



مجله زمین شناسی نفت ایران

سال دوازدهم، شماره ۲۴، پائیز و زمستان ۱۴۰۱

هیئت تحریریه به ترتیب حروف الفبا:

دکتر علیرضا بشری، هیأت علمی بازنشسته پژوهشگاه
صنعت نفت

دکتر ایلیانا بنچوآ، استاد موسسه دیرینه، چینه و رسوب
شناسی دانشگاه صوفیه، بلغارستان

دکتر علی بهرامی، دانشیار دانشگاه اصفهان

دکتر ماریا الکساندرا بیتنر، استاد موسسه پالئوبیولوژی، ورشو
لهستان

دکتر بهرام حبیب نیا، دانشیار دانشگاه صنعت نفت

دکتر عزت حیدری، استاد دانشگاه ایالت جکسون، آمریکا

دکتر وامق رسولی، استاد دانشگاه داکوتای شمالی، آمریکا

دکتر سید ناصر رئیس السادات، استاد دانشگاه بیرجند

دکتر مهدی زارع، استاد پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و
مهندسی زلزله

دکتر کمیل زاگرسک، استاد دانشگاه فنی لیبرک، جمهوری
چک

دکتر بهمن سلیمانی، استاد دانشگاه شهید چمران اهواز

دکتر عزت اله کاظم زاده، هیأت علمی بازنشسته پژوهشگاه
صنعت نفت

دکتر سید رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

دکتر علی وطنی، استاد انستیتو نفت دانشگاه تهران

صاحب امتیاز: انجمن زمین شناسی نفت ایران

مدیر مسئول: دکتر علی بهرامی، دانشیار دانشگاه اصفهان

سر دبیر: دکتر بهمن سلیمانی، استاد دانشگاه شهید چمران اهواز

همکار سردبیر: دکتر علیرضا بشری، هیأت علمی بازنشسته پژوهشگاه
صنعت نفت

مدیر اجرایی و مدیر داخلی: دکتر الهه ستاری، دانش آموخته دکتری
دانشگاه اصفهان

ویراستار: دکتر علی بهرامی، دانشیار دانشگاه اصفهان

همکاران علمی این شماره مجله به ترتیب حروف الفبا:

۱- مهندس چنگیز امیر بهبودی ۸- دکتر بهمن سلیمانی

۲- دکتر علیرضا بشری ۹- دکتر محمد شریفی

۳- دکتر علی بهرامی ۱۰- دکتر فروغ عباساقی

۴- دکتر علی بهداد

۵- دکتر طاهره پرویزی

۶- دکتر افشین زهدی

۷- دکتر الهه ستاری

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 دوازدهم، شماره ۲۴، پائیز و زمستان ۱۴۰۱

فهرست مقالات

صفحه

۱. زیست چینه نگاری نهشته‌های سازند کتکویه در برش گزویی، شمال غرب کرمان (جنوب شرق زرنند)
براساس فونای کنودوتی
فرزاد پور صالحی، علی بهرامی، حامد عامری، گوستاو گابریل ولدمان
۱۹. سنگ چینه نگاری، رخساره ها و شرایط ته نشینی سازند آسماری (روپلین - بوردیگالین) در جنوب
خاوری زاگرس چین خورده، فروافتادگی بندرلنگه (برش کوه نمکی خمیر)
پیمان رضائی، سیده اکرم جویباری، عبدالله نجفی
۳۷. ارزیابی داده‌های پتروفیزیکی و پتروگرافی در گسترش ویژگی‌های مخزنی سازند سروک در شمال
غرب خلیج فارس
علیرضا بشری
۵۳. پیش‌بینی و بررسی اختصاصات مخزن با استفاده از مدل زمین آمار، مطالعه موردی: مخزن بنگستانی
میدان زیلابی، جنوب غرب ایران
سمیه خرم آبادی، بهمن سلیمانی، حسین شیخ زاده
۷۵. بازسازی محیط رسوبی و تغییرات سطح آب دریا در سازند آسماری در تاقدیس-های آسماری و
گورپی و میدان نفتی مسجدسلیمان (جنوب غرب ایران)
نواب ورناصری، داوود جهانی، نادر کهنسال قدیم‌وند، محسن پورکرمانی
۹۸. سنگ چینه‌نگاری و زیست چینه‌نگاری سازند پابده براساس فرامینیفراهای پلانکتون در برش سد
ایلام (جنوب ایلام - حوضه رسوبی زاگرس)
سمیه طاهری زاده، محمد وحیدی نیا، محمدحسین محمودی قرایی

راهنمای پذیرش و تنظیم مقالات

۱. مقدمه

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

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

از کلیه محققانی که برای این نشریه مقاله تهیه می کنند درخواست می شود ضمن رعایت دقیق مفاد آیین نامه نگارش نشریه علمی-پژوهشی انجمن زمین شناسی نفت، مقالات خود را در دو نسخه فایل Word و Pdf (یک خط در میان حداکثر ۱۵ صفحه) از طریق پست الکترونیکی ispg.paper@gmail.com که در سایت انجمن به نشانی:

www.ispg.ir ارسال دارند.

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

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

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

۲. راهنمای تنظیم مقاله برای نشریه

هر مقاله باید شامل بخش های اصلی زیر باشد:

۱-۲ عنوان

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

۲-۲ نویسنده یا نویسندگان

اسامی نویسندگان به فارسی و انگلیسی پس از عنوان مقاله آورده شود. لازم است مرتبه علمی و محل کارهیک از نویسندگان مقاله به همراه آدرس پست الکترونیکی نویسنده اول مقاله آورده شود. ضمناً تمامی نویسندگان از ارسال مقاله جهت بررسی در این نشریه می بایستی مطلع باشند.

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

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

۲-۴ مقدمه و هدف

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

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

روش آزمایش)

مطالب اصلی شامل تعاریف و مفاهیم مورد نیاز، طرح مسأله، روش انجام آزمایش، مواد و مصالح مورد استفاده و راه حل ارائه شده می باشد. شکل ها، جداول و روابط ریاضی بکار رفته در مقاله همگی مربوط به متن بوده و چنانچه در متن از آنها استفاده شود، باید در مورد آنها توضیح داده شود. در نوشتن متن تنها به موضوع اصلی مقاله پرداخته شود تا ذهن خواننده از انحراف نسبت به سلسله مطالب مصون بماند. در صورت نیاز به ذکر واژه های انگلیسی همزمان تنها یک بار در متن در داخل پرانتز آورده شود.

۲-۶ نتیجه گیری

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

۲-۷ تشکر و قدردانی

۲-۸ منابع و مراجع

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

۳. ساختاری

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

۲-۳ اندازه و نوع قلم

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

منابع فارسی و لاتین به صورت مجزا و به ترتیب حروف الفبا

در بخش فهرست

منابع و به شرح مثال های ذیل تنظیم و ارائه گردد:

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

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

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

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

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

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

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

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

- کلیه اعداد باید به صورت فارسی تایپ شوند.

- واحد تمامی اعداد باید در سیستم SI باشد.

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

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

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

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

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

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

۳-۳- منابع فارسی و لاتین

زیست چینه نگاری نهشته‌های سازند کتکویه در برش گزویی، شمال غرب کرمان (جنوب شرق زرنند) براساس فونای کنودونتی

فرزاد پورصالحی^۱، علی بهرامی^{۲*}، حامد عامری^۳، گوستاو گابریل ولدمان^۴

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

۲- دانشیار چینه شناسی و فسیل شناسی، عضو هیات علمی گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۳- دانشیار گروه اکولوژی، پژوهشگاه علوم و تکنولوژی پیشرفته و علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان،

۴- دانشیار چینه شناسی و فسیل شناسی، عضو هیات علمی مرکز تحقیقات علوم زمین، دانشگاه ملی کوردوبا، آرژانتین

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

دریافت مهر ۱۴۰۲، پذیرش آبان ۱۴۰۲

چکیده

توالی‌های رسوبی دریایی اردوئین ایران در بلوک‌های ساختاری متفاوتی در امتداد حاشیه شمالی گندوانا قرار دارند. در شمال حوضه کرمان، توالی‌های رسوبی اردوئین به نام سازندکتکویه معرفی گردیده اند که مشتمل بر ۷۰ تا ۳۰۰ متر از سنگ‌های سیلیسی آواری، یک یا دو افق نازک کربناته دربخش بالایی و نهشته‌های آذرآواری می‌باشند. به طورستتی مرز کامبرین-اردوئین در حوضه کرمان بین عضو دولومیت هتکن از سازند کوهبنان (فورونگین پسین) و عضو شیل پایینی سازند کتکویه تعیین شده است. با این وجود، تعیین جایگاه مرز ترمادوسین پیشین به دلیل اینکه هیچ فسیل شاخصی به طور مستند از این فاصله‌ی زمانی گزارش نگردیده نامشخص می‌باشد. به منظور زیست چینه نگاری سازند کتکویه در حوضه کرمان، برش گزویی با ضخامت تقریبی حدود ۱۷۰ متر انتخاب گردید. نهشته‌های این برش شامل شیل‌های سیلتی، دیاباز، پیلولاوا، توف‌های بازالتی، ماسه سنگ قرمز، مارن، افق سنگ آهک نازک لایه و سنگ آهک ماسه‌ای می‌باشد. سازند کتکویه در این برش بر روی عضو دولومیت هتکن و در زیر ماسه سنگ‌های سازند شبجره به سن سیلورین قرارگرفته است. در برش گزویی به دلیل عملکرد دایک‌های بازالتی و تکتونیک شدید منطقه، لایه‌های سنگ آهک حاوی فسیل به شدت آتره شده‌اند که طی سه مرحله برداشت نمونه، در نهایت ۳۲۰ کنودونت از افق کربناته بخش بالایی این سازند بازیابی شد و

Amorphognathus ordovicicus

Icriodella superba Range Zone

Amorphognathus superbus Range Zone

Range Zone

اردوئین پسین در سازندکتکویه دربرش‌گزویی حداقل با سه گونه از جنس کنودونت

Icriodella (A. ordovicicus, A. superbus) *Amorphognathus* و دو گونه از جنس (*I. cf. discrete*, *I. deflecta*, *I. superba*)

مشخص و منجر به شناسایی آشکوب‌های Hirnantian-?Katian گردید.

کلید واژه‌ها: اردوئین، سازند کتکویه، حوضه‌ی شمال غرب کرمان، برش گزویی، کنودونت.

۱-مقدمه

هم زمان و پس از فازکوهزایی کاتانگایی، پوسته‌ی قاره‌ای ایران دچار چین خوردگی و شکستگی‌های عمیق شد و به تدریج سیستم هورست و گرابن بر آن حکمفرما گردید و این امر باعث تفاوت رخساره‌های رسوبی در نهشته‌های پالئوزویک در بلوک‌های ساختاری متفاوت گردید. شواهد این امر وجود ماگماتیسم شکافی آلکالن در آذربایجان (قره‌داش)، کاشمر (تکنار)، بافق (اسفوردی)، جزیره هرمز و کرمان (سری ریزو و دزو) و محمدآباد گرگان (ایگنبریت) است که همراه این فعالیت آتشفشانی، توده‌های نفوذی آلکالن (گرانیت دوران، موته، زیرگان و نریگان) در پوسته‌ی قاره‌ای تزریق شده‌اند. در طی پالئوزویک نیز این وضع ادامه داشته است و در کامبرین ناحیه‌ی جام توده‌های بازیک، در کامبرین آوج دیاباز، در اردوئین ماکو فوران آتشفشانی داسیت و آندزیت، در سیلورین نیور (گدازه‌های ملافیری و بازالتی) گزارش شده‌اند. وجود گدازه‌های ملافیری و بازالتی در قاعده سازند جیروود و خوش ییلاق نیز ناشی از این حرکات کششی بوده است [۴۴].

این واحدهای زمین شناختی توسط بسیاری از محققان جزو بقایای اقیانوس تیس کهن به شمار آمده است که در پالئوزویک پیشین (اردوئین - سیلورین) اولین نشانه‌های زایشی آن در نواحی چون پامیر، شمال خاوری ایران و قفقاز نیز معرفی شده است [۴۸ و ۴۹ و ۸ و ۲۰ و ۱۲ و ۱ و ۵۲].

توالی نهشته‌های رسوبی اردوئین در ایران در چند واحد ساختاری بیرون زدگی دارد. از این رسوبات می‌توان به بلوک سیمین (البرز و ایران مرکزی) و زاگرس اشاره نمود. بر این اساس نهشته‌های اردوئین ایران در ناحیه کرمان (هوکریده و همکاران^۱، ۱۹۶۲) و منطقه‌ی شیرگشت (بلوک طبس، روترو همکاران^۲، ۱۹۶۸) و البرز (گانسر و هویر^۳، ۱۹۶۲ و آسرتو^۴، ۱۹۶۶) مطالعه گردیدند.

همچنین در کوه‌های درنجال (ایران مرکزی، بلوک طبس، منطقه شیرگشت)، تریلوبیت‌ها، اکتینودرم‌ها و استراکدهای آن مورد مطالعه قرار گرفته است [۲۷ و ۳۸ و ۱۶]. در برش‌های بنستان و شبجره (شمال غرب کرمان) نیز آکریتارک‌ها، کنودونت‌ها و تریلوبیت‌های اردوئین گزارش و مورد مطالعه قرار گرفته‌اند [۱۶ و ۵۶ و ۴۶]. در حوضه البرز شرقی، برش‌های علم‌کوه در البرز مرکزی و سیمه‌کوه (منطقه دامغان) نیز تریلوبیت‌ها و اکتینودرم‌ها مورد مطالعه قرار گرفته‌اند [۱۶ و ۳۸].

آب و هوای گرم و با عرض جغرافیایی کم در دوره پالئوزویک پیشین ایران با بسترهای قرمز رنگ، تبخیری‌ها، ترک‌های گلی، شبه شکل‌های نمکی و گچی، کالیچه و استروماتولیت‌ها به درجات مختلف در سراسر توالی کامبرین - سیلورین دیده می‌شود که در تضاد با نهشته‌های یخبندان در لایه‌های اردوئین - سیلورین پسین شبه جزیره عربستان است [۳۰].

¹ Huckriede et al

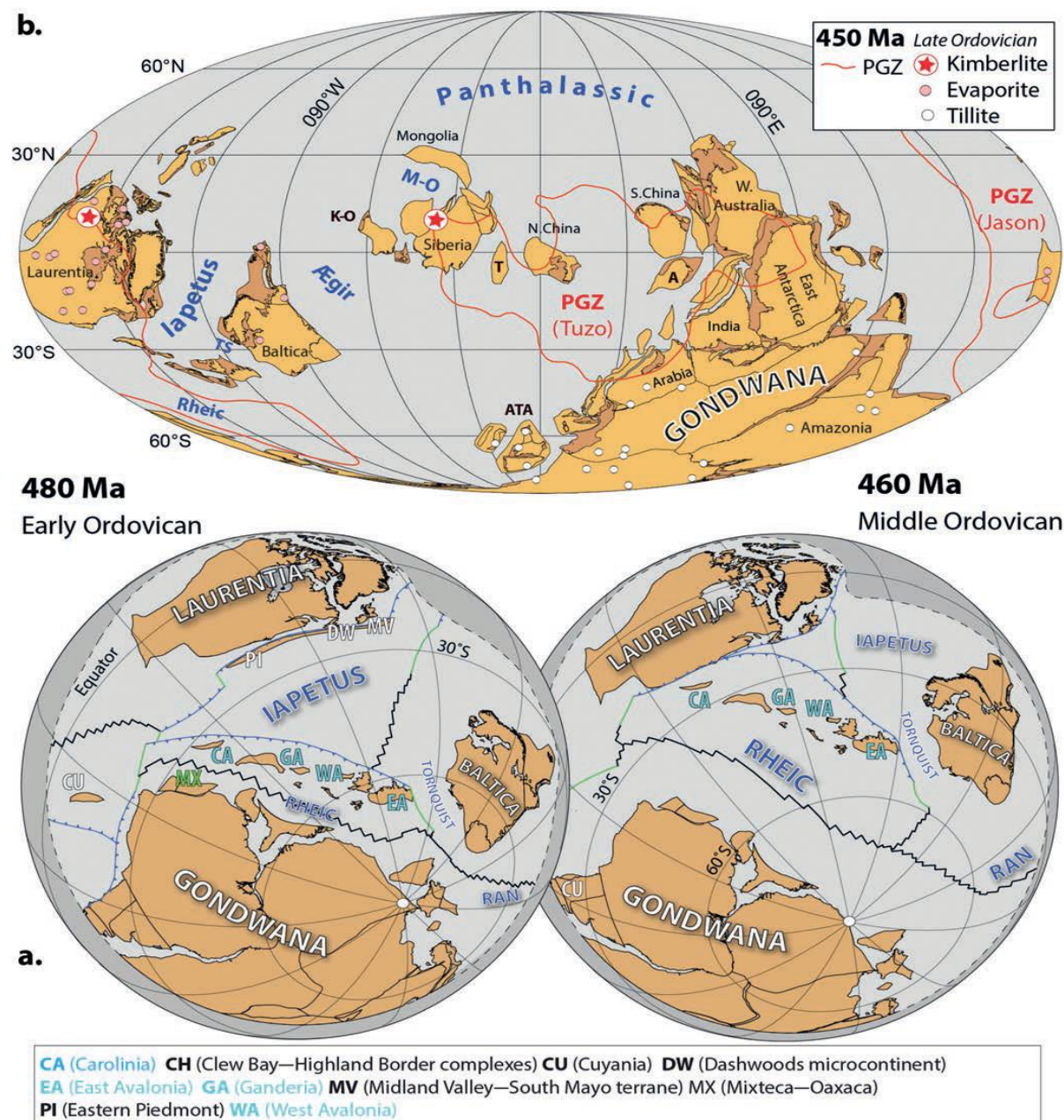
² Ruttner et al.

³ Gansser & Huber

⁴ Assereto

۲- اردوئیسین در جهان

اردوئیسین به خاطر تعدد فعالیت‌های تکتونیکی و آتشفشانی که در بسیاری از مناطق رخ داده، همچنین به دلیل وجود اقیانوس‌های گسترده که بسیاری از قاره‌های اصلی را از هم جدا کرده و باعث ایجاد ایالت‌های جانوری متمایز از جانوران بتونیک دریایی در شلف‌های قاره‌ای گردیده مورد توجه قرار گرفته است [۱۹].



شکل ۱: بازسازی دیرینه جغرافیایی اردوئیسین پیشین (۴۸۰ میلیون سال پیش: ترمادوسین) و اردوئیسین میانی (۴۶۰ میلیون سال پیش: داریولین).

در زمان اردوئیسین متنوع‌ترین آب و هوا و تغییرات سطح آب دریا را در کل فانروزوئیک می‌توان مشاهده کرد. در آغاز اردوئیسین، زمین بسیار گرم بود و دمای سطح دریاهای گرمسیری در حدود ۴۵ درجه سانتیگراد یا بیشتر بوده

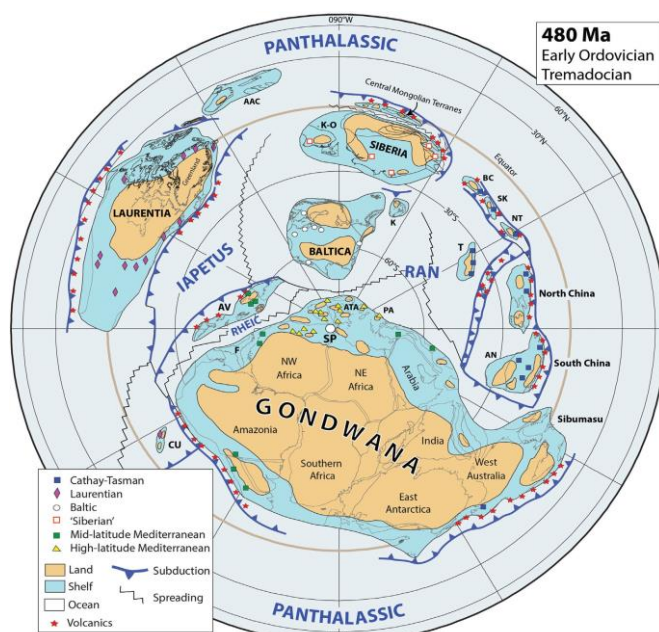
است، و سطح آب دریاها به قدری بالا بود که تنها در اواسط کرتاسه از آن زمان بیشتر شده است. در انتهای اردوئیسین در ۴۴۴ میلیون سال پیش، یکی از سه دوره یخبندان شناخته شده در نیم میلیارد سال اخیر رخ داد و این یخبندان هیرنانتین کمتر از یک میلیون سال به طول انجامیده است. احتمال می‌رود که یخبندان هیرنانتین در زمانی در نیمه دوم کاتین پیشین در چند مکان (مانند برزیل) آغاز شده و تا سیلورین پیشین ادامه داشته است [۱۹].

در اردوئیسین، اقیانوس پانتالاسیک همچنان بر بیش از نیمی از کره زمین تسلط داشت و اقیانوس ایپتوس بین لاورنتیا، از یک طرف، و بالتیکا و گندوانا از سوی دیگر که تا نزدیک به انتهای کامبرین به حداکثر عرض خود رسیده بود، به تدریج در سراسر اردوئیسین بسته شد. همچنین در نزدیکی مرز کامبرین - اردوئیسین (در حدود ۴۹۰ میلیون سال پیش) شکاف اولیه و متعاقب آن باز شدن اقیانوس رییک^۵ بین سرزمین‌های گندوانا و آوالونیا رخ داد. در اردوئیسین میانی، اقیانوس رییک با اندازه ایپتوس قابل مقایسه بود و با اقیانوس RAN در شرق آن ادغام شده بود و این بزرگ شدن تا سیلورین ادامه یافت [۳۰ و ۱۸].

اقیانوس ایپتوس، که عمدتاً بین قاره‌های لاورنتیا، بالتیکا، و گندوانا قرار داشت (شکل-۱)، در ابتدای اردوئیسین در ۴۸۷ میلیون سال پیش، بیش از ۴۰۰۰ کیلومتر عرض داشت. اقیانوس به سمت شمال بر فراز استوا بین شمال شرقی لاورنتیا و سبیری امتداد داشت و در شمال با پانتالاسیک متحد شد. در پایان اردوئیسین در ۴۴۴ میلیون سال پیش، منطقه مرکزی ایپتوس بین آوالونیا و لاورنتیا به حدود ۱۲۰۰ کیلومتر در سراسر بخش بریتانیا در شرق آوالونیا و حدود ۵۰۰ کیلومتر بین گاندربا و لاورنتیا در غرب آوالونیا محدود شد. در مقابل، اقیانوس رییک در کامبرین پسین، زمانی که بازشدگی شروع به جدا کردن ریز قاره تازه مستقل آوالونیا از توده اصلی گندوانا در حدود ۴۹۰ میلیون سال پیش (ترمادوسین پسین) کرد، به وجود آمد [۱۸]. اما در انتهای اردوئیسین، رییک به بیش از ۳۵۰۰ کیلومتر بین بخش گندوانا و لاورنتیا در آمریکای جنوبی و بین بخش شمال غربی آفریقای گندوانا و آوالونیا به حدود ۶۰۰۰ کیلومتر گسترش یافته بود. گسترش مداوم رییک در افزایش نابرابری فونای جانورانی شلف‌ها در لبه‌های مربوطه در زمان اردوئیسین تاثیر گذار شد.

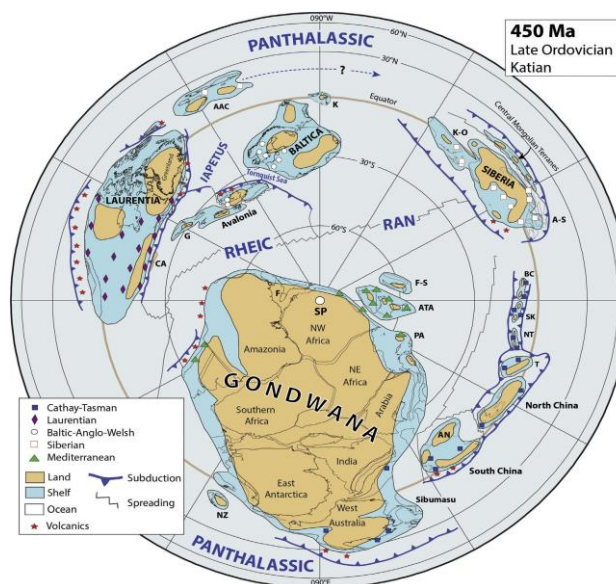
لاورنتیا قاره‌ای بزرگ بود که بیشتر ایالات متحده آمریکا، کانادا، گرینلند، بیشتر مکزیک، اسکاتلند و بخشی از ایرلند را در بر می‌گرفت که بخش بالایی از کراتون آن در بیشتر دوره پالئوزوئیک پیشین توسط دریا‌های کم عمق پوشیده شد. موقعیت استوایی آن به اندازه کافی گرم بوده که میزبان بسیاری از رسوبات کربناته و بیوهرم‌ها باشد. به دلیل حاشیه‌های غیرفعال که آن را از همه طرف احاطه کرده بود، بالتیکا در طول کل اردوئیسین دچار تکتونیسیم کمی شد و حاوی نهشته‌های کربنات‌های زیادی گردید [۳۳] (شکل‌های ۲ و ۱).

⁵ Rheic

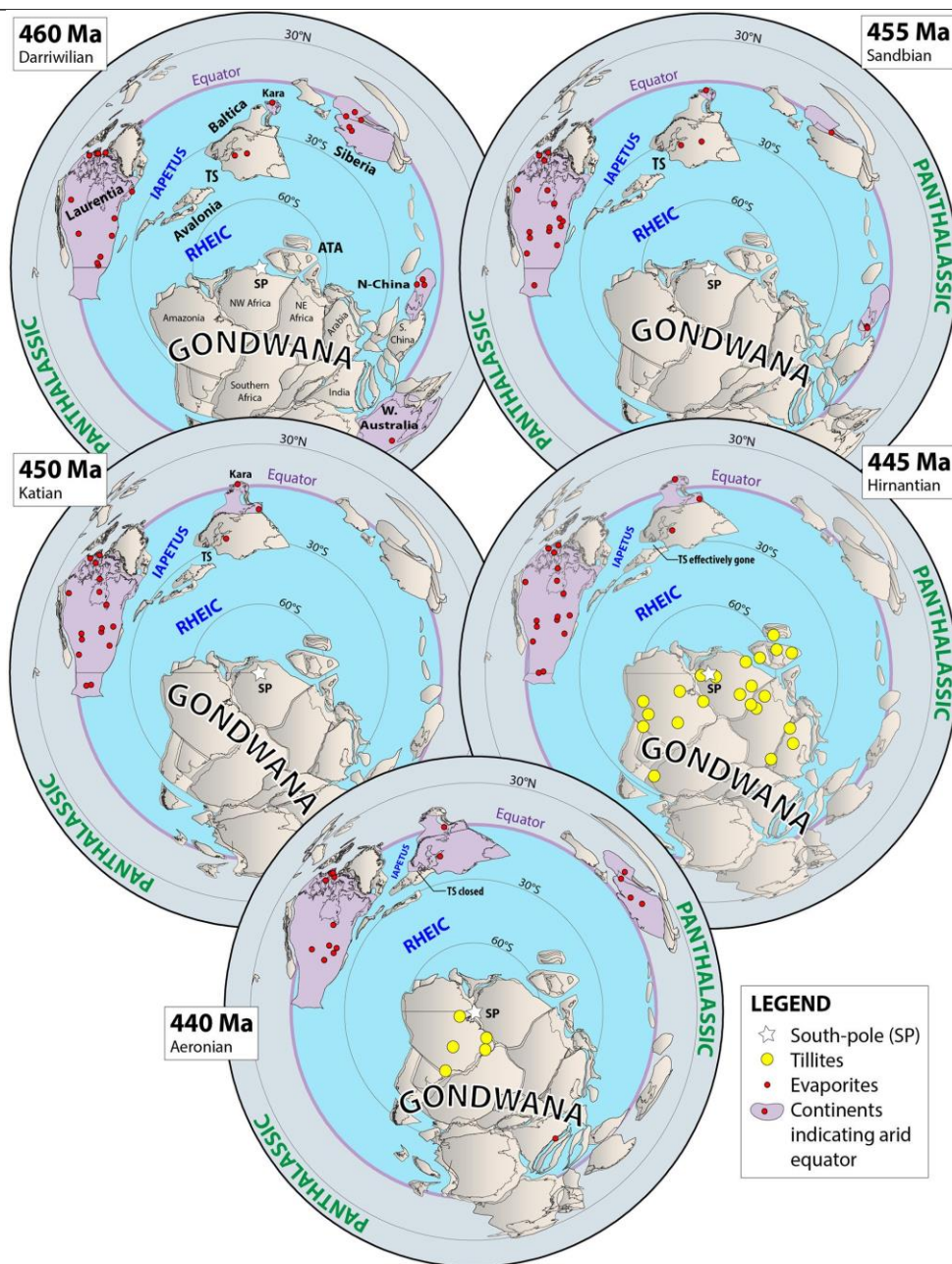


شکل ۲: سرزمین‌ها و اقیانوس‌های اردوئیسین (ترمادوسین پسین) در حدود ۴۸۰ میلیون سال پیش

همانطور که در شکل‌های ۲، ۳ و ۴ مشاهده می‌شود، اقیانوس پانتالاسیک تقریباً نیمی از کره زمین را پوشانده و عمدتاً در نیمکره شمالی قرار داشته است. از غرب به شرق، حاشیه‌های آن از غرب لارنتیا و ریز قاره چوکوتکا در نزدیکی قطب شمال-آلاسکا تشکیل شده است. سیبری و مناطق مجاور مرکزی سرزمین‌های مغولستان که توسط اقیانوس نسبتاً کوچک مغولی اوخوتسک از هم جدا شدند [۹].



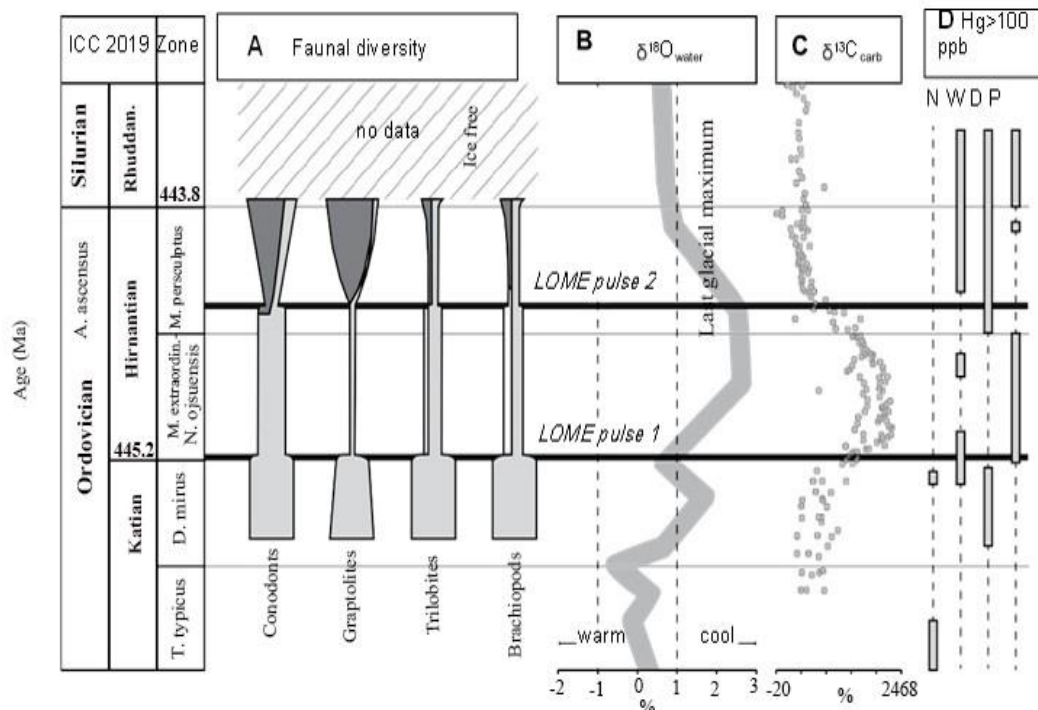
شکل ۳: زمین‌ها و اقیانوس‌های اردوئیسین (کاتین) پسین در حدود ۴۵۰ میلیون سال پیش



شکل ۴: نقشه‌های دیرینه جغرافیایی با مساحت مساوی جهانی در زمان‌های انتخابی اردوئیسین و سیلورین اولیه که مکان‌های نهشته‌های یخچالی و توزیع تبخیرها را نشان می‌دهد (شامل داده‌های به دست آمده از Boucot et al. 2013; Torsvik and Cocks, 2017). تبخیری‌ها تقریباً همه در عرض‌های جغرافیایی زیر ۳۰ درجه در جنوب و شمال استوا قرار داشتند و نشان می‌دهد که آن منطقه تا حد زیادی خشک بود. اقیانوس پانتالاسیک بیشتر نیمکره شمالی را پوشانده است. ATA، مجمع Armorican Terrane در جنوب اروپا؛ SP، قطب جنوب؛ TS، دریای تورنکوئیست (Cocks et al, 2020).

اردوئیسین شاهد تنوع عمده در حیات دریایی بود که به طور ناگهانی با انقراض دسته جمعی اردوئیسین پسین پایان یافت. فونای اردوئیسین تنوع عمده‌ای را در اقیانوس‌ها تجربه کرد [۵۰] که ناگهان با اولین انقراض از "پنج انقراض بزرگ" - انقراض دسته جمعی اواخر اردوئیسین (LOME) - پایان یافت.

دو پالس متوالی انقراضی (شکل-۵) ۸۵ درصد از گونه های دریایی را در طول دومین بحران شدید فانروزوئیک از نظر اکولوژیکی از بین بردند [۵ و ۳۴].



شکل-۵: ویژگی های جهانی انقراض جمعی اردوئیسین پسین (LOME). (الف) تنوع جانوران (Brenchley et al., 2001) از جمله موجودات زنده پیش از انقراض (خاکستری روشن)، ظهور پس از پالس LOME1 (سفید)، و ظهور پس از LOME2 (خاکستری تیره). پهنا نشان دهنده کیفی تغییرات تنوع درون گروهی است. (ب) منحنی $\delta^{18}O$ (Finnegan et al. 2011). اولین پالس LOME در پایان فاز گرم شدن رخ می دهد (C). سوابق $\delta^{13}C$ کربناته از (Kump et al. 1999; LaPorte et al. 2009) که نشان دهنده اختلال در چرخه کربن مرتبط با هر دو پالس LOME است. (د) محدوده ناهنجاری های جیوه ۱۰۰ ppb از نوادا (ایالات متحده آمریکا) (N)، جنوب چین (W-Wangji-awan)؛ (D-Dingjiapo) و لهستان (P) (Gong et al. 2017)؛ (Jones et al. 2017)؛ Smolark-Lach et al. 2019

اولین پالس در هیرنانتین پیشین بر موجودات نکتون و پلانکتون تأثیر می گذارد و با سرد شدن در آغاز یخبندان گندوانا مرتبط است [۱۵]. یک میلیون سال بعد، دومین پالس در انتهای ترین بخش هیرنانتین با گرم شدن، افزایش سطح آب دریا و بی اکسیژنی همراه بود [۴۵]. افزایش ناگهانی جیوه (Hg) در نوادا (ایالات متحده آمریکا)، جنوب چین و لهستان، یک ایالت آذرین بزرگ ناشناخته (LIP) را در بحران دخیل می داند.

۳- مواد و روش ها

تعداد ۷ نمونه سنگ آهک به وزن تقریبی ۵ تا ۶ کیلوگرم از برش گزویه برداشت گردید، نکته قابل ذکر آنکه حجم اصلی نهشته های سازند کتکویه در برش گزویه لایه های آواری شیلی و ماسه سنگی به شدت آتره شده می باشد و لایه های سنگ آهکی مناسب جهت نمونه برداری برای فسیل کنودونت در این برش محدود به یک واحد نازک در بخش فوقانی برش می باشد، اگرچه پس از سه مرحله نمونه برداری و طی مراحل اسیدشویی و جداسازی حدود ۳۲۰ عنصر کنودونت بازیابی شد (از

زیست چینه نگاری نهشته‌های سازند کتکویه در برش گزویه...

نمونه‌های G2 تا G6)، تنها ۳ جنس و ۷ گونه را می‌توان با اطمینان تشخیص داد که در بخش سیستماتیک مورد بحث قرار گرفته اند. دربرش گزویه نمونه‌های کنودونت معمولاً کامل، اما بسیار ظریف و شکننده می‌باشند. نمونه‌ها در نورعبوری مشکی براق (CAI= 5) هستند [۲۴]. تصاویر نمونه‌ها با استفاده از میکروسکوپ الکترونی روبشی در آزمایشگاه پرتو الکترون دانشگاه اصفهان و همچنین آزمایشگاه پژوهشی متالورژی رازی تهران تهیه شد و همه عناصر کنودونتی در دانشگاه اصفهان با شماره موزهی دانشگاه اصفهان نگهداری می‌شوند. لازم به ذکر می‌باشد که نمونه‌های G1 و G7 فاقد عناصر کنودونتی بود که براساس وقوع گونه‌های مهم زیست‌چینه شناسی، سه گستره کنودونتی ثبت گردیده است.

۴- بررسی سنگ چینه‌نگاری برش گزویه

ضخامت بیرون زدگی‌های نهشته‌های اردویسین در ناحیهی گزویه حدود ۱۷۰ متر است. برش گزویه در ۴/۵ کیلومتری شمال شرق روستای گزویه قرار دارد. مختصات جغرافیایی این برش و "N 30° 50'52" top و "N 56° 41'50" و N base و "30° 50'48" و "N 56° 41'49" می‌باشد. دربرش گزویه، نهشته‌های اردویسین شامل شیل‌های نازک خاکستری تا سبز رنگ با میان لایه‌های سیلتستون، تناوبی از شیل قرمز با ماسه سنگ متوسط لایه، دیاباز و سنگ آهک فسیل‌دار آتره شده شامل ماکروفسیل‌های مرجان، بریوزوئر، براکیوپود و گاستروپود است.

مرز پایین بین رسوبات کامبرین و اردویسین دربرش مورد مطالعه گسله ولی مرز بالایی آن با سازند شبجره (سیلورین) به صورت پیوسته و هم شیب است، دولومیت‌های سازند کوهبنان با یک گسل معکوس در پایه این برش، بر روی نهشته‌های اردویسین قرار گرفته‌اند.

واحدهای سنگی اندازه‌گیری شده از جدید به قدیم به شرح زیر می‌باشد:

دیاباز مربوط به سیلورین سازند شبجره

۷-۱۰ متر، شیل سبز رنگ

۶-۱۳ متر، ماسه سنگ و سیلت سنگ با میان لایه‌های شیلی حاوی براکیوپود گاستروپود

۵-۱۰ متر، سنگ آهک فسیل‌دار حاوی مرجان، دوکفه‌ای، بریوزوئر و اثر فسیل

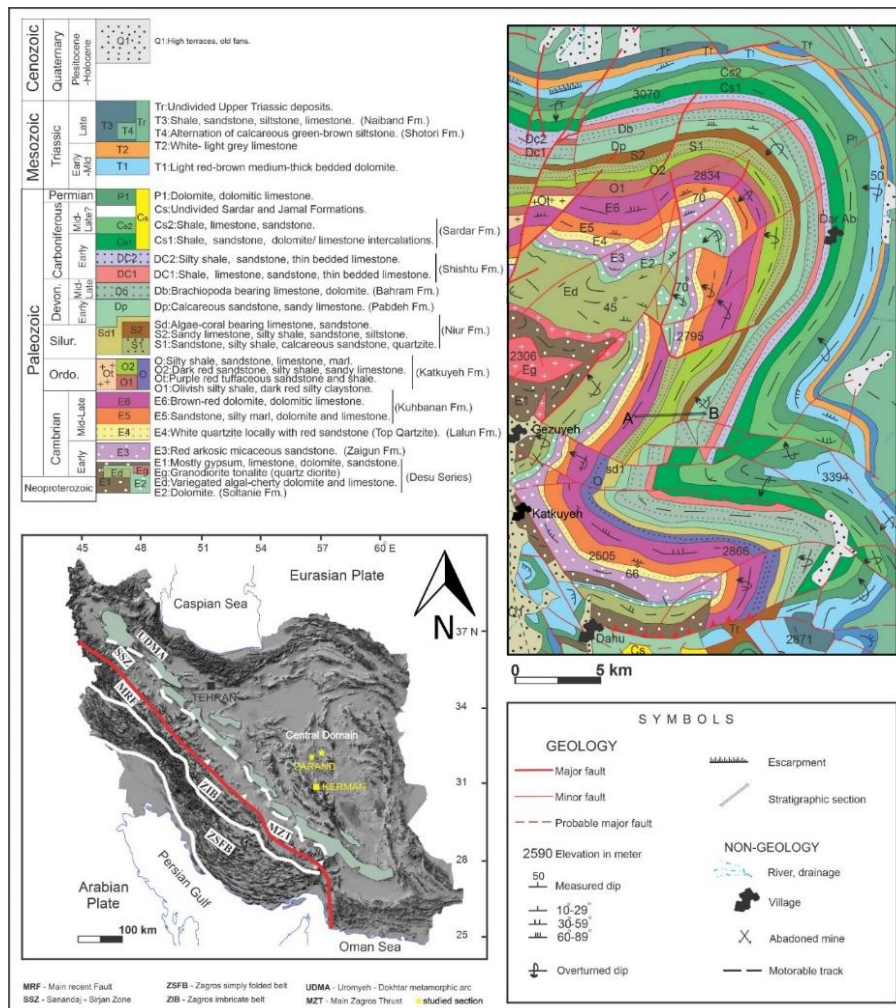
۴-۴۵ متر، تناوب شیل و ماسه سنگ قرمز

۳-۷۰ متر، شیل قرمز رنگ با میان لایه‌های ماسه سنگ

۲-۳ متر، دایک بازالتی

۱-۳۰ متر، شیل‌های نازک لایه خاکستری تا سبز رنگ با میان لایه‌های سیلتستون

دولومیت رأسی کوهبنان (کامبرین)



شکل ۷: نمای کلی از بخش فوقانی سازند کتکویه در برش گزویی و افق‌های آهکی نمونه برداری شده. شماره نمونه‌ها در تصویر نشان داده شده است، دید به سوی شمال

۵- بیواستراتیگرافی کنودونت‌ها

بر اساس حضور گونه‌های شاخص سه گستره کنودونتی مشخص گردید این سه بیوزون عبارتند از:

Icriodella superba Range Zone

Amorphognathus ordovicicus Range Zone

Amorphognathus superbus Range Zone

۱-۵- زیست زون *Icriodella superba* Range Zone (Katian-?Hirnantian, Upper Ordovician) نمونه‌ی G4 از برش گزویه توسط *Icriodella superba* Rhodes و *Icriodella deflecta* Aldridge, 1972. فراوان مشخص می‌شود. جنس *Icriodella* در اردوئیسین پسین رایج است و تا فاصله مرزی لاندووری؛ ونلوکین را شامل می‌گردد [۴۲].

۲-۵- زیست‌زون *Amorphognathus ordovicicus* Range zone (Katian-?Hirnantian, Upper Ordovician) نمونه‌های G5 و G6 از بخش گزویه توسط جنس *Amorphognathus* فراوان مشخص می‌شود. در این نمونه‌ها دو گونه‌ی *A. superbus* و *A. ordovicicus* شناسایی گردیده است. *Amorphognathus* یک جنس با پراکندگی جهانی و از نظر چینه شناسی بسیار مهم است. گونه‌های آمورفونگناتوس یک دودمان تکاملی به سرعت در حال تکامل را تشکیل می‌دهند [۱۱]. دو گونه جوان آن *A. superbus* و *A. ordovicicus* هستند. سطح انتقال تکاملی بین این دو گونه به عنوان پایه *A. ordovicicus* zone آتلانتیک شمالی مورد استفاده قرار گرفته است [۱۰].

Amorphognathus ordovicicus zone یک ایتروال زون است که از فاصله ریچموندی میانی تا هیرنانتین (کاتین پسین تا هیرنانتین) در آمریکای شمالی و جاهای دیگر متغیر است. وجود فراوان *A. ordovicicus* حاکی از وجود بیوفاسیس‌های نسبتاً عمیق در آب است [۵۳].

۳-۵- زیست‌زون *Amorphognathus superbus* Range Zone (Katian, Upper Ordovician)

نمونه‌های G4 و G5 حاوی *A. superbus* می‌باشند. *A. superbus* به خوبی از محیط‌های آب سرد در اروپای شمالی آمریکای شمالی شناخته شده است، آپارات چند عنصری آن به طور کامل توصیف شده است [۲۳ و ۱۱ و ۲۲].

A. superbus تاکسون شاخص کلیدی برای زون‌های مشابه با همانم بالتواسکاندیا است. *A. superbus* Zone در آشکوب کاتین پیشین اردوئیسین پسین قرار دارد. تاکنون، تنها رکورد از فرم‌های مرتبط از پریکوردیلرای آرژانتین به عنوان *Amorphognathus aff A. superbus* توسط آلبانزی و همکاران^۶ (۱۹۹۵) تعیین شده است.

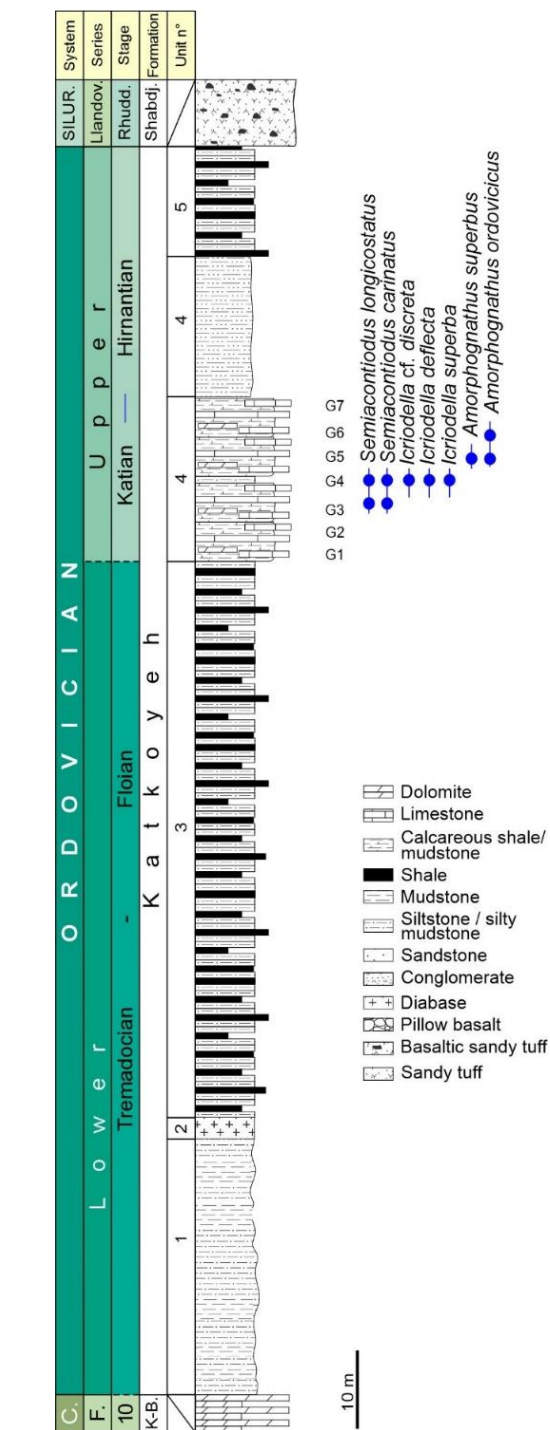
۴-۵- Genus *Semiacontiodus* Miller, 1969

نمونه‌ی G3 تنها نمونه‌ای است که دارای اشکال مخروطی ساده می‌باشد. مشکل تعلق عمومی اشکال مخروطی ساده از مقاطع اردوئیسین منطقه بالتواسکاندیا که اکنون به عنوان نمایندگان *Semiacontiodus* قابل شناسایی هستند، مدتها مورد بحث بوده است. به دنبال سرگیوا^۷ (۱۹۶۵)، لیندستروم^۸ (۱۹۶۰) و لافگرن^۹ (۱۹۷۸) این اشکال را به

^۶Albanesi et al.

^۷ Sergiva

Scolopodus نسبت داد. زیگ^۸ (۱۹۷۶) اولین کسی بود که تمام فرم‌های مربوط به اردوسین را که در منطقه بالتیکا رخ می‌داد به جنس *Semiacontiodus* Miller, 1969 که در آمریکا اگرچه از بخش‌های ترمادوسین نیز ثبت شد، نسبت داد.



شکل ۸: ستون سنگ‌چینه‌ای و پراکنندگی کنودونت‌های برش‌گزویه

⁸ Lindstrom

⁹ Lofgren

¹⁰ Dzik

جدول- ۱: توزیع گونه های برش گزویی

sample	G-1	G-2	G-3	G-4	G-5	G-6	G-7
species							
<i>Amorphognathus ordovicicus</i>					*	*	
<i>Amorphognathus superbus</i>				*	*		
<i>Icriodella cf. discreta</i>				*	*		
<i>Icriodella deflecta</i>				*	*		
<i>Icriodella superba</i>				*	*		
<i>Semiacontiodus carinatus</i>			*				
<i>Semiacontiodus longicostatus</i>			*				

Upper Ordovician Conodont Biozonation				
Stage	Baltoscandia	North China	South China	North America Midcontinent
Hir.	O. hassi			O. hassi
	Noixodontus			Fauna 13
Katian	Amorph. ordovicicus		Amorph. ordovicicus	Aph. shatzeri
				Aphelognat. divergens
				Aphelognat. grandis
Sandbian	Amorph. superbus	Y. yaoxianensis	Protop. insculptus	Ou. robustus
		Yaoxiangnathus neimenguensis	Hamarodus brevirameus	Oulodus velicuspis
		Belodina confluens		Belodina confluens
	Balt. alobatus	Ph. undatus	Baltoniodus alobatus	Pl. tenuis
Sandbian	A. tvaerensis	Belodella compressa		Ph. undatus
	B. gerdæ	E. quadrydactylus	Baltoniodus variabilis	Belodella compressa
	A. variab.	Pl. acueleata		E. quadrydactylus
	P. anserinus	P. anserinus	P. anserinus	Pl. acueleata
				Cah. sweetie

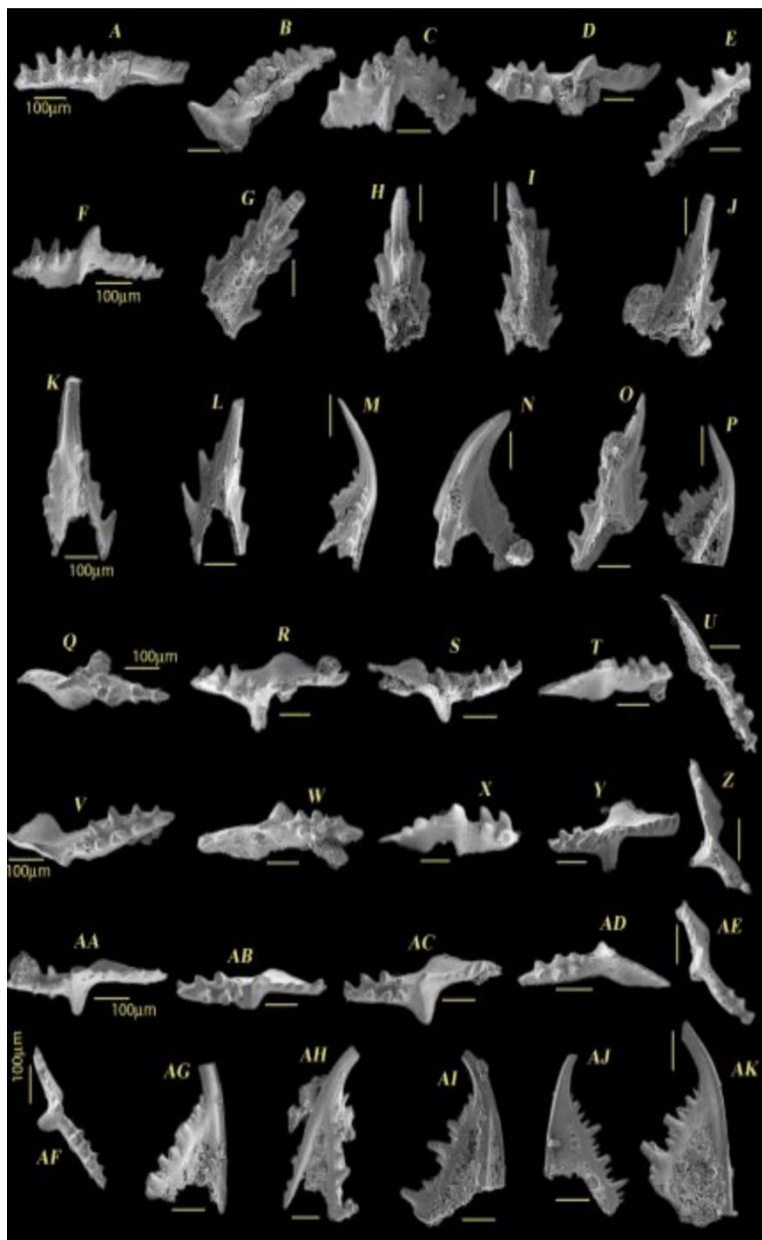
شکل - ۹: طرح زیست چینه شناسی کنودونت اردویسین پسین (Goldman et al. 2020 , Wang et al. 2018)

اختصارات : Hir. – Hirnantian ; O. – Ozarkodina ; Amorph. – Amorphognathus ; B. – Baltoniodus ; P. – Pygodus ; Protod. – Plectodina ; E. – Erismodus ; Ph. – Phragmodus ; Y. – Yaoxianognathus ; Cah. – Cahabagnathus ; Ou. – Oulodus ; Aph. – Aphelognathus ; Protopanderodus

۶- نتیجه گیری

نمونه برداری سیستماتیک کنودونت‌های بخش آهکی سازند کتکویه در برش گزویی، امکان شناسایی سه مجموعه کنودونت، از اردویسین پسین را فراهم نمود، سه گونه از جنس کنودونت (*Icriodella* (*I. deflecta*, *I. superba*)) و دو گونه از جنس *Amorphognathus* (*A. ordovicicus*, *A. superbus*) به آشکوب‌های Katian-?Hirnantian متعلق به اردویسین بالایی نیز تفکیک گردید. نمونه‌ی G3 تنها نمونه‌ای است که دارای اشکال مخروطی ساده می‌باشد. مشکل تعلق عمومی اشکال مخروطی ساده از مقاطع اردویسین منطقه بالتواسکاندیا

که اکنون به عنوان نمایندگان *Semiacontiodus* هستند، مدتها مورد بحث است، در این رابطه، تمام گونه های مورد بحث به جنس *Semiacontiodus* نسبت داده شد و دوگونه‌ی *Semiacontiodus carinatus* و *Semiacontiodus longicostatus* در برش گزویه شناسایی گردید.



Figs. A- P- *Icriodella superba* Rhodes, 1953.

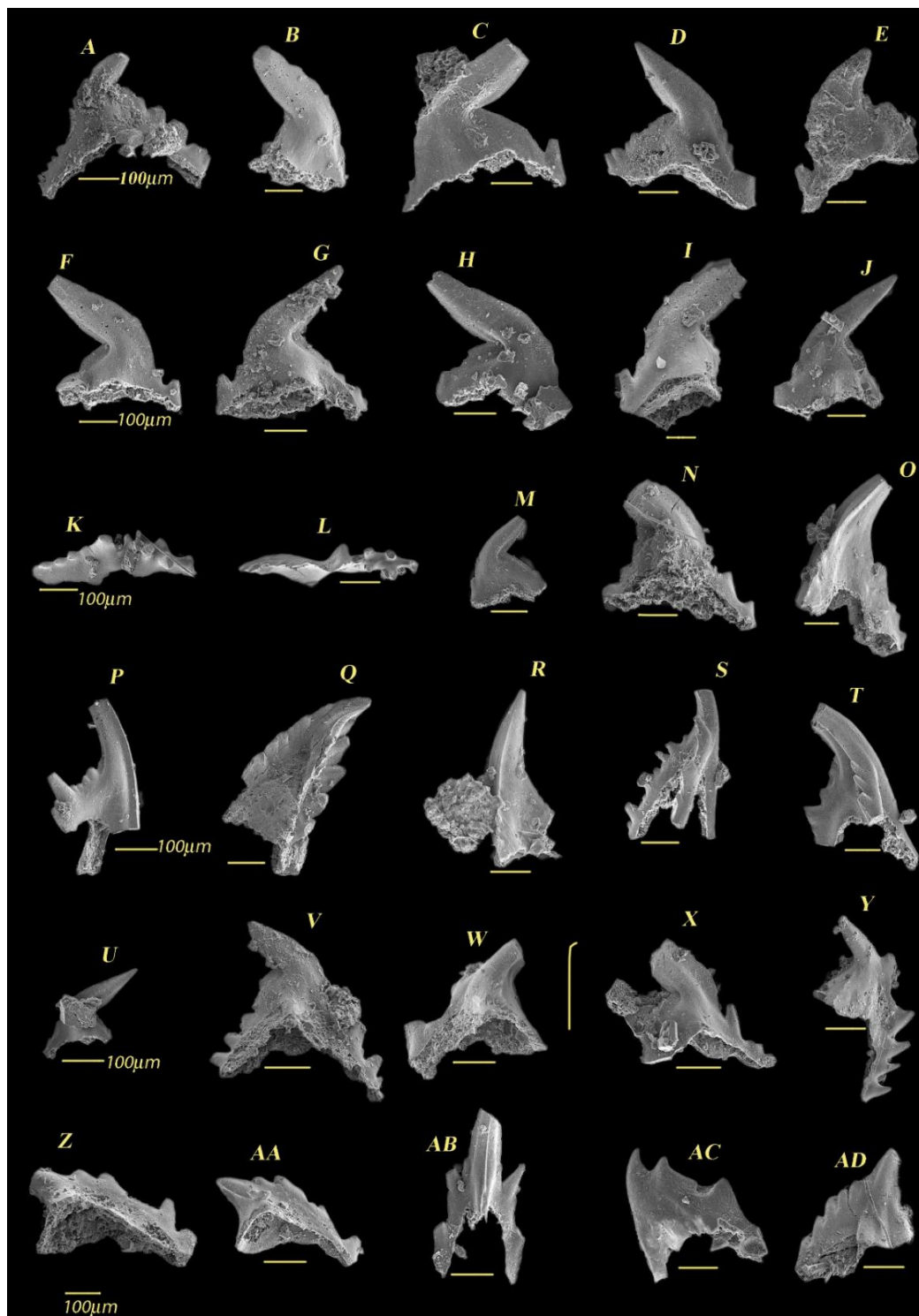
(A)- Pa element, sample G4, UIMC 1083, (B)- Pa element, sample G3, UIMC 1084, (C)- Pa element, sample G4, UIMC 1085, (D)- Pa element, sample G3, UIMC 1086, (E)- Pa element, sample G3, UIMC 1087, (F)- Pa element, sample G3, UIMC 1088, (G)- Sb element, sample G3, UIMC 1089, (H)- Sb element, sample G3, UIMC 1090, (I)- Sb element, sample G5, UIMC 1091, (J)- Sb element, sample G3, UIMC 1092, (K)- Sb element, sample G4, UIMC 1093, (L)- Sb element, sample G3, UIMC 1094, (M)- Sb element, sample G3, UIMC 1095, (N)- Sb element, sample G3, UIMC 1096, (O)- Sb element, sample G4, UIMC 1097, (P)- Sb element, sample G3, UIMC 1098,

Figs. Q- AF - *Icriodella deflecta* Aldridge, 1972.

(Q)-Pa element, sample G3, UIMC 1099, (R)-Pa element, sample G3, UIMC 1100, (S)-Pa element, sample G3, UIMC 1101, (T)-Pa element, sample G3, UIMC 1102, (U)-Pa element, sample G3, UIMC 1103, (V)-Pa element, sample G3, UIMC 1104, (W)- Pa element, sample G3, UIMC 1105, (X)-Pa element, sample G3, UIMC 1106, (Y)-Pa element, sample G3, UIMC 1107, (Z)-Pa element, sample G3, UIMC 1108, (AA)- Pa element, sample G3, UIMC 1109, (AB)- Pa element, sample G3, UIMC 1110, (AC)- Pa element, sample G3, UIMC 1111, (AD)- Pa element, sample G4, UIMC 1112, (AE)- Pa element, sample G3, UIMC 1113, (AF)- Pa element, sample G3, UIMC 1114,

Figs. AG – AK- indeterminate *Icriodella* elements;

(AG)- Pb element, sample G2, UIMC 1115, (AH)- Sb element, sample G3, UIMC 1116, (AI)- Sa element, sample G3, UIMC 1117, (AJ)- Sa element, sample G3, UIMC 1118, (AK)- Sa element, sample G3, UIMC 1119



Figs. A- K, M-U- *Icriodella* *superba* Rhodes, 1953.

(A)- M element, sample G3, UIMC 1120, (B)- M element, sample G3, UIMC 1121, (C)- M element, sample G4, UIMC 1122, (D)- M element, sample G3, UIMC 1123, (E)- M element, sample G4, UIMC 1124, (F)- M element, sample G3, UIMC 1125, (G)- M element, sample G3, UIMC 1126, (H)- M element, sample G5, UIMC 1127, (I)- M element, sample G4, UIMC 1128, (J)- M element, sample G3, UIMC 1129, (K)- Pa element, sample G3, UIMC 1130, (M)- Sb element, sample G3, UIMC 1131, (N)- Sb element, sample G3, UIMC 1132, (O)- Sb element, sample G3, UIMC 1133, (P)- Sb element, sample G3, UIMC 1134, (Q)- Pa element, sample G3, UIMC 1135, (R)- Pa element, sample G3, UIMC 1136, (S)- Pa element, sample G4, UIMC 1137, (T)- Pa element, sample G3, UIMC 1138, (U)- M element, sample G4, UIMC 1139.

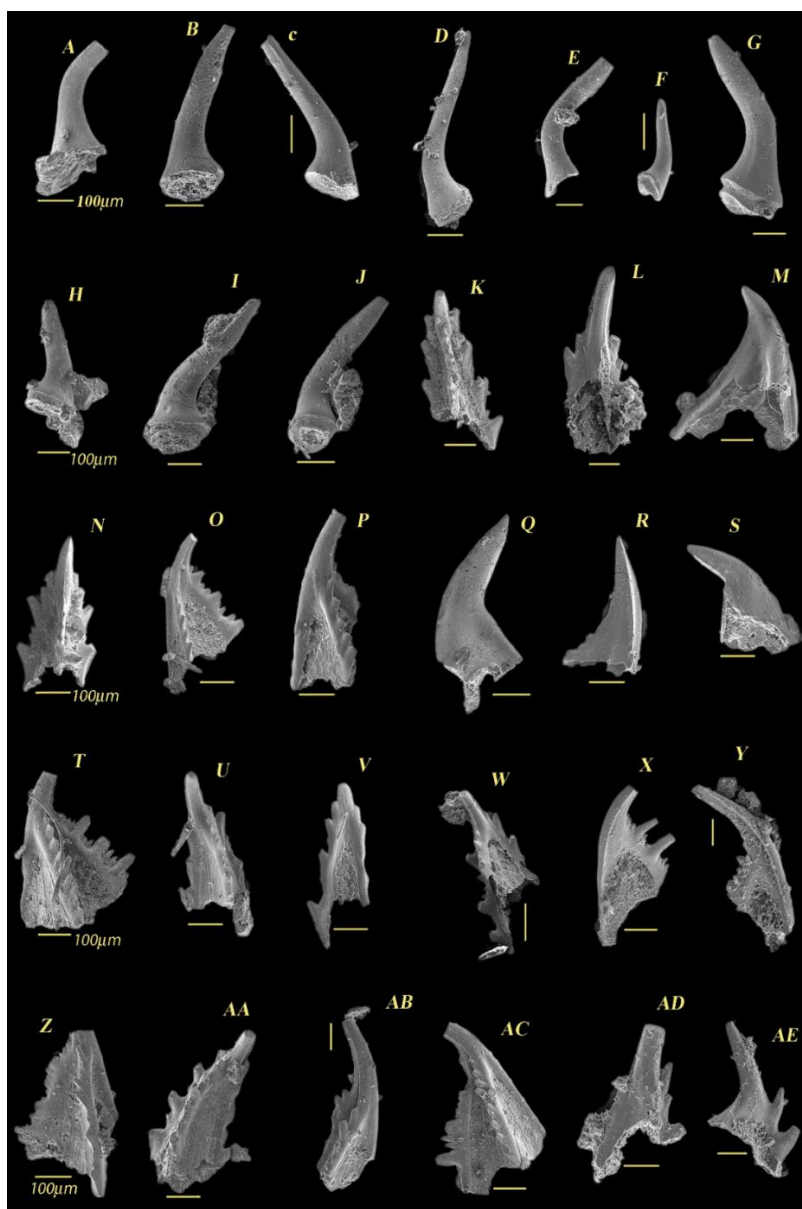
Fig. L- *Icriodella* cf. *discreta* Pollock et al., 1970, Pa element, sample G3, UIMC 1140,

Figs. V-AB - *Amorphognathus* *ordovicicus*, Branson and Mehl, 1933,

(V)- Pb element, sample G3, UIMC 1141, (W)- Pb element, sample G5, UIMC 1142, (X)- Pb element, sample G3, UIMC 1143, (Y)- Pb element, sample G3, UIMC 1144, (Z)- Pb element, sample G3, UIMC 1145, (AA)-Pb element, sample G4, UIMC 1146, (AB)- M element, sample G4, UIMC 1147,

Fig. AC- *Amorphognathus* *superbus*, M element, sample G3, UIMC 1148,

Fig. AD- *Amorphognathus* *ordovicicus*, Branson and Mehl, 1933, Pa element, sample G3, UIMC 1149,



Figs. A- F - *Semiacontiodus carinatus*, Dzik, 1976

(A)- Sb element, sample G5, UIMC 1150, (B)- Sb element, sample G5, UIMC 1151,

(C)- Sb element, sample G4, UIMC 1152, (D)- Sb element, sample G3, UIMC 1153, (E)- Sb element, sample G5, UIMC 1154, (F)- Sb element, sample G5, UIMC 1155.

Figs. G- J - *Semiacontiodus longicostatus*, Drygant, 1974,

(G)- Sa element, sample G4, UIMC 1156, (H)- Sa element, sample G5, UIMC 1157,

(I)- Sa element, sample G5, UIMC 1158, (J)- Sa element, sample G4, UIMC 1159.

Figs. K-AC- *Icriodella superba* Rhodes, 1953.

(K)- Sb element, sample G3, UIMC 1160, (L)- Sb element, sample G3, UIMC 1174, (M)- Pb element, sample G3, UIMC 1161,

(N)- Sb element, sample G3, UIMC 1162, (O)- Sb element, sample G3, UIMC 1163, (P)- Sb element, sample G5, UIMC 1164, (Q)- M element, sample G3, UIMC 1165, (R)- Sb element, sample G3, UIMC 1166, (S)- M element, sample G4, UIMC 1167, (T)- Sb element, sample G3, UIMC 1168, (U)- Sb element, sample G4, UIMC 1169, (V)- Sb element, sample G3, UIMC 1170, (W)- Sb element, sample G3, UIMC 1171, (X)- Sb element, sample G3, UIMC 1172, (Y)- Sb element, sample G3, UIMC 1173, (Z)- Sb element, sample G4, UIMC 1174, (AA)- Sb element, sample G4, UIMC 1175,

(AB)- Sb element, sample G4, UIMC 1176, (AC)- Sb element, sample G3, UIMC 1177.

Fig. AD- *Amorphognathus ordovicicus*, Branson and Mehl, 1933, M element, sample G5, UIMC 1178.

Fig.(AE) - *Amorphognathus superbus*, M element, sample G3, UIMC 1179,

سپاس و قدردانی

از داوران مقاله خانم ها دکتر الهه ستاری (مدیر داخلی مجله زمین شناسی نفت ایران) و دکتر طاهره پرویزی (دانش آموخته دکتری دانشگاه اصفهان) تشکر و قدردانی می گردد.

منابع

[۱] ALAVI-NAINI, M.,1996, Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz montains in northern Iran. *J. Geodynamics* 21(1), 1-33.

- [۲] ALBANESI, G.L., HÜNICKEN, M.A. and ORTEGA, G., 1995, Amorphognathus aff. superbus (Conodonta) en la Formación Trapiche (Ordovícico Superior), cerro Potrerillo, Departamento Jáchal, Provincia de San Juan, Argentina. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, Córdoba **60**, 461–468.
- [۳] ALDRIDGE, R.J., 1972, Llandovery conodonts from the Welsh Borderland. *Bulletin of the British Museum Natural History (Geology)* **22**(2), 125–231.
- [۴] ASSERETO, R., 1966, Geological map of upper Djadjerud and Lar valleys (central Elburz, Iran). Inst. Geol. Univ. Milano (Ser.G) 232: 1-86, 2 geological.map 1:50000.
- [۵] BAMBACH, R.K., KNOLL, A.H. and WANG, S.C., 2004, Origination, extinction, and mass depletions of marine diversity: *Paleobiology*, **30**, 522–542, [https://doi.org/10.1666/00948373\(2004\)030\(0522:OEAMDO\)2.0.CO;2](https://doi.org/10.1666/00948373(2004)030(0522:OEAMDO)2.0.CO;2).
- [۶] BAUER, J.A., 1987, Conodonts and conodont biostratigraphy of the McLish and Tulip Creek Formations (Middle Ordovician), SouthCentral Oklahoma, Oklahoma *Geol. Surv. Bull.* 141.
- [۷] BAUER, J.A., 1994, Conodonts from the Bromide Formation (Middle Ordovician), SouthCentral Oklahoma, J. Paleontol., 1994, **68**, 358–376.
- [۸] BERBERIAN, M., KING, G.C.P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, **18**, 210-265.
- [۹] BENEDETTO, J.L., 2003, Ordovician Fossils of Argentina. Secretaría de Ciencia Y Tecnología. Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba (665).
- [۱۰] BERGSTRÖM, S. M., 1971, Conodont biostratigraphy of the Middle and Upper Ordovician of Europe and eastern North America. Geological Society of America, *Memoir* **127**, 83–161.
- [۱۱] BERGSTRÖM, S. M., 1983, Biogeography, evolutionary relationships, and biostratigraphic significance of Ordovician platform conodonts. *Fossils and Strata* **15**, 35–58.
- [۱۲] BOULIN, J., 1991, Structures in Southwest Asia and evolution of the eastern Tethys. *Tectonophysics* **196**, 211-268.
- [۱۳] BOUCOT, A. J., XU, C. and SCOTESE, C.R., 2013, Paleozoic paleoclimate: an atlas of lithologic indicators of climate. *SEPM Concepts Sedimentol. Paleontol.* **11**, 1–478.
- [۱۴] BRANSON, E.B. and MEHL, M.G., 1934a, Conodonts from the Grassy Creek shale of Missouri: *Missouri University Studies*, **8**, 171–259.
- [۱۵] BRENCHLEY, P.J., MARSHALL, J.D. and UNDERWOOD, C.J., 2001, Do all mass extinctions represent an ecological crisis? Evidence from the Late Ordovician: *Geological Journal*, **36**, 329–340, <https://doi.org/10.1002/gj.880>.
- [۱۶] BRUTON, D. L., WRIGHT, A. J. and HAMED, M. A., 2004, Ordovician trilobites of Iran. *Palaeontographica A* **271**, 111-149.
- [۱۷] COCKS, L.R.M. and FORTEY, R.A., 1982, Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain. *Journal of the Geological Society*, London, **139**, 465–478.
- [۱۸] COCKS, L.R.M. and FORTEY, R.A., 2009, Avalonia, a long-lived terrane in the lower Palaeozoic? *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* **325**, 141–155.
- [۱۹] COCKS, R.L. and TORSVIK, T.H., 2020, Ordovician palaeogeography and climate change. *Gondwana Research* **100** (2021) 53–72.
- [۲۰] DAVOUDZADEH, M. and SCHMIDT, K., 1984, A Review of the Mesozoic Paleogeography and Paleotectonic Evolution of Iran. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* **168** (2/3), 182-207.
- [۲۱] DZIK, J., 1976, Remarks on the evolution of Ordovician conodonts. *Acta Palaeontologica Polonica* **21**, 395-455.

- [۲۲] -DZIK, J., 1983, Relationship between Ordovician Baltic and North American Midcontinent faunas. *Fossils and strata* 15, 59–85.
- [۲۳] DZIK, J., 1994, Conodonts of the M_ojcza Limestone. 43–128. In DZIK, D., OLEMPSKA, E. and PISERA, A. (eds). Ordovician carbonate platform ecosystem of the Holy Cross Mountains. *Palaeontologica Polonica*, **53**, 128.
- [۲۴] EPSTEIN, A.G., EPSTEIN, J.B. and HARRIS, L.D., 1977, Conodont color alteration — an index to organic metamorphism. United States Geological Survey *Professional Paper*, **995**: 1–27.
- [۲۵] FINNEGAN, S., BERGMANN, K., EILER, J.M., JONES, D.S., FIKE, D.A., EISENMAN, I., HUGHES, N.C., TRIPATI, A.K. and FISCHER, W.W., 2011, The magnitude and duration of Late Ordovician–Early Silurian glaciation: *Science*, **331**,903–906, [https:// doi.org/10.1126/science.1200803](https://doi.org/10.1126/science.1200803).
- [۲۶] GANSSER, A. and HUBER, H., 1962, Geological observation in the central Elburz, Iran. *Schweizeris chemineralogische und petrographische mitteilungen*, **42**: 593-630.
- [۲۷] GHOBADIPOUR, M., WILLIAMS, M., VANNIER, J., MEIDLA, T. and POPOV, L.E., 2006, Ordovician ostracods from east Central Iran. *Acta Palaeontologica Polonica*, **51**: 551-560.
- [۲۸] GOLDMAN, D., SADLER, P.M., LESLIE, S.A., MELCHIN, M.J., AGTERBERG, F.P. and GRADSTEIN, F.M., 2020, The Ordovician Period, 631–694. In Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M. (eds) *Geologic Time Scale 2020*. Elsevier, Amsterdam. DOI 10.1016/B978-0-12-810217-0.ch012.
- [۲۹] GONG, Q., WANG, X., ZHAO, L., GRASBY, S.E., CHEN, Z. Q., ZHANG, L., LI, Y., CAO, L., and LI, Z., 2017, Mercury spikes suggest volcanic driver of the Ordovician-Silurian mass extinction: *Scientific Reports*, **7**, 5304, <https://doi.org/10.1038/s41598-017-05524-5>.
- [۳۰] HAMEDI, M.A., 1995, Lower palaeozoic sedimentology and stratigraphy of the Kerman region. East-central Iran -Unpub.Ph.D. thesis, Univ, Wollongong, Australia.
- [۳۱] HARTZ, H. and TORSVIK, T.H., 2002, Baltica upside: A new plate tectonic model for Rodinia and the Iapetus ocean. *GEOLOGY*. **30**. (3): 255- 58.
- [۳۲] HUCKRIEDE. R., KURSTEN. M. and VENZLAFF, H., 1962, Zur geologie des Gebieteszwischen Kerman und Saghand (Iran). *Beiheftezum geologischen Jahrbuch*, **51**, 197.
- [۳۳] JAANUSSON, V., 1973, Aspects of carbonate sedimentation in the Ordovician of Baltoscandia. *Lethaia* **6**, 11–34.
- [۳۴] JABLONSKI, D., 1991, Extinctions: A paleontological perspective: *Science*, **253**, 754–757, <https://doi.org/10.1126/science.253.5021.754>.
- [۳۵] JONES, D.S., MARTINI, A.M., FIKE, D.A. and KAIHO, K., 2017, A volcanic trigger for the Late Ordovician mass extinction? Mercury data from south China and Laurentia: *Geology*, **45**, 631–634, <https://doi.org/10.1130/G38940.1>.
- [۳۶] KUMP, L.R. and ARTHUR, M.A., 1999, Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. *Chemical Geology* **161**, 181–198.
- [۳۷] LAPORTE, D.F., HOLMDEN, C., PATTERSON, W.P., LOXTON, J.D., MELCHIN, M.J., MITCHELL, C.E., FINNEY, S.C. and SHEETS, H.D., 2009, Local and global perspectives on carbon and nitrogen cycling during the Hirnantian glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **276**, 182–195.
- [۳۸] LEFEBVRE, B., GHOBADIPOUR, M. and NARDIN, E., 2005, Ordovician echinoderms from te Tabas and Damghan regions, Iran: palaeobiogeographica limplication. *Bulletin de la societe geologique de France*, **176** (3):231-242.
- [۳۹] LESLIE, S.A., 2000, Mohawkian (Upper Ordovician) conodonts of Eastern North America and Baltoscandia. *Journal of Paleontology* **74**, 1122–1147. DOI 10.1666/0022-3360(2000)0742.0.CO;2.

- [۴۰] LINDSTRÖM, M., 1960, A Lower-Middle Ordovician succession of conodont faunas: *Internat. Geol. Congr.*, 21st Session Rept., Pt. 7, 88-96, 8 figs.
- [۴۱] LÖFGREN, A., 1978, Arenigian and Llanvirnian conodonts from Jämtland, northern Sweden. *Fossils & Strata*, **13**, 1–129.
- [۴۲] MABILLARD, J.E. and ALDRIDGE, R.J., 1983, Conodonts from the Coralliferous Group (Silurian) of Marloes Bay, South-West Dyfed, Wales. *Geologica et Palaeontologica* **17**, 29–43.
- [۴۳] MILLER, J. F., 1969, Conodont fauna of the Notch Peak Limestone (Cambro- Ordovician), House Range, Utah: *Jour. Paleontology*, **43**, 413-439, Pis. 63-66, 5 figs.
- [۴۴] NAZARI, H., 2006, Analyse de la tectonique recente et active dans l'Alborz Central et la region de Teheran: Approche morphotectonique et paleoseismologique. *Science de la terre et de l'eau*. Montpellier, Montpellier II: 247.
- [۴۵] NIELSEN, A.T., 2004, Ordovician sea level changes: A Baltoscandian perspective, in Webby, B.D., et al., eds., *The Great Ordovician Biodiversification Event*: New York, Columbia University Press, p. 84–93, <https://doi.org/10.7312/webb12678-011>.
- [۴۶] REITZ, E. and DAVOUDZADEH, M., 1995, Ordovician acritarchs from the Banestan, Kerman area, Central Iran; paleobiogeographical evidence for a warm water environment. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* 1995 (8), 488–500.
- [۴۷] RUTTNER, A., NABAVI, M. and HAJIAN, J., 1968, Geology of the Shirgesht area (Tabas area, east Iran). *Reports of the geological survey of Iran*, **4**: 1-133.
- [۴۸] STÖCKLIN, J., 1974, Northern Iran: Alborz Mountains., *Geol. Soc. Lon. Special pub.* **4**, 213-234.
- [۴۹] STÖCKLIN, J., 1977, Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia. *Soc. Geol.* **8**, 333-353.
- [۵۰] SEPKOSKI, J.J., 1981, A factor analytical description of the Phanerozoic marine fossil record. *Paleobiology*, **7**: 36-53.
- [۵۱] SMOLAREK-LACH, J., MARYNOWSKI, L., TRELA, W. and WIGNALL, P.B., 2019, Mercury spikes indicate a volcanic trigger for the Late Ordovician mass extinction event: An example from a deep shelf of the peri- Baltic region: *Scientific Reports*, **9**, 31-39.
- [۵۲] STAMPFLI, G. M., 2000, Tethyan oceans. Geological society, London, special publications 173, 1-23.
- [۵۳] SWEET, W.C., 1988, The Conodonta: morphology, taxonomy, paleoecology, and evolutionary history of a long-extinct animal phylum. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 10, *Clarendon Press, Oxford*, 212.
- [۵۴] TORSVIK, H. and COCKS, M., 2017, *Earth History and Palaeogeography*. Cambridge University Press 978-1-107-10532-4.
- [۵۵] WANG, Z.H., ZHEN, Y.Y., BERGSTRÖM, S.M., ZHANG, Y.D. and WU, R.C., 2018, Ordovician conodont biozonation and biostratigraphy of North China. *Australasian Palaeontological Memoirs* **51**, 65-79.
- [۵۶] ZHEN, Y.Y., NICOLL, R.S., PERCIVAL, I.G., HAMED, M.A. and STEWART, I., 2001, Ordovician Rhipidognathid conodonts from Australia and Iran. *Journal of paleontology*, **75** (1): 186–202.

سنگ چینه نگاری، رخساره ها و شرایط ته نشینی سازند آسماری (روپلین - بوردیگالین) در جنوب خاوری زاگرس چین خورده، فروافتادگی بندرلنگه (برش کوه نمکی خمیر)

پیمان رضائی^{۱*}، سیده اکرم جویباری^۲، عبدالله نجفی^۳

۱- دانشیار گروه زمین شناسی دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، هرمزگان، ایران

۲- دکتری رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، هرمزگان، ایران

۳- کارشناس ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، هرمزگان، ایران

*p.rezaee@hormozgan.ac.ir

دریافت مهر ۱۴۰۲، پذیرش آبان ۱۴۰۲

چکیده

سازند آسماری (روپلین-بوردیگالین) یکی از شناخته‌ترین سازندهای ایران است. به منظور بررسی سنگ چینه نگاری و محیط رسوبی برشی از این سازند در کوه نمکی خمیر و اقع در فروافتادگی بندرلنگه انتخاب گردید. در این برش تعداد ۷۰ مقطع نازک میکروسکوپی آهکی و ۳ نمونه مارنی (XRF) برای شناخت ریزرخساره‌ها شرایط ته‌نشینی مورد ارزیابی قرار گرفت. سازند آسماری در این برش ۲۲۵ متر ستبراً داشته و شامل رخساره آهکی و مارنی است. مطالعه پتروگرافی منجر به شناسایی ۱۰ ریزرخساره متعلق به کمربندهای رخساره‌ای پهنه جزر و مدی، لاگون، پشته کربناته و دریای باز گردید که در محیط رمپ کربناته تک شیب نهشته شده‌اند. ترکیب اکسیدهای رخساره مارنی نیز حاکی از وجود کانی‌های کربناتی، کوارتز و کانی‌های رسی می‌باشد که همراه با مشاهدات صحرائی و تناوب رخساره‌های آهکی نشانگر ته نشست این رخساره در یک محیط از نوع دریای باز می‌باشد. در نهایت به نظر می‌رسد تنوع رخساره‌ای و فسیلی سازند آسماری در برش مذکور به گونه‌ای که در زمان اکتانین این سازند در فاصله نزدیک‌تری به خط ساحل و در زمان روپلین و شاتین-بوردیگالین در فاصله دورتری نسبت به خط ساحل قرار داشته است.

کلمات کلیدی: سازند آسماری، محیط رسوبی، سنگ چینه نگاری، کوه نمکی خمیر، فروافتادگی بندر لنگه.

۱. مقدمه

توالی کربناتی سازند آسماری در سری زمانی الیگو-میوسن یکی از شناخته‌ترین مخازن هیدروکربوری ایران و خاورمیانه می‌باشد. این سازند در حوضه رسوبی زاگرس (حاشیه جنوبی نئوتتیس) با سن الیگوسن تا میوسن نهشته شده است و گسترش آن از سوی باختر تا عراق و از سمت جنوب تا عمان کشیده می‌شود [۲۰]. نهشته‌های سازند آسماری در سراسر زاگرس به دنبال پیشروی آب دریا در ترشیری در نواحی فارس (داخلی و ساحلی)، خوزستان، لرستان، بیرون زدگی‌هایی دارد که در فرو افتادگی دزفول کامل‌ترین توالی را از خود به جای گذاشته است برش الگوی سازند آسماری در تنگ گل ترش واقع در کوه آسماری می‌باشد. این سازند در بیشتر نواحی زاگرس دارای ترکیب سنگ شناسی غالب آهکی است اما در برخی نقاط مانند زون خوزستان دارای رسوبات تخریبی (بخش ماسه سنگی) و در زون لرستان حاوی نهشته‌های تبخیری (بخش ژپس و انیدریت کلهر) می‌باشد [۲۰]. مطالعات زیادی بر روی سازند آسماری از نگاه سنگ چینه نگاری، محیط رسوبی و دیاژنز صورت گرفته است. از جمله مطالعات فارسی می‌توان به پژوهش دهقان زاده و همکاران [۶] در برش کوه آسماری و کوه گورپی، سنماری و ده بزرگی [۸] در برش نره چهارم، احمدی و همکاران [۲] در تاقدیس میش، امامی میبدی و همکاران [۴] در تاقدیس چنار و رجبی و همکاران [۷] در برش مخمل کوه اشاره نمود. از جمله مطالعات لاتین نیز می‌توان به پژوهش‌های خلیلی^۱ و همکاران [۲۵] در جنوب غرب ایران، طاهری^۲ و همکاران [۴۰] زون ایزه، کرمی^۳ و همکاران [۲۴] در زون فارس داخلی، کمالی فر^۴ و همکاران [۲۳] در زون فارس، وطن دوست^۵ و همکاران [۴۳] در تاقدیس آغاچاری و رجبی^۶ [۳۲] در تاقدیس چناره و امیران اشاره نمود. هدف از این پژوهش مطالعه سنگ چینه نگاری، ریزرخساره و محیط رسوبی نهشته‌های سازند آسماری در برش کوه نمکی خمیر در فروافتادگی بندرلنگه می‌باشد.

۲. موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی

گستره مورد مطالعه به لحاظ جغرافیایی در استان هرمزگان و در محدوده شهرستان بندرخمیر واقع شده است. این شهرستان به مرکزیت شهر بندرخمیر در موقعیتی ساحلی در فاصله ۷۵ کیلومتری جنوب باختری مرکز استان (بندرعباس) قرار دارد (شکل ۱) ناحیه مورد مطالعه از نظر تقسیمات زمین شناسی ایران و از دیدگاه ساختاری در جنوب خاوری پهنه زاگرس چین خورده جای گرفته است. این پهنه، بین زاگرس مرتفع از شمال، گسل کازرون از باختر، خلیج فارس از جنوب و گسل میناب از خاور محصور شده است (شکل ۲).

¹ Khalili

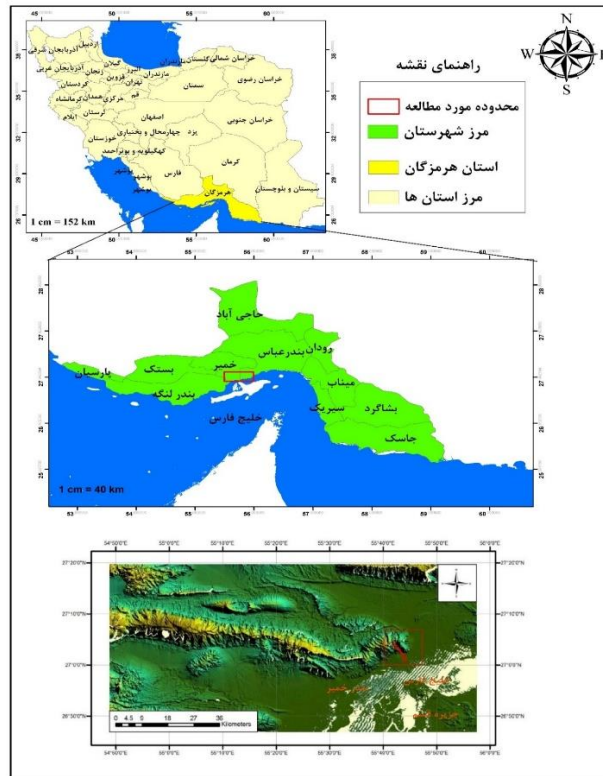
² Taheri

³ Karami

⁴ Kamalifar

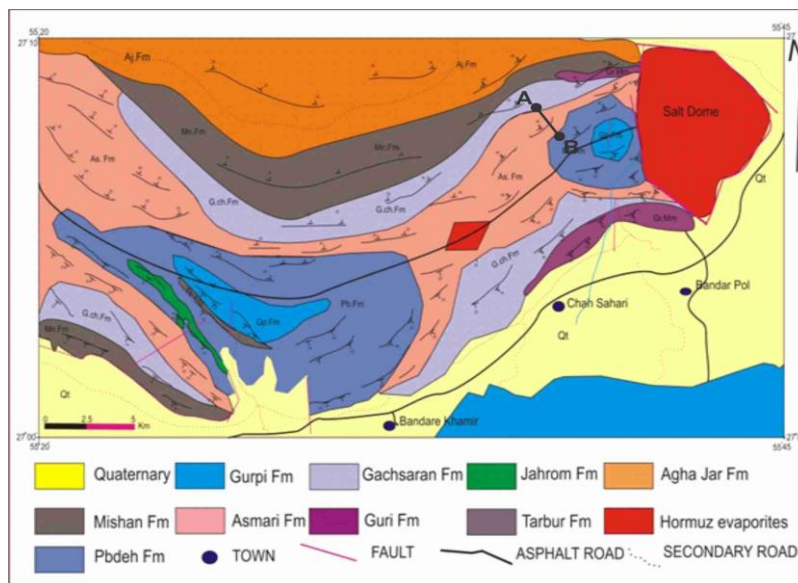
⁵ Vatandoust

⁶ Rajabi



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه بر روی نقشه استان هرمزگان و تصویر DEM

توالی چینه‌ای در این گستره دربرگیرنده نهشته‌های پرکامبرین پسین، پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک است که در میوسن-پلیوسن تغییر شکل یافته و دچار چین خوردگی شدند [۳۷]. از سوی دیگر، محدوده مورد مطالعه جزئی از پس خشکی بندرعباس است. از ویژگی‌های بارز زمین شناسی این منطقه از زاگرس، وجود گندهای نمکی در ارتباط با تاق‌دیس‌های کوچک و بزرگ است که همگی متأثر از عملکرد دیاپیرسم سری هرمز با روند شمال خاوری-جنوب باختری و خلاف روند عمومی زاگرس می‌باشند. مدرس [۱۰] در پژوهشی سن سازند آسماری در این برش را روپلین-بوردیگالین مشخص نمود.



شکل ۲- نقشه زمین شناسی ساده شده کوه خمیر (برگرفته از فخاری [۹]) و موقعیت برش مورد مطالعه (AB).

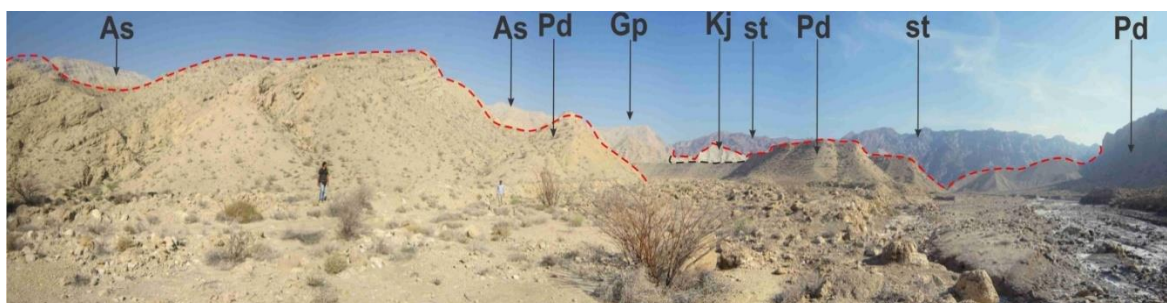
۳. مواد و روش‌ها

برای انجام این تحقیق، یک برش چینه شناسی از سازند آسماری در باختر بندرعباس (کوه نمکی خمیر) مورد مطالعه قرار گرفته است (خط AB شکل ۲). در ادامه، با در نظر گرفتن مسائلی چون مرزهای زیرین و بالایی، سنگ‌های متشکله، اختصاصات فسیل شناسی، تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌های متشکله سازند آسماری بطور متوسط هر ۳ متر یک نمونه برای تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی برداشت گردید. در مجموع از نمونه‌های برداشت شده تعداد ۷۰ برش نازک میکروسکوپی تهیه و مطالعات پتروگرافی در آزمایشگاه زمین شناسی دانشگاه هرمزگان با میکروسکوپ پلاریزان انجام گردید. به منظور بررسی نهشته‌های مارنی این سازند گمانه‌هایی به عمق ۱ تا ۲ متر در مناسب‌ترین بیرون زدگی‌های این سازند حفر گردید و ۳ نمونه از بخش‌های غیرهوازده مارنی در بخش‌های تحتانی، میانی و فوقانی سازند آسماری برداشت شده و به منظور تعیین اکسیدهای اصلی مورد آنالیز ژئوشیمیایی XRF قرار گرفت. نامگذاری ریزرخساره‌ها بر اساس طبقه بندی دانهام^۱ [۱۸] و تفسیر شرایط ته‌نشینی با کمک رخساره‌ها و مدل‌های رسوبی استاندارد فلوگل^۲ [۱۹] و ویلسون^۳ [۶] انجام شد.

۴. بحث و نتایج

۴-۱. سنگ چینه نگاری

در کوه نمکی خمیر سازندها و توالی‌های آسماری، پابده، گورپی، کژدمی و سری نمکی هرمرز به خوبی رخنمون دارند (شکل ۳). سازند آسماری در این کوه، ۲۲۵ متر ستبراً دارد و با یک مرز ناپیوستگی فرسایشی بر روی مارن‌های سازند پابده (پالئوسن-اوسن) قرار گرفته است (شکل ۳-الف). مرز بالایی این سازند در برش مذکور از نوع مرز تدریجی است که توسط نهشته‌های تبخیری سازند گچساران (میوسن) پوشیده می‌شود (شکل ۳-ب).



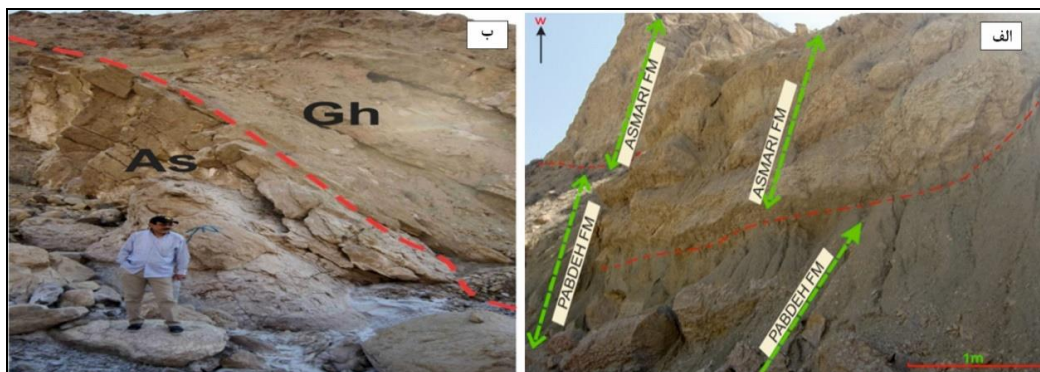
شکل ۳- نمای کلی از منطقه مورد مطالعه و سازندهای موجود. As: سازند آسماری، Pd: سازند پابده، Gp: سازند گورپی، KJ: سازند کژدمی، St: گنبد نمکی خمیر (دید رو به شمال باختر).

توالی سازند آسماری در برش کوه نمکی خمیر شامل دو رخساره آهک و مارن می‌باشد (شکل ۴). رخساره‌های مارنی رنگ هوازده سبز کم رنگ، رنگ اصلی سبز پر رنگ (در قسمت ابتدایی مقطع)، رنگ‌های هوازده خاکستری تیره و سبز روشن، رنگ اصلی خاکستری کم رنگ و سبز تیره (در قسمت‌های میانی مقطع)، رنگ هوازده سبز روشن و رنگ اصلی سبز تیره (در قسمت‌های پایانی)، دیده می‌شوند که عمدتاً به صورت توده‌ای دیده می‌شوند. در نهشته‌های مارنی قسمت انتهایی دارای رگه‌های ژپس ثانویه وجود دارد. این رخساره فرسایش پذیری بسیار بالایی دارد و اشکال فرسایش شیاری در آن مشهود است.

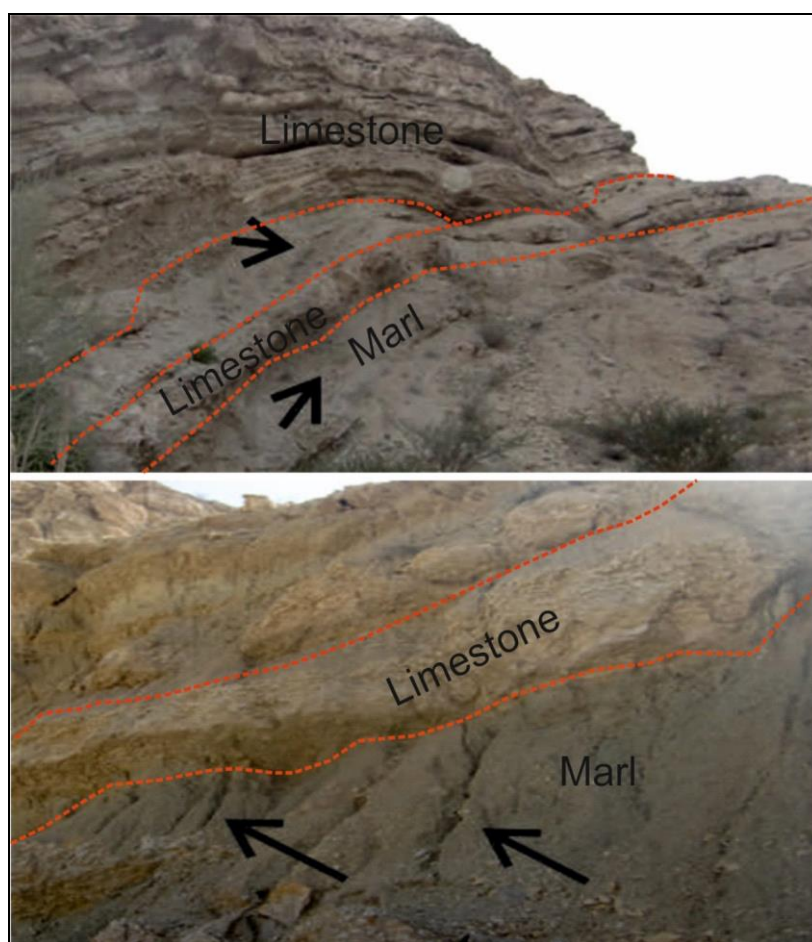
¹ Dunham

² Flugel

³ Wilson



شکل ۴- الف: نمایی از مرز زیرین سازند آسماری با سازند پابده، در برش کوه نمکی خمیر، سازند پابده با یک مرز ناپیوستگی فرسایشی به سازند آسماری ختم می‌شود. ب: نمایی از مرز زیرین سازند آسماری، در برش کوه نمکی خمیر، سازند آسماری با یک مرز تدریجی به سازند گچساران ختم می‌شود. As: سازند آسماری، Gh: سازند گچساران.



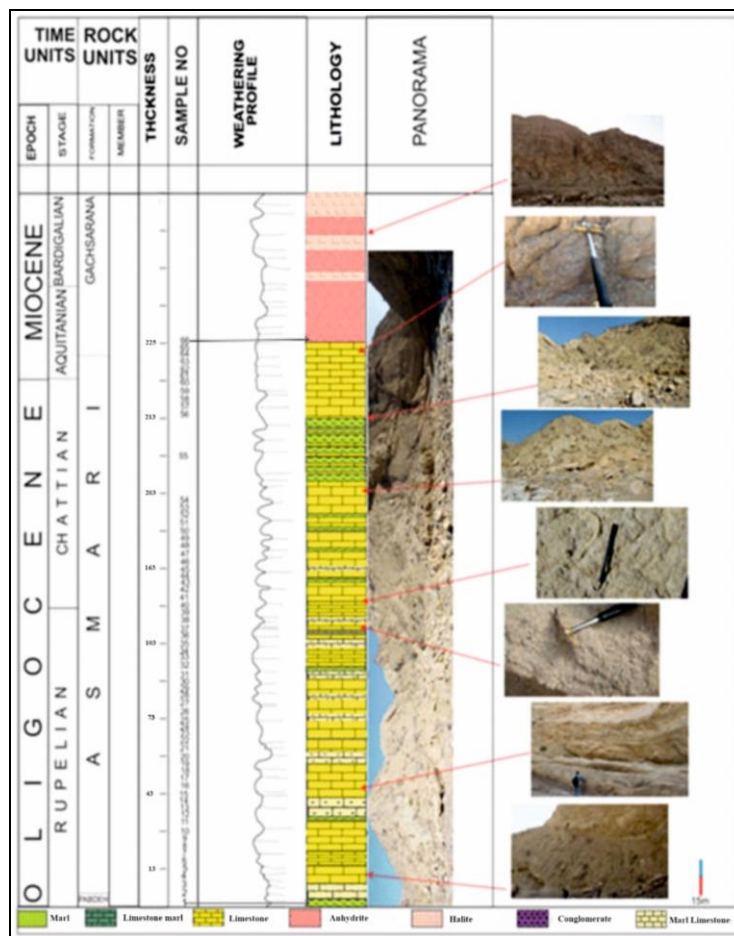
شکل ۵- نمایی از توالی رخساره‌های آهکی و مارنی سازند آسماری.

رخساره آهکی سازند آسماری که قسمت عمده توالی را شامل می‌شوند به صورت نازک تا ضخیم لایه و توده‌ای در رنگ‌های هوازده خاکستری، کرمی، زرد روشن، و رنگ اصلی خاکستری تیره تا کم رنگ، کرمی روشن تا کرمی مایل به زرد و زرد کم رنگ تا زرد پرتقالی در بخش‌های مختلف برش مورد مطالعه، دیده می‌شوند (شکل ۴). این رخساره‌ها فرسایش پذیری بالایی (بخصوص در بخش‌های انتهایی مقطع) از خود می‌دهد و رگه‌هایی از تبخیری‌ها (ژیپس و نمک) که بصورت ثانویه تشکیل شده‌اند هم در بخش انتهایی برش دیده می‌شوند اجزای اصلی این رخساره، فسیل‌ها هستند که در این میان باید به فرامینفرها، شکم پایان، دوکفه‌ای‌ها، خزه و شان، خارپوستان، جلبک‌ها و مرجان‌ها اشاره کرد (شکل ۵).



شکل ۵- الف: نمایی از دوکفه‌ای‌های موجود در لایه‌های سخت بخش ابتدایی، ب: نمایی از قطعات حمل شده و فسیل‌های برج، پ: نمایی از جان‌شینی‌ها لیت بر سنگ آهک در قسمت انتهایی سازند آسماری. و ت: نمایی از فسیل‌های نومولیت در بخش ابتدایی سازند آسماری در برش کوه نمکی خمیر.

ستون سنگ چینه نگاری سازند آسماری در شکل ۶ ارائه شده است آنچه مشهود است برتری آهک در این ستون و تناوب آن با مارن می‌باشد که در انتها به نهشته‌های تبخیری سازند گچساران ختم می‌گردند. ۲۳ درصد توالی ستون سنگ چینه نگاری سازند آسماری را در برش کوه نمکی خمیر رخساره مارنی و ۷۷ درصد را رخساره کربناته (غالباً سنگ آهک) تشکیل می‌دهد.



شکل ۶- ستون سنگ چینه نگاری سازند آسماری در برش کوه نمکی خمیر.

۴-۲. رخساره و محیط رسوبی

۴-۲-۱. رخساره آهکی

تعیین ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی به منظور آشنایی و شناخت شرایط تهنشینی توالی‌های رسوبی امری متداول و رایج می‌باشد [۱۷، ۳۰] و بررسی مقاطع نازک میکروسکوپی در سازند آسماری منجر به شناسایی ۱۰ ریزرخساره شد که در چهار گروه ریزرخساره‌ای زیر توصیف و تفسیر می‌شوند.

گروه ریزرخساره‌ای A

MF1: ریزرخساره اینتراکست بایوکلست پکستون

توصیف: بافت این ریزرخساره دانه پش‌تیبان و زمینه میکرایتی می‌باشد. این ریزرخساره بطور کلی از قطعات اینتراکلاست در اندازه‌های بزرگ و پوسته‌های روزن‌بران‌های کفزی به همراه قطعاتی از صدف خارداران تشکیل گردیده است. آلوکم‌ها شامل خرده‌های اسکلتی موجودات با اندازه‌های نسبتاً بزرگ در کنار اجزاء اینتراکلاستی با اندازه‌های کوچک می‌باشند. بایوکلست‌ها عمدتاً نومولیت و گاهی جلبک قرمز و خرده‌های بریوزوآ می‌باشد (شکل ۷-الف).

تفسیر: وجود گل آهکی به شکل میکرایت نشان دهنده رسوب‌گذاری در شرایط آرام محیط رسوبی می‌باشد [۳۹، ۳۳، ۱۹]. پوسته‌های بزرگ و مسطح روزن‌داران برای زندگی در محیط‌های پرانرژی مناسب نیستند چون آشفتگی کم آب نیز سبب شناور شدن آن‌ها می‌شوند. با توجه به حضور فون‌ها با دیواره‌ی هیالین و اندازه درشت آن‌ها محیط تشکیل این ریزرخساره دریای باز با شوری نرمال دریایی و شدت نور بالا می‌باشد. مشابه این ترکیب ریزرخساره‌ای در مطالعه احمدی و همکاران [۲]. در تاقدیس کوه میش گزارش شده است. این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد RMF-7 فلوگل [۱۹] است.

MF2: ریزرخساره بایوکلست پکستون

توصیف: بافت این ریزرخساره دانه پش‌تیبان و زمینه، گل آهکی است. مهم‌ترین اجزای این ریزرخساره را قطعات اکینودرم، تعدادی از فرامینفرهای خانواده نومولیت با پوسته هیالین مانند: اپرکولینا، هتروسترینا، روزن‌بران کفزی، دوکفه‌ای‌ها و جلبک قرمز تشکیل می‌دهد. در این ریزرخساره به صورت محدود فسیل‌های پلاژیک وجود داشته که معمولاً هسته آن‌ها تحت تاثیر انحلال قرار گرفته و تنها شبیحی از آن‌ها باقی مانده است (شکل ۷-ب).

تفسیر: حضور روزن‌داران هیالین کف زی بزرگ که اسکلت آن‌ها خوب حفظ شده است نشانگر این است که این ریزرخساره‌ها در دریای باز تحت تاثیر انرژی متوسط تا پایین بین قاعده امواج طوفانی و امواج عادی نهشته شده‌اند. مجموعه فسیلی تشکیل دهنده این رخساره نشان دهنده دریای باز با شوری عادی [۲۸، ۳۵] می‌باشد. مشابه این ریزرخساره در سازند آسماری برش تنگ سرخ توسط ابطحی فروشانی و صیرفیان [۱]. گزارش شده است. این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد RMF-13 فلوگل [۱۹] است.

MF3: ریزرخساره کورال باند استون

توصیف: این ریزرخساره از ستبرای کمی برخوردار است اجزای تشکیل دهنده آن تماماً از اسکلت مرجان‌های ریف‌ساز می‌باشد و بنابراین نوعی رخساره زیستی محسوب می‌گردد. حفرات موجود در مرجان‌ها توسط اکسیدهای آهن و کلسیت‌های ثانویه جایگزین شده است (شکل ۷-پ).

تفسیر: این ریزرخساره با ارگانسیم‌های برجا به صورت یک ریف ارگانیکی در حاشیه پلاتفرم و به صورت محلی بالاتر از سطح قاعده امواج معمولی تشکیل می‌شود [۴۶]. مقدار زیاد گل کربناته و حفظ‌شدگی خوب مجموعه روزن‌داران هم‌زیست بیان‌کننده تشکیل این مجموعه رخساره‌ای در شرایطی نسبتاً کم انرژی در حاشیه پلاتفرم کربناته است [۲۳، ۳۶]. بنابراین با توجه به تناوب این ریزرخساره با رخساره‌های همراه، محیط تشکیل آن به انتهایی‌ترین بخش رو به دریای باز رمپ داخلی

در حاشیه پلتفرم، بالای سطح اساس امواج عادی است. این ریز رخساره قابل مقایسه با ریز رخساره استاندارد RMF-12 فلوگل [۱۹] می باشد که معرف محیط دریای باز و انتهای رمپ داخلی است. در واقع این رخساره بیانگر ریف های منفرد هستند که در محیط های دریای باز عموماً جلوی پشته ها که انرژی و نور کافی در اختیار دارند، گسترش یافته اند.

MF4: ریزرخساره کورال نومولیت پکستون

توصیف: زمینه این ریزرخساره گلی و بافت نیز دانه پشتیبان می باشد. این ریزرخساره دارای روزندارانی با دیواره هیالین و قطعات مرجانی می باشد. از جمله این روزنداران نومولیت می باشد. حجرات مرجانی موجود توسط سیمان کلسیتی شده اند. روزن داران مانند میلیولیدا به صورت فرعی نیز به صورت محدود در آن دیده می شوند (شکل ۷-ت).

تفسیر: وجود مرجان های خرد شده در اندازه ی بزرگ نشان دهنده تشکیل این ریزرخساره در جلوی سد می باشد. در این محیط شدت امواج نسبتاً بالا بوده به طوری که با برخورد امواج به کلنی های مرجانی، کورال ها خرد شده و این قطعات خرد شده به داخل دریا ریخته و در محیط جلوی سد ته نشست پیدا کرده اند. این ریز رخساره قابل مقایسه با ریز رخساره استاندارد RMF-13 فلوگل [۱۹] می باشد که معرف محیط دریای باز و انتهای رمپ داخلی است. حضور روزن داران کفزی بزرگ منفذدار (نومولیتیداها) به همراه خرده های مرجان حاکی از تشکیل این ریزرخساره در محیط دریای باز تحت شوری عادی با انرژی هیدرو دینامیک متوسط است. این ریزرخساره در سازند آسماری برش تنگ سرخ توسط پژوهش ابطحی فروشانی و صیرفیان [۱] نیز گزارش شده است.

گروه ریزرخساره های B

MF5: ریزرخساره بایوکلاست گرینستون

توصیف: بافت این رخساره دانه پشتیبان و زمینه اسپارایتی می باشد. در آن ذرات ایتراکلاستی به مقدار کم و بایوکلاست هایی همچون قطعات نرمتان، فسیل نومولیت، بریوزوثرها، خارداران و جلبک قرمز، که توسط سیمانی دانه درشت و اسپاری به یکدیگر متصل گردیده اند، مشاهده می گردد. این آلوکم ها و بایوکلاست ها در بعضی مقاطع نازک به شدت میکرایتی شده اند. جورشدگی آلوکم ها متوسط می باشد (شکل ۷-ث).

تفسیر: وجود بافت گرینستونی، ناچیز بودن گل آهکی و همچنین جورشدگی و گردشدگی نسبتاً خوب دانه ها مؤید تشکیل این ریزرخساره در یک محیط پر انرژی می باشد [۱۴،۳۰]. این ریزرخساره معادل RMF-27 فلوگل [۱۹] مربوط به پشته کریناته می باشد. مشابه این ریزرخساره در پژوهش امامی میدی و همکاران [۴] در سازند آسماری برش تاقدیس چناره استان لرستان گزارش شد.

MF6: ریزرخساره نومولیت گرینستون

توصیف: بافت این ریزرخساره بین گل پشتیبان تا عموماً دانه پشتیبان می باشد. اجزای آلوکم ها توسط سیمان اسپارایتی به هم متصل هستند. اجزای اصلی این ریزرخساره روزن داران بدون منفذ مانند میلیولیدا می باشد. روزن داران هیالین مانند نومولیت و قطعات اکینودرم نیز در این ریزرخساره مشاهده می شوند (شکل ۷-ج).

تفسیر: افزایش روزن داران تیره و کاهش روزن داران با پوسته هیالین حاکی از تغییر محیط رسوبی از رمپ میانی به رمپ داخلی می باشد. فراوانی آلوکم ها، مقدار کم گل آهکی و فراوانی سیمان در این ریزرخساره ها، انرژی بالای محیط را نشان می دهد [۱۴،۳۰]. در این ریزرخساره ها، میکرایت از فضای بین اجزاء شسته شده و سیمان اسپارایتی جایگزین آن گردیده است که این نشان دهنده یک محیط پر انرژی است [۱۷]. حضور ایتراکلاست ها در زمینه اسپارایتی را نیز می توان به محیط های پر انرژی نسبت داد [۲۲،۳۳]. با توجه به وجود روزنداران تیره و روشن در زمینه ای اسپارایتی این ریزرخساره

مربوط به قسمت جلویی سد کربناته به سمت رمپ میانی می‌باشد. این ریزرخساره معادل RMF-27 فلوگل [۱۹] و متعلق به رمپ داخلی و پشته کربناته است.

گروه ریزرخساره‌ای C

MF7: ریزرخساره میلیولیدا پکستون

توصیف: بافت این ریزرخساره دانه پشתיبان بوده و میزان گل و ماتریکس کم می‌باشد این ریزرخساره دارای روزن‌داران کفزی به مقدار فراوان شامل انواع میلیولیدا می‌باشد. خرده‌های اکینوئید و دوکفه‌ای به میزان کم در برخی موارد حضور دارند (شکل ۷-ج).

تفسیر: فراوانی میلیولیداها و همچنین کاهش تنوع فرامینفرهای بدون منفذ، بیانگر افزایش شوری آب در محیط می‌باشد. تعداد زیاد میلیولیداها نشان دهنده‌ی محیط لاگون با شدت نور بالا، عمق کم آب، شوری زیاد محیط و مقدار مواد غذایی فراوان می‌باشد [۲۲، ۲۴]. با توجه به عدم حضور روزن‌داران با دیواره روشن نشان دهنده‌ی عدم ارتباط این محیط با آب‌های دریای آزاد می‌باشد. حضور میلیولیدا در زمینه گلی مؤید زیر محیط لاگون است و این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد RMF-16 فلوگل [۱۹] می‌باشد.

MF8: ریزرخساره پلوئید بایوکلست وکستون/ پکستون

توصیف: این ریزرخساره از سنگ آهک با بافت پکستون، گاهی وکستون تشکیل شده است و دارای قطعات فسیلی متعددی از جمله میلیولید، مقدار کمی جلبک، و قطعات دوکفه‌ای می‌باشد که در یک زمینه‌ای از میکرایتی قرار گرفته‌اند. دانه‌های پلوئید در این ریزرخساره فراوان بوده و مقدار آن‌ها حدود ۲۵ درصد می‌باشد (شکل ۷-ح).

تفسیر: ویژگی مهم این رخساره وجود گل آهکی و اسپارایت در بین دانه‌های اصلی و وجود بایوکلست‌هایی از قبیل میلیولیدا و اکینودرم است. این ریزرخساره به دلیل وجود پلوئید به همراه روزن‌داران کفی زی نظیر میلیولیدا و زمینه گل آهکی نشان دهنده شرایط رسوبی لاگون می‌باشد [۳۹]. این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد RMF-20 فلوگل [۱۹] می‌باشد.

MF9: ریزرخساره بایوکلست وکستون/ پکستون

توصیف: این رخساره دارای بافت وکستون تا پکستون و فرامینفرهای بتتیک از جمله میلیولیدا می‌باشد. اجزای فرعی نیز شامل: خرده‌های دو کفه‌ای، جلبک، اکینوئید و بایوکلست‌هایی می‌باشد که به شدت میکرایتی شده و غیرقابل تشخیص هستند.

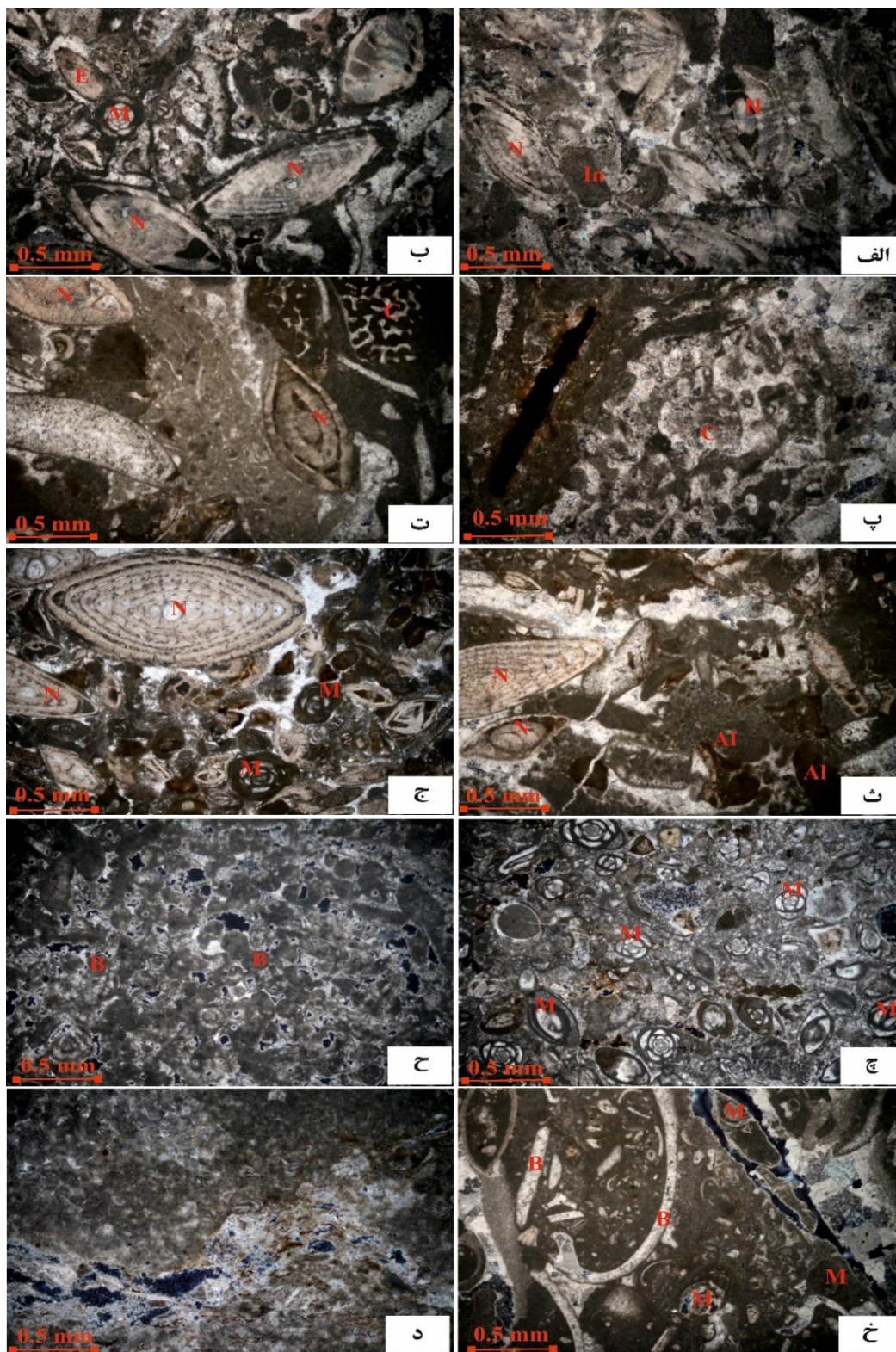
تفسیر: وجود زمینه‌ای میکرایتی حاکی از انرژی کم محیط می‌باشد [۲۳، ۳۶]. وجود روزن‌داران بتتیک مانند میلیولیدا در زمینه میکرایتی مؤید محیط رسوبی با چرخش محدود آب همچون لاگون هستند [۱۴]. این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد RMF-20 فلوگل [۱۹] است.

گروه ریزرخساره‌ای D

MF10: ریزرخساره مادستون

توصیف: این ریزرخساره به صورت لایه‌های آهکی بارنگ خاکستری تیره، با ستبرای مجموع نازک تا متوسط لایه در توالی چینه‌شناسی برش کوه خمیر مشاهده گردیده، که دارای حفرات چشم پرنده‌ای متعددی می‌باشد. آلوکم‌های اسکلتی مشاهده شده در این ریزرخساره میکروسکوپی شامل مقدار کمی (کمتر از ۵ درصد) از فسیل میلیولیدا می‌باشد که در زمینه‌ای از گل آهکی شناور هستند و عموماً میکرایتی شده‌اند (شکل ۷-د).

تفسیر: ساختارهای چشم پرنده‌ای عمدتاً حاصل شکل‌گیری حباب‌های گاز به علت تجزیه ارگانیکی و فرار هوا در طی غرق شدن رسوبات هستند [۱۲] عدم وجود اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی و وجود فابریک چشم پرنده‌ای، شکل‌گیری این ریز رخصساره را در پهنه جزر و مدی تقویت می‌نماید [۱۲]. مشابه این ریز رخصساره توسط دهقان زاده و همکاران [۶] برای سازند آسماری در برش کوه آسماری و گورپی گزارش گردید. این ریز رخصساره معادل ریز رخصساره استاندارد RMF- 22 فلوگل [۱۹] است.



شکل ۷. الف: ریزرخساره اینتراکست بایوکست پکستون (N نومولیت In اینتراکست) ب: ریزرخساره بایوکست پکستون (N نومولیت M میلیولیدا E اکتودرم) پ: ریزرخساره کورال باندستون (C مرجان) ت: ریزرخساره کورال نومولیت پکستون (C مرجان N نومولیت) ث: ریزرخساره بایوکست گرینستون (Al جلبک N نومولیت) ج: ریزرخساره نومولیت گرینستون (N نومولیت M میلیولیدا) چ: ریزرخساره میلیولیدا پکستون (M میلیولیدا) ح: ریزرخساره بایوکست و کستون/پکستون ریزرخساره (B قطعات بایوکستی میکرایتی شده که غیرقابل تشخیص می‌باشند) خ: پلوئید بایوکست و کستون/پکستون (M میلیولیدا B قطعات صدف دوکفه‌ای) د: مادستون.

۴-۲-۱. رخساره مارنی

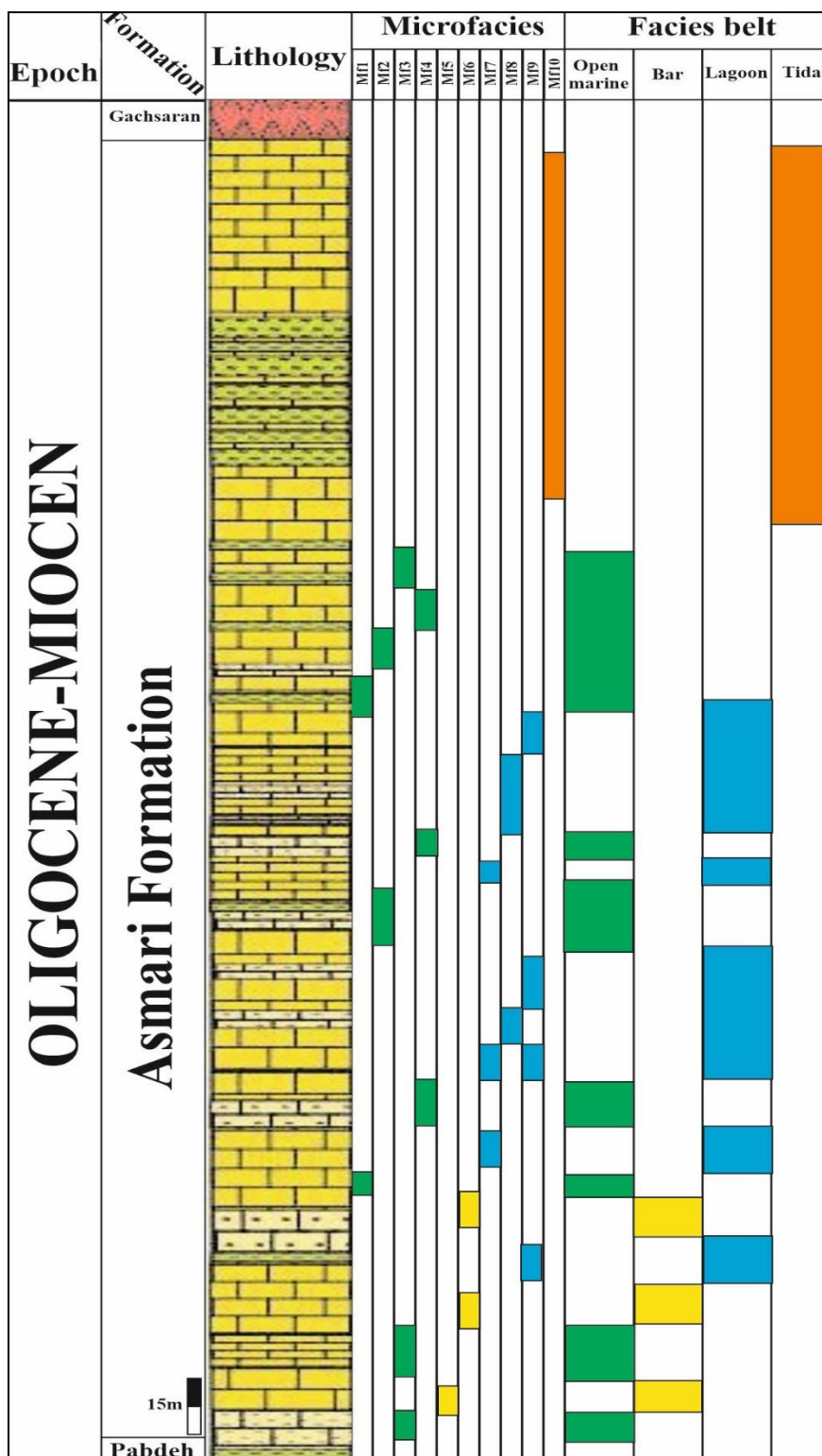
بررسی رخساره مارنی عموماً توسط مطالعات ژئوشیمیایی صورت می‌گیرد. نتایج اکسیدهای اصلی ۳ نمونه مارن بخش تحتانی، میانی و بالایی توالی سازند آسماری در جدول ۱ ارائه شده است. اکسید سیلیسیم، کربناته و بعد از آن اکسیدهای آلومینیوم و آهن بیشترین مقدار را در بین اکسیدهای اصلی دارا می‌باشند. میزان آلومینیوم Al_2O_3 ، TiO_2 و K_2O بالا در مارن‌ها ممکن است به دلیل وجود ایلیت و مسکوویت باشد [۲۱، ۳۵]. وجود سیلیس در نمونه‌های مارنی بیانگر فراوانی دانه‌های کوارتز و کانی‌ها رسی در نهشته‌های ریزدانه می‌باشند [۲۶]. وجود اکسید کربنات نیز در ارتباط مستقیم با کانی کلسیت و وفور آن در نهشته‌های مورد مطالعه می‌باشد. غلظت اکسید منیزیوم (Mgo) در ارتباط با وجود کانی دولومیت می‌باشد و از سوی دیگر، کانی‌های رسی اسمکتیت، کلریت و ورمیکولیت دارا می‌باشند [۲۱].

جدول ۱- مقدار اکسیدهای نمونه‌های مارن سازند آغاچاری

نمونه	L.O.I	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	MnO
A1	۲۱/۷۵	۳۱/۳۶	۸/۱۱	۵/۲۰	۰/۵۱	۱۷/۳۳	۶/۴۴	۵/۷۵	۲/۳۸	۰/۷۲	۱	۰/۰۹
A2	۲۳/۶۲	۲۹/۴۱	۶/۷۵	۴/۳۲	۰/۲۱	۲۳/۴۳	۶/۶۴	۴/۳۶	۱/۶۸	۰/۳۵	۰/۹۸	۰/۰۹
A3	۲۷/۳۴	۳۰/۱۰	۸/۲۱	۳/۶۶	۰/۰۵	۲۰/۵۱	۵/۸۲	۲/۴۲	۱/۰۲	۰/۲۱	۱/۱۳	۰/۰۸
میانگین	۲۴/۲۴	۳۰/۲۹	۷/۸۸	۴/۳۹	۰/۲۶	۲۰/۳۹	۶/۳	۴/۱۸	۱/۷	۰/۴۳	۱/۰۴	۰/۰۸۶

۴-۳. تفسیر شرایط ته‌نشینی

ریزرخساره‌های سازند آسماری در برش کوه نمکی خمیر، در ۴ گروه A تا D معرفی گردیدند. گروه ریزرخساره‌های A که شامل ۴ ریزرخساره می‌باشد در صحرا به صورت آهک نازک تا ضخیم لایه همراه با میان لایه‌هایی از مارن‌های سبز رنگ و داشتن آلومک‌هایی چون نومولیت‌هایی با اندازه بزرگ، اینتراکست، پوسته‌های دوکفه‌ای، مرجان‌های منفرد، اکتودرم‌ها و بریوزئو می‌باشد که در زمینه‌ای از میکرایت قرار دارند. از دیگر ویژگی‌های این گروه می‌توان به عدم وجود دانه‌های آواری در ریزرخساره‌ها، تنوع زیاد بایوکست‌ها و دارا بودن مقدار کمی از فسیل‌های پلاژیک، در ریزرخساره‌ها اشاره کرد. در ریزرخساره‌های مورد مطالعه زمینه از نوع میکرایت می‌باشد وجود گل آهکی به شکل میکرایت نشان دهنده رسوب‌گذاری در شرایط آرام محیط رسوبی می‌باشد [۴۲، ۱۹، ۳۰].

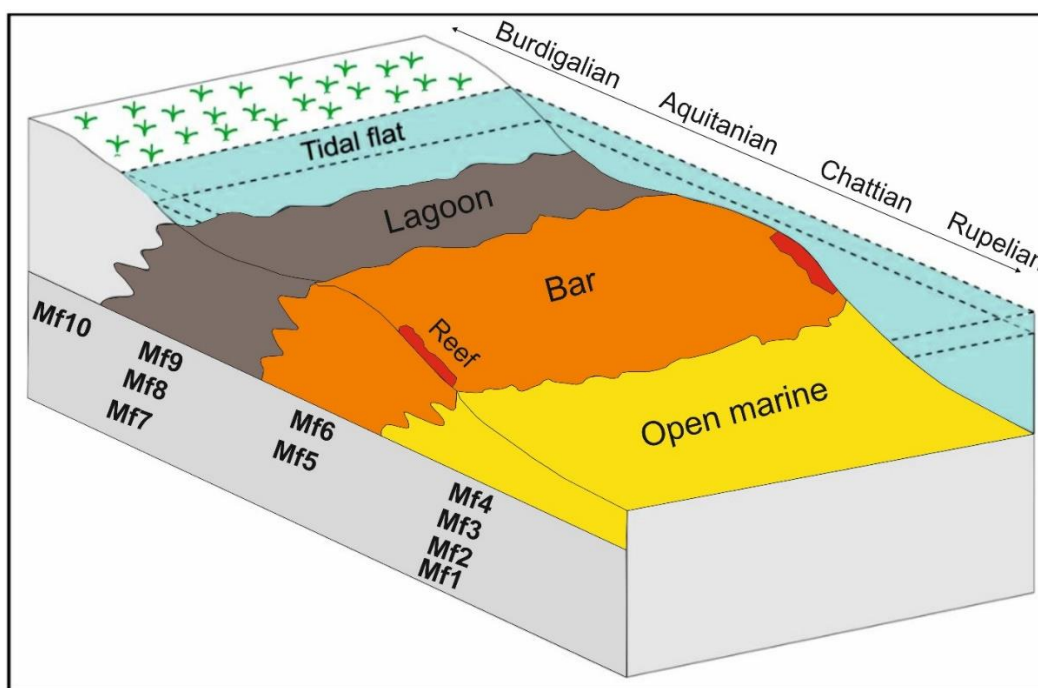


شکل ۸- موقعیت ریزرخساره‌ها و کمربندهای رخساره‌ای بر روی ستون سنگ چینه‌نگاری سازند آسماری در برش نمکی کوه خمیر

پوسته‌های بزرگ و مسطح روزن‌داران برای زندگی در محیط‌های پرائزوی مناسب نیستند زیرا که آشفته‌گی کم آب نیز سبب شناور شدن آن‌ها می‌شوند. با توجه به حضور فون‌ها با دیواره‌ی هیالین و اندازه درشت آن‌ها محیط تشکیل این ریزرخساره دریای باز با شوری نرمال دریایی و شدت نور بالا می‌باشد. در این گروه دو رخساره دارای محتوای مرجان نیز گزارش شده است که با توجه به تناوب این ریزرخساره‌ها با رخساره‌های همراه، محیط تشکیل آن به انتهای‌ترین بخش رو به

دریای باز رمپ داخلی در حاشیه پلاتفرم، بالای سطح اساس امواج عادی است که معرف محیط دریای باز و انتهای رمپ داخلی است، مربوط می‌باشد. ریزرخساره‌های مرجانی توالی آسماری در این برش ریف‌های منفرد هستند که در محیط‌های دریای باز عموماً جلوی پشته‌ها که انرژی و نور کافی در اختیار دارند، گسترش یافته‌اند [۱۴،۲۵]. گروه رخساره‌ای B شامل ۲ ریزرخساره می‌باشد. از جمله ویژگی‌های مهم این گروه ریزرخساره‌ای، فراوانی آلومک‌ها و شناوری در سیمان اسپارایتی می‌باشد. آلومک‌های موجود در این ریزرخساره‌ها شامل: انواع نومولیت، اینتراکست، بریزوآ، پوسته و خار اکینودرم و فرامینفرها می‌باشد که در یک زمینه‌ای از سیمان اسپاری قرار دارند. فراوانی آلومک‌ها، مقدار کم گل آهکی و فراوانی سیمان در این ریزرخساره‌ها، انرژی بالای محیط را نشان می‌دهد [۲۲، ۲۵، ۳۹]. در این ریزرخساره‌ها، میکرایت از فضای بین اجزاء شسته شده و سیمان اسپارایتی جایگزین آن گردیده است که این نشان دهنده یک محیط پرانرژی است [۲۳]. بنابراین تمام ویژگی‌های ذکر شده موید نهشت این گروه ریزرخساره‌ای در یک محیط سد کربناته می‌باشد. گروه رخساره‌ای C نیز شامل ۳ ریزرخساره می‌باشد. از جمله ویژگی‌های مهم این گروه ریزرخساره‌ای، دیده شدن بصورت نازک تا ضخیم لایه و داشتن آلومک‌هایی چون میلیولید، پلوئید، نومولیت، اینتراکست، استراکودها، فرامینفرهای بنتیک، گاستروپودها، جلبک‌ها، پوسته‌های دوکفه‌ای و اکینودرم‌ها می‌باشد که در یک زمینه‌ای از میکرایت قرار دارند. وجود گل آهکی به شکل میکرایت نشان دهنده رسوب‌گذاری در شرایط آرام و سطح انرژی در حد پایین تا متوسط می‌باشد [۱۹، ۲۳]. فراوانی پلوئیدها می‌تواند نشانگر محیطی آرام برای زیست موجوداتی همچون میلیولید باشد [۲۲، ۲۹]. میلیولیدها در انواع محیط‌های آبی کم عمق از نیمه شور تا خیلی شور قادر به زندگی می‌باشند. با مقایسه ویژگی‌های اشاره شده با محیط‌های کربناته عهد حاضر به ویژه رخساره‌های مربوط به محیط کم عمق سواحل جنوبی خلیج فارس که توسط تاکر و رایت [۴۲] گزارش شده، مشخص می‌گردد که شباهت زیادی بین ویژگی‌های این ریزرخساره‌ها با ریزرخساره‌های کم عمق خلیج فارس وجود دارد. این ریزرخساره‌ها معادل کمربند رخساره‌ای لاگون می‌باشند. آخرین گروه ریزرخساره‌ای که شامل تنها یک ریزرخساره است گروه رخساره‌ای D می‌باشد. از جمله ویژگی‌های مهم این گروه ریزرخساره‌ای، زمینه‌ی میکرایتی، وجود دولومیت‌های ریزبلور در بعضی مقاطع، فقدان بایوکست‌ها و فابریک چشم پرنده‌ای، می‌باشد. فراوانی گل آهکی فقیر از بایوکلاست نشان دهنده ته‌نشست در قسمت‌های بالایی محیط جزر و مدی است [۲۴، ۳۰، ۴۴]. نبود فسیل در این ریزرخساره‌ها، از چرخش محدود آب، شوری بالا و نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات دریایی حکایت می‌کند [۲۷، ۳۰]. مشابه این ریزرخساره‌ها در محیط‌های کربناته عهد حاضر، پهنه جزر و مدی سواحل جنوبی خلیج فارس است که در آن اینتراکست‌ها به همراه گل‌های آهکی گسترش دارند [۴۲]. نهشته‌های مارنی سازند آسماری در برش کوه خمیر عمدتاً به صورت توده‌ای بوده و دارای بافت یکنواخت می‌باشند. این نهشته‌ها در روی زمین با رنگ سبز تیره در تناوب با رخساره‌های آهکی در قسمت‌های مختلف برش مورد مطالعه رخنمون دارند. تناوب لایه‌های مارن، و میان لایه‌های آهکی مربوط به پیشروی سطح آب دریا بوده است [۱۶، ۳۱]. تناوب مارن و آهک در بیشتر موارد نشان دهنده نوسانات کوتاه مدت آب و هوایی می‌باشد [۲۹، ۴۵]. رنگ سبز موجود در مارن‌ها، نشان دهنده ته‌نشست آن‌ها در یک محیط احیایی می‌باشد که در زیر خط تاثیر امواج قرار دارد [۱۵، ۴۱]. بنابراین با توجه به شواهد موجود از جمله ترکیب اکسیدهای این مارن‌ها، رنگ سبز تیره و در تناوب بودن این رخساره با گروه ریزرخساره‌های دریای باز، می‌توان نتیجه گرفت که این رخساره در یک محیطی از نوع دریای باز نهشته شده است. همچنین مقایسه‌ی داده‌های ژئوشیمیایی این رخساره، با یافته‌های آدابی و همکاران [۳] پیرامون سازند آسماری، تأکیدی است بر رسوب‌گذاری رخساره مارنی در یک محیط رسوبی از نوع دریای باز. ستون ریزرخساره‌ای سازند آسماری در شکل ۸ ارائه شده است. قسمت زیادی از توالی سنگ چینه‌ای سازند آسماری مربوط به کمربند رخساره‌ای دریای باز می‌باشند و حاکی از عمیق بودن حوضه در این

برش دارد. رضایی و نژاد^[۳۴] در پژوهشی اذهان نمودند که فعالیت‌های گنبد نمکی کوه خمیر سبب عمیق شدن حوضه رسوبی افزایش ضخامت توالی عمیق سازند آسماری در این برش نسبت به برش‌های جنوب غرب زاگرس شده است. در نهایت به نظر می‌رسد با توجه به شواهد صحرایی و ریزرخساره‌های شناسایی شده در برش چینه شناسی مورد مطالعه و با توجه به نبود وجود روندهای ریفي پیوسته، نمی‌توان محیط رسوبگذاری رسوبات مورد مطالعه را به پلتفرم کربناته نوع حاشیه‌دار نسبت داد. وجود شواهدی نظیر فراوانی روزن‌داران بتتیک بدون منفذ با پوسته پورسلانوز در بافتی از وکستون تا پکستون، جلبکهای قرمز و بافت گل پشتیان، محیط رسوبی نهشته‌های سازند آسماری در برش چینه شناسی کوه خمیر را در یک رمپ کربناته با شیب یکنواخت شامل زیر محیط‌های رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی نشان می‌دهد. مدل رسوبی پیشنهادی در شکل ۸ ارائه شده است.



شکل ۹- مدل رسوبی رمپ کربناته تک شیب سازند آسماری برش کوه نمکی خمیر

بخش ابتدایی توالی سازند آسماری عموماً نهشته‌های دریای باز، بخش میانی نهشته‌های لاگون و پشته کربناته بوده و بخش انتهایی توالی ریزرخساره پهنه جزر و مدی نهشته شده است. به نظر می‌رسد، در طی اوایل الیگوسن و اشکوب روپلین^۲ در منطقه شرایط رمپ خارجی حاکم بوده است به گونه‌ای که نهشته‌های سازند پابده و قسمت کمی از نهشته‌های سازند آسماری تحت این شرایط نهشته شده‌اند و در ادامه در اواخر الیگوسن و اشکوب چاتین^۳ شرایط رمپ میانی و رمپ داخلی در منطقه حاکم بوده است که نهشته‌های سازند آسماری تحت این شرایط بر جای گذاشته شده‌اند. در اوایل میوسن و اشکوب اکتانین^۴ - بوردیگالین^۵ با خارج شدن دائمی این رمپ کربناته از آب چرخه آسماری به پایان می‌رسد و رسوب‌گذاری نهشته‌های تبخیری سازند گچساران آغاز می‌شود. مشابه این شرایط برای سازند آسماری در پژوهش‌های

¹ Rezaee and Nejad

² Rupelian

³ Chattian

⁴ Aquitanian

⁵ Burdigalian

رجبی و همکاران [۷] در یال جنوبی تاقدیس میش و منجری و سعیدی رضوی [۱۱] در میدان نفتی گچساران گزارش شده است.

۵- نتیجه گیری

مطالعه‌ی سنگ چینه نگاری سازند آسماری در برش کوه خمیر، نشان می‌دهد، که این سازند عمدتاً آهک‌های نازک لایه تا ضخیم لایه همراه با میان لایه‌های آهک مارنی و مارن می‌باشد. مطالعه صحرایی منجر به شناسایی دو رخساره آهکی و مارنی گردید. بررسی‌های پتروگرافی منجر به شناسایی ۱۰ ریزرخساره گردید که در زیر محیط‌های پهنه جزر و مدی، لاگون، سد و دریای باز نهشته شده‌اند. توالی رخساره‌ها موید تشکیل آن‌ها در یک محیط پلتفرم کربناته از نوع رمپ تک شیب است. به نظر می‌رسد از نقطه نظر رسوبی، سازند آسماری در برش کوه خمیر یک محیط رسوبی باریک، کشیده با آبی کم عمق که بسیار شبیه خلیج فارس امروزی بوده، نهشته شده است. بر مبنای فسیل‌ها و ریزرخساره‌های شناسایی شده در طی اوایل الیگوسن و اشکوب روپلین در منطقه شرایط رمپ خارجی حاکم بوده است به گونه‌ای که نهشته‌های سازند پابده و قسمت کمی از نهشته‌های سازند آسماری تحت این شرایط نهشته شده‌اند. فعالیت گنبد نمکی خمیر سبب افزایش ضخامت این نهشته‌های عمیق شده است. در ادامه در اواخر الیگوسن و اشکوب چاتین شرایط رمپ میانی و رمپ داخلی در منطقه حاکم بوده است که نهشته‌های سازند آسماری تحت این شرایط بر جای گذاشته شده‌اند. در اوایل میوسن و اشکوب اکتانین و بوردیگالین با خارج شدن دائمی این رمپ کربناته از آب چرخه آسماری به پایان می‌رسد و رسوب‌گذاری نهشته‌های تبخیری سازند گچساران آغاز می‌شود. در نهایت می‌توان گفت که محیط رسوب‌گذاری سازند آسماری در برش کوه خمیر یک رمپ کربناته است که در طول زمان از رمپ خارجی تا رمپ داخلی متغیر بوده، به گونه‌ای که در زمان اکتانین این سازند در فاصله نزدیک‌تری به خط ساحل و در زمان روپلین و چاتین-بوردیگالین در فاصله دورتری نسبت به خط ساحل قرار داشته است.

سپاس و قدردانی

از داوران مقاله جناب آقای دکتر افشین زهدی (دانشیار دانشگاه زنجان) و خانم دکتر الهه ستاری (مدیر داخلی مجله زمین شناسی نفت ایران) تشکر و قدردانی می‌گردد.

منابع

- [۱] ابطحی فروشانی، ز. صیرفیان، ع. ۱۳۹۳. ریزرخساره‌ها چینه نگاری سکانسی سازند آسماری در برش تنگ سرخ، جنوب شرقی یاسوج، نشریه رخساره‌های رسوبی، دوره ۷، شماره ۱، ص ۱-۱۸.
- [۲] احمدی، ص. صیرفیان، ع. وزیری مقدم، ح. ۱۳۹۹. زیست چینه نگاری و ریزرخساره‌های سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس میش (شمال شرق گچساران)، نشریه علمی پژوهشی زمین شناسی نفت ایران، سال دهم، شماره ۱۹، ص ۶۹-۹۱.
- [۳] آدابی، م، جعفرزاده، م، ۱۳۸۷. گسترش و منشأ افقهای ماسه سنگی سازند آسماری در زون ایزه، مجله علوم دانشگاه شهید چمران اهواز. ص ۳۷-۴۴.
- [۴] امامی میبیدی، م. مغفوری مقدم، ا. صداقت نیام، م. برمالم، ا. ۱۴۰۱. ریزرخساره‌ها محیط رسوبی و توالی‌های دیاژنزی سنگ‌های کربناته سازند آسماری (تاقدیس چناره، جنوب لرستان)، نشریه رسوب شناسی کاربردی، دوره ۱۰، شماره ۲۰، ص ۷۳-۹۱.
- [۵] براری، م. صیرفیان، ع. وزیری مقدم، ح. ۱۳۹۶. زیست چینه نگاری و ریزرخساره‌های سازند آسماری در تاقدیس لار (شمال خاوری گچساران): تطابق زیست چینه‌ای، سال ششم، شماره ۱۴، ص ۴۹-۷۳.

- [6] دهقان زاده، م. آدابی، م. موسوی، م. صادقی، ع. آورجانی، ش. ۱۳۹۵. محیط رسوبگذاری و چینه نگاری سکانسی سازند آسماری در برش های سطحی کوه آسماری و کوه گورپی، نشریه پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، سال ۳۲، شماره ۶۲، ص ۱-۲۴.
- [7] رجبی، م. سنماری، س. پروانه نژاد شیرازی، م. بهرام منش تهرانی، م. ۱۴۰۰. زیست چینه نگاری، ریزرخساره ها و دیرینه بوم شناسی سازند آسماری در برش مخملکوه، ناحیه لرستان، باختر ایران، نشریه رسوب شناسی کاربردی، دوره ۹، شماره ۱۷، ص ۲۰۴-۲۱۹.
- [8] سنماری، س. ده بزرگی، ا. ۱۴۰۱. چینه نگاری زیستی نهشته های دریایی بخش فوقانی سازند پابده - بخش تحتانی سازند آسماری در برش نره (پهنه فارس، تیس شرقی)، نشریه اقیانوس شناسی، جلد ۱۳، شماره ۴۹، ص ۳۹-۴۷.
- [9] فخاری، ح. ۱۳۷۴، نقشه زمین شناسی ۱/۲۰۰۰۰۰ بندر عباس، شرکت ملی نفت ایران، ۱ ص.
- [۱۰] مدرس، ف. ۱۳۹۶. زیست چینه نگاری و چینه نگاری سکانسی سازند آسماری در جنوب باختر بندرعباس (برش کوه خمیر)، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه ارومیه، ۹۰ ص.
- [۱۱] منجری، ن. سعیدی رضوی، ب. ۱۳۹۹. زیست چینه نگاری سازند آسماری در میدان نفتی گچساران، جنوب غرب ایران، نشریه رخساره های رسوبی، دوره ۱۳، شماره ۲، ص ۲۳۹-۲۵۱.
- [12] ABDOLAH, A., BAHREHVAR, M., CHEHRAZI, A., KADKHODAIE, A., and WOOD, D. A. 2023. Integration of geoscience data to delineate quality of the Asmari reservoir, Iranian part of the Persian Gulf basin. *Marine and Petroleum Geology*, **152**, 106229.
- [13] ABDULLAH, H., COLLIER, R., and MOUNTNEY, N. 2021. Variations in carbonate-evaporite shoreline and ramp facies trends: Middle Miocene Fatha Formation, Kurdistan Region, NE Iraq. *Journal of African Earth Sciences*, **184**, 104351.
- [14] ABYAT, Y., ABYAT, A., and ABYAT, A. 2019. Microfacies and depositional environment of Asmari formation in the Zeloi oil field, Zagros basin, south-west Iran. *Carbonates and Evaporites*, **34**, 1583-1593.
- [15] AMES, C. J., CORDOVA, C. E., BOYD, K., SCHMIDT, C., DEGERING, D., KALBE, J., ... and NOWELL, A. 2022. Middle to Late Quaternary palaeolandscapes of the central Azraq Basin, Jordan: Deciphering discontinuous records of human-environment dynamics at the arid margin of the Levant. *Quaternary International*, **635**, 31-52.
- [16] BERRA, F., RANDAZZO, V., ZANCHI, A., PETRIZZO, M. R., SCHLAGINTWEIT, F., ZANCHETTA, S., and JAVADI, H. R. 2023. Mode and timing of the Early Cretaceous transgression in Iran: insights from the stratigraphic evidence of sea-level changes and geodynamic events. *Journal of Asian Earth Sciences*, 105736.
- [17] BILAL, A., YANG, R., JANJUHAH, H. T., MUGHAL, M. S., LI, Y., KONTAKIOTIS, G., and LENHARDT, N. 2023. Microfacies analysis of the Palaeocene Lockhart limestone on the eastern margin of the Upper Indus Basin (Pakistan): Implications for the depositional environment and reservoir characteristics. *The Depositional Record*, **9**(1), 152-173.
- [18] DUNHAM, R.J., 1962. Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In: Classification of Carbonate Rocks, Ham, W.E. (Ed.). Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1, pp: 108-121.
- [19] FLUGEL, E., 2010. Microfacies Analysis of Limestones. Springer-Verlag, Berlin, ISBN: 9780387112695, pp: 633.
- [20] GHORBANI, M. 2019. Lithostratigraphy of Iran (p. 296). Cham: Springer.
- [21] HAKIMI, M. H., GHARIB, A. F., ALQUDAH, M., AHMED, A., HATEM, B. A., MUSTAPHA, K. A., ... and ALQUBALEE, A. M. 2022. Geochemistry and organofacies characteristics of organic-rich chalky marl deposits, northern Jordan: Insights into Type II-S source rock. *Journal of Asian Earth Sciences*, **225**, 105040.
- [22] JOOYBARI, A., and REZAIE, P. 2017. Petrophysical evaluation of the Sarvak formation based on well logs in Dezful Embayment, Zagros Fold Zone, south west of Iran. *Engineering, Technology and Applied Science Research*, **7**(1), 1358-1362.

- [23] KAMALIFAR, F., ALEALI, M., AHAMADI, V., and MIRZAIEE, A. 2020. Facies distribution, paleoenvironment and sequence stratigraphy model of the Oligo-Miocene Asmari Formation (Fars Province, south of Iran). *Turkish Journal of Earth Sciences*, **29**(4), 664-683.
- [24] KARAMI, S., AHMADI, V., SAROOE, H., and BAHRAMI, M. 2020. Facies analysis and depositional environment of the Oligocene–Miocene Asmari Formation, in Interior Fars (Zagros Basin, Iran). *Carbonates and Evaporites*, **35**, 1-11.
- [25] KHALILI, A., VAZIRI-MOGHADDAM, H., ARIAN, M., and SEYRAFIAN, A. 2021. Carbonate platform evolution of the Asmari Formation in the east of Dezful Embayment, Zagros Basin, SW Iran. *Journal of African Earth Sciences*, **181**, 104229.
- [26] LI, J., CAI, Z., CHEN, H., CONG, F., WANG, L., WEI, Q., and LUO, Y. 2018. Influence of differential diagenesis on primary depositional signals in limestone-marl alternations: an example from Middle Permian marine successions, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **495**, 139-151.
- [27] MAHMOODABADI, R. M., and ZAHIRI, S. 2023. Formation evaluation and rock type classification of Asmari Formation based on petrophysical-petrographic data: A case study in one of super fields in Iran southwest. *Petroleum*, **9**(2), 143-165.
- [28] MOHSIN, S. A., MOHAMMED, A. H., and ALNAJIM, F. M. 2023. Facies Architecture And Depositional Marine Systems of the Yamama Formation in Selected Wells, Southern Iraq. *Iraqi Journal of Science*, 730-749.
- [29] PEYROTTY, G., UEDA, H., PEYBERNES, C., RETTORI, R., and MARTINI, R. 2020. Upper Triassic shallow–water carbonates from the Naizawa accretionary complex, Hokkaido (Japan): New insights from Panthalassa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **554**, 109832.
- [30] RAJABI, M., SENEMARI, S., and TEHRANI, M. B. 2023. Microfacies correlation, analysis and palaeoecological reconstruction of Rupelian–Aquitainian succession in the central part of Lorestan Province, Northwestern Iran. *Journal of the Palaeontological Society of India*, 05529360231181862.
- [31] RAJABI, M., SENEMARI, S., PARVANEH NEJAD SHIRAZI, M., and BAHRAMMANESH TEHRANI, M. 2021. Depositional environment and microfacies analysis: An example of the Asmari Formation in West Zagros Basin, Lorestan province (Iran). *Iranian Journal of Earth Sciences*, **13**(2), 94-114.
- [32] RAJABI, P. 2022. Biostratigraphy and Lithostratigraphy of Asmari Formation in The Chenareh Anticline and compare with Amiran Anticline Stratigraphical section in the Zagros Folded Belt, Lorestan, Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, **32**(4), 177-192.
- [33] RAMZAN, M., ULLAH, A., and AHMAD, T. 2023. Sedimentological Attributes of the Middle Jurassic Samana Suk Formation Exposed in Village Rani-Wah Haripur, Southern Hazara Basin (NW Himalayan Fold and Thrust Belt, Pakistan). *Lithology and Mineral Resources*, **58**(5), 501-519.
- [34] REZAEE, P., and NEJAD, S. A. A. 2014. Depositional evolution and sediment facies pattern of the tertiary basin in southern Zagros, South Iran. *Asian Journal of Earth Sciences*, **7**(2), 27.
- [35] REZAEE, P., KHANEHBAD, M., EZATIFAR, M., JOOYBARI, S. A., and HOSSEINI, K. 2022. Facies analysis, sedimentation conditions and geochemistry of clastic deposits of Ashin formation (Late Ladinian-Early Carnian), Northeast of Nain, East of Central Iran. *Iranian Journal of Earth Sciences*, **14**(3), 221-240.
- [36] SADEGHI, R., MOUSSAVI-HARAMI, R., KADKHODAIE, A., MAHBOUBI, A., and ASHTARI, A. 2021. Reservoir rock typing of the Asmari Formation using integrating geological and petrophysical data for unraveling the reservoir heterogeneity: a case study from the Ramshir oilfield, southwest Iran. *Carbonates and Evaporites*, **36**, 1-28.

- [37] SHERKATI, S., LETOUZEY, J. and FRIZON DE LAMOTTE, D., 2006. The Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation and sandbox modeling. *Tectonics*, **25**, 4.
- [38] SHERKATI, S., MOLINARO, M., FRIZON DE LAMOTTE, D. and LETOUZEY, J., 2005. Detachment folding in the Central and eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and final basement control. *J Struct. Geol.* **27**, 1680–1696.
- [39] SINGH, Y. R., DEVI, K. R., ABBOTT, M. B., SINGH, T. L., TONGBRAM, G., and SINGH, N. S. 2023. Petrography and stable isotope geochemistry of Middle Eocene Garampani limestone (Assam), India: implications for the depositional environment and diagenesis. *Carbonates and Evaporites*, **38**(2), 26.
- [40] TAHERI, M. R., VAZIRI-MOGADDAM, H., TAHERI, A., and GHABEISHAVI, A. 2017. Biostratigraphy and paleoecology of the oligo-miocene Asmari formation in the Izeh zone (Zagros Basin, SW Iran). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **69**(1), 59-85.
- [41] TUCKER, M. E., 1991. Sedimentary Petrology, Blackwell Scientific Publication, 260 pp.
- [42] TUCKER, M.E., and WRIGHT, V.P., 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell Science, Inc. 482 pp
- [43] VATANDOUST, M., and FARZIPOUR SAEIN, A. 2017. Prediction of open fractures in the Asmari Formation using geometrical analysis: Aghajari Anticline, Dezful Embayment, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, **40**(4), 413-426.
- [44] WARREN, J., 2000. Dolomite occurrences, evolution and economical important association, Earth science Review, Vol. 52, p.1-87
- [45] WEEDON, G. P., JENKYNS, H. C., and PAGE, K. N. 2018. Combined sea level and climate controls on limestone formation, hiatuses and ammonite preservation in the Blue Lias Formation, South Britain (uppermost Triassic–Lower Jurassic). *Geological Magazine*, **155**(5), 1117-1149.
- [46] WILSON, J.L., 1975. Carbonate facies in geological history. Springer, Berlin Heidelberg New York 471 pp.

ارزیابی داده‌های پتروفیزیکی و پتروگرافی در گسترش ویژگی‌های مخزنی سازند سروک در شمال غرب خلیج فارس

علیرضا بشری

هیات علمی بازنشسته پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران
a_bashari@yahoo.com

دریافت مهر ۱۴۰۲، پذیرش آبان ۱۴۰۲

چکیده

سازند سروک در بخش شمالی خلیج فارس، بسبب اینکه عملیات اکتشافی توسط شرکت‌های گوناگون نفتی خارجی انجام گرفته لذا یک تقسیم‌بندی یکپارچه برای بخش‌های گوناگون سروک اعمال نگردیده و در هر میدان تقسیمات سازند سروک با میداین دیگر متفاوت می‌باشد. در این مطالعه تلاش به یکسان‌سازی تقسیم‌بندی چینه شناسی در این محدوده گردیده است. با استفاده از لاگ‌های گامای طبیعی، نوترون و سونیک، چاه‌های حفاری شده در این سازند و با بهره‌گیری از مطالعات چینه فسیل و سنگ شناسی، این سازند به سه بخش تقسیم شد که از بالا به پایین عبارتند از: میشریف، احمدی و مدود. نقشه‌های ساختمانی و هم ضخامت برای همه این بخش‌ها ترسیم و نقشه سه بعدی هم ضخامت سازند سروک نیز ترسیم گردید. سپس با بهره‌گیری از داده‌های پتروفیزیکی میدان هندیجان و بهرگانسر بدوا به بررسی و مطالعه این دو میدان پرداخته شد که شامل بررسی پتانسیل تولیدی محدوده مخزنی و سپس گسترش آن در ناحیه مورد مطالعه با بهره‌گیری از اطلاعات و داده‌های موجود پتروفیزیکی اقدام می‌گردد. در نهایت برای نشان دادن نحوه تغییرات پارامتر مخزنی، نقشه هم تراز تغییرات تخلخل ترسیم و ارایه می‌گردد. در نتیجه این بررسی مشخص می‌گردد که سازند سروک بجز در محدوده میداین هندیجان و بهرگانسر، در سایر نقاط این محدوده، دارای پتانسیل ضعیفی بوده است، که از عوامل آن میتوان رسی بودن سازند، و دارا نبودن ویژگی‌های مناسب یک مخزن در سازند سروک این ناحیه و همچنین عدم وجود پوش سنگ مناسب را نام برد.

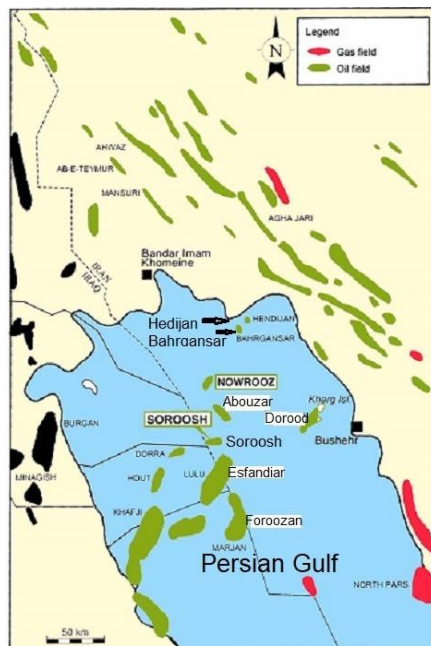
کلمات کلیدی: سازند سروک، شمال خلیج فارس، پتروگرافی، پتروفیزیک، تخلخل و تراوایی، مدلسازی، میدان هندیجان و بهرگانسر

۱- مقدمه

کاربرد روش‌های پتروفیزیکی در ارزیابی زونهای مخزنی و جهت عملیات اکتشافی و بهره‌برداری از میدان نفتی بر کسی پوشیده نیست. نگارهای پتروفیزیکی که توسط دستگاه‌های نمودارگیری گوناگون از دیواره چاه گرفته می‌شود بر اساس نوع آنها، اطلاعات ارزشمندی را در اختیار کاربر قرار می‌دهد. این پارامترها از مقاومت ویژه در زون‌های مختلف (شسته شده، تا دست نخورده و ...) تخلخل، نوع سیال و لیتولوژی و دهها پارامتر گوناگون دیگر که از این پارامترها مشتق می‌شوند را شامل می‌شود. چنانچه این داده‌های ارزشمند در کنار اطلاعات زمین شناسی از قبیل، چینه شناسی و فسیل شناسی، رسوب شناسی، سنگ شناسی، قرار بگیرند، می‌توانند در جهت شناسایی بهتر از ویژگی سنگ مخزن کمک شایانی نمایند. پیشینه این مطالعه نشان می‌دهد که سازند سروک در خلیج فارس توسط پژوهشگران گوناگونی در خلیج انجام گرفته است [۲، ۳، ۴، ۵، ۶، ۷، ۸، ۱۱، ۱۲، ۱۳، ۱۵، ۱۷، ۲۰، ۲۱]. در این مطالعه سعی شده است سازند سروک در شمال غرب حوضه خلیج فارس با توجه به داده‌های پتروفیزیکی و زمین شناسی بررسی شده و خواص مخزنی آن ارزیابی و مدل‌سازی گردد.

۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

نام سازند سروک از تنگ سروک درکوه بنگستان واقع در استان خوزستان، گرفته شده است [۸]. در برش الگو شامل سه گروه آهکی است که جمعاً ۲۷۲۹ فوت (۸۳۲ متر) ضخامت دارند. محدوده مورد مطالعه در خلیج فارس در عرض بین ۲۸ درجه و ۲۴ دقیقه و ۳۰ درجه و ۳ دقیقه شمالی و در طول بین ۴۹ درجه و ۲۰ دقیقه و ۵۰ درجه و ۲۳ دقیقه شرقی قرار دارد و شامل میدان فروزان در جنوب ناحیه، خارک و دورود در شرق، نوروز در غرب و هندیجان و بهرگانسر در شمال غرب ناحیه است. همچنین میادین ابوزر و اسفندیار و چاه‌های متفرقه در این ناحیه IPAC L1, IPAC J1, IPAC B1, IPAC H1 نیز در این محدوده وجود دارد مورد استفاده قرار گرفته است (شکل ۱). سازند سروک در خلیج فارس به صورت همساز بر روی سازند کژدمی قرار گرفته است [۷][۱۱]، [۱۲]، [۱۳]، [۱۴]، [۱۵]، [۱۹]، [۲۰]، [۲۳] که دارای سطح تماس تدریجی هستند. سطح تماس بالایی با مارن و شیل سازند لافان به صورت ناهم‌ساز است [۱۳]، [۲۳]، [۲۴].



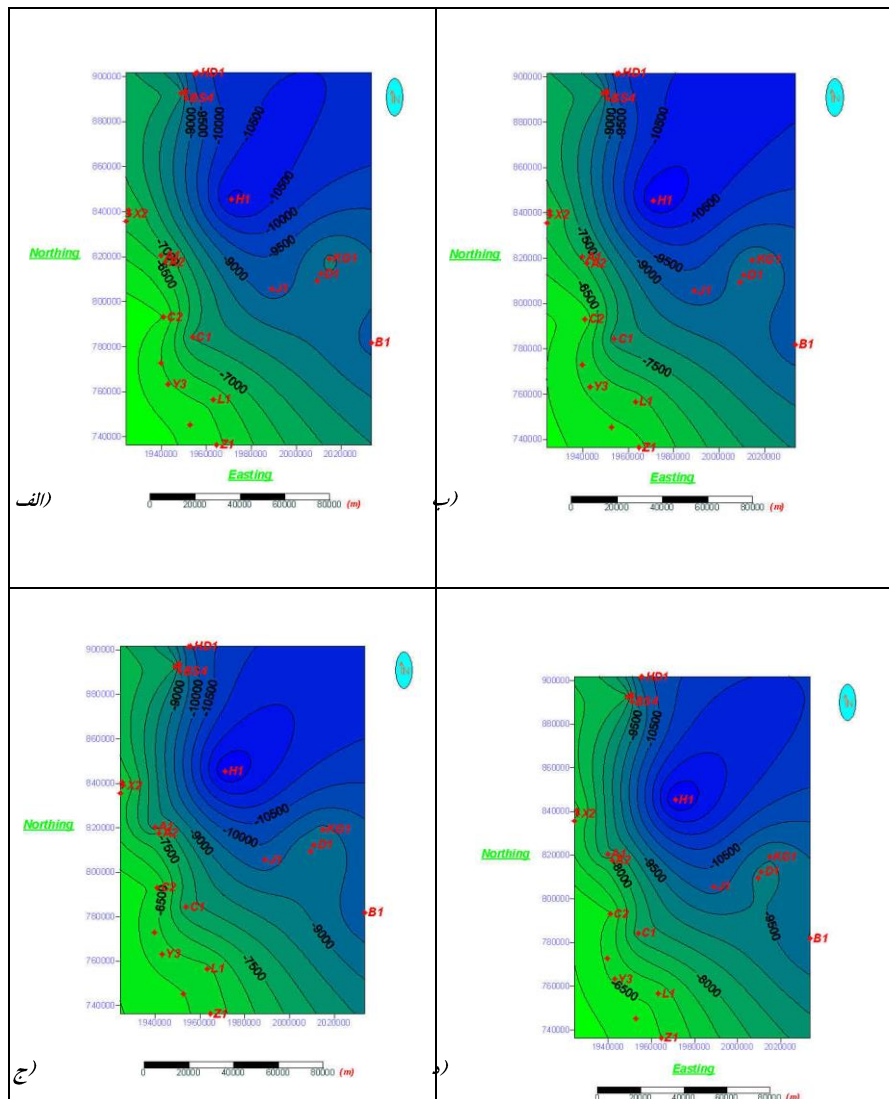
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی میادین نفتی مورد مطالعه

۲- روش تحقیق و اطلاعات مورد استفاده

در این تحقیق با استفاده از اطلاعات ۲۴ حلقه چاه حفر شده، واقع در شمال غرب خلیج فارس شامل لاگ‌های گامای طبیعی، نوترون، صوتی و دیگر نمودارها ارزیابی [۱] و [۹] و [۱۰] و با استفاده از دو افق شاخص چینه شناسی، سازند شیلی لافان (پوش سنگ) که با ضخامت کم در اکثر نقاط روی سازند سروک قرار گرفته [۱۳]، [۱۴]، [۱۵]، [۱۶]، [۱۷] [۲۰] [۳]، [۴]، [۵] [۷] و دیگری سازند - شیلی کژدمی (بورگان) در زیر، قرار دارد [۱۸]، [۱۹]، که بر این اساس راس و قاعده سازند سروک تعیین می‌گردد؛ به سه بخش، یعنی میشریف، احمدی و مدود تقسیم گردیده است. نقشه‌های هم‌تراز، و مدل‌ها و همبستگی (Correlations) بین چاه‌ها با بهره‌گیری از دو نرم افزار 7 Surfer و 99 Rockworks انجام شد. همچنین از اطلاعات و داده‌های پتروفیزیکی بدست آمده از نرم افزار ایلن پلاس نیز استفاده شده است.

۳- چگونگی گسترش سازند سروک در محدوده ناحیه شمال غرب خلیج فارس

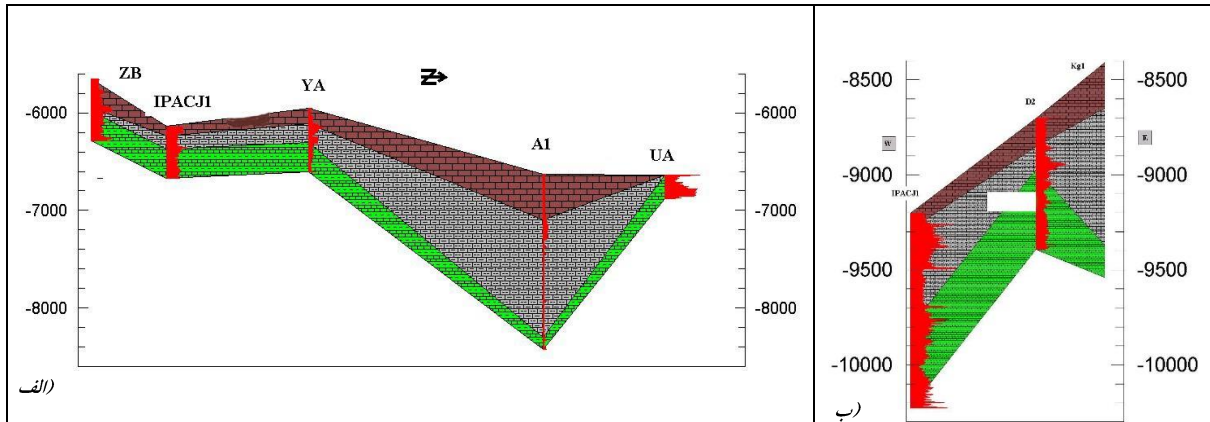
ترسیم نقشه‌های زمین شناسی: در این قسمت نقشه‌های ساختمانی راس بخش‌های مختلف (شکل ۲ الف تا د) ترسیم شد [۲]. در برخی چاه‌های میدین نوروز و فروزان بخش میشریف در اثر ناهمسازی کرتاسه میانی حذف شده است [۶].



شکل ۲- نقشه‌های ساختمانی راس بخش‌های مختلف (الف- بخش میشریف، ب- بخش احمدی، ج- بخش مدود، د- قاعده سازند راس) سازند نهرامر)

۳-۱- همبستگی (Correlations) بین چاه‌ها

به منظور ارائه نحوه همبستگی بین تعدادی از چاه‌های ناحیه مورد بررسی، بر اساس لیتولوژی سه بخش سازند همراه با لاگ گامای طبیعی برای برخی چاه‌ها در شکل ۳ نمایش داده شده است [۲].



شکل ۳- (الف و ب) - همبستگی جانبی بین تعدادی از چاه‌های مورد مطالعه، در سازند سروک به ترتیب از بالا بسوی پایین سازند:

(بخش‌های میشریف، احمدی و مدود)

۳-۲- ارزیابی پتروفیزیکی

۳-۲-۱- میدان هنديجان

بررسی برخی خواص پتروفیزیکی میدان هنديجان، شامل مطالعه ویژه چاه هنديجان یک (HD1) از دیدگاه محدوده هیدروکربوری در سازند سروک این چاه است. سازند سروک یکی از سازندهای مخزنی در میدان هنديجان محسوب می‌گردد [۵] [۱۵] [۲۱].

۳-۲-۲- چاه HD1

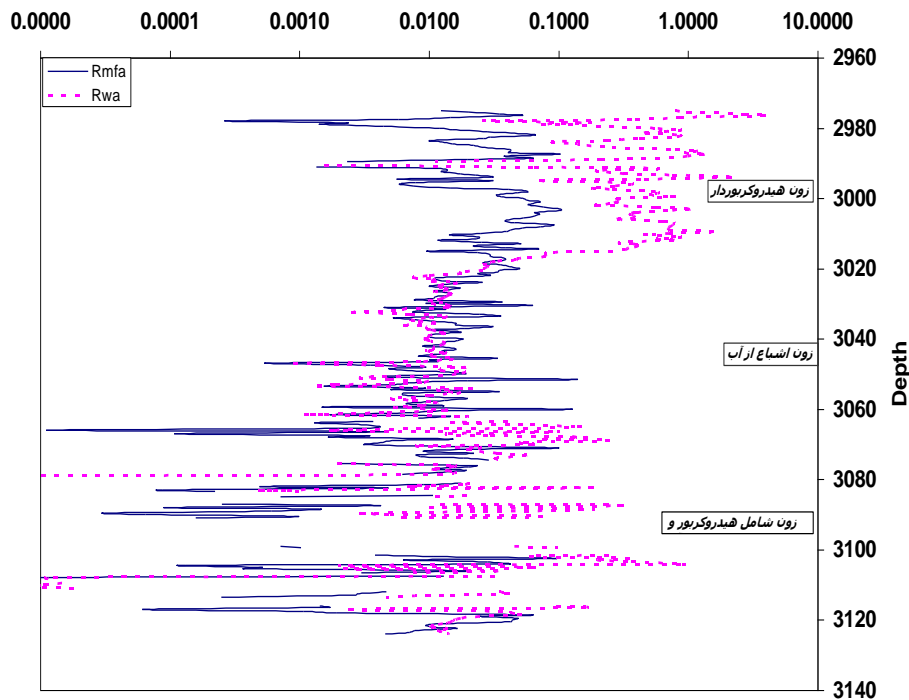
به کمک اطلاعات بدست آمده توسط نرم افزار ایلن پلاس به بررسی پتروفیزیکی این چاه، به منظور یافتن محدوده هیدروکربوری می پردازیم.

با توجه به گزارشات منتشره میدان، مقدار $R_{mf} = 0.016$ اهم متر و مقدار $R_w = 0.012$ اهم متر بدست آمد. این دو پارامتر برای انجام ارزیابی‌های پتروفیزیکی از پارامترهای ضروری بشمار می آید. پس از آن مدل‌های تخلخل، حجم شیل، اشباع آب و نفت را به کمک اطلاعات پنج حلقه چاه میدان بدست آورده و بررسی و تفسیر می‌گردد.

روش مقاومت ظاهری

نتایج حاصل از به کار بردن این روش در شکل ۴. نشان داده شده است.

با توجه به این شکل می توان دریافت که :



شکل ۴- نتایج حاصل از به کار بردن روش مقاومت ظاهری

بازه ۲۹۷۵ - ۳۰۲۱ متری می تواند به علت داشتن میزان بالای R_{wa} که بصورت واضحی از R_{mfa} فاصله گرفته، یک زون هیدروکربور محسوب گردد.

پس از بررسی گزارشات چاه HD1 مشخص شد که یکی از بازه‌های تولیدی، بازه ۲۹۸۶/۵ - ۲۹۸۰ متری بوده است. یعنی در میانه بازه‌ای که توسط روش فوق بدست آوردیم.

در بازه ۳۰۲۱ - ۳۰۶۱ متری، چنانچه از شکل نمایان است منحنی R_{mfa} و R_{wa} به هم نزدیک شده‌اند که می‌تواند یک زون با اشباع آب بسیار بالا را نشان دهد.

R_{mfa} و R_{wa} در زون اشباع از آب دارای حداقلی هستند که به مقدار R_w و R_{mf} بسیار نزدیک است. در اینجا با استفاده از این موضوع $R_w = 0.011$ اهم متر و $R_{mf} = 0.009$ اهم متر بدست آمد.

خطای موجود در این مقادیر، می‌تواند به علت وجود رس در سازند و نیز کامل نبودن اشباع آب در آن بازه باشد.

ضرایب سازند

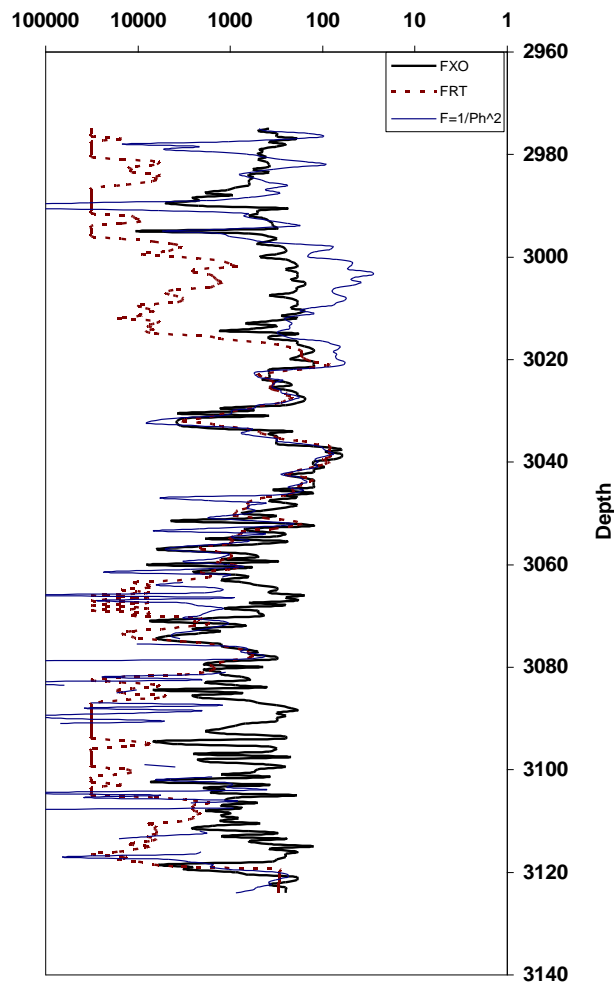
با استفاده از ترکیب نمودارهای چگالی، نوترون و مقاومت ویژه (محدوده کم عمق و عمیق) بازه می‌توان ضریب ظاهری سازند را محاسبه و با یکدیگر مقایسه نمود.

واضح است، برقراری نامساوی $F_{Rt} > F_{Xo} > F_{DN}$ می‌تواند نشانگر یک زون هیدروکربوردار باشد.

(شکل ۵)، منحنی این سه پارامتر را برحسب عمق در مقیاس نیمه لگاریتمی نشان می‌دهد.

با توجه به این شکل به نتایج زیر می‌توان دست یافت.

بازه ۲۳-۳۰ تا ۲۹۷۵ متری با توجه به نحوه قرارگیری منحنی‌ها می‌تواند یک زون هیدروکربوری باشد.



شکل ۵- نتایج حاصل از بکار بردن روش ضرایب سازند

در بازه ۳۰۶۲ - ۳۰۲۳ متری، هر سه مقدار ضرایب سازند به یکدیگر نزدیک شده‌اند که نشانگر یک زون آبدار است. در بازه ۳۱۲۴ - ۳۰۶۲ متری، با توجه به تغییرات ضریب سازند می‌توان یک زون حاوی مخلوط هیدروکربور و آب را پیش-بینی کرد. این روش به مقدار رس موجود حساس است و خطای بوجود آمده می‌تواند در اثر این عامل باشد.

۴- مدل‌های سه بعدی پارامترهای مخزنی

در این قسمت با استفاده از داده‌های پتروفیزیکی پنج حلقه چاه، پارامترهای متشکل از تخلخل، حجم شیل، اشباع آب و نفت، مدل سه بعدی این پارامترها ترسیم شد. (شکل ۶) با توجه به مدل اشباع نفت در نگاه اول سه بخش این میدان، دارای پتانسیل بالا بهره‌برداری قابل توجه است [۲].

الف - قسمت اول (شمال غرب میدان) حجم شیل: بین صفر تا پنج درصد و بندرت در برخی نقاط به پنج تا ۱۰ درصد می‌رسد. اشباع آب: عمدتاً بین صفر تا ۱۰ درصد و بندرت به ۱۰ تا ۲۰ درصد می‌رسد. اشباع نفت: عمدتاً بالای ۸۰ درصد تخلخل: عمدتاً بین ۱۰ تا ۱۵ درصد

ب - قسمت دوم (بخش جنوبی میدان) حجم شیل: عمدتاً بین صفر تا پنج درصد و در برخی نقاط به پنج تا ۱۰ درصد می‌رسد. اشباع آب: از جنوب شرقی به سمت جنوب غربی افزایش می‌یابد و از یک تا ۱۰ درصد آغاز و به ۸۰ تا ۹۰

درصد می‌رسد. اشباع نفت: در جهت عکس تغییرات اشباع آب است. تخلخل: به سمت جنوب غرب کاهش می‌یابد و از پنج تا ۱۰ درصد در جنوب شرقی به صفر تا پنج درصد در غرب کاهش می‌یابد.

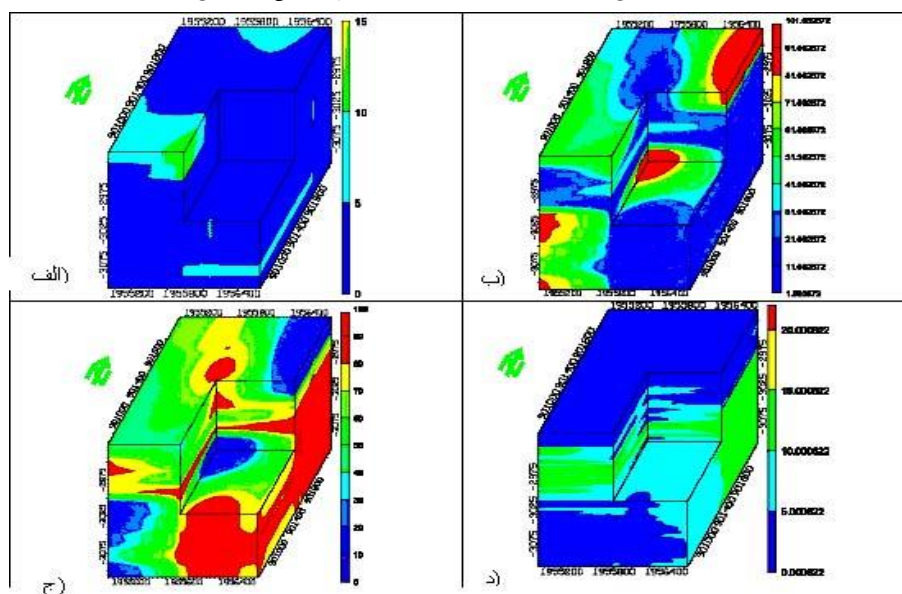
ج - قسمت سوم (بخش غربی میدان) حجم شیل: عمدتاً بین صفر تا پنج درصد و در میانه یک قسمت پنج تا ۱۰ درصدی وجود دارد. اشباع آب: دارای بازه‌های با مقادیر متفاوت از ۲۰ تا ۳۰ درصد تا یک تا ۱۰ درصد است.

اشباع نفت: از ۷۰ تا ۸۰ درصد الی ۹۰ تا ۱۰۰ درصد تغییر می‌کند. تخلخل: عمدتاً پنج تا ۱۰ درصد با توجه به مطالب ذکر شده، قسمت اول به علت اشباع نفت بالا، تخلخل مناسب و حجم شیل با مقدار کم از لحاظ پتانسیل اکتشافی در مرتبه اول بین این سه قسمت قرار می‌گیرد.

در نگاه اول به مدل اشباع نفت امکان دارد به نظر برسد که قسمت دوم یعنی جنوب میدان در جایگاه مرتبه دوم باشد. اما با دقت در مدل تخلخل متوجه می‌شویم که تخلخل در این قسمت بسیار پایین است. بنابراین این قسمت (قسمت دوم) با توجه به حجم شیل تقریباً مشابه با قسمت سوم (غرب میدان) و بالاتر بودن تخلخل در قسمت اخیر، از لحاظ پتانسیل تولیدی بعد از قسمت سوم یعنی غرب میدان قرار می‌گیرد. بنابراین به طور خلاصه میتوان، ترتیب پتانسیل اکتشاف، تولید این سه قسمت را بیان کرد:

قسمت دوم > قسمت سوم > قسمت اول

این ترتیب در حقیقت همان اولویت جهت دهی عملیات توسعه و گسترش میدان را نشان می‌دهد. یعنی ابتدا شمال غرب میدان، سپس غرب و در نهایت قسمت جنوبی که البته قسمت اخیر دارای پتانسیل ضعیفی است.



شکل ۶- مدل سه بعدی حاصل از به کار بردن پارامترهای مخزنی

الف - مدل سه بعدی حاصل از بکارگیری پارامترهای حجم شیل در میدان هندجیلن

ب- مدی سه بعدی حاصل از بکارگیری در صد اشباع آب

ج- مدل سه بعدی حاصل از بکارگیری پارامترهای در صد اشباع نفت

د- بکارگیری مدل سه بعدی حاصل به کار بردن پارامترهای تخلخل

۵- میدان نوروز

نهشته‌های سازند سروک در میدان نوروز، به علت مرتفع بودن ساختمان نفتی و نیز فعال بودن عامل فرسایش در زمان کرتاسه میانی، دارای ضخامت کمی هستند و در برخی چاه-ها تنها بخش مدود از این سازند ثبت شده است [۱۴] [۱۹].

۵-۱-۱- چاه UA

در اینجا با توجه به اطلاعات بدست آمده از قسمتی از بخش مدود در چاه UA به بررسی پتروفیزیکی آن می-پردازیم. این اطلاعات توسط نرم افزار ایلن پلاس بدست آمده است. بر پایه این اطلاعات موجود:

$R_w = 0.23$ اهم متر و $R_{mf} = 0.48$ اهم متر و پارامترهای ضریب سازند یعنی a و m به ترتیب یک و دو و دمای مخزن برابر ۱۶۹ درجه فارنهایت است.

۵.۱.۱- روش نقطه یابی نسبت R_{MII} / R_{IL} برحسب پرتوزایی گاما و پتانسیل خودزا

واضح است، زون‌های رسی نسبت مقاومت ویژه‌ای متفاوت نزدیک به عدد یک است و پتانسیل خود زا به خط مبنای شیل که مقدار صفر برای آن در نظر میگیریم، نزدیک میشود و پرتوزایی گاما افزایش نشان میدهد. این موارد میتواند در جهت ایده ای برای شناسایی زون‌های رسی مفید باشد. بدین ترتیب که میتوان با یافتن مقدار پرتوزایی گاما در برابر زونهای کاملا رسی و مقایسه آن با پرتوزایی محدوده مورد نظر به صورت کیفی درباره لیتولوژی آن بحث کرد. نیز با در نظر گرفتن مقدار پتانسیل خودزای محدوده، ایده‌ای دیگر قابل دسترسی است. بنابراین نسبت مقاومت ویژه کوچک بازه به بزرگ بازه را بر حسب هر یک از پارامترهای فوق رسم کنیم، می‌توانیم تفسیری کیفی از محدوده مورد نظر داشته باشیم.

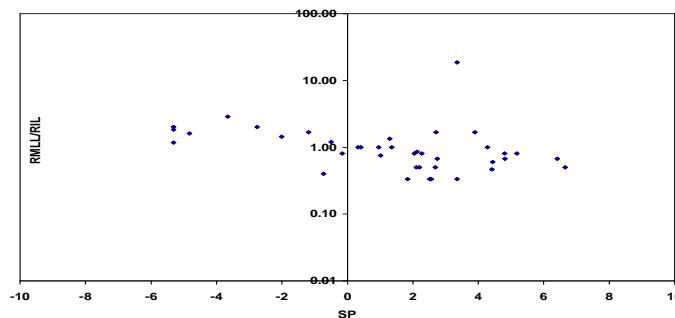
شکل ۷ (الف) مقدار R_{MII} / R_{IL} را بر حسب SP و (ب) مقدار R_{MII} / R_{IL} را بر حسب G_R نشان می‌دهد [۹]، [۱۰]،

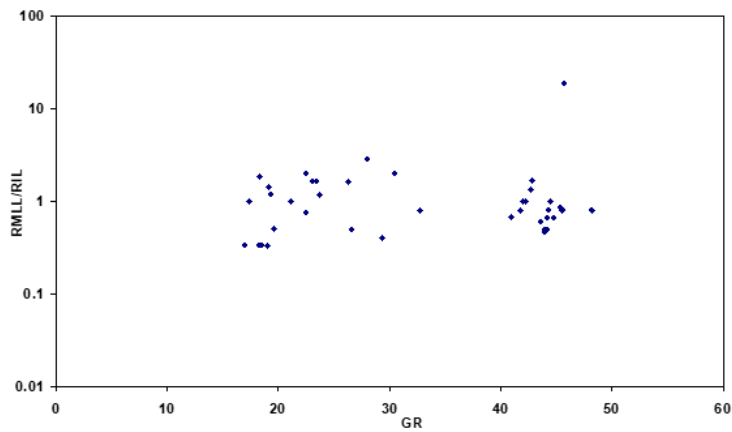
۵.۱.۲- تغییرات تخلخل در قسمتی از محدوده شمال غرب حوضه خلیج فارس

با وجود مشکلات از جمله کیفیت نامطلوب اطلاعات گزارشات، داده های نمودارها و عدم وجود اطلاعات کافی تخلخل و نفوذپذیری و ... سعی شد به کمک همان اطلاعات محدودی که از چند حلقه چاه که در دسترس بود، حداقل برای بخشی از ناحیه نقشه هم ترازوی تغییرات تخلخل به همراه مدل سه بعدی زمین شناسی منطقه ترسیم شود که قبلا در شکل ۶ نشان داده شده است. از این شکل می-توان نتیجه گرفت که تخلخل در این قسمت از ناحیه عمدتا کمتر از ۲۰ درصد است که نقاط با تخلخل بالا واقع در جنوب غرب ناحیه با توجه به گزارشات زمین شناسی بیشتر به دلیل رسی بودن سازند است و نمیتواند تخلخل مفید باشد.

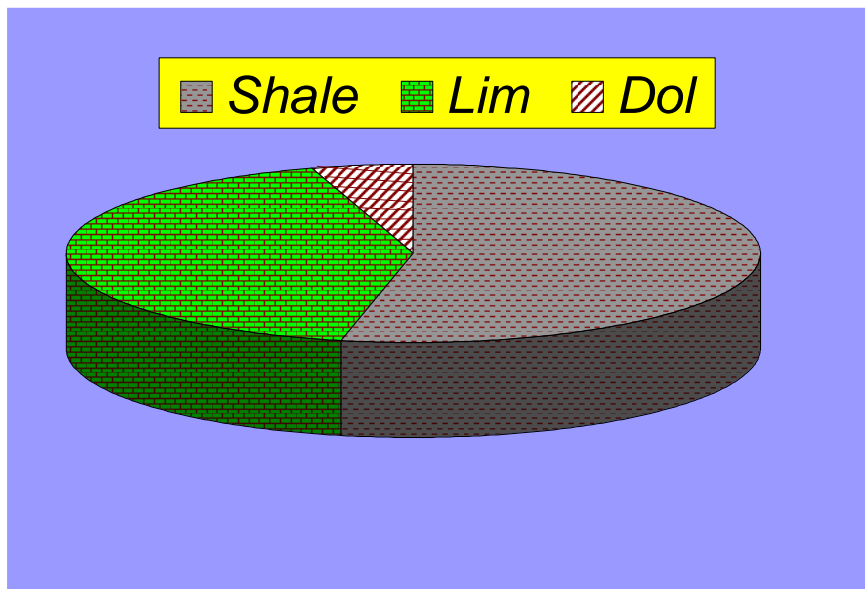
۵-۱-۳- توزیع انواع لیتولوژی در سازند

به منظور بررسی صحت نتایج بدست از تفاسیر پتروفیزیکی، توزیع انواع لیتولوژی‌ها در سازند ارائه شد که مقدار آنها با استفاده از نرم افزار ایلن پلاس بدست آمده است. (شکل ۸) سازند شامل: آهک، شیل و دولومیت است. از مشاهده این دیاگرام می‌توان دریافت که درصد شیل در سازند به میزان قابل توجهی بالاست که این خود تاییدی بر نتایج بدست آمده از تفاسیر پتروفیزیکی است [۱]، [۲۲].





شکل ۷- نتایج حاصل از بکار بردن روش نقطه یابی نسبت R_{MII} / R_{IL} بر حسب پرتوزایی گاما و پتانسیل خودزا (الف بالا- مقدار R_{MII} / R_{IL} بر حسب SP و ب پائین- مقدار R_{MII} / R_{IL} بر حسب G_R)



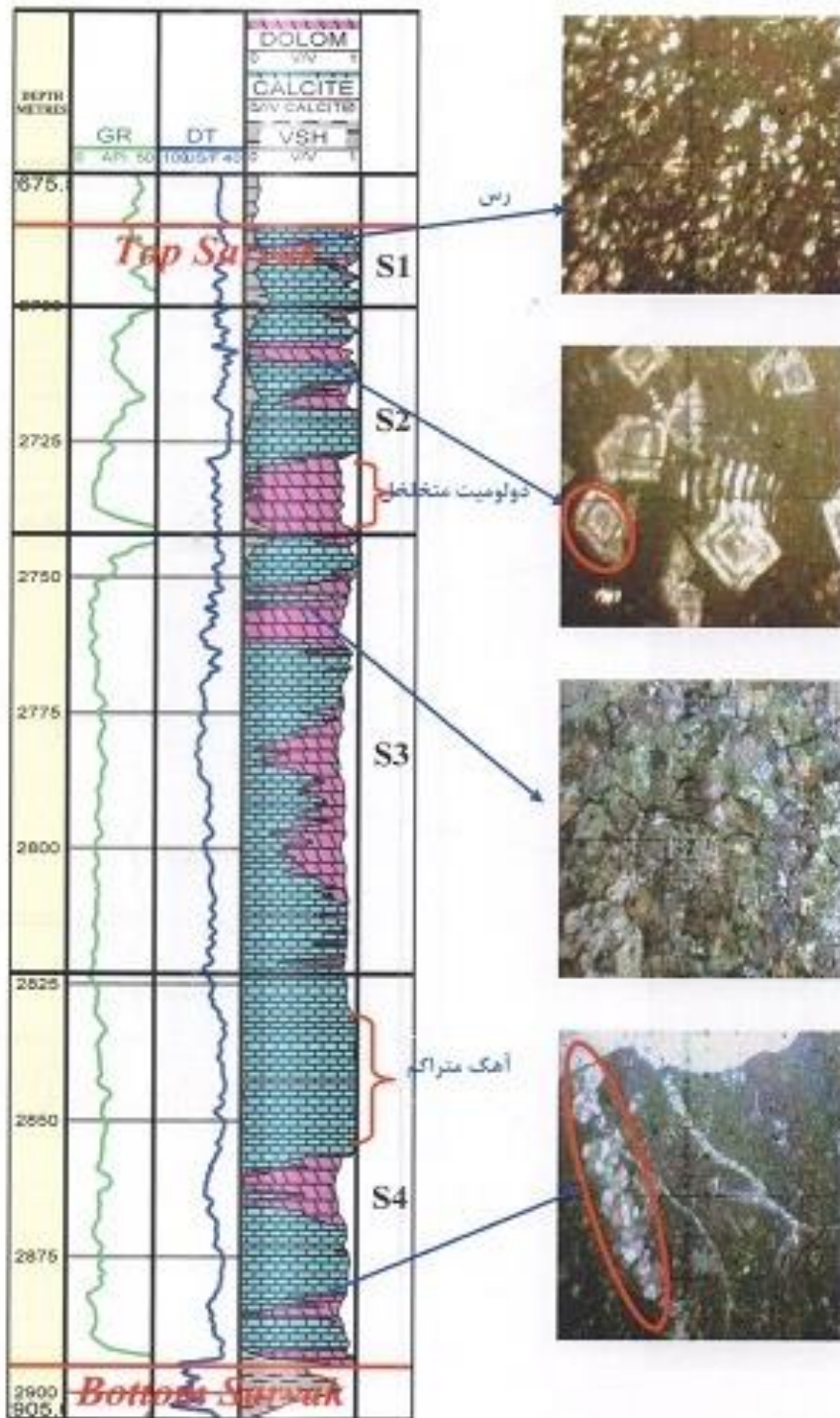
شکل ۸- توزیع انواع لیتولوژی ها در ساز

۶- میدان بهرگانسر

۶-۱- تاثیر فرایند دیاژنتیکی بر گسترش خصوصیت مخزنی

ویژگی و شرایط لازم برای ایجاد یک سنگ مخزن نفتی و گسترش کیفیت آن به دو عامل اصلی بستگی دارد: تخلخل موثر شامل کلیه فضای مرتبط خالی بین ذرات سنگ و نفوذپذیری که شامل قدرت و توانایی یک سنگ مخزن در مقابل عبور و انتقال مایعات است. بعلاوه بر این دو شرط اساسی، یک سنگ مخزن بایستی اولاً دارای ضخامت کافی و ثانیاً دارای گسترش تداوم جانبی کافی نیز باشد تا قادر به ذخیره نفت در حجم‌های اقتصادی باشد. در این مطالعه ضخامت و گسترش جانبی سازند سروک در منطقه مورد بررسی قرار می‌گیرد. در این بخش بررسی پتروگرافی بر روی تخلخل، فرایند دیاژنز و عملکرد آن بویژه فاکتورهای دیاژنتیکی که باعث افزایش یا کاهش تخلخل گردیده است، متمرکز می‌گردد. اجزای تشکیل دهنده سروک بیشتر شامل بیوکلاست می‌باشد [۶]. فرایند دیاژنز غالب، شامل دولومیتی شدن، تراکم، انحلال فشاری و

سیمانی شدن می‌باشد. فرایندهای غالب دیاژنز سازند سروک در اشکال (۹ و ۱۰) میدان بهرگانسر بنمایش گذاشته شده است [۳] [۴].



شکل ۹- تطابق لایه‌های مخزنی در سازند سروک با ستون چینه شناسی و سنگ‌شناسی در میدان بهرگانسر

۱-۱-۶- دولومیتی شدن

یکی از فرایندهای غالب در افزایش کیفیت مخزن می‌باشد. شواهدی از قبیل عدم همراه بودن سری‌های تبخیری با دولومیت‌ها و شواهدی از کلسیتی بودن سنگ اولیه همانند دولومیتی شدن فسیل‌هایی که در زمان کلسیتی بوده‌اند و وجود بلورهای لوزی شکل در یک زمینه کلسیتی نشانگر دولومیت‌های ثانویه در سازند سروک می‌باشد. (شکل ۱۲).

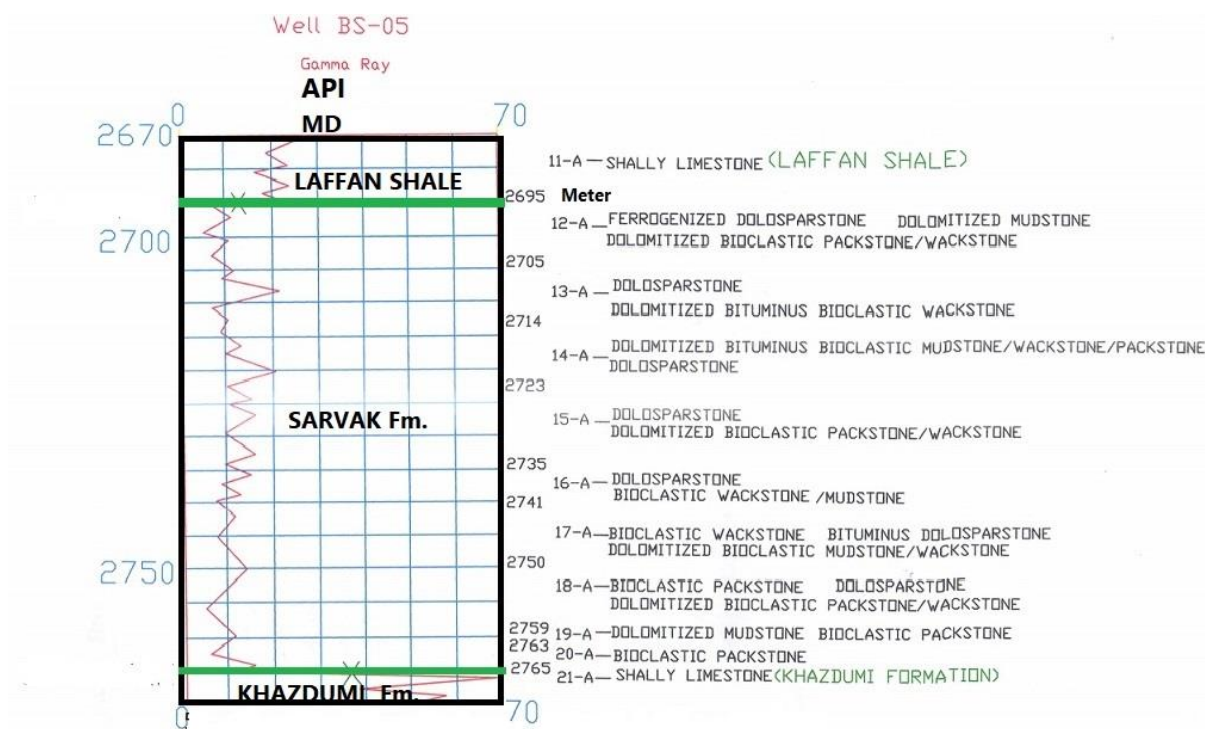
۶-۱-۲- سیمانی شدن

پدیده‌ای است که طی آن بلورهای سیمان در حفره‌های اولیه داخل ذرات و در حفره‌های انحلالی در مرحله دیاژنز شکل می‌گیرد. این فرایند سبب تراکم و کاهش تخلخل می‌گردد.

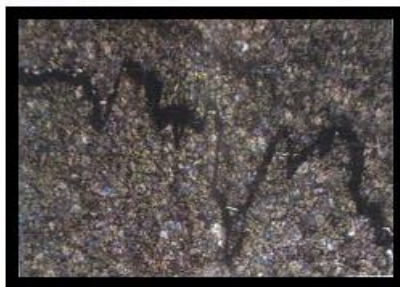
۶-۱-۳- تراکم و انحلال فشاری

فرایند اساسی کاهش تخلخل، سیمانی شدن و تراکم است. تراکم باعث کاهش حجم سنگ می‌گردد. تراکم به همراه فرایندهای شیمیایی و مکانیکی انجام می‌شود.

در تراکم شیمیایی دانه‌ها تحت تاثیر انحلال متفاوت در محل تماس خود قرار می‌گیرد. مسبب این فرایند محلول‌هایی می‌باشد که در نتیجه فشار به محیط وارد شده‌اند. یکی از اشکال موجود بر اثر تراکم شیمیایی و در نتیجه انحلال شیمیایی تشکیل می‌شود، استیلولیت است. استیلولیت‌ها سدهای غیر قابل نفوذی را ایجاد می‌کنند، (شکل ۱۳) چون مواد نامحلول در سطوح انحلالی جمع می‌شوند. استیلولیت‌ها در داخل مواد بیتومین‌دار، کانی‌های رسی، سیلیس، دولومیت متمرکز می‌شوند. استیلولیت‌ها در مراحل مختلف دیاژنز تشکیل می‌شوند [۴].



شکل ۱۰- سنگ رخساره مغزه و نمودار اشعه گاما در چاه بهرگانسر ۵

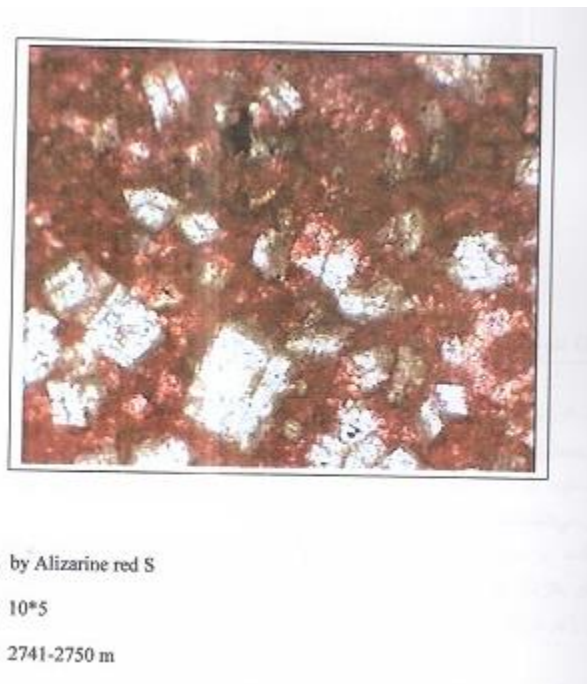


Stylolite filled with bitumine
Scale : 2.5*5
Depth : 2695-2705 m

شکل ۱۱- استیلولیت پر شده توسط بیتومین

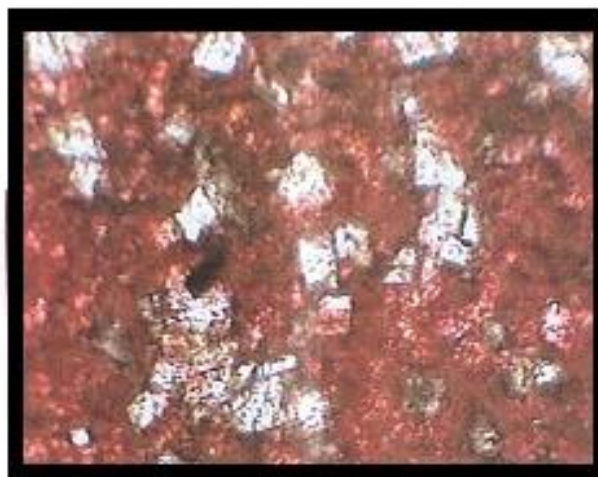
دولومیتی شدن یا کلسیتی شدن دولومیتی شدن Dodolomitization

دولومیتی شدن یا فرایند معکوس دولومیتی شدن که به وسیله محلول‌هایی با نسبت کلسیم / منیزیم بالا انجام می‌گیرد که با دولومیت وارد واکنش شده و تشکیل کربنات کلسیم را می‌دهند. (اشکال ۱۲ و ۱۳) نشان دهنده تشکیل دولومیت و سپس تبدیل به کلسیت می‌باشد. این گونه کلسیت‌ها توسط رنگ‌آمیزی بوسیله الزارین قرمز قابل تمیز می‌باشند.



Stained by Alizarine red S
Scale : 10*5
Depth : 2741-2750 m

شکل ۱۲- دولومیتی شدن مادستون



Porosity : Intergranular porosity filled with bitumin (XPL & PPL)

Scale : 5*5

Depth : 2741-2750 m

شکل ۱۳- تخلخل بین دانه‌ای پر شده توسط بیتومین

۶-۲- عوامل موثر بر تخلخل مخازن کربناته

تخلخل موثر و نفوذ پذیری در ارتباط با محیط های رسوبی: فرایند رسوبی و محصولات این فرایندها در توالی کربناته برای پیش‌بینی مخازن کربناته کاربرد دارد [۶]. در سنگ‌های کربناته اندازه و جورشدگی دانه‌ها بیشتر توسط عوامل زیست‌شناسی کنترل می‌شود (شکل ۱۴). عوامل رسوبی از جمله شرایط رسوبگذاری محیط‌های ریفی، نیز تخلخل اولیه و نیز ثانویه قابل ملاحظه می‌باشد [۴]

۶-۲-۱- تخلخل و نفوذ پذیری در ارتباط با فرایند دیاژنز

تخلخل اولیه در ارتباط با محیط و فرایند های رسوبگذاری بافت سنگ می‌باشد. تراکم مکانیکی در اثر وزن لایه‌های بالایی، سیمانی شدن و تراکم شیمیایی در اثر ورود محلول‌ها رخ می‌دهد. تراکم مکانیکی و تراکم شیمیایی معمولاً باعث از بین رفتن تخلخل اولیه و فشردگی دانه‌ها می‌شود. در یک رسوب یا سنگ کربناته ورود مواد هیدروکربن به داخل منافذ خیلی زود صورت می‌گیرد، سیمانی شدن متوقف می‌گردد و یک مخزن نفتی مناسب ایجاد می‌گردد. اما چنانچه قبل از نفت، محیط توسط آب های اشباع پرگردد، سیمانی شدن آغاز می‌گردد و شانسی برای به تله انداختن نفت نیست (شکل ۱۵)



Bioclast : Rudist
Porosity : Intragranular
Scale : 5*5
Depth : 2759-2763m

شکل ۱۴- بیوکلاست پکستون



Porosity : Intercrystalline
Scale : 5*2.5
Depth: 2705-2714 m

شکل ۱۵- دولواسپاریت با تخلخل بین کریستالی

۷- نتیجه گیری

با توجه به مطالب ذکر شده می توان به نتایج زیر دست یافت:
برخلاف بخش جنوب شرقی خلیج فارس، سازند سروک در بخش شمال غرب خلیج فارس پتانسیل تولیدی ضعیفی را دارا می‌باشد. البته میدین هندیجان و بهرگانسر به دلیل متخلخل بودن سازند و به ویژه نفوذپذیری مناسب در اثر وقوع شکستگی از این قاعده مستثنی است.
ضعیف بودن پتانسیل تولیدی این سازند را می-توان در اثر عوامل زیر دانست:

الف- ناهمسازی کراتاسه میانی و فرسایش یافتن ضخامت زیادی از بخش آهکی میشریف
ب- عدم وجود پوش سنگ مناسب (شیل لافان) که در این ناحیه دارای ضخامت بسیار کمی است و یا به طور کامل وجود ندارد.

ج- افزایش میزان رس بالا در این سازند بویژه در بخش-های احمدی و مدود .

د- عدم کیفیت مخزنی مناسب از دیدگاه تخلخل و تراوایی سنگ مخزن.

۳- از مطالعه محلی میدان هندیجان و بهرگانسر چنین برآمد که پتانسیل تولیدی به ترتیب در شمال غرب و غرب میدان از دیگر نقاط بالاتر است و جنوب میدان با وجود درصد اشباع بالای نفت به علت تخلخل و تراوایی پایین، پتانسیل تولید ضعیفی را داراست.

۴- به نظر میرسد سنگ پوش در نقاط مرتفع میدان هندیجان، شیل و مارن سازند گورپی است. یعنی طاقدیس هندیجان حتی در زمان رسوبگذاری سازند ایلام (سانتوین) خارج از آب قرار داشته است.

۵- با توجه به بررسی-های پتروفیزیکی، بازه حاوی هیدروکربور در چاه HD1، بازه ۳۰۲۱-۲۹۷۵ متر است و سازند سروک در چاه UA به میزان بالایی رسی می‌باشد.

تشکر و قدردانی

از شرکت نفت فلات قاره، امور پژوهش و فناوری که در امر حمایت های گوناگون مادی و معنوی نموده اند و همچنین از داوران مقاله آقایان دکتر بهمن سلیمانی (استاد دانشگاه شهید چمران اهواز) و مهندس چنگیز امیر بهبودی (رئیس پیشین ژئوفیزیک شرکت نفت خزر) تشکر و قدردانی می‌گردد.

منابع

- [۱] بشری، ع.، ۲۰۰۰، جزوه آموزشی: مقدم‌های بر اصول چاه پیمایی در تفسیر حوضه های رسوبی، انتشارات واحد آموزش و برنامه ریزی نیروی انسانی، پژوهشگاه صنعت نفت ایران.
- [۲] نکوئیان، ع.، ۱۳۸۱، بررسی پتروفیزیکی و پتروگرافی سازند سروک در شمال غرب خلیج فارس از دیدگاه تجمع هیدرو کربور، رساله کارشناسی ارشد مهندسی اکتشاف نفت دانشکده فنی، دانشگاه تهران. ۱۳۸۱
- [۳] بهرامی، ز.، ۱۳۸۵، ارزیابی پتروفیزیکی مخزن کربناته سروک در میدان نفتی بهرگانسر واقع در خلیج فارس رساله کارشناسی ارشد زمین شناسی نفت، دانشگاه آزاد واحد علوم تحقیقات، تهران.
- [۴] کردی، ع.، سهرابی، س.، ۱۳۸۲، بررسی زمین شناسی و گسترش سازند سروک در شمال خلیج فارس. گزارش داخلی، مدیریت اکتشاف، شرکت نفت فلات قاره ایران.
- [۵] نوری، ب.، ۱۳۸۷، ارزیابی زمین شناسی و پتروفیزیکی سازند سروک در میدان نفتی هندیجان واقع در خلیج فارس. رساله کارشناسی ارشد زمین شناسی نفت، دانشگاه آزاد واحد تهران شمال.
- [۶] کیارستمی، ک.، آل علی، م.، باغبانی، د.، آقائاتی، ع.، ۱۴۰۱، تطابق زیست چینه نگاری و سنگ چینه نگاری سازند سروک دربرش الگو با چاه های نفتی بهرگانسر هندیجان، چهل و یکمین گردهمایی (همایش ملی) علوم زمین، تهران، <https://civilica.com/doc/1665445>
- [۷] بشری، ع.، ۱۳۹۹، جریان هیدرو دینامیکی در مخزن میشریف با نگرشی بر سرشت نمایی سازند سروک در بخش شرقی خلیج فارس، سال دهم، شماره ۱۹، بهار- تابستان، مجله زمین شناسی نفت ایران.

[8] JAMES, G.A. and WYND, J.G., 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil Consortium agreement area. *AAPG Bulletin*, 49 (12), 2182-224

- [9] SERRA, O., 1986, Fundamentals of Well-log interpretation. 2. Interpretation of logging data. Geological Interpretation Development, Schlumberger Technical Service. Mount rouge, France.
- [10] DOUGLAS, W., and HILCHI, E., 1982, Applied Open hole Log Interpretation., Department of Petroleum Engineering, Colorado School of Mine.
- [11] BASHARI, A., 1988, Occurrence of Heavy Crude Oil in the Persian Gulf, in R.F. Myer and E. J. Wiggins, (Eds.): Fourth International UNITAR/ UNDP Conference On Heavy crude and Tar Sands, V.2, Geology, Chemistry: International Conference on Heavy Crude and Tar Sands, Edmonton, Alberta, Canada, **2**, 204-214, August 1988.
- [12] BASHARI, A., 2007, Petrography, Petrphysics and Seismic integration: an approach to characterize Mishrif Reservoir on Reshadat Oil field in the Persian Gulf. *Scientific Quarterly Journal of the Geoscience*, **16(6)**, 204-211.
- [13] BASHARI, A., 2007, Integrated 3D Seismic and Seismic and Petrophysical data of the Sarvak Formation, Sirri District in the Persian Gulf. *EAGE, First Break*, **25**.
- [14] 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.
- [15] NOORI, B., BASHARI, A., JAHANI, D & SHIROUDI., SJ. 2009., Sedimentological & Petrophysical Eevaluation of Sarvak Formation in the Hendijan Oil Field, the Persian Gulf. Exploration. *Journal of NIOC*, **61**, 47-50.
- [16] MASOUDI, P, TOKHMECHI, B., BASHARI, A., ANSARI, and GAFARI, M, 2012, Identifying Productive Zones of Sarvak Formation by Integrating Outputs of Different Classification Methods. *Journal of Geophysics & Engineering*.
- [17] KAMALI, M. R., BASHARI, A., and SOBHI, G., 2012, Investigating type and distribution of organic matter in Tertiary to Cretaceous sections in the Soroosh and Nowrooz fields, the Persian Gulf., Geopersia. Published by College of Science, University of Tehran.
- [18] BASHARI, A., 2018, Occurrence of heavy crude oil in the Persian Gulf. *Iranian Journal of Petroleum Geology*, **18**, 104.
- [19] BASHARI, A., 2019, An attempt to reservoir characterization of Burgan sand, in the northwest of the Persian Gulf toward Kuwait. *Iranian Journal of Petroleum Geology*, **18**, 102-120.
- [20] BASHARI, A., 2020, Hydrodynamic activity in the Mishrif reservoirs: an approach to characterize Sarvak Formation, in eastern part of the Persian Gulf. *Iranian Journal of Petroleum Geology*, **19**, 45-57.
- [21] SOLEIMANI, B., BAHADORI, A., and FANWEI, M., 2013, Microbiostratigraphy, microfacies and sequence stratigraphy of upper cretaceous and paleogene sediments, Hendijan oilfield, Northwest of Persian Gulf, Iran., *Nanjing Institute of Geology and Paleontology, Chinese Academy of Sci- Natural Science*, **5**, 1165-1182.
- [22] TAHERI, M., NIKROUZ, R., KADKHODAIE, A., 2021, Modeling of the Shale Volume in the Hendijan Oil Field Using Seismic Attributes and Artificial Neural Network.
- [23] AL-HEGAL A., AL- REFAI, Y., AIKANDARI, A., & ABDULLAH, M., 2023, Subsurface Stratigraphy of Kuwait.
- [24] NATH, P.K., CORONADO. J., BHUKTA, S., NAJEM, A., SINGK, S, K., AL-AJAMAI, A., ALI SAJER A., 2018, Integrated Approach for Stratigraphic Characterization of Lower Cretaceous Carbonate Reservoir In: North Kuwait. *European Association of Geoscientists & Engineers*, **2018**, 1-15.

پیش بینی و بررسی اختصاصات مخزن با استفاده از مدل زمین آمار، مطالعه موردی: مخزن بنگستانی میدان زیلابی، جنوب غرب ایران

سمیه خرم آبادی^۱، بهمن سلیمانی*^۲، حسین شیخ زاده^۳

۱- کارشناسی ارشد نفت گروه زمین شناسی، واحد مرکز تحقیقات دانشگاه آزاد تهران، ایران

۲- استاد گروه زمین شناسی نفت و حوضه های رسوبی، دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید چمران اهواز، ایران

۳- کارشناس ارشد مناطق نفتخیز جنوب، اهواز، ایران

*soleimani_b@scu.ac.ir

دریافت مهر ۱۴۰۲، پذیرش آبان ۱۴۰۲

چکیده

مدل زمین آمار ابزار مفیدی برای پیش بینی پتانسیل نفتی مخازن محسوب می شود. در مطالعه کنونی سعی بر این است که ضمن مروری بر اهمیت مدل زمین آمار در توصیف مخزن، تغییرات پارامترهای پتروفیزیکی مخزن بنگستانی میدان زیلابی را علیرغم تعداد محدود چاههای حفاری شده، مدل سازی و مورد بررسی قرار گیرد. این مخزن کربناته از سازندهای ایلام، سورگه و سروک تشکیل شده و به هشت زون تقسیم گردید. در فرایند مدل سازی، اطلاعات مورد نیاز جهت مدل سه بعدی شامل تفاسیر ژئوفیزیکی، اطلاعات توصیف چاه، و نقشه های دو بعدی همراه با کنترل کیفی آنها در نرم افزار RMS وارد گردید. تهیه مدل ساختمانی بر اساس سطوح سر سازندها و عمق ورود چاهها به آنها صورت گرفت. این داده ها به طور غیر مستقیم و یا مستقیم در نرم افزار موجود با قابلیت گرید بندی بالا جهت ایجاد سطوح استفاده گردید. نقشه همتراز عمقی سر سازند ایلام به عنوان سطح تفسیری، رقومی سازی و به عنوان نقشه کنتوری پایه در نظر گرفته شد. نقشه های هم تراز عمقی سایر زون ها نیز تهیه شد. پیش بینی الگوی توزیع تغییرات اختصاصات پتروفیزیکی مخزن با تکیه به روش های زمین آمار، نقشه های میانگین تخلخل، و اشباع آب تهیه شد. با توجه به نتایج حاصل از مدل سازی آشکار گردید که میدان زیلابی دارای پیچیدگی ساختاری بوده، ناهمگنی مخزن را موجب شده و ریسک پیش بینی رفتار مخزن را بالا برده است. مقایسه زون های مخزنی نشان داد که زون ۳ دارای پتانسیل هیدروکربوری بهتری نسبت به سایر زون ها می باشد. یکی از عوامل مؤثر در بهبود کیفیت مخزنی آن، فرایند دولومیتیزاسیون است. بر اساس تغییرات مقادیر توزیعی اشباع آب و تخلخل خصوصیات مخزنی از جنوب شرق به طرف شمال غرب میدان بهبود می یابد.

کلید واژه: میدان زیلابی، مخزن بنگستان، مدل زمین آمار، تخلخل و اشباع آب، توصیف مخزن

۱-مقدمه

زمین آمار در طول تاریخچه کوتاه خود چندین مرحله تکاملی را با توجه به دامنه روش شناختی خود پشت سر گذاشته است و اساساً با ویژگی‌های حوزه‌های مختلف کاربردی در هم آمیخته است [۱۷]. نخستین تجربه‌ها جهت بکارگیری روش‌های آماری به مفهوم امروزی آن، در محاسبات تخمین ذخیره از حدود ۷۰ سال پیش، با شناسایی مقدماتی الگوهای توزیع طلا در معادن آفریقای جنوبی شروع شد [۱۶، ۵۰، ۵۶، ۷۱]. اگرچه عمده زمینه‌های رشد و توسعه زمین آمار مسئله تخمین ذخائر معدنی بوده ولی صنعت نفت نیز یکی از استفاده‌کنندگان اولیه زمین آمار بشمار می‌رود. در دو دهه اخیر نیز کتب و مقالات بسیاری از پژوهشگران برجسته این علم در زمینه‌های نظری و کاربردی آن منتشر شده است. موارد زیر قابل ذکر است: مدل ناهمگنی [۴۸، ۹۵]، تخمین کریجینگ، حجم سنجی و تهیه مدل و تعیین سطح تماس آب و نفت [۲۸]، توزیع فضایی ویژگی‌های مخزنی [۱۴، ۵۲، ۸۲، ۸۳]، مدل سه بعدی ساختمانی [۷۵]، مدل پتروفیزیکی [۴۲]. کنترل کیفی و درک صحیح اطلاعات زمین شناسی با استفاده از تکنیک 3D-Visualization [۷۳]، طبقه بندی مخازن توربیدیتیه و شبیه سازی جریان ماسه سنگ‌های جزر و مدی [۴۷، ۵۷] و استفاده از زمین آمار و داده لرزه‌ای در مدل مخزن [۱۸، ۳۰، ۵۳، ۶۶].

کاربرد مدل سازی زمین شناسی در ایران محدود به دو دهه گذشته است. از معروفترین نرم افزارهای مدل ساز، نرم افزار RMS (Reservoir Modeling System) متعلق به شرکت Roxar و یا نرم افزار Petrel متعلق به شرکت شلمبرژه نام برد که اولین بار در مطالعه زمین شناسی مخازن آسماری و بنگستان میدان منصور آباد و سپس در تهیه مدل سه بعدی مخزن خامی میدان مارون بکار رفت [۳]. برخی از موارد اهمیت توصیف مخازن کمک به کاهش خطرات مرتبط با فرآیندهای اکتشاف و بهره برداری است. فرآیند شناسایی مخزن یک فرایند پیوسته بوده و از اکتشاف، حفر چاه و حریم میدان هیدروکربنی تا آخرین مراحل توسعه و تولید را در بر می‌گیرد [۲۳، ۲۵].

مطالعه کنونی سعی بر این دارد که ضمن مروری بر کاربرد زمین آمار و اهمیت آن در توصیف مخازن، ویژگی‌های زمین شناسی و مدل زمین آمار مخزن بنگستان با استفاده از نرم افزار RMS و تعیین بهترین زون از نظر پتانسیل مخزنی مورد بررسی قرار دهد.

۲- کاربرد زمین آمار در مطالعات مخزنی

ناهمگونی مخازن یک مشکل کلیدی زمین‌شناسی است که اکتشاف نفت و گاز و توسعه سنگ‌های آواری از مراحل اولیه تا اواخر مدل‌سازی را محدود می‌کند. ناهمگونی مخزن موجود روش‌هایی مانند زمین‌آمار چند نقطه‌ای (MPS) می‌تواند به دقت مدل‌سازی دو بعدی را انجام دهند.

روش‌های سنتی مدل سازی زمین شناسی را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد: مبتنی بر پیکسل و زمین آماری دو نقطه‌ای (مانند شبیه سازی گاوسی کوتاه) [۵۹، ۷۰، ۷۲] و شبیه سازی نشانگر متوالی [۵۱، ۳۲] و روش‌های مبتنی بر شی [۳۳، ۳۹، ۴۰، ۴۴]، که شامل فرآیندهای نقطه علامت گذاری شده [۵۴] و روش‌های بولی Boolean [۵۸] می‌شود.

در آمار کلاسیک، اجزایی یا نمونه‌هایی که از کل جامعه داده‌ها به منظور شناخت آن جامعه برداشته می‌شوند فاقد اطلاعات موقعیتی در فضا است، در حالی که در زمین آمار موقعیت فضایی نمونه‌ها همواره با مقدار کمیت مورد نظر یک جا مورد

تحلیل قرار می‌گیرد. این ارتباط فضایی (فاصله‌ای و جهتی) بین مقادیر یک کمیت در جامعه نمونه‌های برداشت شده ممکن است در قالب ریاضی بیان شود که به آن ساختار گفته می‌شود [۱۰۳].

تکنیک‌های زمین‌آمار، روشهای آماری چند منظوره‌ای هستند که با ترکیب روش‌های قوی ابزاری و پیکسلی بر مبنای الگوریتم‌های رقومی داده‌های کامپیوتری می‌توانند درصد عدم اطمینان را منعکس کنند [۳۱، ۵۵، ۶۳، ۹۴]. در این میان می‌توان از مطالعات انجام شده از نظر شبیه‌سازی دینامیکی مخزن [۵۷]، توصیف سه بعدی و شبیه‌سازی جریانی [۴۷]، [۶۲]، مدل ژئومتری مخزن [۳۷، ۶۰، ۸۲]، مدل رخساره‌ای [۳۶، ۶۸]، بررسی شکستگیهای بزرگ و غارهای درون مخزن [۶۴] و مدل ژئواستاتیکی تخلخل [۱۰۱] را نام برد. علاوه بر این موارد، دلایل خاصی برای ساخت مدل‌های سه بعدی با وضوح بالا وجود دارد [۷۷]. این دلایل عبارتند از:

- لزوم برآوردهای قابل اعتماد از حجم هیدروکربن اصلی موجود در مخزن [۷۸].

- بهینه‌سازی مکان چاه به روشی قوی و اقتصادی، با توجه به عدم قطعیت‌های مدل [۷۴].

- ادغام انواع مختلف داده‌ها (به عنوان مثال، داده‌های دو بعدی و سه بعدی لرزه‌ای، چاه، و تولید در بازه چندین سال)

[۹۱].

- ارزیابی اتصال استاتیکی مخزن [۹۰، ۱۰۰، ۱۰۵].

- سناریوهای مختلف برای شبیه‌سازی پویا برای ارزیابی پیش‌بینی تولید [۶۱].

- تصمیمات مهم در مواجهه با ابهامات زیاد (از نقطه نظر زمین‌آمار) با در نظر گرفتن توزیع مکانی خواص مخزن می‌توانند با قدرت اخذ شوند [۷۷].

موفقیت زمین‌آمار در کاربردهای علوم زمین مدیون توصیف فضایی پدیده‌های زمین‌شناسی مانند پیوستگی‌های سنگ با استفاده از واریوگرام‌ها [۴۵، ۴۹، ۶۹] تا نمایش‌های سه‌بعدی (3D) پدیده‌های طبیعی [۱۰، ۳۱، ۶۵، ۸۰] است. مدل‌های مخزنی خواص پیوسته در ارزیابی منابع هیدروکربنی به طور کلی شامل تخلخل، اشباع سیال و نفوذپذیری است. این ویژگی‌ها هدف نهایی توصیف مخزن *reservoir characterization* است.

توصیف مخزن هیدروکربنی به همه ابزارهایی اطلاق می‌گردد که از نظر مقیاس و توزیع مکانی متفاوت بوده ولی مرتبط با اختصاصات مخزن است (مانند ردلرزه، نمودار چاه پیمایی و داده‌های پتروفیزیکی)، و با ادغام این داده‌ها می‌توان آنرا انجام داد [۱۱، ۱۲، ۱۳، ۷۶، ۸۸، ۸۹، ۹۳]. عبارت دیگر این روش به همه داده‌های مربوط به توانایی ذخیره‌سازی و تولید هیدروکربن مخزن مربوط می‌شود [۲۶، ۱۰۴]. با این حال، میزان موفقیت آمیز بودن توصیف مخزن بستگی به این دارد که چگونه ادغام داده‌های لرزه‌ای، گزارش چاه و زمین‌شناسی انجام شود [۹، ۲۶، ۸۰، ۸۸].

بطور کلی نرم افزارهای زمین‌آمار به دو دسته کلی تقسیم می‌شوند [۵۲]. گروه اول قادر به تجزیه و تحلیل ساختار و همبستگی فضایی داده‌ها به همراه تهیه نقشه‌های دو یا سه بعدی با بکارگیری روش تخمین کریجینگ (Kriging) می‌باشد. در حالیکه گروه دوم فقط قادرند نقشه‌های دو یا سه بعدی تهیه نمایند. عبارت دیگر در روش‌های کلاسیک از آمار کلاسیک ولی در زمین‌آمار از تخمین بر اساس ساختار فضائی موجود در محیط مورد مطالعه (سنگ مخزن هیدروکربوری) استفاده می‌گردد [۱۵، ۲۲، ۲۴]. به این معنی که تخمین زمین‌آمار فرآیندی است که در طی آن می‌توان مقدار یک کمیت

مثلاً (تخلخل یا نفوذ پذیری سنگ مخزن) نقاطی با مختصات معلوم را با استفاده از مقدار همان کمیت در نقاط دیگری با مختصات معلوم به دست آورد.

رده بندی های مختلفی برای مدل های زمین آمار پیشنهاد شده است [۳۵، ۳۸، ۴۳] شامل مدل های کیفی یا مفهومی (Conceptual, Qualitative)؛ فیزیکی یا تجربی (Physical, Experimental)؛ ریاضی و کامپیوتری است. براساس تغییرپذیری متغیرهای مستقل به استاتیک و دینامیک نیز رده بندی می گردد [۸۴]. مدل های ریاضی مورد استفاده در نرم افزارهای علوم زمین شامل قطعی و آماری است [۳۴]:

- مدل های قطعی (Deterministic): مجموعه ای از پارامترهای ورودی وجود دارند ولی حاصل آن یک خروجی یکسان است.

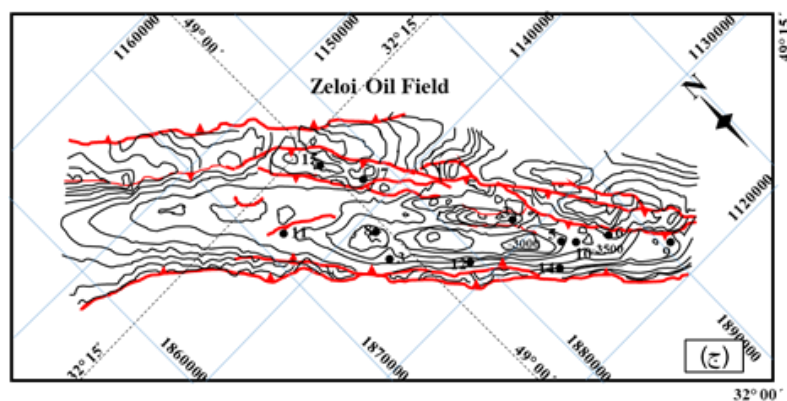
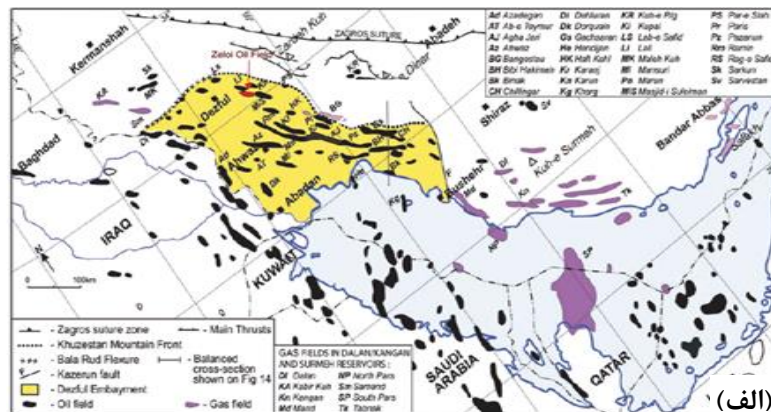
- مدل های احتمالی یا آماری (Probability/Statistic): در مدل های آماری پارامترهای ورودی متغیر خواهد بود و چندین خروجی بدست می آید. برای بدست آوردن نتیجه مطلوب با تکرار مدل و میانگین گیری حاصل می شود. سالیان متمادی تکنیک مدل سازی دو بعدی به عنوان یک روش در توصیف مخازن هیدروکربوری مورد استفاده قرار می گرفت ولی نتایج حاصل از آنها نشان داد که تکنیک فوق جوابگوی نیازمندی ها نمی باشد. علاوه بر آن عدم امکان تکرار، عدم لحاظ همه نا هماهنگی ها، مقیاس های مختلف در مدل سه بعدی، عدم اطمینان و زمان بر بودن فرایند از جمله معایب این روش ها می باشد.

۳- موقعیت زمین شناسی ناحیه مورد مطالعه

میدان زیلابی در قسمتی از زاگرس چین خورده در فرو افتادگی دزفول شمالی قرار دارد. این میدان یک تاکدیس نامتقارن و کشیده که در فرو افتادگی دزفول واقع شده است در این میدان دو مخزن آسماری و بنگستان کشف شده است، همچنین شیب یال جنوبی بیشتر از شیب یال شمالی می باشد. عمده نفت تولیدی از این میدان از سازند آسماری حاصل می گردد. ابعاد این میدان در افق آسماری ۳۹ کیلومتر طول و عرض متوسط ۶/۵ (حداکثر ۸/۵ کیلومتر) کیلومتر می باشد [۲].

مخزن بنگستان میدان زیلابی با حفر چاه شماره ۵ در سال ۱۳۵۴ شمسی کشف گردید. تاکنون ۱۹ حلقه چاه در این میدان علامت گذاری شده است [۴]. مطالعه مقدماتی زمین شناسی مخزن بنگستان میدان توسط [۱، ۷، ۸] انجام گردید. از لحاظ ساختاری میدان مطالعاتی توسط [۲، ۶، ۲۹، ۹۶] صورت گرفته است. بوردانوف و هگره نیز تاثیر تکتونیک را بر تشکیل تله های نفتی در زاگرس بررسی نمودند [۲۰]. این مطالعات نشان دادند که میدان زیلابی از پیچیده گی زیادی برخوردار است.

مخزن بنگستان میدان زیلابی دارای ۳ حلقه چاه اکتشافی شماره ۵ و ۸ و ۱۰ می باشد که فقط چاه شماره ۸، چاه تولیدی این مخزن می باشد و چاه شماره ۵ و ۱۰ بدلیل رسوب آسفالتین قادر به تولید نمی باشند و در نتیجه با تکیه بر اطلاعات هر سه چاه، عملیات مدل سازی این مخزن انجام گردید. مخزن بنگستان میدان زیلابی یک مخزن گاز میعانی می باشد و به هشت زون تقسیم گردیده که زون یک در سازند ایلام، زون دو در سازند معادل سورگاه و زون های سه تا هشت در سازند سروک قرار دارند (جدول ۱). مختصات میدان عبارتست از: "۴۰' ۲۳" ۳۱° شمالی "۵۴' ۳۸" ۵۰° شرقی.



شکل ۱- موقعیت میدان نفتی زیلایی در (الف) فروافتادگی دزفول در کمربند چین خورده زاگرس [۲۰] و (ب) موقعیت میدان بر روی تصویر ماهواره ای لند ست، (ج) موقعیت چاهها و نقشه UGC رأس افق آسماری [۹۶].

۴- مواد و روش کار

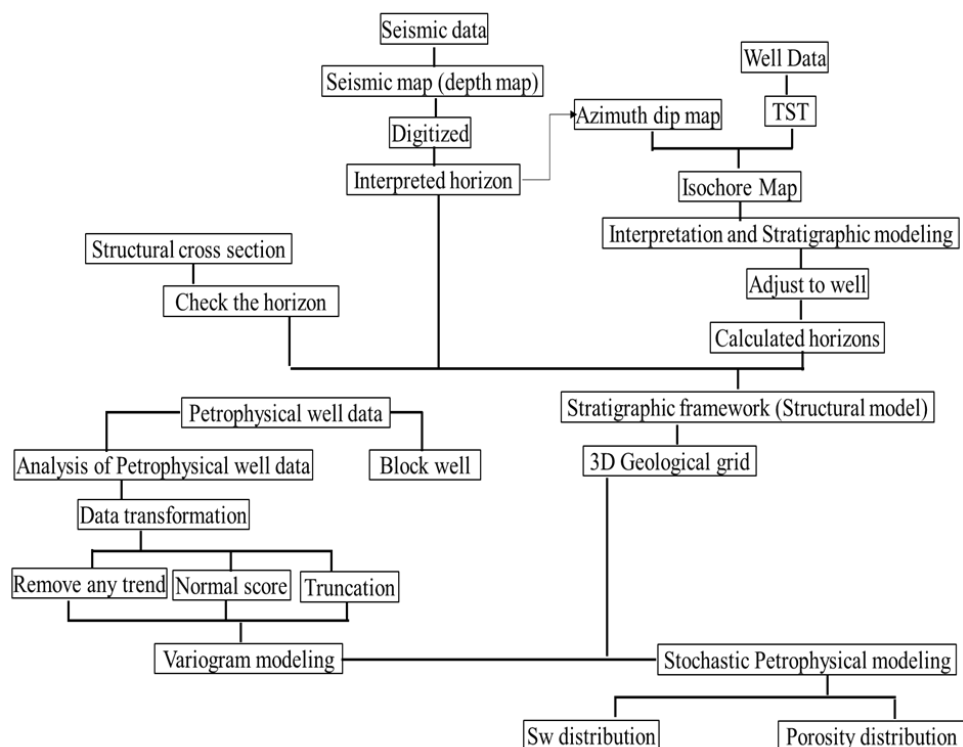
مدل سه بعدی در مطالعه جامع یک مخزن بسیار مفید بوده، این اجازه را می دهد که کنترل کیفی مناسبی از اطلاعات ورودی وجود داشته باشد. از آنجا که مدل دو بعدی از میانگین بخشهای موجود در چاه، درون یابی ساده ای را ارائه می دهد، و در نتیجه مدل سه بعدی نسبت به آن ارجحیت دارد [۸۷]. نرم افزار RMS مدل سازی را به دو روش قطعیت پذیر (یا جزمی و احتمالی) یا تصادفی انجام می دهد. روش اول یک مدل ساده و سریع بر اساس برون یابی داده های چاه است که با مشخص کردن شعاع جستجو در سه جهت X, Y, Z و همچنین امکان استفاده از نقشه روند تغییرات هر پارامتر تهیه می شود. روش احتمالی از روش های زمین آماری جدید که متفاوت از روش های کلاسیک است، بهره می گیرد.

نرم افزار RMS در زمینه مطالعه مخازن هیدروکربنی این توانایی را دارد که با استفاده از داده های پتروفیزیکی چاه ها مانند لاگ های صوتی، هسته ای و الکتریکی و با استفاده از روش های موقعیت یابی و آماری، پارامترهای مختلفی مانند میزان تخلخل، و اشباع آب در هر نقطه را اندازه گیری کند.

بمنظور ارائه مدل استاتیک مخزن به اطلاعات مختلفی نیاز است: (i) داده های به دست آمده از لاگ های پتروفیزیکی ۳ حلقه چاه؛ (ب) نقشه مسیر چاه و منحنی تراز زیرزمینی (UGC) در راس مخزن؛ (iii) داده های به دست آمده از مطالعات مغزه و توصیف سنگ شناسی. مدل سازی در چهار مرحله اصلی به شرح زیر انجام شد: (۱) بارگذاری داده ها و کنترل کیفیت داده ها (داده های ورودی)؛ (۲) مدل ساختمانی؛ (۳) مدل پتروفیزیکی اختصاصات مخزنی؛ (۴) تحلیل عدم قطعیت و محاسبات حجمی.

۴-۱- مراحل مختلف مدل سازی مخزن:

اطلاعات ورودی نرم افزار RMS و قابلیت های آن: این نرم افزار با استفاده از اطلاعات به دست آمده از نرم افزارهای مختلف از جمله Geoframe و یا اطلاعات ارائه شده توسط نرم افزار مفسر داده های لرزه ای از جمله Charisma و Jason و یا بطور کلی هرگونه اطلاعات با فرمت مناسب به عنوان مثال نقشه های زیر سطحی رقومی شده توسط نرم افزار Mapcard یا AutoCAD، مدل سازی مخزن مورد نظر را انجام می دهد. نرم افزار جهت مدل سازی لایه های مختلف به موازات نقشه عمقی ورودی جهت سازند مورد نظر عمل می کند و دیگر زون های مورد نظر را مدل سازی می کند. اطلاعات ورودی این نرم افزار (نتایج تفسیر داده های پتروفیزیکی، اطلاعات چاه، زمین شناسی، رسوب شناسی و نتایج تفسیر ژئوفیزیک) قابل تغییر و تصحیح هستند و می توان شبکه بندی استفاده شده در هر کدام از قسمتهای مختلف را تغییر داد. در شکل ۲ مراحل مختلف مدل سازی مخزن توسط نرم افزار RMS نشان داده شده است.

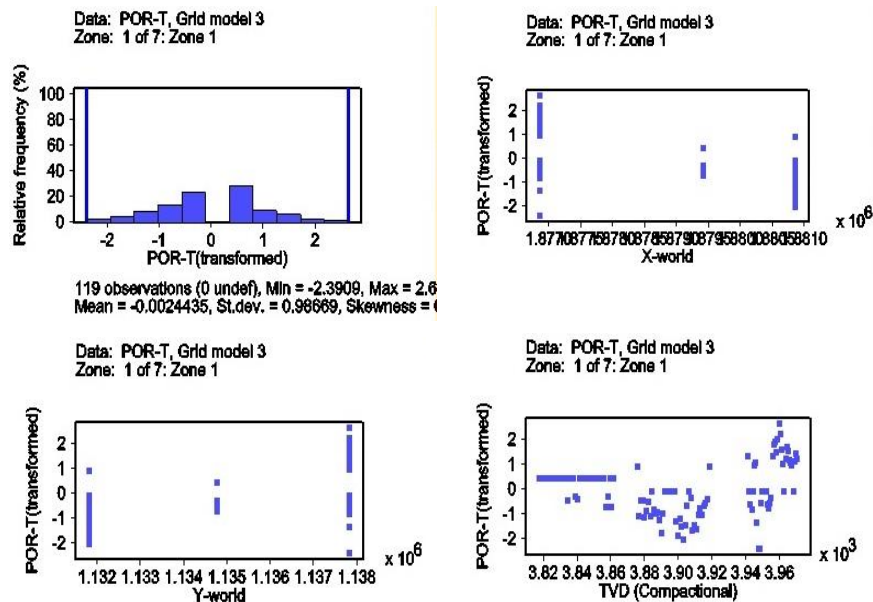


شکل ۲- نمایش شماتیک (فلوچارت) مراحل مدل سازی مخزن در میدان مورد مطالعه

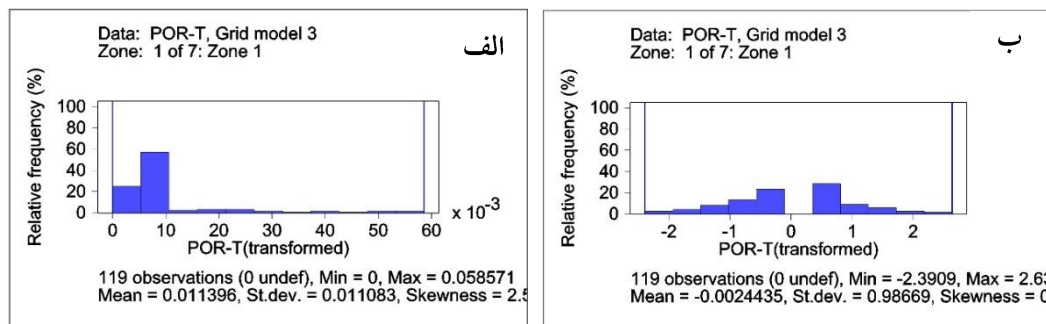
۴-۲- مراحل محاسبات آماری-

دامنه تغییرات یک پارامتر ممکن است در بعضی مواقع تعبیروهای نامناسبی از جامعه ارائه کند. در حالیکه اگر جامعه از دید آماری، جامعه متمرکزی باشد، به علت وجود مقادیر خیلی کوچک و یا خیلی زیاد دامنه تغییرات عدد خیلی بزرگ را نشان می‌دهد. در بعضی از روش های آماری یک دهم و حتی تا یک چهارم از داده‌های بالا و پایین را حذف می‌کنند و بعد از آن دامنه تغییرات داده های باقی مانده را محاسبه می‌کنند. آنالیز داده‌های پتروفیزیکی بر اساس نمودارهای هیستوگرام در این میان کمک فراوانی به حذف داده های پرت از جامعه آماری مورد نظر می‌کند [۴۶، ۱۰۶]. آماده سازی داده‌های ورودی شامل مراحل زیر است [۹۲]:

حذف روند- به طور کلی در زمین آمار باید از داده هایی استفاده کرد که فاقد روند باشند. در صورت وجود روند لازم است قبل از شروع عملیات اثر آن را خنثی کرد و سپس روی مقادیر باقی مانده محاسبات را انجام داد [۴۶، ۹۸]. محاسبه روند خطی داده ها به طور اتوماتیک بر اساس اطلاعات چاه طی سه مرحله می باشد که شامل: حذف روند در جهت ضخامت چاه، برای حذف پیوستگی داده‌ها و تغییرات دیازنتیک سنگ، حذف روند در جهت عمود بر لایه‌ها جهت حذف روند ناشی از محیط رسوبی و نهایتاً حذف روند کلی میدان در جهت عمود بر محور تاق‌دیس جهت حذف تغییرات ناحیه ای داده‌ها صورت می‌گیرد (شکل ۳).



شکل ۷- آنالیز داده ها جهت محاسبه روند در جهت های مختلف مخزن

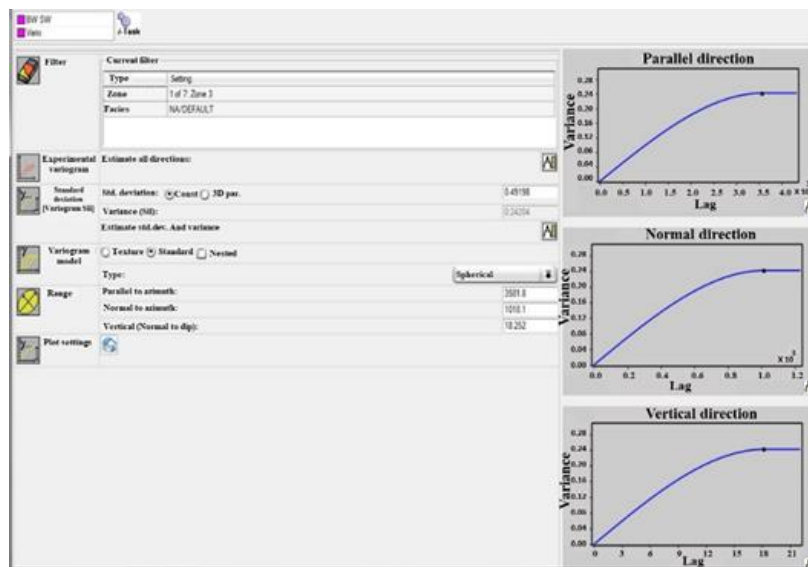


شکل ۸- نمودار هیستوگرام داده های تخلخل زون یک: (الف) قبل و (ب) بعد از نرمال سازی

انتقال داده‌ها - داشتن داده‌هایی که توزیع نرمال دارند در هر حقیقت مجوز استفاده از روش‌های آماری مورد نظر است [۴۶، ۹۷]. نمودار توزیع نرمال به شکل یک منحنی زنگی شکل (Bell shape) کاملاً متقارن است که با پارامترهای آماری میانگین، واریانس که نشان دهنده میزان پراکندگی داده‌ها و در نتیجه گستردگی منحنی توزیع نرمال است، تعریف می‌شود. لذا به طور کیفی می‌توان نرمال بودن توزیع داده‌ها را از روی هیستوگرام داده‌ها (نزدیک به نرمال)، چولگی داده‌ها (نزدیک به صفر)، کشیدگی آنها نزدیک به سه باشد، تشخیص داد. بر این اساس توزیع نرمال داده‌ها برای تخلخل (شکل ۴) و اشباع آب صورت پذیرفت.

- تعیین ساختار فضایی داده‌ها - در زمین آمار با استفاده از داده‌های یک کمیت در مختصات معلوم مقدار همان کمیت را در نقطه‌های دیگر با مختصات معلوم واقع در درون دامنه‌ای که ساختار فضایی حاکم است، تخمین زد. در زمین آمار جهت بررسی وجود یا عدم وجود ساختار فضایی بین داده‌ها لازم است متوسط مربع اختلاف مقادیر داده‌ها به ازاء طول گام‌های مختلف محاسبه کرده و در نتیجه با استفاده از این میانگین مربع اختلاف‌ها به رسم واریوگرام پرداخت [۷۹، ۸۵].

واریانس (پراکندگی حول مقدار میانگین) وابسته به فاصله را واریوگرام می‌نامند. هدف اصلی از برقرار کردن تابع واریوگرام این است که بتوانیم ساختار تغییر پذیری را به خصوص نسبت به فاصله (مکانی یا زمانی) بشناسیم. از واریوگرام رسم شده می‌توان گسترش فضایی که درون آن وابستگی فضایی بین داده‌ها وجود دارد را مشخص کرد، به علاوه واریوگرام می‌تواند مقدار کل تغییر پذیری داده‌ها را به دو مولفه که یکی ساختاردار و تابع موقعیت فضایی (فاصله و جهت) و دیگری که تصادفی است، تقسیم کند (در آمار کلاسیک کل تغییر پذیری را یک مؤلفه تصادفی فرض می‌شود). در زمین آمار مولفه تصادفی واریانس را اصطلاحاً واریانس قطعه‌ای و مؤلفه ساختار دار آن را اصطلاحاً واریانس فاصله‌ای می‌خوانند [۹۹]. بدین ترتیب رفتار تغییرپذیری کمیت‌هایی نظیر تخلخل می‌تواند تصادفی و یا دارای ساختار (تابع فاصله و جهت) باشد [۴۱] (شکل ۵).

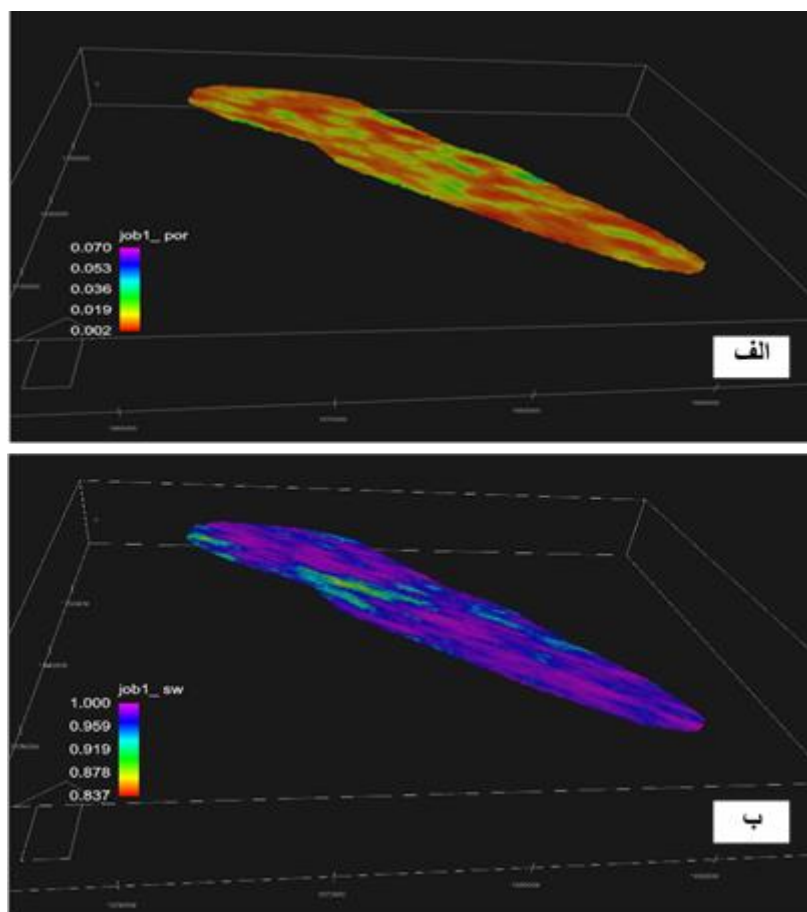


شکل ۵- نمونه واریوگرام تهیه شده توسط نرم افزار RMS

کریجینگ یک روش تخمین است که بر منطق میانگین متحرک وزن دار استوار می‌باشد و بهترین تخمینگر خطی نا اریب می‌باشد [۱۹]. از مهمترین ویژگی‌های کریجینگ آن است که به ازاء هر تخمین خطای مرتبط با آن تخمین را محاسبه می‌کند. بنابراین برای هر مقدار تخمین زده شده می‌توان دامنه اطمینان آن را محاسبه کرد. در نرم افزار RMS بخشی تحت عنوان کریجینگ گنجانده شده که به کاربر امکان انجام تخمین را می‌دهد. در این روش برای تخمین از تخمینگر کریجینگ

استفاده می شود. در مورد آن می توان گفت که بهترین تخمینگر خطی نااریب می باشد. از مهمترین ویژگی کریجینگ آن است که به ازاء هر تخمین خطای مرتبط با آن را می توان محاسبه کرد. بنابراین برای هر مقدار تخمین زده شده می توان دامنه اطمینان آن تخمین را محاسبه کرد. در کریجینگ حاصل، یک عدد بیشتر نیست. زیرا محاسبات از طریق وزن می باشد در نتیجه یک نقشه و یک مدل ارائه می دهد. روش SGS (Sequence Gaussian Simulation) مرحله به مرحله عملیات محاسباتی را انجام می دهد و در هر بار یک نقشه تهیه می شود. کریجینگ و کوکریجینگ تکنیک های زمین آماری هستند که برای اهداف درون یابی (نقشه برداری و کانتوری) استفاده می شوند [۲۱، ۲۷، ۳۱، ۶۷، ۸۱، ۸۶، ۱۰۲]. هر دو روش، اشکال تعمیم یافته مدل های رگرسیون خطی تک متغیره و چند متغیره، برای تخمین در یک نقطه، در یک منطقه، یا در یک حجم هستند. آنها روش های میانگین گیری خطی هستند، مشابه سایر روش های درون یابی. با این حال، وزن آنها نه تنها به فاصله، بلکه به جهت و جهت گیری داده های مجاور به مکان نمونه برداری نشده بستگی دارد.

آخرین قدم این که از توزیع نرمال یک تابع استفاده می شود (میانگین = صفر و تغییر پذیری یک واحد یک واحد باشد). در این حالت به توابع نرمال تبدیل می شوند. در طی انجام مراحل پتروفیزیکی می توان تصویر سه بعدی از بخش های متخلخل و تراوای مخزن را تهیه کرد که با توجه به آن می توان گفت که کدام قسمت ها از ویژگی های مخزنی بهتری برخوردار است. نیز می توان تصویر سه بعدی از اشباع آب را تهیه کرد که با توجه به آن بخش هایی که اشباع آب کمتری دارند، از دیدگاه مخزنی بهتر بوده و از شرایط خوبی برخوردار می باشند (شکل ۶).



شکل ۶- تصویر سه بعدی از توزیع (الف) تخلخل و (ب) اشباع آب در زون یک مخزن بنگستان

۵-بحث

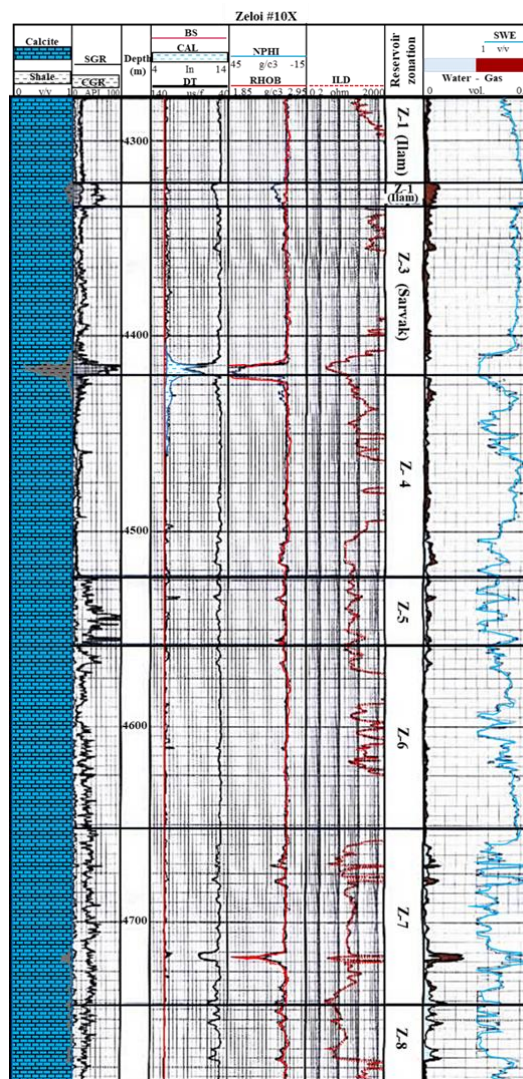
۱-۵- ویژگیهای سنگ شناسی مخزن

مخزن بنگستانی در این میدان به ۸ زون تقسیم شده (شکل ۷) و ویژگیهای هر زون به شرح زیر است.

زون یک - این زون از ابتدای سازند ایلام شروع گردیده و ضخامت متوسط آن ۴۰ متر می باشد، لیتولوژی آن متشکل از سنگ های آهکی و آهکهای دولومیتی از نوع I/III و I/II و I، به رنگ سفید تا خاکستری روشن و خاکستری تا قهوه ای تشکیل شده است. با توجه به نقشه های هم ضخامت، می توان مشاهده نمود که به طرف شرق بیشترین ضخامت را دارد. در این زون میانگین تخلخل مفید ۶۳٪، اشباع آب مفید ۳۸/۸٪ می باشد.

زون دو- این زون در زیر سازند ایلام قرار دارد و ضخامت متوسط آن ۱۰ متر می باشد. لیتولوژی این زون از شیل های قهوه ای تا قهوه ای تیره و سیاه بیتومینه کمی آهک دار تشکیل شده است. با توجه به نقشه های هم ضخامت، در شرق میدان ضخامت این زون نسبت به غرب افزایش می یابد. میانگین تخلخل مفید ۶۴٪، اشباع آب مفید ۵۰/۲٪ می باشد.

زون سه- این زون بلافاصله در زیر بخش شیلی سورگاه قرار گرفته است و ضخامت متوسط این زون ۸۰ متر می باشد. لیتولوژی این زون از سنگ های آهکی از نوع I/III و I/II و I به رنگ سفید تا قهوه ای روشن و یا خاکستری کمی دولومیتی، آرژیلیتی همراه با آثاری از وجود نفت، پلیتیک، کمی انیدریتی می باشد. در بخش تحتانی آن یک لایه شیلی پیریت دار و حاوی فسیل های فراوان می باشد. در نقشه های هم ضخامت این زون دارای روند افزایش ضخامت از غرب میدان به طرف شرق می باشد. میانگین تخلخل مفید ۱۲/۲٪ و اشباع آب مفید پایین می باشد.



شکل ۷- ستون چینه ای مخزن بنگستان در یکی از چاه های مورد مطالعه در میدان زیلابی.

زون چهار- در زیر زون ۳ و بالای زون ۵ از سازند سروک قرار دارد. ضخامت این زون به طور متوسط به ۸۰ متر می‌رسد، از لحاظ لیتولوژی از سنگ آهک‌هایی از نوع I و II و II/III به رنگ سفید تا خاکستری و قهوه‌ای، مادستون تا پکستون، پیریتی، آرژیلیتی، همراه با آثاری از نفت، دولومیتی با تبلور دوباره و کمی ماسه‌ای و حاوی فسیل فراوان از نوع *Dicyclina sp – Dukhania sp – Prealveolina sp* می‌باشد. لایه شیلی به ضخامت یک متر که در قسمت بالایی این زون قرار دارد پیریتی و کمی آهکی است. در نقشه‌های هم ضخامت می‌توان مشاهده کرد که در چاه ۱۰ بیشترین ضخامت و به طرف چاه‌های ۵ و ۸ از ضخامت آن کاسته می‌گردد.

زون پنج- این زون در چاه ۸ بطور کامل حفاری نشده است. ضخامت متوسط این زون ۵۰ متر می‌باشد. از لحاظ لیتولوژی از سنگ‌های آهکی از نوع I/III و II و I به رنگ سفید تا خاکستری، کرم تا قهوه‌ای، مادستون تا پکستون، بیوکلاستیک، کمی رس دار، پلٹی، دولومیتی، با تبلور دوباره کلسیت همراه با آثاری از نفت، کمی انیدریتی و با فسیل‌های شاخص *Dukhania sp – Dicyclina sp – Nezzazata sp – Trocholina sp* همراه است. در نقشه‌های هم ضخامت این زون، ضخامت در سمت شرق میدان کاهش می‌یابد و از سمت چاه ۱۰ به طرف چاه ۵ ضخامت زون افزایش می‌یابد (بطرف غرب میدان).

زون شش- ضخامت این زون به طور متوسط به ۱۰۰ متر می‌رسد. این زون در چاه ۸ حفاری نشده است. از لحاظ لیتولوژی از سنگ‌های آهکی از نوع III و II و I به رنگ خاکستری روشن تا قهوه‌ای، مادستون تا پکستون، با تبلور دوباره بلورهای کلسیت، دولومیتی، همراه با آثاری از نفت تشکیل شده است. در آهک‌های مادستونی استیلولیتی مشاهده شده و دارای میکرو فسیل‌های *Dukhania sp – Alveolinid sp – Heterohelix sp* می‌باشد. ضخامت این زون در چاه ۱۰ کاهش می‌یابد و به طرف چاه ۵ ضخامت این زون افزایش می‌یابد (بطرف غرب میدان).

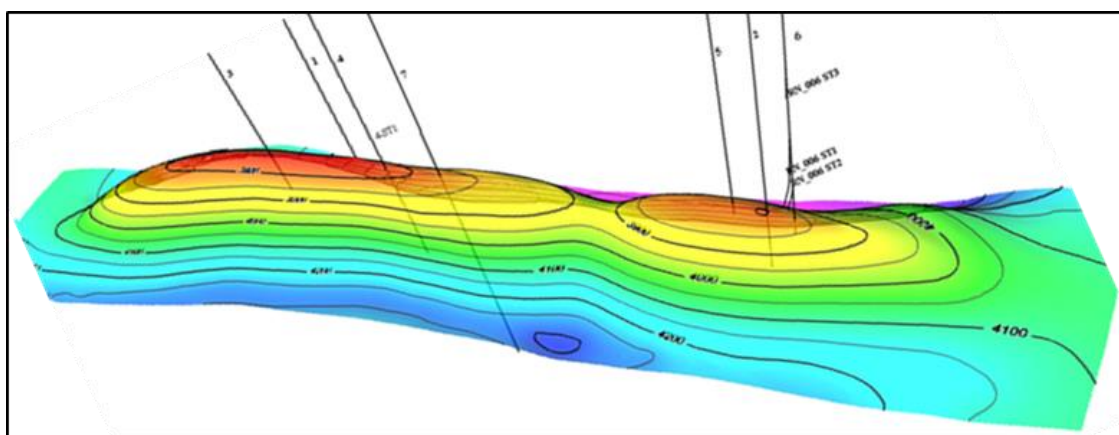
زون هفت- ضخامت این زون بطور متوسط به ۱۰۰ متر می‌رسد. از لحاظ لیتولوژی از سنگ آهک‌هایی از نوع II و I به رنگ سفید تا خاکستری، مادستون دارای انیدریت با فسیل‌های *Dukhania sp – Nezzazata sp – Rudist debris* تشکیل شده است. ضخامت این زون در اطراف چاه ۱۰ کمترین و به طرف چاه ۵ افزایش می‌یابد (به طرف غرب میدان). میانگین تخلخل مفید ۹٪، اشباع آب مفید ۱۸٪ می‌باشد.

زون هشت- این زون در بالای سازند کزدمی قرار دارد. این زون بطور کامل در چاه ۵ و ۱۰ حفاری نگردیده است. از لحاظ لیتولوژی از سنگ‌های آهکی نوع II/I و II و I به رنگ خاکستری روشن تا کرم، با آثاری از نفت، مادستون تا وکستون، رس دار با تبلور دوباره بلورهای کلسیت می‌باشد. میکروفسیل‌های شاخص این زون *Nezzazata – Dukhania sp – Textularia* می‌باشد. میانگین تخلخل مفید ۹/۵٪، اشباع آب مفید ۳۶/۱٪ می‌باشد.

۲-۵- مدل ساختمانی

تهیه سطوح ساختمانی به طور معمول، نقطه آغازین شروع یک مدل مخزنی می‌باشد. سطوح ساختمانی را می‌توان به طور مستقیم از برنامه‌های دیگر مانند ژئوفریم یا *Open work* به مدل وارد ساخت و یا اینکه از طریق ابزارهای کاربردی تهیه نقشه در نرم افزار موجود با قابلیت گرید بندی آن جهت ایجاد سطح استفاده نمود [۵]. در این بخش می‌توان انواع

اطلاعات مربوط به سطوح را اضافه یا کم کرد. این اطلاعات شامل نقشه‌های هم تراز عمقی، اعماق ورود به مخزن بر اساس اطلاعات چاه، اطلاعات ژئوفیزیکی، و خط اثر گسل است. بخش‌های مختلفی در زیر مجموعه سطوح وجود دارد که شامل اداره کردن سطوح، تهیه نقشه‌های هم ضخامت قائم و مدل چینه‌ای است. بدین منظور نقشه هم‌تراز عمقی سر سازند ایلام که بر گرفته از نقشه‌ای ژئوفیزیکی تصحیح شده بود (بر اساس اطلاعات چاه‌های حفاری شده)، رقومی سازی و به عنوان نقشه کنترلی پایه به مدل وارد گردید (شکل ۸). بر اساس اطلاعات فوق نقشه سطح ایلام به عنوان یک سطح تفسیری تهیه گردید. اعماق ورود به بخش‌های مختلف مخزن پس از محاسبه میزان انحراف چاه و بر اساس زون بندی مخزن به عنوان نقاط کنترل چاه جهت ایجاد مدل ساختمانی و تهیه نقشه‌های هم تراز عمقی بر روی دیگر زون‌های مخزن مورد استفاده قرار گرفت. سطوح تهیه شده بر اساس اطلاعات فوق و میزان شیب و آزیموت سر سازند ایلام به عنوان سطوح محاسبه شده ایجاد گردید (شکل ۹). با در نظر گرفتن مسیر چاه میزان ضخامت واقعی هر زون در چاه‌های مختلف محاسبه و نقشه هم ضخامت چینه‌ای تهیه گردید (شکل ۱۰).



شکل ۸ - موقعیت بعضی از چاه‌های حفاری شده و وضعیت ساختاری سه بعدی میدان زیلایی.

با توجه به نتایج حاصله در بخش مدل سازی ساختمانی، میدان زیلایی در منطقه دزفول شمالی واقع گردیده است. تاقدیس میدان زیلایی ساختاری نامتقارن و کشیده دارد. یال جنوبی شیب بیشتری نسبت به یال شمالی داشته و محور ساختمان در غرب به سمت جنوب متمایل شده است (شکل ۱۱). تاقدیس میدان زیلایی با تبعیت از روند کلی زاگرس دارای روند شمال غرب - جنوب شرق می باشد. در یال شمالی و جنوبی این میدان دو گسل معکوس وجود دارد، اما در چاه‌های حفاری شده آثار گسل خوردگی مشاهده نشده است (شکل ۱۲).

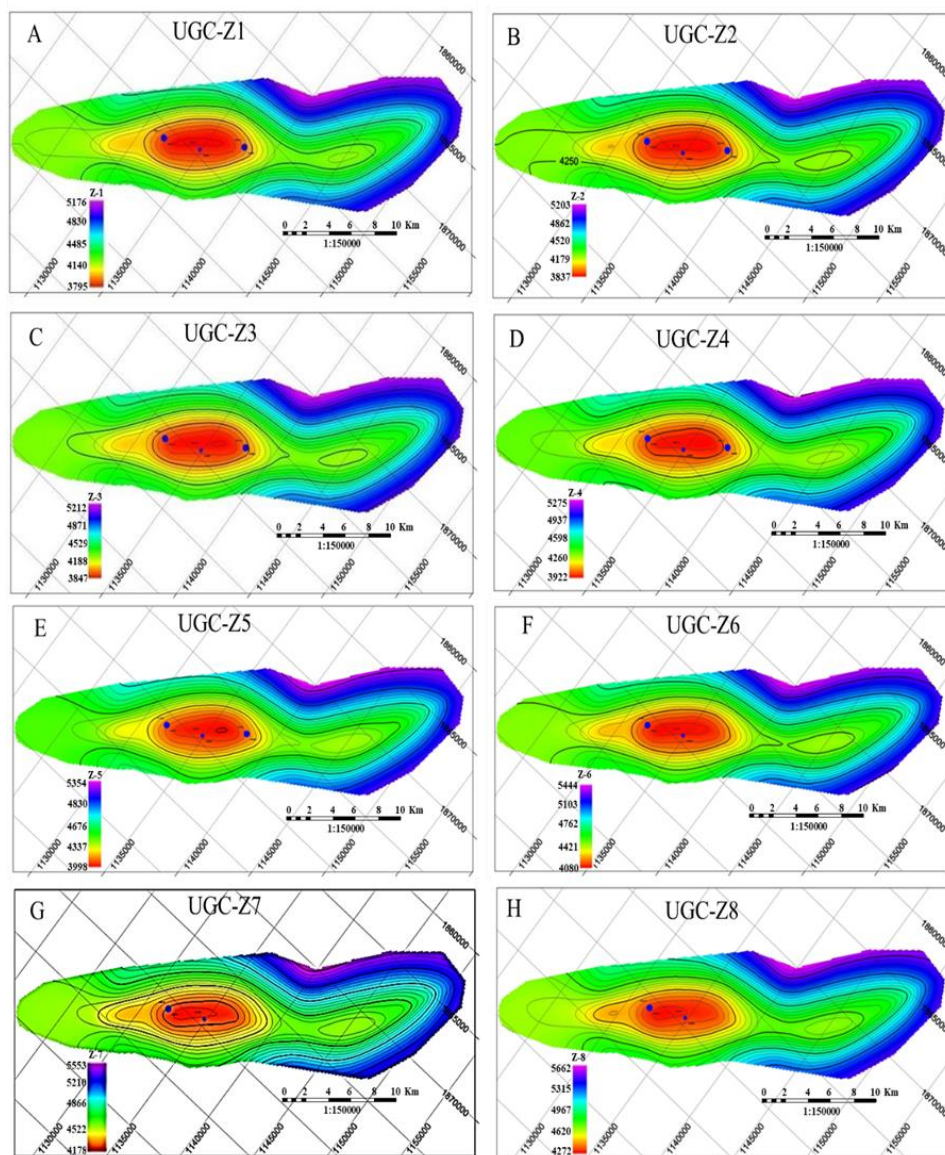
۳-۵- مدل پتروفیزیکی مخزن بنگستان

ایجاد مدل پتروفیزیکی شامل توزیع ویژگی‌های اصلی مخزن مانند میزان تخلخل و اشباع آب در سه بعد است. بمنظور تهیه نقشه‌های توزیع تخلخل و اشباع آب برای هر زون مخزنی، اطلاعات پتروفیزیکی مربوط به سه حلقه چاه تهیه و پس از ترکیب این داده‌ها با اطلاعات انحراف چاه جداول مربوط به هر چاه با فرمت LAS جهت مدل پتروفیزیکی تهیه و به عنوان ورودی اطلاعات چاه به مدل وارد شد (جدول ۱). جهت انجام امور فوق و همچنین محاسبات حجم سنجی مخزن در ابتدا نیاز به تهیه گریدبندی زمین شناسی بوده که بر اساس میزان تغییر پذیری پارامترهای پتروفیزیکی و الگوی زون بندی مخزن تهیه گردید. گرید فوق می‌تواند منفرد و شامل یک سطح در بالا و یک سطح در پایین و یا مولتی زون و شامل

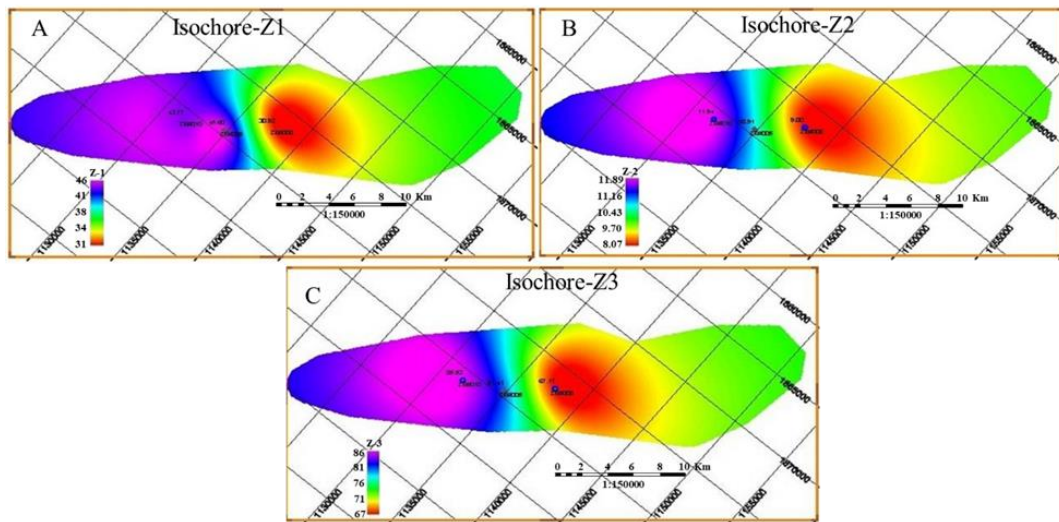
بیش از دو سطح باشد. گریدبندی شامل سطر و ستون در جهت افقی و تعدادی لایه‌ها در جهت قائم باشد. تعداد ۴۶۰۰۰۰ سلول و تعداد ۲۰۰ ستون، تعداد ۵۰ ردیف و نیز تعداد ۴۶۰ لایه می‌باشد (شکل ۱۲-الف).

از آنجا که اطلاعات روندی به صورت یکسری داده‌های پیوسته می‌باشد و سلول‌های ایجاد شده بر اساس گرید فوق بیش از یک مقدار خواهد بود، ابتدا داده‌های فوق به صورت منقطع و شامل متوسط هر سری از داده‌ها برای هر سلول تغییر خواهد یافت که داده‌های بلوک شده نامیده می‌شوند. بدیهی است که مقایسه پارامترهای آماری همچون میانگین، انحراف معیار داده‌های خام و بلوک شده بیانگر میزان دقت در طی مراحل فوق و تهیه گرید زمین شناسی می‌باشد.

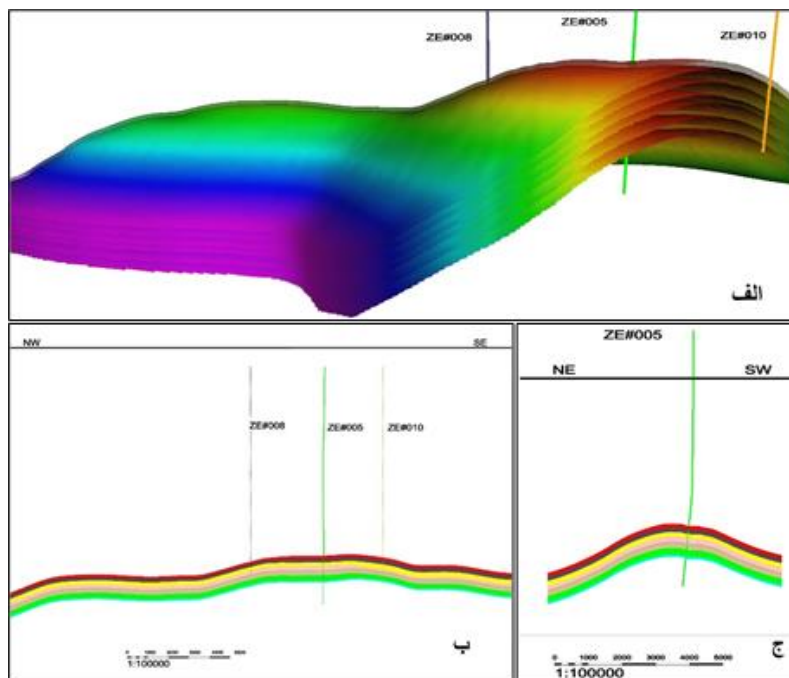
با مدل سازی خواص پتروفیزیکی مخزن شامل تخلخل، اشباع آب و درصد لیتولوژی‌های مختلف حاصل از تفسیر پتروفیزیکی، تغییرات آنها را مشاهده کرد. بدیهی است که این خصوصیات تا شعاع خاصی می‌تواند در نرم افزار تعریف شود، تحت تأثیر هرچاه قرار دارد (شکل ۱۲-ب). با انجام مرحله Block well در مدل‌سازی خواص پتروفیزیکی برای نمایش توزیع پارامترهای آن در چاه‌های مختلف، مرحله درون یابی (Interpolation) انجام گردید.



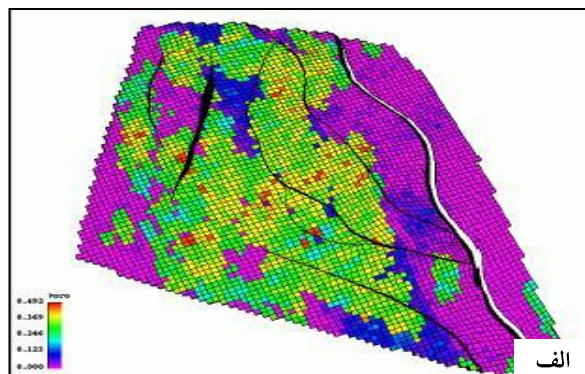
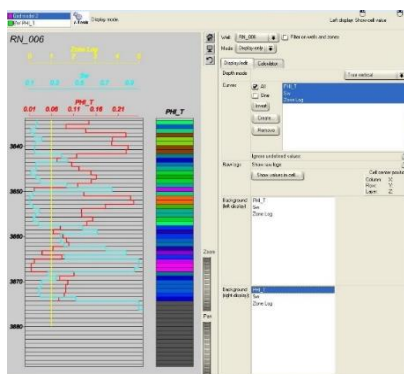
شکل ۹- نقشه همتراز عمقی UGC سر زون های مختلف مخزن بنگستان میدان زیلابی.



شکل ۱۰- نقشه هم ضخامت چینهای Isochore: A-زون ۱، B-زون ۲ و C-زون ۳



شکل ۱۱-مدل سه بعدی ساختمانی (الف)چینه‌ای همراه با موقعیت چاه‌های بنگستانی و نیمرخهای (ب) طولی؛ و (ج) عرضی مخزن بنگستان.



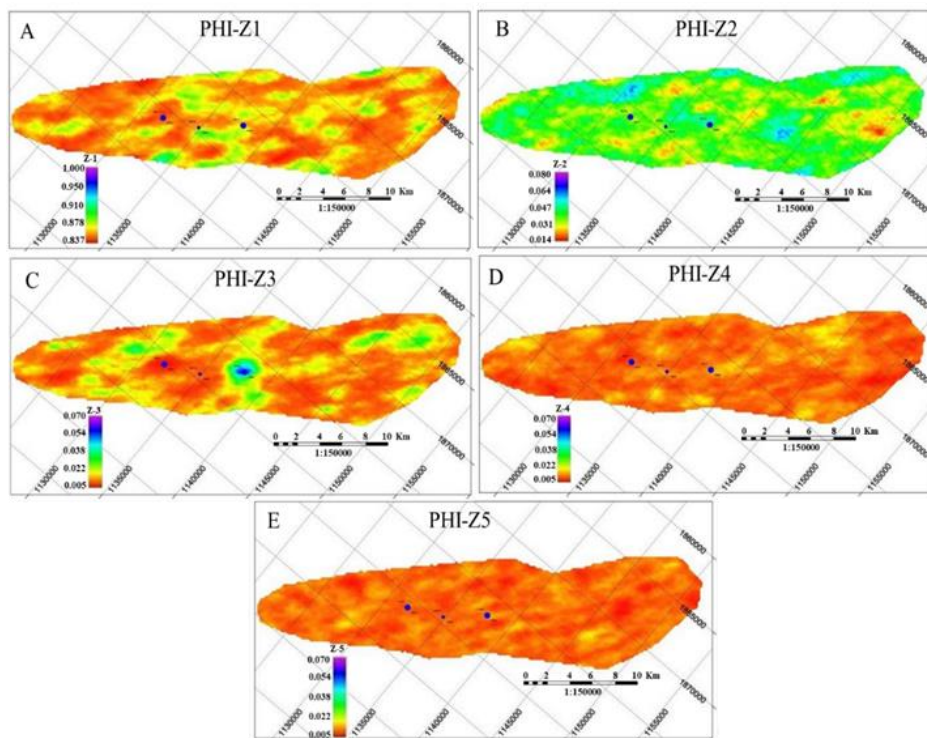
شکل ۱۲- موقعیت چاه های مورد مطالعه و وضعیت ساختاری میدان زیرلایی [۹۶].

شکل ۱۲- الف- شبکه ایجاد شده جهت مدل‌سازی خواص پتروفیزیکی؛ ب- مرحله Block well در مدل‌سازی خواص پتروفیزیکی برای نمایش توزیع پارامترهای مختلف پتروفیزیکی.

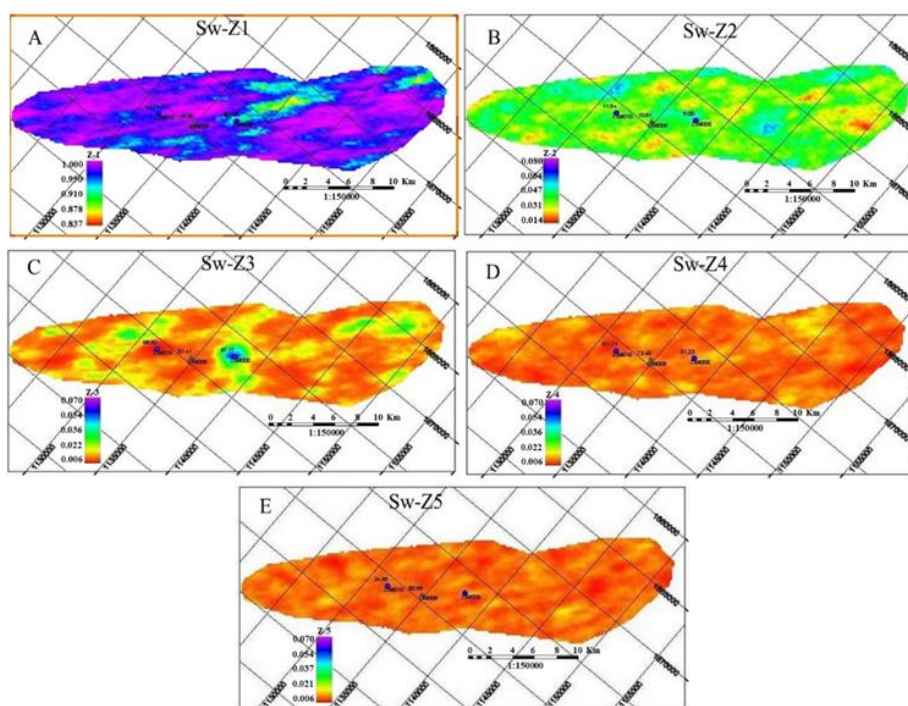
تخلخل یکی از مهم ترین متغیرهای پتروفیزیکی در توصیف منابع هیدروکربنی است، زیرا میزان منافذ موجود برای ذخیره سازی سیال نقش تعیین کننده در کیفیت مخزن دارد. روش های زمین آمار مورد استفاده در مدل سازی تخلخل شامل کریجینگ و شبیه سازی گاوسی متوالی (SGS) است. کریجینگ به طور کلی نتایج صاف تری ایجاد می کند، زیرا واریانس مدل کریجینگ معمولاً کوچکتر از واریانس داده های مورد استفاده در کریجینگ است. بر اساس روش فوق نقشه های توزیع تخلخل (شکل ۱۳) و اشباع آب (شکل ۱۴) برای زون های مختلف مخزن بنگستان تهیه گردید.

جدول ۱ - داده های میانگین تخلخل، اشباع آب و ضخامت خالص به ناخالص در سه چاه ۵، ۸ و ۱۰ میدان زیلایی. علائم عبارتست از: MD entry (mean depth entry); TVD entry (true vertical depth entry); TVT (true vertical thickness entry); MDT (mean depth thickness); TVDT (true vertical depth thickness); N/G (net to gross thickness); SW (water saturation).

Well no	MD entry (m)	Isochore	TVD entry	TVT-entry	MDT	TVDT	Ave. Porosity%	Ave. N/G	Ave. SW%
ZE5	4261	Ilam	3826.28	45.6	46	44.66	0	0	100
	4307	z-2	3874.94	10.91	11	10.69	3.3	0.1	40
	4318	z-3	3881.63	81.41	82	79.7	1	0	100
	4400	z-4	3961.33	73.48	74	71.96	1.2	0	100
	4474	z-5	4033.28	80.59	81	78.76	1	0	100
	4555	z-6	4112.04	106.53	107	104	1	0	100
	4662	z-7	4216.09	105.54	106	103.1	1	0	100
ZE8	4294	Ilam	3939.4	30.92	31	30.93	1.9	0	90
	4325	z-2	3970.32	9	9	8.98	3.9	0.1	70
	4334	z-3	3979.31	67.17	67	66.81	7.3	0	60
	4401	z-4	4046.12	81.23	81	80.77	-	-	-
ZE10	4278	Ilam	3867.71	43.77	44	43.94	0.5	0	100
	4322	z-2	3911.65	11.94	12	11.98	3	0.1	20
	4334	z-3	3923.64	85.52	86	85.88	0.6	0.1	100
	4420	z-4	4009.52	101.71	103	102.5	1	0	100
	4523	z-5	4112.03	34.58	35	34.84	0.9	0	100
	4558	z-6	4146.87	92.92	94	93.59	0.8	0	100
	4652	z-7	4240.46	89.02	90	89.63	1.9	0	90



شکل ۱۳- نقشه توزیع میانگین تخلخل در زون های ۱ الی ۵ مخزن بنگستان میدان زیلایی.



شکل ۱۴- نقشه توزیع میانگین اشباع آب در زون های ۱ الی ۵ مخزن بنگستان میدان زیلابی.

در مدل پتروفیزیکی به روش زمین آمار، بخش های تراوا و متخلخل در زون های مختلف مخزن مشخص گردید. درصد اشباع آب در زون های مختلف مخزن محاسبه گردید. نرم افزار RMS با دقت بالایی این فرآیند را انجام داده و بخش های مفید مخزنی را تعیین نمود. با توجه به آزمایشات سرچاهی انجام گرفته و مدل های تهیه شده، زون ۳ از ویژگی مخزنی بهتری نسبت به سایر زونها برخوردار بوده و با توجه به مدل ساختمانی و پتروفیزیکی و نقشه های میانگین تخلخل، اشباع آب و Net/Gross (NTG) تهیه شده چنین نتیجه گرفته می شود که کیفیت ویژگی های مخزنی مانند تخلخل در چاه شماره ۸ افزایش پیدا کرده و چاه شماره ۵ و ۱۰ فاقد شرایط مخزنی می باشند. مقایسه ویژگی های لیتولوژی زون ها نشان داد که زون ۳ متحمل دولومیتیزاسیون شده است. این فرآیند یکی از عوامل افزایش کیفیت مخزنی محسوب می شود. داده های خروجی نرم افزار از تمام زون ها با در نظر گرفتن میزان ضخامت واقعی آنها همراه با مقادیر تخلخل و اشباع آب و Net/Gross توسط نرم افزار RMS در جدول ۱ ارائه شده است. بررسی داده های پتروفیزیکی مخزن بنگستان نتایج زیر را آشکار می سازد:

سازند ایلام: در چاه شماره ۵ و ۱۰ فاقد ضخامت مفید و تخلخل می باشد و اشباع آب به میزان ۹۰-۱۰۰ درصد را نشان می دهد. در حالیکه میزان تخلخل در چاه ۸ در حد ۶ درصد و میزان اشباع آب ۳۸ درصد می باشد و با توجه به میانگین NTG که خیلی کم می باشد از نظر هیدروکربور ضعیف بنظر می رسد.

سازند سورگاه: در چاه ۵ و ۱۰ فاقد تخلخل می باشد، اما در چاه ۸، تخلخل ۶٪ و اشباع آب ۷۲٪ می باشد. میزان تخلخل در این چاه بهتر از چاه ۵ و ۸ بوده، اما بدلیل اشباع آب بالا و نداشتن ستون هیدروکربوری فاقد ارزش مخزنی می باشد.

سازند سروک: این سازند متشکل از زون های ۳ تا ۸ می باشد، سازند سروک قسمت اصلی سنگ مخزن بنگستان را در میدان زیلابی تشکیل می دهد. زون ۳ در چاه شماره ۵ و ۱۰ فاقد تخلخل و اشباع آب می باشد. اما در چاه ۸ تخلخل در حد ۱۲٪ و آب اشباع شدگی آن پایین بوده، همچنین با توجه به آزمایشات جریان تولید و آزمایش ساق مته زون ۳، زون خوبی جهت تولید هیدروکربور ارزیابی شده است. مخزن بنگستان حاوی گاز میعانی است. زون ۴ با توجه به آزمایشات ساق مته و جریان تولید، و بدلیل تخلخل پائین، فاقد ارزش مخزنی می باشد. چاه ۸ فقط تا زون ۴ حفاری شده و کمترین

ضخامت در چاه‌های بنگستانی را دارا می‌باشد. چاه ۵ و ۱۰ در زون ۵ و ۶ فاقد تخلخل می‌باشند و اشباع آب ۹۰-۱۰۰٪ می‌باشد. در زون ۷ چاه شماره ۱۰، میزان تخلخل ۹٪ و اشباع آب ۱۸٪ را نشان می‌دهد ولی با توجه به آزمایش ساق مته و ضخامت کم هیدروکربور فاقد پتانسیل مخزنی می‌باشد. زون ۸ با توجه به نتایج آزمایش ساق مته و تولید آب سازندی از شرایط مخزنی پایینی برخوردار است.

۶- نتیجه گیری

میدان زیلایی یک تاقدیس نامتقارن و کشیده و مانند اکثر میداین جنوب غرب ایران و فرو افتادگی دزفول دارای راستای شمال غرب - جنوب شرق می‌باشد. یال جنوبی دارای شیب بیشتری نسبت به یال شمالی می‌باشد. مخزن بنگستان از جمله مخازن کربناته رده بندی شده و از لحاظ چینه شناسی متشکل از سازندهای ایلام، سورگه و سروک است. این مخزن به هشت زون تقسیم گردید. مقایسه ویژگی‌های پتروفیزیکی زون‌ها نشان داد که زون ۳ تنها زون مخزنی بوده، و یکی از عوامل بهبود کیفیت مخزنی آن نسبت به سایر زون‌ها، فرایند دولومیتیزاسیون است.

با استفاده از تکنیک‌های زمین آمار، دانش مربوط به مخزن کربناته بنگستانی میدان زیلایی در زمینه درصد اطمینان و همچنین شناخت ناهمگونی مخزن را افزایش داد. بنابراین مدل زمین آمار توانایی پیش بینی تغییرات پارامترهای پتروفیزیکی مخازن نفتی را افزایش می‌دهد.

مدل سه بعدی ساختمانی (شامل مدل چینه‌شناسی و ساختاری)، نشان داد که میدان زیلایی یک ساختمان دو کوهانه با شیب آرام است. نقشه‌های همتراز زیرزمینی (UGC) مربوط به سرسازندهای مخزنی، و نقشه‌های هم‌ضخامت (ایزوکور) برای زون‌های مختلف مخزن تهیه گردید. مدل ساختمانی بی شک ما را به شناخت الگوی ساختاری مخزن راهنمایی کرده و می‌توان گسل و شکستگی‌هایی که ساختار مخزنی را تحت تاثیر خود قرار داده، را شناسایی نمود. علیرغم وجود دو گسل معکوس در یال شمالی و جنوبی و پیچیدگی ساختاری میدان، توالی طبقات در چاه‌های حفاری شده طبیعی بوده و فاقد آثار گسل خوردگی هستند. با توجه به نقشه‌های میانگین تخلخل، اشباع آب و ضخامت خالص به کل، چنین نتیجه گرفته می‌شود که زون ۳ دارای هیدروکربور بوده و از ویژگی مخزنی بهتری برخوردار می‌باشد. زون‌های دیگر به علت پایین بودن درصد تخلخل و بالا بودن اشباع آب، فاقد پتانسیل مخزنی می‌باشند. مخزن بنگستان حاوی گاز میعانی است.

تشکر و قدردانی

مؤلفین لازم می‌دانند که از همکاری و حمایت‌های بخش پژوهشی دانشگاه شهید چمران اهواز، مدیریت محترم ارتباط صنعت با دانشگاه شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب و نیز از داوران مقاله آقایان دکتر علیرضا بشری (رئیس انجمن زمین شناسی نفت ایران) و دکتر علی بهداد (شرکت ملی نفت ایران) تشکر و قدردانی می‌گردد.

منابع

- [۱] پیرامون، ا. بهمنی، د.، ۱۳۷۷، مطالعه مخزن بنگستان میدان زیلایی، گزارش شماره پ-۴۷۷۵، شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب ایران
- [۲] سراج، م.، ۱۳۸۴، تحلیل ساختاری مقدماتی میداین نفتی مناطق نفت خیز جنوب، گزارش پ-۵۶۱۳، اهواز.
- [۳] شیخ زاده، ح.، ۱۳۸۹، مطالعه زمین شناسی و تهیه مدل سه بعدی مخزن خامی میدان مارون، گزارش شماره م- ۶۹۱۱، شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب ایران
- [۴] قربانی قشقایی، ا.، ۱۳۸۵، مطالعه زمین شناسی مخزن بنگستان میدان زیلایی، گزارش شماره پ-۵۷۷۷، شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب ایران.

- [5] قنواتی، ک.، حق پرست، ق.، ۱۳۸۵، مطالعه جامع مخزن بنگستان میدان منصوری، فاز تعیین مشخصات مخزن، شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب ایران.
- [6] گلال زاده، ع.، و ارزانی، ع.، ۱۳۸۹، نتایج حاصل از برداشت پردازش و تفسیر داده های سه بعدی لرزه ای میدان زیلابی، گزارش پ-۷۰۳۳، اداره مطالعات شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب، اهواز.
- [7] موازی، غ.، زیدونی، م.، پورقاسم، ب.، ۱۳۸۳، مطالعه مخزن بنگستان میدان زیلابی به روشهای محاسبات حجمی، شبیه سازی سیال، موازنه مواد. گزارش داخلی مناطق نفت خیز جنوب-گ پ-۵۵۹۹
- [8] نورالدینی، م.ع.، ۱۳۶۳، مطالعه مقدماتی زمین شناسی مخزن بنگستان میدان زیلابی، گزارش پ-۳۸۹۳، شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب ایران.

- [9] ADAGUNODO, T.A., SUNMONU, L.A., ADABANIJA, M.A., 2017, Reservoir characterization and seal integrity of Jemir field in Niger Delta, Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, **129**, 779-791. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.02.015>
- [10] ADELU, A.O., ADEREMI, A.A., AKANJI, A.O., SANUADE, O.A., KAKA, S.L.I., AFOLABI, O., OLUGBEMIGA, S., OKE, R., 2019, Application of 3D static modeling for optimal reservoir characterization. *Journal of African Earth Sciences*, **152**, 184-196.
- [11] ADELU, A.O., SANUADE, O.A., OBOH, E.G., OFFEH, E.O., ADEWALE, T., MUMUNI, O.S., OLADAPO, M.I., OMOLAIYE, E.G., 2016, Hydrocarbon field evaluation: case study of Tadelu field shallow offshore Western Niger Delta, Nigeria. *Arab J Geosci*, **9**, 116-
- [12] AIZEBEOKHAI, A.P., and OLAYINKA, I., 2011, Structural and stratigraphic mapping of Emi Field, Offshore Niger Delta," *Journal of Geology and Mining Research*, **3 (2)**, 25-38.
- [13] AKANJI, A.O., SANUADE, O.A., KAKA, S.I., BALOGUN, I.D., 2018, Integration of 3D seismic and well log data for the exploration of Kini Field, Offshore Niger Delta. *Pet Coal*, **60**, 752-761.
- [14] AL-KHALIFEH M., AND MAKKAWI M., 2002, The import of data integration on geostatistical porosity modeling: A case study from the Berri field, *Saudi Arabia. Journal of Petroleum Geology*, **25 (4)**, 485-498. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2002.tb00096.x>
- [15] AMANIPOOR, H., 2017, Productivity index modeling of Asmari reservoir rock using geostatistical and neural networks methods (SW Iran). *Geodesy and Cartography*, **43(4)**, 125-130. <https://doi.org/10.3846/20296991.2017.1371649>.
- [16] ARMSTRONG, M., 1998, Basic linear geostatistics. Berlin: Springer-Verlag, 1998P. 153.
- [17] AZEVEDO, L., SOARES, A., 2014, Geostatistical joint inversion of seismic and electromagnetic data. *Geosciencias Aplicadas Latino America* 1:45-52.
- [18] BASHORE, W.M., ARAKTINGI, U.G., LEVY, M., and SCHWELLER, W.J., 1994, Importance of a geological framework and seismic data integration for reservoir modeling and subsequent fluid-flow predictions. *Stochastic Modeling and Geostatistics*. Yarus, J.M. and Chambers, R.L. (eds.). American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK. pp. 159-175.
- [19] BIERNACIK, P., KAZIMIERSKI, W., WŁODARCZYK-SIELICKA, M., 2023, Comparative analysis of selected geostatistical methods for bottom surface modeling. *Sensors*, **23**, 3941. <https://doi.org/10.3390/s23083941>.
- [20] BORDENAVE, M.L., AND HEGRE, J.A., 2006, The influence of tectonics on the entrapment of oil in the Dezful embayment, Zagros fold belt, Iran. *J. of petroleum Geology*, **28 (4)**, 339-368. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2005.tb00087.x>.
- [21] CAO, R., ZEE MA, Y., GOMEZ, E., 2014, Geostatistical applications in petroleum reservoir modelling. *J. S. Afr. Inst. Min. Metall.*, **114 (8)**, 625-631.
- [22] CELLMER, R., 2014, The possibilities and limitations of geostatistical methods in real estate market analyses. *Real Estate Management and Valuation*, **22 (3)**, 54-62.
- [23] CHAMBERS, R.L., YARUS, J.M., 2010, Practical geostatistics—An armchair overview for petroleum reservoir engineers, SPE 103357. *J Petrol Technol* 2006:78-86.
- [24] CHAMBERS, R.L., YARUS, J.M., AND HIRD, K.B., 2000, Petroleum geostatistics for nongeostatisticians. *The Leading Edge*, **19 (5)**, 449-560.

- [25] CHOPRA, S., MARFURT, K., 2007, Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization: Geophysical Development Series No. 11, *SEG*, 123–151.
- [26] CHOPRA, S., MICHELENA, R.J., 2011, Introduction to this special section: Reservoir characterization. *The Leading Edge*, **30(1)**, 35-37. DOI: 10.1190/1.3535430.
- [27] DELFINER, P., 2007. Three pitfalls of phi-K transforms. *SPE Formation Evaluation and Engineering*, Dec. 2007. pp. 609-617.
- [28] DERAISME, J., ALLEN, O., and RENARD, D., 2000, Multi-layer reservoir modeling.
- [29] DERIKVAND, B., ALAVI, S.A., ABDOLLAHIE FARD, I., JALALI, L., 2019, Changing in fold geometry from faulted detachment fold to fault-bend fold, a case study: The Zeloi anticline in the Dezful embayment, southwest of Iran. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **173**, 381-401. 10.1016/j.peteng.2018.10.033.
- [30] DEUTSCH, C.V, 2002, Geostatistical reservoir modeling, Oxford University Press, 367p.
- [31] DEUTSCH, C.V. and JOURNEL, A.G., 1992, Geostatistical software library and user's guide. Oxford University Press. 340 pp.
- [32] DEUTSCH, C.V., JOURNEL, A.G., 1998, GSLIB: Geostatistical software library and users guide; Oxford University Press: New York, NY, USA, 369p.
- [33] DEUTSCH, C.V., TRAN, T.T. FLUVSIM, 2002, A program for object-based stochastic modeling of fluvial depositional system. *Comput. Geosci.*, **28**, 525–535.
- [34] DEVKOTA, J.U., and SINGH, R.S., 2010, Deterministic and probabilistic models with applications to modeling fertility data. *Journal of Applied Statistical Science*, **18(2)**, 161-176.
- [35] EMSHOFF, J.R., and SISSON, R.L., 1970, Design and use of computer simulation models. New York: The Macmillan Company, p. 6.
- [36] FALIVENE, O., ARBUES, P., GARDINER, A., PICKUP, G., MUNOZ, J.A., and CABRERA, L., 2006. Best practice stochastic facies modeling from a channel-fill turbidite sandstone analog. *AAPG Bulletin*, **90 (7)**, 1003-1029.
- [37] FERNANDEZ, O., MUNOZ, J.A., ARBUES, P., FALIVENE, O., and MARZO, M., 2004, Three dimensional reconstruction of geological surfaces: AN example of growth strata and turbidite systems from the Ainsa Basin (Pyrenees, Spain). *AAPG Bull.*, **88**, 1049-1068.
- [38] GORDON, G., 1969, System Simulation. New York: Prentice-Hall, Inc. p. 7.
- [39] HALDORSEN, H.H.; DAMSLETH, E., 1990, Stochastic Modeling. *J. Pet. Technol.*, **42**, 404–412.
- [40] HALDORSEN, H.H.; MACDONALD, C.J., 1987, Stochastic modelling of underground reservoir facies (SMURF). In Proceedings of the 62nd SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Dallas, TX, USA, 27–30. September 1987; SPE (7: 16751). Society of Petroleum Engineers: Richardson, TX, USA.
- [41] HAO, T., ZHONG, L., ZHU, T., ZHANG, X., WANG, X., AND ZHANG, L., 2020, A new prediction method of reservoir porosity based on improved Kriging interpolation. *J. Phys.: Conf. Ser.* 1707 012018. 2020 International Conference on Physics, *Mechanics and Mathematical Science*. doi:10.1088/1742-6596/1707/1/012018.
- [42] HAUGE, R., SYVERVEEN, A.R., and MACDONALD, 2003, Modeling facies bodies and petrophysical trends in turbidite reservoir, SPE 84053, 7P.
- [43] HIGHLAND, H.J., 1970, A taxonomy of models. 8p., ACM Digital Library.
- [44] HJORT, N.L., 1994, Topics in spatial statistics [with discussion, comments and rejoinder]. *Scand. J. Stat.*, **21**, 289–357.
- [45] HOLMES, A.J., STRATTON, M.T., BAILLY, A.R., GOTTSCHALL, J.S., FEITO, Y., HA, P.L., LAVIGNE, A., PERSAUD, K., GAGNON, H.L., KRUEGER, A., MODJESKI, A., ESMAT, T.A., HARPER, L.N., VAN DUSSELDORP, T.A., and HESTER, G.M., 2018, Effects of plyometric- and cycle-based high-intensity interval training on body composition, aerobic capacity, and muscle function in young females: a field-based group fitness assessment. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **55 (7)**.
- [46] HOSSEINI, E., GHOLAMI, R., and HAJIVAND, F., 2019, Geostatistical modeling and spatial distribution analysis of porosity and permeability in the Shurijeh-B reservoir of Khangiran gas field in Iran. *J. Petrol. Explor. Prod. Technol*, **9**, 1051–1073. <https://doi.org/10.1007/s13202-018-0587-4>.

- [47] JACKSON, P.L., MELTZOFF, A.N., and DECETY, J., 2005, How do we perceive the pain of others? A window into the neural processes involved in empathy. *NeuroImage*, **24(3)**, 771–9. doi: 10.1016/j.neuroimage.2004.09.006.
- [48] JENNINGS, A.L., DAVIES, A.N., HIGGINS, J.P.T., GIBBS, J.S.R., and BROADLEY, K.E., 2002, A systematic review of the use of opioids in the management of dyspnoea FREE. *Thorax*, **57(11)**.
- [49] JONES, T.A., and MA, Y.Z., 2001, Geologic characteristics of hole-effect variograms calculated from lithology-indicator variables. *Mathematical Geology*, **33**, 615-629.
- [50] JOURNAL, A.G., AND HUIJBREGTS, C.J., 1978, Mining geostatistics. Academic Press, New York. 600 pp.
- [51] JOURNAL, A.G., and ISAACS, E.H., 1984, Conditional indicator simulation: Application to a Saskatchewan uranium deposit. *J. Int. Assoc. Math. Geol.*, **16**, 685–718.
- [52] KAMALI, M.R., OMIDVAR, A., and KAZEMZADEH, E., 2013, 3D Geostatistical modeling and uncertainty analysis in a carbonate reservoir, SW Iran. *J. of geological Research*, 2013, Article ID 687947.
- [53] KELLKER, M., and PEREZ, G., 2002, Applied geostatistics for reservoir characterization, Society of Petroleum Engineers Inc., 264p.
- [54] KLEINGELD, W.J., LANTUEJOL, C., PRINS, C.F., and THURSTON, M.L., 1997, The conditional simulation of a Cox process with application to deposits with discrete particles. In *Geostatistics Wollongong '96*; Baafi, E.Y., Schofield, N.A., Eds.; Kluwer Academic. Dordrecht, The Netherlands, 683–694.
- [55] KOK, M.V., and ULKER, B., 2007, Reserve estimation using geostatistics. *Energy Sources, Part A: Recovery, Utilization, and Environmental Effects*, **30(2)**, 93-100.
- [56] KRIGE, D.G., 1951, A statistical approach to some basic mine valuation problems in the Witwatersrand. *Journal of the Chemical, Metallurgy, and Mining Society of South Africa*, **52**, 119-139.
- [57] LABOURDETTE, R., PONCET, J., SEGUIN, J., TEMPLE, F., HEGER, J. and IRVING, A., 2006, Three-dimensional modeling of stacked turbidite channels in West Africa: impact on dynamic reservoir simulation. *Petroleum Geoscience*, **12**, 335-345.
- [58] LANTUEJOL, C., 1987, Geostatistical simulation: Models and algorithms. *Minerva Ginecol.* **39**, 503–510.
- [59] Le Loc'h, G., and Galli, A., 1997, Truncated Plurigaussian method: Theoretical and practical points of view. In *Geostatistics Wollongong*; Kluwer Academic Publishers: Dordrecht, The Netherlands, 211–233.
- [60] LI, H., and WHITE, C.D., 2003, Geostatistical shale models for a deltaic reservoir analog from 3D GPR data to 3D flow modeling, AAPG Annual Convention Salt Lake City, Utah, May 11-14, 6P.
- [61] LIM, J., SON, C.B., and KIM, S., 2023, Scenario-based 4D dynamic simulation model for in-situ production and yard stock of precast concrete members. *Journal of Asian Architecture and Building Engineering*, **22(4)**, 2320-2334. <https://doi.org/10.1080/13467581.2022.2145214>.
- [62] LIU, Y., SPENCER, S., 2004, Dynamic simulation of grinding circuits. *Minerals Engineering*, **17(11-12)**, 1189-1198.
- [63] LIU, Y.Z., 2003, Algorithm Research for Text Information Extraction Based on Hidden Markov Model. Master's Thesis, Hunan University, Changsha.
- [64] LOUCKS, R.G., MESCHER, P. K., and MCMECHAN, G.A., 2004, Three dimensional architecture of a coalesced paleocave system in the Lower Ordovician Ellenberger Group, central Texas, *AAPG Bull.*, **88**, 545-564.
- [65] MA, Y.Z., 2009, Propensity and probability in depositional facies analysis and modeling. *Mathematical Geosciences*, **41**. 737-760. doi: 10.1007/s11004-009-9239-z.
- [66] MA, Y.Z., GOMEZ, E., YOUNG, T.L., COX, D.L., LUNEAU, B., and IWERE, F., 2011, Integrated reservoir modeling of a Pinedale tight-gas reservoir in the Greater Green River Basin, Wyoming. Uncertainty Analysis and Reservoir Modeling. In: Ma, Y.Z., and La Pointe, P., (eds.). AAPG Memoir 96. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK.

- [67] MA, Y.Z., SETO A., and GOMEZ, E., 2008, Frequentist meets spatialist: a marriage made in reservoir characterization and modeling. SPE 115836, Society of Petroleum Engineers, Annual Technical Conference and Exhibition. SPE, Denver, CO.
- [68] MA, Y.Z., SETO, A., and GOMEZ, E., 2009, Depositional facies analysis and modeling of Judy Creek reef complex of the Late Devonian Swan Hills, Alberta, Canada. *AAPG Bulletin*, **93 (9)**, 1235-1256. doi: 10.1306/05220908103.
- [69] MALEKI, M.; EMERY, X.; MERY, N., 2017, Indicator variograms as an aid for geological interpretation and modeling of ore deposits. *Minerals*, **7**, 241.
- [70] MARINI, M.; FELLETTI, F.; BERETTA, G.P.; TERRENGHI, J., 2018, Three geostatistical methods for hydrofacies simulation ranked using a large borehole lithology dataset from the Venice Hinterland (NE Italy). *Water*, **10**, 844.
- [71] MATHERON, G., 1963, Principles of geostatistics. *Economic Geology*, **58**, 1246-1266.
- [72] MATHERON, G., BEUCHER, H., DE FOUQUET, C., GALLI, A., GUERILLOT, D., RAVENNE, C., 1987, Conditional simulation of the geometry of fluvio-deltaic reservoirs. In Proceedings of the 62nd SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Dallas, TX, USA, 27–30 September 1987; SPE Paper No. 167563. Formulation Evaluation and Reservoir Geology Society of Petroleum Engineers: Richardson, TX, USA, 591–599.
- [73] MING-LI, B., XIAO-GANG, X., CAI-HONG, L., & GUO-QIANG, C., 2019, Discussion on 3D visualization model of geological structure. *Journal of Physics: Conference Series*, **1345(5)**, 052014. doi:10.1088/1742-6596/1345/5/052014.
- [74] MIRZAEI-PAIAMAN, A., SANTOS, S.M.G., SCHIOZER, D.J., 2022, Iterative sequential robust optimization of quantity and location of wells in field development under subsurface, operational and economic uncertainty. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **218**, 111005 <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2022.111005>.
- [75] MITRA, S., and LESLIE, W., 2003, Three dimensional structural model of the Rhourde el Baguel field, Algeria, *AAPG Bull.*, **87**, 231-250.
- [76] MODE, A.W., AND ANYIAM, A.O., 2007, Reservoir characterization: Implications from petrophysical data of the “Paradise-Field”, Niger Delta, Nigeria. *Pacific Journal of Science and Technology*, **8**, 194-202.
- [77] NORMANDO., M.N., DO NASCIMENTO JR., D.R., FILHO, F.N., BATEZALLI, A., DOS SANTOS, F.H., OLIVEIRA, K.M.L., DE ALMEIDA, N.M., 2022, A proposal for reservoir geostatistical modeling and uncertainty analysis of the Curimã Field, Mundaú Sub-Basin, Ceará Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **114**, 103716.
- [78] NWANKWO, C.N., OHAKWERE-EZE, M., AND EBENIRO, J.O., 2015, Hydrocarbon reservoir volume estimation using 3-D seismic and well log data over an X-field, Niger Delta Nigeria. *J. Petrol. Explor. Prod. Technol.*, **5**, 453–462.
- [79] OLIVER, M.A., AND WEBSTER, R., 2014, A tutorial guide to geostatistics: Computing and modelling variograms and kriging. *CATENA*, **113**, 56-69.
- [80] OSINOWO, O.O., AYORINDE, J.O., NWANKWO, C.P., EKENG, O.M., TAIWO, O.B., 2018, Reservoir description and characterization of Eni field Offshore Niger Delta, southern Nigeria. *J Petrol Explor Prod Technol*, **8**, 381–397.
- [81] PAPOULIS, A., 1965, Probability, random variables and stochastic processes. McGraw-Hill, New York. 583 pp.
- [82] PYRCZ, M.J., CATUNEANU, O., and DEUTSCH, C.V., 2005, Stochastic surface-based modeling of turbidite lobes. *AAPG Bulletin*, **89 (2)**, 177-191.
- [83] PYRCZ, M.J., and DEUTSCH, C.V., 2014, Geostatistical reservoir modeling, 2nd ed. Oxford University Press, 433p.
- [84] QUINN, N.W.T., TANSEY, M.K., and LU, J., 2021, Comparison of deterministic and statistical models for Water Quality Compliance Forecasting in the San Joaquin River Basin, California. *Water*, **13**, 2661.
- [85] REZVANDEHY, M., and DEUTSCH, C.V., 2017, Horizontal variogram inference in the presence of widely spaced well data. *Petroleum Geoscience*, **24**, 219 – 235. <https://orcid.org/0000-0002-1252-3234>.
- [86] Rivoirard, J. 2001, Which models for collocated cokriging? *Mathematical Geology*, **33**, 117-131.

- [87] ROXAR SOFTWARE SOLUTION, 2003, RMS user guide release 7.0.
- [88] SANUADE, O.A., AKANJI, A.O., OLADUNJOYE, M.A., OLAJO, A.A., FATOBA, J.O., 2017a, Hydrocarbon reservoir characterization of "AY" field, deep-water Niger Delta using 3D seismic and well logs. *Arabian J. Geoscience*, **10**, 1-17.
- [89] SANUADE, O.A., AKANJI, A.O., OLAJO, A.A., OYEYEMI, K.D., 2017b, Seismic interpretation and petrophysical evaluation of SH field, Niger Delta. *Journal of Petroleum Exploration and Production Technology*, **8** (1), 51-60.
- [90] SCOTT, J.A., PUJOL, M., GYÖRE, D., STUART, F.M., GILFILLAN, S.M.V., 2021, Determining static reservoir connectivity using noble gases. *Chemical Geology*, **582**, 120410.
- [91] SIDDIQUI, N.A., MATHEW, M.J., MENIER, D., HASSAAN, M., 2017, 2D and 3D seismic simulation for fault modeling: exploratory revision from the Gullfaks field. *J Petrol Explor Prod Technol* 7, 417–432. <https://doi.org/10.1007/s13202-016-0301-3>.
- [92] SOLEIMANI, B., NAZARI, K., BAKHTIAR, H.A., HAGHPARAST, G., and ZANDKARIMI, G., 2008, Three-Dimensional geostatistical modeling of oil reservoirs: A case study from the Ramin oil field in Iran. *Journal of Applied Sciences*, **8**, 4523-4532.
- [93] SRIVASTAVA, R.M., 1994, An overview of stochastic methods for reservoir characterization. In: Stochastic modeling and geostatistics: Principles, methods and case studies. In: Yarus, J.M., and Chambers, R.L., (edt.), Computer application in geology, AAPG, **3**, Tulsa, Oklahoma, USA, 379P.
- [94] STREBELLE, S., and JOURNEL, A., 2001, Reservoir modeling using multiple point statistics: Presented at the Society of Petroleum Engineers Annual Technical Conferences and Exhibition, SPE Paper 71324, 10p.
- [95] SWEET, M. L., BLEWDEN, C. J., CARTER, A. M. & MILLS, C. A., 1996, Modeling heterogeneity in a low-permeability gas reservoir using geostatistical techniques, Hyde Field, southern North Sea. *AAPG Bulletin*, **80**, 1735-1719.
- [96] TALEBI, H., ALAVI, S.A., SHERKATI, SH., GHASSEMI, M.R., and GOLALZADEH, A.R., 2018, In-situ stress regime in the Asmari reservoir of the Zeloi and Lali oil fields, northwest of the Dezful embayment in Zagros fold-thrust belt, Iran. *Geosciences*, **106**, 53-68.
- [97] VAROUCHAKIS, E.A., 2021, Gaussian Transformation Methods for Spatial Data. *Geosciences*, **11**, 196. <https://doi.org/10.3390/geosciences11050196>.
- [98] WADA, K., 2020, Outliers in official statistics. *Jpn J Stat Data Sci* 3, 669–691. <https://doi.org/10.1007/s42081-020-00091-y>.
- [99] WANG, L., HE, J., ZHANG, T., and ZHU, P., 2014, Research on geostatistical analysis approaches. *Journal of Chemical and Pharmaceutical Research*, **6**(6), 1796-1799.
- [100] WANG, Z., LI, R., DING, Y., and WU, J., 2019, Reservoir Classification and Evaluation Method Based on Storage-permeate and Degree of Heterogeneity. 5th Annual International Workshop on Materials Science and Engineering, IOP Conf. Series. *Materials Science and Engineering*, **585**, 012094. doi:10.1088/1757-899X/585/1/012094.
- [101] WU ET AL., 2006, 3D Stochastic Modelling of Heterogeneous Porous Media-Applications to Reservoir Rocks. *Transport in Porous Media*, **65**, 443-467.
- [102] XU, W., TRAN, T.T., SRIVASTAVA, R.M., and JOURNEL, A.G., 1992, Integrating seismic data in reservoir modeling: the collocated cokriging alternative. SPE 24742. Society of Petroleum Engineers, 67th Annual Technical Conference and Exhibition. SPE, Denver, CO. pp. 833-842.
- [103] YAN, Y., ZHANG, L., and LUO, X., 2020, Modeling three-dimensional anisotropic structures of reservoir lithofacies using two-dimensional digital outcrops. *Energies*, **13**, 4082. doi:10.3390/en13164082.
- [104] YU, X., MA, Y.Z., GOMEZ, E., PSAILA, D., LA POINTE, P.R., LI, S., 2011, Reservoir Characterization and Modeling: A Look Back to See the Way Forward. In: Uncertainty Analysis and Reservoir Modeling: Developing and Managing Assets in an Uncertain World, Ma, Y.Z., La Pointe, P.R, (edt.), AAPG MEMOIR. <https://doi.org/10.1306/13301421M963458>.
- [105] ZHANG, Z., LIU, C., LIU, G., 2019, Dynamic and static comprehensive evaluation method for reservoir connectivity of low-permeability oilfield [J]. *Lithologic Reservoirs*, **31**(5), 108-113. doi: 10.12108/xyqc.20190512.

بازسازی محیط رسوبی و تغییرات سطح آب دریا در سازند آسماری در تاقدیس‌های آسماری و گورپی و میدان نفتی مسجدسلیمان (جنوب غرب ایران)

نواب ورناصری^۱، داوود جهانی^{۲*}، نادر کهنسال قدیم‌وند^۳، محسن پورکرمانی^۴

^۱ دانشجوی دکتری زمین‌شناسی - گرایش رسوب‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

^{۲*} دانشیار، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

^۳ استادیار، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

^۴ استاد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

*d_jahani@iau-tnb.ac.ir

دریافت مهر ۱۴۰۲، پذیرش آذر ۱۴۰۲

چکیده

در این پژوهش دو برش سطحی از سازند آسماری (برش‌های تاکدیس آسماری و تاکدیس گورپی) و یک برش زیرسطحی (چاه ۱۸۶ میدان نفتی مسجدسلیمان) از دیدگاه محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. این برش‌ها در زون ایزه و فروافتادگی دزفول قرار دارند. برش‌های تاکدیس آسماری و چاه ۱۸۶ متعلق به آکی‌تاین تا بوردیگالین و برش تاکدیس گورپی از شاتین تا بوردیگالین رسوبگذاری کرده است. مطالعات پتروگرافی منجر به شناسایی ۱۸ ریزرخساره شده است. این ریزرخساره‌ها در محیط‌های جزر و مدی، لاگون، سد و دریای باز یک رمپ کربناته هموکلینال رسوبگذاری کرده‌اند. تغییرات رخساره‌ای و محیط رسوبی بیانگر تشکیل پنج سکانس رسوبی رده سوم در برش گورپی و سه سکانس رسوبی رده سوم در برش‌های آسماری و چاه ۱۸۶ می‌باشد. تغییرات جانبی ریزرخساره‌ها و سکانس‌های رسوبی نشان می‌دهد که در منطقه مورد مطالعه، حوضه رسوبی به سمت شمال غرب عمیق‌تر شده است. تغییرات سطح آب دریا در سازند آسماری در برش‌های مورد مطالعه تا حدی زیادی متاثر از نوسانات جهانی سطح آب دریا و رویدادهای تکتونیکی الیگومیوسن بوده است.

کلمات کلیدی: سازند آسماری، ریزرخساره، محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکانشی

۱- مقدمه

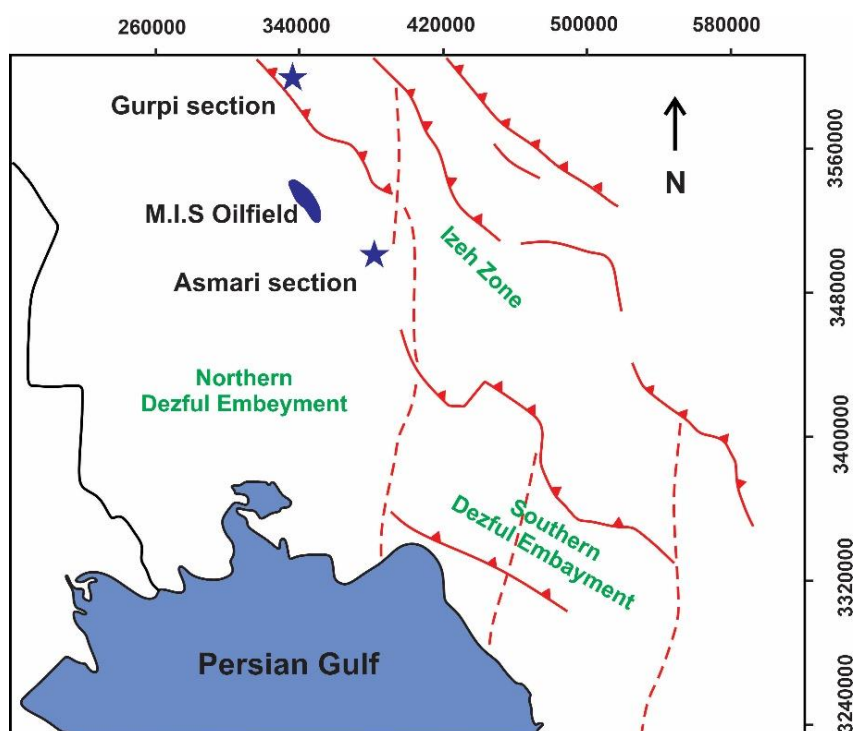
سازند آسماری به عنوان یک سنگ مخزن آهکی در بخش‌های وسیعی از حوضه زاگرس در غرب و جنوب ایران در رشته کوه‌های زاگرس گسترش قابل توجهی دارد. بیشترین ضخامت سازند آسماری در فروافتادگی دزفول ثبت شده است. سازند آسماری بطور عمده از لیتولوژی‌های کربناته (سنگ آهک، دولومیت، سنگ آهک دولومیتی)، سنگ آهک رسی و شیل تشکیل شده است. اما در میدین نفتی شمال فروافتادگی دزفول و جنوب غرب لرستان دارای یک عضو تبخیری به نام کلهر و در جنوب فروافتادگی دزفول دارای یک عضو ماسه‌سنگی است. البته در بسیاری از برش‌های سازند آسماری در نواحی مختلف زاگرس رخساره‌های آواری در تناوب با رخساره‌های کربناته تشکیل شده‌اند [5]. با توجه به گسترش وسیع سازند آسماری در نواحی مختلف زاگرس تغییرات جانبی قابل توجهی از نظر سنگ‌شناسی، رخساره‌ای و نوسانات سطح آب دریا در آن ثبت شده است. همچنین مرز پایین و بالایی این سازند در نواحی مختلف متفاوت است. سن شروع این سازند در بعضی از برش‌ها الیگوسن و در بعضی دیگر میوسن پیشین ثبت شده است و مرز بالایی آن در بیشتر نواحی در بوردیگالین به اتمام می‌رسد.

از آنجا که سازند آسماری از مخازن کربناته محسوب می‌شود، ناهمگنی‌های مخزنی زیادی نشان می‌دهد و از طرفی اهمیت بالای اقتصادی آن باعث شده تا در سال‌های اخیر مطالعات زیادی از جنبه‌های مختلف زمین‌شناسی بر روی آن صورت بگیرد. تمامی این مطالعات به منظور شناسایی دقیق‌تر سازند آسماری در جهت تسهیل در امور اکتشافی، تفسیر بهتر زون‌های مخزنی، مدل‌سازی‌های دینامیکی و استاتیکی مخزن و در نهایت دستیابی به تولید بالاتر نفت در این مخزن صورت گرفت است. این مطالعات بیشتر از جنبه‌های بیواستراتیگرافی [6, 12, 27, 47]، محیط رسوبی و نوسانات سطح آب دریا [4, 7, 22, 31, 44]، دیاژنز و ژئوشیمی [1, 9, 20, 25] و کیفیت مخزنی [2, 10, 29] انجام گرفته است. با توجه به گسترش بالای سازند آسماری هنوز این سازند در بسیاری از نواحی از دیدگاه مطالعات رسوب‌شناسی که پایه و اساس مطالعات کیفیت مخزنی هستند، بطور دقیق مورد بررسی قرار نگرفته است. لذا در این پژوهش سعی شده است تا بعد از تفکیک و مطالعه لیتوفاسیس‌ها و شناخت دقیق ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی سازند آسماری در تقادیس‌های آسماری و گورپی و همچنین میدان نفتی مسجدسلیمان بررسی شوند. یافته‌های این مطالعه جهت شناسایی شرایط حاکم بر محیط رسوبگذاری سازند آسماری در بازه زمانی الیگومیوسن و نحوه گسترش افق‌های با کیفیت مخزنی مناسب جهت مطالعات اکتشافی آتی در این منطقه مورد استفاده قرار خواهند گرفت.

۲- زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه

با توجه به توالی‌های رسوبی، رویدادهای ماگمازایی و فعالیت‌های دگرگونی، صفحه ایران به هشت ایالت با نام‌های زاگرس، سنندج سیرجان، ارومیه دختر، ایران مرکزی، البرز، کپه داغ، لوت و مکران تقسیم شده است [14]. در این تحقیق دو برش زیرسطحی از سازند آسماری (برش تقادیس آسماری و برش تقادیس گورپی) و یک برش زیرسطحی (چاه شماره ۱۸۶ میدان نفتی مسجدسلیمان) در استان خوزستان مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته‌اند. با توجه به تقسیم‌بندی فوق، برش‌های مورد مطالعه در ایالت زاگرس و در زون‌های ایزه و فروافتادگی دزفول واقع شده‌اند. برش تقادیس آسماری در شمال استان خوزستان در فروافتادگی دزفول، در غرب روستای گلگیر و ۲۸ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان مسجدسلیمان قرار دارد. برش تقادیس گورپی به عنوان بخشی از زون ایزه در ۲۵۰ کیلومتری شمال شرق اهواز،

در نزدیکی روستای حتی و در فاصله ۶۰ کیلومتری از مرکز شهر لالی قرار دارد. برش زیرسطحی چاه ۱۸۶ میدان نفتی مسجدسلیمان در میدان نفتی مسجدسلیمان، با فاصله ۹۰ کیلومتری از شمال غرب اهواز و در شمال فروافتادگی دزفول قرار دارد (شکل ۱). در هر سه برش، سازند آسماری بر روی سنگ آهک‌های شیلی سازند پابده و در زیر سازند تبخیری گچساران قرار گرفته است. در برش تاقدیس آسماری، سازند آسماری ۳۴۷ متر ضخامت دارد. سازند آسماری در این برش با انیدریت قاعده‌ای آغاز می‌شود و مارن‌های عمیق سازند پابده را از توالی‌های کربناته سازند آسماری تفکیک می‌کند. در برش مذکور سازند آسماری دارای سن آکی‌تاین - بوردیگالین است. سازند آسماری در این برش به طور کامل از توالی‌های ضخیم تا نازک‌لایه آهکی تشکیل شده است. میان‌لایه‌هایی از مارن، آهک مارنی و آهک دولومیتی نیز در این توالی قابل مشاهده است. در برش تاقدیس گورپی رسوبات آهکی سازند آسماری دارای ۳۴۰ متر ضخامت بوده که در بخش‌های پایینی به صورت تدریجی و پیوسته و هم‌شیب مارن‌های عمیق سازند پابده را با توالی‌هایی از سنگ آهک شیلی می‌پوشاند. سن سازند آسماری در این برش از شاتین تا بوردیگالین تعیین شده است. در این برش نیز سازند آسماری بطور عمده از سنگ آهک‌های ضخیم تا نازک‌لایه با میان‌لایه‌هایی از آهک مارنی و آهک دولومیتی تشکیل شده است. سازند آسماری در چاه ۱۸۶ میدان نفتی مسجدسلیمان ۱۳۶ متر ضخامت داشته که مرز زیرین آن با سازند پابده به دلیل عدم حفاری کامل سازند آسماری مشخص نمی‌باشد. سازند آسماری در این برش بطور کامل از توالی‌های سنگ آهک تشکیل شده و تنها میان‌های کمی از سنگ آهک دولومیتی و انیدریت در آن قابل شناسایی است.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه. برش تاقدیس گورپی در زون ایذه به مختصات جغرافیایی $49^{\circ}13'$ طول شرقی و $31^{\circ}27'$ عرض شمالی، چاه ۱۸۶ میدان نفتی مسجدسلیمان در فروافتادگی دزفول به مختصات جغرافیایی $49^{\circ}18'$ طول شرقی و $31^{\circ}56'$ عرض شمالی، برش تاقدیس آسماری در فروافتادگی دزفول به مختصات جغرافیایی $49^{\circ}36'$ طول شرقی و $31^{\circ}44'$ عرض شمالی.

۳- روش مطالعه

مطالعات انجام شده در سازند آسماری در این منطقه در چهار مرحله قابل تقسیم است. در مرحله اول جهت دستیابی به اطلاعات اولیه در مورد سازند آسماری و منطقه مورد مطالعه از مقالات، گزارش‌ها، رساله‌های پیشین، نقشه‌های زمین-شناسی، عکس‌های هوایی و منابع اینترنتی استفاده شده است. در مرحله دوم سازند آسماری در تقادیس‌های آسماری و گورپی در طی بازدیدهای میدانی نمونه‌برداری شده است. نمونه‌برداری در فواصل تقریباً منظم و با توجه به تغییرات مشاهده شده در خصوصیات فیزیکی لایه‌ها انجام شده است. همچنین یک برش زیرسطحی از سازند آسماری در میدان مسجدسلیمان (چاه شماره ۱۸۶) نیز مورد بررسی قرار گرفته است. در مرحله سوم از نمونه‌های برداشت شده ۴۰۰ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شد. به منظور تشخیص کانی‌های کلسیت و دولومیت نیمی از مقاطع با آلزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به روش دیکسون [18] رنگ آمیزی شدند. این نمونه‌ها با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفته و خصوصیات بافتی و شواهد موجود از فرآیندهای دیاژنزی در آنها ثبت شدند. در مرحله چهارم نمونه‌ها با استفاده از طبقه‌بندی دانهام [19] و امبری کلون [21] نامگذاری شده و برای تفسیر محیط رسوبی از روش فلوگل [23] استفاده شد. در نهایت داده‌های به دست آمده جهت ارائه مدل رخساره‌ای و آنالیز چینه‌نگاری سکانشی سازند آسماری در برش‌های مورد مطالعه مورد استفاده قرار گرفتند.

۴- تحلیل و بررسی

۴-۱- توصیف و تفسیر ریزرخساره‌ها

۴-۱-۱- رمپ داخلی

۴-۱-۱-۱ ریزرخساره‌های محیط جزر و مدی

انیدریت (A1)

انیدریت تنها رخساره غیرکربناته در توالی‌های مورد مطالعه است. انیدریت به عنوان یک رخساره تبخیری در بخش‌های پایینی سازند آسماری (انیدریت قاعده‌ای) در برش کوه آسماری و به مقدار محدود در بخش میانی سازند آسماری در چاه ۱۸۶ شناسایی شده است. در مطالعات میکروسکوپی این رخساره به صورت بلورهای انیدریتی در هم‌تنیده با جهت‌یابی‌های موازی تا نیمه‌موازی مشاهده می‌شود. هیچ‌گونه آثار فسیلی و ساخت رسوبی در این رخساره وجود ندارد (شکل ۲-۲-A).

مادستون (A2)

این ریزرخساره از گل آهکی با یک بافت همگن تشکیل شده است. دانه‌های کوارتز و اجزای اسکلتی کوچک و غیرقابل تشخیص به ندرت به صورت پراکنده در این ریزرخساره مشاهده می‌شوند. در بعضی از نمونه‌های مربوط به این ریزرخساره رگچه‌های انحلالی و آثاری از هماتیت قابل مشاهده است (شکل ۲-۲-B).

دولومادستون (A3)

این ریزرخساره از دولومیت‌های ریز بلور بی‌شکل با اندازه ۲۰ تا ۵۰ میکرون تشکیل شده است. دانه‌های کوارتز در اندازه سیلت به صورت پراکنده در آن وجود دارند. استیلولیت‌ها، شکستگی‌های کوچک و حفرات انحلالی از رایج‌ترین فرآیندهای دیاژنزی در این ریزرخساره هستند و گاهی بقایایی از مواد آلی و اکسید آهن در امتداد آنها مشاهده می‌شود. گاهی ندول‌های انیدریت در دولومادستون‌ها تشکیل شده‌اند (شکل ۲-۲-C).

مادستون تا دولومادستون با فابریک چشم پرنده‌ای (A4)

این ریزرخساره از گل آهکی و گل آهکی دولومیتی شده تشکیل شده است. دانه‌های کوارتز در اندازه سیلت به میزان کمتر از ۵ درصد در آن پراکنده هستند. هیچ‌گونه اجزای اسکلتی و غیراسکلتی در این ریزرخساره شناسایی نشده است. از مشخصات اصلی این ریزرخساره توسعه‌ی فابریک چشم پرنده‌ای بوده که در بعضی موارد با بلورهای انیدریت پر شده است (شکل ۲-D).

بایندستون استروماتولیتی (A5)

بایندستون استروماتولیتی تنها در دو برش سطحی با تناوبی از لامینه‌های خاکستری تیره و روشن شناسایی شده است. در مطالعات میکروسکوپی این لامینه‌ها به صورت مسطح تا موج‌دار بوده و از توالی‌های نازک گل و جلبک‌های میکروبی تشکیل شده‌اند. گاهی دانه‌های کوارتز و پلوئید در میان لامینه‌ها به دام افتاده‌اند (شکل ۲-E).

تفسیر محیط جزر و مدی

براساس شواهد موجود ریزرخساره‌های A1 تا A5 متعلق به پهنه جزر و مدی در رمپ داخلی هستند. تشکیل انیدریت‌ها از مهم‌ترین شاخص‌های غلبه محیط‌های سوپراتایدال با انرژی پایین در شرایط آب و هوایی گرم و خشک در نظر گرفته می‌شود [46]. رسوبگذاری انیدریت‌های سازند آسماری ارتباط نزدیکی با موقعیت جغرافیای دیرینه زاگرس در الیگومیوسن دارد. در طی جدا شدن حوضه رسوبگذاری سازند آسماری از اقیانوس نئوتتیس در مرز الیگوسن-میوسن، سطح آب دریا کاهش پیدا کرده و حوضچه‌های شور و مجزا در منطقه تشکیل و شرایط مساعدی برای رسوبگذاری انیدریت‌ها فراهم شده است [44]. در ریزرخساره‌های مادستونی و دولومادستونی، ماهیت دانه ریز و عدم وجود اجزای اسکلتی بیانگر چرخش محدود آب، انرژی پایین و شرایط زیست نامساعد برای موجودات بوده است. علاوه بر این در زمان تشکیل دولومیکریت‌ها با افزایش تبخیر و تشکیل رسوبات تبخیری در پهنه جزر و مدی، نسبت منیزیم به کلسیم همزمان با رسوبگذاری افزایش پیدا کرده و این مساله منجر به جانشینی دولومیت‌های ریزبلور در گل‌آهکی شده است [32]. تشکیل فابریک چشم‌پرنده‌ای در بعضی از نمونه‌های مادستون و دولومادستون به عواملی مثل انقباض و انبساط رسوبات، خاصیت موینگی و یا خروج گاز از رسوبات به علت تجزیه مواد آلی که حاصل فعالیت بعضی از موجودات است نسبت داده می‌شود [30, 42]. وجود انیدریت باقیمانده در درون بعضی از حفرات موجود در فابریک چشم‌پرنده‌ای می‌تواند به تشکیل این حفرات بر اثر انحلال انیدریت اشاره داشته باشد [8]. مجموع این تفاسیر نشان‌دهنده تشکیل ریزرخساره‌های A2 تا A4 در محیط‌های سوپراتایدال تا سابیتایدال است. استروماتولیت‌ها نیز از شاخص‌های محیط کم عمق سوپراتایدال تا ایترتایدال بوده که معمولاً تحت تاثیر تغییرات دوره‌ای شرایط اکسیدانی و احیایی محیط تشکیل می‌شوند [26].

۴-۱-۱-۲ ریزرخساره‌های محیط لاگون

پکستون پلوئیدی تا پکستون پلوئیدی دارای بیوکست (B1)

در این ریزرخساره درصد زیادی پلوئید (۶۰-۴۰ درصد) با جورشدگی خوب تا متوسط با اندازه ۰/۲ تا ۰/۴ میلی‌متر مشاهده می‌شود. گاهی درصد اجزای بیوکستی مثل گاستروپود و استراکود با حفظ‌شدگی خوب در این نمونه‌ها افزایش

پیدا کرده و ریزرخساره پکستون پلوئیدی به پکستون پلوئیدی دارای بیوکلست تغییر پیدا کرده است. میکریتی شدن اجزای اسکلتی از فرآیندهای دیاژنزی قابل مشاهده در نمونه‌های این ریزرخساره است (شکل ۲-F).

پکستون-وکستون دارای فرامینفرهای بدون منفذ (B2)

ویژگی اصلی این ریزرخساره تنوع و فراوانی فرامینفرهای بدون منفذ با دیواره پرسلانوز به میزان ۵۰ تا ۶۰ درصد، مثل پنروپلیس، میلیولید، آرکیاس، دندریتینا، میوژیپسینا، بورلیس، تکستولاریا، والولینا و اسپیرولینا است. این فرامینفرها شکل خود را به خوبی حفظ کرده و به ندرت خرد شده‌اند. از اجزای فرعی این ریزرخساره که به میزان کمتر از ۵ درصد قابل مشاهده هستند می‌توان به دانه‌های پلوئید، خرده‌های دوکفه‌ای، جلبک و گاستروپود با جورشدگی ضعیف اشاره کرد (شکل ۲-G).

وکستون-پکستون بیوکلست دار دارای فرامینفرهای بدون منفذ (B3)

اجزای اصلی پکستون بیوکلست دار، فسیل‌هایی مثل جلبک قرمز، گاستروپود، خارپوست، دوکفه‌ای و بریوزوئر هستند. فرامینفرهای بنتیک با پوسته پرسلانوز مثل میلیولید، پنروپلیس، استروتریلینا و دندریتینا با درصد کمتر به همراه خرده‌های اسکلتی مشاهده می‌شوند (شکل ۲-H).

تفسیر محیط لاگونی

در ریزرخساره پکستون پلوئیدی تا پکستون پلوئیدی دارای بیوکلست افزایش پلوئیدها و تنوع کم موجودات بیانگر چرخش محدود آب و شوری بالای محیط رسوبی است [28]. حفظ‌شدگی خوب اجزای اسکلتی نیز به شرایط پایین انرژی اشاره می‌کند. از طرف دیگر، مطالعات انجام شده نشان می‌دهند که گاستروپودها و استراکودها با شرایط شوری بالا سازگاری خوبی نشان می‌دهند [40]. فراوانی فرامینفرهای بدون منفذ در ریزرخساره پکستون-وکستون دارای فرامینفرهای بدون منفذ مویذ شرایط کم عمق و هیپرسالین در لاگون با بستر گلی نرم و غلبه زون نوری است [24, 44]. به طور کلی با توجه به این مشاهدات می‌توان گفت که ریزرخساره‌های B1 و B2 در بخش‌های کم عمق یک لاگون محصور رسوبگذاری کرده‌اند. غالب بودن گل میکریتی و عدم وجود موجوداتی که در شرایط نرمال دریایی زیست می‌کنند نیز تایید می‌کند که این بخش از محیط رسوبی ارتباط چندانی با آب‌های آزاد نداشته است. اما در ریزرخساره وکستون-پکستون بیوکلست دار دارای فرامینفرهای بدون منفذ، حضور همزمان اجزای اسکلتی متعلق به محیط‌های دریایی با شرایط نرمال مثل خارپوست و بریوزوئر همراه با فرامینفرهای بدون منفذ و گاستروپود که بیشتر در شرایط لاگونی گسترش پیدا می‌کنند، بیانگر تشکیل این رخساره در یک لاگون غیر محصور است [23, 33].

۴-۱-۱-۳ ریزرخساره‌های محیط سدی

گرینستون دارای فاورینا و بیوکلست (C1)

پلت مدفوعی فاورینا به همراه خرده‌های اسکلتی کوچک مثل خارپوست و بریوزوئر اجزای اصلی این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. فاورینا پلت تولیدی توسط خرچنگ دکاپود است که دارای گردشگی خوبی بوده و با ظاهر غربال مانند خود شناسایی می‌شود. گاهی دانه‌های فاورینا میکریتی یا دولومیتی شده‌اند (شکل ۲-I).

گرینستون دارای فرامینفر بنتیک و ایتراکلاست (C2)

این ریزرخساره حاوی مجموعه‌ای از فرامینفرهای بنتیک با دیوار منفذدار و بدون منفذ (دارای دیواره‌های هیالین و پرسلانوز)، به همراه دانه‌های غیراسکلتی از نوع ایتراکلاست می‌باشد. فرامینفرهای بنتیک در این ریزرخساره معمولاً از نوع آمفیستزینا، میوژپسینا، دندرتینا، میلیولید، پنروپلیس و تکستولاریا هستند. اندازه ایتراکلاست‌ها بین ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر بوده و معمولاً میکربیتی شده‌اند. خرده‌های اسکلتی کوچک خارپوست و جلبک از اجزای فرعی این ریزرخساره هستند (شکل ۳-۳-۱). (A)

گرینستون بیوکلست دار (C3)

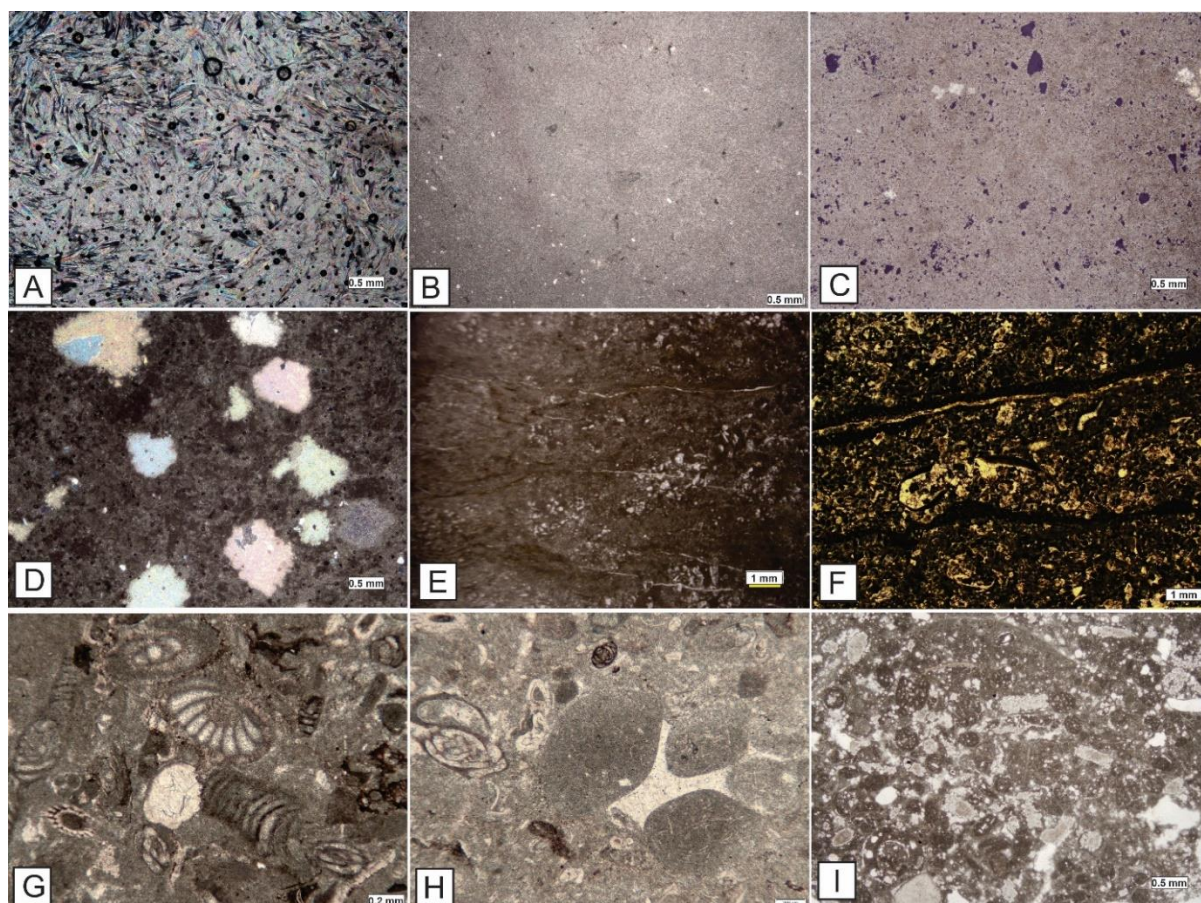
خرده‌های اسکلتی مثل خارپوست، جلبک، دوکفه‌ای و بریوزوئر از فراوان‌ترین اجزای اسکلتی در این ریزرخساره هستند و در زمینه‌ای از سیمان اسپاریتی قرار گرفته‌اند. انحلال خرده‌های اسکلتی و میکربیتی شدن آنها از فرآیندهای دیاژنزی مشاهده شده در این ریزرخساره است که به ندرت مشاهده می‌شود. گاهی این اجزای اسکلتی شکسته و خرد شده هستند (شکل ۳-۳-۲). (B)

باندستون مرجانی (C4)

این ریزرخساره بیشتر از کلنی‌های مرجان با بافت باندستونی تشکیل شده است. تخلخل‌های درون اسکلت مرجان‌ها معمولاً با سیمان کلسیتی پر شده است. از آنجا که مرجان‌ها معمولاً از جنس آراگونیت هستند، گاهی ساختار اسکلتی آنها به شدت تحت تاثیر انحلال و نفوورفیسیم قرار گرفته است. خرده‌هایی از جلبک قرمز به همراه فرامینفرهای بنتیک منفذدار و بدون منفذ از اجزای فرعی این ریزرخساره محسوب می‌شوند (شکل ۳-۳-۳). (C)

تفسیر محیط سدی

حضور سیمان اسپاریت، شسته شدن گل کربناته و ماهیت دانه پشتیبان مهم‌ترین ویژگی ریزرخساره‌های سدی بوده که بیانگر افزایش انرژی محیط است [15]. نوع اجزای اسکلتی در این ریزرخساره‌ها نشان می‌دهد که محیط رسوبی هم با آب‌های دریای آزاد و هم با محیط‌های محصورتر در ارتباط است. در واقع سدها با ایجاد یک محیط حدواسط، لاگون‌های کم عمق را از محیط‌های عمیق‌تر دریای باز تفکیک می‌کنند. در ریزرخساره گرینستون دارای فاورینا و بیوکلست، گردشگری دانه‌های فاورینا به افزایش انرژی محیط اشاره دارد. اجزای اسکلتی آن یعنی خارپوست و بریوزوئر بیشتر در محیط‌های دریای باز با شوری نرمال زندگی می‌کنند. در ریزرخساره‌ی گرینستون دارای فرامینفر بنتیک و ایتراکلاست، تنوع موجودات افزایش نشان می‌دهد و فرامینفرها از هر دو محیط دریای باز و محیط محصور در این نمونه‌ها جمع شده و از طرفی تشکیل ایتراکلاست نیز به فعالیت جریان‌های دریایی نسبت داده می‌شود [34]. ریزرخساره گرینستون بیوکلست‌دار نیز دارای درصد قابل توجهی از موجودات متعلق به محیط‌های دریای باز بوده که به علت نزدیک محیط سدی و دریایی به یکدیگر توسط امواج و جریان‌ها به این محیط رسوبی انتقال پیدا کرده‌اند. شکستگی بعضی از اجزای اسکلتی نیز می‌تواند در ارتباط با افزایش انرژی محیط باشد. باندستون‌های مرجانی نیز در شرایط کم عمق و زون نوری با انرژی بالا در موقعیتی بالاتر از سطح قاعده امواج معمولی گسترش پیدا می‌کنند [37].



شکل ۲- ریزرخساره‌های سازند آسماری (A) انیدریت، (B) مادستون، (C) دولومادستون، (D) مادستون تا دولومادستون با فابریک چشم پرنده‌ای، (E) بایندستون استروماتولیتی، (F) پکستون پلوییدی تا پکستون پلوییدی دارای بیوکلست، (G) پکستون-وکستون دارای فرامینفرهای بدون منفذ، (H) وکستون-پکستون بیوکلست‌دار دارای فرامینفرهای بدون منفذ، (I) گرینستون دارای فاورینا و بیوکلست

۴-۱-۲ رمپ میانی

۴-۱-۲-۱ ریزرخساره‌های محیط کم‌عمق دریای باز

فلوتستون-رودستون دارای جلبک قرمز و فرامینفرهای منفذدار (D1)

در این ریزرخساره جلبک‌های قرمز لیتوفیلوم و لیتوتامنیوم با اندازه‌ای بیشتر از دو میلی‌متر به همراه فرامینفرهای منفذدار اجزای اصلی این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. فرامینفرهای این مجموعه معمولاً دارای پوسته‌ای از نوع آهک هیالین و بیشتر از نوع روتالیا، آمفیسٹینا و میوژپسینا هستند. خرده‌های اسکلتی خارپوست و براکیوپود و خرده‌های غیراسکلتی پلوئید و اینتراکلست از اجزای فرعی این ریزرخساره محسوب می‌شوند (شکل ۳-D).

پکستون بیوکلست‌دار دارای فرامینفرهای منفذدار و بدون منفذ (D2)

در این ریزرخساره خرده‌های اسکلتی مختلف مثل جلبک قرمز، براکیوپود، خارپوست، بریزوئر و دوکفه‌ای به همراه فرامینفرهای متنوع بدون منفذ با پوسته‌های پرسلانوز (مثل تکستولاریا، دندریتینا، بورلیس، دیسکوربیس، والولینا) منفذدار با پوسته هیالین (روتالیا، میوژپسینا، الفدیوم) در کنار یکدیگر مشاهده می‌شوند. از اجزای فرعی این ریزرخساره می‌توان به

پلوئیدها اشاره کرد. زمینه این رخساره به طور غالب میکریتی و در برخی قسمت‌ها دارای سیمان اسپاریتی است (شکل ۳-۳).
(E).

وکستون-پکستون اکتونیددار (D3)

خرده‌های خارپوست با اندازه‌های مختلف و حفظ‌شدگی خوب در زمینه‌ای از میکریتی اجزای اصلی این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. گاهی سیمان رورشدی در اطراف خرده‌های خارپوست به خوبی گسترش پیدا کرده اما در بیشتر موارد خرده‌های خارپوست به شدت میکریتی شده و یا اطراف آنها لایه‌ای از میکریتی تشکیل شده و از تشکیل این سیمان جلوگیری کرده است. فرامینفرهای بتیک با فراوانی کمتر از ۵ درصد در این ریزرخساره پراکنده هستند (شکل ۳-۴).
(F).

۴-۱-۳ ریمپ خارجی

۴-۱-۳-۱ ریزرخساره‌های محیط عمیق دریای باز

پکستون/رودستون دارای فرامینفرهای بتیک بزرگ (E1)

فرامینفرهای بزرگ و کشیده لپیدوسیکلینا که دارای دیواره‌ای از نوع پوسته هیالین هستند، با فراوانی بیش از ۳۰ درصد اجزای اصلی این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. این ریزرخساره در برش‌های سطحی شناسایی شده است. دانه‌های خردشده و شکسته از بریوزوئر، خارپوست، نرم‌تان، لوله کرم و جلبک قرمز به همراه درصد کمی از فرامینفرهای بتیک مثل اپرکولینا و هتروستژینا از اجزای فرعی این ریزرخساره در نظر گرفته می‌شوند. بافت این سنگ عمدتاً از پکستون بوده اما وجود فرامینفرهای درشت و بزرگ‌تر از ۲ میلی‌متر در بعضی از نمونه‌ها آن را به رودستون تبدیل کرده است. گاهی بلورهای درشت دولومیت به صورت پراکنده در این فرامینفرهای به صورت جانیشینی مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۵).
(G).

وکستون-پکستون دارای فرامینفرهای بتیک و پلانکتون (E2)

این ریزرخساره تنها در برش‌های سطحی مشاهده شده است. از ویژگی‌های بارز این ریزرخساره حضور همزمان فرامینفرهای بتیک و پلانکتون در زمینه‌ای از میکریتی می‌باشد. از فراوان‌ترین فرامینفرهای بتیک در این نمونه‌ها می‌توان به اپرکولینا، لپیدوسیکلینا، اتولپیدینا و هتروستژینا و از فرامینفرهای پلانکتون به گلوبی‌ژرینا اشاره کرد. استیلولیتی شدن و تجمع مواد آلی و همچنین نئومورفیزم در زمینه‌ی بعضی از نمونه‌های مربوط به این ریزرخساره مشاهده می‌شود (شکل ۳-۶).
(H).

۴-۱-۳-۲ ریزرخساره‌های حوضه

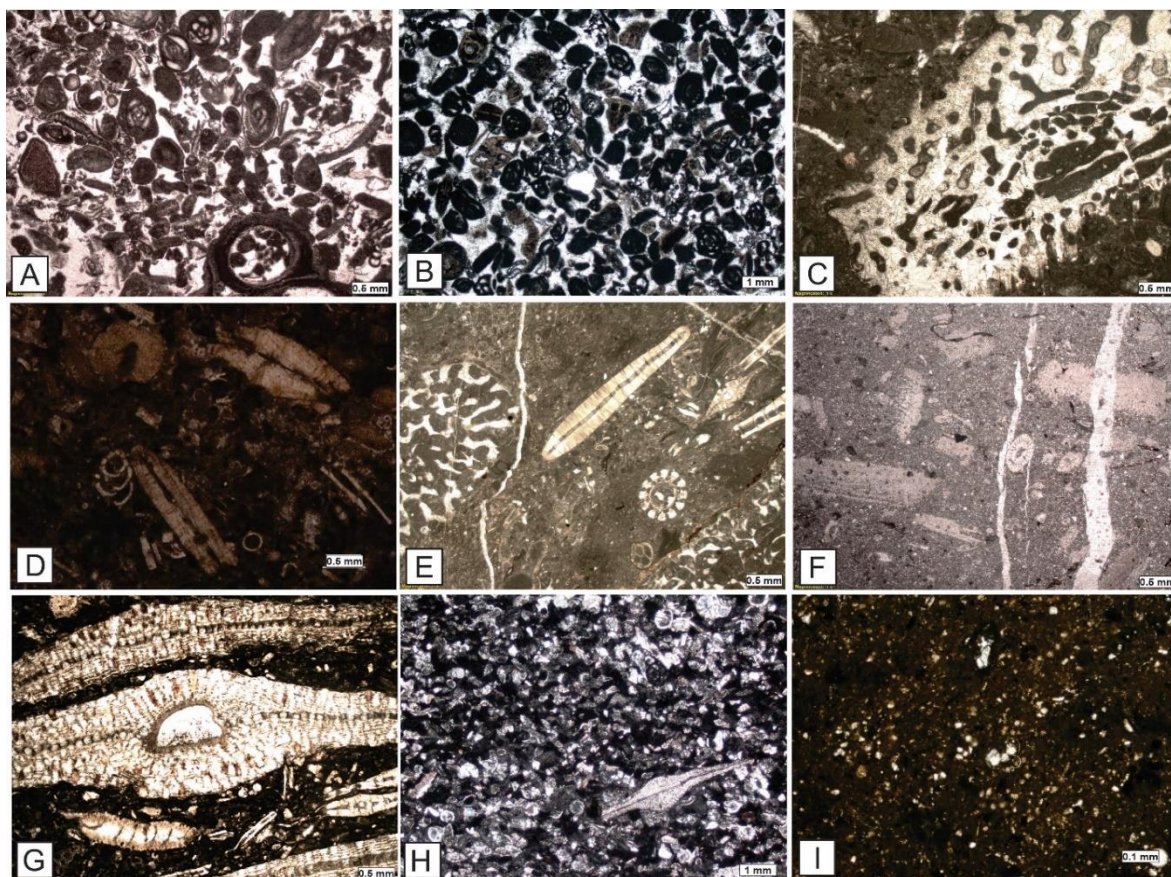
وکستون دارای فرامینفرهای پلانکتون (E3)

این ریزرخساره نیز تنها در برش‌های سطحی مشاهده شده است. فرامینفرهای پلانکتون گلوبی‌ژرینا مهم‌ترین اجزای فسیلی شناسایی شده در این ریزرخساره بوده که در زمینه‌ای از میکریتی مشاهده می‌شوند. البته خرده‌های اسکلتی با اندازه خیلی کوچک از قبیل بریوزوئر و خارپوست و همچنین پلوئیدها دیگر اجزای شناسایی شده در این نمونه‌ها هستند. پیریتی شدن از فرآیندهای دیاژنزی رایج در این ریزرخساره است. گاهی فرامینفرهای پلانکتون با سیمان‌های اسپاریتی پر شده‌اند (شکل ۳-۷).
(I).

تفسیر محیط رسوبی دریای باز

ریزرخساره‌های مجموعه دریای باز در برش‌های مورد مطالعه در بخش‌های کم عمق دریای باز تا عمیق دریای باز و حوضه رسوبگذاری کرده‌اند. اگر چه در چاه ۱۸۶ مسجدسلیمان، رسوبگذاری ریزرخساره‌های این مجموعه تنها به بخش‌های کم عمق دریای باز محدود بوده است.

در ریزرخساره فلوئستون-رودستون دارای جلبک قرمز و فرامینیفرهای منفذدار، همزیستی جلبک‌های قرمز و فرامینیفرهایی با پوسته هیالین بیانگر رسوبگذاری در ناحیه الیگوتروفیک با چرخش خوب اکسیژن است که این شرایط معمولاً در بخش‌های کم عمق رمپ میانی برقرار است [39]. همزیستی جلبک‌ها و فرامینیفرهای بنتیک نیز موید رسوبگذاری در محیطی کم عمق و متأثر از زون نوری می‌باشد [45]. در ریزرخساره پکستون بیوکستدار دارای فرامینیفرهای منفذدار و بدون منفذ، حضور انواع فرامینیفرها با دیواره‌های مختلف همراه با موجودات استنوهالین به محیط‌های کم عمق دریای باز نسبت داده می‌شود. شرایط بینابینی، تاثیر امواج و ارتباط این بخش از محیط رسوبی با دریا‌های آزاد و محیط‌های محصورتر، اکسیژن کافی و مواد غذایی زیاد، موقعیت خوبی را برای گردآوری این مجموعه‌های فسیلی فراهم کرده است [11]. ریز رخساره وکستون-پکستون اکتیوئیددار نیز با وجود خارپوستان که از موجودات استنوهالین محسوب شده و در شرایط نرمال دریایی با گردش خوب جریان‌های دریایی به خوبی گسترش پیدا می‌کنند، می‌تواند به محیط‌های کم عمق دریای باز نسبت داده شوند [23]. ریزرخساره پکستون/رودستون دارای فرامینیفرهای بنتیک بزرگ در بخش‌های عمیق دریای باز رسوبگذاری کرده است. فراوانی فرامینیفرهای درشت، کشیده و مسطح با افزایش عمق آب و کاهش نفوذ نور جهت سازگاری و تبدلات بهتر با محیط زندگی‌شان در این محیط‌ها در ارتباط است. از طرفی این موجودات شرایط شوری نرمال، محیط آرام و زیر تاثیر اثر امواج را برای زندگی ترجیح می‌دهد [13, 38]. وجود موجودات پلانکتون و فراوانی گل آهکی در ریزرخساره‌های وکستون-پکستون دارای فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتون و وکستون دارای فرامینیفرهای پلانکتون اشاره به رسوبگذاری این ریزرخساره‌ها در محیط‌هایی با انرژی هیدرودینامیکی پایین، عمیق با شوری نرمال و در زیر سطح اساس امواج طوفانی دارد. همچنین عدم حضور موجودات وابسته به نور بیانگر رسوبگذاری این ریزرخساره‌ها در زیر زون نوری می‌باشد [17, 35]. اگرچه وجود فرامینیفر بنتیک در ریزرخساره وکستون-پکستون دارای فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتون نشان می‌دهد که این ریزرخساره در شرایط کم عمق‌تری نسبت به وکستون دارای فرامینیفرهای پلانکتون تشکیل شده است.



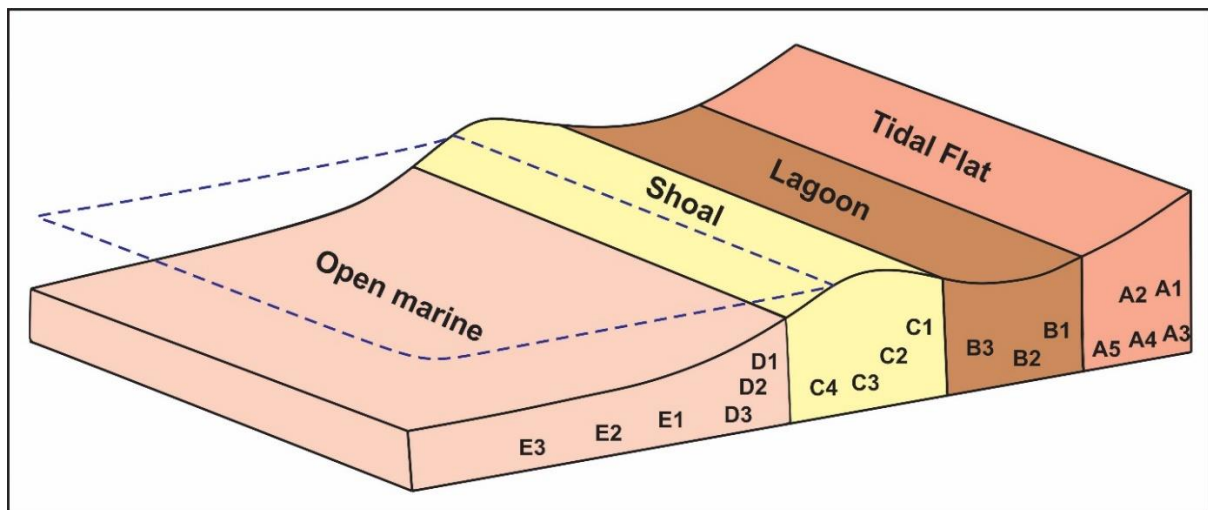
شکل ۳- ریزرخساره‌های سازند آسماری (A) گریستون دارای فرامینیفر بنتیک و اینتراکلت، (B) گریستون بیوکلست‌دار، (C) بایندستون مرجانی، (D) فلوئستون-رودستون دارای جلبک قرمز و فرامینیفرهای منفذدار، (E) پکستون بیوکلست‌دار دارای فرامینیفرهای منفذدار و بدون منفذ، (F) وکستون-پکستون اکیئوئیددار، (G) پکستون/رودستون دارای فرامینیفرهای بنتیک بزرگ، (H) وکستون-پکستون دارای فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتون، (I) وکستون دارای فرامینیفرهای پلانکتون

۴-۲ محیط رسوبی

آنالیز رخساره‌ای در سازند آسماری منجر به شناسایی چهار مجموعه رخساره‌ای جزر و مدی، لاگون، سد و دریای باز شده که منعکس کننده فازهای مختلف رسوبگذاری در طی تکامل یک رمپ کربناته است. سازند آسماری در برش‌های مورد مطالعه از توالی‌های کربناته تشکیل شده و اجزای اسکلتی و غیراسکلتی با فراوانی و تنوع زیاد در آن مشاهده می‌شوند. گسترش هر کدام از این اجزا به عوامل مختلف محیطی مثل عمق، دما، سطح اکسیژن، انرژی محیط و میزان مواد غذایی وابسته است. رسوبات کربناته معمولاً به دو روش زیستی و فیزیکی در محیط تجمع پیدا می‌کنند و این مساله نیز با شرایط اقلیمی و رژیم تکنونیک منطقه در ارتباط بوده و در نهایت منجر به تشکیل رسوبات در غالب نوع خاصی از سکوی کربناته می‌شوند. عواملی مثل روند تدریجی تغییر ریزرخساره‌ها و محیط تشکیل آنها و همچنین عدم حضور گسترده‌ی موجودات ریف‌ساز و نهشته‌های توریداتی و لغزشی و ریزشی بیانگر رسوبگذاری رخساره‌های سازند آسماری در برش-های مورد مطالعه در یک رمپ کربناته‌ی هموکلینال است [15, 36] (شکل ۴).

رمپ هموکلینال دارای شیب تقریباً یکنواختی بوده و با توجه به موقعیت سطح موجسار هوای آرام (FWWB) و طوفانی (SWB) به سه بخش رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی تقسیم می‌شود. در واقع نوسانات انرژی در محیط رمپ

کربناته متأثر از موقعیت موجسار هوای آرام و طوفانی بوده که بر میزان آشفته‌گی آب، سرعت رسوبگذاری، میزان اکسیژن و بستر محیط تأثیر می‌گذارد. رمپ داخلی در بالای سطح اساس امواج آرام قرار دارد و کمربندهای رخساره‌ای جزر و مدی، لاگون و سد را در برمی‌گیرد. رمپ میانی محدوده بین امواج آرام و طوفانی و شامل قسمت‌های کم عمق دریای باز است. رمپ خارجی در پایین سطح اساس امواج طوفانی قرار داشته و ریزرخساره‌های عمیق دریای باز و حوضه مربوط به این قسمت از محیط رمپ کربناته هستند. همانطور که در بخش‌های پیشین ذکر شد رخساره‌ها در هر بخش رمپ کربناته خصوصیات بافتی متفاوت داشته و این خصوصیات که متأثر از موقعیت سطح موجسار بوده است باعث تفکیک آنها از یکدیگر شده است. سازند آسماری در برش‌های مورد مطالعه در بخش رمپ داخلی دارای بیشترین تنوع در اجزای اسکلتی و غیراسکلتی و نوع ریزرخساره‌ها می‌باشد. رمپ میانی با توجه به موقعیت خود از سطح انرژی متغیری برخوردار بوده و نسبت به رمپ بیرونی از اجزای اسکلتی بیشتری برخوردار است. اما رمپ خارجی در پایین‌ترین سطح انرژی نسبت به محیط‌های دیگر قرار داشته و شرایط چندان مساعدی برای زیست موجودات نداشته است.



شکل ۴- مدل رمپ کربناته هموکلینال برای سازند آسماری در برش‌های مورد مطالعه به همراه توزیع رخساره‌ها

۴-۳ آنالیز چینه‌نگاری سکansı

بررسی تغییرات رخساره‌ای و محیط رسوبی آنها منجر به شناسایی سه سکانس رسوبی رده سوم در چاه ۱۸۶ میدان نفتی مسجدسلیمان و برش کوه آسماری و پنج سکانس رسوبی رده سوم در برش تاق‌دیس گورپی شده است که در ادامه مورد بررسی قرار خواهند گرفت. این سکانس‌ها جهت تطابق بهتر با توجه به زمان تشکیل آنها از شاتین تا بوردیگالین نامگذاری شده است. سکانس‌های رسوبی A و B (SQ-A, SQ-B) متعلق به شاتین، سکانس‌های رسوبی C و D (SQ-C, SQ-D) متعلق به آکی‌تاین و سکانس E (SQ-E) متعلق به بوردیگالین می‌باشد. سکانس‌های رسوبی شناسایی شده متشکل از دسته رخساره پیش‌رونده (TST)، دسته رخساره تراز بالا (HST) و سطح حداکثر غرقابی (MFS) هستند که توسط مرزهای سکansı (SB) از یکدیگر تفکیک می‌شوند.

۴-۳-۱ چینه‌نگاری سکansı سازند آسماری در برش تاق‌دیس گورپی

سازند آسماری در برش تاقدیس گورپی از پنج سکانس رسوبی رده سوم از شاتین تا بوردیگالین تشکیل شده که از پایینی به بالا عبارتند از (شکل ۵):

سکانس رسوبی A (SQ-A)

اولین سکانس رسوبی سازند آسماری (SQ-A) در برش تاقدیس گورپی در شاتین زیرین تشکیل شده و ۱۰۸ متر ضخامت دارد. مرز پایینی سازند آسماری از توالی‌های مارنی و آهک شیلی تشکیل شده و بنابراین مرز آن با سازند پابده از نوع تدریجی است و با توجه به شباهت رخساره‌های این بخش با سازند پابده محل دقیق مرز پایینی را باید در توالی‌های سازند پابده جست‌وجو کرد. دسته رخساره تراز پیشرونده این سکانس با ریزرخساره‌های رمپ میانی آغاز و در سطحی که معادل با سطح حداکثر غرقابی بوده به ریزرخساره‌های وکستون دارای فرامینیفر پلانکتون در بخش حوضه ختم می‌شوند. در ادامه با کاهش سطح آب دریا دسته رخساره‌ی تراز بالای این سکانس با گسترش ریزرخساره‌های رمپ بیرونی و میانی شروع و در نهایت به ریزرخساره‌های محیط سدی ختم شده است.

سکانس رسوبی B (SQ-B)

این سکانس در شاتین بالایی با ضخامت ۲۲ متر گسترش داشته و با یک مرز سکانشی نوع دوم از SQ-A جدا شده است. دسته رخساره تراز پیشرونده این سکانس از ریزرخساره‌های بخش کم عمق دریای باز در رمپ میانی تشکیل شده که با افزایش سطح آب دریا به ریزرخساره‌های عمیق دریای باز در رمپ بیرونی ختم می‌شود، به صورتیکه حداکثر سطح آب دریا در این سکانس با ریزرخساره وکستون-پکستون دارای فرامینیفرهای بتیک و پلانکتون مشخص می‌شود. در طی کاهش مجدد سطح آب دریا در ریزرخساره‌های رمپ میانی به سمت ریزرخساره‌های رمپ داخلی تغییر پیدا کرده‌اند.

سکانس رسوبی C (SQ-C)

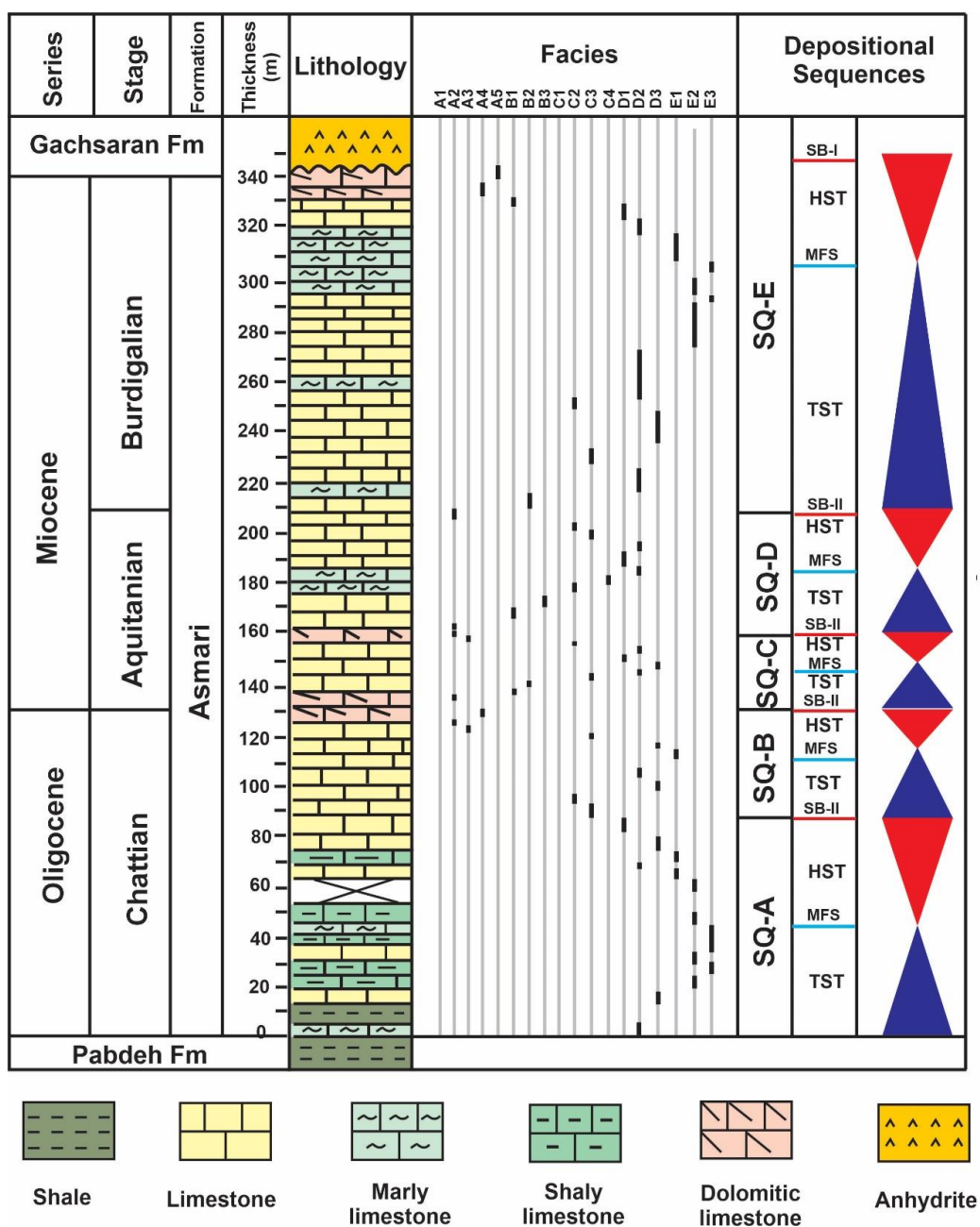
سکانس رسوبی سوم به سن آکی‌تاین زیرین ۲۸ متر ضخامت داشته و با یک مرز ناپیوستگی نوع دوم از سکانس رسوبی دوم جدا شده است. این سکانس در ابتدا با ریزرخساره‌های لاگونی رمپ داخلی آغاز شده و در ادامه با افزایش سطح آب دریا به ریزرخساره‌های محیط کم عمق دریای باز در رمپ میانی به انتها رسیده است. دسته رخساره تراز بالای این سکانس رسوبی نیز یک روند کاهش عمق از ریزرخساره‌های رمپ میانی به داخلی را در درون خود ثبت کرده است. مرز بالایی این سکانس رسوبی با رسوبگذاری ریزرخساره‌های محیط جزر و مدی مشخص می‌شود.

سکانس رسوبی D (SQ-D)

سکانس رسوبی چهارم در سازند آسماری در آکی‌تاین بالایی رسوبگذاری کرده و ۴۷ متر ضخامت دارد. مرز این سکانس با سکانس قبلی نیز از نوع ناپیوستگی نوع دوم در نظر گرفته می‌شود. دسته رخساره تراز بالای این سکانس با یک روند عمیق‌شونده از ریزرخساره‌های جزر و مدی رمپ داخلی به سمت بخش‌های کم عمق دریای باز تغییر رخساره داده است. در ادامه در طی کاهش سطح آب دریا رسوبات از ریزرخساره‌های سدی رمپ داخلی به سمت محیط جزر و مدی تغییر پیدا کرده‌اند.

سکانس رسوبی E (SQ-E)

این سکانس ۱۳۵ متر ضخامت داشته و در بازه زمانی بوردیگالین رسوبگذاری کرده است. مرز پایینی این سکانس از نوع مرز دوم و مرز بالایی آن با سازند گچساران مرز سکانسی نوع اول می‌باشد. دسته رخساره پیشرونده این سکانس با تناوبی از ریزرخساره‌های رمپ میانی و داخلی مشخص می‌شود، اما در طی یک روند عمیق شونده با ریزرخساره‌های کم عمق دریای باز در رمپ میانی به حداکثر سطح غرقابی خود رسیده است. دسته رخساره تراز بالای این سکانس با کاهش سطح آب دریا از محیط رمپ میانی به سمت محیط رمپ داخلی که بیشتر دارای رخساره‌های جذر و مدی هستند جابجایی نشان می‌دهند.



شکل ۵ - آنالیز چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در برش تافدیس گورپی

۴-۳-۲ چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در برش تاقدیس آسماری

سازند آسماری در برش تاقدیس آسماری از سه سکانس رسوبی رده سوم از آکی‌تائین تا بوردیگالین تشکیل شده که از پایین به بالا عبارتند از (شکل ۶):

سکانس رسوبی C (SQ-C)

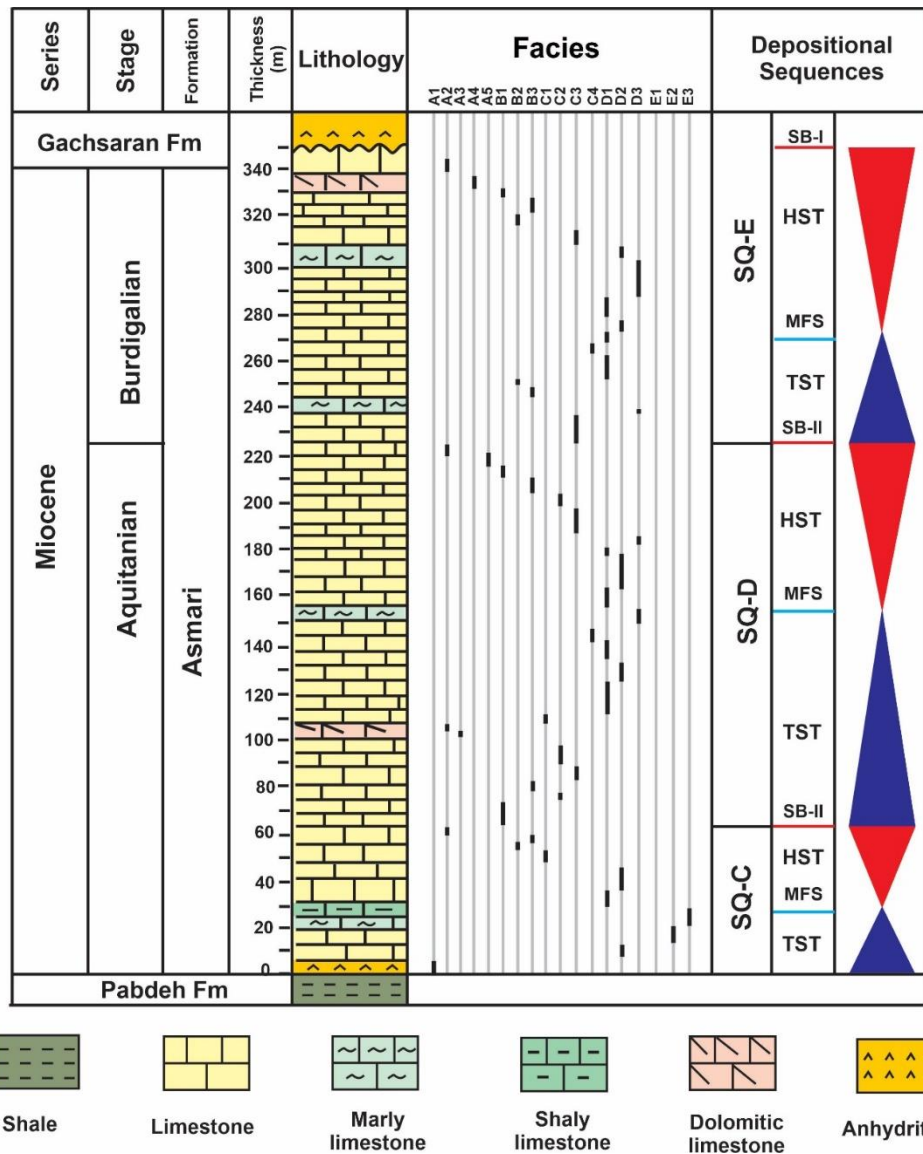
سازند آسماری در برش تاقدیس آسماری با SQ-C با ضخامت ۶۳ متر و به سن آکی‌تائین زیرین شروع شده است. این سکانس با انیدریت قاعده‌ای به ضخامت ۵ متر آغاز شده که می‌تواند به عنوان دسته رخساره تراز پایین در نظر گرفته شود. در ادامه با افزایش سطح آب دریا یک روند عمیق‌شوندگی با تبدیل ریزرخساره‌های رمپ میانی به خارجی در ریزرخساره-ها مشاهده شده، بطوریکه در حداکثر سطح غرقابی رخساره‌هایی با فرامینیفرهای پلانکتون مشاهده می‌شوند. با کاهش سطح آب دریا حوضه رسوبی به سمت تشکیل ریزرخساره‌های رمپ میانی و در نهایت رمپ داخلی جابجا شده است. مرز سکانسی بالای SQ-C با ظهور ریزرخساره‌های کم عمق محیط جزر و مدی مشخص می‌شود.

سکانس رسوبی D (SQ-D)

این سکانس رسوبی با ضخامت ۱۶۲ متر در آکی‌تائین بالایی با یک مرز سکانسی نوع دوم از سکانس‌های پایینی و بالایی خود تفکیک می‌شود. SQ-D در برش تاقدیس آسماری با تغییر تدریجی ریزرخساره‌های لاگونی در رمپ داخلی به سمت ریزرخساره‌های سدی و رمپ میانی مشخص شده است. بیشترین سطح آب دریا مطابق با ظهور ریزرخساره‌های کم عمق دریای باز در رمپ میانی است. با کاهش سطح آب دریا و گسترش دسته رخساره تراز بالا ریزرخساره‌های رمپ میانی توسط ریزرخساره‌های رمپ داخلی جایگزین شده و بیشترین افت سطح آب دریا که به عنوان مرز بالایی این سکانس در نظر گرفته می‌شود مطابق با ریزرخساره‌های محیط جزر و مدی می‌باشد.

سکانس رسوبی E (SQ-E)

آخرین سکانس رسوبی رده سوم در برش تاقدیس آسماری متعلق به بوردیگالین بوده و ۱۲۲ متر ضخامت دارد. مرز پایینی این سکانس با سکانس پایینی از نوع دوم و مرز بالایی آن با سازند گچساران یک مرز سکانسی نوع اول محسوب می‌شود. دسته رخساره پیشرونده در این سکانس با تغییر محیط رسوبی از رمپ داخلی به سمت رخساره‌های کم عمق دریای باز در رمپ بیرونی مشخص می‌شود و با کاهش مجدد سطح آب دریا این روند معکوس شده و محیط رسوبی از رمپ میانی به سمت داخلی جابجا شده است و در نهایت این سکانس رسوبی با تشکیل ریزرخساره‌های محیط جزر و مدی به اتمام رسیده است.



شکل ۶ - آنالیز چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در برش تاق‌دیس آسماری

۳-۳-۴ چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در چاه ۱۸۶ میدان نفتی مسجدسلیمان

سازند آسماری در این برش زیرسطحی از سه سکانس رسوبی رده سوم از آکی‌تاین تا بوردیگالین تشکیل شده که از پایین به بالا عبارتند از (شکل ۷):

سکانس رسوبی C (SQ-C)

از آنجا که چاه ۱۸۶ مسجدسلیمان در سازند آسماری تا مرز پایینی حفاری نشده است لذا براساس مطالعات انجام شده در چاه‌های دیگر این میدان، احتمالاً مرز پایینی این سکانس در قاعده لایه انیدریت ابتدای آسماری میانی قرار دارد و انیدریت قاعده‌ای، بخش رخساره تراز پایین این سکانس را تشکیل می‌دهد. این سکانس رسوبی به سن آکی‌تاین زیرین ۵۰ متر ضخامت دارد. دسته رخساره پیشرونده این سکانس از تغییر ریزرخساره‌های لاگونی در رمپ داخلی به ریزرخساره‌های تهنشین شده در رمپ میانی بوجود آمده است. رسوبگذاری ریزرخساره‌های کم عمق دریای باز بیانگر سطح حداکثر پیشروی آب دریا در این سکانس می‌باشد. با کاهش سطح آب دریا و گسترش دسته رخساره‌های تراز بالا رسوبات محیط-

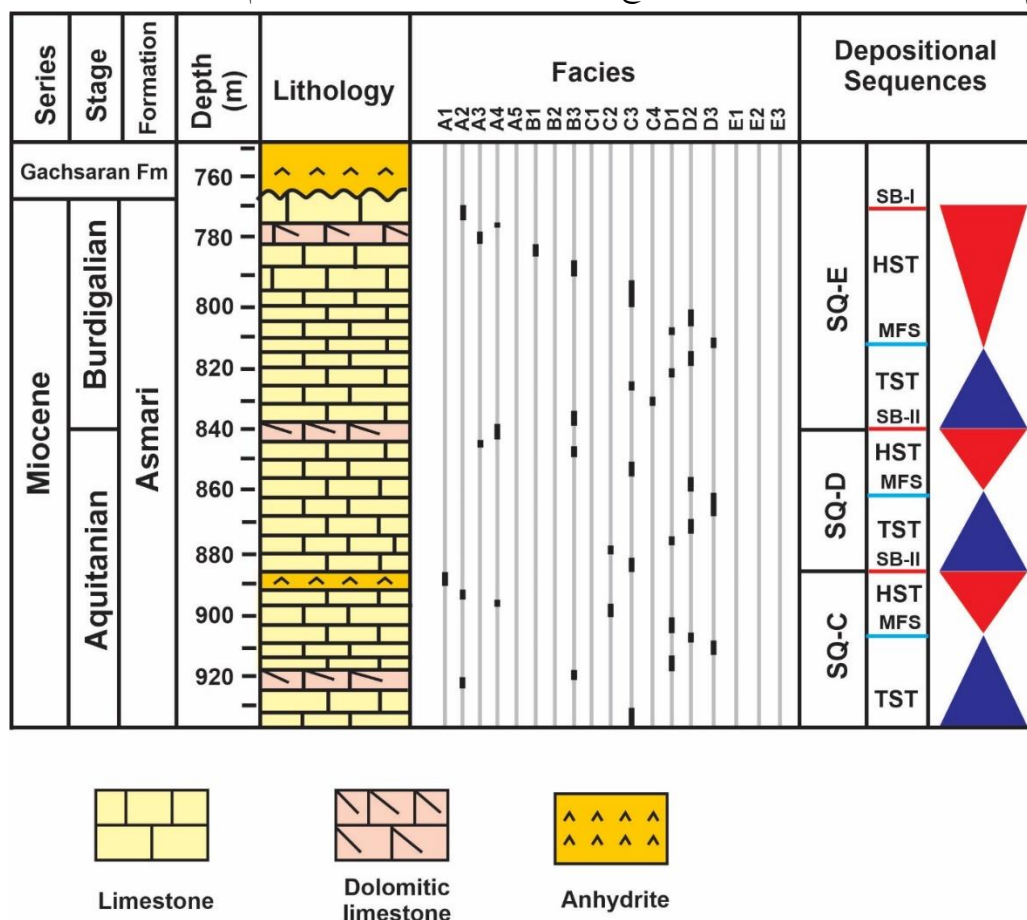
های دریای باز و رمپ میانی توسط محیط رمپ داخلی جایگزین شده و در نهایت با شروع رسوبگذاری لایه انیدریت میانی که مطابق با مرز سکansı نوع دوم است این روند به پایان می‌رسد.

سکانس رسوبی D (SQ-D)

سکانس دوم با ضخامت متوسط ۴۶ متر در آکی تائین بالایی توسعه پیدا کرده است. دسته رخساره تراز پیشرونده این سکانس با تناوب ریزرخساره‌های محیط رمپ داخلی آغاز شده و در نهایت در سطح بیشترین گسترش سطح آب دریا به رخساره‌های کم عمق دریای باز در رمپ میانی منتهی شده است. در ادامه به دنبال افت سطح آب دریا ریزرخساره‌های رمپ میانی به ریزرخساره‌های رمپ داخلی تبدیل شده و توالی‌های تشکیل شده در محیط جزر و مدی به عنوان مرز سکانس بالایی این سکانس رسوبی در نظر گرفته می‌شوند.

سکانس رسوبی E (SQ-E)

آخرین سکانس رسوبی در چاه ۱۸۶ دارای ضخامت ۴۰ متر بوده و در بوردیگالین توسعه پیدا کرده است. مرز پایینی این سکانس با سکانس قبلی یک مرز سکansı نوع دوم محسوب می‌شود. دسته رخساره تراز پیشرونده با ریزرخساره‌های رمپ داخلی آغاز شده و با رسوبگذاری ریزرخساره‌های رمپ بیرونی به عمیق‌ترین بخش خود می‌رسد و پس از آن روند کاهش عمق در دسته رخساره تراز بالا با تشکیل ریزرخساره‌های لاگون در رمپ داخلی ادامه می‌یابد و در نهایت به محیط جزر و مدی ختم می‌شود. این سکانس با مرز سکansı نوع اول در قاعده سازند گچساران به اتمام می‌رسد.



شکل ۷- آنالیز چینه‌نگاری سکansı سازند آسماری در چاه ۱۸۶ میدان نفتی مسجدسلیمان

۵- بحث

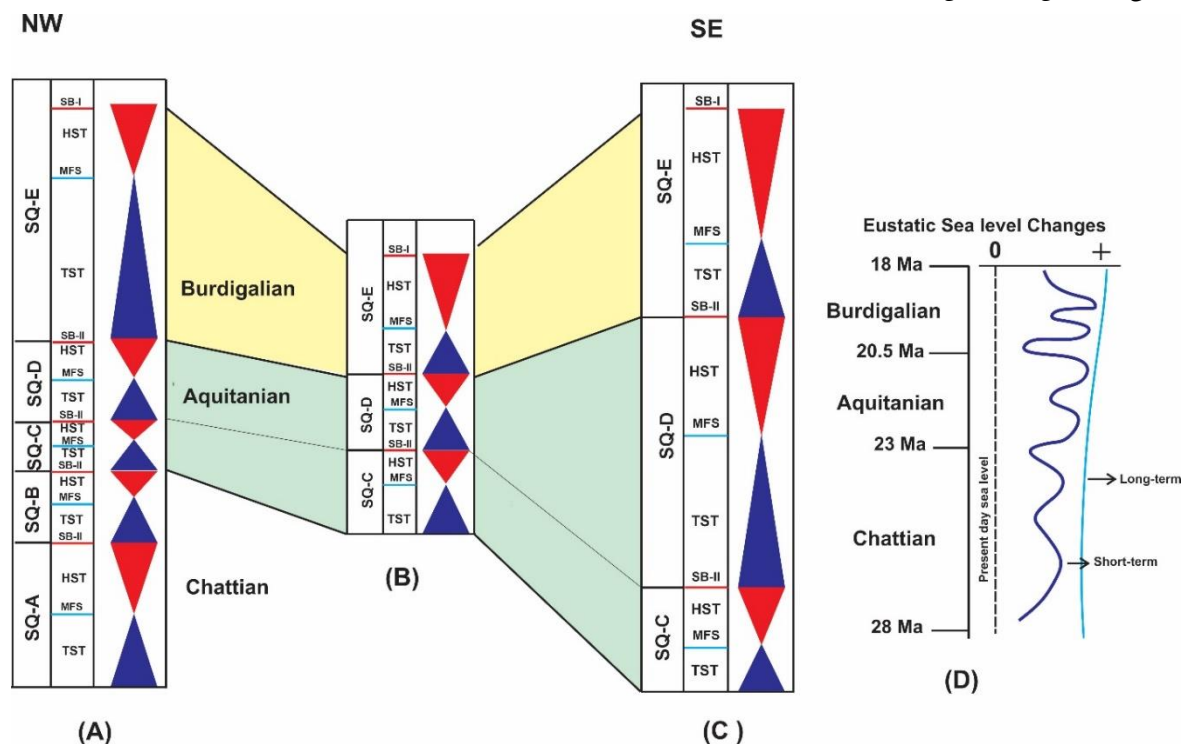
تغییر رخساره‌های رسوبی و الگوی برانبارش لایه‌ها در چارچوب زمان به پارامترهای مختلفی مثل فضای رسوب رسوبگذاری و میزان تامین رسوب وابسته است. عوامل برون حوضه‌ای و درون حوضه‌ای مثل رویدادهای تکتونیکی، گسترش و ذوب یخچال‌ها، توپوگرافی منطقه، شرایط آب و هوایی، نرخ رسوبگذاری و فرونشست کف بستر بر تعادل، کنترل و کنش متقابل بین دو پارامتر ذکر شده موثر هستند [16].

در مجموع، بررسی برش‌های مورد مطالعه بیانگر تشکیل پنج سکانس رسوبی رده سوم در سازند آسماری هستند (شکل ۸). دو سکانس رسوبی از الیگوسن (شاتین زیرین-بالایی) و سه سکانس رسوبی در میوسن (ابتدای آکیتانین، انتهای آکیتانین و ابتدای بوردیگالین) دارد که بیانگر یک دوره تقریباً ۱۰ میلیون ساله است. سکانس‌های رسوبی مربوط به شاتین زیرین و بالایی (SQ-A و SQ-B) تنها به برش تاقدیس گورپی محدود شده و در سایر برش‌های مورد مطالعه مشاهده نشده است. سکانس آکی‌تاین زیرین (SQ-C) دارای کمترین ضخامت در تاقدیس گورپی و بیشترین ضخامت در تاقدیس آسماری و سکانس آکی‌تاین بالایی (SQ-D) نیز دارای بیشترین ضخامت در تاقدیس آسماری و کمترین ضخامت در تاقدیس گورپی می‌باشد. بیشترین ضخامت سکانس بوردیگالین (SQ-E) به تاقدیس گورپی و کمترین ضخامت آن در برش زیرسطحی چاه ۱۸۶ ثبت شده است (شکل ۸). با توجه به توزیع زمانی این سکانس‌های رسوبی می‌توان گفت SQ-A معادل با سکانس دوم و مرز پایین و بالای آن با مرزهای سکانسی ۲ و ۳، SQ-B معادل با سکانس سوم و مرزهای پایین و بالای آن با مرزهای سکانسی ۳ و ۴، SQ-C معادل با سکانس چهارم و مرزهای پایین و بالای آن با مرزهای سکانسی ۴ و ۵، SQ-D معادل با سکانس پنجم و مرزهای پایین و بالای آن با مرزهای سکانسی ۵ و ۶ و SQ-E معادل با سکانس ششم و مرزهای پایین و بالای آن با مرزهای سکانسی ۶ و ۷ در مطالعه ون بوخم و همکاران [44] در فروافتادگی دزفول و زون ایزه مطابقت دارند.

با توجه به موقعیت برش‌های مورد مطالعه، گسترش سکانس‌های رسوبی در بازه‌های زمانی ذکر شده و رخساره‌های غالب در هر سکانس می‌توان گفت حوضه رسوبی سازند آسماری در سمت شمال غرب و زون ایزه (در محل برش گورپی) شرایط عمیق‌تری را نسبت به جنوب شرق حوضه مورد مطالعه (محل برش‌های چاه ۱۸۶ و برش کوه آسماری) در فروافتادگی دزفول داشته است. سازند آسماری در برش کوه گورپی با شاتین آغاز شده در صورتیکه رسوبات شاتین در دو برش دیگر وجود ندارند و محل رسوبگذاری سازند آسماری در این دو برش در شاتین از آب خارج بوده است. در توالی-های شاتین برش کوه گورپی رسوبات رمپ خارجی و میانی گسترش قابل توجهی دارند. اما در آکی‌تاین رسوبگذاری در برش‌های کوه آسماری و چاه ۱۸۶ نسبت به برش کوه گورپی با ضخامت بیشتری انجام شده است و این مساله نشان می‌دهد که فضای رسوبگذاری در جنوب شرق ناحیه مورد مطالعه نسبت به شمال غرب ناحیه بیشتر بوده است. البته توالی‌های آکی‌تاین در هر سه برش بیشتر حاوی ریزرخساره‌های رمپ میانی و داخلی هستند و تشکیل انیدریت قاعده‌ای در ابتدای برش تاقدیس آسماری بیانگر پایین‌تر بودن سطح آب دریا در شروع آکی‌تاین در جنوب شرق منطقه مورد مطالعه نسبت به دو برش دیگر است. در بوردیگالین شرایط حوضه رسوبی دوباره تغییر کرده است و ضخامت توالی‌های این اشکوب در برش کوه گورپی بیشتر است. در بیشتر مطالعات انجام شده در سازند آسماری، توالی‌های بوردیگالین دارای رخساره‌های کم عمق رمپ داخلی می‌باشد، اما در برش کوه گورپی میان‌لایه‌هایی با ریزرخساره‌های رمپ بیرونی مشاهده می‌شود. وجود چنین شرایطی در مطالعات انجام شده از سازند آسماری در زون ایزه توسط طاهری و همکاران [2] و ون بوخم و

همکاران [44] نیز گزارش شده است. آنها کج‌شدگی تکتونیکی ناحیه‌ای در بوردیگالین را مسبب این امر می‌دانند که باعث افزایش فضای رسوبگذاری و تغییر ناگهانی و موقتی رمپ کربناته به یک پلتفرم غرق شده گردیده است. تغییرات سطح آب دریا در برش‌های مورد مطالعه با نمودار ائوستازی سطح آب دریا [43] تطابق نسبتاً خوبی را نشان داده است، بخصوص در نزدیکی مرز اشکوب‌ها که کاهش سطح آب دریا مطابق با مرزهای سکانشی می‌باشد و از طرفی سکانشی‌های شناسایی شده با تقسیمات سکانشی معرفی شده توسط ون‌بوخم و همکاران [44] قابل تطابق بوده و تغییرات جزئی می‌توانند به رویدادهای محلی نسبت داده شوند (شکل ۸).

از آنجا که تشکیل سکوی کربناته سازند آسماری در مراحل ابتدایی بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و شروع گسترش حوضه فولندی صورت گرفته است [41]، تغییرات ذکر شده در فضای رسوبگذاری از جنوب غرب تا شمال شرق حوضه رسوبی می‌توانند تا حد زیادی متأثر از این رویداد مهم تکتونیکی باشند. مجموع شواهد نشان می‌دهد که رسوبگذاری سازند آسماری در برش‌های مورد مطالعه تا حد زیادی متأثر از رویدادهای تکتونیکی و تغییرات جهانی سطح آب دریا در بازه زمانی الیگوسن تا میوسن بوده است.



شکل ۸- انطباق چینه‌نگاری سکانشی سازند آسماری در (A) برش تاقدیس گورپی، (B) چاه ۱۸۶ میدان نفتی مسجدسلیمان، (C) برش تاقدیس آسماری. (D) منحنی جهانی سطح آب دریا در بازه زمانی شاتین تا بوردیگالین (اقتباس از [43])

۶- نتیجه‌گیری

در این مطالعه، سه برش از سازند آسماری به نام‌های برش سطحی تاقدیس گورپی (شاتین-بوردیگالین)، برش سطحی تاقدیس آسماری (آکی‌تاین-بوردیگالین) و برش زیرسطحی چاه ۱۸۶ میدان نفتی مسجدسلیمان (آکی‌تاین-بوردیگالین) جهت شناسایی رخساره‌ها، محیط رسوبی آنها و در نهایت بررسی چینه‌نگاری سکانشی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. با توجه به تقسیمات زاگرس، برش اول در زون ایده و دو برش دیگر بخشی از فروافتادگی دزفول محسوب می‌شوند.

آنالیز پتروگرافی منجر به شناسایی هجده ریزرخساره در برش‌های مورد مطالعه شده است. ریزرخساره‌های انیدریت، مادستون، دولومادستون، مادستون تا دولومادستون با فابریک چشم‌پرنده‌ای متعلق به محیط جزر و مدی هستند. ریزرخساره‌های پکستون پلوئیدی تا پکستون پلوئیدی دارای بیوکست، پکستون-وکستون دارای فرامینفر بنتیک بدون منفذ و وکستون پکستون بیوکست‌دار دارای فرامینفر بنتیک بدون منفذ در محیط لاگونی رسوبگذاری کرده‌اند. ریزرخساره‌های گرینستون دارای فاونا و بیوکست، گرینستون دارای فرامینفر بنتیک و بیوکست، گرینستون بیوکست‌دار و باندستون مرجانی در محیط پیرانژی سدی تشکیل شده‌اند. ریزرخساره‌های فلوتستون-رودستون دارای جلبک قرمز و فرامینفر منفذدار، پکستون بیوکست‌دار دارای فرامینفر منفذدار و بدون منفذ و وکستون-پکستون اکیئوئیددار در بخش کم عمق دریای باز، ریزرخساره‌های پکستون-رودستون دارای فرامینفر بنتیک بزرگ، وکستون-پکستون دارای فرامینفرهای بنتیک و پلانکتون در بخش‌های عمیق دریای باز و در نهایت ریزرخساره وکستون دارای فرامینفرهای پلانکتون در بخش حوضه رسوبگذاری کرده‌اند. با توجه به شواهد موجود، رسوبگذاری سازند آسماری در برش‌های مورد مطالعه در یک رمپ کربناته هموکلینال رخ داده و بیشترین گسترش ریزرخساره‌ها در رمپ داخلی این رمپ کربناته بوده است. با توجه به توزیع عمودی ریزرخساره‌ها، پنج سکانس رسوبی رده سوم در برش تاقدیس گورپی (SQ-A تا SQ-E) و سه سکانس رسوبی درجه سوم در برش‌های تاقدیس آسماری و چاه ۱۸۶ (SQ-C تا SQ-E) شناسایی شده است. با توجه به تغییرات جانبی ریزرخساره‌ها، حوضه به سمت شمال‌غرب یعنی در برش تاقدیس گورپی عمیق‌تر شده است. تغییرات سطح آب دریا در سازند آسماری در برش‌های مورد مطالعه با تغییرات جهانی سطح آب دریا و رویدادهای تکتونیکی مربوط به بسته شدن نئوتیس در زمان رسوبگذاری این سازند در ارتباط است.

سپاس و قدردانی

از داوران مقاله جناب آقای دکتر بهمن سلیمانی (استاد دانشگاه شهید چمران اهواز) و خانم دکتر فروغ عباسفانی (دانش آموخته دکتری دانشگاه فردوسی مشهد) تشکر و قدردانی می‌گردد.

منابع

- [۱] شوشتریان، ف.، ۱۳۸۲، ژئوشیمی، محیط رسوبی و بررسی روند دیازنز در نهشته‌های کربناته سازند آسماری واقع در تنگ گل ترش در تاقدیس آسماری، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۸۳ صفحه.
- [۲] صادقی، ر.، موسوی حریمی، ر.، کدخدایی ایلخچی، ع.، محبوبی، ا.، اشتری، ا.، ۱۳۹۹، دسته‌بندی و تفکیکی رخساره‌های لرزه‌ای به روش غیر نظارتی براساس آنالیز چندنشان‌گری در مخزن آسماری میدان رامشیر، پژوهش نفت، شماره ۱۱۲، صفحه ۷۴-۶۲.
- [۳] طاهری، م.، وزیری مقدم، ح.، طاهری، ع.، غیبشاهی، ع.، ۱۳۹۴، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری در زون ایذه (منطقه ایذه)، حوضه رسوبی زاگرس. نشریه علمی-پژوهشی زمین‌شناسی نفت ایران، شماره ۱۰، صفحه ۴۵-۲۰.
- [۴] کلانتری، ا.، ۱۳۷۱، سنگ‌چینه‌ای و رخساره‌های میکروسکوپی زاگرس، انتشارات شرکت ملی نفت ایران، ۴۲۱ صفحه.
- [۵] مطیعی، ه.، ۱۳۷۲، زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس، سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح تدوین کتاب، تهران، ۵۳۶ صفحه.
- [6] ADAMS, C.G. and BOURGEOIS, E., 1967, Asmari biostratigraphy Iranian Oil Operating Companies Geological and Exploration Division Report, no. 1074.
- [7] ALAVI, M., 2004, Regional stratigraphy of the Zagros folded-thrust belt of Iran and its proforeland evolution: *American Journal of Science*, **304**, 1-20.

- [8] ALEALI, M., RAHIMPOUR-BONAB, H., MOUSSAVI-HARAMI, R. and Jahani, D., 2013, Environmental and sequence stratigraphic implications of anhydrite textures: A case from the Lower Triassic of the Central Persian Gulf: *Journal of Asian Earth Sciences*, **75**, 110-125.
- [9] AQRAWI, A.A.M., KERAMATI, M., EHRENBERG, S.N., PICKARD, N., MOALLEMI, A., SVANA, T., DARKE, G., DICKSON, J.A.D. and OXTOBY, N.H., 2006, The origin of dolomite in the Asmari Formation (Oligocene – Lower Miocene), Dezful Embayment, SW Iran: *Journal of Petroleum Geology*, **29**, 381-402.
- [10] AQRAWI, A.A. and WENNERBERG, O., 2007, The Control of Fracturing and Dolomitization on 3D Property Distribution of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), Dezful Embayment, SW Iran: *International Petroleum Technology Conference*, December 4-6, Dubai, U.A.E.
- [11] ASPRION, U., WESTPHAL, H., NIEMAN, M. and POMAR, L., 2009, Extrapolation of depositional geometries of the Menorcan Miocene carbonate ramp with ground-penetrating radar: *Facies*, **55**, 37-46.
- [12] AVARJANI, S., MAHBOUBI, A., MOUSSAVI-HARAMI, R., AMIRI-BAKHTIAR, H. and BRENNER, R.L., 2015, Facies, depositional sequences, and biostratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in Marun Oil Field, North Dezful Embayment, Zagros Basin, SW Iran. *Palaeoworld*, **24**, 336-358.
- [13] BARATTOLO, F., BASSI, D. and ROMERO, R., 2007, Upper Eocene larger foraminiferal-coraline algal facies from the Klokova Mountain (south continental Greece): *Facies*, **53**, 361–375.
- [14] BERBERIAN, M. and KING, G.C.P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: *Canadian Journal of Earth Sciences*, **18**, 210-265.
- [15] BURCHETTE, T.P. and WRIGHT, V.P., 1992, Carbonate ramps depositional system: *Sedimentary Geology*, **79**, 3-57.
- [16] CATUNEANU, O. and ZECCHIN, M., 2013, High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves II: Controls on sequence stratigraphy: *Marine and Petroleum Geology*, **39**, 26-38.
- [17] CORDA, L. and BRANDANO, M., 2003, Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Ital: *Sedimentary Geology*, **161**, 55-70.
- [18] DICKSON, J.A.D., 1966, Carbonate identification and genesis as revealed by staining: *Journal of Sedimentary Petrology*, **36**, 491-505.
- [19] DUNHAM, R.J., 1962, Classification of carbonate rock according to depositional texture, In: W.E., Ham (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, **1**, 108-121.
- [20] EHRENBERG, S.N., PICKARD, N.A.H., LAURSEN, G.V., MONIBI, S., MOSSADEGH, Z.K., SVANÅ T.A., AQRAWI, A.A.M., MCARTHUR, J.M. and THIRLWALL, M.F., 2007, Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene - Lower Miocene), SW Iran: *Journal of Petroleum Geology*, **30**, 107-128.
- [21] EMBRY, A.F. and KLOVAN, J.E., 1971, A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **19**, 730-781.
- [22] FATHI ISVAND, R., MOUSSAVI HARAMI, R., MAHBOUBI, A. and BEHDAD, A., 2022, Facies analysis and carbonate platform evolution of the Oligo-Miocene deposits in the Aghajari and Rag-e-Sefid oilfields, Dezful Embayment, SW Iran: *Journal of African Earth Sciences*, **191**, 104514.
- [23] FLÜGEL, E., 2010, *Microfacies Analysis of Limestones, Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, 976 p.
- [24] GEEL, T., 2000, Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain: *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **155**, 211–238.
- [25] JAFARI, J., MAHBOUBI, A., MOUSSAVI-HARAMI, R. and AL-AASM, I.S., 2020, The effects of

diagenesis on the petrophysical and geochemical attributes of the Asmari Formation, Marun oil field, southwest Iran: *Petroleum Science*, **17**, 292-316.

[26] KIRTON, J.M. and WOODS, A.D., 2021, Stromatolites from the Lower Triassic Virgin Limestone at Blue Diamond, NV USA: The role of dysoxia, enhanced calcification and nutrient availability in the growth of postextinction microbialites: *Global and Planetary Change*, **198**, 103429.

[27] LAURSEN, G.V., MONIBI, S., ALLAN, T.L., PICKARD, N.A.H., HOSSEINEY, A., VINCENT, B., HAMON, Y., VAN-BUCHEM, F.S.P., MOALLEMI, A. and DRUILLION, G., 2009, The Asmari Formation revisited: changed stratigraphic allocation and new biozonation, In: First International Petroleum Conference and Exhibition, Shiraz, Iran.

[28] MARTINI, R., CIRILLI, S. and SAURER, C., 2007, Depositional environment and biofacies characterization of the Triassic (Carnian to Rhaetian) carbonate succession of Punta Bassano (Marettimo Island, Sicily): *Facies*, **53**, 389-400.

[29] MORADI, M., MOUSSAVI-HARAMI, R., MAHBOUBI, A., KHANEHBAD, M. and GHABEISHAVI, A., 2017, Rock typing using geological and petrophysical data in the Asmari reservoir, Aghajari Oilfield, SW Iran: *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **152**, 523-537.

[30] NOSE, M., VODRAZKA, R., FERNÁNDEZ, L.P. and MÉNDEZ-BEDIA, I., 2014, First record of chambered hexactinellid sponges from the Palaeozoic: *Acta Palaeontologica Polonica*, **59**, 985-996.

[31] OMIDPOUR, A., RAHIMPOUR-BONAB, H., MOUSSAVI HARAMI, R. and MAHBOUBI, A., 2023, Anhydrite fabrics as an indicator for relative sea-level signatures in the sequence stratigraphic framework of a carbonate ramp: *Marine and Petroleum Geology*, **155**, 106400.

[32] OMIDPOUR, A., MAHBOUBI, A., MOUSSAVI-HARAMI, R. and RAHIMPOUR-BONAB, H., 2021c, Effects of dolomitization on porosity-Permeability distribution in depositional sequences and its effects on reservoir quality, a case from Asmari Formation, SW Iran: *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **208**, 109348.

[33] OMIDPOUR, A., MOUSSAVI-HARAMI, R., MAHBOUBI, A. and RAHIMPOUR-BONAB, H., 2021a, Application of stable isotopes, trace elements and spectral gamma-ray log in resolving high-frequency stratigraphic sequences of a mixed carbonate-siliciclastic reservoirs: *Marine and Petroleum Geology*, **125**, 104854.

[34] PALMA, R., LOPEZ-GOMEZ, J. and PIETHE, R., 2007, Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquén Basin, Argentina, Facies and depositional sequence: *Sedimentary Geology*, **195**, 113-134.

[35] POMAR, L., 2001, Ecological control at sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Island: *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **175**, 249-272.

[36] 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**, 627-651.

[37] RODRIGUEZ, S., FERNANDEZ-MARTINEZ, E., COZAR, P., VALENZUELA-RIOS, J.I. and PARDOALONSO, M.V., 2010, Stratigraphic succession, facies and depositional environment of Emsian reefal carbonates in the Ossa-Morena Zone (SW Spain): *Neues Jahrbuch für Geologie and Palaontologie*, **257**, 69-83.

[38] ROMERO, J., CAUS, E. and ROSSEL, J., 2002, A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean basin: *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **179**, 43-56

[39] SAHRAEYAN, M., BAHRAMI, M. and ARZAGHI, S., 2014, Facies analysis and depositional environments of the Oligocene-Miocene Asmari Formation, Zagros Basin, Iran: *Geoscience Frontiers*, **5**, 103-112.

[40] SCHOLLE, P.A. and SCHOLLE, D.S., 2006, A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis. Published by American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Tulsa, Oklahoma, USA, 459 p.

[41] SHERKATI, S., LETOUZEY, J. and FRIZON DE LAMOTTE, D., 2006, Central Zagros foldthrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling: *Tectonics*, **25**, TC4007.

- [42] SHINN, E.A., 1983, Birdseyes, fenestrate, shrinkage pores, and loferites: A reevaluation: *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**, 619- 628.
- [43] SNEDDEN, J.W. and Liu, C.J., 2010, A compilation of Phanerozoic sea-level change, coastal onlap, and recommended sequence designations: *Search and Discovery*, Article ID 40594.
- [44] VAN BUCHEM, F.S.P., ALLAN, T.L., LAURSEN, G.V., LOTFPOUR, M., MOALLEMI, A., MONIBI, S., MOTIEI, H., PICKARD, N.A.H., TAHMASBI, A.R., VEDRENNE, V. and VINCENT, B., 2010, Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. In: VAN BUCHEM, F.S.P., GERDES, K.D. and ESTEBAN, M. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East: Stratigraphic and Diagenetic Reference Models*. Geological Society of London, Special Publications, pp. 219-263.
- [45] VAZIRI-MOGHADDAM, H., SEYRAFIAN A., TAHERI, A. and Motiei, H., 2010, Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **27**, 56-71.
- [46] WARREN, J.K., 2000, Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations: *Journal of Earth Science Reviews*, **52**, 1-81.
- [47] WYND, J.G., 1965, Biofacies of Iranian oil consortium agreement area: IOOC Report, no. 1082.

سنگ چینه‌نگاری و زیست چینه‌نگاری سازند پابده براساس فرامینفرهای پلانکتون در برش سد ایلام (جنوب ایلام- حوضه رسوبی زاگرس)

سمیه طاهری زاده^۱، محمد وحیدی نیا^{۲*}، محمدحسین محمودی قرایی^۳

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

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

^۳ استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

*vahidinia@um.ac.ir

دریافت اسفند ۱۴۰۱، پذیرش اسفند ۱۴۰۱

چکیده:

سازند پابده بعنوان سنگ منشا هیدروکربنی، یکی از مهمترین واحدهای سنگی سنوزوئیک در حوضه رسوبی زاگرس (جنوب و جنوب غربی ایران) به شمار می آید. به منظور مطالعه دقیق سنگ چینه‌نگاری و زیست چینه‌نگاری این سازند، برش سد ایلام در شمال غرب حوضه رسوبی زاگرس انتخاب و مورد نمونه برداری واقع گردید. تعداد ۳۶۰ نمونه برداشت شده که از این تعداد، ۲۶۰ نمونه آن شست و شو و ۱۰۰ نمونه از طریق مقاطع نازک مطالعه شده اند. مطالعات صورت پذیرفته بر روی این نمونه‌ها منجر به شناسایی تعداد ۲۵ جنس و ۱۰۵ گونه از فرامینفرهای پلانکتون گردید که براساس آن‌ها ۲۶ بیوزون و ۲ زیربیوزون به سن دانین میانی - آکتانین پیشین تفکیک گشت.

کلمات کلیدی: زیست چینه‌نگاری، سنگ چینه‌نگاری، سازند پابده، حوضه رسوبی زاگرس، فرامینفرهای پلانکتون، شیل ارغوانی، برش سد ایلام.

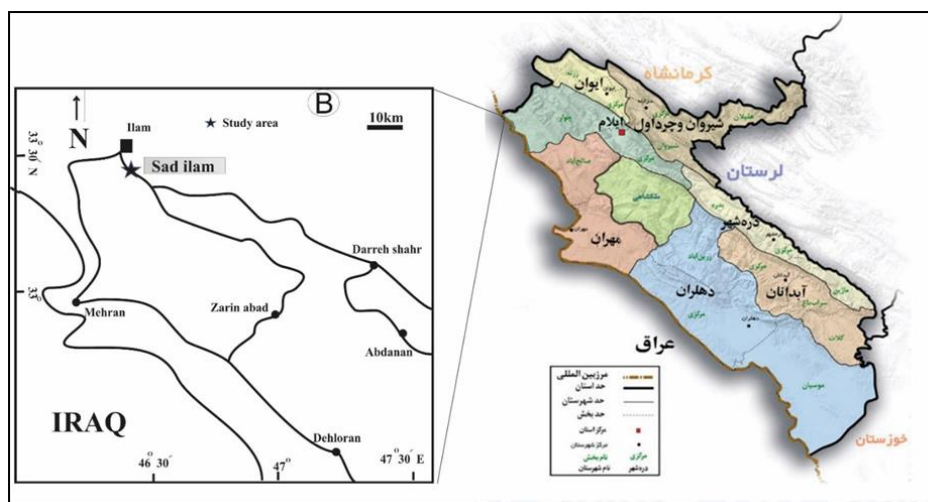
۱- مقدمه

سازند پابده یکی از واحدهای سنگ منشأ حوضه زاگرس بوده و که به دلیل اهمیت این سازند در مطالعات نفتی و هم چنین عدم وجود مطالعات جامع بر روی آن، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. علاوه بر این، فرامینفرهای پلانکتونیک در طبقات سازند پابده، این امکان را فراهم می‌آورد که با بررسی و شناسایی جنس و گونه‌های مختلف، به تعیین سن سازند در برش‌های مختلف پرداخت. همچنین در کنار مطالعات زیست چینه‌نگاری، مطالعه ویژگی‌های سنگ‌شناسی سازند در برش‌های مختلف، می‌تواند به معرفی هر چه دقیق‌تر آن منجر گردد.

سازند پابده در برش الگو در تنگ پابده واقع در شمال میدان نفتی لالی مسجد سلیمان، ۷۸۹.۳ متر ضخامت داشته که بخش پایینی سازند پابده از شیل و مارن‌های آبی و ارغوانی تشکیل شده که به صورت رسمی به آن "شیل ارغوانی" گفته می‌شود ولی بخش‌های باقیمانده آن از شیل خاکستری و سنگ‌آهک‌های رسی و گاهی چرت‌دار است. درصد شیل و سنگ‌آهک چرت‌دار یکنواخت نیست، گاهی شیل و گاهی سنگ‌آهک برتری دارد [۸]. مرز سازند پابده به جز در منطقه لرستان در دیگر مناطق زاگرس بصورت ناپیوسته می‌باشد. در لرستان مرز زیرین سازند پابده (بخش شیل ارغوانی) با شیل و مارن‌های سازند گورپی است ولی در فارس که بخش شیل ارغوانی دیده نمی‌شود. این مرز در قاعده بخش آهک چرتی تعیین می‌شود در این حالت نودول‌های فسفات، گلوکونیت و گاهی مقداری بیتومین تخریب شده در بالای ناهمسازی فرسایشی که بعد از کرتاسه رخ داده است، دیده می‌شود. در برش نمونه حد بالایی این سازند با سازند آسماری به صورت پیوسته و تدریجی است و در برخی نواحی مثل فارس، سازند پابده در زیر سازند جهرم قرار می‌گیرد. از سمت جنوب‌غربی لرستان به سوی نواحی مرکزی و شمال‌شرقی لرستان، این سازند به صورت جانبی با سازندهای آواری امیران، کشکان، کربنات‌های سازند تله‌زنگ و شهبازان جایگزین می‌شود. در فارس داخلی سازند پابده جای سازند جهرم را می‌گیرد، از نظر سنی، این سازند با واحدهایی همچون سازند کنگلومرایی فجن، زیارت و کرج در زون البرز، سازند سرخ زیرین در زون ایران مرکزی و سازندهای پستلیق، چهل کمان و خانگیران در زون کپه داغ هم‌ارز می‌باشد [۸]. برای اولین جیمز و وایند (۱۹۶۵) سازند پابده را معرفی نمودند [۱۴]. وایند (۱۹۶۵ و ۱۹۶۶) واحدهای تریاس تا سنوزوئیک را توصیف نمود که واحدهای ۴۱ تا ۶۶ متعلق به سنوزوئیک می‌باشد. از این واحدها، زون‌های تجمعی شماره ۴۲، ۴۵، ۴۷، ۵۲ و ۵۴ متعلق به سازند پابده است [۱۹]. نجفی (۱۳۸۰) ضخامت سازند پابده در برش الگو را ۶۴۰ متر اندازه‌گیری نمود و سن آن را بخشی از پالئوسن زیرین تا بخشی از الیگوسن پسین تعیین نمود [۹]. علیزاده (۱۳۸۴) به مطالعه ژئوشیمیایی سازند پابده در میدان نفتی اهواز پرداخت که نمودارهای ژئوشیمیایی تهیه شده مقدار ماده آلی (TOC) را بین ۰.۲٪ تا ۰.۴٪ نشان می‌دهد [۶]. برای اولین بار، بیات (۱۳۸۵) مطالعه بر روی جوامع نانوفسیلی سازند پابده در دو برش (نمونه و برش منگشت) به انجام رسانید که سن پالئوسن آغازی - الیگوسن میانی را پیشنهاد نمود [۳]. مجیب (۱۳۹۱) زیست چینه‌نگاری افق‌های ماهی‌دار سازند پابده در برش باباحیدر را بر اساس نمونه‌های ایزوله فرامینفرهای پلانکتون صورت داد و سن ائوسن میانی تا پایانی را ارائه کرد [۷]. ربانی (۱۳۹۳) به بررسی زیست چینه‌نگاری و محیط رسوبگذاری شیل‌های ارغوانی قاعده سازند پابده و همچنین بررسی مرز پالئوسن - ائوسن در نیمه شمالی حوضه رسوبگذاری زاگرس پرداخت [۵]. خاوری (۱۳۹۴) نیز به بررسی زیست چینه‌نگاری و چینه‌نگاری سکansı سازند پابده بر مبنای نانوپلانکتون‌ها و داینوسپست‌ها در برش‌های تنگ ابوالحیات، دهلران و ایلام پرداخته است [۴].

۲- منطقه مورد مطالعه

برش مورد مطالعه در شمال غربی حوضه رسوبی زاگرس (ناحیه کبیرکوه استان ایلام) و در منطقه سد ایلام (۵ کیلومتری شهر ایلام) واقع شده است. مسیر دسترسی به برش سد ایلام از طریق جاده کمربندی شرقی و در مسیر جاده فرعی سد مخزنی ایلام (یال جنوبی کبیرکوه مقدور است). (شکل ۱).



شکل ۱: نقشه راه دسترسی به سازند پابده در برش سد ایلام.

۳- روش کار

تعداد ۳۶۰ نمونه (شامل ۲۶۰ نمونه نرم و ۱۰۰ نمونه سخت) بصورت سیستماتیک و در فواصل ۱.۵ متری نمونه برداری و آماده سازی شده است. مقدار ۲۰۰ گرم از نمونه به مدت ۲-۱ روز در آب (آب اکسیژنه) خیسانده شد. برای شستشوی نمونه ها از الک های ۶۰، ۱۲۰ و ۲۳۰ (مش) استفاده شد. قبل از شستشوی هر نمونه برای مخلوط نشدن نمونه با نمونه های مراحل قبل، الک ها به مدت ۲۵-۲۰ دقیقه در محلول بلودومتیلین قرار داده شده اند، سپس مواد باقی مانده بر روی هر الک خشک و مورد مطالعات میکروسکوپی قرار گرفتند. برای نمونه های سخت پس از آماده سازی مقاطع نازک، فرامینفرهای پلانکتون توسط میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه و شناسایی قرار گرفتند و برای نمونه های شسته شده (ایزوله)، جداسازی میکروفسیل ها و قرار دادن آنها در سلول های مخصوص به کمک قلم موی مخصوص صورت پذیرفت. شناسایی و نام گذاری جنس ها بر اساس [۱۰]، [۱۱]، [۱۲]، [۱۳]، [۱۴] و [۱۵] بوده است. و در پایان نیز عکسبرداری از مقاطع نازک به کمک دوربین دیجیتال و برای نمونه های ایزوله، از فرم های خوب حفظ شده فسیلی توسط میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) موجود در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد استفاده به عمل آمد.

۴- بحث

۴-۱- سنگ چینه نگاری سازند پابده

سازند پابده در برش سد ایلام ۷۶۴ متر ضخامت داشته که براساس تغییرات بارز سنگ شناسی شامل واحدهای شیل ارغوانی، سنگ آهک مارنی همراه با سنگ آهک پایینی، سنگ آهک چرتی، سنگ آهک مارنی همراه با سنگ آهک بالایی می باشد.

مرز زیرین سازند در این برش با شیل و مارن‌های سازند گورپی پیوسته است اما مرز بالایی آن با سازند آسماری به احتمال زیاد با یک ناپیوستگی همراه می‌باشد.

۲-۴- واحدهای سنگ‌شناسی سازند پابده در برش سد ایلام

سازند پابده در برش مذکور براساس تغییرات بارز سنگ‌شناسی به ۴ واحد شامل شیل ارغوانی، بخش سنگ آهک مارنی همراه با سنگ آهک پایینی، بخش سنگ آهک چرتی و بخش سنگ آهک مارنی همراه با سنگ آهک بالایی به شرح زیر تقسیم شده است: قابل ذکر است که از متر ۱-۳۹ از این برش مربوط به سازند گورپی می‌باشد.

۱-۲-۴- شیل ارغوانی

ضخامت واحد شیل ارغوانی از سازند پابده در برش سد ایلام ۹۰.۵ متر است (شکل ۳). این واحد براساس میزان حضور شیل خاکستری - سبز زیتونی به دو بخش قابل تقسیم است:

۱- شیل ارغوانی همراه با تداخلهای کمی از شیل به رنگ خاکستری - سبز زیتونی

۲- شیل ارغوانی همراه با تداخلهای بیشتری از شیل به رنگ خاکستری - سبز زیتونی

از نظر لایه‌بندی این واحد نازک لایه بوده و رنگ آن در سطح هوازده ارغوانی روشن بنظر می‌رسد اگرچه در سطح تازه ی آن رنگ به صورت تیره تر دیده می‌شود. قابل ذکر است که در متر ۱-۷۲ (نمونه ۱۰۲) شیل خاکستری تا سیاه رنگ و حاوی بیتومین به ضخامت ۱ متر دیده می‌شود که در آن لایه های لیمونیت دار نیز بخوبی مشهود می‌باشند.

۲-۲-۴- واحد سنگ آهک مارنی همراه با سنگ آهک پایینی

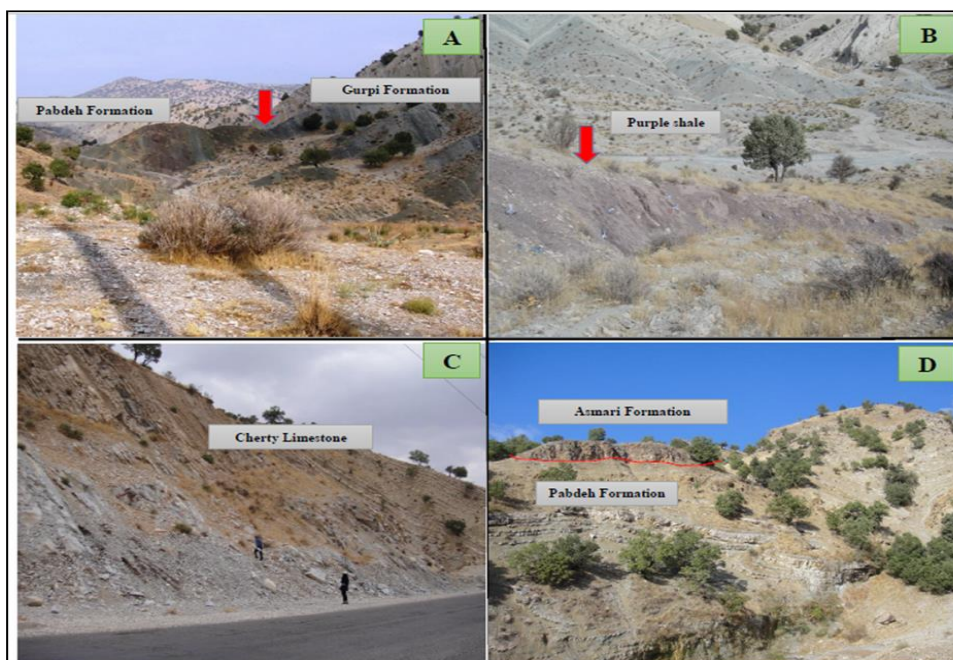
این واحد به ضخامت ۱۸۷.۵ متر بروی واحد شیل ارغوانی و در زیر واحد سنگ آهک چرتی قرار دارد (شکل ۳). در این واحد لایه‌بندی از حالت متوسط تا نازک لایه در تغییر بوده و به سوی راس، برتری با توالی‌های نازک لایه و با رنگ روشن تر است. البته رنگ سطح هوازده آن‌ها خاکستری روشن و در سطح تازه تیره تر بنظر می‌رسند. از متر ۱۸۲ - ۱۸۸ پوشیده و کاور بوده که به احتمال زیاد جزء همین واحد می‌باشد. همچنین در این واحد آثاری از گلوکونیت، نودول اکسید آهن و بقایایی از ماکرو فسیل‌ها (بویژه خارپوست‌ها) نیز مشاهده شده است.

۳-۲-۴- واحد سنگ آهک چرتی

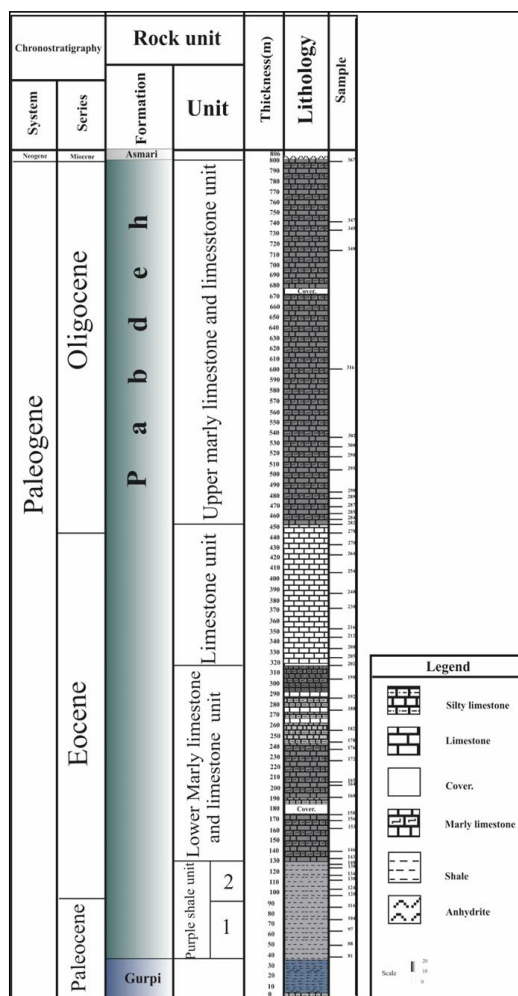
این واحد به ضخامت ۱۳۵ متر بروی واحد سنگ آهک مارنی همراه با سنگ آهک پایینی و در زیر واحد سنگ آهک مارنی همراه با سنگ آهک بالایی واقع شده است. لایه بندی در این واحد متوسط لایه می‌باشد ولی هرچه به سوی بخش‌های بالاتر این واحد می‌رسیم نازک تر می‌شود. رنگ لایه‌ها در این واحد کرمی تا خاکستری روشن در سطح هوازده می‌باشد که در سطح تازه به رنگ خاکستری تیره تر دیده می‌شود. از دیگر ویژگی‌های این واحد می‌توان به آثار گوگرد و بوی گاز که نشان دهنده ی مقادیر بالای TOC است، اشاره داشت.

۴-۲-۴- واحد سنگ آهک مارنی و سنگ آهک بالایی

این واحد با ضخامت ۳۵۱ متر بروی واحد سنگ آهک چرتی قرار دارد و خود نیز در زیر انیدریت کلهر واقع شده است. این واحد نیز دارای لایه‌بندی متوسط بوده که هرچه به سوی راس برش می‌رسیم لایه‌ها نازک تر می‌شود. رنگ لایه‌ها در سطح هوازده کرمی تا خاکستری روشن بوده که با شکستن سنگ رنگ تازه آن به خاکستری تیره تغییر می‌کند. در این واحد آثار نودول‌های آهن، تریس فسیل و ماکروفسیل به خوبی دیده می‌شود. این واحد آخرین واحد سنگ‌شناسی سازند پابده در برش سد ایلام است (شکل ۳).



شکل ۲: A- مرز سازندهای گورپی - پابده برش سد ایلام. B- شیل ارغوانی در سازند پابده برش سد ایلام. C - واحد سنگ آهک چرتی سازند پابده برش سد ایلام. D - مرز سازند های پابده - آسماری برش سد ایلام.



شکل ۳: ستون سنگ چینه نگاری سازند پابده در برش سد ایلام.

۲-۴- انطباق سازند پابده در برش سدایلام با چند برش دیگر در حوضه زاگرس براساس ویژگی‌های

سنگ‌شناسی

در این بررسی پس از ترسیم ستون سنگ چینه‌نگاری (برش مورد مطالعه در این مقاله و انطباق آن با سه برش جهانگیرآباد، تنگ حتی و روستای چهارده شکل ۴) نتایج زیر بدست آمده است. لازم به ذکر است که برش جهانگیر آباد در ۱۴۲ کیلومتری شهر ایلام واقع و در مسیر جاده ایلام به پل دختر (۳ کیلومتری شمال دره شهر) قرار دارد. برش تنگ حتی در تاق‌دیس کوه گورپی در ۳۴ کیلومتری شمال شرقی لالی از توابع شهرستان مسجد سلیمان در استان خوزستان واقع شده است و برش چهارده در تاق‌دیس منگشت روستای ده دز از توابع شهرستان باغ ملک در استان خوزستان می باشد (هداوند خانی و همکاران، ۱۳۹۲). مرز زیرین سازند پابده علاوه بر برش مورد مطالعه در این مقاله، در برش های تنگ حتی و روستای چهارده و روستای جهانگیرآباد نیز با سازند گورپی بصورت تدریجی و پیوسته است. مرز بالایی سازند پابده به جز در برش سد ایلام در بقیه برش ها با سازند آسماری به صورت تدریجی و پیوسته می باشد. ضخامت سازند پابده در این برش ها متفاوت بوده، که به ترتیب بیشترین ضخامت را در روستای چهارده، جهانگیرآباد، سد ایلام و تنگ حتی ۷۹۷.۲، ۶۷۶، ۶۷۴ و ۶۷۲ مترشاهد می‌باشیم. از لحاظ سنگ شناسی سازند پابده در هر چهار برش تغییرات اندکی را آشکار می‌سازد بطوریکه همه آن‌ها دارای ۴ واحد سنگ شناسی زیر می باشند.

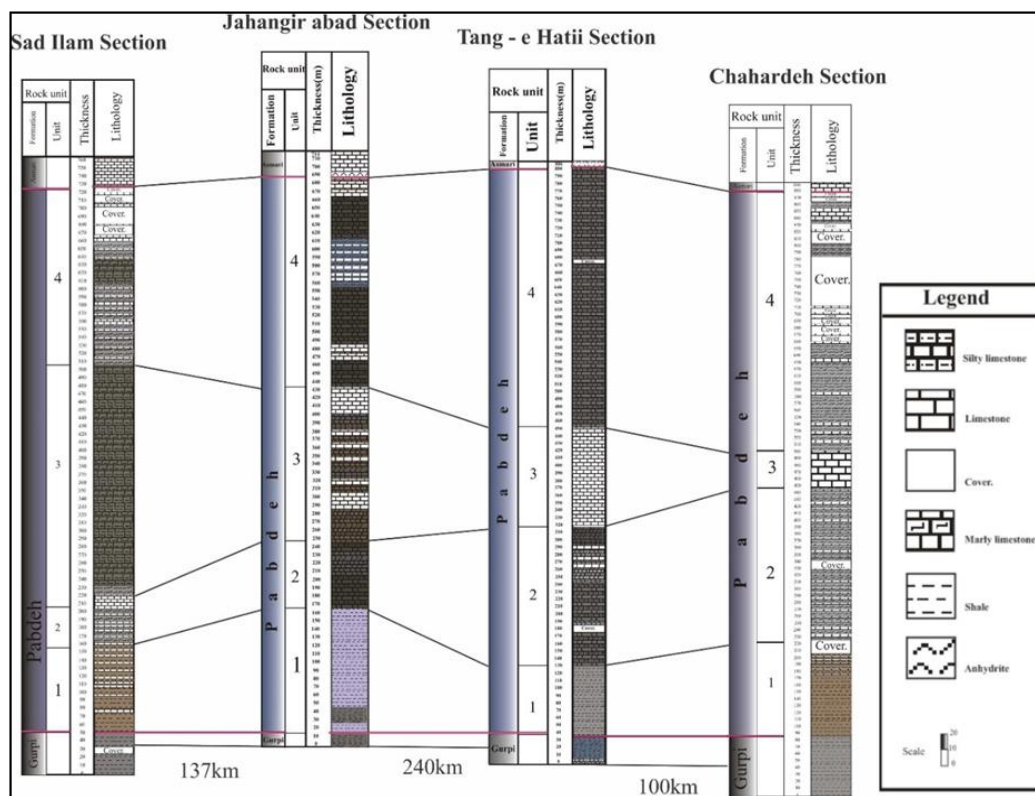
۱- شیل ارغوانی

۲- سنگ آهک مارنی همراه با سنگ آهک پایینی

۳- سنگ آهک چرتی

۴- سنگ آهک مارنی همراه با سنگ آهک بالایی

واحد شیل ارغوانی در برش جهانگیر آباد بیشتر و کامل تر از سه برش دیگر رخنمون دارد بطوریکه ضخامت این واحد در برش جهانگیر آباد ۱۵۱ متر می باشد و در برش های چهارده، تنگ حتی و سد ایلام ضخامت این بخش به ترتیب ۱۴۴.۲۵، ۱۰۶.۲۵ و ۹۰.۵ متر دارد. واحد سنگ آهک مارنی همراه با سنگ آهک پایینی، در برش جهانگیر آباد با ۲۹۱ متر ضخامت دارای رخنمون کامل تر و بیشتری است این واحد در برش روستای چهارده نیز ۲۲۱.۷۵ متر ضخامت دارد اما واحد مذکور در برش های تنگ حتی و سد ایلام به ترتیب با ضخامت های ۵۰.۷۵ و ۳۳ متر گسترش کمتری دارد. واحد سنگ آهک در سه برش جهانگیرآباد، تنگ حتی و چهارده رخنمون دارد اما این واحد در برش سد ایلام به سنگ آهک چرتی تغییر رخساره داده و گسترش قابل توجهی پیدا می‌نماید. واحد سنگ آهکی در برش تنگ حتی بیشترین گسترش را داشته بطوریکه ضخامت آن در این برش ۲۹۵ متر می باشد و سپس بیشترین گسترش را به ترتیب در برش های سد ایلام به ضخامت ۱۳۴ متر و در برش جهانگیر آباد ۸۱ متر و در برش روستای چهارده به ضخامت ۷۳.۵ متر ضخامت دارد. واحد آخر به نام واحد سنگ آهک مارنی به همراه سنگ آهک بالایی است که به سازند آسماری در راس ختم می‌شود. این واحد در برش روستای چهارده بیشترین ضخامت را دارد که متر از آن ۳۵۷.۷ متر می باشد. قابل ذکر بوده که ضخامت واحد مورد بحث در برش سد ایلام ۳۵۲ متر، در برش تنگ حتی ۲۲۰ متر و در برش جهانگیر آباد ۱۵۰ متر است (شکل ۴).



شکل ۴: انطباق سازند پابده در برش سدا ایلام با برش های روستای جهانگیرآباد، تنگ حتی و روستای چهارده براساس ویژگی های سنگ شناسی در حوضه رسوبی زاگرس.

۵- زیست چینه نگاری سازند پابده در برش سد ایلام

فرامینفرهای پلانکتونیک به علت دارا بودن تنوع زیاد، قدرت تفکیک بالا، گسترش جهانی و پوسته ای مقاوم در برابر عوامل مخرب تافونومیکی، یکی از بهترین گروه ها برای انجام مطالعات زیست چینه نگاری می باشند. پیشرفت سریع و اهمیت وافر مطالعات فرامینفرهای پلانکتون در چند دهه اخیر، سبب استفاده گسترده از این گروه فسیلی در مطالعات زیست چینه نگاری و بایوزوناسیون های محلی، منطقه ای و بین المللی واحد های چینه ای با یکدیگر شده است. در این تحقیق برای تعیین بایوزوناسیون برش مورد مطالعه از بیوزون بندی ارائه شده توسط Wade et al., 2011 استفاده گردیده که مطالعات انجام شده بر روی فرامینفرهای پلانکتون در برش سد ایلام منجر به شناسایی ۲۵ جنس و ۱۰۵ گونه شده است [۱۸].

مطالعات صورت پذیرفته بر روی فرامینفرهای پلانکتونیک سازند پابده در برش سد ایلام منجر به تفکیک ۲۶ بیوزون و ۲ زیربیوزون گردید که بر این اساس سن سازند پابده در این برش داین میانی- آکیتانین پیشین در نظر گرفته شده است (شکل ۵)

۵-۱- زون های زیستی سازند پابده در برش سد ایلام:

در مطالعه زیست چینه نگاری سازند پابده در برش سد ایلام ۲۶ زون و ۲ زیرزون به شرح زیر شناسایی و معرفی گردید:
 Biozone 1: *Morozovella angulata* Lowest occurrence Zone
 این بیوزون اینتروالی در حدفاصل ۲ افق اولین حضور گونه ی *Morozovella angulata* در پایین و اولین حضور گونه ی *Globanomalina pseudomenardii* در بالا است. این زون مطابق با زون زیستی P3 از زون بندی Wade et al., 2011 می

باشد [۱۸]. (لازم به ذکر است بیوزن های Po, Pa, P1, P2 و بخشی از بیوزون P3 در سازند گورپی گسترش دارند که در ستون زیست چینه‌نگاری برش مورد مطالعه نیز لحاظ شده است). زون مذکور در برش سد ایلام دارای ضخامت ۳ متر بوده و که در هر دو سازند پابده و گورپی دارای گسترش می باشد. قابل ذکر است که دو متر از این زون متعلق به سازند پابده بوده و یک متر از آن در سازند گورپی قرار دارد. سن نسبی: پالئوسن پیشین - میانی (دانین - سلان‌دین). فسیل های همراه این بیوزون عبارتند از:

Chiloguembelina sp., *Globanomalina imitata*, *Igorina pussila*, *Morozovella angulata*, *Morozovella conicotruncata*, *Morozovella oclusa*, *Morozovella praeangulata*, *Parasubbotina varianta*, *Subbotina triangularis*, *Subbotina triloculinoides*.

Biozone 2: *Globanomalina pseudomenardii* Taxon range Zone

این زون زیستی بر اساس محدوده حضور *Globanomalina pseudomenardii* که از اولین حضور تا آخرین حضور این گونه تعیین شده است. این زون با زون زیستی P4 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. سن نسبی: پالئوسن میانی - پسین (سلان‌دین - تانتین) این زون دارای ضخامت ۴۸ متری است که در واحد شیل ارغوانی در برش سد ایلام واقع شده است. فسیلهای همراه این بیوزون عبارتند از:

Acarinina soldadoensis, *Acarinina subsphaerica*, *Chiloguembelina* sp., *Globanomalina imitata*, *Globanomalina chapmanii*, *Morozovella angulata*, *Morozovella acutispira*, *Morozovella oclusa*, *Morozovella aequa*, *Morozovella velascoensis*, *Morozovella acuta*, *Morozovella acutispira*, *Parasubbotina varianta*, *Subbotina triangularis*, *Subbotina triloculinoides*.

Biozone 3: *Morozovella velascoensis* Partial range Zone

این زون زیستی با حضور بخشی از گونه *Morozovella velascoensis* در حد فاصل دو افق آخرین حضورگونه ی *Globanomalina pseudomenardii* در پایین و اولین حضورگونه ی *Acarinina sibaiyaensis* در بالا مشخص می شود. این زون با زون زیستی P5 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. این زون زیستی در برش سد ایلام ۳ متر که در واحد شیل ارغوانی گسترش دارد. سن نسبی: پالئوسن پسین (تانتین). فسیلهای همراه این بیوزون شامل موارد زیر می باشد:

Acarinina soldadoensis, *Acarinina subsphaerica*, *Globanomalina imitata*, *Globanomalina chapmanii*, *Globanomalina australiformis*, *Igorina albeari*, *Morozovella oclusa*, *Morozovella aequa*, *Morozovella passionensis*, *Morozovella subbotinae*, *Morozovella velascoensis*, *Parasubbotina varianta*.

Biozone 4: *Acarinina sibaiyaensis* Lowest occurrence Zone

این زون زیستی در حد فاصل دو افق اولین حضورگونه ی *Acarinina sibaiyaensis* در پایین و اولین حضورگونه ی *Pseudohastigerina wilcoxensis* در بالا مشخص شده است. این زون با زون زیستی E1 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. این زون زیستی دارای ضخامت ۱.۵ متر و در واحد شیل ارغوانی واقع شده است. سن نسبی: ائوسن پیشین (اپریزین). فسیل های همراه در این زون زیستی عبارتند از:

Acarinina esnaensis, *Acarinina soldadoensis*, *Acarinina subsphaerica*, *Globanomalina australiformis*, *Globanomalina chapmanii*, *Igorina broedermanii*, *Morozovella Subbotinae*, *Morozovella aequa*, *Parasubbotina varianta*.

Biozone 5: *Pseudohastigerina wilcoxensis*/*Morozovella velascoensis* Concurrent range Zone

این زون زیستی یک زون اشتراکی است که محدوده اشتراک آن در حد فاصل اولین حضورگونه ی *Pseudohastigerina wilcoxensis* در پایین و آخرین حضورگونه ی *Morozovella velascoensis* در نظر گرفته شده است. این زون با زون

زیستی E2 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. این زون به ضخامت ۳ متر در واحد شیل ارغوانی گسترش دارد. سن نسبی: ائوسن پیشین (ایپرزین).

فسیلهای همراه در این زون زیستی عبارتند از:

Acarinina soldadoensis, *Acarinina aspensis*, *Acarinina lodoensis*, *Acarinina subsphaerica*, *Globomalina chapmanii*, *Igorina broedermanii*, *Morozovella aequa*, *Morozovella subbotinae*, *Morozovella edgari*, *Morozovella gracilis*, *Parasubbotina varianta*.

Biozone 6: *Morozovella marginodentata* Partial range Zone

این زون زیستی شامل بخشی از حضور گونه *Morozovella marginodentata* در حد فاصل آخرین حضورگونه ی *Morozovella velascoensis* در پایین و اولین حضور *Morozovella formosa* در بالا تعیین شده است. این زون با زون زیستی E3 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. این زون زیستی به ضخامت ۱.۵ متر در واحد شیل ارغوانی واقع شده است. سن نسبی: ائوسن پیشین (ایپرزین).

فسیلهای همراه در این زون زیستی عبارتند از:

Acarinina esnaensis, *Acarinina aspensis*, *Acarinina soldadoensis*, *Globomalina lexurensis*, *Igorina broedermanii*, *Morozovella edgari*, *Morozovella aequa*, *Morozovella subbotinae*, *Parasubbotina varianta*, *Pseudohastigerina wilcoxensis*.

Biozone 7: *Morozovella formosa* Lowest occurrence Zone

این زون از نوع اینتروال بوده و بین اولین حضورگونه ی *Morozovella formosa* در پایین و اولین حضورگونه ی *Morozovella aragonensis* در بالا می باشد. این زون با زون زیستی E4 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. سن نسبی: ائوسن پیشین (ایپرزین). این زون زیستی در برش سد ایلام ۲۱ متر ضخامت دارد در واحد شیل ارغوانی سازند پایده گسترش دارد.

فسیلهای همراه در این زون زیستی شامل موارد زیر می باشد:

Acarinina soldadoensis, *Acarinina aspensis*, *Acarinina pentacamerata*, *Acarinina pseudotopilensis*, *Acarinina quetra*, *Guembeltrioides lozanoi*, *Morozovella gracilis*, *Morozovella marginodentata*, *Morozovella lensiformis*, *Morozovella aequa*, *Morozovella subbotinae*, *Pseudohastigerina wilcoxensis*.

Biozone 8: *Morozovella aragonensis*/*Morozovella subbotinae* Concurrent range Zone

این زون زیستی به عنوان یک زون اشتراکی در نظر گرفته شده است که محدوده اشتراک آن بین آخرین حضورگونه ی *Morozovella subbotinae* در پایین و اولین حضورگونه ی *Morozovella aragonensis* در بالا مشخص شده است. این زون با زون زیستی E5 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. سن نسبی: ائوسن پیشین (ایپرزین). این زون زیستی به ضخامت ۳ متر در واحد شیل ارغوانی دیده می شود.

فسیلهای همراه در این زون زیستی عبارتند از:

Acarinina esnaensis, *Acarinina aspensis*, *Acarinina pentacamerata*, *Acarinina coaligensis*, *Acarinina primitiva*, *Acarinina pseudotopilensis*, *Guembeltrioides lozanoi*, *Igorina broedermanii*, *Morozovella formosa*, *Morozovella marginodentata*, *Morozovella lensiformis*, *Morozovella crater*, *Pseudohastigerina wilcoxensis*.

Biozone 9: *Acarinina pentacamerata* Partial range Zone

این زون زیستی بخشی از حضور گونه *Acarinina pentacamerata* در بر میگیرد که بین دو افق زیستی آخرین حضور *Morozovella subbotinae* در پایین و اولین حضور *Acarinina cuneicamerata* در بالا می باشد. این زون با زون زیستی E6 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. سن نسبی: ائوسن پیشین (ایپرزین). این زون نیز به ضخامت ۳ متر در واحد شیل ارغوانی گسترش دارد.

فسیلهای همراه در این زون زیستی عبارتند از:

Acarinina primitiva , *Acarinina coaligensis* , *Acarinina pseudotopilensis*, *Acarinina quetra* , *Guembeltrioides lozanoi*, *Morozovella aragonensis* , *Morozovella crater*, *Morozovella lensiformis*, *Parasubbotina varianta*.

Biozone 10: *Acarinina cuneicamerata* Lowest occurrence Zone

این زون زیستی ایتروالی است بین اولین حضورگونه *Acarinina cuneicamerata* در پایین و اولین حضور گونه *Guembeltrioides nuttallii* در بالا تعیین شده است. این زون با زون زیستی E7 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. سن نسبی: ائوسن میانی (لوتسین). زون E7 براساس اولین حضور (Payros et al., 2007) *Turborotalia frontosa* به دو زیر زون تقسیم می شود [۱۶]:

Subzone 10a: *Acarinina cuneicamerata* Lowest occurrence Subzone

این زیرزون زیستی ایتروالی است بین اولین حضور گونه *Acarinina cuneicamerata* در پایین و اولین حضور *Turborotalia frontosa* در بالا تعیین شده است. این زون با زون زیستی E7a از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. سن نسبی: ائوسن پیشین (ایپرزین). این زیرزون به ضخامت ۷.۵ متر و در واحد سنگ آهک مارنی به همراه سنگ آهک پایینی سازند پابده واقع شده است. فسیلهای همراه در این زیرزون عبارتند از:

Acarinina primitiva , *Acarinina coaligensis* , *Acarinina pseudotopilensis*, *Acarinina quetra* , *Acarinina pentacamerata* , *Acarinina collactea* , *Astrorotalia palmera*, *Chiloguembelina* sp., *Guembeltrioides lozanoi*, *Morozovella aragonensis*, *Morozovella crater*, *Morozovella caucasica*

Subzone 10b. *Turborotalia frontosa* Lowest occurrence Subzone

این زیرزون زیستی ایتروالی است بین اولین حضور *Turborotalia frontosa* در پایین و اولین حضور گونه *Guembeltrioides nuttallii* در بالا تعیین شده است. این زون با زون زیستی E7b از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. سن نسبی: ائوسن زیرین - میانی (ایپرزین-لوتسین). این زون زیستی به ضخامت ۱۰.۵ متر در واحد سنگ آهک مارنی به همراه سنگ آهک پایینی واقع شده است. فسیلهای همراه در این زون زیستی عبارتند از:

Acarinina cunicamerata, *Acarinina collactea*, *Astrorotalia palmera*, *Chiloguembelina* sp., *Guembeltrioides lozanoi*, *Morozovella aragonensis*, *Morozovella crater*, *Morozovella caucasica*, *Morozovelloides bandyi*, *Parasubbotina varianta*, *pseudohastigerina micra*.

Biozone 11: *Guembeltrioides nuttallii* Lowest-occurrence Zone

این زون زیستی با ایتروالی بین دو افق زیستی اولین حضور *Guembeltrioides nuttallii* در پایین و اولین حضور *Globigerinatheka kugleri* در بالا مشخص می شود. این زون با زون زیستی E8 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. سن نسبی: ائوسن میانی (لوتسین). این زون زیستی به ضخامت ۱۸ متر در واحد سنگ آهک مارنی به همراه سنگ آهک پایینی گسترش دارد. فسیلهای همراه در این زون زیستی عبارتند از:

Acarinina bullbrooki , *Acarinina collactea*, *Guembeltrioides lozanoi* , *Morozovella aragonensis*, *Morozovelloides bandyi*, *Parasubbotina varianta*, *Pseudohastigerina micra*, *Turborotalia frontosa*.

Biozone 12: *Globigerinatheka kugleri*/ *Morozovella aragonensis* Concurrent range Zone

این زون زیستی به عنوان یک زون زیستی اشتراکی در نظر گرفته که محدوده اشتراک آن بین اولین حضور گونه ی *Globigerinatheka kugleri* در پایین و آخرین حضور گونه ی *Morozovella aragonensis* در بالا تعیین می شود. این زون با زون زیستی E9 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. سن نسبی: ائوسن میانی (لوتسین). این زون زیستی در برش سد ایلام به ضخامت ۳۶ متر (۶ متر کاور و پوشیده) است که در واحد سنگ آهک مارنی به همراه سنگ آهک پایینی قرار دارد.

فسیلهای همراه در این زون زیستی عبارتند از:

Acarinina collactea, *Acarinina bullbrooki*, *Guembeltrioides nuttallii*, *Globigerinatheka barri*, *Globigerinatheka index*, *Morozovelloides bandyi*, *Morozovelloides lehneri*, *Parasubbotina variant*, *Pseudohastigerina micra*, *Turborotalia frontosa*.

Biozone 13: *Acarinina topilensis* Partial-range Zone

این زون زیستی شامل بخشی از حضور گونه ی *Acarinina topilensis* است که بین دو افق زیستی آخرین حضور گونه ی *Morozovella aragonensis* در پایین و اولین حضور گونه ی *Guembeltrioides nuttallii* در بالا تعیین شده است. این زون با زون زیستی E10 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. سن نسبی: ائوسن میانی (لوتسین).

این زون زیستی در برش سد ایلام به ضخامت ۵۷ متر و در واحد سنگ آهک مارنی به همراه سنگ آهک پایینی قرار دارد. فسیلهای همراه در این زون زیستی عبارتند از:

Acarinina pratopilensis, *Chiloguembelina* sp., *Globigerinatheka barri*, *Globigerinatheka kugleri*, *Globigerinatheka mexicana*, *Globigerinatheka index*, *Hantkenina* sp., *Morozovelloides crassatus*, *Morozovelloides lehneri*, *Morozovelloides bandyi*, *Pseudohastigerina micra*, *Turborotalia frontosa*, *Turborotalia pomeroli*.

Biozone 14: *Morozovelloides lehneri* Partial range Zone

این زون زیستی شامل بخشی از حضور گونه *Morozovelloides lehneri* است که بین دو افق آخرین حضور گونه ی *Guembeltrioides nuttallii* در پایین و اولین حضور گونه ی *Orbulinoides beckmanni* در بالان تعیین شده است. این زون با زون زیستی E11 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. سن نسبی: ائوسن میانی (بارتونین).

این زون زیستی به ضخامت ۳۳ متر و در واحد سنگ آهک مارنی به همراه سنگ آهک پایینی قرار دارد.

فسیلهای همراه در این زون زیستی عبارتند از:

Acarinina pratopilensis, *Globigerinatheka barri*, *Globigerinatheka korotkovi*, *Globigerinatheka index*, *Globigerinatheka mexicana*, *Guembeltrioides nuttallii*, *Hantkenina dumblei*, *Hantkenina lehneri*, *Morozovelloides crassatus*, *Morozovelloides cronatus*, *Parasubbotina varianta*, *Subbotina yeguaensis*, *Turborotalia pomeroli*.

Biozone 15: *Orbulinoides beckmanni* Taxon range Zone

این زون زیستی است که توسط محدوده اولین حضور تا آخرین حضور گونه *Orbulinoides beckmanni* مشخص می شود. این زون با زون زیستی E12 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. سن نسبی: ائوسن میانی (بارتونین). این زون به ضخامت ۳۹ متر در واحد سنگ آهک مارنی به همراه سنگ آهک پایینی و کمی در واحد سنگ آهک چرتی گسترش یافته است.

فسیلهای همراه در این زون زیستی عبارتند از:

Acarinina pratopilensis, *Chiloguembelina* sp., *Globigerinatheka barri*, *Globigerinatheka index*, *Globigerinatheka mexicana*, *Guembeltrioides nuttallii*, *Hantkenina* sp., *Hantkenina dumblei*, *Morozovelloides crassatus*, *Pseudohastigerina micra*, *Parasubbotina varianta*, *Turborotalia pomeroli*.

Biozone 16: *Morozovelloides crassatus* Highest occurrence Zone

این زون زیستی ایتروالی بین دو افق زیستی آخرین حضور گونه ی *Orbulinoides beckmanni* در پایین و آخرین حضور گونه ی *Morozovelloides crassatus* در بالا می باشد. این زون با زون زیستی E13 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. سن نسبی: ائوسن میانی (بارتونین). این زون زیستی به ضخامت ۶۰ متر در واحد سنگ آهک چرتی واقع شده است.

فسیل‌های همراه در این زون زیستی عبارتند از:

Catapsydrax sp., *Guembeltrioides nuttallii*, *Globigerinatheka barri*, *Globigerinatheka semiinvoluta*, *Globigerinatheka korotkovi*, *Globigerinatheka index*, *Hantkenina* sp., *Hantkenina leheri*, *Morozovelloides cronatus*, *Pseudohastigerina micra*, *Turborotalia pomeroli*, *Turborotalia increbescense*, *Turborotalia cerroazulensis*, *Turborotalia cocoaensis*.

Biozone 17: *Globigerinatheka semiinvoluta* Highest-occurrence Zone

این زون زیستی ایتروالی است که بین دو افق زیستی آخرین ظهور گونه ی *Morozovelloides crassatus* در پایین و آخرین حضور گونه ی *Globigerinatheka semiinvoluta* در بالا تعیین شده است. این زون با زون زیستی E14 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. سن نسبی: ائوسن میانی - پسین (بارتونین - پریابونین). این زون زیستی به ضخامت ۲۲.۵ متر در واحد سنگ آهک چرتی گسترش دارد.

فسیل‌های همراه در این زون زیستی عبارتند از:

Catapsydrax sp., *Globigerinatheka index*, *Globigerinatheka mexicana*, *Globoturborotalita ouachitaensis*, *Parasubbotina varianta*, *Subbotina yeguaensis*, *Turborotalia increbescense*, *Turborotalia cerroazulensis*, *Turborotalia cocoaensis*, *Turborotalia pomeroli*.

Biozone 18: *Globigerinatheka index* Highest-occurrence Zone

این زون زیستی ایتروالی است که بین دو افق زیستی آخرین حضور گونه ی *Globigerinatheka semiinvoluta* در پایین و آخرین حضور گونه ی *Globigerinatheka index* در بالا قرار دارد. این زون با زون زیستی E15 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. سن نسبی: ائوسن پسین (پریابونین). این زون زیستی به ضخامت ۱۹.۵ متر در واحد سنگ آهک چرتی واقع شده است.

فسیل‌های همراه در این زون زیستی عبارتند از:

Globigerinatheka mexicana, *Globoturborotalita ouachitaensis*, *Hantkenina* sp., *Parasubbotina varianta*, *Subbotina yeguaensis*, *Turborotalia increbescense*, *Turborotalia cerroazulensis*, *Turborotalia cocoaensis*, *Turborotalia pomeroli*, *Turborotalia ampliapertura*.

Biozone 19: *Hantkenina alabamensis* Highest-occurrence Zone

این زون زیستی ایتروالی است که بین دو افق زیستی آخرین ظهور گونه ی *Globigerinatheka index* در پایین و آخرین حضور گونه ی *Hantkenina alabamensis* در بالا تعیین می شود. این زون با زون زیستی E16 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. سن نسبی: ائوسن پسین (پریابونین). این زون زیستی به ضخامت ۱۶.۵ متر در واحد سنگ آهک چرتی واقع شده است.

فسیل‌های همراه در این زون زیستی عبارتند از:

Catapsydrax sp., *Globoturborotalita ouachitaensis*, *Hantkenina* sp., *Pseudohastigerina naguewichiensis*, *Subbotina yeguaensis*, *Turborotalia increbescense*, *Turborotalia cerroazulensis*, *Turborotalia cocoaensis*, *Turborotalia pomeroli*, *Turborotalia ampliapertura*.

Biozone 20: *Pseudohastigerina naguewichiensis* Highest-occurrence Zone

این بیوزون هم ایتروالی است بین آخرین حضور گونه ی *Hantkenina alabamensis* در پایین و آخرین حضور گونه ی *Pseudohastigerina naguewichiensis* در بالا تعیین شده است. این زون با زون زیستی O1 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. سن نسبی: الیگوسن پیشین (روپلین). این زون زیستی در برش سد ایلام به ضخامت ۱۳.۵ متر در واحد های سنگ آهک چرتی و سنگ آهک مارنی به همراه سنگ آهک بالایی گسترش دارد. فسیلهای همراه در این زون زیستی عبارتند از:

Catapsydrax sp., *Chiloguembelina cubensis*, *Globoturborotalita ouachitaensis*, *Globoturborotalita quadrocamerata*, *Turborotalia ampliapertura*.

Biozone 21: *Turborotalia ampliapertura* Highest occurrence Zone

این زون ایتروالی بین آخرین حضور گونه ی *Pseudohastigerina naguewichiensis* در پایین و آخرین حضور گونه ی *Turborotalia ampliapertura* در بالا می باشد. این زون با زون زیستی O2 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. سن نسبی: الیگوسن پیشین (روپلین). این زون زیستی به ضخامت ۶۱.۵ متر در واحد سنگ آهک مارنی به همراه سنگ آهک بالایی قرار دارد. فسیل های مشاهده شده در این زون:

Catapsydrax sp., *Chiloguembelina cubensis*, *Dentoglobigerina tripartite*, *Globoturborotalita ouachitaensis*, *Globoturborotalita quadrocamerata*, *Globoturborotalita qunacki*, *Globigerina angulioficialis*, *Paragloborotalia nana*, *Tenuitella gemma*.

Biozone 22: *Dentoglobigerina sellii* Partial-range Zone

این زون شامل بخشی از حضور گونه ی *Dentoglobigerina sellii* در حد فاصل بین آخرین حضور گونه ی *Turborotalia ampliapertura* در پایین و اولین حضور گونه ی *Globigerina angulisuturalis* در بالا مشخص شده است. این زون با زون زیستی O3 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. سن نسبی: انتهای الیگوسن پیشین (روپلین). این زون زیستی به ضخامت ۱۸ متر در واحد سنگ آهک مارنی به همراه سنگ آهک بالایی قرار دارد. فسیلهای همراه شناسایی شده شامل:

Chiloguembelina cubensis, *Dentoglobigerina galavisi*, *Dentoglobigerina tripartite*, *Globigerina ciproensis*, *Globigerina angulioficialis*, *Globoturborotalita brazier*, *Globoturborotalita ouachitaensis*, *Globoturborotalita quadrocamerata*, *Globoturborotalita qunacki*, *Paragloborotalia nana*, *Paragloborotalia opima*, *Tenuitella gemma*, *Tenuitella munda*.

Biozone 23: *Globigerina angulisuturalis*/*Chiloguembelina cubensis* Concurrent-range Zone

این زون زیستی یک زون اشتراکی است که محدوده اشتراک آن در اولین حضور گونه ی *Globigerina angulisuturalis* در پایین و آخرین حضور گونه ی *Chiloguembelina cubensis* در بالا قرار دارد. این زون با زون زیستی O4 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. سن نسبی: انتهای الیگوسن پیشین (روپلین). این زون زیستی به ضخامت ۶۳ متر در واحد سنگ آهک مارنی به همراه سنگ آهک بالایی گسترش دارد. در این زون زیستی فسیلهای همراه زیر شناسایی شد:

Dentoglobigerina galavisi, *Globigerina angulioficialis*, *Globigerina ciproensis*, *Globoturborotalita brazieri*, *Globoturborotalita ouachitaensis*, *Globoturborotalita quadrocamerata*, *Paragloborotalia nana*, *Paragloborotalia opima*, *Subbotina gortanii*, *Tenuitella gemma*, *Tenuitella munda*.

Biozone 24: *Paragloboroalia opima* Highest occurrence Zone

این زون زیستی ایتروالی بین دو افق زیستی آخرین حضور گونه ی *Chiloguembelina cubensis* در پایین و آخرین حضور گونه ی *Paragloboroalia opima* در بالا مشخص شده است. این زون با زون زیستی O5 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. سن نسبی: الیگوسن پسین (اوایل شاتین). این زون زیستی به ضخامت ۱۰۵ متر در واحد سنگ آهک مارنی به همراه سنگ آهک بالایی قرار دارد.

فسیل های همراهی که با این زون مشاهده شده:

Dentoglobigerina galavisi, *Globigerina anguliofincialis*, *Globigerina angulisuturalis*, *Globigerina ciproensis*, *Globoturborotalita ouachitaensis*, *Globoturborotalita brazier*, *Subbotina gortanii*, *Tenuitella gemma*.

Biozone 25: *Globigerina ciproensis* partial range Zone

این زون زیستی شامل بخشی از حضور گونه ی *Globigerina ciproensis* در بین آخرین حضور گونه ی *Paragloboroalia opima* در پایین و اولین حضور *Paragloboroalia pseudokugleri* در بالا مشخص شده است. این زون با زون زیستی O6 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. سن نسبی: الیگوسن پسین (اواسط – اواخر شاتین).

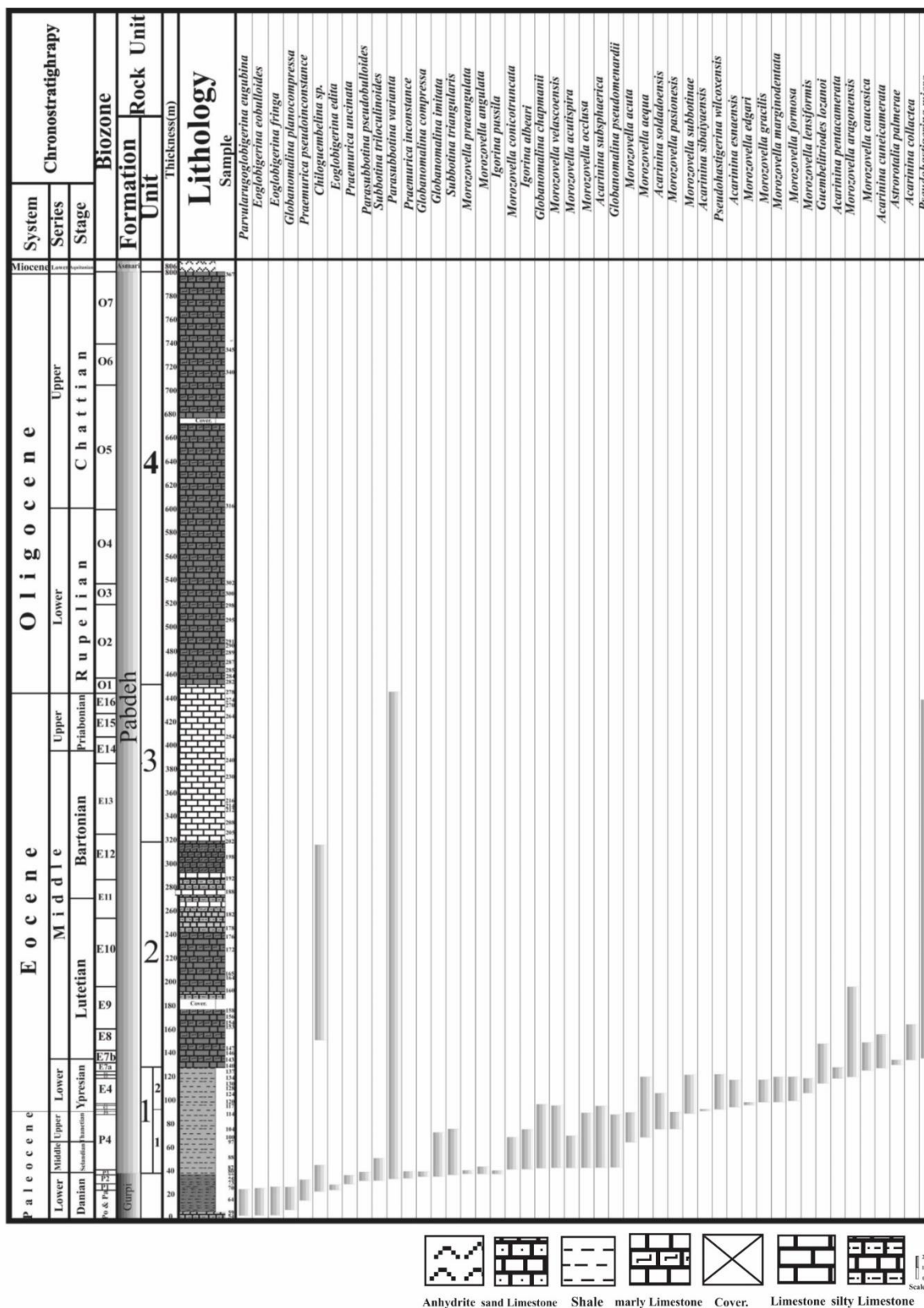
ضخامت این زون در برش مورد مطالعه ۳۵.۵ متر که در واحد سنگ آهک مارنی به همراه سنگ آهک بالایی گسترش دارد. فسیل های همراه عبارتند از:

Globigerina anguliofincialis, *Globigerina angulisuturalis*, *Globoturborotalita quadrocamerata*, *Globorotaloides stainforthi*, *Paraglorotalia mayeri*, *Subbotina gortanii*, *Tenuitella gemma*.

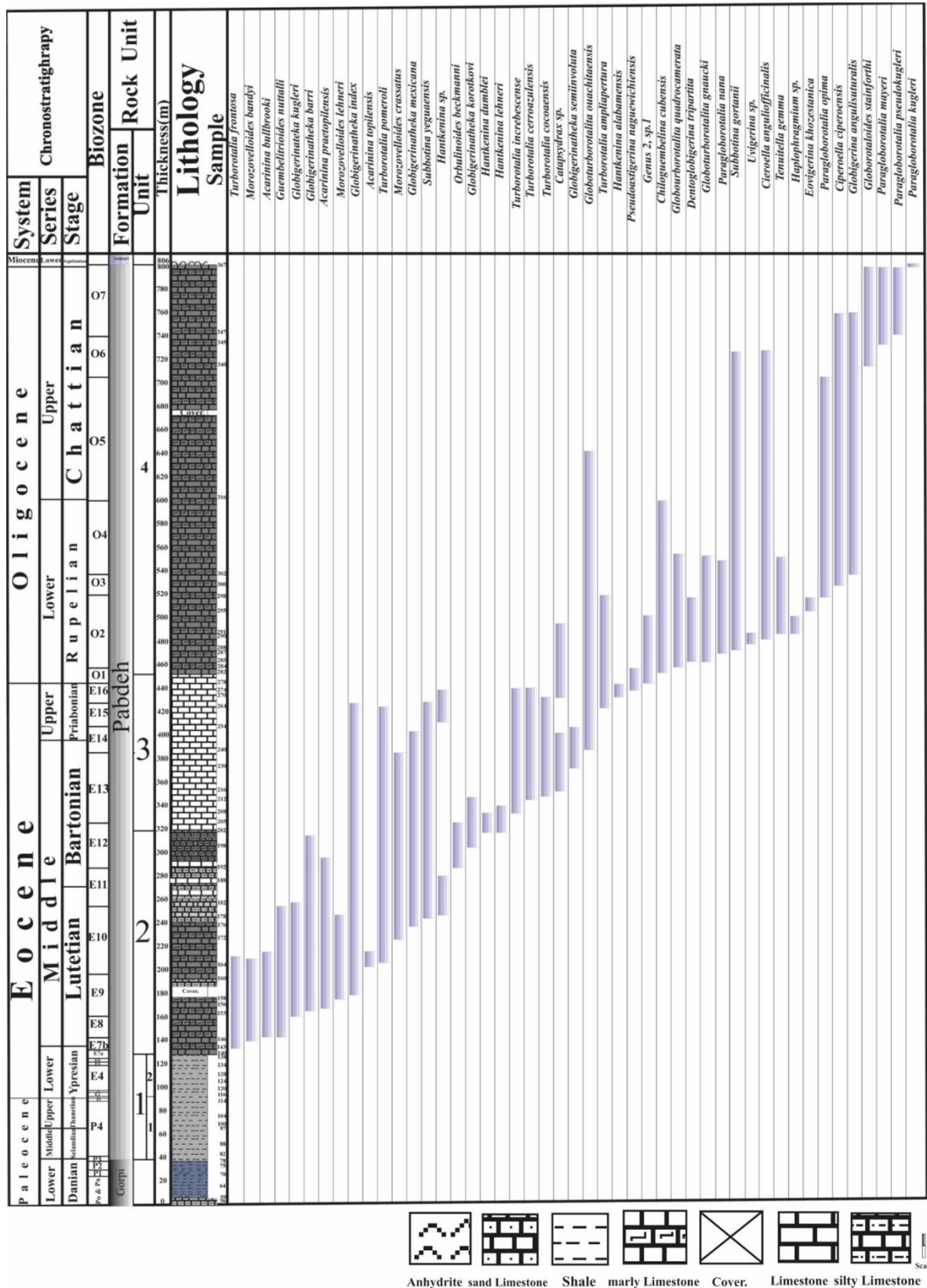
Biozone 26: *Paragloboroalia pseudokugleri* Lowest occurrence Zone

این زون ایتروالی بین دو افق زیستی اولین حضور گونه ی *Paragloboroalia pseudokugleri* در پایین و اولین حضور گونه ی *Paragloboroalia kugleri* در بالا تعیین شده است. این زون با زون زیستی O7 از زون بندی زیستی Wade et al., 2011 منطبق است [۱۸]. سن نسبی: الیگوسن پسین – میوسن پیشین (اواخر شاتین – اوایل آکیتانین). ضخامت این زون در برش سد ایلام ۵۹ متر در واحد سنگ آهک مارنی به همراه سنگ آهک بالایی گسترش دارد. فسیل های همراه این زون موارد زیر می باشد:

Globigerina angulisuturalis, *Globigerina ciproensis*, *Globoturborotalita stainforthi*, *Paragloboroalia mayeri*, *Paragloboroalia pseudokugleri*, *Paragloboroalia kugleri*.



شکل ۵: ستون زیست چینه نگاری سازند پابده در برش سد ایلام



شکل ۵: ادامه ستون زیست چینه نگاری سازند پابده در برش سد ایلام.

۶- نتیجه گیری

- ۱- نهشته های سازند پابده در برش سد ایلام دارای ۷۶۴ متر (شروع پابده تا شروع انیدریت کلهر) ضخامت می باشد که شامل واحد های شیل ارغوانی (۲ بخش)، سنگ آهک مارنی همراه با سنگ آهک پایینی، سنگ آهک چرتی و سنگ آهک مارنی همراه با سنگ آهک بالایی است.
- ۲- انطباق لیتولوژیکی سازند پابده در برش سد ایلام با برش های جهانگیرآباد، تنگ حتی و روستای چهارده نشان دهنده تغییرات سنگ‌شناختی اندک سازند بوده بطوریکه در هر چهار برش، ۴ واحد شیل ارغوانی، سنگ آهک مارنی همراه با سنگ آهک پایینی، سنگ آهک و سنگ آهک مارنی همراه با سنگ آهک بالایی قابل شناسایی و تفکیک می باشند.
- ۳- مرز زیرین سازند پابده در این برش با سازند گورپی پیوسته و برخلاف دیگر برشهای بررسی شده در این مقاله مرز بالایی سازند پابده با سازند آسماری به احتمال زیاد ناپیوسته می باشد.
- ۴- براساس مطالعات انجام شده بر روی نمونه‌های برداشت شده در برش سد ایلام تعداد ۲۵ جنس و ۱۰۵ گونه در طبقات سازند پابده شناسایی گردید که براساس آن‌ها تعداد ۲۶ بیوزون و ۲ زیر بیوزون برطبق زون بندی wade et al., 2011 شناسایی گشت.

سپاس و قدردانی

از داوران گرانقدر برای بررسی دقیق و تخصصی این مقاله کمال تشکر را دارم. همینطور از اساتید و کارمندان گروه زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد که به بنده در راستای پیشبرد مقاله کمک و همکاری کردن تشکر میکنم. همچنین از داوان محترم این مقاله آقایان دکتر علی بهرامی (دانشیار دانشگاه اصفهان) و دکتر محمد شریفی (استادیار دانشگاه کردستان) تشکر و قدردانی می نمایم.

Plate 1

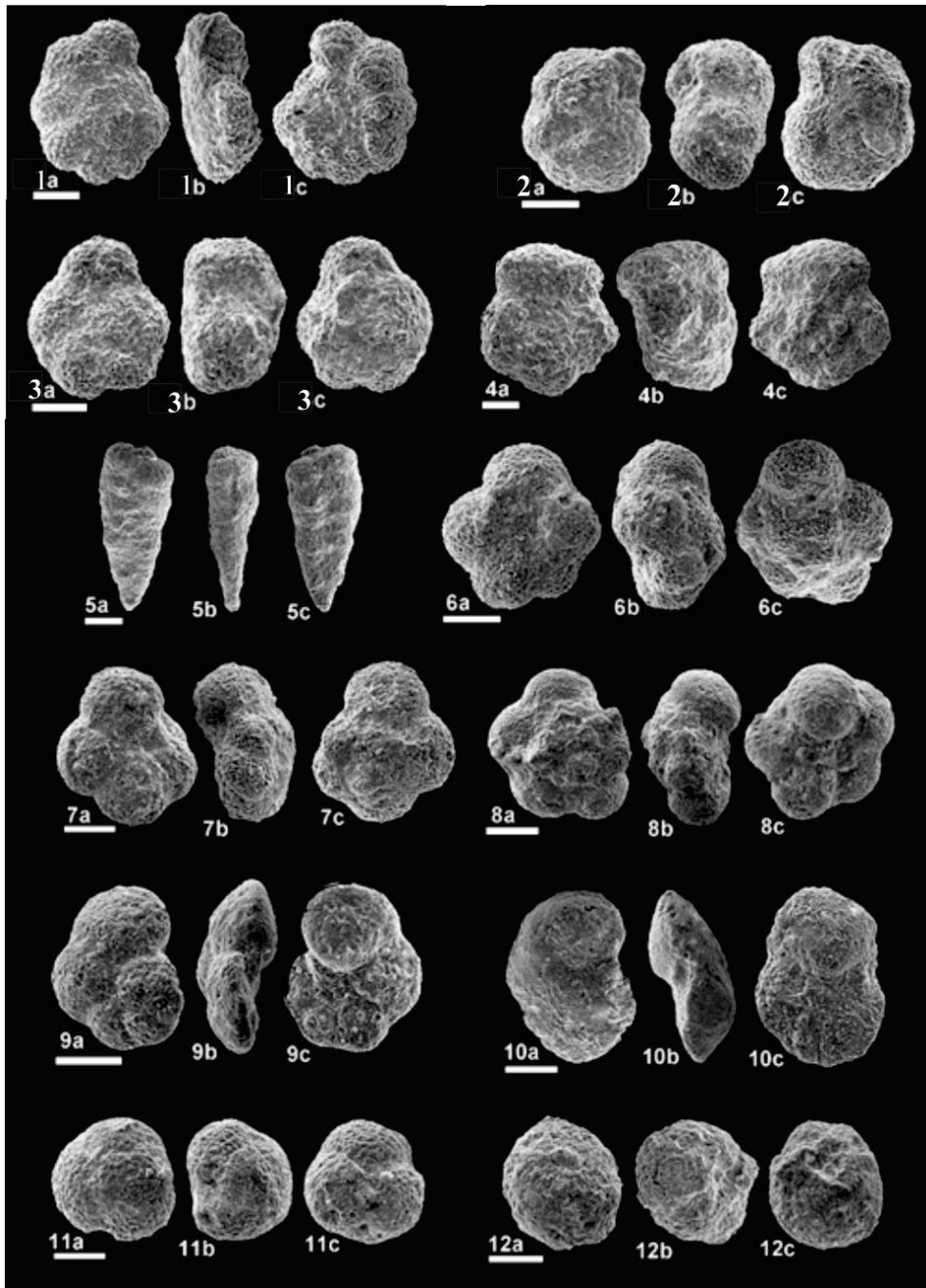


Plate 1

Figs 1a - c: *Acarinina aspensis* (Blow 1979), Sample No: 116; Figs 2a - c: *Acarinina cuneicamerata* (Subbotina 1947), Sample No: 147; Figs 3a - c: *Acarinina pentacamerata* (El Naggar 1966), Sample No: 137; Figs 4a - c: *Acarinina topilensis* (Cushman 1925), Sample No: 165; Figs 5a - c: *Chiloguembelina cubensis* (Palmer 1934), Sample No: 302; Figs 6a - c: *Ciperoella angulisuturalis* (Bolli, 1957), Sample No: 343; Figs 7a - c: *Ciperoella ciperoensis* (Bolli, 1954), Sample No: 345; Figs 8a - c: *Eoglobigerina edita* (Subbotina 1953), Sample No: 70; Figs 9a - c: *Globanomalina compressa* (Plummer 1927), Sample No: 77; Figs 10a - c: *Globanomalina pseudomenardii* (Bolli 1957), Sample No: 79; Figs 11a - c: *Globigerinatheka kugleri* (Bolli, Loeblich & Tappan 1957), Sample No: 158; Figs 12a - c: *Globigerinatheka semiinvoluta* (Keijzer 1945), Sample No: 245

Plate 2

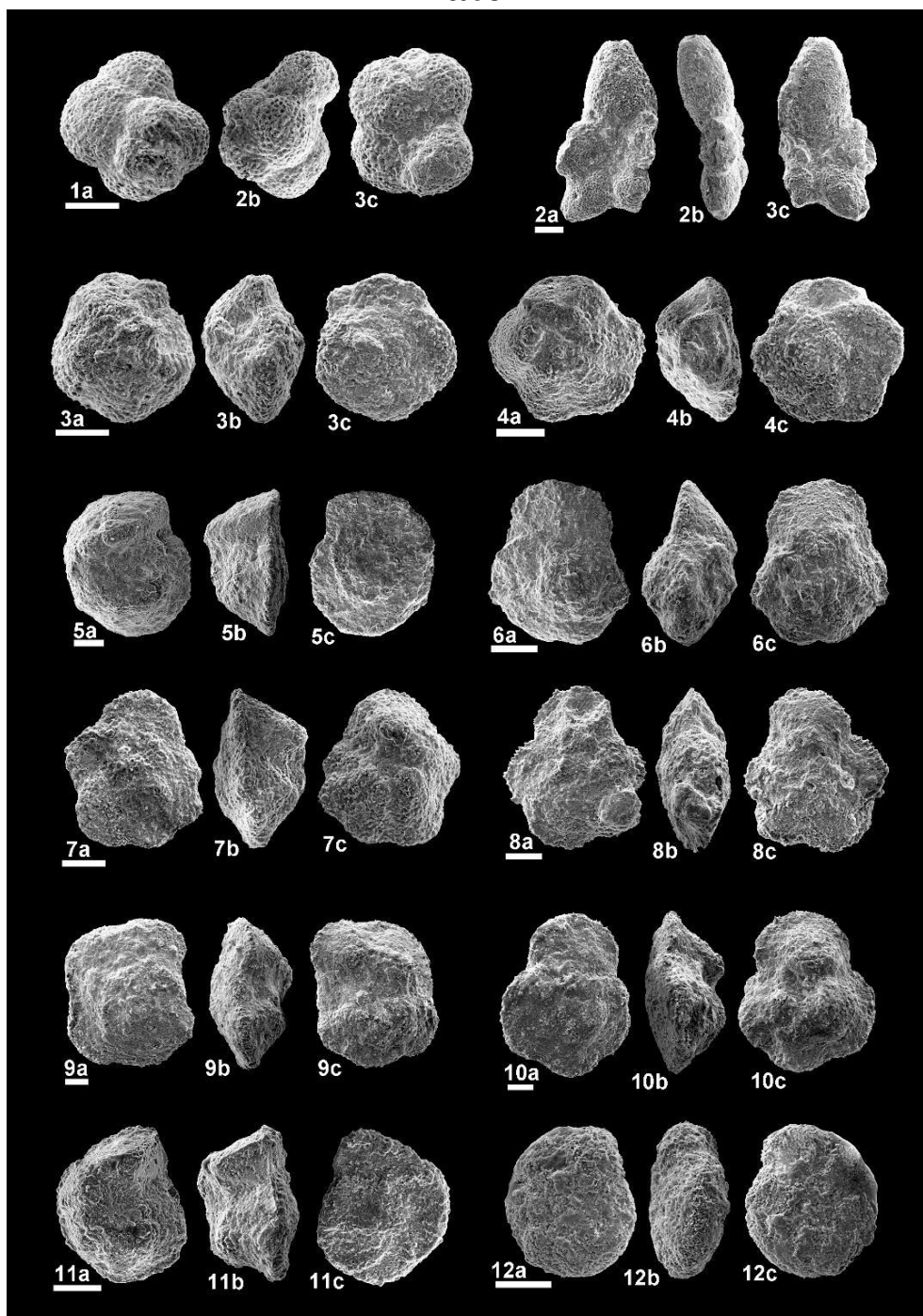


Plate 2

Figs 1a – c: *Guembelitrioides nuttalli* (Hamilton 1953), Sample No: 163; Figs 2a – c: *Hantkenina lehneri* Cushman & Jarvis 1929, Sample No: 204; Figs 3a – c: *Igorina cf. pusilla* (Bolli 1957), Sample No: 80; Figs 4a – c: *Morozovella angulata* (White 1928), Sample No: 81; Figs 5a – c: *Morozovella aragonensis* (Nuttall 1930), Sample No: 150; Figs 6a – c: *Morozovelloides crassatus* (Cushman 1925), Sample No: 192; Figs 7a – c: *Morozovella formosa* (Bolli 1957), Sample No: 128; Figs 8a – c: *Morozovelloides lehneri* (Cushman & Jarvis 1929), Sample No: 172; Figs 9a – c: *Morozovella marginodentata* (Subbotina 1953), Sample No: 130; Figs 10a – c: *Morozovella subbotinae* (Morozova 1939), Sample No: 117; Figs 11a – c: *Morozovella velascoensis* (Cushman 1925), Sample No: 100; Figs 12a – c: *Paragloborotalia* sp. (Bolli, 1957), Sample No: 367

Plate 3

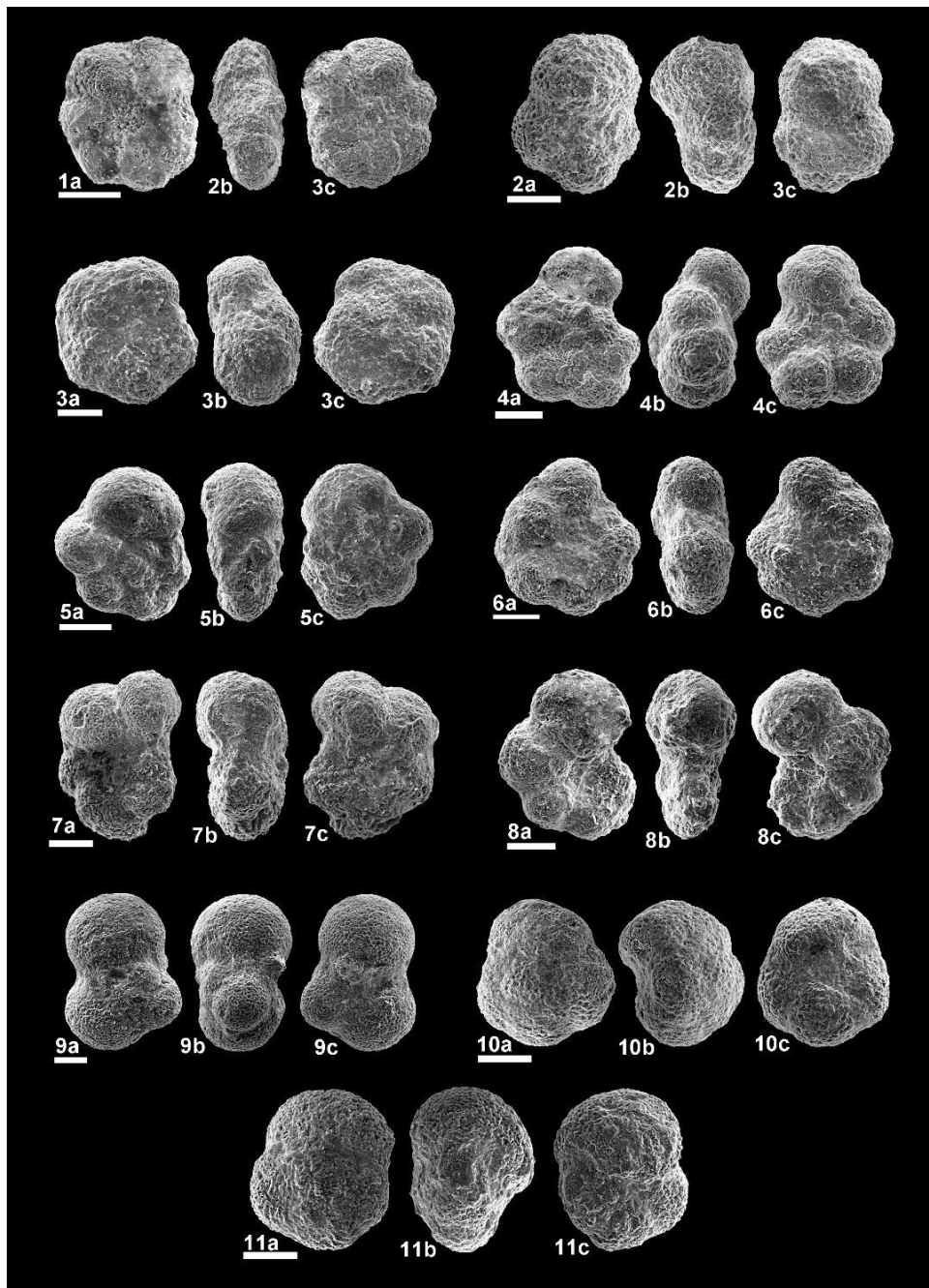


Plate 3

Figs 1a – c: *Paragloborotalia kugleri* (Bolli, 1957), Sample No: 355; Figs 2a – c: *Paragloborotalia opima* (Bolli, 1957), Sample No: 335; Figs 3a – c: *Paragloborotalia pseudokugleri* (Blow, 1969), Sample No: 366; Figs 4a – c: *Parasubbotina* cf. *pseudobulloides* (Plummer 1927), Sample No: 76; Figs 5a – c: *Parvularugoglobigerina eugubina* (Luterbacher and Premoli Silva 1964), Sample No: 60; Figs 6a – c: *Praemurica inconstans* (Subbotina 1953), Sample No: 77; Figs 7a – c: *Praemurica uncinata* (Bolli 1957), Sample No: 72; Figs 8a – c: *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushman & Ponton 1932), Sample No: 129; Figs 9a – c: *Subbotina triloculinooides* (Plummer 1927), Sample No: 80; Figs 10a – c: *Turborotalia ampliapertura* (Bolli 1957), Sample No: 276; Figs 11a – c: *Turborotalia frontosa* (Subbotina 1953), Sample No: 150

منابع

- [۱] افشارحرب، ع.، ۱۳۸۰، زمین شناسی نفت ایران، جزوه آموزشی، دانشکده فنی، دانشگاه تهران.
- [۲] آقائباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی، ۵۸۶ صفحه.
- [۳] بیات، م.، ۱۳۸۵، سنگ چینه نگاری و نانواستراتیگرافی سازند پابده در برش نمونه تنگ پابده و مقایسه آن با رخمون تنگ ماغر (کوه بنگستان)، رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۹۸ صفحه.
- [۴] خاوری، پ.، ۱۳۹۴، زیست چینه نگاری و سکانس چینه نگاری سازند پابده بر مبنای نانوپلانکتون های آهکی و داینو فلاژله ها در برش های تنگ ابوالحیات، دهلران و ایلام. رساله دکتری. دانشگاه فردوسی مشهد. ۲۴۵ صفحه.
- [۵] ربانی، ج.، ۱۳۹۳، زیست چینه نگاری و محیط رسوبی گذاری شیل های ارغوانی قاعده سازند پابده و بررسی مرز پائوسن - ائوسن در نیمه شمالی حوضه رسوبگذاری زاگرس. رساله دکتری. دانشگاه فردوسی مشهد. ۳۳۱ صفحه.
- [۶] علیزاده، و.، ۱۳۸۴، مطالعات ژئوشیمیایی سازند پابده در میدان نفتی اهواز، نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، ۱۲ صفحه.
- [۷] مجیب، ا.، ۱۳۹۱، زیست چینه نگاری افق های ماهی دار سازند پابده در برش بابا حیدر براساس نمونه های ایزوله فرامینیفراهای پلانکتون، حوضه زاگرس، شانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، ۸ صفحه.
- [۸] مطیعی، ه.، ۱۳۸۲، زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس. انتشارات سازمان زمین شناسی، ۵۵۶ صفحه.
- [۹] نجفی، د.، ۱۳۸۰، میکروبايواستراتیگرافی سازند پابده در فروافتادگی دزفولو ارتباط چینه ای آن با سازندهای تله زنگ، کشکان و شهبازان، دانشگاه تربیت معلم، ۱۲۰ صفحه.

- [10] BERGGREN, W.A., and NORRIS, R. D., 1997, Biostratigraphy, phylogeny and systematic of Paleocene trochospiral Planctonik Foraminifera. *Micropaleontology*, **43**, 1-116.
- [11] BLOW, 1979, The Cenozoic Globigerinida, E. Brill, Leiden, 1452 p.
- [12] BOLLI, H. M., 1957a, The genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene – Lower Eocene Lizard Spring Formation of Trinidad, B. W. I. In: Loeblich Jr., A. R., et al., Studies Foraminifera. *Bulletin of the United States National Museum*, **215**, 61-82.
- [13] BOLLI, H. M., LOEBLICH, A. R., and TAPPAN, H., 1957, Planktonic Foraminiferal families Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotaliidae and Globotruncanidae, in Loeblich, A. R., Jr., and collaborators, Studies in Foraminifera. *United States National Museum Bulletin*, **215**, 3-50.
- [14] JAMES, G. A., and WYND, J. G., 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium, agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **49**, 2182 – 2245.
- [15] JOLSSON, R. K., 1999, Atlas of Paleocene Planktonic Feraminifera, Smithsonian institution press.
- [16] PAYROS, A., BERNAOLA, G., ORUE- ETXEBARRIA, X., DINARES- TURELL, J., TOUSQUELLA, J. and APELLANIZ, E., 2007, Reassessment of the Early – Middle Eocene biomagnetostratigraphy based on evidence from the Gorrondatex section (Basque Country, western Pyrenees). *Lethaia*, **40**, 183- 195.
- [17] PERMOLI SILVA, I., RETTORI, R., and VERGA, D., 2003, Practical Manual of Paleocene and Eocene Planctonik Foraminifera, Course 2, Edited by RETTORI, R., and VERGA, D., Internationa School Planctonik Foraminifera: Dipartimento di scienze della Terra University of Perugia Italy, 152p.
- [18] WADE, B.S., BERGGREN, W.A., and PLIKE, H., 2011, Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the Geomagnetic Polarity and Astronomical Time Scale. *Earth-Science Reviews*, **104**, 111-142.
- [19] WYND, J. G., 1965, Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area: IOOC Report, no. 1082: unpublished.

Pabdeh Formation based on planktonic foraminifera in the Ilam dam section (south Ilam_ Zagros sedimentary basin)

Somaye Taherizade¹, Mohammad Vahidinia^{2*}, Mohammad hossein Mahmoudi gharaii³

¹PhD student, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

^{2*}Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

³Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

*vahidinia@um.ac.ir

Received: November 2023, Accepted: December 2023

Abstract

The Pabdeh Formation, as a high potential source unit, is one of the most important Cenozoic rock units in the Zagros sedimentary basin (south and southwest of Iran).

In order to study the lithostratigraphic and biostratigraphic characteristics of the Pabdeh Formation, the section of Ilam dam in the northwest of Zagros Basin has been selected and sampled. A total of 360 samples were taken for detailed planktonic foraminifers' studies, of which 260 washing samples and 100 thin-sections were prepared.

Based on the performed studies on these samples, 25 genera and 105 species of planktonic foraminifers have been identified. Also, twenty-six biozones and two sub-biozones have been recognized based on the biostratigraphic scheme of Wade et al., 2011 in the Tethys area. According to the identified biozones, an age of Middle Danian-Early Aquitanian has been proposed for the Pabdeh Formation in the Ilam dam section. The Pabdeh succession in the sampled section have a thickness of 764 m (from the beginning of Pabdeh strata to the beginning of Kalhor anhydrite) which includes purple shale units (2 Units), marly limestone with lower limestone, cherty limestone, marly limestone with upper limestone. The lower boundary of Pabdeh Formation in this section with the Gurpi shales and marls is conformable, however its upper boundary with the gypsumsa of the Asmari Formation is most likely accompanied by a disconformity.

Keywords: Biostratigraphy, Lithostratigraphy, Pabdeh Formation, Zagros sedimentary basin, Planktonic foraminifera, Purple shale, Ilam dam section.

Reconstruction of depositional environment and sea-level changes in the Asmari Formation in Asmari and Gurpi anticlines and Masjed Solieman oilfield (southwest of Iran)

Navab Varnaseri¹, Davood Jahani^{2*}, Nader Kohansal Ghadimvand³, Mohsen Pourkermani⁴

¹Ph.D candidate, Department of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

^{2*} Associate Professor, Department of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

³ Assistant Professor, Department of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

⁴ Professor, Department of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

*d_jahani@iau-tnb.ac.ir

Received: October 2023, Accepted: November 2023

Abstract

In the current study, two outcrops from the Asmari Formation (Asmari Anticline and Gurpi Anticline sections) and one subsurface section (well no.186 in the Masjed-I-Soleiman oilfield) were studied concerning the depositional environment and sequence stratigraphy. The Asmari anticline section and well no.186 belong to the Aquitanian to the Burdigalian, and the Gurpi anticline section has been deposited from the Chattian to the Burdigalian. The petrographic observations led to the identification of 18 microfacies. The identified microfacies were distributed in the tidal flat, lagoon, shoal, and open marine in the framework of a homoclinal carbonate ramp. The changes in the depositional environment and facies indicate the five third-order depositional sequences were formed in the Gurpi section and three third-order depositional sequences were developed in the Asmari section and well no. 186. According to the lateral changes in the microfacies and depositional sequences, the studied basin show a deepening trend towards north-east. In the studied area, the sea-level changes in the Asmari Formation were mostly affected by eustatic sea-level changes and tectonic events in the Oligo-Miocene.

Keywords: Asmari Formation, microfacies, depositional environment, sequence stratigraphy

Reservoir characteristics prediction using the geostatistical model. Case study: Bangestan reservoir, Ziloi Field, SW Iran

Khoram abadi, S. ¹, Soleimani, B. ^{2*}, Sheikhzadeh, H. ³

1- MSc student of Geology Dept., of Research Center, Azad University, Tehran, Iran

2-Professor, Department of Petroleum Geology and Sedimentary Basins, Shahid Chamran University of Ahwaz, Iran

3-NISOC, Ahwaz, Iran

*soleimani_b@scu.ac.ir

Received: October 2023, Accepted: November 2023

Abstract

The geostatistical model is considered as a useful tool for predicting the oil potential of reservoirs. In the present study, an attempt is made to review the importance of the geostatistical model in the reservoir characteristics, to model and examine the changes in the petrophysical parameters of the Bangestan reservoir in the Ziloi field despite the limited number of boreholes. This carbonate reservoir consists of Ilam, Surgah and Sarvak formations and was divided into eight zones. In the modeling process, the information required for the 3D model, including geophysical interpretations, well description information, and 2D maps along with their quality control (QC), were entered into the RMS software. The construction model was prepared based on the top levels of the structures and the depth information of the wells entering the reservoir.

These data were used indirectly or directly in software with high grading capability to create levels. The depth level map of the top of Ilam Formation was entered into the model as an interpretation level, digitalization and as a base contour map. Isochore maps of other zones were prepared using the depths of wells entering different parts of the reservoir. The prediction of the distribution pattern of changes in the petrophysical features of the reservoir was prepared based on geostatistical methods, average porosity maps, and water saturation. According to the results of the modeling, it was revealed that the Ziloi field has a structural complexity, caused the heterogeneity of the reservoir and increased the risk of predicting the behavior of the reservoir. Comparison of reservoir zones showed that zone 3 has better hydrocarbon potential than other zones. One of the effective factors to improve its reservoir quality is the dolomitization process. Changes in the distribution values of water saturation and porosity showed that the reservoir properties improve from the southeast to the northwest of the field.

Key words: Ziloi field, Bangestan reservoir, Geostatistic model, Porosity, Reservoir characterization

Petrographical factor and Petrophysical parameter: An approach to reservoir evaluation of the Sarvak formation in NW, the Persian Gulf

A. Bashari

Retired faculty member at RIPI, Tehran, Iran

a_bashari@yahoo.com

Received: October 2023, Accepted: November 2023

Abstract

Sarvak formation is a major oil reservoir in the Persian Gulf. Different operative oil companies in the northern part of the Persian Gulf applied various nomenclature of the Sarvak formation. The aim at this study is to harmonize stratigraphical nomenclature in this district, as well as to study the reservoir qualities and to assess hydrocarbon accumulations in this area. By using different petrophysical data and integration with geological factor, resulted in revealing three stratigraphy members (Mishrif, Ahmadi and Mauddud), as well as reservoir qualities variations, in this district.

By applying, available petrophysical data, and integration with geological information, various 3D geological maps, (porosity, water & oil saturation maps etc...) were made.

Preliminary assessment of the reservoir potential of the Bahregansar & Hendijan Fields shows, Sarvak formation in these two fields, have a good reservoir quality, but other part of this district has poor reservoir qualities.

This study shows, having high portions of clay mineral in the Sarvak reservoir along with lack of suitable cap rock and poor reservoir qualities, diminished reservoir potentials in this district.

Keywords: Sarvak Formation, the Persian Gulf, Petrography Petrophysics Porosity, 3D Modeling, Hedijan & Bahregansar fields.

Stratigraphy, facies and depositional conditions of the Asmari Formation (Rupelian-Burdigalian) in the south-eastern folded Zagros, Bandarlengeh embayment (Khamir salt mountain section)

Payman Rezaee^{1*}, Seyedeh Akram Jooybari², Abdullah Najafi³

- 1- Department of Geology, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Hormozgan, Iran
- 2- PhD in Sedimentology and sedimentary petrology, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Hormozgan, Iran
- 3- Master of Sedimentology and sedimentary petrology, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Hormozgan, Iran

*p.rezaee@hormozgan.ac.ir

Received: October 2023, Accepted: November 2023

Abstract

Asmari Formation (Rupelian-Burdigalian) is one of the most well-known formations in Iran. In order to investigate the stratigraphy and sedimentary environment, a section of this formation was selected in Khamir salt mountain section in Bandarlengeh embayment. In this number, 70 limestone microscopic thin sections and 3 marl samples (XRF) were evaluated to identify the microfacies and the sedimentation conditions. The petrographic study led to the identification of 10 microfacies belonging to the facies belts of tidal, lagoon, carbonate bar, open marine, which were deposited in the homoclinal carbonate ramp environment. The composition of marl facies oxides also indicates the presence of carbonate minerals, quartz and clay minerals, which along with field observations and alternating calcareous facies suggest that this facies was deposited in an open marine environment. Finally, it seems that the facies and fossil diversity of the Asmari Formation in the mentioned section is such that during the Aquitanian stage, this formation was located closer to the coast line and during the Rupelian and Chattian-Burdigalian times, it was located at a further distance from the coast line.

Keywords: Asmari formation, sedimentary environment, Lithostratigraphy, Khamir salt mountain, Bandarlengeh embayment

Biostratigraphy of the deposits of the Katkoyeh Formation in the Gezoye section, northwest of Kerman (southeast of Zarand) based on conodont fauna

Farzad Pour Salehi¹, Ali Bahrami^{1*}, Hamed Ameri³, Gustavo Gabriel Voldman⁴

1- PhD Stratigraphy and Paleontology, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

3- PhD Stratigraphy and Paleontology, Department of Ecology, Institute of Science, High Technology and Environmental Science, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, I.R. Iran

4- PhD Stratigraphy and Paleontology, Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA), CONICET, Universidad Nacional de Córdoba, X5016GCB Córdoba, Argentina

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

Received: October 2023, Accepted: October 2023

Abstract

The Ordovician marine sedimentary sequences of Iran are located in different structural blocks along the northern margin of Gondwana. In the north of Kerman Basin, Ordovician sedimentary sequences named Katkoyeh Formation have been introduced, which consist of 70 to 300 meters of siliceous siliceous rocks, one or two thin carbonate horizons in the upper part and pyroclastic deposits. Traditionally, the Cambrian-Ordovician boundary in the Kerman Basin has been determined between the Hatken Dolomite Member of the Kuhbanan Formation (Late Furongian) and the Lower Shale Member of the Katkuye Formation. However, determining the location of the previous Tremadocine boundary is uncertain because no fossils have been documented from this interval. For the purpose of biostratigraphy of the Katkuye formation in Kerman basin, Gezoye section with an approximate thickness of about 170 meters was selected. The deposits of this section include silty shales, diabase, pileolava, basaltic tuffs, red sandstone, marl, thin-layered limestone horizon and sandy limestone. In this section, the Katkoyeh Formation is located on the Hatken Dolomite Member and under the Shabjareh Formation sandstones of Silurian age. In the Gezoye section, due to the action of basalt dikes and intense tectonics in the region, the limestone layers containing fossils have been severely altered, and during three sampling stages, 320 conodonts were recovered from the carbonate horizon of the upper part of this formation, and 3 Genus and 7 species were identified and based on this, three conodont ranges were recorded: 1) *Icriodella superba* Range Zone (Katian - ? Hirnantian; Late Ordovician), 2) *Amorphognathus ordovicicus* Range Zone (Katian - Late Ordovician), 3) *Amorphognathus superbus* Range Zone (Katian - ? Hirnantian; Late Ordovician). Late Ordovician age in the Katkuye formation in the Gezoye section with at least three species of the conodont genus *Icriodella* (*I. superba*, *I. deflecta*, *I. cf. discrete* and two species of *A. superbus*) *Amorphognathus*, *A. ordovicicus*) determined and led to the identification of the Katian-?Hirnantian rocks.

Keywords: Ordovician, Katkoyeh formation, northwest Kerman basin, Gezoyeh section, conodont.



Iranian Journal of Petroleum Geology **Number 24, Autumn & Winter, 2022**



Contents	Page
Biostratigraphy of the deposits of the Katkoyeh Formation in the Gezoiye section, northwest of Kerman (southeast of Zarand) based on conodont fauna F. Pour Salehi, A. Bahrami, H. Ameri, GG. Voldman	1
Stratigraphy, facies and depositional conditions of the Asmari Formation (Rupelian-Burdigalian) in the south-eastern folded Zagros, Bandarlengeh embayment (Khamir salt mountain section) P. Rezaee, SA. Jooybari, A. Najafi	19
Petrographical factor and Petrophysical parameter: An approach to reservoir evaluation of the Sarvak formation in NW, the Persian Gulf S. Khoram abadi, B. Soleimani, H. Sheikhzadeh	37
Reservoir characteristics prediction using the geostatistical model. Case study: Bangestan reservoir, Ziloi Field, SW Iran J. Hanachi, A. Bashari	53
Reconstraction of depositional environment and sea-level changes in the Asmari Formation in Asmari and Gurpi anticlines and Masjed Solieman oil field (southwest of Iran) N. Varnaseri, D. Jahani, N. Kohansal Ghadimvand, M. Pourkermani	75
Pabdeh Formation based on planktonic foraminifera in the Ilam dam section (south Ilam_ Zagros sedimentari basin) S. Taherizade, M. Vahidinia, MH. Mahmoudi gharaii	98



Publisher: Iranian Society of Petroleum Geology

Editor in Charge & Literary Editor: A. Bahrami, Associate Professor at University of Isfahan

Editor in Chief: B. Soleimani, Professor at Shahid Chamran University of Ahwaz

Co- Editor: A. Bashari, Retired faculty member at RIPI

Executive manager & Internal Officer: E. Satari, PhD, University of Isfahan



Editorial Board:

A. Bashari, Retired faculty member at RIPI

A. Bahrami, Associate Professor, University of Isfahan

I. Boncheva, Professor, Department of Palaeontology, Stratigraphy and Sedimentology, Sofia, Bulgaria

M.A., Bitner, Professor, Institute of Paleobiology: Warsaw, Poland

B. Habibnia, Proferssor, Petroleum University of Technology

E. Heydari, Professor, Jackson State University, USA

V. Rasouli, Professor, University of North Dakota, USA

N. Raisossadat, Proferssor, University of Birjand

M. Zare, Professor, International Institute of Earthquake engineering and Seismology

K. Zágoršek, Professor, Technická Univerzita v Liberci, Czech Republic

B. Soleimani, Professor at Shahid Chamran University, Ahwaz

E. Kazemzadeh, Retired faculty member at RIPI

R. Mosavi Harami, Professor, Ferdowsi University of Mashhad

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

Referees:

F. Abasaghie

Ch. Amir Behboudi

A. Bashari

A. Bahrami

A. Behdad

T. Parvizi

A. Zohdi

A. Sattari

B. Soleimani

M. Sharifi

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