

میکروفاسیس ها و محیط رسوبی سازند مبارک در خاور تهران

یعقوب لاسبی - رحیم مهاری

گروه زمین شناسی - دانشگاه تربیت معلم تهران

چکیده

سازند مبارک که مربوط به زمان کربونیفر زیرین (Viscan. Tournaisian) می باشد بیشتر از سنگهای کربناته پلاتفرمی تشکیل شده است. بررسی دقیق پتروگرافی این سازند در مقاطعی از یال جنوبی تاقدیس آینه ورزان - دلیچای (در البرز مرکزی) به شناسایی ۹ میکروفاسیس مشخص و ۴ گروه میکروفاسیس منجر گردید. این میکروفاسیس ها و زیرمحیط های تشکیل دهنده آنها که بصورت کمربندهای موازی ساحل قرار داشته اند از دریا به سمت خشکی شامل میکروفاسیس های دریایی باز، سدی، لاگونی و پهنه کشتندی می باشند.

مدل رسوبی سازند مبارک بیانگر یک دریای وسیع و کم ژرفایی است که از کنار هم قرار گرفتن میکروفاسیس هایی که با یکدیگر ارتباط نزدیک داشته اند ساخته شده است. حرکت جانبی زیرمحیط های رسوبی از خشکی به سمت دریا به همراه رسوبگذاری میکروفاسیس های مربوطه موجب تشکیل سیکلهای کم ضخامت پس رونده گردیده است که بر روی یک سیکل بزرگ مقیاس کم عمق شوند قرار گرفته اند.

با توجه به نوع میکروفاسیس ها و زیرمحیط های مربوط به آنها، وجود بلورهای دروغین کلسیتی بعد از کانیهایی تبحیری، چگونگی توالی میکروفاسیس ها و سیکلهای رسوبی تشکیل شده و مقایسه آنها با محیطهای کربناته عهد حاضر.

محیط رسوبی سازند مبارک دریای کم ژرفای کربناته از رمپ (Ramp) با شرایط آب و هوایی گرم و خشک یا خشک، مشابه سواحل جنوبی خلیج فارس از (Trucial Coast) در نظر گرفته شده است.

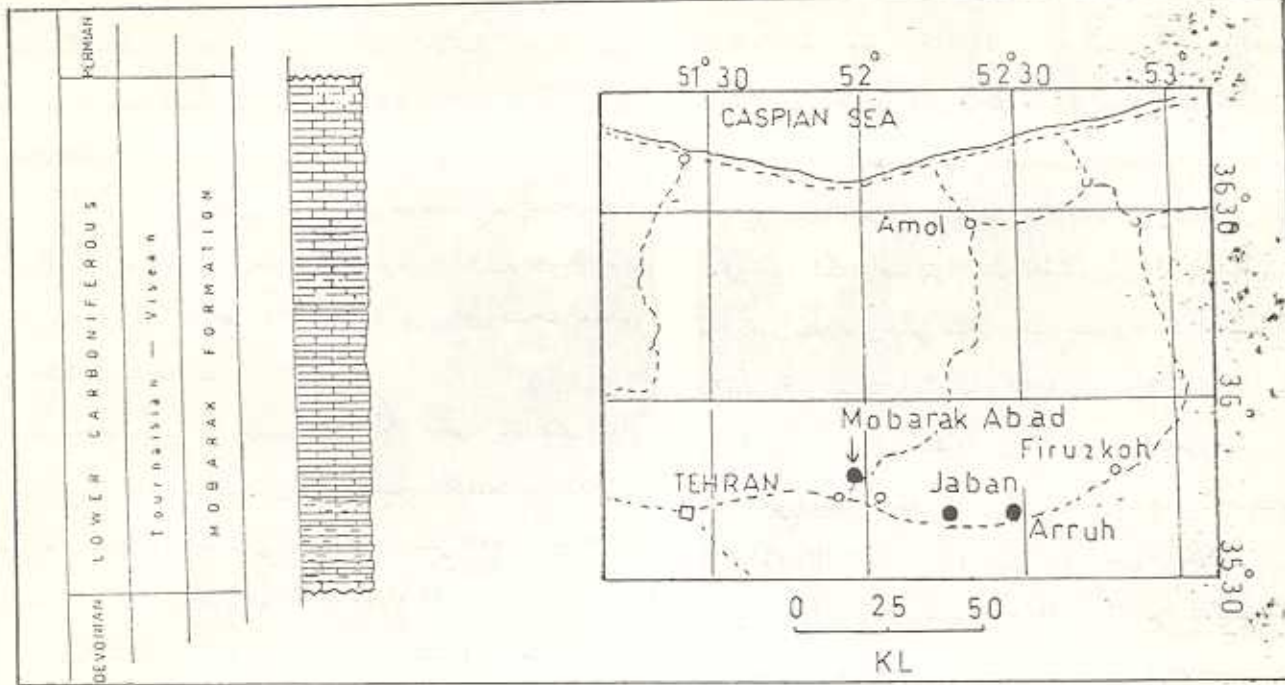
مقدمه

رشته کوههای البرز از نظر زمین شناسی از مناطق پهنه ای بشمار می آید. ارائه پالئوژئوگرافی دقیق در زمانهای متفاوت و ارتباط آنها و نیز مقایسه قسمتهای مختلف البرز با هم بدون مطالعات محیطهای رسوبی امکان پذیر نخواهد بود. این راستا مطالعه محیطهای رسوبی هر کدام از سازندها جهت بوجود آمدن دانش پایه ای برای حل و توجیه مسائل زمین شناسی و تکتونیکی ایران و نیز مشخص کردن استعداد اقتصادی لازم و ضروری است.

سازند آهکی مبارک با سن کربنیفر زیرین، آخرین رسوبی قبیل از شروع فاز هرسی این در حوضه رسوبی واحد ساختمانی - رسوبی البرز - آذربایجان (شوش) می باشد که بر روی طبقات سازند خوش بیلاق (دونیس) قرار گرفته است و مرز بالایی آن با ناپیوستگی کربنیفر مشخص می شود.

برای این مطالعه دو مقطع چینه شناسی در خاور تهران در جاده فیروزکوه در محل دمکده های جابان و آرو (شکل ۱) در یال جنوبی تاقدیس آینه ورزان - دلچسای، از سازند مبارک نمونه برداری بعمل آمد.

در طی این مطالعه پترولوژی و میکروفاسیس های سنگهای سی سازند مبارک مورد بررسی قرار گرفته و با استفاده از صخره متشکل، توانی عمودی و تغییرات جانبی میکروفاسیس مقایسه آنها با محیطهای عهد حاضر و قدیمی، محیط بویگذاری و مدل رسوبی آن پیشنهاد گردیده و همچنین برات عمودی و سیکلهای رسوبی آن مشخص شده است.



شکل ۱ - موقعیت جغرافیائی مقاطع مورد مطالعه و ستون چینه شناسی عمومی سازند مبارک

لاسمی و کاروزی (Lasemi and Carozzi, 1981) و کاروزی (Carozzi, 1989) مشخص گردید.

چینه شناسی سازند مبارک

سازند مبارک توسط آسرتو (Assereto, 1963) برای رسوباتی که در بالای سازند میلا و زیر سنگهای پرمین در منطقه امامزاده هاشم (ده مبارک آباد) قرار دارد اطلاق شده است. آسرتو و گتانی (Assereto & Gaetani, 1964) لایه های تخریبی دونین در بالای سازند میلا را از سازند مبارک جدا کرده و سازند مبارک را به آهک های بین شیلاها و ماسه

های جهت دار از نقاطی که تغییر فاسیس دیده می شود، دست گردید. بطوریکه فاصله متوسط نمونه ها حدود یک متر است. بعد از مطالعه میکروسکوپی نمونه ها از روی خصیصاتی مانند نوع، درصد و اندازه دانه های تشکیل دهنده، بیان و ماتریکس و فابریکهای رسوبی، تعداد ۹ میکروفاسیس اخته شد. نامگذاری فاسیس ها براساس طبقه بندی فولک (Folk, 1959, 1964) انجام گردید. بعد از اتمام مطالعات میکروسکوپی ارتباط عمودی و جانبی آنها بر طبق روش

سنگهای دوزین فوقانی و نایبوستگی کرنیفر - پرمین محدود کردند. مرز بالای سازند مبارک در تمام البرز مرکزی با نایبوستگی کرنیفر - پرمین مشخص می شود (شکل ۱) و بزرگنیا (Bozorgnia, 1973) سن آن را تورنیزین بالایی تا ویزین میانی و گاه ویزین بالایی مشخص کرده است. بر طبق مطالعه مصدق (۱۳۷۱) سازند مبارک در مقطع تیپ با بخش میانی تورنیزین میانی (Tn2) شروع می شود و مرز تورنیزین - ویزین با تغییر ناگهانی مجموعه فونا و احتمالاً با یک نبود کوتاه مدت همراه است.

بررسی میکروفاسیس ها

بررسی دقیق پتروگرافی سازند مبارک منجر به تشخیص ۹ میکروفاسیس گردید که این میکروفاسیس ها و زیرمحیط های تشکیل دهنده آنها که بصورت کمربندهایی موازی ساحل قدیمی قرار داشته اند عبارتند از:

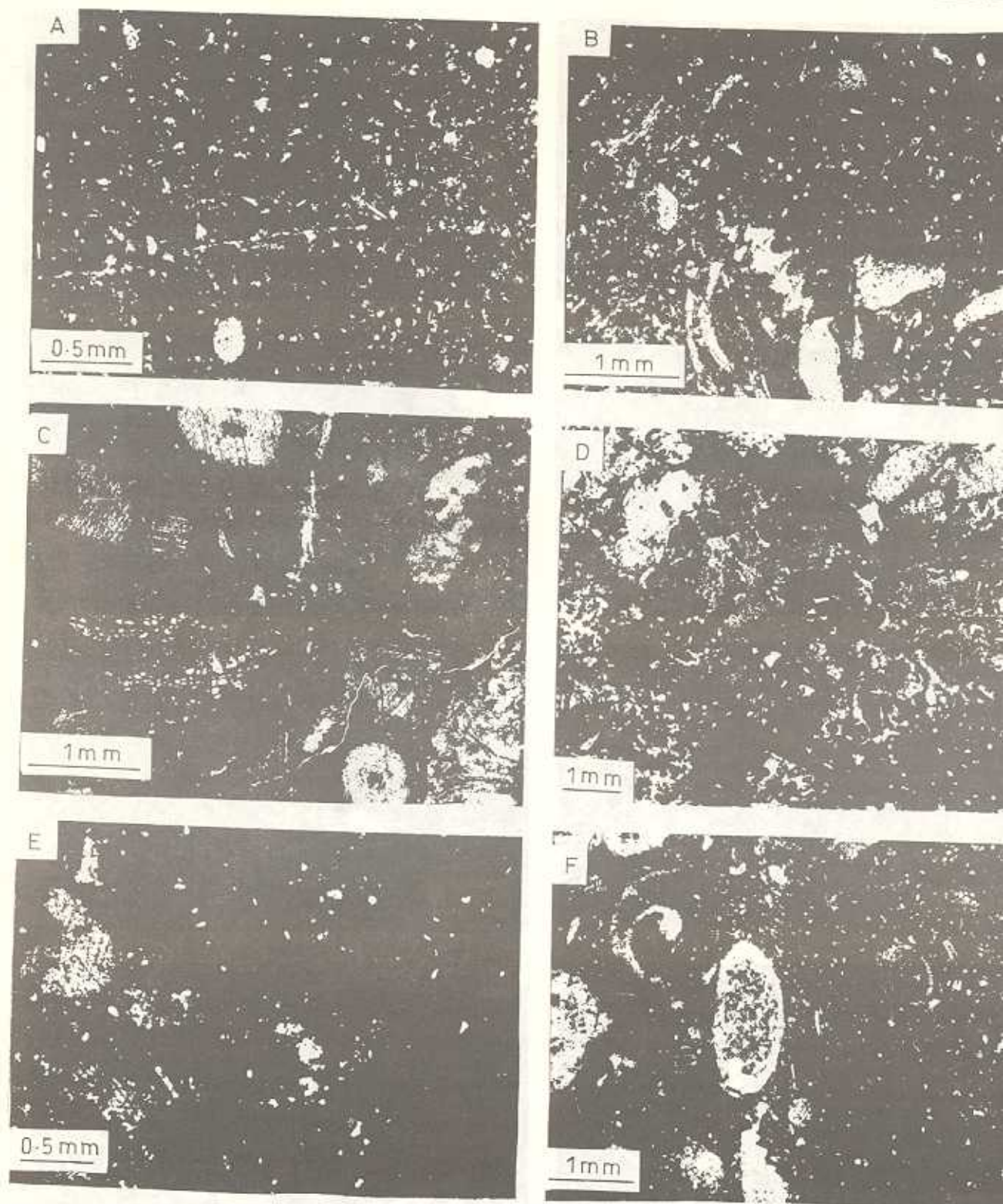
میکروفاسیس (۱) : میکریٹ (Micrite) - خرده فیلهای بسیار ریز بیشتر در اندازه سیلت، سوزنهای اسفنج (Sponge Spicules) و پلت های ریز و بهم ریختگی های شدید زیستی (Bioturbation) از ویژگیهای این میکروفاسیس می باشد (شکل ۲A).

میکروفاسیس (۲) : بیومیکریٹ شناور اکتینودرم دار (Echinoderm Sparse Biomicrite) - اندازه بیوکلاستها نسبت به میکروفاسیس ۱ بزرگتر است ولی هنوز زاویه دار می باشند. زمینه همچنان میکریٹ است لیکن از میزان آن کاسته شده است. به عبارت دیگر انرژی محیطی نسبت به میکروفاسیس ۱ افزایش یافته است. لذا زیرمحیط تشکیل این میکروفاسیس کم عمق تر از زیرمحیط میکروفاسیس ۱ می باشد (شکل ۲B).

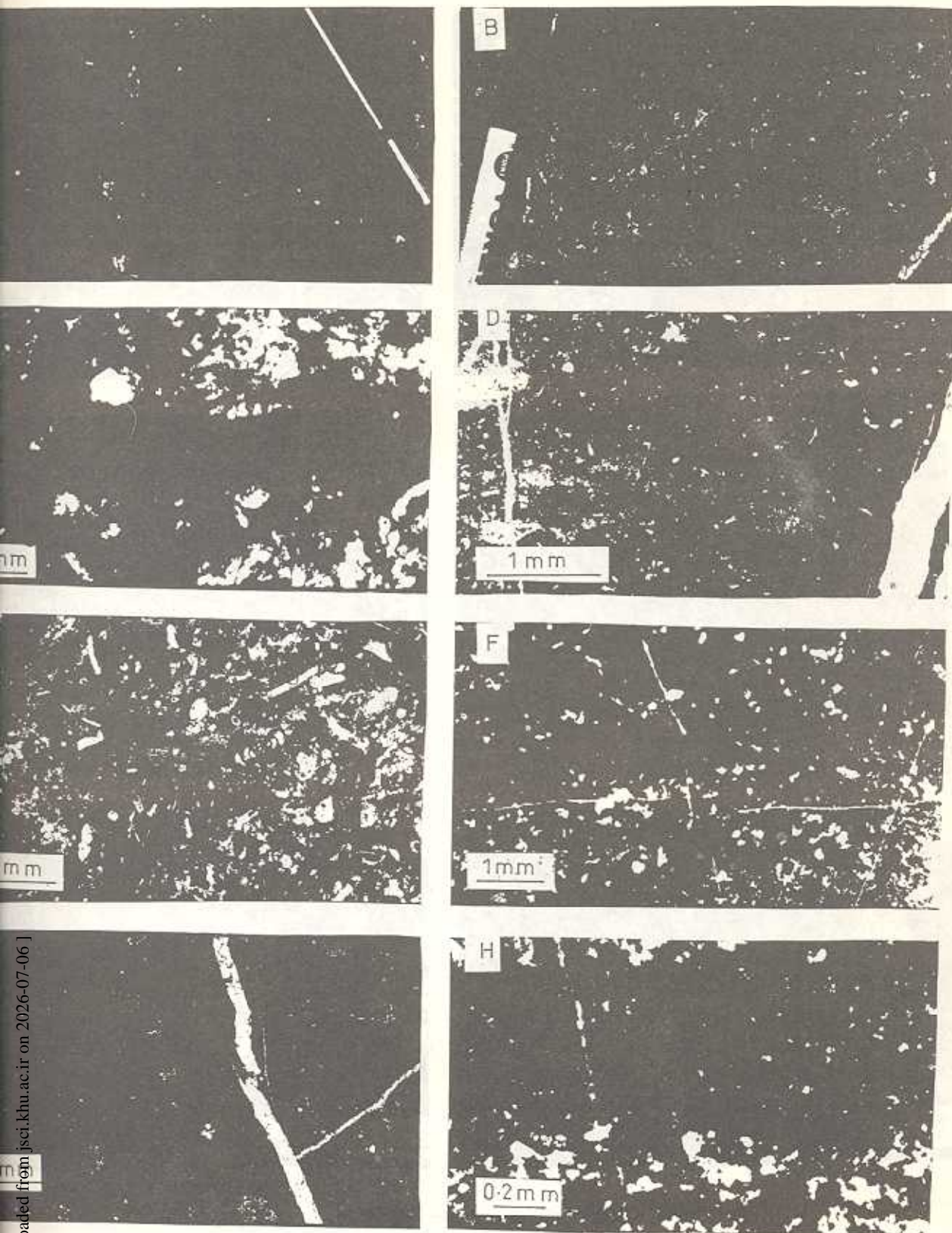
میکروفاسیس (۳) : بیومیکریٹ متراکم اکتینودرم دار (Echinoderm Packed Biomicrite) - اندازه بیوکلاستها بزرگتر از میکروفاسیس های قبلی بوده و حمل شدگی نسبتاً کمی را متحمل شده اند. با توجه به درشتی دانه ها و درصد نسبتاً بالای بریوزا و

وجود براکیوپود می توان محل تشکیل این میکروفاسیس را دریای باز و جلوی سدهای بیوکلاستی در نظر گرفت (شکل ۲C) میکروفاسیس (۴) : بیواسپاریٹ اکتینودرم (Echinoderm Biosparite) - تجمع بسیار متراکم از بیوکلاستهای اکتینودرم به همراه بریوزا و نیز عدم متریکس می تواند نشانگر سدهای بیوکلاستی در حاشیه دریای باشد که بیشترین انرژی محیط را دارا بوده و زیرمحیطهای دریای (میکروفاسیس های ۱-۳) را از زیرمحیطهای لاگون و پهنای کشتی (میکروفاسیس های ۵-۹) جدا می نموده است. (شکل ۲D) میکروفاسیس (۵) : بیومیکریٹ متراکم اکتینودرم (Packed Biomicrite) - در این میکروفاسیس علاوه بر دانه آهکی حمل شده از سد بیوکلاستی (اکتینودرم و مقدار کمی بریوزا) دانه های آهکی تشکیل دهنده شامل جلیک آهکی، آنکونیس فر بنتیک (ایرلندی و اندوتیرا)، مرجانهای زفراتیپ سرینگوورا و پلت می باشد (شکل ۲E). در این میکروفاسیس سرینگوورا بصورت کلتی هایی تشکیل ردیف های کوچک بر (Paeth Reef) را داده است (شکل ۲A). کلتی جلیکهای سبز گیروانلا (Girvanella) بصورت جداگانه یا آنکونید گسترش (شکلای ۲C و ۲E). با توجه به بیوکلاستهای مختلف حمل افزایش درصد گاستروپود، استراکد، فرامینی فر بنتیک و هم وجود جلیک، آنکونید و کورال در زمینه میکریٹ یا سیمان شده محدود موضعی. مجموعاً محیط تشکیل این میکروفاسیس زیر محیطی با انرژی متوسط در پلانفرم داخلی در پشت سدهای بیوکلاستی است که در واقع حد واسط بین فاسیس های سد بیوکلاستی و فاسیس های دیگر لاگونی می باشد.

میکروفاسیس (۶) : میکریٹ تاپو میکریٹ (Micrite - Sparse Biomicrite) - وجود فرامینی فرهای بنتیک، جلیک، اکتینودرم، گاستروپود و پلت و درهم ریختگی های زیستی از نوع بورو (burrow) در زمینه میکریٹ نشاندهنده عمق رسوبگذاری



شکل ۲: میکروفاسیس های دریای باز (A-D) و میکروفاسیس های بخش رو به دریای لاگون پشت سد بیوکلاستی (E-F) در سازند مبارک



شکل ۳: میکروفاسیس های لاگونی و پهنه کشتندی در محیط رسوبی سازند مبارک.

آهکی شده باشد (Adams and Rhods, 1960) و یا اینکه بطور مستقیم رسوب کرده باشد (Lasemi, et al.: 1989 ; Hardie, 1987 ; Tucker and Wright, 1990).

تغییرات عمودی فاسیس ها و سیکل‌های رسوبی

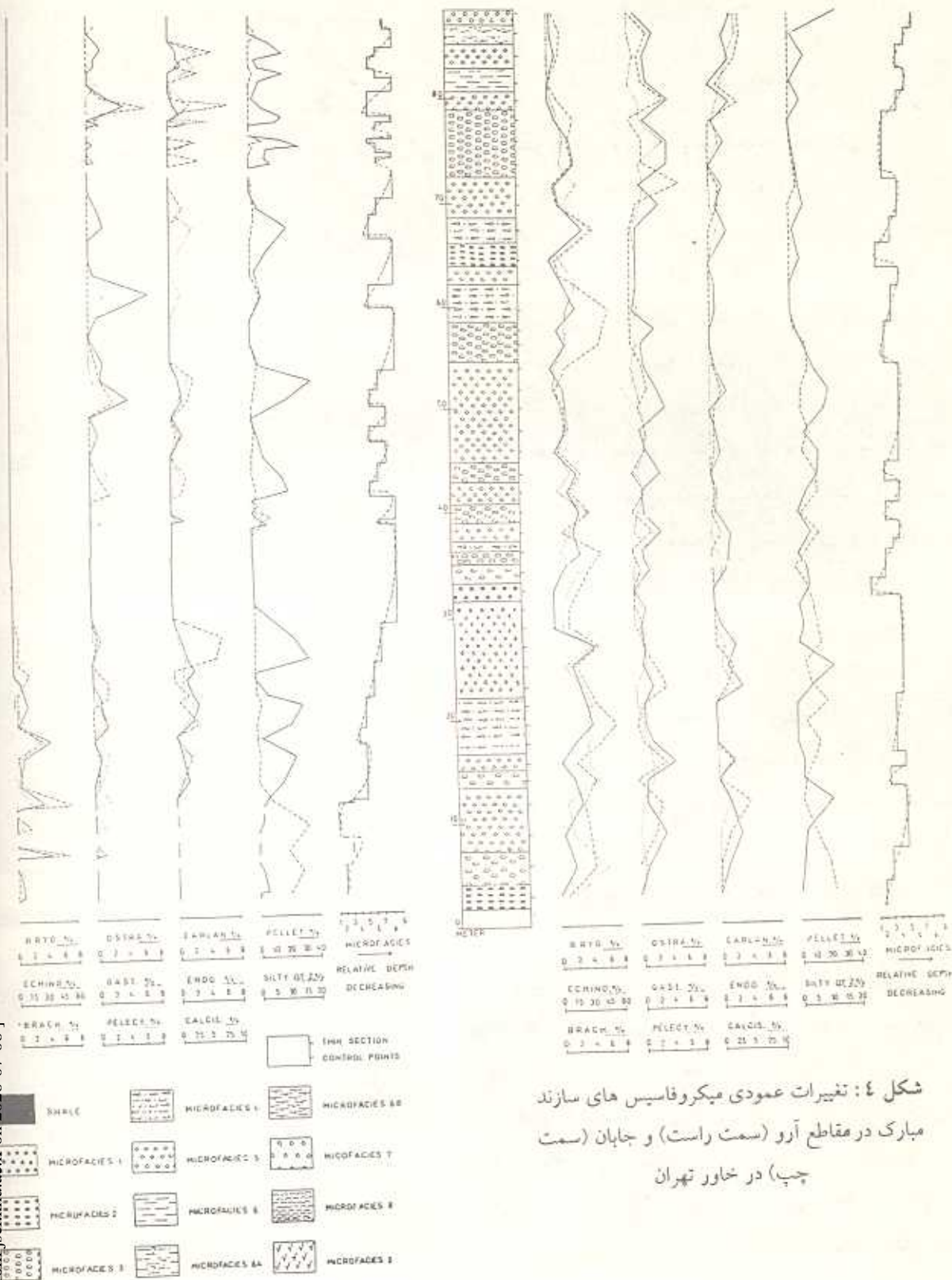
پس از بررسی میکروفاسیس ها و گروه بندی آنها، توالی میکروفاسیس ها بصورت ستونهای میکروفاسیس برای دو مقطع آرو و جابان و درصد فراوانی دانه های متشکله میکروفاسیس ها در مورد هر نمونه بصورت منحنی های تغییرات فراوانی نمایش داده شده است. همچنین تغییرات ژرفا یا منحنی پسروری ها و پیشروی ها نیز در متناهیله دیباگرام فوق نشان داده شده است (شکل ۴). همانطوری که از منحنی تغییرات نسبی عمق برمی آید کد ضخامت سازند مبارک را می توان یک سیکل بزرگ پسرونده در نظر گرفت که از سیکل‌های کوچک پسرونده یا کم ژرفا شونده (Shallowing Upward Cycle) تشکیل شده است. سیکل‌های کوچک مقیاس به احتمال زیاد نتیجه تغییرات آب و هوایی ناشی از ریتیم های ملانکوویچ (Milankovitch) است. در حالیکه سیکل بزرگ پسر رونده (سکانس سازند مبارک) که نشانگر فرونشینی ناحیه ای، پیشروی تدریجی و سپس سقوط سریع سطح آب دریاست، احتمالاً نتیجه فعالیت های تکنونیکي بوده است (Plini et al., 1992; Fischer & Botjjer, 1991 ; Calvet et al., 1990).

مدل پیشنهادی و محیط رسوبی

از کنار هم قرار دادن میکروفاسیس های معرفی شده و زیرمحیط‌های آنها بصورت کمربندهای موازی ساحل، مدل رسوبی دریای کربونیفر در منطقه مورد مطالعه ارائه شده است (شکل ۵). میکروفاسیس های دریای آزاد (میکروفاسیس های ۱-۳) در توالی رسوبی تدریجاً به یکدیگر تبدیل می شوند و شواهدی که بیانگر رسوبگذاری مجدد (Resedimentation) باشد در آنها دیده شده است. کم شدن تدریجی اندازه دانه ها از میکروفاسیس ۳ به ۱ و زمینه میکرتی دلیل بر کاهش

پایین در لاگون (Lagoon)، پشت سدهای بیوکلاستی و فاسیس ۵ می باشد (شکل ۲F, ۲B, ۲D). فاسیس (۷) - بیوپسل اسپاریت تاپل اسپاریت (Biopelsparite - F) - پلت عنصر اصلی این میکروفاسیس - عناصر دیگر شامل اینتراکلاست و فرمینی فرهای بنتیک و می باشد. با توجه به وجود سیمان در این میکروفاسیس بر محیط تشکیل آن زیاد بوده و می توان آن را به زیر محیط پایینی (Lower Intertidal) از پهنه کشندی نسبت داد (۸) - فاسیس (۸) : بیولیت اسپاریت استروماتولیتی (Stromatolite E) - این فاسیس از تناوب لامینه های دار و تیره حاوی قالب های جلبکی تشکیل شده است. که ای دروغین (Pseudomorphs) کلیتی بعد از زیس و به نشاندهنده شرایط گرم و خشک یا نیمه خشک می باشد (شکل‌های ۲F-G). در محیط‌های عهد حاضر استروماتولیت محیط‌های بین کشندی (خلیج فارس) و بالای کشندی (جایی که موجودات پرنسولولی فراوان نمی باشند گسترش بخش جنوبی خلیج فارس استروماتولیت در منطقه بین بالایی همراه با بلورهای زیپس بل می شود (Purser and Evans, 1973; Shim). در این محیط تشکیل این میکروفاسیس زیر محیط بین کشندی نظر گرفته شده است.

فاسیس (۹) : میکریست لامینه دار (Laminated) - فاسیس میکریست لامینه دار به همراه بت و وجود فابریک کنتراول، ترکهای گلی ریز و بلورهای کلسیتی بعد از کانیهای تبخیری و لامینه های ضخیم همگی دلیل تشکیل این میکروفاسیس در محیط پهنه کشندی بالایی (Sup) با انرژی پایین باشند (شکل ۲H). دولومیت میکرتی ن است که تقریباً همزمان با رسوبگذاری، جانشین گسل

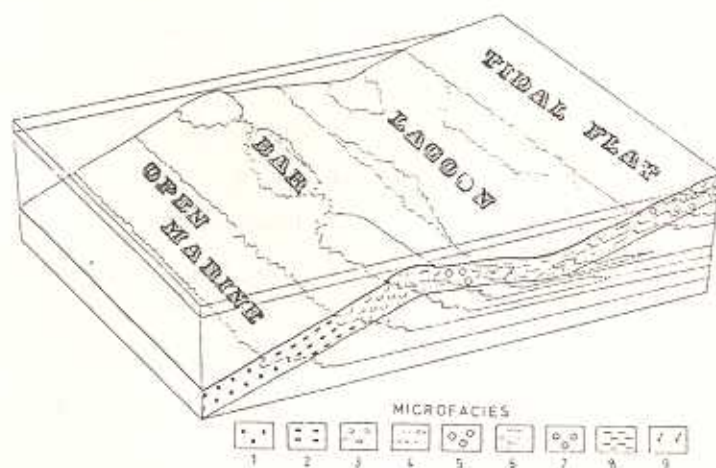


شکل ۴: تغییرات عمودی میکروفاسیس های سازند مبارک در مقاطع آرو (سمت راست) و جابان (سمت چپ) در خاور تهران

[Downloaded from jsci.knu.ac.ir on 2026-07-06]

جلبکها و کلسی سفر در این میکروفاسیس محل تشکیل آنها را در دریای کم ژرف با انرژی متوسط نزدیک دریای باز مشخص می نماید. میکروفاسیس های ۷ و ۸ و ۹ به پهنه کشتندی نسبت داده شده اند. پل سپاریت های (Pelsparite) میکروفاسیس ۷ نشانگر انرژی نسبتاً زیاد محیط در بخش پایینی زیرمحیط بین کشتندی می باشد. میکروفاسیس استروماتولیتی ۸ را می توان به قسمت بین کشتندی بالایی و میکروفاسیس ۹ را به محیط کم انرژی بالای کشتندی نسبت داد (شکل ۵)

ی به سمت دریا می باشد. میکروفاسیس ۲ نشانگر می است که باعث تشکیل محیط آرام لاگونی در است. در این زیرمحیط که می توان آن را بمنسوان کشتندی کم ژرفا (Shallow Subtidal) نزدیک به سطح گرفت میکروفاسیس ۶ نهشته شده است. ۵ نشاندهنده یک حالت حدواسط بین سد رسوبات لاگونی می باشد. گسترش مرجانها،



شکل (۵) - مدل رسوبی سازند مبارک

نسبت داد. مدل رسوبی مشابه ای برای سنگهای کربناته بالاترین بخش کربونیفر زیرین (می سی سی بین) در حوضه رسوبی ایلی نویز (امریکا) توسط لاسمی و کاروزی (۱۹۸۱) و لاسمی (در کاروزی، ۱۹۸۹) ارائه گردید.

نتیجه گیری

سنگهای کربونیفر زیرین (سازند مبارک) در خاور تهران در یک محیط دریایی کم عمق و در پلاتنفرم کربناته نوع رمپ (Ramp) تشکیل شده اند. در این محیط دریایی، زیرمحیط دریایی باز بوسیله یک سد بیوکلاستی از زیرمحیط های محدودتر لاگونی و پهنه کشتندی جدا می شده است. تغییرات عمودی رخساره های کربناته نشانگر سیکلهای

میکروفاسیس های کربناته ناحیه کم ژرفا و مخصوصاً می تواند دلیل بر تکتونیک نسبتاً آرام محیط تشکیل رک باشد. مشخصه چنین سواحلی، اختلاف ارتفاع کم (Low tidal range) تولید رسوب زیاد کربنات، لامینه های پستی، رسوبات میکرتی پلت دار با فابریک فنترال (Tucker, 1985; Lasemi and Carozzi, 1981)؛ (Hardie and Shir) که تمام این مشخصات با خصوصیات یس های ۹ و ۸ و ۷ مطابقت دارد. دریای تشکیل دهنده ارک را می توان به یک پلاتنفرم کربناته از نوع رمپ Tucker, 1985; Tucker and Wright, (Ahr in Wilson, 1975; Rea

از اساتید گرامی آقایان دکتر ابراهیم امین سبحانی، دکتر احمد معتمد و دکتر حسین آقایی بخاطر مطالعه مقاله و ارائه پیشنهادات سازنده صمیمانه تشکر می‌شود.

کوچک مقیاس کم عمق شونده است که بر زوی یک سیکل بزرگ مقیاس (Sequence) و کم عمق شونده قرار گرفته اند.

سیاسکزاری

منابع :

- ۱- مصدق، ح. ۱۳۷۱. میکروبیواستراتیگرافی و میکرو-فاسیس های سازند مبارک در مقطع مبارک آباد (شمال شرق تهران). پایان نام فوق لیسانس، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- ۲- نبوی، م. ج. ۱۳۵۵. دیپاچه ای بر زمین شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.
3. Adams, J. E. and Rhodes, M.L., 1960, Dolomitization by seepage Refluxion; A.A.P.G., Bull. V.44, PP. 1912 - 1920.
4. Assereto, R., 1963, the Paleozoic formations in Central Elburz (Iran); Riv. Ital. Paleont. V. LXIX, No:4, PP. 503 - 543.
5. Assereto, R. and Gaetani M., 1964, Novoi datusul Devoniano della Catena dell 'Imanzadeh Hashim (Elburz Central); Riv. Ital. Paleont. start, V. 70, No:4, PP. 631 - 636 (English Abstract).
6. Bozorgnia, F., 1973, Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of central and East Alborz Mountains, Iran; National Iranian Oil Co. Geol. Laboratories. Pub. 0:4.
7. Calvet, F. Tucker, M.E. and Henton, J.M., 1990; Middle Triassic carbonate ramp systems in the Catalan Basin northeast Spain. facies, systems tracts, sequences and controls, in: Carbonate Platforms, facies, sequences and evolution, Spec. Pub., Int. Ass. Sediment. No.9, PP. 79 - 88.
8. Carozzi, A.V., 1989, carbonate rock depositional model: a microfacies approach, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 604P.
9. Fischer, A.G. and Bottjer, D.J., 1991, orbital forcing and sedimentary sequences; J.S.P. V.61, PP. 1063 - 1069.
10. Flugle, E., 1982, microfacies analysis of limestones, Springer-Verlag, Berlin, 633P.
11. Folk, R.L., 1959, practical petrographic classification of limestone; Bull. A.A.P.G., V.43, PP. 1 - 39.
12. Folk, R.L., 1962, spectral subdivision of limestone types, in: W.E. Ham (ed.), classification of carbonate rocks, a symposium; A.A.P.G. Mem. 1, PP. 62 - 84.
13. Hardie, L.A., 1987, dolomitization, a critical review of some current views; J. S. P., Vol. 57, No:1, PP. 166 - 183.
14. Hardie, L.A., and Shinn, E.A., 1986, carbonate depositional environments, modern and ancient, part 3: tidal flats; Colorado School of Mines Quarterly, V. 81, PP. 1 - 74.
15. Lasemi, Y. and Carozzi, A.V., 1981, carbonate microfacies and depositional environments of the Kinkaid Formation (Upper Mississippian) of the Illinois Basin, USA; VIII Congreso Geologic Actas II, PP. 357 - 384.
16. Lasemi, Z., Boardman, M.R. and Sandberg, P.A., 1989, cement origin of supratidal dolomite, Androse Island, Bahamas; J.S.P., V. 59, PP. 249- 257.
17. Plint, A.G., Eyles, N., Eyles, C.H., and Walker, R.G., 1992, control of sea level changes, in: Facies models

- response to sea level changes, R.G. Walker and N.P. James (eds.), Geol. Ass. of Canada, PP. 15 - 25.
18. Purser, B.H. and Evans, G. 1973, regional sedimentation along the Trucial Coast, SE Persian Gulf, in: The Persian Gulf, B.H. Purser (ed.), Springer - Verlag, Berlin, PP. 211 - 232.
19. Read, J.F., 1985, carbonate platform facies models: A.A.P.G. Bull., V.69, No:1, PP. 1 - 21.
20. Shinn, E.A., 1983, tidal flat environment, in: carbonate depositional environments, P.A. Scholle, et al. (eds.), Mem. A.A.P.G. No. 33, PP. 173 - 210.
21. Tucker, M.E., 1985, shallow marine carbonates and facies models, in: Sedimentology, development and applied aspects, P.J. Brecht, B.P.J. Williams (eds.), Spec. Pub. Geol. Soc. No. 18.
22. Tucker, M.E. and Wright, V.P., 1990, carbonate sedimentology, Blackwell Scientific Pub. 482P.
23. Wilson, J.L., 1975, carbonate facies in geologic time, Springer - Verlag, Berlin, 471P.

Microfacies and depositional environment of The Mobarak Formation in eastern Tehran

Yaghoob Lasemi and Rahim Mahari

Department of Geology, Tarbiyat Moallem University, Tehran, Iran

Abstract :

The Mobarak Formation of the Lower Carboniferous age (Visian, Tournaisian) is mainly composed of platform carbonates. Detailed petrographic analysis of this formation in sections from the southern limb of the Einchevarzan - Dalichi anticline in Central Elborz area resulted in recognition of nine distinct microfacies and four microfacies groups. These microfacies groups and their subenvironments which were parallel to the shoreline, from the deepest microfacies landward include:

1. Open marine microfacies include micrite, biomicrite and packed echinoderm biomicrite with bioclasts of echinoderm, brachiopods and bryozoans and sponge spicules that indicate a landward increase in depositional energy.
2. Barrier microfacies is a bryozoan - echinoderm biosparite. This microfacies is lenticular and in places it may be replaced by oosparite. This subenvironment separates the lower energy open marine and lagoonal microfacies.
3. Back bar lagoon microfacies include packed biomicrite, sparse biomicrite, and bioturbated micrite. Ostracods, gastropods calcareous algae, echinoderms, oncolid, and pellet are the main

carbonate grains in these microfacies. In some samples, due to more restrictions, gastropod bioclasts are the main components.

4. Tidal flat microfacies are represented by pelsparite (low intertidal), stromatolite biolithite (high intertidal), and the laminated micrite and dolomierite (supratidal). Lamination, fenestral fabric, calcite pseudomorphs after gypsum / anhydrite, stromatolite, micritic dolomite, and authigenic quartz crystals are the distinctive features of these microfacies.

The depositional model of the Mobarak Formation is made up of the above microfacies that were located side by side, forming a shallow sea.

Lateral shifting of the subenvironments has resulted in the formation of several shallowing upward (Progradational) cycles, superimposed on a major shallowing upward cycle.

Microfacies types and their subenvironments, the presence of calcite pseudomorphs after evaporite minerals and the shallowing upward cycles indicate that the environment of deposition of the Mobarak Limestone was a carbonate ramp in an arid climate similar to the southern part of the present day Persian Gulf.