

## میکروfasیس‌ها و محیط رسوی سازند مبارک در خاور تهران

یعقوب لاسی - رحیم مهاری

گروه زمین‌شناسی - دانشگاه تربیت معلم تهران

### چکیده

محیط رسوی سازند مبارک دریای کم زرفای کریتائی از رسب (Ramp) با شرایط آب و هوایی گرمه و خشک یا خشک، مشابه سواحل جنوبی خلیج فارس است. (Trucial Coast) در نظر گرفته شده است.

### مقدمه

رشته کوههای البرز از نظر زمین‌شناسی از مناطق پیچ ای شمار می‌آید. ازانه پالئوزووگرافی دقیق در زمانهای مختلف و ارتباط آنها و نیز مقایسه قسمتهای مختلف البرز با میدان بدون مطالعات محیطهای رسوی امکان پذیر نخواهد بود. این راستا مطالعه محیطهای رسوی هر کدام از سازنده جهت بوجوه آمدن خانش پایه ای برای حل و توجه نیز زمین‌شناسی و تکتونیکی ایران و نیز مشخص کردن استعداد اقتصادی لازم و ضروری است.

سازند آهکی مبارک با سن کربنیفر زیرین، آخرین رسوبی قبل از شروع فاز هرمسی نین در حوضه رسوی واحد ساختمانی - رسوی البرز - آذربایجان (رسوی ۵۵) می‌باشد که بر روی طبقات سازند خوش بیلان (دوبر) قرار گرفته است و مرز بالای آن با نایپوسنگی کربنیفر مشخص می‌شود.

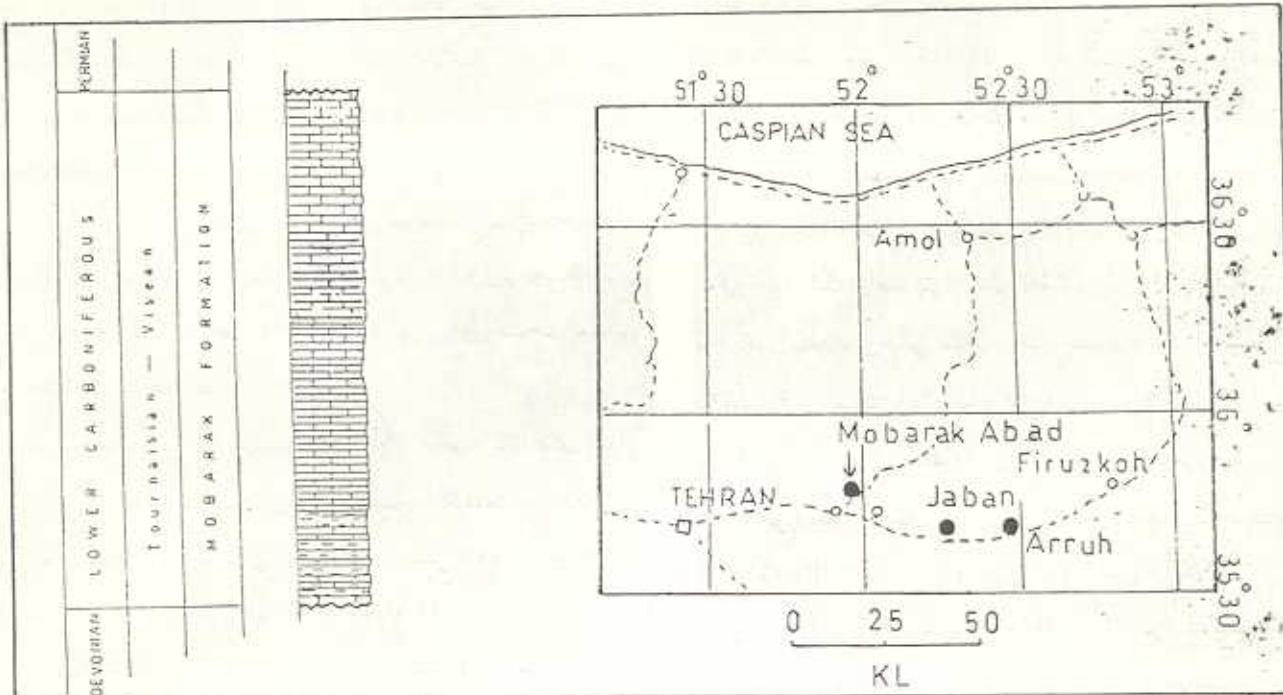
سازند مبارک که مربوط به زمان کربنیفر زیرین (Viscan, Tourmaisian) می‌باشد بیشتر از سنگهای کربنات پلاتفرمی تشکیل شده است. بررسی دقیق پتروگرافی این سازند در مقاطعی از یال جنوی تالقیس آینه ورزان - دلیچای (در البرز مرکزی) به شناسایی ۹ میکروfasیس مشخص و ۴ گروه میکروfasیس منجر گردید. این میکروfasیس‌ها و زیرمحیط‌های تشکیل دهنده آنها که بصورت کمرندهای موازی ساحل قرار داشته‌اند از دریا به سمت خشکی شامل میکروfasیس‌های دریابی باز، سدی، لاکونی و پنهان کشندی می‌باشند.

مدل رسوی سازند مبارک یانگر یک دریای وسیع و کم زرفایی است که از کنار هم قرار گرفتن میکروfasیس‌هایی که با یکدیگر ارتباط نزدیک داشته‌اند ساخته شده است. حرکت جانی زیرمحیط‌های رسوی از خشکی به سمت دریا به همراه رسویگذاری میکروfasیس‌های مربوطه موجب تشکیل سیکلهای کم ضخامت پس روند، گردیده است که بروی یک سیکل بزرگ مقیاس کم عمق شوند قرار گرفته اند.

با توجه به نوع میکروfasیس‌ها و زیرمحیط‌های مربوط به آنها، وجود بلورهای دروغین کلسیتی بعد از کانیهای تبخیری، چگونگی توالی میکروfasیس‌ها و سیکلهای رسوی تشکیل شده و مقایسه آنها با محیطهای کربناته عهد حاضر.

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

در طی این مطالعه پترولوری و میکروفاسیس های سنگهای سازند قبارک مورد بررسی قرار گرفته و با استفاده از صر متفکله، تولی عموی و تغییرات جانبی میکروفاسیس مقایسه آنها با محیطهای عهد حاضر و قدیمی، محیط بیوگذاری و مدل رسوی آن پیشنهاد گردیده و همچنین برایات عیمودی و سیکلهای رسوی 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) چینه شناسی سازند مبارک (assereto, 1963) برای سازند مبارک توسط آسرتو (assereto, 1963) برای رسویاتی 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 & Gaettani, 1964) (لایه های تخریبی دونین در بالای سازند میلا را از سازند مبارک جدا کرده و سازند مبارک را به آهک های بین شیلها و ماسه

های جهت دار از نقاطی که تغییر فاسیس دیده می شد، گردید. بطوریکه فاصله متوسط نمونه ها حدود یک متر است. بعد از مطالعه میکروسکوپی نمونه ها از روی خصیاتی مانند نوع، درصد و اندازه دانه های تشکیل دهنده، پیان و ماتریکس و فایبریکهای رسوی، تعداد ۹ میکروفاسیس گشته شد. نامگذاری فاسیس ها براساس طبقه بندی فولک (Folk, 1959, 1965) انجام گردید. بعد از اتمام مطالعات وسکوپی ارتباط عمودی و جانبی آنها بر طبق روش

وجود برآکبیوود می‌توان محل تشکیل این میکروفاسیس را دریای باز و جلوی سدهای بیوکلاستی در نظر گرفت (شکل ۲C) میکروفاسیس (۴) : بیواسپاریت اکینو-مخصوصاً پلاکهای اکینو درم به همراه بریوزا و نیز عدم مطالعه مصدق (۱۳۲۱) سازند مبارک در مقطع تپ با بخش میانی تورنیزین میانی (Tn2) شروع می‌شود و مرز تورنیزین - ویزین با تغییر تاگهای مجموعه فونا و احتمالاً با یک نبود کشندی (میکروفاسیس های ۱-۲) را از زیرمحیط‌های لاغون و پهنه کشندی (میکروفاسیس های ۵-۶) جدا می‌نموده است (شکل ۵)

میکروفاسیس (۵) : بیوسپاریت متراک (Packed Biomicrite) - در این میکروفاسیس علاوه بر دانه‌های حمل شده از سد بیوکلاستی (اکینو درم و متدار کمی بریوز برآکبیوود) دانه‌های آهکی تشکیل دهنده شامل جلیک آهکی، آنکه فرامیتسی فر بتیک (ایرلندیا و اندوتیرا)، مرجانهای زفانتی سرینگوپورا و پلت می‌باشد (شکل ۲E). در این میکروفاسیس سرینگوپورا بصورت کلتشی‌های تشکیل ریدیف‌های کوچک بر پلاک (Pacth Reef) را داده است (شکل ۲A). کلتشی جلیک‌های سبز گیروانلا (Girvanella) بصورت جداگانه یا آنکونید گسترش (شکلهای ۲C و ۲E). با توجه به بیوکلاستهای مختلف حمل افزایش درصد گاستروپود، استراکد، فرامیتسی فر بتیک و هم وجود جلیک، آنکونید و کورال در زمینه میکریتی یا سیمان شده محدود موضعی، مجموعاً محیط تشکیل این میکروفاسیس [۰-۹] محیطی با انرژی متوسط در پلانترم داخلی در پشت سدهای بیوکلاستی داده است که در واقع حد واسط بین فاسیس های سد بیوکلاستی فاسیس های دیگر لاغونی می‌باشد.

میکروفاسیس (۶) : میکریت تایبو میکریت شل (Micrite - Sparse Biomicrite) - وجود فرامیتسی فرهایت جلیک، اکینو درم، گاستروپود و پلت و درهم ریختگی های زیستی از نوع بورو (burrow) در زمینه میکریتی نشانده است؛ عمق رسوبگذاری

ستگهای دونین فوقانی و نایپوستگی کرینیفر - پرمین محدود کردند. مرز بالائی سازند مبارک در تمام البرز مرکزی با نایپوستگی کرینیفر - پرمین مشخص می‌شود (شکل ۱) و بزرگنیا (Bozorgnia, 1973) میان آن را تورنیزین بالائی تا ویزین میانی و گاه ویزین بالائی مشخص کرده است. برطبق مطالعه مصدق (۱۳۲۱) سازند مبارک در مقطع تپ با بخش میانی تورنیزین میانی (Tn2) شروع می‌شود و مرز تورنیزین - ویزین با تغییر تاگهای مجموعه فونا و احتمالاً با یک نبود کوتاه مدت همراه است.

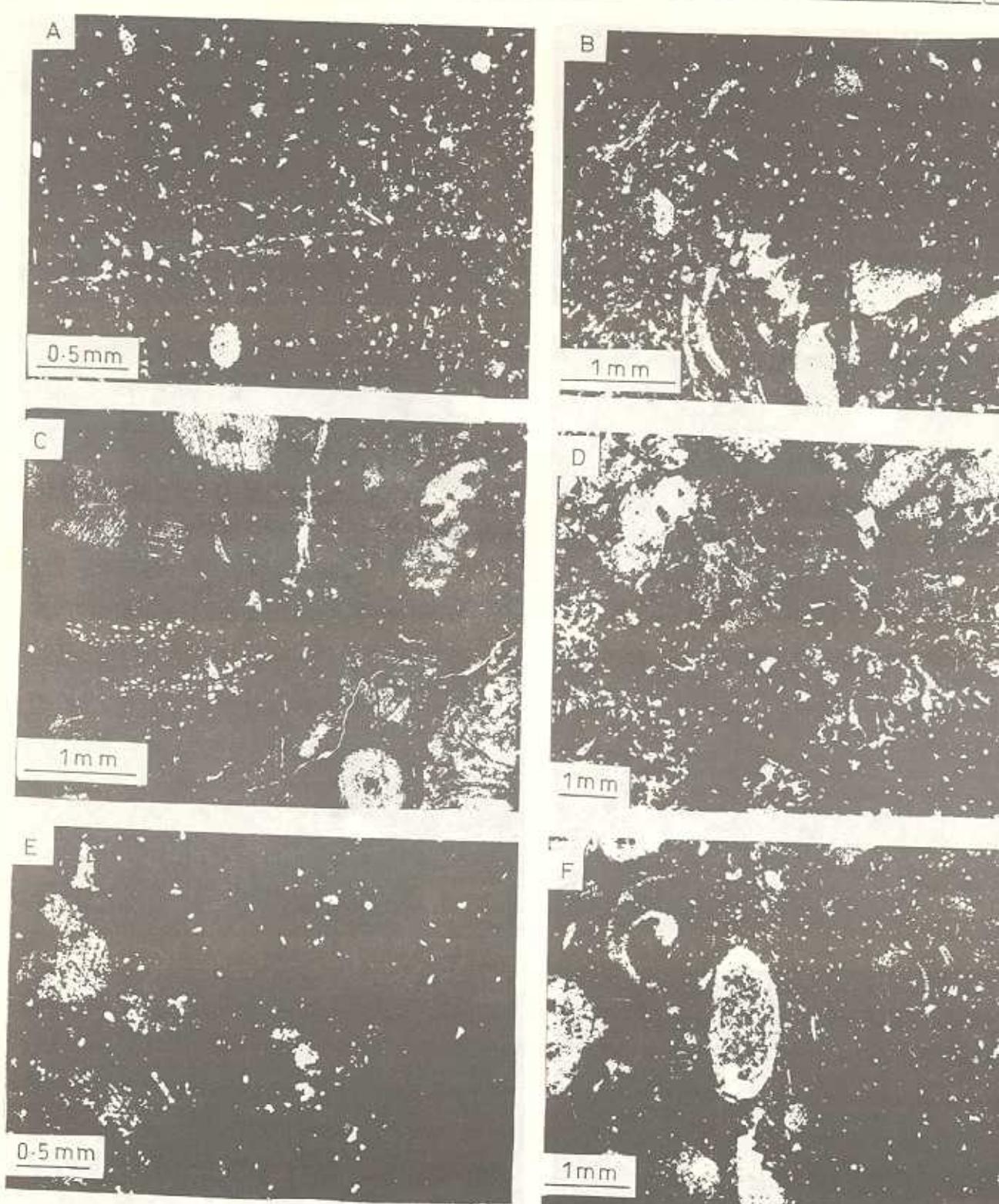
### بررسی میکروفاسیس ها

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

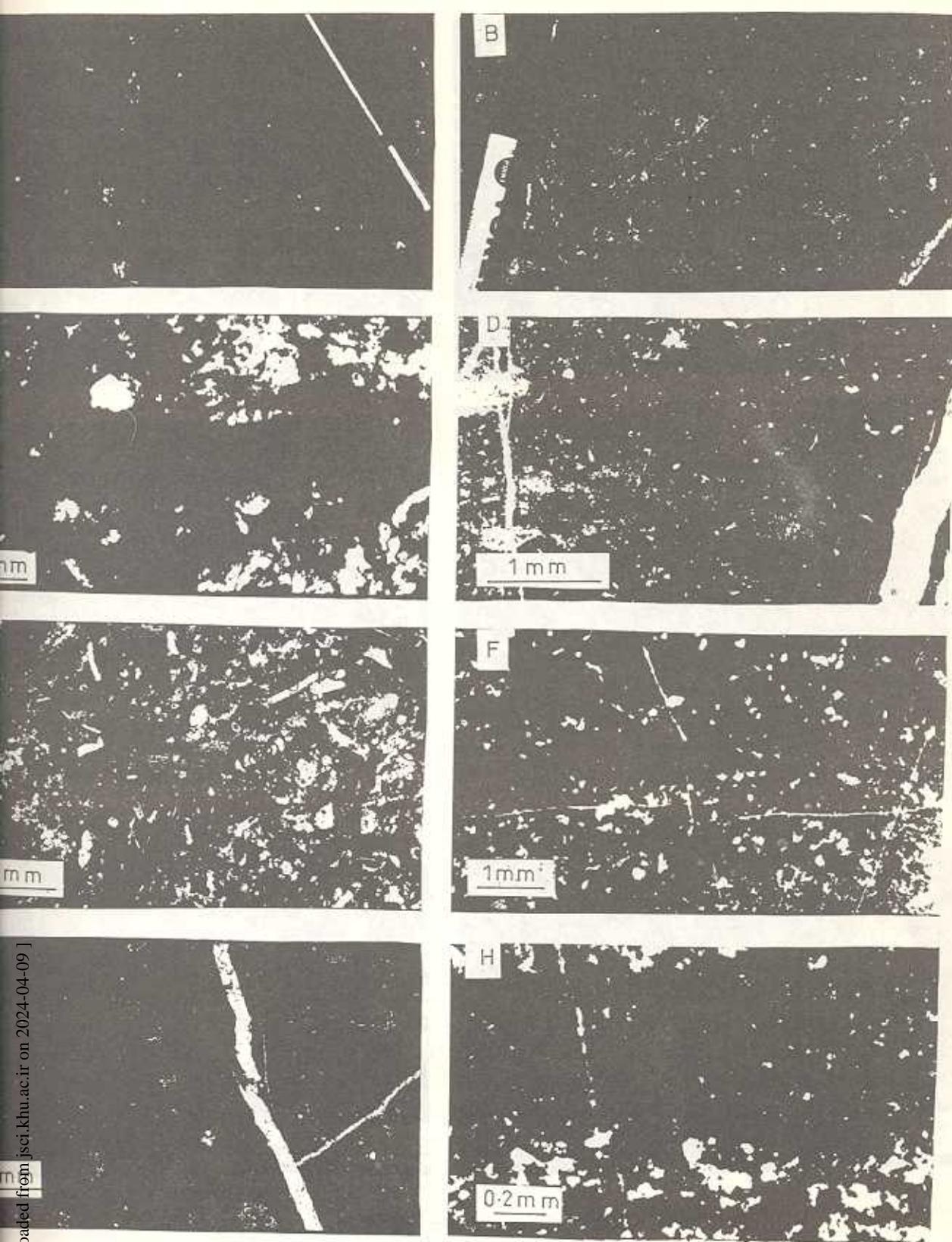
میکروفاسیس (۱) : میکریت (Micrite) - خرد، فیلهای سیار ریز بیشتر در اندازه سیلت، سوزنهای استنچ (Sponge Spicules) و پلت های ریز و بهم ریختگی های شدید نیست (Bioturbation) از ویژگیهای این میکروفاسیس می‌باشد (شکل ۲A).

میکروفاسیس (۲) : بیومیکریت شناور اکینو درم دار (Echinoderm Sparse Biomicrite) - اندازه بیوکلاستها نسبت به میکروفاسیس ۱ بزرگتر است ولی هنوز زاویه دار می‌باشد. زمینه همچنان میکریتی است لیکن از میزان آن کاملاً 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 می‌باشد (شکل ۲B).

میکروفاسیس (۳) : بیومیکریت متراک اکینو درم 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 بالائی بریوزا و



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



شکل ۳: میکروفاسیل های لاقونی و پهنه کشیدی در محیط رسوی سازند مبارک.

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

**تفییرات عمودی فاسیس ها و سیکلهاي رسوبی**

پس از بررسی میکروفاسیس ها و گروههای آنها، توالی میکروفاسیس ها بصورت ستونهای میکروفاسیس برای دو مقاطع آزو و جابان و درصد فراوانی دانه های متشکله میکروفاسیس ها در مورد هر نمونه بصورت منحنی های تغییرات فراوانی نسایش داده شده است. همچنین تغییرات زرفایا یا منحنی پیروی ها و پیشروعی ها نیز در متنهایه دیاگرام فوق نشان داده شده است (شکل ۴). ممانعهای که از منحنی تغییرات ترسی عمق برخی آید کل ضخامت سازند مبارک را می توان یک سیکل بزرگ پیروونده در نظر گرفت که از سیکلهاي کوچک پیروونده یا کم زرفای شونده (Shallowing Upward Cycle) تشکیل شده است. سیکلهاي کوچک مقایسه به احتمال زیاد تیجه تغییرات آب و هوایی ناشی از ریتم های ملاتکویچ (Milankovitch) است. در حالیکه سیکل بزرگ پس رونده (سکانس سازند) است. در نشانگر فرونژی ناحیه ای پیشروعی تدریجی و مبارک) که نشانگر فرونژی ناحیه ای پیشروعی تدریجی و پس سقوط سریع سطح آب دریاست. احتمالاً تیجه فعالیت های تکنولوژیکی بوده است (Plint et al., 1992 . Fischer & Bottjer, 1991 : Calvet et al., 1990

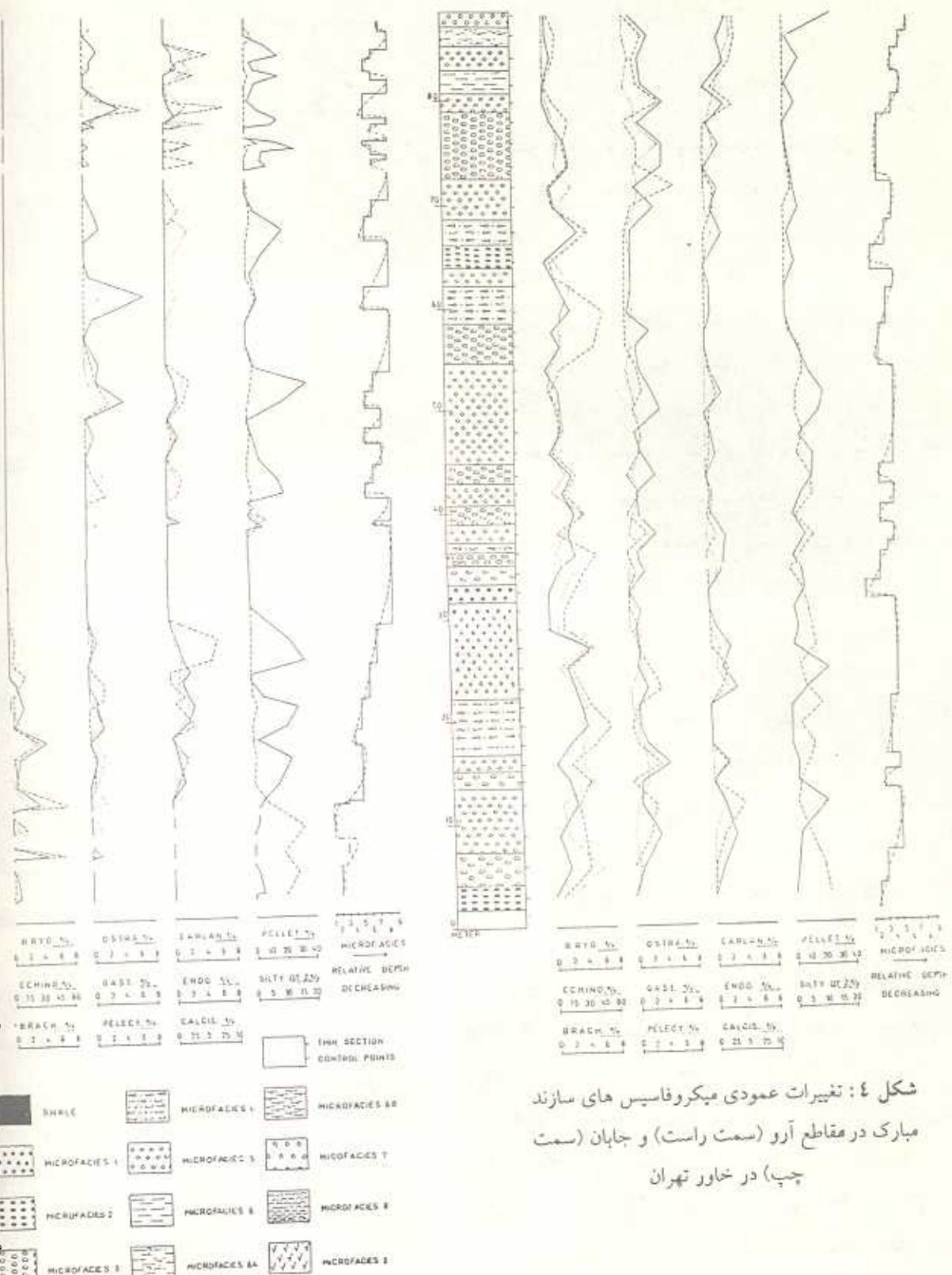
#### مدل پیشنهادی و محیط رسوبی

از گذار هم ترار دادن میکروفاسیس های معرفی شده و زیرمحیطهای آنها بصورت کمرندهای موازی ساحل. مدل رسوبی دریای کربونیفر در منطقه مورده مطالعه ارائه شده است (شکل ۵). میکروفاسیس های دریای آزاد (میکروفاسیس های ۱-۲) در توالی رسوبی تدریجیا به یکدیگر تبدیل می شوند و شواهدی که نشانگر رسوبگذاری مجدد (Resedimentation) باشد در آنها دیده شده است. کم شدن تدریجی الدازه دانه ها از میکروفاسیس ۳ به ۱ و زمینه میکریتی دلیل بر کاهش

یابین در لagon (Lagoon)، پشت سدهای بیوکلاستی و و فاسیس ۵ می باشد (شکل ۲D, ۲B, ۲F) : **بیوپل اسپارت تاپل اسپارت** (Biopelssparite) - پلت عنصر اصلی این میکروفاسیس تاصر دیگر شامل اینترکلاست و فرمیتی فرمای بنتیک و می باشد. با توجه به وجود سیمان در این میکروفاسیس زیرمحیط تشکیل آن زیاد بوده و می توان آن را به زیرمحیط پایایی (Lower Intertidal) از پهنه کشنده نسبت داد.

**فاسیس (۸) : بیولیتایت استروماتولیت** (Stromatolite E) - (ین فاسیس از تاوب لامینه های دار و تیره حاوی قالب های جلکی تشکیل شده است. که ای دروغین (Pseudomorphs) گلیتی بعد از زیس و نشاندهند: شرایط گرم و خشک یا نیمه خشک می باشد (شکلهاي G-۲F). در محیطهای عهد حاضر استروماتولیت محیطهای بین کشنده (خليج فارس) و بالای کشنده شکل می شود (Plint and Evans, 1973; Shinn, 1973). می توان بین میکروفاسیس زیرمحیط بین کشنده نظر گرفته شده است.

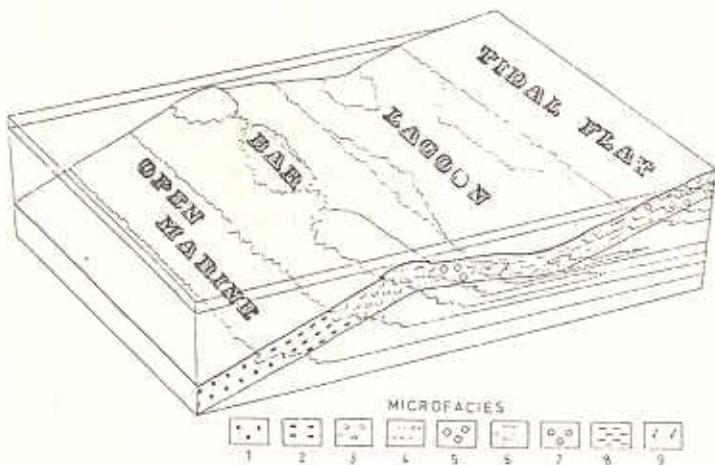
**روفاسیس (۹) : میکریت لامینه دار** (Laminated) - فاسیس میکریت لامینه دار به دیربردی و وجود فابریک فنسترا. ترکهای گلی رسی و بلورهای کلسیتی بعد از کالیهای تبخیری و لامینه های ضخیم همگی دلیل تشکیل این میکروفاسیس در محیط پهنه کشنده بالایی (Supralittoral) با ارزی پایین باشند (شکل H۲) دولومیت میکریتی است که تقریباً همزمان با رسوبگذاری، جانشین گل



شکل ۴: تغیرات عمودی میکروفاسیس های سازند مبارک در مقاطع آرو (سمت راست) و جهان (سمت چپ) در شمال تهران

جلبکها و کلسی سفر در این میکروفاسیس محل تشکیل آنها را در دریای کم زرف با انرژی متوسط نزدیک دریای باز شخص می نماید. میکروفاسیس های ۲ و ۸ و ۹ به پهنه کشنده نسبت داده شده اند. پل سپارت های (Pelsparite) میکروفاسیس ۲ نشانگر اثری نسبتاً زیاد محیط در بخش پایینی زیرمحیط بین کشنده می باشد. میکروفاسیس استروماتولیتی ۸ را می توان به قسمت بین کشنده بالائی و میکروفاسیس ۹ را به محیط کم انرژی بالای کشنده نسبت داد (شکل ۵)

ی به سمت دریا می باشد. میکروفاسیس ۲ نشانگر ایست که باعث تشکیل محیط آرام لagonی در است. در این زیرمحیط که می توان آن را بعنوان نشانگر کم زرف (Shallow Subtidal) نشانده است. نهشته شده است. ۵ نشانده یک حالت حدوداً سطح بین سد و رسوبات لagonی می باشد. گسترش مرجانها،



شکل (۵) - مدل رسوبی سازند مبارک

نسبت داد. مدل رسوبی مشابه ای برای سنگهای کربناته بالاترین بخش کربونیفر زیرین (می می سی بین) در حوضه رسوبی ایلی تویز (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 پلاتiform کربناته نوع رمپ (Ramp) تشکیل شده اند. در این محیط دریایی، زیرمحیط دریائی باز بوسیله یک سد پیوکلاستی از زیرمحیط های محدود تر لagonی و پهنه کشنده جدا شده است. تغییرات عمودی رخساره های کربناته نشانگر سیکلهای

میکروفاسیس های کربناته ناحیه کم زرف و مخصوصاً می تواند دلیل بر تکتونیک نسبتاً آرام محیط تشکیل باشد. مشخصه چنین سواحلی، اختلاف ارتفاع کم (Low tidal range)، تولید رسوب زیاد کربنات، لامینه های رسوبی، رسوبات میکریتی بلت دار با فابریک نسترال (Tucker, 1985; Lasemi and Carozzi, 1981)، که تمام این مشخصات با خصوصیات (Hardie and Shirvani, 1982) مطابقت دارد. دریای تشکیل دهنده های ۸ و ۹ را می توان به یک پلاکفورم کربناته از نوع رمپ (Tucker and Wright, 1985; Tucker and Wilson, 1975؛ Rea et al., 1993) مشابه خلیج فارس امروزی

از اساتید گرامی آقایان دکتر ابراهیم امین سبجانی، دکتر احمد معتمد و دکتر حسین آقایی بخاطر مطالعه مقاله و ارائه پیشنهادات سازنده، حمایمانه تشکر می شود.

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

### سیاستگذاری

### منابع :

- ۱- مصدق، ح. ۱۳۷۱، میکروپیو استراتیگرافی و میکرو- تاسیس های سازند مبارک در مقطع مبارک آباد (شمال شرق تهران)، پایان نامه فوک لیسانس، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- ۲- نبوی، م. ح. ۱۳۵۵، دیباچه ای بر زمین شناسی ایران اشارات سازمان زمین شناسی کشور.

1. Adams, J. E. and Rhodes, M.L., 1960, Dolomitization by seepage Refluxion: A.A.P.G., Bull. V.44, PP. 1912 - 1920.

2. Assereto, R. 1963, the Paleozoic formations in Central Elburz (Iran): Riv. Ital. Palcont. V. LXIX, No:4, PP. 503 - 543.

3. Assereto, R. and Gaetani M., 1964, Novoi dati sul Devoniano della Catena dell 'Imamzadeh Hashim (Elburz Central): Riv. Ital. Palcont. strat., V. 70, No:4, PP. 631 - 636 (English Abstract).

4. Bozorgnia, F., 1973, Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of central and East Alborz Mountains, Iran : National Iranian Oil Co. Geol. Laboratories, Pub. No:4,

5. 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. Publ., Int. Ass. Sediment. No.9, PP. 79 - 118.

6. Carozzi, A.V., 1989, carbonate rock depositional model, a microfacies approach, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 604P.
7. Fischer, A.G. and Bottjer, D.J., 1991, orbital forcing and sedimentary sequences : J.S.P. V.61, PP. 1063 - 1069.
8. Flügel, E., 1982, microfacies analysis of limestones, Springer-Verlag, Berlin, 633P.
9. Folk, R.L., 1959, practical petrographic classification of limestone: Bull. A.A.P.G., V.43, PP. 1 - 39.
10. 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.
11. Hardie, L.A., 1987, dolomitization, a critical review of some current views : J. S. P., Vol. 57, No.1, PP. 166 - 183.
12. 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.
13. Lascimi, 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.
14. Lascimi, Z., Boardman, M.R. and Sandberg, P.A., 1989, cement origin of supratidal dolomite, Andros Island, Bahamas: J.S.P., V. 59, PP. 249- 257.
15. 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 carbon and facies models, in: Sedimentology, development and applied aspects, P.J. Brereton, B.P.J. Williams (eds.), Spec. Pub. Geol. Soc. No. 18.
22. Tucker, M.E. and Wright, V.P., 1990, carbonates in sedimentology, Blackwell Scientific Pub, 482P.
23. Wilson, J.L., 1975, carbonate facies in geological environments, Springer - Verlag, Berlin, 471P.

### *Microfacies and depositional environment of The Mobarak Formation in eastern Tehran*

*Yaghoob Lasemi and Rahim Mahari*

*Department of Geology, Tarbeyat Moallem University, Tehran, Iran*

### **Abstract :**

The Mobarak Formation of the Lower Carboniferous age (Viscian, Tournaisian) is mainly composed of platform carbonates. Detailed petrographic analysis of this formation in sections from the southern limb of the Einchvarzan - 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, oncoid, 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 pelparite (low intertidal), stromatolite biolithite (high intertidal), and the laminated micrite and dolomicrite (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.