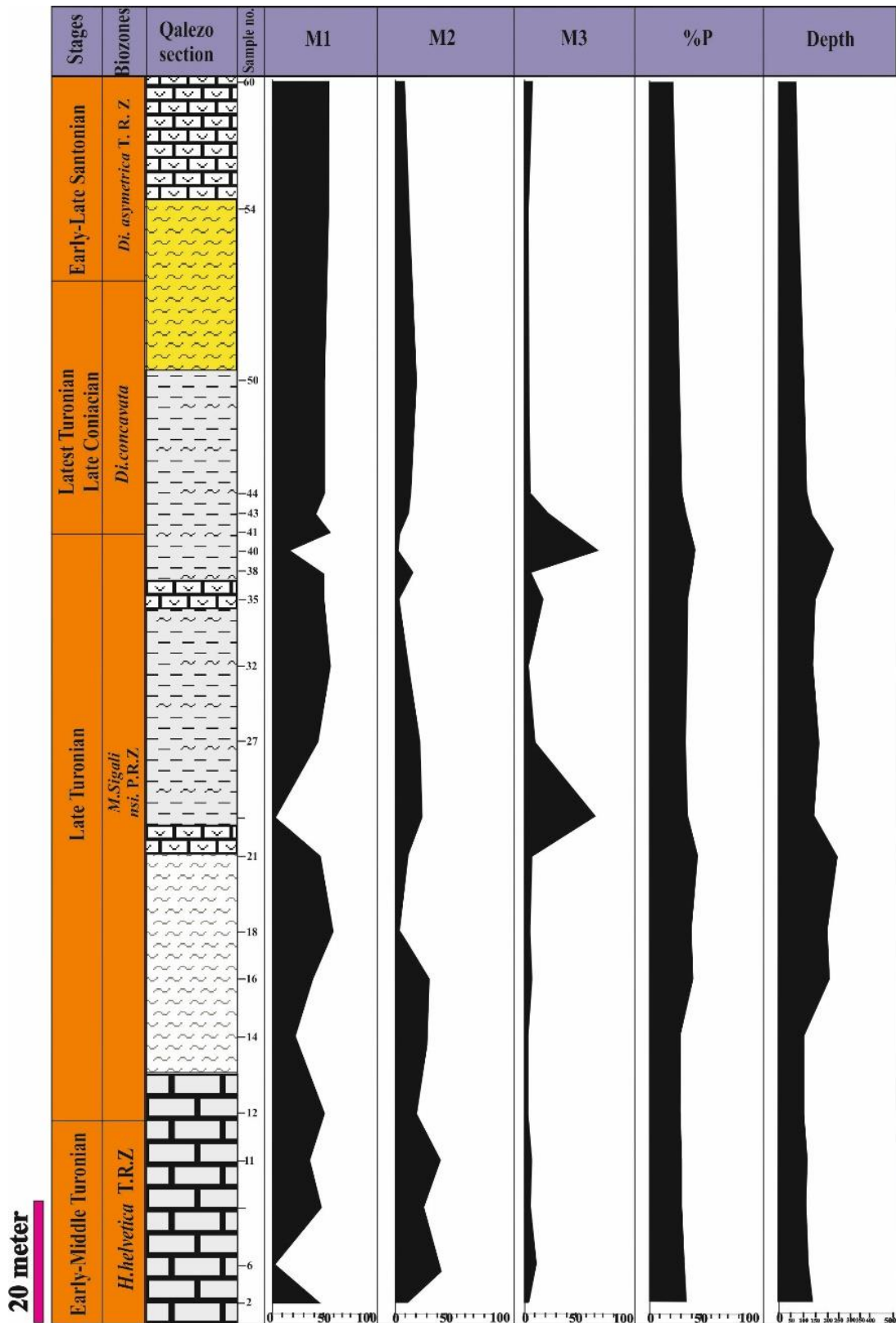
۴- عمق سنجی دیرینه

مطالعات گوناگون در نقاط مختلف دنیا بر روی انواع روزنبران شناور اعم از امروزی و انواعی که در گذشته می زیسته اند نشان می دهد که هر یک از این تک سلولی ها به اعماق خصوصی از ستون آب تطابق و سازگاری پیدا کرده اند [۱۴]. به این منظور از دو روش ارزیابی عمق دیرینه استفاده می شود که یکی استفاده از مورفوتایپ روزنبران شناور و دیگری نسبت روزنبران شناور به کف زی می باشد که در نهایت موجب ترسیم منحنی تغییرات نسبی سطح دریا می گردد. در مطالعه مورفوتایپ های سازند آبدراز در برش مورد مطالعه از [۲۲] برای بررسی تغییرات سطح آب دریا در منطقه استفاده شده زیرا این یک روش معتبر و متعلق به زمان کرتاسه پسین و برای فرم های ایزوله می باشد. بر این اساس سه گروه از مورفوتایپ های پلانکتون کرتاسه شامل فونای مناطق کم عمق (زیر ۵۰ متر مانند *Planoheterohelix*)، آبهای حد واسط (بین ۵۰ تا ۱۰۰ متر مانند *Praeglobotruncana*) و آبهای عمیق (بیشتر از ۱۰۰ متر مانند *Globotruncana*) تشخیص داده شده است. همچنین جهت تعیین عمق مطلق حوضه از معادلات و اندرزوان به ترتیب زیر استفاده شده

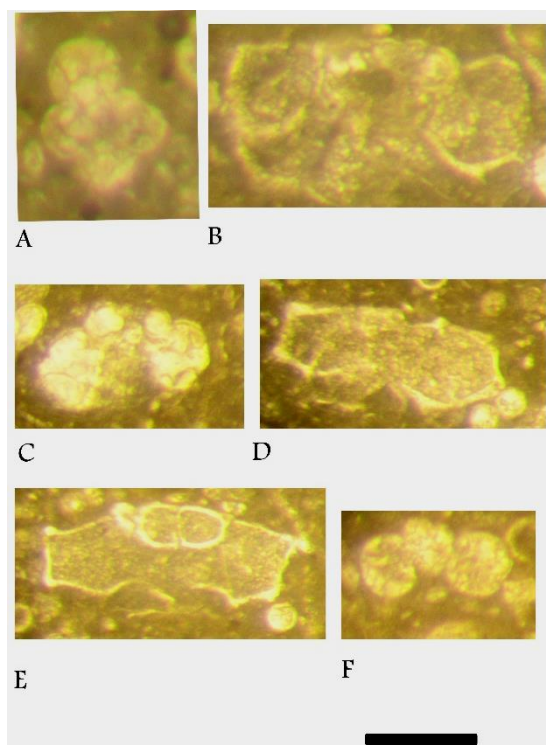
$$\text{است [۳۵]} \quad Depth = e^{(3.58718 + (0.03534 \times \%P)} \quad (**)$$

که در رابطه ی بالا روزن داران شناور به کل اجتماع روزن داران منهای انواع اینفونال تقسیم می شوند. $(P / P+B - \%P)$ = $[100 \times \text{inf.}]^{۳۵}$ از داده های خود اینگونه نتیجه گرفتند که رگرسیون $\%P^*$ (با حذف کف زی های اینفونال)، پتانسیلی مفید برای تخمین عمق دیرینه بین ۳۰ تا ۱۲۵۰ متر دارد. آنها همچنین بر طبق آنالیزهای آماری به این نتیجه رسیدند که با افزایش عمق از میزان دقت این رابطه کاسته می شود به طوری که در عمق ۴۳۰ متر (معادل ۵۰٪ پلانکتیک) با ضریب اطمینان ۹۰٪ بین اعماق ۳۱۰ تا ۵۹۰ متری است در حالی که در عمق ۱۲۰۰ متری (معادل ۹۹٪ پلانکتیک) با ضریب اطمینان ۹۰٪ بین اعماق ۸۶۰ تا ۱۶۵۰ متری است. در این مطالعه سازند آبدراز در برش ناودیس شیخ مورد مطالعه دقیق عمق سنجی دیرینه بر اساس شکل هندسی روزن داران و نسبت P/B و معادله عمق و اندرزوان قرار گرفت. همچنین در این مطالعه به علت پایین بودن فراوانی و میزان حفظ شدگی روزن داران شناور و کف زی در برخی از نمونه های برش مذکور از شمارش آماری پارامترهای مذکور خودداری شده است. در برش مورد مطالعه برای محاسبه پارامترهای M1 (گروه مورفوتایپی ۱) M2 (گروه مورفوتایپی ۲) M3 (گروه مورفوتایپی ۳) $\%P$ (درصد روزن داران شناور) و Depth (معادله عمق) به شمارش تصادفی روزنبران شناور و کف زی به تعداد ۳۰۰ عدد پرداخته شده است. در زیر آشکوب های تورونین زیرین و میانی (با سنگ شناسی غالب آهک های ضخیم لایه) بالا بودن میزان فراوانی گروه M1 (فرامینیفرهای پلانکتونیک دو ردیفی و تروکواسپیرال ساده با حجرات کروی شکل و بدون کارن) و پایین بودن میزان فراوانی گروه M3 حاکی از پایین بودن سطح آب دریا در این مقطع زمانی دارد. در انتهای آشکوب تورونین (مارن و شیل و مقادیری سنگ آهک گل سفیدی) میزان فراوانی گروه M3 (فرامینیفرهای پلانکتونیک کارن دار حقیقی) به همراه $\%P$ نشان از بالا بودن سطح آب دریا دارد. در آشکوب های کنیاسین و سانتونین (با سنگ شناسی غالب مارن و سنگ آهک های گل سفیدی) گروه مورفوتایپی M1 غالب و گروه مورفوتایپی M3 دارای فراوانی پایین می باشد که تمام موارد مذکور نشان از پایین بودن سطح آب دریا در آشکوب های کنیاسین و سانتونین دارد. همچنین عمق میانگین بدست آمده توسط معادله و اندرزوان برای برش مورد نظر برابر با مقدار عددی ۱۴۶ متر می باشد که مطابق با دیاگرام عمقی برگرن سازند مذکور در محدوده عمق

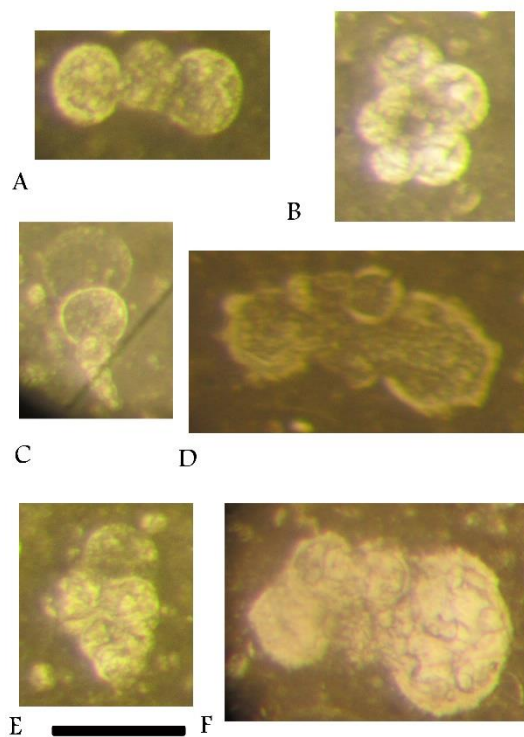
Outer Neretic (زیر موجی یا زیر کشنده) برجا گذاشته شده است. لازم به ذکر است که در محدوده زمانی ساتونین به علت آنکه میزان نوسانات در درصد فرامینیفرهای پلانکتونیک بسیار پایین بوده دو گراف %P و عمق دیرینه به صورت یکنواخت و بدون تغییر حالت رسم و کشیده شده است (شکل ۶).



شکل ۶- نمایش تغییرات گروه های مورفوتایی روزنبران شناور و معادلات تعیین عمق دیرینه در برش قلعه زو، غرب حوضه رسوبی کپه داغ



شکل ۷) نمایش گروههای مورفوتایی فرامینفرهای پلانکتونیک در سازند آبدراز: A, F گروه مورفوتایپ شماره ۲، B, C, D, E گروه مورفوتایپ شماره ۳. مقیاس برابر با نیم سانتی متر است.



شکل ۸) نمایش گروههای مورفوتایی فرامینفرهای پلانکتونیک در سازند آبدراز: A, B گروه مورفوتایپ شماره ۲، C, E گروه مورفوتایپ شماره ۱ و D, F گروه مورفوتایپ شماره ۳. مقیاس برابر با نیم سانتی متر است.

جدول ۲- داده‌های آماری محاسبه شده از گروه‌های مورفوتایپی روزنبران شناور به همراه درصد روزنبران شناور و عمق دیرینه در برش قلعه زو ، غرب حوضه رسوبی کپه داغ

شماره نمونه	مورفوتایپ ۱	مورفوتایپ ۲	مورفوتایپ ۳	درصد فرام پلانکتون	عمق دیرینه
۲	۵۰	۴۰	۱۰	۴۰	۱۵۰
۶	۱۵	۷۰	۱۵	۳۸	۱۴۰
۱۱	۴۰	۵۰	۱۰	۳۹	۱۳۹
۱۲	۵۰	۲۲	۲۸	۳۰	۱۰۰
۱۴	۳۲	۴۱	۲۷	۳۰	۱۰۰
۱۶	۴۹	۴۳	۶	۴۲	۲۱۰
۱۸	۷۰	۱۵	۱۵	۴۰	۲۰۰
۲۱	۴۸	۳۲	۲۰	۴۷	۲۵۰
۲۷	۴۵	۲۵	۳۰	۳۵	۱۷۰
۳۲	۵۷	۲۳	۲۰	۳۷	۱۴۸
۴۰	۲۴	۱۸	۷۵	۴۵	۲۳۰
۴۴	۵۲	۳۷	۱۱	۳۱	۱۲۰
۵۰	۵۲	۲۷	۲۱	۳۰	۱۰۰
۵۴	۶۰	۲۰	۲۰	۲۷	۷۰
۶۰	۵۷	۳۰	۱۳	۲۲	۶۵

۵- نتیجه گیری

در این مطالعه سازند آبدراز در برش قلعه زو واقع در غرب حوضه رسوبی کپه داغ مورد مطالعه دقیق چینه شناسی و فسیل شناسی قرار گرفت. با مطالعه سنگ شناسی سازند آبدراز در برش مورد مطالعه مشخص شد که برش مورد نظر از ۲۱۶ متر ضخامت به همراه ۴ واحد سنگ چینه ای تشکیل گردیده است. بر اساس مطالعه فونای موجود در سازند آبدراز تعداد ۵۵ گونه متعلق به ۱۵ جنس از روزنبران شناور در قالب ۴ زیست زون شناور مورد شناسایی قرار گرفت. بر اساس این زیست زون ها سن سازند آبدراز در برش قلعه زو (latest Early Turonian-Late Santonian) تعیین شده است. مطالعه آماری گروه‌های مورفوتایپی روزنبران شناور به همراه روزن داران کف زی و مقایسه آن با دیا گرام برگرن برش مورد مطالعه حاکی از آن است که سازند آبدراز در برش مورد مطالعه در یک محیط Outer Neritic نهشته شده است. در زیر آشکوب‌های تورونین پیشین- میانی سطح آب دریا در مناطق مورد مطالعه پایین و در انتهای تورونین به اوج خود رسیده است. در آشکوب کنیاسین و سانتونین سطح آب دریا پایین می‌باشد. در نهایت مطالعه آماری درصد روزنبران شناور (%P) به همراه درصد مورفوتایپ ۳ (روزن داران شناور کیل دار) و استفاده از معادله عمقی وان درزون نشان می‌دهد که عمق میانگین نهشت در برش مورد مطالعه ۱۴۶ متر می‌باشد. در این پژوهش برای اولین بار از ایران گونه های *Dicarinella bouldinensis* از غرب حوضه رسوبی کپه داغ گزارش شده است.

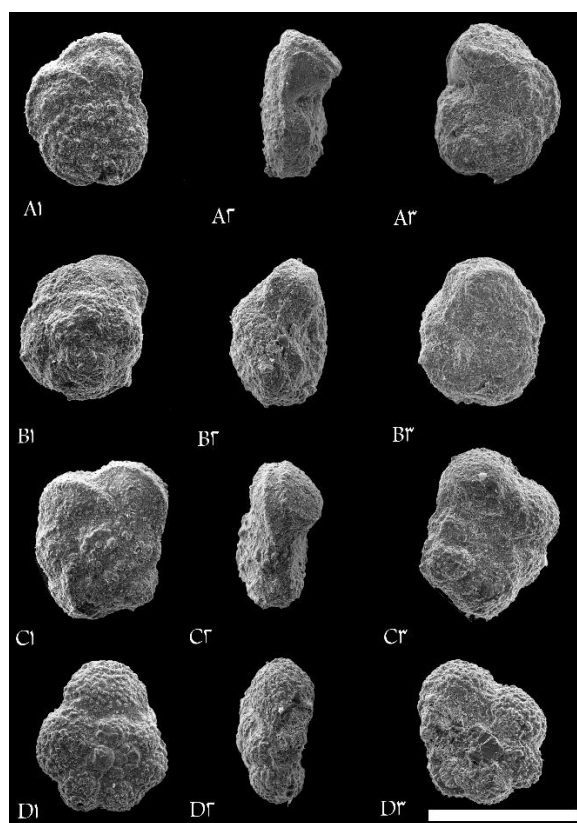


Plate 1: A1, A2, A3: *Dicarinella cf. concavata*, Sample number 42, B1, B2, B3: *Dicarinella cf. hagni*, Sample number 2, C1, C2, C3: *Dicarinella takayanagii*, Sample number 5, D1, D2, D3: *Whiteinella baltica*, Sample number 1, Scale bar represent 100 μ m.

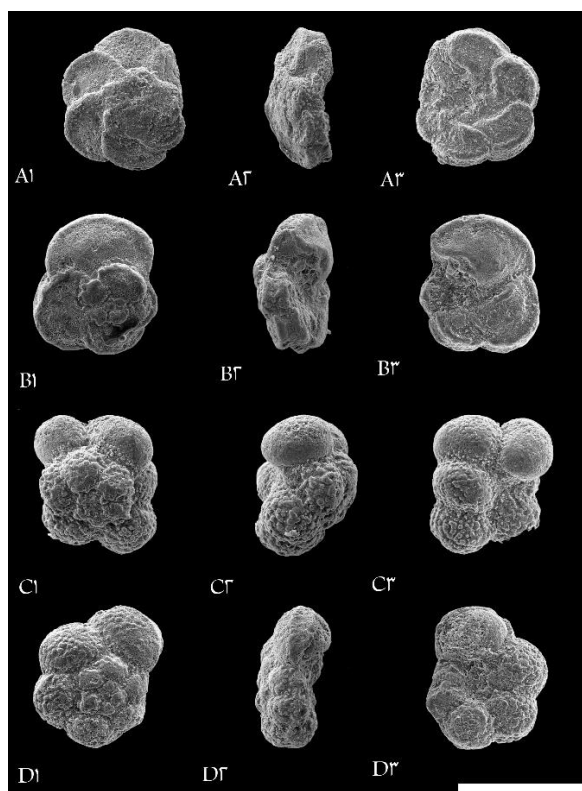


Plate 2: A1, A2, A3: *Marginotruncana coronata*, Sample number 12, B1, B2, B3: *Marginotruncana coronae*, Sample number 5, C1, C2, C3: *Whiteinella cf. paradubia*, Sample number 42, D1, D2, D3: *Archaeoglobigerina cretacea*, Sample number 14, Scale bar represent 100 μ m.

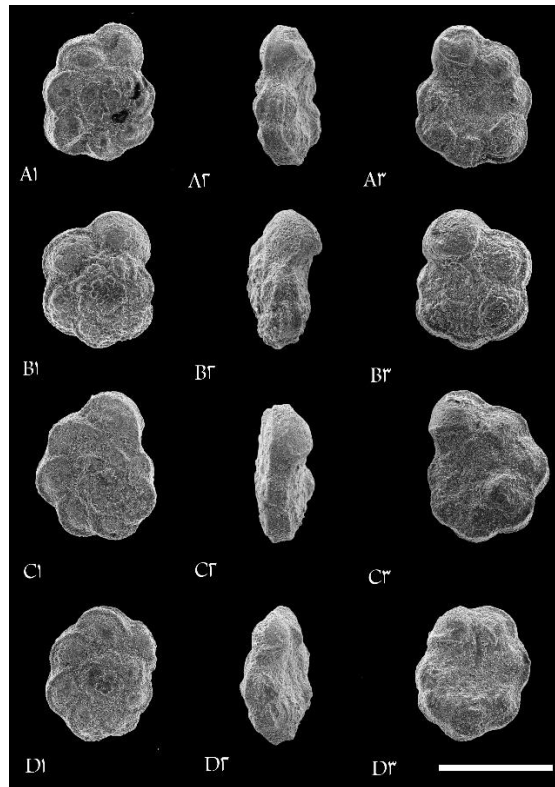


Plate 3: A1, A2, A3: *Marginotruncana marginata*, Sample number 33, B1, B2, B3: *Dicarinella* cf. *imbricata*, Sample number 18, C1, C2, C3: *Marginotruncana pseudolinneiana*, Sample number 25, D1, D2, D3: *Marginotruncana desioi*, Sample number 29, Scale bar represent: 100 μ m.

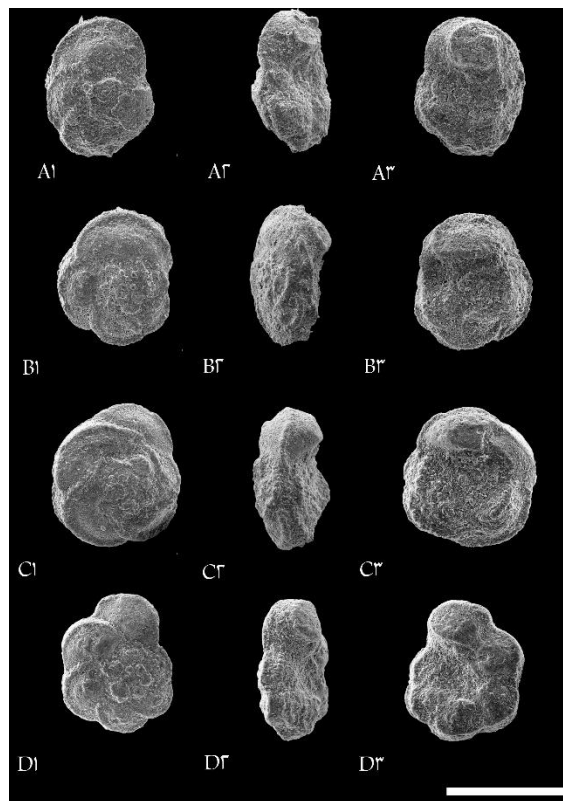


Plate 4: A1, A2, A3: *Dicarinella bouldinensis*, Sample number 2, B1, B2, B3: *Contusotruncana fornicata*, Sample number 60, C1, C2, C3: *Marginotruncana* cf. *renzi*, Sample number 20, D1, D2, D3: *Dicarinella canaliculata*, Sample number 50, Scale bar represent: 100 μ m.

تشکر و قدردانی

نویسندگان مقاله مراتب قدردانی و تشکر خود را از جناب آقای پروفیسور Francies Robaszynski (استاد افتخاری دانشگاه مونس، دانشکده پلی تکنیک، بلژیک) از بابت تایید شناسایی نمونه های میکروفسیل اعلام میدارند. همچنین تمامی هزینه های انجام این پروژه از محل طرح درون دانشگاهی، دانشگاه فردوسی مشهد به شماره ۴۷۸۶۰ تامین شده است. در پایان از کمک جناب آقای دکتر ابراهیم محمدی عضو هیئت علمی دانشگاه های تک کرمان از بابت بررسی چکیده انگلیسی نهایت تشکر و قدردانی را داریم. همچنین از داوران مقاله آقایان دکتر عزیزاله طاهری و دکتر علی بهرامی تشکر و قدردانی می گردد.

منابع

- [۱] شفیعی اردستانی م، ۱۳۸۷. میکروبیواستراتیگرافی سازند آبدراز در برش الگو (شرق کپه داغ) پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران. ۱۲۶ صفحه.
- [۲] شفیعی اردستانی م، ۱۳۹۳. زیست چینه نگاری، تطابق زیستی و حوادث زیستی قاعده کونیاسین و سانتونین سازند آبدراز در شرق و غرب حوضه کپه داغ، شمال شرق ایران پایان نامه دکتری دانشگاه فردوسی مشهد. ۴۰۰ صفحه.
- [۳] شفیعی اردستانی م، وحیدی نیا م ۱۳۹۷. مطالعه آماری ساختارهای محافظت کننده دهانی فرامینیفرهای پلانکتونیک سازند آبدراز (تورونین-ابتدای کامپانین) در شرق حوضه رسوبی کپه داغ، (شمال شرق ایران). فصلنامه علوم زمین پاییز ۹۸، سال بیست و نهم، شماره ۱۱۳، صفحه ۲۲۹ تا ۲۴.
- [۴] عبدالشاهی م ۱۳۸۸. بایواستراتیگرافی سازند آبدراز در برش شوراب (جنوب غرب آق دربند) بر مبنای فرامینیفرها. پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه فردوسی مشهد. ۱۴۴ صفحه
- [۵] درافشان ن، وحیدی نیا م، شفیعی اردستانی م ۱۳۹۷. بررسی تغییرات عمقی قسمت فوقانی سازند آیتامیر و بخش های تحتانی-میانی سازند آبدراز در برش گردنه مزدوران، شرق حوضه رسوبی کپه داغ، شمال شرق ایران. چهارمین همایش انجمن رسوب شناسی ایران. دوم و سوم آبان ماه ۱۳۹۷. دانشگاه زنجان.
- [۶] کلنات ب، وحیدی نیا م، وزیری مقدم ح، محمودی قرایی م. ح. ۱۳۹۵. زیست چینه نگاری و پالئوآکولوژی محدوده مرز سنومانین-تورونین در شرق حوضه کپه داغ. پایان نامه دکتری.
- [۷] کاظم زاده م. ح، صادقی ع، آدابی م. ح، هرمز ق. ۱۳۹۵. زیست چینه نگاری سازند آبدراز در برش چینه شناسی شیخ (شمال شرق بجنورد) بر مبنای فرامینیفرهای پلانکتون. پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی دانشگاه اصفهان. سال سی و دوم، شماره پیاپی ۶۵ شماره چهارم، زمستان ۱۳۹۵ ص ۴۷-۶۶.
- [۸] کشاورز، ع ۱۳۹۰. بایواستراتیگرافی سازند آبدراز در برش روستای شیخ بر اساس آمونیت ها و خارپوستان. پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد. ۱۴۶ صفحه
- [۹] داوطلب ا، وحیدی نیا م، قاسمی نژاد ا، عاشوری ع. ۱۳۹۶. زیست چینه نگاری و محیط رسوبی سازند آبدراز بر مبنای پالئومورف های دریایی و روزن داران در برش های کلات نادری (قره سو) و باغک پادها در شرق حوضه کپه داغ. پایان نامه دکتری.
- [۱۰] نوربخش رزمی، ج. ۱۳۹۱. بایواستراتیگرافی سازند آبدراز در ناودیس شیخ (برش روستای قلعه زو) بر اساس آمونیت ها و خارپوستان. پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد. ۱۴۲ صفحه
- [۱۱] نوروزیان آ، وحیدی نیا م، شفیعی اردستانی م. ۱۳۹۷. عمق سنتی دیرینه سازند آبدراز در برش روستای بهادر خان، مرکز حوضه رسوبی کپه داغ، شمال شرق ایران. چهارمین همایش انجمن رسوب شناسی ایران. دوم و سوم آبان ماه ۱۳۹۷. دانشگاه زنجان.
- [۱۲] وحیدی نیا م، آریایی ع. ا، سبحانی ا. ا. ۱۳۷۸. نگرشی جدید بر سازند آبدراز در مناطق شرق حوضه کپه داغ. مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی تهران، سال نهم شماره ۳۱ و ۳۲ بهار و تابستان ۱۳۷۸، صفحات ۲۳۲۵ تا ۲۳۸۵
- [13] ABDEL-KIREEM, M. R., SAMIR, A. M., IBRAHIM, M. I. A. 1995, Upper Cretaceous planktonic foraminiferal zonation and correlation in the northern part of Western Desert, Egypt. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaöntologie, Monatshefte*, **198 (3)** 329-361.
- [14] BE, A, W.H, 1977, An econological, zoogeographical and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. In: Ramsay, A.T.S. (Editor) *Oceanic micropalaeontology*, **I**, 1-100

- [15] BOLLI H.M., 1957. The genera Praeglobotruncana, Globotruncana, Rotalipora Abathomphalus in the Upper Cretaceous of Trinidad, B.W.I.U.S. *Natural History Museum Bulletin*, **215**, 51-60
- [16] BOLLI, H. M. 1966. Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. *Boletin Informativo Asociacion Venezolana de Geologia, Minerfa y Petroleo* **9**, 3-32.
- [17] CARON, M. 1985. Cretaceous planktic foraminifera. In. Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch Nielsen, K. (Eds), *Plankton stratigraphy. cambridge university press*, 17-86.
- [18] COCCIONI. R and PREMOLI-SILVA. I, 2015, Revised Upper Albian–Maastrichtian planktonicforaminiferal biostratigraphy and magneto -stratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy). *Newsletters on Stratigraphy*, **48/1**, 47–90
- [19] DIMITROVA, E, VALCHEV, B. 2007, Attempt for Upper Cretaceous planktic foraminiferal zonation of the Srednogoriã and Eastern Balkan Zones (Bulgaria). *Geologica Balcanica*, **36(1-2)**, 55-63.
- [20] GEORGESCU D 2017, Upper Cretaceous planktic foraminiferal biostratigraphy, *Studia UBB Geologia*, **61 (1-2)**, 5-20.
- [21] KALANTARI, A., 1969, Foraminifera from the middle-Jurassic-Cretaceous of Kopet-Dagh region (N.E. Iran). Tehran NIOC. Geol. Laboratories, Publication No.3. Ph.D. thesis, London University.
- [22] KELLER, G., 1999, The Cretaceous-Tertiary Mass extinction in planktonic foraminifera: Biotic constrains for catastrophe theories, in: Macleod, N., and G. Keller, Cretaceous-Tertiary mass extinctions: Biotic and environmental changes, 49-83.
- [23] KRUMBEIN, W. C., and SLOSS, L. L., 1963, Stratigraphy and sedimentation: 2nd ed., San Francisco, W. H. Freeman & Co., 660 p.
- [24] LOEBLICH, A. R. Jr and TAPPAN, E. 1988, Foraminiferal genera and their classification, 970 p. (*Van Nostrand Reinhold Company, New York*).
- [25] PERYT, D., LAMOLDA, M.A., 2002, Benthic foraminifera from the Coniacian- Santonian boundary interval at Olazagutia, Spain. In: Lamolda, M.A. (Comp.), Meeting on the Coniacian-Santonian Boundary, Bilbao, September 14-16, 2002. *Abstracts and Field Guide Book*, 19.
- [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., 1979, Atlas de foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer Boreale et Tethys), première partie. *Cahiers de Micropaléontologie* **1** (1–185 p.).
- [28] ROBASZYNSKI, F., CARON, M., GONZALEZ DONOSO, J.M., WONDERS, A.A.H., 1984, Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids. *Revue de Micropaléontologie* **26**, 145-305.
- [29] ROBASZYNSKI, F., and CARON, M, 1995, Foraminifera planktonique du cretace: *Bulletine Societe Geological of France*, **t.166**, 681-698.
- [30] SHAFIEE, A. M., VAHIDINIA M., YOUSSEF A.M., 2011, Biostratigraphy and foraminiferal bioevents of the Abderaz formation (middle turonian-lowercampanian) in Kopeh-Dagh sedimentary basin, Northeastern Iran. *Egyptian Journal of Paleontology*, **11**, 1-16.
- [31] SHAFIEE, A.M., VAHIDINIA M., SADEGHI A, 2015, Planktic foraminiferal paleobathymetry of the Santonian-Campanian boundary in Eastern Kopeh-Dagh Basin, Northeastern Iran. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, **24**, 05-11.
- [32] SHAFIEE A.M., VAHIDINIA M., YOUSSEF A. 2020, The occurrence of Neoflabellina bioevents across the Coniacian/Santonian boundary in the Abderaz Formation, Kopeh-Dagh Basin, Iran. Stratigraphy (In press).
- [33] VAHIDINIA M., YOUSSEF A.M., SHAFIEE A.M., SADEGHI A., DOCHEV D., 2014, Integrated biostratigraphy and stage boundaries of the Abderaz Formation, east of the Kopeh-Dagh sedimentary basin, NE Iran. *Journal of African Earth Sciences*, **90**, 87–104
- [34] VAHIDINIA M., SHAFIEE A.M., 2017, Biostratigraphy of the Abderaz Formation Based on Heterohelicids, at Six Stratigraphical Sections in East and Center of the Kopeh-Dagh Sedimentary Basin, Northeastern of Iran. *International Journal of Geosciences*, **8**, 623-645.
- [35] VAN DER ZWAAN, G.J., JORISSEN, F.J., and DE STIGTER, H.C., 1990, The depth-dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios; constraints and applications; *Marine Geology* **95**, 1–16.

زیست چینه نگاری، زیست رخساره‌های کنودونتی و اندیس تغییر رنگ (CAI) کنودونت ها در نهشته های دونین بالایی-کربنیفر در برش انارک، ایران مرکزی

الهه ستاری^۱، علی بهرامی^{۲*}، حسین وزیری مقدم^۳، عزیزاله طاهری^۴، ساندرایزابل کایسر^۵ و پیترو کونیگشوف^۶

^۱ دانشجوی دکتری چینه و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^{۲*} دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۳ استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۴ استاد دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۵ استاد موزه تاریخ طبیعی اشتوتگارت، اشتوتگارت، آلمان

^۶ استاد مؤسسه پژوهشی و موزه تاریخ طبیعی سنکنبرگ، فرانکفورت، آلمان

*a.bahrami@sci.ui.ac.ir

دریافت خرداد ۱۳۹۹، پذیرش مرداد ۱۳۹۹

چکیده

بررسی فونای کنودونتی نهشته های دونین پسین-کربونیفر (می می سی سی پین-پنسیلوانین) سازند های بهرام، شیشتو و قلعه (سردر ۱) در برش انارک (کوهبند عبدالحسین) در شمال شرقی اصفهان، واقع در زون ایران مرکزی، منجر به شناسایی تعداد ۶۷ گونه از ۱۸ جنس کنودونتی شد و بر همین اساس تعداد ۲۲ زون زیستی کنودونتی تفکیک گردید؛ که از این تعداد ۱۵ عدد مربوط به دونین پسین (۱ زیست زون مربوط به فرازین، ۱۴ زیست زون مربوط به فامنین) و ۷ زیست زون مربوط به کربنیفر (می می سی سی پین - پنسیلوانین) می باشد. مرزهای زیستی فرازین / فامنین، دونین / کربونیفر، می می سی سی پین / پنسیلوانین بر همین اساس تشخیص داده شد. با بررسی های صحرائی در برش مذکور تعداد ۵ واحد سنگ چینه ای تفکیک شد. انطباق منحنی های تغییرات سطح آب بر اساس زیست رخساره های کنودونتی با منحنی تغییرات سطح آب جهانی حاکی از تطابق نسبی در زمان های مذکور دارد که علت آن کم عمق بودن حوضه ایران مرکزی نسبت به حوضه اروپا و آمریکاست. عناصر کنودونتی در زیست زون های فرازین تیره $CAI=4$ (11-a)، در فامنین رنگ روشن $CAI=1.5-2$ (11-b,c) و در کربنیفر مجدداً رنگ تیره $CAI=5-5.5$ (11-d,e) را نشان می دهند که این تغییرات اندیس رنگ حاکی از بلوغ بافتی و احتمال حضور هیدروکربور در فامنین نسبت به فرازین و کربنیفر می باشد.

کلید واژه: دونین، کربنیفر، برش انارک، زیست زون های کنودونتی، ریز رخساره کنودونتی.

۱- مقدمه

مطالعه تغییرات زیستی و زمانی مرز دونین-کربنیفر از موضوعات مهم و جالب توجه است که توجه محققین بسیاری را در گوشه و کنار جهان به خود جلب نموده و تاکنون پژوهش‌های زیادی در زمینه سنگ‌شناسی، رسوب‌شناسی و فسیل‌شناسی این مرز در نقاط مختلف جهان انجام گرفته است. در این مرز و کمی قبل از آن یک حادثه زیستی به نام هنگنبرگ برای موجودات جهان (به‌خصوص موجودات دریایی) رخ داده است [۴، ۵، ۶، ۷، ۸، ۹، ۱۱، ۱۲، ۱۶، ۱۷، ۱۸، ۱۹، ۵۸، ۵۹، ۶۰، ۶۱، ۸۴، ۱۰۷، ۱۰۸]. حادثه هنگنبرگ که با انقراض شدید تاکساها مشخص می‌شود، باعث انقراض حدود ۴۵٪ از جنس‌ها و حدود ۲۰٪ از گروه‌ها و خانواده‌های مختلف فسیلی گردیده است [۹۵، ۹۷]. در این حادثه فونای پلاژیک و همی‌پلاژیک نسبت به فونای بتیک، بیشتر تحت تاثیر قرار گرفتند. تقریباً ۵۰٪ از گونه‌های استراکدهای پلاژیک و همی‌پلاژیک در مرز D/C از بین رفته‌اند [۱۰۷]. انقراض بزرگی در تریلوبیت‌ها، براکیوپودها و آمونوئیدها، فرامینیفرها و مهره‌داران و کنودونت‌ها صورت گرفته و به میزان کمتر بر روی بریوزوئرها و دوکفه‌ای‌ها مؤثر بوده است. میزان انقراض نسبی آمونوئیدها در این حادثه حدود ۸۵٪ است [۱۶]. انقراض اصلی در میان کنودونت‌ها در فاز اصلی این حادثه رخ می‌دهد و کنودونت‌های پلاژیک تا ۷۲٪ و کنودونت‌های نکتوتیتیک بیش از ۵۰٪ منقرض شده‌اند و پالماتولپیدها و ایکرویدها (بجز چند گونه خاص از پالماتولپیدها) در اواخر فامنین، به طور کلی از بین می‌روند [۱۱۱]. استروماتوپوریدها در فاز اصلی این حادثه به طور کامل از بین رفته‌اند [۱۰۸] و ریف‌های میکروبیال و متازوئن به صورت کامل منقرض شده‌اند [۶۰]. مطالعه مرز دونین-کربونیفر و حادثه‌ی زیستی هنگنبرگ در ایران توسط افراد مختلف مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است. بهرامی و یزدی (۱۳۹۱)، نیز مطالعاتی بر روی حادثه هنگنبرگ و مرز D/C در ایران مرکزی (برش‌های قلعه کلاغو، حوض دوره ۱ و ۲) انجام داده که منجر به شناسایی ناپیوستگی در این مرز و نبود دو زیست‌زون کنودونتی *M. praesulcata Zone* و *U. praesulcata Zone* از آخرین زیست‌زون‌های فامنین پسین گردید، ضمن اینکه انقراض زیستی هنگنبرگ را مرتبط با زون آنوکسیک در حاشیه‌های شمالی و جنوبی نواحی پلت فرمی پالئوتتیس بر اثر تقویت نیروهای بالارونده ناشی از بادهای دائمی حاصل از نیروی کوریولیس دانسته‌اند [۲]. براری و همکاران (۱۳۹۱) در برش سیمه کوه در البرز شرقی، شروع کربونیفر را منطبق بر لایه‌های شیل تیره غنی از مواد آلی و آهک‌هایی نازک لایه و تیره رنگ و حضور آن‌ها را به حداکثر بالآمدگی سطح آب دریا نسبت داده و منطبق بر حادثه جهانی هنگنبرگ دانسته‌اند [۱]. پرویزی و همکاران (۱۳۹۹) حادثه هنگنبرگ و مرز دونین-کربونیفر در برش تیل آباد (البرز شرقی) را منطبق بر یک لایه شیل تیره زغالی با ضخامت حدود ۳ سانتی‌متر دارای ورقه‌های نازک ژپسی معادل *Middle Praesulcata* (Ziegler and Sandberg 1990) دانسته‌اند [۳].

برش انارک از جمله برش‌های پرفسیل زمان دونین میانی-کربونیفر پیشین به شمار می‌رود که دارای فسیل‌های گونیاتیت، کنودونت، براکیوپود، تتناکولیت، تریلوبیت و فرامینیفر می‌باشد [۱۰۹]. بهرامی و همکاران (۲۰۱۹) کنودونت‌های سازند بهرام در برش انارک را مطالعه نموده‌اند [۱۳]. لون و گورگیج (۲۰۰۶) در ناحیه‌ی انارک با بررسی رسوبات کربونیفر بالا (قلعه و آبشنی) و پرمین زیرین (شامل سازندهای زلدو، تیغه معدنو، باغ ونگ و جمال) بر اساس فونای فرامینیفری،

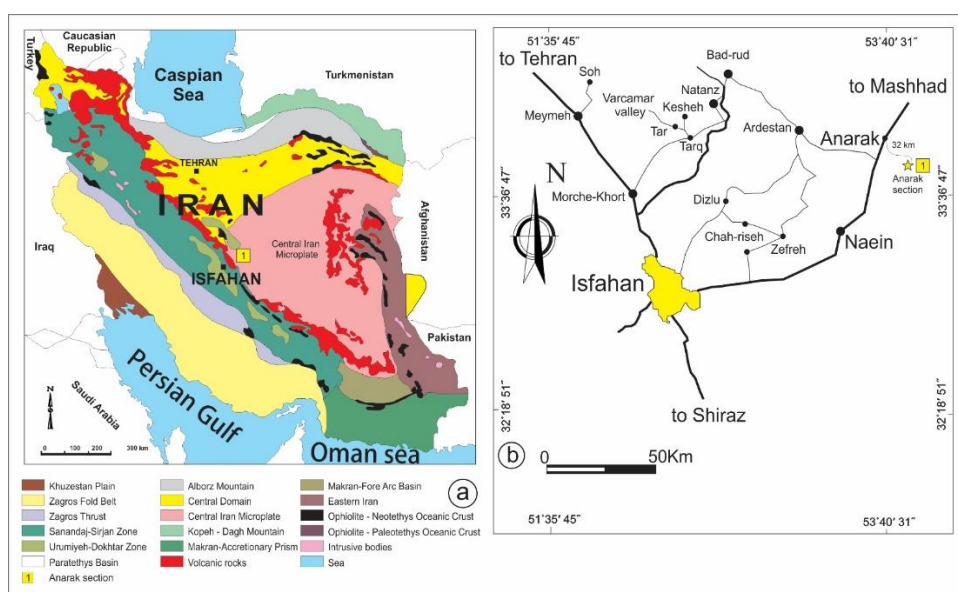
¹⁵ Bahrami et al., 2019

¹⁶ Leven and Gorgij, 2006

برش انارک را برشی کامل در ایران برای مطالعه در زمان‌های مذکور دانسته و معتقدند علی‌رغم برخی ویژگی‌های خاص، مجموعه فوزولیناهای قزلین و آسلین کاملاً مطابق با برش‌های اروپای شرقی است؛ که همگی نشان‌دهنده‌ی اتصال آزاد بین حوضه‌ی مرکزی و شرقی ایران، البرز و حوضه‌ی اصلی پالئوتتیس می‌باشد [۶۹]. این تحقیق به بررسی کنودونت‌های دونین پسین-کربنیفر با تأکید بر مرز دونین-کربنیفر در برش انارک و تغییرات رخساره‌های زیستی در حادثه‌ی هنگنبرگ می‌پردازد.

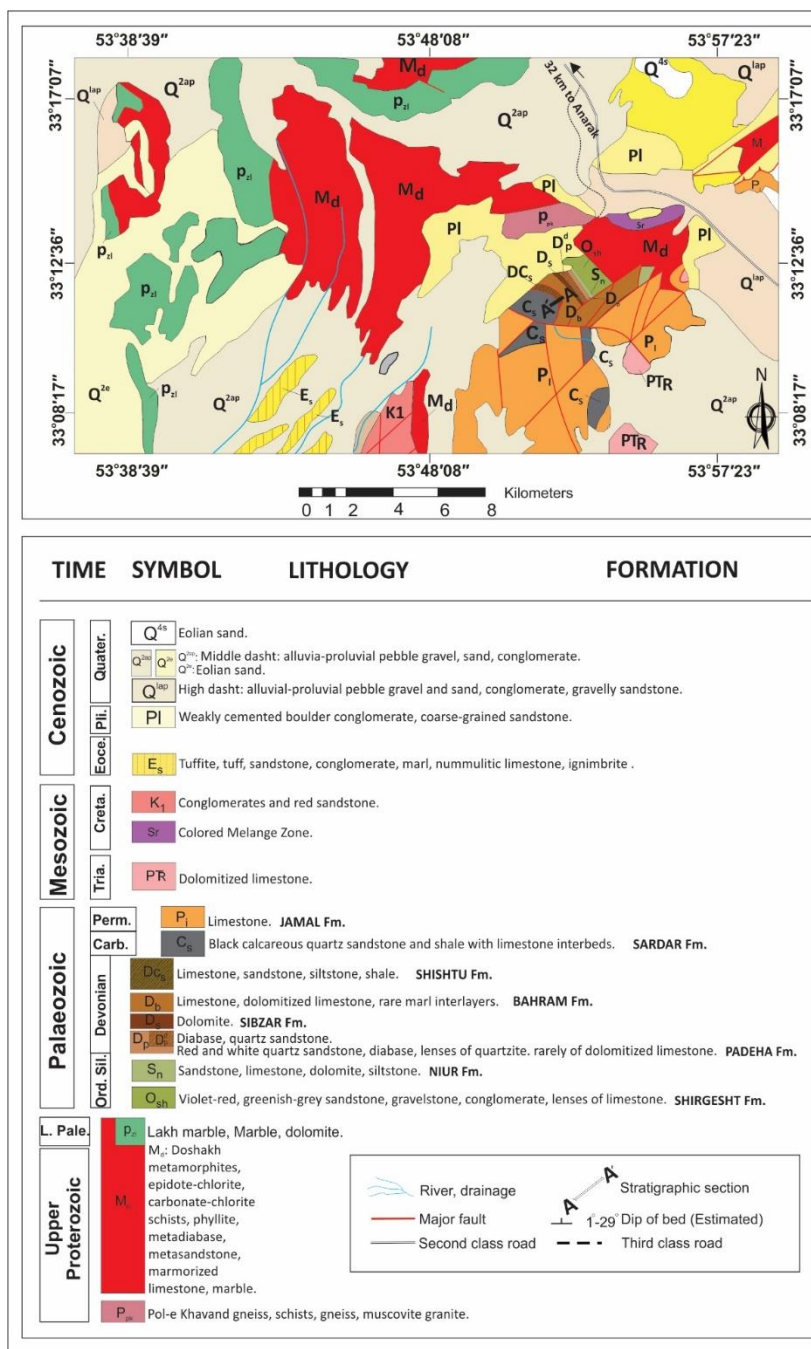
۲- موقعیت برش انارک

برش مورد مطالعه در ۳۲ کیلومتری جنوب شرق انارک و شرق ارتفاعات دوشاخ در منطقه‌ی ای تحت عنوان بند عبدالحسین و حدود ۱۸۰ کیلومتری شمال شرق اصفهان قرار دارد. در این ناحیه نهشته‌های رسوبی پالئوزوئیک به صورت ناپیوسته آذرین پی بر روی مرم‌های منسوب به لاج با سن کامبرین زیرین قرار گرفته‌اند. شارکوفسکی و همکاران (۱۹۸۴)^{۱۷} بر پایه حضور آرکتوسیاتیدهای موجود در این مرم‌ها، سن کامبرین زیرین را برای این بخش در نظر گرفته‌اند [۹۶]. توالی نهشته‌های پالئوزوئیک در برش بند عبدالحسین شامل سازندهای شیرگشت، نیور، پادها، سببزار، بهرام، شیشتو، قلعه، آب شنی (سررد ۲، ۱)، زلدو، تیغه معدنو، باغ ونگ و جمال می‌باشند که مجموعاً با ضخامتی در حدود ۱۲۰۰ متر بدنه اصلی پالئوزوئیک این ناحیه را تشکیل می‌دهند. برش انارک در ورقه ۱/۱۰۰/۰۰۰ انارک به شماره ۶۷۵۶ قابل دسترس بوده [۱۰۲]. مختصات قاعده برش $33^{\circ}10'44.79''N$; $53^{\circ}52'23.83''E$ و رأس برش $33^{\circ}10'33.78''N$; $53^{\circ}52'22.90''E$ در رخنمون نمونه برداری شده می‌باشد (اشکال ۱ و ۲).



شکل ۱- (a) زون‌های ساختمانی ایران [۲۲]، (b) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش انارک [۱۴].

¹⁷ Sharkovski et al., 1984



شکل ۲- نقشه ی زمین شناسی محدوده مورد مطالعه از نقشه با مقیاس ۱/۱۰۰/۰۰۰ انارک (اقتباس از سوساو و همکاران، ۲۰۰۰).

۳- روش مطالعه

پس از بررسی و مشاهدات صحرایی در برش انارک، رخنمون با ضخامت ۱۷۸ متر شامل بخش بالایی سازند بهرام، سازند شیشتو و سازند قلعه (سردرا)، و ثبت ساخت‌های رسوبی و ویژگی‌های سنگ شناسی، تعداد ۵۶ نمونه جهت بررسی فون-های کنودونتی برداشت گردید. مطالعات آزمایشگاهی شامل خرد کردن، انحلال و شستشوی نمونه‌ها با اسید استیک، جدا سازی به وسیله جدایش دستی در زیر میکروسکوپ بینوکولار، آماده سازی استاپ و چسباندن کنودونت‌ها بر روی پایه آلومینیومی، تعیین اندیس تغییر رنگ کنودونت‌ها به کمک جداول استاندارد [۴۱]، تهیه عکس SEM، نام گذاری و شناسایی کنودونت‌ها و زون‌بندی زیستی آن‌ها بر اساس منابع جهانی (سندبرگ و همکاران، ۱۹۷۸؛ زیگلر و سندبرگ، ۱۹۹۰؛

¹⁸ Sandberg et al., 1978

هارتنفلس، ۲۰۱۱؛ کورادینی و همکاران، ۲۰۱۶؛ اسپالتا و همکاران، ۲۰۱۷) انجام گردید. در نهایت با تعیین تغییرات سطح آب دریا بر اساس فونای کنودنتی، رخساره‌های کنودنتی و انطباق آن‌ها با منحنی تغییرات سطح آب جهانی، میزان تطابق سطح آب در برش مورد مطالعه با سطح آب جهانی بررسی و مقایسه گردید.

۴- بحث

۴-۱- سنگ چینه نگاری

بر طبق مشاهدات و مطالعات صحرایی رخنمون مورد مطالعه در برش انارک شامل سازندهای بهرام، شیشتو و قلعه (سردر) می باشد. مرز زیرین سازند بهرام با دولومیت سبزار بصورت تدریجی و مرز فوقانی آن با سازند شیشتو بصورت ناپیوسته همشیب می باشد. مرز فوقانی سازند شیشتو با سازند قلعه (سردر) نیز ناپیوسته و همشیب می باشد. با بررسی رخساره های سنگی و ویژگی های سنگ شناسی ۵ واحد سنگ چینه‌ای تفکیک گردید (شکل ۳).

واحد ۱- آهک‌های خاکستری رنگ متوسط تا ضخیم لایه دارای بقایای بازوپایان، بریوزوئر، شکم پایان و ریز بقایای مهره داران می باشد. (ضخامت ۱۵ متر، نمونه های A1-A6).

واحد ۲- آهک‌های سفید تا خاکستری نودولار با میان لایه‌های نازک شیل قرمز که به تدریج به سمت بالا به میزان شیل-های قرمز اضافه شده و مجدداً در بخش بالایی به آهک خاکستری اسکلتی (خرده های بازوپایان، انکوئید، بقایای اسفنج ها) تبدیل می گردد (ضخامت ۳۰ متر و شامل نمونه های A7-A29).

واحد ۳- آهک نودولار قرمز رنگ مارنی نازک لایه دارای مرجان های انفرادی، شکم پایان، بازوپایان و دوکفه‌ای ها، در بخش بالایی این واحد یک لایه غنی از کرینوئید و لایه حدوداً ۲۰ سانتی متری حاوی آمونوئید می باشد (ضخامت ۶۸ متر، نمونه های A30-A48).

واحد ۴- آهک برشی شده سفید رنگ و دولومیتی شده که میزان فسیل در این واحد بسیار اندک است و بعضاً خرده های براکیوپود و دوکفه‌ای مشاهده می گردد (ضخامت ۲۷ متر، A49-A50).

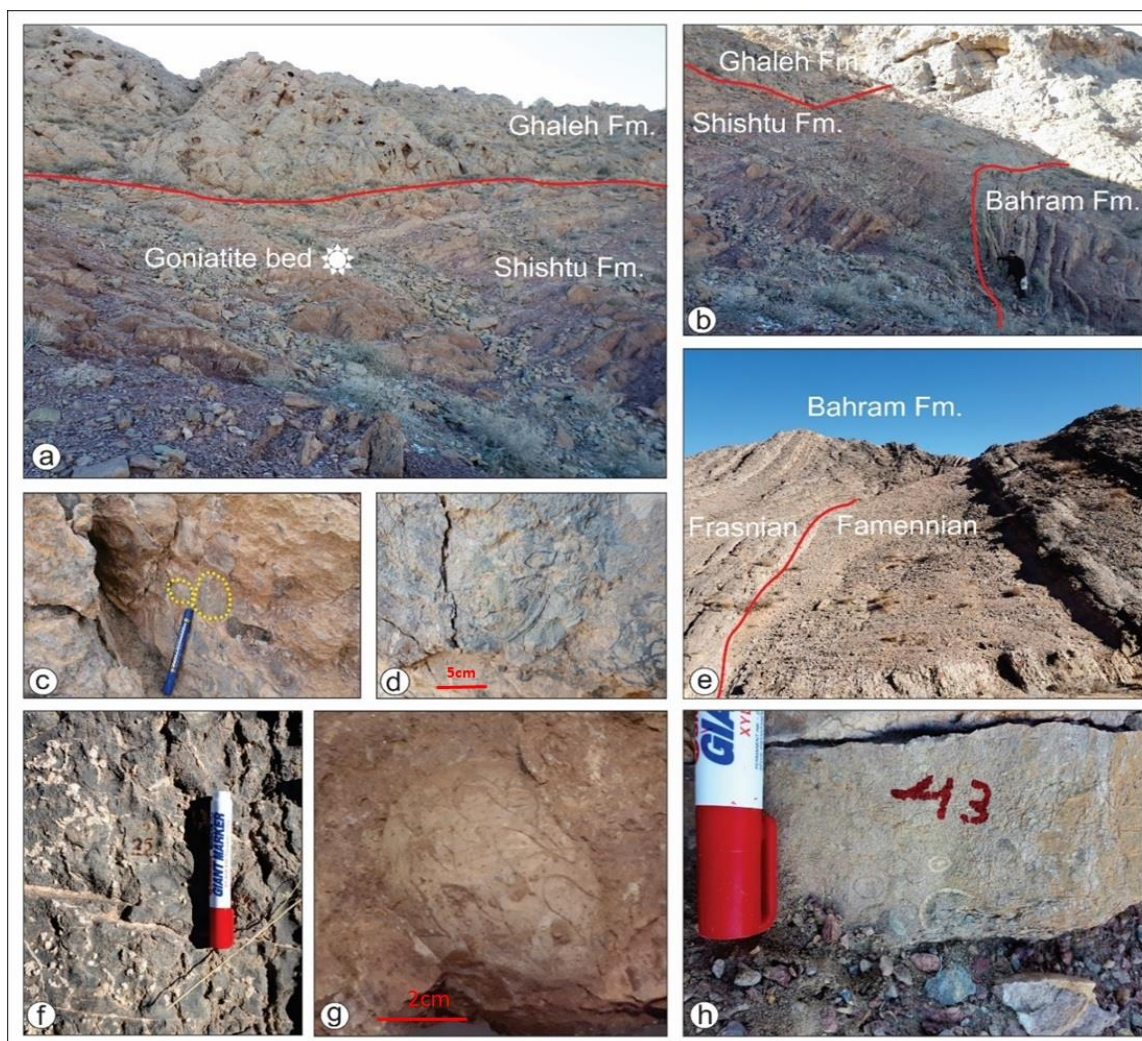
واحد ۵- آهک خاکستری فسیل‌دار که عمدتاً شامل خرده های اسکلتی دوکفه ای ها، و فرامینیفر فراوان می باشد (ضخامت ۳۸ متر، A51-A56).

¹⁹ Ziegler and Sandberg, 1990

²⁰ Hartenfels, 2011

²¹ Corradini et al., 2016

²² Spalletta et al., 2017



شکل ۳- (a) مرز سازند شیشتو و سازند قلعه (سردر) و محل افق گونیا تیت دار (b) مرز سازند های بهرام، شیشتو و قلعه (سردر) (c) آهک های برشی شده در قاعده سازند قلعه (d) آهک اسکلتی (بیوکلاستی) سازند قلعه (سردر) (e) مرز فرازین-فامنین در سازند بهرام (تبدیل آهک‌های خاکستری پرفسیل به آهک‌های مارنی نودولار سفید تا خاکستری رنگ با میان لایه‌های نازک شیل قرمز) (f) آهک خاکستری فسیل دار در بخش بالایی سازند بهرام (g) افق گونیا تیتی در رأس سازند شیشتو و (h) آهک خاکستری فسیل دار دارای مرجان در بخش بالایی سازند شیشتو.

۴-۲- زیست زون های کنودونتی

اگرچه تعداد عناصر کنودونتی بدست آمده از هر نمونه حدود ۴ تا ۵ کیلوگرمی حداکثر تا ۳۰ عدد در نمونه A29 می باشد و همچنین عدم وجود برخی از گونه‌های کنودونتی شاخص آب های عمیق که در زیست زون بندی های جهانی (هارتفلس، ۲۰۱۱؛ اسپالتا، ۲۰۱۷) مورد استفاده قرار گرفته است، از گستره کنودونت های عمدتاً مربوط به رخساره های کم عمق جهت تفکیک زیست زون ها استفاده گردید.

در مجموع از مطالعه فونای بدست آمده ۶۷ گونه متعلق به ۱۸ جنس: *Pseudopolygnathus*، *Polygnathus*، *Gnathodus*، *Branmehla*، *Alternognathus*، *Scaphygnathus*، *Mehlina*، *Palmatolepis*، *Icriodus*، *Bispathodus*، *Pelekysgnathus*، *Locheria*، *Ancyrognathus*، *Idiognathodus*، *Declinognathous*، *Protognathodus*، *Clydagnathus*، *Rhachistognathus* شناسایی گردید. با توجه به گستره سنی گونه‌های کنودونتی تعداد ۲۲ زون زیستی شناسایی گردید

که از این تعداد ۱۵ زیست زون مربوط به دونین پسین (فرازنین پسین-فامنین) و ۷ زیست زون مربوط به کربنیفر (می-سی-سی-پین-پنسیلوانین) می باشد (شکل ۴ و ۵).

***Palmatolepis winchelli* to *Ancyrognathus ubiquitous* zones (A2-A6)**

نام‌گذاری این زیست زون بر اساس حضور گونه‌های *Palmatolepis winchelli* و *Ancyrognathus ubiquitous* و *Palmatolepis bogartensis* (Girard et al. 2005) صورت گرفته است که این گونه ها در رخنمون مورد مطالعه یافت نگردید؛ ولی با توجه به آخرین حضور گونه‌های کنودونتی *Polygnathus cf. politus* Ovanatanova 1969 و *Polygnathus webbi* Stauffer, 1938 و *cf. alatus* Huddle 1934 (در نمونه A6) که از گونه های کنودونتی مهم در شناسایی مرز فرازنین-فامنین می باشند و همگی در *linguiformis Zone* منقرض می‌شوند (زیگلر و سندبرگ، ۱۹۹۶، ۲۰۰۰؛ اوناتانوا و کونونوا، ۲۰۰۱، ۲۰۰۸؛ بولتینک، ۲۰۰۳). مجموعه کنودونتی در این زیست زون متعلق به فرازنین بالایی (*Upper rhenana-linguiformis*) است و معادل زیست زون های *Palmatolepis winchelli* to *Ancyrognathus ubiquitous* zones می‌باشد. مرز فرازنین/ فامنین در رخنمون انارک به صورت پیوسته و بدون وقفه در رسوبگذاری است. لایه های شیل سیاه یا آهک تیره رنگ که در بیشتر برش‌های دریایی جهان دیده می شوند (کارمیچل و همکاران، ۲۰۱۹) در مرز مذکور مشاهده نگردید. کنودونت‌های دیگر همراه این بایوزون *Polygnathus aequalis* و *Polygnathus cf. xylus* می‌باشد.

***Palmatolepis triangularis* Zone (A7-A9)**

بر اساس مطالعات اسپالتا و همکاران (۲۰۱۷) قاعده فامنین با زیست زون *Palmatolepis subperlobata* Zone که منطبق با پایتترین قسمت *Lower triangularis Zone* است، منطبق می‌باشد و با اولین ظهور گونه *Palmatolepis subperlobata* مشخص می‌شود. در رخنمون مورد مطالعه گونه *Palmatolepis subperlobata* مشاهده نگردید و در نتیجه مرز زیرین این زیست زون با اولین ظهور *Palmatolepis triangularis* Sannemann 1955a در نمونه A7 مشخص می گردد. از دیگر گونه‌های کنودونتی مطالعه شده در این بایوزون *Polygnathus aspelundi*، *Polygnathus brevilaminus* می‌باشند که در این بایوزون ظهور یافته‌اند.

***Palmatolepis delicatula platys* to *Palmatolepis minuta minuta* zones (A10-A13)**

زیست زون *Palmatolepis delicatula platys* Zone که منطبق با زیست زون *Middle triangularis* Zone Ziegler and Sandberg 1990 می‌باشد، با اولین حضور گونه‌ی *Pelekysgnathus inclinatus* Thomas, 1949 با گستره سنی *Middle triangularis* to *Upper praesulcata* و *Ancyrognathus sinelaminus* (Branson and Mehl, 1934a) با گستره سنی *Middle triangularis* into the *Uppermost crepida* مشخص می شود (سندبرگ و دریسن، ۱۹۸۴؛ زیگلر و سندبرگ،

²³ Ovnatanova and Kononova 2001; 2008

²⁴ Bultynck, 2003

²⁵ Carmichael et al., 2019

²⁶ Sandberg and Dreesen, 1984

۱۹۹۰؛ هانگ و گانگ، ۲۰۱۶). اولین حضور گونه *Palmatolepis perlobata perlobata* Ulrich and Bassler 1926 در A12 یکی دیگر از گونه‌های مهم در تشخیص حد پائین این زیست زون است دیگر گونه‌های همراه شامل دو گونه‌ی ذیل است:

Icriodus alternatus alternatus, *Icriodus alternatus helmi*

***Palmatolepis crepida* Zone (A14-A15)**

این زیست زون معادل *Lower crepida* (Ziegler and Sandberg 1990) می‌باشد. بر اساس اسپالتا و همکاران (۲۰۱۷)، مرز زیرین این زیست زون با نخستین حضور گونه‌ی *Palmatolepis minuta loba* Helms, 1963 مشخص می‌شود که سن آن از *base of the crepida Zone to rhomboidea Zone* (Spalletta et al. 2017) می‌باشد. در انتهای این زیست زون *Icriodus alternatus helmsi* Sandberg and Dreesen 1984 منقرض می‌گردد. از دیگر گونه‌های کنودونتی مطالعه شده در این زیست زون: *Icriodus alternatus alternatus*, *Polygnathus cf. communis communis* می‌باشد.

***Palmatolepis termini* Zone (A16)**

این زیست زون معادل با *Middle crepida* (Ziegler and Sandberg 1990) می‌باشد. مرز زیرین آن با اولین حضور گونه‌ی *Polygnathus semicostatus* Branson and Mehl, 1934a در نمونه A16 مشخص می‌شود (جی و زیگلر، ۱۹۹۳). گستره سنی گونه‌ی *Polygnathus semicostatus* از زیست زون *Palmatolepis termini* Zone تا زیست زون *ultimus* Zone است (اسپالتا و همکاران، ۲۰۱۷). از دیگر گونه‌های کنودونتی مطالعه شده در این بایوزون *Icriodus alternatus alternatus*, *Palmatolepis minuta loba*, *Polygnathus cf. communis communis* هستند.

***Palmatolepis glabra pectinata* to *Palmatolepis rhomboidea* zones (A17-A18)**

مرز زیرین این زیست زون با اولین حضور گونه‌ی شاخص *Palmatolepis glabra pectinata* Ziegler 1962b M1 (Sandberg and Ziegler 1973 و Sandberg 1973) و گونه‌ی *Palmatolepis quadrantinodosalobata* Sannemann 1955a M1 (Ziegler 1973 and Sandberg 1973) در نمونه A17 مشخص می‌گردد. آخرین حضور گونه‌ی *Icriodus alternatus alternatus* نیز مربوط به قسمت بالایی این زیست زون در نمونه A18 است (بولتینک، ۲۰۰۳؛ اسپالتا و همکاران، ۲۰۱۷). از دیگر گونه‌های کنودونتی مطالعه شده در این بایوزون شامل:

Polygnathus. cf. communis communis, *Polygnathus padovani*, *Polygnathus cf. subnormalis*, *Palmatolepis minuta minuta*

***Palmatolepis gracilis gracilis* Zone (A19)**

این زیست زون منطبق بر زیست زون *Upper rhomboidea Zone* معرفی شده توسط زیگلر و سندبرگ، ۱۹۹۰ می‌باشد. اولین حضور گونه‌های *Palmatolepis gracilis gracilis* و *Polygnathus triphyllatus* و *Bispathodus stabilis vulgaris*

²⁷ Huang and Gong, 2016

²⁸ Ji and Ziegler, 1993

در (A19) منطبق بر مرز زیرین زیست زون *Palmatolepis gracilis gracilis Zone* می‌باشد (متزگر، ۱۹۹۴؛ کلایپر و زیگلر، ۱۹۷۹؛ اسپالتا و همکاران، ۲۰۱۷). کنودونت‌های دیگر این بایوزون شامل:

Polygnathus semicostatus, *Palmatolepis glabra pectinata*, *Palmatolepis minuta minuta*, *P. subnormalis*, *Mehlina strigosa*, *Icriodus cornutus*, *Polygnathus inconinnus*

Palmatolepis marginifera Zone (A20)

مرز زیرین این زیست زون منطبق بر اولین حضور گونه‌ی *Palmatolepis perlobata maxima* Müller 1956 در نمونه A20 است که گستره سنی این گونه بر اساس (جی و زیگلر، ۱۹۹۳؛ اسپالتا و همکاران، ۲۰۱۷) از *Upper marginifera Zone* تا *Lower expansa Zone* است. همچنین گونه‌ی مهم دیگر شاخص *Polygnathus triphyllatus* Helms, 1961 در این زیست زون منقرض می‌شود (اسپالتا و همکاران، ۲۰۱۷). سایر گونه‌های همراه شامل:

Bispathodus stabilis vulgaris, *Palmatolepis gracilis gracilis*, *Palmatolepis minuta minuta*, *Polygnathus semicostatus* *Icriodus cornutus*

Scaphignathus velifer velifer to Palmatolepis rugose trachytera zones (A21)

مرز زیرین این زیست زون با اولین حضور گونه‌های شاخص *Scaphignathus velifer velifer* Helms 1959 و *Scaphignathus velifer leptus* Ziegler and Sandberg 1984 در نمونه A21 تعیین می‌گردد. این زیست زون معادل زیست زون *Uppermost marginifera Zone* معرفی شده توسط (زیگلر و سندبرگ، ۱۹۹۰) می‌باشد که توسط (اسپالتا و همکاران، ۲۰۱۷) به عنوان زیست زون *Scaphignathus velifer velifer* معرفی شده است. سایر گونه‌های همراه به شرح ذیل می‌باشد:

Polygnathus perplexus, *Polygnathus granulosus*, *Alternognathus regularis regularis*, *Polygnathus nodocostatus*, *Branmehla bohlenana*, *Bispathodus stabilis vulgaris*, *Palmatolepis perlobata maxima*, *Mehlina strigosa*, *Polygnathus semicostatus*

Pseudopolygnathus granulosus Zone (A22)

مرز زیرین این زیست زون با اولین حضور گونه‌های *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* Ziegler, 1962a, و *Bispathodus stabilis stabilis* (Branson and Mehl, 1934a) [M2] می‌گردد و مرز فوقانی با آخرین حضور *Icriodus cornutus* Sannemann 1955b, *Palmatolepis minuta minuta* Branson and Mehl 1934a, *Scaphygnathus velifer velifer* Helms 1959 در نمونه A22 می‌باشد. زیست زون *Pseudopolygnathus granulosus Zone* معادل زیست زون قدیمی و پیش تر شناخته شده *Upper trachytera Zone* می‌باشد (بولتینک، ۲۰۰۳؛ جی و زیگلر، ۱۹۹۳؛ زیگلر و سندبرگ، ۱۹۸۴؛ اسپالتا و همکاران، ۲۰۱۷). از دیگر کنودونت‌های این زیست زون *Bispathodus stabilis vulgaris*, *Mehlina strigosa* را می‌توان نام برد.

Polygnathus styriacus to Palmatolepis gracilis manca zones (A23)

این ایتروال (زیست زون بینایی) زون فاقد کنودونت‌های شاخص می‌باشد و بر اساس زیست زون‌های زیرین و فوقانی تفکیک گردیده است، البته گونه کنودونتی شاخص *Scaphygnathus velifer leptus* Ziegler and Sandberg, 1984 در

²⁹ Metzger, 1994

³⁰ Klapper and Ziegler, 1979

نمونه A23 منقرض می‌شود. در حقیقت این گونه گستره سنی از *Scaphignathus velifer velifer* Zone تا *Palmatolepis gracilis manca* Zone را دارا می‌باشد (اسپالتا و همکاران، ۲۰۱۷).

سایر فون‌های همراه شامل:

Bispathodus stabilis stabilis, *Branmehla bohlenana*, *Palmatolepis gracilis sigmoidalis*

***Palmatolepis gracilis expansa* Zone (A24)**

این زیست‌زون معادل زیست‌زون *Lower expansa* Zone معرفی شده توسط زیگلر و سندبرگ، ۱۹۹۰ است. مرز زیرین این زیست‌زون توسط دو گونه شاخص کنودونتی *Bispathodus jugosus* (Branson and Mehl, 1934a) و *Palmatolepis gracilis expansa* Sandberg and Ziegler, 1979 تعیین می‌گردد. گستره سنی هر دو گونه از *Palmatolepis gracilis expansa* تا *Bispathodus ultimus* می‌باشد (اسپالتا و همکاران، ۲۰۱۷). سایر فون‌های همراه شامل:

Clydagnathus ormistoni, *Bispathodus bispathodus*, *Bispathodus stabilis stabilis*.

***Bispathodus aculeatus aculeatus* Zone (A25)**

این زیست‌زون معادل زیست‌زون *Middle expansa* Zone معرفی شده توسط زیگلر و سندبرگ، ۱۹۹۰ است. مرز زیرین این زیست‌زون با اولین حضور گونه‌ی شاخص *Bispathodus aculeatus aculeatus* (Branson and Mehl, 1934a) گستره سنی این گونه بر اساس مطالعات لین و همکاران، ۱۹۸۰^{۳۱} و توسط زیگلر و سندبرگ، ۱۹۸۴ از *Middle expansa* تا *Zone texanus* می‌باشد. در این زیست‌زون گونه‌ی *Clydagnathus ormistoni* Beinert et al. 1971 نیز منقرض می‌گردد.

***Bispathodus costatus* Zone (A26)**

مرز زیرین این زیست‌زون با اولین حضور گونه‌ی شاخص *Bispathodus costatus* Branson 1934 M1 Ziegler and Sandberg 1984 مشخص می‌شود. سایر گونه‌های همراه شامل:

Bispathodus bispathodus, *Bispathodus spinulicostatus*, *Pseudopolygnathus* cf. *primus*, *Polygnathus communis collinsoni*, *Bispathodus jugosus*, *Palmatolepis gracilis expansa*, *Polygnathus perplexus*, *Bispathodus* cf. *costatus*

***Bispathodus ultimus* Zone (A27-A29)**

این زیست‌زون معادل *Upper expansa* و *praesulcata* zones و *costatus-kockeli* Interregnum معرفی شده توسط کایسر و همکاران، ۲۰۰۹^{۳۲} است. مرز زیرین این زیست‌زون با اولین حضور *Bispathodus ultimus* (Bischoff, 1957) مشخص می‌شود که گستره سنی آن بر اساس (Ziegler and Sandberg 1984) از *Upper expansa* تا *Middle praesulcata* است. دیگر گونه‌های کنودونتی مطالعه شده در این زیست‌زون شامل:

Bispathodus spinulicostatus, *Pseudopolygnathus* cf. *primus*, *Bispathodus aculeatus aculeatus*, *Polygnathus communis collinsoni*, *Bispathodus costatus*, *Bispathodus bispathodus*, *Palmatolepis gracilis expansa* مرز بالایی زیست‌زون *Bispathodus ultimus* Zone بر اساس زون‌بندی‌های استاندارد کورادینی، ۲۰۱۶ و اسپالتا و همکاران، ۲۰۱۷ باید با اولین حضور *Protognathodus kockeli* و یا بر اساس سندبرگ و همکاران، ۱۹۷۸ با حضور گونه

³¹ Lane et al., 1980

³² Kaiser et al., 2009

Siphonodella praesulcata مشخص گردد، ولی با توجه به عدم حضور دو گونه مذکور در برش انارک این برش فاقد زون زیستی *praesulcate Zone* می‌باشد.

?Protognathodus kockeli - L. Siphonodella crenulata zones (A30-A32)

مرز زیرین این زیست زون با اولین حضور گونه ی *Siphonodella sulcata* مشخص می گردد [۳۳، ۵۹، ۸۸، ۱۱۲]. اما با توجه به این که این گونه پراکندگی جغرافیایی وسیعی نداشته و در مناطق مختلف اولین ظهورشان همزمان نمی‌باشد و در بسیاری از برش های مطالعه شده جهانی نادر می باشند، لذا کورادینی و همکاران، ۲۰۱۶ گونه (= *Siphonodella bransoni* و *Siphonodella duplicate* M1) نیز گونه *Protognathodus kockeli* را که کم و بیش منطبق بر مرز D/C می باشد معرفی نموده اند [۳۳، ۷۴، ۷۵]. با توجه به این که هیچ یک از کنودونت های شاخص مذکور در برش انارک مشاهده نگردید، لذا با توجه به اولین حضور گونه‌های *Protognathodus collinsoni*, *Polygnathus inornatus*, *Polygnathus longiposticus* و گونه *Polygnathus parapetus* می‌توان مرز پایینی را تعیین نمود.

Siphonodella isosticha – U. Siphonodella crenulata to Upper Gnathodus typicus zones (A33-A35)

مرز زیرین این زیست زون بینابینی (ایتروال) با اولین حضور گونه‌های *Gnathodus delicatus*, *Gnathodus cueniformis*, *Gnathodus semiglaber*, *Gnathodus typicus* در نمونه A33 مشخص می‌شود. به دلیل ظهور *Gnathodus typicus*, Hass, 1953 و عدم وجود فون‌های کنودونتی شاخص در قاعده‌ی زیست زون *typicus Zone* تفکیک این ایتروال قابل انجام نمی باشد.

Scalignathus anchoralis-Doliognathus latus Zone (A36-A38)

مرز زیرین این زیست زون با اولین حضور *Gnathodus pseudosemiglaber* Thomson and Fellows, 1970 که دارای گستره سنی از *anchoralis-latus Zone* تا *texanus Zone* بر اساس مطالعات لین و همکاران، ۱۹۸۰؛ بلکا و کورن، ۱۹۹۴ می باشد در نمونه A35 مشخص می‌شود. دیگر کنودونت‌های همراه *Gnathodus semiglaber*, *Gnathodus typicus* هستند.

Upper Gnathodus texanus to Adetognathus unicornis zones (A38-A45)

مرز زیرین این زیست زون با اولین ظهور *Gnathodus bilineatus* و *Locheria commutata* Branson and Mehl 1941 و *bilineatus* Roundy 1926 مشخص می‌شود. هر دو گونه کنودونت مذکور به عنوان گونه های شاخص در ویزئن زیرین می باشند [۷۰، ۷۹، ۱۰۰].

Rachistognathus muricatus Zone (A46-A48)

³³ Belka and Korn, 1994

مرز زیرین این زیست زون با اولین حضور گونه‌ی *Rhachistognathus muricatus* (Dunn, 1966) تعیین می‌شود. این زون (late Serpukhovian) مرز کربونفر زیرین-بالایی (Mississippian - Pennsylvanian) را نشان می‌دهد. کنودونت‌های همراه شامل:

Gnathodus girty girty, *Gnathodus girty simplex*

مرز کربنیفر پیشین-پسین

کنودونت‌های رایج در کربونیفر پیشین شامل جنس‌های *Gnathodus*، *Lochriea* و *Cavusgnathus* می‌باشد که در آخر Serpukhovian منقرض می‌شوند و با اولین حضور جنس کنودونتی *Declinognathodus* متعلق به Bashkirian در مرز کربونیفر پیشین-پسین (Mississippian - Pennsylvanian) جایگزین می‌گردد [۲۹، ۶۶، ۶۸، ۷۸، ۸۴]. کمیسیون بین‌المللی چینه‌شناسی کربونیفر، در سال ۱۹۹۵، برش کانیون نوادا (آمریکا) را به عنوان GSSP برای مرز کربونیفر پیشین-پسین، معرفی نموده است. اولین حضور تاکسای کنودونتی شاخص *Declinognathodus noduliferus sensu lato* (شامل سه زیر گونه‌ی *Declinognathodus noduliferus noduliferus*، *Declinognathodus noduliferus inaequalis* و *Declinognathodus noduliferus japonicas*) به عنوان یک شاخص زیست چینه‌ای در تعیین مرز کربنیفر پیشین-پسین معرفی گردیده است [۱۵، ۴۳، ۶۸، ۷۷، ۷۸، ۸۳].

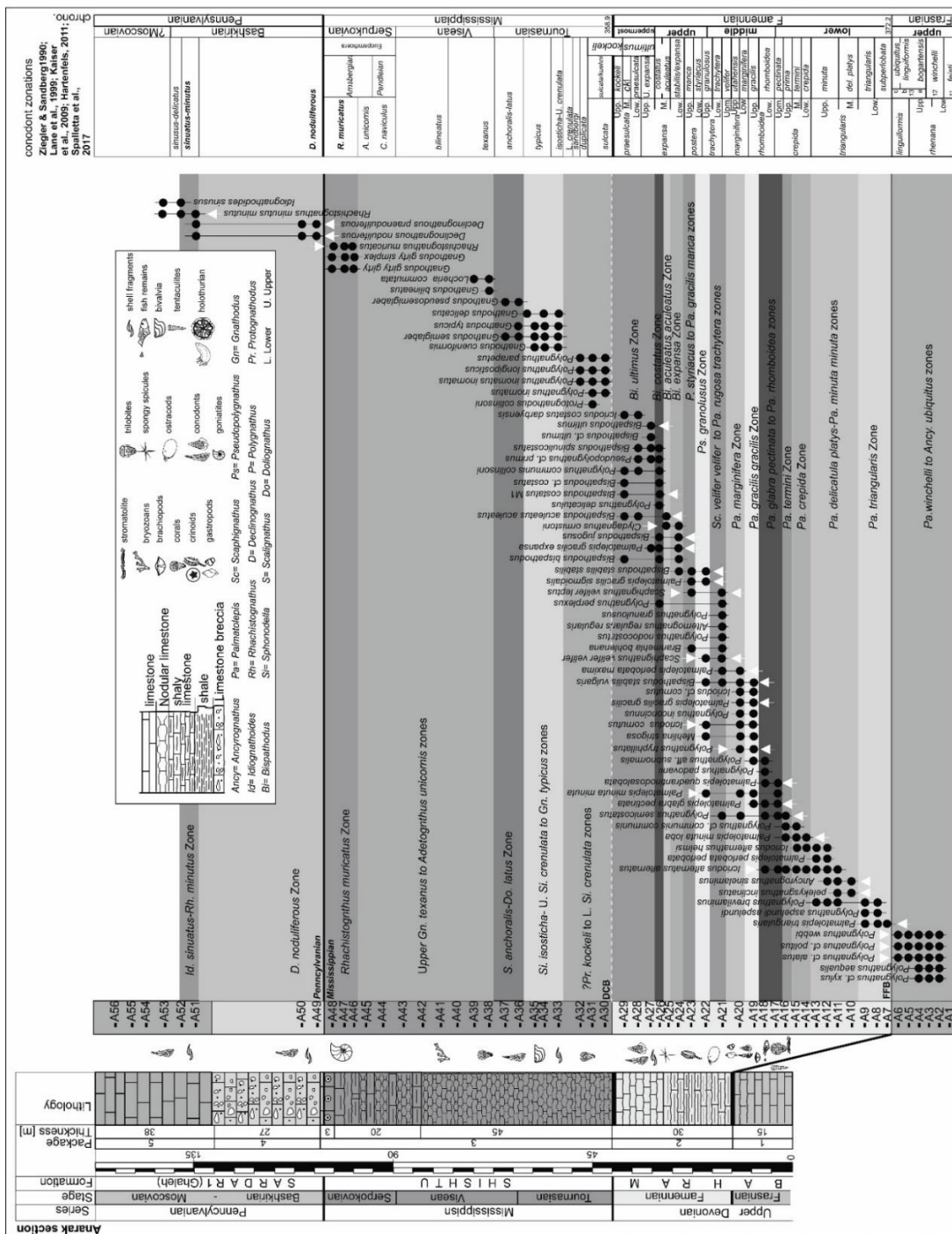
***Declinognathodus noduliferus* Zone (A49-51)**

مرز زیرین این زیست زون با اولین حضور *D. noduliferus* s.l. Ellison and Graves 1941 در نمونه A49 (در متر ۱۰۸ متری از قاعده برش) مشخص می‌شود. کنودونت‌های حاضر در متر ۱۰۸ تا ۱۳۵ متری شامل *D. noduliferus* و *Declinognathodus praenoduliferus* Nemirovskaya and Nigmatganov 1992 می‌باشند.

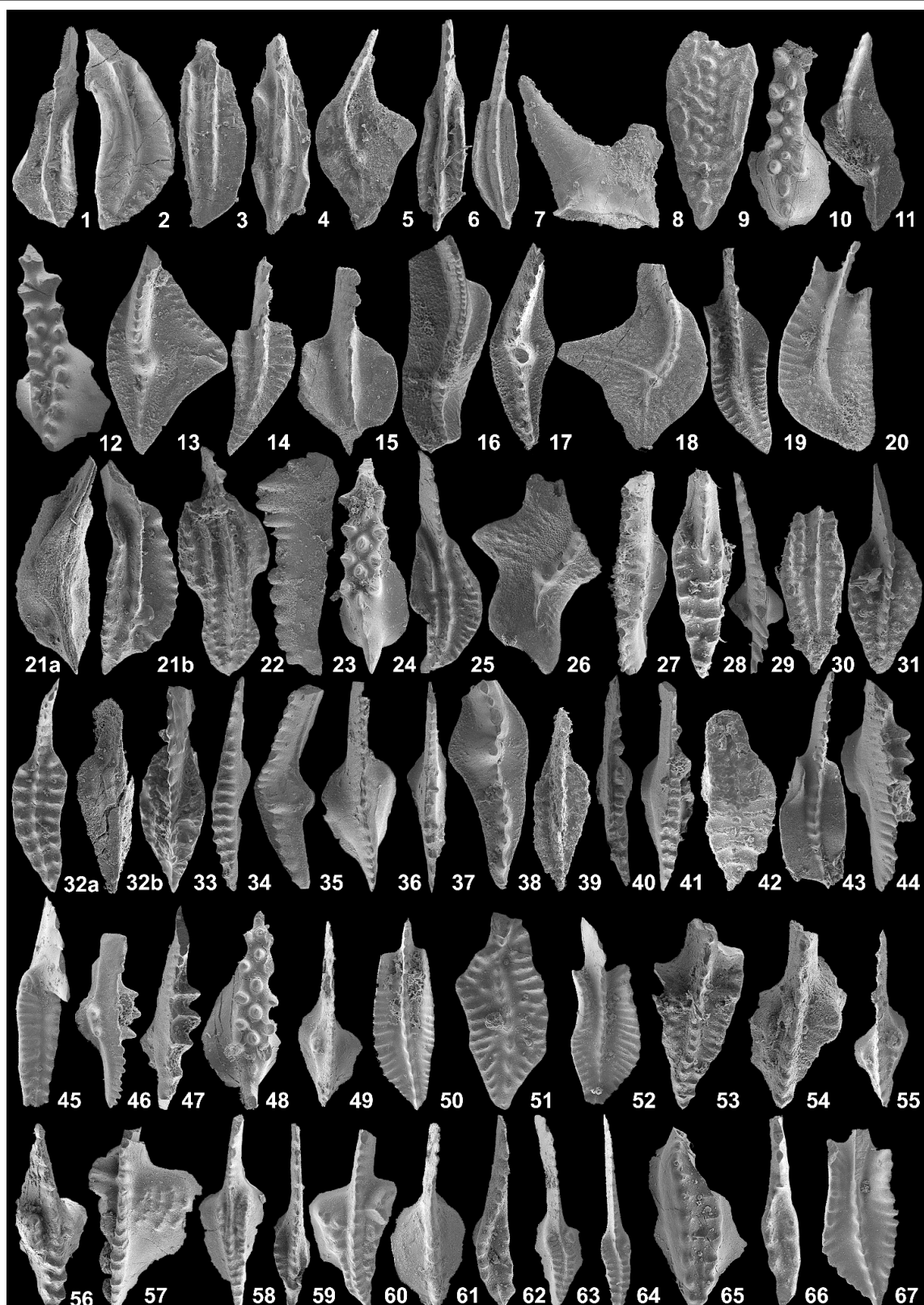
***Idiognathoides sinuatus* – *Rachistognathus minutus* Zone (A51-A53)**

این زیست زون متعلق به middle Bashkirian می‌باشد و مرز زیرین این زیست زون با اولین حضور گونه‌های *Idiognathodus sinuosus*. Ellison and *Rachistognathus minutus minutus* (Higgins and Bouckaert 1968) و Graves, 1941 مشخص می‌شود که گستره سنی آن‌ها از lower Morrowan (base of *sinuatus-minutus* Zone) در آمریکای شمالی است (وارکر و همکاران، ۱۹۹۱). این زیست زون با اولین حضور آهک‌های میکرایتی ضخیم لایه که با مرزی واضح بر روی آهک‌های برشی شده قرار گرفته است؛ همراه می‌باشد. از دیگر کنودونت‌های همراه این زیست زون *D. noduliferus* و *Declinognathodus praenoduliferus* می‌باشد.

براساس زیست زون‌های مذکور گستره سنی نهشته‌های مورد مطالعه از فرازین پسین تا کربنیفر پسین بوده و در مرز دونین-کربنیفر ناپیوستگی با محدوده سنی کوتاه قابل مشاهده می‌باشد. فونای کنودونتی مورد مطالعه دارای شباهت بسیار زیاد با حوضه طبس می‌باشد (یزدی، ۱۹۹۹، بهرامی و همکاران، ۲۰۱۱).



شکل ۴- ستون زیست چینه نگاری برش انارک بر اساس فونهای کندوتنی



شکل ۵- کنودونت‌های برش مورد مطالعه

Fig.1- *Polygnathus aequalis* Klapper and Lane, 1985; Upper view of IUMC 222, sample A4, X 289, Fig. 2- *Polygnathus alatus* Huddle, 1934; Upper view of IUMC 222, sample A4, X 289, Fig. 3- *Polygnathus* cf. *politus* Ovnatanova, 1969; Upper view of IUMC 125, sample A6, X 131, Fig. 4- *Polygnathus* cf. *xylus*

Stauffer, 1940, Upper view of IUMC 103, sample A4, X 205, Fig. 5- *Palmatolepis triangularis* Sannemann, 1955; Upper view of IUMC 101, sample A7, X 140, Fig. 6- *Polygnathus aspelundi aspelundi* Savage and Funai, 1980; Upper view of IUMC 222, sample A8, X 300, Fig. 7- *Polygnathus brevilaminus* Branson and Mehl, 1934a; Upper view of IUMC 125, sample A13, X 131, Fig. 8- *Pelekysgnathus inclinatus* Thomas, 1949; Lateral view of IUMC 124, sample A10, X 140, Fig. 9- *Ancyrognathus sinelaminus* (Branson and Mehl, 1934); Upper view of IUMC 100, sample A10, X 127, Fig. 10- *Icriodus alternathus alternathus* Branson and Mehl, 1934; Upper view of IUMC 105, sample A11, X 216, Fig. 11- *Palmatolepis perlobata perlobata* Ulrich and Basler, 1926; Upper view of IUMC 160, sample A12, X 143, Fig. 12- *Icriodus alternathus helmsi* Sandberg et Dreesen, 1984; Upper view of IUMC 146, sample A15, X 137, Fig. 13- *Palmatolepis minuta loba* Helms, 1963; Upper view of IUMC 167, sample A14, X 179, Fig. 14- *Polygnathus semicostatus* Branson and Mehl, 1934; Upper view of IUMC 119, sample A16, X 141, Fig. 15- *Polygnathus cf. communis communis* Branson and Mehl, 1934; Upper view of IUMC 108, sample A15, X 188, Fig. 16- *Palmatolepis glabra pectinata* Ziegler, 1962; Upper view of IUMC 207, sample A17, X 127, Fig. 17- *Palmatolepis minuta minuta* Branson and Mehl, 1934a; Upper view of IUMC 148, sample A17, X 120, Fig. 18- *Palmatolepis quadrantinodosalobata* Sannemann, 1955a; Upper view of IUMC 102, sample A17, X 161, Fig. 19- *Polygnathus padovanii*, Perri and Spalletta, 1990; Upper view of IUMC 158, sample A18, X 201, Fig. 20- *Polygnathus webbi* Stauffer 1938; Upper view of IUMC 222, sample A4, X 289, Fig. 21- *Polygnathus aff. subnormalis* Vorontsova and Kuzmin, 1984; Upper (a) and lower (b) view of IUMC 196, sample A18, X 181, Fig. 22- *Polygnathus triphylatus* Ziegler, 1960; Upper view of IUMC 170, sample A20, X 142, Fig. 23- *Mehlina strigosa* (Branson and Mehl 1934); Lateral view of IUMC 185, sample A19, X 97, Fig. 24- *Icriodus cf. cornutus* Sannemann, 1955; Upper lateral view of IUMC 139, sample A19, X 261, Fig. 25- *Polygnathus inconcinus* Kuzmin and Melnikova, 1991; Upper view of IUMC 206, sample A19, X 86, Fig. 26- *Palmatolepis perlobata maxima* Müller, 1956; Upper view of IUMC 198, sample A19, X 126, Fig. 27- *Bispathodus stablis vulgaris* (Dzik, 2006) Branson and Mehl, 1934; Upper view of IUMC 128, sample A21, X 216, Fig. 28- *Scaphignathus velifer velifer* Helms, 1959; Upper view of IUMC 125, sample A21, X 131, Fig. 29- *Branmehla bohlenana* Helms, 1959; Upper view of IUMC 155, sample A21, X 172, Fig. 30- *Polygnathus nodocostatus* Branson and Mehl, 1934; Upper view of IUMC 125, sample A21, X 131, Fig. 31- *Polygnathus granulatus* Branson and Mehl, 1934a; Upper view of IUMC 177, sample A21, X 197, Fig. 32- *Alternognathus regularis regularis* Ziegler and Andberg, 1984; Upper (a) and lower (b) views of IUMC 186, sample A21, X 123, Fig. 33- *Polygnathus perplexus* Thomas, 1949; Upper lateral view of IUMC 157, sample A21, X 201, Fig. 34- *Scaphignathus velifer leptus* Ziegler and Sandberg 1984; Upper view of IUMC 197, sample A23, X 125, Fig. 35- *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* Ziegler, 1962a; Upper-lateral view of IUMC 187, sample A22, X 122, Fig. 36- *Bispathodus stabilis stabilis* (Branson and Mehl, 1934a); Upper lateral view of IUMC 164, sample A22, X 201, Fig. 37- *Bispathodus bispathodus* Ziegler, Sandberg and Austin, 1974; Upper view of IUMC 188, sample A26, X 144, Fig. 38- *Palmatolepis gracilis expansa* Sandberg and Ziegler, 1979 Morphotyp 1; Upper view of IUMC 141, sample A24, X 201, Fig. 39- *Polygnathus delicatulus* Ulrich and Bassler, 1926; Upper view of IUMC 125, sample A26, X 131, Fig. 40- *Bispathodus costatus* (Branson, 1934) Morphotyp 1; Upper lateral view of IUMC 193, sample A25, X 108, Fig. 41- *Bispathodus jugosus* (Branson and Mehl 1934a); Upper view of IUMC 200, sample A24, X 108, Fig. 42- *Bispathodus ultimus* Bischoff, 1957; Upper view of IUMC 181, sample A27, X 138, Fig. 43- *Polygnathus communis collinsoni* Druce 1969; Upper view of IUMC 189, sample A26, X 143, Fig. 44- *Bispathodus aculeatus aculeatus* Branson and Mehl, 1934a; Upper lateral view of IUMC 175, sample A25, X 161, Fig. 45- *Clydagnathus ormistoni* Beinen, Klapper, Sandberg k Ziegler, 1971; Upper view of IUMC 222, sample A24, X 289, Fig. 46- *Pseudopolygnathus cf. primus* **Branson and Mehl, 1934b**; Upper view of IUMC 125, sample A27, X 131, Fig. 47- *Bispathodus spinulicostatus* (Branson, 1934) Morphotyp 1; Upper lateral view of IUMC 144, sample A26, X 183, Fig. 48- *Icriodus costatus darbyensis* Klapper, 1958; Upper view of IUMC 120, sample A28, X 159, Fig. 49- *Protognathodus collinsoni* Ziegler, 1969; Upper view of IUMC 222, sample A31, X 289, Fig. 50- *Polygnathus inornatus* E. R Branson, 1934; Upper view of IUMC 222, sample A30, X 289, Fig. 51- *Polygnathus tichonovitchi* Kuzmin and Melinkova, 1991; Upper view of IUMC 165, sample A13, X 201, Fig. 52- *Polygnathus parapetus* Druce, 1969; 19) Upper view of IUMC 222, sample A32, X 289, Fig. 53- *Gnathodus cuneiformis* Mehl and Thomas, 1947; Upper view of IUMC 211, sample A35, X 188, Fig. 54- *Gnathodus semiglaber* **Bischoff, 1957**; Upper view of IUMC 216, sample A35, X 178. Fig. 55- *Gnathodus typicus* Cooper, 1939; Upper view of IUMC 222, sample A36, X 289, Fig. 56- *Gnathodus pseudosemiglaber* Thomson and Fellow, 1970; Upper view of IUMC 209, sample A37, X 143, Fig. 57- *Gnathodus bilineatus* Roundy, 1926; Upper view of IUMC 213, sample A38, X 130, Fig. 58- *Gnathodus girty girty* Hass, 1953; Upper view of IUMC 214, sample A38, X 130, Fig. 59- *Gnathodus girtyi simpLex* Dunn, 1965; Upper view of IUMC 210, sample A38, X 196, Fig. 60- *Gnatbodus delicatus* Branson and Mehl, 1938; Upper view of IUMC 222, sample A38, X 289, Fig. 61- *Locbria commutata* (Branson and Mehl, 1941); Upper view of IUMC 222, sample A39, X 289, Fig. 62- *Rhachistognathodus muricatus* Dunn, 1965; Upper view of IUMC 219, sample A48, X 155, Fig. 63- *Declinognathus noduliferus* s.l. (Ellison and Graves, 1941), Upper view of IUMC 222, sample A50, X 289, Fig. 64- *Declinognathus praenoduliferus* Nigmatdaganov and

Nemirovskaya, 1992; Upper view of IUMC 222, sample A49, X 289, Fig. 65- *Idiognathodus sinus* Ellison and Graves, 1941; Upper view of IUMC 221, sample A52, X 280, Fig. 66- *Rhachistognathodus minutus minutus* (Higgins and Bouckaert, 1968); Upper lateral view of IUMC 212, sample A46, X 150, Fig. 67- *Polygnathus inornatus inornatus* Branson, 1934; Upper view of IUMC 222, sample A30, X 289.

۵- تغییرات سطح آب دریا و محیط دیرینه برش انارک

بر اساس مطالعات سندبرگ و درینسن، ۱۹۸۴، ۹ رخساره کنودونتی برای نهشته‌های دونین پسین پیشنهاد شد که به شرح ذیل می باشد (شکل ۶):

- I. Palmatolepid or Palmatolepid-bispathoid (outer shelf)
- II. Palmatolepid – polygnathid (middle-outer shelf)
- III. Polygnathid-icriodid (middle-inner shelf)
- IV. Polygnathid – pelekysgnathid (inner shelf)
- V. Clydagnathid (various restricted marine and peritidal setting)
- VI. Scaphignathid (various restricted marine and peritidal setting)
- VII. Patrognathid (various restricted marine and peritidal setting)
- VIII. Pandorinellid (various restricted marine and peritidal setting)
- IX. Antognathid (various restricted marine and peritidal setting)

همچنین بر طبق مطالعات سندبرگ و گاسشیک، ۱۹۸۴^{۳۵} در مدل ارائه شده ۷ رخساره زیستی از نواحی عمیق تا ساحلی به شرح زیر برای محدوده کربنیفر زیرین (می سی سی پین) ارائه گردیده است (شکل ۷):

- I. Bispathoid (starved basin).
- II. Scaliognathid-doliognathid (starved basin and lower slope).
- III. Gnathodid-pseudopolygnathid (fore slope).
- IV. Eotaphrid (shelf edge).
- V. Hindeodellid (outer platform).
- VI. Pandorinellid (inner platform)
- VII. Mestognathid (tidal lagoon and sabkha).

³⁵ Sandberg and Gutschick, 1984

Upper Devonian	sedimentary environment	s h e l f					various restricted marine and peritidal setting
		outer		middle	inner		
	conodont biofacies	Palmatolepid or Palmatolepid-bispathoid		Palmatolepid polygnathid	Polygnathid -icriodid	Polygnathid – pelekysgnathid	Scaphignathid Clydagnathid
	conodont biozones	Z2 Z12 Z13 Z15	Z4 Z10 Z11 Z14	Z8 Z2	Z1 Z6 Z7 Z9	Z3 Z5 Z6	Z3
environmental reconstruction	<p>Unit1: Grey, medium to thick-bedded fossiliferous limestone Unit2: Greyish to white, thin-bedded nodular limestone</p>						

- Z1: *Palmatolepis winchelli* to *Ancyrognathus ubiquitous* zones Z9: *Scaphignathus velifer velifer* to *Palmatolepis rugose trachytera* zones
 Z2: *Palmatolepis triangularis* Zone Z10: *Pseudopolygnathus granulosus* Zone
 Z3: *Palmatolepis delicatula platys* to *Palmatolepis minuta minuta* zones Z11: *Polygnathus styriacus* to *Palmatolepis gracilis manca* zones
 Z4: *Palmatolepis crepida* Zone Z12: *Palmatolepis gracilis expansa* Zone
 Z5: *Palmatolepis termini* Zone Z13: *Bispathodus aculeatus aculeatus* Zone
 Z6: *Palmatolepis glabra pectinata* to *Palmatolepis rhomboidea* zones Z14: *Bispathodus costatus* Zone
 Z7: *Palmatolepis gracilis gracilis* Zone Z15: *Bispathodus ultimus* Zone
 Z8: *Palmatolepis marginifera* Zone

شکل ۶- مدل رخساره‌های زیستی دونین پسین در برش مورد مطالعه (اقتباس از سندبرگ و درینسن، ۱۹۸۴ و تغییر توسط نگارنده).

Lower Carboniferous	sedimentary environment	Starved basin	Foreslope lower middle upper			Carbonate platform outer middle inner			Tidal lagoon
	conodont biofacies	Bispathodid	Scaliognathid-doliognathid	Gnathodid-pseudopolygnathid		Eotaphrid	Hindeodellid	Pandorinellid	Mesognathid
	conodont biozones			Z17 Z18 Z19	Z16 Z20				
	environmental reconstruction	<p>Unit3: Red, nodular limestone</p>							

- Z16: ?*Protognathodus kockeli* - L. *Siphonodella crenulata* zones Z19: Upper *Gnathodus texanus* to *Adetognathus unicornis* zones
 Z17: *Siphonodella isosticha* - U. *Siphonodella crenulata* to Upper *Gnathodus typicus* zones
 Z18: *Scaliognathus anchoralis-Doliognathus latus* Zone Z20: *Rhachistognathus muricatus* Zone

شکل ۷- مدل رخساره‌های زیستی کربنیفر پیشین برش مورد مطالعه (اقتباس از سندبرگ و گاسشیک، ۱۹۸۴، تغییر توسط نگارنده).
 در بررسی برش مورد مطالعه در زمان‌های دونین پسین- کربونیفر پیشین از تلفیق دو مدل ذکر شده استفاده گردیده است. در فرازین پسین که لیتولوژی شامل آهک‌های خاکستری رنگ با لایه‌بندی متوسط تا ضخیم پرفسیل است؛ در

محدوده زیست زون (*Palmatolepis winchelli* to *Ancyrognathus ubiquitous* zones) با حضور انواع گونه‌های جنس *Polygnathus* (به فراوانی ۱۰۰٪) و شامل: *Polygnathus cf. politus*، *Polygnathus cf. alatus*، *Polygnathus webbi*، *Polygnathus aequalis* و *Polygnathus cf. xylus* همراه می‌باشد؛ که در این بین بیشترین فراوانی را به خود اختصاص داده است. رخساره زیستی مربوط به این زمان *Polygnathid biofacies*، رخساره‌ی مربوط به شلف میانی است. در شروع فامنین با لیتولوژی آهک‌های مارنی سفید تا خاکستری نودولار با میان لایه‌های نازک شیل قرمز، در محدوده زیست زون (*Palmatolepis triangularis* Zone) افزایش عمق بر اساس رخساره‌های زیستی رخ داده؛ به طوری که نمونه A7 با میزان ۱۰۰٪ فراوانی گونه‌های جنس *Palmatolepis* (پلاژیک) دارای رخساره زیستی *Palmatolepid biofacies* مربوط به شلف خارجی است. در نمونه A8 فراوانی جنس *Palmatolepis* و *Polygnathus* به میزان مساوی و دارای رخساره زیستی *Palmatolepid - polygnathid biofacies* (مربوط به بخش‌های خارجی و میانی شلف) است و در نمونه A9 فراوانی جنس *Polygnathus* حدود ۸۵٪ و *Palmatolepis* حدود ۱۵٪ می‌باشد که معرف رخساره زیستی *Polygnathid biofacies* می‌باشد. در ادامه روند کم عمق شونددگی زیست رخساره‌ها ادامه پیدا کرده به حدی که در زیست زون (*Palmatolepis delicatula platys* to *Palmatolepis minuta minuta* zones) فراوانی جنس *Pelekysgnathus* (۷۵٪) افزایش یافته؛ که معرف رخساره‌ی *Polygnathid - pelekysgnathid biofacies* نزدیک به ساحل (شلف داخلی) است. لیتولوژی در این بخش شامل آهک‌های پر فسفیل (از جمله براکیوپود) است و فون همراه آن جنس *Ancyrognathus* است. در انتهای زیست زون مذکور (A13) روند عمیق شونددگی با رخساره‌ی زیستی *Polygnathid-icriodid biofacies* مربوط به شلف داخلی مشاهده می‌گردد. فون همراه آن *Palmatolepis* است و لیتولوژی در این بخش شامل آهک‌های مارنی خاکستری رنگ فسفیل‌دار می‌باشد. این روند عمیق شونددگی تا زیست زون بعدی (*Palmatolepis crepida* Zone) ادامه پیدا کرده به طوری که در A15 فراوانی *Palmatolepis* به حدود ۷۱.۵٪ می‌رسد و معرف رخساره زیستی *Palmatolepid biofacies* مربوط به شلف خارجی می‌باشد فون همراه آن *Icriodus* می‌باشد. در زیست زون ۵ (*Palmatolepis termini* Zone) با لیتولوژی آهک مارنی متوسط لایه، کاهش عمق آب با افزایش *Icriodus* (به میزان ۶۲.۵٪) و کاهش فراوانی *Palmatolepis* به میزان ۲۵٪) و *Polygnathus* به میزان ۱۲.۵٪ (رخساره‌ی زیستی *Polygnathid-icriodid biofacies* مربوط به شلف داخلی) است. در زیست زون ۶ (*Palmatolepis glabra pectinata* to *Palmatolepis rhomboidea* zones) فراوانی *Icriodus* حدود ۵۳.۵٪ در معیت با *Polygnathus* (۲۰٪) و *Palmatolepis* (۲۶.۵٪) است و رخساره زیستی (*Polygnathid-icriodid biofacies*) و لیتولوژی این بخش کماکان آهک مارنی متوسط لایه می‌باشد. در A18 فراوانی *Polygnathus* به حدود ۸۱٪ رسیده که در همراهی با *Palmatolepis* است و بیانگر رخساره‌ی زیستی *Polygnathid biofacies* می‌باشد، لیتولوژی این بخش شامل آهک‌های مارنی متوسط لایه با میان لایه‌های شیل قرمز به میزان اندک است. زیست زون بعدی (*Palmatolepis gracilis gracilis* Zone) نیز با داشتن فراوانی حدود ۵۰٪ *Mehlina + Polygnathus* و همراهی سایر فون‌ها (*Icriodus* و *Palmatolepis*)، همچنان رخساره زیستی *Polygnathid biofacies* را نشان می‌دهد و از نظر لیتولوژی شامل آهک‌های مارنی متوسط لایه می‌باشد. در زیست زون *Palmatolepis marginifera* Zone با افزایش فراوانی (*Bispathodus + Palmatolepis*)، رخساره زیستی *Palmatolepid - polygnathid biofacies* می‌باشد و لیتولوژی شامل آهک‌های مارنی متوسط لایه است. زیست زون *Scaphignathus velifer velifer to Palmatolepis rugose trachytera* zones دارای تنوع فونی بالاست (*Icriodus*, *Bispathodus*, *Palmatolepis*, *Branmehla*, *Scaphygnathus*, *Alternognathus*, *Polygnathus*) ولی با توجه به درصد بالای

فراوانی *Polygnathus* (۵۰٪) رخساره زیستی *Polygnathid biofacies* می‌باشد. زون زیستی *Bispathodus*+ *Pseudopolygnathus granulosus* Zone دارای لیتولوژی آهک مارنی است. افزایش فراوانی (همراه *Palmatolepis*) نشان دهنده رخساره زیستی *Palmatolepid-bispathoid biofacies* است و فون‌های همراه *Mehlina* و *Scaphygnathus* می‌باشند. نهشته‌های موجود در زیست زون‌های بعدی تا مرز دونین همگی گویای زیست رخساره *Bispathoid biofacies* هستند که به بخش شلف خارجی مربوط می‌باشند لیتولوژی نیز از آهک‌های خاکستری متوسط لایه و مارنی تا آهک‌های متوسط لایه دارای میان لایه شیل قرمز متغیر است. اولین زیست زون کربونیفر (*Protognathodus kockeli* - *L. Siphonodella crenulata* zones?) با لیتولوژی آهک مارنی سرخ رنگ نودولار دارای میزان فراوانی *Polygnathus* به میزان ۱۰٪ است که معرف *Polygnathid biofacies* است و پس از آن *Gnathodid-pseudopolygnathid* رخساره تقریباً غالب در تمام نمونه‌های کربونیفر پیشین است که معرف *foreslope* می‌باشد. فراوانی گونه‌های کنودونتی از جنس *Gnathodus*؛ *Locheria*؛ *Rhachistognathus*؛ *Idiognathodus* و *Declinognathodus* در بخش‌های بالایی کربونیفر که همگی از جنس‌های کنودونتی شاخص آب‌های عمیق می‌باشند حاکی از افزایش نسبی سطح آب تا کربنیفر پسین می‌باشد.

همانطور که در شکل ۸ نشان داده شده منحنی تغییرات سطح آب دریا بر اساس فراوانی فون‌های کنودونتی ترسیم و با منحنی تغییرات سطح آب در (جانسون و همکاران، ۱۹۸۵؛ جانسون و سندبرگ، ۱۹۸۹) *Euramerica* مربوط به بخش دونین پسین و بخش کربونیفر حوضه اروپا (اسمیت و رید، ۲۰۰۰؛ ایسل و همکاران، ۲۰۰۳؛ منینگ و همکاران، ۲۰۰۶؛ داویدو و همکاران، ۲۰۱۲؛ سلترمن و توماس، ۲۰۱۲) و منحنی تغییرات سطح آب جهانی (حق و شالتر، ۲۰۰۸) مقایسه شده است. این مقایسه حاکی از استقرار پلتفرم ایران مرکزی در بخش‌های کم عمق حوضه پالتوتیس نسبت به برش‌های حوضه اروپا و آمریکا می‌باشد.

³⁶ Johnson et al., 1985

³⁷ Johnson and Sandberg, 1989

³⁸ Smith and Read, 2000

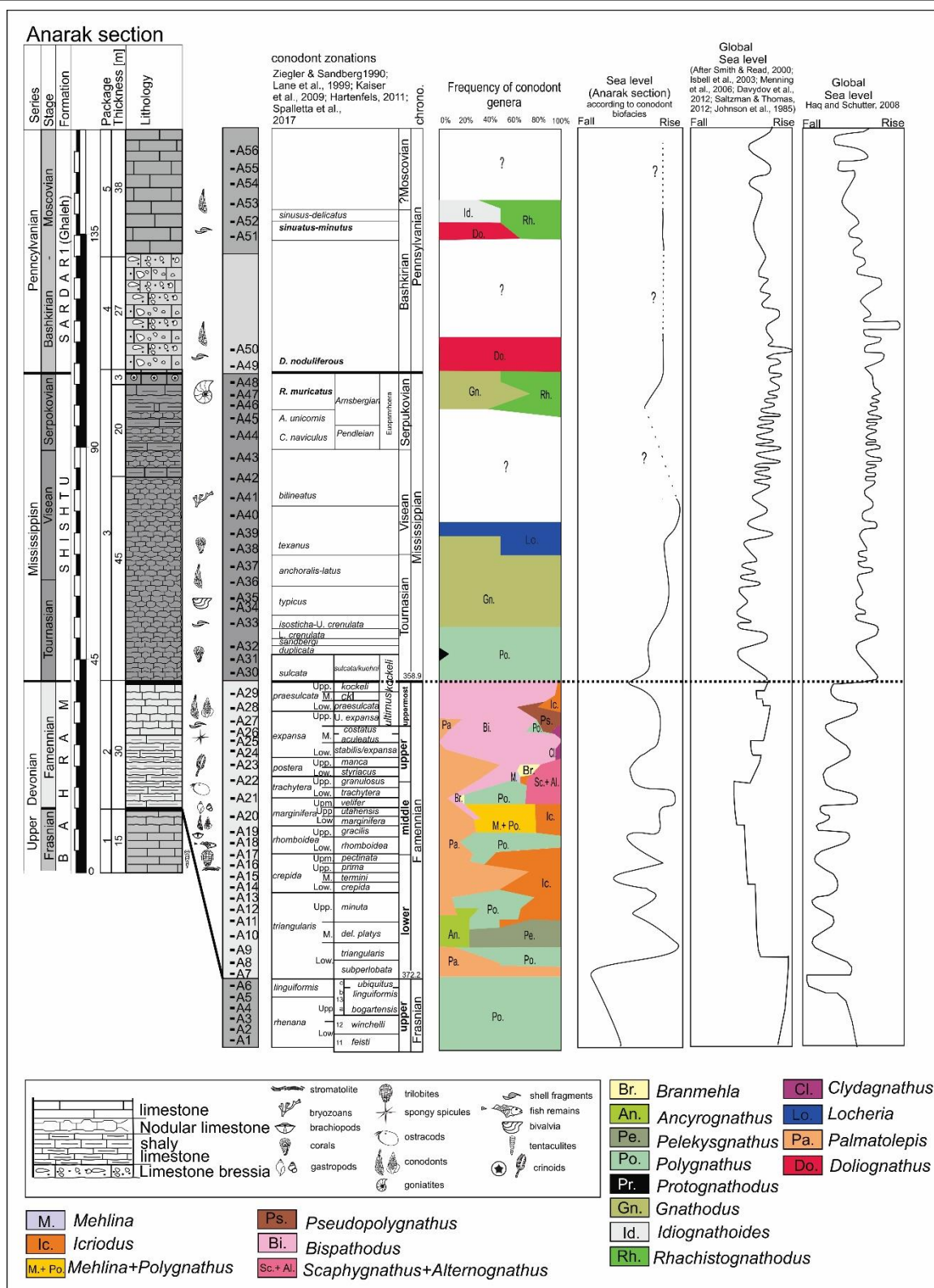
³⁹ Isbell et al., 2003

⁴⁰ Menning et al., 2006

⁴¹ Davydov et al., 2012

⁴² Saltzman and Thomas, 2012

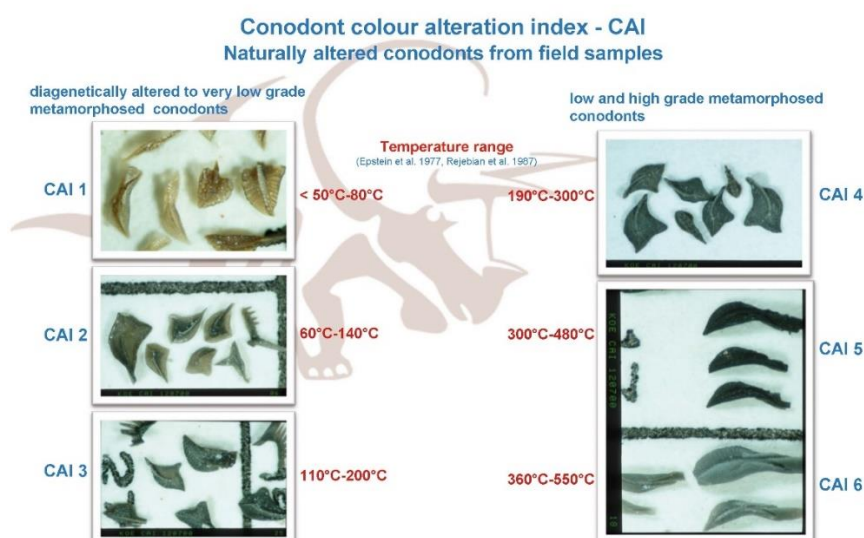
⁴³ Haq and Schalter, 2008



شکل ۸- ستون فراوانی کنودونتهای برش مورد مطالعه و مقایسه آن با دو ستون تغییرات سطح آب در حوضه اروپا (Johnson et al., 1985; Johnson and Sandberg, 1989; Smith and Read, 2000; Isbell et al., 2003; Menning et al., 2006; Davydotov et al., 2012; Saltzman and Thomas, 2012) و منحنی تغییرات جهانی (Haq and Schalter, 2008).

۶- تعیین اندیس تغییر رنگ کنودنت ها

رنگ کنودنت‌ها فرایندی بی بازگشت است؛ که به سه عامل (عمق، میزان زمان دفن شدگی و گرادیان حرارتی) وابسته است [۳۲، ۴۱، ۷۳]. با بررسی دقیق ریزساختارهای موجود در عناصر کنودنتی میتوان علت تغییر رنگ آنها را شناسایی کرد و از طرفی دیگر با بررسی اندیس تغییر رنگ کنودنت‌ها میتوان بلوغ بافتی، متامورفیزم و میزان حرارت افق‌های کنودنت دار و در نهایت دمای لازم جهت حضور یا عدم حضور مواد هیدروکربوری را بررسی نمود [۶۵، ۶۶]. بر طبق جدول استاندارد اندیس تغییر رنگ کنودنت‌ها در برش مورد مطالعه بین ۱/۵ تا ۵/۵ می‌باشد که حرارت ۶۰ درجه تا ۵۰۰ درجه را نشان می‌دهند. عناصر کنودنتی در زیست زون های فرازین تیره CAI=4 (11-a)، در فامنین رنگ روشن CAI= 1.5-2 (11-b,c) و در کرینفر مجدداً رنگ تیره CAI= 5-5.5 (11-d,e) را نشان می‌دهند (شکل ۱۰). وجود مجموعه دگرگونی، دیابازها و عملکرد گسل ها با سن های مختلف (باقری و استامفلی، ۲۰۰۸) در منطقه از عوامل مهم تغییر رنگ کنودنت‌ها در برش مذکور می‌باشند.



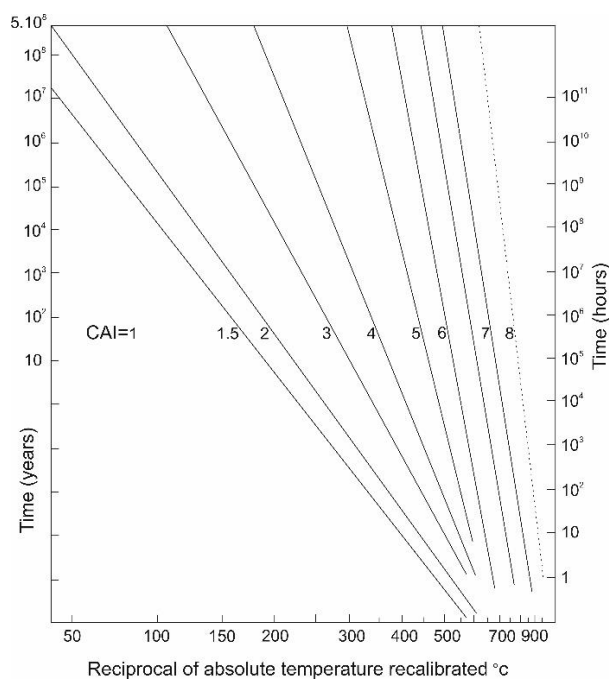
شکل ۱۰- جدول استاندارد تغییر رنگ کنودنت‌ها به همراه دمای تثبیت درصد کربن (اپستین و همکاران، ۱۹۷۷)



شکل ۱۱- تعیین رنگ عناصر کنودنتی در برش انارک

° C	Organic Metamorphic Facies	Conodonts CAI Ranges	Associated Hydrocarbons	Vitrinite reflectance %Ro
50	Immature	1	Early dry gas, wet gas and oil	0.70 - 0.85
	Incipient maturation	1½		
100	Mature	2	Heavy to light oil and wet gas	0.85 - 1.30
	Liquid window			
150		3		1.40 - 1.95
200	Supermature	4	Dry gas or Barren	1.95 - 3.60
250				

شکل ۱۲- جدول شاخص تغییر رنگ کنودونت ها در ارتباط با درجات رخساره های دگرگونی زیستی و رابطه آن با حضور یا عدم حضور هیدروکربور (اپستین و همکاران، ۱۹۷۷ء)



شکل ۱۳- نمودار رابطه زمان رسوب گذاری و درجه حرارت (اپستین و همکاران، ۱۹۷۷)

۷- نتیجه گیری

بررسی برش انارک در حاشیه غربی ورقه ایران مرکزی منجر به شناسایی تعداد ۶۷ گونه‌ی کنودونتی از ۱۸ جنس گردید که بر این اساس ۲۲ زون زیستی مربوط به زمان‌های دونین پسین تا کربونیفر تفکیک گردید. همچنین ۳ مرز زیستی فرازینین-

⁴⁵ Epstein et al., 1977

فامنین، دونین-کربنیفر و کربنیفر زیرین-بالایی در برش مذکور تشخیص داده شد. بررسی فونای کنودونتی، زیست رخساره های کنودونتی و فراوانی فونای کنودونتی در برش انارک و بررسی رخساره های سنگی حاکی از استقرار پلتفرم ایران مرکزی در بخش های کم عمق پالئوتیس نسبت به برش های حوضه اروپا و آمریکا می باشد. حضور و فراوانی کنودونت های جنس پالماتولپیس و بیسپاتودوس در فامنین پسین و جنس های گناتودوس، ایدیوگناتودوس، راجیستوگناتوس در کربنیفر این برش حاکی از شباهت حوضه ای برش انارک با حوضه طبس می باشد. همچنین بررسی اندیس تغییر رنگ کنودنت ها حاکی از کاهش میزان CAI در فامنین نسبت به فرازین و کربنیفر می باشد.

سپاس و قدردانی

مقاله حاضر برگرفته از پایان نامه دکتری نویسنده اول در گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان می باشد که بدین وسیله از معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه اصفهان سپاسگزاری می گردد. همچنین نگارندگان از حمایت های علمی و لجستیک گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان نیز قدردانی می نمایند. همچنین از داوران مقاله آقایان دکتر مهدی یزدی و دکتر حامد عامری تشکر و قدردانی می گردد.

منابع

- [1] برای، ع.، حمدی، ب.، و مصدق، ح.، ۱۳۹۱، تغییرات دیرینه‌شناختی رسوبات کربنیفر در برش سیمه‌کوه (شمال‌دامغان) با معرفی 4 ژون‌کنودونتی: علوم زمین، جلد ۸۴، صفحه ۳۴-۴۲.
- [2] بهرامی، ع.، و یزدی، م.، ۱۳۹۱، رخساره زیستی کنودونت‌های مرز دونین-کربونیفر در ایران مرکزی (برش قلعه‌کلاغو، حوض‌دو راه ۱ و ۲) و مقایسه آن با برش‌های حوضه آلپ در اروپا و ارتباط آنها باحادثه زیستی هنگنبرگ: پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، جلد ۴۹، شماره ۴، صفحه ۸۰-۵۹.
- [3] پرویزی، ط.، بهرامی، ع.، کایسر، س.ا.، و کونینگشوف، پ.، ۱۳۹۹، زیست چینه نگاری نهشته‌های دونین پایانی-کربونیفر آغازین در برش تیل آباد، شمال شرق شاهرود، البرز شرقی: پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب شناسی، اصفهان، ایران، جلد ۷۸، صفحه ۸۹-۱۱۴.
- [4] ALBERTI, H., GROOS-UFFENORDE, H., STREEL, M., UFFEN-ORDE, H. and WALLISER, O.H., 1974, The stratigraphical significance of the Protognathodus fauna from Stockum (Devonian/Carboniferous boundary): *Rhenish*, 263-276.
- [5] AMLER, M.R., 1993, Shallow marine bivalves at the Devonian/Carboniferous boundary from the Velbert Anticline (Rheinisches Schiefergebirge): *de Annales de la Societe geologique Belgique*, **115**, 405-423.
- [6] ASHOURI, A.R., 1990, Devonian and Carboniferous conodont faunas from Iran. Ph.D. thesis, University of Hull, 351.
- [7] ASHOURI, A.R., 1997b, Revision in stratigraphical position of Cephalopod Bed and Devonian-Carboniferous boundary in the Howz-e-Dorah and introducing five conodont zones: *Journal of Geosciences*, **6**, 10-17 [in Persian].
- [8] ASHOURI, A.R., 1998, The Devonian-Carboniferous boundary in the Ozbak-Kuh area: *Geosciences Scientific Quarterly Journal*, **7**, 47-53 [in Persian].
- [9] ASHOURI, A.R., 2006, Middle Devonian – Early Carboniferous conodont fauna from the Khoshyeilagh Formation Alborz Mountains, north Iran: *Journal of Scientific Research*, **17**, 53-65.
- [10] BAGHERI, S. and STAMPFLI, G., 2008, The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications: *Tectonophysics*, **451**, 123-155.
- [11] BAHRAMI, A., CORRADINI C. and YAZDI, M., 2011a, Upper Devonian-Lower Carboniferous conodont biostratigraphy in Shotori rang, Tabas area, Central Iran Microplate: *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, **50**, 35-53.
- [12] BAHRAMI, A., GHOLAMALIAN A., CORRADINI C. and YAZDI, M., 2011b, Upper Devonian conodont biostratigraphy of Shamsabad section, Kerman province, Iran: *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **117**, 199-209.

- [13] BAHRAMI, A., KÖNIGSHOF, P., VAZIRI-MOGHADDAM, H., SHAKERI, B. and BONCHEVA, I., 2019, Conodont stratigraphy and conodont biofacies of the shallow-water Kuh-e-Bande-Abdol-Hossein section (SE Anarak, Central Iran): *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, **99**, 477–494.
- [14] BAKHTIARI, S., 2005, Road atlas of Iran Gitashenasi: *Geological and Cartographic Institute*, 1:1000,000: Tehran, Iran.
- [15] BAESEMANN, J. F. and LANE, H. R., 1985, Taxonomy and evolution of the genus *Rhachistognathus* Dunn (Conodonts; Late Mississippian to early middle Pennsylvanian): *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **74**, 93–136.
- [16] BECKER, R.T., 1993a, Analysis of ammonoid palaeo-geography in relation to the global Hangenberg (terminal Devonian) and Lower Alum Shale (Middle Tournaisian) Events: *Annales de la Societe geologique Belgique*, **115**, 459–473.
- [17] BECKER, R.T., 1993b, Anoxia, eustatic changes and Upper Devonian to lowermost Carboniferous global ammonoid diversity: In: House, M.R. (Ed.), 1993, *The Ammonoidea: Environment, Ecology and Evolutionary Change: The Systematics Association Special Volume*, **47**, 115–163, Clarendon Press, Oxford.
- [18] BECKER, R.T., 1996, New faunal records and holostratigraphic correlation of the Hasselbachtal D/C boundary auxiliary stratotype (Germany): *Annales de la Societe geologique de Belgique*, **117**, 19–45.
- [19] BECKER, R.T., KAISER, S.I. and ARETZ, M., 2016, Review of chrono-, litho- and biostratigraphy across the global Hangenberg Crisis and Devonian–Carboniferous Boundary: In: Becker, R.T., Königshof, P. and Brett, C.E. (Eds.), 2016, *Devonian Climate, Sea Level and Evolutionary Events: Geological Society, London, Special Publications*, 423.
- [20] BELKA, Z. and KORN, D., 1994, Re-evaluation of the Early Carboniferous conodont succession in the Esla area of the Cantabrian Zone (Cantabrian Mountains, Spain): *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **168**, 183–193.
- [21] BEINERT, R.J., KLAPPER, G., SANDBERG, C.A. and ZIEGLER, W., 1971, Revision of *Scaphignathus* and description of *Clydagnathus ormistoni* n. sp. (Conodonta, Upper Devonian): *Geologica et Palaeontologica*, **5**, 81–91.
- [22] BERBERIAN, M. and KING, G.C.P., 1981, Toward a Paleogeographic and Tectonic evolution of Iran: *Canadian Journal of Earth Sciences*, **18**, 210–265.
- [23] BERRA, F., ZANCHI, A., ANGIOLINI, L., VACHARD, D., VEZZOLI, G., ZANCHETTA, S., BERGOMI, M., JAVADI, H.J. and KOUHPEIMA, M., 2017, The Upper Palaeozoic Godar–e–Siah Complex of Jandaq: Evidence and significance of a north Palaeotethyan succession in Central Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, **138**, 272–290.
- [24] BISCHOFF, G., 1957, Die Conodonten-Stratigraphie des rheinherzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der Wocklumeria-Stufe und der Devon-Karbon Grenze: *Abhandlungen des Hessisches Landesamt für Bodenforschung*, **84**, 115–137.
- [25] BLESS, M.J.M., BECKER, R.T., HIGGS, K., PAPROTH, E. and STREEL, M., 1993, Eustatic cycles around the Devonian Carboniferous boundary and the sedimentary and fossil record in Sauerland (Federal Republic Germany): *Annales de la Societe geologique de Belgique*, **115**, 689–702.
- [26] BLUMENSTENGEL, H., 1993, Ostracodes from the Devonian Carboniferous boundary beds in Thuringia (Germany): *Annales de la Societe geologique de Belgique*, **115**, 115–483.
- [27] BRANSON, E.B. and MEHL, M.G., 1934a, Conodonts from the Grassy Creek shale of Missouri: *Missouri University Studies*, **8**, 171–259.
- [28] BRANSON, E.R., 1934, Conodonts from the Hannibal Formation of Missouri: *Missouri University Studies*, **8**, 301–343.
- [29] BRENCKLE, P.L., BAESEMANN, J.F., LANE, H.R., WEST, R.R., WEBSTER, G.O., LANGENHEIM, R.L., BRAND, U. and RICHARDS, B.C., 1997, Arrow Canyon, the Mid-Carboniferous boundary stratotype: In: BRENCKLE, P.L. and PAGE, W.R. (Eds.), 1997, *PaleoForams '97 Guidebook: PostConference field trip to the Arrow Canyon Range, southern Nevada, U.S.A.: Cushman Foundation for Foraminiferal Research Supplement to Special Publication*, **36**, 13–32.
- [30] BULTYNCK, P., 2003, Devonian Icriodontidae: biostratigraphy, classification and remarks on paleoecology and dispersal: *Revista Espanola de Micropaleontologia*, **35**, 295–314.
- [31] CARMICHAEL, S., WATERS, J., KÖNIGSHOF, P., SUTTNER, T. and KIDO, E., 2019, Paleogeography and paleoenvironments of the Late Devonian Kellwasser Event: A review of its sedimentological and geochemical expression: *Global and Planetary Change*, **183**; <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.102984>.
- [32] CLARK, D. L., and ROSSER, S. V., 1976, Analysis of paleoecologic factors associated with the Triassic *parachirognathus* *Furnishius* conodont fauna in Utah Nevada: *University of Wisconsin*, 269–303.
- [33] CORRADINI, C., 2003, Famennian (late Devonian) conodonts from the Corona Mizzi section (SE Sardinia, Italy): *Palaeontographia Italica*, **89**, 63–114.

- [34] CORRADINI, C., SPALLETTA, C., KAISER, S.I. and MATYJA, H., 2013, Conodonts across the Devonian/Carboniferous Boundary: *Conodonts from the Andes*, **51**, 13-16.
- [35] CORRADINI, C., SPALLETTA, C., MOSSONI, A., MATYJA, H. and OVER, D.J., 2016, Conodont across the Devonian/Carboniferous boundary: a review and implication for the redefinition of the boundary and a proposal for an updated conodont zonation: *Geological Magazine*, 1–15.
- [36] CORRADINI C., SPALLETTA C., MOSSONI A., MATYJA H. and OVER D.J., 2017a, Conodonts across the Devonian / Carboniferous boundary: a review and implication for the redefinition of the boundary and a proposal for an updated conodont zonation: *Geological Magazine*, **154**, 888-902.
- [37] CORRADINI, C., SCHONLAUB H. P. and KAISER, S.I., 2017b, The Devonian/Carboniferous boundary in the Grüne Schneid section: *International Conodont Symposium 4*, 271-275.
- [38] DAVYDOV, V., KORN, D. and SCHMITZ, M., 2012, The Carboniferous period in The Geologic Time Scale: In: Gradstein, F., OGG, J.G., SCHMITZ, M. and Ogg, G. (Eds.), 2012, *Elsevier, Boston, Mass*, 603–651.
- [39] DUNN, D.L., 1966, New Pennsylvanian Platform Conodonts from southwestern United States: *Journal of Paleontology*, **40**, 1294–1303.
- [40] ELLISON, S.P. and GRAVES, R.W., 1941, Lower Pennsylvanian (Dimple Limestone) conodonts of the Marathon region, Texas: *School of Mines and Metallurgy*, **14**, 21.
- [41] EPSTEIN, A. G., EPSTEIN, J. B. and HARRIS, L.D. 1977, Conodont color Alteration an index to Organic Metamorphism: Geological Survey, Professional Paper, **995**, 1-27.
- [42] GIRARD, C., KLAPPER, G. and FEIST, R., 2005, Subdivision of the terminal Frasnian linguiformis conodont Zone, revision of the correlative interval of Montagne Noire Zone 13 and discussion of stratigraphically significant associated trilobites, 181–198: In: OVER, D.J., MORROW, J.R. and WIGNALL, P.B. (Eds.), 2005, *Understanding Late Devonian and Permian-Triassic Biotic and Climatic Events: Towards an Integrated Approach, Developments in Palaeontology and Stratigraphy 20*, Elsevier, Amsterdam.
- [43] GRADSTEIN, F.M., J.G., OGG, A.G., SMITH, F.P., AGTEBERG, W., BLEEKER, R.A., COOPER, V., DAVYDOV, P., GIBBARD, L.A., HINNOV, M.R., HOUSE, L., LOURENS, H-P., LUTERBACHER, J., MC ARTHUR, M.J., MELCHIN, L.J., ROBB, P.M., SADLER, J., SHERGOLD, M., VILLENEUVE, B.R., WARDLAW, J., ALI, H., BRINKHUIS, F.J., HILGEN, J., HOOKER, R.J., HOWARTH, A.H., KNOLL, J., LASKAR, S., MONECHI, J , POWELL, K.A., PLUMB, I., RAFFI, U., RÖHL, A., SANFILIPPO, B., SCHMITZ, N.J., SHACKLETON, G.A., SHIELDS, H., STRAUSS, J., VAN DAM, J., VEIZER, TH., VAN KOLFSCHOTEN and WILSON, D., 2004, *Geologic Time Scale 2004*: Cambridge University Press, 589.
- [44] HAQ, B.U. and SCHALTTTER, S.R., 2008, A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes, *Science*, v. 322, 64-68.
- [45] HARTENFELS, S., 2011, Die globalen Annulata-Events und die Dasberg-Krise (Famennium, Oberdevon) in Europa und Nord-Afrika: hochauflösende Conodonten-Stratigraphie, KarbonatMikrofazies, Paläoökologie und Paläodiversität: *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, **105**, 17–527.
- [46] HASS, W. H., 1953, Conodonts of the Barnett Formation of Texas: United States Geological Survey Professional Paper, **243**, 69–94.
- [47] HELMS, J., 1959, Conodonten aus dem Saalfelder Oberdevon (Thuringen): *Geologie*, **8**, 634–677.
- [48] HELMS, J., 1961, Die “nodocostata-Gruppe” der Gattung Polygnathus: *Geologie*, **10**, 674–711.
- [49] HELMS, J., 1963, Zur Phylogense und Taxionomie von Palmatolepis (Conodontida, Oberdevon): *Geologie*, **12**, 449-485.
- [50] HIGGINS, A.C. and BOUCKAERT, J., 1968, Conodont stratigraphy and paleontology of the Namurian of Belgium: *Memoir du Service Geologique de Belgique*, **10**, 64.
- [51] HUDDLE, J. W., 1934, Conodonts from the New Albany Shale of Indiana: *Bulletin America Paleontology*, **21**, 1–136.
- [52] HUANG, C. and GONG, J., 2016, Timing and patterns of the Frasnian–Famennian event: Evidences from high-resolution conodont biostratigraphy and event stratigraphy at the Yangdi section, Guangxi, South China: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **448**, 317–338.
- [53] ISBELL, J.L., MILLER, M.F., WOLFE, K.L. and LENAHER, P., 2003, Timing of late Paleozoic glaciation in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of Northern Hemisphere cyclothem?: *Special Paper of the Geological Society of America*, 5-24.
- [54] JI, Q. and ZIEGLER, W., 1993, The Lali section: an excellent reference section for Late Devonian in South China: *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **157**, 183.
- [55] JOHNSON, J., KLAPPER, G. and SANDBERG, C. A., 1985, Devonian eustatic fluctuations in euramerica: *Geological Society American Bulltin*, **96**, 567-587.

- [56] JOHNSON, J.G. and SANDBERG, C.A., 1989, Devonian eustatic events in the Western United States and their biostratigraphic responses: In: McMillan, N.J., Embry, A.F. and Glass, D.J. (Eds.), 1989, Devonian of the World: *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 14*, **3**, 171–179.
- [57] JOHNSON, J. G., KLAPPER, G. and ELRICK, M., 1996, Devonian transgressive-regressive cycles and biostratigraphy, northern Antelope Range, Nevada: establishment of reference horizons for global cycles: *Palaios*, 3-14.
- [58] KAISER, S.I., 2005, Mass Extinctions, Climatic and-Oceanographic Changes at the Devonian–Carboniferous Boundary. PhD thesis, Fakultät für Geowissenschaften, Ruhr-Universität Bochum, 120.
- [59] KAISER, S. I., BECKER, R. T., SPALLETTA, C. Steuber, T., 2009, High-resolution conodont stratigraphy, biofacies and extinctions around the Hangenberg Event in pelagic successions from Austria, Italy and France. *Palaeontographica Americana*, **63**, 97–139.
- [60] KAISER, S.I., STEUBER, T., BECKER, R.T. and JOACHIMSKI, M. M., 2006, Geochemical evidence for major environmental change at the Devonian–Carboniferous boundary in the Carnic Alps and the Rhenish Massif: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **240**, 146–160.
- [61] KAISER, S.I., ARETZ, M. and BECKER, R.T., 2015, The global Hangenberg Crisis (Devonian–Carboniferous transition): review of a first-order mass extinction, 387–437: In: BECKER, R.T., Kroh, A. and J. H. Nebelsick, 2010, Echinoderms and Oligo-Miocene Carbonate Systems: Potential applications in sedimentology and environmental Reconstruction, carbonate systems during the Oligocene-Miocene climatic transition, Wiley-Blackwell, 201–228.
- [62] KLAPPER, G. and ZIEGLER, W., 1979, Devonian conodont biostratigraphy: In House, M.R., Scrutton, C.T. and Bassett, M.G. (eds) *The Devonian System: Special Papers in Paleontology*, **23**, 199–224.
- [63] KLAPPER, G. and LANE, H. R., 1985, Upper Devonian (Frasnian) conodonts of the Polygnathus biofacies, N.W.T., Canada: *Journal of Paleontology*, **59**, 904–951.
- [64] KONIGSHOF, P., 1992, Der Farbänderungsindex von Conodonten (CAI) in paläozoischen Gesteinen (Mitteldevon bis Unterkarbon) des Rheinischen Schiefergebirges eine Ergänzung zur Vitritreflexion: *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **146**, 1-115.
- [65] KONIGSHOF, P., 2003, Conodont deformation patterns and textural alteration in Paleozoic conodonts: examples from Germany and France: *Senckenbergiana lethae*, 149-156.
- [66] KRUMHARDT, A.P., HARRIS, A. and WATTS, K.F., 1996, Lithostratigraphy, microlithofacies and conodont biostratigraphy and biofacies of the Wahoo limestone (Carboniferous), Eastern Sadlerochit Mountains, Northeast Brooks Range, Alaska: *United States Geological Survey Professional Paper*, **1568**, 1–70.
- [67] LANE, H.R., SANDBERG, Ch. and ZIEGLER, W., 1980, Taxonomy and phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post – Siphonodella zonation: *Geologica et Paleontologica*, **14**, 117–164.
- [68] LANE, H.R., BRECKLE, P.L., BAESEMANN, J.F. and RICHARDS, B.C., 1999, The IUGS boundary in the middle of the Carboniferous and: arrow Canyon, Nevada, USA. *Episodes*, **22**, 272–283.
- [69] LEVEN, E.J.A., DAVYDOV, V.I. and GORGII, M.N., 2006, Pennsylvanian Stratigraphy and Fusulinids of Central and Eastern Iran: *Palaeontol. Electronica*, **9**, 1-36.
- [70] MENNING, M., ALEKSEEVA, A. S., CHUVASHOV, B.I. and DAVYDO, V., 2006, Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China and North America as used in the Devonian-Carboniferous-Permian Correlation Chart 2003 (DCP 2003): [Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology](#), **240**, 318-372.
- [71] MEISCHNER, D. and NEMYROVSKA, T., 1999, Origin of Gnathodus bilineatus (Roundy, 1926) related to goniatite zonation in Rhenisches Schiefergebirge, Germany: *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, **37**, 427-442.
- [72] METZGER, R.A., 1994, Multielement reconstructions of Palmatolepis and Polygnathus (Upper Devonian, Famennian) from the Canning Basin, Australia and Bactrian Mountain, Nevada: *Journal of Paleontology*, **68**, 617–647.
- [73] MILLER, J. F., 1969, Conodont fauna of the North Peak Limestone (Cambro – Ordovician), House Range, Utah: *Journal of Paleontology*, 413-439.
- [74] MOSSONI, A., CARTA, N., CORRADINI, C. and SPALLETTA, C., 2013, Famennian-Tournasian Conodonts from the Monte taccu section (Sardinia, Italy), *Publicación Especial*, **13**, 85-90.
- [75] MOSSONI, A., CARTA, N., CORRADINI, C. and SPALLETTA, C., 2015, Conodonts across the Devonian/Carboniferous boundary in SE Sardinia (Italy): *Bulletin of Geosciences*, **90**, 371-388.
- [76] MULLER, K.J., 1956, Zur Kenntnis der Conodonten-Fauna des europäischen Devons, 1; Die Gattung Palmatolepis: *Abhandlungen und Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft*, **494**, 1–70.
- [77] NEMIROVSKAYA, T.L. NIGMADGANOV, M., 1994, The MidCarboniferous Conodont Event: *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **168**, 319-333.

- [78] NEMIROVSKAYA, T. I., 1999, Bashkirian Conodonts of the Donets Basin, Ukraine: *Scripta Geologica*, 115.
- [79] NEMYROVSKA, T.I., Perret-Mirouse M-F and Weyant M., 2006, The early Viséan (Carboniferous) conodonts from the Saoura Valley, Algeria: *Acta Geologica Polonica*, **56**,361–370.
- [80] OVNATANOVA, N.S., 1969, New Upper Devonian conodonts from the central region of the Russian platform and of the Timan: In *Fauna and stratigraphy of the Palaeozoic of the Russian platform: Nedra*, 39–141.
- [81] OVNATANOVA, N.S. and KONONOVA, L.I., 2008, Frasnian conodonts from the Eastern Russian Platform: *Paleontological Journal*, **42**, 997-1166.
- [82] OVNATANOVA, N.S. and KONONOVA, L.I., 2001, Conodonts and Late Devonian (Frasnian) biostratigraphy of central regions of Russian platform: *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **233**, 1–115.
- [83] Özdemir, A., 2012, Stage boundaries in the Mississippian of Taurides based on conodont data: statistical analysis taxonomy and biostratigraphy. PhD thesis, The Graduate school of Natural and Applied science of Middle East Technical University, 358.
- [84] PASCHALL, O., [CARMICHAEL](#), S.K., [KOENIGSHOF](#), P., WATERS, J. A., TA, P.H., KOMATSU, T. and DOMBROWSKI, A., 2019, The Devonian-Carboniferous boundary in Vietnam: Sustained ocean anoxia with a volcanic trigger for the Hangenberg Crisis?: *Global and Planetary Change*, **175**: 64-81
- [85] RICHARDS, B.C. and ARETZ, M., 2010, Report on the SCCS Field Meeting in the Cantabrian Mountains, northwest Spain: *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*, **28**, 7–14.
- [86] ROUDNY, P. V., 1926, Part 2, The micro-fauna, in Roundy, P. V., Girty, G. H. and Goldman, M. I., Mississippian formations of San Saba County, Tex: United States Geological Survey Professional Paper, 146, 5-23.
- [87] SALTZMAN, M.R. and THOMAS, E., 2012, Carbon isotope stratigraphy; in *The Geological Time Scale 2012*: In: Gradstein, F.M., Ogg, G.J., SCHMITZ M.D. and Ogg, G.M. (Ed.), 2012, Carbon isotope stratigraphy, *Elsevier BV*, **1**, 207–232.
- [88] SANDBERG, C.A. and ZIEGLER, W., 1973, Refinement of standard Upper Devonian conodont zonation based on sections in Nevada and West Germany: *Geologica et Palaeontologica*, **7**, 97–122
- [89] SANDBERG, C.A., ZIEGLER, W., LEUTERITZ, K. and BRILL, S.M., 1978, Phylogeny, speciation and zonation of Siphonodella (Conodonta, Upper Devonian and Lower Carboniferous), *Newsletters on Stratigraphy*, Stuttgart, Gebrueder Borntraeger, **7**, 102-120.
- [90] SANDBERG, C. A. and DREESEN, A., 1984, Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow water Conodont zonation, 143-178. In: Clark, D. L. (Ed.), 1984, Conodont biofacies and provincialism: *Geological Society of America, Special paper*, **196**.
- [91] SANDBERG, C.A. and GUTSCHICK, R.C., 1984, Distribution, microfauna and source-rock potential of Mississippian Delle Phosphatic Member of Woodman Formation and equivalents, Utah and adjacent States: In: WOODWARD, J., MEISSNER, F.F. and CLAYTON, J.L. (Eds.), 1984, Hydrocarbon source rocks of the Greater Rocky Mountain region, Denver Colorado, Rocky Mountain: Association of Geologists, 135-178.
- [92] SANNEMANN, D., 1955a, Oberdevonische Conodonten (to II): *Senckenbergiana lethaea*, **36**, 123–156.
- [93] SANNEMANN, D., 1955b, Beitrag zur untergliederung des Oberdevons nach Conodonten: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **100**, 324–331.
- [94] SAVAG, N.M. and FUNAI, C. A., 1980, Devonian Conodonts of Probable Early Frasnian Age from the Coronados Islands of Southeastern Alaska: *Journal of Paleontology*, **54**, 806–813.
- [95] SEPKOSKI, J. J., 1996, Patterns of Phanerozoic extinction: In: WALLISER, O.H. (Ed.), 1996, Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic: *Springer*, 35-51.
- [96] Sharkovski, M., Susov, M., and Krivyakin, B., 1984, Geology of the Anarak area (Central Iran), Explanatory text of the Anarak quadrangle map: *Geological Survey of Iran*, Scale, 1: 250. 000, V/O Technoexport, Report, 19. Tehran, 143.
- [97] SIMAKOV K.V., (1993). “The dynamics and biochronological structure of the Hangenbergia bioevent”, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **104**, 127-137.
- [98] SMITH, L.B. and READ, J.F., 2000, Rapid onset of late Paleozoic glaciation on Gondwana: Evidence from Upper Mississippian strata of the Midcontinent, United States: *Geology*, **28**, 279–282.
- [99] SPALLETTA, C., PERRI, M. C., OVER, D.J. and CORRADINI, C., 2017, Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard: *Bulletin of Geosciences*, **92**, 31-57.
- [100] STAUFFER, C. R., 1938, Conodonts of the Olentangy Shale: *Journal of Paleontology*, **12**, 411-433.
- [101] SUDAR, M. N., novak, M., KORN, D. and Jovanović, D., 2018, Conodont biostratigraphy and carbonate microfacies of the Late Devonian to Mississippian Milivojevića Kamenjar section (Družetić, NW Serbia): *Bulletin of Geosciences*, **93**, 163-183.
- [102] SUSOV, M., DOVRYANKIN, A. and SELIVANOW, E., 2000, Anarak: *Geological survey of Iran*, Scale 1:100000.

- [103] THOMAS, L.A., 1949, Devonian-Mississippian Formations of southeast Iowa: *Bulletin of the Geological Society of America*, **60**, 403–138.
- [104] ULRICH, E. O. and BASSLER, R. S., 1926, A classification of the toothlike fossils, conodonts, with descriptions of American Devonian and Mississippian species: *United States National Museum, Proc.*, **68**, 63.
- [105] THOMSON, T.L. and FELLOWS, L.D., 1970, Stratigraphy and Conodont biostratigraphy of Kinderhookian and Osagean (lower Mississippian) rocks of southwestern Missouri and adjacent areas: Missouri Geological Survey and Water Resources, Rolla, Missouri, **45**, 1-263.
- [106] VARKER, W.J., OWENS, B. and RILEY, N.J. 1991. Integrated biostratigraphy for the proposed Mid-Carboniferous boundary stratotype, Stonehead Beck, Cowling, north Yorkshire, England: In: BRECKLE, P. L. and MANGER, W. L. (Eds.), 1991, International Correlation and Division of the Carboniferous System: *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **130**, 221-235.
- [107] WALLISER, O. H., 1996b, Global Events of Devonian and Carboniferous: In: WALLISER, O. H., (Ed.), 1996, Global Events and Event Stratigraphy in the Panerozoic, *Spring, Berlin, Heidelberg NewYork*, 225-250.
- [108] WEBER, H. M., 2000a, Die karbonatischen Flachwasserschelfe im europäischen Oberfamennium. – Unpublished Ph.D. Thesis, University of Cologne, 192.
- [109] Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N. and Karimi Bavandpur, A., (2005) Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part II. Northern and Central Iran: *Acta Geologica Polonica*, **55**, 31–97.
- [110] YAZDI, M., 1999, Late Devonian-Carboniferous conodonts from Eastern Iran: *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **105**, 167-200.
- [111] ZIEGLER, W. and SANDBERG, C.A., 1984, Palmatolepis-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation: In: Clark, D. L. (Ed), 1984, conodont biofacies and provincialism: *Geological Society of America Special Paper*, 179-194.
- [112] ZIEGLER, W., 1962b, Die Conodonten aus den Geröllen des Zechsteinkonglomerates von Rossenray (südwestlich Rheinberg/Niederrhein): *Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen*, **6**, 391–406, pre-print 1960.
- [113] ZIEGLER, W., 1969, Eine neue Conodonten fauna aus dem höchsten Oberdevon: *Fortschritte Geologie von Rheinland und Westfalen*, **17**, 179–191.
- [114] ZIEGLER, W. and SANDBERG, C. A., 1990, The Late Devonian Standard Conodont Zonation: *Courier Forschungs Institut Senckenberg*, **121**, 1–115.
- [115] ZIEGLER, W. and SANDBERG, C. A., 1996, Reflexions on the Frasnian and Famennian stage boundary decisions as a guide to future deliberations: *Newsletters on Stratigraphy*, **33**, 157–180.
- [116] ZIEGLER, W. and SANDBERG C.A., 2000, Utility of Palmatolepis and Icriodontids in recognizing Upper Devonian series, stages and possible substage boundaries: *Courier Forschungs Institut Senckenberg*, **225**, 335-437.

(مقاله علمی-مروری)

سرشت نمایی مخازن ماسه ای بورگان واقع در شمال غرب خلیج فارس

بسوی کویت

علیرضا بشری*

رئیس انجمن زمین شناسی نفت ایران

*a_bashari@yahoo.com

دریافت تیر ۱۳۹۹، پذیرش بهمن ۱۳۹۹

چکیده

سازند کژدمی به سن آلبین از دیدگاه زمین شناسی نفت یکی از سازند های مهم نفتی محسوب میگردد. زبانه های ماسه ای این سازند در شمال غرب خلیج فارس ادامه سازند های ماسه ای بورگان کویت، نهر عمر عراق و خفجی و صفانیا در عربستان که از بزرگترین مخازن ماسه سنگی دنیا به حساب می آیند. شیل های این سازند هم نقش سنگ منشاء و پوش سنگ مهم مخازن نفت محسوب میگردد. با مروری مجدد به بررسی این سازند در میادین شمال خلیج فارس بسمت میادین نفتی کویت و عربستان نتایج با ارزش بدست آمده است. این سازند بصورت غیر رسمی به سه زون مخزنی بقرار زیر: A, B, C و یا بورگان پائینی، میانی و بالایی تقسیم میگردد. فرو افتادگی سریع سطح آب دریا در ابتدای آلبین، شروع ته نشست رسوبات تخریبی سازند بورگان بر روی سازند شعیبا، مطالعات چینه شناسی سکانسی و تعیین و ابداع مدل های رسوبی در بهبود شناخت مجموعه های رخساره این سازند کمک شایانی مینماید. مطالعات پتروگرافی نمایانگر وجود بورگان ماسه ای بالای ۷۰٪ و فلدسپات کمتر از ۵٪ را گزارش میدهد. چهار تیپ کانی اتوژنیکی در این سازند قابل تشخیص بوده، کوارتز، کلسیت، سیدریت، پیریت، گلوکونیت همراه با چهار نوع از کانی های رسی. آنالیز کانی های رسی مخزن نشانگر وجود کانی های کائولینیت، بمیزان فراوان ایلیت/ مونت موریلونیت بمیزان جزئی در مخزن می باشد. منشاء رسوبات آواری در این سامانه دلتایی از سمت سپر عربستان به سمت ایران بوده است. مطالعات و بررسی های پتروفیزیکی انجام گرفته نشان می دهد که نوار جنوبی ناحیه (سپر عربستان) کیفیت مخزنی بالاتری نسبت به نوار شمالی ایران دارد و کیفیت مخزن بورگان بسمت کویت و عربستان از کیفیت بسیار بالایی برخوردار میباشد.

کلید واژه: ماسه های بورگان، سازند کژدمی، سرشت نمایی مخزن، کانه های رسی، خلیج فارس.

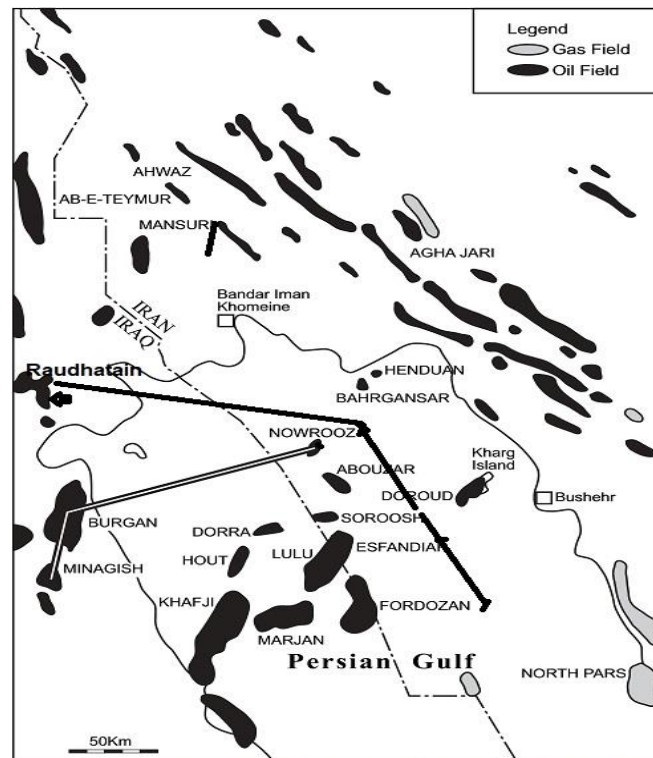
۱- مقدمه

زبان‌های ماسه‌ای سازند کژدمی در شمال غرب خلیج فارس و ادامه هم‌ارز آن، ماسه‌های بورکان کویت، و عربستان، از بزرگترین مخازن نفتی ماسه‌ای جهان به‌شمار می‌آید. این سازند توسط زمین‌شناسان متعددی با هم‌ارزهای گوناگون این سازند در کشورهای عربی خلیج فارس مورد مطالعه و ارزیابی قرار گرفته است، [۱، ۳، ۴، ۵، ۶، ۷، ۸، ۹، ۱۰، ۱۱]. سازند کژدمی در بخش شمالی خلیج فارس از دیدگاه ویژگی‌های مخزنی از اهمیت شایانی برخوردار است. تخلخل و تراوایی بالای زبان‌های ماسه‌ای بورکان واقع در این سازند وجود لایه‌های شیلی بعنوان سنگ منشاء و پوش سنگ تمامی ویژگی مناسب برای تجمع هیدروکربور را دارا می‌باشد. سازند کژدمی در خلیج فارس بر اساس تغییرات سنگ‌شناسی آن به 3 بخش تقسیم می‌گردد که از پایین به بالا عبارت است: بخش ماسه‌ای پائینی، بخش ماسه‌ای میانی و بخش ماسه‌ای بالایی. [۱۲، ۱۳، ۱۴، ۱۸، ۱۹، ۲۰، ۲۱]. بدلیل تاثیراتی که کانیهای رسی در ویژگی‌ها و پتانسیل مخزن ماسه‌ای می‌گذارد، شناخت کانی‌های رسی این سازند از اهمیت بسزایی برخوردار است. [۲، ۱۳، ۱۴، ۱۵، ۱۶]

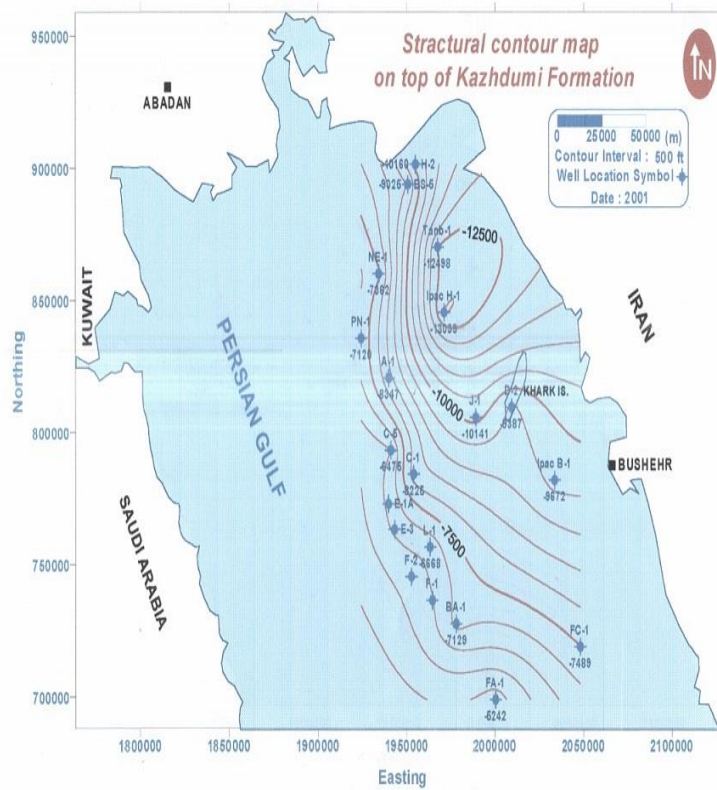
این مقاله با توجه به مطالعات گسترده‌ای که بروی این سازند در بخش عربی کشورهای حاشیه خلیج فارس انجام یافته، چگونگی گسترش این سه بخش مخزنی بورکان در شمال غربی خلیج فارس (شکل ۱) بررسی و ویژگیهای چینه‌شناسی سکansı و نقشه چیدمان رسوبگذاری آن، همچنین تاثیر فرایند دیانزی بویژه تاثیر کانیهای رسی بر روی کیفیت این سازند مخزنی مهم می‌پردازد.

۲- جایگاه زمین‌شناسی

سازند بورکان هم‌ارز سازند کژدمی به سن آلبین در بخش شمال غرب خلیج فارس به سمت شمال کویت بصورت غیر رسمی به سه بخش: تحتانی میانی و بالایی تقسیم می‌گردد، با عنایت به اینکه، بخش تحتانی و فوقانی مهمترین مخزن محتوی نفت محسوب می‌گردد. بخش تحتانی بخش بورکان شامل یک ضخامت عظیم با کیفیت بالا مخزن ماسه سنگی که در برگیرنده بیشتری حجم مخزن در کویت گزارش شده است. بخش فوقانی اگر چه کوچکتر میباشد لیکن بعنوان مخزن نفتی عظیم محسوب می‌گردد. بخش فوقانی بورکان به بخش مادود از سازند سروک، یک سکانس پیشرونده میباشد. [۸، ۲۰]. بخش تحتانی بورکان بروی رسوبات غیر دریایی نهشته شده، در حالی که بورکان فوقانی در یک محیط رسوبی پارالیک گزارش شده است. تغییرات سریع عمودی رسوبات بیانگر زمان کوتاه در تغییرات مدام سطح آب دریا قلمداد می‌گردد. لایه‌های فوقانی پوشاننده بورکان، بخش مادود، یک سکوی کربناته قلمداد می‌گردد. [۲۰ و ۲۱]. در شمال کویت پوش سنگ بورکان حاوی شیل و سیلتستون که در قاعده مادود نهشته است.



شکل ۱- نقشه موقعیت جغرافیایی میدان مورد مطالعه از میادین، فروزان، سروش نوروز به سمت کویت میادین بورگان و رود هاتن [۱۸].

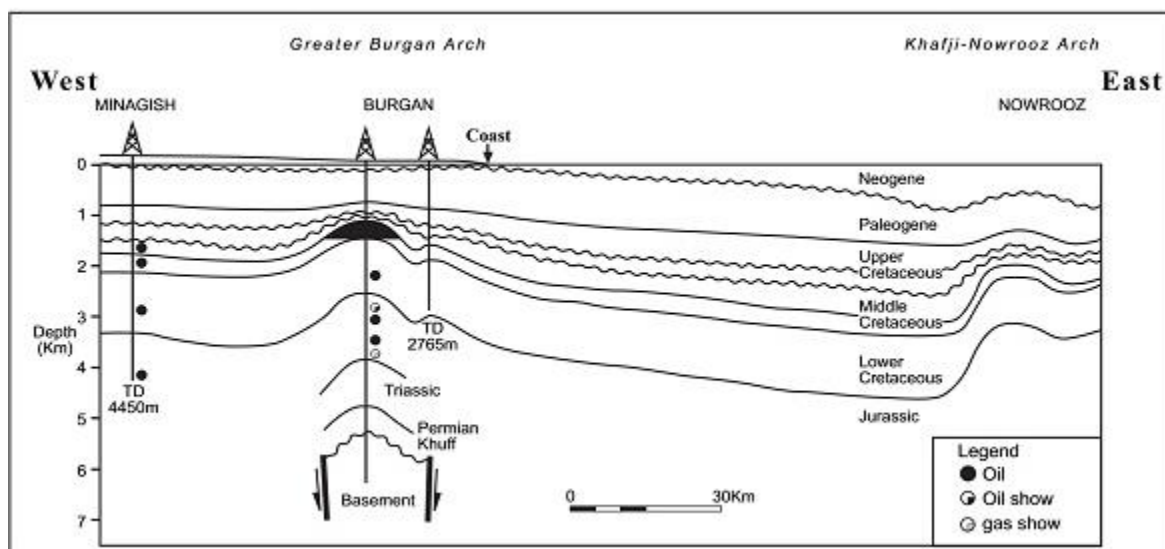


شکل ۲- نقشه ساختمانی رأس سازند کزدومی (بورگان) بخش شمالی خلیج فارس [۱۳].

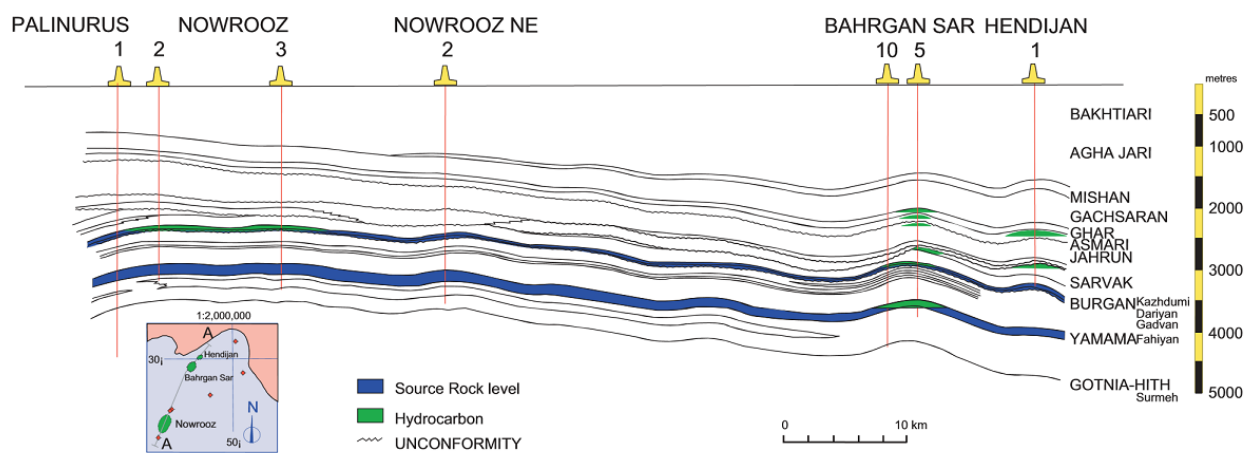
Age		Stratigraphic Units	
		Offshore Iran	Kuwait SE Iraq
Pliocene Quaternary		Bakhtiari Fm	Dibdibba
		Agha Jari Fm	
Miocene		Mishan	Lower Fars
		Gacharsan Fm	
		Amsari Fm	Ghar
Oligocene			
Eocene	Upper	Jahrum Fm	Dammam
	Middle		
	Lower		Rus
Palaeocene		Pabdeh Fm	Umm Er Radhuma
Cretaceous	Maastrichtian	Gurpi Fm	Tayarai
	Campanian	Ilam Fm	Bahra
	Santonian		Gudair
	Coniacian		Maqwa
	Turonian		Ahmad
	Genomanian	Sarvak Fm	Wara
	Albian	Kazhdumi Fm	Mauddud
	Aptian	Dariyan Fm	Burgan/Nahr Umr ●
	Neocomian	Gadvan Fm	Shu'aiba
		Fahliyan Fm	Zubair
Jurassic	Late	Surmeh Fm	Ratawi ●
	Middle		Minagish
	Early		Hith/Gotnia
Triassic		Khaneh Kat Fm	

● Source Rock

شکل ۳- نقشه واحد های چینه شناسی شمال خلیج فارس [۱۸].



شکل ۴- نقشه برش عرضی نواحی دور از ساحل کویت [۱۸].



شکل ۴-۱- نقشه برش عرضی میدانی نوروژ، بهرگان سر و هنديجان بر اساس نتایج آنالیز AFTA و VR [۱۸].

۳- سازند بورگان در مقطع نمونه

این سازند اولین بار در میدان نفتی بورگان کویت که از نظر عظمت دومین میدان نفتی ماسه سنگی دنیا محسوب می شود نامگذاری شده است. برش نمونه آن توسط اون و نصر در سال ۱۹۵۶ در چاه بورگان ۱۱۳ در عمق ۱۲۰۲ تا ۱۵۰۷ متری به ضخامت ۳۶۸ متر معرفی گردیده است و به دو بخش بالایی و پایینی تقسیم گردید. ماسه های بالایی شامل ماسه سنگهای متوسط دانه و سیلتستون غنی از کوارتز به بیش از ۷۰٪ حاوی فلدسپات بمیزان کمتر از ۵٪ و کانیهای سنگین، گلوکونیت، میکا و مواد آلی می باشد که البته ماسه های بالایی از پتانسیل نفت دهی بیشتری برخوردار است. ماسه های بالایی و پایینی بورگان توسط یک لایه شیلی و سکانس نازک آبدۀ است از یکدیگر جدا میشود. این واحد به لایه میانی شهرت دارد [۶]. این سازند با سازند کژدمی در ایران و نهر عمر در عراق هم ارز میباشد. (اشکال ۱، ۲، ۳) مقطع سازند بوگان و [۲۱،۹] سطوح کلیدی و هم ارزی آنرا در خلیج فارس بنمایش میگذارد.

۴- سازند کژدمی بعنوان سنگ منشاء

سازند کژدمی در زمان آلبین، در یک حوضه آرام و عظیم، در یک محیط غیر اکسیدان رسوبگذاری شده است [۴]. شامل ۳۰۰ متر شیل و مارن های بیتومین دار و آهک های رسی در فرو افتادگی دزفول شمال میدان نفتی رگه سفید گزارش شده است. در این محل این سازند دارای کروژن تیپ ۲ میباشد [۱۸، ۱۹]. مطالعات در مورد دما، مچوریتی ارگانیکی و مدل سازی در چاههای حوضه زاگرس [۱۷] نشان می دهد که زمان خروج نفت از سنگ منشاء کژدمی بعد از شروع چتن خوردگی زاگرس و در پایان دوران سوم بوده است. مطالعات سنگ شناسی ارگانیکی نشان میدهد که کروژن در سازند کژدمی در چاه سروش شماره 02 و نوروژ شماره ۱۶ در بخش شمالی خلیج فارس، غالباً منشاء تخریبی قاره ای بوده که از لایه های زغالی منشاء گرفته است [۱۹]. مدلسازی زایش نفت بر اساس این مطالعات تیپ ۳ کروژن را از رسوبات با منشاء

قاره ای برای نفت کژدمی محسوب می‌گردد. همچنین تیپ ۲ کروژن (دریابی) برای نفت منشاء سازند فهلیان محتمل میدانند. از طرفی این مطالعات و منشاء درجای نفت را برای سازند کژدمی (بورگان) را منتفی میدانند [۱۸ و ۱۹] و به احتمال زیاد منشاء نفت مخزن بورگان را در چاه سروش شماره 02 و نوروز شماره ۱۶ از سازند فهلیان می‌باشد. (اشکال ۵، ۶)

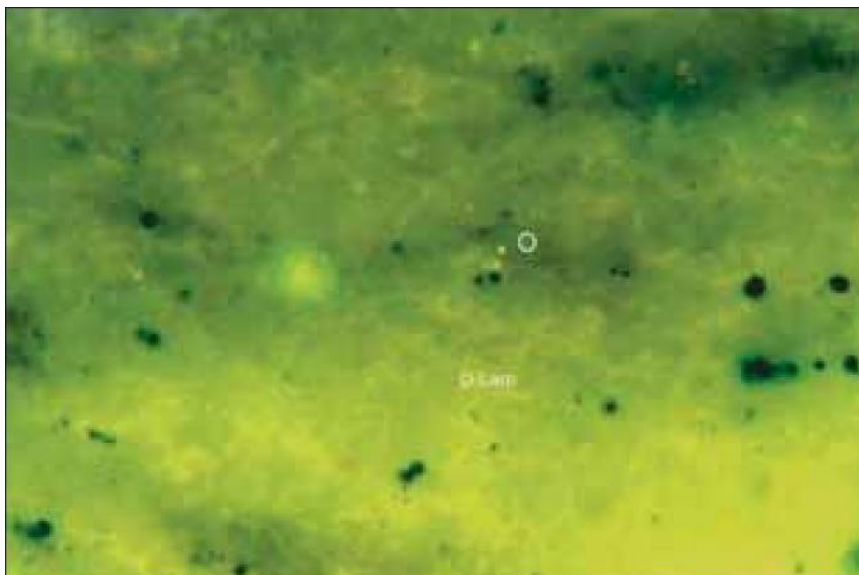


Fig.5 . Well Soroosh-02, 8921 ft. Fahliyan Formation (Neocomian). Carbonate with diffuse lamalginite (DLam) and oil inclusions (O). Fluorescence-mode, Rvmax 0.39%, (Bashari,2008)

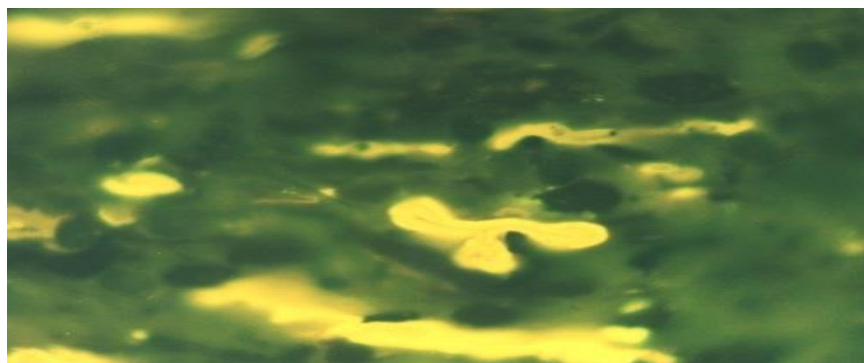


Fig.6 . Well Nowrooz-16, 2328.5 m, Kazhdumi Formation. Strongly fluorescing liptinite consistent with suppressed VR values. Fluorescence-mode. Rvmax 0.47%. Field width: 0.22 mm in both photos (Bashari, 2008)

اشکال ۵ و ۶ - منشاء نفت سروش و نوروز بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی بروی نمونه مغزه های چاههای سروش ۰۲ و نوروز 16 [18].

۵-روش کار

در این ارزیابی، مطالعه جهت تطابق زمین شناسی زیر زمینی چاه ها و زون بندی سازند ها با بهره گیری از نمودار ها و داده های پترو فیزیکی و مغزه های مربوطه انجام گرفته شده است. مقاطع نازک جهت مطالعه سنگ شناسی و رخساره های میکروسکوپی، مطالعات چینه نگاری سکانسی همچنین بهره برداری از داده های منتشره در مجلات و کنفرانس های

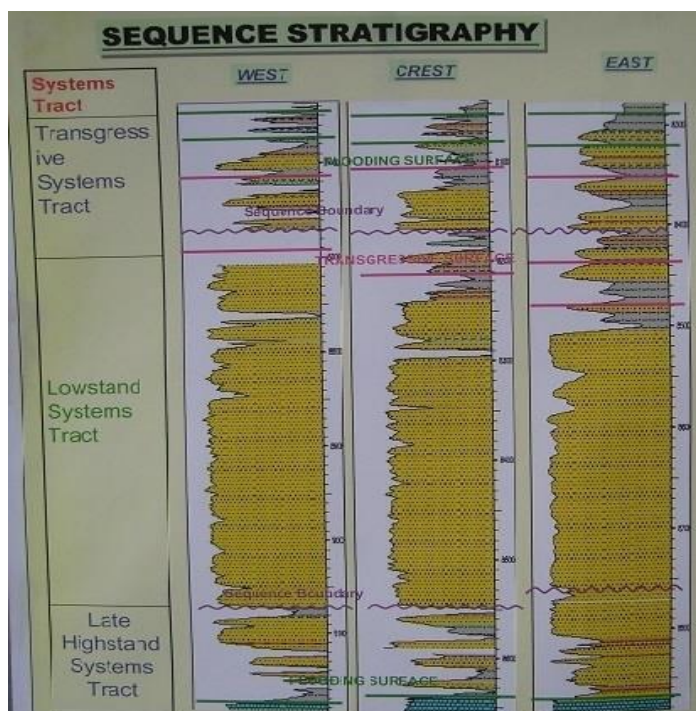
علمی جهانی منتشر شده، و اطلاعات منتشره میدین نفتی کشور های شمال غرب خلیج فارس با توجه به مشترک بودن آن با میدین نفتی در ایران انجام گرفته است. تشخیص ضخامت های زون های مخزنی سازند کژدمی و ماسه های بورگان و بررسی تطابق آن از روی نمودار گاما و دیگر نمودار های پترو فیزیکی انجام شده است. از طرفی در بررسی و مطالعه از داده های گوناگون منتشره یافته بیش از ۱۵ میدان نفتی واقع در شمال غرب خلیج فارس بر روی این سازند مورد ارزیابی قرار گرفته است.

۶- موقعیت جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه

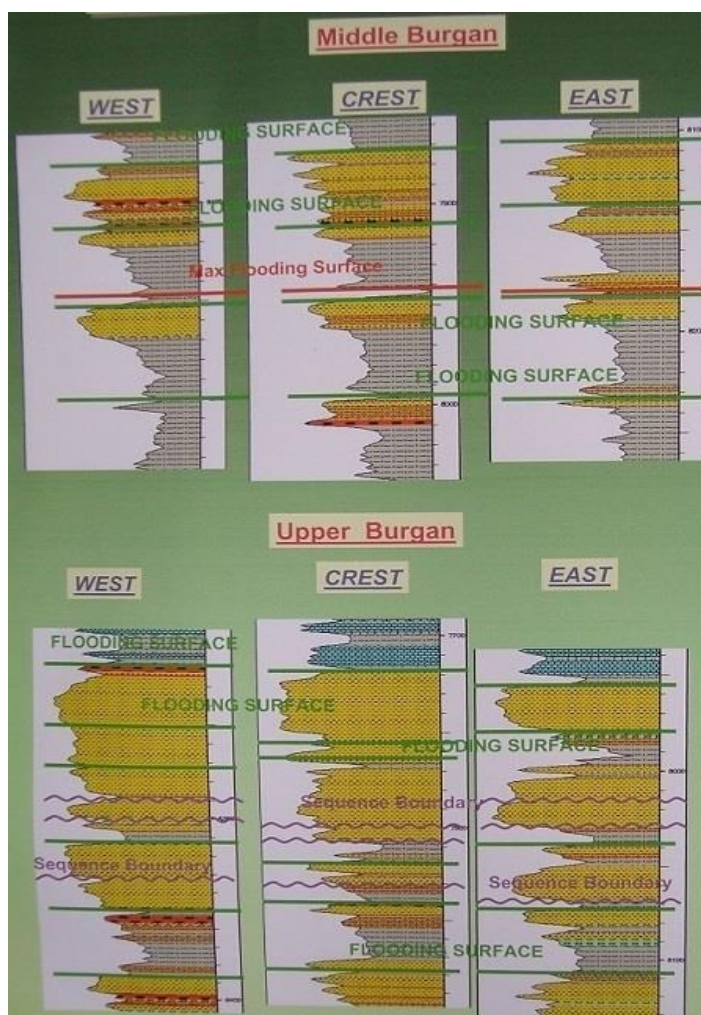
ناحیه مورد مطالعه واقع در شمال غرب خلیج فارس به سمت کویت بین عرضهای ۲۸ تا ۳۰ درجه شمالی و طول های ۴۷ تا ۵۰ درجه شرقی، از میدان فروزان بسمت میدان نفتی رود هاتین کویت میباشد. در این منطقه ۱۵ حلقه چاه از میدین گوناگون در امتداد این مسیر مورد مطالعه و ارزیابی قرار گرفته است.

۷-چینه نگاری سکansı مخزن بورگان

چینه نگاری سکansı، مطالعه ارتباط بین سنگ های رسوبی درون چارچوب زمان چینه نگاری یا طول دوران های زمین شناسی است. اساس و شالوده آن مشخص کردن سطوح چینه ای، ناپیوستگی های منطقه ای و پیوستگی های منطبق شونده و ارتباط میان رخساره های سنگی و محیط رسوبی در این چارچوب زمان چینه نگاری است. چینه نگاری سکansı به طور اساسی با سنگ چینه نگاری تفاوت دارد. چینه نگاری بخش میانی و بالایی بورگان در (اشکال ۷، ۸) نمایش داده شده است، که تغییرات نسبی سطح آب دریا و حذف لایه ها هم چنین بصورت خلاصه بیانگر تناوب چینه نگاری سکansı با فراوانی و شدت زیاد تا کم می باشد. *Depositional system tract* را نمایش میدهد. بخش میانی بورگان را میتوان به پهنه های *High Stand System Tract* نسبت داد. پیشروی بخش بورگان بعنوان یک مجموعه تناوب سطح بیشینهای آب دریا و سطح کمینه سطح اب دریا را در بر میگیرد (*High stand system tract, Low stand system tract*). را در بر می گیرد. در نهایت پسروی رسوبات تخریبی باعث ایجاد رسوبات کربناته محصول آرام پسرونده سیستم رسوبگذاری را تشکیل میدهد.



شکل ۷- چینه نگاری سکانسی بخش بورگان زیرین [۲۱]



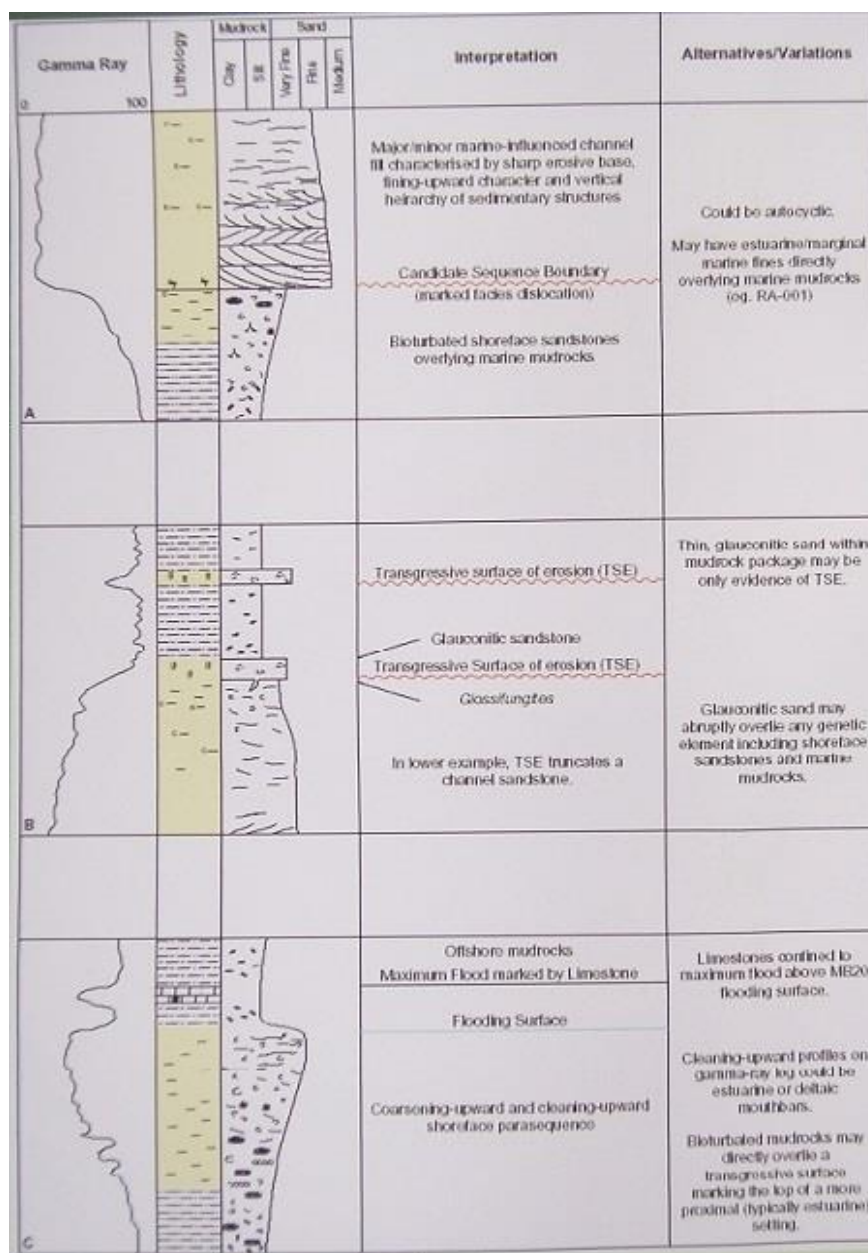
شکل ۸- چینه نگاری سکانسی بخش بورگان میانی و بالایی [۲۱]

سه تیپ اصلی از سطوح چینه نگاری در سازند بورگان قابل تمیز میباشد.

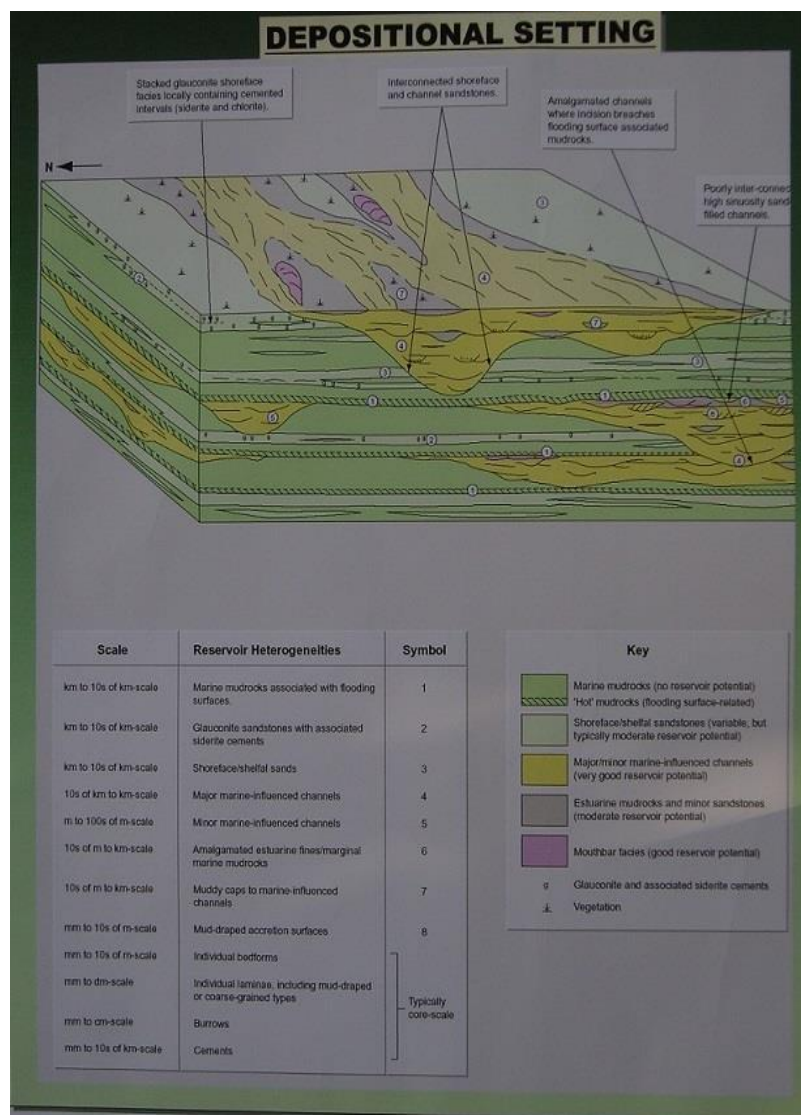
۱. **Flooding surface** سطوح سیلابی که شامل سطوحی میشود که شواهد افزایش شدید عمق آب رخ داده است. این سطوح در زمان افزایش سطح آب دریا شکل میگیرد. سطوح ناشی از طغیان رود خانه ای امکان حفر لایه های عمیق تر را فراهم میسازد. (شکل ۹)

۲. **Sequence boundaries** اساس و شالوده آن مشخص کردن سطوح چینه ای ناپوستگی های منطقه ای و پیوستگی منطبق شونده و ارتباط میان رخساره های سنگی و محیط رسوبی در این چارچوب زمان چینه نگاری است (اشکال ۷ و ۸).

۳. **Transgressive surface** سطوح پیشرونده، حرکت رو بسوی خشکی نوار ساحلی، پیشروی آب دریا را شامل میگردد. (شکل ۱۰).



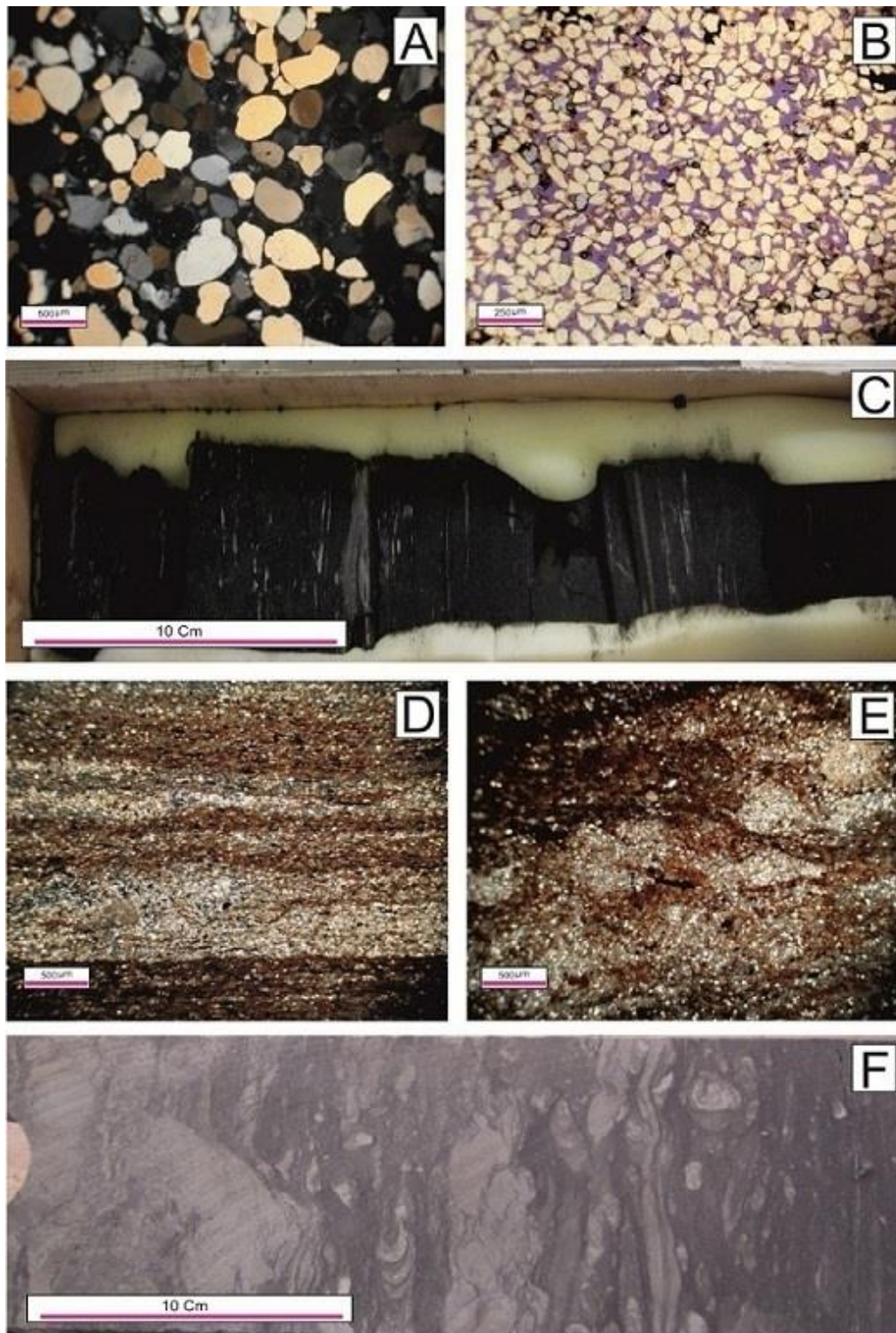
شکل ۹- سطوح کلیدی سازند بورگان [۲۱]



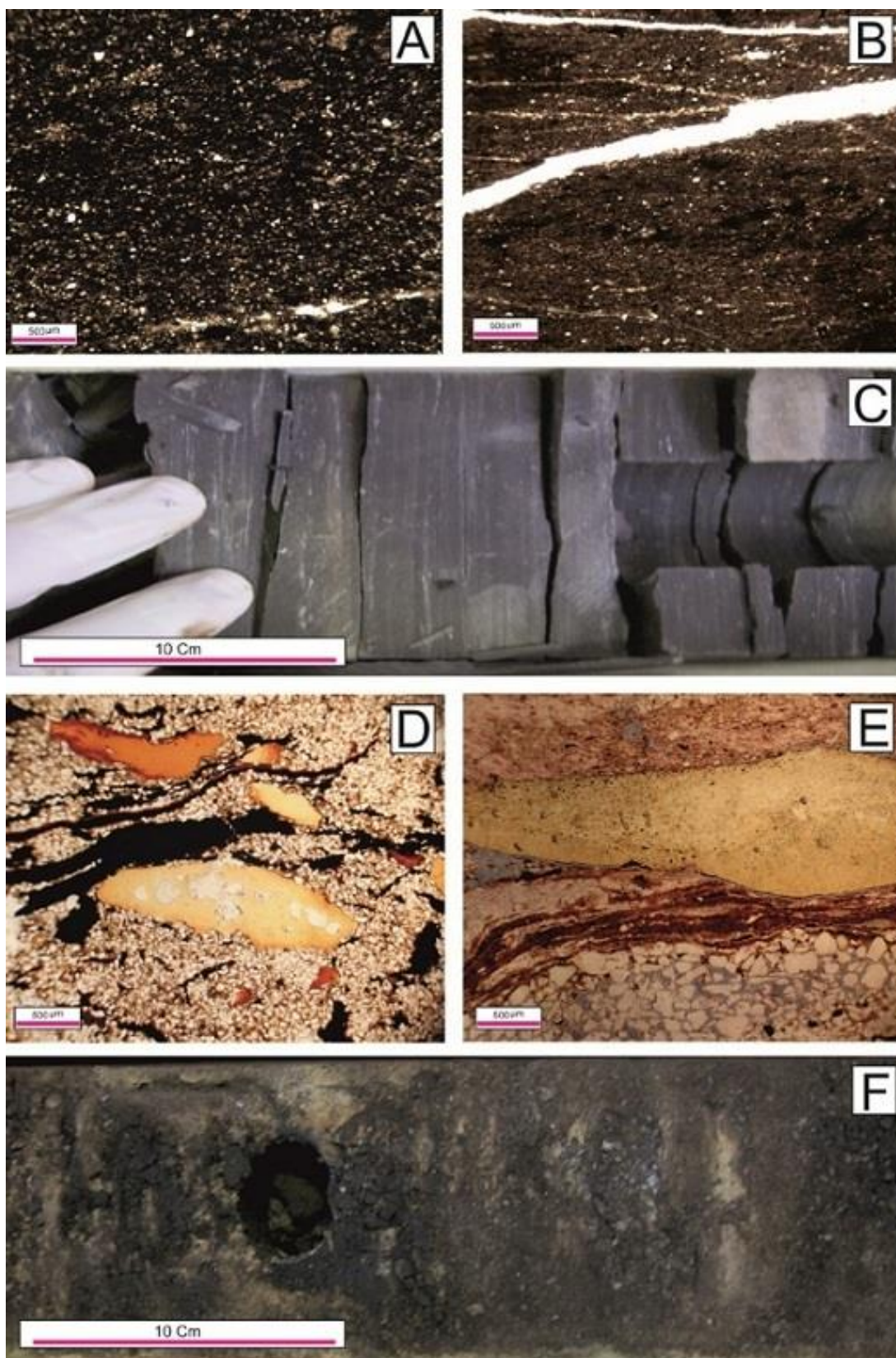
شکل ۱۰- چیدمان رسوبگذاری سازند بورگان در شمال غرب کویت [۲۱]

۸- پتروگرافی

مطالعات پتروگرافی [۱۲ و ۱۳ و ۱۸ و ۱۹]. از مغزه های گرفته شده میدین شمال غرب خلیج فارس نمایانگر این حقیقت میباشد که، کوارتز بیش از ۷۵ درصد بافت سنگ، با بلوغ بالا را تشکیل داده است (اشکال ۱۱ و ۱۲ و ۱۶). دانه های کوارتز اغلب منو کریستالین و بعضا پلی کریستالین بوده اندازه آنها از خیلی ریز دانه تا متوسط دانه تشکیل شده و دیگر عناصر تشکیل دهنده، فلدسپات تا حدود ۵٪ همراه با خرده سنک و کانیهایی رسی تخریبی همچنین کانی های فرعی دیگر از قبیل میکا، گلوکونیت همراه با کانیهایی سنگین دیگر میباشد (اشکال ۱۱ و ۱۲ و ۱۴ و ۱۵ و ۱۶ و ۱۷) وجود پتاسیم، فلدسپات، گلوکونیت و دیگر کانیهایی سنگین رادیو اکتیو سبب افزایش شدت اشعه گاما بر روی نمودار گاما را در سطوح کلیدی میگردد (شکل ۹)



شکل ۱۱- فوتومیکروگراف از فاسیس F4 (کوارتزیت) که بیانگر سرشت سخت نشده تا کمی سخت شده می باشد (A)، حفاری های افقی (بارو) در شکل (B)، تصاویر مغزه های F که بیانگر چینه بندی متقاطع و زیست آشفته‌گی (D, E) [۱۲]



شکل ۱۲- فوتومیکروگراف از فاسیس ابرون استون های اوولیتی (A) و (B)، مادستون های دارای لایه بندی (D) فاسیس اوربیتولینا بیوکلاست پکستون (E)، تصاویر مغزه های فاسیس (C, F)، در میدان نفتی سروش بورگان [۱۲]

۹- شناخت کانیهای رسی ماسه های بورگان

شناخت کانی های رسی بسبب تاثیراتی که بر کیفیت مخزن می گذارد، شایان توجه است. شناخت کانیهای رسی نه تنها در سرشت نمایی مخزن، تراوایی، تخلخل و محاسبات حجم هیدرو کرپور قابل استحصال تاثیر گذار است بلکه، در استقامت دیواره چاه [۲] و همچنین در آسیب دیدگی مخزن بسبب عدم شناخت نوع دقیق کانی های رسی بی تاثیر نمی باشد. از این رو شناخت کانی های رسی سازند کژدمی و هم ارز آن ماسه های بورگان در بخش شمالی خلیج فارس از اهمیت شایانی برخوردار میباشد. از این رو جهت شناسایی بیشتر نوع کانیهای رسی سازند کژدمی و ماسه های بورگان سه نمونه از این سه بخش ماسه بورگان، از یکی از میداین بخش شمالی خلیج فارس مورد از آنالیز قرار گرفته است.

۹-۱- روش مطالعه کانی های رسی

این مطالعه ارزیابی فرایند دیاژنز ماسه های بورگان را شناخت بهتر پتانسیل مخزن را بهبود می بخشد. این مطالعات بر اساس مطالعه سنگ شناسی مقاطع نازک توسط میکروسکوپ پولاریزان، و میکروسکوپ الکترونی مجهز به دستگاه آنالیز انجام گرفته است [۱۳، ۱۴، ۱۵، ۱۶]. نمونه ها برای انجام آزمایشات لازم جهت شناسایی کانیهای رسی تحت آنالیز پراش اشعه X مطالعه میکروسکوپ الکترونیکی قرار میگیرد.

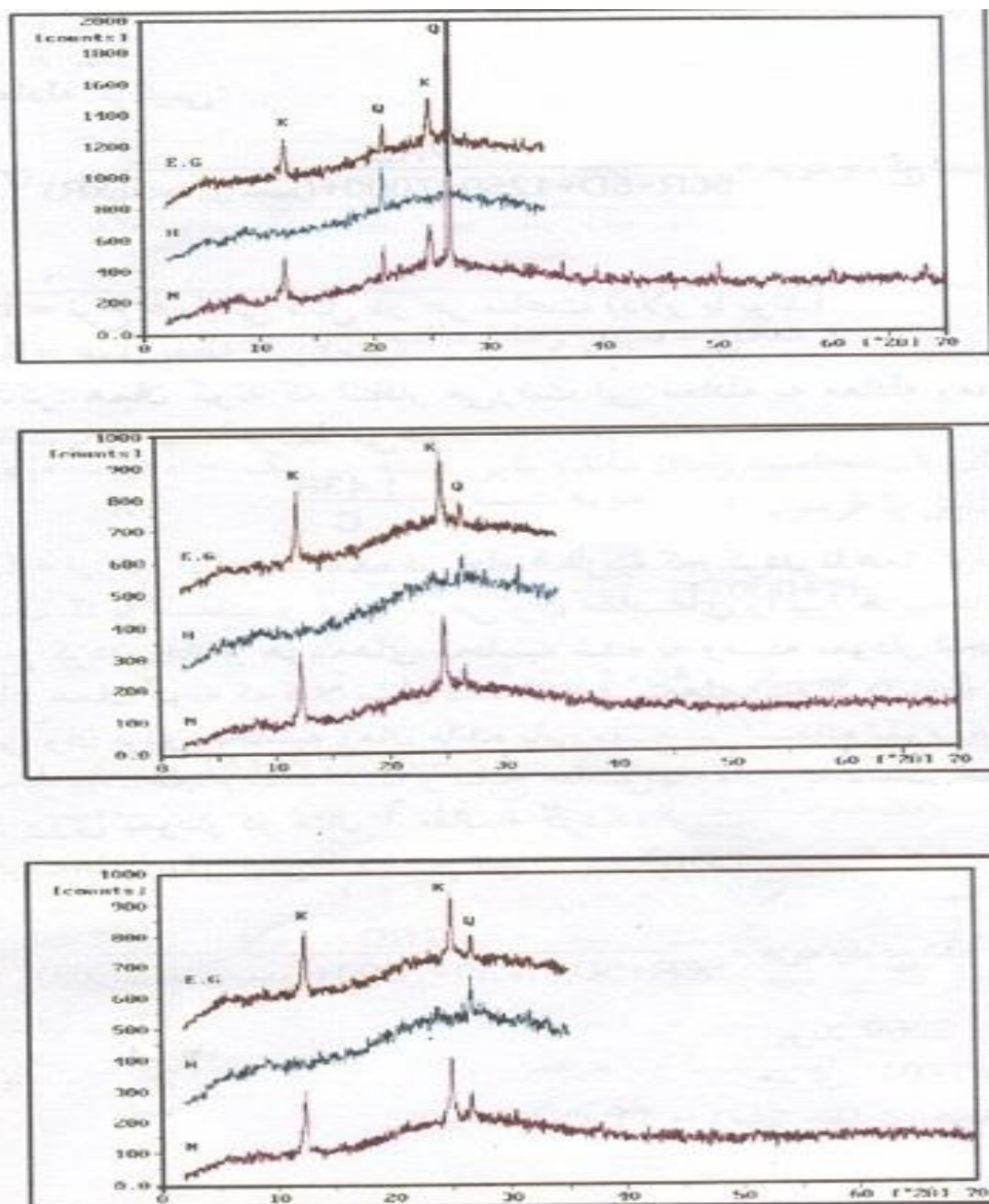
(XRD, SEM equipped with EDX)

۹-۲- شناسایی کانی های رسی در سازند بورگان

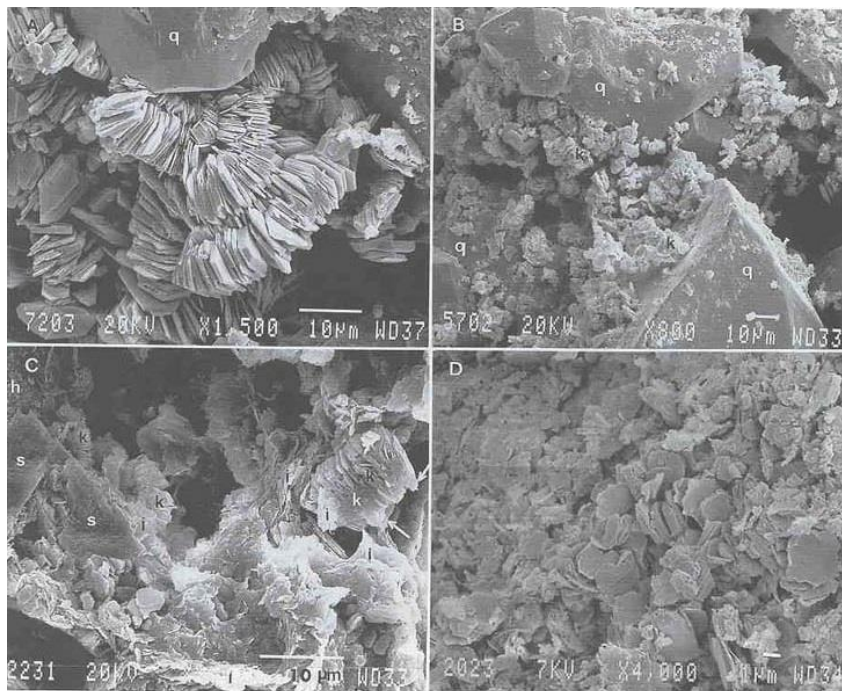
نتایج آنالیز کانیهای رسی نشان داده است، مهمترین و فراوانترین کانیهای رسی موجود در سازند بورگان و سازند هم ارز آن کژدمی، به ترتیب فراوانی، کائولینیت، ایلیت، مونتوریلونیت و کلریت می باشند (اشکال ۱۳، ۱۴). با توجه به اندازه بسیار ریز ذرات رسی، مطالعه آنها تنها با روشهایی ویژه مانند یکی از روشهای آنالیز پراش اشعه ایکس، مطالعه فلورسانس اشعه ایکس و یا با میکروسکوپ الکترونی ممکن است. ذرات رس را به علت اندازه بسیار کوچکشان نمیتوان با روشهای ماکرو یا میکروسکوپی مطالعه کرد. در این بخش از مطالعه، جهت شناسایی کانیهای اصلی تشکیل دهنده سنگ نمونه های انتخاب شده مورد مطالعه قرار گرفته اند. پس از آماده سازی نمونه ها طبق دستور عمل متداول هر اسلاید در سه مرحله مورد آزمایش قرار میگیرند [۱۴، ۱۵، ۱۶]. مرحله اول در حالت ترمال و تیمار نشده نمونه های اسلاید حاوی نمونه در هوای آزاد خشک شده اند. مرحله دوم که اسلاید خام بمدت یک ساعت در حرارت ۵۵۰ درجه سانتیگراد حرارت می بیند و در مرحله سوم با اضافه کردن اتیلن گلیکول توسط دیسیکاتور در حرارت ۷۵ درجه سانتیگراد بمدت پنج تا شش ساعت انجام میگیرد. (شکل ۱۳). سپس به هر سه اسلاید از هر نمونه توسط آنالیز دیفراکتومتری تحت مطالعه اشعه ایکس قرار میگیرد

(X-Ray diffractometry). در هر سه نمونه کانی رسی کائولینیت بمقدار فراوان و ایلیت/اسمکتیت به مقدار جزئی تشخیص داده شده است. در این آنالیز، کائولینیت و کلریتها در فواصل طول موج ۷/۱ انگسترم و ۳/۵ انگسترم پیک میزند.

اختلاف آنها با تیمار کردن به روش حرارتی بمدت یک ساعت تحت دمای ۵۵۰ درجه سانتیگراد مشخص می شود. چون کائولینت، دو مولکول آب همراهش را از دست داده به فاز آمورف تبدیل میشود و با محو پیک خود از کلریت متمایز میگردد پیک دوم ایلیت/اسمکتیت در فواصل طول موج و ۱۰ انگسترم و ۳۲ انگسترم قابل تشخیص است که برای شناسایی به تیمار کردن نیاز نیست. پایه های بلند و باریک پیکها نماینگر این است که رسها دارای نظم تبلوری بالای هستند (شکل ۱۳)



شکل ۱۳- نتیجه آنالیز کانی های رسی از سه نمونه سازند بورگان، میدان فروزان، تحت شرایط: نرمال، حرارت داده شده و اتیل گلیکول نمایانگر کانی رسی کائولینت بصورت غالب و ایلیت بمیزان جزئی [۱۴]



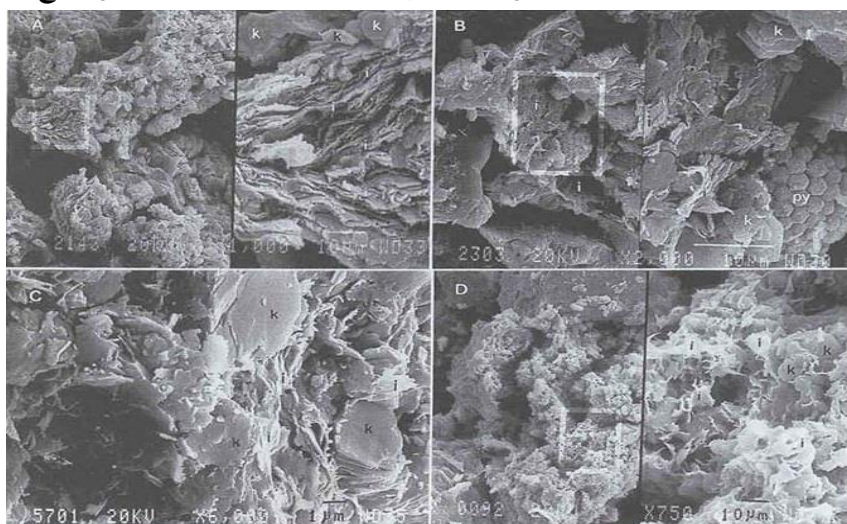
شکل ۱۴- تصویر میکروسکوپ الکترونی

۱- کائولینیت از نوع ورمیکولار متبلور شده پر کننده فضای تخلخل

۲- کانی کائولینیت اتوژنیک پر کننده تخلخل همراه کانی کوآرتز با رشد ثانویه آن

۳- کائولینیت، ایلیت، سیدریت و همایت

۴- کائولینیت اوهدرال در مرکز عکس، تخلخل باقی مانده پس از رسوب کائولینیت در یک خلل و فرج بزرگ



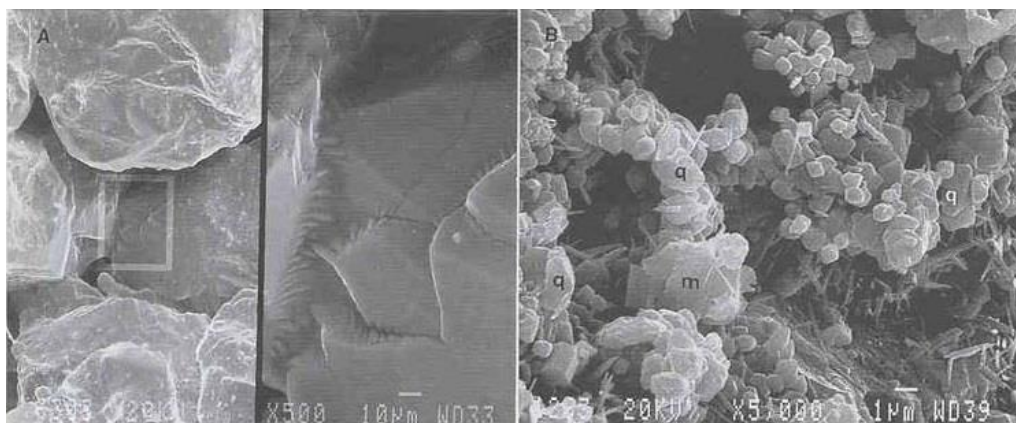
شکل ۱۵- تصویر میکروسکوپ الکترونی

۱- نمایانگر کانی ایلیت تخریبی

۲- ایلیت تخریبی همراه با کائولینیت دیاژنتیکی

۳- اتوژنیک ایلیت و کائولینیت

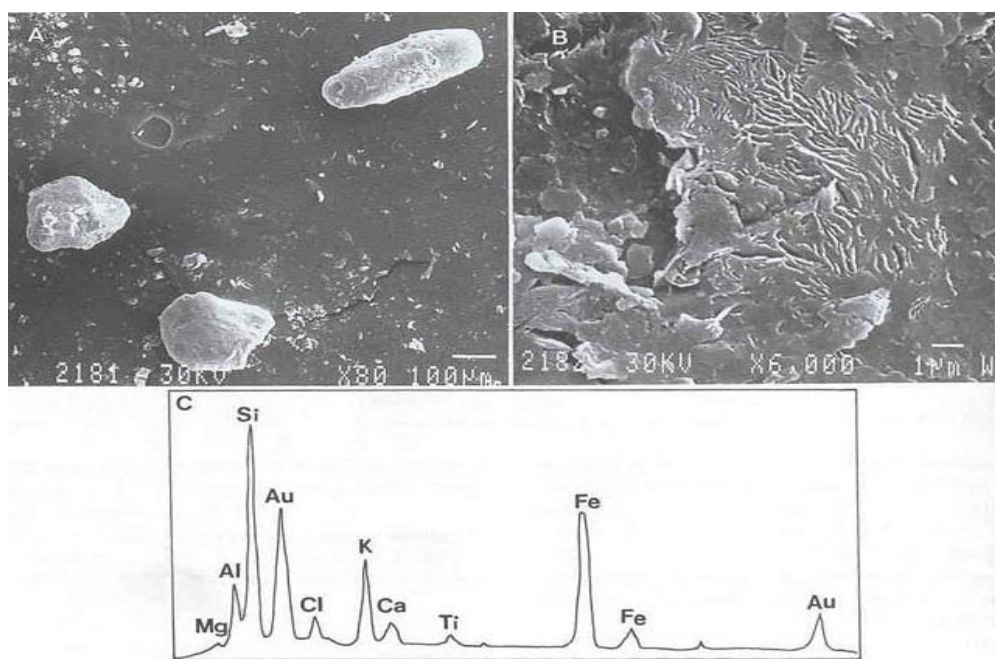
۴- کانیهای رسی پر کننده خلل و فرج بین بلور کوآرتز، ایلیت و کائولینیت



شکل ۱۶- تصویر میکروسکوپ الکترونی

۱- نمایانگر سیمان سیلیسی و رشد کوارتز

۲- رشد ثانویه کوارتز در امتداد محورهای بلورشناسی، رخساره ماسه عاری از کانی های رسی



شکل ۱۷- تصویر میکروسکوپ الکترونی

۱- نمونه آنالیز شده نمایانگر وجود کانی گلوکونیت

۲- بزرگنمایی شده و تشخیص بهتر وجود کانی گلوکونیت بسبب وجود آهن [۲۰]

۹-۳- تاثیر کانی های رسی بر روی خصوصیات مخزن بورگان

مطالعات جریان هیدرولیکی نشان میدهد که مناطق وسیعی در اطراف دیواره چاه اثرات منفی بر روی میزان تولید نفت می گذارد [۱۶]. دلیل اولیه آسیب دیدگی مخازن نفت بر اثر مسدود شدن فضای تخلخل بسبب عوامل فیزیکی، شیمیایی، و بیولوژیکی میباشد. مکانیسم جدایی ذرات از دیواره چاه و تعلیق و جذب آن ذرات اهمیت بسزایی در امر مراحل تشخیص

آسیب دیدگی مخزن خواهد داشت. ترکیبات کانی شناسی سنگ های مخزن، فعالیت شیمیایی درگیر ذرات، میزان نمک محلول، شدت جریان و فاز های گوناگون جریانی از فاکتور های اساسی میباشد که در جابجایی این ذرات موثر میباشند. بعضی از انواع کانیهای رسی نسبت به جذب آب حساس هستند نظیر اسمکتیت، تعدادی دیگر نسبت به اسید حساسیت داشته همانند گلریت و گلوکونیت و دسته ای دیگر همچون کائولینیت که علاقه به مهاجرت ذرات دارد. که آن بسبب مشکل اختلاف فشار بین سازند و حفاری چاه و تولید نفت رخ میدهد [۱۶]. حضور کائولینیت امکان کاهش شدید تراوایی در تماس با آب خالص و همچنین سبب انتشار فاز کلوییدی را دارد. حضور کانیهای رسی در سازند سبب کاهش شدید تراوایی سنگ میگردد و هم چنین بعنوان سد باز دارنده در مسیر جریان های هیدرولیکی را بازی میکند. حضور کانی های ورقه ای شدیداً باعث افزایش تخلخل میکروسکوپی میگردد، از طرفی باعث کاهش تخلخل مفید در مخزن میگردد. کانیهای رسی بویژه کائولینیت تاثیر بسزایی در خصوصیات سنگ در امر کاهش تخلخل بین دانه ای بوسیله عملکرد مهاجرت ذرات ریز بلور های کائولینیت دارد. کائولینیت یکی از متداول ترین و فراوان ترین کانی رسی در سازند بورگان گزارش شده است [۱۴]. حضور کائولینیت نشان میدهد سیلس و آلومینیوم بسبب نفوذ آن در خلل و فرج ها سبب رشد بلور های کائولینیتی گردیده است. حضور ایلیت و اسمکتیت باعث سد شدگی جریانهای هیدرولیکی میگردد (شکل ۱۵). کانیهای رسی با اشکال ورقه ای (ایلیت / اسمکتیت) با اندازه های کوچک خود سبب ایجاد سدی در مسیر جریانهای هیدرولیکی در مسیر فضای تخلخل میگردد. پدیده متورم شونده کانی های رسی زمانی اتفاق میافتد که میزان غلظت نمک شدیداً کاهش یافته است. وجود یون آهن در کانی های رسی از قبیل کلریت / گلوکونیت و هم چنین حضور کانی سیدریت در سازند های مخزنی در زمان عملیات انگیزش چاه توسط اسید زنی بمنظور بازیافت دوم و سوم مخازن، ایجاد رسوب ژل هیدرو اکسید آهن که سبب کاهش شدید تخلخل میگردد را به همراه میآورد (شکل ۱۶ و ۱۷) که این فعل انفعالات شیمیایی میتواند با رسوب این ژل هیدرواکسید آهن در خلل و فرج ماسه های سازند بورگان و کاهش شدید تخلخل و تراوایی گردد، که بهیچ وجه قابل جبران و برگشت پذیر نخواهد بود [۱۶].

۱۰- نتیجه گیری

- ۱- نقشه های هم ضخامت بیانگر افزایش ضخامت ماسه های بورگان در سازند کژدمی از شرق به غرب بوده که تایید کننده و منشاء رسوبات تخریبی از سپر عربستان بسوی ایران، که تدریجاً از ضخامت ماسه های بورگان کاسته میشود. شاهد آن وجود مخازن بسیار عظیم نفتی سازند بورگان در کویت و شمال عربستان را میتوان ذکر کرد.
- ۲- ارتباط چینه ای سه بخش مخزنی بورگان، در ناحیه مورد مطالعه در خلیج فارس بسوی میدین نفتی در کویت سهولت قابل تعقیب میباشد.
- ۳- مدل های رسوبی نقش تعیین کننده ای در تشریح تغییرات سطح آب دریا را فراهم میکند.
- ۴- چینه نگاری سکانسی نقش جامعی در تشخیص هتروژنیته مخزن همچنین در امر کسترش و تعقیب لایه های مخزنی را دارد.

۵- مطالعات پتروگرافی و شناخت کانیه‌های رسی نقش شایان توجه‌ای، در امر شناخت سرشت نمایی مخزن بورگان و همچنین در عملیات ازدیاد برداشت، بمنظور جلوگیری در آسیب رسانی به لایه‌های مخزنایی نقش مهمی را ایفا میکند.

سیاس و قدر دانی

از داوران مقاله آقایان دکتر علی صیرفیان استاد بازنشسته دانشگاه اصفهان و دکتر بهمن سلیمانی استاد دانشگاه شهید چمران اهواز سپاسگزاری می‌گردد.

منابع

- [1] نظام وفا، س.، رضایی، م.، ر.، موسوی حرمی، ر.، برگریزان، م.، و چهارزی، ع.، ارزیابی پارامتر های مخزنی سازند بورگان در یکی از میدان های نفتی جنوب باختری ایران: علوم زمین، تابستان ۱۳۸۷ سال هفدهم، شماره ۶۸.
- [2] سلیمانی، م.، و رعیت دوست، س.، ۱۳۹۲، مطالعه جامع لایه های شیلی سازند بورگان با نگرش به مسئله پایداری دیواره چاه سلیمتی: مجله علمی- پژوهشی زمین شناسی نفت ایران، سال سوم شماره ۶.
- [3] توکلی، و.، نادری، خ.، و نیک نژاد قمصری، م.، ۱۳۹۵، نهشته های آهن آئیدی سازند کژدمی در بخش مرکزی خلیج فارس: محیط رسوبی و تغییرات سطح اب دریا: پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، جلد ۶۲، صفحه ۲۵-۳۸.
- [4] JAMES, G.A. and WYND, J. G., 1965, Stratigraphical nomenclature of Iranian Oil Consortium agreement area: *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, **45**, 2182-2245.
- [5] NAMIKCAGATAY, M., S., AL-SAIYED, I. and CARRIGAN, W.J., 1995, Diagenesis of the Safanniya sandstone member (Mid-cretaceous) in Saudi Arabia: *Sedimentary Geology Journal*, 221-239.
- [6] ADSANI, M., 1967, The North Kuwait oil fields: *Sixth Arab Petroleum Congress*, 6-39.
- [7] AL-EIDAN, A.J., 2001, Upper Burgan reservoir description, Northern Kuwait: Impact on reservoir development: *GeoArabia Journal*, **6**, 179-208.
- [8] GOODALL, I., CROSS, N. and PAYNE, D., 1996, Reservoir of the Maudud Formation in Raudhatain and Sabiriyah field North Kuwait: *Un published Badley Ashton Report 970107 for Kuwait Oil Company*.
- [9] AL- FARES, A. A., BOUMAN, M. and JEANS, P., 1998, A new look at the Middle to Lower Cretaceous stratigraphy, offshore Kuwait, Persian Gulf: *GeoArabia Journal*, **3**, 542-560.
- [10] AL-EIDIAN, A.J., WETHINGTON, W.B. and DAVIES B., 2001, Upper Burgan Reservoir Distribution, Northern Kuwait: Impact on Reservoir Development: *GeoArabia Journal*, **6**, 179-208.
- [11] NEZAMVAFAE, S., REZAAE, M., MOUSSAVI-HARAMI, R., BARGRIZAN, M. and CHEHRAZI, A., 2008, Evaluation of Reservoir Parameters for Burgan Formation in One of the Iranian Southwest Oil Field: *Geosciences*, **68**.
- [12] BRAHIMI, D., AMINI, A., SOLGI, A. and HAJIKAZEMI, E., 2016, An Integrated Appraisal of Burgan Reservoir in Soroosh Oil Field, Using Petrographic and Petrophysical Approaches Open: *Journal of Geology*, **6**, 1013-1031.
- [13] KORDI., M. and BASHARI, A.R., 2001, The Burgan Reservoir Distribution, Northern part of the Persian Gulf: *The 11th Oil, Gas and Petrochemical Congress Oct 2001, Tehran, Iran*.
- [14] KORDI, M. and BASHARI, A., 2003, Clay mineralogy of the Kazkdumi Shale, an approach to investigation of Formation Damage of Burgan sands, in the Persian Gulf: *Scientific Journal of Exploration & Production Oil & Gas*, **5**, 16-17.

- [15] BASHARI, A., 1998, Diagenesis and reservoir development of sandstone in the Triassic Rewan group, Bowen Basin, Australia: *Journal of Petroleum Geology*, **21**, 445-465.
- [16] BASHARI, A., 2000, Petrography and clay mineralogy of Volcanoclastic Sandstones in the Rewan Group, Southern, Bowen Basin, Australia: *Journal of Petroleum Geoscience*, **6**, 151-163.
- [17] BORDENAVE, M.L., 2000, Zagross Domain of Iran hold exploration, EOR opportunities: *Oil & Gas Journal*, **98**, 36-38.
- [18] BASHARI, A., 2008., Thermal History Reconstruction in the Soroosh and the Nowrooz Field, the Persian Gulf, Based on Apatite Fission Track Analysis and Vitrinite Reflection data: *Journal of Petroleum Geology*, **31**, 153-165.
- [19] KAMALI, MR., BASHARI, A., SOBHI, G. and MAHMOUDIAN, H., 2012, Distribution and Type of Organic Matter in Cretaceous to Tertiary Source Rocks in Soroosh and Nowrooz Fields, Persian Gulf: *Geopersia*, **2**, 13-25.
- [20] CAGATAY, M.N., SANER, S., AL-SAIYED, I. and CARRIGAN, W., 1996, Diagenesis of the Safaniya Sandstone Member (mid-Cretaceous) in Saudi Arabia: *Sedimentary Geology*, **105**, 221-239.
- [21] AL-AJAMI, H. and ABDUL AZIM., S., 2003, Sequence Stratigraphy, Depositional Environment and Reservoir Geology of Albian Reservoirs in Kuwait: *AAPG International Conference Barcelona, Spain*, 21-24.

An attempt to reservoir characterization of Burgan sand, in the northwest of the Persian Gulf toward Kuwait

Alireza Bashari

President of Iranian Society of Petroleum Geology and co-editor

* a_bashari@yahoo.com

Received: June 2020, Accepted: February 2021

Abstract

The Sand tongues of the Albian Kazhdumi Formation is a major productive reservoir in North West part of the Persian Gulf towards Kuwait. High porosity and high permeability of these sandstones together with existence of shale either as source rock or cap rock in this formation, have provided all conditions needed for hydrocarbon accumulation. A rapid sea level fall in early Albian initiated the deposition of Burgan clastic reservoirs over the Shuaiba Carbonates. The lower Burgan Formation was deposited in a low stand systems tract represented by massive sandstone reservoirs. High frequency sea level changes have resulted in deposition of shore face sands and extensive marine shales within an overall fluvial setting. The middle part Burgan was deposited in a transgressive systems tract. The upper part witnessed a relative sea level fall in a low stand systems tract with deposition of sand prone facies in estuarine channels. The clastic cycle was terminated by initiation of Maaddud carbonate sedimentations in transgressive systems tract. A combined effect of allocyclic nesting of sequence stratigraphic packages and autocyclic ramp profile were the primary factors controlling the lithofacies association. This Formation has been informally subdivided into: Lower Interval (C) mainly shaly sands, middle Interval (B) clean sands “main reservoir” and upper Interval (A) interbedded shale & sands. Petrographic analysis shows that the reservoir consists of quartz-rich sands, (typically >70%) and feldspar poor (mainly <5%). Nine authigenetic minerals in the Burgan sands have been identified: quartz, calcite, siderite, pyrite, glauconite along with four groups of the clay minerals. XRD analysis of clay fraction indicates the presence of four clay mineral groups in the Burgan reservoirs: kaolin, illite, chlorite and expandable- lattice mixed –layer, illite/ smectite.

Keywords: Burgan sands, Kazhdumi, Reservoir Characterization, Persian Gulf, Clay mineralogy.

Biostratigraphy, conodont biofacies and CAI of Late Devonian-Carboniferous deposits in Anarak section, Central Iran

Elahe Sattari¹, Ali Bahrami^{2*}, Hossein Vaziri-Moghaddam³, Azizolah Taheri⁴,
Sandra Isabella Kaiser⁵, Peter Königshof⁶

1-Ph.D. in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan

2- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan

3- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan

4- Professor, Faculty of Earth Science, Shahrood University of technology, Shahrood, Iran

5- Museum of Natural History Stuttgart, Stuttgart, Germany

6-Senckenberg – Research Institute and Natural History Museum, Frankfurt, Germany

*a.bahrami@sci.ui.ac.ir; Bahrami_geo@yahoo.com

Received: May 2020, Accepted: August 2020

Abstract

Late Devonian-Carboniferous (Mississippian-Pennsylvanian) conodonts fauna of Anarak section, NE Isfahan (central Iran), led to identifying 67 conodont species belonging to 18 genera. 22 conodont bio-intervals were separated; 15 biozones belong to Late Devonian and 7 biozones belong to carboniferous (Mississippian-Pennsylvanian) time interval. Based on field observation and sedimentological features and characteristics, the section, subdivided into 5 lithostratigraphic unit. The conodonts element show dark color, CAI=4 (11-a) in Frasnian biozones, light color, CAI= 1.5-2 (11-b,c) in Famennian and dark color in Carboniferous CAI= 5-5.5 (11-d,e) these changes in the Color Alteration Index reveals texture maturity and the possibility of hydrocarbure potential in the Famennian stage.

Key words: Devonian, Carboniferous, Anarak section, Conodont biozones, Conodont biofacies.

Biostratigraphy, Paleobathymetry, and new planktonic foraminiferal species of the Abderaz Formation at Qalezo section, west of the Kopeh-Dagh sedimentary basin

Meysam Shafiee Ardestani¹, Mohamad Vahidinia^{2*}, Fatemeh Farazi Far²

1- Post-Doc of Paleontology and Stratigraphy, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2- Faculty of sciences, Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

*Vahidinia@ferdowsi.um.ac.ir

Received: May 2020, Accepted: September 2020

Abstract

In this study, the Abderaz Formation at Qalezo section in the west of the Kopeh-Dagh sedimentary basin has been studied. It consists mainly of massive limestone, Marl, and chalky limestone units in the mentioned section. The Abderaz Formation in the Qalezo section, paraconformably overlies the lower unites, and its upper contact is covered conformably by Abtalkh Formation. The thickness of the Abderaz Formation is 216 meters, a total of 55 planktonic foraminifera species belong to 15 genera have been identified in this research. which resulted in the recognition of 4 biozones. The latest Early Turonian-Late Santonian ages were detected. In this study, four planktonic foraminiferal species including *Dicarinella bouldinensis* (Pessagno 1967), *Dicarinella takayanagii* Hasegawa 1999, *Marginotruncana desioi* (Gandolfi 1955), and *Marginotruncana caronae* Peryt 1980, have been introduced, for the first time, from Iran. Besides, planktonic foraminifera morphotypes were studied for sea-level changes. In Lower-Middle Turonian, the high frequency of the M1 group and the low frequency of the M3 group displayed a fall seal level at this time. In Late Turonian frequencies of the M3 group with accompany of %P was shown a rise sea level. In the Coniacian and Santonian stages, the M1 group was dominant and the M3 group showed low frequency and all of the mentioned evidence were demonstrates fall sea level. Also, the depth average of the studied section based on $Depth = e^{(3.58718 + (0.03534 \times \%P))}$ has been estimated as 146 meters which were shown these sediments deposited in the Outer Neritic environment.

Key Words: Kopeh-Dagh sedimentary basin, Abderaz Formation, Planktonic foraminifera, Biostratigraphy, Paleodepth

Comparison of $\Delta\log R$ and mineralogy-based methods in estimating organic carbon content of Pabdeh Formation in Ahwaz and Rag-e Sefid oilfields

M. Shafie¹, S.H. Tabatabaei^{2*}, M. Tabaei³, N. Fathianpour⁴, A. Opera⁵

1- M.Sc. Student of Petroleum Exploration, Department of Mining Engineering, Isfahan University of Technology (IUT), Isfahan, Iran

2- Associate Professor, Department of Mining Engineering, Isfahan University of Technology (IUT), Isfahan, Iran

3- Associate Professor, Department of Mining Engineering, Isfahan University of Technology (IUT), Isfahan, Iran

4- Associate Professor, Department of Mining Engineering, Isfahan University of Technology (IUT), Isfahan, Iran

5- Master of Geology, National Iranian South Oilfields Company, Ahwaz, Iran

*tabatabaei@iut.ac.ir

Received: January 2020, Accepted: September 2019

Abstract

One of the most common and relatively accurate methods for determining the amount of organic carbon in rocks in the oil and gas exploration potential is the Pyrolysis methods, a standard example of which is the first rock pyrolysis method. Based on the study of the core sample, this method explores the potential of oil and gas in source rocks. One of the important and valuable parameters in determining the potential of oil and gas resources is the determination of TOC. The purpose and motivation of this research is to compare the $\Delta\log R$ method and the mineralogy-based method for calculating the total amount of organic carbon in the source rock. It has the desired accuracy and relatively low cost. The fields studied in this study are two fields of Ahwaz and Rag-e sefid. These fields are among the potential fields of southwestern Iran for more detailed investigation and estimation of organic carbon content. In this research, software studies have been performed through IP software, using which the petrophysical data of each field have been calculated and compared, and finally, its results have been compared with actual TOC values. Input data in the mineralogical data method include density log, neutron porosity log and gamma log, and input data in the $\Delta\log R$ method include acoustic and resistivity logs. The most appropriate methods (in terms of R^2) in Ahwaz and rag-e sefid fields are the mineralogical data method and the $\Delta\log R$ method, respectively. Also, in terms of cost, precision and accuracy parameters, the best method discussed in this research is R^2 mineralogical data in Ahwaz and Rag-e Sefid, 0.94 and 0.61, respectively. Then, the $\Delta\log R$ method comes second.

Keywords: Organic carbon content, Source rock, Ahwaz Field, Rag-e Sefid Field, $\Delta\log R$ method, Mineralogy based method.

Drilling mud loss modeling to detect high risk point and suitable location for new drilling project in Sarvak Formation, Azadegan Oil Field

Bahman Soleimani^{1*}, Abass Esmaeli², Ehsan Larkee³

1-Prof. of Petroleum Geology, Shahid Chamran University of Ahvaz,

2-MSc Student of Hydrocarbon Reservoir, Omydieh Branch, Islamic Azad University of Omydieh

3-MSc in Geophysics-Seismic Exploration, Well logging NIDC, Ahvaz

*soleimani_b@scu.ac.ir

Received: January 2020, Accepted: August 2020

Abstract

Drilling mud loss is considered as one of common problems encountered during excavation. The aim of this study is to evaluate of mud loss of the Sarvak Formation (Cenomanian age) in Azadegan oil field which is known as the most important rich hydrocarbon reservoir in the Zagros region by providing the model in the environment of GS⁺ software. This formation consists of a thick sequence of limestone and clay limestone layers, which is divided into 7 zones based on petrophysical characteristics. For this purpose, available data such as drilling mud weight, pump pressure, mud loss, and related depths of 9 drilled wells were investigated. Drilling mud loss data revealed that zones 1 and 2 with the mean of 109.67 and 102.769 bbl/h having the highest mud loss in northern and southern parts. While Zone 3 and zone 4 with the average of 119.983 bbl/h and 87.463 bbl/h, has the highest value in northern and southern parts, respectively. The other zones, i.e., 5, 6 and 7 having the mean of 29.615, 27.965, and 23.939 bbl/h indicating the highest values in both parts. The results showed that despite of the operating factors including the weight of drilling mud and the pressure of the pumps were kept constant, the presence of fractures in the reservoir rocks causes to occur mud loss significantly in zone 3 while it is observed the lowest level of mud loss in zone 7. Based on the results of mud lost data patterns, faults, sedimentary environments morphology (such as sedimentary channels) seem to play major roles in creating fractures or areas susceptible to mud loss. The difference in observed patterns of mud loss is more likely to confirm the shifting of channel location over the time in different parts of the reservoir. In general, in spite of the middle part of the reservoir, the highest rate of mud loss was detected and shifted in the northern and southern edges. Therefore, the position of areas with the highest mud loss will be varied and so optimized location for production wells and having high risk are also changed. It is suggested to prevent mud loss hazards in this field, and so underbalanced drilling method should be preferred.

Keywords: Azadegan oil field, Sarvak Formation, drilling risk, mud loss pattern, GS⁺ software

Reconstruction of the sedimentary environment of the Tarbur Formation based on microfacies analysis in the Murak area (southwest of Semirom)

Hossein Ghanbarloo¹, Amrollah safari^{2*}, Hossein Vaziri-Moghaddam³

1. Ph.D. in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan

2. Associate of Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan

3. Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan

*safari@sci.ui.ac.ir
a.safari901@gmail.com

Received: September 2020, Accepted: December 2020

Abstract

Reconstruction of the sedimentary environment of the Middle-Upper Maastrichtian deposits (Tarbur Formation) in the Murak area (southwest of Semirom) was performed based on Microfacies analysis. The formation with 239 m thickness consists of limestone and shale. Meanwhile, the Tarbur deposits overlie the Gurpi Formation and is covered by the Paleocene deposits. Seven microfacies were recognized based on the main components and sedimentological features. In addition, these microfacies were deposited in homonical carbonate ramp. From the viewpoint of vertical distribution and interpretation of microfacies, the Tarbur deposits were formed in the energetic environment (under the influence of the storm waves) in the study area. Therefore, communities of rudist are absent and the green algae (Dasycladales) are abundant in the study area. Concerning the high rate of detrital grain input and increasing of nutrients, the bryozoans were performed the encrusting more than other organisms.

Keywords: Rudist, Tarbur Formation, Microfacies, Storm waves, Maastrichtian



Iranian Journal of Petroleum Geology **Number 18, Autumn & Winter, 2019**



Contents

Page

- Reconstruction of the sedimentary environment of the Tarbur Formation based on microfacies analysis in the Murak area (southwest of Semirrom) 1
H. Ghanbarloo, A. Safari, H. Vaziri-Moghaddam
- Drilling mud loss modeling to detect high risk point and suitable location for new drilling project in Sarvak Formation, Azadegan Oil Field 21
B. Soleimani, A. Esmaeli, E. Larkee
- Comparison of $\Delta\log R$ and mineralogy-based methods in estimating organic carbon content of Pabdeh Formation in Ahwaz and Rag-e Sefid oilfields 35
M. Shafie, S.H. Tabatabaei, M. Tabaei, N. Fathianpour, A. Opera
- Biostratigraphy, Paleobathymetry, and new planktonic foraminiferal species of the Abderaz Formation at Qalezoo section, west of the Kopeh-Dagh sedimentary basin 57
M. Shafiee Ardestani, Mohamad Vahidinia, Fatemeh Farazi Far
- Biostratigraphy, conodont biofacies and CAI of Late Devonian-Carboniferous deposits in Anarak section, Central Iran 74
E. Sattari, A. Bahrami, H. Vaziri-Moghaddam, A. Taheri, S. I. Kaiser, P. Königshof
- An attempt to reservoir characterization of Burgan sand, in the northwest of the Persian Gulf toward Kuwait 102
A.R. Bashari



Iranian Journal of Petroleum Geology

No. 18, Autumn & Winter 2019, pp. 1-120

Iranian Journal of Petroleum Geology

ISSN 2251-8738

Number 18, Autumn & Winter, 2019

Publisher: Iranian Society of Petroleum Geology

Editor in Charge: E. Kazemzadeh, Assistant Professor at RIPI

Editor in Chief: A. Seyrafian, emeritus 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, Emeritus 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. Bahrami

E. Zahmatkesh

B. Soleimani

A. Seyrafian

A. Taheri

S. Kazem shirudi

H. Ameri

M. Memariani

M. Yazdi

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