



رخساره های پلاتفرمی در نهشته های کرتاسه زیرین منطقه ی شمال غرب تبریز

ژیلا عابدینی^۱، رحیم مهاری^۲ و سیدحمید وزیری^۳

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد سنگ شناسی رسوبی و رسوب شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال

۲- عضو هیأت علمی گروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد تبریز

۳- عضو هیأت علمی گروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال

چکیده:

این مطالعه در مورد نهشته های کرتاسه زیرین در شمال غرب تبریز است. ضخامت کربناته های کرتاسه زیرین در این منطقه در حدود ۷۶/۵ متر است که عمدتاً از سنگ های آهکی و سنگ آهک های ماسه ای تشکیل شده است. مرزهای این برش در پایین و بالا توسط ناپیوستگی فرسایش محصور شده است. مطالعات پتروگرافی منجر به شناسایی ۱۲ میکروفاسیس گردیده است که در ۴ کمربند رخساره ای: پهنه های جزرومدی، تالاب، سد و دریای باز نهشته می شوند. نهشته های این واحد در محیط های رسوبگذاری یک شلف کربناته حاشیه دار انباشته شده اند.

کلید واژه ها: کرتاسه زیرین، محیط رسوبی، پلاتفرم کربناته، رخساره، شمال غرب تبریز

The platform Facies of Lower Cretaceous Deposits in Northwest of Tabriz

Abstract:

This study is on Lower Cretaceous deposits in Northwest of Tabriz. Lower Cretaceous carbonates in the studied area with a thickness of 76.5 meters consist mainly of limestone and sandy limestone. The lower as well as the upper boundary is disconformable. Petrographic studies led to recognition of 12 microfacies that were deposited in four facies belts including tidal flat, lagoon, bar and open marine. The observed facies patterns of these deposits indicated a rimmed carbonate platform depositional environment.

Keywords: Lower Cretaceous, sedimentary environment, carbonate platform, facies, Northwest of Tabriz

۱- مقدمه:

در بررسی سیستم کرتاسه ایران، تنوع و تغییر شرایط محیطی های رسوبگذاری در نقاط مختلف ایران و تاثیر فازهای کوهزایی و عوامل جانبی، مشکلات بسیاری به وجود آورده است. بنابراین رخساره های کرتاسه از محلی به محل دیگر به قدری متنوع و گاهی متغیر هستند که تطبیق و ارتباط حوضه های مختلف به همدیگر، نیازمند کارهای دقیق زمین شناسی است (شمیرانی، ۱۳۶۳).

توالی کرتاسه زیرین در «فرونشست شمال تبریز» به ویژه در کوه مورو با رسوبات آواری سرخ روشن به سترای حدود ۳۰ متر آغاز و به تدریج به حدود ۴۵ متر سنگ آهک های خاکستری رنگ با لایه بندی منظم دارای دوکفه ای و اربیتولین فراوان به سن آپتین - آلبین می رسد (آقناباتی، ۱۳۸۵).

سنگ های کرتاسه زیرین در آذربایجان گسترش کمی دارند و در محدودی از نقاط مانند: مراغه، صوفیان (شمال غرب تبریز) و کوه های قوشچی رخنمون دارد (شمیرانی، ۱۳۶۳).

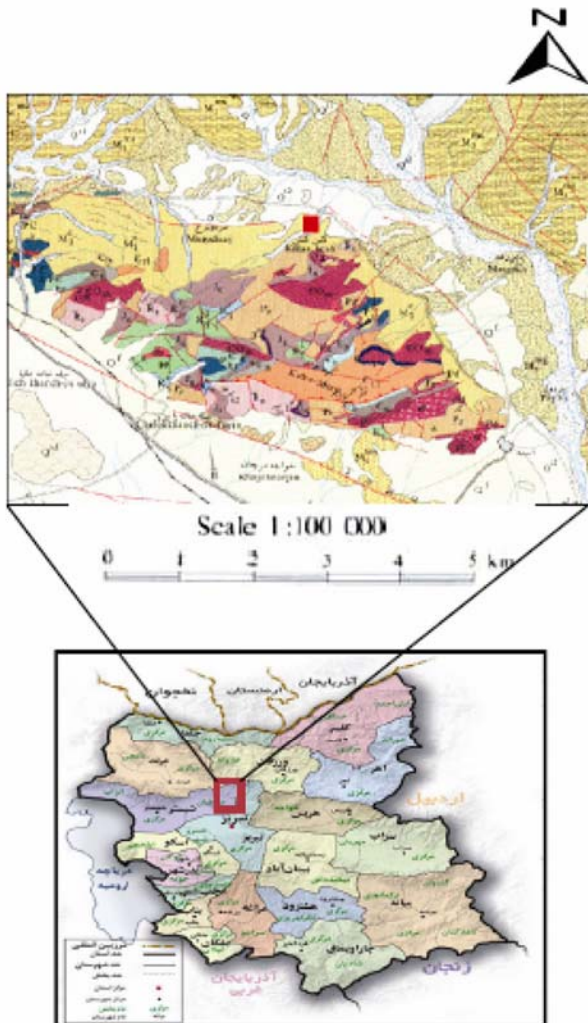
۲- موقعیت جغرافیایی و راه های ارتباطی منطقه مورد مطالعه:

منطقه مورد مطالعه در ۳۰ کیلومتری شمال غرب تبریز در دامنه های شمالی کوه های مورو و در محل روستای کلانکش (بخش صوفیان) واقع شده است. محل برداشت های صحرایی، در طول شرقی $8^{\circ} 6^{\circ}$ و عرض شمالی $15^{\circ} 38^{\circ}$ است (نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰: تبریز، ۱۳۷۲) (شکل ۱).

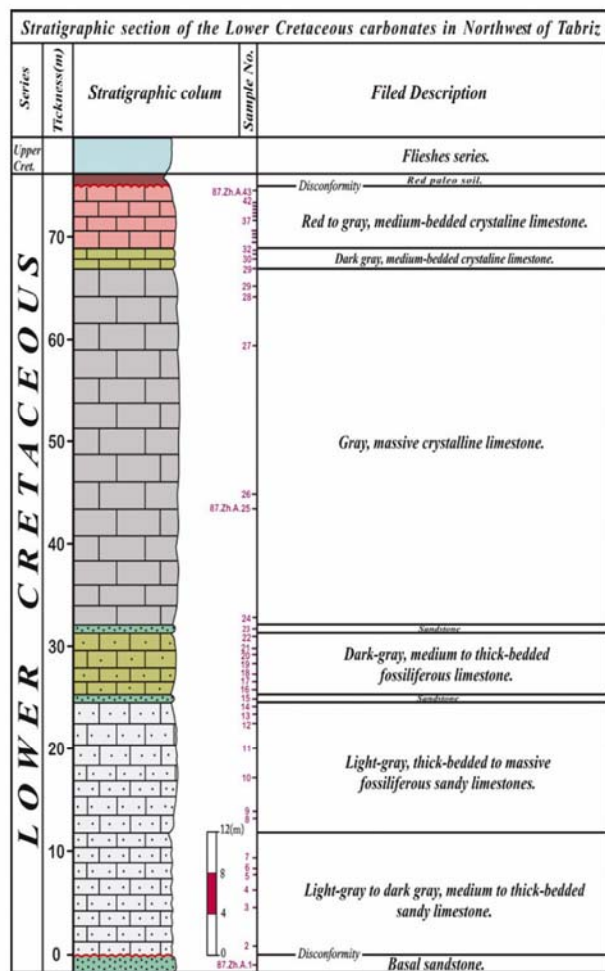
برای دسترسی به محل برش مورد مطالعه، در ۱۵ کیلومتری اتوبان تبریز- مرند، از سه راهی امند وارد جاده فرعی شده، پس از عبور از روستاهای امند، مزرعه و زین آباد به روستای کلانکش رسیده، سپس گذر از خود روستا در مسیر آبراهه ای خشک، در جنوب غرب روستا به برش مورد مطالعه می رسیم.

۳- روش کار:

از آنجا که در شمال غرب تبریز، رخنمون های قابل توجهی از واحدهای سنگی مزوزوئیک وجود دارد و این واحدها تاکنون در این منطقه جهت بررسی رخساره ها و محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی به طور دقیق مورد مطالعه قرار نگرفته اند، بنابراین



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه ۱۰۰/۰۰۰ تبریز، ۱۳۷۲، تهیه شده توسط عمران اسدیان و نظارت افتخاری نژاد)
مطالعه، سنگ های کربناته کرتاسه زیرین این ناحیه جهت بررسی گسترش رخساره های پلاتفرم انتخاب گردید.
در این پژوهش، جهت تشخیص رخساره ها و تغییرات عمودی و جانبی آنها بررسی های صحرایی انجام شد، پس از انتخاب یک برش مناسب که در آن مرز تحتانی و فوقانی لایه ها مشخص باشد، مترکشی و نمونه برداری در جهت عمود بر امتداد لایه ها انجام گرفت. پس از تهیه ۴۹ مقطع نازک از نمونه های برداشت شده، آنها در آزمایشگاه مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته و در نهایت نامگذاری سنگ ها به روش دانهام (Dunham, 1962) انجام شده، برای تشخیص محیط رسوبی و تفسیر رخساره ها و



شکل ۲- ستون چینه نگاری سنگی منطقه مورد مطالعه True thickness: 76.5 m

همچنین ارائه مدل رسوبی منطقه مورد مطالعه از روش های لاسمی (۱۳۷۹)، (Flugel, 2004)، (Wilson, 1975) و (Reading, 1996) استفاده شد.

۴- چینه نگاری سنگی منطقه مورد مطالعه :

برش مورد مطالعه دارای ۷۶/۵ متر ضخامت می باشد که عمدتاً از سنگ آهک و سنگ آهک های ماسه ای تشکیل شده است (شکل ۲). این توالی بر روی ماسه سنگ های قاعده ای و زیر سری فلیشی کرتاسه فوقانی قرار دارد (شکل ۳). ستون چینه نگاری سنگی منطقه مورد مطالعه در شکل ۲ نشان داده شده است.

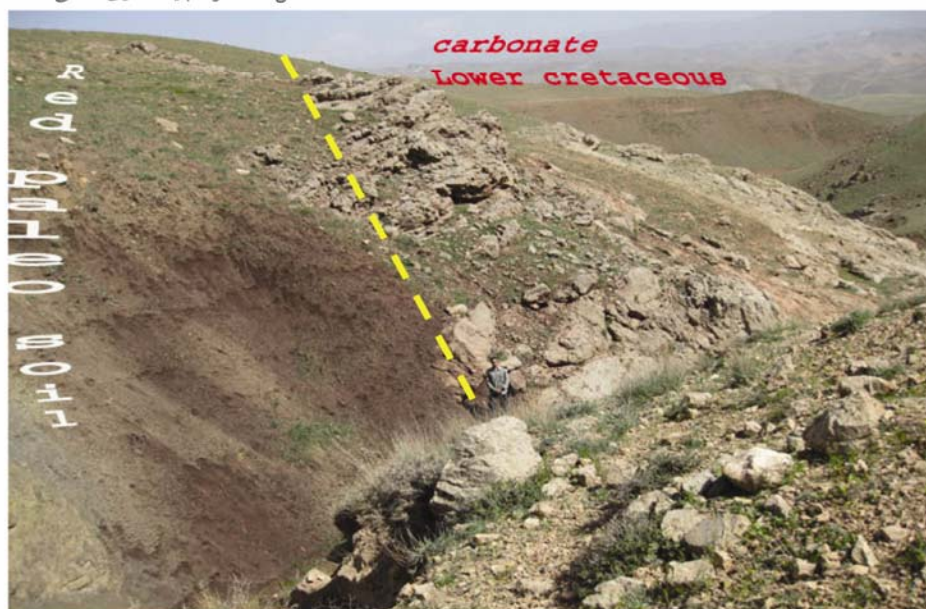
۵- معرفی رفساره های برش مورد مطالعه:

مشاهدات صحرائی و مطالعات آزمایشگاهی در برش مورد مطالعه به شناسایی ۲ دسته رفساره ای کربناته و آواری، به شرح زیر انجامیده است:

۵-۱- رفساره های آواری

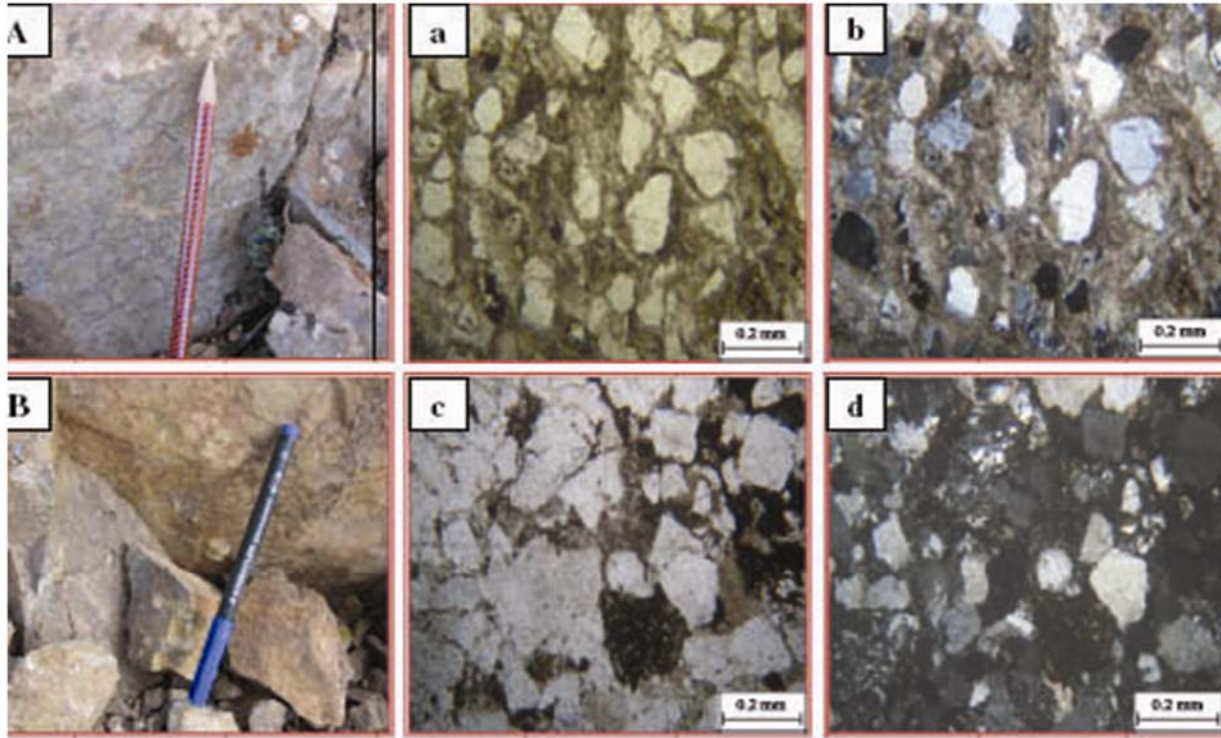
۵-۱-۱: زیر رفساره ی ماسه سنگی (E₁): کالکارنایت

دانه های اصلی آن شامل خرده سنگ (حدود ۵۰ درصد) و کوارتز (۲۰ درصد) و درصد کمی فلدسپات و دانه های کربناته مختلف است. دانه های آن نیمه زاویه دار بوده و جورشدگی متوسطی دارند (شکل ۴).



شکل ۳. نمایی از کربناته های کرتاسه زیرین و پسین (دید به سمت جنوب شرقی)

۲-۲-۵: زیر رخساره‌ی ماسه سنگی (E2): لیتارنایت (چرت آرنایت) زاویه دار بوده، جورشدگی ضعیفی دارند (شکل ۴). تفسیر: این دو زیر رخساره به صورت میان لایه های نازک در لابلای رخساره های ساحلی کربناته در مواقع سیلابی فلدسپات های تجزیه شده و ماتریکس می باشد. دانه های آن نیمه نهشته شده اند.



شکل ۴. رخساره های آواری:

A: ماسه سنگ خاکستری رنگ (نمونه ی ۱۵)، a: زیررخساره ی کالکارنایت (نورطبیعی)، b: همان نمونه (نورپلاریزه). B: ماسه سنگ کرم تا قرمز رنگ (نمونه ی ۲۳)، c: زیررخساره ی لیتارنایت (نورطبیعی) و d: همان نمونه (نورپلاریزه).

۲-۵-۲- رخساره های کربناته:

۱-۲-۵- گروه رخساره ای دریای باز (A)

میکروفاسیس A₁

و کستون - پکستون پلتی رادیولردار

(Radiolaria peloidal wackestone - packstone)

این رخساره رکیستالیزه شده و به طور عمده از پلت ها و قالب های رادیولردار در زمینه ی میکریتی تشکیل شده است (شکل ۵).

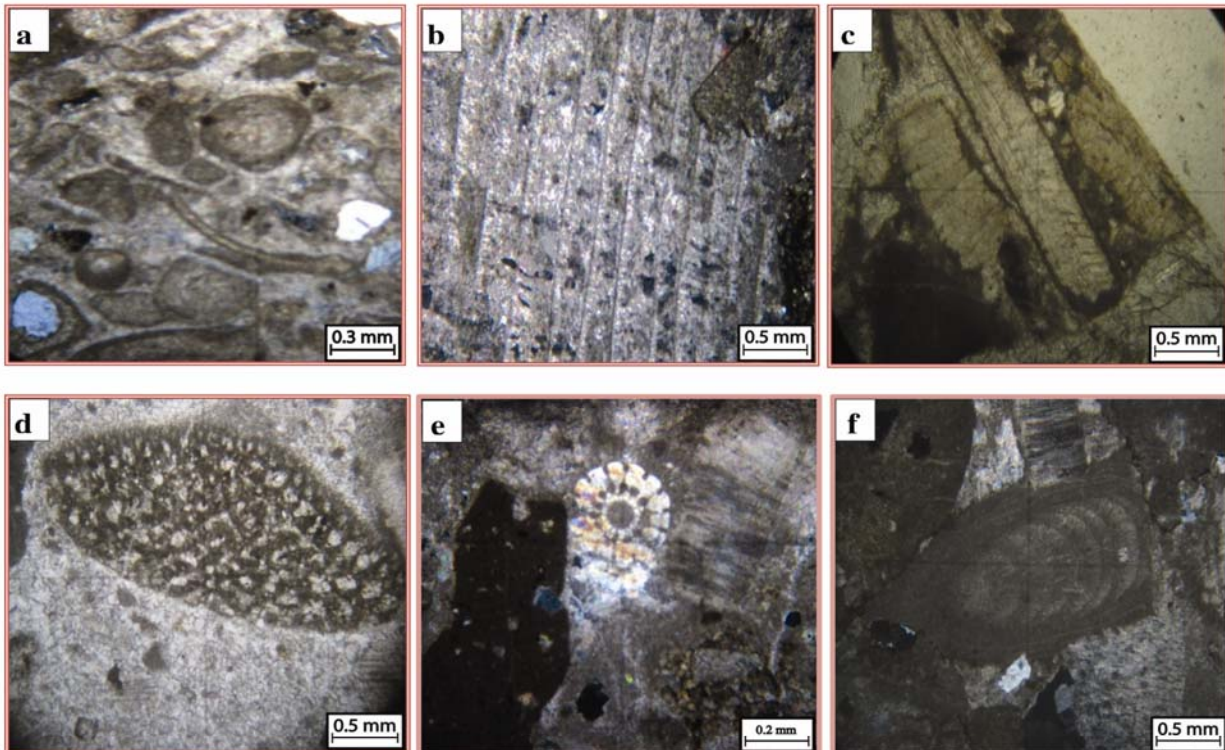
میکروفاسیس A₂

پکستون ائیدی (Ooidal packstone)

این رخساره شامل ائیدها و بیوکلیست هایی مانند براکیوپود، گاستروپود با ساختار ژئوپتال، دوکفه ای و میلیولیدها در زمینه ی

میکریتی - سیمانی است (شکل ۵).

تفسیر: همراهی آلوکم های بیوکلیستی نظیر رادیولردار در یک رخساره، نشانگر تشکیل آن در بخش های عمیق دریای باز است (Flugel, 2004). اجزای اصلی رخساره A₂ مسافت کوتاهی را پیموده اند و در بیشتر موارد وابسته به محیط سد بیوکلاستی هستند. فسیل های موجود در این رخساره، معرف شرایط دریای باز و کم عمق می باشند (Flugel, 2004). رخساره A₁ متعلق به بخش عمیق دریای باز و رخساره A₂ وابسته به قسمت کم عمق دریای باز جلوی سد است.



شکل ۶- رخساره های محیط سد: a: گریپستون انیدی، هسته ی انیدها با کوارتز و میکریت جانشین شده است (نورپلاریزه).

b: باندستون - فریمستون، تجمع رودیستی (نورطبیعی). c: دوکفه ای های میکریتی شده در پکستون اینتراکلاستی (نورطبیعی). d: اربیتولین در پکستون

اینتراکلاستی (نورطبیعی). e: پکستون اینتراکلاستی (نورپلاریزه). f: جلبک قرمز در پکستون اینتراکلاستی، (نورطبیعی).

در این رخساره، اینتراکلاست ها و گریپستون ها و درصدی آثار فسیلی در زمینه ی میکریتی و حفراتی شبیه قالب کانی های تبخیری و کانی های اتوزن(کوارتز) یافت می شود (شکل ۷).

تفسیر: وجود فرامینفرهای بتتیک و پلسی پود و گاستروپود در رخساره C₁ بیانگر رسوبگذاری آن در محیط لاگون است (Flugel, 2004). با توجه به وجود اینتراکلاست ها و آنکوئیدها، این رخساره در بخش های پراثری تر حاشیه محیط لاگون نظیر پشت سدی می تواند تشکیل شود. فراوانی دانه های پلوئید و درصد کم اینتراکلاست ها در رخساره ی C₂ نشان دهنده محیط کم انرژی تر (Palma, 2007) نسبت به رخساره ی قبلی و بخش میانی محیط لاگون با ارتباط محدودتر است (Tucker, 1990). زمینه میکریتی و عدم حضور ساختارهای خروج از آب مبنی بر تشکیل رخساره C₃ در بخش های رو به ساحل محیط لاگون می باشد (Wilson & Evans, 2002).

۵-۲-۳- گروه رخساره ای لاگون(C):

-میکروفاسیس C₁

پکستون فسیل دار (Bioclastic packstone)

این رخساره شامل اینتراکلاست و گریپستون های فسیل دار، پلت و آنکوئید هایی با هسته دوکفه ای و دو کفه ای های میکریتی شده، اربیتولین ها، گاستروپودها، خرده های رودیستی و میکروفسیل های تک لایه بتتیک و قطعات ماسه ای ریز است (شکل ۷).

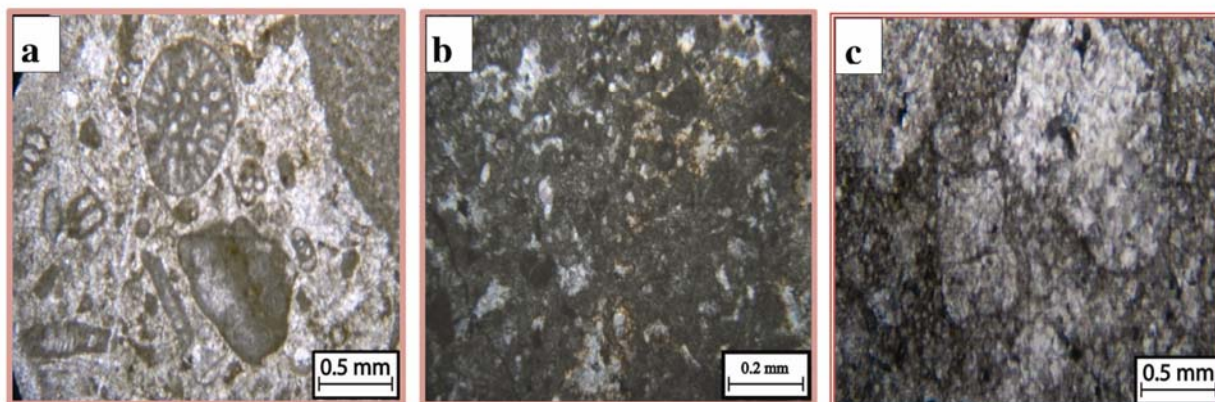
- میکروفاسیس C₂ Intraclastic peloidal

و کستون پلتی اینتراکلاست دار (wackestone)

اجزای اصلی این رخساره را پلت ها با درصد کمی از اینتراکلاست ها و گریپستون ها و آثار فسیلی در زمینه ی میکریتی تشکیل می دهند (شکل ۷).

-میکروفاسیس C₃

و کستون اینتراکلاستی (Intraclastic wackestone)



شکل ۷- رخصاره های تالاب: a: پکستون فسیل دار (نور پلاریزه). b: وکستون پلتی اینتراکلت دار (نور طبیعی). c: وکستون اینتراکلتی (نور طبیعی).

۵-۲-۴- گروه رخصاره ای پهنه جزرومدی:

میکروفاسیس D₁

پکستون پلتی (Pelletic packstone)

در این رخصاره پلت های ریز با درصد کمی از خرده فسیل و اینتراکلت در زمینه ی میکریتی همراه با بافت فنسترال و ساختار ژئوپتال در گاستروپودها به چشم می خورند (شکل ۸).

میکروفاسیس D₂

گرینستون- پکستون پلتی (Pelletic packstone-grainstone)

این رخصاره شامل پلت ها و اینتراکلت ها در زمینه ی سیمانی- میکریتی و خرده فسیل های دوکفه ای و گاستروپود است. سیمان هماتیستی و قطعات ماسه ای نیز در این رخصاره یافت می شود (شکل ۸).

میکروفاسیس D₃

وکستون پلتی (Pelletic wackestone)

این رخصاره از ۲۰-۳۰ درصد پلت و درصد کمی اینتراکلت و کوارتز تخریبی در زمینه ی میکریتی تشکیل شده، متناوباً همراه با افزایش انرژی است (شکل ۸).

میکروفاسیس D₄

گل آهکی (Mudstone)

این رخصاره شامل میکریت دانه ریز بدون آلوکم قابل توجه است. خرده فسیل های غیر قابل شناسایی، اینتراکلت های نئومورفیسیم شده، سودومورف کانی های تبخیری، رومبوئدرهای دولومیت، بافت فنسترال و آشفستگی زیستی از ویژگی های این رخصاره است

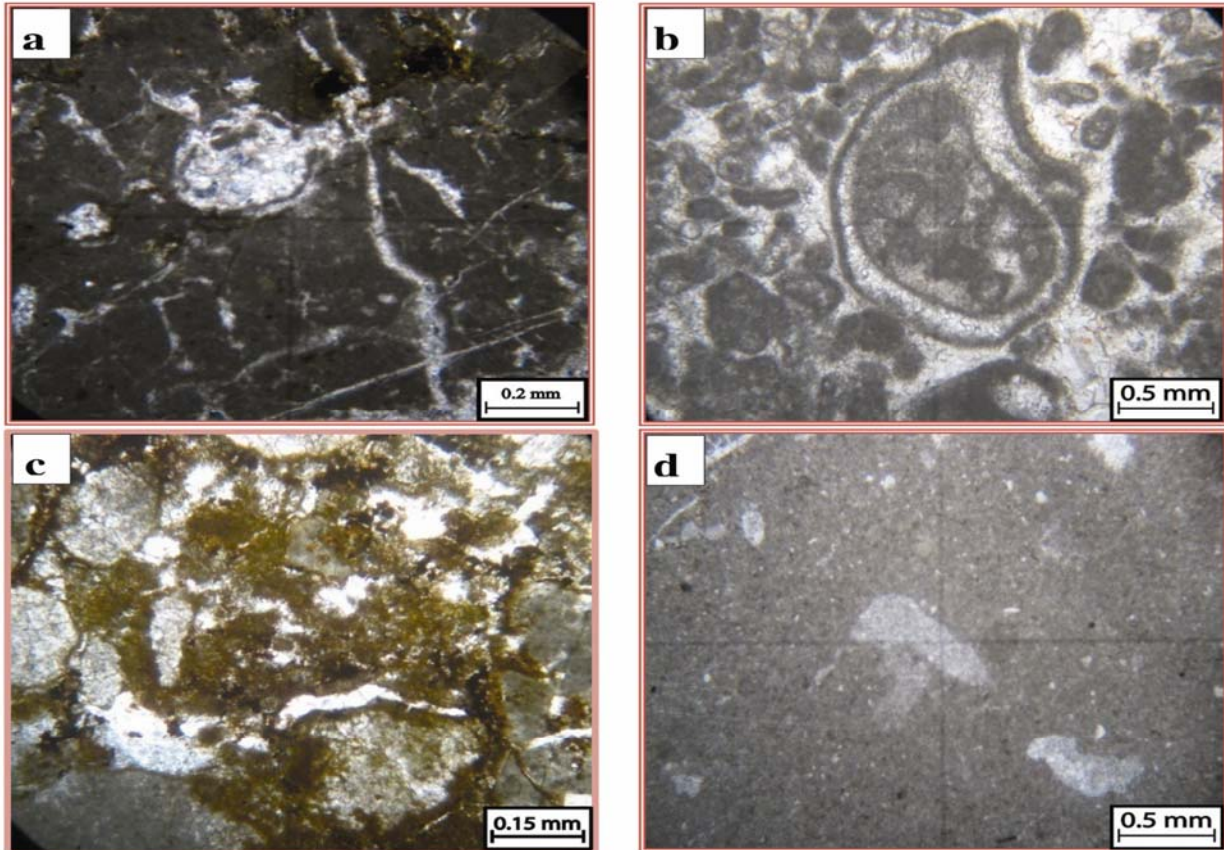
(شکل ۸).

تفسیر: گل های آهکی دانه ریز در پهنه های جزرومدی تشکیل می شوند، رخصاره ی D₁ به دلیل فراوانی پلت ها و وجود فنسترال به بخش ساب تاییدال (Subtidal) مربوط است

(Flugel, 2004). وجود بخش های سیمانی در رخصاره ی D₂

می تواند مؤید بخش های پر انرژی پهنه جزرومدی، اینترتایدال پایینی باشد (Flugel, 2004). رخصاره ی D₃ دارای مقداری خرده فسیل است و با توجه به افزایش انرژی (متناوباً)، این رخصاره به بخش اینترتایدال بالایی مربوط است (Flugel, 2004). با توجه به فقدان آلوکم، میکریتی بودن زمینه، رشد رومبوئدرهای دولومیت، وجود کانی های تبخیری و مشاهده حفرات انحلالی مانند بافت چشم پرنده ای، رخصاره D₄ به بالای حد جزرومدی (Supratidal) نسبت داده می شود

(Wilson, 1975 & Flugel, 2004).



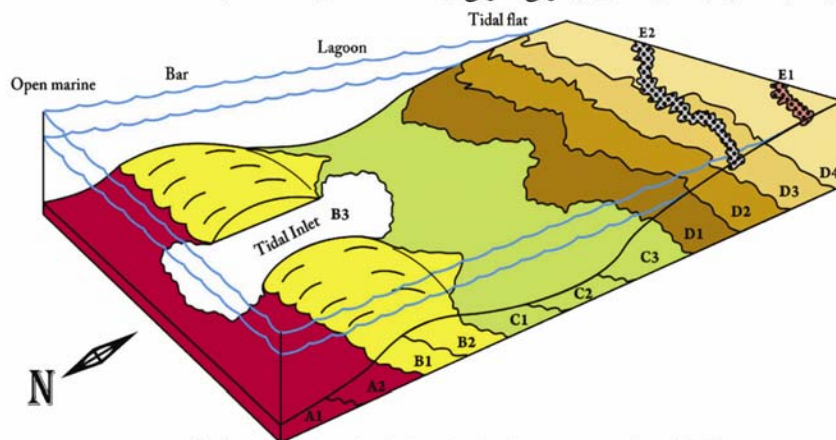
شکل ۸- رخساره های پهنه جزرومدی a: فابریک فنسترال در پکستون پلتی و رگه های کلسیتی (نورطبیعی).

b: گاستروپود در گرینستون - پکستون پلتی (نورطبیعی). c: افزایش انرژی در وکستون پلتی (نورطبیعی). d: مادستون و قالب کانی های تبخیری (نورطبیعی).

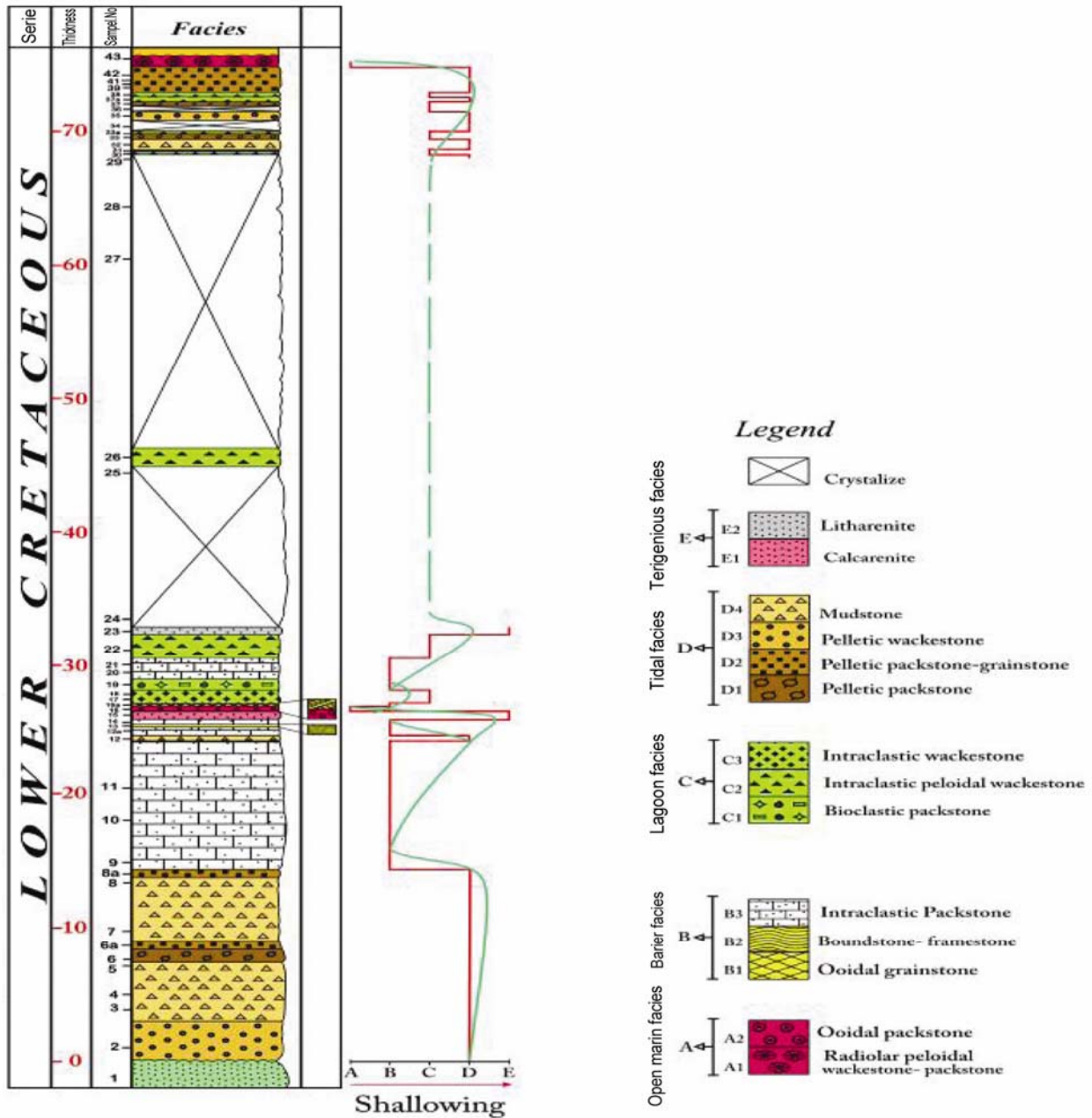
دیرینه انجام شده است. کربناته های کرتاسه زیرین در برش مورد مطالعه در یک پلاتفرم کربناته شلف حاشیه دار نهشته شده است. محیط رسوبگذاری رخساره های کرتاسه زیرین در شمال غرب تبریز با محیط رسوبی باهاما و جنوب فلوریدا همسان است (Reading, 1996).

۶- ارائه مدل رسوبی:

بازسازی محیط های رسوبی بر پایه قانون والتر انجام می گیرد. ارائه مدل رسوبی منطقه مورد مطالعه (شکل ۹) بر اساس بررسی رخساره ها و محیط رسوبی، تغییرات جانبی و عمودی رخساره ها (شکل ۱۰) و مقایسه آنها با محیط های رسوبی کنونی و



شکل ۹- مدل رسوبی پیشنهادی کربناته های کرتاسه زیرین در شمال غرب تبریز



شکل ۱۰- ستون رخساره ای برش مورد مطالعه

۷- نتیجه گیری:

بر روی بخش ماسه سنگ و کنگلومرای قاعده ای کرتاسه زیرین قرار گرفته است. حد بالایی این نهشته ها سری فلیشی کرتاسه پسین است که خاک قرمز قدیمه حاصل از آلتراسیون سنگ های بازیک در این ستبرا نشانگر آغاز نهشته های کرتاسه پسین است.

۳- براساس مطالعات میکروسکوپی، در مجموع ۱۲ گروه رخساره ای کرتاسه زیرین با ناپیوستگی فرسایشی

از بررسی نهشته های کرتاسه زیرین در شمال غرب تبریز نتایج زیر حاصل شده است:

۱- ضخامت نهشته های کرتاسه زیرین در شمال غرب تبریز ۷۶/۵ متر است.

۲- نهشته های کرتاسه زیرین با ناپیوستگی فرسایشی

روش دانه‌ام (۱۹۶۲) نامگذاری گردید.

۴- رخساره های کربناته تشکیل دهنده ی برش مورد مطالعه عبارتند از:

وکستون - پکستون پلتی رادیولردار، پکستون ائیدی، گرینستون ائیدی، باندستون - فریمستون، پکستون ایتراکلیستی، پکستون فسیل دار، وکستون پلتی ایتراکلیست دار، وکستون ایتراکلیستی، پکستون پلتی، گرینستون- پکستون پلتی، وکستون پلتی و گل آهکی.

۵- رخساره های آواری شامل: زیررخساره ی ماسه سنگی کالکارنایتی (E₁) و زیر رخساره ی ماسه سنگی لیتارنایت (E₂) است که به صورت میان لایه هایی در بین سنگ های کربناته نهشته شده اند.

۶- در نهشته های کربناته کرتاسه زیرین شمال غرب تبریز، چهار محیط رسوبی دریای باز (Open marine)، سد (Bar)، تالاب (Lagoon) و پهنه جزرومدی (Tidal flat) تشخیص داده شد.

۷- تمامی رخساره های شناسایی شده در یک پلاتفرم کربناته از نوع شلف حاشیه دار (Rimmed carbonate shelves) نهشته شده اند، که فلات قاره و دریایی بسیار کم عمق تکامل یافته را نشان می دهد.

۸- در ستون رخساره ای برش مورد مطالعه حداقل ۶ توالی رسوبی وجود دارد که ضخامت آنها بین ۱۵-۲ متر و در حد چندین متر متغیر است. توالی ها از نوع پسرونده تدریجی هستند.

۸- منابع:

اسدیان، ع. و افتخارنژاد، ج.، ۱۳۷۲، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تبریز، سازمان زمین شناسی کشور.

آقانباتی، س.ع.، ۱۳۸۵، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ص.

خسروتهرانی، خ.، ۱۳۶۷، چینه شناسی ایران و مقاطع تیپ تشکیلات، انتشارات دانشگاه تهران.

شمیرانی، الف.، ۱۳۶۳، بررسی سیستم پرئود کرتاسه در ایران، جزوه درسی دانشگاه شهید بهشتی تهران.

فرهنگ جغرافیایی ایران، ۱۳۷۸، سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح.

کلانتری، الف.، ۱۳۶۷، رخساره های میکروسکوپی سنگ های

کربناته ایران، شرکت ملی نفت ایران.

لاسمی، ی.، ۱۳۷۹، رخساره ها، محیط های رسوبی و چینه نگاری سکانسی نهشته سنگ های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۷۹.

References:

Dunham, R.J., 1962, Classification Of Carbonate Rocks according to depositional texture, In, W.H. Ham. (ed.), "Classification of Carbonate Rocks", A. Symposium, American Association of petroleum Geologists Mem. v. I, 521 p.

Flügel, E., 2004, Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application New York, Springer, 976p.

Folk, R. L. 1962, Spectral subdivision of limestone types, in Ham, W.E., ed, Classification of Carbonate Rocks-A Symposium: Am. Asso. Petrol. Geologist Memoir 1, 25 p.

Folk, R.L., 1980, Petrology of Sedimentary rocks, Hemphills, Austin Texas, 182p.

Palma, R., 2007, Oxfordian ramps system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area Neuquen Basin, Argentina, Facies and depositional sequences Sedimentary Geology, v. 195, 178p.

Reading, H. G., 1996, Sedimentary environment and facies, Blackwell sci. Pub., 615 p.

Riding, R., 2002, Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. Earth-Sci. Rev, v. 58, 287p.

Tucker, M.E., 2001, Sedimentary Petrology: Third edition, Blackwell, Oxford, 260p.

Wilson, J. L., 1975, Carbonate Facies in Geologic History, Springer-Verlag, New York, 471 p.

Wilson, M.E.J., and M.E.J. Evans, 2002, sedimentology and diagenesis of Tertiary carbonates on the Mangkalihat Peninsula, Boreneo: implications for subsurface reservoir quality: Marine and petroleum Geology, no. 19, 873 p.