



محیط رسوبی و چینه شناسی سکانسی نهشته های کربنیفر ناحیه

دارچاله در جنوب شرق اصفهان

زهره داودی فرد^۱، عبدالحسین کنگازیان^۱، امراالله صفری^۲

۱- گروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان

۲- گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان

چکیده:

نهشته های کربنیفر در ناحیه دارچاله در ۷۰ کیلومتری جنوب شرق اصفهان با ضخامت ۳۲۳ متر، به طور عمده از سنگ های کربناته و تخریبی تشکیل شده است. مرز پایینی نهشته های کربنیفر در این ناحیه با رسوبات آبرفتی پوشیده شده است، مرز بالایی آن با رسوبات پرمین به صورت ناپیوستگی فرسایشی است. با توجه به ویژگی های سنگ شناسی، هفت واحد سنگ چینه ای در ناحیه مذکور شناسایی شده است. این واحدها به صورت هم شیب بر روی هم قرار گرفته اند. بر اساس مطالعات پتروگرافی و شواهد صحرایی رسوبات منطقه مذکور در ۴ زیرمحیط رسوبی (ساحل، پهنه جزرو مدی، لاگون و سد) و در یک پلت فرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال تکامل یافته اند. آنالیز چینه نگاری سکانسی بر اساس روش مارتین- چویلر منجر به شناسایی بخش های LST، TST و HST مربوط به ۳ سکانس رسوبی رده سوم در نهشته های مورد مطالعه شده است. این سکانس ها توسط مرزهای سکانسی نوع ۱ و ۲ از یکدیگر تفکیک شده اند.

کلید واژه ها: ریز رخساره ها، محیط رسوبی، رمپ کربناته، چینه نگاری سکانسی، کربنیفر، دارچاله.

Sedimentary environments and Sequence stratigraphy of Carboniferous sediments in Darchaleh area (NE Esfahan)

Abstract

Carboniferous deposits in Darchaleh area, 70 km southeast of Esfahan, are 323 meters thick and mainly composed of carbonate and clastic rocks. The lower part of the Carboniferous strata in this area is covered by alluvial deposits and their upper part is marked by a disconformity with Permian deposits. Based on petrographic and field studies the sediments in this area are belong to 4 sedimentary environments including coastal, tidal flat, lagoon and barrier environments. These environments have been part of a carbonate homoclinal ramp. Sequence stratigraphy analysis based on Martin- Chivelet method led to the identification of 3, third order depositional sequence that consist of LST, TST and HST. These sequences are bounded by type 1 and 2 sequence boundaries.

Key Words: Microfacies, Sedimentary environments, Carbonate ramp, Sequence stratigraphy, Carboniferous, Darchaleh.

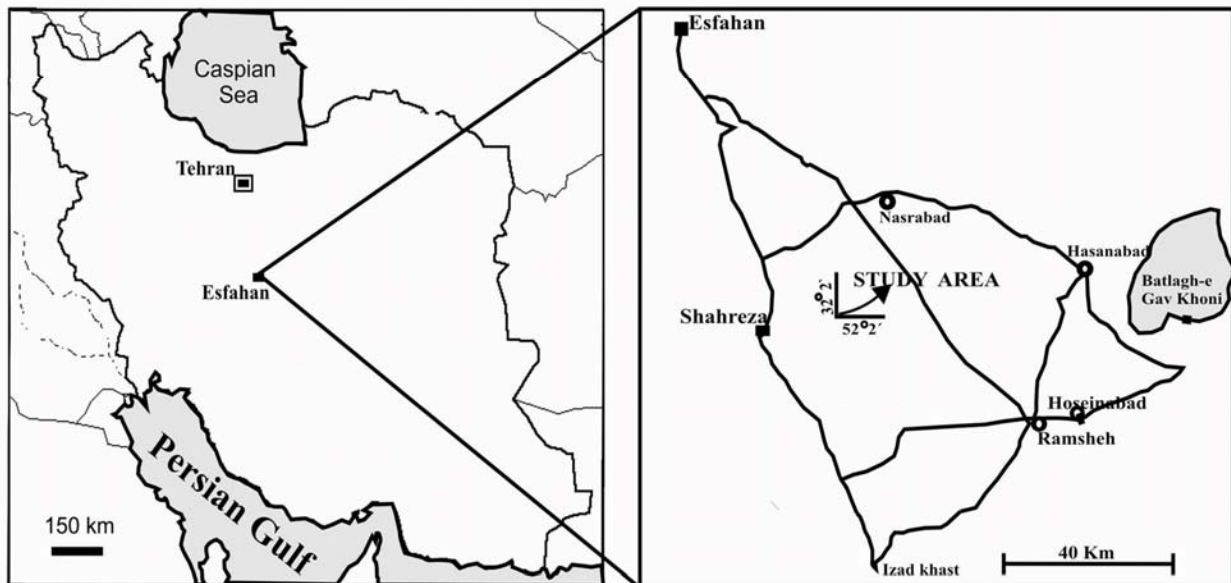
۱- مقدمه:

است ولی شیل‌های تیره رنگ و مارن نیز وجود دارد که حاوی انواع گوناگونی از بازوپایان، گونیاتیت، تریلوبیت و برویوزوا است (آقنابتی ۱۳۸۳). نهشته‌های کربنifer در ناحیه دارچاله شامل: آهک، شیل، ماسه سنگ و کنگلومرا می باشد. همچنین نهشته‌های ناحیه مورد مطالعه که بلندترین ارتفاعات ناحیه را در بر گرفته، طاق‌دیس را تشکیل می دهد که شیب توپوگرافی دامنه‌های آن ۳۰-۴۰ درجه است. وجود گسله‌های فراوان در این منطقه دلیلی بر فعال بودن آن از لحاظ تکتونیکی است، امتداد گسل‌های این طاق‌دیس که شکستگی‌های بسیار دارد، شمال غرب- جنوب شرق و یا شمالی جنوبی است. گسله‌ها و چین خوردگی‌های موجود در منطقه را می توان نتیجه جنبش‌های اپیروژنیک هرسینین دانست. بطور کلی فراوانی ریز رخساره‌های آواری در قسمت‌های میانی مقطع نشان دهنده ریز رخساره‌های تخریبی با عمق بسیار کم می باشند و تبدیل تدریجی ریز رخساره‌های تخریبی به ریز رخساره آهکی نسبتاً عمیق موید افزایش عمق آب می باشد که در انتها آهک‌های کربنifer (نامورین پسین- وستفالین آغازین) روی این رسوبات را فرا میگیرد. قدیمی ترین سنگ‌های موجود در این ناحیه با توجه به فسیل‌های مرجانی و کنودونت‌های موجود، آهک‌های خاکستری رنگ متعلق به سازند شیشتو باسن کربنifer زیرین مربوط می باشد (ربعی ۱۳۸۰).

رسوبات کربنifer در ناحیه دارچاله نخستین بار توسط زاهدی (۱۹۷۶) گزارش گردید. باغبانی (۱۳۷۰) رسوبات کربنifer- پرمین این ناحیه را بر اساس فرامینفرها مطالعه نموده، رسوبات کربناته و آواری متعلق به کربنifer میانی را که با ناپیوستگی هم شیب زیر نهشته‌های پرمین قرار می گیرد، گزارش کرد. مطالعاتی توسط یزدی و هایراپطیان (۱۳۷۷) پیرامون مرز کربنifer و پرمین انجام داده اند (به نقل از ربعی ۱۳۸۰) و ربعی (۱۳۸۰) بیواستراتیگرافی رسوبات پالئوزوئیک بالایی (کربنifer و پرمین) این ناحیه را بر اساس ماکرو و میکرو فسیل‌های آن مورد مطالعه قرار داده است. باین ترتیب سنگ‌های این منطقه بیشتر از دیدگاه چینه شناسی و فسیل شناسی مطالعه شده اند و در زمینه سنگ شناسی رسوبی بویژه تعیین میکروفاسیس، محیط رسوبی و چینه نگاری سکansı آن کمتر مطالعه شده است.

۲- زمین شناسی ناحیه مورد مطالعه:

ناحیه مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی به طول $32^{\circ} 2' N$ و عرض $52^{\circ} 2' E$ در ۸۰ کیلومتری جنوب شرق اصفهان و ۱۵ کیلومتری شمال شرق شهرضا و در منتهی الیه جنوبی زون ایران مرکزی واقع شده است. (شکل ۱) به طور کلی سنگ‌های کربنifer پایینی در بیشتر نقاط ایران از نوع سنگ‌های کربناته ی آهکی



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه به همراه راههای ارتباطی

۳- روش مطالعه:

لامیناسیون مورب (شکل ۴) بوده، با آهک های متوسط تا ضخیم لایه به رنگ خاکستری روشن، که حاوی ایید و خرده اسکلتی اکتینودرم و براکیوپود می باشند. براساس طبقه بندی (1904) Grabu بخش های آهکی را می توان کالک آرنایت تا کلسی رودایت نامید.

واحد U₂: شامل ۶۰ متر آهک خاکستری ضخیم تا متوسط لایه، گاهی با میان لایه هایی از شیل که در این آهک ها خرده های اسکلتی اکتینودرم و براکیوپود به صورت پراکنده مشاهده می شود. این واحد براساس طبقه بندی گرابو کالک آرنایت تا کلسی رودایت می باشد.

واحد U₃: شامل ۲۵ متر آهک ماسه ای متوسط تا ضخیم لایه، برنگ زرد تا کرم و آهک خاکستری متوسط تا ضخیم لایه که دارای قطعات اسکلتی اکتینودرم و فرامینفر می باشد، بر اساس طبقه بندی (1904) Grabu کالک آرنایت تا کلسی رودایت نامگذاری می شوند.

واحد U₄: این واحد متشکل از آهک خاکستری رنگ متوسط تا ضخیم لایه به ضخامت ۶۵ متر است که خرده های اسکلتی اکتینودرم، شکم پا، تریلوبیت و استراکود به صورت پراکنده در آن مشاهده می گردد. این واحد براساس طبقه بندی (1904) Grabu کالک آرنایت تا کلسی رودایت نامگذاری شده است.

واحد U₅: این واحد شامل تناوبی از ماسه سنگ نازک لایه تا متوسط لایه و شیل برنگ خاکستری است. ضخامت این واحد ۶۱ متر بوده و در بخش قاعده ای آن لایه ای کنگلومرایی با ضخامت ۷ متر قابل مشاهده می باشد.

واحد U₆: شامل ۷۶ متر تناوبی از آهک ماسه ای نازک لایه تا ضخیم لایه به رنگ کرم تا زرد و آهک خاکستری متوسط تا ضخیم لایه که دارای قطعات اسکلتی براکیوپود، بریوزوئر، فرامینفر، اکتینودرم، شکم پا، استراکود و فوزولین بوده و براساس طبقه بندی (1904) Grabu کالک آرنایت تا کلسی رودایت است.

جهت مطالعات محیط رسوبی، شناسایی رخساره ها و چینه نگاری سکانشی توالی های کربنیفر ناحیه دارچاله، ابتدا بهترین محل برای نمونه برداری انتخاب گردید. نمونه برداری با استفاده از روش سیستماتیک و با فاصله نمونه برداری کمتر از یک متر، انجام شده است. طبق طبقه بندی (Grabu, 1904) نمونه های دستی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته، همچنین ضخامت لایه ها با استفاده از روش (Stow, 2005) تعیین شده است. از 213 نمونه برداشت شده، جهت مطالعات میکروسکوپی مقاطع نازک تهیه گردیده. مقاطع میکروسکوپی با استفاده از روش (Flügel 2004) و (Adams & Mackenzie 1998) مطالعه شده و بر اساس رده بندی (Dunham 1962) نامگذاری شدند. پس از نامگذاری مقاطع نازک، ریز رخساره ها بوسیله روش (Carrozi 1989) و لاسمی (۱۹۸۰) دسته بندی و از هم تفکیک شدند و با رخساره های استاندارد (Flügel 2004) مقایسه گردیدند. پس از ترسیم ستون ریز رخساره ای مکان تشکیل هر ریز رخساره در حوضه رسوبی تعیین و با کمک قانون (Walther 's low, 1913) در (Middelton, 1973) مدل رسوبگذاری سنگ های کربنیفر در ناحیه دارچاله بازسازی شده است. برای مطالعه چینه نگاری سکانشی رسوبات کربنیفر منطقه دارچاله از روش (Martin- Chivelet 2003) استفاده شده است.

۴- چینه نگاری سنگی نهشته های کربنیفر در ناحیه دارچاله:

مرز پایینی نهشته های کربنیفر در ناحیه دارچاله با رسوبات آبرفتی پوشیده شده است و مرز بالایی آن با رسوبات پرمین به صورت ناپوستگی فرسایشی است. براساس مطالعات انجام شده واحدهای سنگ چینه نگاری رسوبات کربنیفر (تورنزین - وستفالین) ربیعی ۱۳۸۰، در برش مورد مطالعه با ضخامت ۳۲۳ متر به شش واحد سنگ چینه ای قابل تفکیک است (شکل ۲ و ۳). این واحدها که به صورت هم شیب بر روی هم قرار گرفته اند از پایین به بالا عبارتند از:

واحد U_۱: شامل ۵۰ متر تناوبی از آهک ماسه ای نازک، متوسط تا ضخیم لایه به رنگ زرد تا کرم، که در بخش هایی دارای



شکل ۲: نمایی از واحدهای سنگ چینه‌ای U₁-U₄



شکل ۳: نمایی از واحدهای سنگ چینه‌ای U₅ - U₆

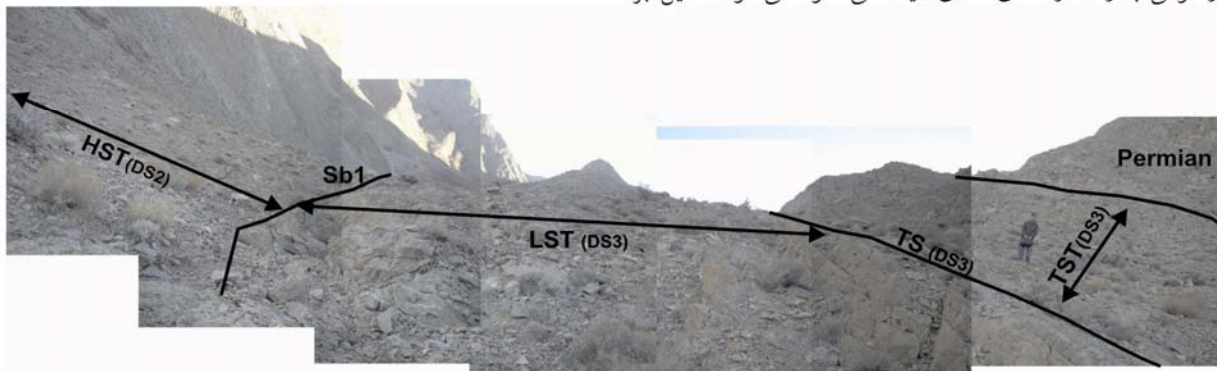


شکل ۴: لامیناسیون مورب در واحد U₁

ایجاد حالت استرنند پلین در شروع رسوبگذاری حوضه باشد (داودی فرد، ۱۳۸۸)، بخصوص که در این بخش دسته رخساره های کم عمق شونده HST (Highstand Systems Trance) سکانس اول نیز تعیین شده و رخساره های لاگون دیده نمی شود بعد از این بخش رخساره های هیبرید تقریباً حذف شده و رخساره های سد با رخساره های لاگونی دیده می شوند که بیانگر تبدیل به حالت رمپ سدی- لاگونی دارد. نوع کمربند ریز رخساره ها توسط سطح انرژی (سطح اثر امواج عادی و سطح اثر امواج طوفانی)، تنوع در توپوگرافی رمپ و انتقال اجزاء توسط طوفان، امواج و جزر و مد کنترل می شود. در ستون ریز رخساره ای، گسترش ریز رخساره های مربوط به سد بیوکلاستی زیاد است که خود نشانه ای از بالا بودن انرژی در این پلت فرم می باشد. حضور ریز رخساره گرین استون اتیدی از ویژگی های بارز رمپ های کربناته ای است که بدون شکستگی قابل ملاحظه ای به آب های عمیق تر می رسد (Burchette and Wright 1992). مدل رسوبی که برای رسوبات این منطقه در نظر گرفته می شود شامل سد، تالاب و پهنه جزر و مدی بخش داخلی یک رمپ است (شکل ۹). این چهار بخش به ترتیب در زیر توضیح داده می شود:

۵- مدل و ممیپ رسوبی نهشته های کربنیفر در نامیه دارچاله :

نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی و شواهد صحرایی موید وجود ۳ دسته رخساره (تخریبی، هیبرید و کربناته، شامل ۱۱ ریز رخساره) در نهشته های منطقه مورد مطالعه می باشد. این ریز رخساره ها متعلق به ۴ زیرمحیط رسوبی (ساحل، پهنه جزر و مدی، لاگون و سد) می باشند که بخش داخلی یک رمپ را ایجاد می کرده اند (داودی فرد و همکاران ۲۰۰۹). میکروفاسیس های شناسایی شده و ویژگی های هر کدام در جدول خلاصه شده است. با بررسی ستون ریز رخساره ای توالی های کربنیفر در ناحیه دارچاله و تغییرات عمودی و چرخه های رسوبی آن و با توجه به قانون والتر (Walther 's low, 1913 در Middelton, 1973) بازسازی این محیط رسوبی دریایی امکان پذیر است. در طی زمان تغییراتی در مدل رسوبی حوضه ایجاد شده به این صورت که در ابتدا به دلیل تسلط امواج در محیط، سدها یا تپه های زیر دریایی به سمت ساحل مهاجرت کرده و ایجاد حالت استرنند پلین نموده و در نتیجه لاگون به مفهوم واقعی و وسیع وجود نداشته، ولی بعد از این مرحله با پیشروی آب دریا لاگون توسعه یافته و حالت استرنند پلین از بین می رود. در منطقه مورد مطالعه وجود رخساره های هیبرید که در ابتدای ستون رخساره ای در توالی با رخساره های سدی دیده می شود می تواند دلیل بر



شکل ۹: مدل رسوبی و موقعیت قرارگیری ریز رخساره ها، شکل بدون مقیاس رسم شده است.

۱-۵ زیر ممیپ ساحلی C
ماسه سنگ های ساحلی به طور تیبیک از نوع کوارتز آرنایت هستند و از لحاظ بافتی و کانی شناسی سوپرمجورند. این امر نشان دهنده انرژی بالای محیط می باشد. عدم وجود دانه های ناپایدار و فراوانی کوارتز های مونوکریستالین موید آب و هوای گرم و مرطوب با توپوگرافی کم و نرخ رسوبگذاری آهسته می باشد (Tucker, 1991). حضور ساختمان رسوبی لایه بندی متقاطع نیز از مشخصات محیط ساحلی می باشد.

۵-۲ زیر ممیپ پهنه جزر و مدی T

از ویژگی این محیط تنوع کم ارگانسیم ها می باشد. تنوع

از ویژگی این محیط تنوع کم ارگانسیم ها می باشد. تنوع

در مقابل دریای باز قرار دارد بیشتر تحت تاثیر امواج بوده و شوری کمتری دارد. فراوانی آلومک های اسکلتی براکیوپود و بریوزوا نشان دهنده شرایط دریایی در تشکیل آنهاست. این زیر محیط در قسمت رمپ داخلی قرار گرفته است. بدلیل وجود انرژی بخش اصلی ارتوکم را سیمان تشکیل می دهد.

۴- پهنه نگاری سکانسی نهشته های کربنیفر در نامیه دارچاله:

با توجه به تغییرات عمودی ریز رخساره ها و منحنی مربوط به تغییرات نسبی سطح تراز آب دریا و همچنین براساس روش مارتین - چولت (Martin- Chivelet, 2003) سه سکانس رسوبی رده سوم مشخص شده است (شکل ۵). که شامل بخش های LST, TST و HST می باشند (شکل ۶). این سکانس ها توسط مرزهای سکانسی نوع ۱ و ۲ از یکدیگر تفکیک شده اند. این نهشته ها خود از مجموع چندین پاراسکانس تشکیل شده است که بصورت چرخه های کوچک تر در مقیاس متر دیده می شوند. ویژگی های هر سکانس به شرح زیر است:

۱-۶ سکانس رسوبی اول (DS1)

مرز و قسمت ابتدایی این سکانس به علت پوشیده بودن با رسوبات آبرفتی قابل شناسایی نیست، ولی با توجه به روند نمودار مارتین - چولت (Martin- Chivelet, 2003) و روند پاراسکانس (برافزایی تا پیشرونده) میتوان بخش HST این سکانس را تشخیص داد، این دسته از پاراسکانس ها (HST) با تکرار ریز رخساره های لاگونی و سدی به صورت برافزایی شروع و به صورت پیشرونده به رسوبات لاگونی پایان می یابد. به سمت بالا و به طرف مرز سکانس، پاراسکانس ها کم ضخامت می شود که این نشانگر کم شدن عمق می باشد. نهشته های HST این سکانس ۹۴ متر ضخامت دارند که با مرز سکانس نوع ۲ در زیر سکانس دوم قرار گرفته، فاقد شواهد خروج از آب می باشد. چون دسته ریز رخساره های HST در زمان افت نسبی سطح دریا ایجاد شده است، بنابراین پاراسکانس ها روند کلی پیشرونده از خود نشان می دهند، شاهد ورود ذرات آواری در رخساره های کربناته (بطوری که عمده ماسه های هیبرید در این بخش قرار دارند) هستیم. این خود بیانگر افتادگی سطح آب دریا است. (Emery and Myers, 1996).

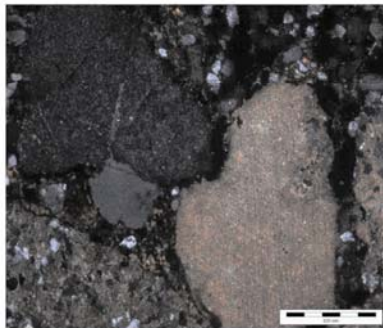
ارگانیسم ها در این محیط پایین است و عمدتاً متشکل از گاستروپود و به ندرت استراکود و فرامینیفرهای بتتیک می باشد. حضور گاستروپودهای کرمی شکل به همراه پلت مدفوعی موید محیط های هیپرسالین دراویل کربنیفر می باشند (Burchette and Riding, 1986). بخش اینترتایدال (بین جزر و مدی) که در زمان جزر خارج از آب است شرایطی برای تشکیل ترک های گلی فراهم می کند.

۳-۵ زیر ممیبا تالاب L

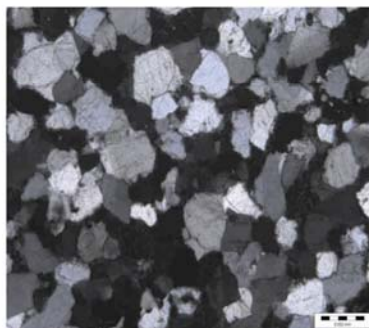
زیر محیط تالاب و یا لاگون کم انرژی ترین بخش در این محیط را تشکیل می دهد. این بخش از نظر انرژی به دو بخش جانبی و مرکزی تقسیم می شود بخش های جانبی که دارای انرژی بالاتری نسبت به بخش مرکزی است از یک سمت به محیط جزر و مدی و از سمت دیگر با تپه های ماسه ای در ارتباط است. باین ترتیب دامنه ای از ریز رخساره ها را شاهدیم که از بخش کم انرژی مرکزی لاگون (مدستون و شیل) به سمت پر انرژی تر که از یک طرف به محیط جزر و مدی (به ترتیب وکستون/ مدستون و پکستون/ وکستون) و از طرف دیگر به سمت تپه های ماسه ای (بترتیب وکستون و پکستون/ گرین استون) ادامه می یابد. همچنین با توجه به نمودار تغییر عمق مشاهده می شود که ریز رخساره های پکستون و وکستون به دلیل توپوگرافی و شیب پلت فرم در بخش های عمیق تر نسبت به مدستون لاگون نهشته شده اند ولی به دلیل مورفولوژی در قسمت های رو به ساحل نیز نهشته گردیده اند.

۴-۵ زیر ممیبا سد بیهو کلاستی B

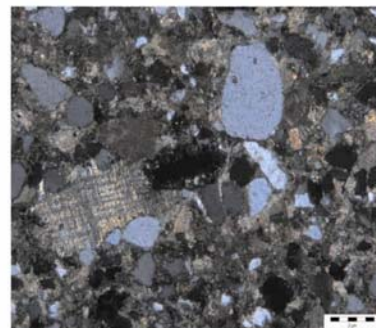
ویژگی مهم سد بالا بودن انرژی و نرخ رسوبگذاری نسبتاً بالای آن است. این زیر محیط در بالای خط اثر امواج عادی و در محدوده شکست امواج قرار دارد. با بررسی ستون زیر رخساره ها در منطقه دارچاله (داودی فرد، ۱۳۸۸) سه ریز رخساره گرین استونی دیده می شود که زیر رخساره B_L در قسمت رو به لاگون تشکیل شده اند و دارای انرژی کمتری می باشد، زیر رخساره B_e در بخش مرکزی سد در مجاورت کانال های جزر و مدی که دارای انرژی بیشتر و شوری بالاتری است تشکیل شده است چرا که انید برای تشکیل نیاز به شوری و انرژی بالا دارد. زیر رخساره B_0 که



Conglomerate



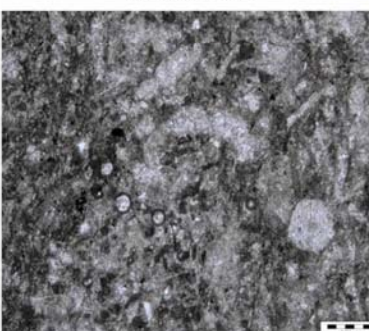
Sandstone



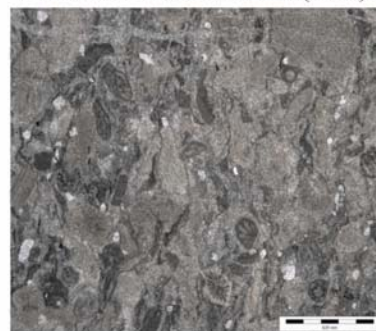
Allochemic Sandstone(M.Ss)



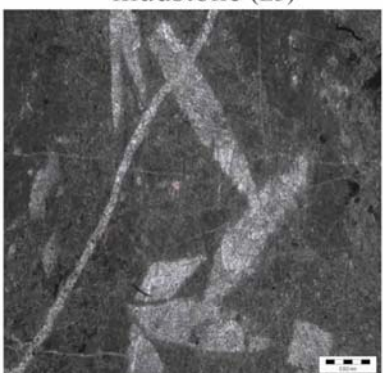
Bioturbated bioclastic mudstone (L3)



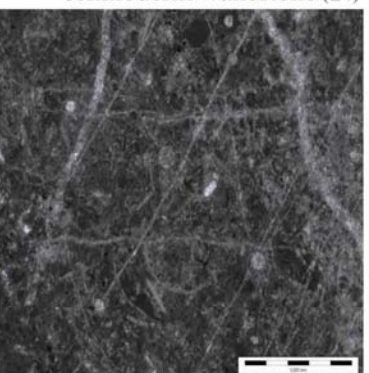
Calcisphere peloidal echinoderm wackestone (L4)



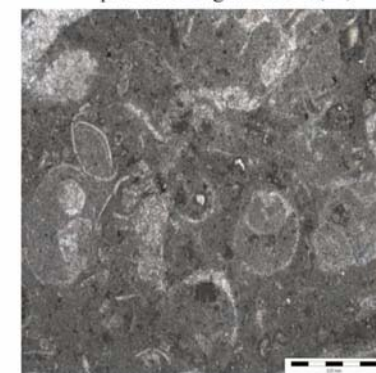
Sandy foraminifera echinoderm packstone/grainstone (L5)



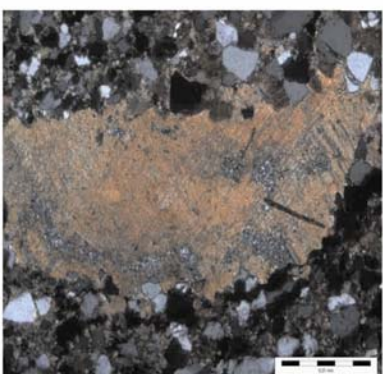
Lime mudstone(T)



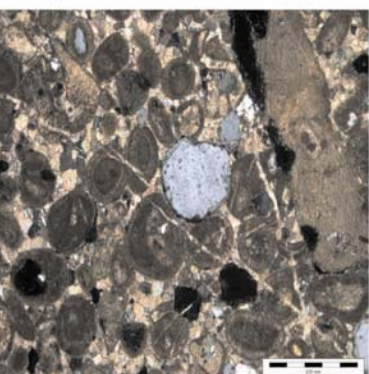
Calcisphere ostracod peloidal packstone/wackestone(L1)



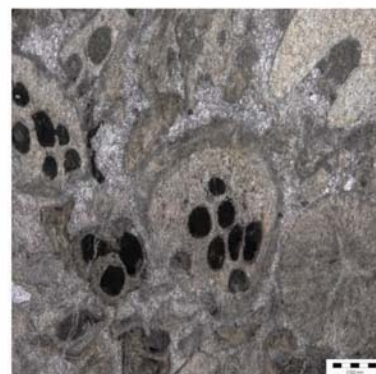
Peloidal ostracod wackestone/mudstone (L2)



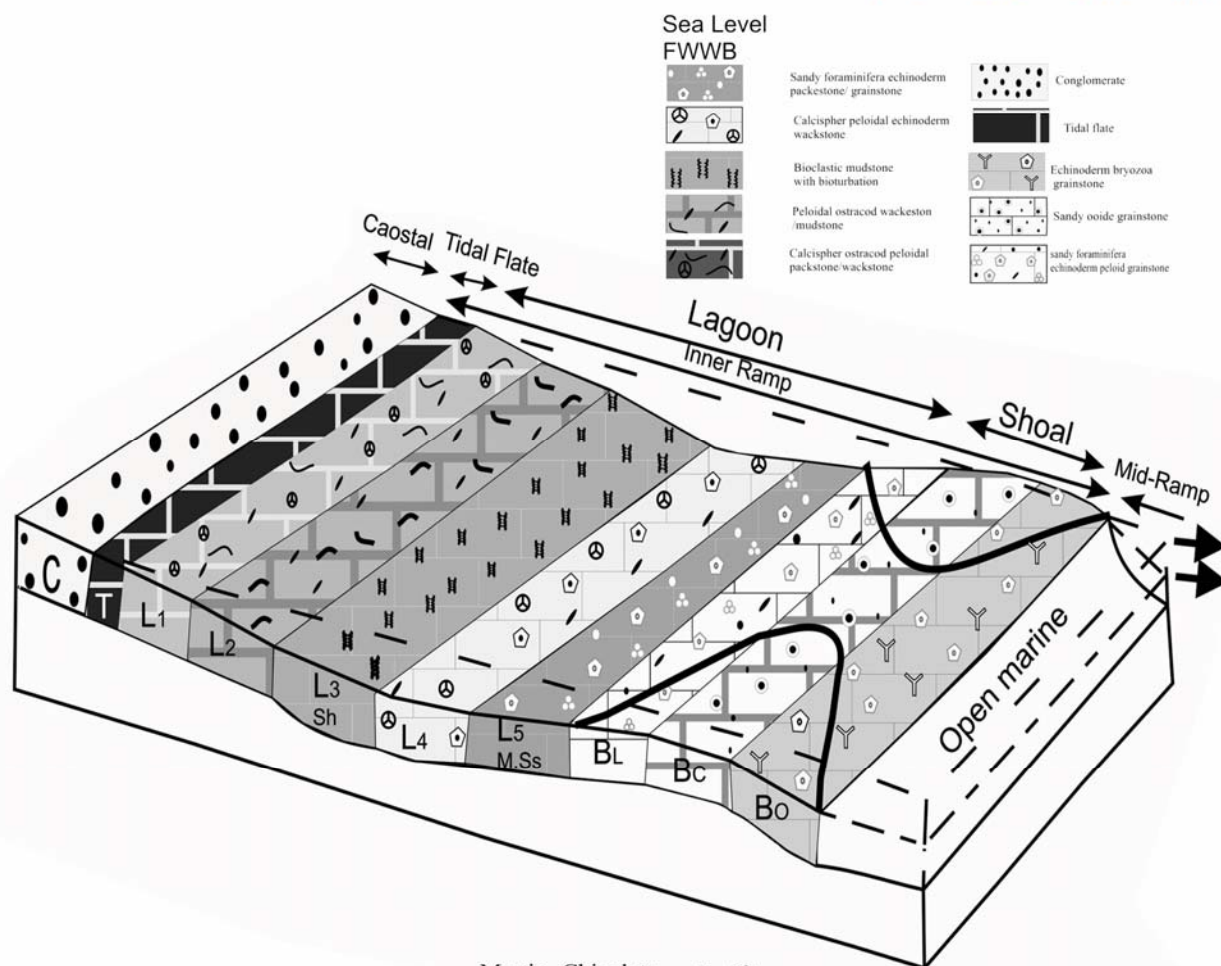
Sandy foraminifera echinoderm peloid grainstone(B1)



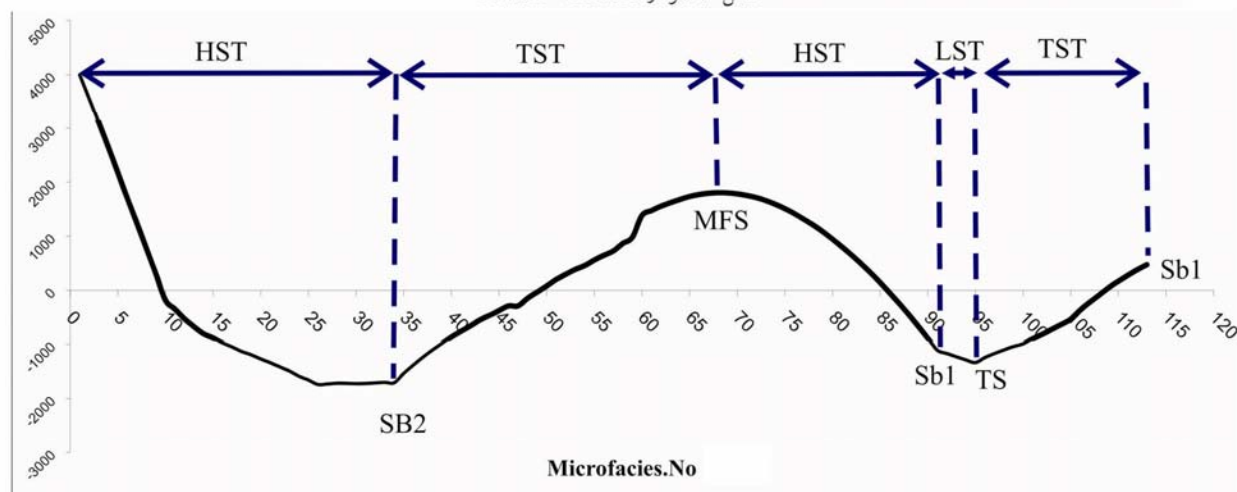
Sandy ooide grainstone(Bc)



Echinoderm bryozoa grainstone (Bo)

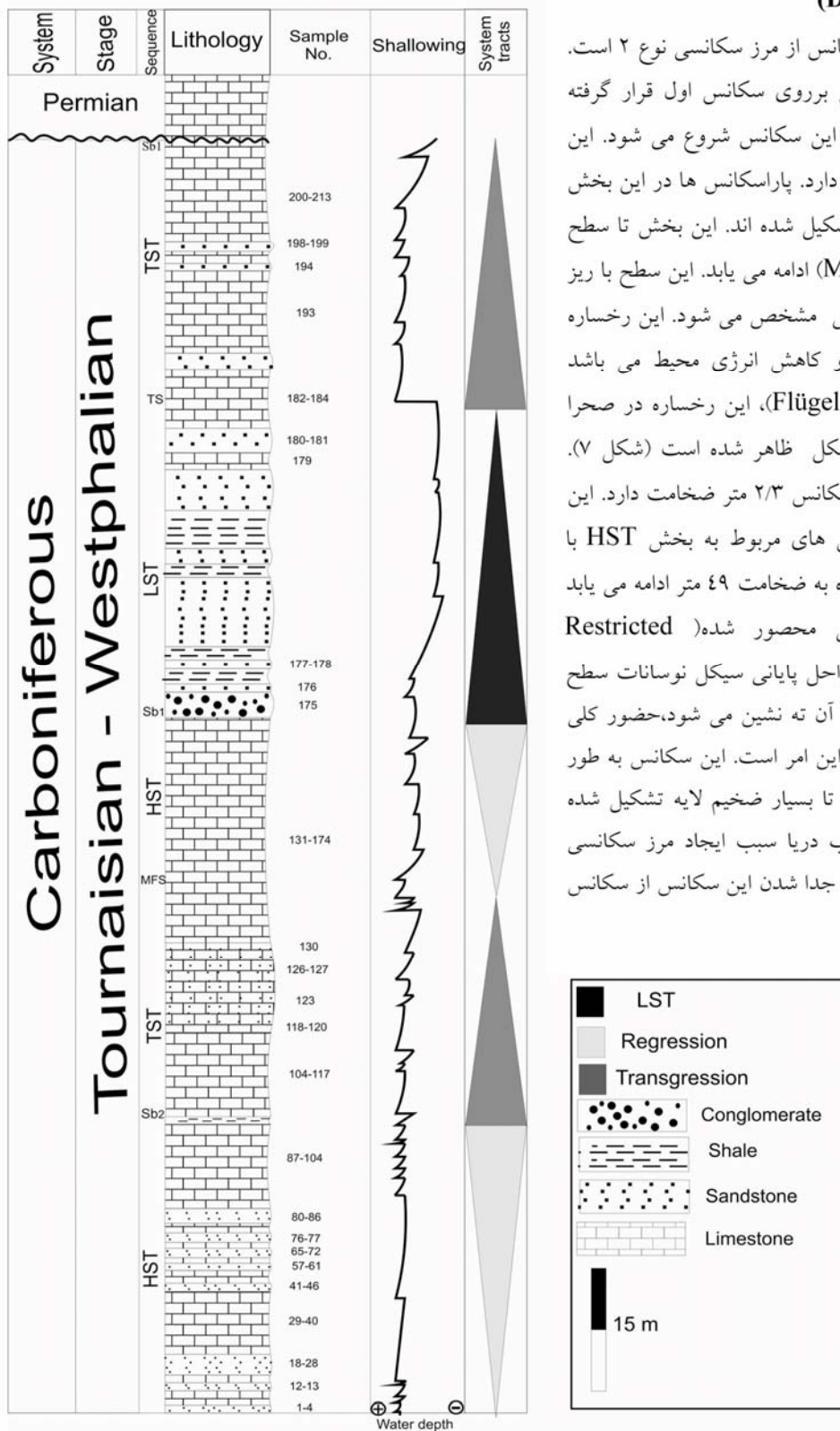


شکل ۵: نمودار Martin-Chivelet



شکل ۶: چینه نگاری سکانسی نهشته های کربنیفر ناحیه دارچاله (جنوب شرق اصفهان)

۶-۲ سکانس رسوبی دوم (DS2)



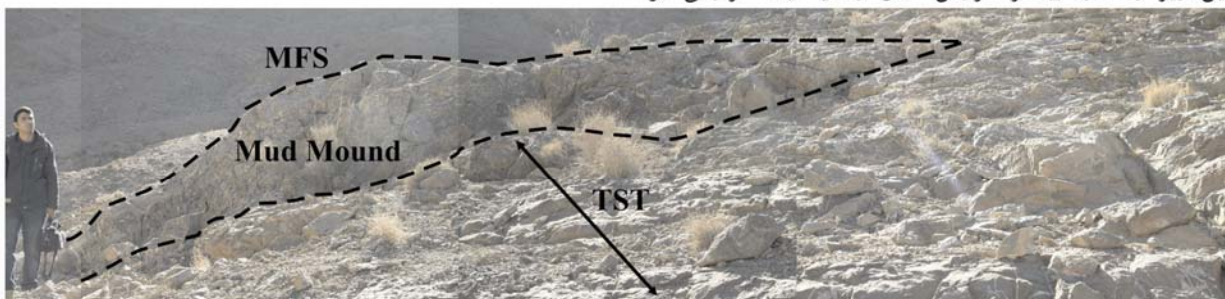
مرزهای زیرین و زبرین این سکانس از مرز سکانس نوع ۲ است. سکانس مذکور با تغییر ناگهانی بر روی سکانس اول قرار گرفته است. بعد از مرز، بخش TST این سکانس شروع می شود. این بخش در مجموع روند پسرونده دارد. پاراسکانس ها در این بخش از نهشته های سدی و لاگون تشکیل شده اند. این بخش تا سطح مربوط به حداکثر پیشروی (MFS) ادامه می یابد. این سطح با ریز رخساره سدی Bo، تپه های گلی مشخص می شود. این رخساره موید حداکثر سطح آب دریا و کاهش انرژی محیط می باشد (Flügel, 2004 ; Reading, 1986). این رخساره در صحرا به صورت بایوهرمال و لنزی شکل ظاهر شده است (شکل ۷). حداکثر سطح پیشروی در این سکانس ۲/۳ متر ضخامت دارد. این سکانس با انباشتگی پاراسکانس های مربوط به بخش HST با روند برافزایی و سپس پسرونده به ضخامت ۴۹ متر ادامه می یابد و شامل نهشته های لاگونی محصور شده (Restricted Lagoon) می باشد که در مراحل پایانی سیکل نوسانات سطح آب دریا و در هنگام افت نسبی آن ته نشین می شود، حضور کلی اسفرواتراکود فراوان شاهدهی بر این امر است. این سکانس به طور عمده از آهک های ضخیم لایه تا بسیار ضخیم لایه تشکیل شده است. از این رو افت سطح آب دریا سبب ایجاد مرز سکانس نوع ۱ (افق رسوبات تخریبی) و جدا شدن این سکانس از سکانس رسوبی سوم شده است.

شکل ۷: بخش TST، تپه های گلی و سطح حداکثر پیشروی مربوط به سکانس رسوبی دوم

۶-۳ سکانس رسوبی سوم (DS3)

غذایی است، در این ریز رخساره هسته اییدها، قطعات اسکلتی و سیمان، به خاطر آغشتگی به اکسید آهن برنگ قهوه ای تیره دیده می شوند. همچنین پدیده چرتی شدن در برخی نمونه های صحرایی و همچنین میکروسکوپی و فسفات شده شدن در بیوکلاست ها شایان توجه می باشد. این سطح به عنوان سطح پیشروی و قاعده بخش TST تفسیر می شود. بخش TST به ضخامت ۶۳ متر شامل پاراسکانس های آهکی با ریز رخساره لاگونی و عمدتاً سدی است که بصورت پسرونده بر روی هم انباشته شده اند. در انتها این سکانس رسوبی با مرز سکانسی نوع ۱ (آثاری از دولومیت ثانویه و فنسترال لامینه ای) و یک مرز ناپوستگی فرسایشی از نهشته های پرمین جدا می شود (شکل ۸).

در این سکانس بطور فاحشی رسوبات کربناته به تخریبی تغییر می کند. SB₁ (مرز نوع ۱) و شامل بخش های LST و TST می باشد. با افت سطح نسبی دریا و در نتیجه افزایش فرسایش و تامین مواد سیلیسی- آواری، مرز سکانسی نوع ۱ در قاعده سکانس رسوبی سوم ایجاد می شود. باین ترتیب بخش LST شروع می شود. با بالا آمدن مجدد سطح آب دریا، ورود مواد آواری به حوضه کم شده، این رسوبات بطور پسرونده به رسوبات آهکی زیر محیط سد منتهی می شوند. سطح پیشرونده (TS) سکانس مذکور از ریز رخساره اکی-نودرم بریوزوئرگین استون تشکیل شده (معادل RMF 26 فلوگل) که گسترش و فراوانی بریوزوئرها در این ریز رخساره بیانگر افزایش عمق و در نتیجه فراوانی مواد



شکل ۸: سکانس رسوبی سوم (DS3)

توسط مرزهای سکانسی نوع ۱ و ۲ از یکدیگر تفکیک شده اند.

۷- نتیجه گیری:

۸- تشکر و قدرانی:

از گروه زمین شناسی دانشگاه هلسینکی فنلاند به خاطر در اختیار گذاشتن تجهیزات لازم برای عکس برداری از مقاطع نازک میکروسکوپی و همچنین از مساعدت و کمک های آقای دکتر مجید میرزایی عطاآبادی کمال تشکر و قدردانی را داریم.

۹- منابع:

آقناباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی کشور و اکتشافات معدنی، ۵۸۶ صفحه.

باغبانی، د.، ۱۳۷۰- سکانس رسوبی پرمین در ناحیه آباده - ایران مرکزی. مجموعه مقالات دهمین گردهمای علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور، صفحه ۳۳ تا ۷۴.

داودی فرد، ز.، ۱۳۸۸- ریزرخساره ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی نهشته های کربنifer در منطقه دارچاله (جنوب شرق اصفهان)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان، گروه

نهشته های کربنifer در ناحیه دارچاله شمال شرق شهرضا با ضخامت ۳۲۳ متر، به طور عمده از سنگ های کربناته و تخریبی تشکیل شده است. مرز پایینی نهشته های کربنifer در این ناحیه با رسوبات آبرفتی پوشیده شده است و مرز بالایی آن با رسوبات پرمین به صورت ناپوستگی فرسایشی است. با توجه به ویژگی های سنگ شناسی، هفت واحد سنگ چینه ای در ناحیه مذکور شناسایی شده است، که این واحدها به صورت هم شیب بر روی هم قرار گرفته اند. بر اساس مطالعات پتروگرافی و شواهد صحرایی رسوبات منطقه مذکور در ۴ زیرمحیط رسوبی (ساحل، پهنه جزرومدی، لاگون و سد) و دریک پلت فرم کربناته از نوع رمپ تکامل یافته اند. آنالیز چینه نگاری سکانسی براساس روش (Martin- Chivelet (2003 منجر به شناسایی بخش های LST، TST و HST مربوط به ۳ سکانس رسوبی رده سوم در نهشته های مورد مطالعه شده است. این سکانس ها

Grabu, A. W., 1904- On the classification of sedimentary rocks: *Amer. Geol*, 33: 228- 247.

Lasemi, Y., 1995- Platform carbonates of the upper Jurrassic Mozduran Formation in the Kopet Dagh basin, NE Iran. Facies paleoenvironments and sequences *sed.Geol.*, 99: 151-164.

Martin- Chivelet, J. 2003- Quantitative Analysis of Accommodation patterns in carbonate platforms: An example from the Mid Cretaceous of SE Spain: *Paleogeography; Paleoclimatology; Paleoecology.*, 1 : 83- 105.

Middelton, G V., 1973- Johans Walther's low of the correlation of facies, *Geo. Soc.Am.Bull.*, 39: 979-988.

Reading, H. G. (Ed.), 1986- Sedimentary Environments & Facies. Blackwells. *Oxford* 615p.

Stow, D. A. V. 2005- Sedimentary rocks in the field, the color Guide. *Manson publ, London*, p. 318.

Tuker, M. E. and Wright, V. P. 1990- arbonate Sedimentary. *Black well Scientific Puble*. 480p.

Tucker, M. E. 1991- Sedimentary Petrology. An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks. *Blackwells. Oxford*. 260 p.

Zahedi, M., 1976- Explanatory text of the Esfahan Quadrangle Map 1:250,000 : *Geological survey of Iran, Tehran*, 50 p.

زمین شناسی، ۱۲۵ صفحه.

ربیعی، ز.، ۱۳۸۰- بیواستراتیگرافی پالتوزوئیک بالایی (کربنیفر و پرمین) در منطقه دارچاله شهرضا بر اساس ماکرو و میکروفسیل، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، گروه زمین شناسی. ۱۲۸ صفحه.

References:

Adams, A. E., and Mackenzie. W. S. and Guilford. C., 1998- Atlas of Sedimentary rocks under the microscope: *Landon, Longman*, 105 p.

Burchette, T.P. and Riding, R., 1977- Attached vermiform gastropods in arboniferous marginal marine stromatolites and biostromes. *Lethaia* 10, 17-28.

Burchette, T. P & Wright, V. P., 1992- Carbonate ramp depositional . *systems. Sed. Geol.*, 79 : 3-57.

Carrozi, A. V., 1989- Carbonate rocks depositional model: *Prentice Hall, New Jersey*, 604 p.

Davoudifard, Z., and Kangazian. A., and Safari, A., Hairapetian, V., 2009- Microfacies and sedimentary environments of Carboniferous deposits in the Darchale area: 6th *National geology colloquium, university of Helsinki*, p.15.

Dunham, R. J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture: in W. E., Ham,(ed.), Classification of carbonate rocks A symposium, *Am. Assoc. Petrol, Geol.*, p. 108-121.

Emery, D., and K.J. Myers, 1996- Sequence Stratigraphy, *Oxford, Blackwell*, 270 p.

Flügel, E., 2004- Microfacies of carbonate rocks (Analysis, Interpretation and application): *Germany, Springer Brelin Heidelberg New York*, 972 p.