



وزارت علوم تحقیقات و فناوری



دانشگاه صنعتی شاهرود
دانشکده علوم زمین

گزارش نهایی طرح پژوهشی
چینه‌نگاری سکانسی سازند جهرم در ناحیه اردل

کد ۲۱۰۱۵

مجری طرح: عزیزالله طاهری

این گزارش نتیجه طرح پژوهشی با عنوان چینه‌نگاری سکانسی سازند جهرم در ناحیه اردل است که در تاریخ ۸۷/۴/۹ (جلسه شماره ۱۷۲) به تصویب شورای پژوهشی دانشگاه رسیده است.

چکیده

سازند جهرم در جنوب غرب ایران در یک حوضه فورلندی نهشته شده است. رخساره‌های مختلف سازند جهرم در چهار محیط رسوبی اصلی و مرتبط با هم شامل پهنه جزرومدی، تالاب، سدهای ماسه‌ای بیوکلاستی و دریای باز نهشته شده‌اند. آنها بوسیله ۱۴ میکروفاسیس نشان داده می‌شوند. سازند جهرم حاکی از رسوبگذاری در یک رمپ کریناته می‌باشد. رخساره‌های پهنه جزرومدی با مادستون حاوی فابریک چشم پرنده‌ای و باندستون استروماتولیتی مشخص می‌گردند. رخساره‌های تالاب کم عمق با وکستون-پکستون‌های حاوی تاکسهای متنوعی از روزنداران بدون منفذ نشان داده می‌شوند. سدهای ماسه‌ای بیوکلاستی از گرینستون‌های پلوئیدی و بیوکلاستی درشت دانه ساخته شده‌اند. این رخساره در یک شرایط پر انرژی نهشته شده و به سمت حوضه به رخساره رمپ میانی که بوسیله‌ی وکستون-پکستون حاوی اکینودرم و روزنداران کفزی بزرگ با دیواره منفذدار مشخص می‌شود، تبدیل می‌گردد. رخساره‌های رمپ خارجی شامل تناوب مارن و آهک‌های غنی از روزنداران پلاژیک است. مطالعات چینه‌نگاری سکansı منجر به تشخیص سه سکانس رسوبی رده سوم گردیده است.

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
۱	فصل اول - کلیات
۱	۱-۱- مقدمه
۲	۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دستیابی به برش مورد مطالعه
۲	۱-۳- روش انجام کار
۳	۱-۴- هدف‌ها
۴	۱-۵- تاریخچه‌ی مطالعات قبلی
۴	۱-۶- موقعیت زمین‌ساختی ناحیه‌ی مورد مطالعه
۵	۱-۷- تاریخچه تکتونیکی حوضه‌ی زاگرس

۶	۱-۸- مهاجرت حوضه‌ی زاگرس در طی فانروزوئیک
۱۲	فصل دوم: چینه‌نگاری
۱۲	۲-۲- سنگ‌چینه‌نگاری
۱۵	۲-۲- زیست‌چینه‌نگاری
۱۷	فصل سوم: ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند جهرم در برش مورد مطالعه
۱۷	۳-۱- عناصر زیست‌رخساره‌ای در کربنات‌های سازند جهرم
۱۷	۳-۲- دیرینه‌زیست‌شناسی روزنداران سنوزوئیک
۲۲	۳-۳- ریزرخساره‌های تشخیص داده شده در برش مورد مطالعه
۲۹	۳-۴- مدل رسوبی
۳۱	فصل چهارم: چینه‌نگاری سکانشی
۳۸	فصل پنجم: نقش گسله‌ها در ژئومتری حوضه‌های رسوبی و تغییرات جانبی رخساره‌ها در طی سنوزوئیک
۴۳	اطلس روزنداران شاخص سازند جهرم در برش اردل
۴۸	منابع
۵۱	پیوست‌ها

پیشگفتار

در این پژوهش، سازند جهرم که بطور ویژه‌ای می‌تواند بعنوان مخزن نفتی در حوضه زاگرس ایران بحساب آید، از لحاظ ویژگی‌های زمین‌شناختی همچون سنگ‌چینه‌نگاری، زیست‌چینه‌نگاری، رخساره‌های رسوبی - محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی مورد تحقیق قرار گرفته است. در این راستا با توجه به مطالعاتی که تا کنون روی الگوهای جغرافیای دیرین برون حوضه‌ای و روندهای پیشروی و پسروی درون حوضه‌ای (در جهات شرقی - غربی، شمالی - جنوبی و جنوب‌شرقی - شمال‌غربی) صورت پذیرفته است، یک برش چینه‌نگاری با روندی تقریباً عمود بر امتداد زاگرس چین‌خورده در ناحیه اردل، بررسی گردیده است. البته شایان ذکر است که برای رسیدن به این اهداف و همچنین جهت بازسازی الگوهای بوم‌شناختی دیرینه و جغرافیای زیستی دیرینه، مطالعات تکمیلی فسیل‌شناسی تعداد بیشماری از بی‌مهرگان ریز (میکروفسیل‌ها) که قادرند شاخصه‌های زیست - محیطی از قبیل محدوده‌های دمایی، شوری، عمق، اکسیژن، رژیم غذایی، تغییرات سطح آب، آب و هوا، ایالت‌های فونی، مهاجرت و... را در حوضه‌های رسوبی تعیین و تفکیک نمایند، لازم و ضروری به نظر می‌رسد. مطالعه تغییرات سطح آب با شناسایی دسته رخساره‌های رسوبی حین پایین آمدن سطح آب (LST)، سطح پیشروی (TS)، دسته رخساره‌های رسوبی حین پیشروی آب (TST)، سطح حداکثر غرق شدگی (mfs) و دسته رخساره‌های رسوبی حین سکون نسبی و پایین آمدن سطح آب (HST) انجام شده است. دسته رخساره‌های رسوبی مذکور با توجه به

نحوه پراکندگی و شکل‌شناسی روزنبران بزرگ، صفات سنگ‌شناسی، فسیل‌شناسی (رخساره‌های زیستی) و توالی‌های رسوبی، شناسایی گردیده‌اند. زیرا اندازه و ضخامت دیواره روزن‌داران بزرگ، همانند نوع جنس و گونه آنها، متأثر از شرایط زیست محیطی دیرین حاکم بر آنها است.

این پژوهش با حمایت مالی حوزه پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود صورت گرفته است. بدینوسیله از حوزه معاونت پژوهشی تقدیر و تشکر می‌گردد. طرح تحقیقاتی فوق مشتمل بر چند فصل مجزا و در عین حال مرتبط به هم است که در آن سعی شده به اهداف مورد نظر دست یابیم. در اینجا به طور خلاصه اشاره‌ای به محتوای هر فصل خواهیم داشت.

در فصل اول کلیاتی در خصوص زمین‌شناسی منطقه، تاریخچه مطالعات قبلی، راه‌های دسترسی به منطقه، اهداف پژوهش، روش انجام کار و تکتونیک زاگرس شرح داده شده است. در فصل دوم چینه‌نگاری سازند جهرم ارائه گردیده است. در فصل سوم ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی شرح داده شده است. در فصل چهارم با ادغام مطالعات صحرایی و پتروگرافی، محیط رسوبی، در فصل چهارم چینه‌نگاری سکانسی (توالی) و در فصل پنجم نقش گسله‌ها در ژئومتری حوضه‌های رسوبی و تغییرات جانبی رخساره‌ها در طی سنوزوئیک ارائه گردیده است.

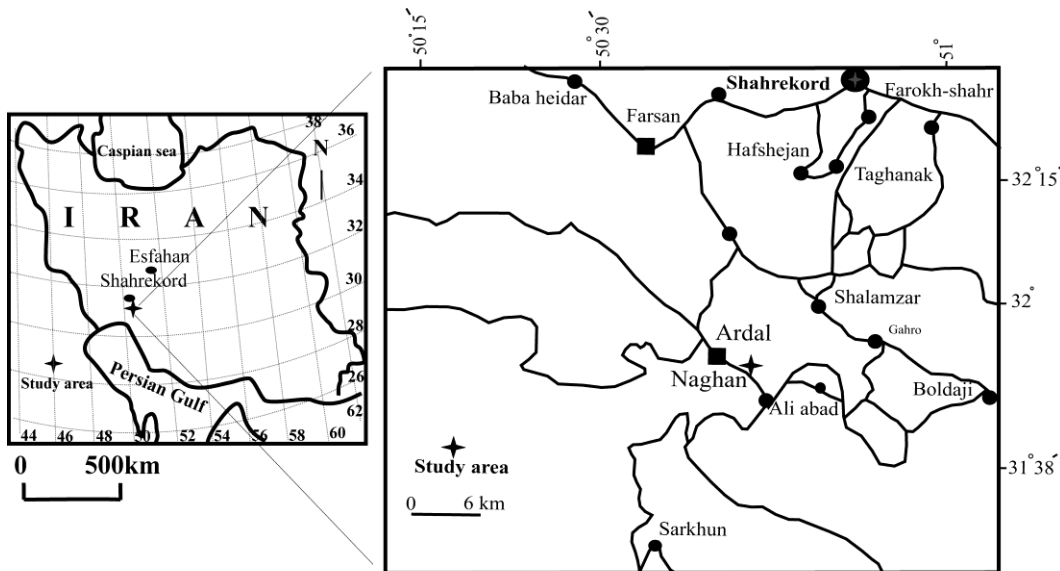
فصل اول: کلیات

۱-۱- مقدمه

سازند جهرم، توالی ضخیمی از سنگ‌های کربناتی ائوسن است که می‌تواند به عنوان سنگ مخزن نفت خام در جنوب غربی ایران محسوب گردد. این سازند بر روی یک پلاتفرم کربناتی در حوضه زاگرس نهشته شده است. این سازند از نظر لیتولوژی شامل لایه‌های دولومیت و سنگ‌آهک دولومیتی است (مطیعی، ۱۳۷۲). در برش نمونه، سازند جهرم بر روی مارن‌های سیلتی و دولومیت‌های سازند ساچون به صورت همساز قرار می‌گیرد. حد پایینی آن در نقاط دیگر به صورت محلی با سازندهای کشکان، تاربور و پابده نیز دیده شده است. حد پایینی سازند جهرم اکثراً قاطع و روشن است اما هنگامی که حد پایینی این سازند با سازند پابده باشد، این حد تدریجی است. در چنین وضعیتی حد این دو سازند تقریباً اختیاری است و معمولاً حد پایینی جهرم را در چنین حالتی قاعده آهک‌های متداوم رو به بالا انتخاب می‌کنند (شکل ۱-۱).

حد بالایی این سازند با سازند آسماری است و در محلی از ردیف چینه‌ای قرار دارد که در بالای آن آهک‌هایی با لایه‌بندی نامنظم و کنگلومرای دارای ترکیبات آهن قرار دارند. این ترکیب سنگ‌شناسی مبین وجود ناهمسازی فرسایشی در راس سازند جهرم است. این ناهمسازی فرسایشی در اغلب نقاط جنوب‌باختری ایران و خاورمیانه تشخیص داده شده است (مطیعی، ۱۳۷۲). از آنجایی که سازند جهرم سرشار از روزنداران کفزی به سن ائوسن است، با استفاده از این محتوای فسیلی با ارزش و دیگر اجزاء اسکلتی می‌توان نوع محیط رسوبی آن را تعیین نمود. روزنداران کفزی بزرگ در رسوبات پالئوسن - ائوسن مدیترانه و شبه جزیره عربی فراوان بوده، جائیکه آهک‌های نومولیتی تشکیل مخازن نفتی در رسوبات شمال آفریقا را داده و پتانسیلی برای اهداف اکتشافی در خاورمیانه می‌باشد.

آنها به فراوانی در شلف‌های کربناته یافت شده، در مقاطع نازک و صحرا به آسانی قابل تشخیص هستند. اگرچه آنها در محدوده وسیعی از زیر محیط‌های پلاتفرم یافت می‌شوند، ولی پخش و پراکندگی آنها تحت تاثیر فاکتورهای محلی و جهانی مانند اکولوژی (درجه حرارت، شیمی آب و میزان مواد مغذی)، زمین‌شناسی (تکتونیک و تغییرات سطح آب دریا) و فیلوژنی (انقراض و انشعاب) می‌باشد. تغییرات این پارامترها ترکیب و فراوانی روزنداران کفزی در رسوبات را تحت تاثیر قرار می‌دهند. بنابراین، روزنداران بزرگ شاخص‌های خوبی جهت بازسازی محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکansı سنگ‌های سازند جهرم هستند.



شکل ۱-۲- موقعیت جغرافیایی و نقشه راه‌های برش مورد مطالعه

ب) مطالعه در آزمایشگاه

مطالعات آزمایشگاهی شامل مراحل زیر است :

شناسایی سیستماتیک میکروفسیل‌ها.

طبقه بندی میکروفاسیس ها بر اساس مطالعات پتروگرافی.

ترسیم ستون چینه شناسی با نرم افزار های کامپیوتری.

در خاتمه با تلفیق مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، توالی رسوبی به سکانس‌های مختلف رسوبی تقسیم و مدل

رسوبی سازند جهرم بازسازی گردیده است.

۴-۱- هدف‌ها

الف) اندازه‌گیری برش مورد مطالعه سازند جهرم و ترسیم ستون‌های سنگ‌چینه‌نگاری آنها.

ب) شناسایی میکروفسیل‌های روزن‌داران سازند جهرم در حد جنس و گونه و زون‌بندی برش‌ها بر اساس این

مجموعه‌های سنگواره‌ای.

پ) مطالعه رخساره‌های سنگی و زیستی مقاطع نازک نمونه‌ها و تجزیه و تحلیل و طبقه‌بندی آنها.

ت) ارائه مدل رسوبی و بازسازی محیط رسوبی گذشته بر اساس شواهد رخساره‌ای.

ث) بازسازی روند تغییرات نسبی سطح آب دریا در حوضه زاگرس در زمان تشکیل سازند جهرم بر اساس روند

تغییرات رخساره‌ای.

ج) تعیین واحدهای اصلی چینه‌نگاری سکانشی و مرزهای سکانشی در ستون‌های چینه‌نگاری.

چ) بررسی ارتباط زایشی سکانشی با تغییرات یوستاتیک سطح آب دریا و تغییرات تکتونیکی محلی

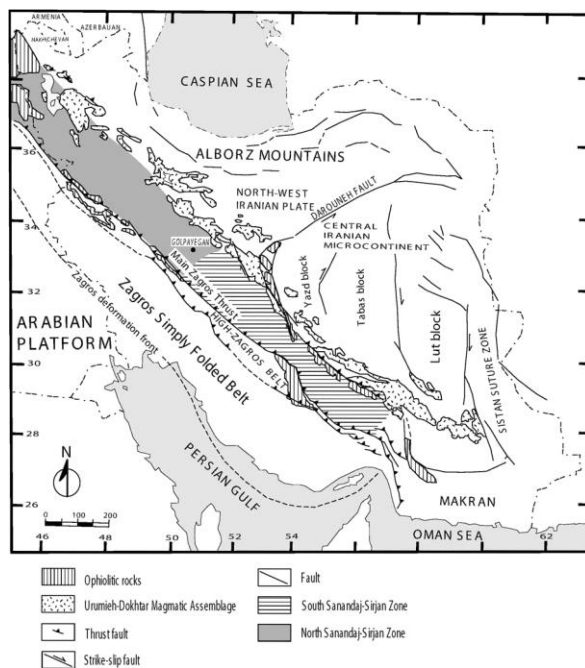
۵-۱- تاریخچه مطالعات قبلی

سازند جهرم بخشی از رسوبات ترشیاری در حوضه زاگرس محسوب می شود که رسوبگذاری آن با پیشروی آشکار دریا در طول پالئوسن به ائوسن مشخص می گردد. کربنات های دریائی کم عمق سازند جهرم بر روی نواحی بسیار کم عمق حوضه زاگرس ته نشست شده است. برش نمونه این سازند در تنگ آب در یال شمالی کوه جهرم واقع در جنوب شهرستان جهرم در استان فارس با مشخصات $28^{\circ} 25' 53''$ طول شرقی و $53^{\circ} 44' 47''$ عرض شمالی واقع شده است که عمدتاً از دولومیت و آهک دولومیتی تشکیل شده است. بر اساس مطالعه ویژگیهای زیست چینه نگاری سازند جهرم، در مجموع دوزون تجمعی و پنج زیرزون تجمعی برای این سازند مشخص گردیده است. میکروفون های این سازند توسط جلالی (۱۹۸۷) و کلانتری (۱۳۷۱) مورد مطالعه قرار گرفته است. سن این سازند در برش نمونه از پالئوسن تا ائوسن میانی تعیین شده است (جیمز و واینند، ۱۹۶۵). بیشتر مطالعات سازند جهرم وابسته به اطلاعات تحت الارضی در مناطق نفتی است. آسیلینیدهای ائوسن میانی در ناحیه حمزه علی (مجاب، ۱۹۷۴)، پتروفاسیس و تحلیل رسوبگذاری رسوبات ائوسن در جنوب و جنوب غرب بروجن (صیرفیان، ۱۹۹۸)، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی توالی ائوسن در ناحیه حمزه علی و شیراز (وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۰۲، نجفی و همکاران، ۲۰۰۴) و مطالعه ریززیست چینه نگاری و ریزرخساره های سازند جهرم در ناحیه شمال و جنوب شرق شیراز (خسرو تهرانی و همکاران، ۱۳۸۴) کارهای اخیر است که در ارتباط با این سازند صورت گرفته است.

۶-۱- موقعیت زمین ساختی ناحیه ی مورد مطالعه

صفحه ی ایران از تعدادی خرده قاره به وجود آمده که در امتداد زمین-درزها به هم جوش خورده اند. این قطعات عبارتند از (۱) زاگرس (۲) سندرچ-سیرجان (۳) ارومیه-دختر (۴) ایران مرکزی (۵) البرز (۶) کپه داغ (۷) لوت (۸) مکران (شکل ۳-۱).

منطقه مورد مطالعه بخشی از زون زاگرس محسوب می گردد. حوضه رسوبی زاگرس به دلیل وجود ذخایر عظیم نفت و گاز از دیرباز مورد توجه بسیاری از زمین شناسان بوده است. نبود فعالیت های ولکانیسم، وجود سنگ مادرهای نفت متعدد و بسیار غنی از مواد آلی، سنگ مخزن های متخلخل و تراوای متعدد با سنگ پوش های مناسب، شرایط منحصر به فردی را برای تولید و انباشت هیدروکربن در زاگرس فراهم کرده است تا این پهنه از نفت خیزترین حوضه های رسوبی دنیا باشد. این حوضه از مهمترین زون های ساختمانی ایران محسوب می شود. به همین دلیل نوشته ها و مقالات زیادی در خصوص این منطقه وجود دارد



شکل ۳-۱- نقشه زمین‌شناختی ایران که در آن واحدهای مختلف ساختمانی دیده می‌شوند. برش مورد مطالعه در زون زاگرس قرار گرفته است (Ghasemi and Talbot, 2005)

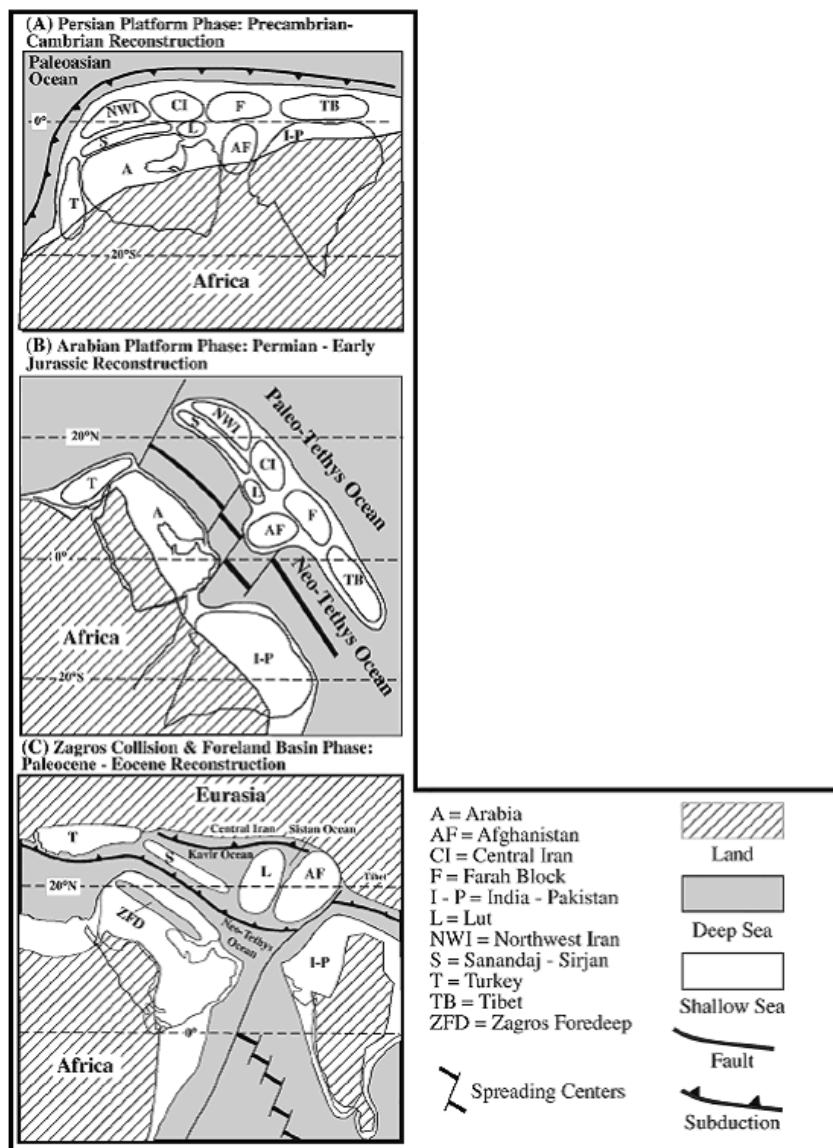
۷-۱- تاریخچه تکتونیکی حوضه زاگرس

رسوبگذاری در رشته کوه‌های زاگرس طی سه فاز مشخص اصلی رخ داده است (شکل ۴-۱).

فاز پلاتفرم فارسی (فاز ۱) از پرکامبرین پسین تا پرمین پیشین

فاز پلاتفرم عربی (فاز ۲) از پرمین تا کرتاسه پسین

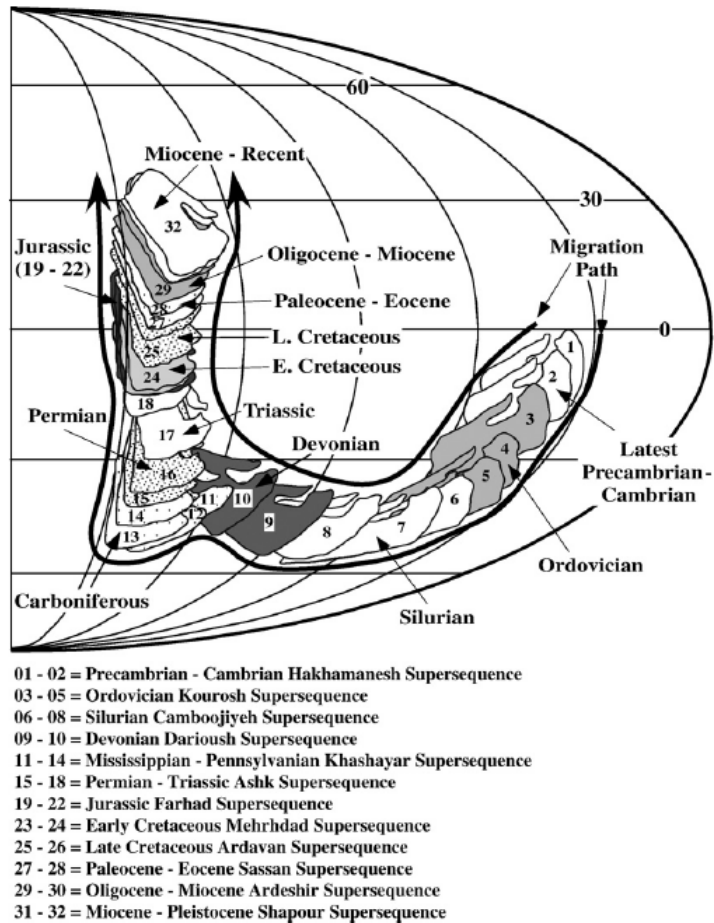
فاز فورلندی (فاز ۳) از کرتاسه پسین تا عهد حاضر



شکل ۴-۱- فازهای مختلف رسوبگذاری در حوضه زاگرس (Haydari, 2008)

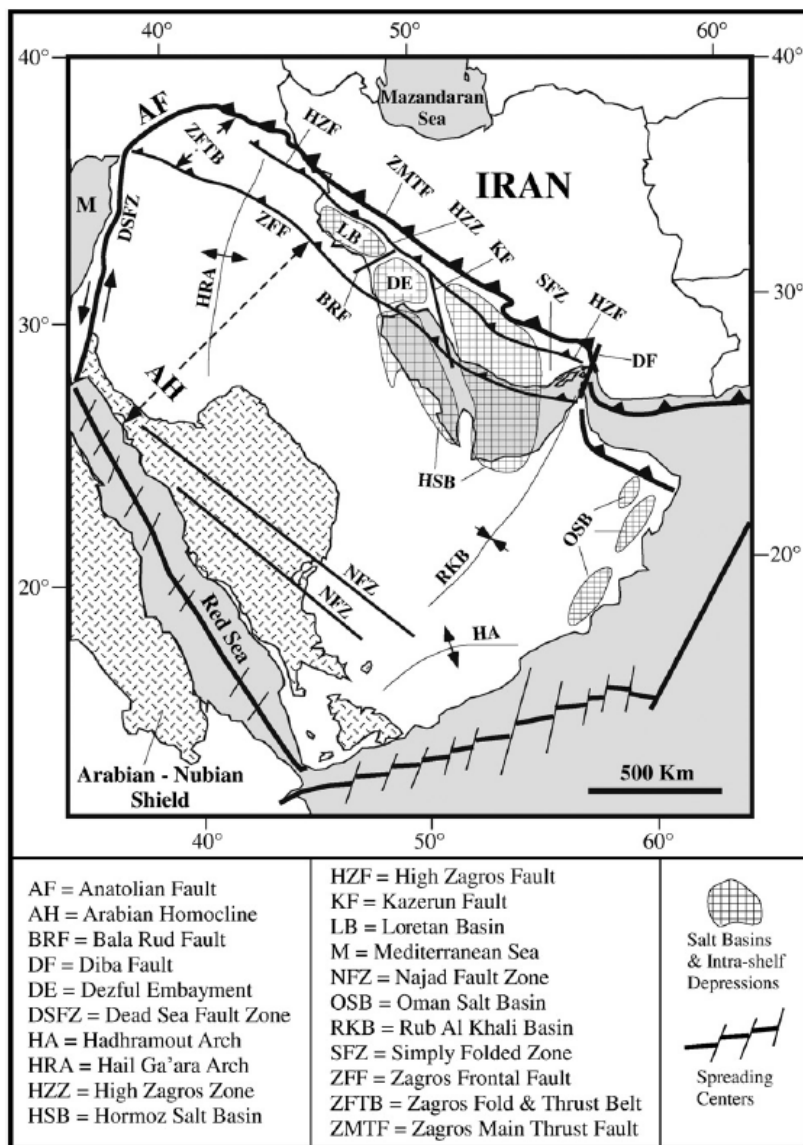
۸-۱- مهاجرت حوضه زاگرس در طی فانروزوئیک

حوضه زاگرس مهاجرت C شکلی را در طی فانروزوئیک طی کرده است (شکل ۵-۱). این ناحیه در طی پرکامبرین پسین نزدیک استوا و طول جغرافیایی ۱۵۰ درجه شرقی قرار داشته است. پس از آن یک حرکت به سمت جنوب غرب را دنبال کرده و در طی اردویسین و سیلورین به عرض جنوبی ۶۰ درجه و طول شرقی ۳۰ درجه رسیده است (Golonka, 2000). با شروع کربونیفر حوضه زاگرس کم و بیش در امتداد طول شرقی ۳۰ درجه به سمت شمال مهاجرت نمود. این حوضه در پرمین به عرض جنوبی ۳۰ درجه، ۱۵ درجه جنوبی در تریاس، نزدیک استوا در کرتاسه و نهایتاً در شرایط فعلی در حدود ۳۰ درجه عرض شمالی قرار گرفته است (شکل ۶).



شکل ۵- ۱- مهاجرت C شکل حوضه زاگرس از پرکامبرین تا عهد حاضر (Haydari, 2008)

رشته کوه‌های زاگرس در حاشیه شمالشرق صفحه‌ی عربی واقع شده است. این صفحه به سمت شمالشرق بوسیله گسل اصلی تراست زاگرس، به سمت شمالغرب بوسیله زون گسلی دریای بحرالمت، به سمت جنوب غرب بوسیله حاشیه ریفتی دریای سرخ و در جنوب شرق بوسیله حاشیه غیر فعال اقیانوس هند محدود شده است (شکل ۶-۱).

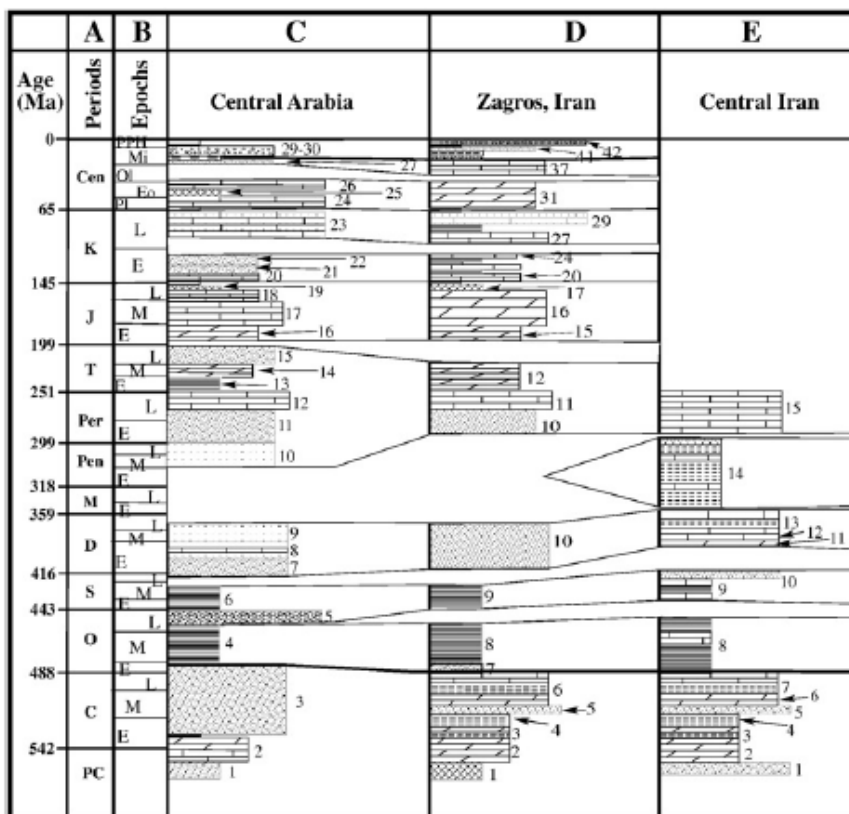


شکل ۶-۱- مشخصات تکتونیکی رشته کوه‌های زاگرس و نواحی همجوار (Haydari, 2008)

رشته کوه‌های زاگرس و نواحی مجاور آن به دلیل ذخایر عظیم هیدروکربن و فعالیت‌های تکتونیکی خیلی جوان شناخته شده هستند.

مشخصه‌ی مهم دیگر حوضه زاگرس حضور توالی رسوبی ممتد و پیوسته‌ای است که گسترش زمانی آنها از پرکامبرین پسین تا عهد حاضر است (James and Wynd, 1965; Berberian and King, 1981). این توالی رسوبی شامل الگویی از انباشتگی است که توسط ناپیوستگی‌ها از یکدیگر جدا شده اند.

در شکل ۷-۱ چینه‌های فانروزوئیک بخش جنوب شرق حوضه زاگرس، بخش مرکزی صفحه‌ی عربی و چینه‌های پالئوزوئیک میکروقاره ایران مرکزی نمایش داده شده است. نام سازندها، سن، سنگ شناسی کلی و محیط رسوبی هر ناحیه در جدول ۱-۱ خلاصه شده است.



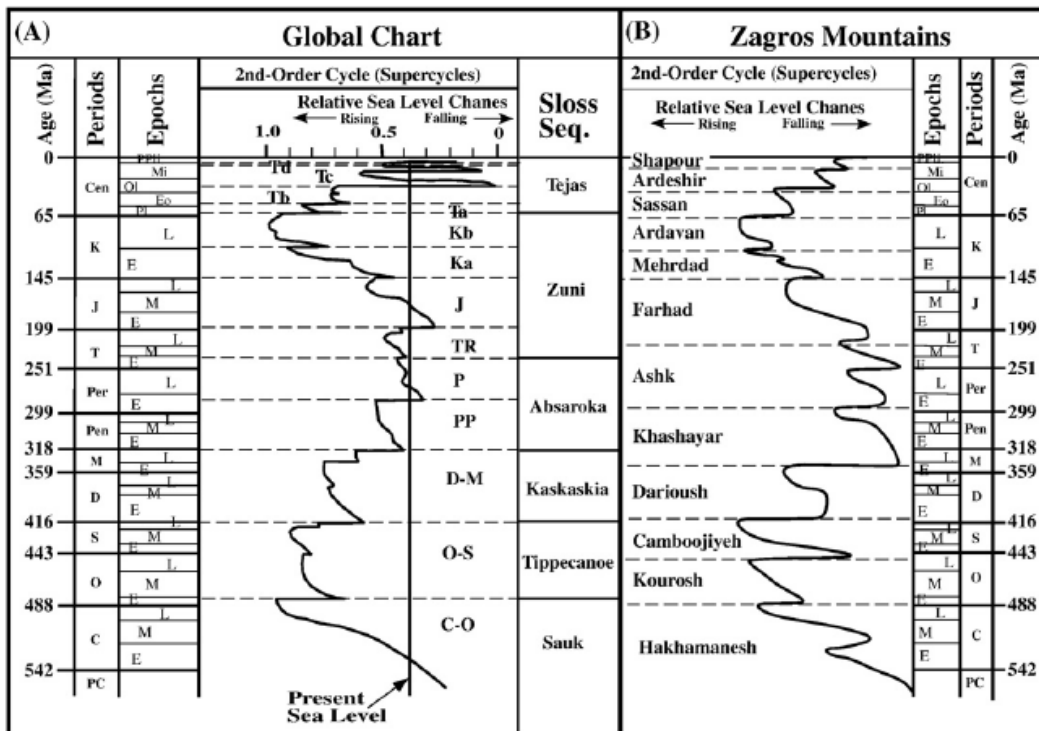
شکل ۱-۷ واحدهای سنگ چینه‌نگاری حوضه زاگرس، صفحه عربی و پالئوزوئیک ایران مرکزی (Haydari, 2008).

حیدری (2008) ۱۲ سوپر سکانس رده دوم در حوضه زاگرس به شرح زیر تشخیص داده است (شکل ۸-۱).

- ۱- سوپر سکانس هخامنش (پرکامبرین-کامبرین)
- ۲- سوپر سکانس کوروش (اردوئین)
- ۳- سوپر سکانس کمبوجیه (سیلورین)
- ۴- سوپر سکانس داریوش (دونین)
- ۵- سوپر سکانس خشایار (می سی سی پین)
- ۶- سوپر سکانس اشک (پریمین-تریاس)
- ۷- سوپر سکانس فرهاد (ژوراسیک)
- ۸- سوپر سکانس مهرداد (کرتاسه پیشین)
- ۹- سوپر سکانس اردوان (کرتاسه پسین)
- ۱۰- سوپر سکانس ساسان (پالئوسن-الیگوسن)
- ۱۱- سوپر سکانس اردشیر (الیگوسن-میوسن)
- ۱۲- سوپر سکانس شاهپور (میوسن-پلیستوسن)

جدول ۱-۱ نام، سن، سنگ‌شناسی و محیط‌های رسوبی واحدهای سنگ‌چینه‌نگاری حوضه زاگرس از پرکامبرین تا عهد حاضر (Haydari, 2008).

	Fm name	Age	General lithology	Depositional environments
1	Homoz	L. Precambrian–E. Cambrian	Halite with some anhydrite	Hypersaline lagoon
2	Soltaniah	L. Precambrian–E. Cambrian	Dolomite and red shale	Shallow marine
3	Barut	E. Cambrian	Dolomite and shale	Shallow marine
4	Zagun	E.–M. Cambrian	Red and purple shale	Fluvial
5	Lalun	E.–M. Cambrian	Pink and white sandstone	Near shore marine, deltaic
6	Mila	M. Cambrian–E. Ordovician	Dolomite, shale, and limestone	Shallow marine
7	Ilebeyk	E. Ordovician	Gray and green shale	Fluvial to near shore marine
8	Zard Kuh	E.–M. Ordovician	Gray shale and sandstone	Deep marine
9		E.–L. Silurian	Graptolitic shale	Deep marine
10	Faraghan	Devonian–M. Permian	Sandstone and conglomerate	Fluvial to deltaic
11	Dalan	L. Permian	Carbonate and evaporite	Shallow marine
12	Khaneh Kat	E.–M. Triassic	Dolomite	Shallow marine
13	Kangan	E. Triassic	Carbonate and evaporite	Shallow marine
14	Dashtak	E.–M. Triassic	Anhydrite	Restricted marine
15	Neyriz	E. Jurassic	Dolomite	Supratidal to shallow marine
16	Surmech	E.–L. Jurassic	Dolomite	Shallow marine
17	Hith	L. Jurassic	Anhydrite	Hypersaline lagoon
18	Shireen	E.–L. Jurassic	Anhydrite and limestone	Hypersaline lagoon
19	Gothnia	L. Jurassic	Anhydrite	Hypersaline lagoon
20	Fahliyan	E. K: Neocomian	Limestone	Shallow marine
21	Gadvan	E. K: Neocomian–Aptian	Marl and limestone	Shallow marine to bellow wave base
22	Dariyan	E. K: Aptian	Limestone	Shallow marine
23	Kazhdumi	E.–L. K: Albian–Cenomanian	Bituminous shale	Deep marine
24	Sarvak	E.–L. K: Albian–Turonian	Limestone	Shallow marine
25	Garau	E.–L. K: Neocomian–Coniacian	Shale, argillaceous limestone	Deep marine
26	Surgah	L. K: Turonian–Santonian	Dark gray shale	Deep marine
27	Ilam	L. K: Santonian–Campanian	Argillaceous limestone	Shallow to moderately deep marine
28	Gurpi	L. K: Campanian–Maastrichtian	Dark gray shale and marl	Deep marine
29	Tarbur	L. K: Campanian–Maastrichtian	Anhydrite	Shallow marine
30	Sachun	L. Cretaceous–E. Eocene	Gypsum, marl, limestone	Restricted marine
31	Jahrum	Paleocene–L. Eocene	Dolomite	Shallow marine
32	Pabdeh	Paleocene–Miocene	Gray shale and marl	Deep marine
33	Amiran	L. Cretaceous–Paleocene	Siltstone and sandstone	Turbidite
34	Talezang	Paleocene–M. Eocene	Limestone	Shallow marine
35	Kashkan	Paleocene–M. Eocene	Red sandstone and conglomerate	Fluvial
36	Shahbazan	M.–L. Eocene	Dolomite and limestone	Shallow marine
37	Asmari	Oligocene–E. Miocene	Limestone	Shallow marine
38	Gachsaran	E. Miocene	Anhydrite, halite, carbonate	Restricted shallow marine
39	Razak	E. Miocene	Red marl and siltstone	Terrestrial
40	Mishan	E.–M. Miocene	Limestone	Shallow marine
41	Agha Jari	L. Miocene–Pliocene	Sandstone and siltstone	Lacustrine to near shore marine
42	Bakhtiari	L. Pliocene–Pleistocene	Conglomerate	Alluvial–fluvial



شکل ۸-۱- مقایسه سوپر سکانس‌های رده دوم جهانی با سوپر سکانس‌های تشخیص داده شده در حوضه زاگرس (Haydari, 2008).

مطالعات قبلی نشانگر آن است که این سوپر سکانس‌ها بر اساس تکتونیک ناحیه‌ای یا محلی با تاثیر کم تغییرات آب دریا تشکیل شده اند (Alavi, 2004, Sharland et al., 2001). برخی از حوادث تکتونیکی مورد استناد قرار گرفته‌اند تا تشکیل این سکانس‌ها را توضیح دهند، مانند بالا آمدگی هینترلند (اردوئیسین)، کوهزایی هرسی‌نین (کربونيفر پسین)، باز شدگی نئوتتیس (پرمین پسین)، ریف‌تینگ هند (ژوراسیک پیشین)، ریف‌تینگ در شرق مدیترانه (انتهای ژوراسیک پیشین)، باز شدگی اقیانوس اطلس جنوبی (کرتاسه پیشین)، باز شدگی مدیترانه (کرتاسه میانی)، شروع ابداکشن افیولیت در امتداد حاشیه شمالشرق (کرتاسه پسین)، بسته شدن اقیانوس تتیس (ائوسن پسین) و باز شدگی دریای سرخ (الیگوسن پسین) (Sharland et al., 2001).

اخیرا حق و ال-قحطانی (۲۰۰۵)، تشکیل سکانس‌های رده بالاتر در شبه جزیره عربستان و نواحی مجاور را مرتبط با سطح آب دریا می‌دانند.

حیدری (۲۰۰۸)، تشکیل سوپر سکانس‌های رده دوم در حوضه ی زاگرس را به تغییرات جهانی رده-دوم نسبت داده است.

فصل دوم: چینه‌نگاری

۱-۲- سنگ‌چینه‌نگاری

به طور کلی سازند جهرم از نظر سنگ‌شناسی یکنواخت و همگن بوده و به همین دلیل تفکیک آن به واحدهای سنگی دشوار است. در اینجا سازند جهرم بر اساس ضخامت لایه‌ها و توزیع میان لایه‌های مارنی یا شیلی واحد-بندی شده است.

مقطع برداشت شده در برش مورد مطالعه ۶۰۰ متر ضخامت دارد. در این ناحیه سازند جهرم در حد فاصل مارن و آهک‌های مارنی سازند پابده و آهک‌های سازند آسماری، قرار دارد و از واحدهای زیر تشکیل شده است (شکل ۱-۲).

۱۷۶ متر قاعده‌ای متشکل از شیل‌های سازند پابده است که غالباً پوشیده می‌باشد.

۰/۳ متر آهک مارنی به رنگ روشن

۰/۳ متر شیل ورقه‌ای

۱/۴۸ متر آهک کرم رنگ در قاعده نودولار

۲/۸۶ متر آهک ضخیم تا توده‌ای به رنگ هوازده خاکستری

۰/۴۲ متر آهک مارنی متمایل به رنگ کرم روشن

۹/۶۵ متر آهک توده‌ای به رنگ خاکستری

۵/۰۲ متر آهک متوسط لایه به رنگ خاکستری

۷/۴۲ متر آهک ضخیم لایه تا توده‌ای

۳/۳۸ متر تناوب آهک‌های نازک لایه تا متوسط لایه

۱/۷۸ متر آهک ضخیم تا متوسط لایه

۸۱ متر آهک ضخیم لایه تا توده‌ای در قاعده حاوی آلئولینیده

۱۸/۵ متر آهک متوسط لایه به رنگ خاکستری

۲۵/۴ متر آهک ضخیم تا متوسط لایه به رنگ خاکستری، حاوی آلئولین

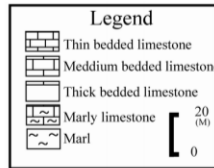
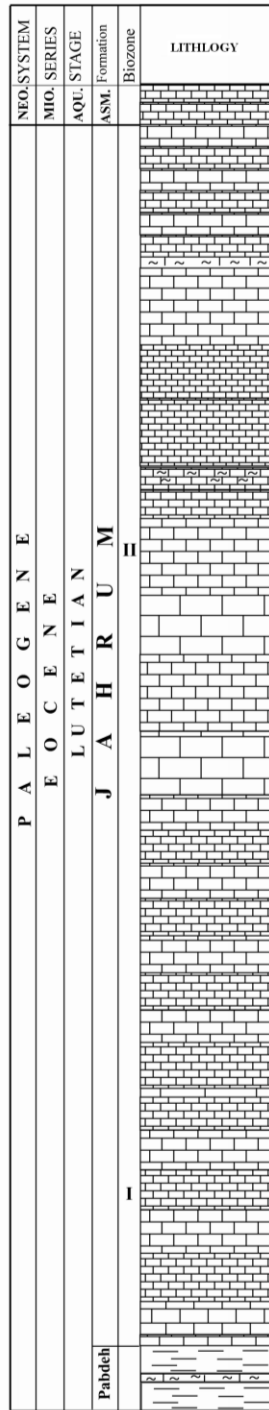
۸۶ متر آهک متوسط لایه در بخش بالا حاوی دیسکوسیکلیناهای عدسی شکل و بزرگ

۸۷/۵ متر آهک ضخیم لایه تا توده‌ای در قاعده دارای آسیلیناهای کشیده، دیسکوسیکلینا و نومولیت، در بخش

میانی حاوی آسیلیناهای متوسط تا درشت و در بخش بالا دارای آلئولین و نومولیت‌های عدسی شکل

۳۴/۵ متر آهک توده‌ای به رنگ خاکستری

۲/۶ متر آهک ضخیم تا متوسط لایه به رنگ خاکستری
۱۱/۹ متر تناوب آهک مارنی سفید و آهک متوسط لایه
۳۵ متر تناوب آهک متوسط و نازک لایه به رنگ خاکستری
۱۳/۳۶ متر پوشیده
۲۷/۵ متر تناوب آهک نازک لایه، متوسط لایه و ضخیم لایه
۴/۴۵ متر مارن با یک لایه از آهک نازک لایه
۴۴/۶۶ متر آهک، در قاعده نازک و نودولار، به سمت بالا متوسط تا ضخیم لایه
۲۹/۵ متر آهک ضخیم لایه
۲/۹۷ متر پوشیده



شکل ۱-۲- سنگ چینه‌نگاری سازند جهرم در برش مورد مطالعه

گسترش جغرافیایی

سازند جهرم در فارس داخلی، فارس ساحلی و فارس میانی در خاور طول جغرافیایی ۵۳ درجه خاوری دیده می‌شود. در خوزستان در چاه‌هایی که منتهی‌الیه جنوب‌باختری یعنی در دارخوین و خرمشهر حفاری شده‌اند، دیده شده است. در زاگرس مرکزی سازند جهرم به خوبی گسترش یافته و در حد پلانچ شمال باختری زرد کوه جهرم با سازند شهبازان جانشین می‌شود. در لرستان مرکزی و شمال خاوری لرستان سازند جهرم با دو رخساره کربناتی هم‌ارز یعنی سازندهای تله‌زنگ و سازند شهبازان و رخساره آواری کشکان بین آن دو سازند جانشین شده است (مطیعی، ۱۳۷۲). در دیگر نواحی چون جنوب‌باختری لرستان، نواحی مرکزی فروافتادگی دزفول و خوزستان و ناحیه کازرون-فیروزآباد در فارس، سازند جهرم با مارن، شیل و آهک‌های رسی سازند پابده جانشین می‌شود. به طور کلی یک ناهمسازی فرسایشی ناحیه‌ای سازند دولومیتی جهرم را از سازند آهکی آسماری جدا می‌سازد. در چندین محل در فارس داخلی و در هینترلند بندرعباس، سازند رازک با سنی هم‌ارز آسماری به صورت ناهم‌ساز بر روی سازند جهرم قرار می‌گیرد (مطیعی، ۱۳۷۲). در محل‌هایی که سازند ساچون وجود ندارد، سازند جهرم بر روی سازند پابده و یا سازند گورپی دیده شده است. سازند جهرم از طریق خلیج فارس تا حجاز و کویت تداوم می‌یابد و در آن محل‌ها به وسیله دو سازند کربناتی ام‌الدوم و دمام و یک سازند تبخیری به نام روس در میان آن دو مشخص می‌گردد (مطیعی، ۱۳۷۲). در برخی از چاه‌های حفاری شده در فارس ساحلی آهک‌های انیدریتی در میانه سازند جهرم مشاهده شده است. بعضی این طبقات را به زبان‌های از سازند ساچون نسبت داده‌اند، در حالی که آنها در حقیقت رخساره‌ای هم‌ارز سازند روس می‌باشند (مطیعی، ۱۳۷۲).

۲-۲- زیست چینه نگاری

در طی مطالعه میکروفسیل‌ها در برش اردل، در مجموع در سازند جهرم دو زون تجمعی شناسایی شد که عبارتند از:

تجمع I

این تجمع دارای جنس‌ها و گونه‌های زیر می‌باشد:

Alveolina sp., *Rotalia* sp., *Nummulites* sp., *Discocyclus* sp., *Textularia* sp., *Amphistegina* sp., *Discocyclus discus*, *Discocyclus sella*, *Globigerina yeguaensis*, *Globigerina kugleri*, *Discocyclus sowerbyi*, *Alveolina* sp., *Alveolina aragonensis*, *Nummulites* sp., *Assilina* sp., *Assilina hamzehi*, *Assilina spira*, *Operculina* sp., *Actinocyclus* sp., *Coskinolina* sp., *Orbitolites complanatus*, *Nummulites lucasi*, *Nummulites globulus*, *Globigerinatheka barri*, *Alveolina munieri*, *Alveolina obtusa*, *Assilina aspera*, *Assilina exponens*, *Valvulinid* sp., *Alveolina tenuis*, *Nummulites striatus*, *Lituonella* sp., *Nummulites quettardi*, *Alveolina hottingeri*

این زون معادل زون تجمعی ۵۱ (Wynd 1965) *Nummulites*, *Alveolina* assemblage subzone

می‌باشد بر مبنای ارزش چینه‌شناسی گونه‌های فوق سن ائوسن میانی (Lutetion) برای این بیوزون پیشنهاد می‌شود.

تجمع II

این تجمع دارای جنس‌ها و گونه‌های زیر می‌باشد:

Textularia sp., *Amphistegina* sp., *Discocyclus discus*, *Alveolina* sp., *Alveolina aragonensis*,
Bozorgniella qumiensis, *Coskinolina* sp., *Orbitolites complanatus*, *Quinqueloculina* sp., *Pyrgo*
sp., *Olssonina* sp.,

این تجمع معادل زیر زون تجمعی ۵۰ (Wynd 1965)

○ *Dictyoconus-Coskinolina- Orbitolites complanatus* assemblage subzone بوده و سن لوتسین را مشخص می‌کند.

فصل سوم

ریز رخساره‌ها و محیط رسوبی

سازند جهرم در برش مورد مطالعه

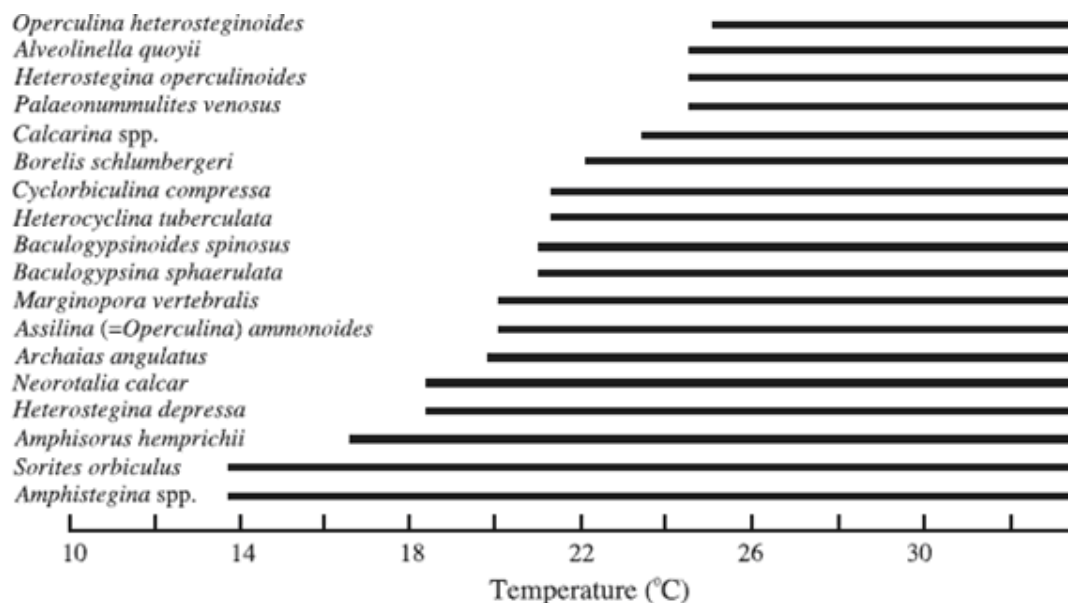
در این پژوهش برای طبقه‌بندی ریزرخساره‌ها علاوه بر توجه به معیارهای معمول سنگ‌شناختی و فسیل-شناختی، مورفولوژی کنشی مجموعه‌های روزنداران نیز در نظر گرفته شده است. عواملی مثل نور، شوری، ماهیت کف بستر و بر ویژگی‌های ریختی و توزیع روزنداران بزرگ در پلاتفرم‌های کربناتی تاثیر می‌گذارند. به همین دلیل همبستگی ظریفی بین تجمع جنس‌های فسیلی با هر رخساره وجود دارد (شکل ۱-۳).

۱-۳- عناصر زیست رخساره‌ای در کربنات‌های سازند جهرم

روزنداران بزرگ هم زیست دار از اجزای اصلی سازنده سنگ‌های سازند جهرم هستند. آنها به نور وابسته اند و به طور معمول انواع پهن و کم عمق آنها در محیط‌هایی با آشفستگی کمتر می‌زیند. فراوانی این گروه از روزنداران نشان از رسوبگذاری در نزدیکی قاعده‌ی ناحیه نوری می باشد (Renema and Troelstra, 2001).

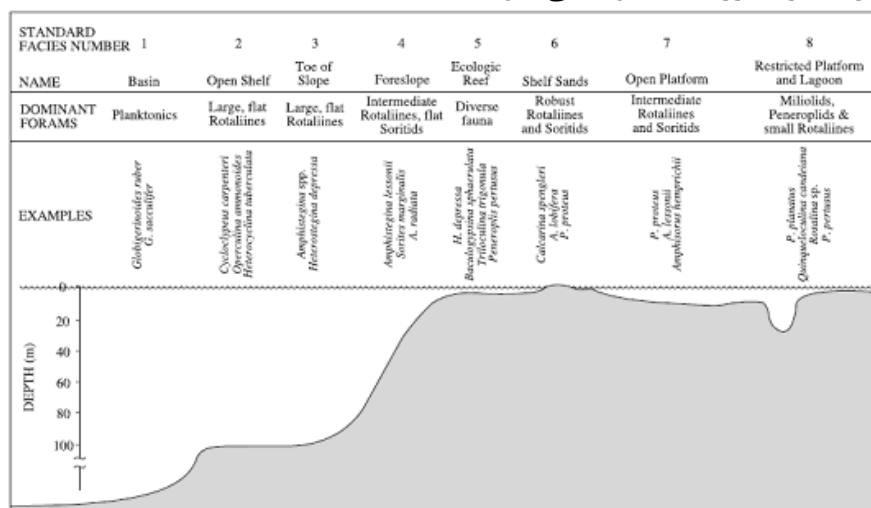
۲-۳- دیرینه زیست شناسی روزنداران سنوزوئیک

درک تغییرات شرایط محیط براساس ویژگی‌های ثبت شده در توالی‌های رسوبی یکی از مهمترین گام‌های بازسازی رویدادهای مربوط به تغییرات سطح آب با استفاده از داده‌های چینه‌ای است. در پلاتفرم‌های کربناته سنوزوئیک روزنداران سنگواره از شاخص‌ترین نشانه‌های دیرینه محیطی محسوب می شوند. در این میان رابطه ظریفی بین مجموعه جنس‌های روزنداران و نوع رخساره وجود دارد. زیرا توزیع آنها در سکوی کربناته به عوامل گوناگون مانند عمق، نور، درجه حرارت و ماهیت کف بستر بستگی دارد (شکل ۱-۳). به همین دلیل روزنداران نشانه‌های عالی برای بازسازی محیط محسوب می شوند (Romero et al., 2002). این آغازیان کوچک علاوه بر دوره‌های زندگی کوتاه و تکامل سریع نسبت به تغییر شرایط محیط زندگی خود مانند عمق، نور، آشفستگی، شوری، مواد مغذی و .. به اندازه کافی حساس‌اند. این عوامل محیطی در تنوع و فراوانی زیست‌ها نقش اساسی ایفا می نمایند (Reiss and Hottinger, 1984). یک اکوسیستم دریائی کم عمق با چرخش طبیعی آب و آب‌های غنی از اکسیژن سبب ایجاد زیستگاهی با مواد غذایی فراوان و تولیدکنندگان اولیه خواهد شد که مناسب برای تنوع و فراوانی روزنداران کفزی می‌گردد.



شکل ۱-۳- تاثیر درجه حرارت در پخش و پراکندگی برخی از روزنداران کفزی بزرگ (Beavington-Penney and Racey, 2004).

غالب ریز رخساره ها تجمع خاصی از روزنداران را نشان می‌دهد. این امر به شرایط محیطی بستگی دارد که رسوبات در آن تجمع پیدا کرده‌اند (شکل ۲-۳). حد اکثر تنوع و فراوانی به رسوبات نهشته شده در دریای باز و تالاب باز تعلق دارد. اجزای اصلی تشکیل دهنده رسوبات مورد مطالعه را روزنداران شناور و روزنداران کفزی بزرگ مانند نومولیتیده، دیسکوسیکیلینیده و میلیولیده می‌باشند. ائوسن زمانی برای فراوانی و انشعاب میلیولیده و روزنداران کفزی بزرگ محسوب می‌شود.



شکل ۲-۳- پخش و پراکندگی برخی از روزنداران در محیط‌های مختلف رسوبی (Beavington-Penney and Racey, 2004).

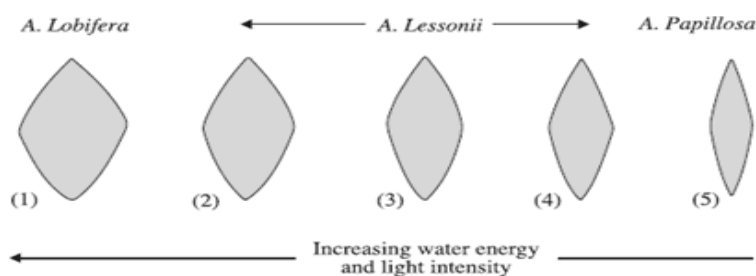
برخی از روزنداران کفزی بزرگ همانند مرجان‌های زئوگزان‌تلا، دارای همزیست هائی از میکروجلبک‌ها هستند. میزبان از فتوسنتز میکروجلبک‌ها به عنوان منشأ و مصرف انرژی برای فرایندهای متابولیکی استفاده می‌کند.

همزیست‌ها از طرف دیگر خود را درون تست روزن‌داران محافظت نموده و از دی اکسید کربن تشکیل شده در تست استفاده می‌کنند. در مواردی میزبان به طور کلی فوتوتوتروف شده و این امر سبب می‌شود که روزن‌داران کفزی در محیط‌های کم عمق گرمسیری تحت شرایط الیگوتروفی ساکن شوند. حداکثر فراوانی و اندازه تست در روزن‌داران کفزی در شرایط آب و هوای گرم امکانپذیر می‌شود، مانند نومولیت هائی با قطر بیش از ۱۶ سانتیمتر را می‌توان ذکر نمود. ایجاد چنین صدف هائی با قطر بزرگ می‌تواند ناشی از ترشح شدید کربنات در زمان زندگی برای ایجاد دی اکسید کربن برای زندگی هم زیست باشد (Hohenegger et al., 1999) (شکل ۳-۳).

فسیل‌های نومولیتیده و دیسکوسیکلینیده حاوی میکروجلبک‌هائی به صورت همزیست هستند که سبب فراوانی آن‌ها در شرایط الیگوتروفی در آب‌های گرمسیری می‌گردد. این روزن‌داران وابسته به نور هستند. این محافظت در روزن‌دارانی با دیواره پورسلانوز به وسیله دیواره‌ای غیر شفاف ایجاد می‌گردد و سبب فراوانی آن‌ها در آب‌های کم عمق می‌شود. این گروه منشورهای سوزنی کلسیت را در سطح درونی پوسته خود تولید می‌کنند، ضمن اینکه آب‌های گرم و فوق شور تالاب‌ها را ترجیح می‌دهند (Geel, 2000).

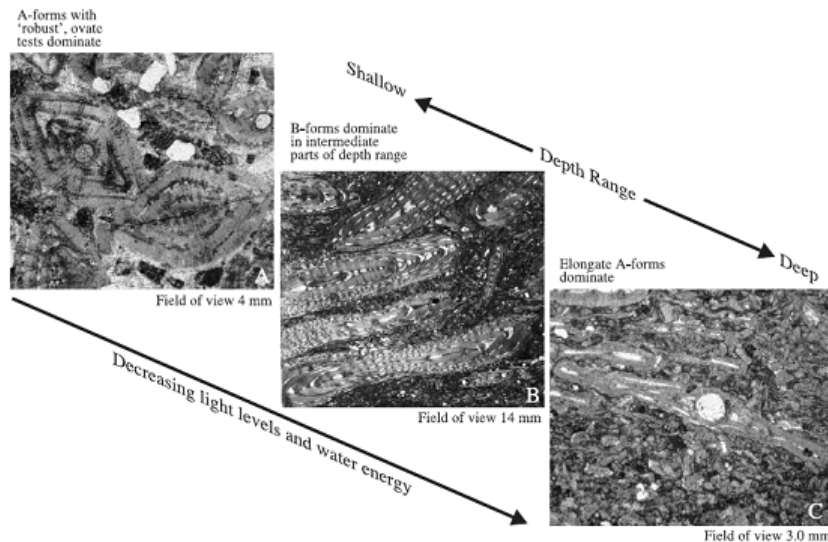
نومولیتیده‌ها و دیسکوسیکلینیده‌ها در آب‌هائی با غلظت عادی یون کلسیم می‌زیند و کلسیت را در سطح درونی و بیرونی صدف ترشح می‌کنند. آنها دارای دیواره شفاف هیالین هستند و خود را از این تشعشعات به وسیله دیواره‌های ضخیم ورقه‌ای و حضور در آب‌های عمیق تر حفظ می‌نمایند.

انرژی هیدرودینامیکی با کف بسترهای متحرک عامل کنترل کننده‌ی دیگری در پخش و پراکندگی روزن‌داران است. صدف‌های عدسی شکل ضخیم مانند برخی نومولیتیده‌ها و بافت‌های دوکی محکم با اطاقک‌های فراوان با محیط‌های پر انرژی تطابق دارند (شکل ۳-۴).



شکل ۳-۳- تاثیر شدت نور و انرژی آب در پخش و پراکندگی سه گونه از جنس آملی‌ستزینا در ایندو-پاسیفیک (Beavington-Penney and Racey, 2004)

تست‌های بزرگ و مسطح به طور عمده برای زندگی در محیط‌های پرانرژی مناسب نیستند. زیرا، حتی آشفستگی کم آب سبب شناور شدن آنها می‌شود (Rasser et al., 2005). فراوانی روزن‌داران بزرگ در اغلب رخساره‌های تشخیص داده شده نشانگر رسوبگذاری در منطقه نورانی است. روزن‌داران کفزی بزرگ عهد حاضر محدود به منطقه نورانی هستند. زیرا، همه‌ی آنها میزبان جلبک‌ها هستند. توزیع و پراکندگی این روزن‌داران درون منطقه نورانی وابسته به تمرکز مواد غذایی، درجه حرارت، عمق آب و انرژی محیط است (Hottinger, 1983; Hohenegger, 2000, 2004).



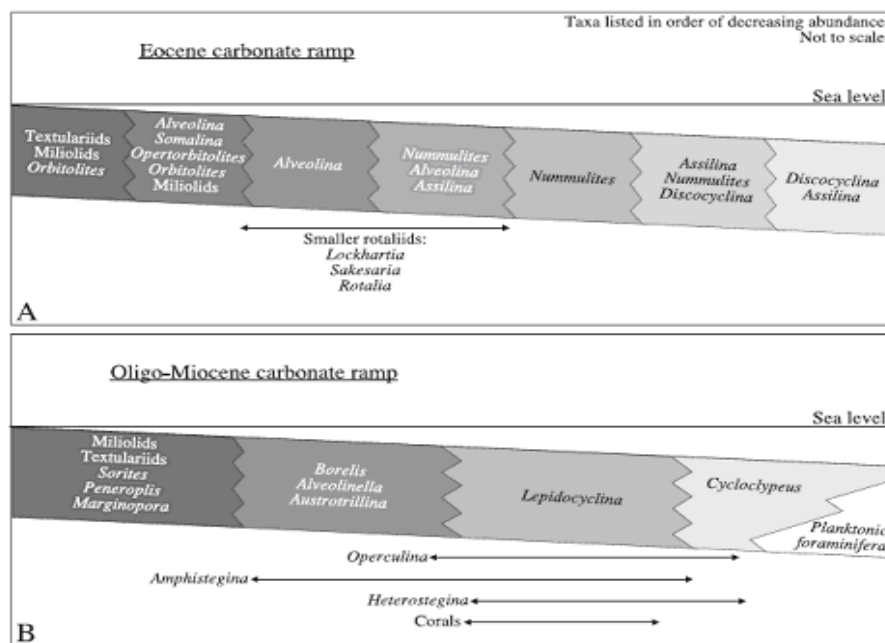
شکل ۳-۴- تغییر در شکل و اندازه تست نومولیت در رسوبات ائوسن تونس (Beavington-Penney and Racey, 2004).

براساس تجمع روزناران بزرگ، سکوی کربناته سازند جهرم قابل تقسیم به بخش‌هایی با عمق متفاوت است. روزناران بزرگ در بخش ژرف دریای باز قرار ندارند. روزناران کفزی کوچک و گاهی شناورها جای آنها را می‌گیرند. اما در بخش میانی این محیط، نخستین روزناران بزرگ با پوسته‌های پهن و نازک مانند برخی نومولیتیده‌ها ظاهر می‌شوند. در بخش بالائی دریای باز با کاهش عمق، نومولیتیده‌های کوچک و عدسی شکل در کنار جلبک‌های سرخ و بریوزوئرها تفوق پیدا می‌کنند (شکل ۳-۵).

در کولاب کم عمق پشت سد همراه با شکم پایان، روزناران پورسلانوز فراوان هستند. این رخساره‌ها نشانگر آب‌های کم عمق با آشفستگی کم، نور شدید و پایداری کم کف بستر است. آشفستگی کم سبب فراوانی بالای روزناران پورسلانوز شده که در آب‌های کم عمق مزو و الیگوتروف گسترش دارند (Reiss and Hottinger, 1984; Hallock, 1984, 1988; Buxton and Pedley, 1989; Romero et al., 2002; Leutenegger., 1984; Barattolo et al., 2007; Hohengger, 2000).

تغییر در روزناران کفزی بزرگ از پورسلانوز به اشکال هیالین با تغییر در کاهش شفافیت آب و افزایش عمق همراه است.

حضور فراوان روزناران پلانکتون نشانگر محیط دریای باز است و با افزایش ژرفا به سمت دریا به طور نسبی فراوان تر می‌شوند. رخساره‌های حاوی شناورها که فاقد انواع بزرگ کفزی هستند، خاص ژرفای بیش از ۲۰۰ متر می‌باشند (Geel, 2000). رخساره‌های غنی از روزناران پلانکتون که فاقد جلبک‌های سرخ هستند، حد زیرین ناحیه نوری را نشان می‌دهد (Cosovic et al., 2004).



شکل ۳-۵- بخش و پراکنندگی روزنداران کفزی در طی ائوسن و الیگو-میوسن در یک رمپ کربناته (Beavington-Penney and Racey, 2004)

۳-۳- ریزرخساره‌های تشخیص داده شده در برش مورد مطالعه

پس از مطالعه مقاطع نازک سازند جهرم در ناحیه مورد مطالعه ریزرخساره‌های زیر شناسایی گردیده اند:

A- مادستون- و کستون حاوی بیوکلاست و روزنداران پلانکتون

بخش عمده دانه‌های این ریزرخساره را روزنداران پلانکتون مانند گلوبی‌ژرینیدها و گلوبوروتالیدها تشکیل می‌دهند. قطعات اسکلتی اکینید، بریوزوآ و دوکفه ای با درصد کمتر وجود دارند (Plate 1/1).

تفسیر دیرینه‌محیطی: مقایسه پراکنش روزنداران سازند جهرم در برش اردل با گستره‌ی عمق روزن داران امروزی نشان می‌دهد تفوق روزنداران پلانکتون بخش ژرف حوضه را مشخص می‌کند. حضور پلانکتون‌ها و فقدان گونه‌های بزرگ همزیست‌دار نشانه نهشته شدن رسوبات در محیطی پایین‌تر از زون نوری دریای باز است. فقدان ساختمانهای رسوبی و ماتریکس ریز دانه نیز تاییدی بر این امر است. رخساره ای مشابه از سازند آسماری در ناحیه چمن بلیل توسط شاهکرمی و همکاران (2007a) به محیط دامنه خارجی نسبت داده شده است.

وفور روزن داران پلاژیک محیط سراسیب خارجی تا حوضه ی ژرف تر دریای باز را برای تشکیل این میکروفاسیس پیشنهاد می‌کند. این محیط از قاعده تاثیر امواج عادی پایین‌تر است (Flugle, 1982; Geel, 2000; Wilson, 1975).

B- و کستون-پکستون حاوی بیوکلاست-پلوئید و روزنداران پلانکتون

بیوکلاست‌های تشکیل دهنده این رخساره شامل تکستولاریدهای کوچک، استراکد، دوکفه‌ای و قطعات اکینید است. از روزن داران پلانکتون (گلوبی‌ژرین‌ها و گلوبوروتالیدها) بخش دیگر دانه‌های اسکلتی را تشکیل می‌دهند.

نومولیتید، آمفی‌ستژینا و روتالیدهای کوچک به مقدار کمی وجود دارند. از اجزا غیر اسکلتی می‌توان به پلوئید اشاره نمود (Plate 1/2).

حضور میکرو و ماکروفسیل‌های خاص دریای باز، روزنداران شناور و بافت گلی، نشانگر تشکیل این رخساره در زیر محیط دریای باز است. رخساره فوق در مجاور میکروفاسیس A و در اعماق کمتر نهشته شده است.

C- و کستون-پکستون حاوی بایو کلاست-پلوئید-دیسکوسیکلینید و نومولیت

مهمترین مشخصه‌ی این رخساره فراوانی روزنداران کفزی بزرگ و مسطح (اوپر کولینا، دیسکوسیکلینا و نومولیت) می‌باشد. روزنداران خوب حفظ شده و نشانی از فرسایش در آنها دیده نمی‌شود. قطعات خارپوستان و دوکفه‌ای بخش دیگر دانه‌های اسکلتی را تشکیل می‌دهند. از دانه‌های غیر اسکلتی می‌توان به پلوئید اشاره نمود (Plate 1/3).

تفسیر دیرینه محیطی: فراوانی نسبی روزنداران بزرگ کفزی محیط سراسیب را مشخص می‌کند. روزن داران منفذدار مانند دیسکوسیکلینید و نومولیت‌های بزرگ و پهن (همزیست‌دار)، از قبیل اوپر کولینا و هتروستژینا در عمیق‌ترین بخش‌های حوضه تا مرز زیرین ناحیه نوری سکنی می‌گزینند (Romero et al., 2002). پس ترکیب زیست‌ناشان می‌دهد که محیط تشکیل این میکروفاسیس حدواسط محیط تشکیل رخساره‌های کفزی و پلانکتون است. این محیط شامل قسمتی از سراسیب پلاتفورم است که بین قاعده تاثیر امواج عادی و طوفانی قرار می‌گیرد. گیل (Geel, 2000) رسوبات مشابهی را از بخش ژرف تر شلف جنوب شرق اسپانیا گزارش کرده است.

D - و کستون-پکستون بیو کلاست-نومولیتیددار

این رخساره بوسیله وکستون-پکستون درشت دانه‌ی حاوی روزنداران کفزی بزرگ مشخص می‌گردد. روزنداران کفزی شامل نومولیت‌های عدسی شکل، اپرکولینا و آسیلینا است. قطعات خرد شده این روزنداران به طور نامنظم بین نمونه‌های سالم پخش شده‌اند (Plate 1/4).

نومولیت‌هایی با صدف‌های کوچک و ضخیم اجزا اسکلتی غالب رخساره D هستند. فراوانی روزنداران کفزی با دیواره منفذدار نشانگر محیط دریایی با شوری نرمال است (Geel, 2000). رسوبات حاوی نمونه‌های عدسی شکل و ضخیم نشانگر محیط‌های دریایی کم عمقتر نسبت به رخساره‌های حاوی نومولیتید و دیسکوسیکلینیدهای بزرگ و کشیده می‌باشد (Beavington-Penney and Racey, 2004; Barattolo et al. 2007). تغییر در شکل تست روزنداران کفزی منفذدار بزرگ با تغییرات عمق در توالی کربناته نواحی مختلف گزارش شده است (Geel, 2000; Beavington-Penney and Racey 2004; Nebelsick et al. 2005; Bassi et al. 2007; Barattolo et al. 2007). شکستگی نسبتاً بالای صدف روزنداران حاکی از شرایط نسبتاً پر انرژی محیط است.

E- پکستون-گرینستون بیو کلاست و پلوئیددار

این رخساره با فراوانی دانه‌های در ابعاد ماسه‌ی درشت و فاقد جورشدگی مشخص می‌گردد. اجزا اسکلتی تشکیل‌دهنده‌ی آن قطعات اکینید، دوکفه‌ای، میلیولید و روزنداران کفزی کوچک غیر قابل تشخیص هستند. از اجزا غیر اسکلتی می‌توان به پلوئید اشاره نمود (Plate 1/5).

تفسیر دیرینه محیطی: حضور موجودات استنوهالین مانند خارپوستان، ارتباط چینه‌نگاری با رخساره‌های مجاور و جورشدگی متوسط اجزاء تشکیل‌دهنده نشانگر نهشته‌شدن این رخساره در بخش‌های کم عمق دریای باز می‌باشد. بافت دانه‌ای و فونای شکسته‌شده حاکی از محیطی نسبتاً پرنرژی و احتمالاً نزدیک سطح اساس امواج است.

F- گریستون بیو کلاست و پلوئیددار

فراوانی خرده‌صدهایی از قبیل خارپوستان، دوکفه‌ای و میلیولید ویژگی مهم این میکروفاسیس است. از اجزا فراوان دیگر می‌توان به پلوئید اشاره نمود. این دانه‌ها جور شده هستند (Plate 1/6).

تفسیر دیرینه محیطی: جورشدگی و گردشدگی نسبتاً خوب و حضور سمان شرایط پرنرژی محیط تشکیل این رخساره را نشان می‌دهد. بر اساس شباهت این رخساره با میکروفاسیس استاندارد توصیف شده توسط ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۰۴) متوانیم آن را به پشته‌های ماسه‌ای نسبت دهیم.

G- پکستون-گریستون بیو کلاست، پلوئید، الوئولین و نومولیتیددار

اجزا اصلی این رخساره روزنداران کفزی، قطعاتی از ماکروفسیل‌ها و پلوئید هستند. روزنداران پورسلانوز و هیالین با یکدیگر دیده می‌شوند. روزنداران هیالین بوسیله نومولیتس‌های عدسی شکل کوچک، آمفی‌ستژینا و روتالید نشان دیده می‌شوند. در حالیکه در میان اشکال بدون منفذ میلیولید، آلوئولینا و اربیتولیتس غالب می‌باشند. کاسکولینا، لیتئونلا و تکستولارید از اجزا فرعی محسوب می‌گردند. در برخی نمونه‌ها اینتراکلاست و پلوئید وجود دارد. ماکروفسیل‌ها شامل قطعاتی از اکینید و دوکفه‌ای هستند. بافت در این رسوبات متنوع بوده و از وکستون-پکستون تا گریستون تغییر می‌کند.

این رخساره با پیدایش همزمان قطعات درشت موجودات استنوهالین (کورالیناسه‌آ، مرجان و اکینید) و روزنداران کفزی با دیواره بدون منفذ (پنروپلیس، میلیولید و تکستولاریا) مشخص می‌گردد (Plate 1/7).

H- پکستون روتالید میلیولید، پلوئید و بیو کلاست‌دار

اجزا غالب این ریز رخساره پلوئید، قطعات ماکروفسیل‌ها و روزنداران کفزی هستند. بافت دانه پشتیبان بوده و بوسیله پکستون نشان داده می‌شود. روزنداران کفزی عمومیت داشته و شامل روتالید و میلیولید هستند (Plate 1/8).

سایر اجزا زیستا شامل قطعات اکینید و دوکفه‌ای هستند. جلبک داسی‌کلاداسه به مقدار کم وجود دارد.

تفسیر دیرینه محیطی: پیدایش همزمان موجودات استنوهالین و روزنداران کفزی با دیواره بدون منفذ و موقعیت چینه‌نگاری میکروفاسیس‌های H و G نشانگر تشکیل این رخساره در بخش شلف داخلی با گردش آزاد آب است. تالاب‌های کم عمق باز با ریزرخساره‌هایی مشخص می‌شود که شامل مخلوطی از فونای دریای باز و محیط محدود شده است. نبلسیک و همکاران (۲۰۰۱)، کردا و براندانو (۲۰۰۳) و وزیری‌مقدم و همکاران (۲۰۰۶)، شاه‌کرمی و همکاران (۲۰۰۷ b) رخساره‌ای مشابه را از تالاب باز گزارش کرده‌اند.

I- وکستون - پکستون - گرینستون روزندار بدون منفذ، پلوئید و بیوکلاست‌دار

در این میکروفاسیس زیستای کفزی متنوعی از قبیل روزنداران کفزی بدون منفذ (آلوئولینا، اربیتولیتس، میلیولید، رافیدیونینا، والولینا، کاسکینولینا) جلبک سبز، مرجان و قطعات شکم‌پایان با مقادیر متفاوت حضور دارند. بافت از وکستون-پکستون تا گرینستون متغیر است (Plate 2/1).

تفسیر دیرینه محیطی: محیط رسوبی این ریزرخساره به محیط زیرجزری کم عمق محدود شده نسبت داده می‌شود. این تفسیر با توجه به تنوع کم فونا و فراوانی روزنداران کفزی بدون منفذ تایید می‌گردد. فراوانی میلیولیدهای کوچک و اربیتولیتس همراه با حضور جلبک سبز موقعیت شلف داخلی نزدیک ساحل را پیشنهاد می‌کند. (Rasser et al. 2005; Scheibner et al. 2007).

J- وکستون - پکستون پلوئید‌دار

این ریزرخساره با فراوانی پلت و پلوئید مشخص می‌گردد. ماتریکس اساسا میکرایت است و در آن بیوکلاستی مشاهده نمی‌شود.

در این میکروفاسیس قطعات اسکلتی دوکفه‌ای، شکم‌پا، اکینید و استراکد با صدف نازک وجود دارند. اندکی روزنداران کفزی از قبیل میلیولید، شکم‌پا و روتالید نیز وجود دارند. این رخساره دارای ماتریکس ریز دانه است و با انیدریت بین لایه می‌باشد (Plate 2/2).

تفسیر دیرینه محیطی: این رخساره فقدان بیوکلاست و غالب بودن پلوئید نشانگر ته‌نشست رسوبات در محیط تالاب کم عمق محدود شده با انرژی کم و چرخش محدود آب است (Tomasovych 2004).

K- وکستون کاروفیت و روتالید‌دار

روتالیدهای کوچک و کاروفیت اجزا غالب این ریزرخساره هستند. آنها توسط ماتریکس میکرایتی در بر گرفته شده‌اند. در ناحیه مورد مطالعه این رخساره پیدایش محدودی داشته و در بخش بالایی توالی مشاهده می‌شود (Plate 2/3).

تفسیر دیرینه محیطی: این رخساره در داخلی‌ترین نواحی شلف داخلی و خیلی محدود شده تا لب‌شور نهشته شده است. فراوانی روتالیدهای کوچک و کاروفیت تاییدی بر این امر است. هیچ گونه شواهدی دال بر خروج از آب رسوبات مشاهده نشده است.

(Geel, 2000; Romero et al., 2002; Schmiendl et al., 2002).

L- مادستون

این رخساره عمدتاً از گل کربناته بدون آثار اسکلتی تشکیل گردیده است (Plate 2/4). در برخی از مقاطع کمتر از ۱۰٪ ذرات آواری کوارتز مشاهده می شود. تفسیر دیرینه محیطی: حضور فراوان گل آهکی و فقدان آثار اسکلتی مؤید تشکیل این رخساره در لاگون به سمت ساحل می باشد.

M- مادستون با فابریک چشم پرنده ای

قسمت عمده این رخساره را گل آهکی تشکیل می دهد. حفرات چشم پرنده ای، بارزترین ویژگی این رخساره است.

تفسیر دیرینه محیطی: ساختمان چشم پرنده ای نشانگر یک مرحله خروج از آب بوده و حاکی از تشکیل این رخساره در محدوده جزرومدی است (Plate 2/5).

N- استروماتولیت باندستون

این میکروفاسیس به صورت تناوب لایه های تیره و روشن دیده می شود. لایه های تیره حاکی از فعالیت سیانوباکتریها است (Plate 2/6).

تفسیر دیرینه محیطی: با توجه به محیط های رسوبی عهد حاضر و گذشته، محققین مختلف محیط تشکیل این رخساره را به پهنه جزر و مدی نسبت داده اند (Flugel 1982; Hardie 1986; Steinhilber and Walker 1996; Lasemi 1995; Hernandez-Romano 1999; Aguilera-Franco and Hernandez-Romano 2004).

Plate 1. 1; Microfacies A, Planktonic foraminifera wackestone (Sample No., M16), Scale bar: 0.5mm. 2; Microfacies B, Planktonic foraminifera peloid bioclast wackestone (Sample No., M23), Scale bar: 0.5mm. 3; Microfacies C, Discocyclinidae nummulitidae peloid bioclastic wackestone-packstone (Sample No. M42), Scale bar: 0.5mm. 4; Microfacies D, Nummulitidae bioclastic wackestone-packstone (Sample No. M96), Scale bar: 0.5mm. 5; Microfacies E, Bioclast peloid packstone-grainstone (Sample No., M47), Scale bar: 0.5mm. 6; Microfacies F, Bioclastic peloid grainstone (Sample No., M52), Scale bar: 0.5mm. 7; Microfacies G, Nummulitidae Alveolina peloid bioclastic packstone-grainstone (Sample No., M38), Scale bar: 0.5mm. 8; Microfacies H, Miliolids rotaliids peloid bioclastic packstone (Sample No., M189), Scale bar: 0.5mm.

Plate 1

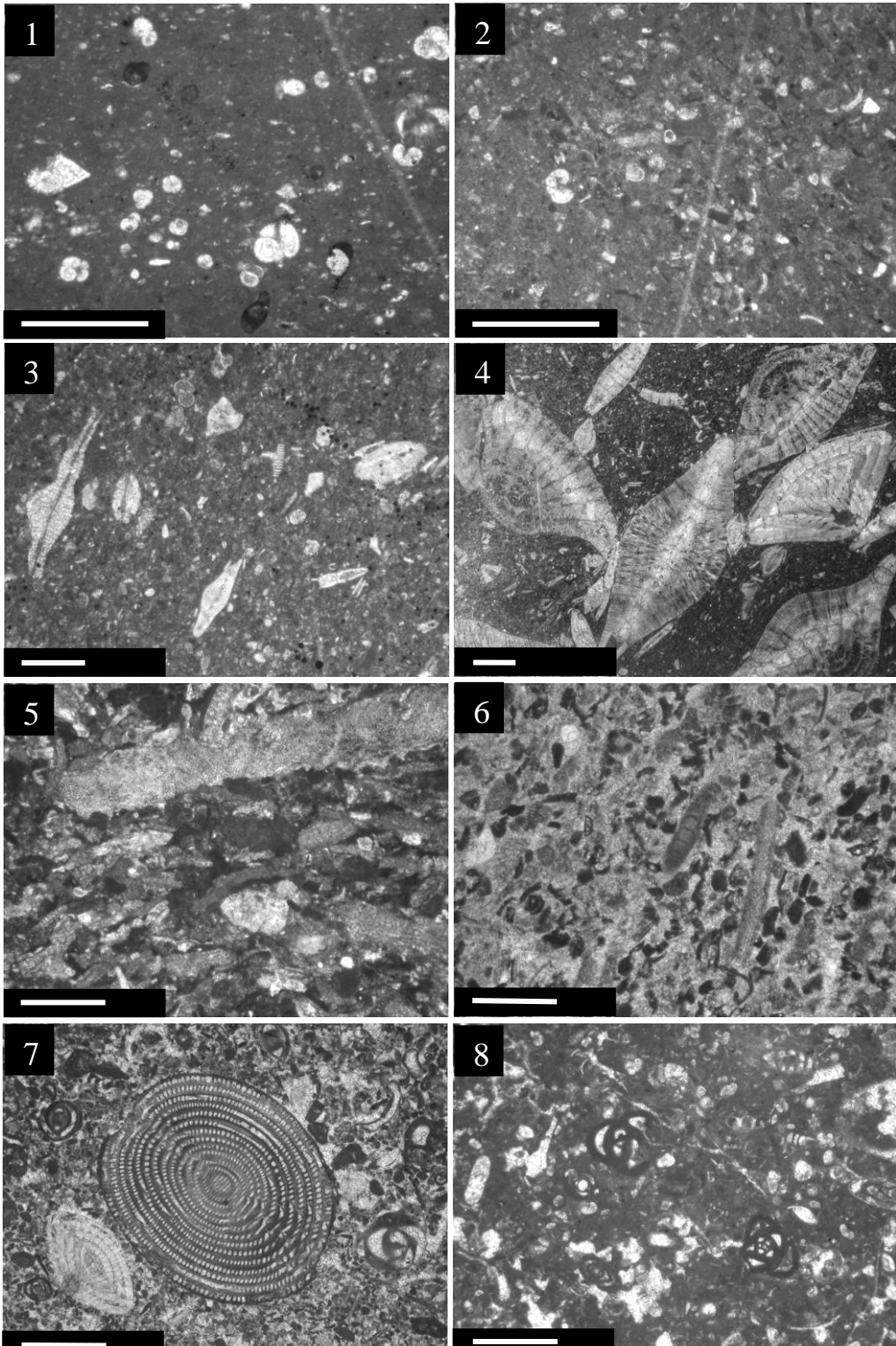
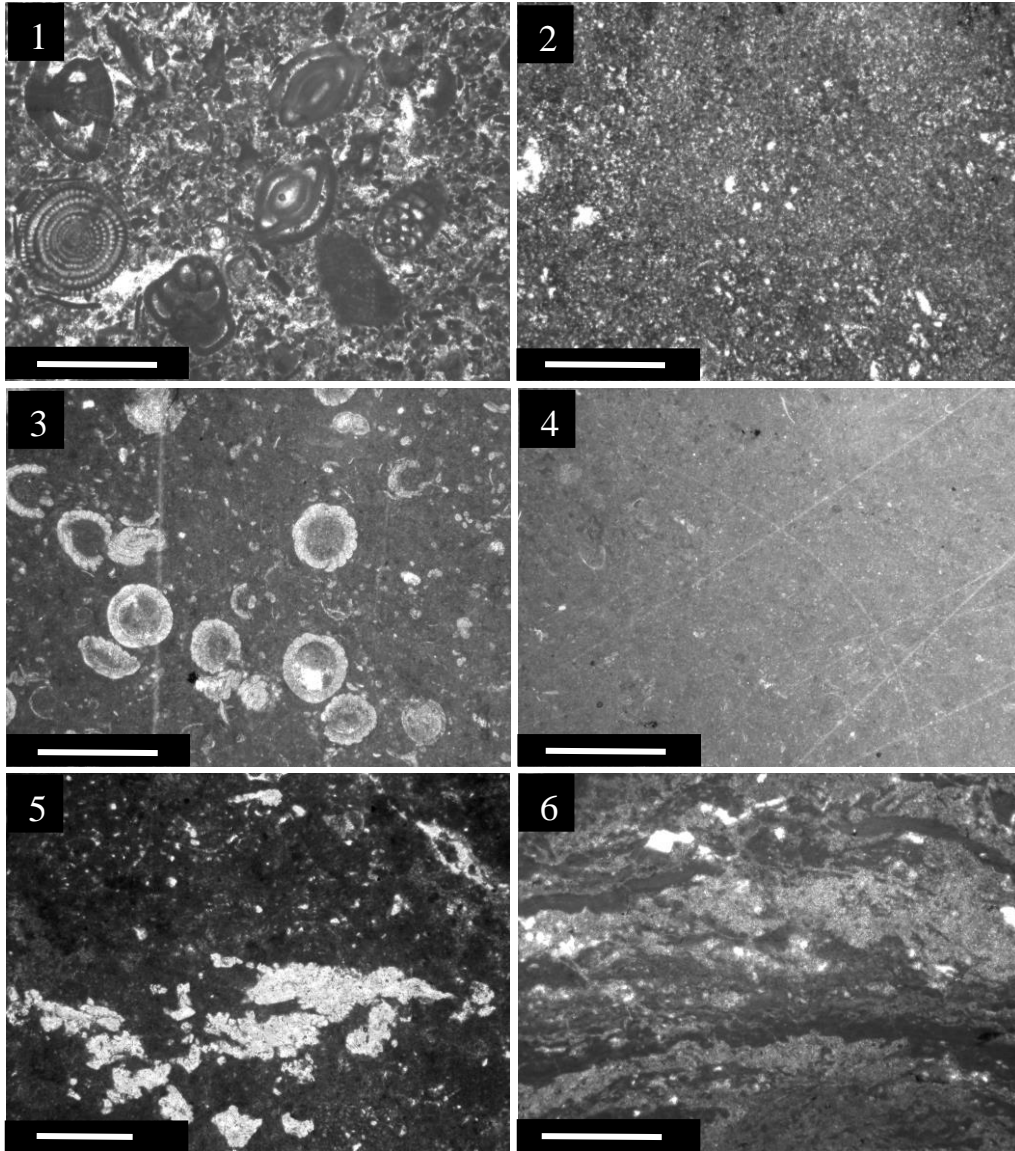


Plate 1.1, microfacies I, imperforated foraminifera period bioclastic wacke-pack-grainstone (Sample No., M40), Scale bar: 0.5mm. 2; Microfacies J, Pelloidal wacke-packstone (Sample No.,

M197), Scale bar: 0.5mm. 3; Microfacies K, Small rotaliids charophyt wackestone (Samples No., G79, M176). Scale bar 3: 0.5mm. 4; Microfacies L, Mudstone (SampleNo., M180), Scale bar: 0.5mm. 5; Microfacies M, Fenestrate mudstone (Samples No.,M195). Scale bar: 0.5mm. 6; Microfacies N, Stromatolitic boundstone (Sample No., M178), Scale bar: 0.5mm.

Plate 2



۴-۳-مدل رسوبی

جهت تشخیص رخساره های میکروسکوپی و محیط تشکیل آن ها از شواهد سنگ شناسی، فسیل ها و ساخت های رسوبی استفاده شده است.

به طور کلی توالی های رخساره ای کربناته حاصل تغییرات محیطی هستند (Tucker and Wright, 1990). لذا می توان با شناسائی رخساره های سنگی، موقعیت تشکیل آن ها و با توجه به قانون والتر (Walter 1884) در (Middelton, 1973) محیط رسوبگذاری را تفسیر و مدلی برای ته نشست این رسوبات ارائه داد. برای ارائه مدل رسوبی رخساره های کربناته سازند آسماری از مطالعات محیط های عهد حاضر (Tucker and Wright, 1990; Reading, 1996) و مدل های ارائه شده توسط

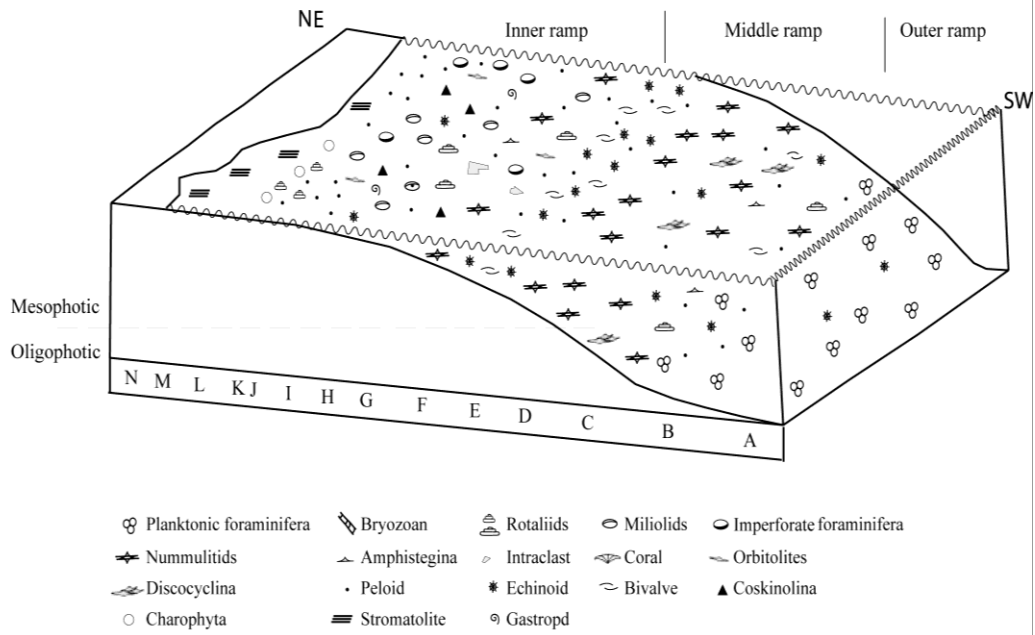
Burchette and Wright, 1992; Read, 1985; Geel, 2000 استفاده شده است.

براساس شناسایی و تفکیک رخساره های سنگی موجود در سازند جهرم در برش مورد مطالعه مدل رسوبی سازند جهرم از نوع رمپ بوده و شامل رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی است.

رمپ خارجی با فراوانی روزنداران شناور مشخص می گردند. این رخساره در بخش پایینی توالی مشاهده می گردد. رسوبات با لایه بندی منظم و گسترش جانبی وسیع حاوی روزنداران شناور، در بخش پایینی توالی نشانگر رخساره های رمپ خارجی است.

رسوبات بیوکلاستی دانه درشت که اساساً از نومولیتیدها و دیسکوسیکیلینیدهای بزرگ و کشیده تشکیل شده مشخص کننده رخساره های رمپ میانی است. فراوانی روزنداران کفزی بزرگ با دیواره ی منفذدار نشانگر شرایط الیگوتروفی است. رخساره بخش پایینی دامنه از رخساره بخش بالایی دامنه با افزایش در اندازه، مسطح شدن تست و حضور روزنداران شناور مشخص می گردد.

رخساره های شلف داخلی با حضور روزنداران کف زی با دیواره بدون منفذ و منفذدار و خرده های اسکلتی نرمتان و اکینید مشخص می شوند. رخساره مادستون کوارتزار نیز در بخش به سمت ساحل تشکیل شده اند. رخساره های پری تایدال با باندستون استروماتولیتی مشخص می شوند. امروزه استروماتولیت ها در محدوده زیر جزر و مدی سواحل دیده می شوند، به نظر می رسد رخساره استروماتولیتی در ناحیه مورد مطالعه به مانند خلیج فارس مربوط به پهنه جزر و مدی است (شکل ۶-۳). شرایط نامساعد محیط همانند شوری بالا، با ساختمان های میکروبیال، روزنه ای و فقدان فونا مشخص می گردد.



شکل ۳-۶- مدل رسوبی سازند چهارم در ناحیه مورد مطالعه

فصل چهارم: چینه‌نگاری سکانسی

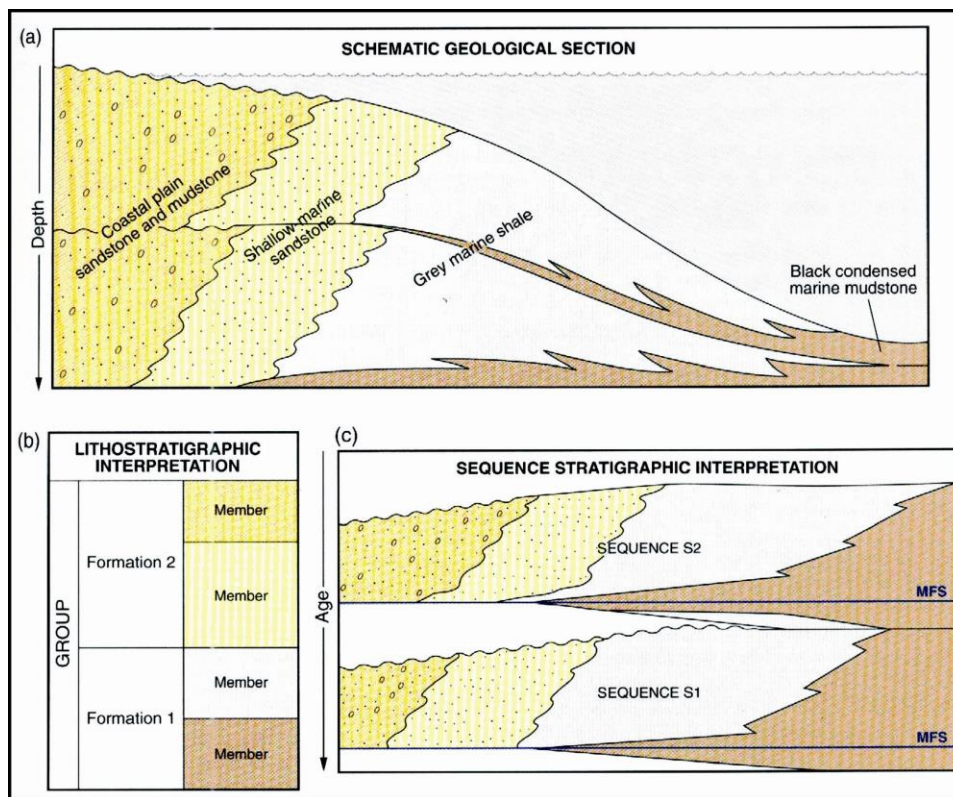
مبانی چینه‌نگاری سکانسی

در تقسیمات لیتواستراتیگرافی رسوبات براساس خصوصیات فیزیکی و ظاهری سنگ‌شناسی و بدون در نظر گرفتن همزمانی آنها تقسیم می‌شوند. در چینه‌نگاری سکانس‌ها دسته رسوبات همزمان را با هم تطابق می‌نمایند بنابراین یک چارچوب زمانی و حالت ۴ بعدی را معین می‌نماید که در کار اکتشاف نفتی رسوبات مخزنی، سنگ‌های منشاء و سنگ‌های نفوذ ناپذیر در درون آن مدل قرار می‌گیرند، در نتیجه توانایی بیشتری در پیش‌بینی‌های اکتشافات هیدروکربوری خواهد داشت، و بطوری که امروزه چینه‌نگاری سکانسی در تطابق چینه‌های بویژه در مطالعات زمین‌شناسی تحت الارضی جایگاه ویژه‌ای را به خود اختصاص داده است (شکل ۱-۴).

چینه‌نگاری سکانسی در واقع نوعی آلوستراتیگرافی (Allostratigraphy) است که در آن توالی‌های چینه‌ای با استفاده از ناپیوستگی‌ها (Unconformities) مانند سطوح فرسایش (Erosion Surface)، سطح حداکثر طغیانی آب دریا (Maximum Flooding Surface)، طوفان زاردها (Storm-dominated) و یا مرزهای تدریجی به عنوان شاخص‌های زمانی، طبقه‌بندی و تفسیر می‌شوند:

یک سکانس رسوبی ایده‌آل، یک چرخه کامل رسوبی است که توسط ناپیوستگی‌های فرسایشی احاطه شده است ولی هر چه به سمت حوضه حرکت نمائیم مرزهای پیوسته جای ناپیوستگی‌ها را می‌گیرند. سکانس‌ها توالی نسبتاً پیوسته‌ای از رسوبات هستند که از نظر زایشی با هم ارتباط دارند و تغییرات فضای قابل رسوبگذاری (Accommodation Space) و توزیع رسوبات سازنده‌شان را کنترل می‌کند

سکانس‌ها درجه‌بندی شده هستند؛ سکانس‌های درجه‌ اول و دوم توسط تغییرات تکتونیکی و تکتونویوستاتیکی (Tectono-eustatic) ایجاد شده‌اند و سکانس‌های درجه‌ چهارم، پنجم و ششم حاصل تغییر سطح آب دریا بر اثر تغییرات اقلیمی با بسامد تغییرات مداری میلانکوویچ (Milankovitch) هستند اما بیشتر سکانس‌های درجه سوم حاصل آمیزه‌ای از تغییرات تکتونیکی و گلاسیو-یوستاتیکی (Glacio-eustatic) می‌باشند



شکل ۱-۴- مقایسه شماتیک تطابق‌های لیتواستراتیگرافی و سکانس استراتیگرافی (Sharland et al., 2001). قسمت (a) مقطع شماتیک عمقی از رسوبات تخریبی پیشرونده (Prograding) قسمت (b) تطابق لیتواستراتیگرافی سنگ‌های با لیتوفاسیس یکسان، قسمت (c) در حالیکه چین‌نگاری سکانس، سنگ‌های هم سن را با یکدیگر تطابق می‌نماید و سطح MFS، نماینده سطحی هم‌زمان (در یک ناحیه فرونشست و رسوبگذاری) می‌باشد. این سطوح بصورت افقی در چارت‌های کروئواستراتیگرافی نشان داده می‌شوند.

یکی از نشانه‌های کاهش عمق، ممکن است افزایش ضخامت لایه‌ها رو به بالا (Thickening Upward) می‌باشد که با بررسی این تغییرات در توالی‌های چین‌های می‌توان چرخه‌های درجه چهارم تغییرات سطح نسبی آب دریا را بازسازی نمود.

با استفاده از داده‌های رخساره‌های زیستی و سنگی می‌توانیم تغییر شرایط محیط دریایی مانند تغییرات عمق را بازسازی و سکانس‌ها را تشخیص داد. بر اساس قانون والتر پیش‌نشینی (Progradation) یا پس‌نشینی (Retrogradation) کمربندهای رخساره‌ای بازتاب تعادل بین فضای قابل رسوب و میزان تولید رسوب است.

در سیستم تراکت پیشرونده (Transgressive System Tract) TST روند افزایش عمق و در سیستم تراکت تراز بالا (Highstand System Tract) HST روند کاهش تدریجی عمق حوضه دیده می‌شود. سطح حداکثر طغیانی آب دریا (Maximum Flooding Surface) MFS دسته‌های رسوبی TST و HST را از هم جدا می‌کند و در رسوبات پیشرونده، سکانس توسط مرز سکانس (Sequence Boundary) از رسوبات پیش‌نشینی سکانس قبلی جدا می‌شوند. معمولاً در مقطع پلانفرم کربناته نهشته‌های تراز پائین (Lowstand System Tract) LST

دیده نمی‌شود. در زمان تراز پائین (LST) سطوح کارستی، دیرینه‌خاک‌ها (مایکروکودیوم) یا بریدگی‌های فرسایشی بوجود می‌آیند (Geel, 2000). در سکوی‌های کربناته، تولید کربنات و فضای قابل رسوب عوامل مستقلی نیستند و هر دو توسط تغییرات سطح آب و مورفولوژی کف حوضه کنترل می‌شوند. تغییرات سطح آب، هم بر تولید کربنات اثر می‌گذارند و هم فضای قابل رسوبگذاری را تغییر می‌دهند. بنابراین وضعیت رخساره‌های کربناته بازتاب دقیقی از نوسان‌های نسبی سطح آب دریا است. عوامل زیادی محیط‌های رسوبی یا سکانس‌ها را ایجاد می‌کنند که مهمترین آنها عبارتند از:

- ۱) فرونشست محلی که باعث افزایش فضای قابل رسوب می‌شود.
- ۲) حرکات تکتونیکی متفاوتی که مورفولوژی سکو را تعیین می‌کند.
- ۳) تغییرات یوستاتیکی که منشاء اقلیمی دارند.
- ۴) تغییرات شرایط بوم شناختی مانند دما، شوری، انرژی، شیمی آب دریا، شفافیت، میزان مواد مغذی که باعث تغییر تولید کربنات‌ها توسط موجودات درون حوضه می‌شود.
- ۵) الگوی بارش و ترکیب مواد خشکی مجاور حوضه که میزان و نوع مواد آواری وارد شده به حوضه را کنترل می‌کنند.

۶) امواج و جریان‌های حمل‌کننده رسوبات.

در چینه‌نگاری سکانسی چرخه‌های درجه سوم حاصل از تغییرات نسبی سطح آب دریا اهمیت زیادی دارند. مهمترین عامل کنترل‌کننده ترکیب رخساره‌های کربناته عمق آب است. تغییرات عمق باعث تغییر منظم انواع دانه‌های اصلی تشکیل‌دهنده کربنات می‌شوند. در مدل‌های رایج سطوح انفصالی مانند سطوح حاصل از خروج حوضه از زیر آب یا سطح حداکثر طغیانی آب دریامبنای تقسیم‌بندی سکانس به دسته‌های رسوبی هستند. اما عوامل محیطی بوجود آورنده این دسته‌های رسوبی، بطور پله‌ای عوض نمی‌شوند بلکه تغییر تدریجی آنها باعث تغییرات پیوسته‌ای در تفوق هر نوع دانه کربناته می‌شود.

پاراسکانس طبق تعریف "توالی نسبتاً پیوسته در ارتباط با لایه یا دسته لایه‌ها که بطور ژنتیکی با سطوح سیلابی دریایی یا سطوح معادل آن محدود می‌شوند (Van wagoner et al., 1988)" و اجتماع پاراسکانس‌ها که محصول چرخه‌های درجه چهارم یا پنجم تغییر سطح آب دریا هستند، سیستم تراکت‌ها یا دسته‌های رسوبی را بوجود می‌آورد و آنها هم در کنار هم سکانس را تشکیل می‌دهد. در حالت سیستم تراکت پیشرونده (TST) روند کلی افزایش عمق حوضه است، هر چند در پاراسکانس‌ها ممکن است، کاهش عمق به سوی بالا دیده شود.

سطوح اصلی لایه‌بندی

همانگونه که ملاحظه شد سکانس به توالی‌های رسوبی که بین دو مرز دارای سطوح ناپیوستگی و یا سطوح معادل و قابل تطابق (Correlative conformities) قرار می‌گیرد، اطلاق می‌گردد (شکل ۲-۷).

سطوح اصلی مرزی در چینه‌نگاری سکansı به دو صورت است ۱- مرزهای سکansı (Sequence Boundaries) ۲- سطح حداکثر طغیانی آب دریا (MFS). مشخصات هر یک به شرح ذیل می‌باشد.

۱- **مرزهای سکansı (SB):** این سطوح که معمولاً حاوی نشانه‌های وقوع فرسایش‌اند. چرخه‌های رسوبی را از هم جدا می‌کند (مرز سکانس نوع ۱، SB₁). تغییر ناگهانی رخساره از عمیق به کم عمق هم نوعی مرز سکansı را نشان می‌دهد (مرز سکانس نوع ۲، SB₂).

ویل (Vail et al., 1977, 1984, 1991) سکانس‌های رسوبی را بر مبنای ناپیوستگی‌ها که نشانگر نبود چینه‌شناسی است، تفکیک می‌نماید. طبق تعریف این مرزها نشان دهنده یک فاصله زمانی و نبود چینه‌ای می‌باشند. تعیین سن سطوح معادل آنها بسیار مطمئن است ولی در عمل بسیار مشکل می‌باشد. مرزهای سکansı از نظر سنی بسیار متغیر بوده و می‌تواند جوانتر از لایه‌های بریده شده و قدیمی‌تر از لایه‌های رسوبی که روی آنها قرار می‌گیرند، باشند.

در چینه‌نگاری سکansı در محدوده صفحه عربی (Sharland et al., 2001) برای تشخیص مگاسکانس‌ها (سکانس‌های رده اول) از تعریف فوق استفاده شده است. اگر در هنگام افت، سطح آب از لبه فلات قاره‌ای بالاتر باشد با تشکیل زمین‌سخت (Hardground) به خاطر افت شدید تولید، مرزهای سکansı نوع دوم ایجاد می‌شوند.

۲- **سطح حداکثر طغیانی آب دریا (MFS):** در هنگام بیشترین جابجایی خط ساحلی به درون خشکی (زمان حداکثر پیشروی) این سطح رسوبی بوجود می‌آید. سطح حداکثر طغیانی آب دریا (MFS) را که در بیشتر محیط‌های رسوبی، معمولاً افق‌های چینه‌ای را نشان می‌دهد، نسبت به مرزهای سکانس آسانتر قابل تشخیص و تعیین سن آنها را که به سهولت امکان پذیر می‌باشد، مطرح می‌نماید. گالووی (Galloway, 1989) با استفاده از سطح حداکثر طغیانی آب دریا (MFS) مرز سکانس چینه‌شناسی هم منشاء (Genetic Stratigraphic Sequence) را بیان نمود. گالووی سطح حداکثر طغیانی آب دریا را بعنوان خط زمانی در تغییرات مهم رسوبی و سازمان یافتگی جدید در رسوبات می‌داند در نتیجه وی سطوح مذکور را در تقسیمات چینه‌شناسی بسیار مناسب می‌داند.

در زمینه نظریه‌های گالووی انتقادهای زیادی صورت گرفته است و چنین مطرح می‌گردد. که گرچه سطح حداکثر طغیانی آب دریا خطوط بسیار عالی زمانی را تشکیل می‌دهند، اما ناپیوستگی‌ها ابزار بهتری در جهت عمق سنجی و تشخیص الگوی هندسی فضای قابل رسوبگذاری می‌باشد. قابل تأمل است که دانش تشخیص فضای قابل رسوبگذاری و خصوصاً محل شکست شیب قاره بسیار مهم می‌باشند، بطوریکه این محل‌ها شکل هندسی رسوبات را کنترل می‌کنند. برای مثال قسمت اعظم ماسه‌سنگ‌ها در دوره تراز پایین LST در پایین شیب فلات قاره (بیشتر بالای سطح ناپیوستگی) رسوب می‌نمایند. از انتقادهای دیگر اینکه نبود چینه‌شناسی که یک ناپیوستگی را تشکیل می‌دهد طبق نظریه گالووی در درون سکانس چینه‌ای هم منشاء (GSS) قرار می‌گیرد. بنابراین چنانچه تعداد توقف‌های طولانی در رسوبگذاری دیده شود و یا قسمت زیادی از توالی فرسایش پیدا کند، استفاده از روش گالووی با مشکل مواجه می‌شود، با این وجود در مواردی که شناسائی

مرزهای سکانس (مانند توالی‌های کربناته) مشکل می‌گردد، از روش گالووی (Galloway, 1989) استفاده شده است (Sharland et al., 2001).

برش اردل قابل تفکیک به ۳ سکانس رسوبی درجه سوم به شرح زیر می‌باشد (شکل ۲-۴).

سکانس رسوبی اول

مرزربین سازند جهرم و پابده به عنوان مرز پایینی سکانس ۱ در نظر گرفته شده و با تغییرات ناگهانی رخساره از پلاژیک به لاگون مشخص می‌گردد. چنین تغییری از رسوبات دریای باز به تالاب انعکاسی از کاهش در عمق آب است. در سکانس ۱ رسوبات شلف داخلی بو وسیله رسوبات کم عمق دریای باز و سپس رسوبات مناطق عمیق دریا جایگزین می‌شود. این روند عمیق‌شدگی تدریجی نشانگر پیشروی مجدد و ته‌نشست رخساره‌های متعلق به TST می‌باشند. سطح حداکثر غرق‌شدگی (mfs) با رخساره نازکی از دریای باز (وکستون حاوی روزنداران شناور) مشخص می‌گردد. با سکون نسبی سطح آب دریا رخساره‌های مرتبط با HST با ته‌نشست رخساره‌های کم عمق دریای باز (وکستون-پکستون با نومولیتیدهای کوچک و تخم‌مرغی) شروع شده و در نهایت به رسوبات تالاب محدود شده (وکستون-پکستون با روزنداران کفزی بدون منفذ) ختم می‌شود. مرز بالایی این سکانس با باندستون استروماتولیتی مشخص می‌گردد.

سکانس رسوبی دوم

پس از رسوبگذاری اینترا-سوپراتایدال بالاترین بخش سکانس ۱، پیشروی مجدد منجر به رسوبگذاری رخساره-های دریایی کم عمق محدود شده می‌گردد که با رسوبات تالاب باز دنبال می‌گردد (TST). رسوبات HST با تغییرات تدریجی رسوبگذاری از تالاب باز به تالاب محدود شده مشخص می‌شود. رسوبات متعلق به حداقل سطح آب دریا (LST) در این سکانس متعلق به انیدریت‌های زیرین است که در فروافتادگی‌های حوضه و بر اثر قطع ارتباط حوضه با آب‌های آزاد ته‌نشست پیدا کرده‌اند. مرز بالایی این سکانس با رخساره مادستون با فابریک روزنه‌ای تعیین شده و نشانگر کم‌عمق‌ترین ریزرخساره است.

سکانس رسوبی سوم

افزایش فضای قابل رسوبگذاری بر اثر پیشروی مجدد با ته‌نشست رخساره تالاب مشخص می‌گردد. فاصله زمانی طولانی از شرایط رسوبگذاری تالابی، انعکاسی از تعادل بین فضای قابل رسوب و رسوبگذاری است که با الگوی انباشتگی عمودی Aggradational مشخص می‌گردد. مرز بین سازند جهرم و سازند آسماری با مرز سکانشی نوع ۱ مشخص می‌شود.

فصل پنجم

نقش گسله‌ها در ژئومتری حوضه‌های رسوبی و-

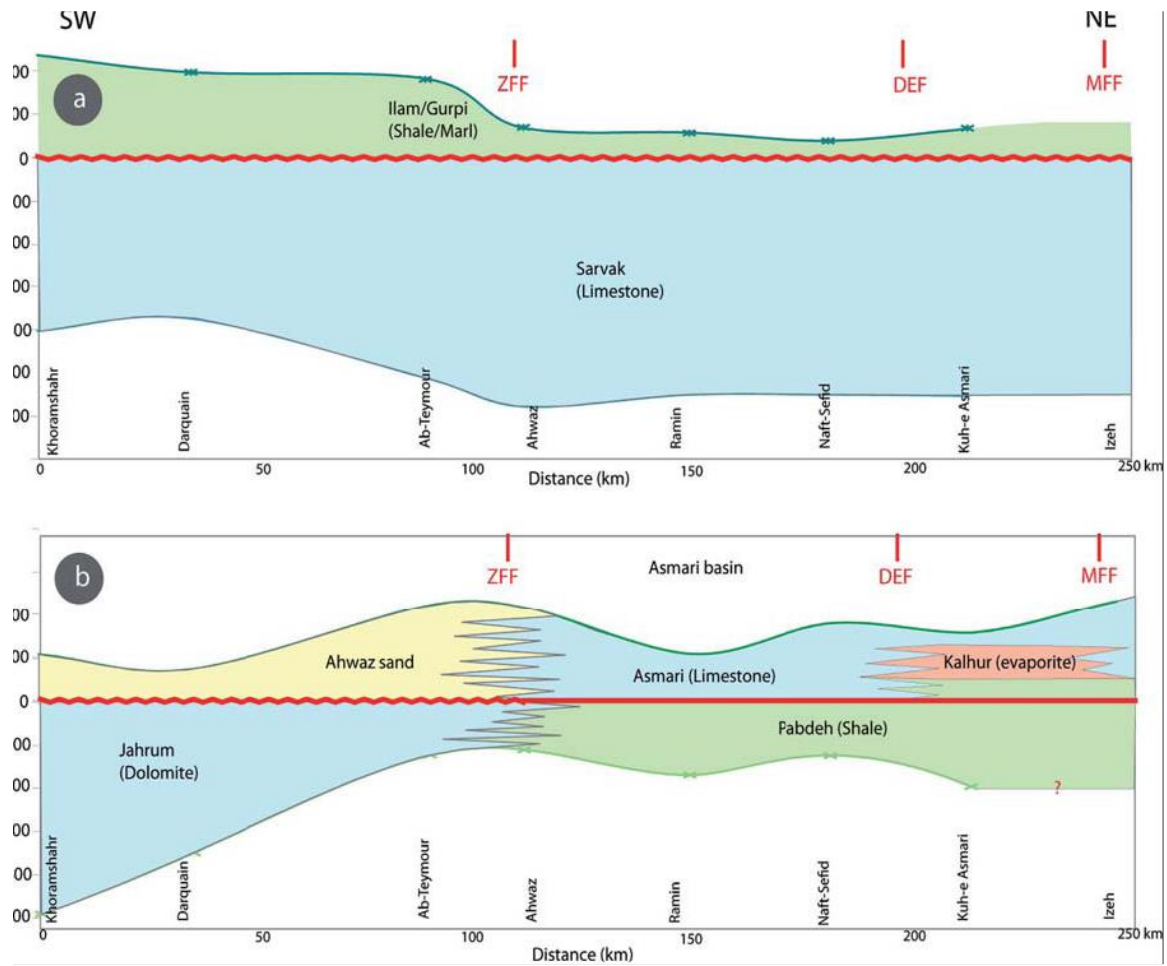
تغییرات جانبی رخساره‌ها در طی سنوزوئیک

در حوضه زاگرس در طی رسوبگذاری سنوزوئیک، گسله‌هایی در اثر حرکت‌های قائم پی‌سنگ ایجاد شده که در خشکی‌زایی و رسوبگذاری منطقه نقش داشته‌اند. این گسله‌ها همزمان با رسوبگذاری فعال بوده و با حرکات خود، در تغییر رخساره واحدهای سنگی و نبوده‌های رسوبی نقش داشته‌اند.

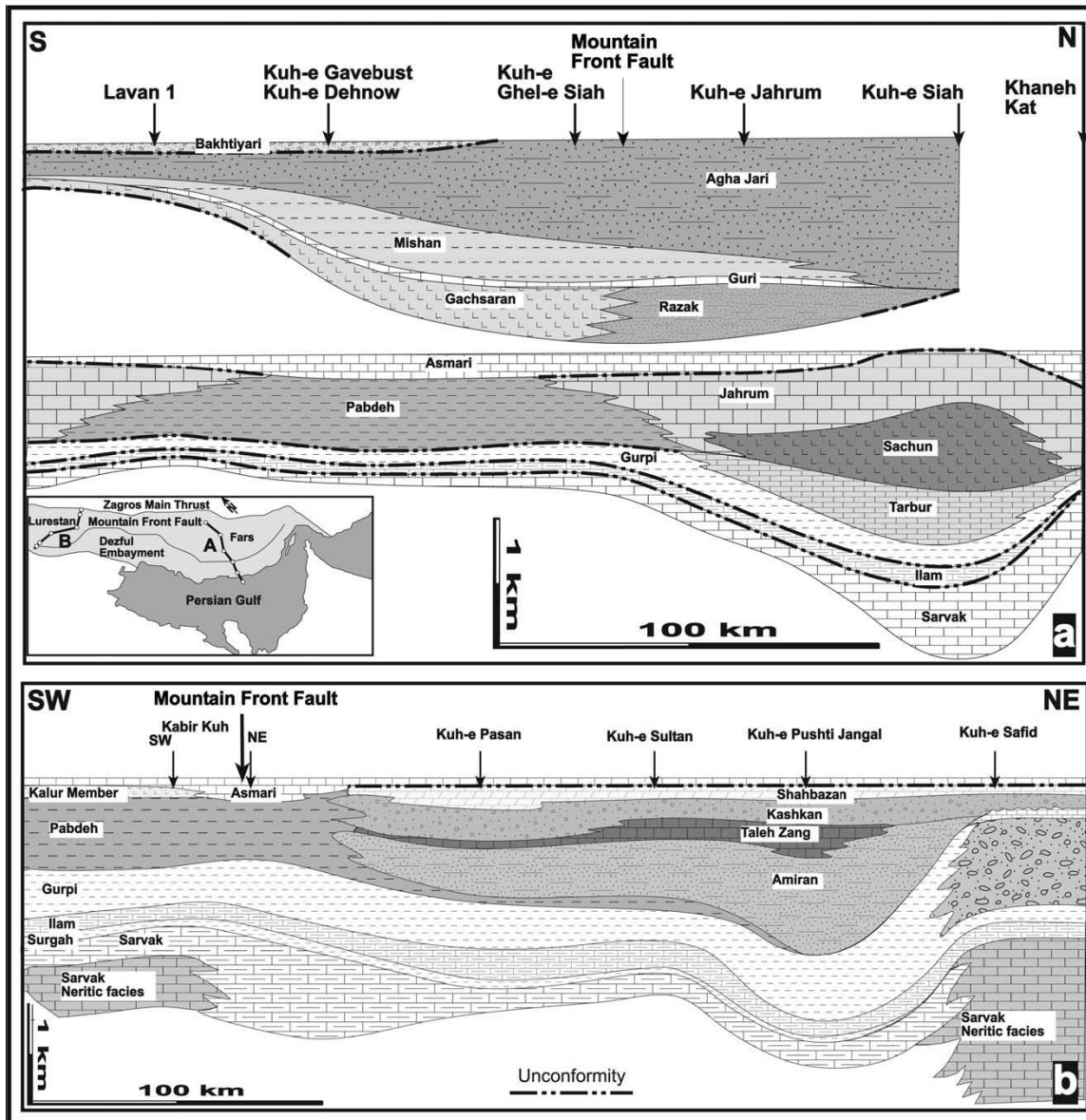
برش‌های چینه‌نگاری تهیه شده در زاگرس چین‌خورده در مسیری انتخاب گردیده که امتداد گسله‌های مورد نظر (Mountain Front and Bala Rud Fault Zones) را قطع کرده و تاثیر آنها را در رسوبگذاری شاهد هستیم. این گسله‌ها با حرکات عمودی خود فضای قابل رسوبگذاری را تحت تاثیر قرار داده و سبب تغییر در ضخامت رسوبات در نواحی مختلف می‌گردند (شکل ۱-۵). در حین رسوبگذاری سازند سروک حوضه تحت تاثیر گسله‌ها نبوده و از ضخامت یکسانی برخوردار است در حالیکه تغییرات مهمی درون سازند پابده، جهرم و آسماری دیده می‌شود. هم تغییر ضخامت و هم تغییر فاسیس‌ها با محل گسله‌های پی‌سنگی مطابقت دارد. در طی پالئوسن-ائوسن، حوضه‌ی فورلند زاگرس تحت تاثیر Mountain Front Fault بوده و بر اثر آن حوضه به دو زیر حوضه موازی، یکی در شمالشرق که در آن تخریبی‌ها و کرنات‌ها تجمع پیدا کرده و دیگری در جنوبغرب، جاییکه شیل‌های سازند پابده رسوب کرده، تقسیم شده است. به سمت شمالشرق Mountain Front Fault نواحی فارس و لرستان تاریخچه رسوبگذاری متفاوتی در طی سنوزوئیک داشته‌اند. همانطور که در شکل در نواحی فارس دیده می‌شود، سازند ساچون در بالای سازند تاربور قرار گرفته و هر دو محدود به شمالشرق Mountain Front Fault هستند. بر عکس در بخش شمالشرق لرستان سکانس ضخیمی از تخریبی‌ها و لایه‌های قرمز (سازندهای امیران و کشکان) آهک و دولومیت‌های (سازندهای تلزنگ و شهبازان) در این پرپود توسعه داشته‌اند (شکل ۲-۵ ب). در ائوسن پسین، ناپیوستگی ناشی از پسروی فقط در شمالشرق Mountain Front Fault در نواحی لرستان و فارس مشاهده می‌شود. این پسروی رسوبات منطق عمیق‌تر (سازند پابده) را در جنوبغرب Mountain Front Fault تحت تاثیر قرار نداده است (شکل ۲-۵). حداکثر ضخامت سازند آسماری در گوشه شمالشرق فروافتادگی دزفول مشاهده

می‌شود. این تغییر ضخامت ناشی از عملکرد گسله‌های 'Bala Rud' Fault Zones and 'Mountain Front' می‌باشد. گسترش بخش تبخیری کلهر از روند شرفی-غربی گسل بالارود و روند شمالغرب-جنوبشرق Mountain Front fault تبعیت می‌کند. این تغییر فاسیس‌ها و تغییر ضخامت نشانگر فعال بودن گسله‌ها در طی الیگوسن-میوسن پیشین است (شکل ۲-۵).

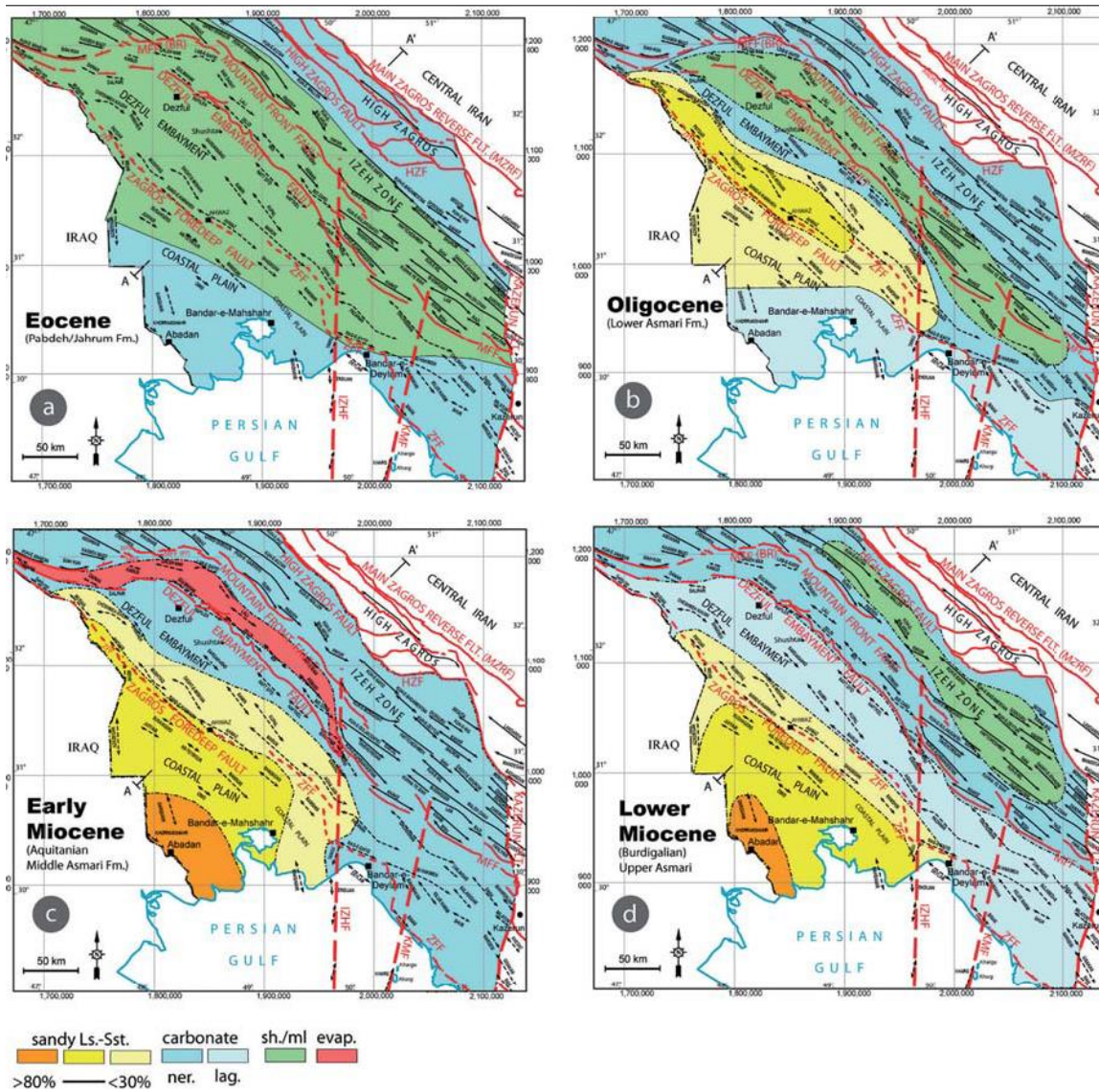
محیط رسوبی و جغرافیای دیرین حوضه زاگرس بر پایه اطلاعات رخنمونها و چاه‌ها بازسازی شده است. در طی پالئوسن و ائوسن سازنده پابده و رخساره‌های کریناته کم عمق جهرم نهشته شده‌اند. در الیگوسن سازند آسماری و بخش ماسه سنگ اهواز تشکیل شده‌اند. در الیگوسن بالایی-میوسن تغییر مهمی در محیط رسوبی دیده می‌شود که این تغییر رخساره‌ها با روند اصلی گسله‌های فروافتادگی دزفول و Mountain Front fault مطابقت می‌نماید. در مرکز حوضه، رخساره‌های حوضه‌ای (مارن و شیل‌های پابده) به رخساره‌های تبخیری تبدیل می‌شوند. در طی بوردیگالین پیشروی دریا سبب ته‌نشست بخش بالایی آسماری شده که به سمت بخش شمالی گسل Mountain Front fault رخساره آن عمیق‌تر می‌گردد. این تغییر تاگهانی رخساره (هم جانبی و هم عمودی) نمی‌تواند منحصراً مرتبط با تغییرات جهانی سطح آب دریا و یا فرایندهای رسوبی باشند و مسلماً تکتونیک و حرکات گسله‌های پی‌سنگی در ایجاد آن نقش داشته‌اند (شکل ۳-۵).



شکل ۱-۵- نقش گسله‌ها در تغییر رخساره و ضخامت واحدهای سنگ چینه‌نگاری. در حین رسوبگذاری سازند سروک حوضه تحت تاثیر گسله‌ها نبوده و از ضخامت یکسانی برخوردار است در حالیکه تغییرات مهمی درون سازند پابده، جهرم و آسماری دیده می‌شود (Ahmadhadi et al. 2007)



شکل ۲-۵- نقش Mountain Front fault در تغییر رخساره و ضخامت واحدهای سنگ چینه‌نگاری سنوزوئیک (Sepehr and Cosgrove, 2004)



شکل ۳-۵- نقشه جغرافیای گذشته حوضه زاگرس در تشریری. (Ahmadhadi et al. 2007).
 a Eocene; b Oligocene; c Lower Miocene (Aquitanian); d Lower Miocene (Burdigalian)

اطلس روزنداران شاخص سازند جهرم در برش اردل

Plate 1

Fig. A: *Assilina hamzehi* Mojab, 1972
Axial section

Fig. B: *Operculina* sp.
Axial section

Fig. C: *Assilina spira* Samanta, 1962
Axial section

Fig. D: *Discocyclina sella*
Sub-axial section

Fig. E: *Nummulites uranensis* dela Harpe, 1883
Sub-axial section

Figs. F and G: *Nummulites cf. lucasi* Darchiac, 1850
F: Sub-axial section and G: Axial section

Fig. H: *Nummulites* sp.
Sub-axial section

Plate 2

Fig. A: *Alveolina aragonensis* Hottinger, 1962
Sub-axial section

Fig. B: *Alveolina* sp.
Sub-axial section

Figs. C and D: *Alveolina cf. stercus-muris* Mayer-Eymar, 1886
Axial section

Figs. E and H: *Coskinolina* sp.
E: Sub-axial section and H: Transverse section

Fig. F: *Discocyclina* sp.

Axial section x100, 25

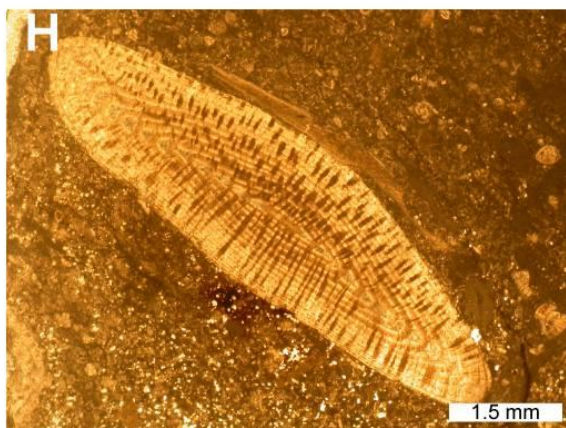
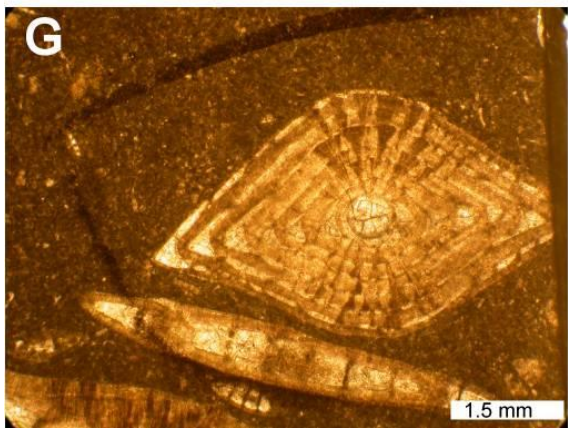
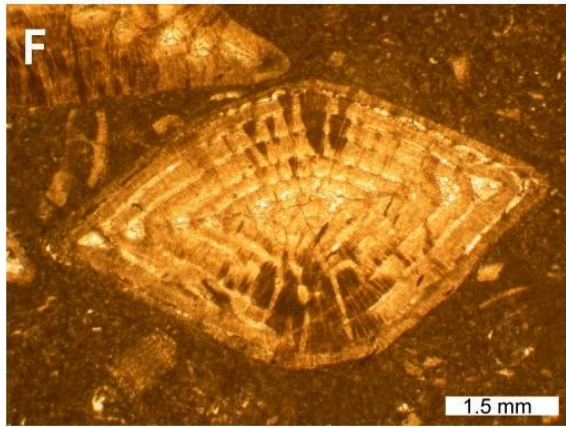
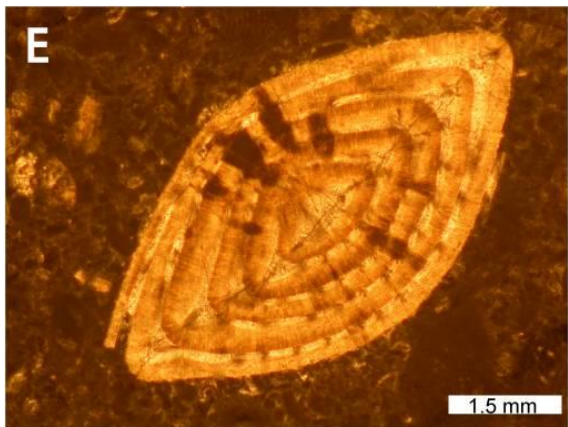
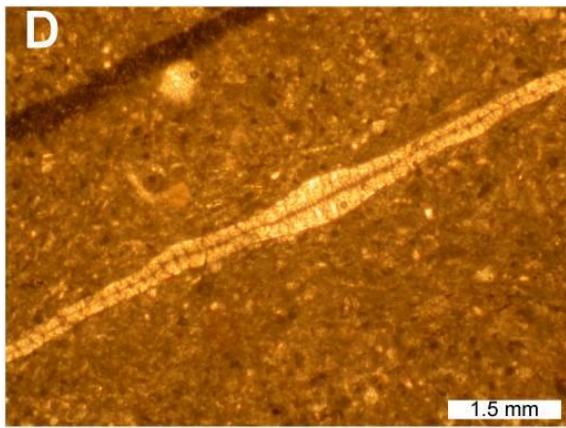
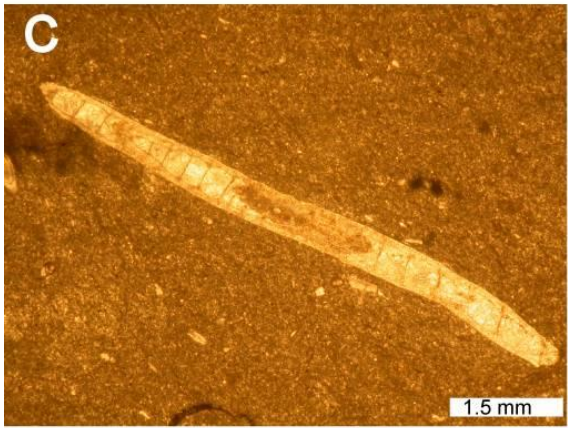
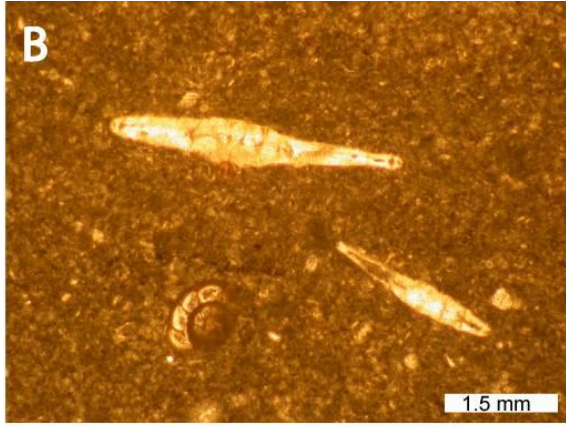
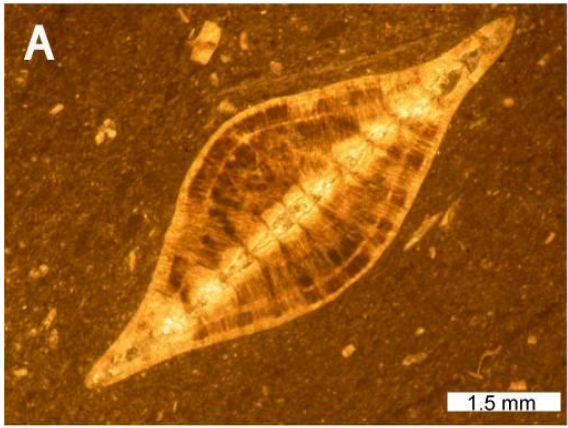
Fig. G: *Operculina* sp.
Transverse section

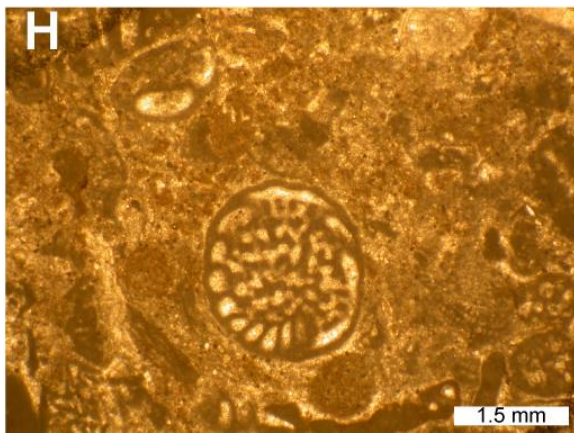
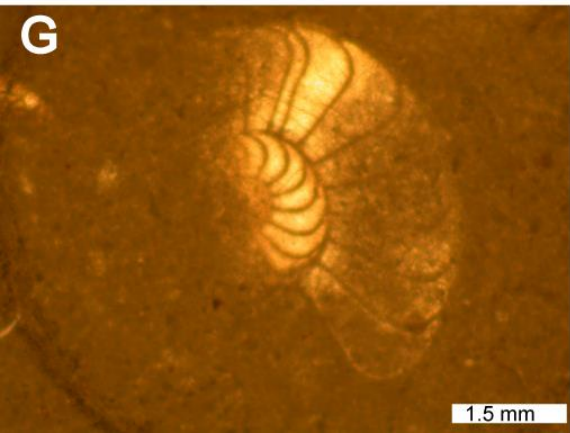
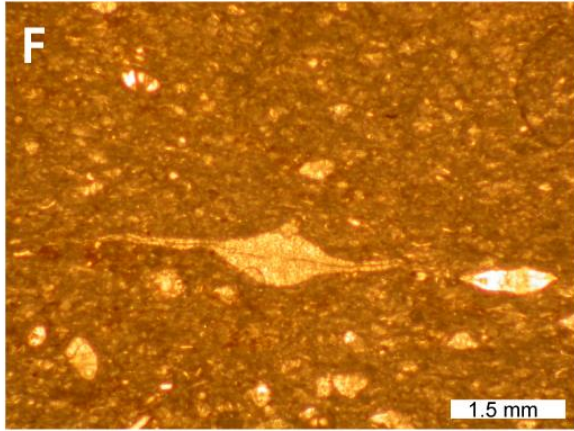
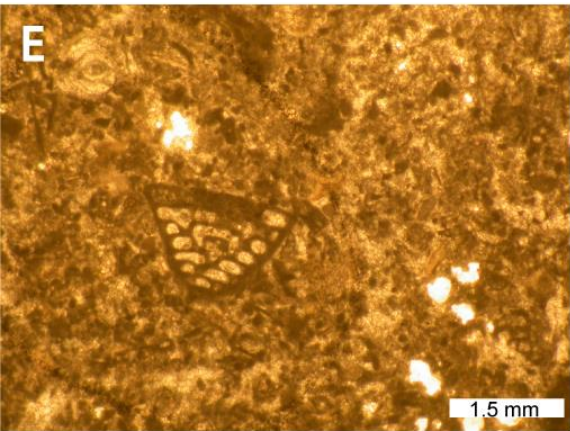
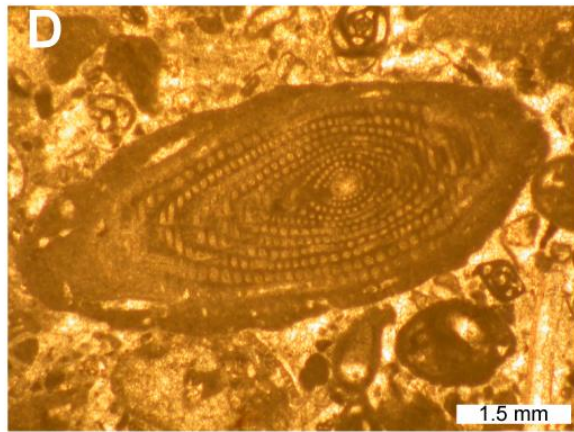
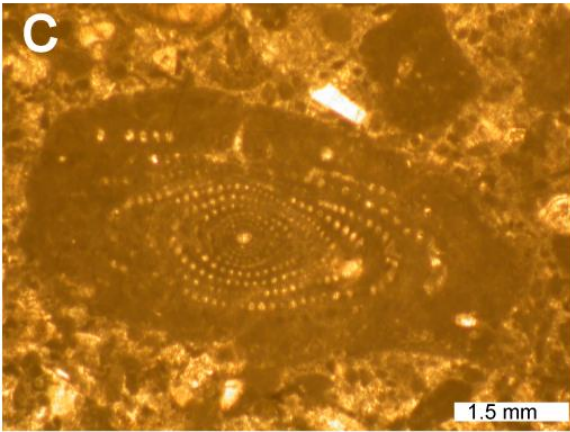
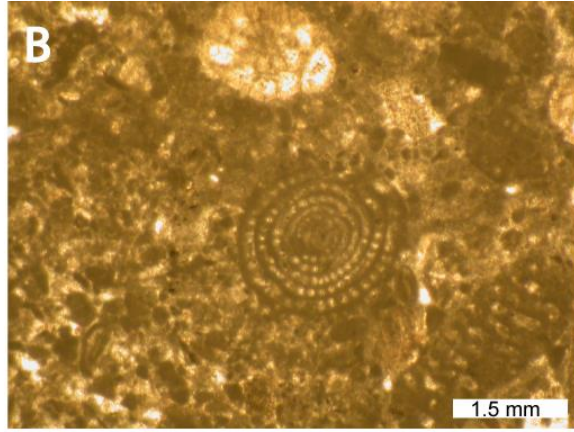
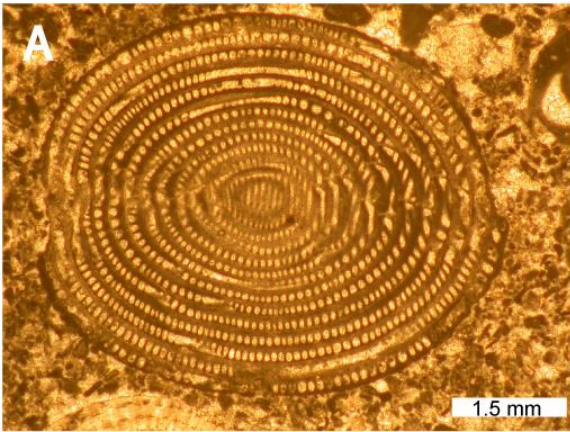
Plate 3

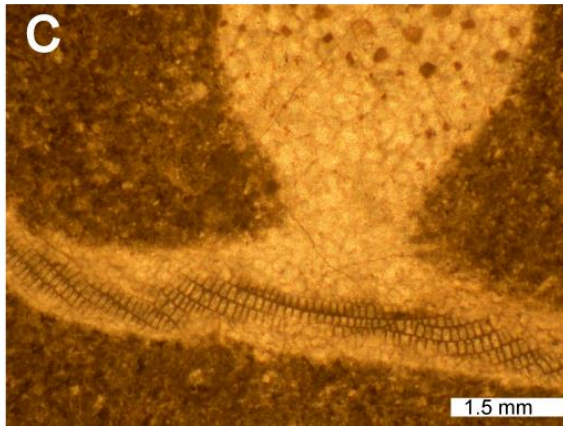
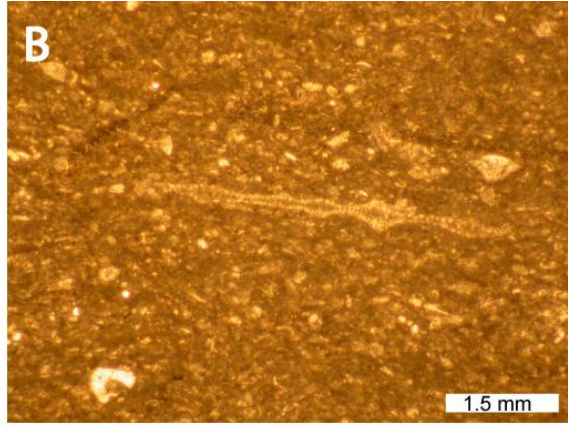
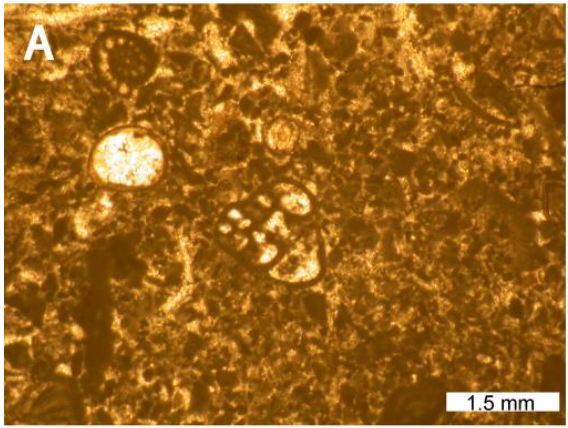
Fig. A: *Valvulinid* sp.
Axial section

Fig. B: *Actinocyclus* sp.
Sub-axial section

Fig. C: *Discocyclus* sp.
Equatorial section







منابع

- خسروتهرانی، خ.، افقه، م.، و احمدی،. ۱۳۸۴، مطالعه میکروبیواستراتیگرافی و میکروفاسیس سازند جهرم در شمال و جنوب شرق شیراز، فصلنامه زمین شناسی کاربردی، دانشگاه آزاد زاهدان، شماره ۱، صفحه ۱۲-۱.
- کلانتری، ا.، ۱۳۷۱، سنگ چینه‌ای و رخساره‌های میکروسکوپی زاگرس، انتشارات شرکت ملی نفت ایران، نشریه شماره ۱۲، ۴۲۱ صفحه.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲، زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۵۸۳ صفحه.
- Aguilera-Franco, N., Hernandez-Romano, U., 2004. Cenomanian-Turonian facies succession in the Guerrero-Morelos Basin, Southern Mexico. *Sedimentary Geology* 170, 135–162.
- Ahmadhadi, F. Lacombe, O. Marc Daniel, J., 2007, Early reactivation of basement faults in central Zagros (SW Iran): Evidence from pre-folding fracture populations in Asmari Formation and Lower Tertiary paleogeography. In: Lacombe O, Lave J, Roure F, Verges J (eds) *Thrust belts and foreland basins*, Springer, 205-228.
- Ala, M.A., 1982, Chronology of trap formation and migration of hydrocarbons in Zagros sector of southwest Iran: *AAPG Bull.* 66, 1536-1542.
- Alavi, M., 2004, Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforland evolution: *American Journal of Sciences*, v. 304, 1-20.
- Amirshahkarami, M. Vaziri-Moghaddam, H, and Taheri, A., 2007a, Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chaman-Bolbol, Zagros Basin, Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 29, 947-959.
- Amirshahkarami, M., Vaziri Moghaddam, H., Taheri, A., 2007b. Paleoenvironmental model and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in southwest Iran. *Historical Biology* 19(2), 173-183.
- Barattolo, F. Bassi, D. Romano, R., 2007, Upper Eocene larger foraminiferal–coralline algal facies from the Klokova Mountain (southern continental Greece). *Facies* ,53, 361–375.
- Bassi D, Hottinger L, Nebelsick H. 2007. Larger Foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, northeast Italy. *Palaeontology*. 50(4), 845–868.
- Berberian, M, and King, G. C. P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: *Can. J. Earth Sci.*, no. 18, 210-265.
- Beavington-Penney, S.J. and Racey, A., 2004, Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in paleoenvironmental analysis, *Earth Science Review*, 67, 219-265.
- Burchette, T. P. Wright, V. P., 1992, Carbonate ramp depositional systems, *Sedimentary Geology*, 79, 3-57.
- Buxton, MWN. Pedley, HM., 1989, Short paper: a standardised model for Tethyan Tertiary carbonates ramps. *J Geol Soc Lond* 146, 746–748.
- Corda, L. Brandano, M., 2003, Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy. *Sedimentary Geology*. 161, 55–70.
- Cosovic, V. Drobne, K. Moro, A., 2004, Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula). *Facies* 50, 61–75.
- Flügel E. 1982. *Microfacies Analysis of Limestone*. Berlin-Heidelberg, New York: Springer. p 633.
- Flügel E. 2004. *Microfacies analysis of limestones, analysis interpretation and application*. Berlin -Heidelberg, New York: Springer. p 976 .

- Galloway, W. E., 1989, Genetic stratigraphic sequences in basin analysis, I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73, 125–142.
- Geel, T. 2000, Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155, 211-238.
- Ghasemi, A., Talbot, C.J., 2005, A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26, 683-693.
- Golonka, J., 2000, *Cambrian-Neogene Plate Tectonic Maps*: Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, 125 p.
- Hallock, P., 1984, Distribution of selected species of living algal symbiont-bearing foraminifera on two Pacific coral reefs. *Journal of Foraminiferal Research*, 9, 61–69
- Hallock, P., 1988, Diversification in algal symbiont-bearing foraminifera: a response to oligotrophy? *Rev Paleobiol Spec* 2, 789–797.
- Haq, B.U., Al-Qahtani, A.M., 2005, Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. *GeoArabia* 10, 127–160.
- Hernandez-Romano, U., 1999. Facies stratigraphy and diagenesis of the Cenomanian-Turonian of the Guerrero-Morelos Platform, southern Mexico: Reading, Postgraduate Research Institute for Sedimentology. University of Reading, UK, Ph.D thesis, p. 322.
- Heydari, E., 2008, Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. *Tectonophysics*, 451, 56–70.
- Hohenegger, J., Yordanova, E., Tatzreiter, Y., 1999, Habitats of larger foraminifera on the upper reef slope of Sesko Island, Okinawa: *Marine Micropaleontology*, 36, 109-168.
- Hohenegger, J., 2000, Coenoclines of larger foraminifera. *Micropaleontology* 4 (Suppl 1):127–151.
- Hohenegger, J., 2004, Depth coenoclines and environmental considerations of Western Pacific larger foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 34, 9–33.
- Hottinger, L., 1983, Process delimiting the distribution of larger foraminifera in space and time: *Micropaleontology Bull.*, 30, 239-253.
- Jalali, M.R., 1987, Stratigraphy of Zagros basin. – National Iranian Oil Company, Exploration & Production Division, Report nos. 1249 and 1072 (unpublished).
- James, G.A. Wynd, J.C., 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: *AAPG Bull.*, 49, 94-156.
- Leutenegger, S., 1984, Symbiosis in benthic foraminifera, specificity and host adaptation: *Journal of Foraminiferal Research*, 14, 16-35.
- Middleton, G. V., 1973, Johanns, Walther's law of the correlation of facies. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3, 979-988.
- Mojab, F., 1974, Middle Eocene Assilinid foraminifera from Iran: *Aspect of Micropaleontology*, 80-109.
- Najafi M, MAhbbubi A, Moussavi-Harami R, Mirzaee R. 2004. Depositional history and sequence stratigraphy of outcropping Tertiary carbonates in the Jahrum and Asmari formations, Shiraz area (SW Iran). *Journal of Petroleum Geology*. 27(2), 179–190.
- Nebelsick, J.H., Stöckhert, V., Rasser, M., 2001, Autochthonous facies and allochthonous debris flows compared: Early Oligocene carbonate facies patterns of the Lower Inn Valley (Tyrol, Austria). *Facies* 44, 31–45.
- Nebelsick JH, Rasser M, Bassi D., 2005, Facies dynamic in Eocene to Oligocene Circumalpine carbonates. *Facies*. 51:197–216.
- Rasser, M. W., Scheibner, C., & Mutti, M., 2005, A paleoenvironmental standard section for Early Eocene tropical carbonate factories (Corbieres, France; Pyrenees, Spain). *Facies*, 51, 217-232.
- Read, J.F., 1985. Carbonate platform facies models. *AAPG Bulletin* 69/1, 1–21.
- Reading, H.G., 1996, *Sedimentary environments: processes facies and stratigraphy*, 3rd Ed. Blackwell sciences, 688

- Reiss, Z. Hottinger, L., 1984, The Gulf of Aqaba: ecological micropaleontology. Ecological studies, vol 50. Springer, Berlin, 354 pp.
- Renema, W. Troelstra, S. R., 2001, Larger foraminifera distribution on a mesotrophic carbonate shelf in SW Sulawesi (Indonesia): *Palaeo*, *Palaeo*, *Palaeo*, 175, 125-146.
- Romero, J. Caus, E. Rosell, J., 2002, A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin (NE Spain). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 179, 43–56.
- Scheibner C, Rasser M, Mutti M. 2007. The Campo section (Pyrenees, Spain) revisited: Implications for -changing benthic carbonate assemblages across the Paleocene–Eocene boundary. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 248: 145–168.
- Schmiedl G, Scherbacher M, Bruch AA, Jelen B, Nebelsick JH, Hemleben C, Mosbrugger V, Rifelj H. 2002. Paleoenvironmental evolution of the Paratethys in Slovenian Basin during the Late Paleogene. *Geol Rundsch*. 91:123–132.
- Seppehr, M., Cosgrove, JW., 2004, Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Mar Petrol Geol* 21, 829–843.
- Seyrafian, A., 1998, Petrofacies analysis and depositional environment of the Jahrum Formation (Eocene), south – southwest of Burujen, Iran: *Carbonates and Evaporites*, 13, 1, 91-99.
- Sharland, P.R., Archer, R. Casey, D.M. Davies, R.B. Hall, S.H. Heward, A.P. Horbury, A.D. Simmons, M.D., 2001, Arabian plate sequence stratigraphy, *GeoArabia*, special Publication 2, Gulf petro- Link, Bahrain.
- Steinhau V, D.M., Walker, K.R., 1996, Sequence stratigraphy of an apparently non-cyclic carbonate succession: recognizing subaerial exposure in a largely subtidal, Middle Ordovician stratigraphic sequence in eastern Tennessee. In: Witzke, G.A., Ludvigson, J.E., Day, B.J. (Eds), *Paleozoic Sequence Stratigraphy: Views from the North American Craton*. Special Paper-Geological Society of America, 306, 87–115.
- Tomasovych A. 2004. Microfacies and depositional environment of an Upper Triassic intra-platform carbonate basin: the Fatric Unit of West Carpathians (Slovakia). *Facies*. 50, 77–105.
- Tucker, M.E. Wright, V.P., 1990, *Carbonate sedimentology*. Blackwells, Oxford. 260p.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M. Jr., and Thompson, S, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea level. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 26, 83–98.
- Vail, P. R., Hardenbol, J., and Todd, R. G, 1984, Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation* (J. S. Schlee, Ed.), *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 36, 129–144.
- Vail, P. R., Audemard, F., Bowman, S. A., Eisner, P. N., and Perez-Cruz, C, 1991, The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology—an overview. In *Cycles and Events in Stratigraphy*. (G. Einsele, W. Ricken and A. Seilacher, Eds.), 617–659. Berlin, Springer-Verlag.
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M. Jr., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S., and Hardenbol, J, 1988, An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In *Sea Level Changes—An Integrated Approach*. C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner, Eds.), *SEPM Special Publication* 42, 39–45.
- Vaziri-Moghaddam H., A. Seyrafian, and P. Taraneh, 2002, Biofacies and sequence stratigraphy of the Eocene succession, at Hamzeh-Ali area, north-central Zagros, Iran: *Carbonates and Evaporites*, 17, 1, 60-67.
- Vaziri-Moghaddam, H. Kimiagari, M. Taheri, A., 2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in SW Iran, Lali Area. *Facies*, Springer-Verlag, New York, 52/1, 41–51.
- Wilson, J.L., 1975, *Carbonate facies in geological history*. Springer, Berlin Heidelberg New York 471 pp
- Wynd, J., 1965, *Biofacies of Iranian Oil Consortium Agreement Area*. IOOC Rep 1082 (unpublished)

پیوست ها