

محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند پابده در منطقه شیراز

رضا میرزایی محمودآبادی^{۱*}، یعقوب لاسمی^۲ و مسیح افقه^۳

^۱ دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران.

^۲ دانشگاه تربیت معلم تهران، تهران، ایران.

^۳ دانشگاه آزاد اسلامی واحد شیراز، شیراز، تهران.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۶/۰۷/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۰۹/۲۰

چکیده

سازند شیلی پابده به سن پائوسن - الیگومیوسن در فارس، خوزستان و لرستان گسترش دارد. مرز زیرین سنگ‌چینه‌ای این سازند در منطقه شیراز توسط بخش شیل ارغوانی از سازند گورپی مشخص می‌شود. مرز بالایی آن با سازند آسماری تدریجی و همساز است. به منظور مطالعه محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند پابده در منطقه شیراز، تعداد ۲ برش چینه‌نگاری (زنجیران و شاه‌نشین) انتخاب و بررسی شد. مطالعات سنگ‌شناسی به شناسایی ۹ رخساره میکروسکوپی پلاژیک و آهک‌های دوباره نهشته شده انجامید. آهک‌های دوباره نهشته شده در زمان بالا بودن سطح آب دریا و نرخ بالای تولید کربنات و ریزش آن به بخش ژرف دریا شکل گرفته‌اند. مطالعات چینه‌نگاری سکانسی نشان می‌دهد که سازند پابده در منطقه مورد مطالعه از دو سکانس رسوبی تشکیل شده است. در برش زنجیران مرز زیرین و بالایی سکانس ۱ از نوع دوم و مرز بالایی سکانس رسوبی ۲ از نوع پیوستگی هم‌ارز با ناپیوستگی است. در برش شاه‌نشین مرز زیرین از نوع دوم و مرز بالایی از نوع پیوسته هم‌ارز با ناپیوستگی است.

کلیدواژه‌ها: سازند پابده، شیراز، بخش شیل ارغوانی، برش شاه‌نشین، سکانس رسوبی

* نویسنده مسئول: رضا میرزایی محمودآبادی

۱- مقدمه

سازند پابده به عنوان یکی از سنگ‌های منشأ نفت در زاگرس، از دیر باز مورد توجه بسیاری از زمین‌شناسان قرار گرفته است. این سازند با ستبرای بیش از ۷۹۸ متر در برش الگو از شیل و سنگ‌آهک‌های نازک لایه رسی تشکیل شده است. مرز زیرین آن توسط بخش شیل ارغوانی از سازند گورپی مشخص شده و مرز بالایی آن با سازند آسماری تدریجی و همساز است. سازند پابده در فارس، خوزستان و لرستان گسترش دارد (مطیعی، ۱۳۷۲). از آنجا که مطالعه دقیق چینه‌نگاری سکانسی سازند پابده در منطقه شیراز تا کنون به طور تفصیلی مطالعه نشده است، لذا هدف از انجام این تحقیق بررسی سنگ‌نگاری و صحرایی در منطقه مورد مطالعه برای شناسایی سکانس‌های رسوبی و تغییرات نسبی سطح آب دریا است. مهم‌ترین اهداف این مطالعه شامل بررسی و شناسایی رخساره‌های میکروسکوپی و تغییرات آنها در جهت عمودی و افقی، شناسایی محیط‌های رسوبی زمان تشکیل سازند مورد مطالعه، استفاده از قانون والتر و مقایسه با محیط‌های رسوبی قدیمی و امروزی، شناسایی چرخه‌های رسوبی و الگوی روی هم انباشتگی آنها برای تشخیص دسته رخساره‌ها (Systems tract)، مرزها (Sequence boundary) و سکانس‌های رسوبی (Depositional sequence) و تعیین هم‌ارزی چینه‌شناختی با استفاده از ستون‌های چینه‌نگاری. بدین منظور از منابعی نظیر (Wilson (1975), Purser (1973), Tucker & wright (1990), Vail et al. (1988), Lasemi & Carrozi (1981) Lasemi (2004), Van Emry & Myers (1996), Mial (2000) Nadjafi et al. (2004), Van buchem et al. (2002), Van Wagoner et al. (1988) Mahboobi et al. (2001), Mohsni & Al - Asam (2004) لاسمی (۱۳۷۹) و میرزایی (۱۳۸۰) استفاده شده است.

۲- روش مطالعه

روش مطالعه شامل مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است. پس از مطالعه عکس‌های هوایی منطقه مورد مطالعه و بازدیدهای صحرایی متحد از رخنمون‌های سازند پابده تعداد ۲ برش چینه‌نگاری برای انجام مطالعات در نظر گرفته شد. به طوری که کامل‌ترین برش‌ها از لحاظ داشتن مرز زیرین و بالایی مشخص، بیشترین ستبرای، کمترین گم‌ل خوردگی و پوشش گیاهی انتخاب شد.

از تعداد ۷۰۰ نمونه برداشت شده از ۲ برش مورد مطالعه (نمونه دمستی و پلاک‌های تهیه شده) نمونه‌های مشابه حذف شد. نمونه برداری عمود بر جهت لایه‌بندی بر مبنای تغییرات میکروفاسیس و ماکروفاسیس (جنس، لایه‌بندی، تغییرات ستبرای، اندازه دانه‌ها، رنگ و ...) و به طور کلی بافت انجام گرفت. جهت بالا و پایین نمونه‌ها و تمامی ساختمان‌های رسوبی در صورت مشاهده ثبت شده است. پس از نمونه‌برداری تعداد ۵۵۰ مقطع نازک تهیه شد و برای بررسی ویژگی‌های سنگ‌نگاری مقاطع مورد مطالعه از میکروسکوپ با نور معمولی و پلاریزه استفاده شد.

در مورد نمونه‌های کربناتی پس از تعیین نوع و درصد عناصر آلومک و ارتوکم نمونه‌ها برای نام‌گذاری و تشخیص دقیق محیط رسوب‌گذاری مورد بررسی قرار گرفت. در نام‌گذاری رخساره‌های میکروسکوپی کربناتی از روش (Dunham (1962 و در دسته‌بندی رخساره‌ها و ارائه مدل رسوبی از روش (Carrozi (1989 و (Flugel (2004 استفاده شده است.

۳- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

در شکل ۱ موقعیت جغرافیایی گستره مورد پژوهش مشخص شده است. سنگ‌شناسی برش‌های مورد مطالعه به ترتیب زیر است.

۳-۱- برش زنجیران

این برش در ۶۵ کیلومتری جنوب خاوری شیراز در مسیر جاده شیراز - کوار در کوه سفیدار واقع شده است. مختصات قاعده برش $52^{\circ} 08' 52''$ طول خاوری و $29^{\circ} 04' 04''$ درجه شمالی است. روند لایه‌ها شمال باختری - جنوب خاوری و امتداد لایه‌ها N 100 W است. برش زنجیران با ستبرای ۴۲۰ متر شامل لایه‌های شیل و مارن زرد و آبی رنگ، آهک‌های نازک تا متوسط لایه نومولیت‌دار و شیل‌های آهکی تشکیل شده است، یافت می‌شود. مرز زیرین سازند پابده در برش زنجیران با سازند گورپی فرسایشی و مرز بالایی آن با سازند آسماری تدریجی است (شکل ۲D).

۳-۲- برش شاه‌نشین

این برش در ۸۰ کیلومتری جنوب باختری شیراز در مسیر جاده شیراز - کازرون در

مشاهده می‌شود. درصد بیوکلاست‌ها بین ۳۰ تا ۵۰ درصد در نوسان است. اندازه دانه‌های اسکلتی جنس نومولیتس تا ۱/۵ میلی متر نیز می‌رسد. در بعضی نمونه‌های مشابه درصدی از رخساره بین ۱۰ تا ۲۵ درصد دولومیتی شده است. همچنین حدود ۵ تا ۱۰ درصد فسیل‌های پلانکتون نظیر گلوبیژرین و گلوبوروتالیا نیز در نمونه دیده می‌شود. رخساره B1 به صورت آهک توریدایتی در بخش ژرف دریا نهشته شده و به صورت بین لایه‌ای با آهک‌های پلاژیک و شیل‌ها دیده می‌شود. رخساره B1 در روی زمین به صورت سنگ آهک متوسط تا ستر لایه به رنگ خاکستری روشن رخمون دارد. مرز زیرین آهک‌های توریدایتی با شیل‌ها به صورت ناگهانی است (شکل ۴F).

B2- پکستون بیوکلاستی نومولیت، دیسکوسیکلین و گلوبیژرین

(*Globigerina discosyclina & nummulites packstone*): در این رخساره نزدیک به ۶۰ درصد آلوم اسکلتی از خانواده نومولیتیده، دیسکوسیکلینیده، آلوتولینیده (بین ۳۰ تا ۶۰٪) به همراه خانواده گلوبیژرینیده (۱۰ تا ۱۵٪) در یک زمینه میکربیتی یافت می‌شود. اندازه دانه‌های اسکلتی بنتیک بین نیم تا ۲ میلی متر متغیر بوده و آمیختگی با میکروفسیل‌های پلانکتونیک از ویژگی‌های بارز این رخساره به شمار می‌آید. رخساره B2 در روی زمین به صورت سنگ آهک متوسط تا ستر لایه با مرز زیرین ناگهانی در تناوب با شیل به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شود (شکل‌های ۴A و ۴B). B3- **گرینستون بیوکلاستی جلبک قرمز دار** (*Red algae bioclast grainstone*): در این رخساره حدود ۳۵ درصد آلوم اسکلتی از نوع جلبک قرمز و خانواده میلیولیده با اندازه متوسط نیم میلی متر در یک زمینه اسپاریتی دیده می‌شود. در رخساره مورد نظر حدود ۱۰ درصد اینتراکلت نیز دیده می‌شود. این رخساره در روی زمین به صورت سنگ آهک متوسط تا ستر لایه گسترش دارد (شکل ۵A).

B4- **پکستون بیوکلاستی اینتراکلت دار** (*Intraclastic bioclast packstone*): در این رخساره بیش از ۵۰ درصد حجم کل نمونه از آلوم‌هایی مانند خانواده نومولیتیده و میلیولیده و درصدی فسیل پلانکتونیک تشکیل شده که به همراه آن بین ۱۵ تا ۲۰ درصد اینتراکلت در اندازه بیش از ۱ میلی متر و کمی پلت یافت می‌شود. اینتراکلت‌ها با گردشگری بالا حاوی خرده‌های فسیلی هستند. رخساره B4 در روی زمین به صورت سنگ آهک کالکارتیت متوسط لایه تا ستر لایه رخمون دارد (شکل ۴D). B5- **وکتون بیوکلاستی اینتراکلت و پلت دار** (*Intraclastic peloidal bioclast wackestone*): در این رخساره حدود ۳۰ درصد پلت، ۱۵ درصد اینتراکلت و حدود ۲۵ درصد آلوم اسکلتی از خانواده میلیولیده و خرده‌های صدف پلانکتونیک در زمینه‌ای میکربیتی مشاهده می‌شود. در برخی نمونه‌های مشابه اینتراکلت‌های گردشده با قطر حدود ۱ میلی متر حاوی خرده‌های فسیلی دیده می‌شود. این رخساره در روی زمین به صورت سنگ آهک متوسط تا ستر لایه در تناوب با رخساره‌های پلاژیک سازند پابده به خصوص در برش زنجیران دیده می‌شود (شکل‌های ۴C و ۴E).

۴-۳. تفسیر و ارائه مدل رسوبی سازنده پابده

بررسی صحرایی و سنگ‌نگاری سازند پابده در منطقه مورد مطالعه (برش زنجیران، شاه نشین) نشان می‌دهد که محیط رسوبی آن مربوط به محیط دریایی ژرف بوده و رخساره‌های آن شامل گروه رخساره شیل، آهک پلاژیک و آهک توریدایتی (دوباره نهشته شده) است. حضور بیوکلاست‌های پلانکتون وابسته به دریایی ژرف نظیر خانواده گلوبیژرینیده و گلوبوروتالیده و میکربیت فراوان نشانگر رسوبگذاری این گروه در محیط دریایی ژرف است (برای مثال: Wilson, 1975; Lasemi, 1995; Bernaus et al., 2002). وجود کانی گلوکونیت در رخساره A1 تا A4 (به صورت جانیشینی و درون حجرات روزن‌داران) نیز شاهده بر رسوبگذاری این دسته رخساره در محیط ژرف دریایی باز است (Flügel, 2004).

منطقه دشت ارژن واقع شده است. مختصات قاعده برش "۳۳° ۲۴' ۲۹" عرض شمالی و "۴۰° ۵۵' ۵۲" طول است. برش شاه‌نشین با ستبرای ۳۶۰ متر از شیل و مارن به رنگ آبی تیره، ارغوانی، سبز و خاکستری نازک تا متوسط لایه و شیل آهکی متوسط لایه تشکیل شده است. در این برش مرز پایینی سازند پابده با سازند گورپی از لحاظ سنگ‌چینه‌ای توسط بخش شیل ارغوانی مشخص می‌شود. مرز بالایی آن با سازند آسماری تدریجی و همشیب است (شکل‌های ۲A، ۲B، ۲C، ۲E و ۲F). E: شیل‌های خاکستری و آبی تیره مربوط به محیط ژرف. سازند پابده - برش شاه‌نشین دید به سمت جنوب. F: بخش شیل ارغوانی جدا کننده سازند پابده از گورپی - برش شاه‌نشین دید به سمت جنوب باختر.

۴-۴. تشریح رخساره‌های میکروسکوپی سازند پابده

پس از مطالعه دقیق نمونه‌های میکروسکوپی و صحرایی مشخص شد که رخساره‌های شناسایی شده در سازند پابده همگی مربوط به بخش ژرف دریا هستند. این رخساره‌ها به دو دسته رخساره‌های پلاژیک و آهک‌های دوباره نهشته شده قابل تفکیک هستند. آهک‌های دوباره نهشته شده به صورت بین لایه‌ای با رخساره‌های پلاژیک در روی زمین دیده می‌شوند.

۴-۱. رخساره‌های میکروسکوپی پلاژیک سازند پابده

A1- **گل‌سنگ / شیل تیره** (*Mudstone / Gray shale*): این رخساره به‌طور کامل از گل آهکی تشکیل شده است و از تناوب گل‌سنگ آهکی و شیل خاکستری تیره ساخته شده است. آشفستگی زیستی از ویژگی‌های دیگر این رخساره می‌باشد. رخساره گل‌سنگ/شیل تیره در روی زمین در تناوب با رخساره شیل آهکی به صورت نازک لایه و ترد و شکننده دیده می‌شود (شکل‌های ۲B و ۲E).

A2- مادستون بیوکلاستی گلوبیژرین و گلوبوروتالیدار

(*Globorotalia globigerina bioclast mudstone*): در این رخساره کمتر از ۱۰ درصد آلوم اسکلتی از خانواده گلوبیژرینیده و گلوبوروتالیده در یک زمینه میکربیتی شناور است. این رخساره در محیط کم انرژی دریایی باز نهشته شده و در روی زمین به صورت شیل خاکستری تا تیره نازک تا متوسط لایه دیده می‌شود (شکل ۳A).

A3- وکتون بیوکلاستی گلوبیژرین و گلوبوروتالیدار

(*Globrotalia globigerina bioclast wackestone*): در این رخساره حدود ۳۵ درصد بیوکلاست از خانواده گلوبیژرینیده و گلوبوروتالیده دیده می‌شود. خمیره این رخساره از جنس میکربیت تیره بوده و در بعضی از رخساره‌های مشابه درصد کمی پلت (۵٪) نیز یافت می‌شود. لامیناسیون ظریف مورب از ویژگی‌های دیگر رخساره مورد نظر است. در رخساره A3 درصدی کانی گلوکونیت به صورت جانیشینی درون حجرات روزن‌داران دیده می‌شود. این رخساره در روی زمین به صورت آهک پلاژیک نازک تا متوسط لایه به رنگ خاکستری رخمون دارد (شکل‌های ۲B، ۲C و ۵D).

A4- پکستون بیوکلاستی گلوبیژرین دار حاوی گلوکونیت

(*Gloconit globigerina bioclast packstone*): در این رخساره بالغ بر ۵۰ درصد حجم کل نمونه از بیوکلاست‌هایی مانند گلوبیژرین و گلوبوروتالیدار در یک زمینه میکربیتی تشکیل شده است. رخساره یاد شده حاوی ۵ تا ۱۰ درصد کانی گلوکونیت است که از نوع جانیشینی و درون حجرات میکروفسیل‌های پلانکتونیک دیده می‌شود. رخساره A4 در روی زمین به صورت شیل آهکی نازک تا متوسط لایه رخمون دارد (شکل‌های ۳D، ۳E و ۵B).

۴-۲. رخساره‌های آهکی دوباره نهشته شده (Calciturbidite facies)

B1- **وکتون بیوکلاستی نومولیت دار** (*Nummulite bioclast wackestone*): در این رخساره بیوکلاستی‌هایی نظیر نومولیت و میلیولید در یک زمینه میکربیتی

تناوب شیل آهکی و آهک‌های دوباره نهشته شده متوسط تا ستبر لایه رخنمون دارد. این دسته رخصاره توسط مرز پیوسته هم ارز با ناپیوستگی در زیر سازند آسماری خاتمه می‌یابد (شکل‌های ۷، ۸ و ۱۳).

تشخیص دو توالی رسوبی سازند پابده در برش زنجیران می‌تواند ناشی از عملکرد گسل‌ها به طور همزمان با رسوبگذاری و زمین‌ساخت فعال حوضه رسوبی زاگرس باشد (Alavi, 2004; Sepehr & Cosgrove, 2004). عملکرد گسل‌های همزمان با رسوبگذاری باعث ایجاد ریخت‌شناسی متفاوت در پلاتفرم کربناته و تغییر در نحوه و نوع رسوبگذاری می‌شود. نتیجه نهایی این فرایند می‌تواند سبب ایجاد توالی‌های متفاوت در سازند پابده شود.

بررسی تغییرات عمودی رخصاره‌های سازند پابده در برش شاه‌نشین منجر به شناسایی ۱ توالی رسوبی از نوع چرخه‌دهسته سوم شد (شکل‌های ۹ و ۱۰). ستبرای توالی رسوبی سازند پابده در برش شاه‌نشین ۳۲۰ متر بوده و دسته رخصاره‌های TST این توالی بر روی بخش شیل ارغوانی با تناوب گل‌سنگ، مادستون و وکستون بیوکلاستی گلوبیژین‌دار شروع شده و آخرین حد پیشروی آب دریا با رخصاره شیل پلاژیک تیره مشخص می‌شود. این دسته رخصاره در روی زمین به صورت تناوب شیل و شیل آهکی نازک لایه به شدت ترد و شکننده به رنگ‌های خاکستری، خاکستری تیره، آبی و زرد دیده می‌شود (شکل‌های ۱۱ و ۱۲).

دسته رخصاره‌های HST بیشتر از وکستون بیوکلاستی گلوبیژین‌دار، پکستون بیوکلاستی گلوبیژین‌دار، وکستون بیوکلاستی حاوی فسیل بتونیک و پلانکتونیک و گریستون بیوکلاستی جلبک‌دار (آهک‌های دوباره نهشته شده) تشکیل شده است. این رخصاره‌ها در روی زمین به صورت شیل آهکی و آهک پلاژیک به رنگ خاکستری، زرد روشن و آبی کمرنگ با لایه‌بندی نازک تا ستبر لایه رخنمون داشته و در انتها توسط مرز پیوسته هم ارز (C.C=Corrolative Conformity) به سازند آسماری ختم می‌شوند (C.C هم ارز با ناپیوستگی فرسایشی بین سازند جهرم و آسماری در بخش کم ژرفای پلاتفرم کربناتی سازند جهرم است). (شکل ۱۴).

مرز ناپیوسته بین سازندهای جهرم و آسماری در بخش کم ژرفای پلاتفرم کربناتی سازند جهرم توسط کنگلومرای آهن‌دار در برش الگوی سازند جهرم مشخص می‌شود (مطیعی، ۱۳۷۲). به شکل ۶- ب توجه شود.

وجود بیوکلاست‌های بتونیک و مخلوط بودن رخصاره‌های محیط ژرف و رخصاره پلاتفرمی نشان دهنده نرخ بالای رسوبگذاری و ایجاد جریان‌های توریدایتی و ریزش کربنات از بخش حاشیه پلاتفرم با شیب تند و نهشته شدن آن در بخش ژرف دریاست (لاسمی و کاووسی، ۱۳۸۲; Schalger et al., 1994; Lasemi, 1995). (Highstand shedding).

۶- نتیجه‌گیری

از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی بر روی سازند پابده در منطقه مورد مطالعه نتایج زیر حاصل گردیده است:

- رخصاره‌های شناخته شده در سازند پابده تنها مربوط به بخش ژرف دریا بوده و شامل شیل، مادستون بیوکلاستی گلوبیژین‌دار، وکستون بیوکلاستی گلوبیژین‌دار، پکستون بیوکلاستی گلوبیژین‌دار حاوی گلوکونیت و رخصاره آهک دوباره نهشته شده است. رخصاره‌های آهک دوباره نهشته شده در زمان بالا بودن سطح آب دریا، هنگامی که نرخ تولید کربنات بالا بوده است، تشکیل شده‌اند. رخصاره‌های آهک دوباره نهشته شده شامل وکستون بیوکلاستی نومولیت و میلیولیددار، وکستون بیوکلاستی گلوبیژین و نومولیت‌دار، پکستون بیوکلاستی نومولیت، دیسکوسیلکین و گلوبیژین‌دار، گریستون بیوکلاستی جلبکی و وکستون بیوکلاستی اینتراکلت و

وجود بیوکلاست‌های بتونیک مانند خانواده میلیولیده، نومولیتیده در رخصاره‌های آهکی دوباره نهشته شده (رخصاره‌های شماره B1 تا B5) نشاتگر رسوبگذاری در محیط پلاتفرمی است. بین لایه‌ای بودن رخصاره‌های توریدایتی و رخصاره‌های پلاژیک و مخلوط بودن دانه‌های پلانکتونیک و بتونیک در آهک‌های دوباره نهشته شده نشان دهنده نرخ بالای رسوبگذاری و ایجاد جریان‌های توریدایتی (Tempestite Deposits) و ریزش کربنات از بخش حاشیه پلاتفرم با شیب تند و نهشته شدن آن در بخش ژرف دریاست (Mohseni and Al-Asam, 2004).

رخصاره‌های ژرف سازند پابده با رخصاره‌های ژرف سازندهای مزدوران و چمن‌بید (Lasemi, 1995 & Askari & Lasemi, 1997)، سازند مبارک (لاسمی و مصدق، ۱۳۷۸)، سازند سروک (لاسمی و کاووسی، ۱۳۸۴) و رخصاره‌های دور از پلاتفرم باهاماس (Eberli, 1991; Boardman & Neuman, 1984) همسان است. رخصاره‌های ذکر شده در حوضه ژرف و در مجاورت پلاتفرم کربناتی سازند جهرم نهشته شده‌اند. (شکل ۶- الف و ب).

۵- چینه‌نگاری سکانسی سازند پابده

مطالعه تغییرات عمودی رخصاره‌های سازند پابده در برش زنجیران به شناسایی ۲ سکانس رسوبی (چرخه‌دهسته سوم) انجامیده است. ستبرای توالی رسوبی اول (DS1) سازند پابده ۹۵ متر بوده و مرز زیرین آن همانند برش شاه‌نشین توسط مرز نوع دوم در بخش زیرین شیل ارغوانی (SB2) مشخص می‌شود.

دسته رخصاره‌های TST سکانس رسوبی اول به ستبرای ۳۵ متر از مادستون / گل‌سنگ و وکستون بیوکلاستی گلوبیژین و گلو بوروتالیادار تشکیل شده است. آخرین حد پیشروی آب دریا (Maximum Flooding Surface) MFS با رخصاره شیل تیره نازک لایه مشخص می‌شود. این رخصاره‌ها در روی زمین به صورت تناوب شیل و شیل آهکی به رنگ زرد و خاکستری رخنمون داشته که به سمت بالا از ستبرای آنها کاسته می‌شود. در حالت سکون نسبی سطح آب دریا دسته رخصاره‌های HST به ستبرای ۶۰ متر شامل تناوب رخصاره پلاژیک و آهک‌های دوباره نهشته شده نومولیت‌دار است. رخصاره‌های مشاهده شده در این بخش شامل وکستون بیوکلاستی گلوبیژین‌دار، پکستون بیوکلاستی نومولیت و آلوتولین‌دار، وکستون بیوکلاستی نومولیت و گلوبیژین‌دار، پکستون بیوکلاستی دیسکوسیلکین و گلوبیژین‌دار، گریستون بیوکلاستی جلبک‌دار، پکستون بیوکلاستی اینتراکلت‌دار و وکستون بیوکلاستی اینتراکلت و پلت‌دار بوده که به صورت چرخه‌های به طرف بالا کم‌ژرفا شونده بر روی یکدیگر انباشته شده‌اند.

ستبرای توالی رسوبی دوم ۲۹۵ متر بوده و مرز زیرین آن از نوع ۲ (SB2) و مرز بالایی آن از نوع پیوستگی هم ارز با ناپیوستگی (Corrolative Conformity) در زیر سازند آسماری خاتمه می‌یابد. سطح پیشروی با رخصاره شیل شروع شده و آخرین حد پیشروی آب دریا (MFS) با رخصاره پکستون بیوکلاستی حاوی گلوکونیت از نوع جانشینی درون حجرات روزن‌داران مشخص می‌شود.

دسته رخصاره TST به ستبرای ۸۵ متر از شیل، مادستون بیوکلاستی گلوبیژین‌دار، وکستون بیوکلاستی گلوبیژین‌دار و پکستون بیوکلاستی گلوبیژین‌دار تشکیل شده است. این دسته رخصاره در روی زمین به صورت تناوب شیل و شیل آهکی رخنمون دارد.

دسته رخصاره HST توالی رسوبی دوم (DS2) به ستبرای ۲۱۰ متر از تناوب شیل آهکی و آهک‌های دوباره نهشته شده تشکیل شده است. رخصاره‌های میکروسکوپی این دسته رخصاره شامل شیل، وکستون بیوکلاستی گلوبیژین‌دار، وکستون بیوکلاستی نومولیت و میلیولیددار، وکستون بیوکلاستی پلت و اینتراکلت‌دار و پکستون بیوکلاستی نومولیت و دیسکوسیلکین‌دار بوده و در روی زمین به صورت

پلت‌دار حاوی خرده‌های فسیل پلاتکتون هستند.

– سازند پابده در برش شاه‌نشین از ۱ توالی رسوبی و در برش زنجیران از ۲ توالی رسوبی تشکیل شده است.

– مرز زیرین توالی رسوبی سازند پابده (برش شاه‌نشین و زنجیران) با سازند گوری از نوع دوم (SB2) است و بر روی آن بخش شیل ارغوانی هم‌ارز با سازند ساچون قرار دارد. مرز بالایی این توالی، از نوع پیوستگی هم‌ارز با ناپیوستگی است.

– سازند پابده در برش کوه شاه‌نشین و زنجیران تنها از دسته رخساره HST و TST تشکیل شده که این دسته رخساره‌ها خود از پاراتوالی‌های به طرف بالا کم ژرفا شونده تشکیل شده‌اند. دسته رخساره TST بیشتر از تناوب گلسنگ و شیل آهکی نازک لایه و دسته رخساره HST از شیل آهکی، شیل و آهک‌های دوباره نهشته شده تشکیل شده‌اند. – بررسی رخساره‌های سازند پابده نشان می‌دهد که سازند پابده در بخش ژرف حوضه در مجاورت پلاتفرم کریناتی جهرم نهشته شده‌اند.

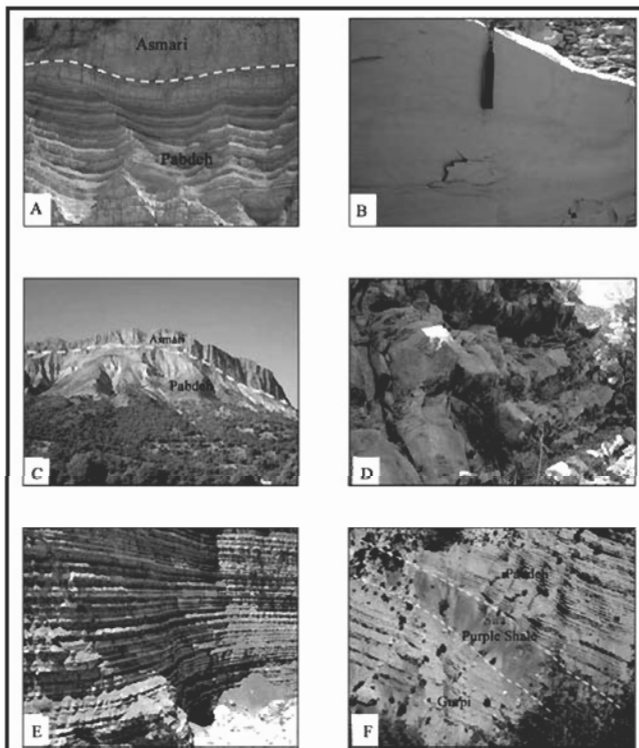
– به علت فاصله بین دوبرش مورد مطالعه (حدود ۹۰ کیلومتر) تغییرات جانی رخساره‌ها در دوبرش تاحدی دیده می‌شود. به عنوان مثال آهک‌های دوباره نهشته شده از لحاظ موقعیت در طول ستون چینه‌نگاری، ستبراً و نوع رخساره میکروسکوپی تفاوت نشان می‌دهد. – محیط اولیه رسوبگذاری آن دسته از رخساره‌های میکروسکوپی کریناتی بدون میکروفسیل‌های پلاتکتونیک (حاوی عناصر آلومنی همچون نومولیت، پلت

و اینتراکلت) در محیط پلاتفرمی بوده که به علت ریزش در بخش ژرف دریا (رخساره توریدیتی) به صورت بین لایه‌ای با رسوبات پلاژیک دیده شده و محیط رسوبگذاری ناتویه آنها محیط ژرف دریاست.

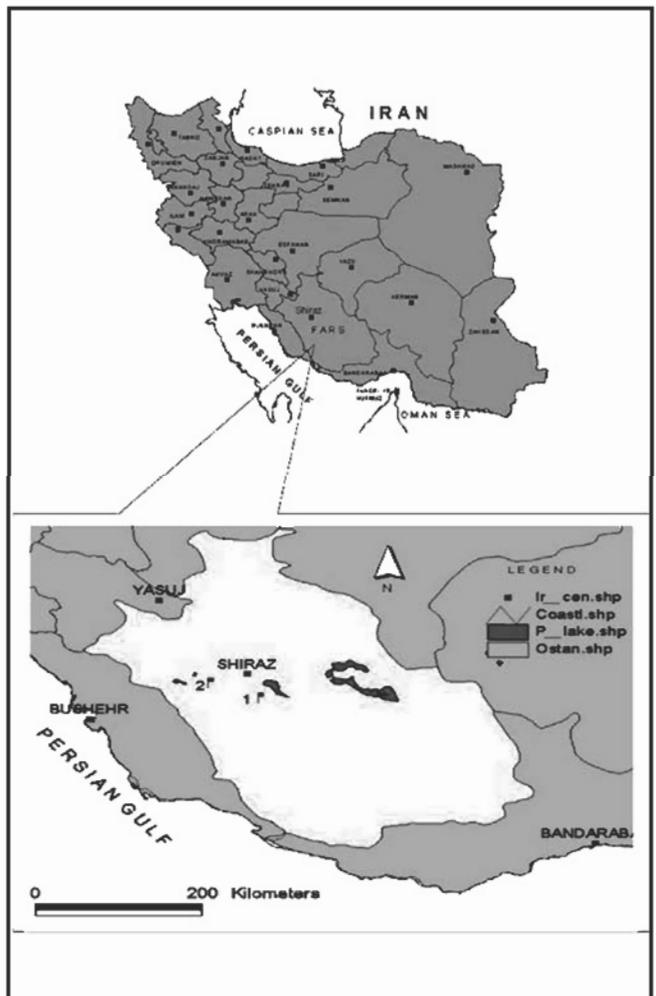
– مرز ناپیوسته (SB1) بین سازندهای جهرم و آسماری در بخش کم ژرفای پلاتفرم کریناتی سازند جهرم در بخش ژرف حوضه بین سازندهای پابده و آسماری به صورت مرز پیوسته هم‌ارز با ناپیوستگی مشخص می‌شود (C.C: Corrolative Conformity). – توالی‌های رسوبی شناخته شده در سازند پابده (برش زنجیران) می‌تواند ناشی از عملکرد گسل‌ها به طور همزمان با رسوبگذاری و زمین‌ساخت فعال حوضه رسوبی زاگرس باشد. – عملکرد گسل‌های همزمان با رسوبگذاری باعث ایجاد ریخت‌شناسی متفاوت در حوضه رسوبی و سرانجام ایجاد توالی‌های متفاوت در سازند پابده شده است.

سپاسگزاری

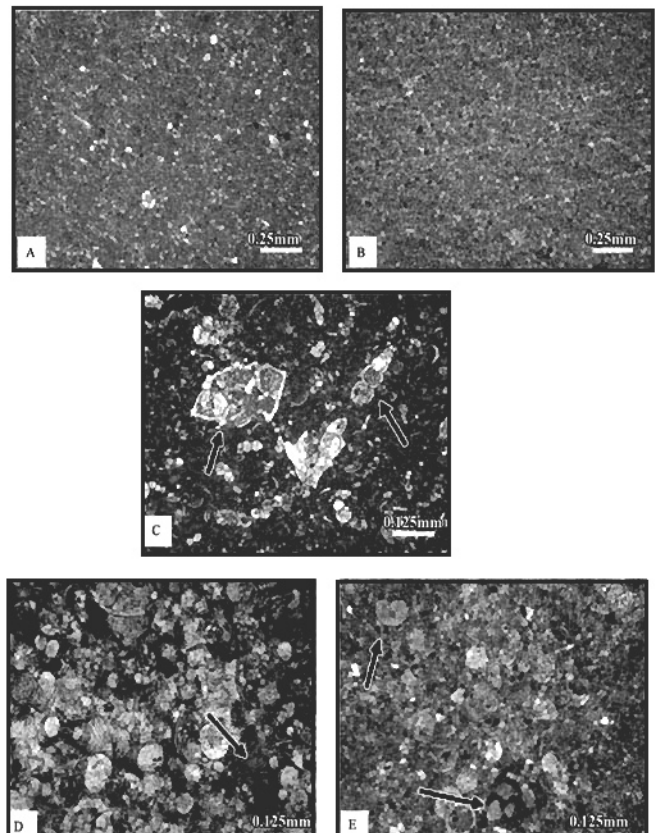
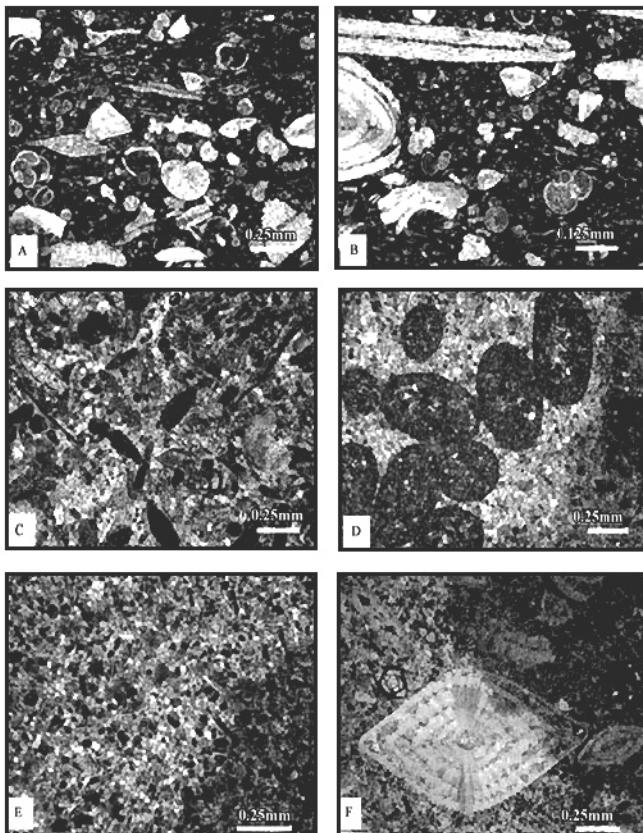
بدین وسیله نویسندگان مراتب تشکر و قدردانی خود را از مدیریت گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران جناب آقای دکتر خسرو خسروتهرانی اعلام می‌دارند. همچنین از همکاری آقایان مهدی هوشیار، ابراهیم جمشیدزاده و محسن افتخاری در بازبندی‌های صحرایی صمیمانه تشکر و قدردانی می‌شود.



شکل ۲- (A) مرز بالایی سازند پابده با سازند آهکی آسماری - برش شاه‌نشین دید به سمت جنوب باختر. (B) شیل‌های آهکی خاکستری تیره با لامیناسیون ظریف مسطح و مورب، بخش بالایی سازند پابده، برش شاه‌نشین. (C) موقعیت چینه‌شناسی سازند پابده - برش شاه‌نشین دید به سمت جنوب. (D) تناوب شیل آهکی و آهک‌های دوباره نهشته شده در سازند پابده - برش زنجیران دید به سمت باختر. (E) شیل‌های خاکستری و آبی تیره مربوط به محیط ژرف، سازند پابده - برش شاه‌نشین دید به سمت جنوب. (F) بخش شیل ارغوانی جداکننده سازند پابده از گوری - برش شاه‌نشین دید به سمت جنوب باختر.

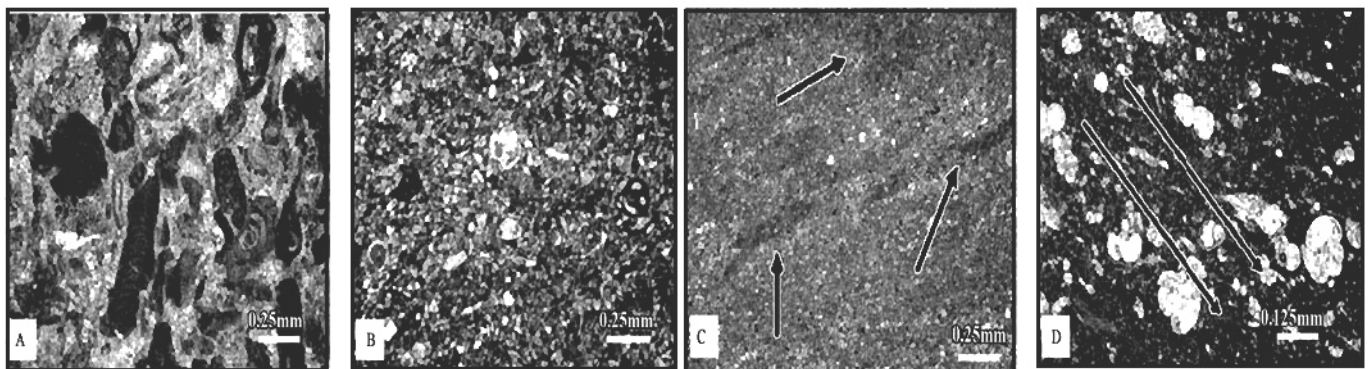


شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه در منطقه فارس ۱- برش زنجیران ۲- برش شاه‌نشین

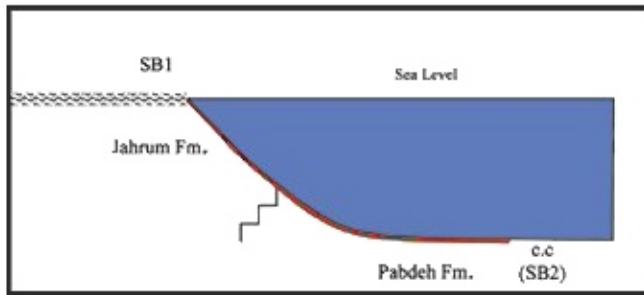


شکل ۴- رخصاره‌های میکروسکوپی سازند پایه (آهک‌های دوباره نهشته شده).
 (A و B) پکستون بیوکلاستی نومولیت، دیسکوسیکلین و گلوئیژین‌دار (رخصاره توریدیتی B2). آمیخته بودن میکروفسیل‌های پلانکتونیک و بتونیک از ویژگی‌های مهم این رخصاره است. (D) پکستون بیوکلاستی اینتراکست‌دار، اینتراکست‌های حاوی خرده‌های فسیل پلانکتون با گردشگی بالا در تصویر مشخص است (رخصاره توریدیتی B4). (C و E) وکستون بیوکلاستی اینتراکست و پلت‌دار (رخصاره توریدیتی B5). (F) وکستون بیوکلاستی نومولیت و میلیولیدار (رخصاره توریدیتی B1).

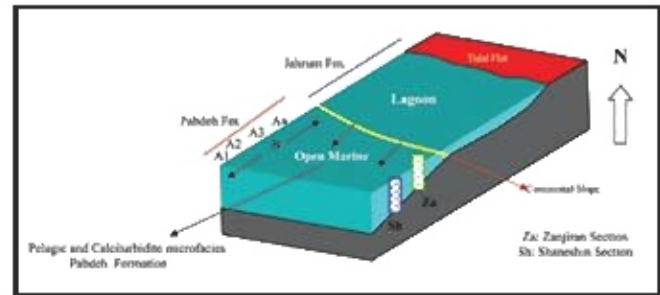
شکل ۳- رخصاره‌های میکروسکوپی پلاژیک (بخش ژرف دریا) سازند پایه (A) مادستون بیوکلاستی گلوئیژین‌دار (رخصاره A2) (B) گلستگ، این رخصاره در یک محیط کم انرژی مناطق ژرف دریا در تناوب با وکستون و پکستون بیوکلاستی گلوئیژین و گلوپوروتالیادار دیده می‌شود (رخصاره A1). (C) وکستون بیوکلاستی گلوئیژین و گلوپوروتالیادار، میکروفسیل‌های پلانکتونیک به همراه خرده‌های فسیل پلانکتون در تصویر مشخص است (رخصاره A3). (B و D) پکستون بیوکلاستی گلوئیژین‌دار حاوی گلوکونیت، بالغ بر ۵۰ درصد این رخصاره میکروفسیل پلانکتون گلوئیژین است. در نمونه‌های مشابه بین ۵ تا ۲۵ درصد کانی دریایی گلوکونیت از نوع جانیشینی درون حجرات روزن‌داران (فلش قرمز) دیده می‌شود (رخصاره A4).



شکل ۵- رخصاره‌های میکروسکوپی سازند پایه (آهک‌های دوباره نهشته شده و رخصاره‌های پلاژیک) (A) گریستون بیوکلاستی جلبک قرمز و میلیولیدار (رخصاره توریدیتی B3). (B) پکستون بیوکلاستی گلوئیژین‌دار (رخصاره پلاژیک A4) (C) گلستگ با آثاری از ایکتوفاسیس‌ها (فلش قرمز). (D) وکستون بیوکلاستی گلوئیژین‌دار دارای جهت‌یافتگی به همراه لامیناسیون ظریف مورب (فلش زرد). آلوکوم‌ها تا حدی جهت‌یافتگی را نشان می‌دهند (رخصاره پلاژیک A2).



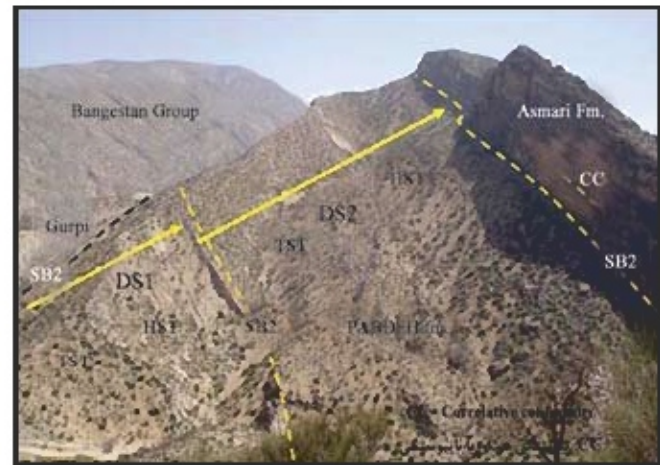
شکل ۶- ب) در محل بالا مرز پیوسته هم‌اثر بین سازندهای پابده و آسماری در بخش ژرف سوحبه یا ناپوستگی فرسایش بین سازندهای جهرم و آسماری در بخش کم ژرفای سکوی کرینات نشان داده شده است.



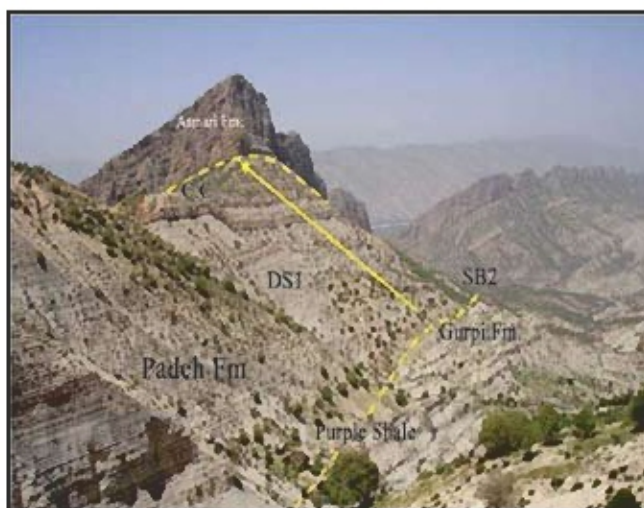
شکل ۹- الف) مدل رسوبی پیشنهادی برای سازند پابده گروه و خسارهای پلاژیکه (A) و آهکته‌های دریاره نهشته شده (B) سازند پابده در بخش ژرف دریا در مجاورت پلانفرم کریناته جهرم نهشته شدند. آهکته‌های دریاره نهشته شده سازند پابده در زمان بالا بردن سطح آب دریا هنگامی که رخ تولید کرینات بالا بوده است تشکیل شده‌اند (Highstand Shedding).



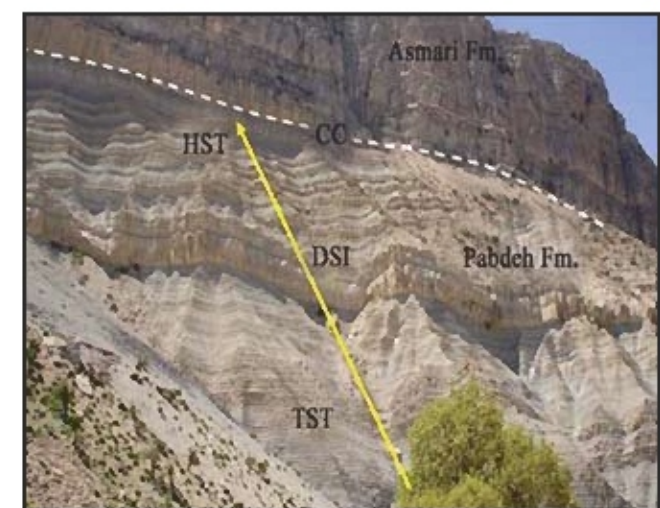
شکل ۸- دسته و خسارهای TST سنگدسی رسوبی سازند پابده به تارپ آهکته‌های پلاژیکه و تازگه لایه یا هیل پلاژیک توجه شود. برش زنجیران (دید به سمت خاور).



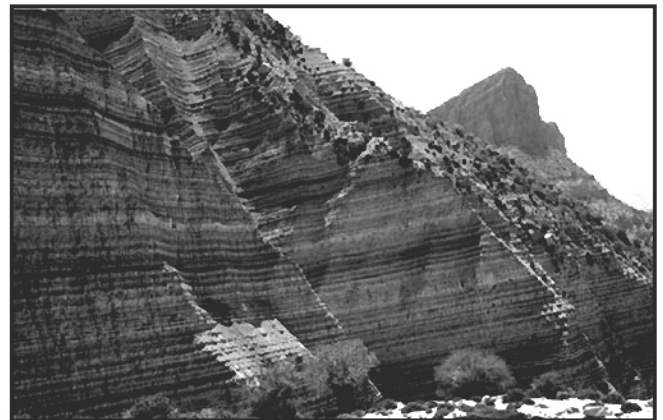
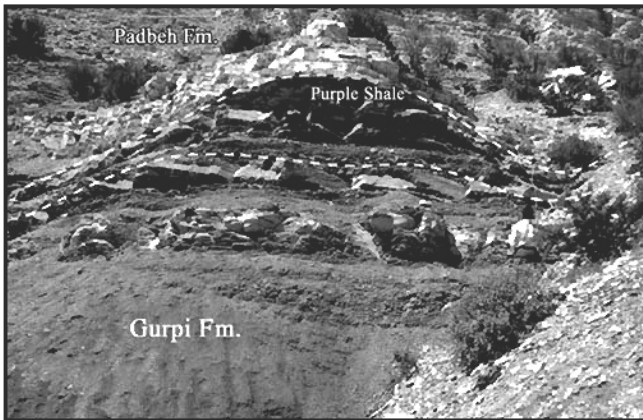
شکل ۷- سنگدسی رسوبی اول و دوم سازند پابده، برش زنجیران دید به سمت خاور.



شکل ۱۰- سنگدسی رسوبی سازند پابده و مرزهای آن با سازند گورپی و آسماری، (برش شاه‌نشین دید به سمت جنوب، cc= correlative conformity).

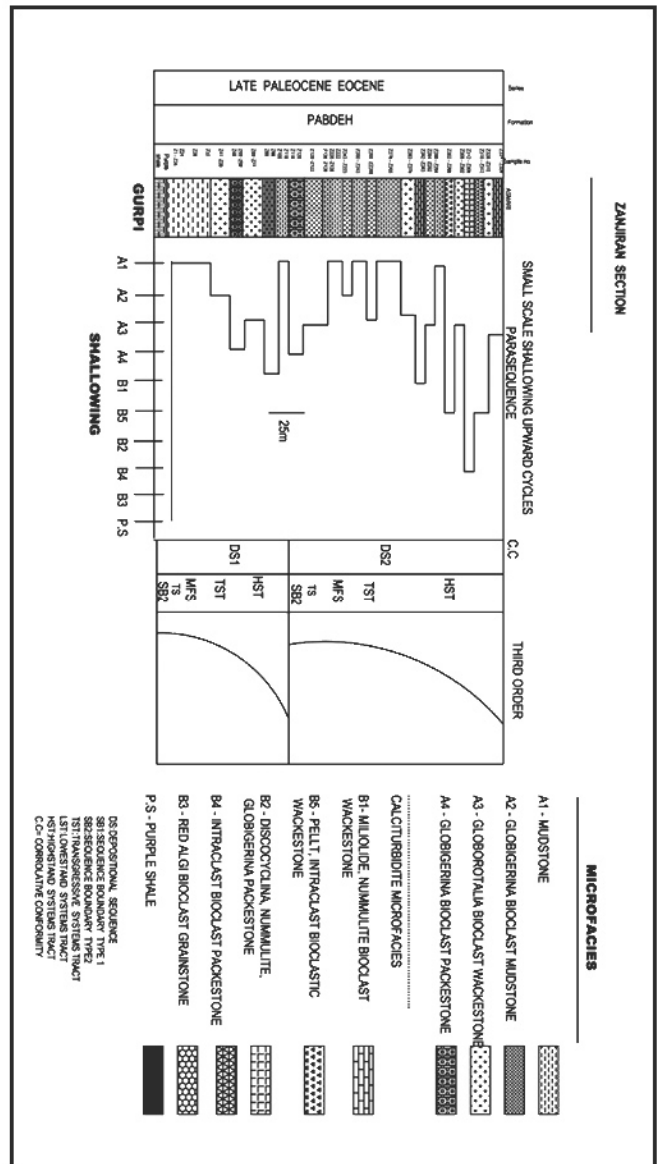
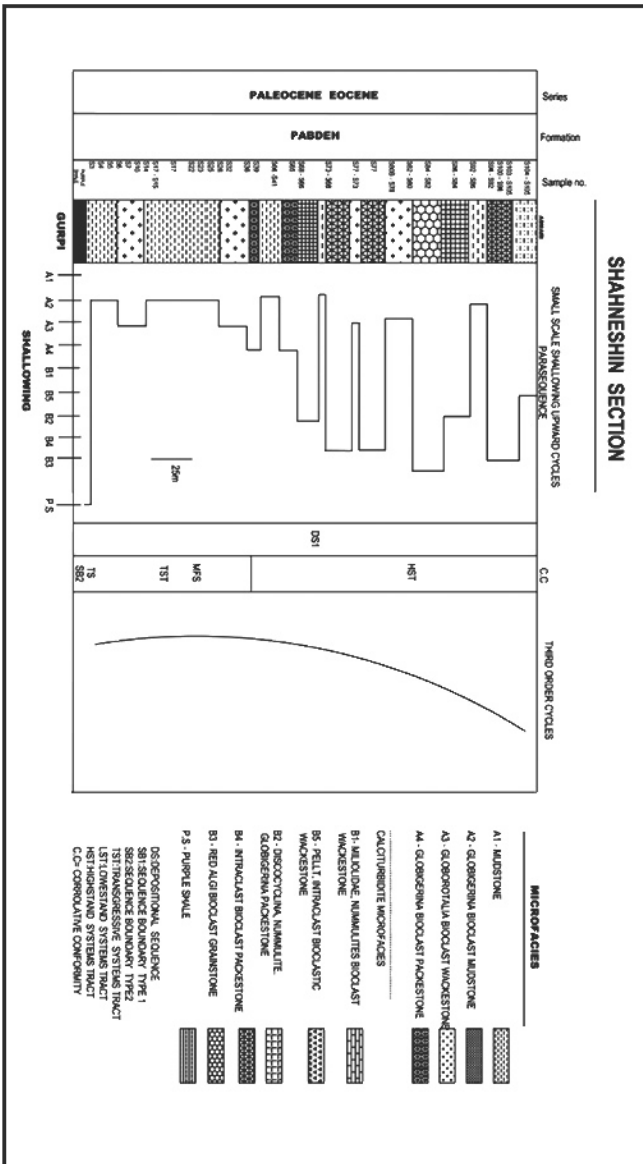


شکل ۹- سنگدسی رسوبی سازند پابده و مرز بالایی از نوع پیوستگی هم‌اثر، (برش شاه‌نشین دید به سمت جنوب، cc= correlative conformity).



شکل ۱۲- بخش زیرین شیل ارهوانی جدا کننده سازند گورپی از پابده به عنوان مرز زیرین سکانس رسوبی سازند پابده از نوع حوم (SB2) در نظر گرفته شده است (شیراز - دشت ارژن، کوه شاه نشین دید به سمت جنوب باختری).

شکل ۱۱- شیل (گلشنک) یا لامیناسیون ظریف به رنگ‌های زرد کم رنگ، آبی و خاکستری در دسته رخساره TST سکانس رسوبی سازند پابده. دشت ارژن کوه شاه نشین (دید به سمت جنوب باختری).



شکل ۱۳- ستون ریزرخساره و چینه‌نگاری سکانسی سازند پابده - برش شاه نشین

شکل ۱۴- ستون ریزرخساره و چینه‌نگاری سکانسی سازند پابده - برش زنجیران

کتابخانه‌نگاری

- لاسمی، ی. و کاووسی، م.، ۱۳۸۴- چینه‌نگاری سکانسی سازند سروک در جنوب خاور لرستان و شمال زون ایزه و کاربرد آن در اکتشاف هیدروکربور، نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ص ۵۹۸-۵۹۵
- لاسمی، ی. و کاووسی، م.ع.، ۱۳۸۲- آهک‌های دوباره نهشته شده سازند پابده و پتانسیل مخزنی آنها. مجموعه مقالات بیست و دومین گردهمایی علوم زمین.
- لاسمی، ی. و مصدق، ح.، ۱۳۷۸- میکروفاسیس‌ها و محیط‌های رسوبی سازند مبارک در البرز مرکزی و معرفی پشته‌های گلی (waulsortian) در محیط رسوبی رمپ عمیق فشرده، مقالات سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ص ۵۴۸-۵۴۶.
- لاسمی، ی.، ۱۳۷۹- رخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته سنگهای پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران. سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۸۰ صفحه.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲- چینه‌شناسی زاگرس، سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح تدوین کتاب شماره ۱، ۵۳۶ صفحه.
- میرزایی، ر.، ۱۳۸۰- چینه سنگی و رخساره‌های میکروسکوپی سازندهای جهرم و آسماری در ناحیه شیراز و تعیین مرز بین این دو سازند بر اساس شواهد چینه‌نگاری سکانسی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۰۹ ص.

References

- Alavi, M., 2004- Regional Stratigraphy of the Zagros Fold Thrust belt of Iran and its Proforland evolution, American Journal of Science, Vol. 304, p. 1-20.
- Askari, Z. & Lasemi, Y., 1997- Highstand shedding of a carbonate platform : evidence from the Middle - Upper Jurassic Chaman Bid formation (Lower zuni A Sequence) of the Kopet Dagh Basin, northeast Iran. CSPG-SEPM Joint Convention, Calgary Canada, Abstr., p. 28.
- Bernaus, J. M., Vanneau, A., Caus, E., 2002 - Carbonate platform sequence stratigraphy in a rapidly subsiding area : the late Barremian - Early Aptian of the Organya Basin, Spanish pyrenees, Sed Geo., 159, pp. 177 - 201.
- Boardman, M. R. & Neuman, A. C., 1984 - Source of - pri platform Carbonate : North west providence, channel, Bohamas. J. Sedimentary petrology, vol 54: 1110 - 1123
- Carozzi, A. V., 1989 - Carbonate Rocks Depositional Model. Prentice Hall, New, Jersey, 604 p.
- Dunham, R. J., 1962- Calssification of carbonate rocks according to depositional texture: in W. E. Ham, ed., Classification of Carbonate Rocks: AAPG Memoir 1, p. 108-121.
- Eberli, G. P., 1991- Growth and demise of isolated carbonate platforms : Bahamin controversies. In : D. W. Muller, J. A. Mackenzi and H. Weissert (Editors) Controversies in Modern Geology : Evolution of Geological Theories in Sedimentology, Earth History and Tectonics. Academic Press, New York, pp. 231- 248
- Emery, D. & Myers, K., 1996- Sequence Stratigraphy: Oxford. Blackwell Science, 297 p.
- Flugel, E., 2004- Microfacies Analysis of Limestone: New York, Springer - Verlag.
- Lasemi, Y. & Carozzi, A.V., 1981- Carbonate microfacies and depositional environments of the Kinkaid Formation (Upper Mississippian) of the Illinois Basin, U. S. A VIII congreso Geologico Argention. Sanluis (20-26 Setiembre, 1981) Acata SII, p. pp. 358 - 384.
- Lasemi, Y., 1995- Platform carbonates of the Upper Jurassic Mozduran Formation in the Kopet Dagh Basin ; NE Iran, Facies, Paleoenvironments and sequences, Sedimentary geology, 99, pp. 151 -164.
- Mahboobi, A., Moussavi-Harami, R., Lasemi, Y. & Brener, R. L., 2001- Sequence Stratigraphy and Sea level history of the upper paleocene strata in the Kopet-Dagh basin, northeastern Iran. AAPG Bulletin, V. 85, No. 5. p 839-859.
- Miall, A. D., 2000- Principals of Sedimentary Basin Analysis : Springer - Verlag, Berlin, 616 p.
- Mohseni, H. & Al-Asam, I. S., 2004 - Tempestite deposits on a storm-influenced carbonate ramp: an example from the pabdeh Formation (paleogene) Zagros basin, SW Iran. Journal of petroleum geology Volume 27 Issue 2 April page 163-178.
- Nadjafi, M., Mahboobi, A., Moosavi Harami, R. & Mirzaee Mahmoodabadi, R., 2004 - Depositional history and Sequence Stratigraphy of outcraping tertiary carbonates in the Jahrum and Asmari Formations, Shiraz (swIran). Journal of Petroleum Geology, Vol.27(2) April 2004, pp 179-190
- Purser, B. H., 1973- The Persian Gulf Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea, Springer- Verlag Berlin - Heidelberg, New York, 471P.
- Schalger, W., Reijmer, J. J. G. & Droxler, A., 1994 - Highstand shedding of carbonate platforms. Sedimentary Research, Vol. B64, PP. 270 - 281.
- Sepehr, M. & Cosgrove, J.W., 2004 - Structural Framework of the Zagros Fold thrust belt Iran. Marine and Petroleum Geology., Vol. 21, pp. 829-843.
- Tucker, M. E. & Wright, V. P., 1990- Carbonate Sedimentology, Blackwell Scientific Publication, Oxfrod 482 p.
- Vail, P. R., Audemard, F., Bowman, S. A., Eisner, D. N. & Perezcruz, C., 1988- The Stratigraphic Signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an Overview, in G. Einsele, W. Ricken, and A. Seilasher, eds., cycles and events in stratigraphy: Berlin, Springer - Verlag, p. 617-59.
- Van Buchem, F. S. P., Pittet, B., Vtner, H., Geotsch, J., Mansouri, A. I., Billing, I. M., Droste, H. H. F., Oterdoom, W. H., Van Steenwinkel, M., 2002 - High - resolution sequence stratigraphie architecture of Barremian / Aptian carbonate systems in northern oman and the United Arab Emirates (Kharai b and Shuaib a Formation). Geo Arabia, V. 7, P. 461 - 500
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchem, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Lutit, T. S. & Hardenbol, J., 1988- An over view of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, inc. k. wilgus, B. Hasting, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posmentier, C. A. R. SS, and J. C. Van wagoner, eds., Sea Level Changes: and integrated approach: SEPM Special Publication 42.
- Wilber, R. J., Milliman, J. D. & Halley, R. B., 1990- Accumulation of bank - top sediment on the western slope of Great Bahama Bank : rapid progradation of a carbonate mega - bank. Geology, 18 : pp.970 -974.
- Wilson, J. L., 1975- Carbonate Facies in Geological History: New York, Springer - Verlag. 471p.

Seismicity of Tehran City Region and its Vicinity Based on Tehran City Seismic Network (TCSN) Data

F. Yamini-Fard^{1*}, A. S-Moradi², M. Hosseini³, R. Norouzi⁴

¹ International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran.

² Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.

³ Islamic Azad University, Science and Research Campus, Tehran, Iran.

⁴ Tehran Disaster Management and Mitigation Organization, Tehran, Iran.

Received: 2008 March 02

Accepted: 2008 December 24

Abstract

From June 2004 to December 2008 low seismic activity was recorded near North-Tehran, Taleghan and Kahrizak faults and inside of Tehran city. In contrast, seismic activity along Mosha, Garmsar and North-Alborz faults is considerable. Generally seismic activity decreases from 51 degrees longitude to west. Two earthquakes with 15 and 17 km depth were located in the west of Tehran city. The calculated focal mechanism for one of them is pure strike-slip. High seismic activity is observed along Mosha fault close to Damavand, Boumehen cities and Lavasant-e-Bozorg region. Calculated focal mechanisms along this fault includes both strike-slip, and reverse mechanisms that implies transpression motion, dominantly left-lateral slip along this fault that continued to Lavasanat region in south of the eastern end of the North Tehran fault. Precise location of some events shows depth range of 4-32 km. Generally, calculated focal mechanisms in studied region include both strike-slip and reverse mechanisms and seems that in southern part, approaching Central Iran, reverse mechanisms are dominant. It implies slip partitioning in southern margin of Central Alborz.

Key words: Tehran city, Fault, Seismicity, Focal mechanism, Slip partitioning

For Persian Version see pages 133 to 138

*Corresponding author: F. Yamini - Fard; E-mail: faryam@iiees.ac.ir

Depositional Environment and Sequence Stratigraphy of the Pabdeh Formation in Shiraz area

R. Mirzaee Mahmoodabadi^{1*}, Y. Lasemi² & M. Afghah³

¹ Islamic Azad University, Science & Research Campus, Tehran, Iran.

² Tarbiat Moalem University, Tehran, Iran.

³ Islamic Azad University, Shiraz Branch, Shiraz, Iran.

Received: 2007 October 14

Accepted: 2008 December 10

Abstract

Shaley Pabdeh Formation (Paleocene-Oligomiocene) expanded in Fars, Khozestan and Lorestan. Lower Lithostratigraphical limit with Gurpi Formation recognized by purple shale. Upper Lithostratigraphical limit with Asmari Formation is transitional. In order to study sedimentary environments and sequence stratigraphy of Pabdeh Formation two stratigraphic sections were chosen (Zanjiran and Shahneshtin). Petrographic study indicated 9 pelagic and calciturbidite microfacies. These microfacies in deep marine deposited. Calciturbidite facies were formed during sea level highstand, when high rate of carbonate production result in transportation of carbonate sediment in deep sea. Sequence stratigraphy study shows that Pabdeh Formation consists of two depositional sequences. In Zanjiran section lower and upper contact of first sequence is type two and upper contact of second depositional sequence is conformity with unconformity. In Shahneshtin section the lower contact is type two and upper contact is correlative conformity with unconformity.

Keywords: Pabdeh formation, Shiraz, Purple Shale, Zanjiran Section, Shahneshtin Section, Depositional Sequence.

For Persian Version see pages 139 to 146

*Corresponding author: R. Mirzaee Mohmoodabadi; E-mail: rmirzaem@hotmail.com

The Study of the Crystal Size Distribution (CSD) of Garnet in the Hassan-Abaad Contact Metamorphism of Yazd

S. Zandifar^{1*}, M.V. Valizadeh¹, M. A. Barghi¹ & M. R. Foroodijahromi²

¹School of Geology, University College of Sciences, Tehran University, Tehran, Iran

²Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research campus, Tehran, Iran

Received: 2008 April 02

Accepted: 2008 July 01

Abstract

The crystallization history of a rock is recorded by the size and the distribution of its minerals. The porphyroblast crystal size in metamorphic rocks can give notable information about its growing medium. Considering the varieties of mineralogy in the Hassan-Abad's skarn and high frequency of garnet porphyroblasts in different metamorphic zones and special different sizes in the first metamorphic zone of the NE skarn, the crystal size distributions of this mineral is studied. With regard to this, digital photos of cutting surface were provided and analyzed by JMicrovision software. It has been expected, two different slopes can show three suspicions: 1- parent rock composition effect; 2- crystal growing time; 3- fluid flow around plutonic rock. According to the presence of clintonite, vesuvianite and garnet and as many as joints in the region, the role of fluid in growing the size of garnet porphyroblast in part of the first metamorphic zone seem to be noticeable.

Keywords: Crystal size distribution, Garnet, Contact metamorphism, JMicrovision, Hassan-Abad village of Yazd.

For Persian Version see pages 147 to 152

*Corresponding author: S. Zandifar; E- mail: tec1319_sh@yahoo.com

Diagenesis and Geochemistry of the Ziyarat Formation in the Type Section, Tochal, (Alborz)

M. H. Adabi¹, M. Khatibi Mehr^{1*}, A. Moallemi², A. Sadeghi¹ & M. A. Salehi³

¹ Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

² Research Institute of Petroleum Industry, Tehran, Iran

³ Ferdowsi University, Mashhad, Iran

Received: 2007 July 07

Accepted: 2008 December 10

Abstract

The Ziyarat Formation is an Upper Paleocene to Middle Eocene carbonate sequences, located in North of Tochal Village (south-east of Tehran), near Emam Zadeh Abdollah. The Ziyarat Formation with the total thickness of 212.5 m conformably overlies the Fajan conglomerate and is overlain by greenish tufaceous siltstone of the Karj Formation. Petrographic studies led to the recognition of 11 microfacies. Different facies and evidences such as the absence of reefal facies, calciturbidite deposits, and widespread tidal flat deposits indicate that the Ziyarat Formation was deposited in a homoclinal carbonate ramp environment. Micritization, cementation, compaction, neomorphism, dissolution, dolomitization, fracturing and silicification are the major diagenetic processes in the Ziyarat Formation, occurring in meteoric and burial diagenetic environments. Major and minor elements and oxygen and carbon isotope values indicate that Ziyarat carbonates were deposited in a shallow warm water tropical environment and original carbonate mineralogy was aragonite. Bivariate plots of Mn versus Sr/Ca and $\delta^{18}O$ illustrate that Ziyarat limestones were affected by open system diagenesis with high water/rock interaction. Early burial diagenetic temperature calculation based on heaviest oxygen isotope