میکروفاسیس ها و محیط رسوبی سازند مبارک در خاور تهران

یعقوب لاسمی - رحیم مهاری

گروه زمین شناسی - دانشگاه تربیت معلم تهران

چکیده

سازند مبارک که مربوط به زمان کربونیفر زیرین (Viséan, Tournaisian) می‌باشد 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 ۲ 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 کشندی می‌باشند.

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 بروی 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 کانیهای تبخیری، 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 امروز (Trucial Coast) در نظر گرفته شده است.

مقدمه

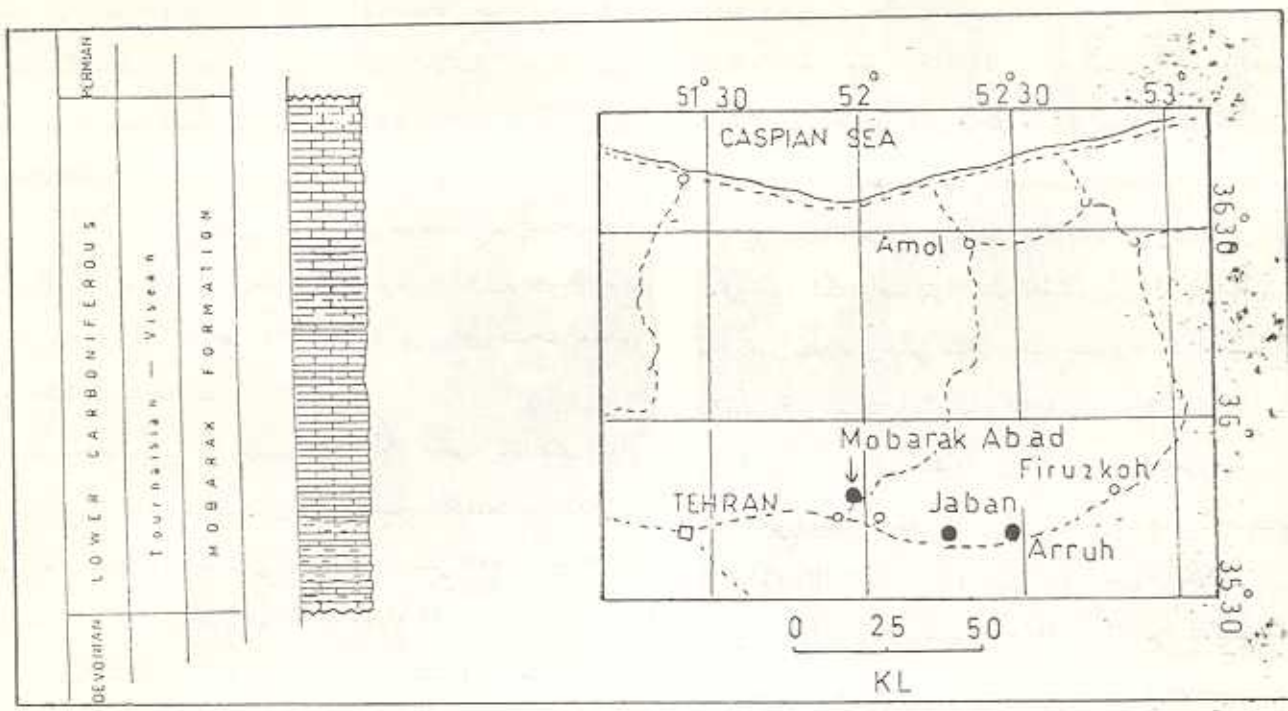
رشته کوههای البرز از نظر زمین شناسی از مناطق پیچیده ای بشمار می‌آید. ارائه پالئوژئوگرافی دقیق در زمانهای مختلف و ارتباط آنها و نیز مقایسه قسمتهای مختلف البرز با همدیگر بدون مطالعات محیطهای رسوبی امکان پذیر نخواهد بود. این راستا مطالعه محیطهای رسوبی هر کدام از سازندها جهت بوجود آمدن دانش پایه ای برای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

سازند آهکی مبارک با سن کربنیفر زیرین، آخرین واحد رسوبی قبل از شروع فاز هرسی نین در حوضه رسوبی البرز واحد ساختمانی - رسوبی البرز - آذربایجان (نبوی ۵۵) می‌باشد که بر روی طبقات سازند خوش ییلاق (دونین) قرار گرفته است و مرز بالایی آن با ناپیوستگی کربنیفر مشخص می‌شود.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-11]

در طی این مطالعه پترولوژی و میکروفاسیس های سنگهای
ی سازند فبارک مورد بررسی قرار گرفته و با استفاده از
صر متشکله، توالی عمودی و تغییرات جانبی میکروفاسیس
و مقایسه آنها با محیطهای عهد حاضر و قدیمی، محیط
ویگذاری و مدل رسوبی آن پیشنهاد گردیده و همچنین
یرات عمودی و سیکلهای رسوبی آن مشخص شده است.

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



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

نه های جهت دار از نقاطی که تغییر فاسیس دیده می‌شد، ت گردید. بطوریکه فاصلهٔ متوسط نمونه ها حدود یک متر ه است. بعد از مطالعه میکروسکوپی نمونه ها از روی خصاتی مانند نوع، درصد و اندازه دانه های تشکیل دهنده، یان و ماتریکس و فابریکهای رسوبی، تعداد ۹ میکروفاسیس خته شد. نامگذاری فاسیس ها براساس طبقه بندی فولک (Folk, 1959, 19 انجام گردید. بعد از اتمام مطالعات وسکوپی ارتباط عمودی و جانبی آنها بر طبق روش 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 & 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

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-11]

سنگهای دونین فوقانی و ناپیوستگی کربنیفر - پرمین محدود کردند. مرز بالائی سازند مبارک در تمام البرز مرکزی با ناپیوستگی کربنیفر - پرمین مشخص می‌شود (شکل ۱) و بزرگنیا (Bozorgnia, 1973) سن آن را تورنزین بالایی تا ویزین میانی و گاه ویزین بالایی مشخص کرده است. برطبق مطالعه مصدق (۱۳۷۱) سازند مبارک در مقطع تیپ با بخش میانی تورنزین میانی (Tn2) شروع می‌شود و مرز تورنزین - 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) : میکریت (Micrite) - خرده فسیلهای 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 می‌باشد (شکل ۲A).

میکروفاسیس (۲) : بیومیکریت شناور اکینودرم دار (Echinoderm Sparse Biomicrite) - اندازه بیوکلاستها نسبت به میکروفاسیس ۱ بزرگتر است ولی هنوز زاویه دار می‌باشند. زمینه همچنان میکریتی 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 می‌باشد (شکل ۲B).

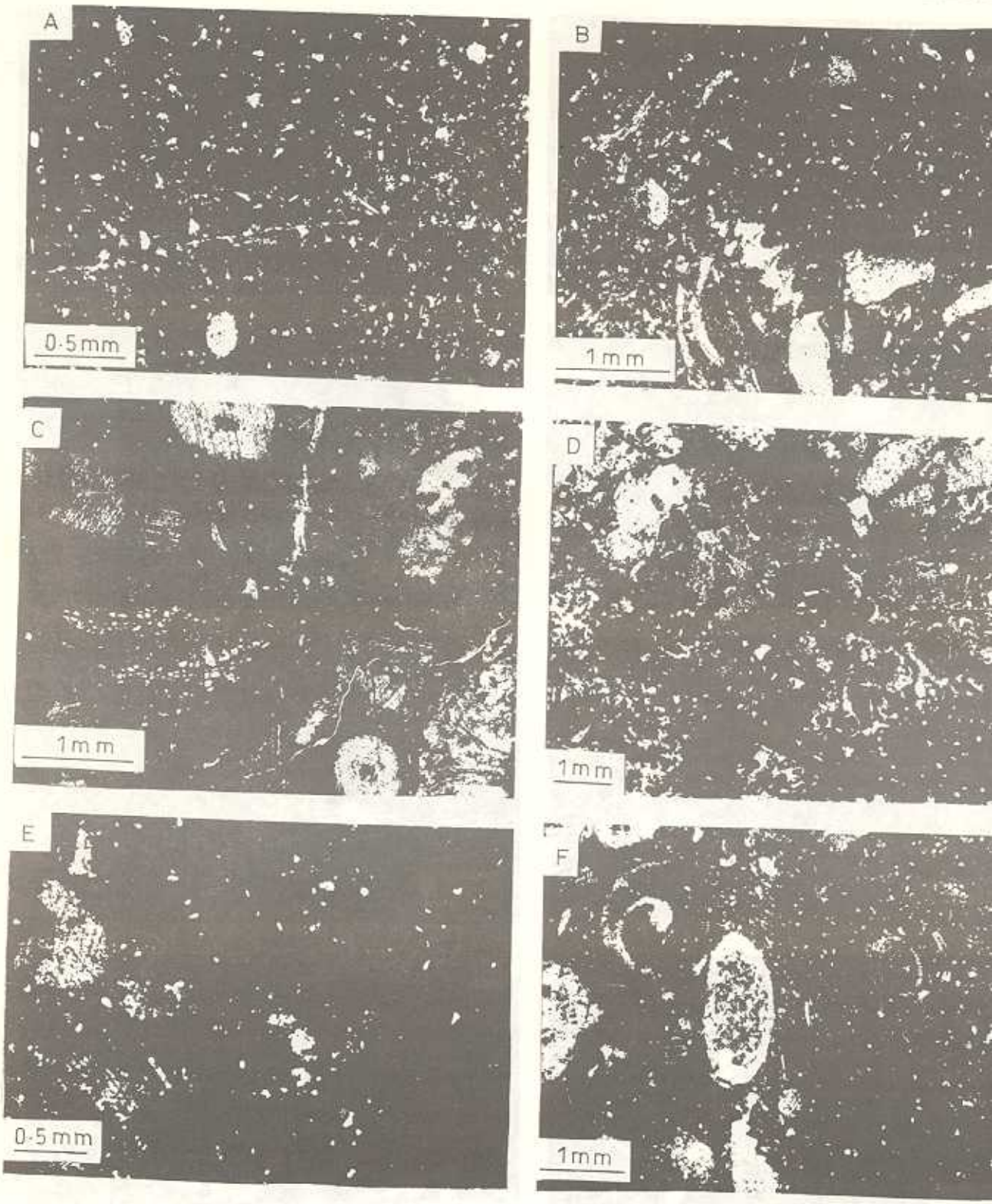
میکروفاسیس (۳) : بیومیکریت متراکم اکینودرم دار (Echinoderm Packed Biomicrite) - اندازه بیوکلاستها بزرگتر از میکروفاسیس های قبلی بوده و حمل شدگی نسبتاً کمی را متحمل شده اند. با توجه به درشتی دانه ها و درصد نسبتاً بالای بریوزآ و وجود براکیوپود می‌توان محل تشکیل این میکروفاسیس را دریای باز و جلوی سدهای بیوکلاستی در نظر گرفت (شکل ۲C).

میکروفاسیس (٤) : بیواسپاریت اکینو
(Echinoderm Biosparite) - تجمع بسیار متراکم از بیوک
مخصوصاً پلاکهای اکینودرم به همراه بریوزآ و نیز عدم
ماتریکس می‌تواند نشانگر سدهای بیوکلاستی در حاشیه دری
باشد که بیشترین انرژی محیط را دارا بوده و زیرمحیطهای دری
(میکروفاسیس های ۳-۱) را از زیرمحیطهای لاگون و پهن
کشندی (میکروفاسیس های ۹-۵) جدا می‌نموده است.(شکل D

میکروفاسیس (۵) : بیومیکریت متراک
(Packed Biomicrite) - در این میکروفاسیس علاوه بر دان
آهکی حمل شده از سد بیوکلاستی (اکینودرم و مقدار کمی بریو
براکیوپود) دانه های آهکی تشکیل دهنده شامل جلبک آهکی، آنک
فرامینی فر بنتیک (ایرلندیا و اندوتیرا)، مرجانهای زفرانتی
سرینگوپورا و پلت می‌باشد (شکل 2E). در این میکروفاسیس م
سرینگوپورا بصورت کلنی هایی تشکیل ردیف های کوچک پر
(Paeth Reef) را داده است (شکل ۳A). کلنی جلبکهای سبز
گیروانلا (Girvanella) بصورت جداگانه یا آنکونید گسترش
(شکلهای ۳C و 2E) . با توجه به بیوکلاستهای مختلف حمل
افزایش درصد گاستروپود، استراکد، فرامینی فر بنتیک و همچ
وجود جلبک، آنکوئید و کورال در زمینه میکریتی با سیمان
محدود موضعی، مجموعا محیط تشکیل این میکروفاسیس را
محیطی با انرژی متوسط در پلاتفرم داخلی در پشت سدهای بیوکلا
نسبت داد که در واقع حد واسط بین فاسیس های سد بیوک
فاسیس های دیگر لاگونی می‌باشد.

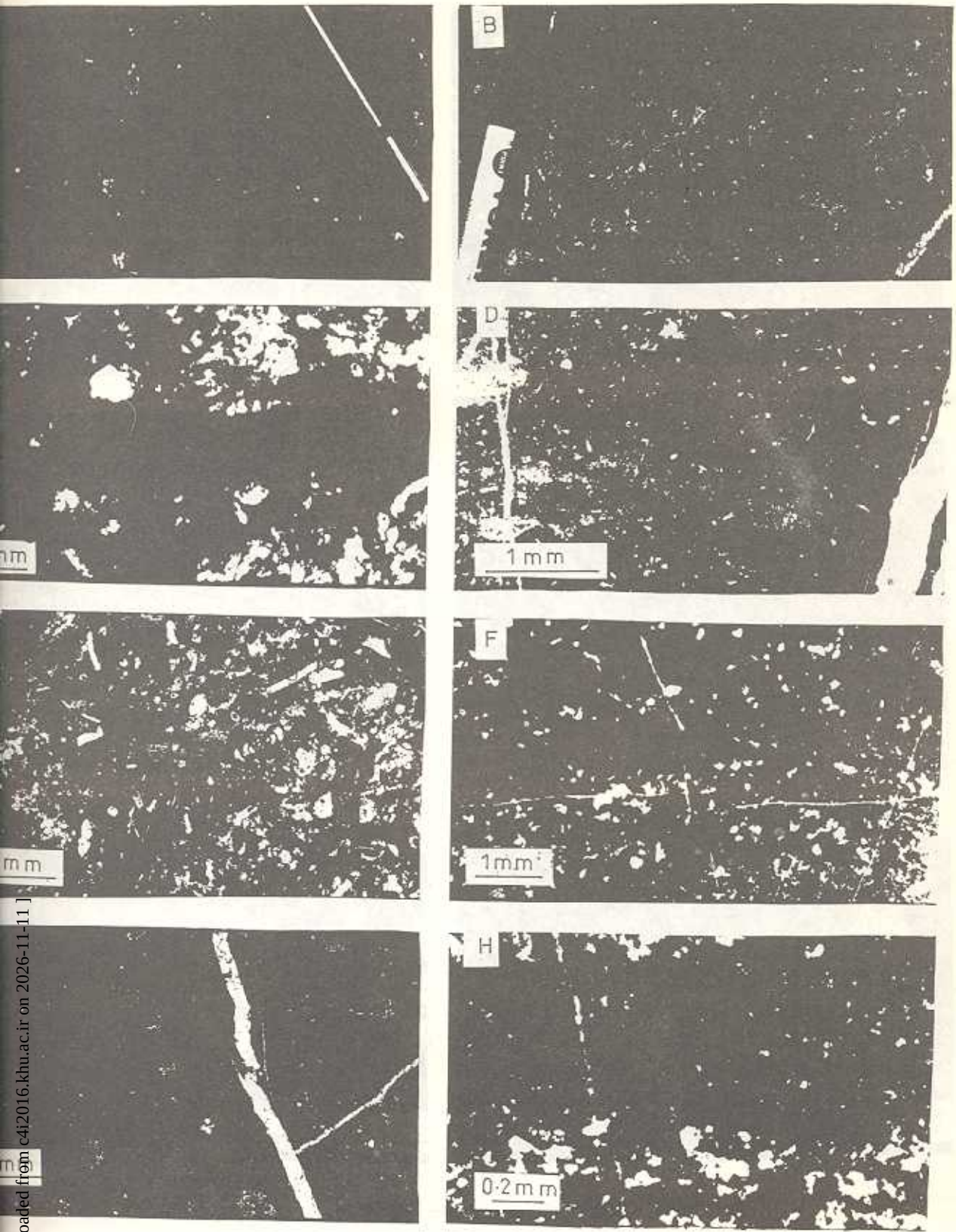
میکروفاسیس (٦) : میکریت تا بیو میکریت ش
(Micrite - Sparse Biomicrite) - وجود فرامینی فرمای
جلبک، اکینودرم، گاستروپود و پلت و درهم ریختگی های زیس
از نوع بورو (burrow) در زمینه میکریتی نشاندهندهٔ عمق رسو

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-11]



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

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-11]



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

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-11]

ی پایین در لاگون (Lagoon)، پشت سدهای بیوکلاستی و
روفاسیس ۵ می‌باشد (شکل ۳F، ۳B، ۳D).

اسیس (۷) : بیوپل اسپاریت تا پل اسپاریت
(Biopelsparite - F
اصر دیگر شامل اینتراکلاست و فرمینی فرهای بنتیک و
می‌باشد. با توجه به وجود سیمان در این میکروفاسیس
رمحیط تشکیل آن زیاد بوده و می‌توان آن را به زیرمحیط
ی پایینی (Lower Intertidal) از پهنه کشندی نسبت داد
).

فاسیس (۸) : بیولیتایت استروماتولیتی
(Stromatolite B
دار و تیرهٔ حاوی قالب های جلبکی تشکیل شده است. که
ای دروغین (Pseudomorphs) کلسیتی بعد از ژیپس و
نشاندهنده شرایط گرم و خشک یا نیمه خشک می‌باشد
(شکلهای ۳F-G). در محیطهای عهد حاضر استروماتولیت
محیطهای بین کشندی (خلیج فارس) و بالای کشندی
) جایی که موجودات پرسلولی فراوان نمی‌باشند گسترش
بخش جنوبی خلیج فارس استروماتولیت در منطقه بین
بالایی همراه با بلورهای ژیپس
ل می‌شود (Purser and Evans, 1973; Shinn,
بابراین محیط تشکیل این میکروفاسیس زیرمحیط بین کشندی
نظر گرفته شده است.

روفاسیس (۹) : میکریت لامینه دار
(Laminated
- فاسیس میکریت لامینه دار به همراه
ت و وجود فابریک فنسترال، 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 ۳H). دولومیت میکریتی
ن است که تقریبا همزمان با رسوبگذاری، جانشین گل

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).

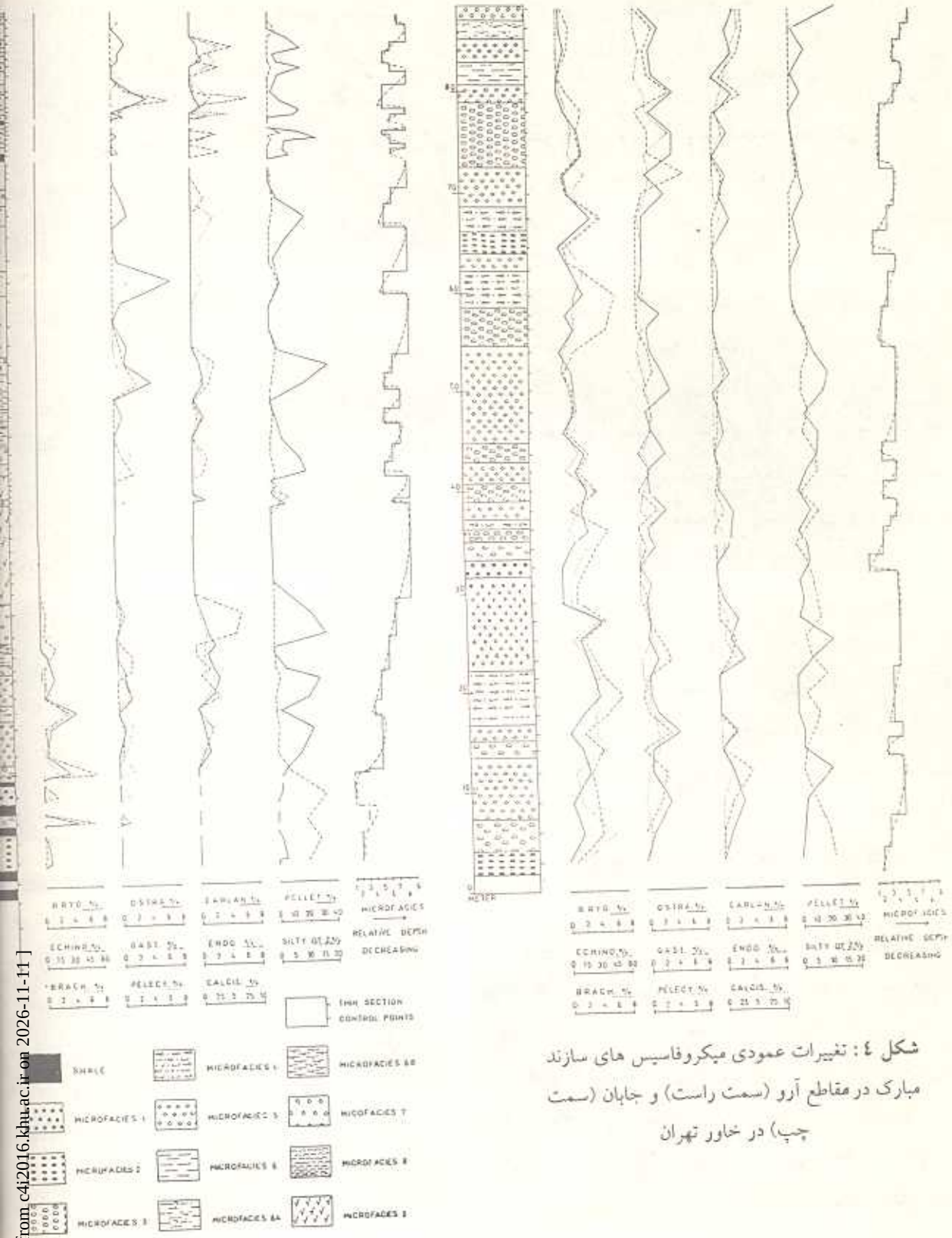
تغییرات عمودی فاسیس ها و سیکلهای رسوبی

پس از بررسی میکروفاسیس ها و گروه بندی آنها، توالی میکروفاسیس ها بصورت ستونهای میکروفاسیس برای دومقطع 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 پسروی ها و پیشروی ها نیز در منتهالیه دیاگرام فوق نشان داده شده است (شکل ۴). همانطوری که از منحنی تغییرات نسبی عمق برمی‌آید کل ضخامت سازند مبارک را می‌توان 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 ریتم های ملانکویچ (Milankovitch) است. در حالیکه سیکل بزرگ پس رونده (سکانس سازند مبارک) که نشانگر فرونشینی ناحیه ای، پیشروی تدریجی و سپس سقوط سریع سطح آب دریاست، احتمالا نتیجه فعالیت های تکتونیکی بوده است (Flint et al., 1992; Fischer & Bottjer, 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 ۳-۱) در توالی رسوبی تدریجا به یکدیگر تبدیل می‌شوند و شواهدی که بیانگر رسوبگذاری مجدد (Resedimentation) باشد در آنها دیده نشده است. کم شدن تدریجی اندازه دانه ها از میکروفاسیس ۳ به ۱ و زمینه میکریتی دلیل بر کاهش

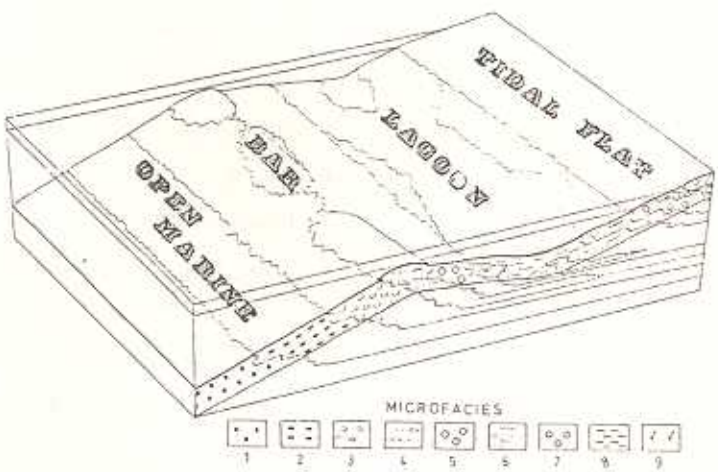
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-11]



شکل ٤: تغییرات عمودی میکروفاسیس های سازند مبارک در مقاطع آرو (سمت راست) و جابان (سمت چپ) در خاور تهران

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-11]

ی به سمت دریا می‌باشد. میکروفاسیس ۴ نشانگر
تی است که باعث تشکیل محیط آرام لاگونی در
ه است. در این زیرمحیط که می‌توان آن را بعنوان
کشندی کم ژرفا (Shallow Subtidal) نزدیک به
ظر گرفت میکروفاسیس ٦ نهشته شده است.
س ۵ نشاندهنده یک حالت حدواسط بین سد
و رسوبات لاگونی می‌باشد. گسترش مرجانها،
جلبکها و کلسی سفر در این میکروفاسیس محل تشکیل آنها
را در دریای کم ژرف با انرژی متوسط نزدیک دریای باز مشخص
می‌نماید. میکروفاسیس های ۷ و ۸ و ۹ به پهنه کشندی نسبت
داده شده اند. پل سپاریت های (Pelsparite) میکروفاسیس ۷
نشانگر انرژی نسبتاً زیاد محیط در بخش پایینی زیرمحیط بین
کشندی می‌باشد. میکروفاسیس استروماتولیتی ۸ را می‌توان به
قسمت بین کشندی بالایی و میکروفاسیس ۹ را به محیط کم
انرژی بالای کشندی نسبت داد (شکل ۵)



شکل (۵) - مدل رسوبی سازند مبارک

ی میکروفاسیس های کربناته ناحیه کم ژرفا و مخصوصاً
ی می‌توانند دلیل بر تکتونیک نسبتاً آرام محیط تشکیل
رک باشد. مشخصه چنین سواحلی، اختلاف ارتفاع کم
(Low tidal ran) تولید رسوب زیاد کربنات، لامینه های
یتی، رسوبات میکریتی پلت دار با فابریک فنسترال
;Tucker , 1985; Lasemi and Carozzi, 1981)
(Hardie and Shin) که تمام این مشخصات با خصوصیات
یس های ۹ و ۸ و ۷ مطابقت دارد. دریای تشکیل دهنده
ارک را می‌توان به یک پلاتفورم کربناته از نوع رمپ
Tucker , 1985 ; Tucker and Wright ,
(Ahr in Wilson,1975 ; Rea مشابه خلیج فارس امروزی

نسبت داد. مدل رسوبی مشابه ای برای سنگهای کربناته بالاترین بخش کربونیفر زیرین (می‌سی‌سی‌پین) 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 پلاتفرم کربناته نوع رمپ (Ramp) تشکیل شده اند. در این محیط دریایی، زیرمحیط دریائی باز بوسیله یک سد بیوکلاستی از زیرمحیط های محدودتر لاگونی و پهنه کشندی جدا می‌شده است. تغییرات عمودی رخساره های کربناته نشانگر سیکلهای

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-11]

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

سپاسگزاری

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.

منابع :

۱- مصدق، ح. ۱۳۷۱. میکروبیواستراتیگرافی و میکرو- فاسیس های سازند مبارک در مقطع مبارک آباد (شمال شرق تهران)، پایان نامه فوق لیسانس، دانشگاه تربیت معلم تهران.

۲- نبوی، م. ج. ۱۳۵۵. دیباچه 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 Gaettani M., 1964. Novoi datisul Devoniano della Catena dell 'Imamzadeh 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. Gel. Laboratories, Pub. No: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 - 108.

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 micofacies 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

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-11]

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. Bre B.P.J. Wiliams (eds.), Spec. Pub. Geol. Soc. No. 18.
22. Tucker, M.E. and Wright, V.P., 1990, ca sedimentology, Blackwell Scientific Pub. 482P
23. Wilson, J.L., 1975, carbonate facies in geologic 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 (Visean, Tournaisian) is mainly composed of platform carbonates. Detailed petrographic analysis of this formation in sections from the southern limb of the Einehvarzan - 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, echiniderms, oncoid, and pellet are the main

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-11]

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 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, supperimposed 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.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-11]