

# محیط رسوبی، دیاژنز و چینه‌نگاری سکانسی سازند ایلام در میدان نفتی سیری الوند

مجید خانجانی<sup>۱</sup>، سید رضا موسوی حرمی<sup>۲</sup>، حسین رحیم‌پوربناب<sup>۳</sup>، محمدرضا کمالی<sup>۴</sup> و علی چهرازی<sup>۵</sup>

<sup>۱</sup> دکترا، گروه زمین‌شناسی، واحد علوم و تحقیقات دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

<sup>۲</sup> استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

<sup>۳</sup> استاد، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۴</sup> دانشیار، پژوهشکده اکتشافات و تولید، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران

<sup>۵</sup> دکترا، شرکت نفت فلات قاره ایران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۸/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۱۲/۲۱

## چکیده

سازند ایلام (سانونین - کامپانین) یکی از مخازن مهم گروه بنگستان در حوضه نفتی زاگرس است. این سازند در میدان سیری الوند در خلیج فارس با ستبرای ۱۳۰ متر از سنگ‌های آهکی تشکیل شده است. در این پژوهش ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی، فرایندهای دیاژنزی و چینه‌نگاری سکانسی سازند ایلام در میدان نفتی سیری الوند مورد مطالعه قرار گرفت. با بررسی مقاطع نازک ۸ ریزرخساره در ۴ مجموعه رخساره‌ای شناسایی شد که در یک محیط رسوبی رمپ کربناتی هم‌کلینال برجای گذاشته شده‌اند. بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری، مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی که در این سازند مشاهده شد عبارتند از: آشفستگی زیستی، سیمانی شدن، انحلال، دولومیتی شدن، استیلولیتی شدن، پیری شدن و تشکیل شکستگی‌ها. مهم‌ترین سیمان‌های مشاهده شده در این سازند شامل سیمان تیغه‌ای، سیمان هم‌بعد ریزبلور، سیمان دروزی، سیمان بلوکی درشت بلور و سیمان سین تکسیال هستند. بررسی‌های چینه‌نگاری سکانسی منجر به شناسایی ۴ سکانس رسوبی رده سوم برای سازند ایلام شد که همگی به مرز سکانسی نوع اول ختم می‌شوند. در نهایت رخساره‌ها و شدت فرایندهای دیاژنزی در هر سکانس مورد بررسی قرار گرفت.

**کلیدواژه‌ها:** سازند ایلام، میدان سیری الوند، مدل رسوبی، دیاژنز، چینه‌نگاری سکانسی.

\*نویسنده مسئول: مجید خانجانی

E-mail: drkhanjani@gmail.com

## ۱- پیش‌نوشتار

رسوبات کرتاسه در حوضه رسوبی زاگرس و پلاتفرم عربی به دلیل وجود مخازن نفتی عظیم همواره مورد توجه ویژه‌ای بوده است (از جمله: Alsharhan & Naim, 1997; Sharland et al., 2001; Hollis, 2011; Lapponi et al., 2011). بخش بزرگی از این منابع هیدروکربنی در گروه بنگستان (آلبین - کامپانین) از جمله سازندهای سروک و ایلام در زاگرس و پلاتفرم عربی جای گرفته است. از این رو بخش‌های مختلف گروه بنگستان و معادل‌های آن در مناطق مختلف به طور مفصل مورد مطالعه قرار گرفته است (به طور مثال: Aqrawi et al., 1998; Ghabeishavi et al., 2009 & 2010; Rahimpour-Bonab et al., 2012; Mehrabi et al., 2013; Adabi & Asadi-Mehmandosti, 2008; Kayvani, 2002; Ghazi et al., 2001). برش نمونه سازند ایلام در منطقه زاگرس چین‌خورده (۱۲ کیلومتری جنوب شهرستان ایلام) اندازه‌گیری و تعریف شده است (Setudehnia, 1978; James & Wynd, 1965). در برش نمونه، این سازند با ۱۹۰ متر سنگ آهک‌های رسی ریزدانه خاکستری روشن تا تیره که گاهی در اثر هوازدگی سفید رنگ شده‌اند و لایه‌های نازک شیل در میان لایه‌های آهکی و لایه‌بندی منظم مشخص می‌شود. سازند ایلام با یک ناهمسازی فرسایشی سازند سورگه را می‌پوشاند و خود ظاهراً به طور همساز در زیر سازند گورپی قرار می‌گیرد (مطیعی، ۱۳۷۲). در این پژوهش، اندازه و نوع ذرات تشکیل دهنده مقاطع میکروسکوپی، عوارض مربوط به زمان رسوب‌گذاری، ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی، فرایندهای دیاژنزی و ترتیب قرارگیری سکانس‌های رسوبی سازند ایلام در میدان نفتی سیری الوند مورد بررسی قرار گرفت. در این میدان سازند ایلام دارای ۱۳۰ متر ستبرای است که بخش شیلی لافان آن را از سازند سروک جدا می‌کند. میدان سیری الوند در جنوب خاوری خلیج فارس و ۶۰ کیلومتری جزیره سیری قرار دارد. شکل ۱ موقعیت جغرافیایی میدان مورد مطالعه را نشان می‌دهد. این بررسی می‌تواند برای مطالعه پایه کیفیت مخزنی و تعیین واحدهای جریان‌ی و انواع سنگ مخزن سازند ایلام در میدان یادشده و همین‌طور با میدان‌های همسایه برای تطابق چینه‌شناسی مورد استفاده قرار گیرد.

## ۲- روش مطالعه

با توجه به این که توصیف و تفسیر محیط‌های کربناتی با استفاده از تجزیه رخساره‌های آنها روی مقاطع نازک صورت می‌گیرد (Miall, 2000)، در این پژوهش، افزون بر استفاده از لاگ گاما و تصاویر مغزه، ۳۲۹ مقطع نازک تهیه شده از مغزه مربوط به یک چاه از میدان سیری الوند تحت مطالعه میکروسکوپی قرار گرفت و نوع، اندازه و درصد دانه‌ها و زمینه مقاطع میکروسکوپی مشخص شد. نام‌گذاری سنگ‌های کربناتی بر اساس رده‌بندی (Dunham (1962) و Embry & Klovan, (1971) صورت گرفت و ریزرخساره‌های تعیین شده با ریزرخساره‌های استاندارد (Flugel (2010) مطابقت داده شد. از لاگ گاما در کنار مقاطع میکروسکوپی برای کمک به تشخیص ریزرخساره‌ها و تعیین محیط رسوب‌گذاری و همین‌طور سکانس‌های رسوبی استفاده شد. سپس عوارض دیاژنتیکی در مقاطع میکروسکوپی مشخص و تاریخچه دیاژنزی سازند ایلام در میدان سیری الوند تعیین شد. برای تعیین و رسم ستون چینه‌شناسی و ترتیب قرارگیری رخساره‌ها در جهت عمودی، مغزه و نمودارها کالیبره شدند. میزان تخلخل و تراوایی مورد استفاده نیز از تجزیه مغزه به دست آمده و تخلخل و تراوایی به طور کلی در سکانس‌ها مورد بررسی قرار گرفت.

## ۳- ریزرخساره‌ها

با مطالعه سنگ‌نگاری، بافت رسوبی و اجزای تشکیل دهنده مقاطع نازک سازند ایلام در میدان سیری الوند، ۸ ریزرخساره مشخص شد که در ۴ مجموعه رخساره‌ای برجای گذاشته شده‌اند. این ریزرخساره‌ها به شرح زیر هستند.

### ۱-۳- مادستون تا وکستون دارای بیوکلاست و روزن‌بران پلانکتونیک (Planktonic Foraminifera Bioclast Mudstone to Wackestone)

این ریزرخساره از زمینه گلی و حداکثر ۲۰ درصد دانه تشکیل شده است. دانه‌ها شامل ۷ درصد روزن‌بران پلانکتونیک و ۱۳ درصد بیوکلاست از جمله روتالیدهای کوچک، پوسته‌های نازک دوکفه‌ای، استراکودا، سوزن اسفنج، خرده‌های اکتینوئید، جلبک و الیگوسترئینید هستند (شکل ۲- الف). این ریزرخساره را می‌توان معادل

۳-۷. **وگستون دارای میلیولید (Mudstone/ Wackestone with Miliolids)** واقع در دریای محدود است.

بخش عمده این ریزرخساره گل آهکی است که زمینه سنگ را تشکیل می‌دهد. میلیولید مهم‌ترین دانه این ریزرخساره به میزان ۲۰ درصد است و جلبک سبز، تکستولاریا و پلوئید به‌طور فرعی ۱۰ درصد این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند (شکل ۲-ج). اندازه بیشتر دانه‌ها ۰/۲۵ تا ۰/۳ میلی‌متر است. وجود ماتریکس گلی و روزن‌بران کفزی با پوسته پورسلانوز نشان‌دهنده گردش محدود آب در این ریزرخساره است. این ریزرخساره قابل مقایسه با ریزرخساره ۱۶ (Flugel (2010) Mudstone/ Wackestone with Miliolids) واقع در دریای محدود است.

۳-۸. **وگستون تا پگستون بیوکلاستیکی دارای جلبک سبز (Green algae Bioclast Wackestone to Packstone)**

این ریزرخساره با بافت وگستون دارای جلبک سبز و خرده‌های بیوکلاست از جمله دوکفه‌ای، اکینودرم و روزن‌بران کفزی کوچک (بیشتر میلیولید، تکستولارید) در مجموع به میزان ۲۰ تا ۳۰ درصد است. اجزای فرعی این ریزرخساره شامل استراکودا، و پلوئید به میزان ۶ درصد است (شکل ۲-ح). اندازه دانه‌ها در این ریزرخساره تا ۱ میلی‌متر است. این ریزرخساره قابل مقایسه با ۱۷ (Flugel (2010) Bioclastic Wackestone with Dasyclads) واقع در دریای محدود است.

#### ۴- محیط رسوب‌گذاری

بر اساس نوع ریزرخساره‌ها و تغییرات عمودی آنها در توالی مورد مطالعه و مقایسه با ریزرخساره‌های استاندارد (Flugel (2010) می‌توان پیشنهاد کرد که سازند ایلام در میدان سیری الوند در یک محیط رسوبی رمپ کربناتی تشکیل شده است. فقدان رسوبات ریزشی و توریدایتی، نشان‌دهنده وجود یک رمپ هم‌کلینال است. زیرمحیط‌های این رمپ کربناتی شامل رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی است. در رمپ داخلی بخش‌های دریای باز و محدود تشخیص داده شد و رخساره‌های ساحلی و پهنه کشتندی در آن مشاهده نشد (شکل ۳). در ریزرخساره ۱، بافت گل پش‌تیبیان و حضور زیای پلاژیک، آن را به محیط ژرف رمپ خارجی نسبت می‌دهد. ریزرخساره ۲ با توجه به وفور خرده‌های اکینوئید و وجود زیای کفزی در کنار الیگوسترینید و جایگاه چینه‌شناسی به محیط رمپ میانی تعلق دارد. در ریزرخساره‌های ۳ و ۵ وفور زیست‌آواری‌های متنوع نشانگر گردش آزاد آب و تأمین اکسیژن کافی برای رشد و گسترش موجودات است و در ریزرخساره ۴ وجود اینتراکلاست نشان‌دهنده انرژی نسبتاً بالای آب است و می‌توان این ریزرخساره‌ها را مربوط به محیط دریای باز کم ژرفا دانست. در ریزرخساره‌های ۶، ۷ و ۸ وجود روزن‌بران کفزی با پوسته پورسلانوز نشان‌دهنده گردش محدود آب و پیریت دریایی و زمینه تیره در اثر تجمع مواد آلی نشانگر شرایط احیایی در محیط تشکیل است. بخش عمده سازند ایلام از رخساره‌های مربوط به دو محیط دریای باز کم ژرفا و دریای محدود تشکیل شده، که به شدت تحت تأثیر نواسانات سطح آب دریا بوده است؛ که به طور مکرر از آب خارج شده و سطوح خروج از آب به صورت قطعات آهکی گرد شده و فرسایش یافته (شکل ۴)، در این فواصل به فراوانی مشاهده می‌شود.

#### ۵- دیاژنز

رسوبات آهکی بلافاصله پس از رسوب‌گذاری با قرارگیری در محیط‌های مختلف تحت تأثیر انواع فرایندهای دیاژنزی قرار می‌گیرند (Tucker, 1991; Moore, 2001) و تاریخچه دیاژنزی رسوبات آهکی بانواسانات سطح آب دریا مرتبط است (Sarg, 1988; Emery & Meyers, 1996). فرایندهای عمده دیاژنزی سازند ایلام در میدان سیری الوند به شرح زیر است:

۳-۲. **پگستون تا وگستون دارای اکینوئید و بیوکلاست (Flugel, 2010) RMF5 (مادستون پلاژیک)** واقع در رمپ خارجی در نظر گرفت.

در این ریزرخساره با بافت گل پش‌تیبیان، خرده‌های اکینوئیدها و بیوکلاست‌ها فراوان‌ترین دانه هستند که به میزان ۲۵ تا ۳۰ درصد در مقاطع نازک وجود دارند. بیوکلاست‌ها شامل جلبک سبز، خرده‌های دوکفه‌ای، گاستروپود، سوزن اسفنج و استراکودا هستند. پلوئید، الیگوسترینید، روزن‌بران پلاژیک و روزن‌بران کفزی نظیر روتالیئید، به صورت فرعی جمعاً ۱۵ درصد ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. اندازه دانه‌ها اغلب کوچک‌تر از ۰/۲۵ میلی‌متر است ولی قطعات تا یک میلی‌متر هم در این ریزرخساره دیده می‌شود (شکل ۲-ب). این ریزرخساره را می‌توان معادل (Flugel, 2010) (Bioclastic packstone, abundant echinoderms) RMF7 واقع در رمپ میانی در نظر گرفت.

۳-۳. **پگستون تا وگستون دارای بیوکلاست و روزن‌بران کفزی (Bioclast Benthic Foraminifera Packstone to Wackestone)**

اجزای اصلی این ریزرخساره شامل روزن‌بران کفزی از جمله میلیولید، تکستولاریا، روتالیا و دیسیکلینا، همین‌طور بیوکلاست‌ها از جمله قطعات خرد شده اکینوئید، رودیست و پلوئیدها به میزان ۴۰ درصد هستند. قطعات جلبک، الیگوسترینید، استراکودا و اینتراکلاست تشکیل دهنده‌گان فرعی این ریزرخساره هستند که جمعاً ۱۵ درصد مقطع نازک را تشکیل می‌دهند. اندازه دانه‌ها در بیشتر موارد کوچک‌تر از ۰/۲۵ میلی‌متر است. (شکل ۲-پ). این ریزرخساره را می‌توان معادل (Flugel (2010) (Packstone/grainstone with various bioclasts) واقع در دریای باز کم ژرفا در نظر گرفت.

۳-۴. **پگستون تا گرینستون پلوئیدی دارای روزن‌بران کفزی و اینتراکلاست (Intraclast Benthic Foraminifera Peloidal Packstone to Grainstone)**

اینتراکلاست، پلوئید و روزن‌بران کفزی (عمدتاً تکستولاریا، دیسیکلینا، میلیولید و روتالیا) حدود ۶۰ درصد از اجزای این ریزرخساره هستند. خرده‌های بیوکلاست از جمله رودیست، اکینودرم، گاستروپود، استراکودا، سوزن اسفنج و جلبک سبز به‌طور فرعی ۱۰ درصد این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. اندازه دانه‌ها از بسیار ریز تا حداکثر تا ۵۰۰ میکرون است. (شکل ۲-ت). این ریزرخساره را می‌توان معادل (Flugel (2010) (Packstone/grainstone with various bioclasts) واقع در دریای باز در نظر گرفت.

۳-۵. **پگستون تا فلوتستون رودیستی (Rudist Packstone to Floatstone)**

قطعات بزرگ و عمدتاً سالم رودیست‌ها به میزان ۲۵ تا ۳۵ درصد، اجزای اصلی این ریزرخساره هستند. اندازه این قطعات تا چند میلی‌متر هم می‌رسد. پلوئید و قطعات اکینودرم، اینتراکلاست، گاستروپود، جلبک سبز و روزن‌بران کفزی جمعاً به میزان ۲۰ درصد، اجزای فرعی این ریزرخساره هستند (شکل ۲-ث). این ریزرخساره قابل مقایسه با ۱۵ (Flugel (2010) (Bioclastic Floatstone, Reef Derived) Material) واقع در دریای باز است.

۳-۶. **پگستون پلوئیدی دارای میلیولید (Miliolid Peloidal Packstone)**

میلیولید و پلوئید اجزای اصلی این ریزرخساره به میزان ۵۰ درصد هستند و خرده‌های بیوکلاست، اینتراکلاست، جلبک سبز، روزن‌بران کفزی از جمله تکستولاریا، دیسیکلینا و روتالیئید به‌طور فرعی ۱۰ درصد این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند (شکل ۲-ج). اندازه برخی از فسیل‌های دیسیکلینا به بیش از ۱ میلی‌متر می‌رسد ولی اندازه بیشتر فسیل‌ها ۰/۲ میلی‌متر است. وجود ماتریکس گلی و روزن‌بران کفزی با پوسته پورسلانوز نشان‌دهنده گردش محدود آب در این ریزرخساره و در مقایسه با ریزرخساره‌های پیشین، نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در دریای محدود است. این ریزرخساره قابل مقایسه با ریزرخساره ۱۶ (Flugel (2010)

شده‌اند که از ویژگی‌های دیاژنز تدفینی هستند (Morrow, 1982). این دولومیت‌ها از مهاجرت سیال‌های هیدروکربنی، زمانی که استیلولیت‌ها مجرای برای عبور سیال‌ها بوده‌اند، تشکیل شده‌اند (Kamali et al., 1995). به دلیل تراوایی کم رخساره‌های سازند ایلام، احتمال تأمین یون  $Mg^{+2}$  برای دولومیتی شدن از خارج از سیستم دیاژنزی بسیار کم است. گل آهکی که از تشکیل دهنده‌گان اصلی رخساره‌های سازند ایلام است، می‌تواند یکی از مهم‌ترین منابع درونی تأمین یون منیزیم برای دولومیتی شدن باشد (Hood et al., 2004; Torok, 2000). این نوع دولومیت در سازند ایلام در رخساره‌های مربوط به دریای باز و محدود و رمپ میانی مشاهده شد (شکل ۶- پ).

**استیلولیتی شدن:** تشکیل استیلولیت‌های فراوان نشان‌دهنده فشرده‌گی زیاد رخساره‌های سازند ایلام است ولی اثرات فشرده‌گی مکانیکی به دلیل گل پشتیبان بودن چندان مشخص نیست (Ahmad et al., 2006). در سازند ایلام استیلولیت‌ها در رخساره‌های مربوط به تمام زیرمحیط‌ها و با فراوانی بیشتر در سطوح خارج شده از آب (به علت وفور رس و اکسید آهن) مشاهده شد (شکل ۶- ت).

**شکستگی‌ها:** دو فاز شکستگی در سازند ایلام قابل مشاهده است. شکستگی‌هایی که در مرحله تدفین تشکیل شده‌اند و عمدتاً توسط سیمان تدفینی پر شده‌اند و شکستگی‌های باز، که عمدتاً در حین بالا آمدگی (دیاژنز تلوژنتیک) شکل گرفته‌اند (خانجانی، ۱۳۹۲). شکستگی‌ها در بخش‌های بالایی توالی مورد مطالعه گسترش بیشتری دارند و سبب افزایش تراوایی در این بخش شده‌اند (شکل‌های ۶- ث و ج).

**پیریتی شدن:** پیریتی شدن به صورت اولیه و ثانویه در توالی‌های مورد مطالعه مشاهده شد. پیریت در جازا یا اولیه ریز بلور بوده و در طی دیاژنز اولیه و شرایط احيایی ایجاد می‌شود (Butler & Rickard, 2000). فراوانی پیریت در جازا در رسوبات دریایی به در دسترس بودن یون‌های سولفات، آهن و اکسید پذیر و کربن ارگانیکی ناپایدار بستگی دارد (Goldhaber, 2004). فراوانی یون سولفات و آهن در آب دریا (Schulz & Zabel, 2006) و همچنین حضور مواد آلی فراوان در رسوبات سازند ایلام، شرایط لازم را برای تشکیل پیریت در جازا مهیا کرده است. این نوع پیریت بیشتر رخساره‌های سازند ایلام گسترش دارد (شکل ۶- چ). نوع دوم بلورهای پیریت شکل دار درشت است که به صورت اکتاهدرال یا کوبیک و در طی دیاژنز تدفینی ایجاد شده است. این نوع پیریت نیز در سراسر توالی کم و بیش دیده می‌شود (شکل ۶- ح).

**توالی پارازیتیک:** فرایندهای دیاژنتیک در طی ۳ مرحله انورژن، مزوژن و تلوژن رسوبات سازند ایلام را تحت تأثیر قرار داده‌اند. انورژن اولین مرحله از تأثیر فرایندهای دیاژنزی بر رسوبات مورد مطالعه است که بلافاصله پس از ته نشست و گاه در حین ته نشست و پیش از مرحله تدفین ژرف بر رسوبات اثر کرده و به دو صورت دیاژنز در محیط دریایی و متئوریک صورت گرفته است. در این مرحله در محیط دریایی فرایندهای آشفستگی زیستی، تشکیل سیمان کلسیت تیغه‌ای و تشکیل پیریت ریزبلور مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی مشاهده شده در توالی مورد مطالعه هستند. در محیط متئوریک، رسوبات تحت تأثیر آب‌های جوی قرار گرفته که سبب انحلال برخی دانه‌های ناپایدار، در سطوح خروج یافته از آب و ایجاد تخلخل قالبی شده است. سیمان‌های کلسیتی هم‌بعد، دروزی و سین تکسیال نیز در این محیط تشکیل شده‌اند. فرایندهای دیاژنزی در مرحله مزوژن در حین تدفین شامل تشکیل سیمان بلوکی، بلورهای پیریت شکل دار، استیلولیتی شدن و دولومیتی شدن مرتبط با آن است. در این مرحله همین طور انحلال بدون توجه به فابریک، ایجاد تخلخل حفره‌ای می‌کند. سرانجام در مرحله تلوژن یعنی در هنگام بالا آمدگی سنگ‌های سازند ایلام، شکستگی‌هایی ایجاد می‌شود که بیشتر باز هستند. شکل ۷ انواع فرایندهای دیاژنزی در مراحل و محیط‌های مختلف را نشان می‌دهد.

## ۶- چینه‌نگاری سکانسی

مطالعات رخساره‌ای و دیاژنزی در قالب چینه‌نگاری سکانسی می‌تواند در

**آشفستگی زیستی:** در میدان سیری الوند آشفستگی زیستی در سراسر توالی به‌ویژه در رخساره‌های مربوط به رمپ میانی، دریای باز و محدود به صورت به هم ریختگی طبقات و آثار حفاری موجودات روی رسوبات و زیست‌آواری‌ها به وفور مشاهده شد. بیشتر سیمان دفنی و متئوریک فضای درون حفره‌های ایجاد شده توسط موجودات را پر کرده است (شکل ۵- الف).

**سیمانی شدن:** ۵ نوع سیمان در سازند ایلام در میدان مورد مطالعه شناسایی شد: ۱) سیمان هم‌بعد ریزبلور: این سیمان در محیط دیاژنز متئوریک یا جوی تشکیل می‌شود (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003) و در سازند ایلام در رخساره‌های دریای باز کم ژرفا و دریای محدود به صورت پرکننده تخلخل اولیه به‌ویژه میان دانه‌های مشاهده شد (شکل ۵- ب). ۲) سیمان دروزی: با توجه به گسترش این سیمان در زیر سطوح خارج شده از آب می‌توان گفت طی دیاژنز متئوریک تشکیل شده است. در توالی مورد مطالعه، این سیمان پرکننده حفرات انحلالی و حفرات ناشی از حفاری توسط موجودات زنده درون رسوبات در رخساره‌های دریای باز و محدود است و به‌طور کمیاب در رخساره مربوط به رمپ میانی هم یافت می‌شود. علت کمبود این سیمان در رخساره رمپ میانی می‌تواند کمبود فضای خالی ناشی از حفاری توسط موجودات زنده باشد (شکل ۵- پ). ۳) سیمان اسپاری بلوکی درشت‌بلور: این سیمان پرکننده بخشی از تخلخل‌های قالبی، حفره‌ای و شکستگی‌ها است که می‌تواند نشانگر تشکیل در محیط دفنی باشد (شکل ۵- ت). سیبانی و همکاران (۱۳۸۹) این سیمان را در سازند ایلام در شمال باختری اندیشک مشاهده کردند و تشکیل آن را به محیط تدفینی نسبت داده‌اند. منبع یون‌های مورد نیاز برای سیمان تدفینی می‌تواند از انحلال دانه‌ها در اثر فشرده‌گی شیمیایی، انحلال کانی‌های ناپایدار همانند آراگونیت و جابه‌جایی یون‌ها در طی مسافت‌های طولانی توسط آب‌های زیرسطحی باشد (Lucia, 2007). ۴) سیمان سین تکسیال: نوع شفاف سیمان سین تکسیال در محیط دیاژنز متئوریک و همراه با سیمان دروزی (Flugel, 2010) و نوع غبار آلود آن در محیط دریایی و همراه با سیمان شعاعی (Kaufman et al., 1988) تشکیل می‌شود. این سیمان در رخساره‌های سازند ایلام در اطراف دانه‌های اکتینوئید به صورت شفاف دیده می‌شود که به نظر می‌رسد در محیط متئوریک تشکیل شده است (شکل ۵- ث). ۵) سیمان تیغه‌ای: منبع اصلی تأمین یون‌های کربنات و کلسیم برای سیمانی شدن در محیط‌های دریایی آب دریا بوده (Tucker & Wright, 1990) و به عقیده (Flugel, 2010) جنس این سیمان بیشتر کلسیت با منیزیم زیاد است و عموماً در مناطق کم ژرفای دریایی، تشکیل می‌شود. سیمان تیغه‌ای در سازند ایلام در رخساره دریای باز کم ژرفا دیده می‌شود. اندازه بلورهای این سیمان به ۵۰۰ میکرون می‌رسد، پیش از سیمان‌های دیگر تشکیل می‌شود و پرکننده فضای خالی میان دانه‌ها است (شکل ۵- ج).

**انحلال:** به علت گل پشتیبان بودن و عدم وفور دانه‌های اسکلتی آراگونیتی در سازند ایلام، انحلال گسترش زیادی ندارد؛ ولی در بخش‌هایی از سطوح خارج شده از آب و در اثر نفوذ آب‌های جوی، برخی از بایوکلاست‌ها دچار انحلال شده و تخلخل قالبی ایجاد کرده‌اند (شکل ۶- الف). تخلخل حفره‌ای در این سازند بیشتر به همراه استیلولیت‌ها و دولومیت‌های مرتبط با آن دیده می‌شود (شکل ۶- ب) که نشان‌دهنده انحلال در مرحله تدفین ژرف است. دلایل زیادی برای تشکیل تخلخل ثانویه در ژرفای زمین ارائه شده است که می‌توان اختلاط و یا سرد شدن شوره‌ها به در شرایط تدفینی ژرف (Esteban & Taberner, 2003; Vandeginste et al., 2006)، اسید کربنیک تولید شده از  $CO_2$  ناشی از تجزیه باکتریایی نفت (Benchilla et al., 2002; Story et al., 2000)، انتقال دی‌اکسید کربن غیرارگانیکی توسط گسل‌ها و شکستگی‌ها از بیرون به درون محازن با منشأهای گوناگون (Beavington-Penney et al., 2008) اشاره کرد.

**دولومیتی شدن:** به همراه استیلولیت‌ها، بلورهای شکل‌دار دولومیت تشکیل

ریزرخساره ۳ (پکستون تا وکستون دارای بیوکلاست و روزن‌بران کف‌زی) است. دسته رخساره تراز بالا (HST) با ستبرای ۱۸ متر از رخساره‌های عمدتاً پکستونی دریای باز کم ژرفا به رخساره عمدتاً پکستونی مربوط به دریای محدود می‌رسد که بخش عمده این دسته رخساره را شامل می‌شود. در این سکانس از رخساره دریای باز کم ژرفا به سوی دریای محدود به علت افزایش گل و کاهش انرژی محیط میزان لاگ گاما قدری افزایش نشان می‌دهد. این سکانس نیز به مرز سکانسی (SB) نوع اول می‌رسد که مشابه سکانس‌های پیشین می‌رسد. آشفستگی زیستی در سراسر توالی به‌طور یکنواخت به صورت آثار حفاری موجودات و به‌هم ریختگی طبقات دیده می‌شود. استیلولیتی شدن و دولومیتی شدن مرتبط با آن در رخساره‌های دریای محدود که گل بیشتری دارند گسترش بیشتری دارد. در زیر مرز سکانسی مشابه سکانس‌های پیش، افزایش تخلخل و تراوایی مشاهده می‌شود.

– **سکانس ۴:** این سکانس ۳۸ متر ستبرای دارد که دسته رخساره پیشرونده (TST) با ستبرای کم ۷ متری نشان‌دهنده پیشروی سریع آب دریا است. این دسته رخساره شامل رخساره پکستونی دریای باز کم ژرفا است و در بیشینه سطح غرقابی (msf) به ریزرخساره ۳ (پکستون تا وکستون دارای بیوکلاست و روزن‌بران کف‌زی) می‌رسد. دسته رخساره تراز بالا (HST) با ستبرای ۳۱ متر از رخساره‌های پکستونی دریای باز کم ژرفا به رخساره پکستونی مربوط به دریای محدود می‌رسد که بخش بالایی این دسته رخساره را شامل می‌شود. این سکانس نیز به مرز سکانسی (SB) نوع اول می‌رسد که مشابه سکانس‌های پیشین سطح خارج شده از آب تشکیل شده و در زیر شیل‌های حوضه‌ای گورپی قرار گرفته است. آشفستگی زیستی در سراسر این سکانس دیده می‌شود. انحلال نیز در بخش‌هایی نشانگر خروج رسوبات از آب دریاست که گسترش دارند. سیمانی شدن نیز به سوی بالای سکانس که انحلال سبب ایجاد فضای مناسب شده است افزایش می‌یابد. استیلولیتی شدن و دولومیتی شدن مرتبط با آن در رخساره‌های دریای محدود به علت وفور گل افزایش یافته است و شکستگی‌ها نیز در این سکانس در افزایش تخلخل و به‌ویژه تراوایی نقش دارند. شکل ۸ ستون چین‌شناسی در کنار عوارض دیاژنزی، سکانس‌های رسوبی و تخلخل و تراوایی سازند ایلام را نشان می‌دهد.

#### ۷- نتیجه‌گیری

با بررسی‌های انجام گرفته به کمک ابزارهایی مانند لاگ گاما، اطلاعات و تجزیه مغزه و مقاطع نازک روی سازند ایلام در میدان سیری الوند با هدف بررسی ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی، فرایندهای دیاژنزی و چین‌نگاری سکانسی این سازند، می‌توان این چنین نتیجه گرفت که رسوبات سازند ایلام در یک رمپ کربناتی هم‌کلینال نهشته شده است. این رمپ کربناتی در زمان ته‌نشست رسوبات سازند ایلام بسیار ناآرام بوده و تحت نوسانات شدید آب دریا، بارها از آب خارج و دچار هوازدگی شده است. این رسوبات در مراحل ائورژن، مزورژن و تلورژن و در سه محیط دریایی، متوریک و تدفینی دچار دیاژنز شده‌اند که آثار قابل توجه فرایندهای دیاژنزی به صورت آشفستگی زیستی، سیمانی شدن، انحلال، دولومیتی شدن، استیلولیتی شدن، پیریتی شدن و ایجاد شکستگی‌ها مشاهده می‌شود. چهار سکانس رسوبی رده سوم در این توالی شناسایی شد که تماماً به مرز سکانسی نوع اول به صورت سطوح خروج یافته از آب دریا ختم می‌شوند. نفوذ آب‌های جوی از سطوح ناپوستگی‌های درون‌سازندی سبب گسترش انحلال و بالا رفتن نسبی تخلخل و تراوایی در زیر این سطوح شده است.

حصول درک درستی از سیستم‌های هیدروکربنی در سنگ مخزن‌های کربناتی و چگونگی تغییرات آن بسیار مفید باشد (Moore, 2001; Beiranvand et al., 2007; Murris, 1980). به طور کلی توزیع جانبی رخساره‌های رسوبی مربوط به محیط رسوبی است، در حالی که برهم انباشت قائم رخساره‌ها توسط نوسانات سطح آب دریا تعیین می‌شود و منعکس‌کننده چارچوب چین‌نگاری سکانسی است (Schlager, 2005; Roger, 2006). رسوبات سازند ایلام در یک رمپ کربناتی بسیار کم ژرفا نهشته و تحت تأثیر نوسانات شدید آب دریا بارها از آب خارج شده‌اند و این نوسانات آب دریا در توزیع تخلخل و تراوایی سازند ایلام نقش مهمی داشته است (خانجانی، ۱۳۹۲). در میان لایه‌های این سازند سطوح خروج از آب بارها مشاهده می‌شود. در این سازند ۴ سکانس رده سوم تشخیص داده شد که به ترتیب از پایین به بالا به شرح زیر هستند.

– **سکانس ۱:** ستبرای این سکانس بیش از ۳۴ متر است. دسته رخساره پیشرونده (TST) در توالی مورد مطالعه مشاهده نمی‌شود (به علت پایان حفاری اطلاعاتی از دسته رخساره پیشرونده وجود ندارد). دسته رخساره تراز بالا (HST) از رخساره‌های مادستون و وکستون رمپ خارجی، وکستون و پکستون رمپ میانی، وکستون و پکستون تا گریستونی دریای باز کم ژرفا و دریای محدود تشکیل شده است. افزایش میزان لاگ گاما به‌ویژه در رخساره مربوط به رمپ خارجی، افزایش ژرفا را نشان می‌دهد. مرز سکانسی (SB) نوع اول (Type 1 Sequence Boundary) است و به صورت سطح خارج شده از آب، فرسایش یافته و هوازده دیده می‌شود. آشفستگی زیستی در سرتاسر این سکانس به طور گسترده دیده می‌شود. ولی انحلال و سیمانی شدن (به‌ویژه سیمان دروزی) به طرف بالا و در زیر مرز سکانسی افزایش می‌یابد. تخلخل و تراوایی در این سکانس تنها در زیر مرز سکانسی به علت نفوذ آب‌های جوی و گسترش انحلال به طور محسوسی افزایش می‌یابد (شکل ۸).

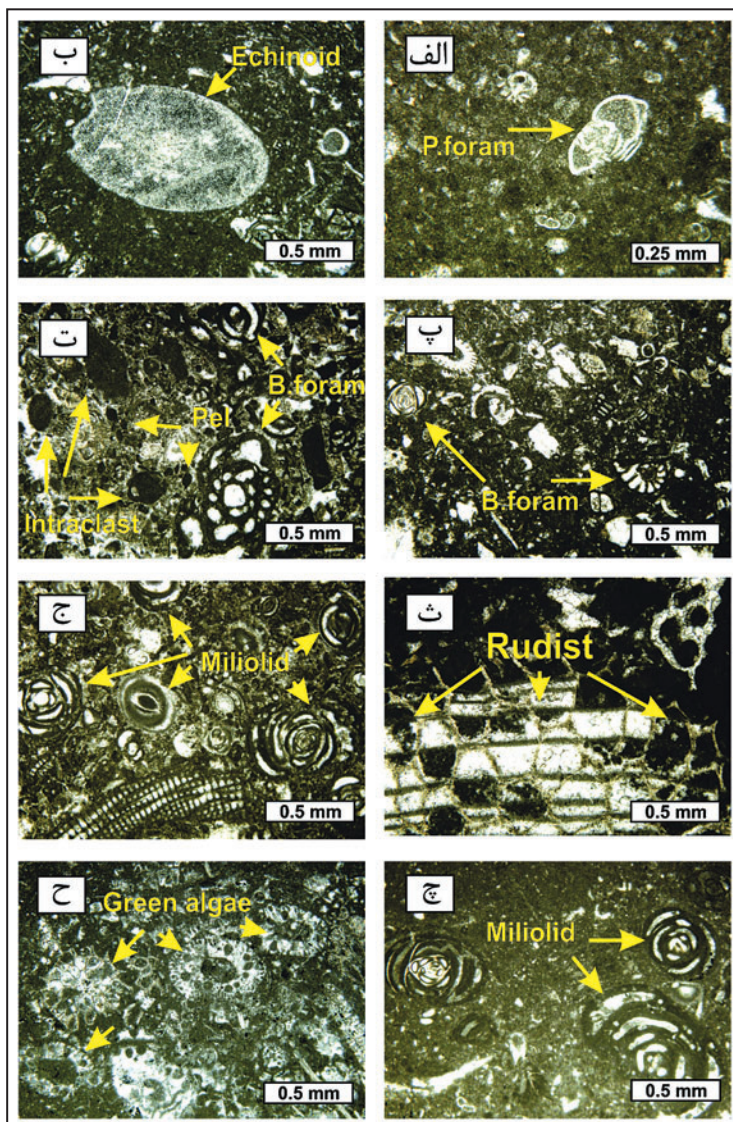
– **سکانس ۲:** این سکانس ۲۴ متر ستبرای دارد. دسته رخساره پیشرونده (TST) در این سکانس با ۶ متر ستبرای از رخساره وکستونی و پکستونی دریای باز کم ژرفا تشکیل شده است و در بیشینه سطح غرقابی (msf) به ریزرخساره ۳ (پکستون تا وکستون دارای بیوکلاست و روزن‌بران کف‌زی) که ژرف‌ترین ریزرخساره دریای باز کم ژرفا است می‌رسد. در اینجا لاگ گاما کمکی به شناسایی بیشینه سطح غرقابی با نشان دادن بیشترین میزان لاگ گاما نمی‌کند. چرا که با کم‌ژرفا شدن محیط از رخساره مربوط به دریای باز کم ژرفا به رخساره مربوط به دریای محدود لاگ گاما افزایش می‌یابد. دسته رخساره تراز بالا (HST) با ستبرای ۱۷ متر از رخساره‌های عمدتاً پکستونی دریای باز کم ژرفا به رخساره مربوط به دریای محدود می‌رسد که به طور متوالی با سطوح خروج از آب قطع شده‌اند و نشان‌دهنده نوسانات زیاد آب دریا است. در نهایت این سکانس به مرز سکانسی (SB) نوع اول می‌رسد که مشابه سکانس پیشین از سطح خارج شده از آب و فرسایش یافته و هوازده تشکیل شده است. در این سکانس به علت نوسانات شدید آب دریا و ثبت چندین سطح خارج شده از آب و نفوذ آب‌های متوریک و در نتیجه گسترش انحلال، تخلخل و تراوایی نسبت به سکانس اول میزان بیشتری را نشان می‌دهد. در بخش‌های بالایی این سکانس شکستگی‌ها نیز در بالا بردن تخلخل و تراوایی نقش دارند. همین‌طور سیمانی شدن در زیر مرز سکانسی قدری گسترش بیشتری دارد (شکل ۸).

– **سکانس ۳:** این سکانس دارای ۳۲ متر ستبرای است که از دسته رخساره پیشرونده (TST) با ۱۴ متر ستبرای از رخساره وکستونی و گریستونی دریای باز کم ژرفا تشکیل شده است. به مانند سکانس پیش بیشینه سطح غرقابی (msf) معادل



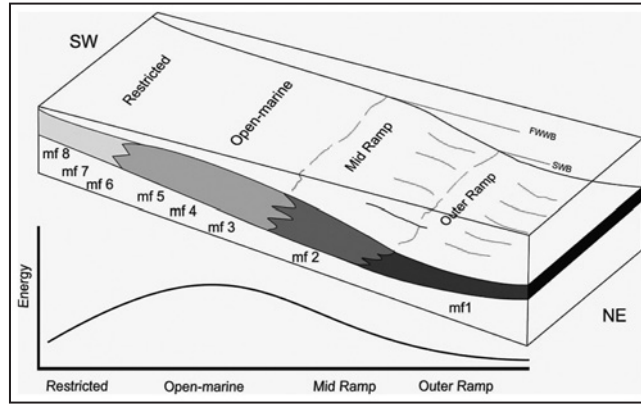


شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه.

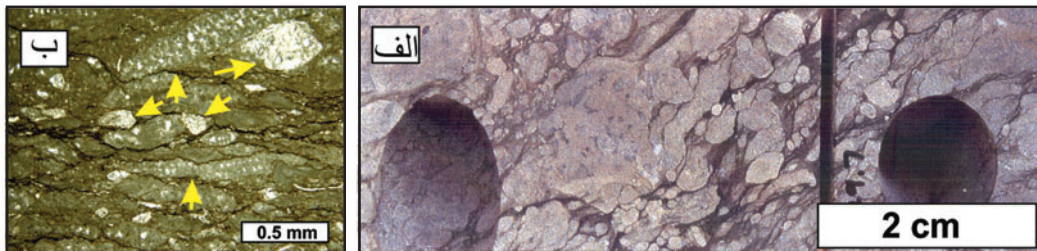


شکل ۲- ریزرخساره‌های سازند ایلام در میدان سیری  
 الوند: الف) مادستون تا وکستون دارای بایوکلاست و روزن‌بران پلانکتونیک، مربوط به محیط رمپ خارجی، ژرفای ۲۶۳۴ متر، نور عادی؛ ب) پکستون تا وکستون دارای اکتینوید و بایوکلاست مربوط به محیط رمپ میانی، ژرفای ۲۶۲۵ متر، نور پلاریزه؛ پ) پکستون تا وکستون دارای بایوکلاست و روزن‌بران کفزی، مربوط به محیط دریای باز کم ژرفا، ژرفای ۲۶۰۶ متر، نور عادی؛ ت) پکستون تا گرینستون پلوییدی دارای روزن‌بران کفزی و اینتراکلاست، مربوط به محیط دریای باز کم ژرفا، ژرفای ۲۶۱۵ متر، نور عادی؛ ث) پکستون تا فلوئتستون رودیستی، مربوط به محیط دریای باز کم ژرفا، ژرفای ۲۵۸۴ متر، نور پلاریزه؛ ج) پکستون پلوییدی دارای میلیولید مربوط به محیط دریای محدود، ژرفای ۲۵۶۱ متر، نور عادی؛ چ) وکستون دارای میلیولید مربوط به محیط دریای محدود، ژرفای ۲۵۹۰ متر، نور عادی؛ ح) وکستون تا پکستون بایوکلاستیکی دارای جلبک سبز مربوط به محیط دریای محدود، ژرفای ۲۵۵۹ متر، نور عادی.

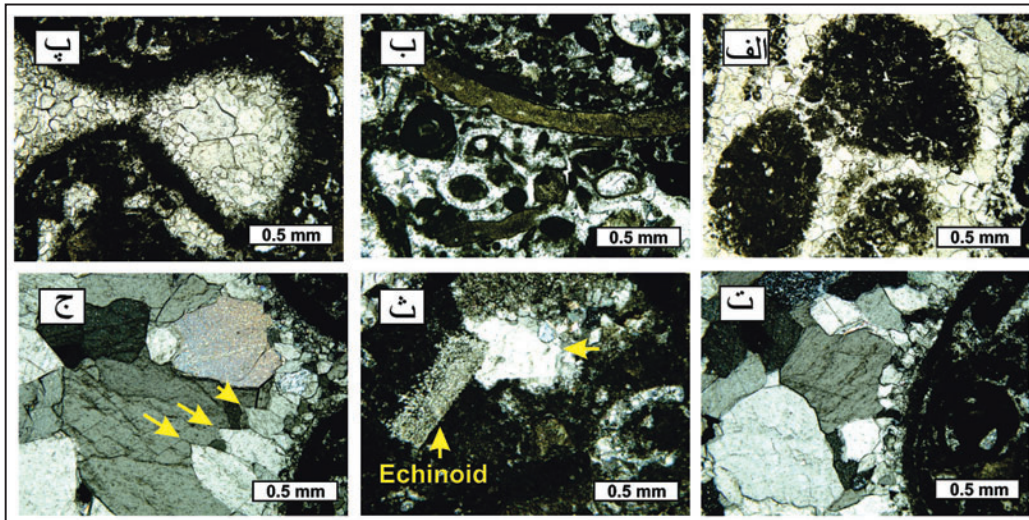
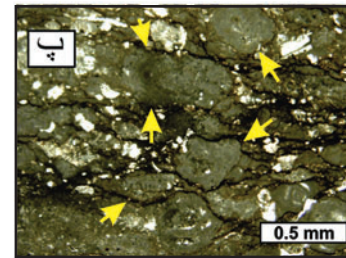




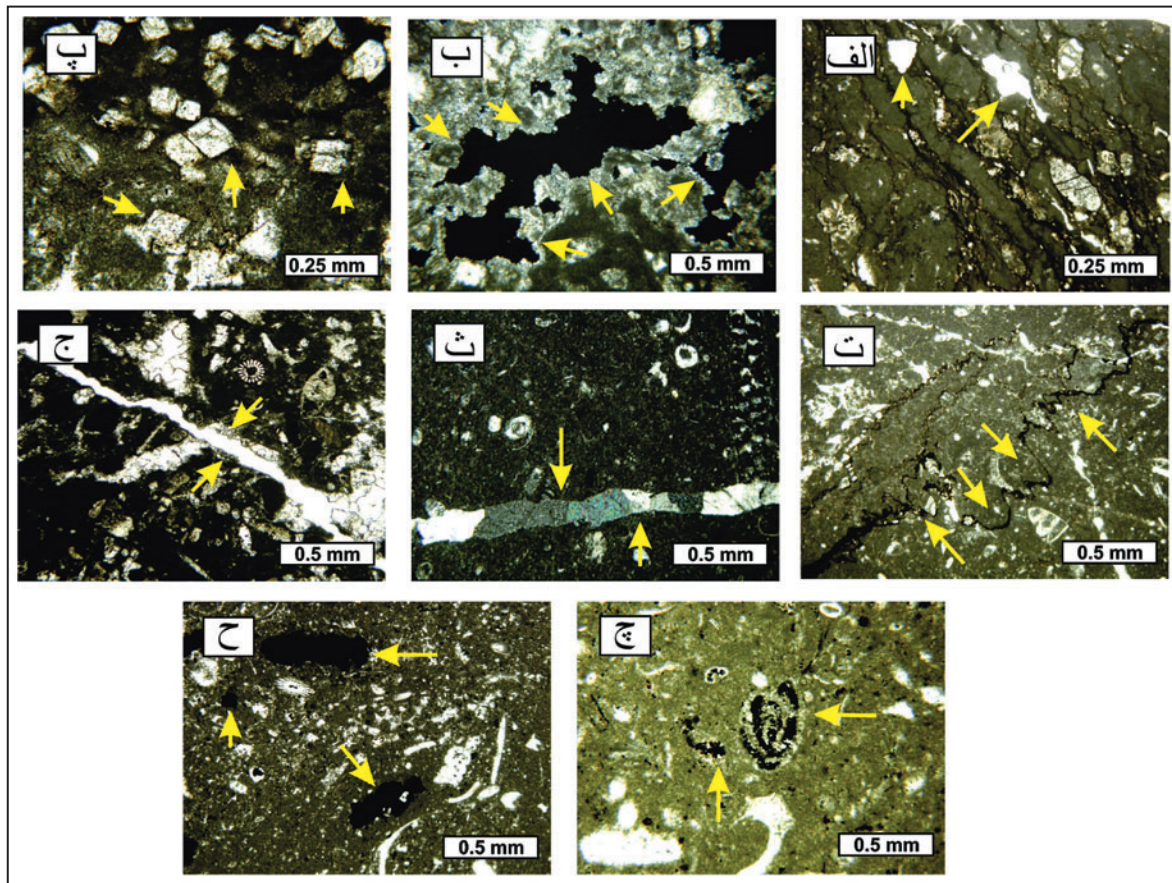
شکل ۳- محیط رسوبی سازند ایلام در میدان سیری الوند.



شکل ۴- رخساره مربوط به سطوح خارج شده از آب: الف) تصویر مغزه قطعات آهکی گرد شده و فرسایش یافته، ژرفای ۲۶۱۱؛ ب) تصویر مقطع نازک فسیل‌های خرد شده و فرسایش یافته در زمینه‌ای از گل آهکی، ژرفای ۲۵۷۶ متر، نور عادی؛ پ) تصویر مقطع نازک قطعات آهکی فرسایش یافته و گرد شده، ژرفای ۲۵۹۷ متر، نور عادی.



شکل ۵- فرایندهای دیاژنزی در سازند ایلام: الف) آشفستگی زیستی مربوط به محیط دیاژنز دریایی، در رخساره دریای محدود، ژرفای ۲۵۸۸، نور عادی؛ ب) سیمان کلسیتی هم‌بعد ریز بلور میان دانه‌ها مربوط به محیط دیاژنز متئوریک، در رخساره دریای باز کم ژرفا، ژرفای ۲۵۷۵، نور پلاریزه؛ پ) سیمان کلسیتی دروزی پرکننده تخلخل حفره‌ای، مربوط به محیط دیاژنز متئوریک در رخساره دریای محدود، ژرفای ۲۵۶۴، نور عادی؛ ت) سیمان کلسیت اسپارلی بلوکی درشت بلور، مربوط به محیط دیاژنز تدفینی، در رخساره دریای باز کم ژرفا، ژرفای ۲۵۲۴، نور پلاریزه؛ ث) سیمان سین تک سیال شفاف در اطراف خرده اکتینوئید مربوط به محیط دیاژنز متئوریک، در رخساره رمپ میانی، ژرفای ۲۶۲۵، نور پلاریزه؛ ج) سیمان کلسیت تیغه‌ای، مربوط به محیط دیاژنز دریایی، در رخساره دریای باز کم ژرفا، ژرفای ۲۵۲۴، نور پلاریزه.

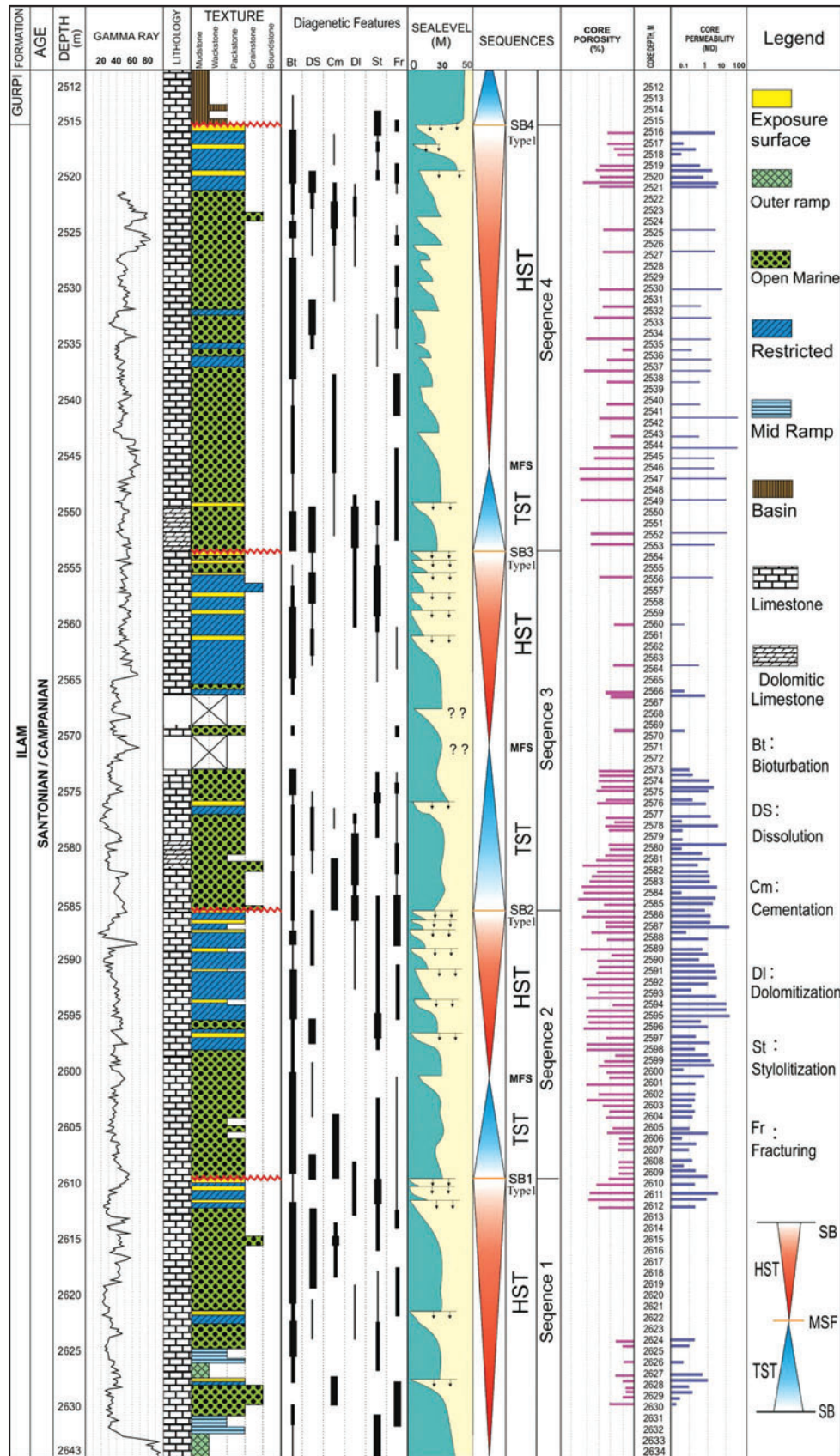


شکل ۶- فرایندهای دیاژنزی در سازند ایلام: الف) انحلال انتخاب کننده فابریک، (عمدتاً در مرحله ائوزنتیک)، مربوط به سطوح خارج شده از آب، ژرفای ۲۵۷۶، نور عادی؛ ب) انحلال غیر انتخاب کننده فابریک، (عمدتاً در مرحله مزوژنتیک)، در رخساره دریای باز کم ژرفا، ژرفای ۲۵۴۳، نور پلاریزه؛ پ) دولومیتی شدن مرتبط با استیلولیت مربوط به محیط دیاژنز تدفینی، در رخساره دریای محدود، ژرفای ۲۵۹۳، نور عادی؛ ت) استیلولیت مربوط به محیط دیاژنز دفنی، در رخساره دریای محدود، ژرفای ۲۵۵۹، نور عادی؛ ث) شکستگی پر شده توسط سیمان دفنی، در رخساره دریای محدود، ژرفای ۲۵۱۹، نور پلاریزه؛ ج) شکستگی باز مربوط به مرحله تلوزنتیک، در رخساره دریای باز کم ژرفا، ژرفای ۲۵۴۴، نور عادی؛ چ) پیریت ریز بلور در حجرات میلیولید، مربوط به محیط دیاژنز دریایی، در رخساره دریای محدود، ژرفای ۲۵۳۷، نور عادی؛ ح) بلورهای پیریت شکل دار درشت، مربوط به محیط دیاژنز تدفینی، در رخساره دریای محدود، ژرفای ۲۶۱۱، نور عادی.

Phase	Diagenesis Processes	Marine	Meteoric	Burial
Eogenetic	Bioturbation	=====		
	Bladed Calcite Cement	-----		
	Framboidal Pyrite	.....		
	Fine Equant Calcite Cement		-----	
	Syntaxial Calcite Cement		-----	
	Drusy Calcite Cement		-----	
	Dissolution (Mainly fabric-selective)		.....	
Meogenetic	Blocky Calcite Cement			=====
	Euhedral Pyrite			=====
	Fracturing (Mainly Filled with Blocky Cement)			.....
	Stylolites			-----
	Dolomitization			.....
	Dissolution (Mainly non fabric selective)			.....
Telogenetic	Fracturing (Mainly open)		.....	
	Enhancing porosity	.....		
	Destroying porosity	-----		
	No change in porosity	- . - . - . - .		

شکل ۷- انواع فرایندهای دیاژنزی در سازند ایلام در میدان مورد مطالعه.





شکل ۸- ستون چینه‌شناسی و سکانس‌های مشاهده شده در میدان مورد مطالعه.



**کتابنگاری**

- خانجانی، م.، ۱۳۹۲- چینه‌نگاری سکانسی سازندهای سروک و ایلام در میداین نفتی منطقه سیری واقع در خلیج فارس و ارتباط آن با خصوصیات مخزنی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، دانشکده علوم پایه، رساله دکتری، ۱۶۸ صفحه.
- سپیانی، ه.، محبوبی، ا.، موسوی حرمی، ر.، محمودی قرایی، م.، ح. و غفرانی، ا.، ۱۳۸۹- فرایندهای دیاژنز و تأثیر آن بر کیفیت مخزنی سازند ایلام، میدان نفتی ماله کوه، شمال باختری اندیمشک، پژوهش و نفت سال بیستم شماره ۶۲، صفحه.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲- زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۳۶ صفحه.

**References**

- Adabi, M. H. & Asadi Mehmandosti, E., 2008- Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, S.W. Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*. In press.
- Ahmad, A. H. M., Bhat, G. M. & Haris Azim Khan, M., 2006- Depositional environments and diagenesis of the kuldhar and keera dome carbonates (Late Bathonian-Early Callovian) of Western India, *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 27, PP. 765-778.
- Alsharhan, A. S. & Nairn, A. E. M., 1997- Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle East. Elsevier, Amsterdam, 843 p.
- Aqrawi, A. A. M. Thehni, G. A. Sherwani. G. H. & Kareem, B. M. A., 1998- Midcretaceous rudist bearing carbonates of the Mishrif formation: an important reservoir sequence in the Mesopotamian basin, Iraq. *J Petrol Geol* 21:57-82
- Beavington-Penney, S. J., Nadin, P., Wright, V. P., Clarke, E. D., McQuilken, J. & Bailey, H. W., 2008- Reservoir quality variation on an eocene carbonate ramp, El Garia Formation, offshore Tunisia: Structural control of burial corrosion and dolomitisation, *Sedimentary Geology*, Vol. 209, PP. 42-57.
- Beiranvand, B., Ahmadi, A., & Sharafodin, M., 2007- Mapping and classifying flow units in the upper part of the middle Cretaceous Sarvak formation (Western Dezful Embayment, SW Iran) based on a determination of the reservoir types. *Journal of Petroleum Geology* 30: 357-373.
- Benchilla, L., Swennen, R., Akhtar, K. & Roure, F., 2002- Sedimentology and diagenesis of the Chorgali Formation in the Potwar Plateau and Salt Range, Himalayan foothills (N-Pakistan), AAPG Hedberg Conference., Palermo-Mondello (Sicily, Italy).
- Butler, I. B. & Rickard, D., 2000- Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfide by hydrogen sulphide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64: 2665-2672.
- Dunham, R. J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (ed.), *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 1: 108-121.
- Embry, A. F. & Klovan, J. E., 1971- A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT, *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19 : 730 – 781.
- Emery, D. & Meyers, K. J., 1996- *Sequence Stratigraphy*, Blackwell, Oxford, 297 pp.
- Esteban, M. & Taberner, C., 2003- Secondary porosity development during late burial in carbonate reservoirs as a result of mixing and/or cooling of brines: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 78-79, p. 355-359.
- Flugel, E., 2010- *Microfacies of Carbonate Rocks: analysis, interpretation and application*. Springer, Berlin Heidelberg, New York, 984 p.
- Ghabeishavi, A., Vaziri-Moghaddam, H. & Taheri, A., 2009- Facies distribution and sequence stratigraphy of the Coniacian-Santonian succession of the Bangestan palaeo-high in the Bangestan Anticline, SW Iran. *Facies* 55: 243-257.
- Ghabeishavi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., & Taati, F., 2010- Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan anticline, SW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 37: 275-285.
- Ghazi, K., Kariminia, S. M. & Khosrow Tehrani, A. M., 2001- The biostratigraphic study of Ilam Formation in the Zagros mountain, southwestern Iran, GSA, Southeastern Section – 50th Annual Meeting.
- Goldhaber, M. B., 2004- Sulfur-rich sediments”, In: Mackenzie F.T. (Ed.), *Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks*, Treatise on Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, pp. 257-288.
- Hollis, C., 2011- Diagenetic controls on reservoir properties of carbonate successions within the Albian-Turonian of the Arabian Plate. *Petroleum Geoscience* 17: 223-241.
- Hood, S. D., Nelson, C. S. & Kamp, P. J. J., 2004- Burial dolomitisation in a non tropical carbonate petroleum reservoir: the Oligocene Tikorangi Formation”, Taranaki Basin, New Zealand, *Sedimentary Geology*, Vol. 172, PP. 117-138.
- James, G. A. & Wynd, J. G., 1965- Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. American Association of Petroleum Geologists, *Bulletin* 49: 2182-2245.
- Kamali, M. R., Lemon, N. M. & Apark, S. N., 1995- Porosity generation and reservoir potential of Ouldburra Formation carbonates, Officer Basin, South Australia, Australian Petroleum Exploration Association (APEA) *Journal*, 35: 106-120.
- Kaufman, J., Cander, H. S., Daniels, L. D. & Mayers, W. J., 1988- Calcite cement stratigraphy and cementation history of the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian), Illinois and Missouri: *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 312-326.

- Kayvani, F., 2002- Depositional environments diagenesis of Cretaceous (Albian to Maastrichtian) strata of the Abadan plain of the Persian platform in southwestern Iran, GSA, Denver Annual Meeting.
- Lapponi, F., Casini, G., Sharp, I., Blendinger, W., Fernández, N., Romaire, I. & Hunt, D., 2011- From outcrop to 3D modelling: a case study of a dolomitized carbonate reservoir, Zagros Mountains, Iran. *Petroleum Geoscience* 17: 223-241.
- Lucia, F. J., 2007- Carbonate reservoir characterization. Springer-Verlag, Berlin, 341 p.
- Mehrabi, H., Rahimpour-Bonab, H., Enayati-Bidgoli, A. H. & Navidtalab, A., 2013- Depositional environment and sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous Ilam Formation in central and southern parts of the Dezful Embayment, SW Iran., *Carbonates Evaporites*, DOI 10.1007/s13146-013-0168-z.
- Miall, A. D., 2000- Principles of Sedimentary Basin Analysis. Third Edition, Springer, p. 616.
- Moore, C. H., 2001- Carbonate reservoir porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. Elsevier, Amsterdam, 444 p.
- Morrow, D. W., 1982- Diagenesis, dolomites, part two: dolomitization models and ancient dolostones. *Geoscience Canada* 9: 95-107.
- Murris, R. J., 1980- Middle East: stratigraphic evolution and oil habitat. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 64: 597-618.
- Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Enayati-Bidgoli, A. H. & Omidvar, M., 2012- Coupled imprints of tropical climate and recurring emergence on reservoir evolution of a mid Cretaceous carbonate ramp, Zagros Basin, southwest Iran., *Cretaceous Research*, 37: 15-34
- Roger, M. S., 2006- Stratigraphic reservoir characterization for petroleum geologists, geophysicists and engineers, Elsevier, Amsterdam, 492 p.
- Sarg, J. F., 1988- Carbonate sequence stratigraphy. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (eds) *Sea-Level Changes: an Integrated Approach*. SEPM Special Publication, 42: 155-181.
- Schlager, W., 2005- Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology Series* 8: 200 p.
- Scholle, P. A. & Ulmer-Scholle., D. S., 2003- A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis: Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologists Memoir 77, 474 p.
- Schulz, H. D. & Zabel, M., 2006- Marine geochemistry, 2th Ed., Springer, 574 p.
- Setudehnia, A., 1978- The Mesozoic sequence in southwest Iran and adjacent areas. *Journal of Petroleum Geology* 1: 3-42.
- 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 Spec Publ* 2: 371 pp
- Story, C., Peng, P., Heubeck, C., Sullivan, C. & Dong Lin, J., 2000- An integrated geoscience and reservoir simulation study of the Liuhua 11-1 Field: South China Sea, 32nd Annual Offshore Technology Conference Transactions, Houston, pp. 1-11.
- Torok, A., 2000- Formation of dolomite mottling in Middle Triassic ramp carbonates (southern Hungary), *Sedimentary Geology*, Vol. 131, PP. 131-145.
- Tucker, M. & Wright, V. P., 1990- Carbonate sedimentology. Blackwell Scientific, Oxford, p 482.
- Tucker, M. E., 1991- Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy. In: Wright VP (Ed.), *Sedimentology Review*, Blackwells, Oxford, 51-72
- Vandeginste, V., Swennen, R., Gleeson, S. A., Ellam, R. M., Osadetz, K. & Roure, F., 2006- Development of secondary porosity in the Fairholme carbonate complex (southwest Alberta, Canada)", *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 89, PP. 394-397.