

چینه نگاری سکانسی سازند الیکا در برش تاش، البرز شرقی

فرزاد ستوهیان*

گروه محیط زیست، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه گیلان، گیلان، ایران
* مسئول مکاتبات - آدرس الکترونیکی: sotohian-farzad@yahoo.com
(دریافت: ۸۴/۱۱/۱۵؛ پذیرش: ۸۵/۹/۱۴)

چکیده

سازند الیکا در برش تاش به ضخامت ۳۰۰ متر یکی از کامل ترین برش‌ها درزون البرز شرقی محسوب می‌شود. مطالعات پتروگرافی نمایانگر این است که رسوبات برش تاش را می‌توان به چندین گروه از میکروفاسیس‌های آهکی تقسیم کرد. این میکروفاسیس‌های آهکی در چهار زیر محیط رسوبی پهنه جزر و مدی، لاگون، سدا یا بار و دریای باز تشکیل شده‌اند. فقدان ریف و رخساره‌های دوباره رسوب کرده نشان می‌دهد که پلاتفرم کربناته سازند الیکا از نوع فلات قاره همانند جنوب خلیج فارس از نوع رمپ بوده است. مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی نشانگر چهار سکانس رسوبی رده سوم می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: سکانس استراتیگرافی، تاش، رمپ، رخساره.

موقعیت جغرافیایی

برش مورد مطالعه در شمال تا شمال غربی روستای تاش از توابع شهرستان شاهرود قرار دارد و مختصات جغرافیایی آن ۴۰' ۵۴° طول شرقی و ۳۵' ۳۶° عرض شمالی است. تنها راه ارتباطی آسفالتی منطقه، جاده شاهرود - تاش است که از شهر بسطام می‌گذرد. این روستا در شمال غربی شهرستان شاهرود و در ۴۰ کیلومتری آن قرار دارد. شمال و غرب دارای جاده خاکی می‌باشد (شکل ۱).

مشخصات سنگ چینه‌ای سازند الیکا در برش تاش

چینه‌های الیکا در برش تاش دارای ضخامت تقریبی ۳۰۰ متر می‌باشد و همانند دیگر برش‌ها درزون البرز شرقی از تنوع لیتولوژی برخوردار نمی‌باشد (شکل ۲). براساس مطالعات صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی (بویژه پتروگرافی دقیق مقاطع نازک) می‌توانیم سازند الیکا را در این برش به ۵ بخش مجزا و قابل تشخیص تفکیک نماییم (شکل ۳) که شامل ۵ متر افق بوکسیتی (بخش ۱) و آهک‌های نازک لایه (بخش ۲) در زیر است، که بتدریج به آهک‌های دولومیتی (بخش ۳) و آهک‌های ضخیم لایه (بخش ۴) و در نهایت به دولومیت توده‌ای (بخش ۵) در بالا تبدیل می‌شود. سازند الیکا در این ناحیه با ناپیوستگی فرسایشی توسط سازند شمشک پوشیده می‌شود و خود با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند روته به سن پرمین میانی قرار می‌گیرد.

مقدمه

سنگ‌های تریاس زیرین و میانی در حوضه البرز با سازند الیکا مشخص می‌گردند. این سازند عمدتاً از آهک‌های نازک لایه در بخش قاعده و آهک و آهک دولومیتی در بخش بالایی تشکیل شده است. برش الگوی این سازند در نزدیکی دهکده الیکا توسط گلاس (Glaus 1964) معرفی شده است. محیط رسوبی سازند الیکا توسط قماش (۱۳۷۰)، لطف‌پور (۱۳۷۶)، ربانی (۱۳۷۳)، طهماسبی (۱۳۷۶) و جهانی (۱۳۷۹) در مناطق مختلف البرز مورد بررسی قرار گرفته است. توالی‌های کربناته بخش زیرین و میانی سازند الیکا در برش تاش شباهت زیادی به دیگر برش‌های مطالعه شده درزون البرز بویژه البرز مرکزی دارد (ستوهیان ۱۳۸۳).

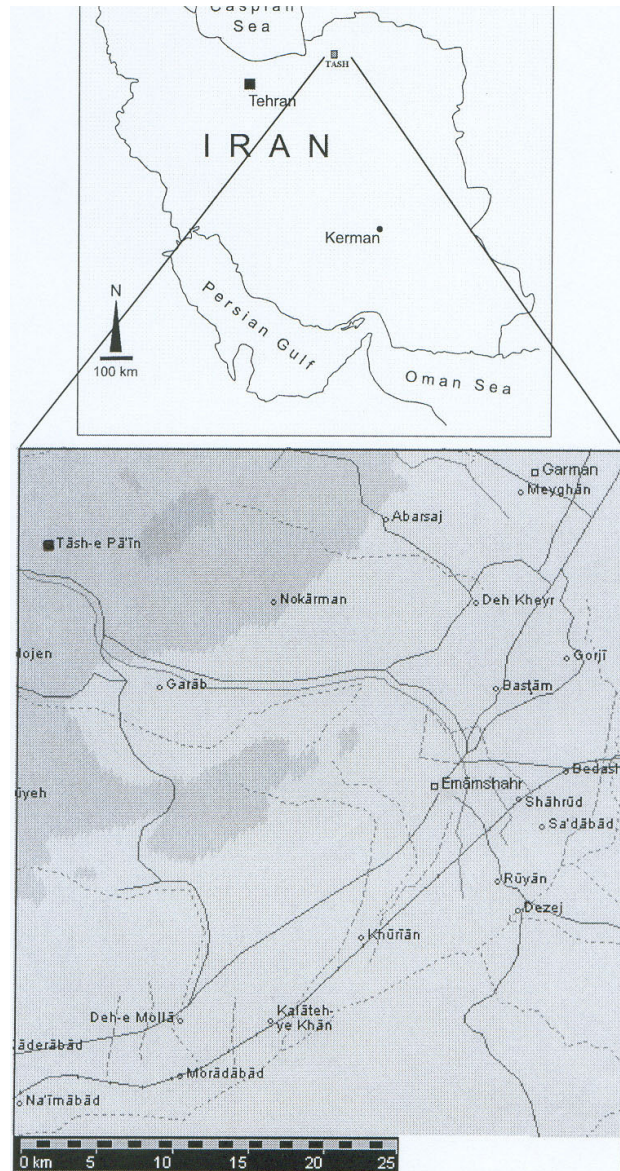
سازند الیکا در برش تاش با ناپیوستگی فرسایشی که با افق لاتریتی و بوکسیتی مشخص است بر روی سازند روته به سن پرمین میانی قرار می‌گیرد و مرز فوقانی این سازند نیز با ناپیوستگی فرسایشی مشخص گردیده و توسط رسوبات رودخانه‌ای - دلتایی سازند شمشک پوشیده می‌شود.

در این تحقیق سعی بر این بوده است، با توجه به مطالعات صحرایی دقیق و بویژه بررسی مقاطع نازک میکروفاسیس‌ها و تغییر ناگهانی در رخساره‌های رسوبی، مرز سکانس‌های رسوبی و تعداد آنها را در برش تاش تعیین نمائیم.

روش مطالعه میکروفاسیس‌ها

از نمونه‌های برداشت شده مقطع نازک تهیه گردیده و پس از تعیین درصد فراوانی دانه‌های متشکله، براساس طبقه‌بندی دانهام (Dunham 1962) نامگذاری گردیدند. در این مورد از روش‌های کارورزی (Carozzi 1989) و ویلسون (Wilson 1975) استفاده شده است.

بررسی مقاطع نازک میکروفاسیس‌ها، از مهمترین عوامل جهت تشخیص سکناس‌های رسوبی در برش تاش می‌باشد. به همین منظور تعداد ۲۰۰ نمونه جهت دار انتخاب گردید، فاصله نمونه‌برداری براساس تغییرات رخساره‌ای و بافتی مشاهده شده در روی زمین صورت گرفت.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی برش تاش.

۱- گروه میکروفاسیس‌های ساحل (B-Beach)

الف: گاستروپود گرینستون (B₁)

آلوم‌های این رخساره از مجموعه جانوری لاگون نظیر گاستروپود و دوکفه‌ای تشکیل شده که در اثر امواج، به این محیط حمل گردیده‌اند. اطراف بعضی از دانه‌ها را قشر نازکی از اکسید آهن فراگرفته است، گاستروپودهای هماتیته شده مربوط به بخش خارج از آب ساحل، این رخساره می‌باشد (شکل ۴-۱).

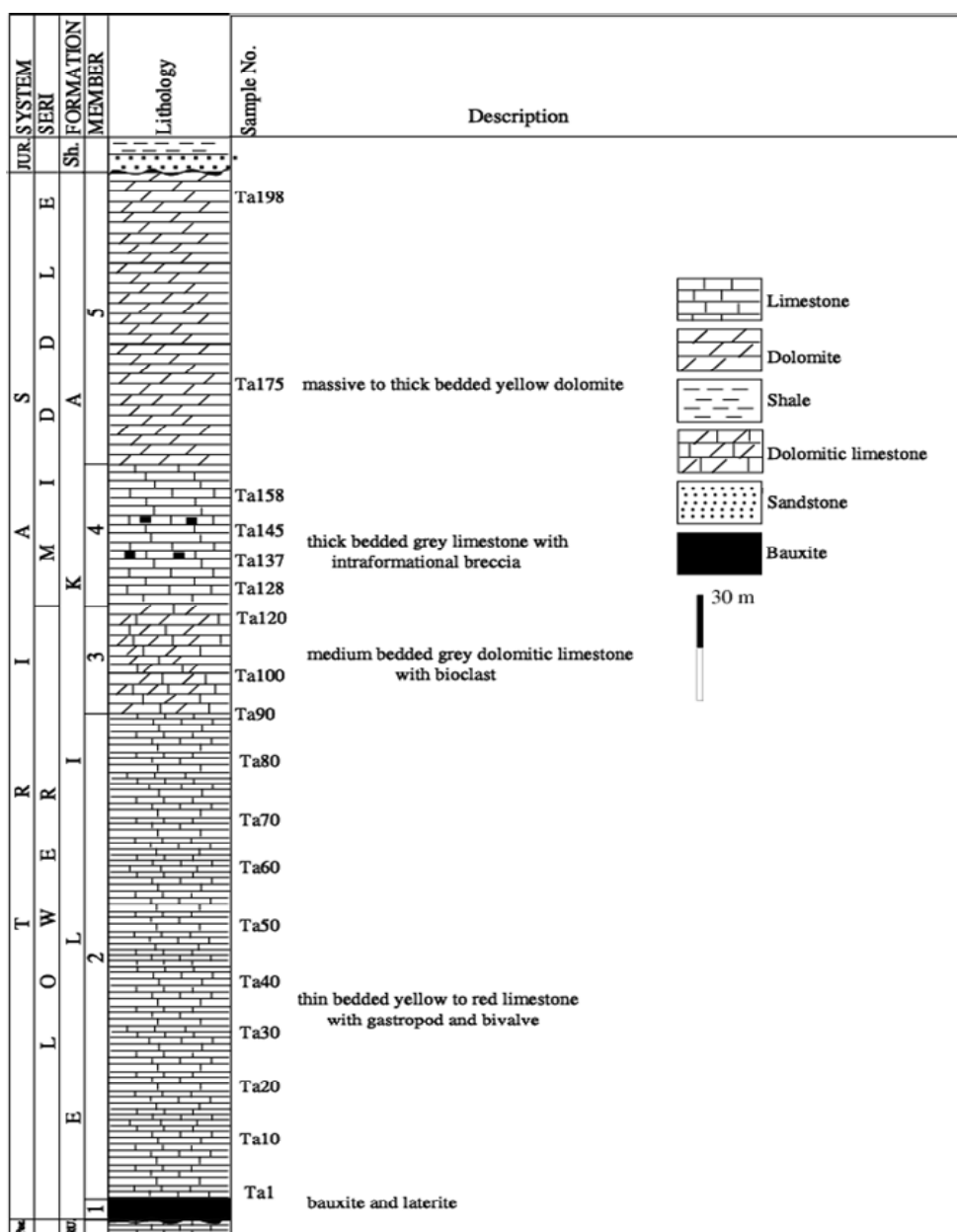
شرح میکروفاسیس‌ها

مطالعات میکروسکوپی نشانگر آن است که میکروفاسیس‌های آهکی از زیر محیط‌های رسوبی دریای باز، سد یا بار، لاگون و همچنین ساحل در پایین و پهنه جزر و مدی در بالا تشکیل شده‌اند.

این میکروفاسیس‌ها براساس افزایش عمق از ساحل به سمت دریا به شرح زیر می‌باشد:



شکل ۲- سازند الیکا (بخش قاعده L و فوقانی U) در برش تاش که عدم تنوع لیتولوژیکی از مشخصه بارز آن است.



شکل ۳- ستون چینه شناسی برش تاش.

می‌باشد (Hardi 1986, Shinn 1983) انحلال بلورهای تبخیری، سبب ایجاد قالب‌هایی گردیده که در مرحله بعد با کلسیت شفاف آب شیرین پر شده است (شکل ۴-۳). در رخنمون‌های صحرایی ناحیه تاش نیز می‌توان این قالب‌ها را مشاهده نمود (شکل ۴-۴).

۳- گروه میکروفاسیس‌های لاگون (L-Lagoon) الف: گاستروپود پکستون (L_1)

قطعات اسکلتی این میکروفاسیس، عمدتاً از شکمپایان و به میزان کمتری دوکفه‌ای تشکیل شده است. این قطعات در یک متن میکرایتی قرار گرفته‌اند. محیط رسوبی این میکروفاسیس، بدلیل فقدان فونای دریای باز و فونای مخصوص این محیط، به لاگون نسبت داده شده است (شکل ۴-۵).

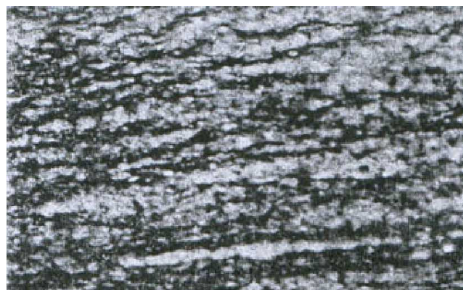
۲- گروه میکروفاسیس‌های پهنه جزر و مدی (T-Tidal flat)

الف: باندستون استروماتولیتی (T_1)

تناوب لایه‌های تیره و روشن که به وضوح در مقاطع نازک این میکروفاسیس قابل مشاهده است، دلیلی بر استروماتولیتی بودن این میکروفاسیس می‌باشد. محیط رسوبی این رخساره، پهنه بالای منطقه جزر و مدی است (شکل ۴-۲). ویلسون (۱۹۷۵) مشابه این رخساره را از پهنه جزر و مدی گزارش کرده است.

ب: مادستون با قالب بلورهای تبخیری (T_2)

این رخساره از رسوبات کربناته دانه ریز (میکرایت) تشکیل شده و حاوی بلورهای ریز کانی‌های تبخیری است فراوانی قالب کانی‌های تبخیری، حکایت از شرایط آب و هوایی گرم و خشک در آن زمان



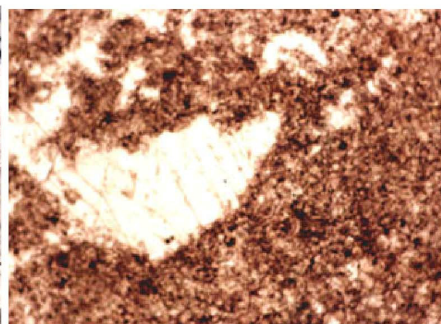
۲-۴



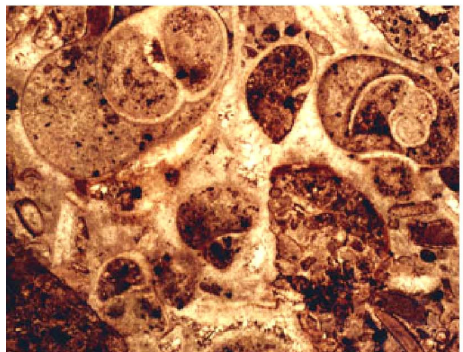
۱-۴



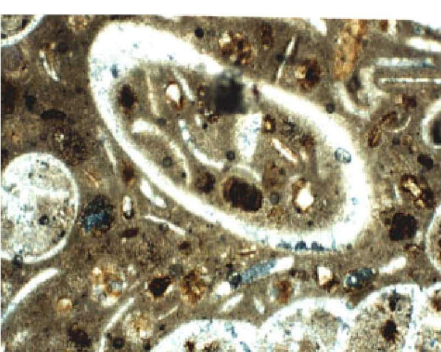
۴-۴



۳-۴



۶-۴



۵-۴

شکل ۴-۱- گاستروپود گرینستون (مقیاس $33 \times$ نور طبیعی). ۲- باندستون استروماتولیتی (مقیاس $33 \times$ نور پلاریزه). ۳- مادستون با قالب بلورهای تبخیری (مقیاس $53 \times$ نور پلاریزه). ۴- قالب بلورهای تبخیری در رخنمون صحرایی برش تاش. ۵- گاستروپود پکستون ($53 \times$ نور پلاریزه). ۶- گاستروپود اینتراکلاستیک پکستون ($33 \times$ نور پلاریزه).

ب: آئید بیوکلاست گرینستون (S₂)

این میکروفاسیس از حدود ۵۰٪ آئید، اکینودرم و خرده‌های پلسی پود و گاستروپود تشکیل یافته است. اندازه آئیدها در حدود ۰/۳ تا ۰/۵ میلی‌متر بوده که به شکل بیضوی و مدور دیده می‌شود. بین دانه‌های مختلف این میکروفاسیس را سیمان اسپارایتی شفاف و درشت بلور پر نموده است.

نکته قابل توجه این است که در بعضی از نمونه‌های این میکروفاسیس درصد موجودات استنوهالین بیش از ۲۵ درصد است که نشان از حاشیه به طرف سد یا بار دارد. در حالیکه در بعضی از نمونه‌ها درصد گاستروپود بیش از ۲۵ درصد است که احتمالاً مربوط به حاشیه بطرف لاگون تریاس در برش تاش است، این میکروفاسیس معادل با میکروفاسیس شماره ۱۵ ویلسون (۱۹۷۵) است (شکل ۵-۲).

۵- گروه میکروفاسیس‌های دریای باز (Open marine)**الف: بایوکلاستیک گرینستون (O₁)**

این رخساره از آلوکم‌هایی نظیر پلسی پود، براکیوپود و اکینید تشکیل شده است. فضای بین دانه‌ها از سیمان اسپارایتی پر شده است. گل‌کونیت بطور مشخص در متن دیده می‌شود.

گل‌کونیت موقعی تشکیل می‌شود که میزان رسوبات آواری وارده به حوضه کم است. این رخساره در بخش دریای باز نزدیک به بار تشکیل می‌شود (شکل ۵-۳).

ب: گاستروپود اینتراکلاستیک پکستون (L₂)

آلوکم‌های اصلی این رخساره از مجموعه جانوری لاگون و اینتراکلاست که درون یک ماتریکس میکرایتی قرار گرفته‌اند، تشکیل شده است. با توجه به اینکه هیچگونه شواهدی، مبنی بر خروج از آب در این رخساره وجود ندارد و تنوع کم گونه‌ها و وجود فون‌هایی محدود نظیر گاستروپود که با این شرایط سازگارند، می‌توان چنین استنباط نمود که رخساره مذکور در زیر محیط لاگون ایجاد شده است (شکل ۴-۶).

۴- گروه میکروفاسیس‌های سد یا بار (S-Shoal)

رخساره‌های این گروه، شامل جزایر سدی و سدهای زیر دریایی (Shoal) بوده که سبب جدایی زیر محیط لاگون از دریای باز می‌شود و به زیر گروه‌های S₁، S₂ تقسیم می‌شود.

الف: بایوکلاستیک گرینستون (S₁)

آلوکم‌های این رخساره شامل گاستروپود، دوکفه‌ای و استراکد می‌باشد. قطعاتی از اینتراکلاست نیز در آن به چشم می‌خورد. اجزاء مذکور در داخل سیمانی از جنس کلسیت اسپارایتی گرفته‌اند.

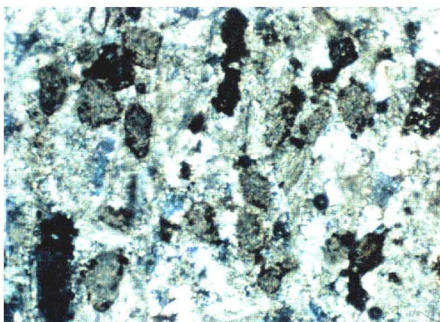
قطعات مزبور دارای پوشش نازک میکرایتی هستند. شسته و خارج شدن گل و پر شدن حفرات از سیمان اسپارایتی نشان دهنده انرژی بالای محیط می‌باشد. محیط تشکیل آن به یک پشته هیدرودینامیکی بایوکلاستی نسبت داده می‌شود. این میکروفاسیس معادل میکروفاسیس استاندارد شماره ۱۱ ویلسون (۱۹۷۵) است (شکل ۵-۱).



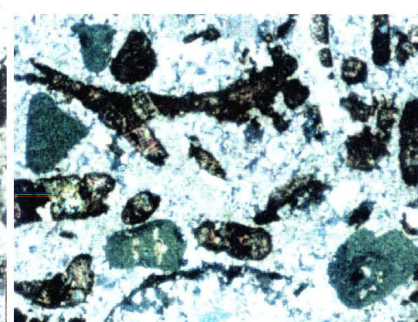
۲-۵



۱-۵



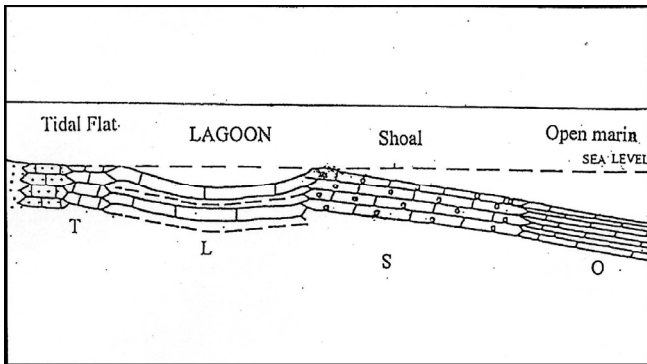
۴-۵



۳-۵

شکل ۵-۱- بایوکلاستیک گرینستون (۵۳ × نور پلاریزه). ۲- آئید گرینستون (۵۳ × نور پلاریزه). ۳- بایوکلاستیک گرینستون (۳۳ × نور پلاریزه). ۴- بایوکلاستیک وکستون (۳۳ × نور طبیعی).

توجه به موقعیت سنگ چینه‌ای آنها و قرار گرفتن بر روی آهک‌های نازک لایه حاوی فسیل دوکفه‌ای کلاریا، معرف سنگ‌های تریاس میانی البرز می‌باشند. این دولومیت‌ها ضخامت قابل توجهی را در چینه‌های تریاس به خود اختصاص می‌دهند. فرآیند دولومیتی شدن سبب گردیده که آثاری از فسیل در متن سنگ و در مقاطع نازک مشاهده نشود.



شکل ۶- مدل رسوبی سازند الیکا در برش تاش.

مطالعات میکروسکوپی سنگ‌های دولومیتی سازند الیکا در برش تاش حاکی از آن است که در این برش ۵ نوع دولومیت مختلف قابل تشخیص می‌باشد که عبارتند از: ۱- دولومیت نوع گزنوتوپیک ۲- دولومیت با بلورهای نیمه منظم و قالب‌های بجا مانده از انحلال کانی‌های تبخیری ۳- دولومیت با بلورهای هم بعد و منظم با سطوح صاف ۴- دولومیت‌های منظم تا نیمه منظم متوسط بلور با هسته ابری و حاشیه شفاف ۵- دولومیت ریز بلور منظم که در بین آنها دولومیت‌های نوع گزنوتوپیک از همه فراوانتر است (شکل ۷-۱). این نوع دولومیت‌ها حاصل تبلور مجدد دولومیت‌هایی است که قبلاً شکل گرفته‌اند و یا از جانیشینی کلسیت در حرارت‌های بالا بوجود آمدند (Zenger 1983, Gregg & Siblry 1984).

به طور کلی بافت گزنوتوپیک نشانه شکل‌گیری دولومیت تحت شرایط اپی‌ژنتیک و یا در شرایط دفنی عمیق است (Lee & Friedman 1987).

دولومیت‌های با بلورهای هم بعد که موسوم به دولومیت‌های ایدیوتوپیک می‌باشند فراوانی کمتری نسبت به سایر انواع دولومیت‌ها دارند (شکل ۷-۲). این نوع دولومیت‌ها به ندرت بافت اولیه قبل از دولومیتی شدن را در خود حفظ کرده‌اند، بلورهای آن شفاف و روشن بوده و فضای خالی بین بلورها با سیمان دولومیتی بصورت رشد اضافی پر شده است.

ب: بایوکلاستیک و کستون (O₂)

آلوکم‌های این رخساره از خرده‌های فسیلی دریای دریای باز، شامل استراکد، دوکفه‌ای و اکینودرم تشکیل یافته است ذرات تخریبی کوارتز و آثار کمی از گلوکونیت نیز در متن مشاهده می‌شود. می‌توان چنین عنوان نمود که متن میکرایتی بوده، میکرایت‌ها متبلور شده و دانه‌ها در یک متن اسپارنئومورفیکی پراکنده شده‌اند. تبلور مجدد باعث ناپدید شدن آلوکم‌ها گردیده است (شکل ۵-۴).

محیط رسوب‌گذاری و مدل رسوبی

با مطالعه مقاطع نازک و تعیین میکروفاسیس‌های رسوبی سازند الیکا در برش تاش و مقایسه آن با محیط‌های امروزی محیط دریای باز تا مردابی و پهنه جزر و مدی مشخص گردید که با وجود یک سد از هم جدا شده بودند.

زیر محیط دریای باز با داشتن عناصر اسکلتی دریای باز و قرار گرفتن در توالی رسوبی (مجاور سد یا بار) قابل تشخیص است. زیر محیط سد در بالای قاعده اثر امواج قرار داشته و انرژی زیاد سبب گردیده که دانه‌های بیوکلاستی در این قسمت ته‌نشست پیدا کند. این دانه‌ها اغلب در حد ماسه بوده و فاقد ماتریکس آهکی می‌باشد. بنابراین فضای بین دانه‌ها توسط سیمان کلسیت اسپاری پر شده است. این رخساره پر انرژی‌ترین رخساره سازند الیکا در ناحیه مورد مطالعه است. زیر محیط لاگون به دلیل دارا بودن سدهای بیوکلاستی دارای انرژی کمی بوده و همچنین بر اثر چرخش محدود آب، شوری آن زیاد می‌باشد. تنوع کم گونه‌های جانوری و فون‌های خاص این نواحی نظیر گاستروپود این زیر محیط را مشخص می‌نماید. رخساره پهنه جزر و مدی با باندستون استروماتولیتی و قالب بلورهای تبخیری ژئپس و فابریک چشم پرنده‌ای مشخص می‌شود.

بنابراین با توجه به شرایط تشکیل مجموعه رخساره‌ها و گسترش آنها و همچنین مقایسه با کارهای دیگران (Wilson 1975, Tucher & Wright 1990, Sellwood 1996, Einsele 2000) می‌توان برای سنگ‌های تریاس زیرین و میانی منطقه مورد مطالعه یک پلاتنوم کربناته کم عمق از نوع رمپ را پیشنهاد نمود (شکل ۶).

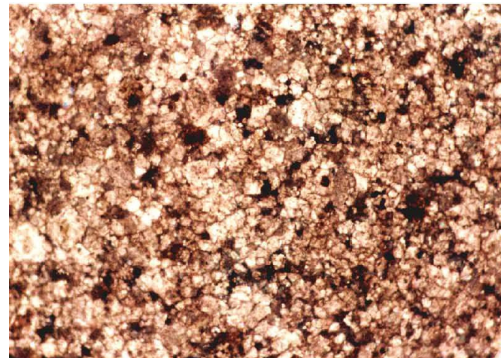
رمپ‌های کربناته محیط‌های رسوب‌گذاری خاصی هستند که با شیب خیلی ملایم، از منطقه ساحلی به آب‌های عمیق (بدون شکستگی مشخص در دامنه) منتهی می‌شوند (Read 1985, Burchette & Wright 1992).

دولومیتی شدن سازند الیکا در برش تاش

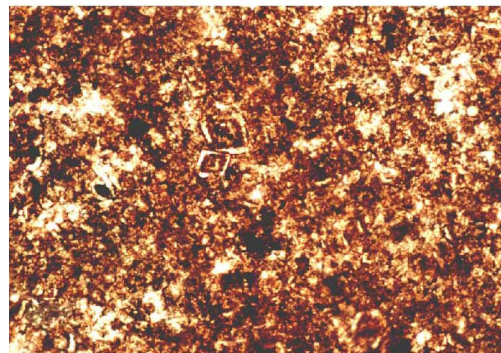
دولومیت‌های ضخیم لایه بخش بالایی سازند الیکا در برش تاش با

مقدمه‌ای از سکانس‌های رسوبی سازند الیکا در برش تاش

سکانس‌های رسوبی سازند الیکا در پلاتفرم نوع رمپ نهشته شده‌اند. در چنین پلاتفرم‌هایی مجموعه رخساره‌ای LST (Lowstand system tract) که نشانگر پایین‌ترین سطح آب دریا بوده، محدود می‌باشد. مجموعه رسوبی TST (Transgressive system tract) و HST (Highstand system tract) گسترش بیشتری دارند (Sarg 1988, Calvet et al, 1990).



۱-۷



۲-۷

شکل ۱-۷-۱- دولومیت گزنوتوپیک (۱۳۰× نور پلاریزه). ۲- دولومیت ایدیتوپیک (۱۳۰× نور پلاریزه).

براساس بررسی‌های انجام شده (مشاهدات صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی) ۴ سکانس رسوبی رده سوم در این برش مشخص گردید. مجموعه‌های رسوبی سکانس‌های مذکور برحسب خصوصیات رخساره‌ای تفکیک شده و براساس آنها چرخه‌های تغییرات سطح آب دریا نشان داده شده‌اند.

نوسانات سطح آب دریا، از مهمترین عوامل تغییرات رخساره‌ای، در سکانس‌های رسوبی ابتدایی می‌باشد (Stresser & Hillgartner 1998) (Pittet & Strasser 1998).

سکانس‌های رسوبی برش تاش

در این برش که یکی از کامل‌ترین برش‌ها در زون البرز شرقی می‌باشد، چهار سکانس رسوبی رده سوم تشخیص داده شده است که در زیر به

شرح هر کدام از آنها می‌پردازیم.

۱- سکانس رسوبی اول (۱)

این سکانس به سن اسکتین و با ناپیوستگی نوع اول (SB₁) بر روی رسوبات پرمین میانی (سازند روته) قرار می‌گیرد. سکانس رسوبی مذکور با مجموعه‌ای از پاراسکانس‌های پیشرونده شروع شده و به سطح حداکثر پیشروی (mfs) که با افق‌های دارای زیست آشفستگی شدید و مربوط به دریای باز همراه است، قابل شناسایی می‌باشد. پاراسکانس‌های پیشرونده (TST) از مجموعه‌ای از رخساره‌های مربوط به محیط‌های لاگونی، سدی، تشکیل شده است. به نحوی که قاعده هر پاراسکانس نسبت به پاراسکانس قبلی با رخساره عمیق‌تر مشخص می‌گردد. پاراسکانس‌های HST با تکرار رخساره‌های مربوط به لاگون و پهنه جزر و مدی بصورت افزایشنده (Aggradational) ظاهر می‌شود.

۲- سکانس رسوبی دوم (۲)

مرز زیرین و بالایی آن شامل ناپیوستگی نوع دوم (SB₂) است، که با میکروفاسیس آلیید گرینستون مشخص می‌شود. تغییر ناگهانی از رخساره پهنه جزر و مدی به رخساره سد یا بار نشانگر مرز سکانس نوع دوم (SB₂) می‌باشد. در سکانس مذکور فاز TST از پاراسکانس‌های Retrogradational که بتدریج به رخساره عمیق‌تر ختم می‌شود، تشکیل می‌گردد.

پاراسکانس‌های قاعده شامل پاراسکانس‌های بار و دریای باز و بخش بالایی شامل پاراسکانس‌های دریای باز - لاگون می‌باشد.

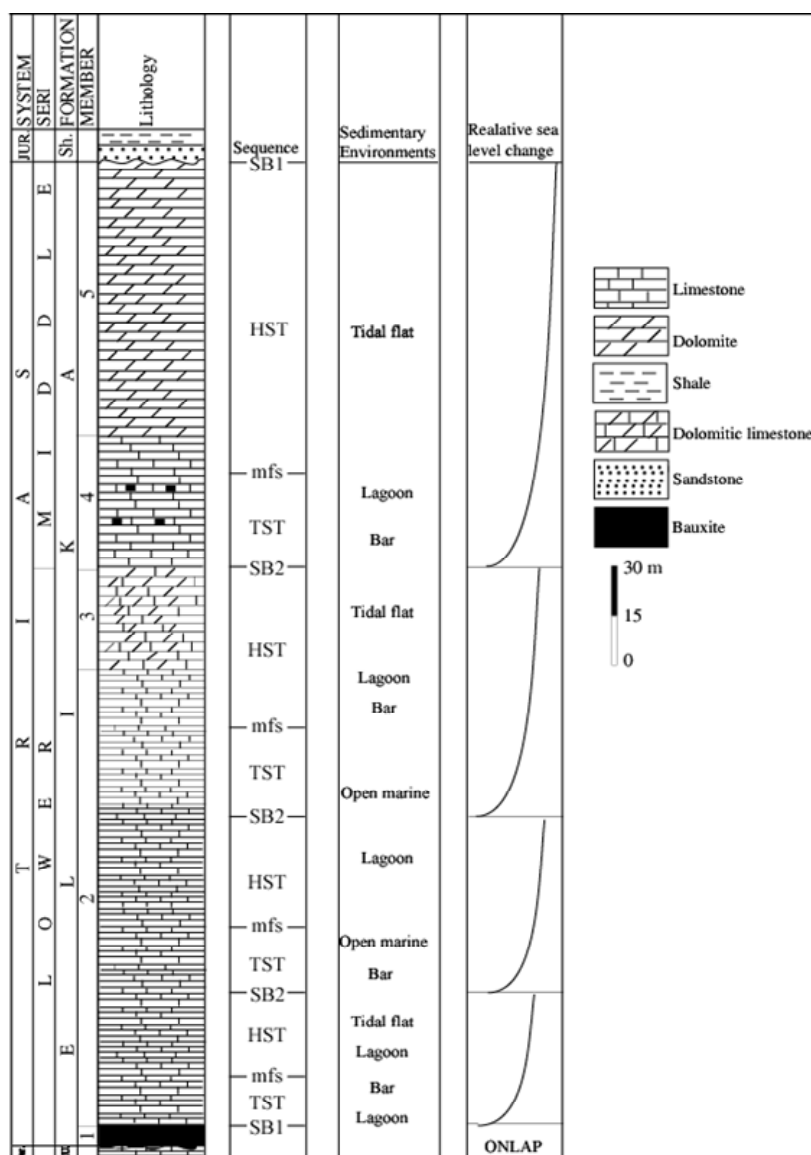
۳- سکانس رسوبی سوم (۳)

مرز زیرین و بالایی آن شامل ناپیوستگی نوع دوم (SB₂) است، که با میکروفاسیس بایوکلاستیک گرینستون مشخص می‌شود. قاعده سکانس با رخساره دریای باز شروع می‌شود که با مرز سکانس نوع ۲ بر روی رخساره‌های لاگون سکانس دوم قرار می‌گیرد. این سکانس از مجموعه رخساره‌های TST و HST تشکیل شده است. مجموعه رخساره TST با گسترش ناگهانی رخساره‌های دریای باز شروع شده و به سطح حداکثر پیشروی (mfs) منتهی می‌گردد.

مجموعه رخساره‌های HST در این سکانس با مجموعه‌ای از رخساره‌های بار و لاگون شروع گردیده و در انتها، با رخساره پهنه جزر و مدی مشخص می‌گردد.

۴- سکانس رسوبی چهارم (۴)

مرز زیرین آن با ناپیوستگی نوع دوم (SB₂) که شامل رخساره بایوکلاستیک گرینستون و مرز بالایی آن با ناپیوستگی (SB₁) مشخص می‌شود. در قاعده این سکانس رخساره‌های بار بطور ناگهانی بر روی رخساره پهنه جزر و مدی قرار گرفته و ایجاد مرز سکانس نوع دوم را می‌نماید.



شکل ۸- سکانس‌های رسوبی سازند الیکا در برش تاش.

رخساره‌ها در یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ و چهار زیر محیط دریای باز سد یا بار، لاگون و پهنه جزر و مدی نهشته شده‌اند. مشاهدات صحرایی و آزمایشگاهی منجر به شناسایی چهار سکانس رسوبی رده سوم گردید. مرزهای بین سکانس از انواع ناپیوستگی‌های درجه اول و دوم می‌باشد که مرزهای زیرین و بالایی سازند الیکا در این ناحیه بیانگر دو ناپیوستگی از نوع اول هستند که شامل افق لاتریتی و بوکسیتی است.

مطالعات چینه نگاری سکانس سازند الیکا در برش تاش شباهت آن را با دیگر برش‌های مطالعه شده در زون البرز نشان می‌دهد.

فاز TST در این سکانس با رخساره‌های سد و لاگون مشخص می‌شود. فاز HST با پاراسکانس‌های تشکیل شده در سکون نسبی سطح آب دریا با انباشتگی رخساره‌های رمپ داخلی ظاهر شده که در نهایت به پاراسکانس‌های پری‌تایدال تبدیل می‌شود. این سکانس رسوبی با ناپیوستگی نوع اول (SB₁) از رسوبات سازند شمشک جدا می‌گردد (شکل ۸).

نتیجه‌گیری

سنگ‌های تریاس زیرین و میانی برش تاش (سازند الیکا) با ضخامتی در حدود ۳۰۰ متر یکی از برش‌های کامل در زون البرز شرقی است. مطالعات پتروگرافی حاکی از آن است که چندین گروه میکروفاسیس‌های آهکی در این برش قابل تشخیص است. این

منابع

- جهانی، د. ۱۳۷۹: تحلیل حوضه رسوبی نهشته‌های سازند الیکا در البرز مرکزی و شرقی. پایان نامه دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات. ۲۷۵ صفحه.
- ربانی، ر. ۱۳۷۲: محیط رسوبی و دیاژنز بخش زیرین سازند الیکا در مقطع سربندان (فیروزکوه). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران. ۱۸۷ صفحه.
- ستوهیان، ف. ۱۳۸۳: مطالعات لیتواستراتیگرافی، بیواستراتیگرافی و تفسیر محیط رسوبی سازند الیکا در ناحیه البرز شرقی. پایان نامه دکتری چینه شناسی و فسیل شناسی دانشگاه شهید بهشتی. ۱۴۹ صفحه.
- طهماسبی، ع. ۱۳۷۶: بررسی میکروفاسیس، محیط‌های رسوبی و چینه شناسی توالی‌های بخش‌های زیرین و میانی سازند الیکا در شرق البرز مرکزی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران. ۱۲۵ صفحه.
- قماش، م. ۱۳۷۰: مطالعه لیتواستراتیگرافی، میکروفاسیس‌ها، محیط‌های رسوبی و تغییرات دیاژنتیک سنگ‌های رسوبی تریاس در منطقه بی‌بی شهربانو، جنوب شرق تهران. پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت معلم. ۲۰۰ صفحه.
- لطف‌پور، م. ۱۳۷۶: بررسی میکروفاسیس محیط‌های رسوبی و چینه شناسی توالی‌های بخش‌های میانی و بالایی سازند الیکا در شرق البرز مرکزی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران. ۱۴۸ صفحه.
- Buechette, T.P., Wright, V.P., 1992: Carbonate Ramp depositional systems. *Sed. Geol.* **79**: 3-57.
- Calvet F., Tuckett M. E., Henton J.E. 1990: Middle Triassic Carbonate Ramp Systems in the Catalan Basin Northeast Spain: Facies, Systems Tracts, Sequence and Controls. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.* pp. 79-108.
- Carozzi A.V. 1989: Carbonate Rock Depositional Models, *A microfacies approach. Prentice Hall.* 604 pp.
- Dunham R.J. 1962: Classification of carbonare rocks according to depositional texture. In: Classification of Carbonare Rocks (Ed. By W. E. Ham). *Mem Am. Assoce. Pet. Geol.* **1**:108-121 p.
- Einsele G. 2000: Sedimentary basins: evolution, Facies, and Sediment budget. *Springer.* 792 p.
- Glaus M., 1964: Trias and oberperm im zentralen Elburz (Persien). *Eclog. Geol. Helv.* **57**: 497-508.
- Gregg J.M., Sibley D.F. 1984: Epigenetic dolomitization and the origion of xenotopic dolomite texture. *J. Sed. Petrology.* **54**: 908-931.
- Hardi L.A. 1986: Carbonate tidal flat deposition: Ten basic elements. *Q. J. Colo. Sch. Mines.* **81**: 3-6.
- Lee Y. I., Friedman G.M. 1987: Deep-Burial dolomitization in the Ordovician Ellenburger Group carbonates, Western Texas and Southeastern New Mexico. *J. Sed. Petrology.* **57**: 544-557.
- Pittet B., d Strasser A. 1998: A. Long-distance Correlation by sequence stratigraphy and Cyclostratigraphy: examples and implications (oxfordian from the Swiss jura, Spain, and Normandy). *Geol. Rundsch.* **86**: 582-874.
- Read J.F. 1985: Carbonate platform facies models. *Bull. Ann. Ass. Petrol. Geol.* **66**: 860-878.
- 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 Waggoner J. C. (Eds). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach. Soc. Econ. Paleontol Mineral, Spec. Publ.* **42**: 15-181.
- Sellwood B.W. 1996: Shallow marine carbonate environments In: H.G., Reading (Ed.), *Sedimentary Environment Processes Facies and Stratigraphy.* Blackwells Science. *Oxford.* 688 p.
- Shinn E.A. 1983: Tidal flat environment In: P. A. Scholle D. G. Bebout and C. H, Moore (Editors), *Carbonate Depositional Environments. Am. Assoc Pet. Geol. Mem.* **33**: 173-210.
- Straser A., Hillgartner H. 1998: High-frequency sea-level fluctuations recorded on a shallow carbonate platform (Berriasian. And Lower Valanginian of Mount Sal Ve, French Jura). *Eclogae Geol. Helv.* **91**: 375-390.
- Tucher M.E. Wright. V.P. 1990: Carbonate Sedimentology. Blackwells. *Oxford.* 482 pp.
- Wilson J.L. 1975: Carbonate Facies in Geologic History, 2nd ed. *Springer Verlag.* 471 p.
- Zenger D.H. 1983: Burial Dolomitization in the Lost Burrow Formation (Devonian) east-central California, and the significance of the kate diagenetic dolomitization. *Geology.* **11**: 52- 519.