



مجله زمین شناسی نفت ایران

سال هشتم، شماره ۱۶، پائیز و زمستان ۱۳۹۷

هیئت تحریریه به ترتیب حروف الفبا:

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

نشانی:

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

صاحب امتیاز: انجمن زمین شناسی نفت ایران

مدیر مسئول: دکتر عزت اله کاظم زاده، استادیار پژوهشگاه صنعت نفت
سر دبیر: دکتر علی صیرفیان، استاد دانشگاه اصفهان
همکار سردبیر: دکتر علیرضا بشری، هیأت علمی بازنشسته پژوهشگاه صنعت نفت
مدیر اجرایی: گیتی شرفی
مدیر داخلی و ویراستار: دکتر علی بهرامی، دانشیار دانشگاه اصفهان

همکاران علمی این شماره مجله به ترتیب حروف الفبا:

۱- دکتر محمود برگریزان

۲- دکتر علی بهداد

۳- دکتر علی رحمانی

۴- دکتر بهرام حبیب نیا

۵- دکتر بهمن سلیمانی

۶- دکتر محمدرضا شیخ الاسلامی

۷- دکتر امراله صفری

۸- دکتر علی صیرفیان

۹- دکتر عزیزاله طاهری

۱۰- دکتر محمدرضا قاسمی

۱۱- دکتر محمود معماربانی

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



زمین شناسی نفت ایران

سال هشتم، شماره ۱۶، پائیز و زمستان ۱۳۹۷

فهرست مقالات

صفحه

۱. زیست چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های سازند آسماری در یال شمالی تاقدیس خامی (شمال گچساران)
منا رحیم‌آبادی، حسین وزیری‌مقدم، علی صیرفیان، فرزاد ستوهیان
۲. شواهد زمین ساخت ترفشاری در حوضه های رسوبی شمال باختر ایران مرکزی بر اساس داده های لرزه نگاری بازتابی و شاخص های ژئومورفیک
لیلا مهشادنیا، محمد مختاری، سید احمد علوی
۳. زیست چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های سازند داریان در برش شرق گچساران (تاقدیس آنه)
سمانه سلیمانی احمدی، حسین وزیری‌مقدم، علی صیرفیان، عزیزاله طاهری
۴. علل پیدایش نفت سنگین در خلیج فارس
علیرضا بشری
۵. تفسیر محیط رسوبی و عوامل موثر بر کیفیت مخزنی بخش بالایی سازند سروک در یکی از میادین نفتی ناحیه دشت آبادان
آراد کیانی، محمد حسین صابری، بهمن زارع نژاد، الهام اسدی مهماندوستی، نسیم رحمانی
۶. ارزیابی زایش نفت، بازسازی تاریخچه تدفین و بلوغ حرارتی با استفاده از داده‌های پیرولیز راک-اول و مدل آرنیوس در یکی از چاه‌های میدان نفتی پارسی
ابوذر بازوندی، بیژن ملکی، سعیده سنماری، پرویز آرمانی

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.

۲-۴ 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. راهنمای تنظیم مقاله برای نشریه

هر مقاله باید شامل بخش های اصلی زیر باشد:

۲-۱ عنوان

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

۲-۲ نویسنده یا نویسندگان

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

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

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

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.

۳-۲ اندازه و نوع قلم

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

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

در بخش فهرست

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

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

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

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

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

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

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

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

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

- کلیه اعداد باید به صورت فارسی تایپ شوند.

- واحد تمامی اعداد باید در سیستم SI باشد.

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

- عرض کلیه شکل ها بلیه ۱۵۱ 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 فلیل اصلی (در همان نرم افزاری که توسط آن تهیه شده اند مانند Excel و غیره) ارسال گردد.

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

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

۳-۳- منابع فارسی و لاتین

زیست چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های سازند آسماری در یال شمالی تاقدیس خامی (شمال گچساران)

منا رحیم‌آبادی^۱، حسین وزیری مقدم^{۲*}، علی صیرفیان^۲، فرزاد ستوهیان^۳

۱- کارشناس ارشد چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان

۲- استاد گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان

۳- دانشیار، گروه محیط زیست، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه گیلان، ایران

*avaziri7304@gmail.com

دریافت آبان ۱۳۹۷، پذیرش اردیبهشت ۱۳۹۸

چکیده

در این مطالعه زیست چینه‌نگاری، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری در برش یال شمالی تاقدیس خامی در فاصله ۹۶ کیلومتری شمال شهرستان گچساران مورد مطالعه قرار گرفته‌است. سازند آسماری در این برش با ۲۷۶ متر ضخامت دارای سنگ‌شناسی آهک نازک، متوسط و ضخیم لایه تا توده‌ای، آهک ندولار، مارن، آهک مارنی، دولومیت و آهک دولومیتی می‌باشد. مرز زیرین سازند آسماری در این منطقه با سازند پابده و مرز بالایی آن پوشیده می‌باشد. با مطالعه ۱۶۶ مقطع نازک میکروسکوپی، تعداد ۲۳ جنس و ۲۴ گونه شناسایی و براساس آن ۳ زون زیستی برای سازند آسماری در این برش تعیین گردید که شامل زون‌های *Archaias asmaricus-Archaias hensoni-Miogypsinoides complanatus* Assemblage zone. Indeterminate zone. *Borelis melo curdica-Borelis melo melo* Assemblage zone می‌باشد. با توجه به زون‌های زیستی موجود سن سازند آسماری در این برش از شاتین تا بوردیگالین تعیین شده‌است. همچنین بر اساس مطالعات ریزرخساره‌ها ۱۲ ریزرخساره شناسایی شد که در دریای باز، سد بیوکلاستی و لاگون نیمه محصور تا محصور ته نشست شده‌اند. چهار نوع پلاتفرم در این ناحیه در مقایسه با سایر مطالعات اخیر صورت گرفته بر روی سازند آسماری شامل: رمپ با انتهای شیب‌دار در زمان روپلین- شاتین زیرین، شلف باز در زمان شاتین میانی-بالایی، رمپ هموکلینال در زمان آکی تانین، پلتفرم کربناته در زمان بوردیگالین زیرین شناسایی شد.

کلیدواژه: سازند آسماری، تاقدیس خامی، الیگوسن-میوسن، ریزرخساره‌ها، فرامینیفراهای کفزی بزرگ.

۱- مقدمه

سازند آسماری جوان‌ترین سنگ مخزن واقع در پهنه زاگرس است و به همین دلیل مطالعات گسترده‌ای بر روی خواص سنگ چینه‌ای این سازند صورت گرفته است [۱]. برش الگوی این سازند در تنگ گل ترش کوه آسماری و برش مکمل آن در تنگ تکاب کوه خویز به فاصله ۳۰ کیلومتری شهرستان بهبهان قرار دارد. ضخامت آن در مقطع تیپ ۳۱۴ متر می‌باشد [۸]. سازند آسماری، عموماً شیل‌ها و مارن‌های سازند پابده را به صورت هم‌شیب می‌پوشاند [۹]. از نظر سنی این سازند محدوده زمانی از الیگوسن (روپلین) تا میوسن (بوردیگالین) را دربر دارد [۴۰]. سازند آسماری دارای دو بخش می‌باشد: ۱- بخش ماسه سنگی اهواز که در نواحی جنوبی فروافتادگی دزفول گسترش دارد، ۲- بخش تبخیری کلهر که در شمال غربی فروافتادگی دزفول و جنوب غربی لرستان وجود دارد [۱۸]. سازند آسماری توالی ضخیمی از سنگ‌های آهکی به سن الیگومیوسن می‌باشد که بر روی پلت‌فرم کربناته در حوضه زاگرس نهشته شده و اولین و جوان‌ترین سنگ مخزن در حوضه زاگرس می‌باشد [۱۷]. سازند آسماری به علت داشتن درز و شکاف و تخلخل فراوان، سنگ مخزن نفت محسوب می‌شود لذا مطالعات زیست‌چینه‌نگاری، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی آن در مناطق مختلف زاگرس به شناخت بهتر ویژگی‌های این سازند کمک می‌کند [۳۹].

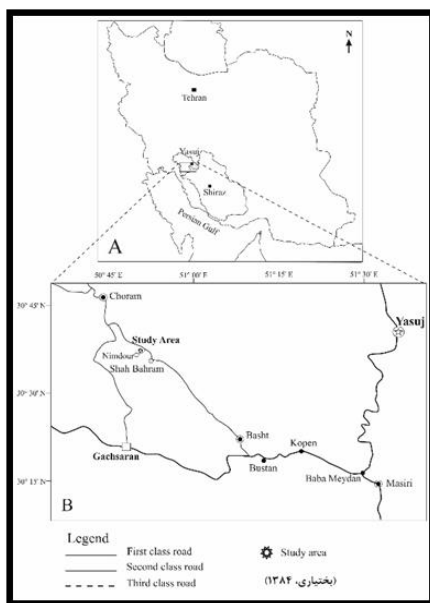
۲- مطالعات پیشین

چارچوب زیست‌چینه‌نگاری سازندهای زاگرس اولین بار توسط وایند [۵۷] ارائه شد، به طوری که در این مطالعه زون‌های زیستی شماره ۵۶، ۵۷، ۵۸، ۵۹ و ۶۱ برای سازند آسماری معرفی گردید [۵۷]. آدامز و بورژوا [۲۱] سه زون تجمعی و دو زیر زون در آهک‌های پایینی معرفی کردند [۲۱]. اهرنبرگ و همکاران [۳۳] زیست‌چینه‌نگاری سازند آسماری را با کمک ایزوتوپ استرانسیوم مورد بازنگری قرار دادند [۳۳]. در این مطالعه پایان حضور نومولیت به عنوان انتهای روپلین معرفی گردید و برای اولین بار آشکوب‌های روپلین و چاتین از الیگوسن مورد تفکیک قرار گرفتند. همچنین در این مطالعه مرز الیگومیوسن بر اساس جدول زمانی زمین‌شناسی (Time Scale) جدید [۳۷] مورد بازنگری قرار گرفت. براساس این جدول زمانی، سن بخشی از رسوبات سازند آسماری که پیش از این میوسن در نظر گرفته می‌شد، به الیگوسن منتسب شده‌اند. در مطالعه ون‌بوخم و همکاران [۵۱] که در محدوده فروافتادگی دزفول و زون ایزه صورت گرفته، در مجموع برای سازند آسماری شش سکانس رسوبی درجه سوم شناسایی شده است که از این شش سکانس، یک سکانس سن روپلین داشته، دو سکانس مربوط به چاتین می‌باشد، دو سکانس سن آکیتانین داشته و سهم بوردیگالین نیز یک سکانس می‌باشد همچنین در محدوده مذکور چهار سیستم رسوبی را تفسیر نموده‌اند [۵۱]. زون‌بندی جدید سازند آسماری با استفاده از ایزوتوپ استرانسیم، ۷ بیوزون را معرفی کرده است که شامل ۶ زون تجمعی و ۱ زون نامشخص می‌باشد [۴۰]. دیگر پژوهش‌های بیواستراتیگرافی سازند آسماری شامل محیط‌های رسوبی و توالی چینه‌ای سازند آسماری می‌باشد. مطالعه سازند آسماری در یال شمالی کوه دیل، ۲ زون تجمعی با ۱۰ ریزرخساره در یک محیط رمپ هموکلینال شناسایی شده است [۳]. محیط رسوبی سازند آسماری در تاقدیس دیل (شمال گچساران) نیز یک رمپ هموکلینال معرفی شده است [۲۲]. در مطالعه ریزرخساره‌های سازند آسماری در جنوب غرب فیروزآباد ۳ زون زیستی و ۹ ریزرخساره در یک رمپ هموکلینال شناسایی شده است [۱۶]. مطالعه ریزرخساره‌های سازند آسماری در برش کوه شجیل (شمال شرق یاسوج)، ۴

زون تجمعی و ۱۱ ریزرخساره در یک شلف باز را معرفی می‌کند [۱۵]، همچنین در مطالعه زیست‌چینه‌نگاری سازند آسماری در تاق‌دیس کوه سیاه در شمال دهدشت، ۳ زون تجمعی با ۱۱ ریزرخساره مربوط به شلف درونی، شلف میانی و شلف بیرونی شناسایی شده و محیط رسوبی آن یک شلف باز معرفی شده است [۱۳]. طبق مطالعات سازند آسماری در یال جنوب شرق تاق‌دیس خامی، ۴ زون تجمعی و ۱۲ ریزرخساره شناسایی شد و محیط آن یک رمپ هموکلینال معرفی شده است [۱۲]. در مطالعه چینه‌نگاری سکانشی و محیط رسوبی سازند آسماری در جنوب شرق زون ایذه ۶ سکانشی رسوبی اصلی از شمال‌شرق به جنوب‌غرب تعیین شد [۴۹]. مطالعات زیست‌چینه‌نگاری و پالئوآکولوژی سازند آسماری در زون ایذه سبب شناسایی ۵ زون تجمعی شده است [۵۰]. در جدیدترین مطالعات انجام شده در حوضه شمالی اینتراشلف آسماری توسط الله‌کرم پوردیل ۸ تجمع رخساره‌ای و ۵ نوع پلتفرم با شکل رسوبگذاری متفاوت معرفی شده است. انواع این پلتفرم‌ها شامل یک رمپ با انتهای پر شیب در زمان روپلین تا شاتین پیشین، فلت‌تاپ-اپن شلف در زمان شاتین میانی، رمپ هموکلینال در زمان آکی‌تانین، پلتفرم کربناته در زمان بوردیگالین پیشین و بسته شدن و پر شدن اینتراشلف در زمان بوردیگالین میانی می‌باشد [۴].

۳- موقعیت برش مورد نظر و روش مطالعه

مختصات جغرافیایی منطقه مورد مطالعه $30^{\circ} 35' 45'' N$ و $50^{\circ} 52' 18'' E$ می‌باشد. راه دسترسی به برش مورد نظر از طریق جاده گچساران-دیل-نازمکان-شاه‌بهرام می‌باشد، که در فاصله ۹۶ کیلومتری شهر گچساران در مجاورت روستای نیمدور واقع شده است (شکل ۱). در برش مورد مطالعه مرز پایینی سازند آسماری بر روی سازند پابده قرار دارد و مرز بالایی آن پوشیده شده است. مرز بالایی این سازند در نواحی مجاور برش مورد مطالعه در زیر سازند گچساران قرار دارد. در این برش از ۲۷۶ متر ضخامت تعداد ۱۶۶ نمونه برداشت شده است و شماره نمونه‌ها منطبق با مترآژ نمونه‌برداری می‌باشد. نمونه‌های برداشت شده به صورت مقاطع نازک میکروسکوپی مورد مطالعه قرار گرفتند.



شکل ۱- جایگاه برش مورد مطالعه و نقشه راه‌های دسترسی به منطقه با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ [۵].

۴- زیست چینه‌نگاری سازند آسماری در برش یال شمالی تاقدیس خامی (شمال گچساران)

با هدف تعیین سن سازند آسماری در برش یال شمالی تاقدیس خامی، تعداد ۱۶۶ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و به طور دقیق مطالعه شد. با استفاده از زون‌های زیستی ارائه شده توسط لارسن و همکاران [۴۰] و ون‌بوخ و همکاران [۵۱]، ۲۳ جنس و ۲۴ گونه در غالب ۳ زون زیستی برای سازند آسماری در این برش شناسایی شد و سن سازند در برش مورد مطالعه از شاتین تا بوردیگالین تعیین گردید (شکل ۲).

زیست زون ۱:

این زون زیستی از قاعده برش تا ضخامت ۱۷۷ متر می‌باشد و در این زون فون‌های زیر شناسایی شده‌اند:

Borelis sp., *Amphistegina* sp., *Archaias hensoni*, *Archaias kirkukensis*, *Archaias* cf. *asmaricus*, *Austrorillina asmariensis*, *Austrorillina howchini*, *Dendritina rangi*, *Elphidium* sp. 1, *Discorbis* sp., *Heterostegina* sp., *Lepidocyclina* sp., *Eulepidina* sp., *Eulepidina dilatata*, *Nephrolepidina tournoueri*, *Meandropsina anahensis*, *Meandropsina* sp., *Miliolids*, *Pyrgo* sp., *Miogypsinoidea complanatus*, *Miogypsinoidea* sp., *Miogypsinoidea dehaartii*, *Miogypsinoidea* cf. *formosensis*, *Miogypsinoidea* cf. *globulina*, *Neorotalia viennoti*, *Neorotalia* sp., *Operculina complanata*, *Operculina* sp., *Peneroplis evolotus*, *Peneroplis thomasi*, *Peneroplis* sp., *Schlumbergerina* sp., *Triloculina trigonula*, *Triloculina tricarinata*, *Spiroclypeus* sp., *Spiroclypeus blankenhorni*, *Textularids*, *Tubucelaria* sp., *Ditrupea* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Valvulinids*, *Borelis pygmaea*.

بر اساس فون‌های زیستی موجود، این زیست زون مطابق با بایوزون شماره ۴ (*Archaias asmaricus*-*Archaias hensoni*) *Miogypsinoidea complanatus* Assemblage zone. لارسن و همکاران [۴۰]، و به دلیل حضور گونه *Spiroclypeus blankenhorni* در این زیست‌زون معرف سن شاتین می‌باشد.

زیست زون ۲:

این زون زیستی از ضخامت ۱۷۷ تا ۲۲۰ متر برش مورد مطالعه را شامل می‌شود. فون‌های شناسایی شده در این زیست زون شامل موارد زیر می‌باشد.

Dendritina sp., *Dendritina rangi*, *Elphidium* sp., *Discorbis* sp., Small rotalids, *Peneroplis* sp., *Textularids*, *Tubucelaria* sp., *Miliolids*.

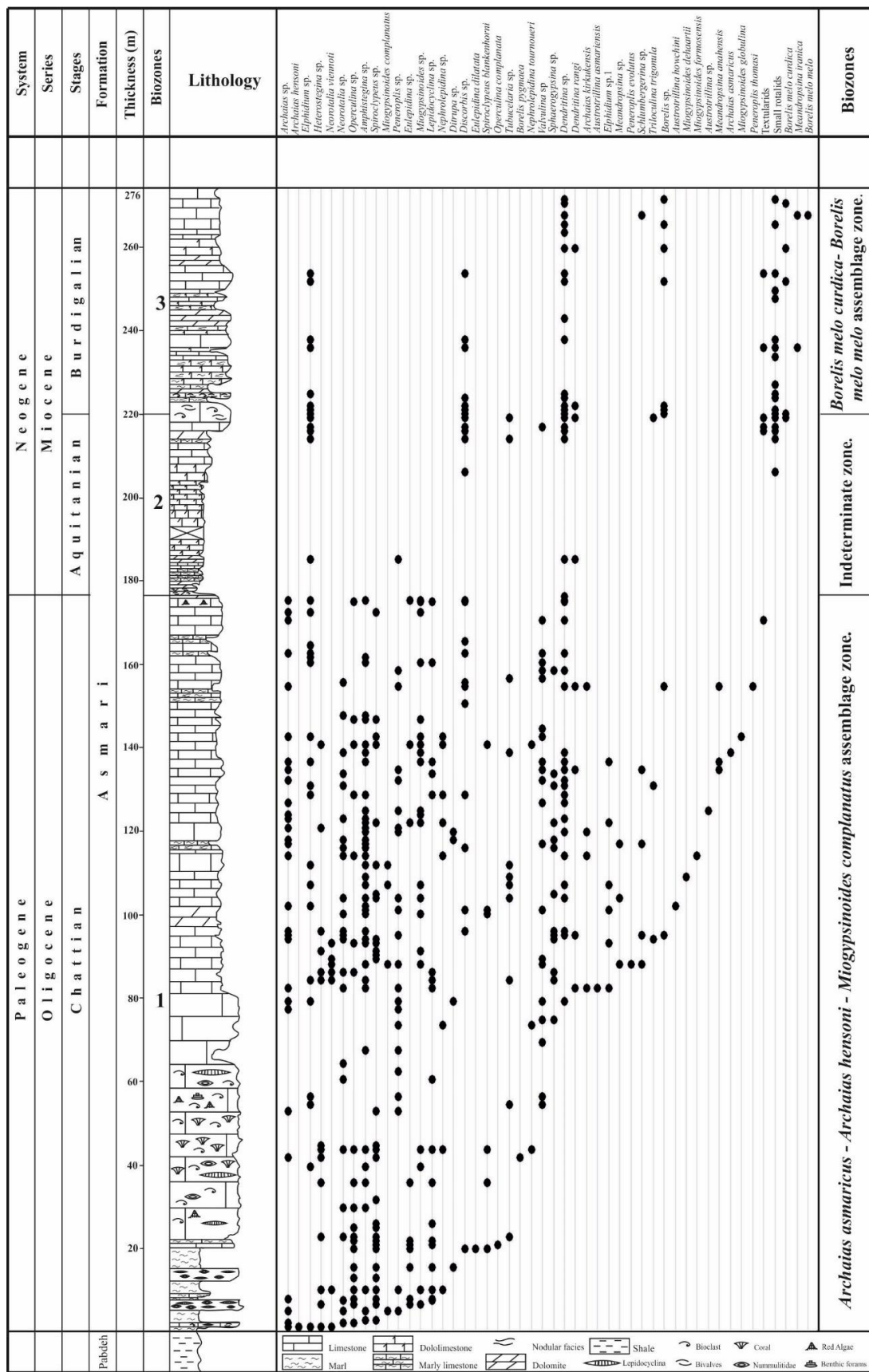
این زیست‌زون مطابق با بایوزون شماره ۶ (Indeterminate zone) لارسن و همکاران [۴۰] می‌باشد و سن آن اکتانین است.

زیست زون ۳:

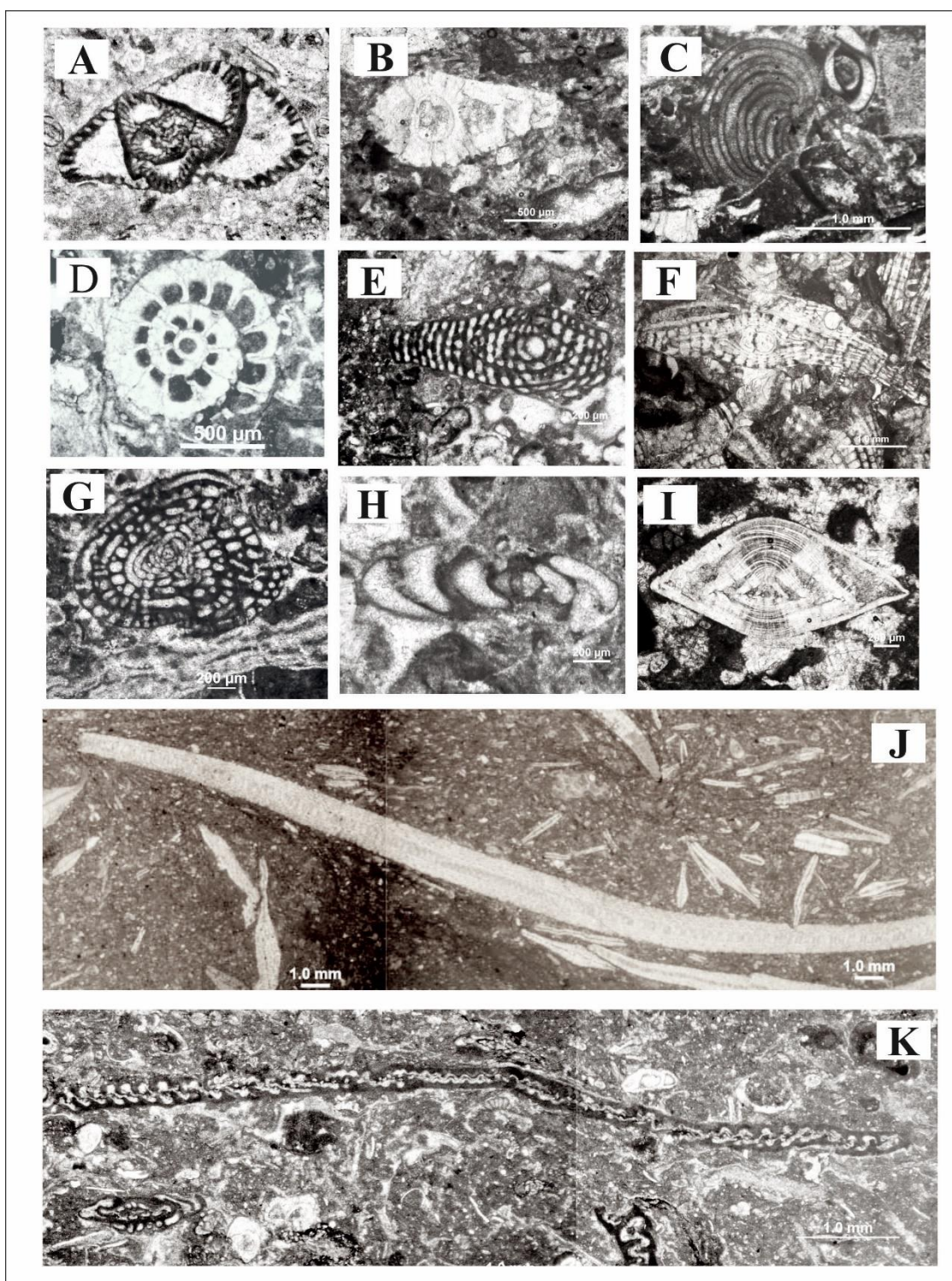
این زون زیستی از ضخامت ۲۲۰ تا ۲۷۶ متر برش مورد مطالعه را شامل می‌شود. فون‌های موجود در این زیست‌زون عبارتند از:

Borelis sp., *Borelis melo curdica*, *Borelis* cf. *melo melo*, *Dendritina* sp., *Dendritina rangi*, *Elphidium* sp., *Discorbis* sp., Small rotalids, *Meandropsina iranica*, *Schlumbergerina* sp., *Triloculina trigonula*, *Textularids*, *Tubucelaria* sp., *Ditrupea* sp.

این زیست‌زون مطابق با بایوزون شماره ۷ (*Borelis melo curdica*-*Borelis melo melo* Assemblage zone) لارسن و همکاران [۴۰] می‌باشد. و به دلیل حضور گونه *Borelis melo curdica* معرف سن بوردیگالین است.



شکل ۲- ستون زیست چین‌نگاری سازند آسماری در برش یال شمالی تاقدیس خامی (شمال گچساران).



شکل ۳- برخی از فسیل‌های شاخص برش مورد مطالعه.

A: *Autrotrillina howchini*, B: *Miogypsinoides complanatus*, C: *Peneroplis evolutus*, D: *Neorotalia viennoti*, E: *Archaias kirkukensis*, F: *Spiroclypeus blankenhorni*, G: *Borelis melo curdica*, H: *Dendritina rangi*, I: *Amphistegina* sp., J: *Eulepidina dilatata*, K: *Meandropsina iranica*.

۵- تطابق زیست‌چینه‌نگاری برش یال شمالی تاقدیس خامی و برخی برش‌های سازند آسماری در نواحی مجاور

در این بخش بایوزون‌های برش مورد مطالعه (فتح ۲) در یال شمالی تاقدیس خامی با بایوزون‌های برش‌های تنگ خشک، گنجگون، فتح [۴] و برش تنگ نایاب [۱۰] بر اساس بیوزوناسیون لارسن و همکاران [۴۰] تطابق داده شده‌است (شکل ۴).

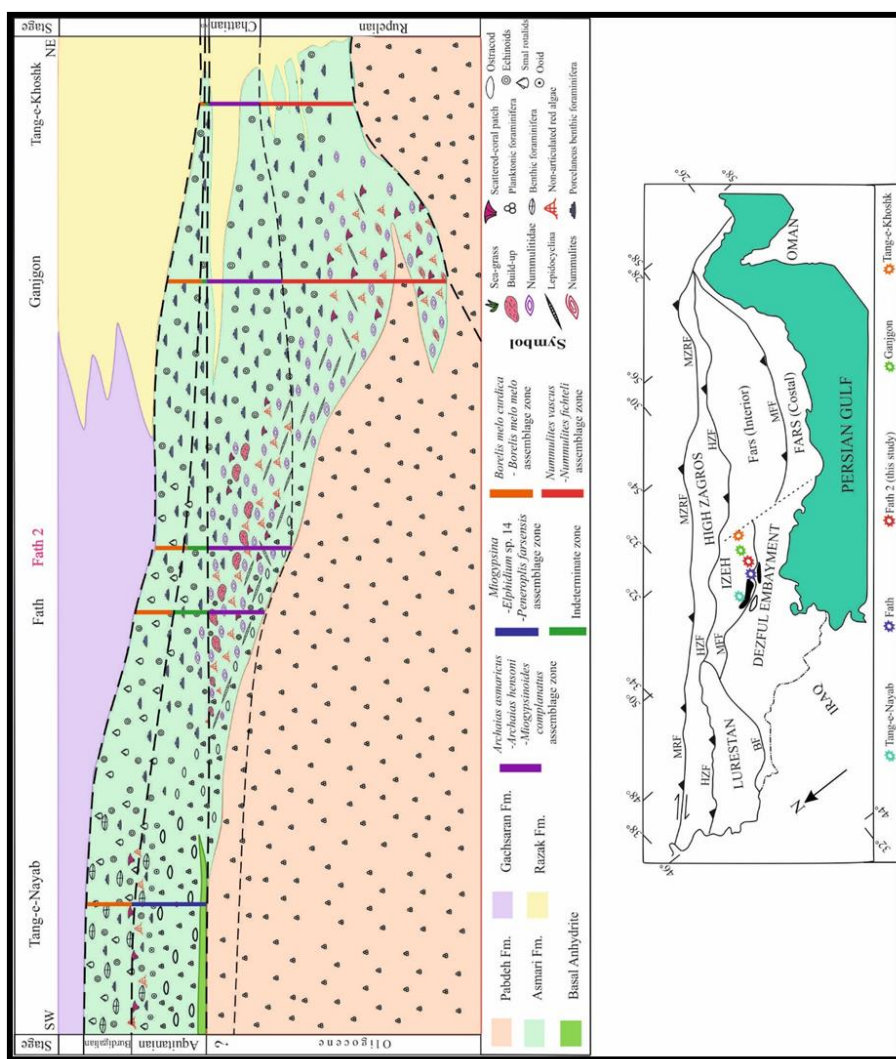
برش تنگ خشک با مختصات $30^{\circ} 27' 43'' N$ و $51^{\circ} 40' 56'' E$ در یال شمالی تاقدیس تامر به فاصله ۴۵ کیلومتری جنوب شرق شهر یاسوج و در مجاورت روستای تنگ خشک قرار دارد. در این برش سازند آسماری بر روی سازند پابده و زیر سازند رازک قرار دارد. سن آن روپلین-بوردیگالین است و دارای بایوزون‌های ۲ (*Nummulites vascus* - *Archaias asmaricus* - *Archaias hensoni* - *Miogypsinoides*) ۴، *(Nummulites fichteli Assemblage Zone)*، ۵ (*complanatus Assemblage Zone*)، ۵ (*Miogypsina* - *Elphidium* sp. 14 - *Peneroplis farsensis* Assemblage) و ۷ (*Borelis melo curdica* - *Borelis melo melo* Assemblage Zone) می‌باشد.

برش گنجگون با مختصات $30^{\circ} 35' 70'' N$ و $51^{\circ} 33' 32'' E$ در یال جنوبی تاقدیس تامر به فاصله جاده‌ای ۳۳ کیلومتری جنوب شرق شهر یاسوج، اندکی قبل از روستای گنجگون قرار دارد. این برش با سن روپلین-بوردیگالین شامل بایوزون‌های ۲، ۴، ۵ و ۷ لارسن و همکاران [۴۰] می‌باشد. مرز زیرین این سازند با سازند پابده و مرز بالایی آن با سازند رازک می‌باشد. برش فتح با مختصات $30^{\circ} 37' 51'' N$ و $50^{\circ} 48' 48'' E$ در یال جنوبی تاقدیس لار به فاصله جاده‌ای ۱۰۰ کیلومتری شمال شهر گچساران در مسیر جاده باشت-چرام قرار دارد. در این برش سازند آسماری با سن شاتین-بوردیگالین بر روی سازند پابده و در زیر سازند گچساران قرار می‌گیرد. این برش شامل بایوزون‌های ۴، ۵ و ۷ لارسن و همکاران [۴۰] است.

برش تنگ نایاب با مختصات $31^{\circ} 03' 27'' N$ و $50^{\circ} 02' 40'' E$ در نزدیکی روستای سرطوف کت از توابع شهرستان بهمئی و در ۵۰ کیلومتری غرب بهبهان قرار دارد. سازند آسماری در این برش دارای سن آکیتانین-بوردیگالین می‌باشد و بر روی سازند پابده و در زیر سازند گچساران قرار دارد. این برش شامل بایوزون‌های ۴ و ۵ لارسن و همکاران [۴۰] می‌باشد. در برش تنگ خشک و برش گنجگون که عمق کمتری نسبت به سایر بخش‌های حوضه دارند قاعده سازند آسماری به سن روپلین می‌باشد، به این معنی که سازند آسماری در این برش‌ها از زمان روپلین شروع به رسوبگذاری کرده است در حالی که در سایر نقاط مورد تطابق به سمت مناطق عمیق حوضه در این زمان سازند پابده در حال ته‌نشست بوده‌است. در ادامه پس‌روی آب دریا در اواخر شاتین در این برش‌ها سازند تبخیری رازک بر روی سازند آسماری ته‌نشست می‌شود. مجدداً با پیش‌روی آب دریا در زمان‌های آکیتانین و بوردیگالین و ایجاد عمق مناسب سازند آسماری ته‌نشست می‌شود و نهایتاً با پس‌روی آب دریا مجدداً سازند رازک ته‌نشست می‌شود. به سمت جنوب غرب یعنی مناطق عمیق حوضه برش فتح در یال جنوبی تاقدیس لار و برش فتح ۲ (برش مورد مطالعه) در یال شمالی تاقدیس خامی دارای قاعده شاتین می‌باشند، با پس‌روی آب دریا و کاهش عمق آب در این مناطق سازند آسماری در حالی تشکیل شده‌است که در برش تنگ نایاب که عمیق‌تر از سایر برش‌ها می‌باشد، همچنان سازند پابده در حال رسوبگذاری است. با این شواهد چند زمانه بودن مرز زیرین سازند آسماری به راحتی قابل مشاهده و تشخیص می‌باشد. در ادامه پس‌روی‌های آب دریا و کاهش عمق آب در برش تنگ نایاب سازند آسماری از زمان آکیتانین شروع به رسوبگذاری کرده و تا بوردیگالین ادامه دارد. طبق این روند خطی از برش تنگ خشک تا تنگ نایاب، سازند آسماری از حاشیه به سمت بخش عمیق حوضه جوان‌تر شده و نهایتاً به سن

زیست چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های سازند آسماری در یال شمالی تاقدیس خامی (شمال گچساران)...

میوسن محدود می‌شود. ضخامت سازند آسماری در زمان‌های آکیتانین و بوردیگالین در مناطق حاشیه از جمله تنگ خشک و گنجگون بسیار کم می‌شود و هرچه به سمت مناطق عمیق‌تر حوضه یعنی برش‌های فتح و فتح ۲ و تنگ نایاب پیش می‌رود ضخامت بیشتر می‌شود. همچنین مرز بالایی این سازند در نقاط مختلف با سازندهای متفاوت پوشیده می‌شود به طوری که در حاشیه حوضه این مرز با سازند رازک و به سمت بخش‌های عمیق حوضه با سازند گچساران می‌باشد.



شکل ۴- تطابق زیست چینه‌نگاری برش مورد مطالعه و ۴ برش دیگر در زون ساختاری زاگرس.

۶- ریزرخساره‌های سازند آسماری در برش یال شمالی تاقدیس خامی (شمال گچساران)

در این مطالعه ۱۶۶ مقطع نازک به منظور تعیین ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری در برش یال شمالی تاقدیس خامی مورد بررسی قرار گرفتند. نام‌گذاری ریزرخساره‌ها بر اساس طبقه بندی دانه‌ها [۳۲]، امبری و کلوان [۳۴] و رایت [۵۶] انجام شده‌است. با بررسی ویژگی‌هایی مانند بافت رسوبی، ساختارهای رسوبی، عناصر اسکلتی و عناصر غیر اسکلتی، برای سازند آسماری در این برش در مجموع ۱۲ ریزرخساره و ۱۰ زیر ریزرخساره تعیین گردید. این ریزرخساره‌ها به ترتیب از دریا به طرف ساحل به شرح زیر است:

۱-۶-۱: پلانکتونیک فرامینیفرها و کستون-پکستون

این ریزرخساره شامل فرامینفرهای پلانکتون، خرده‌های بایوکلاستی و فرامینفرهای بدون منفذ خرد شده در یک زمینه گل پشتیبان با بافت وکستون-پکستون می‌باشد (شکل ۶).

حضور فرامینفرهای پلانکتون در یک زمینه گل پشتیبان و عدم حضور ساخت رسوبی و وجود بایوکلاست‌های معرف شوری نرمال دریایی نشان دهنده رسویدگی این ریزرخساره در محیط کم انرژی دریای باز می‌باشد [۳۰، ۳۵]. حضور روزنداران پلانکتون و عدم حضور روزنداران کفزی هم زیست‌دار مانند لپیدوسیکلینیده و نومولیتیده گویای جایگاه این ریزرخساره در زیر زون نوری می‌باشد [۳۰]. حضور قطعات خرد شده فرامینفرهای بدون منفذ بیانگر حمل شدن و ریزش این قطعات از مناطق کم عمق‌تر به این مکان می‌باشد. این ریزرخساره عمیق‌ترین محیط رسوبی را در این برش شامل می‌شود و در بخش ابتدایی سازند آسماری در برش مورد مطالعه قرار دارد.

مشابه این ریزرخساره توسط الله‌کرم و همکاران [۲۳] در شمال حوضه ایتراشلف آسماری، شب‌افروز و همکاران [۴۹] در جنوب شرق زون ایذه، دارایی و همکاران [۳۱] در شمال غرب زاگرس و هاتفی همکاران [۲۰] در یال شمال شرقی تاقدیس دشتک گزارش شده‌است.

۲-۶-۲: بایوکلاست لپیدوسیکلینیده نومولیتیده پکستون-رودستون

عناصر اصلی این ریزرخساره شامل فرامینفرهای هیالین از خانواده لپیدوسیکلینیده و نومولیتیده می‌باشد. قطعات مرجان و جلبک قرمز هم در این مقاطع مشاهده می‌شود. بریزوئر، میلیولید، الفیدیوم و قطعات بایوکلاست از عناصر فرعی متشکل هستند. قطعات فسیلی موجود کشیده و به اندازه‌های نسبتاً بزرگ تا ۲ سانتی‌متر می‌باشند. در برخی مقاطع به دلیل افزایش حضور جلبک قرمز زیر ریزرخساره بایوکلاست لپیدوسیکلینیده نومولیتیده کورالیناسه آ پکستون-رودستون معرفی میگردد، همچنین در برخی مقاطع دیگر حضور فراوان مرجان سبب تعیین زیر ریزرخساره بایوکلاست لپیدوسیکلینیده نومولیتیده فلوئستون-رودستون می‌شود (شکل ۶).

این ریزرخساره به صورت دانه پشتیبان در زمینه میکرایت است و به دلیل حضور لپیدوسیکلینیده‌های کشیده که اکثراً اندازه آن‌ها از ۲ میلی‌متر بزرگ‌تر می‌باشند، بافت آن به عنوان رودستون معرفی می‌شود [۳۴، ۵۶]. این ریزرخساره رسویدگی در یک محیط دریای باز با انرژی متوسط و زیر سطح اساس امواج عادی در بخش‌های تحتانی رمپ میانی را نمایش می‌دهد [۳۶].

مشابه این ریزرخساره توسط الله‌کرم و همکاران [۲۳] در شمال حوضه ایتراشلف آسماری، شب‌افروز و همکاران [۴۹] در جنوب شرق زون ایذه و پروانه‌نژاد شیرازی و همکاران [۷] در برش تاقدیس دشتک گزارش شده‌است.

۳-۶-۳: بایوکلاست نومولیتیده وکستون-پکستون

فرامینفرهای منفذدار از خانواده نومولیتیده اعضای اصلی این ریزرخساره هستند، در کنار آن‌ها خرده‌های بایوکلاست و قطعات جلبک‌های قرمز عناصر فرعی را تشکیل می‌دهند. در بعضی مقاطع با افزایش جلبک قرمز زیر ریزرخساره بایوکلاست کورالیناسه آ نومولیتیده پکستون معرفی می‌شود. بافت در این ریزرخساره از گل پشتیبان (وکستون) تا دانه پشتیبان (پکستون) تغییر می‌کند (شکل ۶).

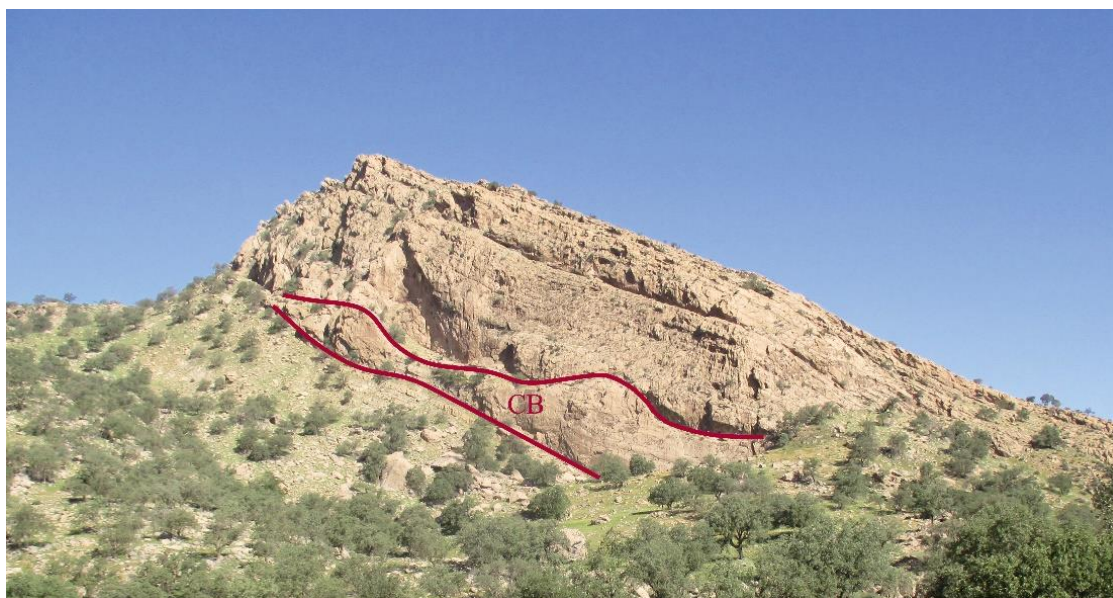
زیست چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های سازند آسماری در یال شمالی تاقدیس خامی (شمال گچساران)...

حضور خانواده نومولیتیده از جمله اسپیروکلیئوس، اپرکولینا، هتروستژینا و حضور خرده‌ها و قطعات جلبک قرمز نمایانگر کم عمق‌ترین بخش دریای باز می‌باشد. اندازه قطعات فسیلی نسبت به رخساره‌های قبلی کوچکتر و حضور جلبک قرمز هم بیشتر شده‌است. کوچکتر بودن سایز فرامینفرهای منفردار و صدف عدسی شکل بیانگر افزایش میزان نور و حضور در محیط با انرژی نسبتاً زیاد آب می‌باشد. پوسته لنزی شکل این فرامینفرها همراه با جلبک قرمز بیانگر رسوبگذاری در زون الیگوفوتیک تا مزوفوتیک می‌باشد [۲۸، ۲۹]. مشابه این ریزرخساره توسط الله‌کرم و همکاران [۲۳] در شمال حوزه ایتراشلف آسماری، ستاری و همکاران [۱۴] در برش تنگ شیوی و وزیری‌مقدم و همکاران [۱۹] در برش چاه شماره ۴ میدان نفتی لب سفید و برش تنگ لنده گزارش شده‌است.

۶-۴- B: بایوکلاست کورال کورالیناسه آ پکستون-رودستون/باندستون

عناصر اصلی موجود در این ریزرخساره شامل مرجان و جلبک قرمز می‌باشد. از عناصر فرعی متشکل میلیولید، میوژیسینویدس، اپرکولینا، بریوزوئر و اکینید را می‌توان نام برد (شکل ۶).

حضور مرجان به عنوان عنصر اصلی ریزرخساره نمایانگر محیط مناسب جهت رشد مجموعه‌های ریفی است. قطعات مرجان به صورت سالم و درجا محیط سد را نشان می‌دهند. میزان نور و اکسیژن زیاد و انرژی بالا از ویژگی‌های این بخش می‌باشد. به دلیل اندازه بزرگ مرجان‌ها و جلبک‌های قرمز موجود در مقاطع بافت رودستون و به دلیل تجمع ریفی مرجان باندستون نامگذاری شده‌است. این رخساره بصورت کورال بیلدآپ رخمون داشته‌است. سن این کورال بیلدآپ در برش مورد مطالعه به دلایلی قرارگیری در زیست زون شماره ۱ شاتین می‌باشد (شکل ۵). مشابه این ریزرخساره توسط الله‌کرم و همکاران [۲۳] در شمال حوزه ایتراشلف آسماری، پروانه‌نژادشیرازی و همکاران [۷] در برش تاقدیس دشتک و وزیری‌مقدم و همکاران [۲۲] در برش شمال غرب حوضه زاگرس گزارش شده‌است.



شکل ۵- نمای کلی از ساختار پشته‌های مرجانی

۶-۵-۱: فرامینفرا (منفذدار-بدون منفذ) کورالیناسه آ پکستون-رودستون

عناصر اصلی موجود در این ریزرخساره شامل فرامینفرهای منفذدار و بدون منفذ و جلبک قرمز می‌باشد. در بعضی مقاطع حضور مرجان در کنار جلبک‌های قرمز سبب معرفی زیر ریزرخساره فرامینفرا (منفذدار-بدون منفذ) کورالیناسه آ کورال فلوستون-رودستون می‌شود، و در بعضی مقاطع مرجان به تنهایی همراه با فرامینفرهای منفذدار و بدون منفذ حضور دارد که زیر ریزرخساره فرامینفرا (منفذدار-بدون منفذ) کورال رودستون را معرفی می‌کند (شکل ۶).

حضور فرامینفرهای منفذدار و بدون منفذ و قطعات مرجان بیانگر منطقه لاگون و نزدیک به سد و به عبارتی لاگون نیمه محصور را نشان می‌دهد. فرامینفرهای منفذدار با پوسته‌های عدسی شکل (مانند: آمفیستزینا، میوژپسینوئیدس، نئوروتالیا، لپیدوسیکلینیده و نومولیتیده) و فرامینفرهای بدون منفذ (مانند: آرکیاس، پنروپلیس، مئاندروپسینا و دندریتینا) با تنوع اندک از عناصر متشکل این ریزرخساره هستند. حضور جلبک‌های قرمز به عنوان عناصر غیر فرامینفر این ریزرخساره بیانگر کاهش عمق در لاگون نیمه محصور می‌باشد [۳۸]. مشابه این ریزرخساره توسط الله‌کرم و همکاران [۲۳] در شمال حوزه اینتراشلف آسماری و رحیم‌زاده [۱۱] در برش یال شمال غربی تاقدیس نودان گزارش شده‌است.

۶-۶-۲: بایوکلاست فرامینفرا (بدون منفذ-منفذدار) پکستون

عناصر اصلی موجود در این ریزرخساره شامل فرامینفرهای منفذدار از جمله اعضای خانواده نومولیتیده، میوژپسینوئیدس و نئوروتالیا همچنین فرامینفرهای بدون منفذ مانند: پنروپلیس، میلیولیده، مئاندروپسینا، آرکیاس و دندریتینا می‌باشد. بافت این ریزرخساره پکستون است که در بعضی مقاطع به دلیل انرژی بالا بافت گریستون سبب ایجاد یک زیر ریزرخساره به نام بایوکلاست فرامینفرا (بدون منفذ-منفذدار) گریستون شده‌است (شکل ۶).

متنوع بودن فون‌ها و حضور فون‌های منفذدار و بدون منفذ فراوان در کنار هم بیانگر محیطی مناسب زیست برای هردو گروه و بنابراین معرف محیط نیمه محصور و چرخش آب آزاد می‌باشد [۴۸، ۳۶]. در این ریزرخساره حضور همزمان فرامینفرهای محصور و انواع دریای باز از نشانه‌های لاگون باز می‌باشد [۵۳]. بافت دانه پشتیبان در بعضی مقاطع نشان از انرژی بالای محیط می‌باشد. مشابه این ریزرخساره توسط الله‌کرم و همکاران [۲۳] در شمال حوزه اینتراشلف آسماری و براری [۶] در برش تاقدیس لار گزارش شده‌است.

۶-۷-۳: فرامینفرا (بدون منفذ) بایوکلاست کورال کورالیناسه آ پکستون-رودستون

فرامینفرهای بدون منفذ (مانند: دندریتینا، میلیولیده و پنروپلیس)، مرجان و جلبک قرمز عناصر اصلی این ریزرخساره هستند. بافت گل پشتیبان و به دلیل حضور قطعات مرجان و جلبک قرمز بافت رودستون نامگذاری شده‌است. در برخی از مقاطع حضور منفرد مرجان به همراه فرامینفرهای بدون منفذ و یا جلبک قرمز همراه با فرامینفرهای بدون منفذ سبب معرفی دو زیر ریزرخساره فرامینفرا (بدون منفذ) بایوکلاست کورالیناسه آ پکستون و فرامینفرا (بدون منفذ) بایوکلاست کورال پکستون-رودستون شده‌است (شکل ۷).

حضور فرامینفرهای بدون منفذ نشان از یک محیط با شوری بالا و به عبارتی لاگون نسبتاً محصور است. بافت پکستون و خرده قطعات جلبک قرمز در این ریزرخساره بیانگر محیطی با چرخش آب متوسط است [۴۲]. مشابه این ریز رخساره توسط اخزری [۲] در برش شمال غرب روستای دریس معرفی شده‌است.

۶-۸-۴: بایوکلاست فرامینیفرای (بدون منفذ) پکستون

فون‌های این ریزرخساره شامل فرامینیفرهای بدون منفذ از جمله میلیولیده، دندرتینا، بورلیس، آرکیاس و پنروپلیس به‌عنوان عناصر اصلی و اکینید، میوزیپسینوئیدس و قطعات بایوکلاستی به‌عنوان عناصر فرعی می‌باشند که در یک زمینه دانه پشتیبان قرار دارند (شکل ۷).

تنوع و تعدد بالای فرامینیفرهای بدون منفذ در این ریزرخساره بیانگر محیط با شوری نسبتاً بالا، کم عمق و پرنور می‌باشد. حضور فرامینیفرهای بدون منفذ محیط با شوری بالا را نشان می‌دهد [۵۲]. مشابه این ریزرخساره توسط رنجبر [۱۲] در برش یال جنوب شرقی تاقدیس خامی و الله‌کرم پوردیل [۲۲] در برش تاقدیس دیل گزارش شده‌است.

۶-۹-۵: روتالید کوچک میلیولید بایوکلاست و کستون-پکستون

عناصر اصلی موجود در این ریزرخساره شامل روتالیدهای کوچک و میلیولیدها و عناصر فرعی شامل قطعات جلبک قرمز، اکینید، الفیدیوم، ولولینید، بورلیس، دندرتینا و دیسکوربیس می‌باشد. در برخی مقاطع به‌دلیل حضور قطعات دوکفه‌ای زیر ریزرخساره بایوکلاست دوکفه‌ای رودستون-فلوتستون تعیین شده‌است. بافت رودستون تا فلوتستون بر اساس اندازه قطعات دوکفه‌ای نامگذاری شده‌است (شکل ۷).

حضور روتالیدهای کوچک همراه با میلیولیدها و بافت گلی غالب بیانگر محیطی محصور با چرخش آب پایین و شوری بسیار زیاد می‌باشد [۳۵، ۳۶، ۵۴] مشابه این ریزرخساره توسط الله‌کرم و همکاران [۲۳] در شمال حوزه ایتراشلف آسماری، رحیم‌زاده [۱۱] در برش یال شمال غربی تاقدیس نودان و وزیری‌مقدم و همکاران [۵۳] در برش شمال غرب حوزه زاگرس گزارش شده‌است.

۶-۱۰-۶: اکینید و کستون

اکینید به‌عنوان عنصر اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره همراه با عناصر فرعی از جمله قطعات بریوزوئر و جلبک قرمز، میلیولید، خرده‌های استراکود، گاستروپود، دندرتینا، الفیدیوم، آمفیستزینا و روتالیدهای کوچک دیده می‌شود. دانه‌های کوارتز نیز حضور دارد (شکل ۷).

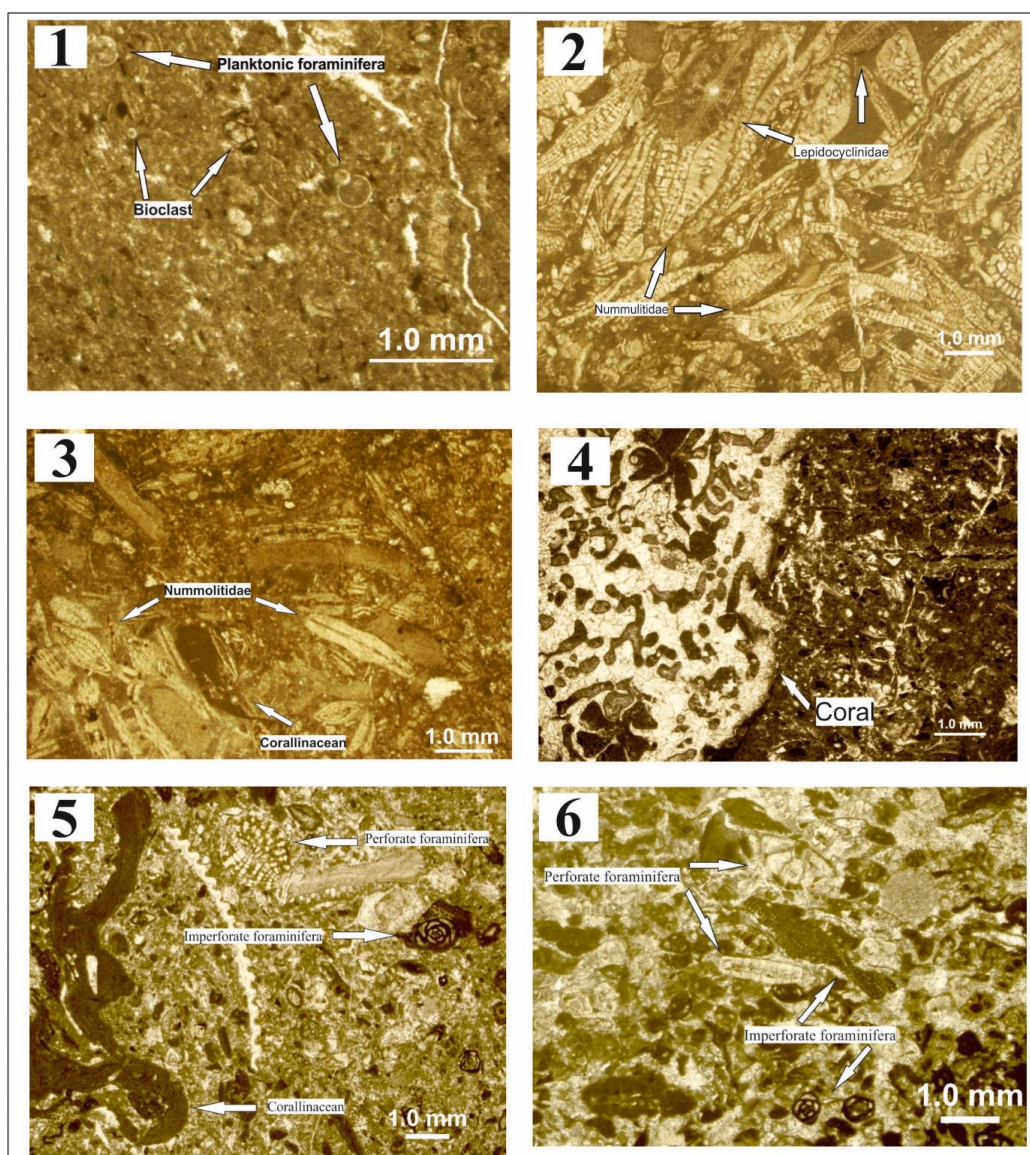
حضور اکینیدها، تنوع فونی کم و حضور فرامینیفرهای بدون منفذ به همراه قطعات کوارتز تخریبی بیانگر یک محیط لاگونی با ورود آب شیرین می‌باشد. ورود آب شیرین سبب شده از شوری محیط لاگون کاسته شود و فونهای نظیر اکینید، بریوزوئر و جلبک قرمز که نیاز به شوری نرمال دریایی دارند بتوانند حضور داشته باشند. بافت گل پشتیبان معرف محیط کم انرژی می‌باشد. مشابه این ریزرخساره توسط رحمانی [۱۰] در برش تاقدیس‌های بنگستان و خويز و میدان نفتی پارس گزارش شده‌است.

۶-۱۱-۷: روتالید کوچک بایوکلاست و کستون

روتالیدهای کوچک عناصر اصلی این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند و به همراه آن‌ها اکینید، گاستروپود، دیسکوربیس، میلیولید، الفیدیوم و قطعات جلبک قرمز به‌عنوان عناصر فرعی حضور دارند (شکل ۷). حضور روتالیدهای کوچک به همراه دیسکوربیس محیط نزدیک به خط ساحلی را نشان می‌دهد. مشابه این ریزرخساره توسط دارایی و همکاران [۳۱] در برش شمال غرب زاگرس گزارش شده‌است.

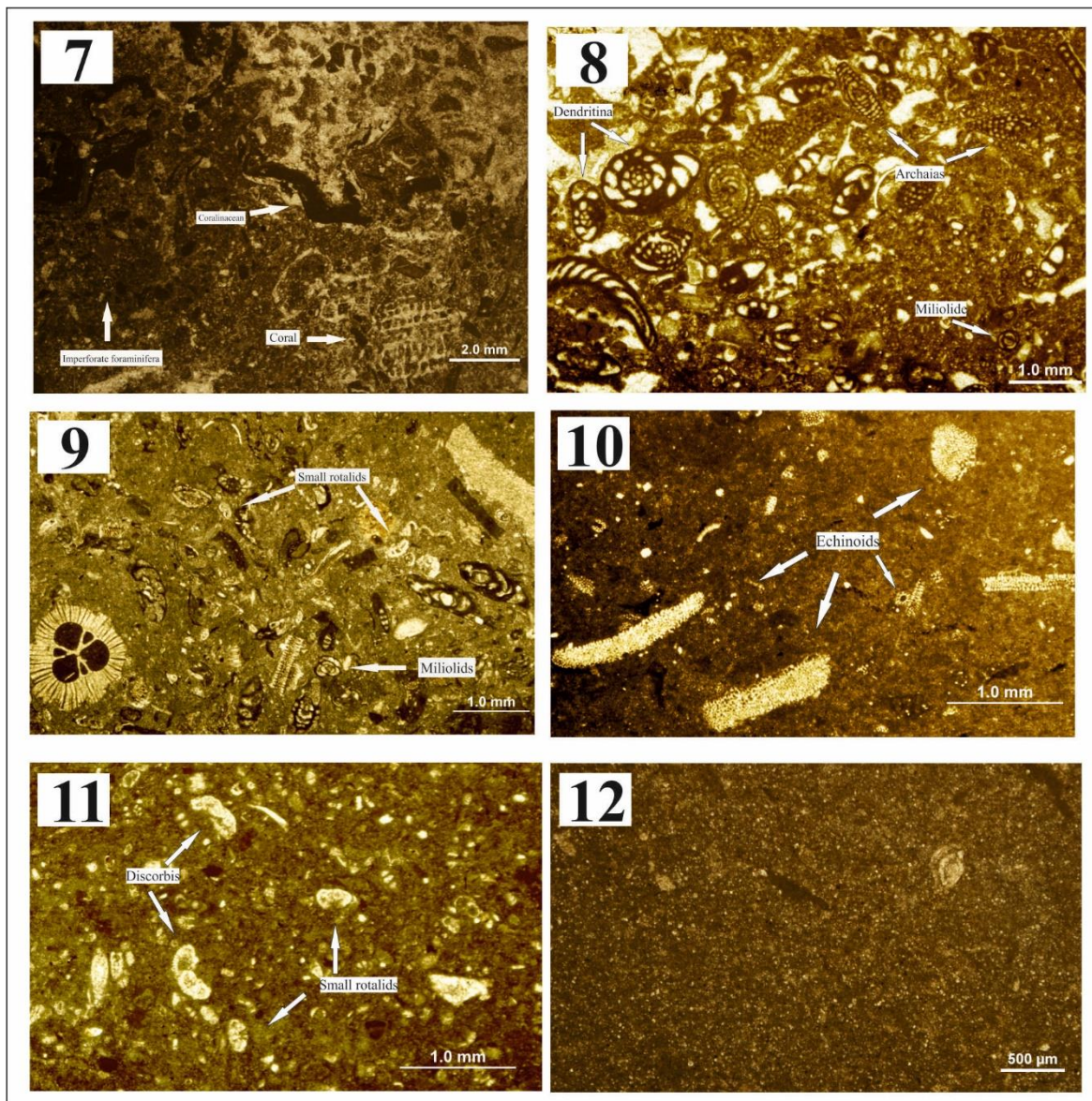
۶-۱۲-L8: مدستون بایوکلاست‌دار

این ریزرخساره آهک گلی با تعداد بسیار اندکی فونای زیستی مانند روتالیدهای کوچک می‌باشد (شکل ۷). رسوبگذاری در لاگون نسبتاً محصور و در پهنه جزرومدی رخ داده‌است. میزان کم فون زیستی از شواهد عدم چرخش آب می‌باشد [۴۷، ۵۴] عدم وجود شواهد خروج از آب مانند: ساختارهای چشم پرنده‌ای، ترک گلی، اثر قطره باران و ... در این ریزرخساره بیانگر تشکیل در محیط لاگون به سمت ساحل است [۵۵]. مشابه این ریزرخساره توسط زارع [۱۳] در برش تاقدیس کوه سیاه و الله‌کرم‌پوردیل و همکاران [۲۲] در برش تاقدیس دیل گزارش شده‌است.



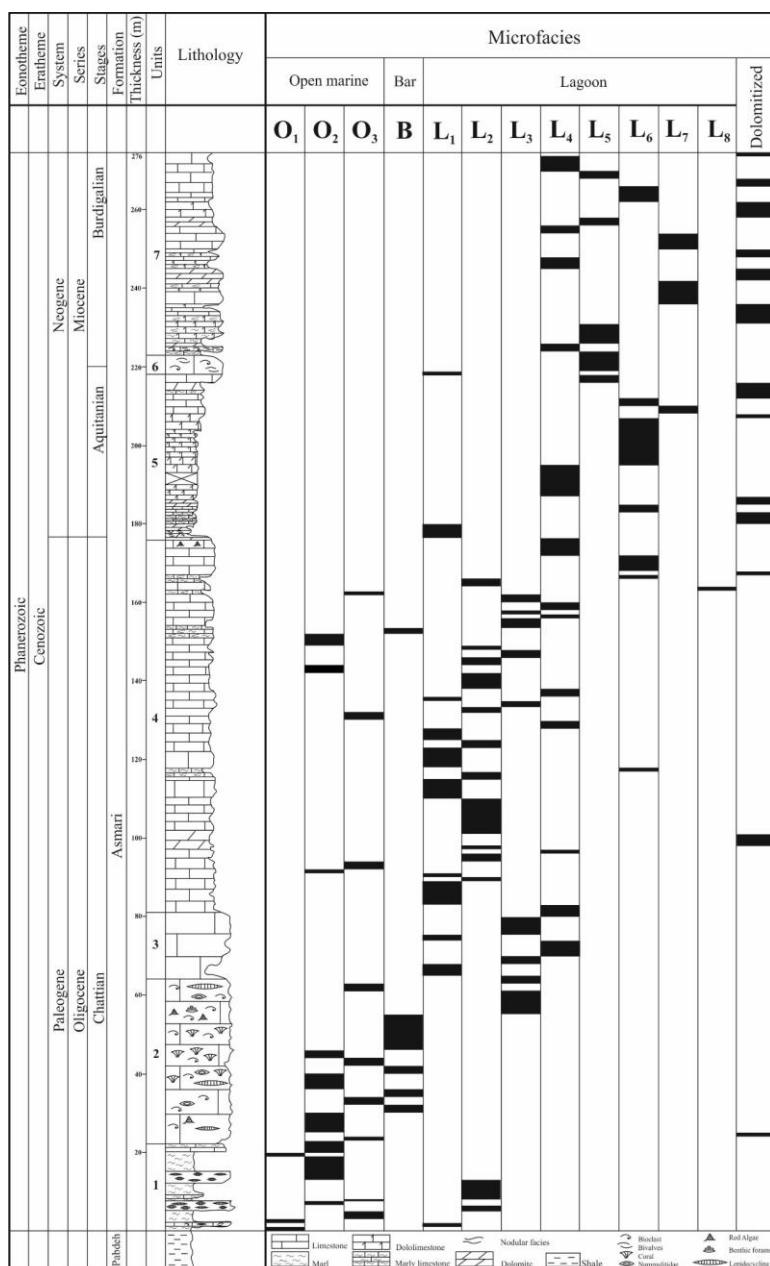
شکل ۶- ریزرخساره‌های برش مورد مطالعه از دریا به طرف ساحل

۱- پلانکتونیک فرامینیفرها و کستون-پکستون، ۲- بایوکلاست لپیدوسیکلینیده نومولیتیده پکستون-رودستون، ۳- بایوکلاست نومولیتیده و کستون-پکستون، ۴- بایوکلاست کورال کورالیناسه‌آ پکستون-رودستون/باندستون، ۵- فرامینیفر (منفذدار-بدون منفذ) کورالیناسه‌آ پکستون-رودستون، ۶- بایوکلاست فرامینیفر (بدون منفذ-منفذدار) پکستون.



شکل ۷- ریزرخساره‌های برش مورد مطالعه از دریا به طرف ساحل

۷- فرامینیفر (بدون منفذ) بایوکلاست کورال کورالیناسه‌آ پکستون-رودستون، ۸- بایوکلاست فرامینیفر (بدون منفذ) پکستون، ۹- روتالید کوچک میلیولید بایوکلاست و کستون-پکستون، ۱۰- اکینید و کستون، ۱۱- روتالید کوچک بایوکلاست و کستون، ۱۲- مدستون بایوکلاست‌دار.



شکل ۸- ستون ریزرخساره‌های سازند آسماری در برش یال شمالی تاقدیس خامی (شمال گچساران).

۷- محیط رسوبی سازند آسماری در برش یال شمالی تاقدیس خامی (شمال گچساران)

برش مورد مطالعه در این تحقیق در امتداد برش‌های مطالعه شده توسط الله‌کرم و همکاران [۲۳] در شمال حوضه اینتراشلف آسماری، قرار دارد. بنابراین با توجه به نتایج این تحقیق و تطابق آن با نتایج به‌دست آمده از مطالعات قبل محیط رسوبی سازند آسماری در برش فتح ۲ واقع در یال شمالی تاقدیس خامی به شرح زیر می‌باشد:

- ۱- روپلین-شاتین زیرین: رمپ با انتهای پرشیب (Distally steepend ramp)، ۲- شاتین میانی-بالایی: این شلف، ۳- آکی تانین: هموکلینال رمپ، ۴- بوردیگالین زیرین: پلتفرم کرناته، ۵- بوردیگالین میانی: بسته شدن و پر شدن اینتراشلف.

۷-۱- روپلین-شاتین زیرین: رمپ با انتهای پرشیب

در حاشیه شمالی حوضه اینتراشلف الیگو-میوسن اولین توالی‌های کربناته به صورت یک مدل رمپ با انتهای پرشیب شروع به رسوبگذاری کرده است [۴]. با توجه به شواهد به دست آمده از مقاطع میکروسکوپی در برش مورد مطالعه مانند: شواهد ریزشی و قطعات خرد شده فسیلی در ریزرخساره O1 (پلانکتونیک فرامینیفر و کستون-پکستون) که از مناطق مجاور و کم عمق‌تر (ریزرخساره O2) به این بخش ریزش کرده، در مدت زمان شاتین زیرین محیط رسوبی این برش یک رمپ با انتهای پرشیب را نشان می‌دهد (شکل ۹). این توالی کربناته همچنین دو پلتفرم کربناته مشخص و جدا را نشان می‌دهد که هر کدام دارای فون‌های متفاوتی هستند که نقش مهمی را در کنترل، مورفولوژی، گسترش و طراحی پلتفرم اجرا کرده‌اند [۴].

۱- روپلین پیشین: رمپ سیلیسی کلاستیک-کربناته غنی از نومولیتس

۲- روپلین پسین-شاتین پیشین: رمپ کربناته غنی از نومولیتس و لپیدوسیکلینیده (یولپیدینا) (شکل ۹)

فون‌های زیستی تولید کننده کربناته به طور قابل ملاحظه‌ای از ابتدای روپلین تا شاتین پیشین جایگزین شده‌اند [۴]. در مدت زمان انتهایی‌ترین بخش روپلین پسین یولپیدینا و اپرکولینا و در زمان شاتین پیشین یولپیدینا و اسپیروکلیپئوس، سازنده‌های اصلی این ریزرخساره در زون الیگوفوتیک بوده‌اند [۲۷، ۲۸، ۴۴]. ظاهراً انقراض نمونه‌های مشخص و اشغال قلمرو آن‌ها توسط دیگر گونه‌های تکامل یافته‌تر یک جایگزینی رقابتی در طول زمان بوده‌است [۴]. در زمان روپلین پیشین سازند پابده در حال ته‌نشست می‌باشد و شروع رسوبگذاری سازند آسماری در برش مورد مطالعه از ابتدای شاتین می‌باشد. برش مورد مطالعه در شاتین پسین دارای رخساره‌های O1 (پلانکتونیک فرامینیفر و کستون-پکستون) و O2 (بایوکلاست لپیدوسیکلینیده نومولیتیده پکستون-رودستون) می‌باشد. این رخساره‌های دریای باز به خوبی جایگاه برش فتح ۲ (برش مورد مطالعه) را بر روی رمپ با انتهای پرشیب نشان می‌دهند که در نواحی پایین اسلوب واقع شده‌است (شکل ۹، B).

۷-۲- شاتین میانی-بالایی: شلف باز

در شاتین میانی و بالایی ساختارهای پشته‌ای مرجانی (Coral build-up)، رشد و گسترش یافته‌اند. با گذشت زمان این بیلدآپ‌های کوچک به طور خاص همزمان با بالا آمدن سطح آب دریا شروع به تجمع عمودی کرده‌اند و پس از آن در طی پس‌روی نهایتاً به یکدیگر متصل شده‌اند به طوری که یال‌های آن‌ها به هم اتصال یافته‌است [۴]. توالی‌های آهکی خالص و تمیز غنی از مرجان با ساختار ریف کلاستری (Cluster reef)، همراه با جلبک قرمز و همچنین فرامینیفرهای بزرگ این کورال بیلدآپ‌ها را در مدت زمان شاتین میانی ساخته‌اند [۴۹، ۵۱]. این ساختارهای پشته‌ای به طور عمده در حواشی پلتفرم‌ها در شرایط زون نوری متوسط تمرکز یافته‌اند و گاهی به ارتفاع حدود ۵۰-۶۰ متر در شرایط اکولوژیکی متفاوت رسیده‌اند و این در حالی است که آن‌ها قادر به ایجاد یک چهارچوب ساختاری برجسته مقاوم در برابر امواج تا سطح آب دریا نبوده‌اند [۴۱، ۴۳، ۴۴]. همچنین عدم حضور گسترده رخساره‌های بسیار محصور در پشت این پشته‌های مرجانی در ناحیه مورد مطالعه و نواحی مجاور [۴] مویده حضور یک شلف باز در این زمان می‌باشد. این مدل رسوبی در دو فاز شاتین میانی (کورال بیلدآپ) و شاتین پسین (کورالگال بیلدآپ) رخنمون داشته‌است (شکل ۱۰).

ریزرخساره‌های برش فتح ۲ در زمان شاتین میانی شامل O3 (بایوکلاست نومولیتیده و کستون-پکستون) و B (بایوکلاست کورال کورالیناسه آ پکستون-رودستون/باندستون) می‌باشد. ساختار بیلدآپ و حضور فرامینیفرهای با پوسته عدسی شکل

بیانگر جایگاه بالای سراسیب برای این برش در این زمان می‌باشد (شکل ۱۰، A). در زمان شاتین پسین ریزرخساره‌های L1 (فرامینفرا) (منفذدار-بدون منفذ) کورالیناسه‌آ پکستون-رودستون)، L2 (بایوکلاست فرامینفرا (بدون منفذ-منفذدار) پکستون) و L3 (فرامینفرا (بدون منفذ) بایوکلاست کورال کورالیناسه‌آ پکستون-رودستون) بیانگر جایگاه این برش در بخش رو به سد لاگون می‌باشد. حضور فرامینفرهای منفذدار و بدون منفذ به همراه قطعات مرجان و جلبک قرمز نشان دهنده یک محیط لاگون رو به سد می‌باشد که قطعات جلبک و مرجان توسط موج از بخش سد به سمت درون لاگون حمل شده‌است (شکل ۱۰، B).

۷-۳- آکی تانین: رمپ با شیب ملایم

حوضه اینتراشلف آسماری یک پایین افتادگی عمده سطح آب دریا را در پایان شاتین متحمل شده که برونزد ناحیه‌ای در سرتاسر حوضه و همچنین ته‌نشست تبخیری‌های ضخیم لایه زیرآبی را در مرکز حوضه سبب شده‌است [۴۶، ۵۱]. در مقایسه با پلتفرم کربناته الیگوسن، پلتفرم آکی تانین تنها یک ناحیه محدود با پهنای ۱۰۰ کیلومتر را شامل می‌شود [۴]. ناحیه مطالعه شده توسط الله‌کرم [۴] تنها داخلی‌ترین محیط تا رسوبات قاره‌ای این پلتفرم را شامل شده‌است و همچنین محیط‌های میانی تا بیرونی توسط ون بوخم و همکاران [۵۱] و رحمانی و همکاران [۴۶] مورد بررسی قرار گرفته‌است. برش مورد مطالعه در این تحقیق در محدوده داخلی‌ترین محیط پلتفرم واقع شده است.

محیط دریایی رمپ داخلی (اشگر، فتح، فتح ۲ و خیمند) زون نوری یوفوتیک تحت تاثیر امواج را نشان می‌دهد که تناوبی از آهک و دولومیت غنی از اجتماعات فرامینفرهای بدون منفذ محیط لاگونی مانند: میلیولید، دندریتینا و پنوپلیس به همراه روتالیدهای کوچک می‌باشد. به سمت خشکی رخساره کربناته رمپ داخلی به صورت بین لایه‌ای با رسوبات آواری دانه ریز بوده که سپس به سمت شمال شرق به رسوبات آواری دانه درشت مربوط به کنگلومراهای قاره‌ای پیل و کابل کلاست تبدیل شده‌است [۴]. در ادامه به سمت حوضه، بافت به طور چشمگیری به رسوبات دریایی عمیق تبدیل می‌گردد. بنابراین رخساره رمپ بیرونی از آهک‌های مارنی لامینه‌ای با بافت غالب گل و محتویات زیستی مانند استراکودهای دانه ریز و فرامینفرهای پلانکتون تشکیل شده است [۴۶]. به نظر می‌رسد که تولید رسوب اندک در محیط‌های عمیق‌تر (رمپ بیرونی) به طور قابل توجهی در قالب فرسایش و ریزش رسوبات از پلتفرم تاپ (محیط‌های رمپ داخلی و میانی) به سمت حوضه جبران شده‌است [۲۴، ۲۵]. این فرآیند به خوبی تاثیر فضای فیزیکی را به این محیط اکولوژیکی در مدت زمان ته‌نشست پلتفرم آکی تانین برجسته کرده است به طوری که سبب ایجاد یک رمپ با شیب ملایم [۴۵] شده است [۴] (شکل ۱۱، A).

در زمان آکی تانین برش مورد مطالعه شامل مقاطع دولومیتی شده و ریزرخساره‌ی L5 (روتالید کوچک میلیولید بایوکلاست وکستون-پکستون) و L7 (روتالید کوچک بایوکلاست وکستون) می‌باشد. حضور فرامینفرهای بدون منفذ به همراه روتالیدهای کوچک بیانگر محیط لاگون و نشان‌دهنده جایگاه این برش در رمپ با شیب ملایم زمان آکی تانین می‌باشد (شکل ۱۱، A).

۷-۴- بوردیگالین زیرین: پلتفرم کربناته

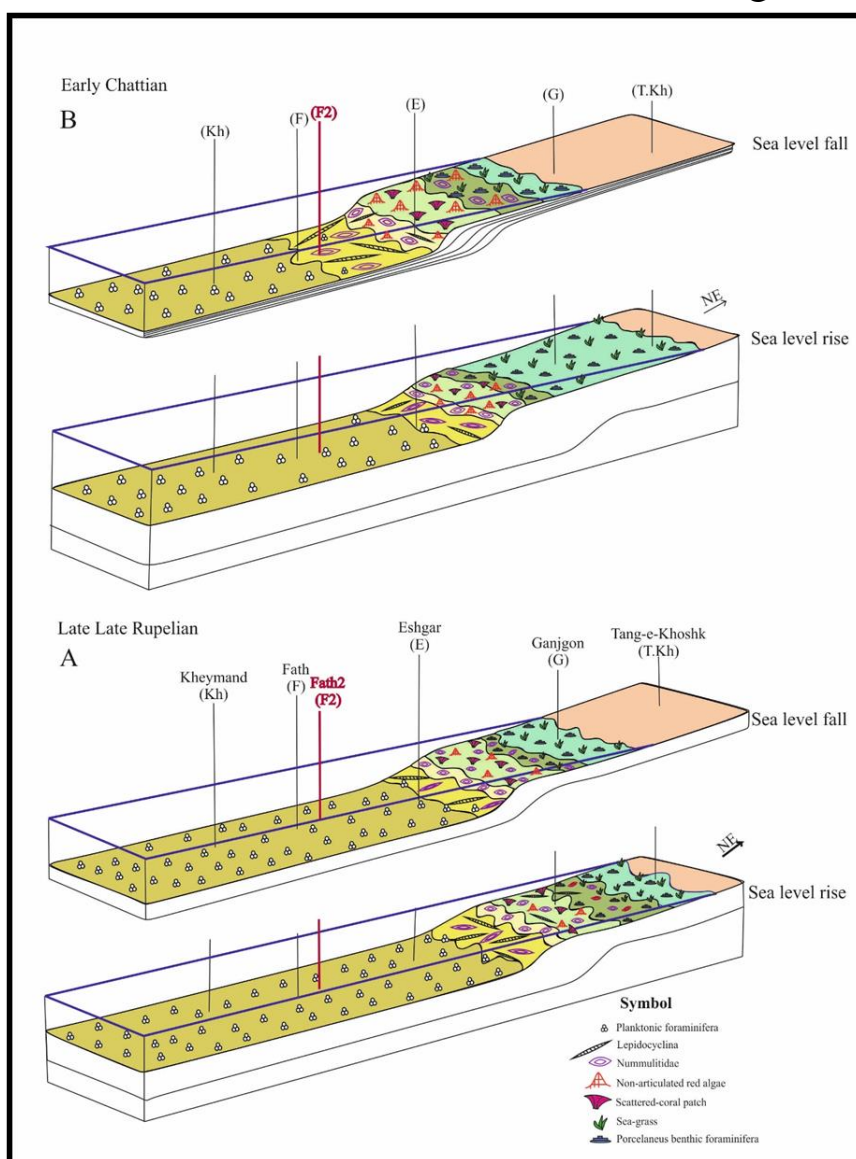
پلتفرم کربناته غالباً بزرگ و پهناور بوردیگالین در نتیجه افزایش سریع سطح آب دریا در شروع بوردیگالین حاصل شده است به طوری که کاملاً همه رسوبات توالی‌های پیش از بوردیگالین را از نواحی نزدیک و متمایل به خشکی تا برش‌های دور از خشکی را در ناحیه مورد مطالعه پوشانده است [۴] (شکل ۱۱، B).

زیست چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های سازند آسماری در یال شمالی تاق‌دیس خامی (شمال گچساران)...

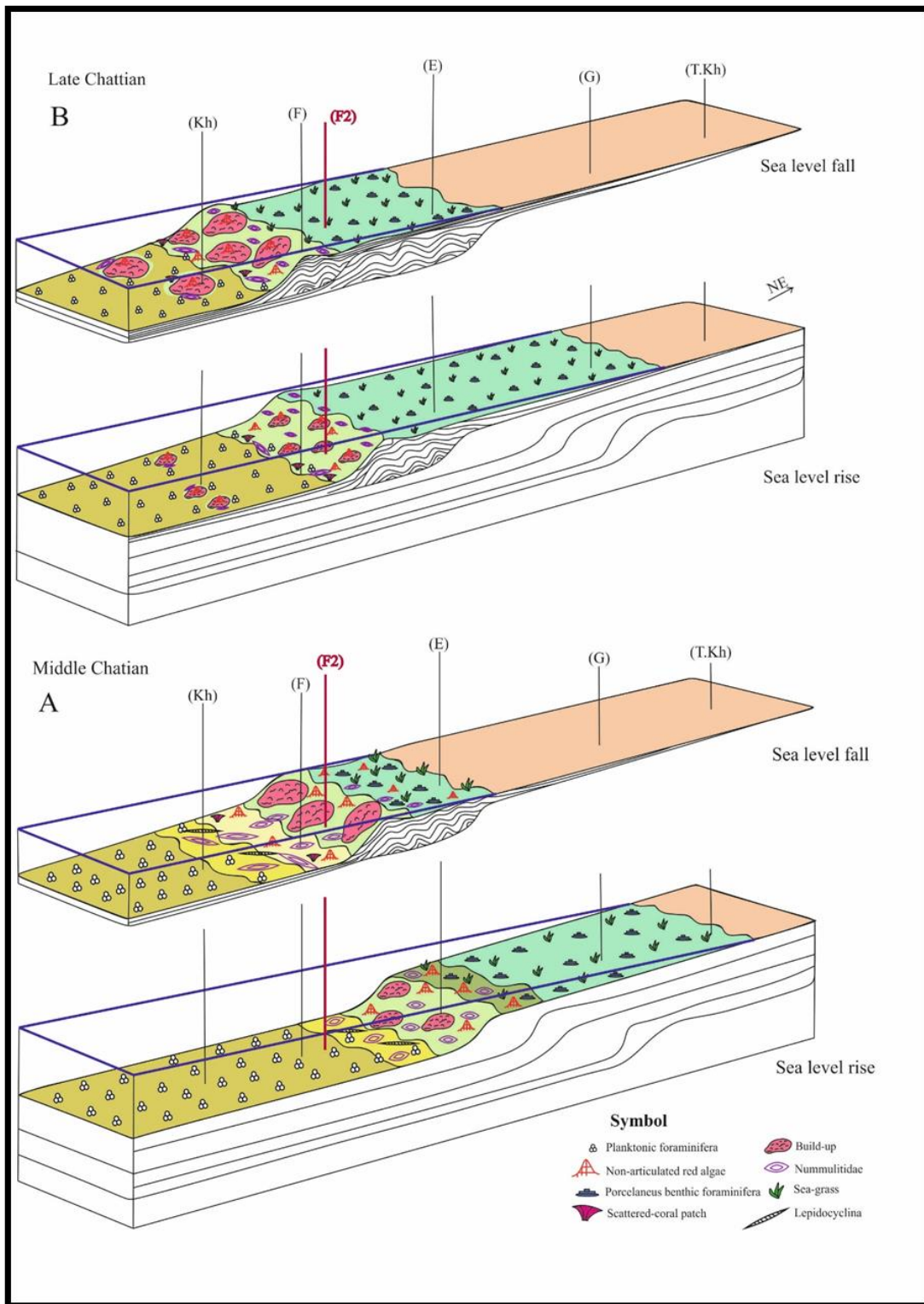
ریزرخساره L4 (بایوکلاست فرامینفرا (بدون منفذ) پکستون) که حضور بورلیس در این ریزرخساره بیانگر زمان بوردیگالین می‌باشد و همچنین ریزرخساره‌های L6 (اکینید و کستون) و L8 (مادستون بایوکلاست‌دار) در زمان بوردیگالین و در منطقه لاگون پلتفرم کربناته ته‌نشست شده‌است (شکل ۱۱، B)

۷-۵- بوردیگالین میانی: پرشدگی ایتراشلف

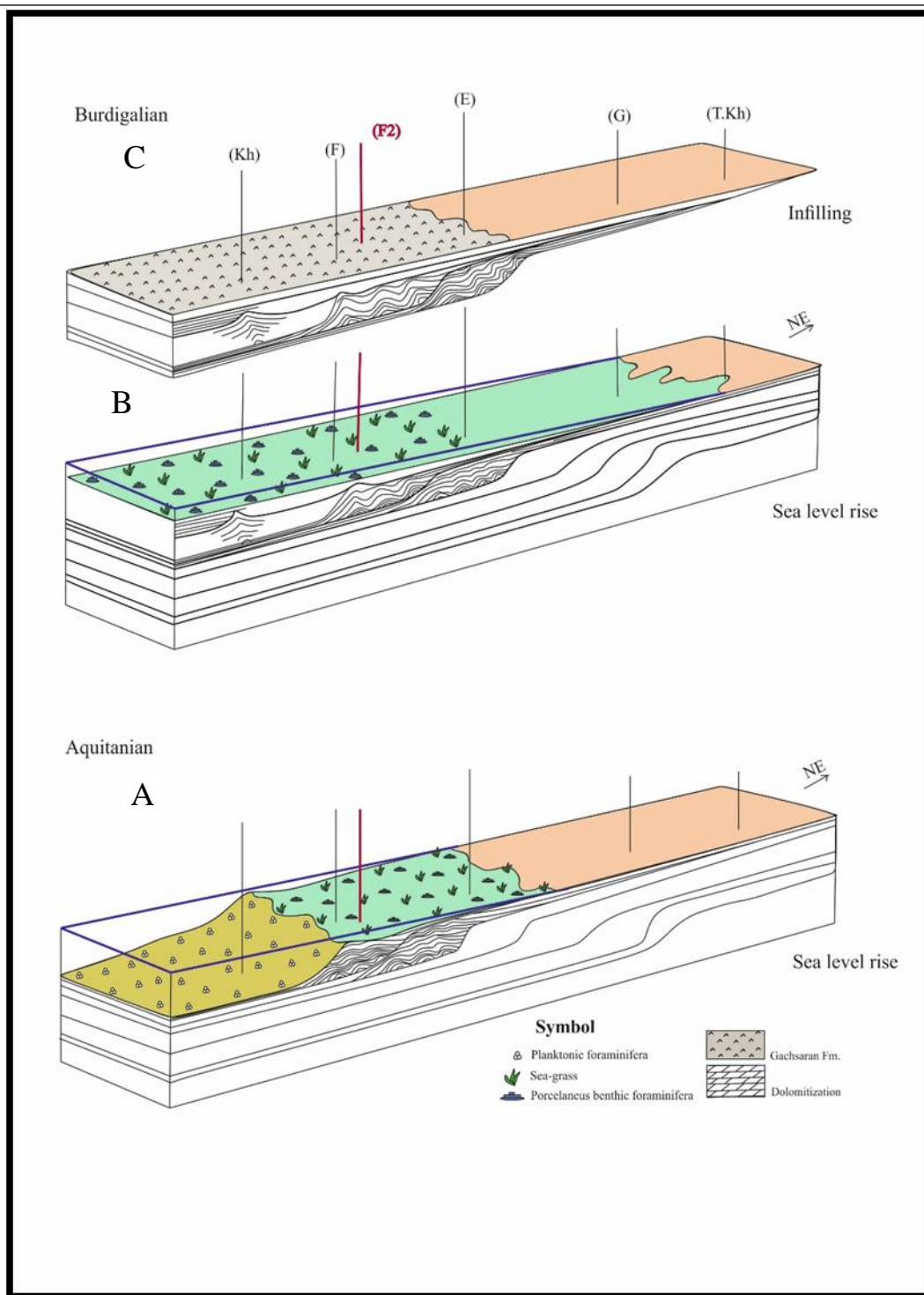
با گذشت زمان پر شدن نهایی حوضه ایتراشلف آسماری در نتیجه کاهش فضای رسوبگذاری در مقابل عرضه رسوب همزمان با پایین آمدن سطح آب دریا سبب شده‌است [۴] (شکل ۱۱، C). در این زمان بر روی سازند آسماری در برش مورد مطالعه سازند گچساران شروع به رسوبگذاری کرده و حوضه در حال پر شدن است (شکل ۱۱، C).



شکل ۹- مدل رسوبی شمال شرق-جنوب غرب حوضه شمالی ایتراشلف آسماری در مدت زمان انتهایی‌ترین بخش بالایی روپلین-شاتین زیرین. بیانگر یک رمپ با انتهای پرشیب غنی از نومولیتیده و لپیدوسیکلیتیده است که دو فاز رسوبی مختلف شامل پلتفرم کربناته غنی از یولپیدینا و اپرکولینا در انتهایی‌ترین بخش بالایی روپلین پسین (A)، و یولپیدینا و اسپیروکلپینوس در شاتین پیشین می‌باشد (B) (برش فتح ۲ برش مورد مطالعه، برش‌های تنگ خشک، گنجگون، اشگر، فتح، و خیمند برگرفته از الله‌کرم پوردیل [۴]).



شکل ۱۰- مدل رسوبی شمال شرق-جنوب غرب حوضه شمالی اینتراشلف آسماری در مدت زمان شاتین میانی-شاتین پسین. فاز کورال بیلدآپ در زمان شاتین میانی (A)، و فاز کورالگال بیلدآپ در زمان شاتین پسین (B) (برش فتح ۲ برش مورد مطالعه، برش‌های تنگ خشک، گنجگون، اشگر، فتح، و خیمند برگرفته از الله‌کرم پوردیل، [۴]).



شکل ۱۱- مدل رسوبی شمال شرق-جنوب غرب حوضه شمالی اینتراسلف آسماری در زمان اکی تاین-بوردیگالین. نمایانگر یک رمپ با شیب ملایم در اکی تاین A و بخش کم عمق یک پلتفرم کربناته در ابتدای بوردیگالین B و پرشدگی کامل حوضه در طی بوردیگالین C می‌باشد (برش فتح ۲ برش مورد مطالعه، برش‌های تنگ خشک، گنجگون، اشگر، فتح، و خیمند برگرفته از الله‌کرم پوردیل، [۴]).

۸- نتیجه‌گیری

سازند آسماری در برش یال شمالی تاق‌دیس خامی (شمال گچساران) دارای ۲۷۶ متر ضخامت می‌باشد که سنگ‌شناسی آن شامل آهک نازک لایه، متوسط و ضخیم تا توده‌ای، آهک ندولار، مارن، آهک مارنی، دولومیت و آهک دولومیتی می‌باشد. در این برش سازند آسماری به صورت پیوسته و همشیب بر روی سازند پابده و به صورت همشیب در زیر سازند گچساران قرار گرفته‌است. با مطالعه ۱۶۶ مقطع نازک میکروسکوپی و با استفاده از زون‌های زیستی ارائه شده توسط لارسن و همکاران [۴۰] و ون‌بوخم و همکاران [۵۱]، ۲۳ جنس و ۲۴ گونه در غالب ۳ زون زیستی برای سازند آسماری در این برش شناسایی شد. این زون‌های فسیلی سن شاتین تا بوردیگالین را برای سازند آسماری در این برش مشخص می‌کند. با بررسی ویژگی‌هایی از جمله: بافت و ساخت رسوبی و عناصر اسکلتی و غیر اسکلتی بر روی مقاطع این برش ۱۲ ریزرخساره و ۱۰ زیر ریزرخساره تعیین گردید که این رخصاره‌ها شامل دریای باز، سد و لاگون محصور تا نیمه‌محصور می‌باشد. پس از مطالعه مقاطع میکروسکوپی و تطابق و مقایسه اطلاعات بدست آمده با مطالعات انجام شده توسط الله‌کرم پوردیل [۴]، پنج مدل رسوبی که در طی زمان تکامل یافته‌اند، شناسایی گردید. این مدل‌ها شامل: ۱-روپلین-شاتین پیشین: رمپ با انتهای پرشیب (Distally steepend ramp)، ۲-شاتین میانی-پسین: شلف باز، ۳-آکی‌تانین: رمپ با شیب ملایم، ۴- بوردیگالین پیشین: پلتفرم کربناته، ۵-بوردیگالین میانی: بسته شدن و پر شدن اینتراشلف می‌باشد.

سپاس و قدردانی

از تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان جهت فراهم کردن امکانات این پژوهش و حمایت مالی سپاسگزاری می‌گردد. همچنین از داوران مقاله آقایان دکتر بهرام حبیب‌نیا، دکتر امراله صفری و دکتر محمود برگریزان تشکر و قدردانی می‌گردد.

منابع

- [۱] آقابیاتی، ع.، ۱۳۸۵، زمین‌شناسی ایران: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، ۵۸۶ صفحه.
- [۲] اخزری، س.، ۱۳۹۴، زیست‌چینه‌نگاری، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری در شمال غرب روستای دریس (غرب استان فارس): پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۴۴ صفحه.
- [۳] الله‌کرم‌پوردیل، م.، ۱۳۸۸، زیست‌چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های سازند آسماری در یال شمالی کوه دیل (شمال گچساران): پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۹۹ صفحه.
- [۴] الله‌کرم‌پوردیل، م.، ۱۳۹۶، چینه‌شناسی سازند آسماری در تاق‌دیس‌های تامر دریشک و لار (زاگرس مرتفع تا چین‌خورده) جنوب یاسوج: پایان‌نامه دکتری، دانشگاه اصفهان، ۲۵۰ صفحه.
- [۵] بختیاری، س.، ۱۳۸۴، اطلس راه‌های ایران: موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، ۲۷۱ صفحه.
- [۶] براری خارکشی، م.، ۱۳۹۶، زیست‌چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های سازند آسماری در تاق‌دیس لار (شمال‌خاوری گچساران): پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۲۰۴ صفحه.

زیست‌چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های سازند آسماری در یال شمالی تاقدیس خامی (شمال گچساران)...

[۷] پروانه‌نژاد شیرازی، م. ل. یزدان‌دوست، و ز. مرادی، ۱۳۹۳، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری در تاقدیس دشتک (شمال غرب کازرون): یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، جلد ۱۶، صفحه ۱-۱۴.

[۸] خسروتهرانی، خ.، ۱۳۷۵، زمین‌شناسی ایران (زمین‌شناسی): دانشگاه پیام نور، ۳۲۷ صفحه.

[۹] درویش‌زاده، ع.، ۱۳۷۰، زمین‌شناسی ایران: انتشارات امیرکبیر، ۹۰۱ صفحه.

[۱۰] رحمانی، ع.، ۱۳۹۰، چینه‌شناسی سازند آسماری در تاقدیس‌های بنگستان و خویز و میدان نفتی پارسی: پایان‌نامه دکتری، دانشگاه اصفهان، ۲۱۰ صفحه.

[۱۱] رحیم‌زاده، م.، ۱۳۹۴، زیست‌چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های سازند آسماری در یال شمال غربی تاقدیس نودان، غرب استان فارس: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۵۶ صفحه.

[۱۲] رنجبر، ه.، ۱۳۹۲، زیست‌چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های سازند آسماری در یال جنوب شرقی تاقدیس خامی (شرق گچساران): پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۲۲ صفحه.

[۱۳] زارع، م.، ۱۳۹۱، زیست‌چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های سازند آسماری در تاقدیس کوه سیاه (شمال دهدشت): پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۳۹ صفحه.

[۱۴] ستاری، ا. ح. وزیرمقدم، ع. صیرفیان، و ع. طاهری، ۱۳۹۳، چینه‌نگاری زیستی و پالئوکولوژی سازند آسماری در تنگ شیوی در یال شمال غربی تاقدیس نودان واقع در شمال شهر کازرون (فارس داخلی) و مقایسه سنی با سه برش دیگر در نواحی فارس ساحلی و زون ایذه: زمین‌شناسی نفت ایران، شماره هشتم، صفحه ۴۱-۴۴.

[۱۵] صالح، ز.، ۱۳۹۰، زیست‌چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های سازند آسماری در برش کوه شجیبیل، شمال شرق یاسوج: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۴۴ صفحه.

[۱۶] کلنات، ب.، ۱۳۸۹، زیست‌چینه‌نگاری، ریزرخساره و پالئوکولوژی سازند آسماری غرب فیروزآباد: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۲۱ صفحه.

[۱۷] مطیعی، ه.، ۱۳۷۱، زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس: انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۳۶ صفحه.

[۱۸] مطیعی، ه.، ۱۳۷۲، زمین‌شناسی ایران (چینه‌شناسی زاگرس): انتشارات سازمان زمین‌شناسی، ۵۸۳ صفحه.

[۱۹] وزیرمقدم، ح. ص. عرب‌پور، ع. صیرفیان، ع. طاهری، و ع. رحمانی، ۱۳۹۴، چینه‌نگاری زیستی، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در چاه شماره ۴ میدان نفتی لب سفید (شمال فروافتادگی دزفول، جنوب غرب لرستان) و تنگ لنده (کوه سفید، شمال غرب دهدشت): نشریه علمی-پژوهشی زمین‌شناسی نفت ایران، شماره دهم، صفحه ۸۷-۱۱۹.

[۲۰] هاتفی، م.، ۱۳۹۳، زیست‌چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های سازند آسماری در یال شمال خاوری تاقدیس دشتک، شمال کازرون: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۲۱۶ صفحه.

[21] ADAMS, T. D., and F. BOURGEOIS, 1967, Asmari biostratigraphy: *Geological and Exploration Iranian Offshore Company Report*, no. 1074, unpublished.

[22] ALLAHKARAMPOUR DILL, M., A. SEYRAFIAN and H. VAZIRI-MOGHADDAM, 2010, The Asmari Formation north of Gachsaran (Dill anticline), southwest Iran: facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy: *Carbonates and Evaporites*, **25(2)**, 145-160.

[23] ALLAHKARAMPOUR DILL, M., H. VAZIRI-MOGHADDAM, A. SEYRAFIAN, A. BEHDAD, 2018, Oligo-Miocene carbonate platform evolution in the northern margin of the Asmari intra-shelf basin, SW Iran: *Marine and Petroleum Geology*, **92**, 437-461.

- [24] AURELL M., D. A. N. BOSENCE, and D. WALTHAM, 1995, Carbonate ramp depositional system from a late Jurassic epeiric platform (Iberian Basin, Spain): a combined computer modelling and outcrop analysis: *Sedimentology*, **42(1)**, 75-94.
- [25] AURELL, M., B. BADENAS, D. W. J. BOSENCE, and D. A. WALTHAM, 1998, Carbonate production and offshore transport on a Late Jurassic carbonate ramp (Kimmeridgian, Iberian basin, NE Spain): evidence from outcrops and computer modelling: Geological Society, London, *Special Publications*, **149(1)**, 137-161.
- [26] BASSI, D., L. HOTTINGER, and J. H. NEBELSICK, 2007, Larger foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, North-East Italy: *Paleontology*, **50 (4)**, 845-868.
- [27] BRANDANO, M., V. FREZZA, L. TOMASSETTI, M. PEDLEY, and R. MATTEUCCI, 2009a, Facies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower Coralline Limestone Formation), Malta: *Sedimentology*, **56**, 1138-1158.
- [28] BRANDANO, M., V. FREZZA, L. TOMASSETTI, and M. CUFFARO, 2009b, Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical waters: The Attard member of the lower coralline limestone formation (Upper Oligocene, Malta): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **274**, 54-63.
- [29] CORDA, L., and M. BRANDANO, 2003, Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy: *Sedimentary Geology*, **161**, 55-70.
- [30] COSOVIC, V., K. DROBNE, and A. MORO, 2004, Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula): *Facies*, **50**, 61-75.
- [31] DARAEI, M., A. AMINI, and M. ANSARI, 2015, Facies analysis and depositional environment study of the mixed carbonate-evaporite Asmari Formation (Oligo-Miocene) in the sequence stratigraphic framework, NW Zagros, Iran: *Carbonates Evaporites*, **30**, 253-272.
- [32] DUNHAM, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to their depositional texture, in W. E. Ham, ed., Classification of carbonate rocks: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **1**, 108-121.
- [33] EHRENBERG, S. N., N. A. H. PICKARD, G. V. LAURSEN, S. MONIBI, Z. K. MOSSADEGH, T. A. SVANA, A. A. M. AQRAWI, J. M. MCARTHUR, and M. F. THIRWALL, 2007, Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene – Lower Miocene), SW Iran: *Journal of Petroleum Geology*, **30(2)**, 107-128.
- [34] EMBRY, A. F., and J. E. KLOVAN, 1971, Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest territories (revision of Dunham classification): *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **19**, 730-781.
- [35] FLUGEL, E., 2010, Microfacies of carbonate rocks: Berlin, *Springer*, 976 p.
- [36] GEEL, T., 2000, Recognition of Stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analyses of palaeogene deposits in southeastern Spain: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **155**, 211-238.
- [37] GRADSTEIN, F., J. Ogg, and A. Smith, 2004, A Geological Time Scale: *Cambridge University Press, Cambridge, U.K.*, p. 589.
- [38] HALFAR, J., and M. MUTTI, 2005, Global dominance of corraline red-algal facies: a response to Miocene oceanographic events: *Geology*, **33**, 481-484.
- [39] JAMES, G. A., and J. G. WYND, 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **49(12)**, 2182-2245.
- [40] LAURSEN, G. V., S. MONIBI, T. L. ALLAN, N. A. H. PICKARD, A. HOSSEINY, B. VINCENT, Y. HAMON, F. S. P. VAN BUCHEM, A. MOALLEMI, and G. DRUILLION 2009, The Asmari Formation revisited: changed stratigraphy allocation and new biozonation: *First International Petroleum Conference and Exhibition, Shiraz, Iran*.
- [41] MORSILLI, M., F.R. BOSELLINI, L. POMAR, P. HALLOCK, M. AURELL, C.A. PAPAZZONI, 2012, Mesophotic coral buildups in a prodelta setting (Late Eocene, southern

- Pyrenees, Spain): *a mixed carbonate-siliciclastic system*, *Sedimentology*, **59**, 766-794.
- [42] NEBELSICK, J., and D. BASSI, 2000, Diversity, growth forms and taphonomy: key factors controlling the fabric of coralline algal dominated shelf carbonates, in: E. Insalaco, P. Skelton and T. Palmer, eds., Carbonate platform systems, Components and interactions: *Geological Society, London*, **178**, 89-107.
- [43] POMAR, L., P. BASSANT, M. BRANDANO, C. RUCHONNET, and X. JANSON, 2012, Impact of carbonate producing biota on platform architecture: Insights from Miocene examples of the Mediterranean Region: *Earth-Science Reviews*, **113(3)**, 186-211.
- [44] POMAR, L., G. MATEU-VICENSE, M. MORSILLI, and M. BRANDANO, 2014, Carbonate ramp evolution during the late Oligocene (Chattian), Salento Peninsula, southern Italy: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **404**, 109-132.
- [45] POMAR, L., and B. U. HAQ, 2016, Decoding depositional sequence in carbonate system: *Concepts vs experience, Global and Planetary Change*, **146**, 190-225.
- [46] RAHMANI, A., A. TAHERI, H. VAZIRI-MOGHADDAM, and A. GHABEISHAVI, 2012, Biostratigraphy of the Asmari Formation at Khaviz and Bangestan Anticlines, Zagros Basin, SW Iran: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **263**, 1-16.
- [47] RASSER, M. W., C. SCHEIBNER, and M. MUTTI, 2005, a paleoenvironmental standard section for Early Ilerdian tropical carbonate factories (Corbieres, France; Pyrenees, Spain): *Facies*, **51**, 217-232.
- [48] ROMERO, J., E. CAUS, and J. ROSELL, 2002, A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin (NE Spain): *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **179(1)**, 43-56.
- [49] SHABAFROOZ, R., A. MAHBOUBI, H. VAZIRI-MOGHADDAM, A. GHABEISHAVI, R. MOUSSAVI-HARAMI, 2015, Depositional architecture and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari platform; Southeastern Izeh Zone, Zagros Basin, Iran, *Facies*, **61**, 423p.
- [50] TAHERI, M. R., H. VAZIRI-MOGHADDAM, A. TAHERI, A. GHABEISHAVI, 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.
- [51] VAN BUCHEM, F. S. P., T. L. ALLEN, G. V. LAURSEN, M. LOTFIPOUR, A. MOALLEMI, S. MONIBI, H. MOTIEI, N. A. H. PICKARD, A. R. TAHMASEBI, V. VEDRENNE, and B. VINCENT, 2010, Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh formations) SW Iran: *Geological Society, London*, **329**, 219-263.
- [52] VAZIRI-MOGHADDAM, H., M. KIMIAGARI, and A. TAHERI, 2006, Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran: *Facies*, **52**, 41-51.
- [53] VAZIRI-MOGHADDAM, H., A. SEYRAFIAN, A. TAHERI, and H. MOTIEI, 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.
- [54] WILSON, J. L., 1975, Carbonate facies in geologic history: *Berlin, Heidelberg, New York, Springer*, 471 p.
- [55] WILSON, M. E. J., and A. VECSEI, 2005, The apparent paradox of abundant foramol facies in low latitudes: their environmental significance and effect on platform development: *Elsevier*, **69(1)**, 133-168.
- [56] WRIGHT, V. P., 1992, A revised classification of limestone: *Sedimentary Geology*, **76**, 177-185.

[57] WYND, J. G., 1965, Biofacies of the Iranian consortium-agreement area: *Unpublished Report 1082, Iranian Offshore Oil Company, Tehran.*

شواهد زمین ساخت ترافشاری در حوضه‌های رسوبی شمال باختر ایران مرکزی بر اساس داده‌های لرزه‌نگاری بازتابی و شاخص‌های ژئومورفیک

لیلا مهشادنیا^{۱*}، محمد مختاری^۲، سید احمد علوی^۳

^۱ دانشجوی دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی - کارشناس ارشد پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله

^۲ دانشیار پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله

^۳ استاد دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی

* l.mahshadnia@iiees.ac.ir

دریافت بهمن ۱۳۹۷، پذیرش شهریور ۱۳۹۸

چکیده

حوضه‌های فروافتاده آران-سراجه بین گسل‌های کوشک نصرت و سامانه ایندس - قم - خواباد - کاشان (گسل قم-زفره) قرار گرفته است. وجود ضخامت بالای رسوبات، شناسایی ساختارهای درون حوضه ای را دشوار ساخته است. برای شناسایی عناصر ساختاری فعال و سازوکار تشکیل این حوضه ها از تلفیق شاخص‌های ژئومورفیک و تفسیر خطوط لرزه ای بازتابی استفاده شد. شواهد موجود در خطوط لرزه ای مراحل اصلی دگرریختی درون حوضه ای، نشانگر حضور میدان تنش کششی محلی است. ساختارهای این مرحله شامل چین‌های کششی - چرخشی و گسلش نرمال است که در نتیجه آن حوضه‌های رسوبی عمیق و نهشته شدن سازندهای سرخ زیرین و بالایی است. با ادامه دگرریختی، وارونگی مثبت و فشاری جایگزین شده است. در این مطالعه فعالیت برخی از گسل‌های عادی و مرزی و چین‌های کششی به صورت فشاری تأیید گردید. ساختارهای جوانتر این مرحله شامل پس‌راندگی‌ها، پیش‌راندگی‌ها، ساختارهای میانبر و ساختارهای بالآمدگی است که همگی نشان‌دهنده معکوس‌شدگی زمین‌ساختی حوضه‌های کششی اولیه است. بخش‌های فعال فشاری حوضه بر اساس شاخص‌های ژئومورفیک، شامل فرادیواره راندگی ساوه و خم فشاری واقع در پایانه جنوب خاوری گسل ایندس است. همچنین فشردگی حوضه‌ها و فعالیت گسل‌های راندگی رشدی کف حوضه، سبب تشکیل ساختارهای بالارانشی در مرکز هر سه حوضه شده است. دگرریختی در این حوضه‌ها در حال حاضر به صورت ترافشارش است.

کلید واژه‌ها: تکنونیک فعال، وارونگی مثبت، حوضه‌های کششی، شمال باختر ایران مرکزی.

۱- مقدمه

مراحل کشتش و بازشدگی حوضه های رسوبی و متعاقب آن فشارش در فاز وارونگی به تفکیک در بخش های مختلف فلات ایران مطالعه شده است. سازوکار وارونگی سنوزوئیک، عمدتاً به برخورد صفحات عربی و اوراسیا نسبت داده می شود که سبب بیرون زدگی و فرایش کوه های البرز- کپه داغ- بینالود در شمال ایران و بخش خاوری قفقاز بزرگ شده است. استامپلی و بورل (۲۰۰۲) منشا پیدایش حوضه رسوبی قم را در پهنه ایران مرکزی، فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر جنوب باختر ایران مرکزی (در زمان الیگوسن- میوسن)، معرفی کرده اند که سبب تشکیل حوضه رسوبی، بازشدگی پشت کمانی در مرکز و شمال ایران مرکزی شده است. فعالیت کششی قوی که مرتبط با گسلش نرمال خاوری- باختری و همراه با رسوب گذاری سازند ستبر آذرین های کرج در جنوب البرز و سری های ضخیم تالش در شمال باختر ایران و جنوب خاور آذربایجان است در ائوسن رخ داد در منطقه مورد مطالعه نیز زیر توالی رسوبات تخریبی سرخ زیرین، سنگ های آذرین ائوسن قرار دارند که نشان از یک فاز کششی گسترده است که از البرز و تالش تا این بخش از ایران مرکزی نیز تداوم داشته است. در مطالعات قبلی، تغییرات رژیم رسوبگذاری در حوضه های ساوه- قم- آران را با فعالیت های کوهزایی مختلف مرتبط دانسته اند. این مطالعه جهت تعیین منشا تشکیل و تکامل ساختاری حوضه های فرافتاده شمال باختر ایران مرکزی انجام گرفته است. مطالعات ژئوفیزیکی در حوضه های کششی عمق پرشدگی نهشته ها و چگونگی عملکرد گسل های اصلی راستالغز و نرمال عرضی را در کنترل فرونشست سنگ بستر مشخص می سازد (بیلهام و کینگ، ۱۹۸۹)، همچنین الگوی ساختاری حوضه های تراکششی و ترافشاری با این روش قابل تعیین است (هینچ و همکاران، ۲۰۰۵، سورلین و همکاران، ۲۰۱۲).

شهرهای قم و ساوه از دیدگاه زمین شناسی در محل پیوند دو ایالت لرزه زمین ساختی ایران مرکزی و البرز قرار دارد. از گسله های فعالی که در این منطقه معرفی شده اند می توان به گسله های حاشیه حوضه های فرافتاده شامل ایندس، خورآباد، کوشک نصرت، ساوه، البرز و گسل عرضی قمرود اشاره کرد. وقوع زمین لرزه ها و تناقض سازوکار کانونی و مکانی بین گسیختگی های لرزه ای و گسل های شناخته شده نشان دهنده وجود گسل های فعال متعددی در ایران مرکزی است که هنوز شناسایی و مطالعه نشده اند. این پهنه بر اساس نرخ کرنش ژئودتیک، دارای لرزه خیزی پایین بدون تحمل کرنش است (ماسون و همکاران، ۲۰۰۵). معدود بودن ثبت تاریخی و دستگاهی زمین لرزه ها را می توان به طولانی تر بودن دوره- های بازگشت زمین لرزه ها نسبت به تاریخ تمدن انسانی یا حضور تبخیری های شکل پذیر و فعالیت غیرلرزه ای در منطقه دانست. کابلی (۲۰۰۰) وجود خرابه های قدیمی نظیر آن چه در راستای رودخانه قمرود در شمال شهر قم برجای مانده است را با زمین لرزه ای که بیش از ۶ هزار سال پیش رخ داده است مرتبط در نظر گرفته است.

از سویی حوضه های رسوبی شمال باختر ایران مرکزی از جمله حوضه های ساوه، قم و آران در موقعیت پله ساختاری بین سلطانیه- ایپک- کوشک نصرت و سامانه قم- زفره قرار گرفته است متاثر از فعالیت این پهنه های گسلی تشکیل و تکامل یافته اند و به دلیل فعال بودن گسل های فوق، حوضه های ساختاری هم احتمالاً فعال هستند. دگرریختی درون چنین حوضه هایی با تشکیل گسل های فرعی درون حوضه ای و عملکرد فعال آن ها به صورت کششی و فازهای وارونگی متعدد تامین می شود. یکی از اهداف مطالعه بررسی احتمال تاثیرگذاری و یا عدم تاثیر پذیری از برخورد قاره ای نئوتتیس بر تشکیل حوضه های شمال باختر ایران است. از سویی گسل های عرضی اولیه می تواند عامل تشکیل خم های کششی و فشاری در راستای گسل های راستالغز اولیه شود. به همین دلیل بررسی وجود گسل های مذکور و نقش آن ها در ایجاد گره- های لرزه ای و لرزه خیزی منطقه ضروری است. زمین لرزه سال ۱۴۹۵ میلادی با بزرگای $ms=5.9$ در مجاورت خم

فشاری که دو گسل ایندس و قم را به هم متصل می کند رخ داده است. زمین لرزه دیگری در ۱۸ ژولای ۲۰۰۷ در کپک قم و جنوب شهر قم رخ داد که نشانگر فعالیت زمین ساختی این قسمت از منطقه است. از آنجایی که اکتشاف گاز و نفت معمولاً در پهنه‌های مجاور به گسل های رشدی و ساختارهای فرعی وابسته در فرادیواره گسل صورت می گیرد، مطالعه این بخش از ایران مرکزی به لحاظ وجود پتانسیل ذخیره هیدروکربورها ارزشمند است. ماهیت سازوکار وارونگی مثبت نیز سبب ضخیم تر شدن لایه رسوبی مخزن و افزایش کیفیت هیدروکربور ذخیره شده می گردد. تکامل ساختارهای تاکدیمی شامل فرایش و بسته شدن تاکدیس های کششی و نیز راندگی شدن گسل های کششی قدیمی و تشکیل راندگی های جدید، پتانسیل به تله انداختن هیدروکربورها را افزایش می دهد. شناسایی مستقیم گسل های اصلی و فرعی فرافتادگی های قم (ساوه- البرز) و آران با توجه به فرونشست زمین ساختی قوی و پوشش ضخیم آبرفت های پلیوکواتر در این منطقه، امکان پذیر نیست. به این دلیل مطالعه تکامل ساختاری مرتبط با عملکرد گسل ها در داخل حوضه های منطقه با استفاده از لرزه نگاری بازتابی انجام پذیرفت. تعیین بخش های فعال حوضه ها و مقایسه نسبی فعالیت گسل های شناسایی شده نیز با انجام مطالعه شاخص های ژئومورفیک مقدور شد.

۲- موقعیت و زمین شناسی میدان مورد مطالعه

فعالیت کششی قوی همراه با رسوب گذاری سازند ستبر آذین های کرج در شمال باختر ایران در ائوسن رخ داد که نشان از یک فاز کششی گسترده است. در حالی که محیط رسوب گذاری سازندهای جوانتر شامل سرخ زیرین- قم و سرخ بالایی در منطقه مورد مطالعه حاصل باز شدن حوضه های محلی است. در حالی که محیط رسوب گذاری سازندهای جوانتر شامل سرخ زیرین- قم و سرخ بالایی در منطقه مورد مطالعه حاصل باز شدن حوضه های محلی است. برانت و همکاران (۲۰۰۷) و شهیدی (۲۰۰۸) کشش ناحیه ای وسیع را به بازشدگی پشت کمان در پشت فرورانش به سمت شمال لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس در زیر حاشیه اوراسیا نسبت می دهند. دگرریختی های فشاری اولیه، در اثر برخورد صفحات عربی و اوراسیا در ائوسن پایانی آغاز شده است و تنها حاشیه های صفحات را دربر می گرفته و تا میوسن آغازین ادامه داشته است (بریر و همکاران ۲۰۰۸).

بر اساس داده های GPS، میزان همگرایی کمتر از ۲ میلی متر در سال در فلات ایران حاکم است [ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴] که بر اساس مطالعه داده های لرزه ای بازتابی مدت ها پس از برخورد صفحه عربی و اوراسیا (ائوسن انتهایی یا لیگوسن آغازین) و از آخرین بخش های میوسن آغازین شروع شده است. کوتاه شدگی فلات ایران، از ۷-۳ میلیون سال پیش رخ داده است (آلن و همکاران، ۲۰۰۴). محور کوتاه شدگی در ایران مرکزی شمالی- جنوبی و با سرعت همگرایی تقریبی ۳-۲ میلی متر در سال است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). این بخش از ایران مرکزی دارای دو راستای اصلی برای گسل ها و محورهای چین خوردگی شمال خاوری و شمال باختری در نقشه خطواره های مغناطیسی سنگ بستر است [نوگل سادات، ۱۹۷۸]. راستای ساختاری غالب عموماً شمال باختری - جنوب خاوری با مولفه جابجایی غالب راست بر و مقادیر جزئی جابجایی شیب لغز در حاشیه حوضه مرکزی فلات ایران است که شامل گسل های آوج، کوشک نصرت- سیاه کوه- دوازده امام در حاشیه شمال خاوری و پهنه های گسلی کاشان- زفره، ایندس، قم- سراجا یا گسل خورآباد (شامل خرده گسله های یزدان، کمرکوه، دوچاه، شانکلی، شادقلی و خضر) در حاشیه جنوب باختری حوضه های فوق است. پهنه دوم نسبت به گسل کاشان با الگوی پلکانی کششی قرار دارد. علاوه بر آن وجود الگوی پلکانی یا ان اشلون و جابجایی راست بر گسل ها سبب تشکیل پله های فشاری در باختر بوئین زهرا، شمال باختر ساوه و جنوب باختر قم شده است. تاکدیس های کمرکوه و محسن آباد در جنوب باختر قم و تاکدیس قشلاق و ارتفاعات شمال شهر ساوه حاصل سازوکارهای حاکم در این

بخش هاست. علاوه بر این گسل های این منطقه در موقعیت پله ساختاری کششی بین دو گسل اصلی سلطانیه و کاشان قرار گرفته اند.

بخش خاور و جنوب خاوری پهنه فرونشست قم - ساوه با توجه به ناهنجاری های ایزوستازی، فعال است و به تعادل نرسیده است (دهقانی و مارکیز، ۱۹۸۴). مطالعات مغناطیس هوایی ناحیه ای وجود ناهنجاری های مغناطیسی بزرگ را که توسط گسل عرضی قمرود بریده و بیش از چندین کیلومتر جابجا شده است، نشان می دهد. این دسته از گسل ها در مقاطع لرزه ای و همچنین دید افقی نقشه به وسیله گسل های دارای راستای شمال باختر قطع می شوند به همین دلیل قدیمی تر از ساختارهای زمین ساختی درون حوضه ها محسوب می شوند. به نظر می رسد این گسل ها در لرزه خیزی و شکل گیری حوضه های فراکش فرعی منطقه و تکه بندی حوضه پهناور اولیه به حوضه های کششی فرعی موثر بوده اند. لرزه خیزی کنونی در لبه جنوب باختری حوضه قم و در محل آرایش پلکانی و خم گسلی حاشیه حوضه متمرکز است. این گسل ها پهنه های ترافشاری را با فعالیت کوتاه تر ایجاد کرده اند (شکل ۱).

واحدهای سنگی منطقه که در مقاطع لرزه ای بازتابی قابل مشاهده هستند عبارتند از: سازندهای ائوسن در ایران مرکزی عمدتاً شامل لاوهای ضخیم لایه و رسوبات سنگی ولکانیکی در حاشیه حوضه است (بربریان و کینک، ۱۹۸۱). ضخامت بالای لایه های ولکانیکی ائوسن (۳۰۰۰-۲۰۰۰ متر) سبب گردیده است که به صورت یک سد لرزه ای در مطالعات لرزه - نگاری بازتابی سبب کاهش دقت مطالعات در رخساره های عمیق تر از لایه های آتشفشانی ائوسن گردد.

محیط دریایی در الیگوسن آغازین در ایران مرکزی حاکم می شود و رسوبات دریایی اولیگوسن - میوسن را بر جای می - گذارد. رسوبات حوضه مرکزی از اولیگوسن آغازی بر روی حدوداً ۳ کیلومتر سنگ های کمان ولکانیکی و تخریبی ولکانیکی قرار گرفته است و شامل کربنات های دریایی و رسوبات تبخیری است (بینا و همکاران، ۱۹۸۶). سری ضخیم از مارن، آهک و تبخیری های قرمز نیز در این حوضه نهشته شده اند. رسوبگذاری واحدهای سازند سرخ زیرین (LRF) همزمان با شروع برخورد قاره ای ایران مرکزی با صفحه زاگرس آغاز شده است و دارای ضخامت ۱۰۰۰-۳۰۰۰ متر است. سازند سرخ زیرین شامل واحدهای تخریبی و تبخیری هاست (گانسر، ۱۹۵۵). افزایش نرخ سوبسیدانس از ابتدای رسوبگذاری سازند سرخ زیرین (الیگوسن پایینی) و تداوم شرایط فرونشینی در زمان نهشتگی سازند قم قابل مشاهده است. ضخامت سازند سرخ زیرین در حوضه های گرابنی در بخش های مرکزی حوضه از چند صد متر تا نبود رسوبگذاری در جنوب لایه های ولکانیکی کوشک نصرت متغیر است. نزدیک به قاعده سازند سرخ زیرین، توالی از تبخیری ها که عمدتاً از هالیت تشکیل شده است با ضخامت چند صد متر بر جای گذاشته شده است. در برخی نقاط یک ناپیوستگی زاویه ای کم زاویه بین سازند سرخ زیرین و قاعده سازند قم وجود دارد که وابسته به حرکات کوهزاد محلی است (گانسر، ۱۹۵۵). شناسایی این ناپیوستگی زاویه ای بین سازند سرخ زیرین و قم (الیگوسن انتهایی - میوسن آغازین) در داده های لرزه ای بازتابی به سختی صورت می گیرد.

سازند قم در حوضه ساوه - قم بیش از یک کیلومتر ضخامت دارد. مهمترین میان لایه تبخیری سازند قم، یک لایه انیدریتی با ضخامت ۱۰ متر است. در انتهای میوسن آغازین (۱۷ میلیون سال قبل)، شرایط دریایی حوضه قم به ترتیب از جنوب به سمت شمال، تغییر کرد. عمق حوضه و ضخامت رسوبات سازند قم به سمت جنوب حوضه قم به سرعت کاهش می یابد و نهشته های قم به سمت جنوب حاوی میان لایه هایی از گدازه های جریان و توده های نفوذی است.

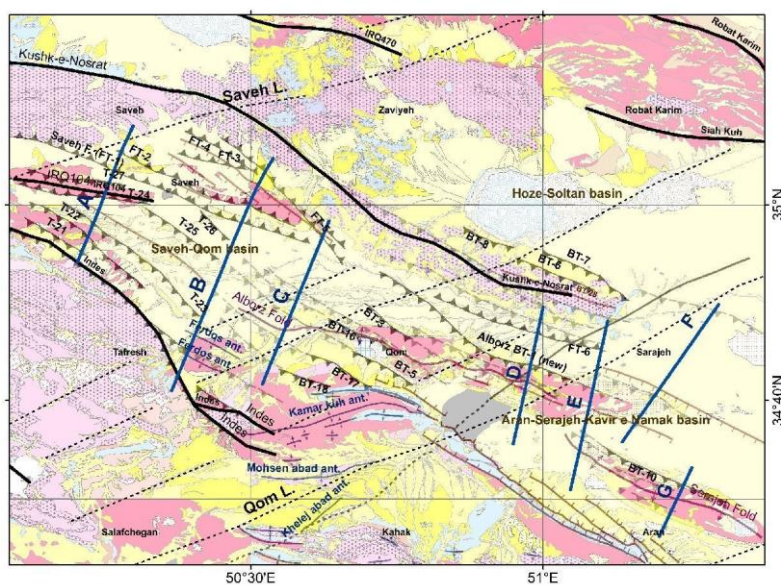
سازند سرخ بالایی (انتهای بوردیگالین - میوسن انتهایی) عموماً از تخریبی ها و رسوبات قاره ای با ضخامت ۹ کیلومتر در میانه حوضه تشکیل شده است. قاعده سازند یک واحد تبخیری با ضخامت بیش از ۴۰۰ متر است (آبایی و همکاران، ۱۹۶۴). ضخامت و جنس این رسوبات نشان دهنده بیشینه فعالیت زمین ساختی حوضه قم و بیشینه

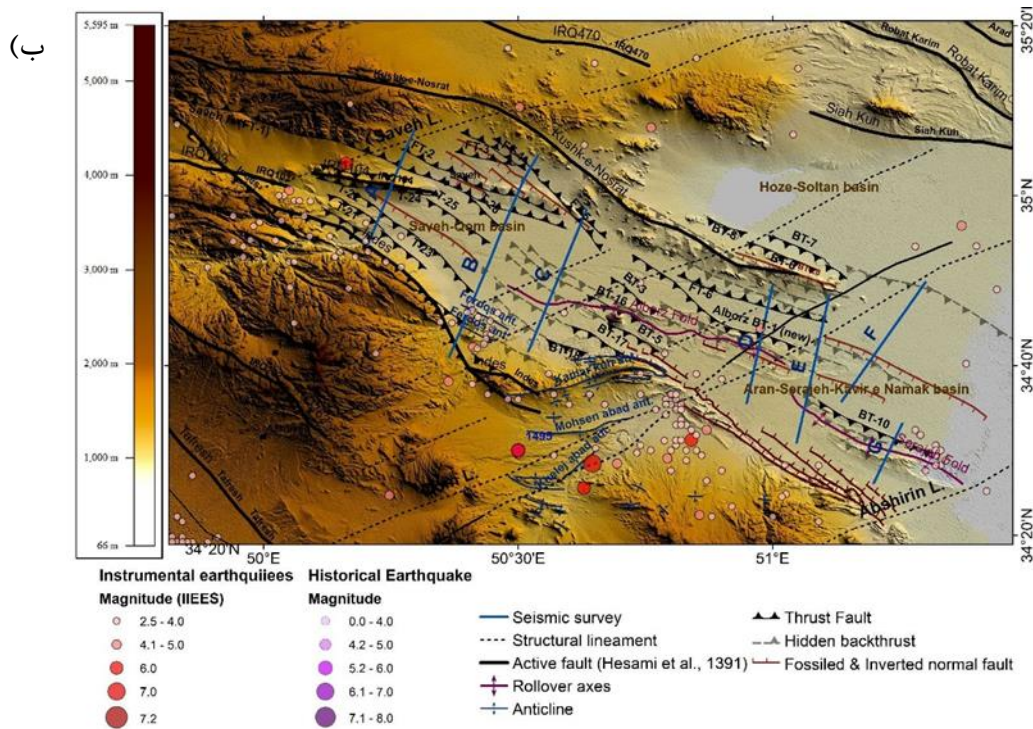
میزان فرونشست حوضه ساوه است. در حالی که مناطق همجوار حوضه ساوه در این زمان، فاز فرایش را به همراه گسلش و چین خوردگی متحمل می‌شدند. ستبرای سازند قرمز بالایی در خاور حوضه به بیشینه مقدار خود می‌رسد. نهشته‌های پلیوسن و پلیوستوسن، به صورت ناپیوسته (دگرشیب یا هم شیب) و متشکل از کنگلومرا و یا سنگ‌های آهک بر روی سازند سرخ بالایی قرار می‌گیرند و معادل کنگلومرای بختیاری در نظر گرفته می‌شود.

۳- داده‌ها و روش کار

داده‌های موجود در این حوضه‌ها شامل داده‌های لرزه‌ای بازتابی دوبعدی شرکت ملی نفت ایران در دو راستای عمود بر هم (موازی و عمود بر ساختارهای زمین ساختی طولی حوضه‌ها) و تصاویر ماهواره‌ای است. ۳۳ پروفیل‌های لرزه‌ای بازتابی دوبعدی جهت ارزیابی الگوی گسل‌های مدفون در حوضه‌های رسوبی ساوه-البرز در نرم افزار SMT بررسی شد. در مرحله اول، افق سر سازندهای مهم شامل آذرین‌های ائوسن، سرخ زیرین، قم و سرخ بالایی در مقاطع لرزه‌ای مشخص شد (برزگر ۲۰۰۶، صالحی پور باورصا، ۱۳۸۴). بر اساس جابجایی قائم مرز این افق‌ها، پهنه‌های گسلی در خطوط لرزه‌ای تعیین گردید با انتقال صفحات گسلش در تمام خطوط لرزه‌ای متقاطع، هندسه عمقی گسل‌های درون حوضه‌ای مشخص شد. از آنجایی که شبکه خطوط لرزه‌اب تنها به وسعت داخلی حوضه‌های قم، ساوه و آران محدود است، اصلاحات حاصل از خطوط لرزه‌ای در ارتباط با هندسه گسل‌های مرزی تنها منحصر به بخش‌های عمیق آن‌هاست. جهت تعیین راستای گسل‌ها در بخش‌های بین دو خط لرزه‌ای از عناصر مورفوتکتونیک به ویژه الگوهای زهکشی استفاده شد و نقشه زمین ساخت منطقه به همراه گسل‌های فعال مدفون که تا به حال شناسایی نشده بودند، تهیه گردید (شکل ۱).

(الف)





شکل ۱- الف- موقعیت خطوط لرزه ای بازتابی، پراکنندگی رخنمون لایه های سنگی و آبرفتی (نقشه های زمین شناسی یک صد هزار رباط کریم، ساوه، نوبران، قم، تفرش، فرمیهن، آران، کهک و اراک) و گسل های منطقه (شامل گسل های کششی غیر فعال یا وارون شده به همراه گسله های راندگی جدید مدفون یا سطحی، پیش راندگی ها و پس راندگی های جوان (بر اساس تفسیر داده های لرزه ای بازتابی دو بعدی)). گسل های ممتد سیاه: نشانگر گسل های فعال (برگرفته از حسامی و همکاران ۲۰۰۳) است. ب- توزیع لرزه خیزی و توپوگرافی.

۴- بحث و بررسی

۴-۱- تفسیر داده های لرزه ای

شناسایی دقیق ساختارهای زمین ساختی در حوضه های ساوه-قم-آران با توجه به مطالعه لرزه ای و تفسیر خطوط لرزه ای، انجام شد. بر این اساس، در مرحله فشاری، گسل های نرمال اولیه تحت تنش های فشاری یا وارون شده اند و یا گسل های فشاری جدید در محل گسل های مرزی اولیه و بخش های مرکزی حوضه جایگزین گسل های فعال شده اند (مورلی و همکاران، ۲۰۰۹). به عنوان مثال می توان ساختارهای موجود در خطوط لرزه ای A، B و C (شکل های ۲-الف تا ج) را با ساختارهای مرحله ریفتی و پس از ریفتی شدن در حوضه های وارون شده مقایسه کرد (شکل ۲-د) (کووارد و همکاران، ۱۹۹۱). در خط لرزه ای A در جنوب خاور ساوه، وجود نیروهای فشاری (بعد از میوسن بالایی) سبب تشکیل راندگی ها در محل گسل مرزی ایندس قدیمی (گسل عادی) و پیش راندگی ها در شمال خاور حوضه ساوه شده است. تاقدیس و راندگی والمان در شمال خاور خط لرزه ای و گسل های نرمال که در کف حوضه که در مرحله فشاری به صورت غیر فعال باقی مانده اند، نشان دهنده تغییر میدان تنش و اعمال نیروهای فشاری بعد از میوسن بالایی در حوضه ساوه است (شکل ۲-الف).

وارونگی و کوتاه شدگی در شمال باختر حوضه ساوه (باختر روستای یل آباد)، با تشکیل و فعالیت گسل های پیش راندگی در شمال خاور حوضه (از جمله راندگی ساوه) و بلوک های بر هم رانده در محل گسل نرمال قدیمی و مرزی ایندس در

جنوب باختر حوضه و وارونگی برخی از گسل‌های نرمال قدیمی در مرکز حوضه از جمله IRQ104 تامین می‌شود (خط لرزه ای B، شکل ۲-ب).

رژیم فشاری و کوتاه شدگی در باختر کوه نمک قم، سبب جایگزینی گسل‌های نرمال در شمال خاور حوضه و تشکیل پس راندگی‌ها که از گسل جدایشی در قاعده سرخ زیرین منشا می‌گیرد، شده است و وارونگی گسل مرزی قدیمی ایندس با شیب به سمت شمال خاور تامین می‌شود. در خط لرزه ای C، خطواره پی‌سنگی حوض سلطان قابل مشاهده است. احتمالاً پس‌راندگی‌ها در کف حوضه در محل ناهمگنی حاصل از فعالیت‌های جدید این خطواره گسلی ایجاد شده است (شکل ۲-ج).

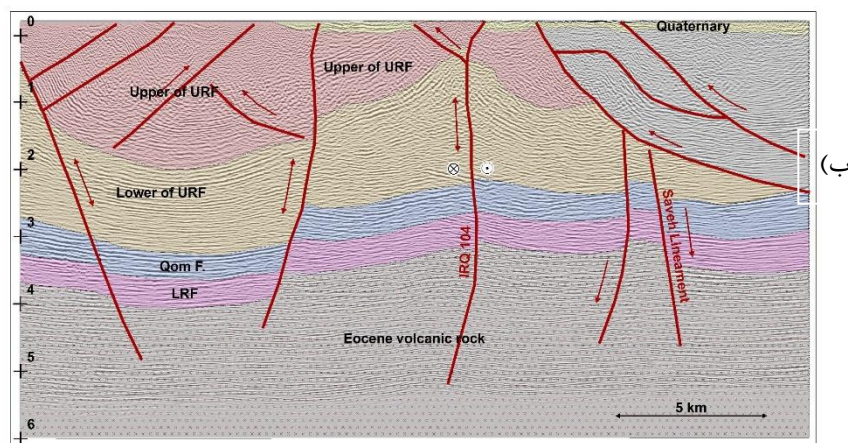
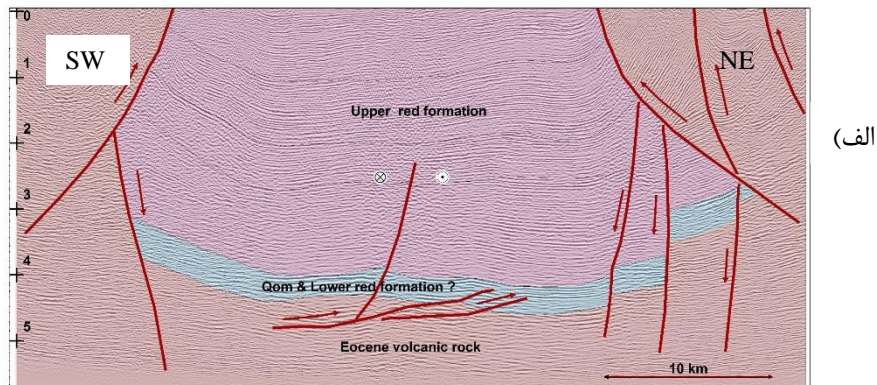
گسل نرمال قم-زفره (گسل نرمال قدیمی) در بیشتر نقاط قاشقی شکل با شیب به سمت شمال خاور و افزایش زاویه شیب به سمت سطح بوده است (شکل‌های ۲-ج، ۵ و ۶). گسل‌های کششی وجود مولفه‌های بزرگ جدایش نرمال را در سازندهای سرخ زیرین و قم و بخش زیرین سازندهای سرخ بالایی نشان می‌دهند. بعد از رسوبگذاری در حوضه کششی، دگرریختی فشاری یا ترافشاری که منجر به فرایش نهشته‌های درون حوضه شده، جایگزین شده است. حاصل دگرریختی فشاری راندگی‌ها با شیب به سمت باختر و جنوب باختر در حاشیه جنوب باختر حوضه‌های مورد مطالعه است که به نوبه خود سبب بالآمدگی بخش باختری نسبت به بخش خاوری در راستای قطعات گسل قم-زفره شده است (جمالی و همکاران، ۱۳۸۷). برخی از راندگی‌های مرزی در حاشیه حوضه‌های رسوبی، در الیگوسن انتهایی-میوسن میانی به صورت گسل نرمال فعال بوده‌اند. گسل خورآباد در حاشیه جنوب باختر حوضه سراجچه چین مشخصاتی دارد (شکل‌های ۵ و ۶). گسل‌هایی که در مرحله ریفتی شدن تشکیل شده‌اند در مرحله وارونگی کرنشی حوضه اکثراً غیر فعال شده یا به صورت گسل معکوس مجدداً فعال شده‌اند (شکل‌های ۲-ب و ج، ۵، ۶ و ۷) ساختارهای زمین‌ساختی مرتبط با فاز فشاری در فرادیواره و فرودیواره گسل‌های قدیمی، طیف گسترده‌ای از ساختارهای فشاری (چین‌ها و گسل‌ها) است که سبب فشردگی حوضه رسوبی شده است و عامل ایجاد تغییرات جانبی ناگهانی در ضخامت لایه‌های نشانه در محل تاقدیس‌های ریفتی و تشکیل گوه‌های رسوبی مرتبط با گسل‌های نرمال است. در این حالت رسوبات همزمان با ریفتی شدن در فرادیواره که همزمان با رشد و توسعه گسل نرمال به شکل لایه‌های ضخیم‌تر نسبت به معادل خود در بلوک فرودیواره تشکیل شده بودند با برقراری شرایط وارونگی در فرادیواره برونزد سطحی پیدا می‌کنند.

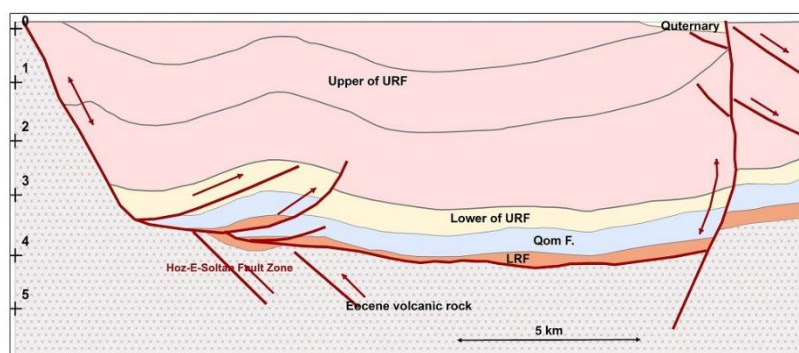
با توجه به مطالعات لرزه‌ای انجام شده، خصوصیات گسل‌های اصلی منطقه شامل گسل‌های طولی (گسل‌های مرزی و درون حوضه ای با راستای شمال باختری-جنوب خاوری) و گسل‌های عرضی (با راستای شمال خاوری-جنوب باختری) به شرح زیر است:

راندگی ایندس با راستای شمال باختر در جنوب باختر ساوه با درازای حدود ۱۰۰ کیلومتر، مرز میان ارتفاعات جنوب غربی ساوه و دشت ساوه را تشکیل می‌دهد. بر اساس خطوط لرزه‌ای، گسل مرزی قدیمی یک گسل کششی یا تراکشی مدفون با شیب به سمت شمال خاور و در زیر راندگی ایندس است که سبب ایجاد فرونشست ساوه گردیده است. گسل جدید هم یک پهنه راندگی با شیب به سمت جنوب باختر است که در مرحله وارونگی کرنشی بعد از میوسن تشکیل و توسعه یافته است (کوارد و همکاران، ۱۹۹۱) (شکل‌های ۱ و ۲). علاوه بر رخداد زمین‌لرزه‌ها، بریدگی پادگانه‌ها و رسوبات آبرفتی کواترنر در راستای شاخه‌ها و ایجاد عوارض پیشانی کوهستان، شواهد فعالیت کواترنر و هولوسن این گسل است. در بخش شمالی گسل و در داخل دشت ساوه، پادگانه‌های رودخانه‌ای برخاسته با طول ۱۰ کیلومتر و به موازات اثر گسل ایندس، حاصل فعالیت‌های فشاری جدید گسل ایندس است. براساس تفسیر داده‌های لرزه‌نگاری بازتابی این گسل، یکی از گسل‌های اصلی حاشیه حوضه زمین‌ساختی قم-ساوه است و سبب قرارگیری سازند سرخ زیرین و سازند قم در فرودیواره در مقابل سازندهای مزوزوئیک ائوسن در فرادیواره خود شده است.

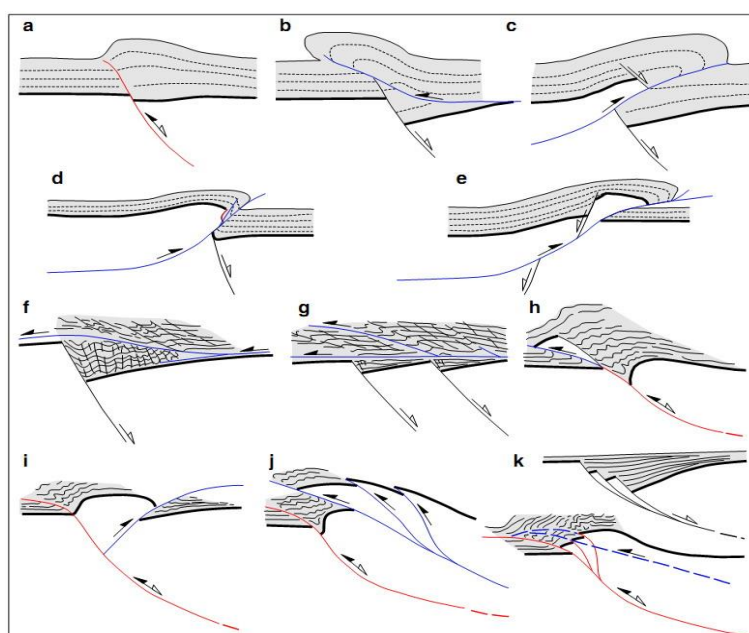
گسله البرز با راستای شمال باختر از شمال خاور شهر قم عبور می کند. تفسیر داده های لرزه ای نشان می دهد که گسل البرز یک پس راندگی با شیب ۴۰ درجه به سمت جنوب باختر [مختاری و مهشادینیا، ۱۳۹۶، بابا احمدی و همکاران ۲۰۱۰] و گسل ساوه یک پیش راندگی با شیب به سمت شمال خاور (مختاری و مهشادینیا، ۱۳۹۶) و با درازای ۵۹ کیلومتر است بر این اساس از لحاظ زایشی با هم مرتبط نیستند (شکل های ۱ و ۲). راندگی البرز از یال جنوب باختری تاقدیس البرز (شکل ۲) منشا گرفته و به سمت سطح زمین رشد کرده است و شواهد سطحی از جابجایی راستالغز و معکوس را برجای گذاشته است. این راندگی نهشته های الیگومیوسن را از سوی جنوب باختر بر روی نهشته های کواترنر رانده است و افراز خطی در نهشته های کواترنر ایجاد کرده است.

گسل های پیش راندگی که در جنوب گسل کوشک نصرت تشکیل شده اند، مطابق با مدلسازی های تجربی گومز و همکاران (۲۰۱۰)، از سطح گسل های پس راندگی شمال حوضه البرز تشکیل و به سمت سطح گسترش یافته اند. این راندگی ها حاصل عملکرد تنش های فشاری در طی مرحله وارونگی است و به سمت مرکز حوضه جوان تر می شوند (شکل های ۲- الف و ب). وجود مولفه های راستالغز راست بر روی اثرات سطحی این گسل ها نشانگر فعالیت گسل های راندگی در فاز وارونگی با رژیم ترفشاری است. خط لرزه ای A تشکیل گسل های پیش راندگی، بعد از پس راندگی های بخش مرکزی و شمالی نوار آذرآواری های ائوسن پسین را در شمال حوضه قم نشان می دهد.





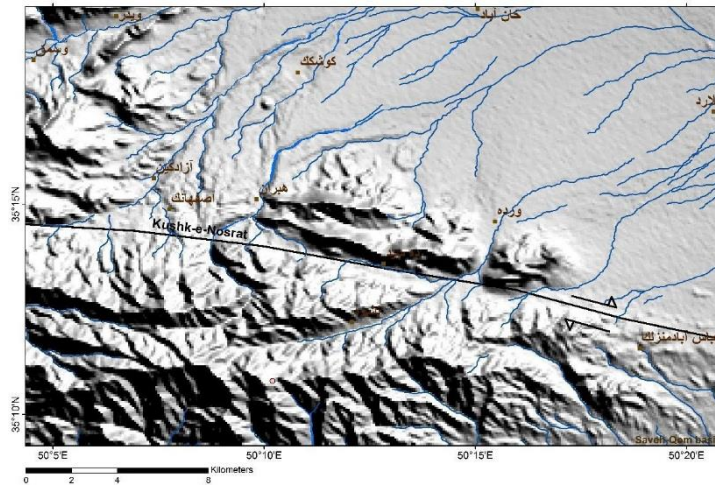
(ج)



(د)

شکل ۲- شواهد وارونگی دگرریختی شامل پیش راندگی، گسل های نرمال فسیل شده یا وارون شده (مقادیر قایم برابر با دو برابر زمان سیر موج لرزه ای بر اساس ثانیه است). گسل های فعال شده به صورت معکوس در فاز وارونگی، با پیکان های دو سویه نمایش داده شده اند. موقعیت خطوط لرزه ای در شکل ۱ نمایش داده شده است. الف تا ج- به ترتیب تفسیر خطوط لرزه ای A، B و C را نمایش می دهد. د- حالت های ممکن دگرریختی در سامانه های گسلی نرمال وارون شده که برخی منطبق یا گسل های فشاری تشکیل شده در فاز وارونگی حوضه هاست (کووارد و همکاران، ۱۹۹۱).

پهنه گسلی کوشک نصرت در مجاورت گسل های نرمال قدیمی با شیب به سمت جنوب باختر قابل شناسایی است (شکل ۳). پهنه های راندگی جدیدتری در جنوب باختر گسل کوشک نصرت و در سطوح کم عمق بعد از مرحله کشش تشکیل شده است. لایه های کربناتی سازند قم در جاده قدیم تهران-ساوه، شیبی برابر با 70° - 80° درجه به سمت جنوب تا جنوب باختر دارد. زون بالا آمده و راندگی که در جنوب گسل کوشک نصرت تشکیل شده اند، با توجه به مدل های تجربی، حاصل عملکرد گسل های پیش راندگی با مولفه جابجایی راستالغز راست بر است که به سمت مرکز حوضه جوان تر می شوند (شکل های ۲-الف، ب).



شکل ۳- جابجایی راست بر آبراهه ها در راستای گسل کوشک نصرت در جنوب روستای ورده، شمال خاور شهر ساوه.

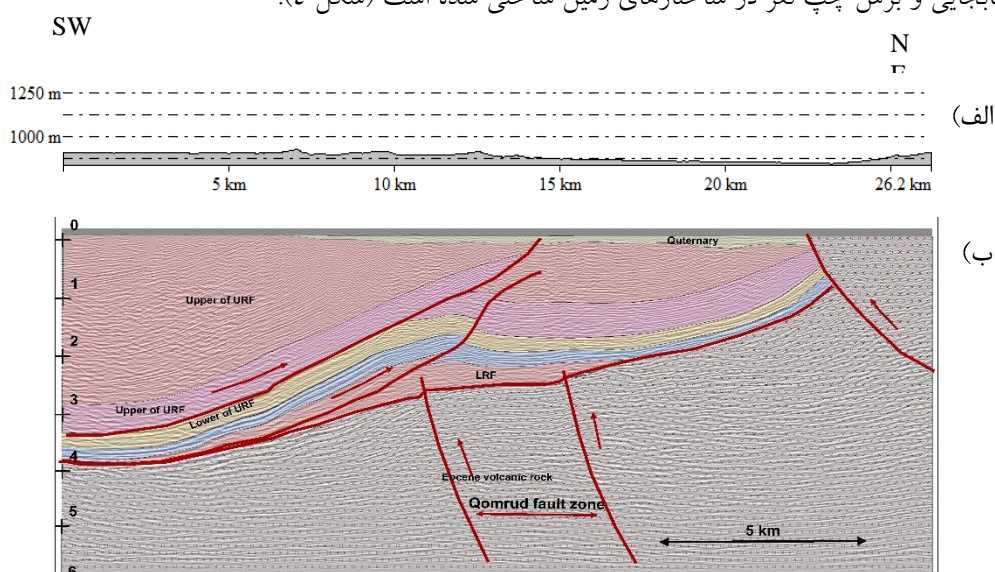
گسل خورآباد یا سراجیه نیز به صورت یک گسل کششی سبب جابجایی و قرارگیری واحدهای آذرین ائوسن و سازند قم در فرادیواره در مجاورت سنگ‌های ژوراسیک در فرودیواره شده است و مجدداً در مراحل بعدی به صورت راندگی عمل کرده است و آنها را بریده است.

عامل تعیین کننده برای فعالیت گسل های کششی به صورت فشاری در مرحله وارونگی وابسته به شیب گسل های نرمال و تانسور تنش نو زمین ساختی است که بر اساس محورهای فشارش (P) و زاویه افتادگی خش خطها، محاسبه شده‌اند و دگرریختی راستالغز فشاری با جهت تنش بیشینه (N19E) را نشان می‌دهد (عباسی، ۱۳۹۳). بر این اساس عمده‌تاً صفحاتی که دارای شیب کمتر از ۵۰ درجه هستند میل به حرکت دارند. بنابراین جهت تنش در این بخش از ایران مرکزی یک انحراف ۲۰ درجه‌ای نسبت به البرز دارد و پهنه‌های ترافشاری با توجه به راستای گسل‌های طولی نسبت به میدان تنش نو زمین‌ساختی در منطقه، در حاشیه پهنه تراکششی اولیه و به موازات گسل های نرمال و قدیمی منطقه تشکیل شده است (شکل های ۱ و ۲).

با توجه به تفسیر داده‌های لرزه‌ای، گسل‌های عرضی با راستای شمال خاور، سازوکار راستالغز چپ بر، سن دونین [واکر و جکسون ۲۰۰۴، نوگل سادات ۱۹۷۸] و مولفه شیب لغز، سنگ بستر و چینه‌های رسوبی حوضه‌ها را بریده است و گسل-های طولی حاشیه حوضه ساوه-قم را قطع کرده است. مهمترین این گسل‌ها، پهنه گسلی قمرود است که به موازات گسل-های تلخه و مرنجاب (جنوب حوضه آران) در جنوب حوضه‌های قم-ساوه و گسل عرضی باختر و جنوب ساوه قرار دارد (مختاری و مهشادینیا، ۱۳۹۶).

گسله راستالغز چپ بر قمرود یک گسل عرضی با درازای احتمالی ۱۰۵ کیلومتر و راستای N50E است که برای اولین بار در مطالعات ریز پهنه‌بندی ژئوتکنیک لرزه‌ای شهر قم پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله [حمزه لو و مهشادینیا ۱۳۸۳] معرفی شد. صفایی (۲۰۰۹) درازای گسل را ۸۵ کیلومتر برآورد کرده است. این گسل راستالغز چپ بر از مرکز شهر قم و به موازات رودخانه قمرود عبور می کند و پادگان‌های رودخانه و سنگ‌های میوسن را در تاقدیس البرز بریده است. عملکرد گسل سبب حفر عمیق رودخانه قمرود و تولید مخروط افکنه بیضی شکل با طول ۴ کیلومتر در سمت شمال تاقدیس البرز شده است [بابا احمدی و همکاران، ۲۰۱۰]. مطالعات مغناطیس هوایی ناحیه ای وجود ناهنجاری‌های مغناطیسی بزرگ را که توسط گسل قمرود بریده و بیش از چندین کیلومتر جابجا شده است، نشان می‌دهد. این مقدار مشابه با جدایش افقی است که از مطالعات مختلف زمین‌شناسی میدانی سطحی به دست آمده است. این دسته از گسل‌ها در مقاطع لرزه‌ای و همچنین دید افقی نقشه به وسیله گسل‌های دارای راستای شمال باختر قطع می‌شوند به همین دلیل قدیمی

تر از ساختارهای زمین ساختی درون حوضه ها محسوب می شوند. این گسل ها در لرزه خیزی و شکل گیری حوضه های فراکش فرعی منطقه و تکه بندی حوضه ی عظیم اولیه به حوضه های کششی فرعی موثر بوده اند. لرزه خیزی کنونی در لبه جنوب باختری حوضه ها حاصل جابجایی های راستالغز راست بر با آرایش پلکانی به موازات راستای گسل عرضی قمرود است. که سبب تشکیل پهنه های ترفشارش را با فعالیت کوتاه تر است (شکل ۱). تمامی این گسل ها رسوبات کوتاه تر را دگرریخت کرده اند و نشانگر فعالیت های جدید در پهنه قمرود هستند. با توجه به قدیمی بودن این پهنه گسلی نسبت به ساختارهای زمین ساختی حوضه های کششی البرز و آران و وجود شواهد بریدگی توسط گسل های شمال باختری در مقاطع لرزه ای (شکل های ۴ و ۶)، می توان این گسل پی سنگی را در حال حاضر فعال و تاثیر گذار در لرزه زمین ساخت منطقه دانست. به طوری که غالب زمین لرزه های مهم و بزرگ در جنوب شهر قم در تقاطع گسلی قمرود و گسل های با راستای شمال باختری (انتهای گسل ایندس و گسل خورآباد و ساختارهای چین خورده موازی آن) رخ داده است. گسل سارم با درازای ۲۵ کیلومتر یک گسل معکوس بزرگ زاویه و بخشی از پهنه ی گسلی قمرود است که رسوبات کوتاه تری قدیمی و جدید را در کنار هم قرار داده است و محور تاقدیس کمرکوه را جابجا ساخته است و در برخی نقاط سبب فرایش و برخاستگی نهشته های پلیوسن و کوتاه تری به میزان ۶۰ متر شده است. تفسیر داده های لرزه ای نشانگر فعالیت این گسل و تاثیر گذاری آن بر روی لایه های کوتاه تر و سطوح دگرشیبی مرتبط با انتقال فازهای ریفتزایی و پس از ریفتزایی است. هندسه گسل قمرود رانندگی با شیب به سمت شمال باختر است. مولفه جابجایی چپ بر این رانندگی سبب جابجایی و برش چپ لغز در ساختارهای زمین ساختی شده است (شکل ۴).



شکل ۴- خط لرزه ای D، الف- مقطع توپوگرافی ب- خط لرزه ای D در برکه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ قم. مقادیر قیام برابر با دو برابر زمان سیر موج لرزه ای بر اساس ثانیه است. موقعیت گسل قمرود در میانه خط لرزه ای و پیش رانندگی جوان در سمت راست (شمال خاور) خط لرزه ای قابل مشاهده است. وارونگی کرنشی همزمان با نهشتگی بخش های بالایی سازند سرخ بالایی سبب عملکرد فشاری گسل ها با شیب به سمت جنوب باختر و افراشتگی تاقدیس های البرز و سراجیه شده است. گسل های رانندگی از جمله پیش رانندگی های شمال خاور تاقدیس سراجیه، نشانگر وارونگی دگرریختی است که در مطالعات قبلی ادامه جنوب خاوری گسل کوشک نصرت معرفی شده است.

یکی دیگر از خطواره گسلی عرضی خطواره یحیی آباد-سرخویه با شیب به سمت شمال باختر و راستای شمال خاوری است که حوضه های ریفتی منطقه را متاثر ساخته است (شکل ۱). جابجایی راستالغز چپ بر رسوبات جدید کوتاه تر و در خطوط لرزه ای بازتابی نشانگر فعالیت های جدید این خطواره های ساختاری است و قدیمی تر از

ساختارهای زمین ساختی وابسته به حوضه های فراکش منطقه محسوب می شوند (شکل های ۲ و ۴-ب) این پهنه گسلی همانند گسل قمرود علاوه بر تاثیرگذاری بر لرزه خیزی ناحیه ای سبب خمیدگی در راستای گسله مرزی شمال باختری-جنوب خاوری (حاشیه جنوب باختری حوضه ساوه) می گردد. همانطور که اشاره شد فعالیت همزمان هر دو دسته گسل سبب شکل گیری حوضه های فراکش اصلی منطقه و تکه بندی حوضه عظیم اولیه به حوضه های کششی فرعی تر شده اند. زمین لرزه های دستگاهی در منطقه مورد مطالعه نیز به طور متمرکز بر روی این خطواره مغناطیسی سنگ بستر ثبت شده است (شکل ۱). عملکرد گسل عرضی قمرود سبب تشکیل خم جفت در محدوده بین انتهای جنوب خاوری گسل ایندس و انتهای شمال باختری گسل کاشان شده است. چنین ساختارهای زمین ساختی پتانسیل رخداد زمین لرزه های بزرگتر از ۷ را دارا هستند. محور تاقدیس های البرز و سراجیه نیز به موازات گسل های اصلی با راستای شمال باختری هستند. در حوضه البرز محور چین البرز متاثر از عملکرد گسل قمرود به باختر شمال باختر- خاور جنوب- خاوری تبدیل شده است (شکل ۱).

چین خوردگی و گسلش در مرحله وارونگی سبب بریدگی و جابجایی گسل های کششی شده اند. این وضعیت را بیشتر در بخش های سطحی تر مقاطع لرزه ای می توان مشاهده کرد. گسل جدایشی^۱ اصلی در منطقه مرز زیرین سازند سرخ زیرین را تشکیل می دهد که لغزش بر روی آن خصوصاً در فاز ترفشارش سبب تشدید چین خوردگی در چین های کششی- چرخشی البرز و سراجیه شده است. این لغزش های فشاری گاه سبب تشکیل راندگی ها جدید می گردد که به سمت سطح زمین رشد میکنند (شکل های ۵ و ۶). برخی از گسل های نرمال قدیمی به صورت گسل های راستالغز و فشاری در طی فازهای دگرریختی فشاری، مجدداً فعال شده اند (شکل ۷).

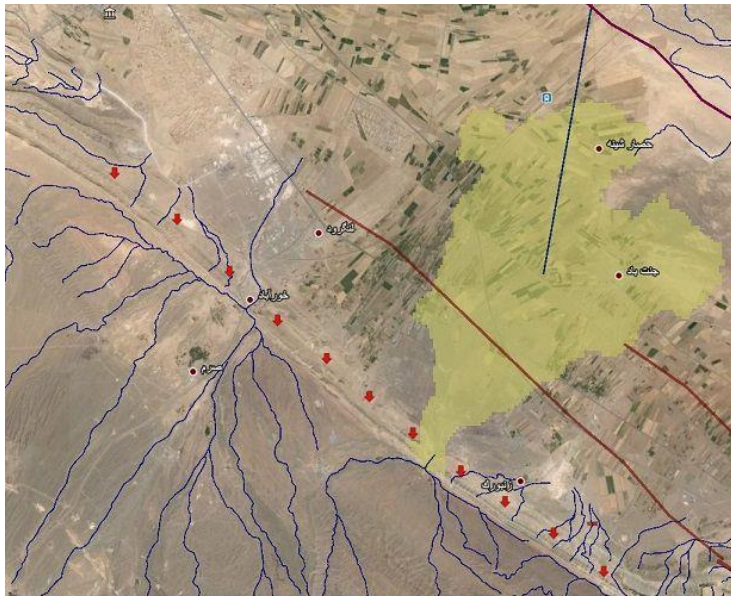
شاهد وارونگی مثبت در خط لرزه ای G، ساختار فروبومی-لغزشی است که عموماً به همراه تاقدیس های کششی-چرخشی تشکیل می شوند. این ساختار در فرادیواره گسل خورآباد-قم و در تمامی حوضه آران به طور کامل تشکیل شده است. در این مقطع گسل نرمال وارون شده خورآباد-قم مسبب تشکیل یک ساختار گل شکل^۲ مثبت با شیب بالا و جابجایی های معکوس در فرادیواره شده که عامل فرایش محلی است (شکل ۶). شدت دگرریختی فشاری این فروبوم ها در حوضه آران از شمال باختر به سمت جنوب خاور حوضه کاهش می یابد به صورتی که در خاور جمکران، چین های کششی هنوز حالت استوانه ای خود را حفظ کرده اند و شیب یال تاقدیس کششی کمتر از بخش های شمال باختری است. علاوه بر فروبوم ها، گسل نرمال وارون شده خورآباد، پس راندگی ها، گودال های عمیق (به همراه رسوبگذاری لایه های همزمان با ریفتی شدن) در بلوک فرا دیواره و در مجاورت گسل نرمال اولیه، تاقدیس کششی-برشی سراجیه که در فاز وارونگی فشرده و مطابق نیمرخ عرضی فشرده شده است و ارتفاع نسبی بالاتری نسبت به مناطق مجاور از شواهد وارونگی در این بخش از حوضه آران قابل تشخیص است. نیروهای فشاری بعد از میوسن بالایی سبب بسته شدن یال های تاقدیس و برخاستگی آن در حوضه شده است. با توجه به آن چه گفته شد می توان گفت که دگرریختی فعال در حوضه البرز-آران عمدتاً حاصل عملکرد گسل های پس راندگی^۳ و پیش راندگی^۴ با راستای شمال باختری است.

¹ Detachment

² Flower Struture

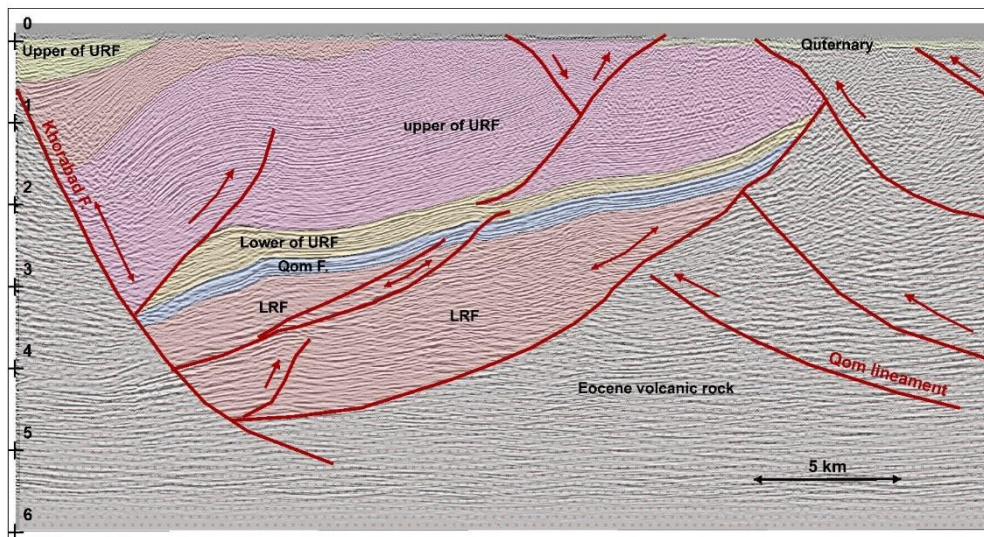
³ backthrust

⁴ Forethrust



(الف)

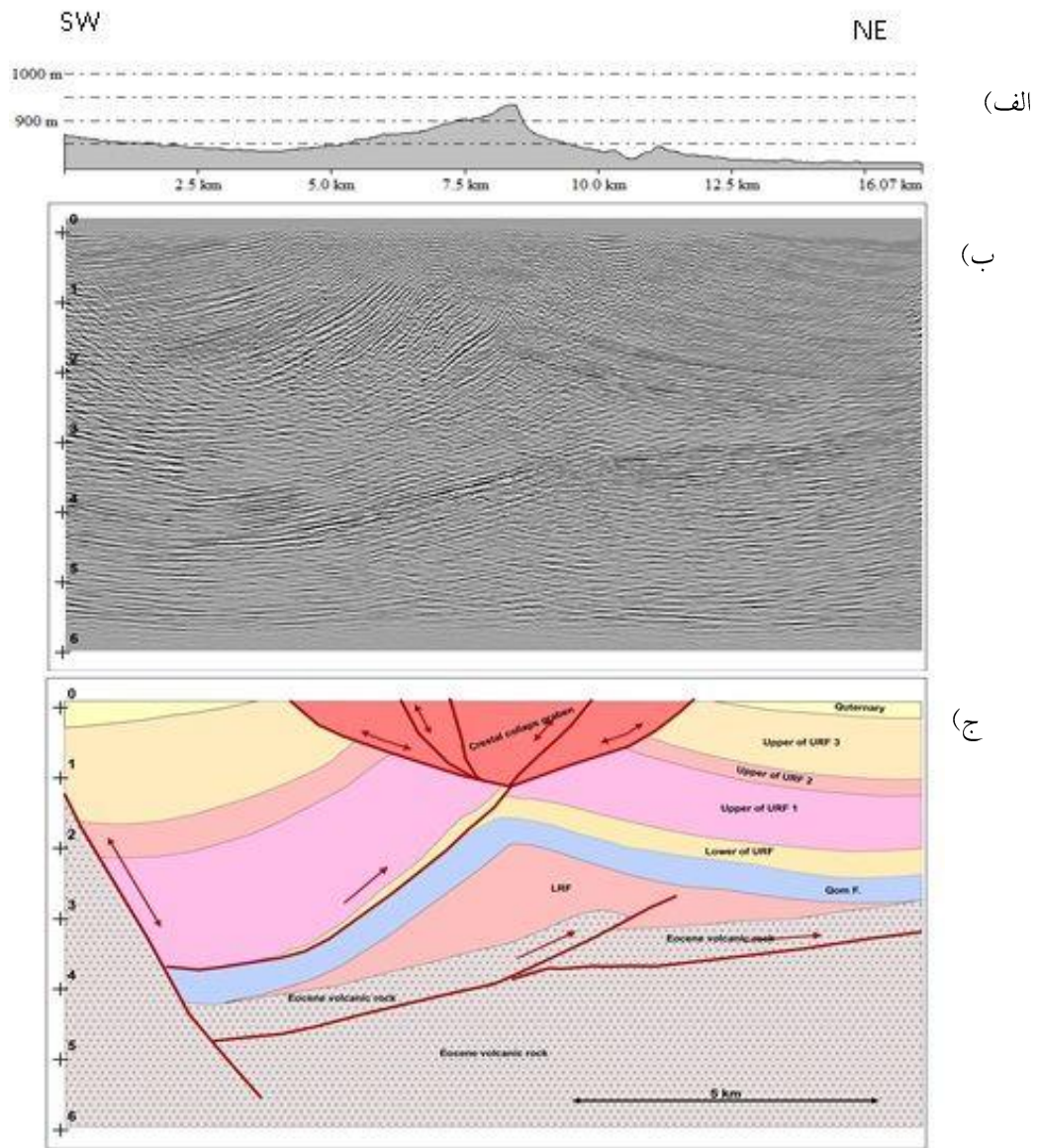
1000 m



(ب)

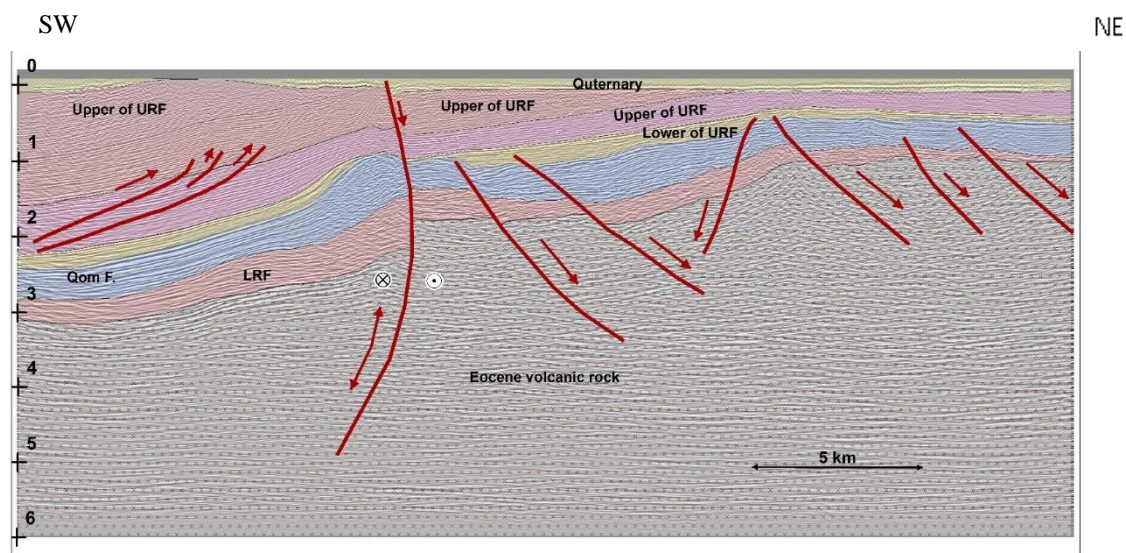
(ج)

شکل ۵- الف - موقعیت گسل مرزی خورآباد و گودال های عمیق در حاشیه جنوب باختر حوضه سراج بر روی تصاویر ماهواره‌ای، خط سیاه واقع در باختر روستای جنت آباد، انتهای خط لرزه ای E را نشان می‌دهد. پیکانها اثر گسل نرمال وارون شده خورآباد و خطوط قرمز نیز گسل های کششی فرعی وارون شده را درون حوضه سراج نشان می‌دهند. ب- مقطع توپوگرافی در راستای خط لرزه‌ای E (شکل ۱). ج- تاقدیس کششی-برشی سراج بر روی فرادیواره یکی از شاخه‌های گسل نرمال خورآباد. تشکیل گودال های عمیق با رسوبگذاری لایه های همزمان با ریفی شدن در بلوک فرا دیواره و در مجاورت شاخه‌های گسل خورآباد. نیروهای فشاری بعد از میوسن بالایی سبب بسته شدن پال های تاقدیس و برخاستگی آن در حوضه شده است.



شکل ۶- ساختارهای فشاری در فرادیواره گسل مرزی خورآباد (خط لرزه‌ای G): الف- مقطع ارتفاعی، ب- خط لرزه‌ای تفسیر نشده، ج- خط لرزه‌ای تفسیر شده.

گسل‌های نرمال در حوضه آران باعث جابجایی سازندهای آذرین‌های ائوسن، سرخ‌زیرین، قم و بخش‌های زیرین سرخ بالایی (لایه‌های تبخیری) شده است. در میانه خط لرزه‌ای F یک گسل نرمال قاشقی با شیب رو به سمت جنوب باختر و راستای شمال باختر-جنوب خاور وجود دارد که متأثر از وارونگی کرنش بعد از میوسن، به صورت گسل معکوس مجدداً فعال شده است (شکل ۷). افزایش ضخامت لایه‌های همزمان با ریفتی شدن (سرخ‌زیرین تا بخش‌های بالایی سرخ بالایی) در فرادیواره نشانگر عملکرد کششی این گسل نرمال در زمان ریفتی شدن حوضه است. در این خط لرزه‌ای، سازوکار وارونگی و فعالیت مجدد گسل‌های نرمال به صورت معکوس قایل مشاهده است. شواهد رسوبگذاری لایه‌ها، به صورت همزمان با ریفتی شدن در سازندهای سرخ‌زیرین، قم و سرخ بالایی قابل اثبات است که از معادل‌های خود در بلوک فرودیواره ضخیم‌تراند. گسل‌های فعال شده به صورت معکوس در فاز وارونگی، با پیکان‌های دو سویه نمایش داده شده‌اند.

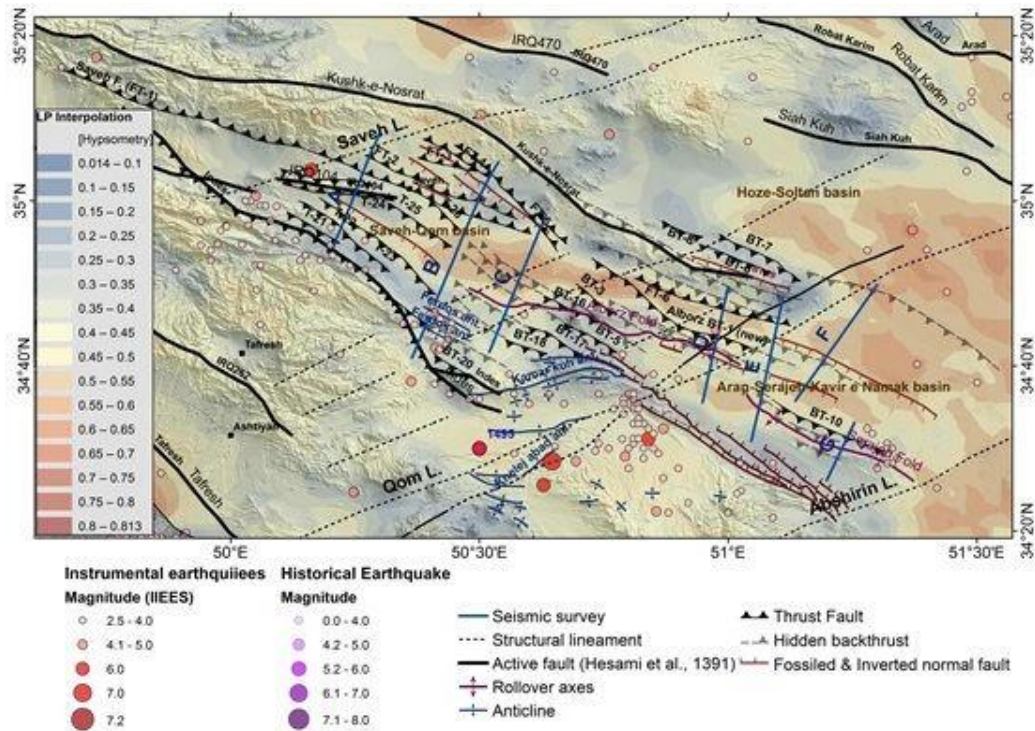


شکل ۷- گسل های نرمال در خط لرزه ای F. خط لرزه ای تفسیر شده. گسل های شمال خاور گسل وارون شده میانه خط لرزه ای، جابجایی لغزش عادی در فاز ریفتی شدن را نشان می دهند ولی احتمالاً وارنگی سبب تجدید فعالیت این گسل ها به صورت فشاری نشده است.

۴-۲- مطالعات زمین ریخت ساختاری

اثبات تداوم و پیشرفت دگرریختی در خم ها و پله های زمین ساختی، شناسایی گسل های فعال، مقایسه نسبی فعالیت ساختارها و پتانسیل رخداد زمین لرزه ها در حوضه های رسوبی منطقه که مطالعات دیرینه لرزه زمین ساخت و پیشینه لرزه- ای دستگاهی و تاریخی کافی نیست، با شاخص های ژئومورفیکی انجام گرفت که یک ابزار اولیه برای تشخیص مناطقی با دگرریختی زمین ساختی سریع محسوب می شود (کلر و پیتر، ۱۹۹۶؛ بول، ۲۰۰۷). برای این منظور شاخص انتگرال هیپسومتری برابر با توزیع مساحت ارتفاعات متفاوت محاسبه شد. مقادیر بالای این شاخص بیانگر عوارض جوان و حفر جدید یک سطح ژئومورفیک جوان (مناطق مرتفع با بریدگی های عمیق) است (همدون و همکاران، ۲۰۰۸). مقدار متوسط و منحنی های S مانند، نشان دهنده مرحله بلوغ است (کلر و پیتر، ۲۰۰۲) و مقادیر پایین آن نشان دهنده مناطق کم ارتفاع و فرسایش یافته است. به این منظور استخراج حوضه های زهکشی و آبراهه ها از مدل های ارتفاعی رقومی انجام گرفت و با بررسی برخی شاخص های ژئومورفیک، گسل های اصلی و فعال منطقه شناسایی شده است. نتایج حاصله نشانگر وجود نیروهای فشاری با اعمال فرایش در بخش مرکزی حوضه های رسوبی قم- ساوه، آران- کویر نمک و فرادیواره پیش راندگی های شمال خاور حوضه ساوه خصوصاً راندگی ساوه است. مهمترین گسل های فعال شیب لغز درون حوضه ساوه در فاصله بین پیش راندگی ساوه و محور تاقدیس البرز متمرکزند و راندگی البرز را شامل می شود (شکل ۸). بر این اساس تغییر شرایط زمین ساختی کششی به فشاری در این بخش از حوضه های رسوبی منطقه دارای سن جوانی است. بخش های فروافتاده در فرادیواره گسل های مرزی قدیمی که حوضه های رسوبی را هنوز در منطقه تشکیل می دهند، مقادیر بالایی از شاخص هیپسومتری را نمایش می دهند. با توجه به این نتایج این بخش ها در حال حاضر در حال فرایش است بنابراین شرایط کشش در اثر عملکرد گسل های قدیمی حاشیه حوضه و گسل های درون حوضه ای در حال حاضر متوقف شده و نیروهای فشاری با تشکیل راندگی های جدید در درون حوضه (مقاطع لرزه ای بازتابی) و فشرده شدن تاقدیس های کششی- چرخشی که عامل برافراشتگی آبرفت های درون حوضه ای است در منطقه حاکم است. این وضعیت سبب تشکیل بالارانش های مهمی در شمال باختر ایران مرکزی شده است که منطقه مورد مطالعه را نیز در بر گرفته است

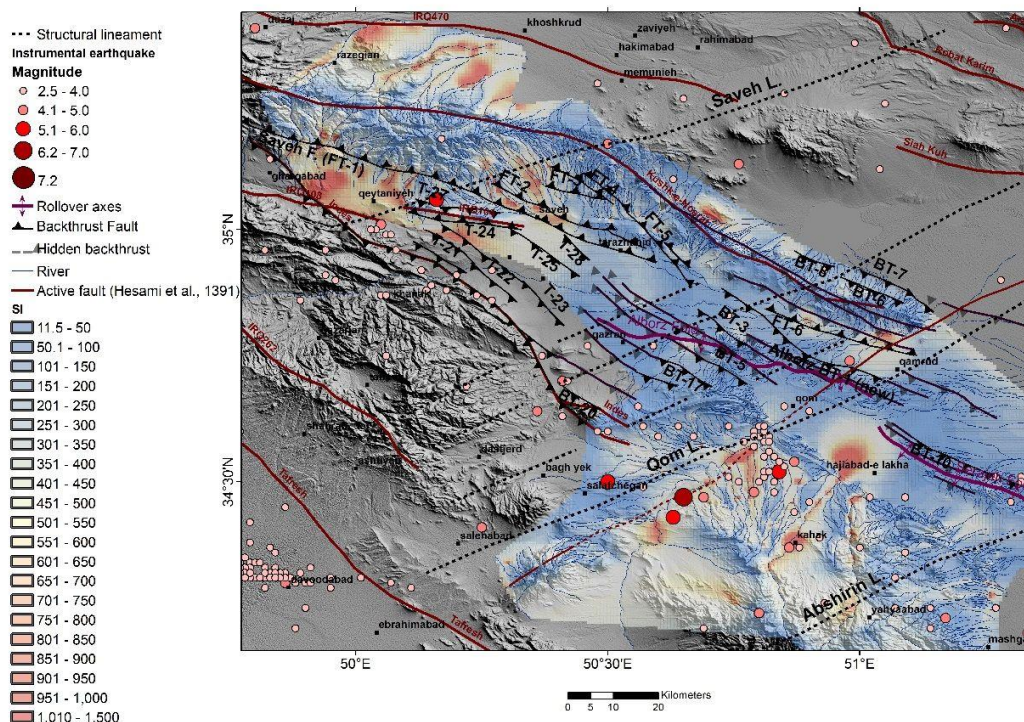
(شکل ۸). در برخی بخش های جنوب گسل کوشک نصرت نیز وارونگی کرنشی از کشش به فشارش قابل تشخیص است.



شکل ۸- نقشه توزیع شاخص هیسومتری به روش درونابی به روش LPI.

شاخص حساس دیگر نسبت به حرکات فرایشی، شاخص شیب رودخانه است. این شاخص در کنترل شدید جنس سنگ های بستر است و ابزار تشخیص فرایندهای اولیه فعالیت زمین ساختی در حوضه های رودخانه ای کوچک، محسوب می شود (توروانی و دلاستا، ۲۰۰۸). به این صورت که مقادیر بالای این شاخص نشان دهنده مقاومت فرسایشی بالای لایه های سنگی یا حضور پهنه های زمین ساختی فعال است. سنگ های مقاوم کانال های شیب دار ایجاد می کنند. ایجاد گسل های شیب لغز در سنگ های مقاوم سبب اختلاف ارتفاع قابل توجه در نیمرخ طولی رودخانه می شود در مقابل گسلش در سنگهای سست تغییر قابل توجهی در میزان SL به وجود نمی آورد بنابراین شاخص SL بالا بر روی سنگ های نرم و سست می تواند وجود فعالیت های زمین ساختی جوان را تأیید کند. در چنین شرایطی می تواند یک ابزار نسبی با ارزش برای ارزیابی زمین ساخت فعال محسوب شود (کلر و پیتر، ۱۹۹۶). در این مطالعه ۱۵۰۰ رودخانه با جنس سنگ بستر یکسان به منظور محاسبه شاخص انتخاب شدند. علاوه بر این چندین رودخانه با جنبش قائم بلند مدت انتخاب شد و تغییرات SL با موقعیت گسل های مدفون و یا به سطح رسیده ی شناسایی شده به روش لرزه نگاری مطابقت داده شد. محاسبه این شاخص در حوضه های منطقه نشان می دهد که شیب های تندتر در مجاورت جبهه کوهستان و در طول حاشیه های حوضه های رسوبی و گسل های مرزی وجود دارد و راستای گسل های ایندس و کاشان از این مرز تغییرات شاخص گرادیان طول متابعت می کند. بنابراین این شیب های تند به احتمال در اثر عملکرد گسل های فشاری جدید ایجاد شده است (شکل های ۱ و ۹). با توجه به سنگ شناسی سازندهای داخل حوضه های فروافتاده به نظر می رسد که جذب جابجایی ها به وسیله سازند سرخ زیرین و بخش زیرین سازند سرخ بالایی سبب شده است که تغییرات شیب شاخص طولی در بخش هایی که راندگی های مدفون در بخش های زیرین سکانس چینه ای حوضه ها (منشا گرفته از مرز بین

آذرین های ائوسن و سازند سرخ زیرین) وجود دارد ناچیز باشد. بنابراین تنها بر اساس تغییرات مقادیر SL نمی توان نظری در ارتباط به سطح فعالیت و میزان جابجایی شیب لغز این گسل ها داد.



شکل ۹- توزیع شاخص SL در حوضه قم-ساوه و مناطق مجاور. مقادیر این شاخص در موقعیت پس راندگی ها و پیش راندگی های حوضه البرز عمدتاً پایین است. این وضعیت یا به دلیل وارونگی لغزشی و یا اثرات تعدیلی سازند های ضخیم سرخ زیرین و بالایی نهشته شده درون حوضه است.

بیشینه مقادیر شاخص SL در داخل حوضه در راستای گسل های راندگی با اثر گسیختگی سطحی مشاهده می شود. بر این اساس بخش های خاوری راندگی ساوه مقادیر شاخص طولی بالایی نشان می دهد. رودخانه ها در این بخش جابجایی های راستالغز راست بر قابل توجهی نشان می دهند. سایر پیش راندگی ها در فرادیواره گسل ساوه در شمال خاور گسل ساوه نیز همانند گسل ساوه جابجایی های شیب لغز بالایی در رخنمون های ابرفتی کوتاه تر نشان می دهد (شکل ۹). بنابراین یکی از نقاط فعال حوضه ساوه، پیش راندگی هایی است که در جنوب باختر گسل کوشک نصرت تشکیل شده اند. این راندگی ها در تقاطع با خطواره ساوه احتمال رخداد زمین لرزه های بزرگ را بالا می برد. بر اساس شاخص شیب طولی رودخانه، گسل ساوه و سایر پیش راندگی ها در فرادیواره آن در محل خمیدگی گسل کوشک نصرت (در محدوده شهر ساوه)، فعالیت زمین ساختی بالایی را نمایش می دهند. شاخص هیپسومتری تنها ارتفاعات شمال روستای قیطانیه (در فرادیواره گسل ساوه) را فعال نشان می دهد.

۵- نتیجه گیری

فعالیت کششی قوی همراه با رسوب گذاری سازند ستر آذرین های کرج در شمال باختر ایران در ائوسن رخ داد که نشان از یک فاز کششی گسترده است. بنابر نتایج به دست آمده، تشکیل حوضه ها می تواند حاصل جابجایی پهنه های تراکشن در بخش های خاتمه گسل های راستالغز هم پوشان باشد. زمان باز شدن حوضه های ساوه-قم و آران پس از نهشته شدن آذرین های ائوسن است. بنابر تاریخچه فازهای کشش و فشارش در بلوک های مختلف ایران در ارتباط با زون های فرورانش

نئوتیس، همزمانی بین بازشدگی حوضه های قم ساوه و آران با بخش های دیگر ایران مرکزی وجود ندارد و حوضه های کششی قم ساوه و آران مرتبط با یک میدان کششی محلی است. محیط رسوب گذاری سازندهای جوانتر از ائوسن شامل سرخ زیرین - قم و سرخ بالایی در منطقه مورد مطالعه در حوضه های محلی نهشته شده اند. همزمانی و آرونگی کرنشی از کشش به فشارش با نهشتگی لایه های میوسن بالایی تعیین شد.

شواهد تغییر رژیم زمین ساختی به فشاری و توقف فرونشست حوضه شامل نازک شدگی لایه های سرخ بالایی به سمت چین های درون حوضه ای است. این وضعیت همراه با رشد و بسته تر شدن چین ها (تاقدیس البرز و سراج) به همراه فرسایش قله چین هاست. این فرسایش حاصل برجستگی مثبت سطح زمین به خصوص در قله چین هاست. در مرحله فشاری، گسل های نرمال اولیه یا وارون شده اند و یا با گسل های فشاری جدید جایگزین شده اند. و آرونگی و کوتاه شدگی با گسل های پس راندگی عمدتاً در جنوب باختر حوضه که از گسل جدایشی در قاعده سرخ زیرین منشأ می گیرد (مانند گسل البرز)، بلوک های بر هم رانده در محل گسل نرمال قدیمی (مانند راندگی های جدید ایندس با شیب به سمت جنوب باختر)، پیش راندگی در شمال خاور حوضه (از جمله راندگی ساوه) و و آرونگی برخی از گسل های نرمال قدیمی در مرکز حوضه (از جمله IRQ104) تامین می شود.

بر اساس شاخص ژئومورفیک نیز، تغییر شرایط کشش به فشارش دارای سن جوانی است. دگرریختی فعال در این حوضه ها حاصل عملکرد گسل های پس راندگی و پیش راندگی با راستای شمال باختر است. در حال حاضر، کوتاهشدگی درون حوضه ها سبب شاخص هیپسومتری بالا، تشکیل راندگی های جدید و فشردگی تاقدیس های کششی - چرخشی شده است. شواهد دگرریختی کششی بر اساس هندسه حوضه های زهکشی و شاخص های ژئومورفیک در هیچ بخش از حوضه ها وجود ندارد. حوضه ساوه در حد فاصل راندگی ساوه و یال شمالی تاقدیس البرز، زمین ساخت فعال با نرخ فرایش بالا را نشان می دهد. بخش هایی از فرادیواره راندگی ساوه و پیش راندگی های جنوب گسل کوشک نصرت فعالیت های فرایشی جوان را نشان می دهند.

حوضه ها محل برخورد سامانه های گسلی شمال باختری با گسل های عرضی شمال خاوری است. گسل های عرضی در خطوط لرزه ای با گسل های طولی با راستای شمال باختری قطع می شوند و عامل خمیدگی گسل های مرزی، شکل گیری خم های فشاری و کششی منطقه هستند. زمین لرزه ها نیز در محل تقاطع این دو دسته گسل متمرکز هستند.

سپاس و قدردانی

از داوران مقاله آقایان دکتر محمدرضا قاسمی و دکتر محمدرضا شیخ الاسلامی تشکر و قدردانی می گردد.

منابع

- [۱] امینی، ب.، امامی، م.، ه.، ۱۳۷۵، نقشه زمین شناسی برگه یک صد هزار آران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی.
- [۲] بهار فیروزی، خ. و همکاران، ۱۳۸۷، نقشه زمین شناسی برگه یک صد هزار رباط کریم، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی.
- [۳] جمالی فرشاد، حسامی آذر خالد، قرشی منوچهر، ۱۳۸۷، گسل های جنب و قطعه بندی پهنه گسلی قم - زفره در گستره میان زفره تا شمال کاشان، فصلنامه علوم زمین، دوره ۱۷ شماره ۶۸، صفحه ۱۸۹-۱۸۲.
- [۴] حاجیان، ج.، امینی، ب.، م.، امینی جهرق، م.ر.، ۱۹۷۰، نقشه زمین شناسی برگه یک صد هزار تفرش، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی.

- [5] حمزه لو، حسین و مهشادنی، لیلا، ۱۳۸۳، ریز پهنه بندی ژئوتکنیک لرزه‌ای شهر قم پژوهشگاه بین المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
- [6] رادفر، ج.، کهنسال، ر.، ۱۳۸۳، نقشه زمین شناسی برگه یک صد هزار اراک، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- [7] رادفر، ج.، کهنسال، ر.، نقشه زمین شناسی برگه یک صد هزار فرمپین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- [8] زمانی پدرام، م.، نقشه زمین شناسی برگه یک صد هزار قم، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- [9] صالحی پور باورصاد، ب.، ۱۳۸۴، تعیین رخساره‌های لرزه‌ای سازند قم با استفاده از تفسیر داده‌های لرزه‌نگاری در میدان البرز (حوضه ایران مرکزی)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده فنی دانشگاه تهران.
- [10] عباسی، م.ر.، ۱۳۹۳، شناسایی گسل‌های فعال به کمک بررسی شبکه‌های زهکشی در منطقه آوج-بویین زهرا، گزارش پژوهشی بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.
- [11] علایی مهابادی، س.، خلعتبری جعفری، ب.، م.، نقشه زمین شناسی برگه یک صد هزار نوبران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- [12] قلمقاش، ج.، باباخانی، ع.ر.، ۱۳۷۷، نقشه زمین شناسی برگه یک صد هزار کهک، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- [13] قلمقاش، ج.، فنودی، م.، مهرپرور، م.، ۱۳۷۷، نقشه زمین شناسی برگه یک صد هزار ساوه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- [14] مختاری، م. و مهشادنی، ل.، ۱۳۹۶، شناسایی و مدل‌سازی گسل‌های فعال حوضه قم با استفاده از داده‌های زمین‌لرزه، ژئومورفولوژیکی و لرزه‌نگاری بازتابی"، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.
- [15] ABAIE, I., ANSARI, J.J., BADAQSHAN, A., and JAAFARI, A., 1964, History and development of the Alborz and Sarajeh fields of central Iran: World Petroleum Congress Proceedings, Section II, Paper 13, PD3, 697–713.
- [16] ALLEN, M., J. JACKSON, R. WALKER, 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia Eurasia collision and the comparison of short-term and longterm deformation rates, *Tectonics*, **23**, TC2008, doi:10.1029/2003TC001530.
- [17] BABAAHMADI, A., SAFAEI, H., YASSAGHI, A., VAFA, H., NAEIMI, A. & MADAIPOUR, S., 2010, "A study of Quaternary structures in the Qom region, west central Iran", *Journal of Geodynamics*, **50** (5), 355–367.
- [18] BARRIER, E., VRIELYNCK, B., BRUNET, M.-F., BERGERAT, F. & SOSSON, M. 2008. Toward a model of tectonic evolution of the Middle East since Mesozoic. In: Abstract International Geological Congress, Oslo, August 6–14 2008. <http://www.cprm.gov.br/33IGC/1343751.html>
- [19] BARZEGAR, F., 2006, Final report: EXPLORATION STUDY OF HYDROCARBON IN SAVEH - QOM - KASHAN – ZAVAREH REGIONS. NIOC.
- [20] BERBERIAN, M., and KING, G.C.P., 1981, Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran: *Canadian Journal of Earth Sciences*, **18**, 210–265, doi: 10.1139/e81-163.
- [21] BILHAM, R. & KING, G. 1989. The morphology of strikeslip faults: examples from the San Andreas fault, *California. Journal of Geophysical Research*, **94**, 10204–10216.
- [22] BINA, M.M., BUCUR, I., PREVOT, M., MEYERFELD, Y., DALY, L., CANTAGREL, J.M., and MERGOIL, J., 1986, Palaeomagnetism, petrology and geochronology of Tertiary magmatic and sedimentary units from Iran: *Tectonophysics*, **121**, 303–329, doi: 10.1016/0040-1951 (86)90050-8.
- [23] BRUNET, M.-F., SHAHIDI, A. BARRIER, E., MULLER, C. & AIDI, A. 2007. Geodynamics of the South Caspian Basin southern margin now inverted in Alborz and KopetDagh (Northern Iran). *Geophysical Research Abstracts*, European Geosciences Union, Vienna, 9, 08080. <http://www.cosis.net/abstracts/EGU2007/08080/EGU2007J-08080.pdf>
- [24] BULL, W. B., 2007. Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology. Blackwell, Malden.
- [25] COWARD, M.P., GILLCRIST, R., TRUDGILL, B., 1991. Extensional structures and their tectonic inversion in the Western Alps. In: Roberts, A.M., Yielding, G., Freeman, B. (Eds.), *The Geometry of Normal Faults. Geological Society Special Publication*, **56**, 93–113.
- [26] COWIE, P., ATTAL, M., TUCKER, G., WHITTAKER, A., NAYLOR, M., GANAS, A., and ROBERTS, G., 2006, Investigating the surface process response to fault interaction and linkage using a numerical modelling approach: *Basin Research*, **18**, 231–266.

- [27] CUNNINGHAM, D., MANN, P., 2007. Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends. GEOLOGICAL SOCIETY SPECIAL PUBLICATION NO. 290.
- [28] DEGHANI, G.A. & MAKRI, J., 1984. The gravity field and crustal structure of Iran, Neues Jahrbuch Geol. Paleont. Abh., 168, 215–229. DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. & Stein, S., 1990. Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425–478.
- [29] GANSSER, A., 1955, New aspects of the geology of Central Iran: Proceedings, Fourth World Petroleum Congress, Section 1/A/5, Carlo Colombo, Rome, 286–305.
- [30] GOMES, C.J.S., FILHO, A.D., POSADA, A.M.A., SILVA, A.C.D., 2010, The role of backstop shape during inversion tectonics physical models, Anais da Academia Brasileira de Ciências, Annals of the Brazilian Academy of Sciences, Ciências, **82(4)**, 997-1012, ISSN 0001-3765.
- [31] HAMDONI, R.E. IRIGGARAY, C. FERNANDEZ, T. CHACON, J. KELLER, E. A (2008). Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, **96**.
- [32] HESSAMI, K., JAMALI, F. and TABBASI, H., 2003, Major Active Faults of Iran, Scale 1:2500000 (Tehran: International Institute of Earthquakes Engineering and Seismology).
- [33] HINSCH, R., DECKER, K., PERESSON, H., 2005. 3-D seismic interpretation and structural modeling in the Vienna Basin: implications for Miocene to recent kinematics. *Journal of Austrian Earth Sciences*, in press.
- [34] KABOLI, M., 2000. Archaeological Survey at Qomrod. Iranian Cultural Heritage Organization.
- [35] KELLER, E. A., and N. PINTER (Eds.) (2002), Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape, 2nd ed., 362 pp., Prentice Hall, Upper Saddle River, N. J.
- [36] KELLER, E.A., PINTER, N., 1996. Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape. Prentice Hall, New Jersey.
- [37] MASSON, F., CHERY, J., HATZFELD, D., MARTINOD, J., VERNANT, P., TAVAKOLI, F., GHAFORY ASHTIANI, M., 2005. Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquake and geodetic data. *Geophysical Journal International* **160**, 217–226.
- [38] MORLEY, C.K., KONGWUNG, B., JULAPOUR, A.A., ABDOLGHAFOURIAN, M., HAJIAN, M., WAPLES, D., WARREN, J., OTTERDOOM, H., SRISURIYON, K., and KAZEMI, H., 2009, Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area: *Geosphere*, **5**, 325–362, doi: 10.1130/GES00223.1.
- [39] NOGOLÉ SADAT, M.A.A. (1978) Les zones de décrochement et les virgations structurales en Iran. Consequences des résultats de l'analyse structurale de la région de Qom. These Univ. Scientifique et Médicale de Grenoble; 201p.
- [40] SAFAEI, H., 2009, Study of seismicity and risk of earthquakes of Kashan city, project number 103/9/4226, Isfahan University Research Council, 230pp.
- [41] SHAHIDI, A. 2008. Tectonic evolution of Northern Iran (Alborz and Kopet Dagh) since the Mesozoic. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris (in French).
- [42] SORLIEN, C. C., AKHUN, S. D., SEEGER, L., STECKLER, M., SHILLINGTON, D., KURT, H., ÇİFCİ, G., POYRAZ, D. T., GURCAY, S., DONDURUR, D., İMREN, C., PERİNCEK, E., KUCUK, M. DIEBOLD, J. B., 2012, Uniform basin growth over the last 500 ka, North Anatolian Fault, Marmara Sea, Turkey, *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2011.10.006.
- [43] STAMPFLI, G.M., and BOREL, G.D., 2002, A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones: *Earth and Planetary Science Letters*, **196**, 17–33, doi: 10.1016/S0012-821X(01)00588-X.
- [44] TROIANI, F., DELLA-SETA, M., 2008. The use of the stream length–gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: A case study from Central Italy. *Geomorphology*, **102**, 159–168.
- [45] VERNANT, P., NILFOROUSHAN, F., HATZFELD, D., ABBASSI, M.R., VIGNY, C., MASSON, F., NANKALI, H., MARTINOD, J., ASHTIANI, A., BAYER, R., TAVAKOLI, F., CHIERI, J., 2004. Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International* **157**, 381–398.
- [46] WALKER, R., and JACKSON, J., 2004, Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran: *Tectonics*, **23**, doi: 10.1029/2003TC001529.

زیست چیننگاری و ریزرخساره‌های سازند داریان در برش شرق گچساران (تاقدیس آنه)

سمانه سلیمانی احمدی^۱، حسین وزیری مقدم^{۲*}، علی صیرفیان^۲، عزیزاله طاهری^۳

۱- کارشناس ارشد چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان

۲- استاد گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان

۳- استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران

*avaziri7304@gmail.com

دریافت اردیبهشت ۱۳۹۸، پذیرش شهریور ۱۳۹۸

چکیده

در این پژوهش به مطالعه زیست چیننگاری، محیط رسوبی و بررسی ریزرخساره‌های سازند داریان واقع در استان فارس (شرق شهرستان گچساران) در تاقدیس آنه پرداخته شده است. سازند داریان در ناحیه‌ی مورد مطالعه دارای ۱۹۶ متر ضخامت و متشکل از سنگ آهک‌های توده‌ای تا ضخیم لایه، گاه متوسط و نازک لایه با میان لایه‌های مارن و آهک مارنی و اربیتولین‌دار است. حضور زبان‌های متشکل از آهک‌های نازک لایه و شیلی متورق همراه با افق‌های چرت بین لایه‌ای و حاوی مقادیر زیادی رادیولر و فرامینفرهای پلانکتون، سبب تقسیم سازند داریان به دو بخش داریان پایینی و بالایی در این برش شده است. در این منطقه سازند داریان به صورت تدریجی بر روی سازند گدوان و در زیر سازند کژدمی قرار گرفته است. پس از انجام مطالعات صحرایی تعداد ۱۱۴ مقطع نازک میکروسکوپی از این توالی تهیه شد و تعداد ۲۲ جنس از فرامینفرهای بنتیک و ۳ جنس از فرامینفرهای پلانکتون در قالب ۴ زون زیستی و یک زیر زون شامل *Praeorbitolina cormyi* zone - *Palorbitoloides* cf. *orbiculata* subzone - *Hedbergella* spp. assemblage zone - *Mesorbitolina texana* zone - *Mesorbitolina* gr. *subconca* zone می‌باشد. بر اساس زون‌های زیستی شناسایی شده در برش مورد مطالعه، سن سازند داریان در فاصله زمانی آپتین پیشین-آلبین تعیین شده است. بررسی محیط رسوبی سازند داریان در برش تاقدیس آنه، منجر به شناسایی تعداد ۹ ریزرخساره مربوط به محیط دریای باز و لاگون شد. به علت عدم مشاهده رخساره‌های سدی، نبود رسوبات ریزشی و طوفانی، لومپ و گریستون، محیط رسوبی شلف باز برای سازند داریان در برش تاقدیس آنه پیشنهاد شده است.

کلید واژه‌ها: سازند داریان، تاقدیس آنه، زیست چیننگاری، آپتین، اربیتولین.

۱- مقدمه

در تاریخ زمین‌شناسی، به ویژه زمین‌شناسی ایران در مزوزوئیک زاگرس، سیستم کرتاسه از مهم‌ترین سیستم‌ها به شمار می‌رود. سازند داریان به عنوان جوان‌ترین سازند از گروه خامی به سن آپتین-آلبین، یکی از سنگ‌مخزن‌های مهم محسوب می‌شود که در زون زاگرس چین‌خورده واقع است [۲۹]. این سازند اولین بار توسط جیمز و واینند [۲۹] در کوه گدوان واقع در شمال دهکده داریان (شمال شرق شیراز)، مورد مطالعه قرار گرفت. ضخامت این سازند در برش الگو ۲۸۶/۵ متر و شامل سنگ‌آهک‌های قهوه‌ای - خاکستری ستر لایه تا توده‌ای خشن و صخره‌ساز است که به داشتن اربیتولین فراوان شاخص است، به گونه‌ای که در گذشته به آن آهک اربیتولین‌دار گفته می‌شد. مرز زیرین سازند داریان با سازند گدوان به صورت تدریجی است. اما مرز بالایی آن با سازند کژدمی به شدت فرسایش یافته است و توسط لایه‌های گلوکونیتی و الیتی از هم جدا می‌شوند.

گسترش فسیل‌های بتتیک از جمله فرامینفرهای بتتیک توسط شرایط اکولوژیکی محلی کنترل می‌شوند. فرامینفرها به دلیل سرعت تکامل، فراوانی و گسترش زیاد ابزارهای چینه‌شناسی زیستی مهمی هستند که از بسیاری از گونه‌های آن‌ها در تطابق‌های محلی و حتی ناحیه‌ای استفاده می‌شود [۱۳]. در این پژوهش هدف بررسی چینه‌نگاری زیستی و ریزرخساره‌های سازند داریان در تاقدیس آنه (شرق گچساران) به کمک فرامینفرهای بتتیک به خصوص اربیتولین‌ها می‌باشد.

۲- پیشینه و تاریخچه

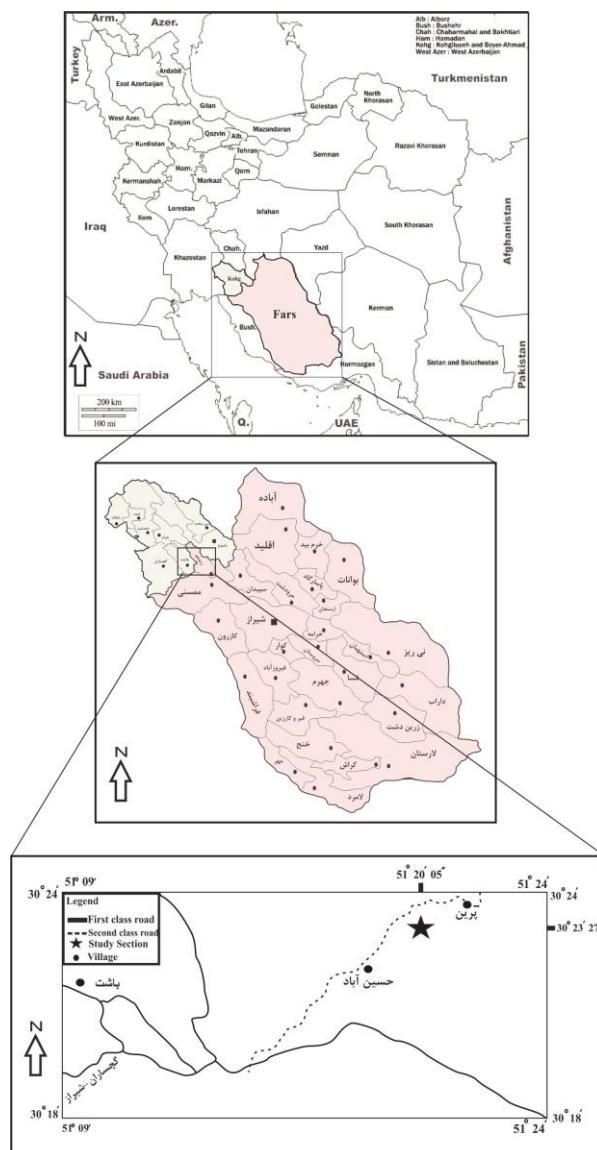
سازند داریان اولین بار توسط جیمز و واینند [۲۹] در ۶۵ کیلومتری شرق شیراز مورد مطالعه قرار گرفت و سن آپتین را برای آن در نظر گرفتند. کلاتری [۳۱] سازند داریان را در جنوب غرب شیراز مطالعه و همانند جیمز و واینند داریان را به سن آپتین معرفی کرد. سایر مطالعات انجام شده به شرح زیر است:

گلستانه [۲۳] مرز ژوراسیک-کرتاسه در جنوب ایران را بر اساس میکروفسیل‌های گروه خامی، مورد مطالعه قرار داده است و بر این اساس سن لیاپس پسین تا نئوکومین و آپتین را برای این نهشته‌ها تعیین کرد. وی عقیده دارد که گروه خامی در جنوب ایران دارای تغییرات رخساره‌ای و ستبرای قابل توجهی بوده که این تغییرات با تنوع رخساره‌ای بخشی از ژئوسنکلینال حوضه در ارتباط است. ولز [۴۵] بایواستراتیگرافی گروه خامی را در جنوب غرب ایران مورد مطالعه قرار داد و آن را از دیدگاه چینه‌شناسی سنگی به ۵ سیکل رسوبی مهم تقسیم کرد. خردپیر [۳۲] مطالعه نسبتاً جامعی در رابطه با چینه‌شناسی گروه خامی در جنوب و جنوب غرب ایران انجام داد و دگرشیبی‌های مهم را در سکانس‌های این گروه بازنگری و تشریح کرده است. کوپ و اربل [۳۳] گروه‌های خامی و بنگستان را از منظر ضخامت واحدهای کرونواستراتیگرافی و گسترش رخساره‌ها مورد بررسی و بحث قرار داده‌اند. الشرحان [۱۶] محیط رسوبی سازند شعبیا (معادل سازند داریان در خلیج فارس) را از منظر تکامل واحدهای مخزنی و منشا هیدروکربنی، مورد مطالعه قرار داده است و آن را یک حوضه درون شلفی و حاشیه شلف درون کراتون پایدار معرفی می‌کند که در این حوضه یک رخساره شیب‌قاره‌ای نسبتاً متراکم و کستون - مادستون آهکی آرژیلیتی و شیل با مقداری رسوب دانه‌پشتیبان نهشته شده است. فلاوند [۱۰] بایواستراتیگرافی و لیتواستراتیگرافی سازند کژدمی و داریان را در جنوب غرب ایران، مورد مطالعه و بررسی قرار داد و

حضور یک ریف رودیستی را علت افزایش ناگهانی ضخامت سازند داریان در یکی از برش های مورد مطالعه می داند. شمیرانی و همکاران [۸] مطالعات بایواستراتیگرافی و لیتواستراتیگرافی سازند داریان و کژدمی را در جنوب غرب ایران انجام داده و سن کرتاسه پیشین (آپتین پسین) را به تشکیل گرابن عظیم فروافتادگی دزفول نسبت داده اند. خسروتهرانی [۶] رسوبات کرتاسه زیرین را در حوضه زاگرس، به دو رخساره متفاوت شامل: ۱- شیل های رادیولردار به رنگ خاکستری تیره تا سیاه و آهک های رسی عمیق سازند گرو در ناحیه لرستان و ۲- سه سازند فهلیان، گدوان و داریان به سن نئوکومین - آپتین در ناحیه فارس و جنوب فروافتادگی دزفول؛ تقسیم می کند. لاسمی و سیاهی [۱۱] چینه نگاری سکانشی و بازسازی محیط رسوبی سازند داریان را در بخش جنوبی فروافتادگی دزفول (برش خامی و چاه سولابدر ۳) انجام داده اند. پورباقر و همکاران [۵] میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند داریان در تاقدیس آنه و چاه چلینگر ۳ را مورد بررسی و مطالعه قرار دادند و محیط رسوبی سازند داریان را یک رمپ کربناته پیشنهاد داده اند. فخرحیمیان [۹] میکرواستراتیگرافی سازند داریان را در شمال شرق شیراز (محل برش نمونه) و شمال شرق گچساران (تاقدیس کوه آنه) مورد بررسی و مقایسه قرار داده و سن آپتین را برای سازند داریان در نظر گرفته است. آقا نباتی [۲] سازند داریان را که به آهک آپتین و آهک اربیتولیندار معروف است را تناوبی از آهک های ضخیم لایه تا توده ای می داند. شرودر و همکاران [۴۱] مطالعاتی مبنی بر بازنگری زون بندی و زیست چینه نگاری اربیتولینید در شرق صفحه ی عربی به سن بارمین - آپتین و تطابق آن در چینه - نگاری ناحیه ای، انجام داده اند. ون بوخم و همکاران [۴۴] چینه نگاری سکانشی بارمین - آلبین پایینی را در جنوب غرب ایران (سازندهای گدوان، داریان و کژدمی) مطالعه و آن ها را مورد مقایسه با مناطق عمان، قطر و ایالات متحده عربی قرار دادند. چرچی و شرودر [۲۰] وقفه کلیدی زیست چینه ای در کرتاسه ی حاشیه جنوبی نئوتتیس را مورد مطالعه و بررسی قرار دادند. افقه و حقیقی [۱۵] زیست چینه نگاری آپتین را در حوضه زاگرس (جنوب غرب ایران) انجام داده و سن آپتین را برای سازند داریان پیشنهاد داده اند. احمدی و همکاران [۱۴] لیتواستراتیگرافی و بایواستراتیگرافی سازند داریان در جنوب غرب ایران را مورد مطالعه قرار داده و سازند داریان را به دو بخش بالایی و پایینی تقسیم کرده اند. همچنین سن سازند داریان را در برش مورد مطالعه آپتین - آلبین تعیین کرده اند. امیرشاه کرمی و همکاران [۳] میکروفاسیس و چینه نگاری سکانشی سازندهای داریان و گدوان را در شمال شرق شیراز مورد بررسی قرار دادند. بر اساس مطالعات ایشان سازند داریان در یک محیط رسوبگذاری از نوع شلف کربناته در سه بخش شلف داخلی، شلف میانی و شلف خارجی بر جا گذاشته شده است. حقیقی و صحرائیان [۲۵] مطالعاتی را بر اساس آنالیزهای رخساره ای و خصوصیات دیاژنتیکی سازند داریان (آپتین) در کمربند زاگرس چین خورده (جنوب غرب ایران) انجام داده اند و محیط رسوبی سازند داریان را یک رمپ کربناته تحت تاثیر انواع فرایند های دیاژنتیکی معرفی کرده اند. موسوی زاده و همکاران [۱۲] محیط رسوبی سازند داریان را در زون های فارس داخلی (تاقدیس خانه کت) و زون ایذه (تاقدیس آنه) مورد مطالعه و بررسی قرار دادند و محیط رسوبی سازند داریان را یک رمپ کربناته هموکلینال تا حوضه اینترا شلفی در نظر گرفته اند. رضایی پرتو و همکاران [۷] محیط رسوبی و فرآیندهای دیاژنتزی موثر بر کیفیت مخزنی سازند داریان را در میدان نفتی سلمان مورد مطالعه قرار داده اند و محیط رسوبی آن را یک رمپ کربناته گل پشتیبیان بادپناه دانسته اند. نادری خوجین و همکاران [۳۹] به مطالعه و بررسی سطح ناپیوستگی راس سازند داریان (آپتین پسین) در جنوب غرب ایران و بررسی حادثه بی اکسیژنی اقیانوسی پرداخته اند.

۳- موقعیت برش مورد نظر و روش مطالعه

برش مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی $51^{\circ} 20' 05''$ شرقی و $30^{\circ} 23' 27''$ شمالی، واقع در استان فارس و در فاصله حدوداً ۵۶ کیلومتری شرق شهرستان گچساران واقع است. دسترسی به برش مورد مطالعه از طریق جاده گچساران - یاسوج صورت می‌گیرد. محل برش با توجه به جاده گذر از روستای حسین‌آباد و پرین می‌باشد. برش در فاصله ۶ کیلومتری جنوب غرب روستای پرین قرار دارد (شکل ۱). سازند داریان در این ناحیه به صورت دو بخش داریان بالایی و پایینی که به صورت هم‌شیب توسط ظهور زبانه‌ای با لیتولوژی آهک‌های شیلی نازک‌لایه متورق حاوی میان‌لایه‌های چرت از یکدیگر تفکیک شده‌اند، قابل تشخیص است. نمونه‌برداری از راس سازند گدوان تا بخش انتهایی سازند داریان در فواصل یک متری (گاه‌ها کمتر از یک متر) و توسط ژاکوب انجام شد. در این برش از مجموع ۱۹۶ متر ضخامت، تعداد ۱۱۴ نمونه برداشت شد که شماره نمونه‌ها منطبق با مترژ نمونه‌برداری می‌باشد. نمونه‌های برداشت شده در قالب مقاطع نازک میکروسکوپی در آزمایشگاه فسیل‌شناسی مورد مطالعه و بررسی قرار گرفتند.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه [۴].

۴- زیست چینه‌نگاری سازند داریان در برش تاقدیس آنه (شرق گچساران)

تعداد ۲۴ جنس و ۲۲ گونه از فرامینیفرهای بتتیک و پلانکتون به همراه مقادیر زیادی از قطعات جلبک سبز، اکینید، رودیست و گاستروپود شناسایی شده و مورد مطالعه قرار گرفتند. در ادامه با استفاده از زون‌بندی زیستی شرودر و همکاران [۴۱] تعداد ۴ زون و یک زیرزون شناسایی و مورد بررسی قرار گرفت (ستون چینه‌شناسی زیستی برش مورد مطالعه در شکل ۲ آورده شده است). زیست زون‌های شناسایی شده از قاعده به سمت راس، به ترتیب زیر می‌باشند:

1- *Praeorbitolina cormyi* Zone

1b- *Palorbitolinoides cf. orbiculata* Subzone

این زیر زون زیستی بخشی از زون *Praeorbitolina cormyi* می‌باشد و فاصله‌ی بین ظهور تا انقراض *Palorbitolinoides cf. orbiculata* را شامل می‌شود و دارای سن انتهایی‌ترین بخش آپتین پیشین [۴۲] می‌باشد. این زیر زون از قاعده برش مورد نظر آغاز شده و انتهای آن در ضخامت ۱۱ متری در نظر گرفته شده است. این زون زیستی معادل زون زیستی شماره ۱۶ و ایند (*Hensonella-Orbitolina-Choffatella assemblage zone*) و نیز معادل زیر زون زیستی ارائه شده توسط شرودر و همکاران به همین نام می‌باشد. مجموعه فسیلی زیر در این زیر زون دیده می‌شود:

Dictyoconus sp. – *Palorbitolinoides cf. orbiculata*- *Palorbitolina ultima*- *Choffatella* sp. -
Marssonella sp. – *Pseudolitinella* sp. – *Novalesia* sp. – *Trocholina* sp. – *Aulotortus* sp. – textularids –
spicules

همچنین خرده‌هایی از بقایای نرم تنان، اکینودرم‌ها و جلبک سبز داسی‌کلاد نیز در این زون زیستی مشاهده شده است.

2- *Hedbergella* spp. Assemblage Zone

نام‌گذاری این زون زیستی پلاژیک بر حسب و ایند [۲۹] صورت گرفته (زون زیستی شماره ۱۷: *Globigerina assemblage zone*) است. از آنجا که این زون زیستی پلاژیک بر روی زیر زون *Palorbitolinoides cf. orbiculata* [۴۱] و در زیر زون *Mesorbitolina texana* [۲۸] قرار گرفته است، می‌توان آن را معادل *Mesorbitolina parva* Zone شرودر و همکاران [۴۱] در نظر گرفت و سن آن را به ابتدای آپتین پسین نسبت داد.

این زون، تجمعی از انواع گونه‌های فرامینیفرهای پلانکتون بوده و ابتدا و انتهای آن به دلیل قرار گرفتن بین دو بخش پوشیده و در نتیجه برداشت نشده، دقیقاً مشخص نیست (احتمالاً شروع آن دقیقاً بعد از بخش پوشیده‌ی اول یعنی ضخامت ۲۹ متری و انتهای آن دقیقاً آغاز بخش پوشیده‌ی دوم یعنی ضخامت ۷۰ متری باشد). مجموعه فسیلی زیر در این زون مشاهده می‌شود:

Hedbergella sp. – *Hedbergella infracretacea* – *Hedbergella trochoidea* – *Hedbergella* sp. -
Hemicyclamina sigali – *Radiolaria* (spumellarian and nassellarian) – *Choffatella* sp. – *Marssonella* sp. –
Lenticulina sp. – spicules

همچنین خرده‌هایی از بقایای نرم تنان، اکینودرم و رودیست نیز در میان این مجموعه مشاهده شده است.

3- *Mesorbitolina texana* Zone

این زون زیستی فاصله زمانی بین اولین ظهور *Mesorbitolina texana* تا اولین ظهور *Mesorbitolina gr. subconca* را شامل می‌شود و سن آن انتهای آپتین پسین می‌باشد [۴۱].

از آن جا که *Mesorbitolina texana* دقیقاً بعد از بخش پوشیده ظاهر شده میتوان آغاز این زون زیستی را در ضخامت ۱۱۷ متری در نظر گرفت. این زون در ضخامت ۱۵۷ متری از برش مورد مطالعه، با مشاهده *Mesorbitolina subconca* خاتمه می‌یابد. این زون معادل زون زیستی شماره ۱۸ و ایند (Conical Orbitolina assemblage zone) و نیز معادل زون زیستی ارائه شده توسط شرودر و همکاران به همین نام می‌باشد. مجموعه فسیلی مشاهده شده در این زون به شرح زیر می‌باشد:

Mesorbitolina texana – *Mesorbitolina ovalis* - *previa?* – *Mesorbitolina texana* tr. *subconca* - *Marssonella trochus* – *Marssonella* sp. – *Novallesia producta* - *Novallesia* sp. – *Novallesia* cf. *distorta* – *Arenobulimina* sp. – *Ammobaculites* sp. – *Quinqueloculina* sp. – *Nezzazata* sp. – *Nezzazata isabellae* – *Debarina hahounerensis* – *Mayncina* sp. *Nezzazatinella* sp. – *Praechrysalidina* sp. – *Pseudocyclamina* sp. - *Lithocodium* sp. – miliolids – textularids

همچنین مقداری قطعات اکینودرم و جلبک سبز نیز در این مجموعه مشاهده شده است.

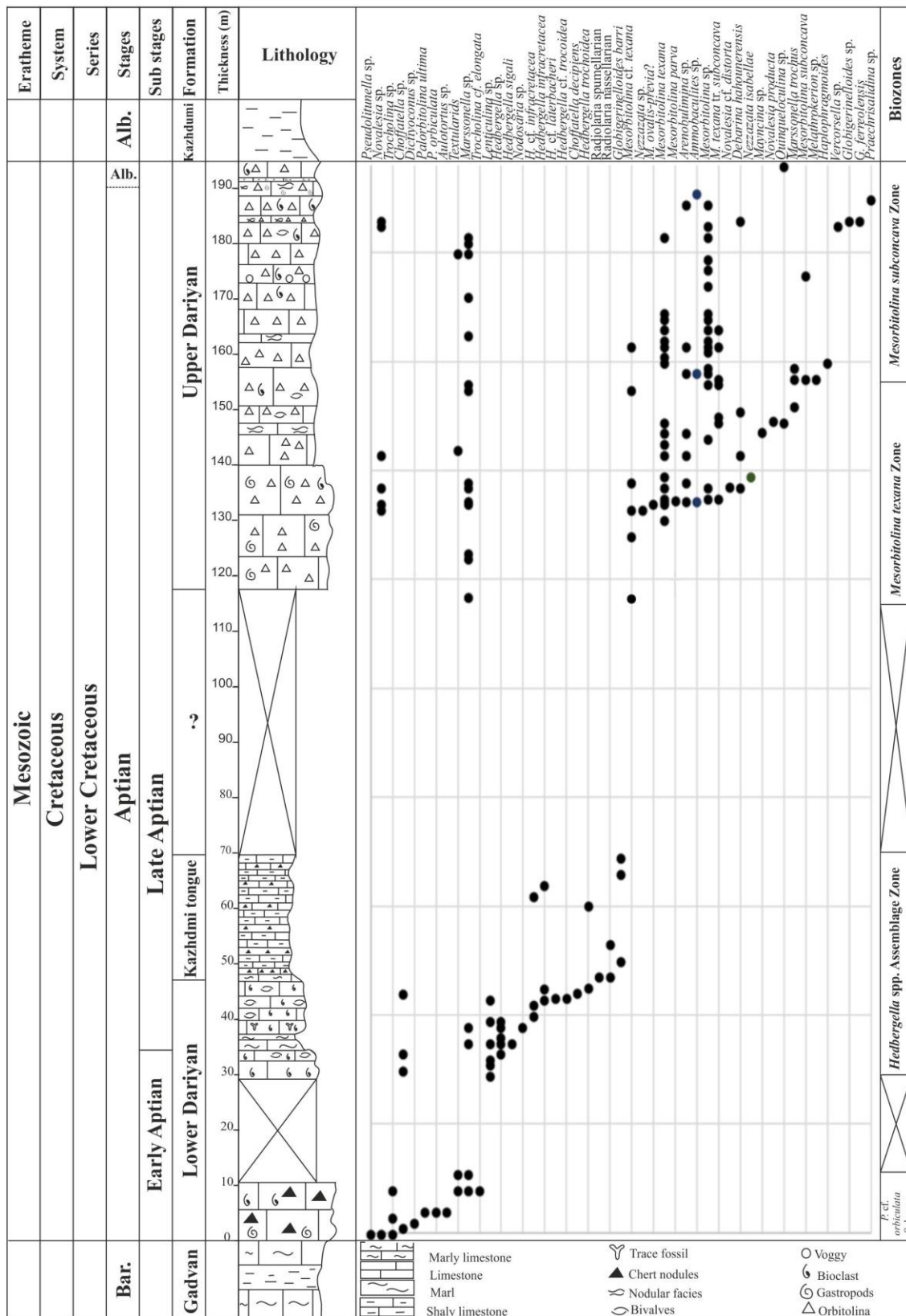
4- *Mesorbitolina gr. subconca* Zone

این زون زیستی فاصله زمانی بین ظهور و انقراض *Mesorbitolina gr. subconca* می‌باشد و سن آن انتهای ترین بخش آپتین پسین تا ابتدای آلبین می‌باشد. این زون ضخامت ۱۵۷ متری تا راس برش مورد مطالعه را در بر می‌گیرد و معادل زون زیستی شماره ۱۹ و ایند (*Hemicyclammina* - *Orbitolina* assemblage zone) و نیز معادل زون زیستی ارائه شده توسط شرودر و همکاران به همین نام می‌باشد. مجموعه فسیلی زیر در این زون مشاهده شده است:

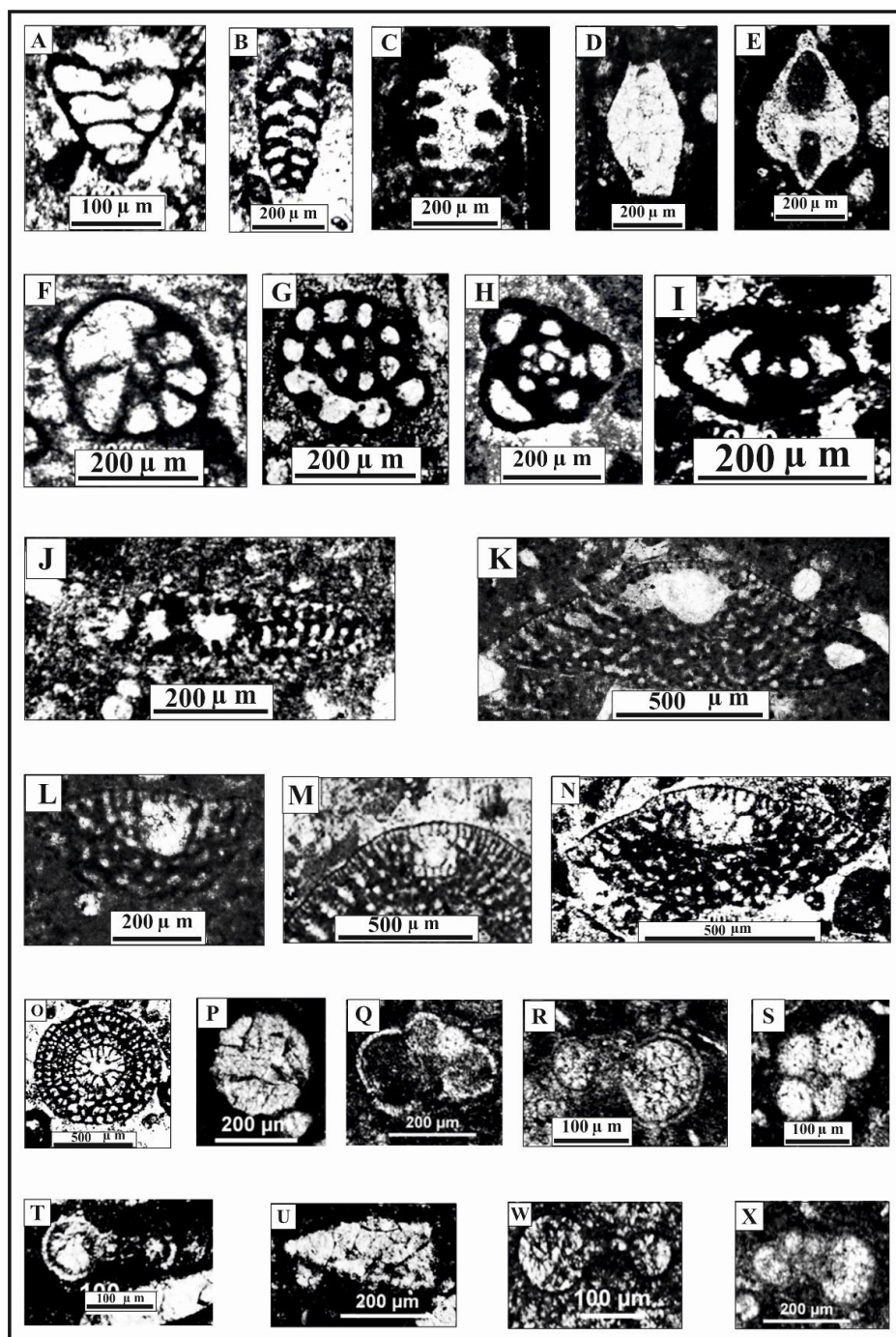
Mesorbitolina subconca – *Mesorbitolina texana* – *Mesorbitolina texana* tr. *subconca* – *Mesorbitolina* sp. – *Melathrokerion* sp. – *Quinqueloculina* sp. – *Haplophragmoides* sp. – *Arenobulimina* sp. – *Debarina hahounerensis* – *Novallesia* sp. – *Praechrysalidina* sp. – *Ammobaculites* sp. – *Marssonella trochus* – *Verneuilina* sp. – *Vercorsella* sp. – *Pseudocyclamina* sp. – *Lithocodium* sp. – *Globigerinelloides ferreolensis* – *Globigerinelloides* sp. – textularids – miliolids

همچنین مقداری جلبک سبز، اکینودرم، قطعاتی از دوکفه‌ای‌ها و احتمالاً مقادیر اندکی اسپیکول در این زون مشاهده شده است.

بنابراین با توجه به زون‌های شناسایی شده و معادل سازی آنها با زون‌های زیستی شناسایی شده توسط شرودر و همکاران (۲۰۱۰) سن سازند داریان در برش تاقدیس آنه آپتین پیشین – آلبین می‌باشد.



شکل ۲- ستون زیست چینه‌نگاری سازند داریان در برش تاقدیس آنه



شکل ۳- برخی فسیل‌های شاخص برش مورد مطالعه

A: *Marssonella* sp. (subaxial section, s. no. D134), B: *Novalesia* sp. (subaxial section, s. no. D143), C: *Trocholina* sp. (subaxial section, s. no. D8), D: *Aulotortus* sp. (subaxial section, s. no. D4), E: *Lenticulina* sp. (subaxial section, s. no. D43), F: *Nezzazata* sp. (transverse section, s. no. D133), G: *Debarina hahounerensis* (transverse section, s. no. D151), H: *Quinquelocolina* sp. (transverse section, s. no. D149), I: *Melathrokerion* sp. (axial section, s. no. D157), J: *Choffatella* sp. (subaxial section, s. no. D30), K: *Palorbitolinoides* cf. *orbiculata* (axial section, s. no. D4), L: *Palorbitolina ultima* (axial section, s. no. D4), M: *Mesorbitolina parva* (axial section, s. no. D135), N: *Mesorbitolina texana* (axial section, s. no. D137), O: *Mesorbitolina texana* (transverse section, s. no. D157), P: *Radiolaria spumellaria* (axial section, s. no. D47), Q: *Hedbergella trocoidea* (subaxial section, s. no. D45), R: *Hedbergella* sp. (subaxial section, s. no. D38), S: *Hedbergella sigali* (axial section, s. no. D35), T: *Globigerinelloides* sp. (subaxial section, s. no. D186), U: *Radiolaria nassellaria* (axial section, s. no. D47), W: *Globigerinelloides barri* (subaxial section, s. no. D50), X: *Hedbergella* cf. *infracretacea* (subaxial section, s. no. D50).

۵- تطابق زیستی سازند داریان در برش تاقدیس آنه با برش‌هایی از سایر نواحی زاگرس

به منظور تعیین روند تغییرات زمانی رسوب‌گذاری سازند داریان در حوضه زاگرس، برش مورد مطالعه با ۲ برش دیگر در جنوب غرب ایران تطابق داده شده است (شکل ۴). برش‌های کوه سفید و کوزه‌کوه، برش‌های انتخاب شده جهت تطابق زیستی سازند داریان می‌باشند. موقعیت جغرافیایی هر یک از برش‌ها بر روی نقشه مشخص شده است. برش کوه سفید با طول جغرافیایی ۲۸° ۳۲' ۵۲ و عرض جغرافیایی ۲۳° ۰۵' ۳۰ در فاصله ۸۰ کیلومتری شمال شیراز و در ۵ کیلومتری شمال غرب روستای کوشکک واقع است. در این برش حضور زبانه‌ای از سازند کژدمی سازند داریان را به دو بخش پایینی و بالایی تقسیم می‌کند. ضخامت برش مورد مطالعه حدود ۳۰۰ متر می‌باشد [۳۶] در این برش ۴ گونه‌ی بتتیک شامل *Mesorbitolina subconcava* و *Choffatella decipiens*, *Mesorbitolina parva*, *Mesorbitolina texana* و ۲ گونه‌ی پلانکتون شامل *Leupoldina cabri* و *Globigerinelloides blowi* جهت تعیین زون‌های زیستی زیر شناسایی شده‌اند.

- *Palorbitolina cormyi* Zone
- *Mesorbitolina parva* Zone
- *Mesorbitolina texana* Zone
- *Mesorbitolina subconcava* Zone
- *Globigerinelloides blowi* Zone
- *Leupoldina cabri* Zone

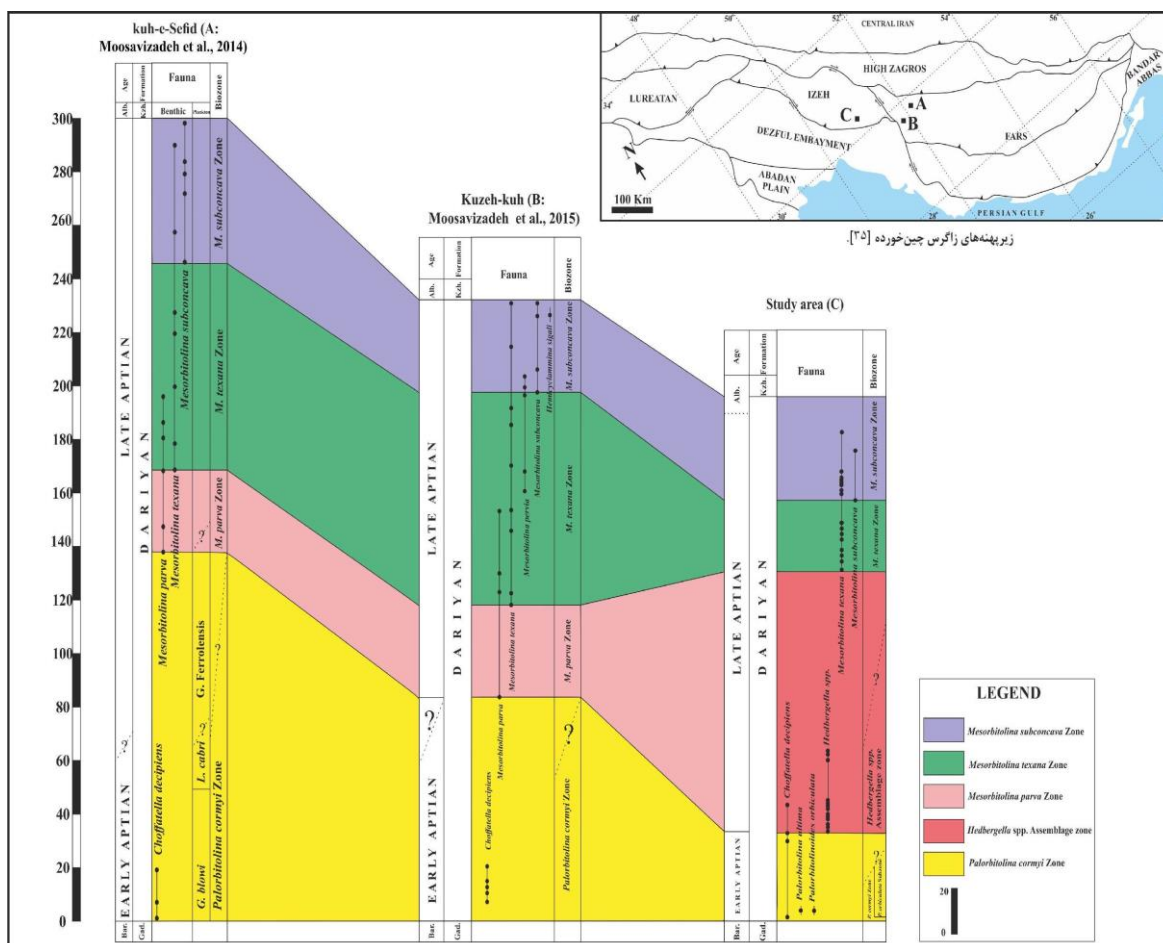
بر اساس مطالعات صورت گرفته و نیز زون‌های زیستی شناسایی شده در این برش سن سازند داریان آبتین پیشین تا پسین می‌باشد. برش کوزه‌کوه با طول جغرافیایی ۲۵° ۴۶' ۵۱ و عرض جغرافیایی ۱۷ / ۱° ۰۹' ۳۰ در ۱۴۰ کیلومتری شمال غرب شیراز و در شمال شرق شهرستان نورآباد واقع است. ضخامت سازند داریان در این برش ۲۴۰ متر می‌باشد و عمدتاً شامل سنگ آهک‌های متوسط تا بسیار ضخیم‌لایه به رنگ خاکستری روشن می‌باشد. در این برش نیز حضور زبانه‌ای از سازند کژدمی سبب تقسیم سازند داریان به دو بخش بالایی و پایینی شده است. بر اساس مطالعات انجام شده بر روی این برش مشخص شد که مرز زیرین این سازند با سازند گدوان در منطقه نامشخص و مرز بالایی آن با سازند کژدمی به صورت ناپوستگی فرسایشی و با اکسید آهن مشخص است و حضور *Hemicyclammina sigali* نشانگر پایان سازند داریان و آغازگر سازند کژدمی می‌باشد [۳۷]. در دو برش کوه سفید و برش کوزه‌کوه حضور زبانه‌ای از سازند کژدمی سبب تقسیم سازند داریان به ۲ بخش پایینی و بالایی می‌شود. در برش تاقدیس آنه زبانه‌ای مشابه سبب تقسیم سازند داریان به دو بخش پایینی و بالایی شده است. داریان پایینی در دو برش کوه سفید و کوزه‌کوه با لیتولوژی عمده‌ی آهک شامل نهشته‌های همی‌پلاژیک حاوی رادیولر و فرامینیفرهای پلانکتون می‌باشد. این در حالی است که داریان پایینی در برش تاقدیس آنه رخساره بتتیک دارد و حاوی اربیتولین است. ضخامت داریان پایینی در برش کوه سفید ۵۰ متر، در برش کوزه‌کوه ۴۴ متر و در برش تاقدیس آنه حدود ۳۵ متر می‌باشد. زبانه‌ی کژدمی در برش کوه سفید با ضخامت حدود ۸۵ متر به رنگ خاکستری متمایل به سبز شامل تناوبی از شیل و مارن و حاوی فرامینیفرهای پلانکتون است. این زبانه در برش کوزه‌کوه با ضخامت ۷۴ متر و لیتولوژی عمده‌ی شیل‌های خاکستری رنگ حاوی فرامینیفرهای پلانکتون مشخص می‌شود. در تاقدیس

آنه ضخامت زبانه وارد شده به علت بخش‌های پوشیده دقیقاً مشخص نیست. لیتولوژی آن شامل آهک‌های نازک لایه‌ی شیلی متورق با میان‌لایه‌های افق‌های چرت می‌باشد.

ضخامت داریان بالایی در برش کوه سفید ۱۶۵ متر و شامل آهک‌های غنی از اربیتولین‌ها می‌باشد. ضخامت این بخش در برش کوزه‌کوه به ۱۲۲ متر و در برش تاق‌دیس آنه به ۷۹ متر می‌رسد. بر اساس شناسایی زون زیستی *Palorbitolina* *cormyi* Zone در دو برش کوه سفید و کوزه‌کوه و نیز شناسایی زیرزون *Palorbitolinoides* cf. *orbiculata* Subzone در برش تاق‌دیس آنه، سن مرز پایینی سازند داریان در هر ۳ برش آبتین پیشین می‌باشد.

حضور زون *Mesorbitolina parva* Zone در دو برش کوه سفید و کوزه‌کوه نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در ابتدای آبتین پسین است. در برش آنه، ظهور زون پلاژیک *Hedbergella* spp. *Assemblage Zone* معرف رسوب‌گذاری در ابتدای آبتین پسین می‌باشد [۲۹]. از آنجا که در محدوده‌ی حضور این زون، از بخش‌هایی از برش به علت پوشیده بودن برداشت صورت نگرفته است، می‌توان عدم وجود زون *Mesorbitolina parva* Zone را توجیه کرد. رسوب‌گذاری در میانه‌ی آبتین پسین با حضور زون *Mesorbitolina texana* Zone در هر سه برش قابل مشاهده است.

بخش انتهایی آبتین پسین با شروع زون *Mesorbitolina subconca* Zone در هر ۳ برش قابل تشخیص است. رسوب‌گذاری در زمان آلبین در برش‌های مذکور با پایان یافتن زون *Mesorbitolina texana* Zone (همچنین ظهور *Hemicyclammina sigali* در برش کوزه‌کوه) مشخص می‌شود.



شکل ۴- تطابق زیستی برش مورد مطالعه با برش‌های کوه سفید و کوزه‌کوه

۶- ریزرخساره‌های سازند داریان در برش تاقدیس آنه (شرق گچساران)

در نتیجه‌ی مطالعات صورت گرفته بر روی مقاطع میکروسکوپی این برش تعداد ۹ ریزرخساره شناسایی و معرفی شد. به ترتیب از منطقه عمیق به سمت کم عمق به شرح زیر بیان شده‌اند:

۶-۱ ریزرخساره O₁: اسپیکولیت رادیولاریا و کستون - پکستون

بافت این ریزرخساره از وکستون تا پکستون متغیر است. در این ریزرخساره رادیولرها و پس از آن اسپیکولها، آلوکم‌های اصلی به شمار می‌روند. مقادیری از فرامینفرهای پلانکتون به عنوان عناصر فرعی دیده می‌شوند (تصویر ۵-۱). در برخی مقاطع این ریزرخساره، اسپیکولها جهت‌دار شده و بافتی لامینه‌ای ایجاد کرده‌اند.

تجمع رادیولرها در محیطی که فرامینفرهای پلانکتون کمتر دیده شوند معرف عمق زیاد و سرد بودن آب دریاست [۱۹]. همچنین فقدان فونای کفزی وابسته به نور حاکی از نهشته شدن رسوبات در بخش عمیق حوضه و در محیطی پایین‌تر از زون نوری دریای باز است. این محیط از قاعده‌ی تاثیر امواج در شرایط طوفانی پایین‌تر است [۴۶ و ۲۲] ویلسون علت تشکیل لامیناسیون‌ها در این ریزرخساره را دانه‌بندی تدریجی و نیز تمرکز مواد آلی با مقادیر ناچیزی مواد رسی می‌داند. بنابر تفاسیر ارائه شده جایگاه این ریزرخساره در تقسیم‌بندی کمرندهای رخساره‌ای ارائه شده توسط فلوگل، کمر بند شماره ۱ (Fz 1) و براساس ریزرخساره‌های استاندارد معرفی شده توسط وی معادل SMF شماره یک می‌باشد.

۶-۲ ریزرخساره O₂: پلانکتونیک فرامینفرا اسپیکولیت بایوکلاستیک و کستون

بافت این ریزرخساره دانه‌ریز و گل پشیمان است. عناصر اصلی شامل فرامینفرهای پلانکتون، اسپیکول اسفنج و فرامینفرهای بتتیک ریز از جمله لتی‌کولینا و مارسونلا می‌باشد. مقادیر اندکی از قطعات پوسته‌ی دوکفه‌ای‌ها و به ندرت شوفاتلا، به عنوان عناصر فرعی در این ریزرخساره مشاهده می‌شوند (تصویر ۵-۲).

حضور فرامینفرهای پلانکتون در زمینه‌ی میکرایتی تیره و عدم وجود جلبک‌های آهنی بیانگر ته‌نشست این ریزرخساره در زیر عمق نفوذ نور و در منطقه‌ی عمیق دریای باز می‌باشد. افزایش فراوانی فرامینفرهای پلانکتون، حضور فرامینفرهای بتتیک کوچک، حذف رادیولرها و نیز کاهش مقادیر اسپیکول اسفنج نسبت به ریزرخساره‌ی قبلی، سبب قرارگیری این ریزرخساره در بخش‌های کم‌عمق‌تر از ریزرخساره‌ی قبلی می‌شود. همچنین حضور فرامینفرهای بتتیک حاکی از شرایط با اکسیژن پایین و کمبود مواد غذایی می‌باشد [۳۰]. حضور لتی‌کولینا نیز نشان دهنده‌ی زون انتقالی شلف میانی به شلف خارجی است [۲۴]. با توجه به مجموعه فونی ذکر شده و نیز موقعیت چینه‌نگاری محیط تشکیل این ریزرخساره به بخش‌های عمیق شلف میانی و یا بخش‌های کم‌عمق‌تر شلف بیرونی نسبت داده می‌شود. طبق تفاسیر ارائه شده، این ریزرخساره معادل SMF 3 و Fz 2 می‌باشد [۲۲].

۳-۶ ریزرخساره O₃: بایوکلاستیک مادستون - وکستون

بافت این ریزرخساره از مادستون تا وکستون متغیر است. بایوکلاست‌های این ریزرخساره شامل مجموعه‌ای از اسپیکول اسفنج، خرده‌های گاستروپود، قطعاتی از اکتینودرم و مقادیر کمتری از فرامینیفرهای پلانکتون می‌باشد که به صورت پراکنده در زمینه‌ای میکرایتی قرار گرفته‌اند (تصویر ۳-۵). حضور فرامینیفرهای پلانکتون حاکی از کاهش انرژی و افزایش عمق می‌باشد [۲۲ و ۱۷] این ریزرخساره را با توجه به نوع آلوکم‌های ذکر شده و نیز جایگاه چینه‌شناسی آن (بین دو ریزرخساره O₂ و O₄)، به بخش عمیق‌تر شلف میانی نسبت می‌دهیم.

۴-۶ ریزرخساره O₄: بایوکلاستیک داسی‌کلاداسه آ‌پلوئیدال دیسکوئیداربتولینا پکستون

آلوکم اصلی این ریزرخساره اربیتولینیدهای کاملاً کشیده و نسبتاً صفحه‌ای شکل هستند. علاوه بر آن جلبک‌های سبز داسی‌کلاد و پلوئیدهای فراوان نیز از اجزا اصلی به شمار می‌روند که همگی در زمینه‌ای میکرایتی قرار گرفته‌اند. از عناصر فرعی این ریزرخساره می‌توان به اکتینودرم‌ها اشاره کرد. فرامینیفرهای پلانکتون نیز به مقادیر اندک در این ریزرخساره مشاهده می‌شوند (تصویر ۴-۵).

بر اساس مطالعات صورت گرفته توسط پژوهشگران، تغییرات ریخت‌شناسی صدف اربیتولینیدها (نسبت قطر به ضخامت) با عمق و شرایط حاکم بر محیط رسوب‌گذاری در ارتباط مستقیم است [۴۲ و ۲۸، ۲۷، ۲۶، ۱۸]. آن‌ها معتقدند اربیتولینیدهای دیسکوئید با نسبت ضخامت به قطر کم مربوط به محیط شلف میانی می‌باشند [۴۰ و ۲۴] بنر و سایمونز [۱۸] عمق زیستگاه اربیتولین‌ها را بین ۱۰ تا ۵۰ متر برآورد کرده‌اند. مشاهده‌ی تنوع زیاد جانوری و ارتباط فرامینیفرهای بتتیک و پلانکتون و کمیاب بودن میلیولیدها حاکی از رسوب‌گذاری در شرایط سکوی دریای باز هستند [۱]. با توجه به تفاسیر ارائه شده به نظر می‌رسد این ریزرخساره مربوط به FZ 4 و معادل SMF 18 فلوگل [۲۲] باشد.

۵-۶ ریزرخساره L₁: بایوکلاستیک اینتراکلاستیک پلوئیدال اربیتولینا پکستون - گرینستون

بافت این ریزرخساره از پکستون تا گرینستون متغیر است. اجزا اصلی شامل اربیتولین‌های مخروط بلند و کوتاه (مخروط کوتاه‌ها غالب‌اند)، به همراه پلوئیدها و اینتراکلاست‌ها و اجزا فرعی شامل مقادیر کمتری از جلبک‌های سبز داسی‌کلاد، مقادیر اندکی از میلیولید و خرده‌های اکتینودرم می‌باشد (تصویر ۵-۶). با توجه به این که در این ریزرخساره میزان دانه‌ها نسبت به میکرایت بیشتر است و حتی در برخی نمونه‌ها سبب تولید بافت گرینستون شده است می‌توان گفت انرژی محیط از متوسط تا نسبتاً زیاد متغیر است. بر اساس مطالب ذکر شده این ریزرخساره را می‌توان متعلق به Fz 7 مدل فلوگل [۲۲] دانست.

۶-۶ ریزرخساره L₂: بایوکلاستیک وکستون

در این ریزرخساره آلوکم‌های اصلی شامل فرامینیفرهای بتتیک ریز از جمله شوفاتلا و نیز جلبک سبز داسی‌کلاد می‌باشد. اجزا فرعی این ریزرخساره شامل قطعاتی از اکتینودرم و اسپیکول‌های آهکی می‌باشند که همگی در زمینه میکرایتی به صورت پراکنده قرار گرفته‌اند (تصویر ۶-۲).

تنوع و فراوانی اندک فونا و نیز غالب بودن میکرایت حاکی از انرژی پایین محیط و ارتباط ضعیف آن با دریای باز است [۲۲]. همچنین تنوع کم روزن‌داران حاکی از شرایط نامساعد برای زندگی موجودات در محیط‌های محصور شده و کم عمق است. حضور جلبک‌های سبزداسی‌کلاد و نیز فرامینفرهای بنتیک ریز نشان‌دهنده قرارگیری محیط در زون نوری است. بنابراین، این ریزرخساره را می‌توان به بخش میانی لاگون نسبت داد [۲۲].

۶-۷ ریزرخساره L3: بایوکلاستیک کونیک‌اریتولینا و کستون - پکستون

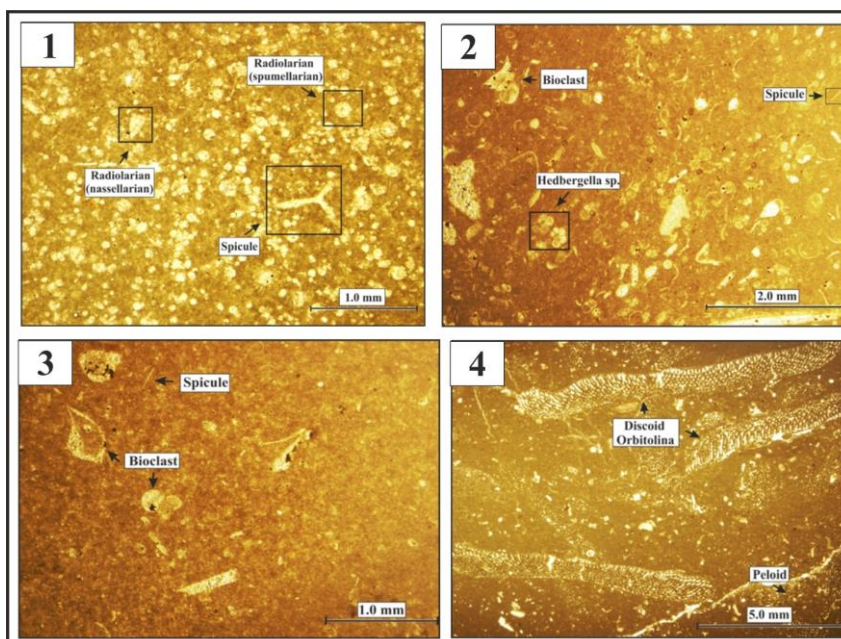
آلوکم‌های اصلی این ریزرخساره شامل اریتولین‌های مخروط بلند هستند که در زمینه‌ی میکرایتی قرار گرفته‌اند. سایر بایوکلاست‌ها شامل مقادیری از جلبک‌های سبزداسی‌کلاد و خرده‌های اکتینودرم می‌باشند. از اجزا فرعی این ریزرخساره می‌توان به قطعاتی از پوسته‌ی دوکفه‌ای‌ها و گاستروپودها اشاره کرد (تصویر ۶-۳). در برخی مقاطع این ریزرخساره شاهد حضور اسپیکول‌های آهکی هستیم (تصویر ۶-۴). در این ریزرخساره نیز شاهد تنوع و فراوانی اندک فرامینفرهای بنتیک و اجزا اسکلتی هستیم. حضور دانه‌های اسکلتی از جمله جلبک‌های سبز و اریتولین‌های مخروط بلند حاکی از رسوب‌گذاری در شرایط کم عمق و نسبتاً محدود بخش لاگون محصور است. این ریزرخساره در Fz 8 فلوگل [۲۲] می‌باشد.

۶-۸ ریزرخساره L4: بایوکلاستیک داسی‌کلاداسه آ پلوئیدال اریتولینا پکستون

آلوکم اصلی این ریزرخساره را مخلوطی از اریتولین‌های مخروط کوتاه و مخروط بلند به همراه پلوئیدها و جلبک‌های سبز داسی‌کلاد تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای از میکرایت قرار گرفته‌اند. در این ریزرخساره میلیولیدها با مقادیر اندک جزو عناصر فرعی قرار می‌گیرند. سایر بایوکلاست‌ها شامل فرامینفرهای بنتیک ریز مانند مارسونلا، تکستولاریا، نوالزیا و سودولیتونلا می‌باشد (تصویر ۶-۵). وجود مقادیر بالای گل آهکی در بین دانه‌ها حاکی از وجود یک محیط با انرژی متوسط است. همچنین حضور جلبک‌های سبزداسی‌کلاد، فراوانی اندک موجودات حساس به شوری از جمله اکتینودرم و براکیوپود و در عوض حضور اجزای اسکلتی مثل اریتولین‌های مخروطی شکل و میلیولید تایید کننده‌ی تشکیل ریزرخساره در محیط کم عمق و با چرخش نسبتاً محدود آب لاگون و شلف داخلی است [۴۳ و ۲۴]. بر اساس تفاسیر ارائه شده در بالا این ریزرخساره را می‌توان متعلق به Fz 7 تا Fz 8 دانست.

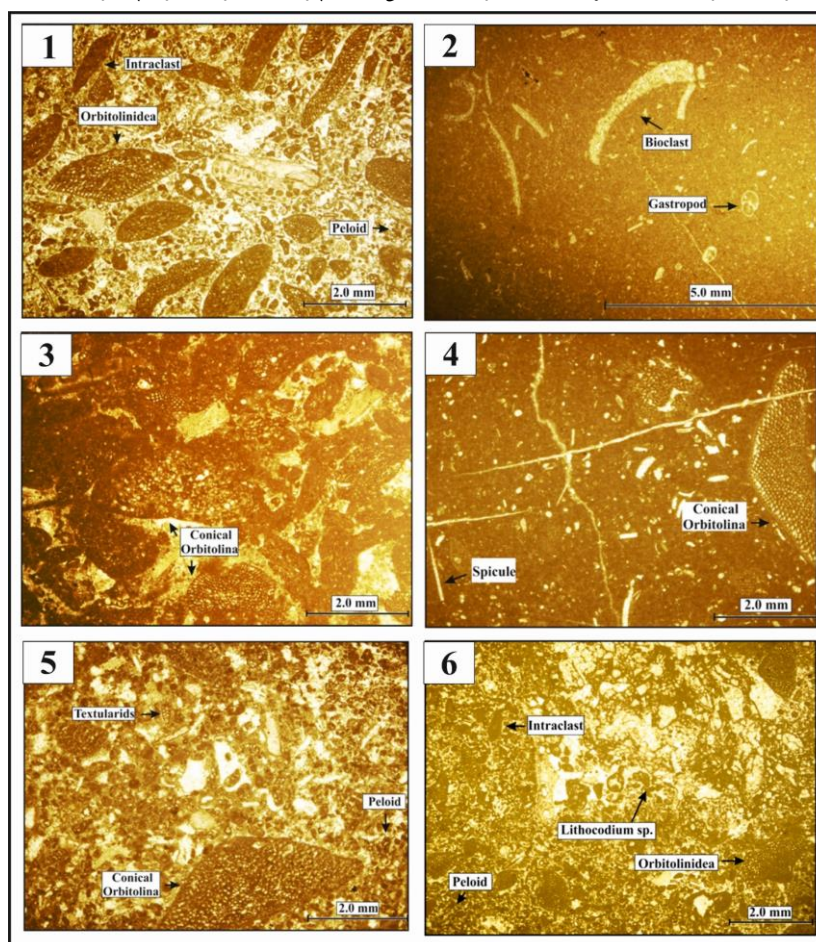
۶-۹ ریزرخساره L5: لیتوکودیوم بایوکلاستیک اینتراکلاستیک اریتولینا پلوئیدال پکستون - گرینستون

آلوکم‌های اصلی این ریزرخساره شامل جلبک لیتوکودیوم، اینتراکلاست‌ها، اریتولین‌های مخروطی شکل و پلوئیدها می‌باشند. اجزا فرعی این ریزرخساره شامل مقادیر کمتری از جلبک سبزداسی‌کلاد و اکتینید می‌باشد (تصویر ۶-۶). با توجه به گسترش وسیع جلبک لیتوکودیوم و وجود فرامینفرهای شاخص محیط لاگون مانند میلیولیدها و فرم مخروطی اریتولین‌ها و نیز جلبک داسی‌کلاداسه‌آ، محیط رسوبی این رخصاره، محیط لاگون محصور می‌باشد [۳۸ و ۳۴، ۲۱].



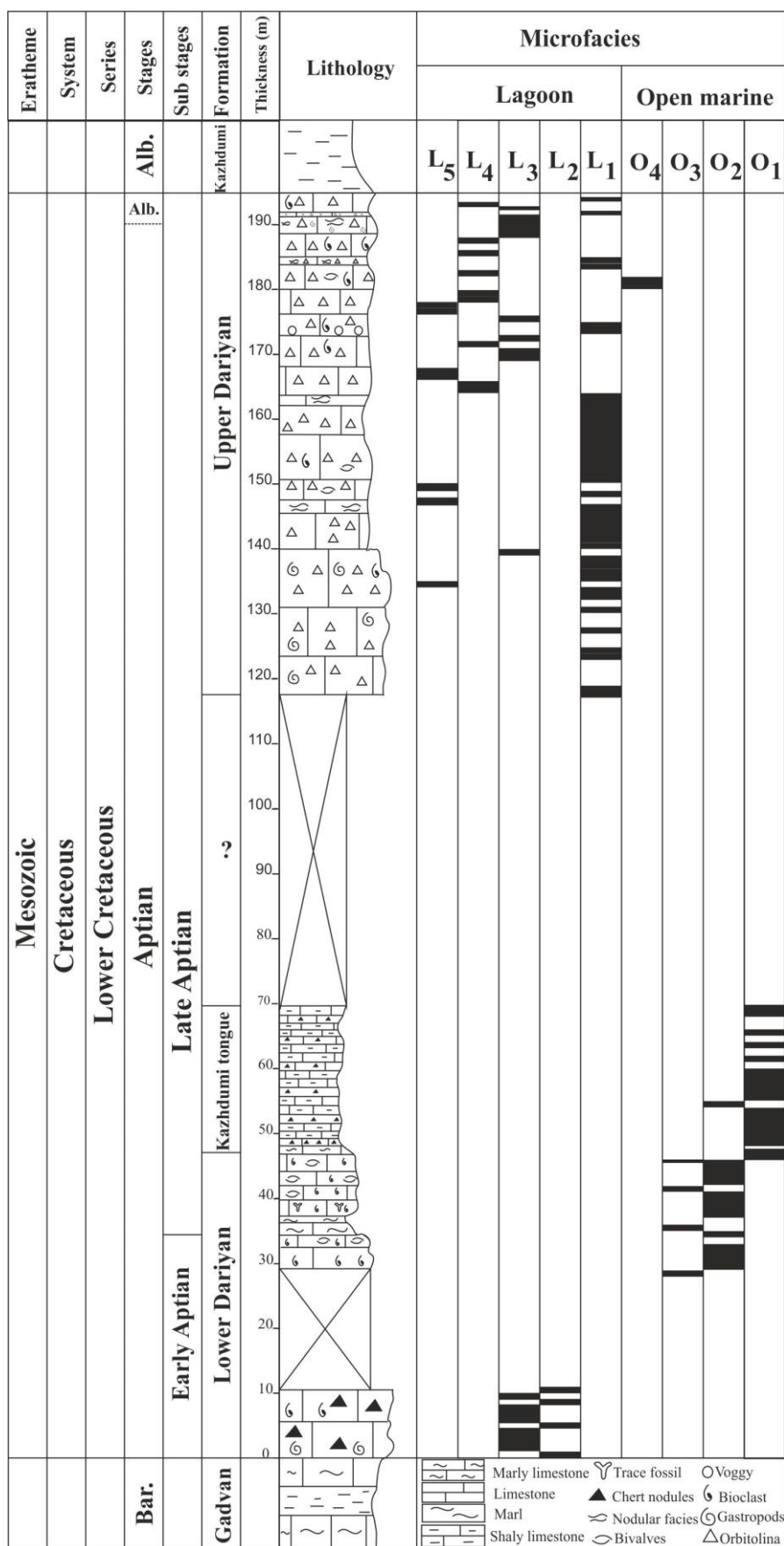
شکل ۵- ریزرخساره‌های مربوط به دریای باز از منطقه عمیق به کم عمق، در برش تاقدیس آنه

۱: ریزرخساره O₁: اسپیکولیت رادیولاریا و کستون - پکستون (D53)، ۲: ریزرخساره O₂: پلانکتونیک فرامینیفر اسپیکولیت بایوکلاستیک و کستون (D32)، ۳: ریزرخساره O₃: بایوکلاستیک مادستون - وکستون (D42)، ۴: ریزرخساره O₄: بایوکلاستیک داسی کلاسه‌آ پلونی‌دال دیسکوئید اربیتولینا پکستون (D181).



شکل ۶- ریزرخساره‌های مربوط به لاگون از عمیق به کم عمق، در برش تاقدیس آنه

۱: ریزرخساره L₁: بایوکلاستیک ایتراکلاستیک پلونی‌دال اربیتولینا پکستون - گریستنون (D155)، ۲: ریزرخساره L₂: بایوکلاستیک و کستون (D0)، ۳: ریزرخساره L₃: بایوکلاستیک کونیک‌اربتولینا و کستون - پکستون (D190)، ۴: ریزرخساره L₄: بایوکلاستیک داسی کلاسه‌آ پلونی‌دال اربیتولینا پکستون (D179)، ۵: ریزرخساره L₅: لیتوکودیوم بایوکلاستیک ایتراکلاستیک اربیتولینا پلونی‌دال پکستون - گریستنون (D150).



شکل ۷- ستون ریزرخساره‌های سازند داریان در برش تاقدیس آنه

۷- محیط رسوبی سازند داریان در برش تاقدیس آنه

بر اساس مطالعات انجام شده بر روی مقاطع نازک میکروسکوپی و بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی سازند داریان در برش مورد مطالعه، تعداد ۹ ریزرخساره مربوط به محیط دریای باز و لاگون شناسایی شده است. عدم مشاهده رخساره‌ی سدی و نیز نبود شواهد رخساره‌ای مربوط به پشته‌های زیردریایی در برش مورد مطالعه، تایید کننده‌ی عدم گسترش سد و یا محدود بودن پشته‌های زیردریایی می‌باشد.

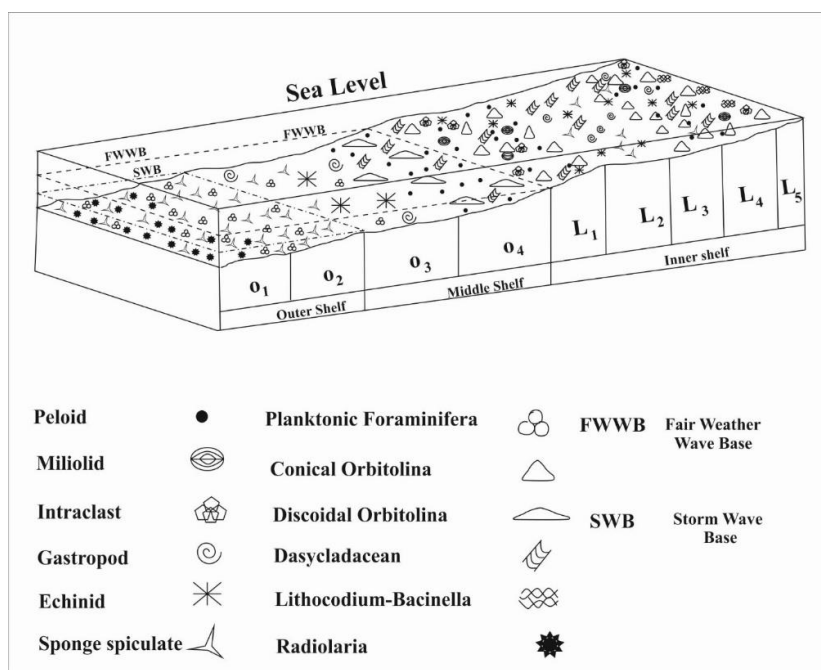
بر اساس ریزرخساره‌های شناسایی شده و روند گسترش آن‌ها و همچنین عدم وجود سد و ریف واقعی، عدم وجود رسوبات ریزشی و رخساره طوفانی، عدم وجود لومپ و گریپستون در لاگون محیط رسوبی سازند داریان در برش تاقدیس آنه به صورت یک شلف باز در نظر گرفته شده است (شکل ۸).

ریزرخساره‌های O₁ و O₂ با حضور رادیولر و فرامینفرهای پلانکتون و نیز اسپیکول اسفنج مربوط به شلف بیرونی دریای باز هستند. نوع بافت و آلوکم‌های موجود در این ۲ ریزرخساره نشانگر تشکیل این ریزرخساره‌ها در محیط با انرژی پایین و عمیق دریای باز می‌باشد.

ریزرخساره‌ی O₃ با توجه به بافت گل پشتیان و نیز نوع آلوکم‌ها (اسپیکول اسفنج، مقادیر کمی از فرامینفرهای پلانکتون، گاستروپود و خرده‌های اکینودرم) مربوط به بخش میانی شلف میانی با انرژی کم می‌باشد.

محیط رسوب‌گذاری ریزرخساره O₄ با توجه به نوع بافت و نیز همراهی اربیتولین‌های کشیده و نسبتاً صفحه‌ای شکل با فرامینفرهای پلانکتون و همچنین حضور جلبک سبز داسی‌کلاد، بالای زون نوری در شلف میانی واقع در دریای باز تعیین شده است.

ریزرخساره‌های محیط لاگون (L₁, L₂, L₃, L₄ و L₅) با حضور اربیتولین‌های مخروطی شکل به همراه میلیولید، جلبک سبز داسی‌کلاد و فرامینفرهای بتیک ریز از جمله مارسونلا مشخص می‌شوند. در ریزرخساره‌ی L₁ نوع بافت، حضور ایتراکلاست و پلیویدها حاکی از انرژی نسبتاً بالای محیط می‌باشد.



شکل ۸- محیط رسوبی سازند داریان در برش تاقدیس آنه

۸- نتیجه گیری

سازند داریان در برش تاقدیس آنه دارای ۱۹۶ متر ضخامت و متشکل از سنگ آهک‌های توده‌ای تا ضخیم‌لایه، گاه‌ها متوسط و نازک‌لایه با میان لایه‌های مارن و آهک مارنی و دارای اربیتولین می‌باشد. در این برش، سازند گدوان در زیر و سازند کژدمی در بالای سازند داریان قرار دارد. در این منطقه سازند داریان بر اساس تغییرات سنگ شناسی، رنگ و ضخامت به ۹ واحد سنگی تفکیک شده است. همچنین حضور زبانه‌ای از آهک‌های نازک‌لایه شیلی متورق حاوی افق‌های چرت بین لایه‌ای سبب تفکیک سازند داریان به دو بخش زیرین و بالایی شده است. با مطالعه تعداد ۱۱۴ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شده از برش مورد مطالعه، در مجموع تعداد ۲۴ جنس و ۲۲ گونه از فرامینفرهای بنتیک و پلانکتون به همراه مقادیر زیادی از قطعات جلبک سبز داسی‌کلاد، اکینید و گاستروپود و نیز مقادیر کمتری از جلبک لیتوکودیم شناسایی شد و با استفاده از زون‌بندی ارائه شده توسط شرودر و همکاران [۴۱] و همچنین زون‌بندی ارائه شده توسط جیمز و وایند [۲۹] تعداد ۴ زون و ۱ زیرزون شناسایی گردیده است. این زون‌ها سن آپتین پیشین - آلبین را برای سازند داریان در برش مورد مطالعه مشخص می‌کنند. مطالعه و بررسی مقاطع نازک تهیه شده از سازند داریان در برش تاقدیس آنه منجر به شناسایی تعداد ۹ ریزرخساره تشکیل شده در دریای باز و لاگون شده است. عدم وجود سد و ریف واقعی، عدم وجود رسوبات ریزشی و رخساره طوفانی و نبود لومپ و گریپستون در لاگون سبب شده است که محیط رسوبی سازند داریان در برش مورد مطالعه به صورت یک شلف باز در نظر گرفته شود.

سپاس و قدردانی

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

منابع

- [۱] آدابی، م. ح. ه. قلاوند، و ر. عباسی، ۱۳۹۰، بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و رسوب شناسی سازند داریان در منطقه فارس، مطالعه موردی کوه سیاه و چاه شماره ۱ سبزپوشان: فصلنامه علمی پژوهشی علوم زمین، جلد ۲۱، صفحه ۱۴-۳.
- [۲] آقاباتی، ع.، ۱۳۸۹، زمین شناسی ایران و اکتشافات معدنی ایران، ۵۸۶ صفحه.
- [۳] امیرشاه‌کرمی، م. م. پروانه‌نژاد شیرازی، و ع. موسوی‌نیا، ۱۳۹۳، میکروفاسیس و چینه نگاری سکانسی سازندهای گدوان و داریان در ناحیه سیوند در شمال شرق شیراز: فصلنامه پژوهش‌های چینه نگاری و فسیل‌شناختی، دوره اول، شماره دوم، صفحه ۵۰-۳۱.
- [۴] بختیاری، س.، ۱۳۸۴، اطلس راههای ایران: موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، ۲۷۱ صفحه.
- [۵] پورباقر، م. م. ه. آدابی، ع. صادقی، و ه. قلاوند، ۱۳۸۵، مقایسه میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند داریان در تاقدیس آنه و چاه چلینگر ۳: چکیده مقالات بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۸ صفحه.
- [۶] خسروتهرانی، خ.، ۱۳۸۴، زمین شناسی ایران: تهران، انتشارات کلیدر، ۴۸۰ صفحه.
- [۷] رضایی پرتو، ک. ح. رحیم‌پور بناب، ع. کدخدایی، م. آرین، و ا. حاجی کاظمی، ۱۳۹۴، بررسی رخساره میکروسکوپی، محیط رسوبی و فرایندهای دیاژنز مخزن داریان در میدان نفتی سلمان: نشریه علوم زمین، ش. ۹۷، صفحه ۲۷۸-۲۶۷.

- [۸] شمیرانی، ا. ک. سیدامامی، ح. امیربختیار، و ه. قلاوند، ۱۳۷۹، یافته‌های نوین سنگ‌چینه‌شناسی و زیست‌چینه‌شناسی سازندهای داریان و کژدمی در جنوب غرب ایران: چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تبریز.
- [۹] فخررحیمیان، م.، ۱۳۸۶، میکرواستراتیگرافی سازند داریان در برش نمونه (شمال شرق شیراز) و تاقدیس کوه آنه (شمال شرق گچساران): پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۱۴۵ صفحه.
- [۱۰] قلاوند، ه.، ۱۳۷۵، لیتواستراتیگرافی سازندهای داریان و کژدمی در جنوب غرب ایران (شمال شرق گچساران): پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۲۸۲ صفحه.
- [۱۱] لاسمی، ی.، م. سیاهی، ۱۳۸۴، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند داریان در بخش جنوبی فروافتادگی دزفول (برش خامی و چاه سولابدر ۳): مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، صفحه ۵۷۰-۵۶۶.
- [۱۲] موسوی زاده، م. ع.، ا. محبوبی، و ر. موسوی حریمی، ۱۳۹۳، محیط رسوبی سازند داریان در تاقدیس‌های خانه‌کت و آنه، زون-های فارس داخلی و ایذه، کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس: نخستین همایش ملی رسوب‌شناسی ایران.
- [۱۳] وزیری مقدم، ح. ع. طاهری، و م. کیمیاگری، ۱۳۸۸، فرامینفرا جنسهای شاخص و پالئوکولوژی: انتشارات جهاد دانشگاهی واحد اصفهان، ۳۶۶ صفحه.

[14] AHMADI, V., DEGHANI, S., KOHANSAL GHADIMVAND, N., and VAZIRI, H., 2014, Lithostratigraphy and Biostratigraphy of Dariyan Formation in southwest of Iran: *MAGNT Research Report* (ISSN. 1444-8939), **2**, 198-204.

[15] AFGHAH, M., & HAGHIGHI, A. S. J. G. F., 2014, Aptian Biostratigraphy in south Zagros Basin, southwest Iran, **5**, 277-288.

[16] ALSHARHAN, A. J. A. B. 1985. Depositional environment, reservoir units evolution, and hydrocarbon habitat of Shuaiba formation, Lower Cretaceous, Abu Dhabi, United Arab Emirates. **69**, 899-912.

[17] BACHMANN, M., and HIRSCH, F. J. C. R., 2006, Lower Cretaceous Carbonate Platform of the Eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): Stratigraphy and Second-Order Sea-Level Change, **27**, 487-512.

[18] BANNER, F., SIMMONS, M. J. M., and EAST, H. E. I. T. M., 1994, Calcareous Algae and Foraminifera as Water-Depth Indicators: an Example from the Early Cretaceous Carbonates of northeast Arabia: *Micropalaeontology and hydrocarbon exploration in the Middle East*, 243-252.

[19] CASEY, R. J. O. M. P., 1977, The Ecology and Distribution of Recent Radiolarial, **2**, 809-845.

[20] CHERCHI, A., and SCHROEDER, R. J. C. R., 2013, The Praeorbitolina/Palorbitolinoides Association, an Aptian Biostratigraphic Key-interval at the southern Margin of the Neo-Tethys, **39**, 70-77.

[21] DUPRAZ, C., and STRASSER, A. J. F., 1999, Microbialites and Micro-Encrusters in Shallow Coral Bioherms (Middle to Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains): *Facies*, **40**, 101-129.

[22] FLUGEL, E., 2010, Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application: *Berline Springer*.

[23] GOLESTANEH, A. J. B. D. B., SECTION IV. 1965. Micropaleontological Study of Khami Group and Jurassic-Cretaceous in Fars Province (Southern Iran). 165-197.

- [24] GRÄFE, K. U., and WENDLER, J., 2003, Foraminifers and Calcareous Dinoflagellate Cysts as Proxies for Deciphering Sequence Stratigraphy, Sea-Level Change, and Paleooceanography of Cenomanian-Turonian Hemipelagic Sediments in Western Europe: *SEPM Special Publication*, 229–262.
- [25] HAGHIGHI, A. S., and SAHRAEYAN, M. J. J. O. A. E. S., 2014, Facies Analysis and Diagenetic Features of the Aptian Dariyan Formation in Zagros Fold–Thrust Belt, SW Iran, 598–613.
- [26] HOTTINGER, L. J. B. D. L. S. G. D. F., 1997, Shallow Benthic Foraminiferal Assemblages as Signals for Depth of Their Deposition and Their Limitations, **168**, 491-505.
- [27] HOTTINGER, L. J. N., 1982, Larger Foraminifera, Giant Cells with a Historical Background, **69**, 361-371.
- [28] IMMENHAUSER, A., SCHLAGER, W., BURNS, S., SCOTT, R., GEEL, T., LEHMANN, J., . . . BOLDER-SCHRIJVER, L. J. J. O. S. R., 1999, Late Aptian to Late Albian Sea-Level Fluctuations Constrained by Geochemical and Biological Evidence (Nahr Umr Formation, Oman): *Journal of Sedimentary Research*, **69**, 434-446.
- [29] JAMES, G., & WYND, J. J. A. B., 1965, Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area, **49**, 2182-2245.
- [30] KAIHO, K., and HASEGAWA, T. J. P., 1994, End-Cenomanian Benthic Foraminiferal Extinctions and Oceanic Dysoxic Events in the northwestern Pacific Ocean: *PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY*, **111**, 29-43.
- [31] KALANTARI, A. 1976. Microbiostratigraphy of the Sarvestan area, southwestern Iran: *National Iranian Oil Co.*
- [32] KHERADPIR, A. J. O. R. 1975. Stratigraphy of the Khami Group in southwest Iran. *1235*,
- [33] KOOP, W., & ORBELL, G. (1977). Regional chronostratigraphic thickness and facies distribution maps of SW Iran Area (Permian and younger). In: Oil Service Company of Iran, Report.
- [34] LEINFELDER, R. R., NOSE, M., SCHMID, D. U., and WERNER, W. J. F., 1993, Microbial Crusts of the Late Jurassic: Composition, Palaeoecological Significance and Importance in Reef Construction, **29**, 195.
- [35] MEHRABI, H., RAHIMPOUR-BONAB, H., ENAYATI-BIDGOLI, A. H., and NAVIDTALAB, A., 2014, Depositional Environment and Sequence Stratigraphy of the Upper Cretaceous Ilam Formation in Central and Southern Parts of the Dezful Embayment, SW Iran, *Carbonates and Evaporites*, **29**, 263-278.
- [36] MOOSAVIZADEH, M., MAHBOUBI, A., MOUSSAVI-HARAMI, R., and KAVOOSI, M. J. A. J. O. G., 2014, Early Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE 1a) in Northeastern Arabian Plate Setting: an Example from Dariyan Formation in Zagros Fold–Trust Belt, SE Iran: *Arabian Journal of Geosciences*, **7**, 4745-4756.
- [37] MOOSAVIZADEH, S. M. A., MAHBOUBI, A., MOUSAVI-HARAMI, R., KAVOOSI, M. A., and SCHLAGINTWEIT, F. J. B. O. G., 2015, Sequence Stratigraphy and Platform to Basin Margin Facies Transition of the Lower Cretaceous Dariyan Formation (northeastern Arabian Plate, Zagros Fold-Thrust Belt, Iran): *Bulletin of Geosciences*, **90**, 145-172.

- [38] NADERI-KHUJIN, M., SEYRAFIAN, A., VAZIRI-MOGHADDAM, H., and TAVAKOLI, V. J. F., 2016, A Record of Global Change: OAE 1a in Dariyan Shallow-Water Platform Carbonates, southern Tethys, Persian Gulf, Iran: *Facies*, **62**, 25.
- [39] NADERI-KHUJIN, M., SEYRAFIAN, A., VAZIRI-MOGHADDAM, H., and TAVAKOLI, V. J. J. O. P. G., 2016, Characterization of the Late Aptian top-Dariyan Disconformity Surface Offshore SW Iran, A Multi-proxy Approach: *Journal of Petroleum Geology*, 269-286.
- [40] REISS, Z., and HOTTINGER, L., 1984, The Gulf of Aqaba: Ecological Micropaleontology: *Springer Science & Business Media*, **50**.
- [41] SCHROEDER, R., VAN BUCHEM, F. S., CHERCHI, A., BAGHBANI, D., VINCENT, B., IMMENHAUSER, A., & GRANIER, B. J. G. S. P. 2010. Revised orbitolinid biostratigraphic zonation for the Barremian–Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for regional stratigraphic correlations. *4*, 49-96.
- [42] SIMMONS, M., WHITTAKER, J., & JONES, R., 2000, Orbitolinids from Cretaceous Sediments of the Middle East—a Revision of the FRS Henson and Associates Collection, Paper presented at the Proceedings of the Fifth International Workshop on Agglutinated Foraminifera, *Grzybowski Foundation Special Publication*.
- [43] TASLI, K., ÖZER, E., and KOC, H. J. G., 2006, Benthic Foraminiferal Assemblages of the Cretaceous Platform Carbonate Succession in the Yavca Area (Bolkar Mountains, S Turkey): Biostratigraphy and Paleoenvironments: *Geobios*, **39**, 521-533.
- [44] VAN BUCHEM, F. S., BAGHBANI, D., BULOT, L. G., CARON, M., GAUMET, F., HOSSEINI, A., . . . VEDRENNE, V. J. G. S. P., 2010, Barremian–Lower Albian Sequence Stratigraphy of southwest Iran (Gadvan, Dariyan and Kazhdumi Formations) and its Comparison with Oman, Qatar and the United Arab Emirates: *GeoArabia Special Publication*, **4**, 503-548.
- [45] WELLS, A. J. J. G. M. 1969. The crush zone of the Iranian Zagros mountains, and its implications, **106**, 385-394.
- [46] WILSON, J. L., 1975, Carbonate Facies in Geologic History: *Berline, Heidelberg, New York, Springer*.

علل پیدایش نفت سنگین در خلیج فارس

علیرضا بشری

عضو هیات علمی بازنشسته و رئیس انجمن زمین شناسی نفت ایران

* a_bashari@yahoo.com

دریافت شهریور ۱۳۹۸، پذیرش مهر ۱۳۹۸

چکیده

تعدادی از غنی ترین مخازن نفت سنگین و آسفالت طبیعی در بخش ایرانی خلیج فارس در جهت NW-SE شبه جزیره قطر و حواشی آن رخداده است. اغلب ساختمانهای زمین شناسی که در مسیر کمان قطر قرار گرفته اند دارای نفت سنگین و آسفالت طبیعی در طبقات پسا ژوراسیک آن است. یکی از فاکتورهای اصلی زمین شناسی که باعث تجمع نفت سنگین در میان تعدادی از ساختمانهای زمین شناسی این منطقه تاثیر گذار بوده عامل بالا زدگی کمان قطر را میتوان نام برد. این رخداد، باعث ایجاد تفاوتی بنیادی در واحدهای زمین شناسی در بخش شمال شرق و جنوب غرب کمان قطر (بالا زدگی قطر) گردیده است. بالا زدگی باعث تقسیم ژئوسنکلینال خلیج فارس بر دو بخش گردیده است. لیکن این دو بخش همواره از دیدگاه رسوب گذاری یک حوضه مرتبط بحساب می آید. فعالیت کوهزائی هیمالیا "آلپ" در پایان میوسن - پلیوسن تداوم بخش این رخداد است. در این زمان چین خوردگی زاگرس بدون شک در شتاب بخشیدن به رشد بعضی از ساختمانهای زمین شناسی این ناحیه بسیار موثر بوده است. از طرفی ساختمانهای زمین شناسی واقع در شبه جزیره عربستان و بخش عربی خلیج فارس ظاهراً کمتر دستخوش این حرکات کوهزائی قرار گرفته است.

واژه های کلیدی: خلیج فارس، نفت سنگین، کمان قطر، درز وشکاف، شکستگی، میادین فرزاد، فردوس وهامون.

۱- مقدمه

بطور اجمال میتوان رخداد نفت سنگین در حواشی کمان قطر را میتوان ناشی از عوامل زمین شناسی زیر دانست :

۱. ایجاد درز و شکاف در میان سازندها بر اثر اعمال زمین ساخت " تکتونیک "
۲. کاهش ضخامت طبقات رسوبی پسا ژوراسیک.
۳. تغییرات رخساره پوش سنگ بویزه پوش سنگ هیث از انیدرید به دولومیت و گهگاه نازک شدگی آن.
۴. عدم وجود محیطهای رسوبی مساعد رسوبی بمنظور ایجاد نفت سبک که نهایتاً " ایجاد نفت سنگین را نموده است (ضخامت کلی رسوبات - حرارت - فشار) [۳].



شکل ۱: نمایش مسیر مقطع چینه شناسی زیر زمینی، از میدان نفتی سلمان بسوی میدان نفتی نوروز، همراه با گسترش میادین نفت سنگین مورد مطالعه

شکل ۱- نمایش مسیر چینه شناسی زیرزمین از میدان سلمان بسوی میدان نفتی نوروز، همراه با گسترش میادین نفت سنگین مورد مطالعه.

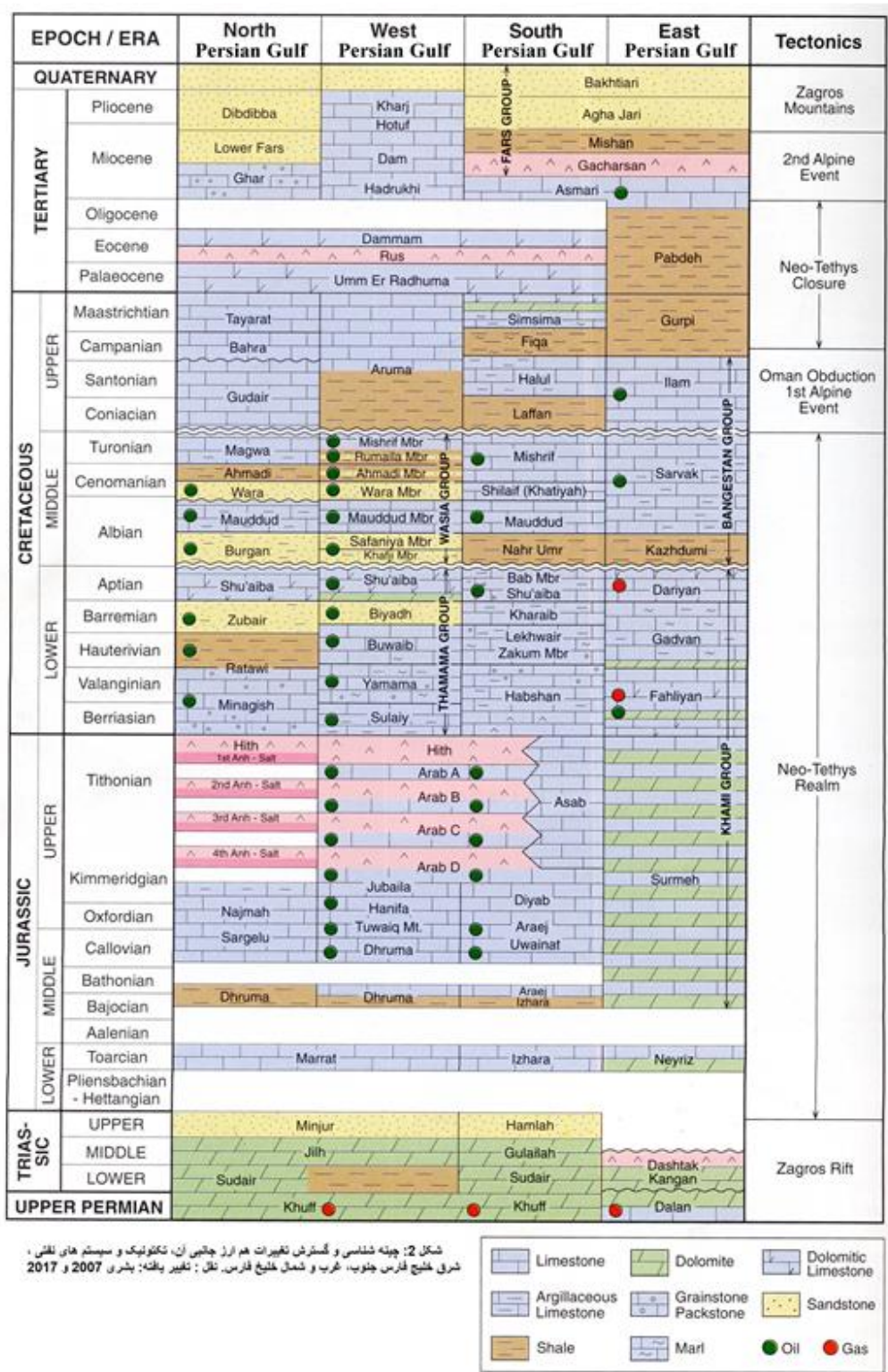
۱-۱- تعریف نفت خام سنگین

نفت خام سنگین نفتی است که دارای غلظت بالا که بسادگی در چاه نفت جریان نیابد. این نوع نفت به این دلیل سنگین نامیده میشود که چگالی و چگالی نسبی آن بیش از نفت خام سبک میباشد. در تعریف دقیق به هر نوع نفت خامی که چگالی API آن پایین تر از ۲۰ درجه باشد نفت خام سنگین گفته میشود. در سال ۲۰۱۰ شورای جهانی انرژی نفت فوق سنگین را نفت خامی تعریف کرد که درجه API آن زیر ۱۰ درجه و گرانی آن بیش از ۱۰۰۰۰۰ سانتی پواز نباشد. شکل ۱ گسترش میادین نفت گاز در خلیج فارس و همچنین، موقعیت میادین نفت سنگین مورد مطالعه را در خلیج فارس را نشان میدهد.

۲- زمین شناسی ناحیه ای خلیج فارس و حواشی آن

به استثنای شمال شرق ایران، خاورمیانه از اواخر کامبرین تا کرتاسه میانی بدون تغییر اساسی همراه بوده که در بر گیرنده بخش وسیع عربستان و پلات فرم خاورمیانه را شکل میدهد. رسوبات این پلات فرم تحت تاثیرات جزیی حرکات خشکی زایی قرار گرفته است که باعث انقطاع رسوبگذاری محلی و یا ناحیه ای را متحمل شده است.

در خلال پرمین بالایی تا کرتاسه میانی رخساره های کربناته در این ناحیه کربناته غالب بوده، که بصورت دگرشیب بروی رسوبات غیر دریایی یا دریای بسیار کم عمق تخریبی پرمین تحتانی یا طبقات قدیمی تر در اغلب نواحی نهشته شده است. شکل ۲ نماینگر رخداد های تکتونیکی همراه با گسترش منابع نفت و گاز، و تغییرات جانبی چینه ای را در بخش های گوناگون در خلیج فارس را بنمایش می گذارد. [۵۴].

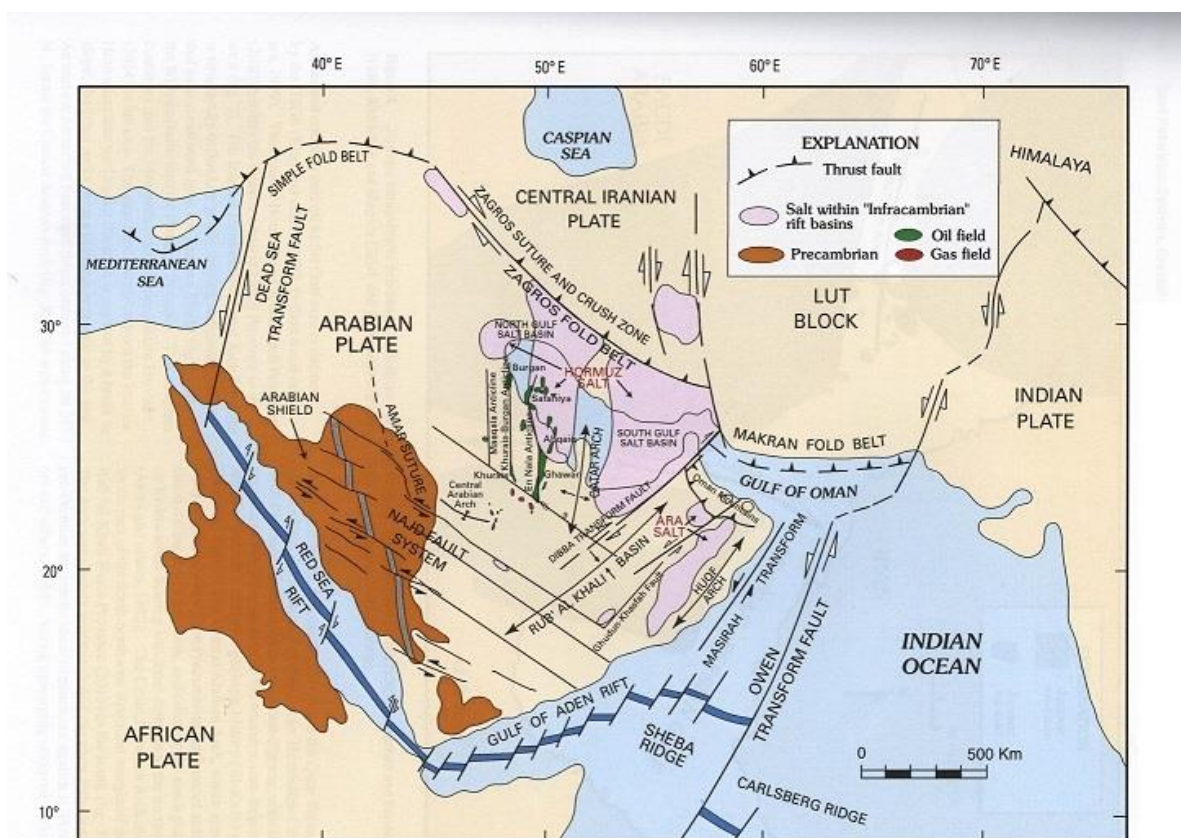


شکل ۲- چینه شناسی و گسترش تغییرات هم ارز جانبی آن، تکتونیک و سیستم نفتی شرق خلیج فارس جنوب، غرب و شمال خلیج فارس، تغییر یافته بشری ۲۰۱۷ و ۲۰۰۷.

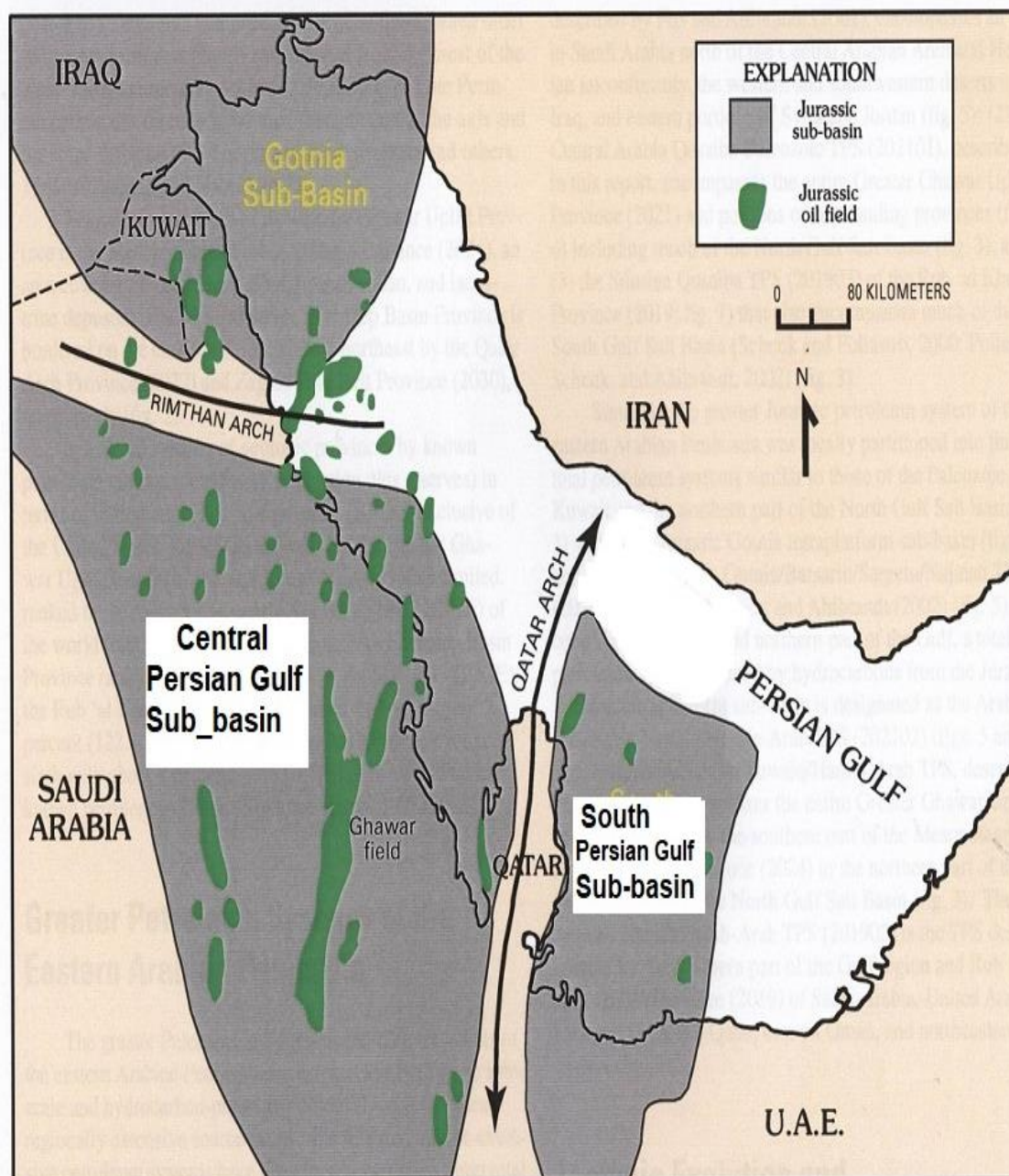
۳- زمین ساخت خلیج فارس و محدوده کمان قطر

۳-۱- اشکال زمین ساختی

اولین حرکات تکتونیکی قابل تشخیص در میان ژئوسینکلینال خلیج فارس در خلال ژوراسیک و کرتاسه رخ داده است. در این زمان حرکت نمکهای پرکامبرین باعث ایجاد گنبدیهای زیادی در این ناحیه گردیده که امروزه قابل تمیز می باشند. [۶]. اغلب ساختمانهای زمین شناسی که امروزه از سازندهای ژوراسیک و کرتاسه آن نفت استخراج می گردد رشد و تکامل خود را در این زمان شروع نموده اند. فعالیتهای تکتونیکی پراکنده دیگر، اصولاً "به مناطق با ثبات محدود میگردد که هیچگونه فعالیت تکتونیکی پر وسعت ناحیه ای تا پایان ژوراسیک یا اوایل کرتاسه در آن نواحی مشاهده نشده است. در خلال اوایل کرتاسه یک فعالیت تکتونیکی که باعث تشکیل شبه جزیره قطر شکل ۳ و ۴ (باجهت شمال - جنوب) رخ داده است [۸ و ۷] و [۹].



شکل ۳- نمایانگر سپر عربستان، زمین ساخت و اشکال آن، حوضه های رسوبگذاری نمک های اینفراکامبرین.



شکل 4: حوضه رسوبگذاری ژوراسیک در خلیج فارس که بر اثر بالا زدگی کمان قطر، ژئوسنکلینال خلیج فارس را بدو بخش رسوبی تبدیل کرده است.

Modified from, Murris (1990), Magara, (1994) Grabowski and Norton, (1995), USGS.

شکل ۴- حوضه رسوبگذاری ژوراسیک در خلیج فارس که بر اثر بالا زدگی کمان قطر، ژئوسنکلینال خلیج فارس را به دو بخش تبدیل کرده است.

۴- ساختمانهای زمین شناسی مورد مطالعه

۴-۱- ساختمان زمین شناسی کوه موند

کوه موند یک تاقدیس عظیم با امتداد شمال غرب - جنوب شرق به درازای ۹۰ کیلومتر و پهنای ۱۶ کیلومتر در جنوب شرق بندر بوشهر در امتداد خلیج فارس امتداد دارد. [۱۷]. این ساختمان یک تاقدیس تا حدودی قرینه لیکن این تاقدیس بوسیله تعداد زیادی گسل قطع گردیده و در بخش مرکزی و در محدوده یالهای تاقدیس ایجاد جابجایی نموده است. شیب

میانگین یال جنوب شرقی و شمال غربی به ترتیب ۱۷ و ۱۵ درجه گزارش شده است. [۱۵] این تاقدیس بیشتر تحت تاثیر تکنونیک زاگرس قرار گرفته است. عملیات اکتشاف کوه موند با حفاری چاه چاه اکتشافی شماره ۱ در سال ۱۹۳۱ میلادی و با هدف ارزیابی مخازن آسماری و گروه بنگستان در سازند سروک آغاز شد. حفاری چاه‌های موند ۲ و ۵ در فاصله زمانی ۱۹۵۹ تا ۱۹۷۷ با هدف ارزیابی مخازن گازی افق‌های پرمین شامل سازندهای کنگان، دالان و فرقان در گروه دهرم انجام گردید. در سال ۱۳۶۳ گروه مطالعاتی طرح اکتشاف نفت سنگین کشور، اکتشاف اصولی نفت میدان کوه موند را با حفر اولین چاه اکتشافی نفت سنگین (چاه موند ۶) تا افق سازند سروک آغاز نمود.

نتایج اولیه حفاری و تکمیل چاه موند ۶ در دو مخزن کربناته جهرم و سروک حاکی از وجود چندین میلیارد بشکه نفت سنگین با درجه مرغوبیت (API (10-8 در سازند جهرم، و با درجه مرغوبیت (IPA (14-12 در سازند سروک را گزارش می‌دهد. در سال ۱۳۶۷ حفاری چاه موند ۷، با هدف تعیین حدود مخزن سروک، تعیین سطح تماس آب و نفت و تخمین دقیق‌تر مقدار نفت در جای این میدان انجام گرفت.

بازنگری در برنامه‌های توسعه میداین نفت و گاز کشور و نظر به اهمیت آشنایی با فن‌آوری استخراج، فرآوری و انتقال نفت سنگین، طرح اکتشاف نفت سنگین از سال ۱۳۷۸ تحت عنوان "طرح مطالعاتی میداین نفت سنگین" تحت پوشش شرکت مهندسی و توسعه نفت قرار گرفت. طرح توسعه میداین نفت سنگین از میان ۱۸ میدان شناخته شده و مشاهده شده نفت سنگین و بسیار سنگین، با ملحوظ نمودن درجه مرغوبیت نفت، نوع مخزن و امکانات میداین مورد مطالعه شناخته شده، کوه موند را در منطقه خشکی به عنوان میداین اولویت‌دار جهت انجام پروژه‌های مطالعاتی و عملیاتی و میدان فردوسی را در منطقه فلات قاره جهات انجام مطالعات مقدماتی انتخاب نمود.

در اولین مرحله توسعه میدان کوه موند، لرزه‌نگاری سه بعدی را با هدف بررسی دقیق‌تر افق‌های جهرم و سروک و پدیده‌های زمین‌شناسی تحت الارضی مخازن میدان، تعیین گستره افقی و عمودی و ارزیابی برخی از پارامترهای مخزنی در اولویت برنامه‌ها قرار دارد. با وجود مشکلات فروان ناشی از عوامل محیطی و اجرایی و عملیات کسب اطلاعات را در فروردین ماه ۸۲ تکمیل نمود. ضمناً با توجه به شکستگی‌های فراوان مخازن کربناتی میدان کوه موند و نظر به ضرورت دستیابی به مدل شکستگی‌های مخزن در مراحل تزریق بخار آب، اطلاعات لرزه‌نگاری با استفاده از روش LSVS (لرزه‌نگاری جانبی) در تابستان ۸۲ برداشت گردید. [۲۱]

۴-۲- ساختمانهای زمین شناسی H (هامون)

این ساختمان مانند دیگر ساختمانهای زمین شناسی در خلیج فارس منشاء گنبد نمکی داشته، در افق ژوراسیک بالائی این ساختمان دارای ۴۵ مایل مربع گلوژر سطحی با ۱۰۰۰ فوت کلوزر قائم میباشد. مطالعه لرزه‌نگاری شروع رشد و تکامل این ساختمان را از دوره تریاس تا دوران چهارم مشخص میکند. [۱۰]

هدف های اولیه جهت ارزیابی این ساختمان نفتی ارزیابی کرتاسه تحتانی، ژوراسیک بالایی، ژوراسیک میانی و هدف های ثانویه این میدان سازند آسماری، ختایا و مدود گزارش گردیده است. ارزیابی های اولیه نشانگر وجود نفت با گراویتی ۱۸ API در سازند آسماری، در سازند ختایا با گراویتی ۲۰ API که قابل تولید بوده کشف گردیده است. در سازند تاماما با ضخامت ۴۸۰ پا اسفالت در لایه های آهکی متخلخل این سازند دیده شده. مقادیر جزئی نفت سنگین در سازند عرب و پوش سنگ انیدریدیت مشاهده گردیده [۳].

۴-۳- ساختمان زمین شناسی F (فردوس)

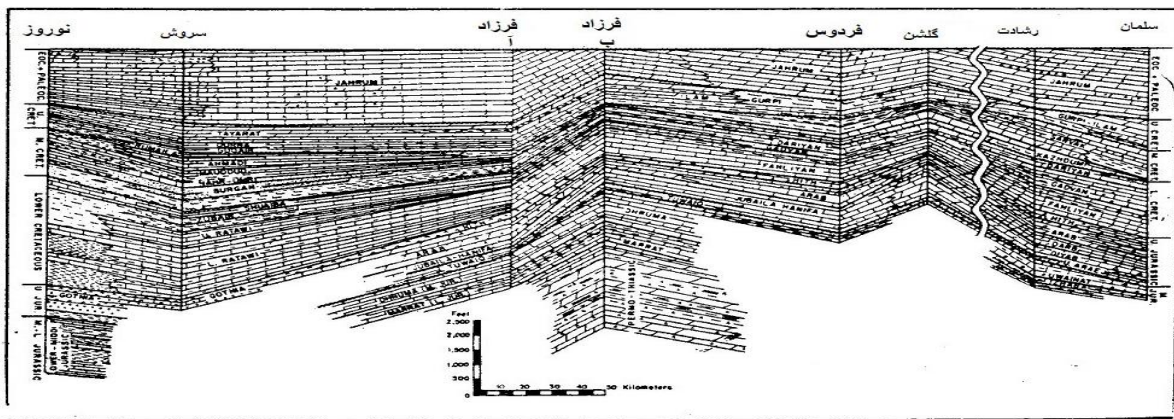
ساختمان زمین شناسی فردوس (F) در مرکز خلیج فارس واقع شده. اولین چاه اکتشافی این میدان در سال ۱۹۶۵ و تا عمق ۷۶۰۰ پایی حفاری گردید. این حفاری تا زوراسیک میانی ادامه یافت که به یک ضخامت عظیم کربناتی کرتاسه اغشته به نفت سنگین برخورد نمود. [۱۱]. با حفاری دومین چاه بر روی این میدان علاوه به افق های مخزنی فوق بخش ژوراسیک بالایی ان، بنام سازند عرب همچنین به نفت سنگین برخورد نمود. براساس اطلاعات لرزه‌نگاری این میدان، شکل گنبدی داشته که محور شمالی، جنوبی آن طویل تر است. حرکات نفوذی توده نمک کامبرین نقش موثری در ایجاد ساختمان (F) فردوس داشته است. بر این اساس رشد و تکامل اصلی آن در کرتاسه تحتانی تا کرتاسه فوقانی تداوم داشته. حدوداً ۵۰٪ رشد و تکامل این تاق‌دیس در این دوره انجام پذیرفته است. همچنین در دوران سوم و احتمالاً با کوهزائی آلپ تکامل و تکوین کامل این ساختمان زمین شناسی انجام گرفته است. [۳] سازند کرتاسه تحتانی در ساختمان F لبریز از مواد هیدروکربور سنگین با API ۹ تا ۱۶ با غلظت زیاد و تا نقطه ریزش "Spill Point" می باشد. در این میان به ترتیب اهمیت انباشتگی نفت: در سازند راتاوی - سولی، و بخش های سازند عرب شامل سه بخش A، B و C مورد ارزیابی قرار گرفته است. جدول ۱ به تفصیل تجمع نفت سنگین را در سازندهای مختلف میدان فردوس نشان می دهد [۳].

۴-۴- ساختمان زمین شناسی FB (فرزاد - ب)

ساختمان FB یک ساختمان زمین شناسی با جهت شمال - جنوب میباشد یال شمالی این ساختمان بسیار گسله میباشد، عدم تقارن این ساختمان بسیار چشمگیر است. [۱۲] در این ساختمان رخداد های تکنونیک تقریباً یکسان با میداین مجاور بوده است. این فعالیت های تکنونیک در اواخر کرتاسه میانی شدید بوده بطوریکه دگرشیبی اواخر کرتاسه میانی باعث حذف مقادیر زیادی از رسوبات سازندهای سنومانین توروین "سازندهای (میشریف و خاتیا) گردیده است (شکل ۵). افزایش شدید تدریجی شیب طبقات بسمت قاعده ژوراسیک بحدود ۶۰ تا ۷۰ درجه در عمق ۷۶۰۰ فوتی میرسد [۳]. تظاهرات نفتی در چاه شماره یک این میدان نماینگر ۵۶ متر اسفالت و نفت مرده از کف دریا تا عمق ۵۶ متری قابل گزارش گردیده است. بطور کلی میتوان بیان داشت در سازند های فارس (میوسن) آسماری، جهرم و همچنین در سازند های گورپی، مادود و کژدمی حاوی اسفالت بوده. در ضمن سازند های شعیبا (کرتاسه پایینی) سنگ اهنک مملو از اسفالت و نفت غیر قابل حرکت میباشد. لیکن در سازند یاماما و سولی محتوی اب شور با اثرات جزئی نفت و سازند عرب کاملاً محتوی اب شور میباشد. [۳].

۴-۵- F-A (فرزاد - آ):

این میدان در ۱۳ کیلومتری شمال جزیره فارسی می باشد، این ساختمان زمین شناسی دارای جهت شرقی - غربی می باشد [۱۳]. این ساختمان دارای یک عدم تقارن که در یال جنوبی که شیب بیشتری داشته مشاهده میگردد. هیچگونه گسل شدگی مهمی در رأس سازند هیث مشاهده نگردیده است. تظاهرات نفتی در چاه شماره یک این میدان حاکی از آن است که به استثنای مقداری جزئی نفت سنگین در سازند جهرم و ایلام، و جزئی اثرات اسفالت در پوش سنگ انیدریتی هیت، تظاهرات نفتی قابل توجه دیگری در این چاه گزارش نشده است. [۳].



شکل ۵- مقطع چینه شناسی زیر زمین از میدان نفتی سلمان واقع در جنوب شرق خلیج فارس، بسوی میدان نفتی نوروز شمال غرب

۵- علل تجمع نفت سنگین در بخش مرکزی خلیج فارس

با مطالعاتی که بر روی میادین موند هامون، فردوس، فرزاد ب و فرزاد آ، (Mond_3H1 - F2- FB1 - FA1) انجام گرفته نتیجه گیری میشود که اغلب این میادین در سازندهای بعد از ژوراسیک حاوی نفت سنگین و آسفالت طبیعی بوده است. با توجه به موقعیت جغرافیائی این میادین میتوان نتیجه گرفت که تجمع نفت سنگین محدود به مناطقی می گردد که رسوبات کرتاسه آن نازک شده اشکال (۸&۷)، همچنین فعالیت تکتونیک در آن مناطق شدید بوده که باعث ایجاد شکاف و شکستگی در سازندهای کم عمق تر شده است. در نتیجه هیدروکربورها به طبقات بالاتر مهاجرت نموده اند. این مناطق کم ضخامت در برگیرنده بخش مرکزی خلیج فارس می باشد (شکل ۸). قابل ذکر است، مواد نفتی سبک محدود به مناطقی می گردد که حاوی رسوبات ضخیم لایه بوده است. که در بخش شمال غرب و شمال شرق خلیج فارس واقع هستند. شکل شماره ۱ نمایانگر چینه شناسی و هم ارز جانبی آن در بخش های گوناگون خلیج فارس، تکتونیک و هم چنین سنگ مخزن های اصلی را بنمایش میگذارد. بطور خلاصه میتوان گفت که: در چاه F - A1 عدم وجود آسفالت طبیعی و یا نفت سنگین با مقادیر مهم در سازندهای پسا ژوراسیک، در چاه F - B1 وجود نفت سنگین "آسفالت طبیعی" در سازند جهرم بضخامت ۵۰۰ متر مملو از نفت سنگین و آسفالت طبیعی می باشد. همچنین سازند شعیبا با تخلخل ۳۰٪ حاوی نفت سنگین "آسفالت" با درجه اشباعی آب نزدیک به صفر می باشد. با مطالعه بر روی زمین شناسی ساختمانی میادین یاد شده تغییرات ضخامت رخساره محیط های رسوبی سازندهای پسا ژوراسیک بسبب عملکرد عوامل تکتونیک در رابطه با تکامل میادین فوق الذکر، تئوریهای زیر را میتوان جهت رخداد و پیدایش نفت سنگین در بخش مرکزی خلیج فارس بیان نمود. [۳]

۱- نشست و فرار هیدروکربورهای سبک از پوش سنگ بسمت بالا بسبب عدم مناسب بودن پوش سنگ یا مهاجرت جانبی، امکان پذیر گردیده است. این عمل احتمالاً "مقادیری از هیدروکربورهای سبک را در زمان کرتاسه به جهت فعالیت تکتونیک " ایجاد شکاف و درز Fracturing " بسمت بالا هدایت نموده است. (فرار هیدروکربورهای سبک) [۳]

۲- جدائی حوضه های رسوبی (شکل ۴) باعث شده است که بصورت پی در پی هیدروکربورهای سنگین تر از حوضه های رسوبی عمیق تر به حوضه های رسوبی کم عمق تر و کناری وارد شود، همانطوریکه قبلاً اشاره شد رخداد نفت سنگین منحصر به رسوبات کم ضخامت کرتاسه در بخش مرکزی خلیج فارس می گردد و نفت سبک در نواحی که ضخامت رسوبات بیشتر می گردد محدود می شود. عامل دیگری که بیانگر علل تجمع نفت سنگین در ناحیه مرکزی خلیج فارس

می باشد موقعیت ساختمانی میدانهای نفت سنگین در خلیج فارس می باشد. نقشه‌های ساختمانی خلیج فارس بیانگر این حقیقت می باشند که نواحی تجمع نفت سنگین در مناطق مرتفع (کم عمق) [۳]. (شکل ۶) که رسوبات کرتاسه آن ضخامت کمتری را [۱۴] داراست در برمیگیرد (اشکال ۷ و ۸)

۳- بارزترین نظریه جهت رخداد نفت سنگین چه برای ساختمان F و دیگر میداین این بخش از خلیج فارس، نظریه (نفت نارس Juvenile Oil Theory) می باشد. در این نظریه مواد آلی موجود در رسوبات هرگز به اندازه کافی تحت حرارت و فشار مناسب قرار نگرفته است که بتواند هیدروکربورها را به اجزاء سبک‌تر تبدیل نمایند. این بدلیل عدم وجود ضخامت کافی رسوبات میباشد، که سبب پرشدگی مخزنهای راتاوی Sulaiy – Ratawi در ساختمان F را قابل تفسیر مینماید. [۳]

از آنجائیکه بیشترین مقدار رشد ساختمان F در خلال دوران سوم زمین شناسی رخ داده است، بنابراین رشد و تکامل این ساختمان می بایستی بوسیله آخرین مهاجرت نفت به ساختمان همراه گردد. آزمایش بر روی نوع نفت ساختمان F نمایانگر انباشتگی نفت بیش از یک مرحله در مخازن را بیان می کند. بعبارت شفاف تر نفت از یک مخزن دیگری به دلایل گوناگون زمین شناسی مهاجرت نموده‌اند که با آخرین حرکات تکتونیکی تکامل و رشد ساختمان ادامه یافته، در نتیجه مخزن راتاوی و سولی توسط نفت مخزن عرب پر گردیده است. آزمایشات و تجزیه‌های نفت موجود در ساختمان F نشانگر تشابهات در ویژگیهای بین نفت ژوراسیک (عرب) و نفت مخزن کرتاسه می باشد. احتمالاً رشد و تکامل ساختمان زمین شناسی F بعلت نیروهای گوناگون تکتونیکی باعث ایجاد گسلها و شکافها که در نتیجه سبب مهاجرت نفت ژوراسیک ساختمان F، به مخازن بالاتر شده است. [۳]



شکل ۶- نقشه ساختمانی افق پرمین، نمایش بالا زدگی کمان قطر، بشری ۲۰۰۶.

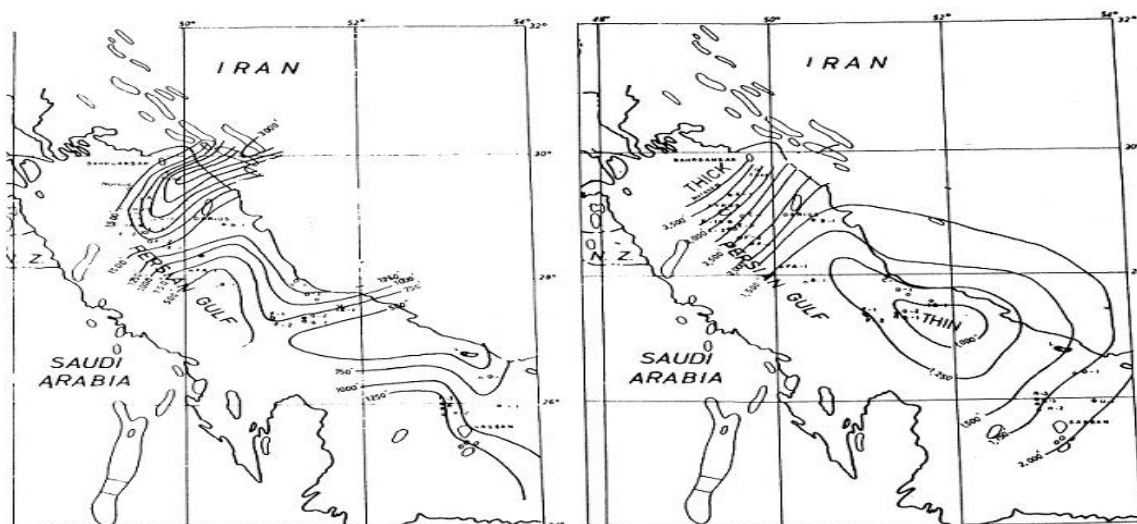
مغزه‌های گرفته شده از مخزن عرب لایه‌های انیدریتی این سازند در چاه F2 شامل درزه و شکافهای متصل بهم می باشد که حاوی ذرات و اثرات نفت در میان این درزه‌ها و شکافها بوده است. این خود مبین حرکت و مهاجرت نفت بمیان لایه‌های متراکم می باشد. اندازه‌گیری میزان فشار توسط (D. S.T) در مخازن کرتاسه و ژوراسیک نشانگر فشار بیشتر در مخزن ژوراسیک میدان (فرودوس) F می باشد که این خود جهت مهاجرت قائم نفت موثر می باشد. حقیقت دیگری که میتوان جهت مهاجرت قائم نفت اظهار داشت وجود نفت در بخشهای عرب A ، B و C می باشد لیکن در عرب D

علیرغم خاصیت پتروفیزیکی مناسب، تهی از نفت می باشد و فقط حاوی آب شور گزارش گردیده [۳]. از آنجاییکه مخزن عرب D از نقطه نظر تخلخل و تراوایی بسیار حائز اهمیت می باشد و در میداین دیگر خلیج فارس مخزن بسیار مهم بشمار می رود این پدیده خیلی غیرعادی بنظر می رسد که بخش‌های بالائی مخازن عرب حاوی نفت بوده باشد لیکن بخش پائینی (D) که یک مخزن عظیمی می باشد تهی از نفت باشد که این خود گویای نظریه مهاجرت قائم نفت به سازندهای بالاتر (کرتاسه) می باشد. بطور کلی مهمترین بیانی که می توان برای تجمع نفت در ساختمان F اظهار نمود عبارتند از اینکه :

نفت سنگین تشکیل یافته در لایه‌های کرتاسه (اشکال ۸ و ۷) و ژوراسیک یک نفت نارس بوده که بسبب عدم کافی بودن ضخامت رسوبات [۱۶] جو در نتیجه عمق مناسب، همچنین آخرین رشد و تکامل ساختمان فردوس (F) بر روی پوش سنگ ژوراسیک اثر نموده است که اجازه مهاجرت قائم نفت مخزن عرب را به مخازن کرتاسه تحتانی داده است.

بنابراین این عمل خود باعث تخلیه نفت عرب و پرنمودن مخازن راتوای و سولی تا حد نقطه ریزش (Spill Point)

شده است. [۳]



شکل 7: نقشه هم ضخامت کرتاسه تحتانی مقیاس خطوط میزان 250 پا

شکل 8: نقشه هم ضخامت کرتاسه میانی مقیاس خطوط میزان 250 پا

Modified after, Bashari.A., (1988)

شکل 7- نقشه هم ضخامت کرتاسه تحتانی، مقیاس خطوط میزان ۲۵۰ پا. شکل ۸- نقشه هم ضخامت کرتاسه میانی، مقیاس خطوط میزان ۲۵۰ پا.

۶- نتیجه گیری

پیدایش نفت سنگین در میداین واقع در حواشی کمان قطر را میتوان بصورت کلی بصورت زیر خلاصه نمود: اصولاً بالا زدگی کمان قطر میتوان بعنوان یک ناحیه در خور توجه در نظر گرفت. این ناحیه در بر گیرنده رسوبات مخزنی کربناته کم عمق که در سه جهت کمان قطر کسترش داشته است. دلایل عدم حضور نفت سبک را میتوان ناشی از نشت نفت به لایه های بالاتر بسبب عدم وجود سنگ پوش مناسب و عوامل تکتونیکی دانست. از طرفی مهاجرت قائم نفت بسبب پدیده درز و شکاف در سنگهای کربناته قابل مشاهده است. این امر به وضوح در مخازن کربناته این بخش که دارای درز و شکاف بسبب فرایند زمین ساخت به وفور قابل دید و توجیح می باشد. از سویی در چاهایکه انید رید هیث کاهش ضخامت داشته و یا کلا از بین رفته قابل مشاهده است. در لایه های نازک انیدریدی بخش های مخزنی عرب اغلب

ساختمانهای زمین شناسی که دارای درز و شکاف میباشد، نفت سبب مهاجرت قایم نفت شده است. مهاجرت نفت تحت فشار جریانهای هیدرودینامیکی سبب مهاجرت نفت بسمت لایه های کم عمق تر و ایجاد تجمع نفت سنگین در اعماق کمتر گردد. عدم وجود شرایط محیطی مناسب رسوبی، و عمق مناسب، حرارت و فشار کافی سبب گردیده که شرایط تشکیل نفت سبک در این ناحیه فراهم نگردد.

سپاس و قدردانی

نویسنده از مدیر عامل محترم وقت شرکت نفت فلات قاره ایران و معاونت محترم وقت آقای مهندس خوبی به سبب حمایت و اجازه چاپ و مساعدت در امر حضور در کنفرانس، همچنین وزارت علوم تحقیقات و فناوری به جهت تخصیص ارز دولتی در راستای ارزیابی مقاله در چهارمین کنگره جهانی نفت سنگین در شهر ادمنتون کانادا تشکر و قدردانی مینماید. شایان توجه است که این مقاله با مطالعات انتشار یافته علمی جدید بهبود یافته است. همچنین از داوران مقاله آقایان دکتر عزیز اله طاهری و دکتر علی برگریزان تشکر و قدردانی می گردد.

منابع

- [۱] محمد طیبی، میدان نفت سنگین کوه موند؛ از آغاز تا کنون، اقتصاد انرژی اسفند ۱۳۸۳ شماره ۶۹ و ۷۰
- [۲] محمدجواد غریبی، نفت سنگین مند؛ فرصتی برای توسعه دشتی در پساتحريم.
- [3] BASHARI., ALIREZA, 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.
- [4] BASHARI., ALIREZA. 2007, Integrated 3D Seismic and Petrophysical data of the Sarvak Foramtion, Sirri District in the Persian Gulf, (EAGE, First Break, **25**, 45-53, Regional focus, Middle East).
- [5] BASHARI., ALIREZA., 2017. Facies, thickness variations and reservoir characterization of the Arab Formation (Surmeh), Eastern part of the Persian Gulf. *Iranian Journal of Petroleum Geology*, **14**, 95-104. Autum & Winter 2017).
- [6] BASHARI., ALIREZA., 2005. Khuff formation Permian-Triassic carbonate in the Qatar-South Fars arch hydrocarbon province, of the Persian Gulf (*EAGE, First Break*, **23**, 43-50, Special topic.
- [7] AL- HUSSEINI, M.I., 2000, Origin of the Arabian plate structure- Amar Collision and Najd Rift, *Geo Arabia*, **5**, 527-542.
- [8] MURRIS, R.J., 1980, Middle East – Stratigraphic evolution and oil habitat, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **64**, 597-618.
- [9] GRABOWSKI, C.G., JR., AND NORTON, I. O., 1995. Tectonic controls on the stratigraphic architecture and hydrocarbon systems of the Arabian Plate, in Al-Husseini, M.I., ed., ed., *Gulf Petrolik*, Manama, Bahrain, **1**, 413-430.
- [10] Thomas Boleantu .1969. Final Geological Report 3H1 Well, Lavan Petroleum Company.

- [11] Wild cats Persian Gulf, 1967. - IROPCO F1 AND F2.
- [12] GAIRRAUD, 1966, Rapport Geologique Final Du SundageF-B1, Farsi Petroleum Company.
- [13] CARREL., C., 1966, Final Geological Report Well FA-1 Farsi Petroleum Company.
- [14] MINA, P., RAZAGNIA., MT, PARAN., Y., 1967 Geological and Geophysical Studies and Exploratory Drilling of Iranian Continental Shelf, Persian Gulf, 7th World Petroleum Congress.
- [15] MOSHTAGIAN., A., R. MALEKZADEH and AZARPANAH., A., 1988., Heavy Oil Discovery in Islamic Republic of Iran., 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
- [16] 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(2)**, 153-165).
- [17] KAMALI, M. R. AND REZAEI., M. R., 2003. Burial history reconstruction and modeling at Kuh-e Mond, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, **26(4)**, 451-464.

تفسیر محیط رسوبی و عوامل موثر بر کیفیت مخزنی بخش بالایی سازند سروک در یکی از میادین نفتی ناحیه دشت آبادان

آراد کیانی^۱، محمد حسین صابری^{۲*}، بهمن زارع نژاد^۳، الهام اسدی مهماندوستی^۴، نسیم رحمانی^۵

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

^۲ استادیار دانشکده مهندسی نفت، پردیس علوم و فناوری های نوین، دانشگاه سمنان، سمنان

^۳ استادیار دانشکده مهندسی شیمی، نفت و گاز، دانشگاه سمنان، سمنان

^۴ استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران

^۵ کارشناس ارشد زمین شناسی و ژئوفیزیک، شرکت مهندسی و توسعه نفت، تهران

*mh.saberi@semnan.ac.ir

دریافت شهریور ۱۳۹۸، پذیرش آبان ۱۳۹۸

چکیده

سازند سروک به سن آلبین - تورونین یکی از مهمترین مخازن هیدروکربوری در جنوب و جنوب غربی ایران محسوب می شود. در این پژوهش به منظور ارزیابی کیفیت مخزنی از مطالعات پتروگرافی و داده های تخلخل و تراوایی مغزه یک چاه مهم در یکی از میادین نفتی دشت آبادان استفاده شده است. براساس مطالعات میکروسکوپی ۱۳ ریزرخساره در قالب ۴ کمر بند پهنه جزر و مدی، لاگون، پشته سدی و دریای باز برای نهشته های سازند سروک در میدان نفتی مورد مطالعه شناسایی شده است که بیانگر نهشته شدن بخش بالایی سازند سروک در یک محیط رمپ کربناته هموکلینال یا هم شیب است. از جمله فرآیندهای دیاژنزی شناسایی شده می توان به انحلال، سیمانی شدن، دولومیتی شدن، شکستگی، تراکم، نوشکلی، میکرایتی شدن، آشفستگی زیستی، پیریتی شدن، هماتیته شدن، فسفاتی شدن و سیلیسی شدن اشاره کرد. فرآیندهای دیاژنزی سازند سروک در سه محیط دریایی، جوی و تدفینی رخ داده اند. از بین فرآیندهای دیاژنزی انحلال و شکستگی مهمترین نقش را در افزایش کیفیت مخزنی داشته اند و سیمانی شدن، تراکم و دولومیتی شدن مهمترین عامل کاهش کیفیت مخزنی بوده اند. با بررسی های چینه نگاری سکانسی ۳ سکانس رسوبی از نوع درجه سوم به سن تورونین، سنومانین پسین و سنومانین میانی شناسایی شد و رخساره ها و فرآیندهای دیاژنزی در چارچوب آن مورد مطالعه قرار گرفت. تطابق داده های تخلخل و تراوایی مغزه نشان داد که کیفیت مخزنی در این سازند تحت تاثیر رخساره ها و فرآیندهای دیاژنزی بوده است. به صورتی که ریز رخساره های حاوی رودیست بیشترین کیفیت مخزنی را داشته اند. باتوجه به فرآیندهای دیاژنزی، رسوبی و داده های تخلخل و تراوایی، رخساره های پشته سدی و دریای باز به سمت خشکی بهترین کیفیت مخزنی را داشته است.

کلیدواژه: سازند سروک، دشت آبادان، محیط رسوبی، فرآیندهای دیاژنزی، چینه نگاری سکانسی، کیفیت مخزنی.

۱- مقدمه

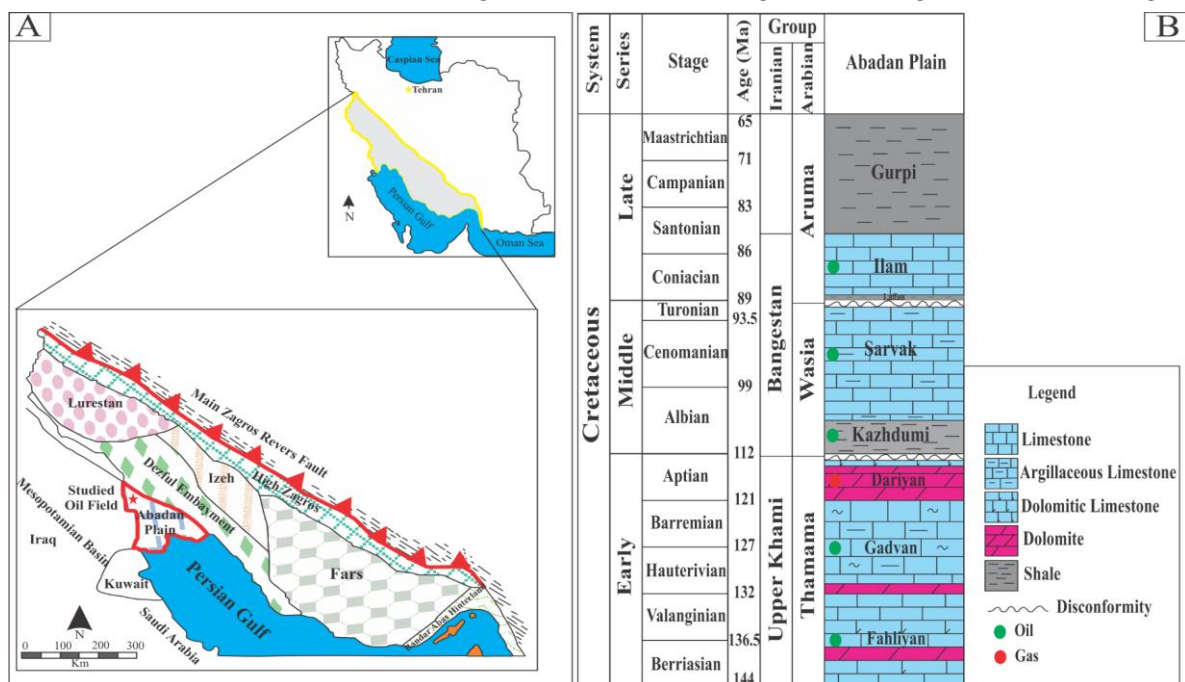
یکی از بهترین مخازن و ذخایر نفتی در جهان سنگ های کربناتی هستند. کیفیت مخزنی کربنات ها به عوامل متعددی از جمله توزیع فضای رخساره های رسوبی، تغییرات ثانویه مانند فرآیندهای دیاژنزی و سیکل های نهشته شدن مانند سیکل های بزرگ مقیاس و سکانس های رسوبی وابسته است [۲۸]. به طور کلی رخساره های رسوبی مقدار توزیع تخلخل و تراوایی را در مخزن کنترل می کنند [۳۳]. همچنین خصوصیات مخزنی توسط فرآیندهای دیاژنزی و محیط های رسوبی کنترل می شوند. خاورمیانه و به طور ویژه صفحه عربی میزبان بیشترین ذخایر نفت و گاز در جهان است. جنوب غربی ایران یکی از مهمترین مناطق نفتی در جهان می باشد که در حاشیه شمال شرقی صفحه عربی قرار گرفته است [۴۲]. کمر بند کوهزایی زاگرس در جنوب غرب ایران در نتیجه باز و بسته شدن پهنه اقیانوس تیس جوان و با برخورد صفحات آفریقا - عربستان و اوراسیا شکل گرفته است [۱۴]. ناحیه دشت آبادان یکی از مهمترین نواحی هیدروکربوری ایران به شمار می رود که در حوضه زاگرس قرار گرفته است. سیستم نفتی کرتاسه میانی در حوضه زاگرس یکی از مهمترین سیستم های نفتی ایران است. سازند سروک پس از سازند آسماری به عنوان دومین افق نفتی جنوب غربی ایران به حساب می آید [۱۵]. رسوبات سازند سروک در پلات فرم ها و حوضه های درون شلف در حاشیه غیرفعال صفحه عربی نهشته شده اند [۴۸]. مطالعات زیادی بر روی رخساره ها، محیط رسوبی دیرینه، فرآیندهای دیاژنزی، چینه نگاری سکانسی و کیفیت مخزنی سازند سروک در ایران انجام شده است [۱ و ۲ و ۳ و ۵ و ۱۰ و ۱۱ و ۲۳ و ۳۷ و ۳۸ و ۳۹ و ۴۳]. اما بر روی سازند سروک در میدان نفتی مورد نظر به دلیل در دسترس نبودن داده ها مطالعات بسیار محدودی انجام و ضروری است مطالعات جامع تری در آن صورت گیرد. هدف از این مطالعه بررسی کیفیت مخزنی بخش بالایی سازند سروک با استفاده از مطالعات پتروگرافی و تشریح مغزه در یکی از میدادین نفتی ناحیه دشت آبادان می باشد. در این مطالعه پس از ارزیابی ریزرخساره ها، رخساره ها و تعیین محیط رسوبی، مطالعات دیاژنزی صورت گرفته است. در ادامه برای درک بهتر کیفیت مخزنی بخش بالایی سازند سروک این عوامل در قالب چینه نگاری سکانسی مطرح شده است. در نهایت با توصیف مغزه و داده های در دسترس مغزه و تلفیق با مطالعات میکروسکوپی بهترین زون مخزنی سازند مورد نظر تعیین شد.

۲- موقعیت میدان و زمین شناسی

جنوب غرب ایران یکی از شاخص ترین محدوده های نفتی در جهان محسوب می شود [۴۲]. میدان های هیدروکربنی آن دارای ۲ امتداد اصلی در پهنه زاگرس و صفحه عربی می باشند. در زاگرس امتداد شمال غرب - جنوب شرق و در صفحه عربی شمالی - جنوبی و شمال شرق - جنوب غرب است. در کرتاسه میانی فعالیت مجدد قائم بلوک های پی سنگی و حرکت های زمین ساختی نمک سبب ایجاد چندین بالا آمدگی از جمله بلندی های هندیکان و بورگان - آزادگان و پایین آمدگی در فروافتادگی دزفول و دشت آبادان شده است [۴ و ۶]. میدان مورد نظر با روند شمالی - جنوبی در دشت آبادان به عنوان یکی از زیرپهنه های ناحیه زاگرس (شکل A-۱) و بر روی بلندی های دیرینه بورگان قرار گرفته است و شباهت زیادی به حوضه مزوپوتامین عراق دارد [۶]. این میدان در ۸۰ کیلومتری غرب اهواز و ۳۰ کیلومتری جنوب غرب میدان جفیر در مجاورت مرز ایران و عراق واقع شده است. تاقدیس آن در سطح زمین فاقد هرگونه رخنمون بوده که توسط آبرفت های زمان حاضر پوشیده شده است. در این میدان چهار سازند سروک، کژدمی، گدوان و فهلیان به عنوان سازندهای مخزنی شناسایی شده اند. با بررسی های جدیدتر مشخص شده است که سازند ایلام و در بخش هایی از میدان مورد مطالعه قاعده سازند کژدمی معادل سازند بورگان در کشورهای عربی نیز قابلیت مخزنی دارد. همچنین یک چاه اکتشافی تا سازند نیریز حفر شده که براساس آن در سازندهای افق ژوراسیک گاز نیز به ثبت رسیده است.

سازند سروک به سن آلبین - تورونین در جنوب غربی ایران، در حاشیه جنوب تیتس جدید رسوبگذاری کرده است [۲۵]. معادل های آن در کشورهای همجوار عربی یکی از مهمترین سنگ های مخزنی خاورمیانه می باشد [۹ و ۲۵ و ۳۲]. تاریخچه تکنیکی پیچیده زاگرس و صفحه عربی سبب پیچیدگی های گسترده در مخزن سازند سروک و معادل های مجاور آن در کشورهای عربی شده است [۱۲].

حد پایینی این سازند در برش نمونه [۴] با سازند کژدومی تدریجی و همساز است و حد بالایی آن با مارن ها و شیل های سازند گورپی قاطع است [۲۶]. در ناحیه دشت آبادان، یک لایه نازک به ضخامت ۵ تا ۱۰ متر دارای سنگ شناسی آهک شدیداً رسی و یا شیل به نام بخش لافان، بین سازند سروک و ایلام قرار گرفته است و این دو سازند را از یکدیگر متمایز می کند (شکل B-۱). ضخامت سازند سروک در چاه مورد مطالعه ۶۱۵ متر می باشد که بخش بالایی آن به ضخامت ۲۶۹ متر مورد مطالعه قرار گرفته است و سنگ شناسی آن غالباً شامل سنگ های آهکی تمیز می باشد. در بخش هایی میان لایه هایی از دولومیت های آهکی، آهک دولومیتی و آهک حاوی رس دیده می شود.



شکل ۱- A) تقسیم بندی زیربینه های اصلی زاگرس [۴]، B) ستون چینه شناسی کرتاسه در ناحیه دشت آبادان با اندکی تغییرات از [۱۸].

۳- روش مطالعه

در این مطالعه مغزه های بخش بالایی سازند سروک به متر ۲۶۹ متر در یک چاه مهم در یکی از میداین نفتی دشت آبادان مورد تفسیر و تشریح قرار گرفته شده است. جهت بررسی رخنساره های رسوبی، فرآیندهای دیانزنی و چینه نگاری سکانسی، مطالعات میکروسکوپی بر روی ۶۹۴ مقطع نازک صورت گرفته است. جهت تشخیص کانی کلسیت از دولومیت، یک سوم از تمامی مقاطع نازک با محلول آلزارین سرخ و فروسیانید پتاسیم به روش دیکسون [۱۹] از قبل توسط شرکت مهندسی و توسعه نفت (متن) رنگ آمیزی شده بود. به منظور تعیین دقیق بافت رسوبی و نامگذاری کربنات ها، از طبقه بندی دانهام [۲۰] و امبری و کلوان [۲۱] استفاده شده است. جهت تعیین انواع ریزرخساره ها و تفسیر محیط رسوبی از مدل رسوبگذاری فولگل [۲۲] و ویلسون [۴۶] استفاده شده است. انواع فرآیندهای دیانزنی موجود از قبیل سیمان شدگی، انحلال و دیگر موارد موثر بر کیفیت مخزنی در بخش بالایی سازند سروک مطالعه و تعیین انواع تخلخل براساس تقسیم بندی چاکت و پری [۱۷] انجام شد. مطالعات چینه نگاری سکانسی براساس مطالعه ریزرخساره ها و داده های پتروفیزیکی

به ویژه نگاره گاما به روش چپولت [۲۹] بوده است. به منظور مطالعه هرچه بهتر کیفیت مخزنی بخش بالایی سازند سروک، از داده های تخلخل و تراوایی ۵۴۸ پلاگ تهیه شده از مغزه استفاده شده است.

۴- ارزیابی ریزرخساره ها و تعیین محیط رسوبی

براساس مطالعات پتروگرافی صورت گرفته بر روی بخش بالایی سازند سروک در میدان نفتی مورد مطالعه، ۱۳ ریزرخساره در قالب ۴ کمربند رخساره ای پهنه جزر و مدی، لاگون، پشته سدی و دریای باز تشخیص داده شده است (جدول ۱). اجزای غیر اسکلتی شامل پلوئید، لیتوکلاست، کورتوئید و اجزای اسکلتی شامل روزن داران کف زی و شناور، خارپوستان، سفنج، استراکود، نرم تنان، رودیست، جلبک، مرجان و بازوپایان بوده است. همچنین برخی اجزای غیر کربناتی نیز مانند فسفات، همتیت و... قابل مشاهده هستند که براساس فعل و انفعالات دیاژنزی به وجود آمده اند که در قسمت فرآیندهای دیاژنزی به تشریح آن پرداخته شده است.

۴-۱- کمربند رخساره ای پهنه جزر و مدی

ریزرخساره شماره ۱: مادستون دولومیتی

زمینه این ریزرخساره از میکرایت تشکیل شده است و کم تر از ۵ درصد روزن داران کف زی شامل میلیولید در آن دیده می شود که احتمالاً از محیط لاگون منتقل شده اند. بلورهای دولومیت آن شکل دار تا نیمه شکل دار و به مقدار ۱۵ تا ۲۰ درصد در زمینه گلی است (شکل ۲-A). اندازه دانه ها در این ریزرخساره کلسی لوتایت است. در این ریزرخساره فرآیند آشفتنگی زیستی دیده نشده است که بیانگر سختی شرایط برای زیست جانوران است. این ریزرخساره در پهنه جزر و مدی تشکیل شده است و معادل ریزرخساره استاندارد RMF 22 فولگل [۲۲] می باشد. مشابه این ریزرخساره در تاقدیس چناره در جنوب غربی ایران توسط [۱] مورد مطالعه قرار گرفته شده است.

۴-۲- کمربند رخساره ای لاگون

ریزرخساره ۲: وکستون حاوی روزن داران کف زی

از جمله اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره انواع روزن داران کف زی شامل میلیولید، سودولیتونلا، تکستولاریا و نزازاتا به میزان ۱۵ تا ۲۰ درصد است. اجزای غیراسکلتی آن پلوئیدها به میزان ۵ تا ۱۰ درصد هستند که در زمینه ای از میکرایت قرار گرفته اند (شکل ۲-B). از دیگر اجزای اصلی این ریزرخساره که دارای فراوانی کم می باشد می توان به خرده های دوکفه ای، خارپوست، شکم پا، جلبک، خرده های رودیست و کورتوئید اشاره کرد. اندازه دانه ها کلسی لوتایت تا کالکارنایت است. با توجه به بافت گل پشٹیبان و وجود میلیولید به عنوان شاخص آب های آرام و کم عمق، این ریزرخساره در شرایط آرام محیط لاگون محدود تشکیل شده است. این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد RMF 20 فولگل [۲۲] است. مشابه این ریزرخساره توسط [۵] در یکی از میداین هیدروکربنی جنوب غرب ایران شناسایی شده است.

ریزرخساره ۳: وکستون تا پکستون بایوکلاستی حاوی روزن داران کف زی

اجزای اصلی اسکلتی این ریزرخساره شامل خرده های خارپوست، دوکفه ای ها، مرجان و استراکود مجموعاً به میزان ۳۰ درصد می باشد. روزن داران کف زی مانند میلیولید، نزازاتا، اوربیتولینا و خرده های رودیست و پلوئید به میزان ۱۰ درصد دیده شده اند و در زمینه میکرایتی قرار گرفته اند (شکل ۲-C). اندازه دانه های مشاهده شده غالباً کالکارنایت است. وجود گل فراوان، بایوکلاست های متنوع و حضور روزن داران کف زی نشان از انرژی کم، گردش آزاد آب و ارتباط آن با محیط دریای باز است. حضور خارپوستان و رودیست ها بیانگر انتقال آن ها از محیط پشته سدی و یا دریای باز به این محیط

است. این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد RMF 20 فلوگل [۲۲] می باشد. مشابه این ریزرخساره برای سازند سروک در یکی از میداین هیدروکربنی جنوب غرب ایران توسط [۵] شناسایی و تفسیر شده است.

ریزرخساره ۴: پکستون پلوئیدی بایوکلاستی حاوی روزن داران کف زی

بافت این ریزرخساره دانه پستیان و شامل انواع روزن داران کف زی مانند میلیولید، نزازاتا، سودولیتونلا، منگشتیا، کریسالیدینا و آلوئولینیده به میزان ۱۵ درصد می باشد. از جمله اجزای غیراسکلتی آن می توان به پلوئید و اینتراکلاست به میزان ۱۵ درصد اشاره کرد (شکل ۲-D). شکم پایان، خارپوستان، دوکفه ای ها و خرده های رودیست به میزان ۱۰ درصد در آن دیده شده اند. اندازه دانه ها در این ریزرخساره کلسی لوتایت تا کالکارنایت است. این ریزرخساره بیانگر چرخش بالای آب است و در زیر سطح امواج آرام آب دریا در محیط لاگونی باز نهشته شده است و معادل ریزرخساره پیشنهادی RMF 20 فلوگل [۲۲] است. مشابه این ریزرخساره برای سازند سروک در تاقدیس بنگستان واقع در جنوب غربی ایران توسط [۲۳] معرفی شده است.

۳-۴- کمربند رخساره ای پشته سدی

ریزرخساره ۵: پکستون تا گریستون بایوکلاستی حاوی روزن داران کف زی

آلوم های اصلی آن شامل روزن داران کف زی مانند میلیولید، تکستولاریا، سودولیتونلا، نزازاتا و کریسالیدینا به میزان ۱۵ تا ۲۰ درصد و به همراه آن پلوئید، اینتراکلاست های گردشده، خرده هایی از خارپوست و رودیست به میزان ۱۰ درصد قابل مشاهده هستند (شکل ۲-E). اندازه دانه ها کالکارنایت است. فراوانی بالای روزن داران کف زی نشان از گردش خوب آب و در دسترس بودن مواد غذایی است. این ریزرخساره در محیط به نسبت با انرژی بالای پشته سدی کم عمق به سمت لاگون نهشته شده است. این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد RMF 26 پیشنهاد شده توسط فلوگل [۲۲] است. مشابه این ریزرخساره برای سازند سروک در جنوب غربی ایران توسط [۱۰ و ۳۷] شناسایی شده است.

ریزرخساره ۶: گریستون پلوئیدی بایوکلاستی حاوی روزن داران کف زی

اجزای غیراسکلتی این ریزرخساره شامل پلوئید و اینتراکلاست به میزان ۲۵ درصد و اجزای اسکلتی آن روزن داران کف زی کوچک از قبیل میلیولید، آلوئولینیده، نزازاتا، شوفاتلا، تکستولاریا و اوربیتولینا ۲۰ درصد شامل شده است. خارپوست و دو کفه ای ها به مقدار کم تر دیده می شوند (شکل ۲-F). اندازه دانه ها کالکارنایت است. بافت دانه پستیان و سیمانی شدن گسترده در بین آلوم ها نشان از انرژی بالای محیط می باشد و بیانگر رسوبگذاری آن در محیط با انرژی بالا در محیط کم عمق پشته سدی به سمت لاگون است. این ریزرخساره معادل ریزرخساره پیشنهادی RMF 27 فلوگل [۲۲] است. مشابه این ریزرخساره برای بخش بالایی سازند سروک در یکی از میداین نفتی جنوب غرب ایران توسط [۵] تفسیر شده است.

ریزرخساره ۷: گریستون حاوی رودیست و خارپوست

خرده های رودیستی و رودیست های سالم به مقدار ۲۰ تا ۲۵ درصد از جمله مهمترین اجزای تشکیل دهنده این ریزرخساره می باشد. از دیگر اجزای مهم و فراوان آن خارپوستان به میزان ۱۵ درصد و پلوئیدها در حدود ۵ تا ۱۰ درصد هستند و کم تر از ۵ درصد دوکفه ای نیز وجود دارد. روزن داران کف زی از نوع میلیولید و تکستولاریا به مقدار کم در آن دیده می شود (شکل ۲-G). آلوم های دیده شده در اندازه کالکارنایت تا کلسی رودایت است. فقدان گل و فراوانی دانه های درشت نشان از قرارگیری این ریزرخساره در محیط پرانرژی و کم عمق پشته سدی و نزدیک دریای باز است. این ریزرخساره قابل مقایسه با ریزرخساره RMF 27 معرفی شده فلوگل [۲۲] است. مشابه این ریزرخساره برای سازند سروک در تاقدیس بنگستان [۲۳] و یکی از میداین نفتی خلیج فارس [۲] معرفی شده است.

ریزرخساره ۸: رودستون حاوی خرده های رودیست

بیشتر حجم این ریزرخساره خرده های رودیست سالم بزرگتر از ۲ میلی متر به میزان ۶۰ درصد، خارپوستان و دوکفه ای ها ۱۰ درصد، پلوئیدها ۵ تا ۱۰ درصد و روزن داران کف زی کوچک مانند آلئولینیده کم تر از ۵ درصد مشاهده شده اند (شکل H-۲). اندازه آلوکم ها کالکارنایت تا کلسی رودایت است. زمینه سیمانی، روزن داران کف زی کوچک و خارپوستان نمایشی از محیط با انرژی بالا است. با توجه به قطعات درشت رودیست این ریزرخساره در محیط پشته سدی در بخش قله پلاتفرم به سمت دریای باز، در بالای سطح اثر امواج آب دریا نهشته شده است. این ریزرخساره معادل RMF 15 فلوگل [۲۲] می باشد. مشابه این ریزرخساره برای بخش بالایی سازند سروک در جنوب غربی ایران توسط [۳] و ۵ و ۲۳ و [۳۷] شناسایی شده است.

۴-۴- کمر بند رخساره ای دریای باز

ریزرخساره ۹: پکستون حاوی خارپوستان

خارپوستان از اجزای اصلی این ریزرخساره به شمار می روند که در حدود ۴۰ تا ۴۵ درصد می باشند. خرده های رودیست، دوکفه ای ها، بازوپایان، پلوئیدها و جلبک قرمز با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد و روزن داران کف زی و شناور کم تر از ۵ درصد در این ریزرخساره قابل تشخیص هستند (شکل I-۲). اندازه دانه های این ریزرخساره کلسی آرنایت است. حضور خارپوستان، خرده های رودیست و بافت دانه پشتیبان نشان از کاهش انرژی، عمق و ورود به محیط دریای باز است. این ریزرخساره در شیب دریای باز به سمت محیط پشته سدی نهشته شده و معادل RMF 7 فلوگل [۲۲] است. مشابه این ریزرخساره برای بخش بالایی سازند سروک در یکی از میداین نفتی ناحیه دشت آبادان توسط [۱۱] معرفی گردیده است.

ریزرخساره ۱۰: وکستون تا پکستون حاوی روزن داران کف زی بزرگ

زمینه این ریزرخساره میکرایتی و شامل روزن داران کف زی بزرگ مانند اوربیتولینا، آلئولینیده و تکستولاریا با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد است. خرده های رودیست، خارپوستان و دوکفه ای ها به میزان ۱۵ تا ۲۰ درصد قابل مشاهده هستند. همچنین روزن داران شناور از نوع هتروهلکس به صورت اندک در آن دیده شده اند. از جمله اجزای غیراسکلتی آن پلوئید و ایتراکلاست به میزان ۱۰ درصد می باشد (شکل J-۲). اندازه دانه های این ریزرخساره در محدوده کالکارنایت می باشد. باتوجه به روزن داران کشیده، اندازه دانه ها و خرده های رودیست گرد نشده این ریزرخساره در محیط کم انرژی در قسمت شیب دریای باز در زیر سطح اساس امواج دریا نهشته شده است. این ریزرخساره هم ارز ریزرخساره استاندارد RMF 13 فلوگل [۲۲] است. مشابه این ریزرخساره برای بخش بالایی سازند سروک در یکی از میداین نفتی ناحیه دشت آبادان توسط [۳] شناسایی شده است.

ریزرخساره ۱۱: وکستون تا پکستون حاوی روزن داران شناور و کف زی

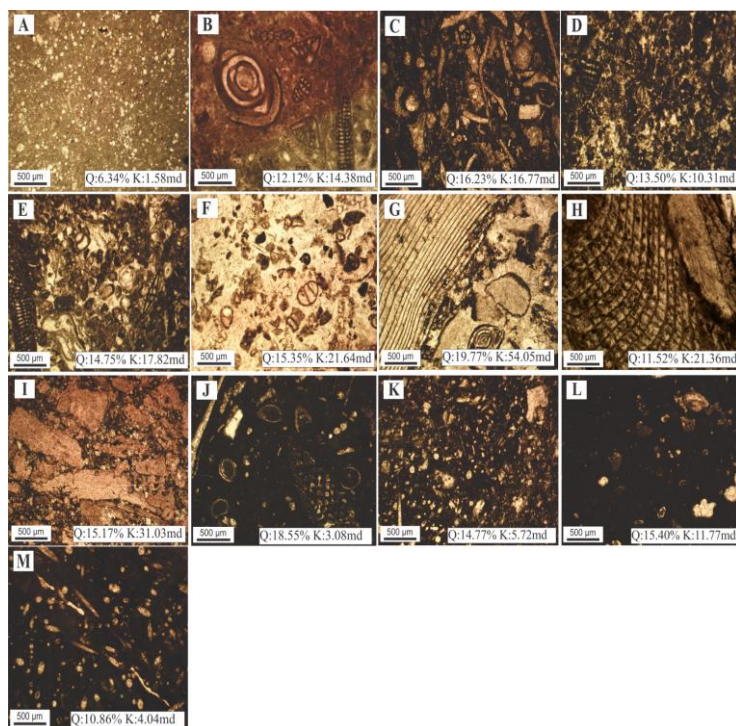
این ریزرخساره حاوی روزن داران شناور و کف زی کوچک می باشد که در زمینه ای از میکرایت قرار گرفته اند. روزن داران آن شامل نزازاتا، تکستولاریا و روتالی پورا با فراوانی ۱۵ تا ۲۰ درصد و الیگوسترینا با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد است. از اجزای فرعی پلوئیدها با فراوانی ۵ درصد و دوکفه ای ها، خارپوستان و خرده های رودیست نیز با فراوانی کم تر از ۵ درصد قابل رویت هستند (شکل K-۲). اندازه دانه های آن غالباً کلسی لوتایت است. این ریزرخساره در محیط کم انرژی و در زیر سطح اثر امواج طوفان در محیط دریای باز کم عمق نهشته شده است. این ریزرخساره هم ارز RMF 3 فلوگل [۲۲] می باشد. مشابه این ریزرخساره برای سازند سروک در میدان نفتی آب تیمور در جنوب غربی ایران توسط [۳۷] مطالعه شده است.

ریزرخساره ۱۲: مادستون تا وکستون حاوی روزن داران شناور و کف زی

اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل روزن داران شناور مانند گلوبیژرینا، هدبرگلا، روتالی پورا و الیگوستژینا و روزن داران کف زی مانند تکستولاریا با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد و سوزن های اسفنجی، خرده های خارپوست و رودیست است (شکل L-۲). اندازه دانه های آن در محدوده کلسی لوتایت می باشد. با توجه به بافت گل پشتیبان، عدم وجود قطعات درشت و افزایش روزن داران شناور این ریزرخساره در محیط کم انرژی و عمیق دریای باز در زیر سطح اثر امواج طوفانی دریا نهشته شده است. این ریزرخساره معادل RMF 5 فلوگل [۲۲] است. مشابه این ریزرخساره برای بخش بالایی سازند سروک در یکی از میداین نفتی جنوب غرب ایران توسط [۵] ارائه گردیده است.

ریزرخساره ۱۳: وکستون حاوی سوزن های اسفنجی

این ریزرخساره شامل ۲۰ تا ۲۵ درصد سوزن های اسفنجی، الیگوستژینا با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد و روزن داران شناور مشاهده شده است (شکل M-۲). خرده های رودیست و خارپوستان کم تر از ۵ درصد در برخی از مقاطع نازک دیده شده است. زمینه آن گل پشتیبان و به رنگ تیره می باشد، که نشان از احیایی بودن و وجود مواد آلی است. اندازه دانه های این ریزرخساره کلسی لوتایت است. وجود بافت گل پشتیبان و حضور زیاد سوزن های اسفنجی نشان دهنده محیط کم انرژی و عمیق دریای باز است [۷]. این ریزرخساره هم تراز با RMF 1 فلوگل [۲۲] است. مشابه این ریزرخساره برای سازند سروک در جنوب غربی ایران توسط [۱۰ و ۲۳] معرفی شده است.



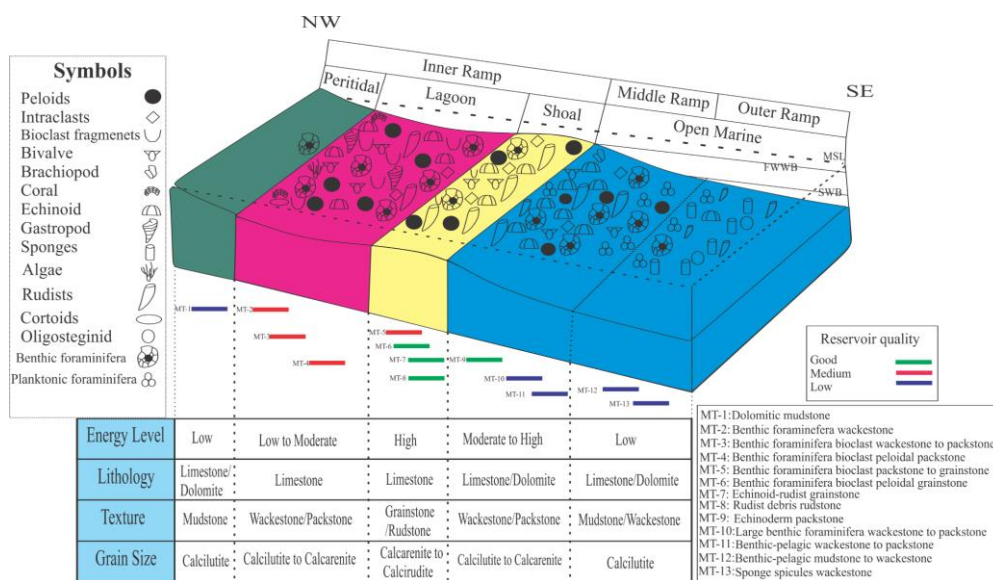
شکل ۲- ریزرخساره های بخش بالایی سازند سروک (XPL)؛ (A) مادستون دولومیتی، عمق ۲۷۳۲ متری، (B) وکستون حاوی روزن داران کف زی، عمق ۲۷۷۳ متری، (C) وکستون تا پکستون بایوکلاستی حاوی روزن داران کف زی، عمق ۲۸۶۲ متری، (D) پکستون پلوئیدی بایوکلاستی حاوی روزن داران کف زی، عمق ۲۸۶۲ متری، (E) پکستون تا گرینستون بایوکلاستی حاوی روزن داران کف زی، عمق ۲۸۷۷ متری، (F) گرینستون پلوئیدی بایوکلاستی حاوی روزن داران کف زی، عمق ۲۷۹۹ متری، (G) گرینستون حاوی خرده های رودیست و خارپوست، عمق ۲۷۸۱ متری، (H) رودستون حاوی خرده های رودیست، عمق ۲۸۵۷ متری، (I) پکستون حاوی خارپوستان، عمق ۲۹۳۷ متری، (J) وکستون تا پکستون حاوی روزن داران کف زی بزرگ، عمق ۲۹۱۰ متری، (K) وکستون تا پکستون حاوی روزن داران شناور و کف زی، عمق ۲۸۳۰ متری، (L) مادستون تا وکستون حاوی روزن داران کف زی و شناور، عمق ۲۹۱۷ متری، (M) وکستون حاوی سوزن های اسفنجی، عمق ۲۷۶۶ متری.

جدول ۱- ریزرخساره ها و کمرندهای رخساره ای بخش بالایی سازند سروک در چاه مورد مطالعه (درصد فراوانی: ف) فراوان، (ر) رایج، (ن) نادر

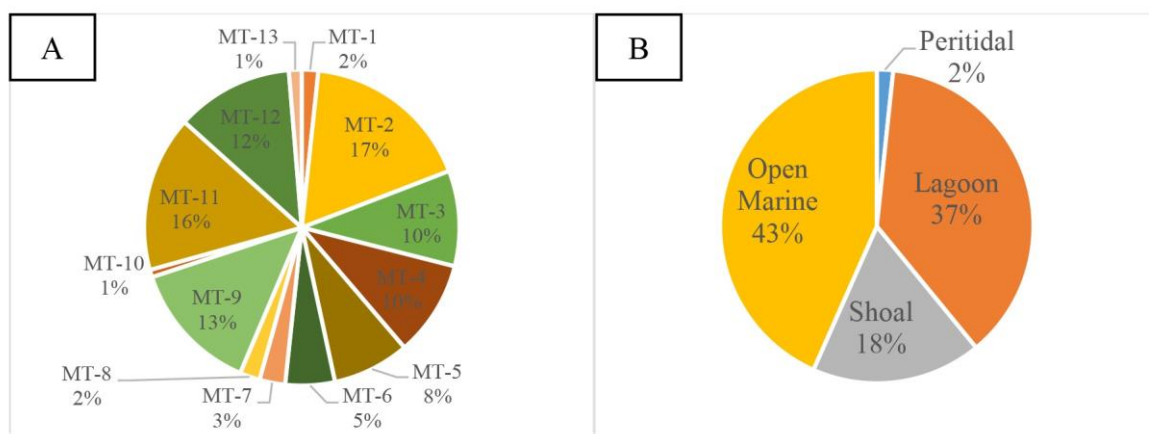
شماره	نوع ریزرخساره	اجزای اسکلتی	اجزای غیراسکلتی	اندازه دانه	انرژی آب	کمرند رخساره ای
۱	مادستون دولومیتی	میلیولید(ن)	----	لوتایت	خیلی پایین	پهنه جزر و مدی
۲	وکستون حاوی روزن داران کف زی	روزن داران کف زی(ف)، خرده های رودیست، دوکفه ای، خارپوست، شکم پایان، رودیست و جلبک(ن)	پلوئید (ر)، کورتوئید (ن)	لوتایت، آرنایت	پایین	لاگون
۳	وکستون تا پکستون بایوکلاستی حاوی روزن داران کف زی	خرده های خارپوست، دوکفه ای، مرجان و استراکود(ف)، روزن داران کف زی و خرده های رودیست (ر)	پلوئید (ر)	لوتایت، آرنایت	پایین تا متوسط	لاگون
۴	پکستون پلوئیدی بایوکلاستی حاوی روزن داران کف زی	روزن داران کف زی (ف)، شکم پایان، خارپوست، دوکفه ای ها و خرده های رودیست (ر)	پلوئید، اینتراکلاست (ف)	لوتایت، آرنایت	متوسط تا بالا	لاگون
۵	پکستون تا گرینستون بایوکلاستی حاوی روزن داران کف زی	روزن داران کف زی (ف)، خرده های خارپوست و رودیست (ن)	پلوئید، اینتراکلاست (ر)	آرنایت	بالا	پشته سدی
۶	گرینستون پلوئیدی بایوکلاستی حاوی روزن داران کف زی	روزن داران کف زی (ف)، خارپوست و دوکفه ای ها (ر)	پلوئید، اینتراکلاست (ف)	آرنایت	بالا	پشته سدی
۷	گرینستون حاوی رودیست و خارپوست	رودیست و خرده های رودیست (ف) و خارپوست (ر)، دوکفه ای و روزن داران کف زی (ن)	پلوئید (ن)	آرنایت، رودایت	بالا	پشته سدی
۸	رودستون حاوی خرده های رودیست	خرده های رودیست (ف)، خارپوست و دوکفه ای ها (ر)	پلوئید (ر)	آرنایت، رودایت	بالا	پشته سدی
۹	پکستون حاوی خارپوست	خارپوست (ف)، دوکفه ای، بازوپایان، خرده های رودیست، جلبک (ر) و روزن داران کف زی و شناور (ن)	پلوئید (ر)	آرنایت	متوسط تا بالا	شیب دریای باز
۱۰	وکستون تا پکستون حاوی روزن داران کف زی بزرگ	روزن داران کف زی (ف)، خرده های رودیست، خارپوست و دوکفه ای (ر)، روزن داران شناور (ن)	پلوئید، اینتراکلاست (ر)	آرنایت	متوسط	شیب دریای باز
۱۱	وکستون تا پکستون حاوی روزن داران شناور و کف زی	روزن داران شناور و کف زی(ف)، الیگوستژینا، دوکفه ای، خارپوست و رودیست (ن)	پلوئید (ن)	لوتایت	متوسط تا پایین	دریای باز کم عمق
۱۲	مادستون تا وکستون حاوی روزن داران شناور و کف زی	روزن داران شناور و کف زی(ر) سوزن های اسفنجی، خرده های خارپوست و رودیست (ن)	----	لوتایت	پایین	دریای باز عمیق
۱۳	وکستون حاوی سوزن های اسفنجی	سوزن های اسفنجی(ف)، الیگوستژینا (ر)، خرده های خارپوست و رودیست (ن)	----	لوتایت	پایین	دریای باز عمیق

۵-۴- محیط رسوبگذاری

براساس ریزرخساره های شناسایی شده و پراکندگی آن ها، عدم وجود سدهای ریفي به هم پیوسته، نبود رسوبات ریزشی و لغزشی و تغییر تدریجی رخساره ها نسبت به یکدیگر، بخش بالایی سازند سروک در میدان نفتی مورد مطالعه در یک رمپ کربناته هموکلینال یا هم شیب نهشته شده است (شکل ۳). مطالعات قبلی سازند سروک نیز تاییدکننده نهشته شدن این سازند در محیط رمپ کربناته است [۱ و ۲ و ۱۰ و ۲۴ و ۳۷ و ۳۸]. بیشترین ریزرخساره های تشکیل دهنده سازند سروک در بخش مورد مطالعه مربوط به ریزرخساره شماره ۲ در رمپ داخلی و کم ترین ریزرخساره شماره ۱۰ و ۱۳ به ترتیب در رمپ میانی و خارجی بوده است. در نمودار دایره ای به خوبی می توان گسترش رخساره ها و ریزرخساره های بخش بالایی سازند سروک را مشاهده کرد (شکل ۴). باتوجه به مطالعات صورت گرفته رمپ داخلی شامل پهنه جزر و مدی، لاگون و پشته سدی، رمپ میانی شامل شیب دریای باز و دریای باز کم عمق و رمپ خارجی شامل دریای باز عمیق است. بیشترین و کم ترین رسوبگذاری در بخش بالایی سازند سروک به ترتیب در رمپ داخلی و رمپ خارجی بوده است.



شکل ۳- محیط رسوبگذاری بخش بالایی سازند سروک در چاه مورد مطالعه



شکل ۴- نمودار دایره ای درصد فراوانی ریزرخساره ها و رخساره های بخش بالایی سازند سروک در چاه مورد مطالعه، (A) درصد فراوانی ریزرخساره ها، (B) درصد فراوانی کمربندهای رخساره ای.

۵- فرآیندهای دیاژنزی

فرآیندهای دیاژنزی بخش بالایی سازند سروک در میدان نفتی مورد مطالعه شامل سیمانی شدن، انحلال، شکستگی، تراکم، دولومیتی شدن، میکرایتی شدن، نوشکلی، آشفستگی زیستی، پیریتی شدن، هماتیته شدن، فسفاتی شدن و سیلیسی شدن می باشد که نحوه تاثیرگذاری فرآیندهای دیاژنزی بر روی کیفیت مخزنی بخش بالایی سازند سروک به شرح زیر است:

- سیمانی شدن

در این مطالعه ۶ نوع سیمان در بخش بالایی سازند سروک شامل سیمان های حاشیه ای هم ضخامت، بلوکی، هم بعد، دروزی، رشد اضافی هم محور و رگه پرکن تشخیص داده شده است. در توالی مورد مطالعه سیمان حاشیه ای هم ضخامت در رخساره های پرانرژی مانند رخساره های پشته سدی و شیب دریای باز در حاشیه پلوتیدها دیده می شود و سبب حفظ تخلخل و بهبود ویژگی های مخزنی سازند سروک شده است (شکل ۵-A). محیط اصلی تشکیل این سیمان می تواند فریاتیکی دریایی و وادوز دریایی باشد [۲۲]. از جمله سیمان هایی که طی دیاژنر تدفینی و متئوریک تشکیل شده اند میتوان به سیمان بلوکی، هم بعد، دروزی و رشد اضافی هم محور اشاره کرد [۲۷]. سیمان های متئوریک و تدفینی در بخش بالایی سازند سروک با پرکردن فضاهای بین دانه ای، درون دانه ای، قالبی، حفره ای و شکستگی ها نقش مهمی در منسدد کردن تخلخل و تراوایی داشته اند که به تبع آن کیفیت مخزنی را کاهش داده اند (شکل ۵-B, C, D, E). در آخرین مراحل دیاژنر تدفینی سیمان رگه پرکن شکل گرفته است. در مطالعه سازند سروک رگه های برخی از سنگ ها توسط شکستگی ها قطع شده اند و بعد از آن توسط سیمان های کلسیتی از نوع بلوکی، هم بعد و دروزی پر شده است (شکل ۵-F).

- انحلال

انحلال و پرشدن حفرات فرآیندی است که در دو مرحله صورت می گیرد که شامل انحلال یک نوع کانی و پیدایش حفره است که در نهایت توسط نهشته های یک کانی دیگر پر می شود [۴۱]. فرآیند انحلال در سازند سروک وابسته به محیط های متئوریک و تحت جوی است [۲۴]. در برخی از موارد این فرآیند بر آلوکم هایی مانند رودیست و حتی روزن داران کف زی که پوسته آراگونیتی دارند تاثیر ویژه ای داشته است و انحلال قابل توجهی در آنها مشاهده می شود (شکل ۵-A, B, C). انحلال در سازند سروک در هر دو رخساره گل و دانه پشتیبان دیده می شود. در بعضی موارد انحلال به گونه ای بوده که چارچوب اصلی از بین رفته و یا بخشی از بین رفته است و به این صورت سبب افزایش تخلخل و تراوایی شده است. انحلال در سازند سروک به دو دسته وابسته به فابریک و غیر وابسته به فابریک تقسیم می شود [۱۷]. انحلال وابسته به فابریک شامل تخلخل درون دانه ای، بین دانه ای، بین بلوری و قالبی (شکل ۵-G, H, I, J) و غیر وابسته به فابریک شامل حفره ای (شکل ۵-K) است. در سازند سروک فرآیند انحلال بیشتر به صورت غیروابسته به فابریک از نوع حفره ای دیده می شود. تخلخل حفره ای در دیاژنر متئوریک در فاصله زمانی که رسوبات تحکیم نیافته اند ایجاد شده است. این فرآیند غالباً در رخساره های پشته سدی و دریای باز به سمت خشکی به ویژه ریزرخساره های حاوی رودیست به وقوع پیوسته است. مطابق شکل ۱۱ بیشتر انحلال های مشاهده شده در سازند سروک باعث افزایش تخلخل و تراوایی و در نتیجه افزایش کیفیت مخزنی شده است.

- شکستگی

این فرآیند غالباً حاصل افزایش فشار غیرعادی قبل از سیمان شدن، چین خوردگی، گسل خوردگی، انحلال نمک یا فشار غیرعادی سیالات است [۲۲]. شکستگی ها عمده ترین نوع تخلخل در بسیاری از سنگ های مخازن هستند و تاثیر زیادی در ایجاد تخلخل ثانویه و افزایش تراوایی دارند [۳۶]. شکستگی ها در هر دو رخساره گل و دانه پشتیبان سازند سروک

دیده می شوند (شکل M, L-5). در مطالعات سازند سروک برخی از شکستگی ها توسط سیمان پر شده اند و برخی از آن ها باز هستند و به عنوان یک معبر مناسب برای عبور سیال ها به ویژه هیدروکربن ها هستند که در نتیجه سبب افزایش کیفیت مخزنی در بخش بالایی سازند سروک شده اند.

- تراکم

تراکم به دو صورت مکانیکی یا شیمیایی قابل تشخیص است و یکی از فرآیندهای مهم دیاژنزی در محیط متئوریک و تدفینی است [۴۴]. تراکم مکانیکی در بخش بالایی سازند سروک به صورت شکسته شدن و تغییر شکل روزن داران کف زی، خارپوستان، رودیست ها و دو کفه ای ها و تماس نقطه ای و طولی در بین خارپوستان دیده می شود (شکل O, N-5). این فرآیند سبب بسته شدن حفره ها می شود که متعاقب آن باعث بسته شدن تخلخل و تراوایی و کاهش کیفیت مخزنی را به دنبال دارد. تراکم شیمیایی در توالی مورد مطالعه به صورت استیلولیت ها (شکل P-5) و رگچه های انحلالی (شکل A-6) رخ داده است. در برخی از موارد دولومیتی شدن، شکستگی ها و یا پرشدگی توسط آهن در حاشیه آن ها قابل مشاهده است. فرآیند استیلولیتی شدن میتواند نقش یک مسدود کننده چرخش سیالات داشته باشد که علت آن حضور کانی های رسی، مواد آلی و دیگر مواد کربناته متمرکز در درزه های استیلولیتی است [۳۵]. تراکم شیمیایی نیز تاثیر منفی بر روی کیفیت مخزنی بخش بالایی سازند سروک داشته است.

- دولومیتی شدن

فرآیند دولومیتی شدن ممکن است سبب کاهش یا افزایش تخلخل شود و یا این که بر روی تخلخل تاثیر زیادی نداشته باشد که این بستگی به زمان و نوع دولومیتی شدن دارد [۸ و ۳۰]. انحلال قابل ملاحظه خارپوستان در حاشیه استیلولیت ها میتواند منیزیم مورد نیاز برای فرآیند دولومیتی شدن را تامین کند [۳۷]. فرآیند دولومیتی شدن در بخش بالایی سازند سروک جز فرآیند خیلی رایج به شمار نمی رود و گسترش زیادی ندارد. دولومیت های بخش بالایی سازند سروک به صورت دولواسپارایت (شکل B-6) و دولومیتی شدن زمینه سنگ (شکل C-6) در رخساره دریای باز و دولومیت های پراکنده در زمینه میکرایتی (شکل D-6) در محیط لاگون و پهنه جزر و مدی دیده می شوند. همچنین دولومیت های مرتبط با استیلولیت در تمامی رخساره های بخش بالایی سازند سروک قابل رویت هستند (شکل E-6) بیشتر دولومیت های سازند سروک در میدان مورد مطالعه در حاشیه استیلولیت ها تشکیل شده اند و مرتبط با فشردگی شیمیایی هستند. دولومیتی شدن در سازند سروک باعث به وجود آمدن تخلخل های بین بلوری شده است اما به دلیل عدم گسترش تاثیر منفی بر کیفیت مخزنی بخش بالایی سازند سروک داشته است.

- میکرایتی شدن

میکرایتی شدن عموماً در زون فریاتیکی دریایی، فصل مشترک رسوب - آب و در آب های دریایی و آرام داده است [۳۵]. در این فرآیند دانه هایی که تحت تاثیر میکرایتی شدن قرار گرفته اند نسبت به فرآیند انحلال پایدار هستند و مانع از کاهش تخلخل ناشی از تراکم فیزیکی و شیمیایی در محیط دیاژنزی تدفینی می شوند و در نتیجه باعث حفظ شکل دانه و تخلخل می شود [۴۳]. میکرایتی شدن در بخش بالایی سازند سروک در رخساره های آرام بر روی روزن داران کف زی، خارپوستان و رودیست ها دیده می شود (شکل F-6). میکرایتی شدن باعث کاهش تراوایی با عمل پرشدن منافذ، گلوگاه و کاهش اندازه آن ها می شود که نتیجه به کاهش کیفیت مخزنی می دهد.

- نوشکلی

نوشکلی به دو صورت افزایشی یا کاهش عمل می کند. این فرآیند در سنگ های آهکی بیشتر از نوع افزایشی است، که در آن بلورهای درشت تر جایگزین می شوند و عمدتاً در سنگ های آهکی دانه ریز اتفاق می افتد. همچنین در نتیجه نوشکلی کاهش موزاییک بلورها کوچک تر می شوند. این فرآیند به محیط دیاژنز متئوریک نسبت داده شده است [۱۳ و ۲۷]. در این مطالعه نوشکلی بیشتر از نوع افزایشی است. نوشکلی در تمام رخساره های گل و دانه پشیمان از قبیل لاگون، پشته سدی و دریای باز قابل تشخیص است و در برخی موارد سبب کاهش کیفیت مخزنی در بخش بالایی سازند سروک شده است (شکل G-۶).

- آشفتهگی زیستی

واژه آشفتهگی زیستی به معنای کلیه جابجایی ها بین رسوبات و خاک های تولید شده و یا در واقع به هم ریختگی رسوبات به واسطه فعالیت گیاهان و جانوران است [۲۵]. در توالی مورد مطالعه این فرآیند در رخساره لاگون و دریای باز سازند سروک به صورت قابل ملاحظه دیده می شود (شکل H-۶). همچنین در رخساره عمیق سازند سروک باعث تغییر جهت یابی سوزن های اسفنجی شده است. آشفتهگی زیستی در این مطالعه تاثیر محسوسی بر کیفیت مخزنی نداشته است.

- پیریتی شدن

پیریت ها غالباً در سنگ های رسوبی از منشا دیاژنز هستند، اما در زمان فرسایش و همزمان با رسوبگذاری هم رخ داده اند [۲۲]. در توالی مورد مطالعه فرآیند پیریتی شدن به شکل های گوناگون و البته پراکنده در بخش بالایی سازند سروک در رخساره های گل پشیمان لاگون و دریای باز به خوبی دیده می شوند. پیریت ها در زمینه سنگ، آلومک ها، زمینه میکراتی و یا روی سیمان کلسیتی قابل رویت هستند (شکل I-۶). در این مطالعه با توجه به تفاسیر ذکر شده پیریتی شدن تاثیر زیادی بر روی کیفیت مخزنی نداشته است و بدون تاثیر در نظر گرفته شده است.

- هماتی شدن

هماتی شدن در بخش بالایی سازند سروک به خوبی قابل مشاهده است و محصول دیاژنز تدفینی است [۴۵]. در مطالعات پتروگرافی اکسیدهای آهن جانشین کربنات کلسیم شده اند و در بین آلومک ها، امتداد استیلولیت ها و رگچه های انحلالی قابل مشاهده اند (شکل J-۶ و F-۷). انحلال کانی های رسی می تواند یکی از منابع مهم برای تشکیل آهن در سازند سروک باشد. هماتی شدن تاثیر ویژه ای بر روی کیفیت مخزنی بخش بالایی سازند سروک نداشته است.

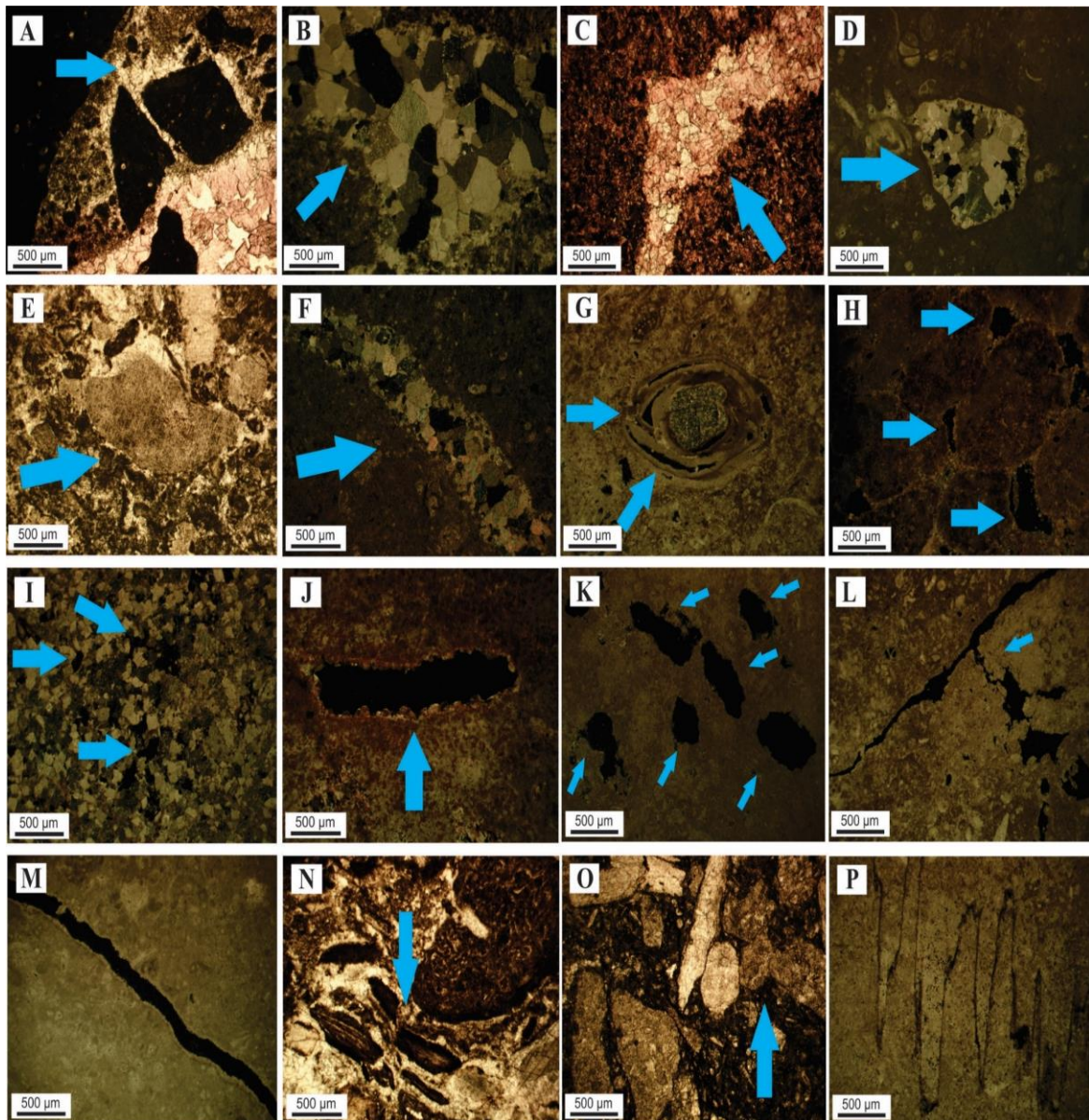
- فسفاتی شدن

کانی های فسفاتی دیاژنزی به صورت توده های گرهکی بدون وجه، سیمان یا جانشینی مشاهده می شوند. فسفاتی شدن در رخساره های سازند سروک مانند لاگون، پشته سدی و به خصوص رخساره دریای باز دیده می شود. ذرات فسفاتی در این مطالعه جایگزین ساختمان های کربناتی، اسکلتی و غیراسکلتی شده اند (شکل K-۶). با بررسی های صورت گرفته این فرآیند تاثیری بر کیفیت مخزنی توالی مورد مطالعه نداشته است.

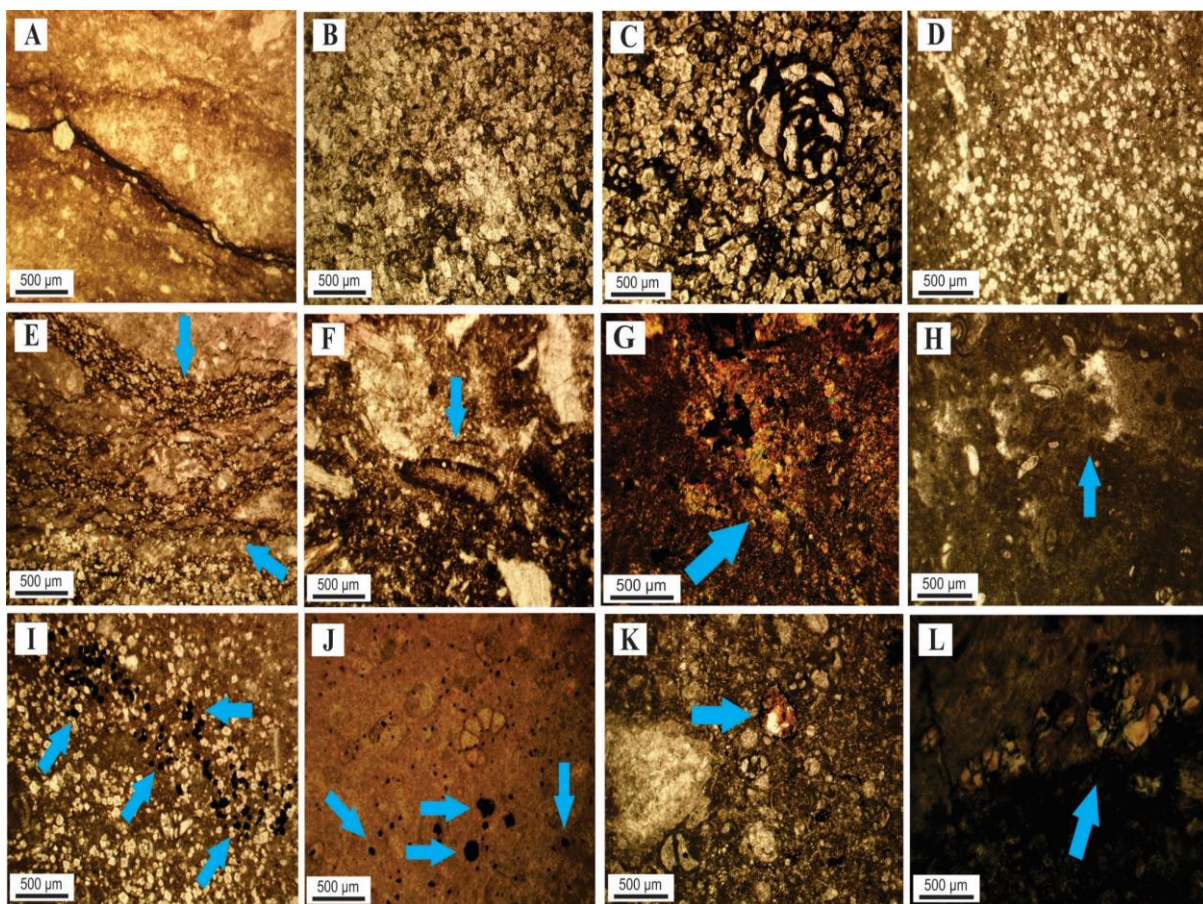
- سیلیسی شدن

بخش زیادی از رسوبات در سنگ های آهکی دریایی کم عمق و عمیق تحت تاثیر این فرآیند قرار میگیرند. این فرآیند غالباً محصول دیاژنز تدفینی است [۴۱]. در توالی مورد مطالعه سیلیسی شدن تنها در رخساره عمیق و کم عمق دریای باز رویت

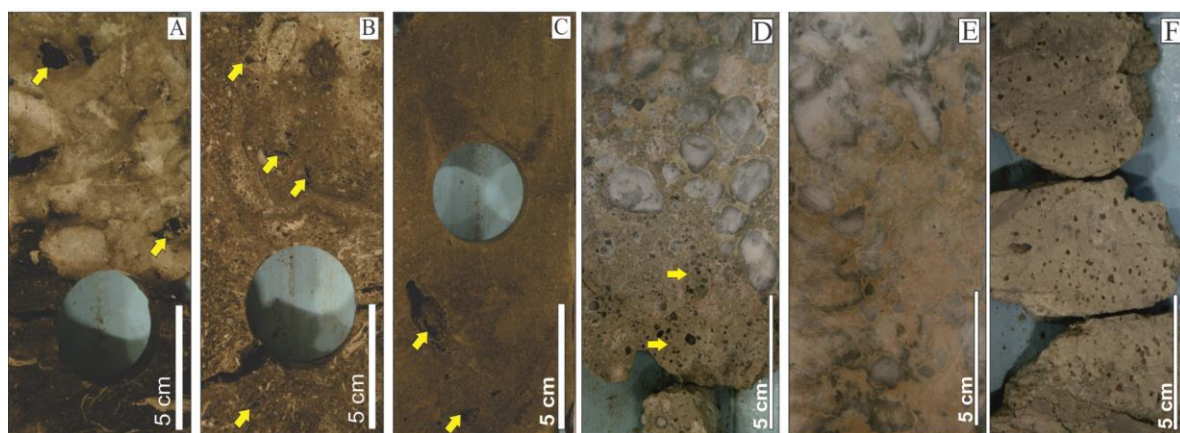
شده است. سیلیسی شدن عمدتاً جایگزین تخلخل‌ها و بعضاً آلوکم‌ها شده است (شکل L-۶). این فرآیند با توجه به این که گسترش زیادی در توالی مورد مطالعه نداشته است نمی‌تواند تاثیر گذار بر کیفیت مخزنی باشد.



شکل ۵- انواع فرآیندهای دیاژنزی سازند سروک، (A) سیمان حاشیه‌ای هم ضخامت. عمق ۲۸۲۵/۵۰ متری، XPL، (B) سیمان کلسیتی بلوکی. عمق ۲۸۴۸ متری، PPL، (C) سیمان کلسیتی هم بعد. عمق ۲۸۵۸ متری، XPL، (D) سیمان دروزی. عمق ۲۸۰۰ متری، PPL، (E) سیمان رشد اضافی هم محور. عمق ۲۹۴۹/۵۰ متری، XPL، (F) سیمان رگه پرکن. عمق ۲۷۳۴ متری، PPL، (G) تخلخل درون دانه‌ای. عمق ۲۷۶۰/۶۰ متری، PPL، (H) تخلخل بین دانه‌ای. عمق ۲۸۸۷ متری، PPL، (I) تخلخل بین بلوری. عمق ۲۸۱۱ متری، PPL، (J) تخلخل قالبی. عمق ۲۷۳۵ متری، PPL، (K) تخلخل حفره‌ای. عمق ۲۷۷۱ متری، PPL، (L) شکستگی. عمق ۲۷۶۲ متری، PPL، (M) شکستگی. عمق ۲۷۵۲ متری، PPL، (N) تراکم مکانیکی. عمق ۲۷۹۸ متری، XPL، (O) تماس طولی. عمق ۲۸۶۴ متری، XPL، (P) استیلولیت. عمق ۲۷۷۷ متری، XPL.



شکل ۶- انواع فرآیندهای دیاژنزی سازند سروک، (A) رگچه های انحلالی. عمق ۲۷۳۷ متری، XPL، (B) دولواسپارایت. عمق ۲۸۴۵ متری، XPL، (C) دولومیتی شدن زمینه سنگ. عمق ۲۸۱۶ متری، XPL، (D) دولومیت های پراکنده در زمینه آهکی. عمق ۲۷۳۲ متری، XPL، (E) دولومیت های مرتبط با استیلولیت. عمق ۲۸۵۱/۸۰ متری، XPL، (F) میکرایتی شدن. عمق ۲۷۵۰ متری، XPL، (G) نوشکلی. عمق ۲۹۱۷ متری، XPL، (H) آشفته‌گی زیستی. عمق ۲۷۶۷ متری، XPL، (I) پیریتی شدن. عمق ۲۸۳۱ متری، XPL، (J) هماتیته شدن. عمق ۲۷۳۸ متری، XPL، (K) فسفاتگی شدن. عمق ۲۸۵۴ متری، XPL، (L) سیلیسی شدن. عمق ۲۷۴۹ متری، XPL.



شکل ۷- تصاویر انواع مغزه مورد مطالعه بخش بالایی سازند سروک در چاه مورد مطالعه، تصاویر (A) حفرات غیرمرتبط، (B) منافذ انحلالی، (C) حفرات مرتبط، (D,E) فرآیند برشی شدن و تشکیل خاک های دیرینه در ناپیوستگی سنومانین - تورونین و (F) آغشته‌گی به اکسید آهن در ناپیوستگی تورونین میانی

۶- توالی دیاژنزی

توالی دیاژنزی بیانگر زمان تاثیر فرآیندهای دیاژنزی می باشد. با توجه به بررسی های صورت گرفته در بخش بالایی سازند سروک فرآیندهای دیاژنزی در سه زمان ائوژنز، مزوژنز و تلوزنز به وقوع پیوسته اند. ائوژنز نخستین مرحله می باشد که به دو صورت محیط دریایی و متئوریک رخ داده است. در محیط دیاژنزی دریایی با فرآیندهای دیاژنزی آشفستگی زیستی، میکرایتی شدن و سیمان حاشیه ای هم ضخامت آغاز می شود. در محیط دیاژنزی جوی یا متئوریک رسوبات تحت تاثیر آب های جوی قرار گرفته اند و فرآیندهای دیاژنزی انحلال، دولومیتی شدن، نوشکلی، تراکم، شکستگی و انواع سیمان بلوکی، هم بعد، دروزی و هم محور رخ داده است. پس از مرحله ائوژنز رسوبات تحت تاثیر مرحله مزوژنز قرار گرفته اند و در این مرحله دما، فشار و عمق بر روی رسوبات تاثیر گذار بوده اند. در این مرحله در محیط دیاژنزی تدفینی برخی فرآیندهای دیاژنزی مانند، سیمان رگه پرکن، هماتیتی شدن، پیریتی شدن، سیلیسی شدن و فسفاتی شدن تشکیل شده اند. آخرین مرحله تلوزنز است که در این مرحله بالا آمدگی ها به وجود آمده اند و در نتیجه فرآیندهای تکتونیک شکستگی ها ایجاد شده اند. در شکل ۸ توالی دیاژنزی و تاثیر فرآیندهای دیاژنزی بر کیفیت مخزنی بخش بالایی سازند سروک مشاهده می شود.

Time Diagenetic environments Diagenetic processes	Eogenesis		Mesogenesis		Telogenesis
	Marine	Meteoric	Burial		Uplift
			Shallow	Deep	
Micritization	—				
Bioturbation	—				
Dissolution		—			
Neomorphism		—			
Isopachous cement	—				
Blocky cement		—			
Equant cement		—			
Drusy cement		—			
Syntaxial overgrowth		—			
Vein cement				—	
Mechanical compaction		—			
Dissolution seams		—			
Stylolitization		—			
Fracturing		—			
Dolomitization		—			
Phosphatization		---			
Hematitization		---			
Pyritization			—		
Silicification		---			
Legend	Porosity reduction —		Porosity enhancement —		Uncertain effect ---

شکل ۸- توالی دیاژنزی بخش بالایی سازند سروک با نگرش تاثیرات کیفیت مخزنی در میدان نفتی مورد مطالعه

۷- چینه نگاری سکانسی

چینه نگاری سکانسی در تشریح و تفسیر تغییرات سطح آب دریا و اکتشاف مواد هیدروکربنی از اهمیت ویژه ای برخوردار است و علاوه بر این توانایی دارد تا تغییرات سنگ شناسی زیرزمینی را تشخیص دهد [۴۲]. به طور اساسی پراکندگی جانبی رخساره های رسوبی مربوط به محیط رسوبی می باشد، در صورتی که برهم انباشت قائم رخساره ها توسط تغییرات سطح آب دریا تعیین می شود و بازتابی از چینه نگاری سکانسی است [۴۰]. به عبارت دیگر چینه نگاری سکانسی سرگذشت رسوبگذاری، فرسایش و تغییرات سطح آب دریا در ناحیه را مشخص می کند [۱۶]. در این مطالعه ۳ سکانس رسوبی درجه سوم برای بخش بالایی سازند سروک در میدان نفتی مورد مطالعه شناسایی شده است. در بخش زیر به تشریح سکانس های رسوبی در چاه مورد مطالعه پرداخته شده است.

سکانس رسوبی ۱

این سکانس به ضخامت ۱۴۵ متر از سنگ آهک، آهک دولومیتی، دولومیت آهکی و میان لایه های نازک آهک رسی تشکیل شده است. شروع این سکانس با دسته رخساره سیستم تراکت پیشرونده (TST) به ضخامت ۹۷ متر با ریزرخساره پکستون پلوئیدی بایوکلاستی حاوی روزن داران کف زی محیط لاگون آغاز و با ریزرخساره های محیط پشته سدی ادامه و به ریزرخساره های محیط دریای باز ختم می گردد. حداکثر سطح غرقابی (MFS) توسط ریز رخساره پکستون حاوی خارپوستان در محیط دریای باز مشخص می شود که نسبت روزن داران شناور به کف زی در بدنه این ریزرخساره به بیشترین مقدار خود می رسد و بر روی این سطح دسته رخساره سیستم تراکت فرازین (HST) قرار دارد که افزایش تدریجی فضای رسوبگذاری را نشان می دهد. سیستم تراکت فرازین (HST) به ضخامت ۴۸ متر با ریزرخساره پکستون پلوئیدی بایوکلاستی حاوی روزن داران کف زی محیط لاگون آغاز و به ریزرخساره وکستون حاوی روزن داران کف زی محیط لاگون ختم می شود. در این سیستم تراکت رخساره لاگون، پشته سدی و غالباً دریای باز کم عمق دیده می شود که ضخامت رخساره لاگون مشهود است. مرز بالایی این سکانس به دلیل عدم وجود شواهد خروج از آب با مرز سکانسی نوع دوم محصور می باشد. این مرز با ریزرخساره وکستون حاوی روزن داران کف زی که نشان دهنده بیشترین کم عمق شوندگی در این دسته رخساره است مشخص می گردد (شکل ۱۱). این سکانس رسوبی با توجه به محتوای روزن داران، معادل زیست زون شماره ۲۵ (نزازاتا - آلوئولینیده) معرفی شده توسط [۴۷] به سن سنومانین میانی است [۳۷ و ۳۸] و حداکثر سطح غرقابی (MFS) در آن را می توان معادل حداکثر سطح غرقابی K130 در صفحه عربی در نظر گرفت [۴۲]. مشابه این سکانس رسوبی برای بخش بالایی سازند سروک در میدانی نفتی جنوب غربی ایران توسط [۳۷ و ۳۸] و [۴۳] مورد مطالعه قرار گرفته شده است.

سکانس رسوبی ۲

این سکانس در بالای سکانس رسوبی ۱ به ضخامت ۱۰۰ متر و شامل تناوبی از سنگ آهک، آهک دولومیتی و دولومیت آهکی است. شروع این سکانس با سیستم تراکت پیشرونده (TST) به ضخامت ۲۸ متر است که با ریزرخساره پکستون حاوی خارپوستان محیط شیب دریای باز آغاز و به ریزرخساره مادستون تا وکستون حاوی روزن داران شناور و کف زی دریای باز عمیق ختم می گردد. این سیستم تراکت فقط شامل ریزرخساره های محیط دریای باز است. حداکثر سطح غرقابی (MFS) توسط ریزرخساره مادستون تا وکستون حاوی روزن داران شناور و کف زی دریای باز مشخص می شود. بر روی این سطح دسته رخساره سیستم تراکت فرازین (HST) قرار دارد. این سیستم تراکت شامل رخساره های لاگون و پشته سدی است که با ریزرخساره وکستون تا پکستون بایوکلاستی حاوی روزن داران کف زی محیط لاگون آغاز و با

ریزرخساره های پشته سدی و لاگون ادامه و به مادستون های دولومیتی پهنه جزر و مدی منتهی می شود. ضخامت این سکانس ۷۲ متر است. فرآیند دولومیتی شدن در بالاترین بخش این سکانس رسوبی در روند کم عمق شوندگی سطح آب دریا رخ داده است. مرز زیرین این سکانس با مرز سکانسی نوع دوم محصور می باشد و نشان دهنده کم عمق تر شدن حوضه رسوبی و در نتیجه تغییر در رژیم رسوبگذاری است، اما مرز بالایی این سکانس با مرز سکانسی نوع اول مشخص می شود که نشان دهنده ناپیوستگی سنومانین - تورونین است (شکل ۱۱). ناپیوستگی سنومانین - تورونین در جنوب غربی ایران و صفحه عربی براساس دیاپیریسیم نمک و حرکت های گسل زیرزمینی تشکیل شده است [۲۵]. این ناپیوستگی، بر پایه یک رخنمون تحت الجوی به عنوان ناپیوستگی کوتاه مدت تکتونیکی شناسایی می شود [۱۱]. این مرز سکانسی در واقع پسروری شدید آب دریا در انتهای سنومانین را نشان می دهد به طوری که رسوبات دریای باز تورونین با یک پیشروی بر روی رسوبات فرسایش یافته مانند تشکیل خاک های دیرینه و برشی شدن (شکل ۷-D, E) و مادستون های دولومیتی پهنه جزر و مدی انتهای سنومانین ته نشین شده اند. این سکانس رسوبی دربرگیرنده زیست زون شماره ۲۵ (نزازاتا - آلوئولینیده) ارائه شده توسط [۴۷] به سن سنومانین پسین می باشد [۱۱ و ۳۷ و ۳۸] و حداکثر سطح غرقابی (MFS) در آن را می توان با حداکثر سطح غرقابی K140 در صفحه عربی مقایسه کرد [۴۲]. مشابه این سکانس رسوبی برای بخش بالایی سازند سروک در یکی از میداین نفتی فروافتادگی دزفول توسط [۳۷ و ۴۳] معرفی گردیده است.

سکانس رسوبی ۳

این سکانس در بالاترین قسمت سازند سروک به ضخامت ۲۴ متر شامل سنگ آهک دولومیتی، حاوی رس و فاقد رس است. شروع این سکانس با دسته رخصساره سیستم تراکت پیشرونده (TST) به ضخامت ۱۶ متر است که با ریزرخساره وکستون تا پکستون حاوی روزن داران شناور و کف زی محیط دریای باز کم عمق آغاز و به ریزرخساره مادستون تا وکستون حاوی روزن داران شناور و کف زی دریای باز عمیق ختم می گردد. حداکثر سطح غرقابی (MFS) توسط ریزرخساره مادستون تا وکستون حاوی روزن داران شناور و کف زی دریای باز است. پس از ته نشست شدن ریزرخساره های رسوبی سیستم تراکت پیشرونده (TST)، آب دریا به حالت سکون نسبی در آمده و در این مرحله ریزرخساره های رسوبی سیستم تراکت فرازین (HST) نهشته شده است. سنگ های تشکیل دهنده سیستم تراکت فرازین (HST) به ضخامت ۸ متر از ریزرخساره های لاگونی می باشند که با ریزرخساره وکستون حاوی روزن داران کف زی آغاز و به ریزرخساره پکستون پلوئیدی بایوکلاستی حاوی روزن داران کف زی ختم می شود. مرز زیرین و بالایی این سکانس با مرز سکانسی نوع اول محصور می باشد. مرز بالایی این سکانس نیز فرسایشی است که نشانگر پایین آمدن سطح آب دریا برای زمان طولانی و پدید آمدن مرز ناپیوستگی نوع اول است و به دلیل شواهد خروج از آب و فرسایش گسترده رسوبات در زیر بخش لافان به سن کنیاسین بر روی سازند سروک قرار می گیرد (شکل ۱۱). این سطح ناپیوستگی در میدان نفتی مورد نظر با اکسیدهای آهن در مغزه به خوبی مشخص است (شکل ۷-F). ضخامت کم این سکانس رسوبی می تواند به دلیل تاثیر فرسایش در تورونین میانی باشد که در راس این سکانس رسوبی قرار گرفته است و به عنوان یک ناپیوستگی بلند مدت شناسایی می شود. این ناپیوستگی می تواند به دلیل فرورانش افیولیت ها در مجاورت شمال شرقی صفحه عربی تشکیل شده باشد [۴۲]. این سکانس رسوبی با توجه به محتوای روزن داران، قابل انطباق با زیست زون شماره ۲۹ (نزازاتینلا - دی سیکلینا) ارائه شده توسط [۴۷] می باشد و سن آن تورونین در نظر گرفته شده است [۱۱ و ۳۷ و ۳۸] و حداکثر سطح غرقابی (MFS) در آن از لحاظ سنی قابل انطباق با حداکثر سطح غرقابی K140 در صفحه عربی می باشد [۴۲]. مشابه این سکانس رسوبی برای بخش بالایی سازند سروک در جنوب غربی ایران توسط [۱۱ و ۳۱ و ۳۷ و ۳۸] و [۴۳] تفسیر شده است.

۸- کیفیت مخزنی

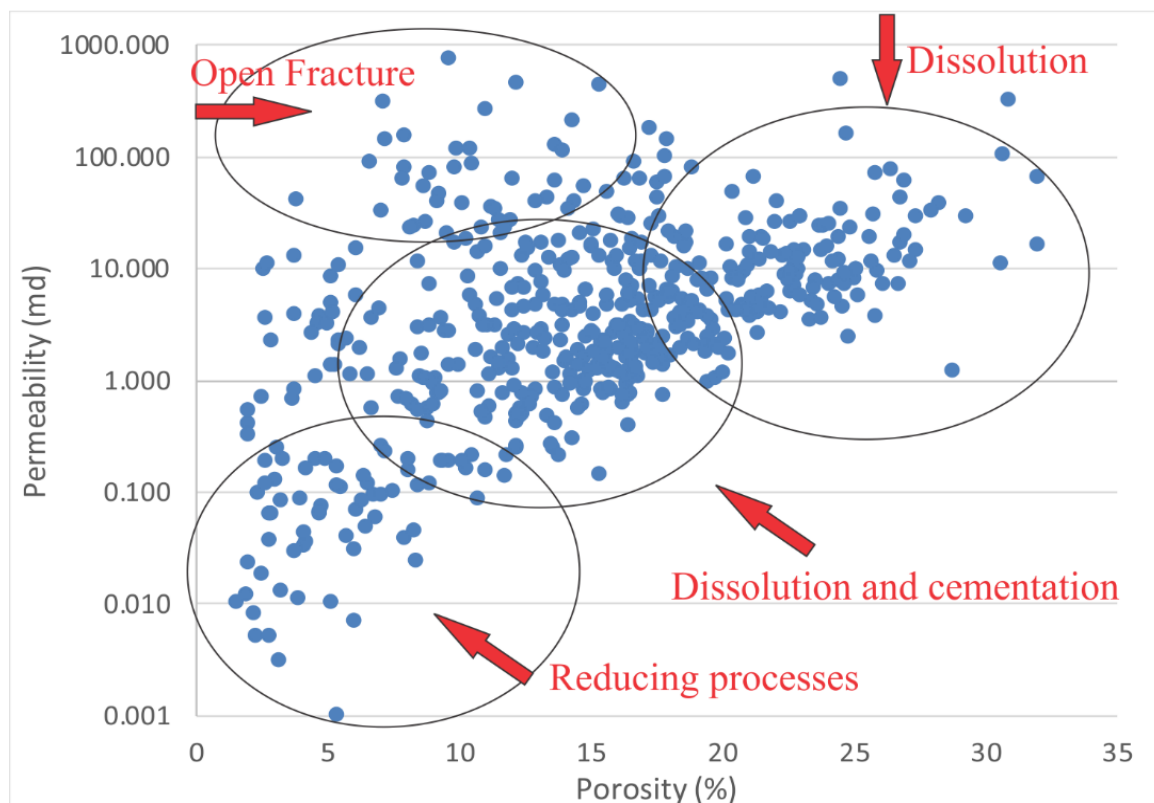
تغییرات سطح آب دریا از آلبین تا تورونین، فعالیت زمین ساختی و وجود آب و هوای گرم و مرطوب، تاثیر زیادی بر گسترش رسوبات، فرآیندهای دیاژنزی و انحلال قابل توجه که در نهایت سبب افزایش کیفیت مخزنی به خصوص در واحدهای کربناته گل پشتیان ناحیه خاورمیانه و به ویژه جنوب غربی ایران شده است [۳۲ و ۴۳]. فرآیندهای جوی تاثیر ویژه ای بر روی سازند سروک در زمان ناپیوستگی های تورونین میانی و سنومانین - تورونین داشته اند [۳۷ و ۳۸]. با توجه به ضخامت کم ناپیوستگی تورونین میانی و رخساره های گل پشتیان آن فرآیندهای انحلال و سیمانی شدن گسترش زیادی ندارند. اما در زیر ناپیوستگی سنومانین - تورونین به طور معمول انحلال و سیمانی شدن گسترده مشاهده می شود. این ناپیوستگی نقش مهمی در تشکیل مخازن نفتی به ویژه در ناحیه دشت آبادان و فروافتادگی دزفول داشته است [۳۳]. رخساره های رسوبی یکی از مهمترین عوامل کنترل کننده تخلخل و تراوایی در مخازن غیرکلاستیک می باشند [۳۴]. برای بررسی بهتر کیفیت مخزنی بخش بالایی سازند سروک، داده های تخلخل و تراوایی مغزه بررسی گردید (جدول ۲). در این مطالعه رخساره پشته سدی بالاترین مقدار تخلخل و تراوایی را در بین رخساره ها دارد. از جمله عوامل موثر که در این رخساره نقش داشته می توان به شکستگی های فراوان، تخلخل های حفره ای، بین دانه ای، درون دانه ای و توالی حاوی رودیست اشاره کرد و مضاف بر این فرآیند سیمانی شدن در آن کم تر دیده می شود و بخش مخزنی بخش بالایی سازند سروک می باشد. در رخساره لاگون وجود شکستگی ها و تخلخل های گوناگون در مقابل تراکم شیمیایی مانند استیلولیت ها و سیمان های متئوریک و تدفینی باعث شده کیفیت مخزنی این رخساره متوسط باشد. هرچند که در بخش هایی وجود شکستگی های باز سبب افزایش تراوایی در این رخساره شده است (شکل ۹). رمپ میانی شامل شیب دریای باز با کیفیت مخزنی ضعیف به خوب و دریای باز کم عمق با کیفیت مخزنی ضعیف می باشد. از مواردی که کیفیت مخزنی آن را کم کرده می توان به تخلخل های حفره ای مجزا، دولومیتی شدن و تراکم اشاره کرد. رخساره رمپ خارجی کیفیت مخزنی ضعیفی را نشان داده است. دولومیتی شدن یکی از مهمترین فرآیندهای کاهش دهنده کیفیت مخزنی این رخساره بوده است. رخساره پهنه جزر و مدی در بالاترین بخش سازند سروک در تورونین کم ترین کیفیت مخزنی را در مخزن مورد مطالعه داشته است. از بین ریزرخساره ها، ریزرخساره گرینستون حاوی رودیست و خارپوست در رخساره پشته سدی بهترین و ریزرخساره مادستون دولومیتی ضعیف ترین کیفیت مخزنی را در مخزن مورد مطالعه دارا می باشد (شکل ۹ و جدول ۲). با توجه به فرآیندهای دیاژنزی رخ داده فرآیندهای انحلال، شکستگی مهمترین عوامل افزایش دهنده مقدار تخلخل و تراوایی بوده اند و در مقابل سیمانی شدن، تراکم و دولومیتی شدن مهمترین عوامل کاهش دهنده این مقدار بوده اند. براساس فرآیندهای دیاژنزی می توان کیفیت مخزنی را در سه گروه مختلف مورد مطالعه قرار داد. در فواصلی که انحلال و شکستگی غالب است و سیمانی شدن و تراکم ناچیز است کیفیت مخزنی بالا است. در فواصلی که هر دو عامل افزایش دهنده و کاهش دهنده کیفیت مخزنی وجود دارند کیفیت مخزنی متوسط می باشد. در قسمت هایی که سیمانی شدن غالب است و فرآیندهای افزایش دهنده کیفیت مخزنی کم هستند کیفیت مخزنی پایین است. همچنین در فواصلی که فرآیند انحلال به همراه دولومیتی شدن دیده می شود کیفیت مخزنی کاهش داشته است. دلیل آن می توان عدم گسترش دولومیت ها و وجود تخلخل های غیرمرتبط باشد (شکل ۱۰ و ۱۱).

چینه نگاری سکansı نقش مهمی در توسعه مخازن کربناته دارد [۳۴]. در این مطالعه در سکانس رسوبی ۱ فرآیند انحلال گسترش خوبی دارد و در مقابل فرآیندهای کاهش دهنده کیفیت مخزنی به مقدار کم تری دیده می شود و می توان این سکانس را به عنوان سکانس مخزنی بخش بالایی سازند سروک در نظر گرفت. سکانس رسوبی ۲ در فواصلی انواع تخلخل به ویژه حفره ای و ریزرخساره های حاوی رودیست دیده می شود که باعث بالارفتن کیفیت مخزنی در این سکانس شده

است. همچنین در بخش هایی سیمانی شدن، تراکم و دولومیتی شدن باعث انسداد تخلخل و تراوایی شده است، اما در مجموع این سکانس رسوبی دارای کیفیت مخزنی متوسط تا خوب است. در سکانس رسوبی ۳ فرآیندهای دیاژنزی شاخص شامل دولومیتی شدن و تراکم است که وجود فرآیندهای کاهش دهنده سبب شده تا این سکانس از لحاظ دیاژنزی فاقد تاثیر مثبت در کیفیت مخزنی باشد. در شکل ۱۱ توزیع ریزرخساره ها، کمربندهای رخساره ای، فرآیندهای دیاژنزی، و چینه نگاری سکانسی در چاه مورد مطالعه نمایش داده شده است.



شکل ۹- تاثیرات عوامل رسوبی بر نمودار تخلخل و تراوایی بخش بالایی سازند سروک در چاه مورد مطالعه، (A) بافت رسوبی، (B) ریزرخساره ها، (C) کمربندهای رخساره ای.



شکل ۱۰- تاثیرات فرآیندهای دیاژنزی بر نمودار تخلخل و تراوایی بخش بالایی سازند سروک در چاه مورد مطالعه

جدول ۲- کیفیت مخزنی ریزرخساره ها و سیستم تراکت های بخش بالایی سازند سروک در چاه مورد مطالعه (درصد فراوانی: ف) فراوان، (ر) رایج، (ن) نادر)

تراوایی هوا (md)	تخلخل هلیوم (%)	کیفیت مخزنی	نوع تخلخل غالب	فرآیندهای دیاژنزی غالب	سکانس رسوبی	سیستم تراکت	ریز رخساره
۱/۵۸	۶/۳۴	ضعیف	حفره ای (ن)	سیمانی شدن (ر)، شکستگی (ر)، دولومیتی شدن (ن)، تراکم شیمیایی (ن) و انحلال (ن)	۲	HST	۱
۱۴/۳۸	۱۲/۱۲	متوسط	حفره ای (ر) و قالبی (ن)	شکستگی (ر)، انحلال (ر)، سیمانی شدن (ر)، میکرایتی شدن (ن) و تراکم مکانیکی و شیمیایی (ن)	۳-۲-۱	HST/TS T	۲
۱۶/۷۷	۱۶/۲۳	متوسط	حفره ای (ر) و درون دانه ای (ر)	انحلال (ر)، شکستگی (ر)، سیمانی شدن (ر)، تراکم مکانیکی و شیمیایی (ر)	۳-۲-۱	HST/TS T	۳
۱۰/۳۱	۱۳/۵۰	متوسط	بین دانه ای (ر) و قالبی (ن)	سیمانی شدن (ف)، تراکم مکانیکی و شیمیایی (ر)، شکستگی (ر)، انحلال (ر) و میکرایتی شدن (ن)	۳-۲-۱	HST	۴
۱۷/۸۲	۱۴/۷۵	متوسط	بین دانه ای	انحلال (ف)، سیمانی شدن (ر) و تراکم	۲-۱	HST/TS T	۵

				(ف) و درون دانه ای (ر)	شیمیایی (ر)			
۶	HST/TS T	۲-۱	انحلال (ر) و سیمانی شدن (ن)	و بین دانه ای (ر)	خوب	۱۵/۳۵	۲۱/۶۴	حفره ای (ف)
۷	HST/TS T	۲-۱	انحلال (ف)، سیمانی شدن (ن) و تراکم شیمیایی (ن)	و بین دانه ای (ر)	خوب	۱۹/۷۷	۵۴/۰۵	حفره ای (ف)
۸	HST/TS T	۲-۱	انحلال (ف) و سیمانی شدن (ر)	حفره ای (ر)	خوب	۱۱/۵۲	۲۱/۳۶	حفره ای (ف)
۹	TST/HS T	۲-۱	انحلال (ف)، دولومیتی شدن (ر)، تراکم مکانیکی (ر) و شکستگی (ن)	بین دانه ای (ف) و درون دانه ای (ر)	خوب	۱۵/۱۷	۳۱/۰۳	حفره ای (ف)
۱۰	TST	۱	سیمانی شدن (ف)، انحلال (ر) و نوشکلی (ن)	درون دانه ای (ر) و حفره ای (ر)	ضعیف	۱۸/۵۵	۳/۰۸	حفره ای (ف)
۱۱	TST	۳-۲-۱	آشفتگی زیستی (ر) دولومیتی شدن (ر)، سیمانی شدن (ر)، نوشکلی (ر)، انحلال (ن) و تراکم شیمیایی (ن)	بین بلوری (ف) و حفره ای (ر)	ضعیف	۱۴/۷۷	۵/۷۲	حفره ای (ف)
۱۲	TST	۳-۲-۱	آشفتگی زیستی (ر) دولومیتی شدن (ر) تراکم شیمیایی (ر)، سیمانی شدن (ر)، انحلال (ر) و میکرایتی شدن (ن)	بین بلوری (ر) و حفره ای (ر)	ضعیف	۱۵/۴۰	۱۱/۷۷	حفره ای (ف)
۱۳	TST	۲-۱	سیمانی شدن (ر)، آشفتگی زیستی (ر)، دولومیتی شدن (ر) و انحلال (ن)	درون دانه ای (ر) و بین بلوری (ن)	ضعیف	۱۰/۸۶	۴/۰۴	حفره ای (ف)

یک رمپ کربناته هموکلینال یا هم شیب توصیف شد. ریزرخساره های دریای باز با فراوانی ۴۳ درصد بیشترین گسترش و رخساره پهنه جزر و مدی با ۲ درصد کم ترین گسترش را داشته اند. از بین ریزرخساره ها وکستون حاوی روزن داران کف زی در محیط لاگون با ۱۷ درصد و ریزرخساره های وکستون تا پکستون حاوی روزن داران کف زی بزرگ و وکستون حاوی سوزن های اسفنجی با ۱ درصد در رخساره دریای باز کم ترین گسترش را داشته اند. در مطالعات فرآیندهای دیاژنزی به طور کلی سیمانی شدن، تراکم و دولومیتی شدن نقش اصلی در کاهش کیفیت مخزنی و انحلال و شکستگی دلیل عمده افزایش کیفیت مخزنی بخش بالایی سازند سروک بوده است. سیمانی شدن به غیر از سیمان های دریایی نقش مهمی در بستن تخلخل های حاصل از انحلال داشته که در نتیجه سبب کاهش کیفیت مخزنی شده است. تراکم با منسدد کردن خلل و فرج و دولومیتی شدن به دلیل پراکنده بودن در زمینه گل پشتیبان و همراهی با استیلولیت ها و رگچه های انحلالی نقش مهمی در کاهش کیفیت مخزنی سازند سروک داشته اند. انحلال سبب ایجاد انواع تخلخل های حفره ای شده است و شکستگی هایی که توسط سیمان پر نشده اند مهمترین عوامل افزایش دهنده کیفیت مخزنی هستند. فرآیندهای دیاژنزی دیگر مانند میکرایتی شدن، نوشکلی، آشفستگی زیستی، پیریتی شدن، هماتیتی شدن، فسفاتی شدن و سیلیسی شدن بدون تاثیر قابل ملاحظه بر کیفیت مخزنی این سازند هستند. در بخش بالایی سازند سروک ۳ سکانس رسوبی رده سوم شناسایی شده است. سکانس رسوبی ۱ با مرز نوع دوم و سکانس ۲ و ۳ با مرز از نوع اول به اتمام می رسند. در سکانس رسوبی ۱ فرآیند انحلال غالب بوده و کیفیت مخزنی خوبی دارد و به عنوان سکانس مخزنی در نظر گرفته شده است. سکانس رسوبی ۲ فرآیند انحلال در بخش هایی بیشتر از سیمانی شدن است و در کل این سکانس کیفیت مخزنی متوسط به خوبی نشان داده و در نهایت سکانس رسوبی ۳ که در زمان تورنین است که کیفیت مخزنی خوبی ندارد و از بالا به شیل های لافان می رسد. در نهایت با استفاده از داده های تخلخل و تراوایی مغزه، کیفیت مخزنی هر رخساره و ریزرخساره تعیین گردید. بر این اساس رخساره های پشته سدی و دریای باز به سمت خشکی بهترین و رخساره پهنه جزر و مدی ضعیف ترین کیفیت مخزنی را دارا است. از بین ریزرخساره ها گرینستون حاوی رودیست و خارپوست بهترین کیفیت مخزنی و ریزرخساره مادستون دولومیتی ضعیف ترین کیفیت مخزنی را شامل می می شود. در مطالعات صورت گرفته با توجه به پراکندگی ویژگی های مخزنی نشان داد بخش بالایی سازند سروک تحت تاثیر فرآیندهای دیاژنزی در چارچوب ویژگی های رسوبی می باشد.

سپاس و قدردانی

در اینجا لازم است از شرکت مهندسی و توسعه نفت (متن) به دلیل در اختیار قرار دادن اطلاعات میدان نفتی مورد مطالعه جهت نوشتن مقاله تشکر و قدردانی گردد. همچنین از داوران مقاله آقایان دکتر عزیزاله طاهری و دکتر محمود برگریزان قدردانی می گردد.

منابع

- [۱] اسدی مهماندوستی، ا.، اسدی، ا.، ۱۳۹۶، مطالعه خصوصیات مخزنی سازند سروک و تعیین مرز آن با سازند ایلام به طریق ژئوشیمیایی در تاقدیس چناره، جنوب لرستان: مجله پژوهش های دانش زمین، سال هشتم، شماره ۲۹، صفحه ۱۰۳ تا ۱۳۵.
- [۲] شاهوردی، ن.، رحیم پور بناب، ح.، کمالی، م.، ر.، اسرافیلی دیزجی، ب.، ۱۳۹۴، محیط رسوبی، دیاژنزی و کیفیت مخزنی بخش بالایی سازند سروک در خلیج فارس: مجله علوم زمین، سال بیست و پنجم، شماره ۹۸، صفحه ۵۵ تا ۶۶.

[۳] فرامرزی، س.، رحیم پور بناب، ح.، رنجبران، م.، ۱۳۹۶، کنترل رخساره ها و فرایندهای دیاژنزی بر کیفیت مخزنی سازند سروک در یکی از میدان های نفتی ناحیه دشت آبادان، جنوب باختر ایران: مجله علوم زمین، سال بیست و هفتم، شماره ۱۰۵، صفحه ۱۱۷ تا ۱۳۰.

[۴] مطیعی، ه.، ۱۳۷۲، زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس: سازمان زمین شناسی کشور، ۵۳۶ صفحه.

[۵] هنرمند، ج.، اسعدی، ا.، معلمی، س.ع.، عبداللهی فرد، ا.، منیبی، س.، ۱۳۹۵، ریزرخساره ها و محیط رسوبی سازند سروک در یکی از میداین هیدروکربنی جنوب غرب ایران: نشریه علمی - پژوهشی رخساره های رسوبی، ۹ (۲)، صفحه ۱۳۳ تا ۱۵۱.

- [6] ABDOLLAHIE FARD, I., BRAATHEN, A., MOKHTARI, M. and ALAVI, S. A., 2006, Interaction of the Zagros Fold-Thrust Belt and the Arabian-Type, Deep-Seated Folds in the Abadan Plain and the Dezful Embayment, SW Iran: *Petroleum Geoscience*, **12(4)**, 347–362.
- [7] ADABI, M. H., SALEHI, M. A. and GHABEISHAVI, A., 2010, Depositional Environment, Sequence Stratigraphy and Geochemistry of Lower Cretaceous Carbonates (Fahliyan Formation), South-West Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, **39(3)**, 148–160.
- [8] ADABI, M. H., 2009, Multistage Dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kope-Dagh Basin, N.E. Iran: *Carbonates and Evaporites*, **24(1)**, 16–32.
- [9] ALSHARHAN, A. S. and NAIRN A. E. M., 2003, Sedimentary Basins and Petroleum Geology of the Middle East: *Elsevier*, Amsterdam, 843.
- [10] ASADI MEHMANDOSTI, E., ADABI, M. H. and WOODS. A., 2013, Microfacies and Geochemistry of the Middle Cretaceous Sarvak Formation in Zagros Basin, Izeh Zone, SW Iran: *Sedimentary Geology*, **293**, 9–20.
- [11] ASSADI, A., HONARMAND, J., MOALLEMI, S. A. and ABDOLLAHIE-FARD, I., 2016, Depositional Environments and Sequence Stratigraphy of the Sarvak Formation in an Oil Field in the Abadan Plain, SW Iran: *Facies*, **62(4)**, 1-22.
- [12] BAHROUDI, A. and TALBOT, C. J., 2003, The Configuration of the Basement beneath the Zagros Basin: *Journal of Petroleum Geology*, **26(3)**, 257–282.
- [13] BEIGI, M., JAFARIAN, A., JAVANBAKHT, M., WANAS, H. A., MATTERN, F. and TABATABAEI, A., 2017, Facies Analysis, Diagenesis and Sequence Stratigraphy of the Carbonate-Evaporite Succession of the Upper Jurassic Surmeh Formation: Impacts on Reservoir Quality (Salman Oil Field, Persian Gulf, Iran): *Journal of African Earth Sciences*, **129**, 179–194.
- [14] BERBERIAN, M. and KING, G. C. P., 1981, Towards a Paleogeography and Tectonic Evolution of Iran: *Canadian Journal of Earth Sciences*, **18(2)**, 210–265.
- [15] BORDENAVE, M. L. and HEGRE, J. A., 2005, The Influence of Tectonics on the Entrapment of Oil in the Dezful Embayment, Zagros Foldbelt, Iran: *Journal of Petroleum Geology*, **28(4)**, 339–368.
- [16] CATUNEANU, O., 2006, Principles of Sequence Stratigraphy: *Elsevier*, New York, 375.
- [17] CHOQUETTE, P.W. and PRAY, L., 1970, Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **54(2)**, 207–250.
- [18] CHRISTIAN, L., 1997, Cretaceous Subsurface Geology of the Middle East Region: *GeoArabia*, **2(3)**, 239–256.
- [19] DICKSON, J., 1966, Carbonate Identification and Genesis as Reveled by Staining: *Journal of Sedimentary Petrology*, **36(2)**, 491–505.
- [20] DUNHAM, R. J., 1962, Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture, in W. E. Ham, Ed., Classification of Carbonate Rocks: *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 108–121.
- [21] EMBRY, A. F. and J. E. KLOVAN. 1971. A Late Devonian Reef Tract on Northeastern Banks Island, Northwest Territories, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 19:730–781.
- [22] FLUGEL, E., 2010, Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application: (2th Edition). *Springer*, Berlin, 984.
- [23] GHABEISHAVI, A., VAZIRI-MOGHADDAM, H., TAHERI, A. and TAATI, F., 2010, Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan anticline, SW

- Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, **37**, 275-285.
- [24] HAJIKAZEMI, E., AL-AASM, I. S. and CONIGLIO, M., 2010, Subaerial Exposure and Meteoric Diagenesis of the Cenomanian-Turonian Upper Sarvak Formation, Southwestern Iran: *Geological Society*, London, Special Publications, **330(1)**, 253–272.
- [25] HOLLIS, C., 2011, Diagenetic Controls on Reservoir Properties of Carbonate Successions within the Albian-Turonian of the Arabian Plate: *Petroleum Geoscience*, **17(3)**, 223–241.
- [26] JAMES, G. A. and WYND, J. G., 1965, Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area: *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **49**, 2182–2245.
- [27] LONGMAN, M. W., 1980, Carbonate Diagenetic Textures from Nearsurface Diagenetic Environments: *AAPG*, **64(4)**, 461-487.
- [28] LUCIA, F. J., 2007, Carbonate Reservoir Characterization An Integrated Approach: Second Edition. *Springer*, Berlin, 336.
- [29] MARTÍN-CHIVELET, J., 2003, Quantitative Analysis of Accommodation Patterns in Carbonate Platforms: An Example from the Mid-Cretaceous of SE Spain: *Palaeogeography*, **200**, 83–105.
- [30] MAZZULLO, S. J., 1992, Geochemical and Neomorphic Alteration of Dolomite: A Review: *Carbonates and Evaporites*, **7(1)**, 21–37.
- [31] MEHRABI, H. and RAHIMPOUR-BONAB, H., 2013, Paleoclimate and Tectonic Controls on the Depositional and Diagenetic History of the Cenomanian-Early Turonian Carbonate Reservoirs, Dezful Embayment, SW Iran: *Facies* **60(1)**, 147–167.
- [32] MEHRABI, H., RAHIMPOUR-BONAB, H., ENAYATI-BIDGOLI, A. H. and ESRAFILI-DIZAJI, B., 2014, Impact of Contrasting Paleoclimate on Carbonate Reservoir Architecture: Cases from Arid Permo-Triassic and Humid Cretaceous Platforms in the South and Southwestern Iran: *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **126**, 1-68.
- [33] MEHRABI, H., RAHIMPOUR-BONAB, H., ENAYATI-BIDGOLI, A. H. and NAVIDTALAB, A., 2014, Depositional Environment and Sequence Stratigraphy of the Upper Cretaceous Ilam Formation in Central and Southern Parts of the Dezful Embayment, SW Iran: *Carbonates and Evaporites*, **29(3)**, 263–278.
- [34] MOORE, C. H., 2013, Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework: *Elsevier*, Amsterdam, 370.
- [35] MORADPOUR, M., ZAMANI, Z. and MOALLEMI, S. A., 2008, Controls on Reservoir Quality in the Lower Triassic Kangan Formation, Southern Persian Gulf: *Journal of Petroleum Geology*, **31(4)**, 367–385.
- [36] NELSON, R., 2001, Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs: *Gulf Professional Publishing*, Houston, Texas, 320.
- [37] RAHIMPOUR-BONAB, H., MEHRABI, H., ENAYATI-BIDGOLI, A. H. and OMIDVAR, M., 2012, Coupled Imprints of Tropical Climate and Recurring Emergence on Reservoir Evolution of a Mid Cretaceous Carbonate Ramp, Zagros Basin, Southwest Iran: *Cretaceous Research*, **37**, 15–34.
- [38] RAHIMPOUR-BONAB, H., MEHRABI, H., NAVIDTALAB, A., OMIDVAR, M.A., ENAYATI-BIDGOLI, SONEI, H.R., SAJJADI, F., AMIRI-BAKHTYAR, H., ARZANI, N. and IZADI-MAZIDI, E., 2013, Palaeo-Exposure Surfaces in Cenomanian - Santonian Carbonate Reservoirs in the Dezful Embayment, SW Iran: *Journal of Petroleum Geology*, **36(4)**, 335–362.
- [39] RAZIN, P., TAATI, F. and VAN BUCHEM, F. S. P., 2010, Sequence Stratigraphy of Cenomanian–Turonian Carbonate Platform Margins (Sarvak Formation) in the High Zagros, SW Iran: An Outcrop Reference Model for the Arabian Plate: *Geological Society*, London, Special Publications, **329(1)**, 187–218.
- [40] SLATT, R., 2006, Stratigraphic Reservoir Characterization for Petroleum Geologists, Geophysicists, and Engineers: *Elsevier*, Amsterdam, 492.
- [41] SCHOLLE, P. A. and ULMER-SCHOLLE, D. S., 2003, A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis: *AAPG Memoir*, **77**, Color Guide to Petrography of Carbonate Rocks, 460.
- [42] SHARLAND, P. R., ARCHER, R., CASEY, D. M., DAVIES, R. B., HALL, S. H., HEWARD,

- A. P., HORBURY, A. D. and SIMMONS, M. D., 2001, Arabian Plate Sequence Stratigraphy: *GeoArabia*, Special Publication 2. 371.
- [43] TAGHAVI, A. A., MORK, A. and Emadi, M. A., 2006, Sequence Stratigraphically Controlled Diagenesis Governs Reservoir Quality in the Carbonate Dehluran Field, Southwest Iran: *Petroleum Geoscience*, **12(2)**, 115–126.
- [44] TUCKER, M. E., 2001, Sedimentary Petrology. An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks: 2nd Edition. *Blackwell Science*, 260.
- [45] WEIBEL, R. and FRIIS, H., 2004, Opaque Minerals as Keys for Distinguishing Oxidising and Reducing Diagenetic Conditions in the Lower Triassic Bunter Sandstone, North German Basin: *Sedimentary Geology*, **169**, 129–149.
- [46] WILSON, J. L., 1975, Carbonate Facies in Geologic History: *Springer*, New York, 472.
- [47] WYND, A. G., 1965, Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area: (I.O.O.C) Report No.1082, *Unpublished Paper*.
- [48] ZIEGLER, M. A., 2001, Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and Its Hydrocarbon Occurrences: *GeoArabia*, **6(3)**, 445–504.

ارزیابی زایش نفت، بازسازی تاریخچه تدفین و بلوغ حرارتی با استفاده از داده‌های پیرولیز راک- اول و مدل آرنیوس در یکی از چاه‌های میدان نفتی پارسی

ابوذر بازوندی^۱، بیژن ملکی^{۲*}، سعیده سنماری^۲، پرویز آرمانی^۲

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد اکتشاف نفت، دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)

۲- عضو هیئت علمی، دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)

*malekibijan@yahoo.com; maleki@eng.ikiu

دریافت شهریور ۱۳۹۸، پذیرش آبان ۱۳۹۸

چکیده

بررسی سنگ‌های منشا احتمالی در میدان های نفتی اهمیت زیادی دارد. در این تحقیق، علاوه بر ارزیابی پتانسیل هیدروکربنی، از مدل سینتیکی آرنیوس، برای ارزیابی دقیق‌تر وضعیت بلوغ سنگ منشاء و همچنین درصد زایش نفت در میدان نفتی پارسی استفاده شد. در مدل آرنیوس، دمای آهنگ تجزیه کروژن از اهمیت زیادی برخوردار است. در این مطالعه برخی از سنگ های منشاء که آزمایش پیرولیز حرارتی بر روی آنها صورت گرفته است از جنبه سینتیکی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته و نسبت تبدیل کروژن به هیدروکربور (TR) در آنها تعیین شد. بر اساس نتایج بدست آمده از بازسازی تاریخچه تدفین و مدل‌سازی حرارتی، مشخص گردید که سازندهای کژدمی و پابده در چاه مورد مطالعه وارد پنجره هیدروکربورزایی شده اند. بر اساس مدل آرنیوس مقادیر TTI سازند کژدمی مربوط به محدوده نفتی است، در صورتیکه TTI سازند پابده در محدوده گازی، بدست آمده است. همچنین نرخ تبدیل کروژن به نفت برای سازند گورپی، بعلت مواد آلی ناچیز، مورد بررسی قرار نگرفت. بنابراین از میان سازندهای کژدمی، گورپی و پابده در میدان نفتی پارسی، سازند کژدمی به عنوان اصلی‌ترین و موثرترین سنگ منشأ این میدان نفتی معرفی می‌شود که دارای $TR=100$ و TTI بالایی است.

کلمات کلیدی: ارزیابی سینتیکی، سنگ منشاء، مدل آرنیوس، تاریخچه تدفین، میدان نفتی پارسی.

۱- مقدمه

امروزه هیدروکربورها بیشترین سهم تولید انرژی را در زندگی بشر دارند و اولین قدم در بهره‌گیری از آنها اکتشاف است. در این راستا ژئوشیمی آلی علمی است که کارایی آن در بهبود اکتشاف، توسعه میادین نفتی و مدیریت مخازن نفتی ثابت شده است. در مطالعات وابسته به ژئوشیمی، خواص سنگ‌های منشاء بررسی می‌شود. قرار گرفتن سنگ‌های منشاء در اعماق زیاد و دیده نشدن آنها در بعضی مقاطع از جمله محدودیت‌های شناخت آنها است. لذا جهت شناخت بخش‌های عمیق حوضه، عواملی همچون بازسازی حوادث زمین‌شناسی و حرارتی گذشته می‌تواند نقش مهمی را در ارزیابی داشته باشد. در این راستا با استفاده از مدل‌های بازسازی و آزمایش‌های مربوط به سنگ منشاء، می‌توان در حد زیادی عملکرد این سنگ‌ها را ارزیابی نمود. بنابراین یکی از اهداف مهم علم ژئوشیمی، ارزیابی پتانسیل هیدروکربنی سازندها است. بدین منظور، از پارامترهای ژئوشیمیایی آلی سازندهای مورد مطالعه که حاصل نتایج آنالیزهای راک-اول و مدل‌سازی تاریخیچه حرارتی است می‌توان استفاده نمود. مطالعه تاریخیچه حرارتی یکی از روش‌های غیر مستقیم به منظور ارزیابی سنگ منشاء و پی بردن به وضعیت بلوغ و درجه پختگی مواد آلی و همچنین تعیین عمق و زمان تشکیل هیدروکربن است (رضایی، ۱۳۸۳). مدل‌سازی حرارتی روشی است که با استفاده از روش لوپاتین انجام می‌شود. با این روش، تأثیر هر دو عامل زمان و درجه حرارت (مدل TTI) در محاسبه بلوغ حرارتی مواد آلی رسوبات در نظر گرفته می‌شود. در دهه ۹۰ میلادی افرادی نظیر Burwood و Bordenave در حوضه زاگرس مطالعاتی بر اساس مدل‌سازی حرارتی انجام دادند (Bordenave and Burwood 1990). همچنین در مطالعه دیگر از روش مدل‌سازی حوضه رسوبی و مدل‌سازی حرارتی در کوه خامی و کوه میش استفاده شد. در مدل‌سازی حرارتی، فرسایش تأثیر زیادی بر میزان پختگی مواد آلی لایه‌ها داشته و در واقع فرسایش منجر به کاهش عمق تدفین شده که خود سبب کاهش نرخ واکنش‌های نفت زایی می‌گردد (زینل زاده و همکاران، ۱۳۸۹). کمالی و همکاران با استفاده از بازسازی تاریخیچه تدفین و مدل‌سازی حرارتی لوپاتین سنگ منشاء گدوان، در ناحیه فارس را مورد بررسی قرار دادند (کمالی و همکاران، ۱۳۸۴). همچنین مدل‌سازی حرارتی با استفاده از روش لوپاتین در فروافتادگی دزفول در سال ۱۳۸۹ توسط صالحی انجام شد. البته امروزه برخی از محققان با استفاده از روش LLNL مقدار (ضریب انعکاس ویتربینایت) R_0 را محاسبه کرده که این مدل سینتیکی جایگزین مدل لوپاتین شده است. در واقع برای بهینه‌سازی این مدل، از داده‌های تکمیلی از قبیل پارامترهای بلوغ ماده آلی مانند داده‌های انعکاس ویتربینایت استفاده شده است. شناسایی سنگ‌های منشاء بالقوه، میزان بلوغ و نحوه توزیع آنها در منطقه، توسط غربالگری سریع نمونه‌های سنگی با استفاده از دستگاه راک-اول انجام می‌گیرد (Lafargue et al., 1998). در این روش آنالیز نمونه‌ها به‌طور خودکار انجام می‌شود و نتایج آن به صورت نمودار ژئوشیمیایی ارائه می‌گردد. از سویی دیگر در برخی از مطالعات، توزیع کمی سینتیکی زایش نفت پیشنهاد می‌شود. در این راستا، پیش‌بینی خواص کروژن به کمک مدل سینتیکی و بر پایه رخساره آلی نسبت به نمودار ون-کروژن انجام می‌شود (علیزاده و همکاران، ۱۳۹۱). در مدل سینتیکی، انواع مولکول‌های واکنش دهنده (اولیه یا ثانویه)، انواع کروژن (I-IV) و انواع اجزای نفت تولیدشده (کلی، نفت-گاز، سینتیک ترکیبی) از یکدیگر تمیز داده می‌شود. البته مدل‌های سینتیکی متعددی برای تشکیل هیدروکربن وجود دارد. مدل کلی فراهم شده توسط انستیتوی نفت فرانسه (IFP) و آزمایشگاه ملی لیورمور نسبت به مدل‌های دیگر، به‌طور گسترده‌تری مورد استفاده قرار می‌گیرد. این مدل بر طبق یکسری واکنش‌های موازی به نام مدل ویتربینایت ارائه شده است (Sweeney and Burnham, 1990). در طی سال‌های اخیر از ضریب انعکاس ویتربینایت به عنوان شاخص بلوغ به‌طور گسترده استفاده می‌شود. همچنین مدل‌های مختلفی برای پیش‌بینی مقادیر R_0 با توجه به عوامل زمان و دما ارائه شده است (اشکان، ۱۳۸۳). در بین مدل‌های ارائه شده، مدل‌های VITRINATE و EASY%R0 بیشتر مورد استفاده قرار می‌گیرد (Burnham, 2019). در مدل سوئینی و برنهام (Sweeney

and Burnham, 1990) انرژی فعال‌سازی جهت تجزیه ویتربینایت طی چهار واکنش تجزیه‌ای شامل واکنش حذف آب، متان، دی‌اکسید کربن و هیدروکربن‌های سنگین است. در این رابطه با فراوانی که به دست می‌آید می‌توان توزیع نهایی انرژی فعال‌سازی با فاکتور فراوانی را محاسبه کرد. در مدل دیگر، انعکاس ویتربینایت با نرخ تبدیل (TR) به صورت نمایی و در بازه مشخص (۰.۲۰٪ و ۰.۴/۶۶٪) اصلاح می‌شود. در این تحقیق سعی شده است، مدل آرنیوس به عنوان یکی از روش‌های ژئوشیمیایی نفت معرفی گردد. بر این اساس سازندهای سنگ منشاء احتمالی در میدان پارسی، مورد ارزیابی ژئوشیمیایی قرار گرفتند.

۲- موقعیت جغرافیایی میدان نفتی پارسی

میدان پارسی بعنوان یکی از بزرگترین میداین نفتی در زاگرس، در ۱۳۰ کیلومتری جنوب غربی اهواز و در حدود ۴۰ کیلومتری جنوب غرب شهرستان رامهرمز و در بلافصل شمال غربی میدان کرنج و بر روی محور پیشینه فرونشست فروافتادگی دزفول قرار دارد (شکل ۱). این میدان با طول ۳۶ کیلومتر و عرض ۷ کیلومتر، از غرب به میدان نفتی پرنج و میدان نفتی کرنج، از شمال به میدان نفتی ماماتین و از جنوب به میدان نفتی آغاچاری محدود شده است. این میدان در محدوده عرض جغرافیایی ۵۵° ۳۰' تا ۱۲° ۳۱' و طول جغرافیایی ۴۹° ۴۹' تا ۵۰° ۰۰' واقع شده است (یزدانی و همکاران، ۱۳۸۵). در این میدان سازندهای کژدمی، گورپی و پابده از گروه بنگستان دارای گسترش وسیعی بوده و می‌توانند به عنوان سنگ منشا احتمالی مورد بررسی قرار گیرند.



شکل ۱- موقعیت میدان نفتی پارسی و میدان‌های نفتی همجوار آن واقع در جنوب غرب ایران (مطمعی، ۱۳۷۴).

۳- روش‌ها و تکنیک‌ها

دما و عمق دو عامل مهمی هستند که در بررسی تشکیل نفت و ارزیابی بلوغ سنگ منشاء نقش مهمی را ایفا می‌کنند (Dembicki, 2017)، به‌ویژه وقتی که با دیگر نشانگرهای بلوغ ترکیب شوند (اشکان، ۱۳۸۳). اولین روش سینتیکی در مدل-سازی تولید نفت به‌وسیله هابیخت ارائه شد (Habicht, 1964). هابیخت انرژی فعال‌سازی 5 kcal/mol و ضریب $A=5$

10 sec × را در مطالعه مدل آرنیوس را مورد استفاده قرار داد. این رابطه اولین مدل ریاضی برای تولید نفت با استفاده از نظریه سینتیک آرنیوس همراه با منحنی تاریخچه تدفین سنگ منشاء توسط تیسوت است که منتشر شد (Tissot, 1969). در روش TTI تأثیرات هر دو عامل زمان و درجه حرارت در محاسبه بلوغ مواد آلی در نظر گرفته می‌شود. در این رابطه مقدار TTI با انعکاس ویترونیات مطابق معادله یک رابطه مستقیم دارد.

$$= R_0 = (1444TTI)^{0/2012} \times 0/06359 \text{ معادله ۱}$$

در واقع روش TTI برای پیش‌بینی تشکیل نفت و شکسته شدن مولکول‌های آن استفاده می‌شود. این روش نوع کروژن را مشخص نمی‌کند اما می‌تواند ارتباط کلی با کروژن را نشان دهد. در مدل‌سازی به روش TTI فرض بر این است که: عوامل مؤثر بر بلوغ ماده آلی فقط زمان و دما هستند. زمان و دما می‌توانند جایگزین یکدیگر شوند، یعنی هر قدر دما کمتر باشد زمان طولانی‌تری برای رسیدن به مرحله خاصی از بلوغ لازم خواهد بود. لوپاتین از بهسازی مدل TTI برای رسم نمودارهای زمان-دما به منظور تولید نفت استفاده کرد (Lopatin, 1976). بر اساس این تحقیق، نرخ افزایش بلوغ در هر ۱۰ درجه سانتی‌گراد دو برابر می‌شود. وود شاخص زمان-دما را بر اساس معادله آرنیوس، TTI_{ARR} نامید تا از TTI لوپاتین تمیز داده شود و روابطی برای تعیین آن ارائه داد (Wood, 1988). وود برای مدل‌سازی بلوغ سنگ منشاء، رابطه بین TTI_{ARR} و دما-زمان را برای تعدادی از تاریخچه‌های تدفین بکاربرد. وی سپس روش خود را با روش لوپاتین مقایسه نمود و نتیجه گرفت که روش لوپاتین برای کروژن‌های با واکنش سریع، ارزیابی پایین داشته و همچنین برای تفاوت‌های زیاد در آهنگ‌های حرارتی، تخمین مناسبی ندارد (Wood, 1988; Hunt, 1996). در جدول یک ارتباط TTI و انعکاس ویترونیات با وضعیت بلوغ سنگ منشاء نشان داده شده است.

جدول ۱- مقادیر TTI و $R_0\%$ و ارتباط آن‌ها با وضعیت بلوغ سنگ منشاء (مطبیعی، ۱۳۷۴)

وضعیت بلوغ	درصد انعکاس ویترونیات	TTI وضعیت بلوغ
بالغ	۰/۰-۰/۵۵	۰-۳
بلوغ اولیه	۰/۵۵-۰/۷۰	۳-۲۰
بلوغ میانی	۰/۷۰-۱/۰۰	۲۰-۷۵
بلوغ نهایی	۱/۱-۰۰/۳۰	۷۵-۱۸۰
گاز زایی	۱/۲-۳۰/۰۰	۱۸۰-۹۰۰

در مدل آرنیوس، دمای آهنگ تجزیه کروژن از اهمیت زیادی برای تعیین پارامترهای معادله یک برخوردار است. در این تحقیق برخی از سنگ‌های منشاء که آزمایش پیرولیز حرارتی بر روی آن‌ها صورت گرفته است از جنبه سینتیکی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته و نسبت تبدیل سنگ منشاء (TR) تعیین می‌شود. بنابراین بر اساس آن می‌توان، توان نفت‌زایی سنگ را تعیین نمود. بنابر مطالعه کنونی (مدل سازی سینتیکی) لازم بود که نوع کروژن تقسیم‌بندی جزئی‌تری نماید. از

این رو نیاز به تعیین انرژی اکتیواسیون یا فعال‌سازی کروژن بود. روش‌های مختلفی برای تعیین این انرژی وجود دارد. از جمله می‌توان به محتوی گوگرد اشاره کرد که چهار نوع کروژن تیپ دو پیشنهاد گردیده است. تقسیم‌بندی چهار گانه ضعیف، متوسط، خوب، خیلی خوب و عالی بترتیب معادل با A, B, C, D در نظر گرفته شد. البته برای کروژن نوع دو تقسیم بندی دیگر بر اساس محتوی گوگرد نیز صورت گرفته است، که کروژن تیپ دو را به دو دسته تقسیم نموده است (Hunt et al., 1991). همچنین می‌توان انرژی اکتیواسیون را بدون در نظر گرفتن محتوی گوگرد و با کمک داده‌های راک-اول تعیین نمود (سلطانی و همکاران، ۱۳۹۴؛ کسایی و افنخاری، ۱۳۸۶). در جدول ۲ رابطه بین پارامترهای راک-اول (S1, S2, TOC) و کیفیت کروژن آمده است،

جدول ۲- دستورالعمل‌های تفسیری برای کمیت، کیفیت و بلوغ سنگ (Peters and Cassa 1994; Baik et al., 2000)

Quantity	TOC (%)	S1 (mg HC/g TOC)	S2 (mg HC/g TOC)
Poor	۰/۵<	۰/۵<	۲/۵<
Fair	۰/۵-۱	۰/۵-۱	۲/۵-۵
Good	۱-۴	۱-۴	۵-۲۰
Excellent	۴>	۴>	۲۰>
Quality	HI (mg HC/g TOC)	S2/S3	Kerogen type
None	۵۰<	۱<	IV
Gas	۵۰-۲۰۰	۱-۵	III
Gas and Oil	۲۰۰-۳۰۰	۵-۱۰	II/III
Oil	۳۰۰-۶۰۰	۱۰-۱۵	II
Oil	۶۰۰>	۱۵>	I
Maturation	R0 (%)	T _{max} (°C)	TAI
Immature	۰/۲-۰/۶	۴۳۰<	۱/۵-۲/۶
Early mature	۰/۰-۶/۶۵	۴۳۰-۴۴۰	۲/۶-۲/۷
Peak mature	۰/۶۵-۰/۹	۴۴۰-۴۵۰	۲/۷-۲/۹
Late mature	۰/۹-۱/۳۵	۴۵۰-۴۷۰	۲/۹-۳/۳
Post mature	۱/۳۵>	۴۷۰>	۳>

وابستگی نهایی دمای تجزیه کروژن برحسب عبارتهای نظری، به وسیله معادله ۲ بیان می‌شود.

$$K=A \exp (-E/RT)$$

معادله ۲

K = ثابت آهنگ واکنش (l/my)، A = ضریب پیش‌نمایی یا فرکانس (l/my)، R = ثابت گاز ایده آل، T = دما برحسب کلوین (C+273). پارامترهای سینتیکی E (مقدار انرژی فعال‌سازی) و A (فاکتور فراوانی) می‌باشند که می‌توان آنها را به طور آزمایشی با حرارت دادن سنگ منشاء در دماهای مختلف و اندازه‌گیری محصول هیدروکربن بدست آورد.

اگر در زمان t_0 مقدار کروژن برابر با V_0 و بیتومن برابر با صفر باشد و همچنین در زمان t مقدار کروژن برابر $(V_0 + V_t)$ و بیتومن برابر V_t باشد، نرخ تبدیل کروژن به بیتومن در دمای ثابت بستگی به مقدار کروژن باقیمانده داشته و از معادله ۳ به دست می‌آید.

$$\frac{dv}{dt} = K (V_0 + V_t) n \quad \text{معادله ۳}$$

کمیت باقی مانده واکنش، K نرخ ثابت معادله، و n درجه واکنش است. مدل‌های سینتیکی برای مدل‌سازی هر واکنش، نیازمند پارامترهای سینتیکی است که باید در آزمایشگاه اندازه‌گیری شده و یا از طریق مقادیر استاندارد جهانی استفاده شود. امروزه به دست آوردن پارامترهای سینتیکی از آزمایش‌های پیرولیز رایج است (Chen et al, 2017; Vitzthum et al, 2017). این آزمایش‌ها در مدت زمان کم و دمای بالا صورت می‌گیرند و در نهایت مکانیسم‌های واکنشی متفاوتی را دارا می‌باشند. در معادله ۴، نرخ تبدیل کروژن ارائه شده است.

$$V = V_0 \cdot \text{Exp}(-Kt) \quad \text{معادله ۴}$$

در این معادله V_0 کمیت اولیه کروژن، K نرخ ثابت معادله و V مقدار باقیمانده کروژن بعد از زمان t است. در این رابطه محاسبه TTI_{ARR} از معادله آرنیوس توسط وود (Wood, 1988) و هانت (Hunt, 1996) توضیح داده شده است. وود (Wood, 1988) بیان می‌کند که استخراج TTI راه حل تجزیه تقریبی انتگرال معادله آرنیوس در دماهای کمتر از 300 درجه سانتی‌گراد است و مقادیر E بیشتر از 50 kJ/mol خطایی کمتر از 1 دارد. در فرم نموداری روش آرنیوس، شاخص زمان-دما به ازای افزایش خطی هر 10 درجه سانتی‌گراد، ارائه شده است. شاخص زمان-دما بر اساس معادله آرنیوس، توسط وود (Wood, 1988) طبق معادله ۵ بیان شد.

$$TTI_{ARR} = \frac{A(t_{n+1} - t_n)}{T_{n+1} - T_n} \left\{ \left[\frac{RT^2}{E + 2RT_{n+1}} e^{\left(\frac{-E}{RT_{n+1}}\right)} \right] - \left[\frac{RT^2}{E + 2RT_n} e^{\left(\frac{-E}{RT_n}\right)} \right] \right\} \times 100 \quad \text{معادله ۵}$$

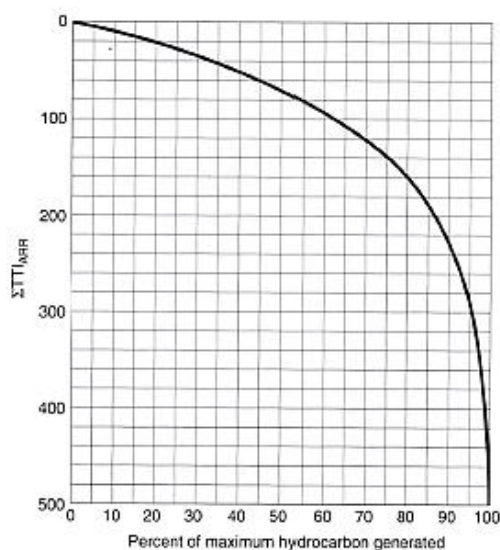
در این معادله t_{n+1} و t_n به ترتیب زمان (my) و دمای مطلق $(C+273)$ در شروع و پایان یک بازه 10 درجه سانتی‌گرادی هستند. فاکتورهای A , E , R همانند معادله ۲ است. این عبارت آهنگ حرارت خطی را در هر 10 درجه سانتی‌گراد در نظر می‌گیرد. ضرب در 100 برای حالت حذفی مقادیر با اعشار است. برخی از منحنی‌های تاریخچه تدفین دارای دوره‌های زمانی طولانی در دمای ثابت و با فرونشست یا بالآمدگی ناچیز هستند. به منظور تخمین دقیق مقدار TTI_{ARR} را می‌توان مطابق معادله ۶ محاسبه نمود.

$$TTI_{ARR} = [(t_{n+1} - t_n) A e^{(E/RT)}] \times 100 \quad \text{معادله ۶}$$

افزودن مقادیر TTI_{ARR} برای هر بازه 10 درجه سانتی‌گراد، یا دوره دمای ثابت، در منحنی تاریخچه تدفین سنگ منشاء شاخص جمع‌بندی ($\sum TTI_{ARR}$) را فراهم می‌کند. با استفاده از این شاخص می‌توان حداکثر میزان درصد نفت تشکیل شده را بوسیله معادله ۷ محاسبه نمود.

$$X\% = [1 - \exp(-\sum TTI_{ARR}/100)] \times 100 \quad \text{معادله ۷}$$

معادله ۷ را می‌توان به صورت نموداری نیز نشان داد (شکل ۲). در این شکل مشاهده می‌شود که با افزایش $\sum TTI_{ARR}$ ، درصد نفت تولید شده نیز افزایش می‌یابد. همانطور که ملاحظه می‌شود به ازای $\sum TTI_{ARR}$ بیشتر از ۴۰۰، زایش نفت تقریباً به ۱۰۰ درصد می‌رسد.



شکل ۲- حداکثر میزان درصد نفت و گاز تولید شده به موازات افزایش $\sum TTI_{ARR}$ (Hunt, 1996).

۴- منطقه مورد مطالعه

هدف از این مطالعه، بررسی پتانسیل هیدروکربن‌زایی سازندهای کژدمی، گورپی و پابده در یکی از چاه‌های واقع در میدان نفتی پارسی است. بدین منظور، از پارامترهای ژئوشیمیایی سازندهای مختلف که حاصل نتایج آنالیزهای راک-اول، مدل آرنیوس و مدل‌سازی تاریخچه حرارتی در این میدان است استفاده شد. با کمک تاریخچه تدفین، اندیس زمان-دما تعیین گردید تا درصد نفت‌زایی بدست آید. در این رابطه مدل‌های سینتیکی، برای ارزیابی دقیق‌تر وضعیت بلوغ سنگ منشاء و همچنین درصد نفت‌زایش شده معرفی شده است.

در این تحقیق از نتایج آنالیز راک-اول مربوط به نمونه‌های خرده حفاری در یکی از چاه‌های میدان پارسی متعلق به سازندهای مذکور استفاده شد (فایق ایرانی و همکاران، ۱۳۹۳). در جدول ۳ داده‌های بدست آمده از آنالیز پیرولیز راک-اول، نشان داده شده است.

جدول ۳- داده‌های پیرولیز راک-اول برای نمونه‌های سازندهای کژدمی، گورپی و پابده در یکی از چاه‌های میدان پارسی

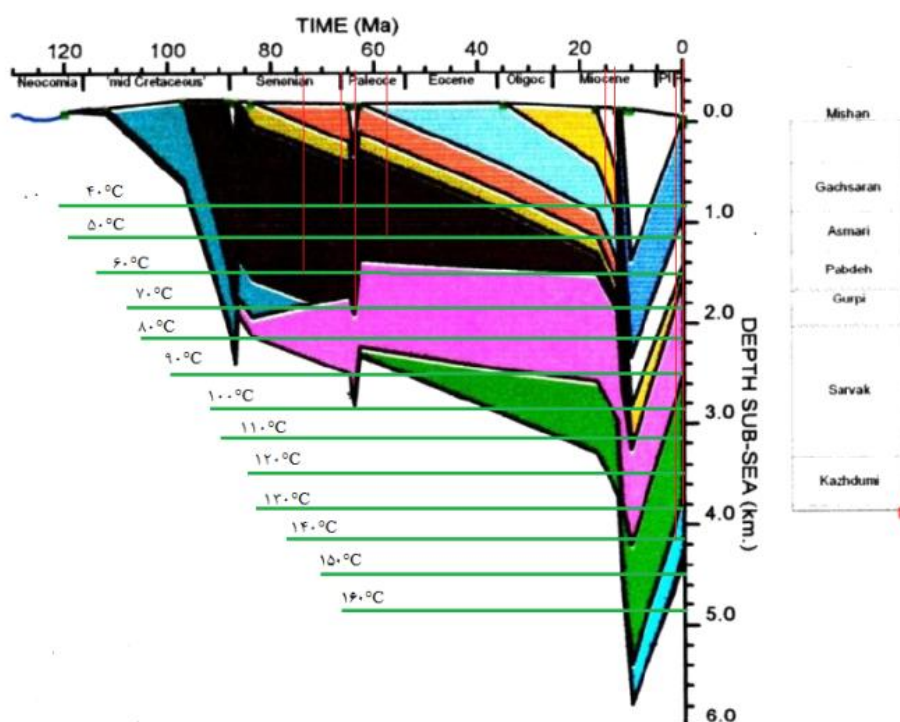
سازند	عمق m)	TOC %	S1 mg HC/g Rock	S2 mg HC/g Rock	Tmax	HI	نوع کروژن	مرغوبه ت	معادل کروژن آرنیوس
پابده	۲۰۷۰	۳/۱۵	۱/۷۸	۱۸/۲۵	۴۲۸	۷۵۹	I	E ⁵	IIA
	۲۰۹۰	۳/۵۳	۱/۷۱	۱۸/۵۹	۴۳۰	۵۲۷	II	E	
	۲۱۲۰	۲/۴۴	۱/۳۵	۱۱/۹۳	۴۳۰	۴۸۹	II	E	
	۲۱۵۰	۱/۳	۰/۵۷	۵/۹۸	۴۳۱	۴۶۰	II	G ⁶	

⁵ Excellent

⁶ Good

گورپی	۲۳۰۰	۰/۴۷	۰/۳۴	۱/۲۲	۴۳۵	۲۶۰	III, II	P ⁷	IID
	۲۳۳۰	۰/۵	۰/۳۷	۱/۰۸	۴۳۴	۲۱۶	III, II	P	
	۲۳۷۰	۰/۱۸	۰/۳۵	۱/۱۲	۴۳۴	۶۲۲	II	P	
کژدمی	۴۲۰۰	۳/۰۷	۱/۵۴	۳/۳۷	۴۴۵	۱۱۰	III, II	E	IIA
	۴۲۶۰	۲/۵۹	۱/۶۲	۳/۰۲	۴۴۹	۱۱۷	III, II	E	
	۴۲۶۰	۳/۰۷	۱/۵۲	۳/۵۷	۴۴۹	۱۱۶	III, II	E	
	۴۳۲۰	۲/۱۹	۱/۲۲	۲/۲۹	۴۵۱	۱۰۵	III, II	E	

تاریخچه تدفین سنگ منشاء در محدوده این چاه در شکل ۳ آمده است. برای استفاده از این تاریخچه در مدل آرنیوس، معادل حرارتی عمق‌های مختلف تعیین شده و زمان قرارگیری هر سازند در محدوده‌های دمایی مختلف تعیین گردید. از آنجائیکه برای سازندهای ضخیم، قاعده و راس سازند رژیم‌های حرارتی مختلفی را تحمل می‌نماید لذا رژیم حرارتی میانه سازند به عنوان نماینده کل سازند در نظر گرفته شد. به کمک خطوط افقی و عمودی، زمان قرارگیری هر سازند در محدوده‌های دمایی مختلف مشخص شد.

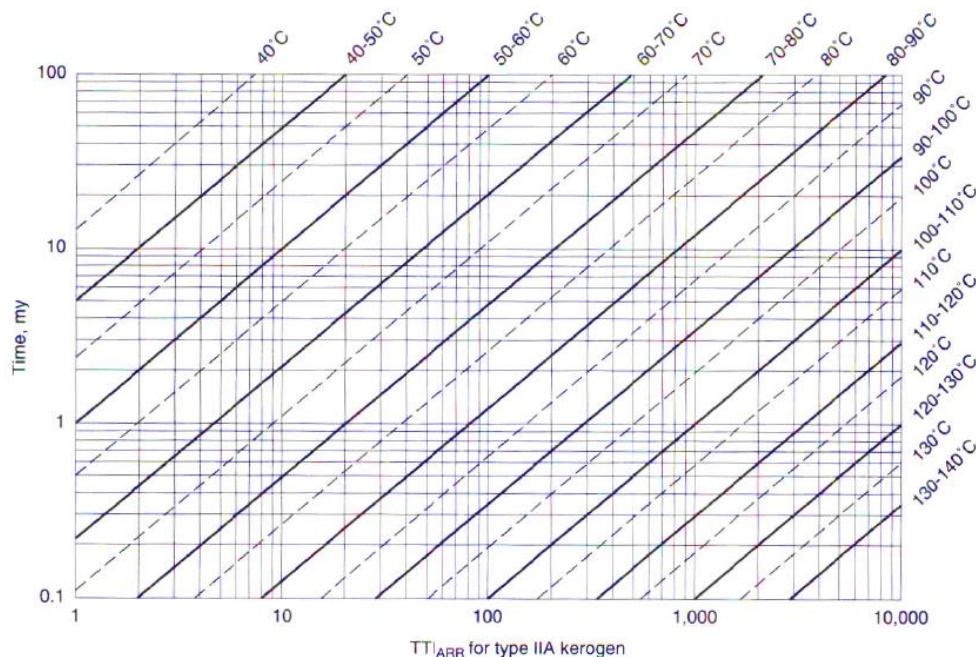


شکل ۳- تاریخچه تدفین سنگ منشا و سایر سکانس‌های رسوبی در یکی از چاه‌های میدان پارس به همراه خطوط هم‌دما.

مطابق جدول ۴ با مشخص شدن کروژن آرنیوس برای هر سازند، بر روی نمودار آرنیوس (شکل ۴) محدوده دمایی آن مشخص می‌گردد. تقاطع‌های هر یک از خطوط قطری توپر، محدوده دما را با خط زمان در امتداد خطوط محورها با مقادیر TTI_{ARR} نشان می‌دهد. با استفاده از نمودارهای آرنیوس مربوط به هر کروژن، TTI_{ARR} کروژن هر سازند به ازای محدوده‌های دمایی مختلف به دست می‌آید. به عنوان مثال، سازند کژدمی با کروژن IIA در محدوده دمایی ۷۰-۸۰ درجه

⁷ Poor

سانتیکراد و عمق ۲/۱۶۶-۱/۸۳۳ قرارداد. نتایج روش نشان می دهد، زمان در معرض قرارگیری پنجره نفتی ۶۴ میلیون سال بوده و مقدار $\sum TTI_{ARR} = 1267/8$ می باشد. نرخ تبدیل سنگ منشا (TR) بر اساس معادله ۷ صددرصد است.



شکل ۴- رابطه بین زمان، دما و TTI_{ARR} در کروژن نوع IIA (Hunt, 1996).

جدول ۴: پارامترهای مدل آرنیوس برای سنگ منشا سازند پابده و کژدمی در یکی از چاه های میدان پارس

نام سازند	نوع کروژن	عمق سازند	محدوده دما	زمان در معرض (my) قرارگیری	TTI_{ARR}	$\sum TTI_{ARR}$	X%
پابده	IIA	۸۳۳-۱/۱۶۶	۴۰-۵۰	۲	۰	۲۰۱۲	۱۰۰
		۱/۱۶۶-۱/۵۰۰	۵۰-۶۰	۱۳	۱۲		
		۱/۵۰۰-۱/۸۳۳	۶۰-۷۰	۰	۰		
		۱/۸۳۳-۲/۱۶۶	۷۰-۸۰	۰	۰		
		۲/۱۶۶-۲/۵۰۰	۸۰-۹۰	۰	۰		
		۲/۵۰۰-۲/۸۳۳	۹۰-۱۰۰	۰	۰		
		۲/۸۳۳-۳/۱۶۶	۱۰۰-۱۱۰	۰	۰		
		۳/۱۶۶-۳/۵۰۰	۱۱۰-۱۲۰	۰	۰		
		۳/۸۳۳-۴/۱۶۶	۱۲۰-۱۳۰	1	۲۰۰۰		
۴/۱۶۶-۴/۵۰۰	۱۳۰-۱۴۰	۱/۳	۰				
گورپی	IID	-	-	-	-	۰	۰
کژدمی	IIA	۸۳۳-۱/۱۶۶	۴۰-۵۰	۸/۵	۰/۸	۱۲۶۷/۸	۱۰۰
		۱/۱۶۶-۱/۵۰۰	۵۰-۶۰	۱۶/۵	۱۷		
		۱/۵۰۰-۱/۸۳۳	۶۰-۷۰	۱۰	۵۰		
		۱/۸۳۳-۲/۱۶۶	۷۰-۸۰	۶۴	۱۲۰۰		

۵- بحث و بررسی

سازندهای کژدمی، گورپی و پابده به عنوان سنگ‌های منشاء احتمالی موجود در میدان نفتی پارس از نظر کمیت، کیفیت و بلوغ ماده آلی با استفاده از نتایج پیرولیز راک-اول مورد بررسی قرار گرفتند. بر این اساس، توان هیدروکربن‌زایی سازند کژدمی خیلی خوب، سازند گورپی فقیر، و سازند پابده خوب تا خیلی خوب ارزیابی شد. بر پایه مطالعات انجام گرفته قبلی (فایق ایراتق و همکاران، ۱۳۹۳)، کروژن و ماده آلی سازند گورپی در مراحل ابتدایی بلوغ قرار داشته، در حالیکه سازندهای پابده و کژدمی در اوج زایش هیدروکربن قرار دارند. بر اساس نتایج بدست آمده از این تحقیق و بازسازی تاریخچه تدفین و مدل‌سازی حرارتی، سازندهای کژدمی و پابده وارد پنجره نفتی گردیده‌اند، در حالی که، سازند گورپی به علت داشتن کروژن با کیفیت پایین (جدول ۳) علیرغم ورود به پنجره نفت زایی، TTI ناچیزی داشته و نرخ تبدیل آن تقریباً صفر می‌باشد. همچنین با توجه به اینکه مقادیر TTI سازند کژدمی مربوط به پنجره نفتی است، لذا این سازند به عنوان اصلی‌ترین و موثرترین سنگ منشأ نفت این میدان معرفی می‌شود. سازند پابده نیز علیرغم داشتن نرخ تبدیل بالا (X=100%)، به علت TTI بالا در محدوده گازی (جدول ۴)، سنگ منشأ نفتی خوبی محسوب نمی‌شود.

۶- نتیجه گیری

در این تحقیق کاربرد مدل آرنیوس در ارزیابی سنگ‌های منشاء یکی از چاه‌های میدان پارس مورد بررسی قرار گرفت. در این راستا از نتایج آزمایش پیرولیز راک-اول و تاریخچه تدفین نمونه‌های سنگ منشأ در میدان نفتی پارس استفاده شد. نتایج کمی به دست آمده از مدل سینتیکی، نرخ تبدیل متفاوتی را برای سنگ‌های منشاء نشان داد. در این مطالعه سازندهای کژدمی و پابده بالاترین نرخ تبدیل را دارند. با توجه به اینکه یکی از ویژگی‌های مدل آرنیوس تفکیک دقیق‌تر سنگ‌های منشاء نفتی و گازی از یکدیگر است، سازند کژدمی با TTI بیشتر در پنجره نفتی، سازند اصلی مولد نفت معرفی می‌گردد. سازند گورپی نیز بدلیل نرخ تبدیل بسیار پایین، به عنوان یک سنگ مولد خوب مطرح نیست. نتایج مدل آرنیوس با سایر نتایج بدست آمده مقایسه گردید که تا حد زیادی باهم انطباق داشت. به نظر می‌رسد وجود اندکی عدم تطابق دریافته‌های حاصل، می‌تواند ناشی از خطای محاسباتی در استفاده از تاریخچه تدفین و نمودارهای آرنیوس و همچنین عدم دقت در تعیین نوع کروژن باشد.

۷- تشکر و قدردانی

از داوران محترم آقایان دکتر بهمن سلیمانی و دکتر محمود معماریانی قدردانی می‌گردد.

منابع

- [۱] اشکان، س.ع.م.، ۱۳۸۳، اصول مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌های منشاء هیدروکربوری و نفت‌ها با نگرش ویژه به حوضه رسوبی زاگرس، مدیریت اکتشاف، اداره مطالعات و تحقیقات ژئوشیمی، ۳۵۵ صفحه.
- [۲] کسائی، ن.م.، افتخاری، ن.، ۱۳۸۶، تعیین پارامترهای سینتیکی مواد آلی در سنگ‌های مادر با استفاده از دستگاه راک-اول، مجله مهندسی معدن و متالوژی، سال ۱۸، شماره ۶۷، صفحه ۱۹-۲۶.
- [۳] علیزاده، ب.، صراف دخت، ه.، ۱۳۹۰، ارزیابی ژئوشیمیایی سازندهای سنگ منشأ در میدان نفتی کیلورکریم، جنوب غرب ایران: مجله زمین‌شناسی نفت ایران، سال دوم، شماره دوم، صفحه ۱۰۹-۱۲۵.

- [۴] علیزاده، ب.، جنت مکان، ن.، قلاوند، ه.، حیدری، م.م.، ۱۳۹۱، مطالعه ژئوشیمیایی و تأثیر تغییرات محیط رسوبی بر پتانسیل هیدروکربنی سازند پابده در میدان نفتی منصوری: مجله زمین‌شناسی نفت ایران، سال سوم، شماره چهارم، صفحه ۲۲-۱.
- [۵] فایق ایراتق، م.م.، موسوی، م. ح.، کمالی، م.ر.، ۱۳۹۳، مدل سازی تاریخچه تدفین، بلوغ گرمایی، مواد آلی و توان هیدروکربنی سنگ های منشا احتمالی در میدان نفتی پارس: ژئوشیمی، سال اول، شماره چهارم، صفحه ۳۲۸-۳۴۱.
- [۶] رضایی، م. ر.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی نفت: انتشارات علوی، ۵۵۲ صفحه.
- [۷] زینل زاده، ا.، افتخاری، ن.، تولایی، م.، هنرمند، ج.، ۱۳۸۹، مدل‌سازی حرارتی یک بعدی رخنمون‌های سطحی، مثالی از کوه خامی و کوه میش، پژوهش نفت، سال بیستم، شماره ۶۱، صفحه ۷۷-۸۷.
- [۸] سلطانی، ز.، علیزاده، ب.، صراف دخت، ه.، ۱۳۹۴، تعیین پارامترهای کینتیکی (A و B) در سنگ منشاء کژدمی با استفاده از دستگاه راک-اول. هفتمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه دامغان، ۱۰۶۰ صفحه.
- [۹] علیزاده، ب.، صراف دخت، ه.، ۱۳۹۰، ارزیابی ژئوشیمیایی سازندهای سنگ منشاء در میدان نفتی کیلورکریم، جنوب غرب ایران، مجله زمین‌شناسی نفت ایران، سال یکم، شماره دوم.
- [۱۰] کمالی، م.ر.، بیجاری پور، آ.، زینل زاده، ا.، ۱۳۸۴، بازسازی تاریخچه تدفین و مدل سازی حرارتی سنگ منشاء گدوان در ناحیه فارس: مجله علوم دانشگاه تهران، سال سی و یکم، شماره اول، صفحه ۲۶۹-۲۸۲.
- [۱۱] مطیعی، ه.، ۱۳۷۴، زمین‌شناسی نفت زاگرس: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۹ صفحه.
- [۱۲] یزدانی، م.، علوی، س.ا.، سراج، م.، ۱۳۸۵. تحلیل ساختاری و شکستگی های میدان نفتی پارس. زمین‌شناسی ایران، سال دوم، شماره پنجم، صفحه ۴۳-۵۶.

[13] BAIK, H.Y., RICHTMYER, A., ASAFU-ADZAYE, N.B., ADZEI-AKPOR, N. and MANU, T., 2000, Tectono stratigraphy and hydrocarbon potential of an active transform margin basin: Accra/ Keta Basin, Ghana, West Africa. Aapg Annual Convention, New Orleans, Louisiana, AAPG Search and Discovery Abstract Article No. 9091.

[14] BORDENAVE, M. L. and BURWOOD R., 1990, Source rock distribution and maturation in Zagros belt: province Asmari and Bangestan reservoir oil accumulation: *AAPG Bull.*, **16** (1), 369-387. DOI: 10.1016/0146-6380(90)90055-5

[15] BURNHAM, A. K., 2019, Kinetic models of vitrinite, kerogen, and bitumen reflectance: *Organic Geochemistry*, **131**, 50-59.

[16] CHEN, Z.H., LIU, X., GUO, Q., JIANG, CH. and MORT, A., 2017, Inversion of source rock hydrocarbon generation kinetics from Rock-Eval data: *Fuel*, **194**, 91-101.

[17] DEMBICKI, H., 2017, Practical Petroleum Geochemistry for Exploration and Production: *Elsevier Inc.*, 19-60.

[18] GETTY OIL INTERNATIONAL 1985, Exploration well prognosis Haho1, offshore Togo: Rapport interne B. N R M Togo, 75.

[19] HABICHT, J. K. A., 1964, Comment on the history of migration in the Gifhorn Trough: Proceedings of the sixth World petroleum Congress, 480.

[20] HUNT, J. M., LEWAN, M. D. and HENNET, R. J.C., 1991, Modelling oil generation with time- temperature index graphs on the Arrhenius equation: *AAPG Bull.*, **75**, 795-807.

[21] HUNT, J.M., 1996, Petroleum Geochemistry and Geology (Second Edition): Edited by J. M. Hunt, W. H. Freeman, et al. Company, New York, 743.

[22] HUANG, B., XIAO, X. and ZHANG, M., 2003, Geochemistry, grouping and origins of crude oils in the Western Pearl River Mouth Basin, offshore South China Sea: *Organic Geochemistry*, **34**, 993-1008. DOI: 10.1016/S0146-6380(03)00035-4

[23] LAFARGUE, E., ESPITALIE, J. MARQUIS, F. and PILLOT, D., 1998, Rock-Eval 6 Applications in Hydrocarbon Exploration, Production and in Soil Contamination Studies: *In Revue de l'Institut Français du Pétrole*, **53** (4), 421-437.

[24] LOPATIN, N.V., 1976, The determination of the influence of temperature and geologic time on the catagenic processes of calcification and oil - gas formation: *Moscow, SSSR*, 361-366.

- [25] PETERS, K.E. and CASSA M.R., 1994, Applied source rock geochemistry. In: Magoon, L.B., Dow, W.G. (Eds.), *The Petroleum System – From Source to Trap*: . *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **60**, 93-120.
- [26] SWEENEY, J. J. and BURNHAM, A. K., 1990, Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics: *AAPG Bull.*, **74**, 1559-1570.
- [27] TISSOT, B., 1969, Première données sur les mécanismes et la cinétique de la formation du pétrole dans les sédiments: Simulation d'un schéma réactionnel sur ordinateur: *Revue de l'Institut Français du Pétrole B.*, **24** (4), 470-501.
- [28] VITZTHUM, V. B., BOUNACEUR, R. MICHELS, R., SCACCHI, G. and MARQUAIRE, P. M., 2017, Kinetic parameters for the thermal cracking of simple hydrocarbons: From laboratory to geological time-temperature conditions: *Journal of Analytical and Applied Pyrolysis*, **125**, 40-49.
- [29] WOOD, D. A., 1988, Relationships between thermal maturity indices calculated using Arrhenius equation and Lopatin method: Implications for petroleum exploration: *AAPG Bull.*, **72**, 115-134

Estimation of oil production, restoration of burial history and thermal maturity using Pyrolysis Rock-Eval data and Arrhenius model in one of the wells of the Parsi oil field

Abuzar Bazvandi, Bijan Maleki*, Saeedeh Senemari, Parviz Armani

malekibijan@yahoo.com; maleki@eng.ikiu.ac.ir

Received: September 2019, Accepted: October 2019

Abstract

Investigating potential source rocks in an oilfield is important. In this study, in addition to evaluating the hydrocarbon potential, the Arrhenius kinetic model was used to more accurately assess the source rock maturity status as well as the percentage of oil generation in the Parsi oilfield. In the Arrhenius model, the rate of kerogen decomposition is very important. In this research, some samples from different source rocks that have been tested by thermal pyrolysis were kinetically analyzed and the source rock Transformation Ratio (TR) was determined. Based on the results of burial history and thermal modeling, it was found that Kazhdumi and Pabdeh formations were in the oil Window well. According to Arrhenius model, TTI values of Kazhdumi Formation are related to oil range, while TTI of Pabdeh Formation is obtained in gas range. Also, kerogen to oil conversion rates for the Gurpi Formation due to poor organic matter was not studied. Therefore, among the Kazhdumi, Gurpi and Pabdeh formations in the Parsi oilfield, Kazhdumi Formation is considered as the main and most effective source rock of this Oilfield with high TTI and TR = 100.

Keywords: Kinetic evaluation, Source rock, Arrhenius model, Burial history, Pars Oilfield.

Interpretation of sedimentary environment and factors affecting reservoir quality in upper Sarvak Formation in one the oil fields of Abadan plain

A. Kiani¹, M.H. Saberi^{2*}, B. Zarenezhad³, E. Asadi Mehmamdoti⁴, N. Rahmani⁵

*mh.saberi@semnan.ac.ir

Received: September 2019, Accepted: October 2019

Abstract

The Sarvak Formation of the Albian-Turonian Formation is one of the most important hydrocarbon reservoirs in south and southwest of Iran. In this study, in order to assess the reservoir quality, from a petrographic study and porosity and permeability data, an important well in one of the oil fields of Abadan plain has been used. Based on microscopic studies, 13 microfacies have been identified in the form of Four facies tidal flat, lagoon, shoal and open marine for Sarvak Formation deposits in the studied oil field, indicating that the upper part of the Sarvak Formation is deposited in a homoclinal carbonate ramp. Among the identified diagenetic processes, dissolution, cementation, dolomitization, fracturing, compaction, neomorphism, micritization, bioturbation, pyritization, hematitization, phosphatization and silicification are mentioned. Diagenetic processes of Sarvak Formation occurred in three marine, meteoric and burial environments. Among the dissolution and fracturing diagenetic processes, the most important role has been in increasing the reservoir quality, and cementation and compaction have been the most important factors in reducing reservoir quality. Sequence stratigraphy studies identified third order sedimentary sequences of the age of Turonian, Late Cenomanian, and Middle Cenomanian, and studied the facies and diagenetic processes within its framework. Correlation of porosity and permeability data of the core showed that the reservoir quality in this formation was influenced by facies and diagenetic processes. So that the microfacies containing the rudist have the highest reservoir quality. Due to the diagenetic processes, sedimentary and porosity and permeability data, the facies shoal and open marine to the land have the best reservoir quality.

Keywords: Sarvak Formation, Abadan Plain, Sedimentary environment, Diagenetic processes, Sequence stratigraphy, Reservoir quality.

Occurrence of heavy crude oil in the Persian Gulf

A. Bashari,
President, Iranian Society of Petroleum Geology
a_bashari@yahoo.com

Received: September 2019, Accepted: October 2019

Abstract

Some of the most prolific petroleum reservoirs with high gravities of oil in the world occurred in the Upper Jurassic and Cretaceous carbonate formations in the Persian Gulf area. Most of the reservoirs are composed of pelletal, oolitic, or bioclastic grainstones and reefal limestone that have high primary porosity and permeability. These reservoirs are sealed either by tight limestone, massive anhydrite, or by impermeable rocks. The seals are effective throughout most of the Persian Gulf and surrounding areas. Accumulations of heavy oil and natural asphalts on the Iranian side of the Persian Gulf extend NE to SW along the Qatar arch. Some of the geological structures which are located along this trend contain heavy oil and natural asphalts within post-Jurassic formations. The major geologic factor which caused accumulations of heavy oil within some geological structures is the Qatar arch. As a result, some differences appear in lithologic units in two sub-basins northwest and southeast of the Qatar Arch. In general, the occurrence of heavy oil in this trend can be explained as follows;

- Fracturing and joints within formation;
- Reduction of thickness of post-Jurassic sediments;
- Facies change of Arab reservoirs, cap rock (Hith anhydrite), in some structures from anhydrite to dolomite and also pinchout;

The absence of proper environment for the generation of high gravity oil may also be of importance. It should be mentioned that "F" structure (Ferdows), with huge amount of oil in Ratawi and Sulaiy carbonate reservoirs (Lower Cretaceous), is one of the largest heavy oil fields along this trend. The Farsi "B" structure, (Farzad), with a thick Jahrum formation (Eocene) which has excellent reservoir properties, is filled with natural asphalts.

Key Word: Persian Gulf, Heavy crude Oil, Qatar Arch, Fracturing, Facies change, Ferdows and Farzad fields.

Biostratigraphy and microfacies of the Dariyan Formation in east of Gachsaran (Anneh anticline)

S. Soleimani Ahmadi, H. Vaziri-Moghaddam*, A. Seyrafian, A. Taheri

*avaziri7304@gmail.com

Received: March 2019, Accepted: March 2019

Abstract

In this study, biostratigraphy, microfacies and sedimentary environment of Dariyan Formation in Anneh Anticline, near Hosein-Abad village (east of Gachsaran city) were investigated.

Dariyan Formation at this study were consisted of 196 meters of thick, medium and thin layers of limestone, with orbitolinids, marl and marly limestone. The Dariyan Formation is divided into the upper and lower parts, based on the existence of tongue with thin layer of limestone and laminated shale along with interlayer chert, with a large amount of radiolarids and planktonic foraminifera. In study area, Dariyan Formation conformably overlies the Gadvan Formation and is overlain by Kazhdumi Formation.

A total of 114 thin sections were extracted from the study area and 22 benthonic foraminifera and 3 planktonic foraminifera have been identified in 4 biozones and 1 subzone: *Praeorbitolina cormyi* zone, *Palorbitolinoides cf. orbiculata* subzone, *Hedbergella* spp. Assemblage zone, *Mesorbitolina texana* zone, *Mesorbitolina gr. subconcava* zone.

Based on identified zones in the study section, the age of Dariyan Formation is designated between Early Aptian to Albian.

Sedimentary environment study of Dariyan Formation in Anneh Anticline led to identification of 9 microfacies related to open marine and lagoon. Due to the lack of a barrier facies, slumping and storm deposits, lump and gapstone, an open shelf sedimentary environment was suggested for deposition of the Dariyan Formation in Anneh anticline.

Keywords: Dariyan Formation, Anneh Anticline, Biostratigraphy, Aptian, Orbitolina.

Evidence of transpressional tectonics in NW of central Iran sedimentary basins based on reflective data and geomorphic indices

L. Mahshadnia, M. Mokhtari, S.A. Alavi

* l.mahshadnia@iiees.ac.ir

Received: December 2018, Accepted: September 2019

Abstract

The depressed basins of northwest central Iran are located in the structural step and between Soltanieh-Ipac-Koshk-e-Nosrat and Qom –Zefreh system (the Indes - Qom –Khurabad faults). The main process of deformation within the basin with extension and compression of specific structures are comparable and verifiable using experimental models. The extensional structures include roll-over folds and normal faults, resulting in deep sedimentary basins during deposition of the lower and upper red formations. The younger structures, includes back-thrusts and for-thrusts, shortcut, and pop up structures represents the reversal of tectonic of primary extensional basin. These sedimentary basins have been created in relation to the growth faults and hanging wall blocks So In the presence of roll-over fold and antithetic and synthetic faults therefore are suitable for entrapment of hydrocarbons during migration. The active structural features have been identified using combination of geomorphic characteristic and seismic reflection data. Accordingly, none of the old normal faults in the Saveh- Qom and Aran basin show at the present any extensional movement and the fault activity of boundary faults and extensional folding are compressional. The active parts are: hanging wall of Saveh, restraining bending at the end of Indes fault that has stream Length-Gradient (SL) index and high value hypsometric index (Hi). The central part of Saveh-Qom and Aran basin, although show high Hi but the SL is low. This situation is due to the moderating effects of the thick lower and upper red formations and evaporative layer within the basin. In the Aran basin due to incomplete coverage of seismic lines the absence of normal faults cannot be definitively confirmed. However, the center of Aran basin as of Qom-Saveh formed push up which marks the compression of this basin and also activity of reverse and thrust faults. Based on the existing surface and subsurface data set, active deformation in this area now is transpression basin and the interior domains are in the uplift.

Keywords: Active tectonic, Positive inversion, Extensional basin, Northwest Central Iran.

Biostratigraphy and microfacies of the Asmari Formation in north flank of Khami anticline (north of Gachsaran)

M. Rahim Abadi*, H. Vaziri-Moghaddam, A. Seyrafian, F. Sotohan

*Mona.rahimabadi@yahoo.com

Received: October 2018, Accepted: March 2019

Abstract

In the present study, biostratigraphy, microfacies and sedimentary environment of the Asmari Formation in north flank of the Khami anticline in the north of the Gachsaran province is investigated. The Asmari Formation at the study section with a thickness of 276 meters is a thin, medium and thick to massive limestone, nodular limestone, marl, marly limestone, dolomite and dolomitic limestone. In this study 166 thin sections are studied and 23 genera and 24 species of foraminifera have been identified and 3 biozones are introduced.

- 1- *Archaias asmaricus*-*Archaias hensoni*-*Miogypsinoides complanatus* Assemblage zone. (Chattian)
- 2- Indeterminate zone (Aqtanian)
- 3- *Borelis melo curdica*-*Borelis melo melo* Assemblage zone. (Burdigalian)

Thus, the age of the Asmari Formation at the study area is Chattian to Burdigalian (Oligo-Miocene).

Based on study of thin sections and by considering the sediment texture, distribution of skeletal and non-skeletal grains, 12 microfacies are recognized which were deposited in open marine, bar, semi-restricted and restricted lagoon. Four platform types for the Asmari Formation at the study area in comparison with the recent studies on Asmari Formation including: 1-Rupelian-lower Chattian: Distally steepend ramp, 2-middle Chattian-upper Chattian: open shelf, 3-Aqtanian: homoclinal ramp, 4-lower Burdigalian: carbonate platform.

Keywords: Asmari Formation, Khami anticline, Oligocene-Miocene, Microfacies, Large benthic foraminifera.



Iranian Journal of Petroleum Geology **Number 16, Autumn & Winter, 2018**



Contents

Page

- | | |
|--|-----|
| Biostratigraphy and microfacies of the Asmari Formation in north flank of Khami anticline (north of Gachsaran)
M. Rahim Abadi, H. Vaziri-Moghaddam, A. Seyrafian, F. Sotohian | 1 |
| Evidence of transpressional tectonics in NW of central Iran sedimentary basins based on reflective data and geomorphic indices
Y L. Mahshadnia, M. Mokhtari, S.A. Alavi | 26 |
| Biostratigraphy and microfacies of the Dariyan Formation in east of Gachsaran (Anneh anticline)
S. Soleimani Ahmadi, H. Vaziri-Moghaddam, A. Seyrafian, A. Taheri | 46 |
| Occurrence of heavy crude oil in the Persian Gulf
A.R. Bashari | 66 |
| Interpretation of sedimentary environment and factors affecting reservoir quality in upper Sarvak Formation in one the oil fields of Abadan plain
A. Kiani, M.H. Saberi, B. Zarenezhad, E. Asadi Mehmandosti, N. Rahmani | 78 |
| Estimation of oil production, restoration of burial history and thermal maturity using Pyrolysis Rock-Eval data and Arrhenius model in one of the wells of the Parsi Oil field
A. Bazvandi, B. Maleki, S. Senemari, P. Armani | 104 |



Iranian Journal of Petroleum Geology

No. 16, Autumn & Winter 2018, pp. 1-115

Iranian Journal of Petroleum Geology

ISSN 2251-8738

Number 16, Autumn & Winter, 2018

Publisher: Iranian Society of Petroleum Geology

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

Editor in Chief: A. Seyrafian, Professor at University of Isfahan

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

Executive manager: G. Sharafi

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



Editorial Board:

A. Bashari, Retired faculty member at RIPI

A. Bahrami, Associate Professor at University of Isfahan

B. Habibnia, Associate Professor at Petroleum University of Technology

B. Soleimani, Professor at Shahid Chamran University, Ahwaz

A. Seyrafian, Professor at University of Isfahan

E. Kazemzadeh, Assistant Professor at RIPI

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

R. Mosavi Harami, Professor at Ferdowsi University of Mashhad

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

Referees:

M. Bargrizan

A. Behdad

A. Rahmani

B. Habibnia

B. Soleimani

M. Sheikholeslami

A. Safari

A. Seyrafian

A. Taheri

M. Ghasemi

M. Memariani

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