

ریزرخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و فرآیندهای دیاژنزی سازند ایلام در دو طرف گسل‌های بالارود و پیشانی کوهستان (جنوب ناحیه لرستان و شمال دزفول شمالی)

ارسلان بخشی^{۱*}، محمدحسین آدابی^۲، عباس صادقی^۳ و محمدعلی کاوسی^۴

۱- دانشجوی دکترا، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۲ و ۳- استاد گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۴- مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران

نویسنده مسئول: arsalanba@yahoo.com

دریافت: ۱۴۰۰/۹/۱۲ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۲/۲

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

در این پژوهش سازند ایلام در چهار برش سطحی (کبیرکوه، سمند، انجیر و اناران) و هشت چاه در حوضه لرستان، دزفول شمالی و دشت آبادان به ضخامت کلی ۱۵۹۲ متر مورد مطالعه رسوب‌شناسی قرار گرفت. این سازند به سن سانتونین- کامپانین پیشین از مخازن نفتی کربناته مهم در حوضه زاگرس در جنوب باختر ایران می‌باشد. مطالعه میکروسکوپی منجر به شناسایی تعداد ۲۰ ریزرخساره کربناته در چهار کمر بند رخساره‌ای شده است. رخساره‌های رسوبی در کمر بندهای رمپ داخلی (سدی)، رمپ میانی، رمپ خارجی و دریای باز ژرف از نوع رمپ با بخش انتهایی شیب‌دار نهشته شده‌اند. کمر بند رخساره‌ای حوضه عمیق بیش‌ترین گسترش را در ناحیه و کمر بند رخساره‌ای رمپ داخلی (سدی) کمترین گسترش را دارد و به صورت محدود در چاه‌های دشت آبادان و دزفول شمالی مشاهده شده است. بررسی نتایج مطالعات رخساره‌ای و تغییرات نمودارهای الکتریکی نشان می‌دهد که حوضه رسوبی به سمت شمال ناحیه مورد مطالعه و پس از گسل بالارود در ناحیه لرستان عمیق‌تر می‌شود. مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی سازند ایلام شامل سیمانی‌شدن، میکریتی‌شدن، تراکم شیمیایی، رگه انحلالی، نوشکلی، انحلال، شکستگی، پیریتی‌شدن، فسفانی‌شدن، گلوکونیتی‌شدن، آشفستگی زیستی و دولومیتی‌شدن می‌باشد. سیمانی‌شدن بیشتر در رخساره کم عمق در دشت آبادان و تراکم شیمیایی، پیریتی‌شدن و شکستگی عمدتاً در رخساره‌های عمیق توالی ایلام در ناحیه لرستان گسترش دارد. فراوانی انواع تخلخل‌ها محدود بوده ولی بیش‌ترین گسترش مربوط به تخلخل حاصل از شکستگی، درون‌دانه‌ای و ریزتخلخل میکروسکوپی است. مقایسه فرآیندهای دیاژنتیکی نشانگر این است که کربنات‌های سازند ایلام در ناحیه لرستان بیشتر تحت تاثیر دیاژنز تدفینی قرار گرفته است. ولی در ناحیه دشت آبادان و دزفول شمالی بیشتر در معرض دیاژنز دریایی و جوی بوده است.

واژگان کلیدی: سازند ایلام، ریزرخساره‌ها، لرستان، رمپ داخلی، دشت آبادان، دیاژنز

پیشگفتار

حاصل از دیاژنز نیز اثرات متفاوتی را بر روی سازند ایلام در نقاط مختلف اعمال نموده است. به طوری که این تغییرات سبب شده تا توان مخزنی این سازند در نواحی مختلف زاگرس از تفاوت‌های قابل توجهی برخوردار شود (مطیعی، ۱۳۸۲). رخساره‌های پلاژیک و سنگ‌آهک کم ژرفای سازند ایلام، سنگ مخزن بوده و دارای تولید خوبی است. توصیف ریزرخساره‌ای سازند ایلام با دقت در برخی از مطالعات گذشته در حوضه زاگرس ارائه شده است (آدابی و اسدی‌مهماندوستی، ۲۰۰۸؛ غبیشاوی و همکاران، ۲۰۰۹؛ مهربابی و همکاران، ۲۰۱۴؛ خدایی و همکاران، ۲۰۱۹). ولی اکثر این مطالعات محدود به یک یا چند چاه در یک ناحیه

سازند ایلام به سن سانتونین- کامپانین پیشین به‌عنوان یکی از مخازن نفتی گروه بنگستان در کمر بند چین‌خورده رانده زاگرس، از دیرباز مورد توجه زمین‌شناسان و پژوهشگران نفتی قرار داشته است (مطیعی، ۱۳۸۲). این سازند از تغییرات قابل توجهی در دو جهت جانبی و عمودی برخوردار بوده به طوری که در نواحی لرستان دارای رخساره پلاژیک و به سمت فروافتادگی دزفول و فارس از سنگ آهک‌های کم‌ژرفا تشکیل شده است. ضخامت، محتویات فسیلی و مرزهای پایین و بالای آن نیز از جایی به جای دیگر متغیر است. علاوه بر تغییرات یاد شده، فرآیندهای

در ناحیه لرستان چاه G (۲۳۸/۵ متر) چاه H (۳۴۵/۵ متر)، ناحیه دزفول شمالی چاه C (۹۶ متر)، چاه D (۹۲ متر)، چاه E (۱۰۸/۵ متر) و چاه F (۱۱۵ متر) و دشت آبادان چاه A (۸۳/۵ متر) و چاه B (۱۲۱ متر) قرار دارد (شکل ۱ B). ستون چینه‌شناسی، محیط رسوبی و نمودارهای الکتریکی ۴ برش سطحی برداشت شده همراه با یک نمونه از چاه‌های مورد مطالعه (چاه-H) در شکل ۲ نشان داده شده است. سن سازند ایلام در چاه‌ها و برش‌های سطحی مورد مطالعه در ناحیه لرستان سانتونین- کامپانین پیشین می‌باشد (پرن‌آور، ۲۰۲۰). در صورتی که سن سازند ایلام در چاه‌های مورد مطالعه در ناحیه دزفول شمالی و دشت آبادان سانتونین است (مطیعی، ۱۳۸۲). در ناحیه لرستان با فاصله گرفتن از گسل بالارود در چاه‌های G و H افزایش ستبرای سازند ایلام را مشاهده می‌کنیم که می‌تواند به دلیل فرونشست^۲ ناحیه لرستان و ایجاد فضای رسوبگذاری بیشتر و همچنین بازه سنی بیشتر در ناحیه لرستان باشد (گزارش داخلی شرکت نفت، ۱۳۸۸).

روش پژوهش

در این مطالعه، بعد از انتخاب چهار رخمون مناسب از سازند ایلام، بررسی‌های صحرائی و برداشت ستون چینه‌شناسی و نمونه‌برداری به تعداد ۳۸۰ نمونه در فواصل حداکثر ۱/۵ متری با ژاکوب استاف^۳ انجام گرفت. برش‌های برداشت شده در مقیاس ۱/۱۰۰۰ ترسیم گردید. در مطالعات صحرائی به بررسی ضخامت، ساختمان‌های رسوبی موجود، سطح زیرین و بالایی لایه‌ها، شکل هندسی لایه‌ها، فسیل‌ها و آثار فسیلی و همچنین ارتباط افقی و عمودی لایه‌ها پرداخته شد. همچنین میزان پرتو گاما توسط دستگاه پرتونگار گامای سطحی (NaI Scintillometer (SPP2-NF, Saphymo-Stel) برداشت گردید که از این داده‌های برای انطباق با داده‌های حاصل از مطالعات چاه‌ها استفاده شد. در این روش دستگاه پرتونگار میزان U، K و Th را در یک بازه زمانی برابر نشان می‌دهد (شکل ۲). همچنین حدود ۷۰۰ برش نازک از خرده‌های حفاری سازند ایلام متعلق به هشت چاه از ساختمان‌های ناحیه لرستان، دزفول شمالی و دشت آبادان انتخاب شد. در این پژوهش از روش نام‌گذاری دانهام

از زاگرس است. اگرچه تاکنون مطالعات متعددی در رخمون‌ها و چاه‌های حفاری شده بر روی این سازند صورت گرفته، اما با توجه به تغییرات ذکر شده و با عنایت به اهمیت مخزنی آن هنوز مطالعات انجام شده ناکافی بوده و نیاز به مطالعات چند جانبه بیشتر در تمام پهنه زاگرس می‌باشد. در همین راستا و به منظور تکمیل زنجیره مطالعاتی این سازند، سعی بر آن است تا در این مقاله سازند ایلام در بخش‌های شمالی و جنوبی گسل‌های بالارود و پیشانی کوهستان^۱ در چهار برش سطحی کبیرکوه جنوب خاور، سمند، انجیر و اناران و هشت چاه در ساختمان‌های ناحیه لرستان، دزفول شمالی و دشت آبادان از دیدگاه ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و فرآیندها دیاژنتیکی مورد مطالعه و مقایسه قرار گرفته و مشخص شود نقش کدامیک در بهبود کیفیت مخزنی مهم‌تر است. تا براساس نتایج حاصل از این مطالعات علاوه بر تکمیل نمودن بخشی از زنجیره مطالعاتی سازند ایلام در زاگرس، بتوان در برنامه‌ریزی‌های آتی در توسعه میادین نفتی مورد مطالعه و یا احتمالاً اکتشاف میدان‌های دیگر در منطقه مطالعاتی نقش بسزایی ایفا نمود.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی ناحیه

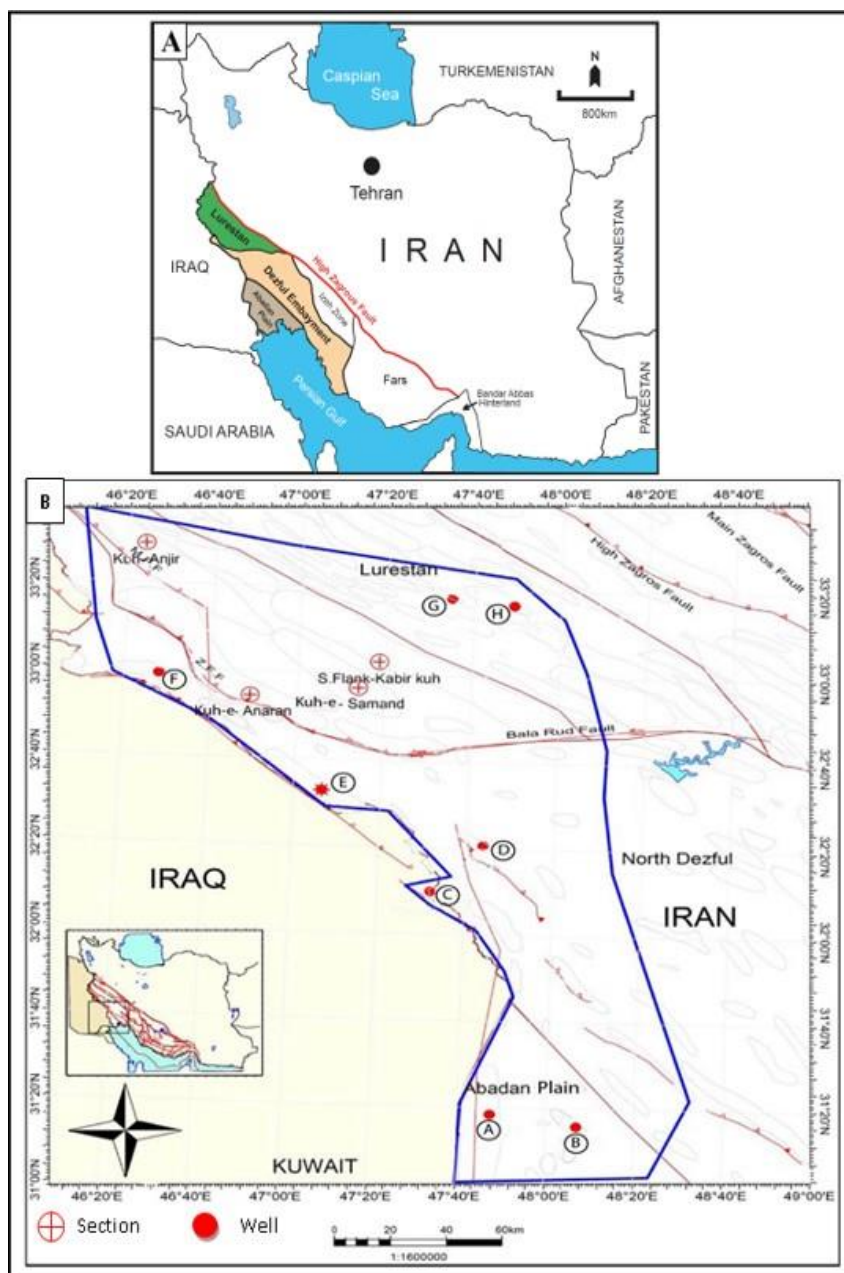
زون ساختاری زاگرس به سبب حضور منابع عظیم هیدروکربنی از اهمیت زیادی برخوردار است (آقناباتی، ۱۳۹۰). در این حوضه، کمربند چین‌خورده و گسلی زاگرس که حدود ۹ درصد مخازن نفتی و حدود ۱۵ درصد مخازن گازی دنیا را داراست (شرکتی و همکاران، ۲۰۰۵) با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری به سه زیر زون ساختاری و چینه‌شناسی: ۱- فوردیپ، ۲- زون چین‌خورده ساده و ۳- زون فلسی قابل تقسیم بوده که زون چین‌خورده ساده نیز به مناطق فارس، ایذه، فروافتادگی دزفول و لرستان قابل تقسیم است (سپهر و کاسگرو، ۲۰۰۴). ناحیه مورد مطالعه در جنوب باختری ایران و بخشی از سه ناحیه زمین‌شناسی لرستان، دزفول شمالی و دشت آبادان قرار دارد (شکل ۱ A). چهار برش سطحی برداشت شده از سازند ایلام در جنوب ناحیه لرستان در طاق‌دیس‌های اناران (۹۸/۵ متر)، سمند (۷۲/۵ متر)، انجیر (۱۱۰ متر) و کبیرکوه جنوب‌خاور (۱۱۱/۵ متر) و چاه‌های مورد مطالعه

³ Jakob staff

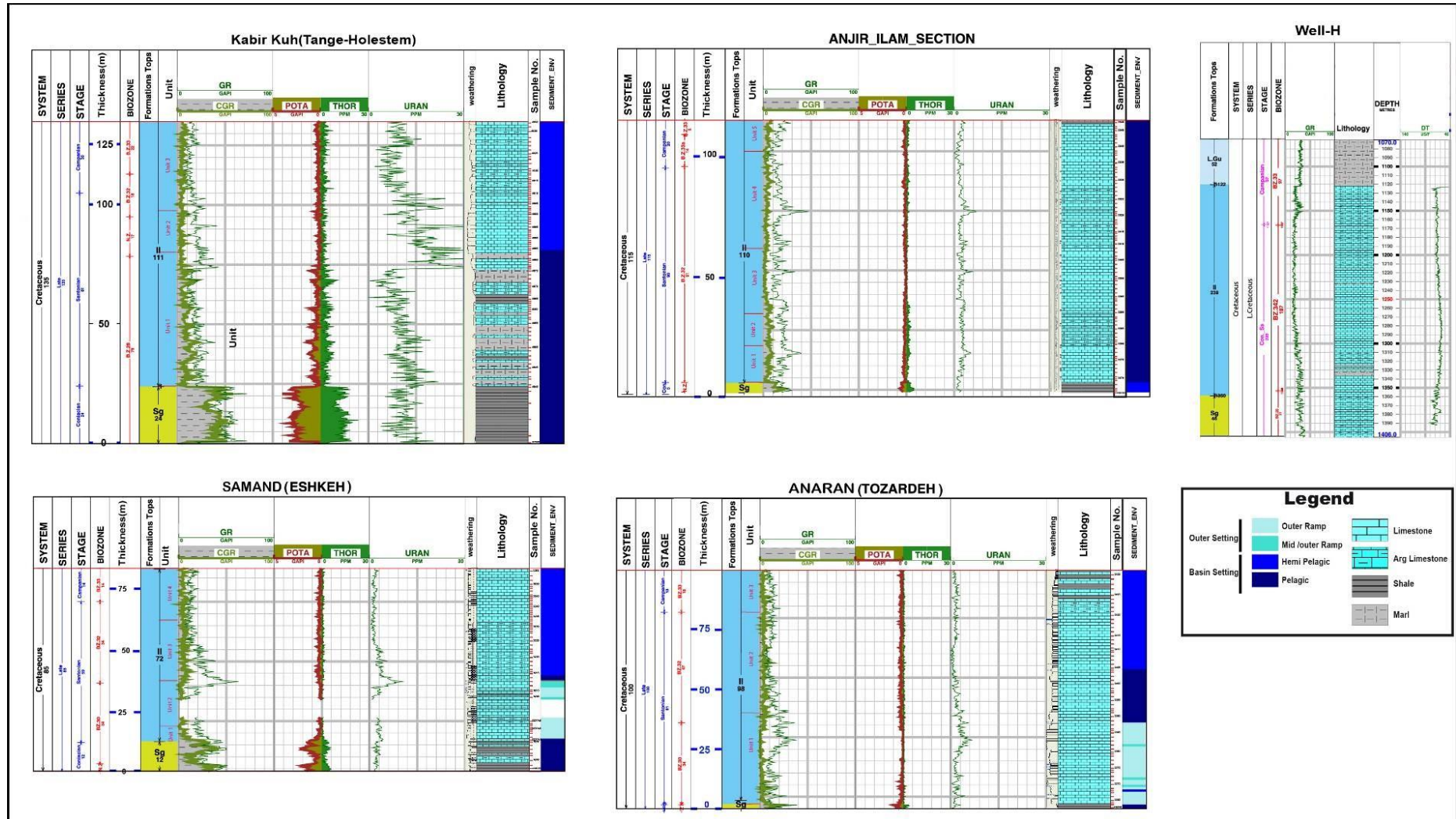
¹ Mountain Front Fault
² subsidence

اسکلتی و غیراسکلتی و محتوای فسیلی در هر نمونه به‌طور کمی شناسایی و توصیف گردید. مدل رسوبی برای این توالی در دو سکانس جداگانه ترسیم شد. جهت تشخیص کانی‌شناسی دولومیت از کلسیت به روش دیکسون (دیکسون، ۱۹۶۶) تعداد حدود ۵۰ برش نازک میکروسکوپی با محلول آلزاین قرمز رنگ‌آمیزی و فرآیندهای دیاژنتیکی تاثیرگذار بر روی این نهشته‌ها در برش‌های نازک میکروسکوپی شناسایی و تاریخچه دیاژنتزی سازند ایلام در ناحیه مورد مطالعه تعیین گردید.

(دانهام، ۱۹۶۲) برای نام‌گذاری ریزرخساره‌ها و توصیف آن‌ها استفاده شده است. در تحلیل رخساره‌ها و ارایه مدل رسوبی از مدل بورچت و رایت (بورچت و رایت، ۱۹۹۲) استفاده شده و با مدل استاندارد رخساره‌ای فلوگل (فلوگل، ۲۰۱۰) مقایسه گردیده است. به منظور شناسایی ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی از تلفیق مطالعه‌های پتروگرافی برش‌های نازک و لاگ‌های الکتریکی استفاده شده است. در پتروگرافی برش‌های نازک میکروسکوپی، بافت، اندازه دانه‌ها، جورشدگی، اجزای تشکیل‌دهنده



شکل ۱. A. موقعیت زون‌های لرستان، دزفول شمالی و دشت آبادان در زاگرس چین‌خورده (با تغییراتی از آقائاتی، ۱۳۹۸) و B. نقشه پایه و محدوده مورد مطالعه همراه با موقعیت چاه‌ها و برش‌های سطحی (اقتباس از مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۹۹)

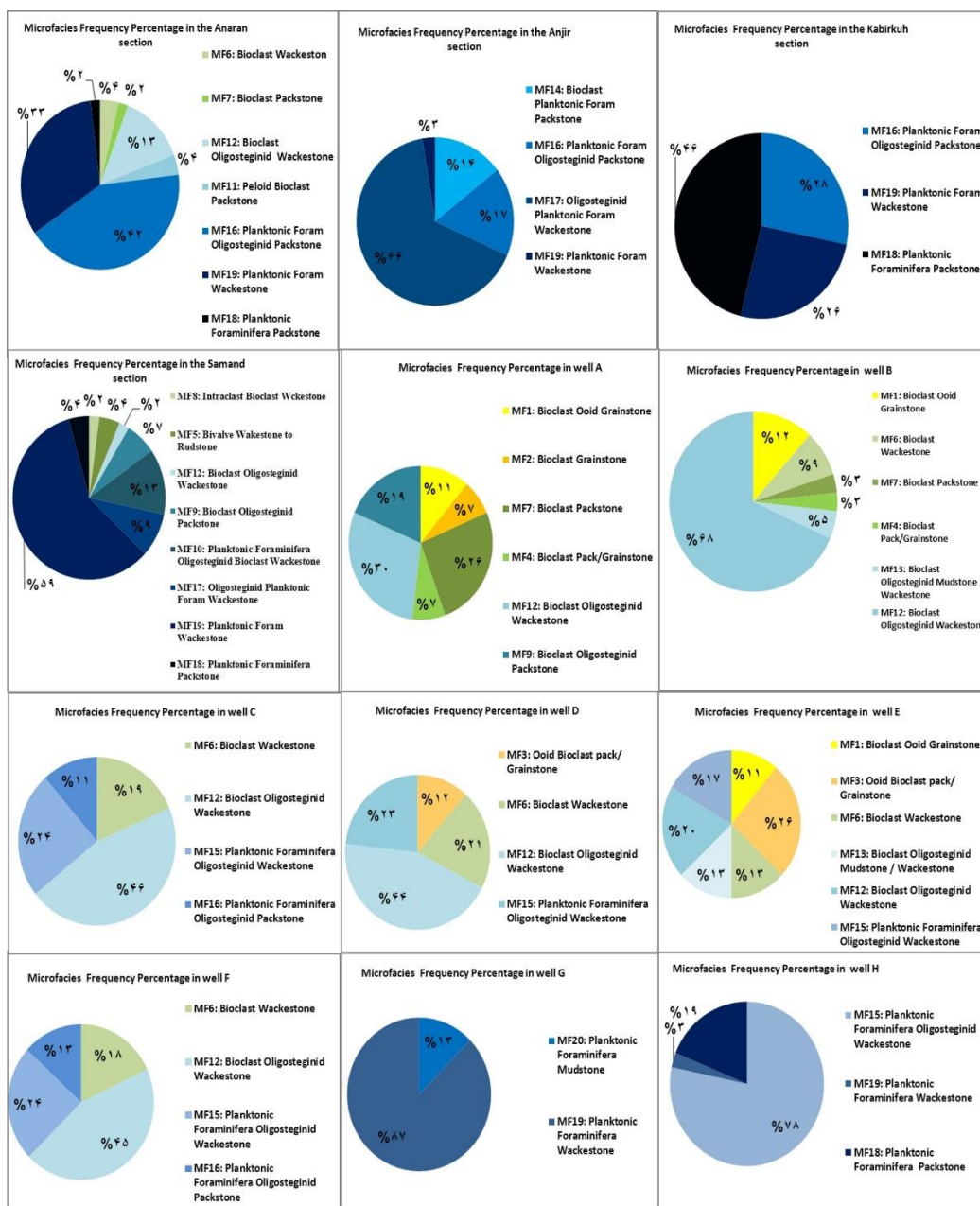


شکل ۲. ستون چینه‌شناسی برش‌های مورد مطالعه

ریزرخساره‌ها و تفسیر محیط رسوبی

شدن از خط فرضی ساحل و حرکت به سمت بخش‌های عمیق‌تر پلات‌فرم کربناته، به رمپ داخلی (سدی)، رمپ میانی (دریای باز کم‌عمق)، رمپ خارجی و دریای باز حوضه عمیق تعلق دارند. خلاصه مشخصات و تفسیر ریزرخساره‌ها به همراه کمربندهای رخساره‌ای و مقایسه آن‌ها با مدل استاندارد فلوگل (فلوگل، ۲۰۱۰) در جدول شماره ۱ ارایه شده است. همچنین درصد فراوانی ریزرخساره‌های سازند ایلام در چاه‌ها و برش‌های سطحی مورد مطالعه به تفکیک مشخص شده است (شکل ۳). تصاویر میکروسکوپی از ریزرخساره‌ها در شکل ۴ و شکل ۵ آورده شده است.

شناسایی ریزرخساره‌ها و کمربندهای رخساره‌ای یکی از بخش‌های اصلی مطالعه زمین‌شناسی مخزن در مطالعات جامع مخزنی است (لوسیا، ۲۰۰۷؛ آر، ۲۰۰۸؛ موور و وید، ۲۰۱۳). در این مطالعه با بررسی برش‌های نازک میکروسکوپی، رخساره‌های رسوبی سازند ایلام و نیز کمربندهای رخساره‌ای این سازند در هشت چاه و چهار برش سطحی منجر به شناسایی تعداد ۲۰ ریزرخساره مربوط به ۴ کمر بند رخساره‌ای شده است که به ترتیب دور



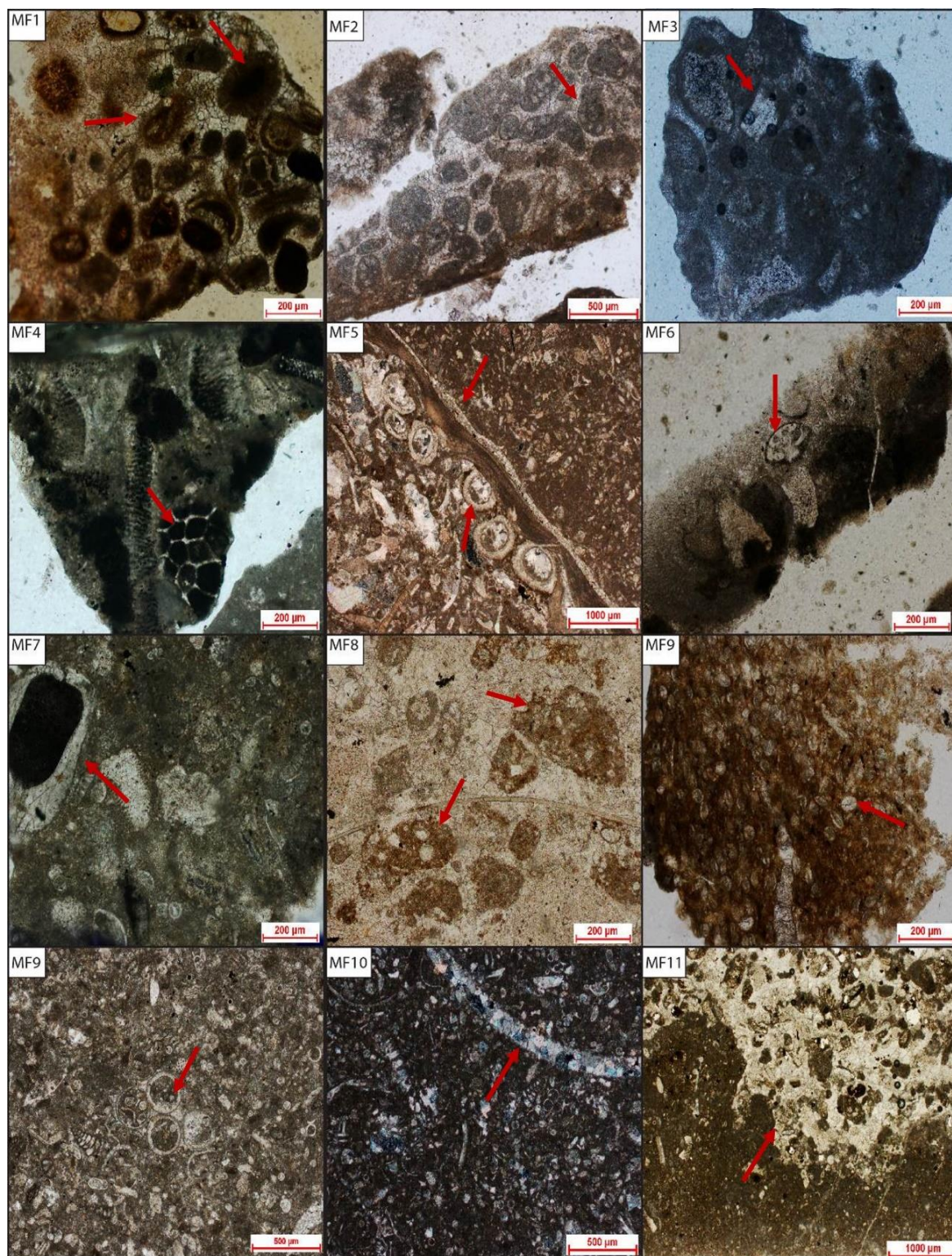
شکل ۳. درصد فراوانی ریزرخساره‌های سازند ایلام در چاه‌ها و برش‌های سطحی ناحیه مورد مطالعه

جدول ۱. مشخصات ریزرخساره‌ها همراه با کمر بند رخساره‌ای سازند ایلام و مقایسه با مدل استاندارد فلوگل (۲۰۱۰) و مدل رمپ بورچرت و رایت (۱۹۹۲)

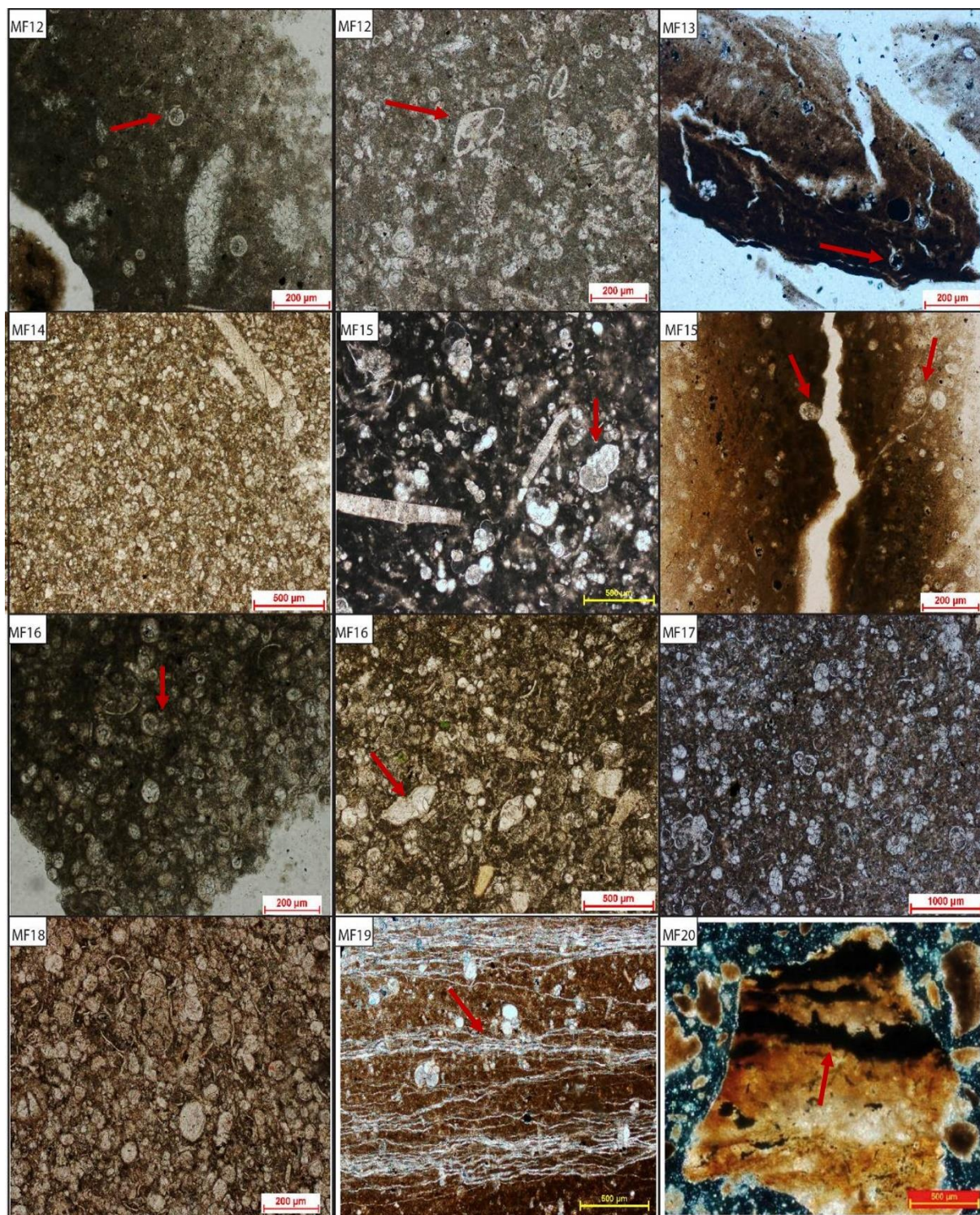
کد ریزرخساره	نوع ریزرخساره	مشخصات ریزرخساره	سطح انرژی	ریزرخساره رمپ (RMF)	کمر بند رخساره‌ای
رمپ داخلی (سدی)	MF1	گرینستون ایبیدی بیوکلاست دار	اجزای اصلی: ایبید، خرده‌های دوکفه‌ای، خارپوست، میلیولید و روتالیا، اجزای فرعی: اینتراکلاست و پلویید. هسته تعدادی از ایبیدها از فسیل‌های روتالیا و قطعات خارپوست و تعدادی ایبید میکرایتی شده‌است.	RMF26	وجود ایبیدها همراه با بیوکلاست‌های درشت در زمینه بدون گل با سیمان اسپاری و جورشدگی خوب نشانگر تشکیل و رسوبگذاری در یک محیط پرانرژی و رو به دریای سد (seaward Shoal) است.
	MF2	گرینستون بیوکلاستی	اجزای اصلی: خرده‌های دوکفه‌ای، خارپوست، روزن‌بران بنتیک کوچک مانند روتالیا و میلیولید، اینتراکلاست‌ها از اجزای فرعی، تعدادی از بیوکلاست‌ها میکرایتی شده و به پلویید تبدیل شده‌اند.	RMF27	بافت دانه‌پشتیبان و جورشدگی خوب بیوکلاست‌ها نشانه محیط پرتلاطم و رسوبگذاری در قسمت مرکزی سد بیوکلاستی را نشان می‌دهد (پالما، ۲۰۰۷؛ بوور-آرنال، ۲۰۰۹؛ آدابی و همکاران، ۲۰۰۹).
	MF3	گرینستون / پکستون بیوکلاستی ایبیدار	خرده‌های دوکفه‌ای، خارپوست، روتالیا و میلیولید همراه با دانه ایبید که بیشتر از نوع شعاعی همراه با هسته آغشته به اکسید آهن است. پلویید، از میکرایتی شدن روزن‌بران بنتیک کوچک بوجود آمده‌است.	RMF27	حضور سیمان همراه با میکرایت اندک، ایبید و فسیل‌های بنتیک نشانه رسوبگذاری در یک محیط سدی رو به خشکی (Shoal Leeward) است. انرژی محیط در مقایسه با قسمت مرکزی سد نسبتاً کمتر است.
رمپ میانی	MF4	پکستون/گرینستون بیوکلاستی	خرده‌های دوکفه‌ای و خارپوست، روزن‌بران بنتیک کوچک مانند روتالیا و تکستولاریا از اجزای اصلی و بریزوژن و پلویید از اجزای فرعی است.	RMF8	در بخش‌های ابتدایی محیط رمپ میانی با انرژی زیاد دیده می‌شود. زمینه دانه پشتیبان و با توجه به ویژگی بافتی، نهشت زیر سطح اساس قاعده موثر موج بوده است (فلوگل، ۲۰۱۰).
	MF5	رادستون تا وکستون دوکفه‌ای	مهمترین ویژگی فراوانی خرده‌های دوکفه‌ای درشت همراه با بورینگ، در کنار آن خرده‌های خارپوست، روزن‌بران بنتیک کوچک نظیر تکستولاریا و همچنین لوله کرم (Worm Tube) و مقدار کمی اولیگوستژینید است.	RMF8	براساس فراوانی اجزای مختلف دریای باز نظیر خرده‌های دوکفه‌ای درشت و خرده‌های خارپوست در یک زمینه گلی، می‌توان به بخش‌های میانی دریای باز کم ژرف نسبت داد (فلوگل، ۲۰۱۰).
	MF6	وکستون بیوکلاستی	انواع بیوکلاست‌ها و روزن‌بران بنتیک کوچک مانند روتالیا از اجزای اصلی و اولیگوستژینید از اجزای فرعی است.	RMF9	زمینه گل پشتیبان همراه با تنوع بیوکلاست‌ها نشان دهنده محیط رمپ میانی بوده و در بالای عمق تاثیر امواج رسوبگذاری نموده است (فلوگل، ۲۰۱۰).
	MF7	پکستون بیوکلاستی	اجزای اصلی: خرده‌های دوکفه‌ای، خارپوست، روزن‌بران کوچک بنتیک (روتالیا، تکستولاریا و میلیولید) به همراه اولیگوستژینید و روزن‌بران پلانکتون و اجزای فرعی شامل جلبک سبز، پلویید و قطعات گاستروپد	RMF7	خرده‌های دوکفه‌ای، خارپوست، روتالیا، تکستولاریا به همراه اولیگوستژینید و روزن‌بران پلانکتون نشانه عمیق‌ترین بخش محیط رمپ میانی است (غیبشای و همکاران، ۲۰۰۹).
	MF8	وکستون بیوکلاستی اینتراکلاست دار	مشخصه اصلی وجود اینتراکلاست‌های متشکل از بیوکلاست‌های پراکنده در زمینه گلی است. خرده‌های خارپوست، دوکفه‌ای، جلبک‌های سبز، روزن‌بران بنتیک مانند روتالیا همراه با اولیگوستژینید.	RMF9	مجاورت محیط تشکیل این ریزرخساره با سطح اثر امواج (SWB) از دلایل ایجاد اینتراکلاست‌ها و در قسمت‌های ابتدایی رمپ میانی رسوبگذاری کرده‌است.
رمپ خارجی	MF9	پکستون اولیگوستژینید دارای بیوکلاست	اولیگوستژینید با درصد فراوانی بالای ۳۰ درصد همراه با قطعات دوکفه‌ای، خارپوست، جلبک سبز و روزن‌بران پلانکتون	RMF3	بافت دانه پشتیبان و فسیل‌های پلانکتون همراه با بیوکلاست‌ها در محیط نیمه‌عمیق با انرژی کم و زیر سطح امواج نهشته شده‌است (فلوگل، ۲۰۱۰).
	MF10	وکستون بیوکلاستی اولیگوستژینیدی دارای روزن‌بران پلانکتونیک	قطعات ریز دوکفه‌ای، خارپوست، اولیگوستژینید و به مقدار اندک روزن‌بران پلانکتون و جلبک سبز است.	RMF3	وجود خرده‌های ریز زستی همراه با اولیگوستژینید و روزن‌بران پلانکتونیک نشانه تشکیل آن در یک محیط حدواسط در ابتدای رمپ خارجی و زیر عمق اثر امواج رسوبگذاری کرده است (فلوگل، ۲۰۱۰).
	MF11	پکستون بیوکلاستی پلوییدار	خرده‌های خارپوست و پلویید در این ریزرخساره فراوان و در کنار آن روزن‌بران بنتیک همانند تکستولاریا و میلیولید به مقدار کمتر دیده می‌شود.	RMF4	قطعات متوسط دانه کنده‌شده گرینستون را در یک زمینه گلی دارای بیوکلاست و پلویید داریم (رسوبات توریدایتی). نشانه کنده شدن قطعات از محیط پرانرژی شول و رسوبگذاری آن در محیط رمپ بیرونی است.

ادامه جدول ۱: مشخصات ریزرخساره‌ها همراه با کمربند رخساره‌ای سازند ایلام و مقایسه با مدل استاندارد فلوگل (۲۰۱۰) و مدل رمپ بورچرت و رایت (۱۹۹۲)

کد ریزرخساره	نام ریزرخساره	مشخصات ریزرخساره	تفسیر	ریزرخساره رمپ (RMF)	کمربند رخساره‌ای
MF12	وکستون اولیگوستژینید بیوکلست‌دار	اجزای اصلی اولیگوستژینید، روزن‌بران بنتیک کوچک، خرده‌های ریز دوکفه‌ای و خارپوستان و اولیگوستژینید فراوانتر از بیوکلست‌ها،	اولیگوستژینید به‌طور معمول در نهشته‌های دریایی عمیق و خرده‌های خارپوست در آب‌های کم‌عمق و همچنین در محیط دریایی عمیق وجود دارد (فلوگل، ۲۰۱۰). در قسمت میانی رمپ خارچه دیده می‌شود.	RMF4	۱ ۲ ۳
MF13	بیوکلست اولیگوستژینید مادستون/ وکستون	اولیگوستژینید به‌شکل پراکنده، اجزای فرعی شامل خرده‌های ریز دوکفه‌ای‌ها، خارپوستان، اندکی پلویید و به‌ندرت روزن‌بران بنتیک مانند روتالیای کوچک است.	گل زیاد با فسیل‌های پلانکتون، محیطی آرام و زیر سطح امواج را نشان می‌دهد. در نواحی عمیق‌تر اولیگوستژینید در کنار روتالیا نشان از نواحی رمپ بیرونی با ژرفای متوسط را دارد (غیباشوی و همکاران، ۲۰۰۹).	RMF5	
MF14	پکستون با روزن‌بران پلانکتونیک فراوان بیوکلست‌دار	روزن‌بران پلانکتون همانند گلوبیورینا و هدبرگلا به مقدار زیاد و متراکم از اجزای اصلی همراه با خرده‌های دوکفه‌ای و خارپوست است.	در قسمت‌های ابتدایی حوضه عمیق، رسوبگذاری در شرایط آرام و دور از خشکی را نشان می‌دهد.	RMF3	۴ ۵ ۶ ۷ ۸ ۹
MF15	وکستون اولیگوستژینیدی همراه با روزن‌بران پلانکتون	اجزای اصلی انواع اولیگوستژینید (پیتونلا، کلسی‌اسفرولا) همراه با انواع روزن‌بران پلانکتون نظیر هتروهللیکس و گلوبوترونکانا است.	با توجه به غالب بودن اولیگوستژینید و روزن‌بران پلانکتونیک، به بخش‌های عمیق دریا نسبت داده می‌شود (کیلر و همکاران، ۲۰۰۲).	RMF2	
MF16	پکستون اولیگوستژینیدی همراه با روزن‌بران پلانکتون	اولیگوستژینید بالای ۳۵ درصد و گونه‌های مختلف آن از جمله کلسی‌اسفرولا، پیتونلا، استومیوسفرا و روزن‌داران پلانکتون مانند هدبرگلا و هتروهللیکس را داریم.	حضور Ovalis Pitonella با روزن‌بران پلانکتونیک نشان دهنده محیطی سرشار از کرنات کلسیم، آب و هوای گرم با رخساره همی‌پلاژیک است (ویلیمان، ۱۹۷۵).	RMF3	
MF17	وکستون با روزن‌بران پلانکتون دارای اولیگوستژینید	انواع روزن‌بران پلانکتون همراه با اولیگوستژینید از اجزای اصلی است. خرده‌های ریز دوکفه‌ای، خارپوستان و استراکد به‌ندرت مشاهده می‌شود.	گل پشته‌باز است با فسیل‌های مذکور نشان دهنده رسوبگذاری در محیط کم‌انرژی در بخش عمیق حوضه در زیر قاعده اثر امواج طوفانی است.	RMF2	
MF18	پکستون با روزن‌بران پلانکتون	فراوانی و تراکم انواع روزن‌بران پلانکتون همانند هتروهللیکس، گلوبوترونکانا و گلوبوژرینا زیاد (۶۰ درصد) است	وجود گل، انواع روزن‌بران پلانکتون، پیریت، فقدان فسیل‌های بنتیک، در یک محیط عمیق، آرام و کم‌انرژی، در منطقه عدم نفوذ نور، بی‌هوازی و فقیر از اکسیژن رسوبگذاری کرده‌است.	RMF3	
MF19	وکستون با روزن‌بران پلانکتونیک	انواع روزن‌بران پلانکتون با فراوانی ۲۰ الی ۲۵ درصد از اجزای اصلی است.	فراوانی روزن‌بران پلانکتون و زمینه گلی در حوضه عمیق ته‌نشین شده است (شولز و همکاران، ۲۰۰۵؛ الدباس و همکاران، ۲۰۰۹).	RMF3	
MF20	مادستون با روزن‌بران پلانکتونیک	این ریزرخساره تیره رنگ دارای میکرایت فراوان با کمتر از ۱۰ درصد آلوم است. تنوع فسیلی محدود به روزن‌بران پلانکتونیک است.	از لحاظ بلوغ بافتی، نابالغ و به علت فراوانی گل در یک محیط کم‌انرژی نهشته‌شده‌است (فولک، ۱۹۶۲). این ریزرخساره احتمالا در زیرسطح اساس نرمال (FWWB) در شرایط کم‌انرژی ته‌نشست می‌کند (فلوگل، ۲۰۱۰؛ الدباس و همکاران، ۲۰۰۹؛ غیباشوی و همکاران، ۲۰۰۹).	RMF5	



شکل ۴. ریزرخساره‌های سازند ایلام، MF1: ایید در بیوکلاست ایید گرینستون چاه A عمق ۲۶۲۰ متری، MF2: بیوکلاست گرینستون چاه E عمق ۲۸۳۰ متری، MF3: قطعه خارپوست در ایید بیوکلاست گرینستون/پکستون چاه E عمق ۳۷۳۲ متری، MF4: بیوکلاست پیریتی شده ریزرخساره بیوکلاست پکستون/گرینستون چاه B عمق ۲۹۰۴ متری، MF5: دوکفه‌ای و لوله کرم در رادستون تا وکستون دوکفه‌ای‌دار برش سمند نمونه ۳۲۱۱، MF6: فسیل روتالیا ریزرخساره بیوکلاست وکستون چاه E عمق ۳۷۱۸ متری، MF7: قطعه خارپوست ریزرخساره بیوکلاست پکستون چاه B عمق ۲۹۰۴ متری، MF8: اینتراکلاست در بیوکلاست وکستون اینتراکلاست‌دار برش سمند نمونه ۳۲۱۴، MF9: اولیگوستژنید در بیوکلاست اولیگوستژنید پکستون چاه A عمق ۲۶۵۴ متری، MF9: لوله کرم در بیوکلاست اولیگوستژنید پکستون برش سمند نمونه ۳۲۱۰، MF10: قطعه دوکفه‌ای در وکستون بیوکلاستی اولیگوستژنیدی دارای روزن‌بران پلانکتونیک برش سمند نمونه ۳۲۱۷، MF11: قطعه کنده شده گرینستون در بیوکلاست اولیگوستژنید پکستون برش اناران نمونه ۳۳۷۲.



شکل ۵. ریزرخساره‌های سازند ایلام، MF12: بیوکلاست اولیگوستژینید و کستون چاه F عمق 3701 متری، MF12: فسیل روتالیا در بیوکلاست اولیگوستژینید و کستون برش سمند نمونه ۳۲۱۳. MF13: پرشدن حجرات با پیریت در بیوکلاست اولیگوستژینید مادستون / و کستون چاه E عمق 3750 متری، MF14: پکستون با روزن‌بران پلانکتونیک فراوان بیوکلاست‌دار برش انجیر نمونه ۳۲۹۶. MF15: و کستون اولیگوستژینیدی دارای روزن‌بران پلانکتون چاه H عمق 3831 متری، MF15: و کستون اولیگوستژینیدی دارای روزن‌بران پلانکتون چاه D عمق 4230 فوتی، MF16: پلانکتونیک فرامینیفر اولیگوستژینید پکستون چاه F عمق 3726 متری، MF16: پکستون دارای روزن‌بران پلانکتونیک فراوان همراه با اولیگوستژینید برش اناران نمونه ۳۳۹۱. MF17: و کستون با روزن‌بران پلانکتون دارای اولیگوستژینید برش سمند نمونه ۳۲۲۲. MF18: پکستون با روزن‌بران پلانکتون برش کبیرکوه نمونه ۴۸۹۵. MF19: پلانکتونیک فرامینیفر و کستون چاه H عمق ۴۴۳۰ متری. MF20: پیریت در پلانکتونیک فرامینیفر مادستون چاه G عمق ۲۶۵۴ متری.

مدل رسوبی

براساس ترکیب کلی توالی رسوبی، دانه‌های اجزای تشکیل دهنده و واکاوی ریزرخساره‌های سازند ایلام، نشانگر رسوب‌گذاری در یک رمپ کربناته است. نبود ریف و بلند ساخت‌های کربناته، دلیل اصلی پیشنهاد مدل رسوبی رمپ کربناته است. وجود پلویید و ایید نشانگر تپه‌های زیرآبی (شول) و افزایش درجه حرارت و شوری در طی رسوبگذاری است (فلوگل، ۲۰۱۰؛ کاووسی و ازوجی، ۲۰۱۸). وکستون و پکستون‌های بیوکلاستی دربردارنده استراکد، دوکفه‌ای، روزنبران پلانکتونی و الیگوسترژینید، نشانگر رسوبگذاری زیرقاعده امواج در طی آرامش و بالای قاعده امواج در طی توفان است که با دیگر ویژگی‌های لایه‌بندی و مشاهدات صحرائی، نشانگر رسوب‌گذاری در رمپ کربناته است. اختلاف ستبرای سازند ایلام در برش‌های مورد مطالعه همراه با تغییر رخساره‌ها از دشت آبادان به ناحیه لرستان نشانگر اختلاف فرونشست ناشی از عملکرد گسل‌های پی سنگی در طی رسوب‌گذاری است (کاووسی و ازوجی، ۲۰۲۱). در دشت آبادان و دزفول شمالی سازند ایلام در شش چاه مطالعه شده دارای رخساره‌های نریتیک در بالا و پلاژیک در قاعده است. وجود دانه‌های غیراسکلتی (ایید، اینتراکلاست و پلت)، روزنبران بنتیک و بافت گرینستونی در راس سازند ایلام در این ناحیه بیانگر محیط کم‌عمق (رمپ داخلی) می‌باشد که به سمت پایین سازند با پدیدار شدن اولیگوسترژینید و روزنبران پلانکتونیک محیط عمیق‌تر شده و به رمپ خارجی و بخش حوضه عمیق تبدیل شده است. در حالی که در ناحیه لرستان تغییرات محیطی سازند ایلام به گونه‌ای دیگر است. به طوری که در دو برش سطحی سمند و اناران که نزدیک به گسل بالارود و ناحیه دزفول شمالی هستند در شروع سازند ایلام رخساره مربوط به رمپ میانی و خارجی مشاهده می‌شود و به سمت بالای ایلام عمیق‌شدگی و تبدیل به رخساره پلاژیک و همی‌پلاژیک را داریم. به طرف شمال لرستان در دو چاه H و G و در دو برش سطحی انجیر و کبیرکوه جنوب‌خاور از قاعده تا راس سازند ایلام دارای رخساره‌های عمیق پلاژیک و همی‌پلاژیک است. ریزرخساره‌های تشکیل دهنده سازند ایلام در این ناحیه لرستان از روزنبران پلانکتون و الیگوسترژینید با زمینه‌ای از گل آهکی تشکیل شده و تغییرات رخساره‌ای بسیار ناچیز را نشان می‌دهند. ریز بودن دانه‌ها و حضور فسیل‌های پلانکتونی نشان‌دهنده

ته‌نشست این رخساره‌ها در بخش‌های عمیق و آرام حوضه است (جمیل‌پور و همکاران، ۲۰۲۰؛ پوپلریتر، ۲۰۰۲). نبود دانه‌های غیراسکلتی همانند ایید، پلت و دانه‌های آواری نظیر کوارتز در سازند ایلام در ناحیه لرستان در همه رخساره‌ها، که به ترتیب محدود به بخش کم‌عمق پلت‌فرم کربناته و در مناطق نزدیک ساحل می‌باشد، می‌تواند دلیل بر عمیق‌تر بودن این رخساره‌ها باشد (گیشر و لومندو، ۲۰۰۵). همچنین فراوانی روزنبران پلانکتون، حضور روزنبران بنتیک کوچک و ماتریکس گلی فراوان که نشان‌دهنده رژیم هیدرودینامیک با انرژی کم است، نهشت این رسوبات را در محیط پلاژیک و در زیر قاعده امواج نرمال تایید می‌کنند (وزیری‌مقدم و همکاران، ۲۰۰۶). یکی دیگر از ویژگی‌های این رخساره‌ها داشتن گل آهکی تیره و پرشدگی جره‌های روزن‌بران و جانشینی گل آهکی توسط پیریت دانه تمشکی درجازا است. به‌طور کلی، رنگ‌ها بازتاب فراوانی مواد آلی و اکسایش آهن و ترکیبات آن است. وجود پیریت‌های دانه تمشکی درجازا که در زمینه گل آهکی و به‌صورت پرکننده حجرات فسیل‌ها دیده می‌شوند، شاخص سنگ‌های آهکی محیط‌های عمیق (فلوگل، ۲۰۱۰) و شرایط بی‌هوازی و احیایی در هنگام تشکیل این طبقات است (شولک و پوپلریلر، ۲۰۰۵). تعداد زیاد روزن‌بران پلانکتون خوب حفظ شده و بدون قطعات ساییده شده و فرسایش یافته در این ریزرخساره‌ها، محیط دریای باز و تشکیل این ریزرخساره‌ها در زیر سطح اثر امواج در حالت توفانی و شرایط انرژی کم آب را مورد تایید قرار می‌دهد (ویلسون، ۱۹۷۵؛ فلوگل، ۲۰۱۰). همراهی اولیگوسترژینید، خارپوستان، روزن‌بران پلانکتونی و هتروهلپیکس‌ها نشانگر آب و هوای گرم و شوری عادی است. همچنین بودن گلوکونیت در ریزرخساره‌ها نشانگر افزایش نسبی سطح آب دریا، کاهش میزان تولید کربنات، استقرار شرایط نیمه‌احیایی همراه با گرم شدن جهانی آب و هوا است (ادین و لتول، ۱۹۸۱؛ کاووسی و ازوجی، ۲۰۲۱). تمام شواهد رسوب‌شناسی نشان‌دهنده ته‌نشست این ریزرخساره‌ها در ناحیه لرستان در آب‌های عمیق و در شرایط پلاژیک و در ناحیه دزفول شمالی و دشت آبادان در شرایط نریتیک و پلاژیک است. همچنین با مقایسه ریزرخساره‌های ذکر شده با ریزرخساره‌های استاندارد ارایه شده توسط فلوگل (فلوگل، ۲۰۱۰) نیز می‌توان به این نتیجه رسید. با توجه به اینکه ناحیه مورد مطالعه در سه

بخش لرستان، دزفول شمالی و دشت آبادان قرار دارد، مدل رسوبی ارایه شده از سازند ایلام باید به گونه‌ای باشد که تغییرات این سازند را نشان بدهد، و عمیق‌شدگی سازند ایلام به سمت شمال ناحیه در لرستان در این مدل مشخص شود. مدل رسوبی پیشنهادی برای این ناحیه با توجه به مطالعات انجام شده و مطابق تقسیم‌بندی سکوی کربناته براساس مدل بورچت و رایت (بورچت و رایت، ۱۹۹۲) رمپ با بخش انتهایی شیب‌دار^۱ می‌باشد. دلایل پیشنهاد مدل رمپ با بخش انتهایی شیب‌دار برای ناحیه مورد مطالعه: ۱- نبود رخساره‌های ساحلی در ناحیه مورد مطالعه که نشان‌دهنده فاصله داشتن این رخساره ساحلی از ناحیه شکستگی در ناحیه رمپ خارجی می‌باشد (اختلاف این مدل با شلف لبه‌دار)؛ در شلف لبه‌دار فاصله شکستگی از ساحل کم است. ۲- نبود بلند ساخت‌های کربناته^۲ و ریفی؛ ۳- گسترش شول اییدی مجزا و شول بایوکلاستی. وجود رخساره‌های گرینستون اییدی بیوکلاستی نشانگر رسوبگذاری در محیط پرانرژی تپه‌های زیرآبی (شول) حاشیه سکوی کربناته است. گرینستون‌های اییدی نشانگر تغییر آب و هوا به شرایط گرم و خشک و افزایش شوری در طی فراهم بودن فضای رسوب‌گذاری مناسب است. گسترش شول‌های اییدی معمولاً در اقلیم گرم و خشک و نوع بیوکلاستی در اقلیم گرم و مرطوب می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰)؛ ۴- پهنای کمربند رخساره‌ای زیاد، که نشانه محیط رمپ کربناته است (فلوگل، ۲۰۱۰)؛ ۵- تغییر از رخساره‌های کم‌عمق به عمیق ناگهانی است در صورتی که در رمپ هم‌شیب این تغییرات تدریجی می‌باشد. ۶- نبود گسترده بیوکلاست‌های مناطق کم‌عمق در مناطق عمیق که از مشخصات شلف‌های کربناته است، که این خود دلیل دیگری بر وجود رمپ کربناته می‌باشد (تاگر و رایت، ۱۹۹۰؛ فلوگل، ۲۰۱۰). درصد فراوانی کمربندهای رخساره‌ای (محیط‌های رسوبی) در برش‌های سطحی و چاه‌های ناحیه مورد مطالعه به تفکیک در شکل ۶ نشان داده شده است. با توجه به اینکه سازند ایلام در ناحیه مورد مطالعه به دو سکانس درجه سوم کنیاسین- سانتونین و سانتونین- کامپانین تفکیک شده، مدل رسوبی برای هر سکانس جداگانه ارایه شده است (گزارش داخلی شرکت نفت، ۱۳۸۸). در مدل رسوبی سکانس اول، سازند ایلام عمیق‌تر

انواع فرآیندهای دیاژنتیکی سازند ایلام

طبق مطالعات میکروسکوپی انجام شده بر روی سازند ایلام در برش‌های سطح‌الارضی و چاه‌های ناحیه مورد مطالعه، فرآیندهای دیاژنتیکی شناسایی شده به شرح زیر است:

سیمانی شدن: سازند ایلام در ناحیه لرستان به دلیل نهشته شدن در محیط عمیق، سیمانی شدن گسترش کمی دارد. زیرا وجود رس و ریز دانه بودن در کربنات‌های پلاژیک، پتانسیل سیمانی شدن را کاهش می‌دهد. ولی در ناحیه دزفول شمالی و دشت آبادان در برش‌های نازک مربوط به توالی بالایی سازند ایلام که در یک محیط کم عمق نهشته شده است، سیمانی شدن گسترش بیش‌تری دارد. انواع سیمان‌های کلسیتی در سازند ایلام مشاهده شده که در زیر مورد بحث قرار می‌گیرد.

سیمان کلسیتی تیغه‌ای^۳: این سیمان در برش‌های نازک مورد مطالعه از راس سازند ایلام در دشت آبادان به شکل محدود فقط در چاه‌های A و B در رخساره‌های دانه غالب مرتبط با شول‌های اییدی و بیوکلاستی به ویژه در بخش‌های رو به دریا و مرکزی شول‌ها دیده می‌شود و با سیمان‌های دروزی و بلوکی دنبال می‌شود (شکل ۸- A).

۱- نبود رخساره‌های ساحلی در ناحیه مورد مطالعه که نشان‌دهنده فاصله داشتن این رخساره ساحلی از ناحیه شکستگی در ناحیه رمپ خارجی می‌باشد (اختلاف این مدل با شلف لبه‌دار)؛ در شلف لبه‌دار فاصله شکستگی از ساحل کم است. ۲- نبود بلند ساخت‌های کربناته^۲ و ریفی؛ ۳- گسترش شول اییدی مجزا و شول بایوکلاستی. وجود رخساره‌های گرینستون اییدی بیوکلاستی نشانگر رسوبگذاری در محیط پرانرژی تپه‌های زیرآبی (شول) حاشیه سکوی کربناته است. گرینستون‌های اییدی نشانگر تغییر آب و هوا به شرایط گرم و خشک و افزایش شوری در طی فراهم بودن فضای رسوب‌گذاری مناسب است. گسترش شول‌های اییدی معمولاً در اقلیم گرم و خشک و نوع بیوکلاستی در اقلیم گرم و مرطوب می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰)؛ ۴- پهنای کمربند رخساره‌ای زیاد، که نشانه محیط رمپ کربناته است (فلوگل، ۲۰۱۰)؛ ۵- تغییر از رخساره‌های کم‌عمق به عمیق ناگهانی است در صورتی که در رمپ هم‌شیب این تغییرات تدریجی می‌باشد. ۶- نبود گسترده بیوکلاست‌های مناطق کم‌عمق در مناطق عمیق که از مشخصات شلف‌های کربناته است، که این خود دلیل دیگری بر وجود رمپ کربناته می‌باشد (تاگر و رایت، ۱۹۹۰؛ فلوگل، ۲۰۱۰). درصد فراوانی کمربندهای رخساره‌ای (محیط‌های رسوبی) در برش‌های سطحی و چاه‌های ناحیه مورد مطالعه به تفکیک در شکل ۶ نشان داده شده است. با توجه به اینکه سازند ایلام در ناحیه مورد مطالعه به دو سکانس درجه سوم کنیاسین- سانتونین و سانتونین- کامپانین تفکیک شده، مدل رسوبی برای هر سکانس جداگانه ارایه شده است (گزارش داخلی شرکت نفت، ۱۳۸۸). در مدل رسوبی سکانس اول، سازند ایلام عمیق‌تر

³ Bladed calcite cement

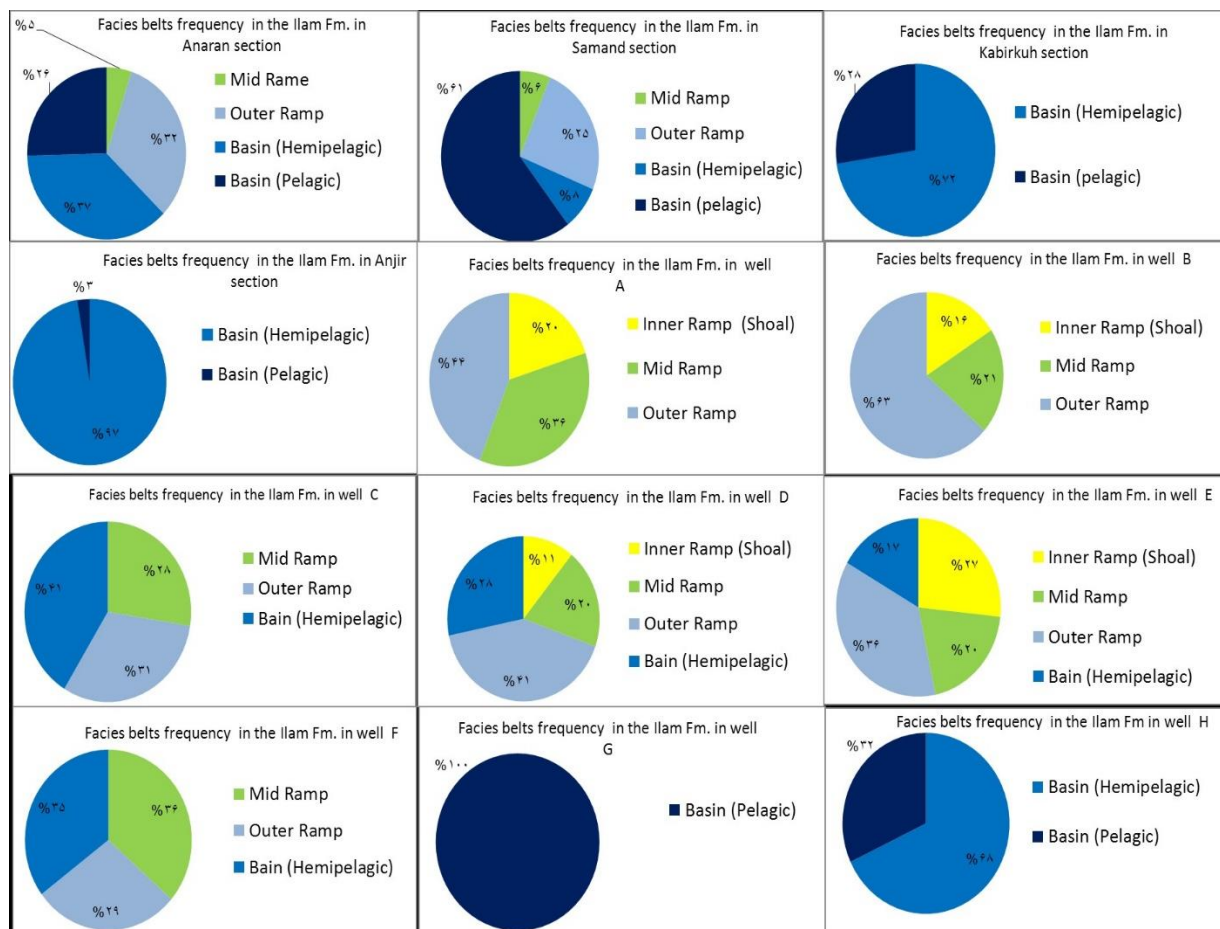
¹ Distally Steepened Ramps

² Buildup

رخساره‌ها درون حفره و دانه‌ها به فراوانی دیده می‌شود. به نظر می‌رسد که سیمان موزاییکی دروزی حاصل ته‌نشست بلور در یک حفره اشباع از آب در فضای خالی است (شکل ۸- C). بلورهای این سیمان از دیواره به سمت مرکز حفره بزرگ‌تر می‌شوند. به علت وجود تخلخل درون دانه‌ای و قالبی و نیز وجود سیمان اسپاری دروزی، می‌توان نتیجه گرفت که ترکیب کانی‌شناسی اولیه آلوم‌ها که اغلب شامل دوکف‌های، الیید و گاستروپودا هستند، آراگونیتی بوده و پس از انحلال توسط سیمان از نوع LMC پر شده است. این موضوع نشان می‌دهد که دانه‌ها در محیط وادوز متائوریک تحت تأثیر انحلال قرار گرفته و تخلخل ایجاد شده قبل از ورود به محیط تدفین در محیط فراتیک آب شیرین توسط کلسیت‌اسپاری با ترکیب LMC پر شده است (فلوگل، ۲۰۱۰).

سیمان کلسیتی هم‌بعد^۴: در برش‌های نازک مطالعه شده توالی ایلام، در رخساره‌های کم عمق و گاه در رخساره‌های عمیق این سیمان دیده می‌شود. این نوع سیمان فضای بین آلوم‌ها را پر کرده و در گرینستون‌های الییدی و بیوکلاستی مربوط به بخش مرکزی شول‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۸- B). برخی از شکستگی‌ها نیز توسط این سیمان پر شده‌اند (حاجی کاظم‌زاده و همکاران، ۲۰۱۰؛ اسدی مهمان‌دوستی و همکاران، ۲۰۱۷). این سیمان به صورت کامل و یا ناقص فضاهای خالی موجود در سازند ایلام را پر کرده و باعث کاهش کیفیت مخزنی شده است. سیمان کلسیتی هم‌بعد در محیط دیاژنز جوی و در محیط دیاژنز تدفینی و هم دریایی بصورت هم‌ضخامت، تشکیل می‌شود (لانگمن، ۱۹۸۰؛ تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ فلوگل، ۲۰۱۰).

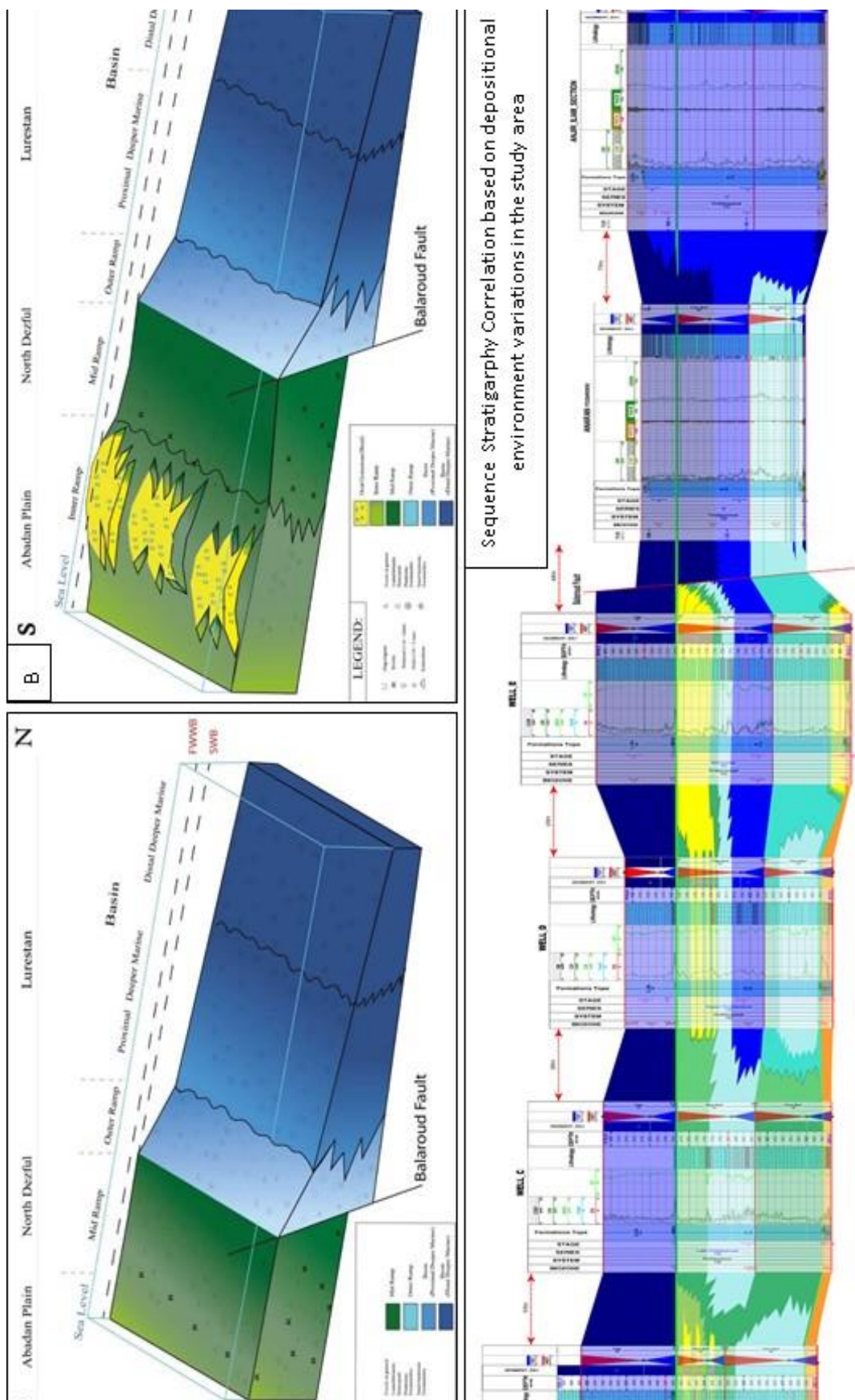
سیمان کلسیت دروزی^۵: در برش‌های سطحی و چاه‌ها این نوع سیمان در تمامی قسمت‌های سازند ایلام و در اکثر



شکل ۶. درصد فراوانی محیط‌های رسوبی سازند ایلام در برش‌های سطحی و چاه‌های ناحیه مورد

⁵ Drusy calcite cement

⁴ Equant sparry calcite cement



شکل ۷. مدل رسوبی سازند ایلام در ناحیه مورد مطالعه سکناس اول (کنیاسین - سانتونین): **B** - مدل رسوبی سازند ایلام در ناحیه مورد مطالعه سکناس دوم (سانتونین - کامپنین) و **C** - تطابق برش‌های مورد مطالعه براساس چینه‌شناسی سکناسی در ناحیه مورد مطالعه

چاه‌های A و B دیده می‌شوند (شکل ۸-G). این سیمان‌ها احتمالاً در نتیجه سرعت آرام هسته‌سازی بلورهای کلسیت و رشد آهسته بلورها در محیط‌های تدفینی ایجاد می‌شوند (تاگر و رایت، ۱۹۹۰).

میکریتی شدن^۷ در سازند ایلام، پوشش میکریتی با گسترش محدود در اطراف خرده‌های اسکلتی نظیر پوسته دوکفه‌ای‌ها، اکینودرم‌ها بعضی از روزن‌بران و نیز اجزا غیراسکلتی نظیر ائیدها مشاهده می‌شود (شکل ۸-H). این فرآیند در سازند ایلام در بعضی موارد نیز به صورت پوشش میکریتی^۷ در اطراف آلوکم‌ها دیده می‌شود که با حفظ چارچوب اصلی دانه به ایجاد تخلخل قالبی کمک کرده است (آویس و همکاران، ۲۰۱۸). در نتیجه عمل میکریتی شدن به گسترش تخلخل‌های انحلالی کمک کرده است. این فرآیند بیشتر در رخساره گرینستون ائیدی اسکلتی پلوییدی مشاهده می‌شود و به طور کلی بعضی از آلوکم‌های موجود نظیر ائیدها و بیوکلست‌ها به طور کامل میکریتی شده‌اند^۸. این فرآیند در محیط فراتیک دریایی روی می‌دهد و سبب از بین رفتن بافت درون دانه می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰).

استیلولیت^۹: این ساختمان‌های رسوبی که شاهدهی از فشردگی انحلالی هستند (توسیانت و همکاران، ۲۰۱۸). سازند ایلام استیلولیت‌ها بیشتر در رخساره‌های گل‌پشتیبان به فراوانی دیده می‌شود. بیشترین فراوانی آن‌ها را می‌توان در رخساره‌های عمیق برش‌های سطحی انجیر و کبیرکوه و در چاه‌های G و H مشاهده نمود. ولی گاهی در رخساره‌های کم‌عمق گرینستونی و پکستونی نیز مشاهده می‌شود. تشکیل استیلولیت‌های فراوان نشان‌دهنده فشردگی زیاد رخساره‌های ایلام است. در اکثر برش‌های نازک مطالعه شده استیلولیت را همراه با آغشتگی به نفت^{۱۰} داریم و نشان می‌دهد که استیلولیت مسیری برای مهاجرت نفت است و در بهبود کیفیت مخزنی نقش مثبت داشته‌است (شکل ۸-J).

رگچه‌های انحلالی^{۱۱}: این رگچه‌ها بیشتر در بخش‌هایی از سازند ایلام که سنگ‌آهک‌های رسی وجود داشته گسترش یافته‌اند (در برش‌های انجیر، کبیرکوه و اناران). این

سیمان کلسیت هم‌محور^۱ در سازند ایلام در ناحیه مورد مطالعه این نوع از سیمان کلسیتی در اطراف قطعه خارپوست و از گسترش بسیار کم در توالی برخوردار بوده و تاثیر چندانی بر کاهش کیفیت مخزنی نداشته‌است (شکل ۸-D).

سیمان بلوکی^۲: در ناحیه مورد مطالعه در تمامی قسمت‌های سازند ایلام و اکثر رخساره‌های عمیق و کم عمق گسترش دارد و اکثراً به صورت پرکننده رگه‌ها و حجرات فسیل‌ها دیده می‌شود. بلورهای کلسیت شفاف و هم‌بعد با اندازه‌ی کوچک تا متوسط بوده و بلورهای آن به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل فضاهای خالی موجود را پر می‌کند. سیمان بلوکی در پرکردن شکستگی‌ها و در کاهش کیفیت مخزنی سازند ایلام نقش دارند (شکل ۸-E). سیمان بلوکی علاوه بر محیط‌های جوی، در محیط‌های تدفینی نیز تشکیل می‌گردد (تاگر، ۲۰۰۱؛ کاووسی، ۲۰۱۴). بخش اعظمی از سیمان‌های دروزی و بلوکی کلسیتی موجود معمولاً با عوارض دیاژنزی چون نوشکلی افزایشی کلسیت، انحلال ذرات، همراه با ساخت ژئوپتال شاخص زون‌های فراتیک آب شیرین همراه است. همراهی این نوع سیمان با شواهد فشاری-انحلالی نشان‌دهنده تاثیر دیاژنز تدفینی عمیق است (فلوگل، ۲۰۱۰).

سیمان کلسیت درشت‌بلور^۳: این سیمان در سازند ایلام از بلورهای کلسیتی درشت و تقریباً هم‌بعد با مرزهای مسطح و سه‌گانه^۴ و خاموشی موجی تشکیل شده است. انواع شکستگی‌ها، حفرات حاصل از انحلال و فضاهای درون و بین‌دانه‌ای را پر می‌کند. اندازه بلورهای آن به حدود ۳۰۰ میکرون و گاهی بزرگ‌تر می‌رسد و دارای ادخال فراوان و رخ مشخص است. در توالی‌های مورد مطالعه در سازند ایلام این سیمان با گسترش محدود شکستگی‌ها، حفرات و تخلخل باقی‌مانده در مراحل نهایی دیاژنز را در رخساره‌های مختلف پر کرده است و کیفیت مخزنی را کاهش داده است (شکل ۸-F).

سیمان کلسیتی فراگیر^۵: در نمونه‌های مورد مطالعه در سازند ایلام این سیمان گسترش محدودی داشته و بیشتر در رخساره‌های گرینستونی و پکستونی سازند ایلام در

⁷ Micrite Envelope

⁸ Bahamite

⁹ Stylolite

¹⁰ Oil stain

¹¹ Dissolution Seams

¹ Syntaxial overgrowth calcite cement

² Blocky cement

³ Coarse crystalline calcite cement or calcspar

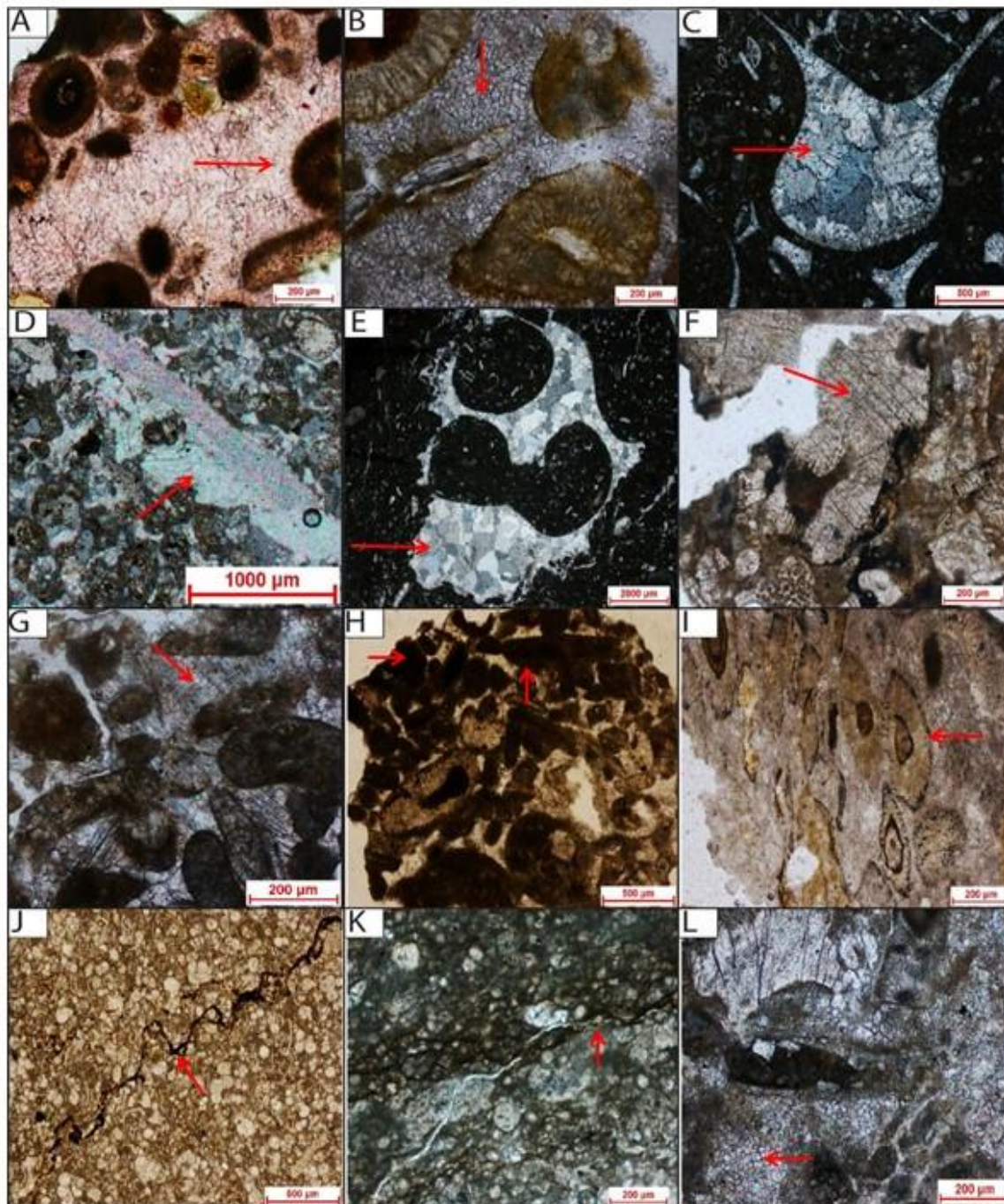
⁴ Triple Junction

⁵ Poikilotopic calcite cement

⁶ Micritization

برش‌های نازک سازند مذکور، می‌توان اظهار کرد که این رگه‌های نازک، بیشتر در رسوبات گل‌پشتیبان با رخساره عمیق ایلام به فراوانی تشکیل می‌شوند (شکل ۸-K).

ساختمان‌های رسوبی که در سنگ‌های آهکی با رس فراوان وجود دارند (Schrank et al., 2021)، نیز مانند فابریک‌های درهم‌رفته موجب کاهش تخلخل و تراوایی در بعضی از قسمت‌های سازند ایلام شده‌اند. با توجه به بررسی



شکل ۸. فرآیندهای دیاژنتیکی در سازند ایلام. A- سیمان کلسیتی تیغه‌ای اطراف آئید چاه A عمق ۲۶۱۸ متری. B- سیمان کلسیتی هم‌بعد بین آئیدها چاه A عمق ۲۶۱۶ متری. C- سیمان کلسیتی دروزی، برش اناران نمونه شماره ۳۳۷۶. D- سیمان کلسیت هم‌محور اطراف اکتینودرم در برش اناران نمونه شماره ۳۳۷۲. E- سیمان بلوکی در برش اناران نمونه شماره ۳۳۷۴. F- سیمان کلسیت درشت بلور چاه A عمق ۲۶۱۴ متری. G- سیمان کلسیتی پویکیلوتا پیک، چاه A عمق ۲۶۲۴ متری. H- میکربیتی شدن دانه‌های آئید و بیوکلاست چاه D عمق ۴۲۰۸ متری. I- فرآیند فشردگی در دانه‌های آئید چاه B عمق ۲۹۱۲ متری. J- استیلولیت با دامنه کوتاه و آغشتگی به نفت، برش انجیر نمونه شماره ۳۳۰۹. K- رگچه انحلالی در چاه F عمق ۳۷۳۱ متری. L- نوشکلی افزایشی و تبدیل میکربیت به اسپارایت، چاه A عمق ۲۶۲۴ متری.

تخلخل^۴: جهت تقسیم‌بندی تخلخل‌های مشاهده شده در سازند ایلام از تقسیم‌بندی چاکت و پری (۱۹۷۰) استفاده شده است و با تقسیم‌بندی لوسیا (۲۰۰۷) مقایسه شده است. بر مبنای این نوع طبقه‌بندی، تخلخل‌های موجود در سازند ایلام به شرح زیر است:

تخلخل درون‌دانه‌ای^۵: تخلخل درون‌دانه‌ای به صورت بسته و غیرمفید محسوب می‌شود، از نظر ذخیره نفت و گاز از اهمیت کمی برخوردار است. در طبقه‌بندی لوسیا (۲۰۰۷) این نوع تخلخل از انواع حفره‌های غیرمرتبط^۶ و تخلخل وابسته به فابریک^۷ محسوب می‌شود. این تخلخل در رخساره‌های کم‌عمق در داخل فسیل‌های استراکد، دوکفه‌ای و گاستروپد و در رخساره‌های عمیق در اثر پر شدن ناقص حجرات روزن‌بران پلانکتونیک و اولیگوستژینید برجای مانده است (شکل ۹- A). در بعضی از نمونه‌ها این نوع تخلخل به حدود ۱۰ درصد می‌رسد. بیش‌ترین درصد تخلخل درون‌دانه‌ای در سازند ایلام مربوط به روزن‌بران پلانکتونیک و اولیگوستژینید است.

تخلخل حاصل از شکستگی^۸: بیشتر در سنگ‌های آهکی گل‌پشتیان وجود دارد. از ویژگی‌های بیش‌تر میدان‌های بزرگ هیدروکربنی کربناته هستند. با فرآیند شکستگی، تخلخل سنگ خیلی بالا نمی‌رود ولی تراوایی خیلی زیاد خواهد شد. شکستگی‌ها می‌توانند در اثر انحلال بزرگ‌تر و گسترش پیدا کنند و نیز می‌توانند توسط عمل سیمانی شدن بسته شوند. اگر شکستگی‌ها ۲ درصد به تخلخل سنگ اضافه کنند، تراوایی آن می‌تواند ۱۰۰ تا ۲۰۰ میلی‌داری افزایش یابد (نورث، ۱۹۹۰). این تخلخل به همراه تخلخل درون‌دانه‌ای از فراوان‌ترین نوع تخلخل‌های موجود در سازند ایلام در ناحیه مورد مطالعه است. در بعضی از نمونه‌ها درصد آن‌ها به ۵ درصد می‌رسد (شکل ۹- B).

تخلخل حفره‌ای^۹: این تخلخل‌ها عمدتاً از ادامه انحلال تخلخل‌های قالبی یا بین‌دانه‌ای به وجود می‌آیند. ابعاد حفرات ایجاد شده در جهات مختلف معمولاً یکسان است که ادامه انحلال در یک جهت و گسترش حفره می‌تواند منجر به تشکیل انواع دیگری از تخلخل‌ها مانند تخلخل کانالی شود (فلوگل، ۲۰۱۰). در طبقه‌بندی لوسیا این نوع

نوشکلی^۱: در برش‌های مطالعه شده نوشکلی کاهش یافته مشاهده نشده ولی بافت‌های نوشکلی افزایشی با فراوانی قابل توجه‌ای مشاهده می‌شود که در طی آن ذرات ماتریکس میکریتی بزرگ‌تر شده و ظاهر روشن‌تری را پیدا کرده است و سبب تشکیل میکرواسپارایت و در نهایت اسپارایت شده است (شکل ۸- L). این پدیده که در رسوبات کربنات فسیل‌دار تا حدودی رایج است (وو و همکاران، ۲۰۱۹) و در سازند ایلام درون پوسته دوکفه‌ای و گاستروپدها و بین دانه‌ها مشاهده می‌کنیم. در برش‌های میکروسکوپی دولومیتی و دولومیکرایتی نیز پدیده‌ای نوشکلی با افزایش بلورهای دولومیت ریزبلور به بلورهای دانه درشت‌تر دیده می‌شود. این بلورها دارای ابعاد ۲۰ تا ۱۰۰ میکرون به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود. در توالی مورد مطالعه پدیده کلسیتی شدن برخی از دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی از دیگر فرآیندهای نوشکلی تاثیر گذار است. این پدیده به احتمال زیاد در محیط‌های جوی صورت گرفته است. مجاورت مقاطعی که دارای این پدیده‌اند با مقایسه نمونه‌های که دارای انحلال و یا سیمان‌های جوی در آن‌ها گسترش زیاد دارد، بیانگر محیط‌های دیاژنزی جوی است.

انحلال^۲: انحلال یکی از فرآیندهای مهم دیاژنزی است که با افزایش تخلخل و تراوایی، سبب افزایش کیفیت مخزنی می‌شود (شاکری و پرهام، ۲۰۱۴). در ناحیه مورد مطالعه انحلال در سازند ایلام باعث گسترش تخلخل‌های ثانویه و افزایش کیفیت مخزنی بیشتر در رخساره‌های دانه‌پشتیبان شده است. در ایلام اصلی^۳ انحلال را می‌توان درون حجرات اولیگوستژینا، روزن‌بران پلانکتونیک، درون پوسته دوکفه‌ای و آلوکمه‌ها مشاهده نمود. میکرایتی شدن برخی دانه‌ها از انحلال دانه‌های اسکلتی جلوگیری می‌کند. این فرآیند در سازند ایلام به صورت انحلال انتخابی در محیط دیاژنزی جوی کم‌عمق رخ می‌دهد و موجب تشکیل فضاهایی خالی مجزا می‌شود که این عمل از راه انحلال دانه‌های تشکیل شده از کانی‌های ناپایدار (آراگونیت و کلسیت با منیزیم بالا)، به طور انتخابی، صورت می‌گیرد (شکل ۹- A).

⁶ Separate vugs

⁷ Fabric selective

⁸ Fracture porosity

⁹ Vuggy porosity

¹ Neomorphism

² Dissolution

³ Main Ilam

⁴ porosity

⁵ Intraparticle porosity

دانه‌ای در توالی مورد مطالعه از سازند ایلام مربوط به مکان‌های رسوب‌گذاری با انرژی متوسط تا بالا در رخساره پکستونی و گرینستونی متوسط تا خوب جور شده است (شکل ۹- D).

تخلخل بین‌بلوری^{۱۵}: این تخلخل در برش‌های نازک مطالعه شده درصد اندکی از تخلخل را به خود اختصاص داده است. در میان بلورهای متوسط و کوچک رخساره‌های کربناته دولومیتی شده دیده می‌شود. این نوع تخلخل به صورت تخریب کننده فابریک عمل کرده و سبب یکنواخت شدن فابریک سنگ می‌شود. مهم‌ترین نوع تخلخل بین‌بلوری در سازند ایلام مربوط به فضای بین دولومیت‌های شکل‌دار^{۱۶} است (شکل ۹- E). در طبقه‌بندی لوسیا این نوع تخلخل از انواع حفره‌های مرتبط و از نوع تخلخل وابسته به فابریک است (لوسیا، ۲۰۰۷).

ریزتخلخل میکروسکوپی^{۱۷}: این نوع ریزتخلخل به‌عنوان یک مفهوم خاص در مخازن کربناته در سراسر جهان شناسایی شده زیرا حضور آن می‌تواند سبب پیچیدگی زیادی در تخمین و تولید هیدروکربور شود (جنجوها و همکاران، ۲۰۱۸). به حفرات با اندازه کمتر از ۱۰ میکرون گفته می‌شود که در سنگ‌های گل‌پشتیبان با بافت گل سفیدی^{۱۸} یافت می‌شود. نتایج جدید توسط لوسیا و لوکس (۲۰۱۳) نشان می‌دهد که ریزتخلخل میکروسکوپی نتیجه جانشینی ذرات گل میکروسکوپی با میکرواسپار در حین دیاژنز است. تبلور ذرات گل در حین دیاژنز و افزایش اندازه آن اثر مهمی در تراوایی دارد. تخلخل میکروسکوپی در سازند کربناته ایلام در رخساره‌های عمیق گل‌پشتیبان، فضای خالی پس از نوشکلی میکرایت به میکرواسپار، در فضای خالی بین بلورهای سیمان و در فضای حاصل از انحلال و هوازدگی اولیه یافت می‌شود (شکل ۹- F).

ریزشکستگی^{۱۹}: اهمیت مطالعه ریزشکستگی‌ها در شناخت تاریخچه دیاژنزی، تاریخچه تکتونیکی، پتانسیل مخزن و خصوصیات مکانیکی سنگ‌های کربناته است (فلوگل، ۲۰۱۰). ریزشکستگی‌ها در کیفیت مخزنی سازند ایلام در چاه‌های لرستان نقش مهمی را ایفا می‌کند. در توالی مورد مطالعه از سازند ایلام ریزشکستگی‌ها یکی از

تخلخل از انواع حفره‌های غیرمرتبط^{۱۰} (و تخلخل غیروابسته به فابریک محسوب می‌شود (لوسیا، ۲۰۰۷). در برش‌های نازک مطالعه شده سازند ایلام بیشتر در رخساره‌های گلی و عمیق و گاه‌ها در رخساره‌های کم‌عمق به‌صورت پراکنده این نوع تخلخل دیده می‌شود (شکل ۹- C). بیش‌ترین میزان آن در رخساره‌های گلی به ۵ الی ۸ درصد می‌رسد. حفرات بوجود آمده در بعضی موارد با انواع سیمان‌های کلسیتی یا اکسید آهن به‌طور ناقص پر شده‌اند. **تخلخل قالبی**^{۱۱}: میزان این نوع تخلخل در برش‌های نازک مطالعه شده اندک بوده و تاثیر زیادی روی کیفیت مخزنی ندارد. به‌شکل محدود بیشتر در رخساره‌های دانه غالب گرینستون تا پکستون آئیدی و گرینستون آئیدی و بیوکلاستی مربوط به بخش مرکزی تپه‌های زیردریایی گسترش دارد. به‌طور کلی در گرینستون‌های آئیدی تشکیل می‌شوند و تخلخل آئیدی قالبی^{۱۲} را در اثر انحلال انتخابی دانه‌های ناپایدار آئیدی طی دیاژنز متئوریک بوجود می‌آورند (شکل ۹- C). ولی در دانه‌های انحلال یافته پلوییدی، اینتراکلاستی، لیتوکلاستی و برخی قطعات نرم‌تنان هم بوجود آمده‌اند به‌طوری که تخلخل‌های قالبی بزرگ‌تر در قطعات بیوکلاستی و لیتوکلاستی با جورشدگی متوسط یافت می‌شود.

تخلخل بین‌دانه‌ای^{۱۳}: این تخلخل وابسته به فابریک در بین‌دانه‌های آئیدی، قطعات فسیلی، لیتوکلاستی و پلوییدی رخساره‌های گرینستونی در فواصل متناوبی از توالی ایلام مورد مطالعه وجود دارد. در برش‌های مورد مطالعه این تخلخل گاهی توسط سیمان کلسیتی، دولومیتی و اکسید آهنی پرکننده منافذ، پر شده است. میزان این گونه تخلخل بین ۱ تا ۵ درصد متغیر است. حداکثر مقدار این تخلخل در بین‌دانه‌های غیراسکلتی آئید و بیوکلاست‌های بخش مرکزی شول و رو به دریای باز سازند ایلام مشاهده می‌گردد. دراصل اندازه منافذ در این گونه تخلخل توسط اندازه دانه‌ها، جورشدگی و آرایش دانه‌ها کنترل می‌شود. در تقسیم‌بندی لوسیا این نوع تخلخل از انواع حفره‌های مرتبط^{۱۴} و تخلخل‌های وابسته به فابریک به حساب می‌آید (لوسیا، ۲۰۰۷). تخلخل بین

¹⁶ Plannar-e

¹⁷ Microporosity

¹⁸ Chalky Texture

¹⁹ Microfracture

¹⁰ Separate vugs

¹¹ Mouldic porosity

¹² Oomouldic

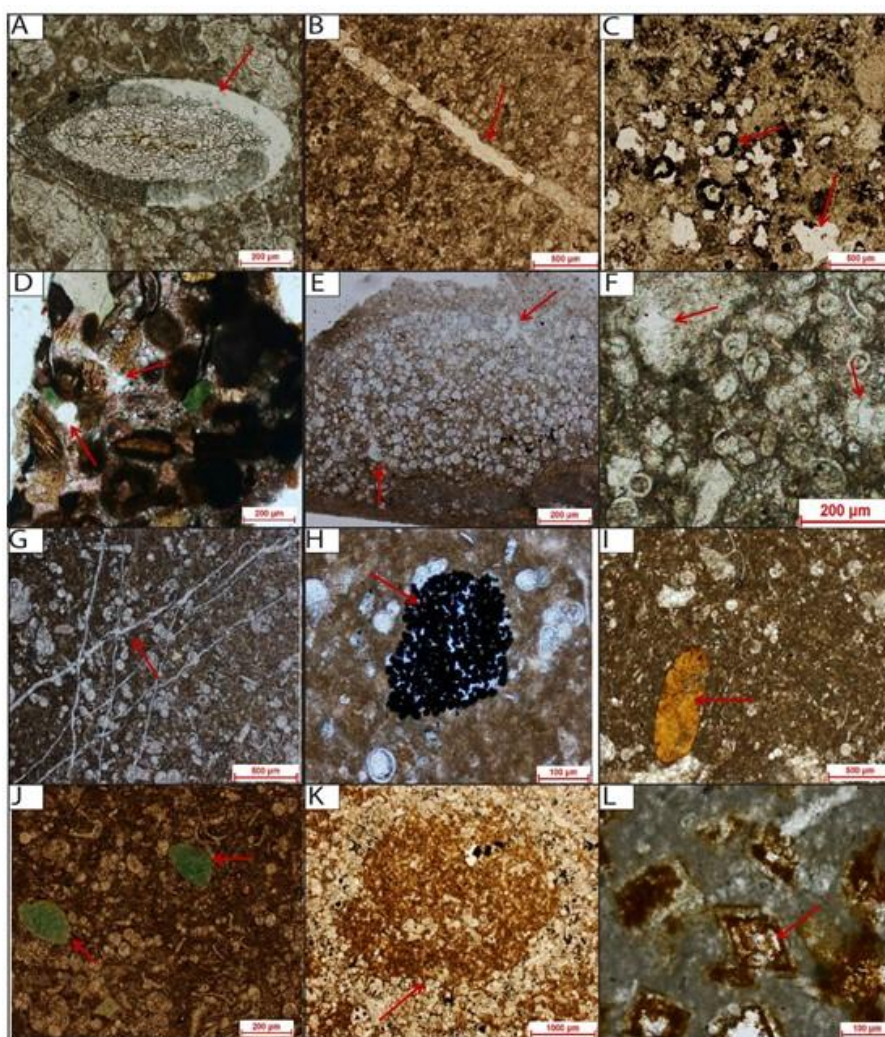
¹³ Interparticle porosity

¹⁴ Touching vugs

¹⁵ Intercrystalline porosity

رایت، ۱۹۹۰). غالباً ریزشکستگی‌ها منشأ تکتونیکی دارند، اگر چه منشأ دیاژنزی نیز در مورد آن‌ها گزارش شده است (لوسیا، ۱۹۹۹). ریزشکستگی‌های باز برای تولید بیشتر در مخازن کربناته ضروری است، به ویژه اگر نفوذپذیری ماتریکس پایین باشد یا مخزن چندلایه‌ای^{۲۰} باشد. این شکاف‌ها موقعی موثر است که یک شبکه متصل به هم را برای عبور موثر سیال بوجود آورد. ریزشکستگی‌ها نه تنها نفوذپذیری کلی را بهبود می‌دهند بلکه آن‌ها ناهمگنی و غیر یکنواختی در گسترش نفوذپذیری بوجود می‌آورند (لونی، ۲۰۰۶).

مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی می‌باشد که به شکل گروهی یا انفرادی دیده می‌شوند و می‌تواند توسط فرآیندهای مختلفی تشکیل شده باشند. ریزشکستگی‌های شناسایی شده به دو صورت منظم که موازی با همدیگر و نامنظم که عمدتاً به صورت متقاطع نسبت به هم است دیده می‌شوند (شکل ۹-G). این رگه‌ها یا شکستگی‌های ریز دارای لبه‌های صاف بوده که گاهی به صورت تخلخل، باقی مانده و در بیشتر موارد توسط سیمان‌های تاخیری کلسیت، اکسید آهن و یا فسفات پر شده‌اند. شکستگی‌ها از جمله فرآیندهایی هستند که می‌توانند تغییرات زیادی در کیفیت مخزنی و به ویژه در تراوایی آن‌ها داشته باشند (تاکر و



شکل ۹. فرآیندهای دیاژنزیکی در سازند ایلام. A - تخلخل درون دانه‌ای در استراکد، برش اناران نمونه شماره ۳۴۰۱-B - تخلخل حاصل از شکستگی برش انجیر نمونه شماره ۳۳۰۷. C - تخلخل قالبی و حفره‌ای، برش سمند نمونه شماره ۳۲۱۵. D - تخلخل حفره‌ای و بین دانه‌های اییدی، چاه A عمق ۲۶۱۸ متری. E - تخلخل بین بلوری در بلورهای دولومیت، چاه E عمق ۳۸۲۰ متری. F - تبدیل میکرایت به میکرواسپارایت و ایجاد تخلخل **Microporosity** بین دانه‌ها، چاه F عمق ۳۷۲۷ متری. G - دو دسته ریزشکستگی متقاطع، برش انجیر نمونه شماره ۳۳۱۸. H - پیریت خوشه انگوری، چاه G عمق ۱۹۴۵ متری. I - دانه فسفات شده در رخساره عمیق، برش انجیر نمونه شماره ۳۳۱۰. J - دانه گلوکونیتی در برش سمند نمونه شماره ۳۲۱۹. K - آشفتنگی زیستی در رخساره عمیق چاه G عمق ۱۶۸۴ متری. L - دولومیت زونه همراه با اکسید آهن برش اناران نمونه شماره ۳۳۷۹.

هرحال این همراهی به تنهایی نمی‌تواند به عنوان یک مشخصه برای گلوکونیت درجا باشد. علاوه بر این، همراهی گلوکونیت با اثرات فسیلی و آشفستگی زیستی، نشانگر این است که گلوکونیت پس از تشکیل جابه‌جا نشده‌اند (آموروسی، ۱۹۹۷؛ هسلبو و هوگیت، ۲۰۰۱). در برش‌های نازک علاوه بر وجود گلوکونیت درجا، در رسوبات عمیق گاهی گلوکونیت جانیشینی را در رخساره‌های کم‌عمق همراه با روزن‌بران بنتیک نیز مشاهده می‌شود.

آشفستگی زیستی^۵: در سازند ایلام، آشفستگی زیستی بیشتر در رخساره‌های وکستونی و پکستونی بیوکلاستی در محیط‌های عمیق با انرژی آرام و گاهی در محیط کم‌عمق با انرژی متوسط فقط در برش‌های سطحی دیده می‌شود. این فرآیند زیستی که با تاثیرات موجودات مختلف بر روی رسوبات نرم و سخت همراه است (منوجلوپیک و کلفم، ۲۰۲۱)، در این مناطق وقتی که حفرات با زمینه رسی پر شده باشند، باعث کاهش تراوایی می‌شود. اگر حفره‌ها خالی باشند و یا با رسوب نفوذپذیر پر شده باشند، نقش مهمی در تراوایی لایه‌های ناتراوا ایفا می‌کنند. در تعدادی از نمونه‌های سطحی، حفاری^۶ در صدف دوکفه‌ای‌ها نیز دیده می‌شود (شکل ۹-K).

دولومیتی شدن^۷: مطالعه برش‌های نازک میکروسکوپی نشان می‌دهد که دولومیتی شدن به صورت محدود سازند ایلام را تحت تاثیر قرار داده است. به طور کلی می‌توان گفت که دولومیتی شدن تا حدی در سازندهای کربناته کیفیت مخزنی را افزایش داده است (لوسیا، ۲۰۰۷؛ فلوگل، ۲۰۱۰). در ناحیه مورد مطالعه در سازند ایلام فرآیند دولومیتی شدن با گسترش کم قابل مشاهده است. بر اساس مقاله دولومیت‌ها (آدابی، ۲۰۰۹)، این دولومیت‌ها از نوع دولومیت‌های نوع دوم و سوم می‌باشند. به طوری که در بعضی نمونه‌ها مقدار دولومیت به ۲۰ الی ۳۰ درصد می‌رسد. دولومیت زونه همراه با اکسید آهن در تعدادی از نمونه‌ها مشاهده شده است (شکل ۹-L). گاهی لبه دولومیت‌های آهن‌دار خرد شده است. به غیر از دولومیت‌های آهن‌دار، دولومیت‌های رومبوندرال پراکنده در زمینه رسی در مناطق عمیق نیز مشاهده شده است.

پیریتی شدن^۱: یکی از فرآیندهای دیاژنزی که اکثر رخساره‌های عمیق سازند ایلام و به مقدار اندکی رخساره‌های کم‌عمق سازند ایلام را تحت تاثیر قرار داده، فرآیند پیریتی شدن است (شکل ۹-H). پیریت را در رسوبات عمیق گل‌پشتیان به اشکال مختلف پرکننده حفرات به شکل سیمان، پرکننده داخل حفرات دوکفه‌ای‌ها، پرکننده شکستگی‌ها در زمینه گلی، پرکننده حجرات فرامینیفراهای پلانکتونیک و اولیگوستژینا، داخل دانه‌های فسفات، به شکل خوشه‌های پراکنده (پیریت فرامبوییدال) و گرد شده مشاهده نمود (شول و شول، ۲۰۰۶). فراوانی پیریت در رخساره‌های سازند ایلام می‌تواند به دلیل رس‌دار بودن آن‌ها نیز باشد. زیرا در چنین شرایطی تراوایی موثر محدود بوده و اکسیژن به سرعت توسط میکروارگانسیم‌های کانی‌ساز مصرف می‌شود (جورجنسون، ۱۹۷۷). فراوانی یون سولفات و آهن و حضور مواد آلی در رسوبات سازند ایلام، شرایط لازم برای تشکیل پیریت درجا را بوجود آورده است (گلدهابر، ۲۰۰۴).

فسفاتی شدن^۲: فسفات در رسوبات در اشکال نودولی، فرومبوییدی و یا پراکنده یافت می‌شود (ویتا و همکاران، ۲۰۲۱). این فرآیند فقط در رخنمون‌های سازند ایلام در ناحیه لرستان به ویژه برش انجیر به صورت دیاژنزی مشاهده می‌شود. در بعضی از برش‌های سطحی درصد فسفات به حدود ۴ درصد نیز می‌رسد. در برش‌های نازک، فسفات در رسوبات عمیق به صورت پرکننده شکستگی‌ها، فسفات شده بیوکلاست‌ها، دانه‌های فسفات شده، به شکل سیمان پرکننده، در پوسته دوکفه‌ای‌های انحلال یافته و همراهی دانه‌های فسفات و گلوکونیت دیده می‌شود (شکل ۹-I).

گلاکونیتی شدن^۳: به مقدار کم و به صورت پراکنده در زمینه گل آهکی در رخساره‌های عمیق و گاهی کم‌عمق سازند ایلام به صورت دیاژنزی در تمامی برش‌های سطحی و چاه مورد مطالعه در سازند ایلام دیده می‌شوند. درصد آن در تعدادی از نمونه‌ها به ۴ الی ۵ درصد می‌رسد (شکل ۹-J). در تعدادی از نمونه‌ها فسفات را به همراه گلوکونیت مشاهده می‌کنیم. همراهی گلوکونیت با دانه‌های فسفاتی نشان‌دهنده نهشته‌های فشرده^۴ است که گلوکونیت به صورت درجا شکل می‌گیرد (ادین و لتول، ۱۹۸۰). به

⁵ Bioturbation

⁶ boring

⁷ Dolomitization

¹ Pyritization

² Phosphatization

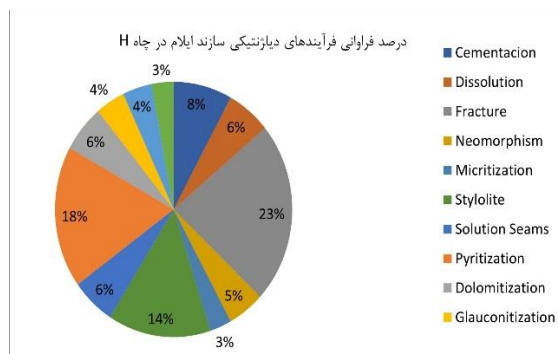
³ Glauconitization

⁴ condensed

و تدفینی را می‌توان تشخیص داد (جدول ۲). توالی مورد مطالعه ابتدا پس از تاثیر دیاژنز دریایی تحت تاثیر دیاژنز جوی قرار گرفت و در ادامه، چرخه دیاژنز تدفینی را در ناحیه دشت آبادان و دزفول شمالی به مقدار خفیف ولی در لرستان با شدت بیشتر طی نموده است. حجم بسیار کم فرآیندهای دیاژنزی مانند تراکم شیمیایی (استیلولیت و رگه انحلالی) و پیریتی شدن در دشت آبادان و دزفول شمالی، برعکس حجم زیاد این فرآیندها در ناحیه لرستان شاهدهی بر این نتیجه‌گیری می‌باشد. در واقع کربنات‌های سازند ایلام در ناحیه لرستان بیشتر دیاژنز تدفینی را تحمل کرده است. ولی در ناحیه دشت آبادان و دزفول شمالی بیشتر در معرض دیاژنز دریایی و متئوریک قرار گرفته‌اند.

توالی پاراژنتیکی و تاریخچه دیاژنتیکی سازند ایلام تفسیر پاراژنتیکی، زمان نسبی تاثیر فرآیندهای دیاژنتیکی را در ناحیه مورد مطالعه نشان می‌دهد. توالی پاراژنتیکی سنگ‌های کربناته را می‌توان در مراحل ائوزنز، مزوزنز و تلوزنز دنبال نمود (چاکت و پری، ۱۹۷۰). بیشتر فرآیندهای دیاژنزی شناسایی شده در رخساره‌های سازند ایلام در طی مرحله مزوزنتیکی رخ داده‌اند. این فرآیندها شامل فشردگی فیزیکی و شیمیایی، سیمان کلسیتی پرکننده حجره‌های فسیلی شکستگی‌ها، انحلال، پیریت‌های ثانویه و دولومیتی شدن است. در سازند ایلام با توجه به مطالعات پتروگرافی، خصوصیات انواع سیمان‌ها و سایر شواهد دیاژنتیکی سه محیط دیاژنتیکی دریایی، جوی

جدول ۲. تاریخچه دیاژنتیکی سازند ایلام در توالی مورد مطالعه



شکل ۱۰. درصد فراوانی فرآیندهای دیاژنتیکی سازند ایلام در چاه H

نتیجه‌گیری

دشت آبادان و دزفول شمالی بیشتر در معرض دیاژنز دریایی و جوی قرار گرفته است. فرآیندهای دیاژنری چون سیمانی‌شدن، پیریتی‌شدن، فسفات‌شدن، گلوکونیته شدن، رگچه‌های انحلالی و میکریته شدن سبب از بین بردن کیفیت مخزنی و فرآیندهای دیاژنری همانند انحلال، استیلولیتی‌شدن و بویژه شکستگی، سبب بهبود کیفیت مخزنی سازند ایلام شده است. گسترش استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی با عمق حوضه رسوبی در ارتباط است به طوری که در محیط‌های عمیق با ریزرخساره گل پشتیبان، افزایش میزان استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی را مشاهده می‌کنیم. ولی در نواحی کم‌عمق سدی و رمپ میانی کاهش آن‌ها دیده می‌شود. تعدادی از استیلولیت‌ها با آغستگی به نفت همراه بوده و نشان‌دهنده مسیر مهاجرت نفت می‌باشد. سیمانی‌شدن بیشتر در رخساره‌های کم‌عمق ولی پیریتی‌شدن، استیلولیتی‌شدن و شکستگی را بیشتر در رخساره‌های عمیق توالی ایلام مشاهده می‌شود. در رخساره‌های کم‌عمق سدی بخش بالایی سازند ایلام با وجود رخساره مناسب، به علت سیمانی‌شدن و کاهش تخلخل کیفیت مخزنی مناسب نمی‌باشد. برعکس در رخساره‌های عمیق سازند ایلام اصلی با وجود این که رخساره رسوبی عمیق و نامناسب است، به علت گسترش فرآیندهای دیاژنری چون شکستگی، استیلولیت و وجود ریزتخلخل‌های میکروسکوپی، کیفیت مخزنی مناسب است، و لذا می‌توان گفت فرآیندهای دیاژنری در بهبود کیفیت مخزنی مهم‌تر از رخساره رسوبی در این توالی عمل کرده است.

منابع

- آقاباتی، ع (۱۳۹۰) زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۵۸۶ ص.
- مطیعی، ه (۱۳۸۲) زمین‌شناسی ایران: چینه‌شناسی زاگرس. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۵۸۳ ص.
- Adabi, M. H., and Mehmandosti, E. A (2008) Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, SW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33(3-4): 267-277.
- Adabi, M. H (2009) Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet-Dagh, N. E. Iran. *Carbonates and Evaporites*:

سن سازند ایلام در ناحیه لرستان سانتونین - کامپانین پیشین، در صورتی که ناحیه دزفول شمالی و دشت آبادان سانتونین است. بیشترین ضخامت سازند ایلام در ناحیه لرستان در چاه H ۳۴۵/۵ متر و کمترین ضخامت آن را در برش سمند ۷۲/۵ متر و دشت آبادان در چاه A ۸۳/۵ متر داریم. در این سازند تعداد ۲۰ ریزرخساره شناسایی شد که در چهار کمربند رخساره‌ای رمپ داخلی (سدی)، رمپ میانی، رمپ بیرونی و حوضه عمیق نهشته شده است. بیشترین گسترش را کمربند رخساره‌ای حوضه عمیق و کمترین گسترش مربوط به کمربند رخساره رمپ داخلی و محیط سدی است. مدل رسوب‌گذاری سازند ایلام یک سکوی کربناته از نوع رمپ با بخش انتهایی شیب‌دار^۱ است. در ناحیه لرستان با فاصله گرفتن از گسل بالارود به سمت شمال لرستان ستبرای سازند ایلام در چاه‌های G و H افزایش یافته که می‌تواند به دلیل فرونشست^۲ ناحیه لرستان و ایجاد فضای رسوب‌گذاری بیشتر و همچنین سنی بیشتر سازند ایلام در ناحیه لرستان باشد. همچنین علاوه بر افزایش ستبرای توالی ایلام، حوضه رسوبی نیز در شمال ناحیه لرستان عمیق می‌شود. توالی ایلام در ناحیه دزفول شمالی و دشت آبادان روند کم‌عمق شونده به سمت بالا ولی در ناحیه لرستان روند عمیق شونده به سمت بالا دارد. عمق حوضه رسوبی به سمت شمال ناحیه بعد از گسل بالارود یک افزایش ناگهانی را نشان می‌دهد. براین اساس، به نظر می‌رسد جنوب ناحیه مورد مطالعه حاشیه کم‌عمق رمپ کربناته باشد و با حرکت به سمت شمال ناحیه لرستان به بخش‌های ژرف رمپ کربناته نزدیک می‌شویم. رسوبات کم عمق گرینستونی (سدی) فقط در سازند ایلام بالایی در دشت آبادان و دزفول شمالی دیده می‌شود. کمربند رخساره‌ای حوضه عمیق در چاه‌های دشت آبادان مشاهده نمی‌شود. فرآیندهای دیاژنری، توالی ایلام را در سه محیط دریایی، جوی و تدفینی تحت تاثیر قرار داده‌اند. این توالی ابتدا پس از تاثیر اندک دیاژنز دریایی، تحت تاثیر دیاژنز جوی قرار گرفته و در ادامه، چرخه دیاژنز تدفینی کم‌عمق و عمیق را در ناحیه دشت آبادان و دزفول شمالی به مقدار خفیف ولی در لرستان با شدت بیشتر طی نموده است. به شکلی که کربنات‌های سازند ایلام در ناحیه لرستان بیشتر دیاژنز تدفینی را تحمل کرده است. ولی در ناحیه

² subsidence¹ Distally Steepened Ramps

- sedimentary carbonates. AAPG bulletin, 54(2): 207-250.
- Dickson, J. A. D (1966) Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Research*, 36(2): 491-505.
- Dunham, R. J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional textures, 108-121.
- Folk, R. L (1962) Spectral subdivision of limestone types, in: Ham WE (ed) *Classification of Carbonate Rocks- symposium*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, Memoir#1, 62-84.
- Flügel, E., and Munnecke, A (2010) *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*, Berlin: Springer. 984.
- Gischler, E., and Lomando, A. J (2005) Offshore sedimentary facies of a modern carbonate ramp, Kuwait, northwestern Arabian-Persian Gulf. *Facies*, 50(3): 443-462.
- Ghabeishavi, A., Vaziri-Moghaddam, H., and Taheri, A (2009) Facies distribution and sequence stratigraphy of the Coniacian-Santonian succession of the Bangestan Palaeo-high in the Bangestan Anticline, SW Iran. *Facies*, 55(2): 243-257.
- Goldhaber, M. B (2004) Sulfur-rich sediments. In: Mackenzie F. T. (ED), *Sediments, Diagenesis and Sedimentary Rocks. Treatise on Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam: 257-288.
- 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.
- Hesselbo, S. P., and Huggett, J. M (2001) Glaucony in ocean-margin sequence stratigraphy (Oligocene-Pliocene, offshore New Jersey, USA; ODP Leg 174A). *Journal of Sedimentary Research*, 71(4): 599-607.
- Jamilpour, M., Mahboubi, A., Moussavi-harami, R., Khanehbad, M. and Hooshmand Koochi, H (2021) Distribution of reservoir electrofacies in Asmari Formation sedimentary facieses-Qale Nar oilfield. *Applied Sedimentology*, 9(18).
- Janjuhah, H. T., Alansari, A., Ghosh, D. P., and Bashir, Y (2018) New approach towards the classification of microporosity in Miocene carbonate rocks, Central Luconia, offshore Sarawak, Malaysia. *Journal of Natural Gas Geoscience*, 3(3): 119-133.
- Jørgensen, B. B (1977) The sulfur cycle of a coastal marine sediment (Limfjorden, Denmark) 1. *Limnology and Oceanography*, 22(5): 814-832.
- Kavoosi, M. A (2014) Inorganic control on original carbonate mineralogy and creation of gas reservoir of the Upper Jurassic carbonates in the Kopet-Dagh Basin, NE, Iran. *Carbonates and* 20:16-32.
- 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.
- Ahr, W. M (2008) *Geology of Carbonate Reservoirs. The Identification, Description, and Characterization of Hydrocarbon Reservoirs in Carbonate Rocks*. John Wiley and Sons, Inc., Publication. 277.
- Alavi, M (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American journal of Science*, 304(1): 1-20.
- Al-Dabbas, M., Al- Jassim, J., and al-Jumailly, S (2009) Depositional environments and porosity distribution in regressive limestone reservoirs of the Mishrif Formation, Southern Iraq. *Arabian Journal Geoscience*, 3: 67-78.
- Amorosi, A (1997) Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology*, 109(1-2): 135-153.
- Asadi Mehmandosti, E., Abdolmaleki, S. and Ghalavand, H (2017) Microfacies, sedimentary environment and diagenesis of the Ilam Formation in an Oilfield of the Abadan plain. *Applied Sedimentology*, 5(9): 21-39.
- Awais, M., Hanif, M., Khan, M. Y., Jan, I. U., and Ishaq, M (2019) Relating petrophysical parameters to petrographic interpretations in carbonates of the Chorgali Formation, Potwar Plateau, Pakistan. *Carbonates and Evaporites*, 34(3): 581-595.
- Bassi, D., and Nebelsick, J. H (2010) Components, facies and ramps: redefining Upper Oligocene shallow water carbonates using coralline red algae and larger foraminifera (Venetian area, northeast Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295(1-2): 258-280.
- Barbier, M., Hamon, Y., Callot, J. P., Floquet, M., and Daniel, J. M (2012) Sedimentary and diagenetic controls on the multiscale fracturing pattern of a carbonate reservoir: The Madison Formation (Sheep Mountain, Wyoming, USA). *Marine and Petroleum Geology*, 29(1): 50-67.
- Bover- Arnal, T., Salas, R., Moreno-Bedmar, J. A., and Bitzer, K (2009) Sequence Stratigraphy and Architecture of a late Early-Middle Aptian carbonate platform succession sedimentary Geology, 219 (1-4): 280-301.
- Burchette, T. P., and Wright, V. P (1992) Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary geology*, 79(1-4):3-57.
- Choquette, P. W., and Pray, L. C (1970) Geologic nomenclature and classification of porosity in

- phosphorites—Geochemistry, occurrence, genesis, 227-237.
- Palma, R. M., López-Gómez, J., and Piethé, R. D (2007) Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza province) Neuquén Basin, Argentina: facies and depositional sequences. *Sedimentary Geology*, 195(3-4): 113-134.
- Parandavar, M (2020) Biostratigraphy and micropaleontological study on the surface samples of the kuh-e Samand, kuh-e Anaran and Siah kuh Stratigraphic sections (South East Lurestan), Paleontological report No.966. Exploration Directorate Department of Paleontological Study and Researches in NIOC, 45.
- Payros, A., Pujalte, V., Tosquella, J., and Orue-Etxebarria, X (2010) The Eocene storm-dominated foralgal ramp of the western Pyrenees (Urbasa-Andia Formation): an analogue of future shallow-marine carbonate systems? *Sedimentary Geology*, 228(3-4): 184-204.
- Pöppelreiter, M (2002) Facies, cyclicity and reservoir properties of the Lower Muschelkalk (Middle Triassic) in the NE Netherlands. *Facies*, 46(1): 119-132.
- Scholle, P. A., and Ulmer-Scholle, D. S (2006) A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis, AAPG Memoir 77. AAPG. 578.
- Schrank, C. E., Jones, M. M., Kewish, C. M., van Riessen, G. A., Elphick, K. E., Sloss, C. R., Nothdurft, L. D., Webb, G. E., Paterson, D. J. and Regenauer-Lieb, K (2021) Micro-scale dissolution seams mobilise carbon in deep-sea limestones. *Communications Earth and Environment*, 2(1): 1-10.
- Schülke, I., and Popp, A (2005) Microfacies development, sea-level change, and conodont stratigraphy of Famennian mid-to deep platform deposits of the Beringhauser Tunnel section (Rheinisches Schiefergebirge, Germany). *Facies*, 50(3): 647-664.
- Schulze, F., Kuss, J., and Marzouk, A (2005) Platform configuration, microfacies and cyclicities of the upper Albian to Turonian of west-central Jordan. *Facies*, 50(3): 505-527.
- Sepehr, M. and Cosgrove, J. W (2004) Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Marine and Petroleum geology*, 21(7): 829-843.
- Tucker, M. E (2001) *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. John Wiley and Sons. 260.
- Tucker, M. E. and Wright, P. V (1990) *Carbonate Sedimentology*: Blackwell, Scientific Publication, London, 482.
- Toussaint, R., Aharonov, E., Koehn, D., Gratier, J. P., Ebner, M., Baud, P., Rolland, A. and Renard, F (2018) Stylolites: A review. *Journal of Evaporites*, 29(4): 419-432.
- Kavoosi, M. A., and Ezoji, N (2018) Facies, depositional environments, and sequence stratigraphy analysis of the upper Barremian-lower Aptian carbonates in the northeast Kelardasht, N Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 147: 228-242.
- Kavoosi, M. A., and Ezoji, N (2021) The Cenomanian heterozoan carbonates in the north-central Alborz, north-east Kelardasht, north Iran. *Geological Quarterly*, 65(3): 65-37.
- Keller, G., Adatte, T., Stinnesbeck, W., Luciani, V., Karoui-Yaakoub, N., and Zaghbib-Turki, D. (2002) Paleocology of the Cretaceous-Tertiary mass extinction in planktonic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, 178(3-4): 257-297.
- Khodaei, N., Rezaee, P., Honarmand, J., and Abdollahi-Fard, I (2020) Microfacies analysis, sedimentary environment and sequence stratigraphy of the Ilam Formation (Coniacian?-Santonian) in the northwestern part of the Abadan Plain. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 36(4): 109-134.
- Longman, M. W (1980) Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *AAPG bulletin*, 64(4): 461-487.
- Lønøy, A (2006) Making sense of carbonate pore systems. *AAPG bulletin*, 90(9): 1381-1405.
- Lucia, F. J., and Loucks, R. G (2013) Micropores in carbonate mud: Early development and petrophysics, 2: 1-10.
- Lucia, F. J (2007) *Carbonate Reservoir Characterization, An Integrated Approach, and Second Edition*: Springer Berlin, 336.
- Lucia, F. J (1995) Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. *AAPG bulletin*, 79(9): 1275-1300.
- Manojlovic, M., and Clapham, M. E (2021) The role of bioturbation-driven substrate disturbance in the Mesozoic brachiopod decline. *Paleobiology*, 47(1): 86-100.
- Mehrabi, H., and Rahimpour-Bonab, H (2014) 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.
- Moore, C. H. and Wade, W. J (2013) *Carbonate Reservoirs: Porosity and diagenesis in a sequence stratigraphic framework*, Elsevier, 67: 347.
- Motiei, H (1993) *Geology of Iran: stratigraphy of Zagros*. Geological survey of Iran, 1: 536.
- Nichols, G (2009) *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley and Sons, 419.
- North, F. K (1990) *Petroleum Geology- Unwin-Hyman*. London, 607.
- Odin, G. S., and Letolle, R (1980) *Marine*

- Structural Geology, 114: 163-195.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M., and Taheri, A (2006) Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran. *Facies*, 52(1): 41-51.
- Villain, J. M (1975) « calcisphaerulidae» (Incertae sedis) du Crétacé supérieur du Limbourg (Pays-Bas), et d'autres regions. *Paleontographical Abteilung A*, 193-242.
- Visser, J. N (1993) Sea-level changes in a back-arc-foreland transition: the late Carboniferous-Permian Karoo Basin of South Africa. *Sedimentary Geology*, 83(1-2): 115-131.
- Vita, G., Garilli, V., Vizzini, M. A., Giarrusso, R., Mulone, A., Vraca, M. P., and Sineo, L (2021) Geochemistry of phosphatic nodules as a tool for understanding depositional and taphonomical settings in a Paleolithic cave site (San Teodoro, Sicily). *International Journal of Speleology*, 50(3): 249-261.
- Wilson, J. L (1975) Carbonate facies in geologic history. Springer Science & Business Media. 471.
- Wu, G., Xie, E., Zhang, Y., Qing, H., Luo, X., and Sun, C (2019) Structural diagenesis in carbonate rocks as identified in fault damage zones in the northern Tarim Basin, NW China. *Minerals*, 9(6): 360.

Microfacies, depositional environments and diagenetic processes of the Ilam formation in both sides Balarud and Zagros mountain front faults (South of Lurestan area and north of north Dezful)

A. Bakhshi^{*1,4}, M. H. Adabi², A. Sadeghi³ and M. A. Kavosi⁴

1- Ph. D. student., Dept., of Sedimentary Basins and Petroleum, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

2, 3- Prof., Dept., of Sedimentary Basins and Petroleum, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

4- National Iranian Oil Company, Tehran, Iran

* arsalanba@yahoo.com

Received: 2021/12/3 Accepted: 2022/2/21

Abstract

This research is based on sedimentological study of 4 surface (Kabir kuh, Samand, Anjir and Anaran) and 8 subsurface wells in the Lurestan, North Dezful and Abadan plain with a total thickness of 1592 m. The Santonian – Lower Campanian Ilam Formation is a carbonate hydrocarbon reservoir in the Zagros fold – thrust belt, in SW Iran. Twenty microfacies were recognized based on microscopic study. Microfacies analysis led to the recognition of four facies belts including inner (shoal), mid, outer ramp, and basinal setting. Correlation of depositional environments together with lateral facies changes indicate deposition are distally steepend ramp. Deep marine and inner ramp facies are the most and least facies, respectively in the study area. As the distribution of inner ramp facies is very limited, it can only be recognized in wells from North Dezful and Abadan plain. The results obtained from facies together with analyses of wireline logs clearly shows a northward deepening of the depositional environment from Balarud Fault. Cementation, micritization, compaction, solution seams, neomorphism, dissolution, fracturing, pyritization, phosphatization, gluconitization and bioturbation are the main diagenetic processes. However, cementation is most dominant in shallow marine facies in the Abadan plain, whereas, pyritization, stylolite and fracture are the most prevailing processes in deeper marine facies of the Ilam Formation in Lurestan. There is a limited distribution of porosity, but the most dominant types are, interpartical, microporosity and fracture related porosity. The Ilam carbonates are mostly affected by shallow to deep burial diagenesis in Lurestan, whereas, in the Abadan plain and North Dezful, the marine and meteoric diagenesis are the most dominant diagenetic types.

Keywords: Ilam formation, Microfacies, Lurestan, Inner ramp, Abadan plain, Diagenesis.