پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی
سال بیست و هشتم، شماره پیاپی۴۹، شماره چهارم، زمستان ۱۳۹۱
تاریخ وصول: ۱۳۹۰/۱۱/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۶/۲۰
صص ۹۴-۸۱

تأثیر نوسان‌های سطح آب دریا بر گسترش آمونیت‌ها در نهشته‌های ژوراسیک میانی- بالایی شمال غرب نیشابور (رشته کوه بینالود)

مژده فریدانی، *کارشناس ارشد دانشگاه پیام نور واحد بیرجند*
سید ناصر رئیس السادات، *دانشیار گروه زمین شناسی دانشگاه بیرجند* *
محمود رضا مجیدی فرد، *استادیار گروه زمین شناسی سازمان زمین شناسی ایران*
سید احمد بابازاده، *دانشیار گروه علوم پایه - زمین شناسی دانشگاه پیام نور صندوق پستی ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵ تهران*

چکیده

رشته کوه‌های بینالود در شمال شرق ایران با روندی شمال غربی – جنوب شرقی، در بین پلیت مستحکم توران و خرد قاره ایران مرکزی قرار دارد. برش قرونه در بخش غربی رشته کوه‌های بینالود (شمال غرب نیشابور) واقع شده است. در این پژوهش تغییرات سطح دریا و تأثیر آن بر فونای آمونیتی در نهشته های ژوراسیک میانی - بالایی شمال غرب نیشابور بررسی شده است. در این برش، نهشته های ژوراسیک میانی - پسین، با ستبرای ۵۹۰ متر، شامل تناوبی از مارن، سنگ آهک مارنی وماسه سنگ می‌باشند. از جمله آمونیت‌های شناسایی شده در این برش میتوان به جنس‌های زیر اشاره نمود:
Holcophylloceras, Ptychophylloceras, Sowerbyceras, Hecticoceras, Macrocephalites, Choffatia, Homoeoplanulites, Indosphinctes, Perisphinctes, Orthosphinctes, Subdiscosphinctes, Parawedekindia, Aspidoceras
نهشته های ژوراسیک میانی- بالایی شمال غرب نیشابور از دو سکانس رسوبی تشکیل شده اند. بالا آمدن نسبی سطح آب دریا در کالووین پیشین، موجب نهشته شدن مارنها و سنگ آهک‌های مارنی (سازند دلیچای)، به طور هم شیب بر روی لایه‌های شیل و ماسه سنگی گروه شمشک گشته است. این پیشروی با ظهور تعدادی از جنس‌ها و گونه‌های آمونیتی همراه است. پسروی دریا در انتهای بخش زیرین سبب انقراض تعدادی از جنس‌ها و گونه‌های فونای آمونیتی منطقه شده و با بالا آمدن مجدد آب دریا در بخش فوقانی، جنس‌ها و گونه های جدیدی وارد حوضه شده اند.

واژه های کلیدی: تغییرات سطح آب دریا، آمونیت، ژوراسیک، بینالود

* نویسنده مسؤول: ۰۹۱۵۳۱۴۴۷۳۰
Email: snraeisosadat@birjand.ac.ir

مقدمه

در زون بینالود رسوبات پالئوزوئیک و مجموعه‌های دگرگونی (منتسب به تریاس) توسط رسوبات ژوراسیک پوشیده می‌شود. رسوبات لیاس آن نیز مشابه رسوبات سازند شمشک البرز بوده که در آن گاهی میان لایه‌های ماسه سنگی حاوی فسیل‌های گیاهی وجود دارد (Taheri et al. 2009).

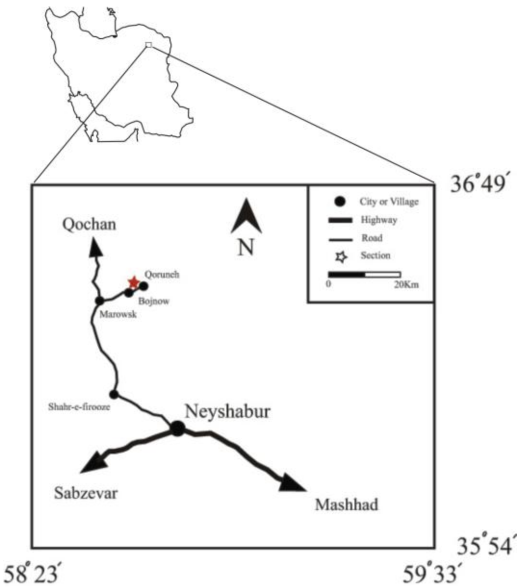
قدیمی‌ترین نهشته‌های موجود در منطقه مورد مطالعه شامل تناوبهائی از ماسه‌سنگ، شیل، آرژیلیت و رس‌های زغال‌دار به رنگ خاکستری تیره تا سیاه (سازند شمشک) است، سپس توالی مارنی، شیلی و سنگ آهک‌های مارنی خاکستری تا خاکستری تیره آمونیت‌دار قرار دارد که برش قرونه بر روی این توالی واقع شده است. بر روی این نهشته ها، سنگ آهک‌های دولومیتی ضخیم لایه نخودی تا کرمی رنگ قرار گرفته اند که در تمامی منطقه به صورت صخره‌ساز دیده می شوند. نهشته های کرتاسه بر روی این مجموعه و نهایتاً رسوبات سنوزوئیک بر روی آنها قرار گرفته‌اند. روند عمومی چین خوردگی ها در منطقه شمال غربی – جنوب شرقی است.

افشار حرب و همکاران (۱۳۶۵) نقشه زمین شناسی مشهد را با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ تهیه کردند که شامل قسمتی از زون بینالود می باشد. منطقه مورد مطالعه بخشی از این نقشه زمین‌شناسی است که در آن ردیف‌های مورد مطالعه در این تحقیق، معادل سازند دلیچای در البرز در نظر گرفته شده است.

پورلطیفی (۱۳۸۵) نقشه زمین شناسی اخلمد را با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، که بخش غربی زون ساختاری بینالود را پوشش می‌دهد و برش قرونه در آن واقع شده است، تهیه نمود.

مطالعاتی بر روی آمونیت‌های ژوراسیک شمال شرق ایران (مجیدی فرد ۲۰۰۶؛ رئیس السادات و همکاران ۲۰۰۶؛ معتمد الشریعتی و همکاران ۱۳۸۵)، بینالود و البرز (سید امامی ۲۰۰۶؛ عاشوری و همکاران ۱۳۸۷؛ سید امامی و شایرر ۲۰۱۰، ۲۰۱۱b، ۲۰۱۱a) و پالئوبیوژئوگرافی آنها (سید امامی و همکاران ۲۰۰۸)، همچنین بیوزوناسیون سازند چمن‌بید بر اساس آمونیت‌ها و ارتباط آمونیت‌های سازند چمن‌بید با تغییرات سطح آب دریا در حوزه کپه داغ توسط معتمدالشریعتی و همکاران (۱۳۸۵) و (فریدانی و همکاران ۱۳۸۹، ۱۳۸۸)، انجام شده است.

ردیف رسوبی ژوراسیک میانی و بالایی در برش قرونه با ۵۹۰ متر ستبرا ترکیبی از سنگ‌های آهکی، مارن و سنگ آهک‌های مارنی بوده که مهمترین ماکروفسیل‌های آنها، آمونیت‌ها هستند. این ردیف معادل سازند دلیچای در البرز است. به منظور بررسی تغییرات سطح دریا در توالی‌های ژوراسیک میانی تا بالایی بینالود و ارتباط آن با فون آمونیتی، یک برش چینه شناسی در ۵۵ کیلومتری شمال غرب نیشابور در حد فاصل روستای بجنو و قرونه با مختصات قاعده ″۳۳ ′۳۲ °۳۶ N و ″۲۸ ′۴۱ °۵۸ E انتخاب و مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۱). این مطالعه برای اولین بار در ژوراسیک ایران انجام می‌شود.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برش اندازه گیری شده

توصیف چینه شناسی برش قرونه

ضخامت اندازه گیری شده در برش قرونه ۵۹۰ متر است که بر اساس ویژگی‌های سنگ شناختی می‌توان آن‌را به سه بخش تقسیم کرد (شکل ۲). بخش زیرین (بخش ۱) با ضخامت ۳۰۵ متر شامل توالی از سنگ‌آهک مارنی خاکستری تیره با میان لایه‌های مارنی است که به طور همشیب بر روی لایه‌های شیل و ماسه‌سنگی سازند شمشک قرار دارد. این بخش در ابتدا شامل مارن‌های تیره رنگ است که به تدریج دارای میان لایه های آهکی می‌شود. تعداد و ضخامت میان لایه های آهکی افزایش یافته به طوری‌که نهایتاً در آن تناوب‌هایی از سنگ آهک‌های مارنی و مارن دیده می‌شود. آمونیت‌های شناسایی شده بخش زیرین شامل:

Phylloceras sp., *Calliphylloceras* sp., *Holcophylloceras* sp., *Holcophylloceras indicum*, *Ptychophylloceras* sp., *Ptychophylloceras euphyllem*, *Hecticoceras* sp., *Hecticoceras (Lunuloceras)* cf. *pseudopunctatum*, *Hecticoceras (Putealiceras)* cf. *schalchi*, *Hecticoceras (Putealiceras)* cf. *mathaynse*, *Hecticoceras (Rossiensiceras)* cf. *rossiense*, *Macrocephalites* sp., *Reineckeia* sp., *Reineckeia* cf. *(Reineckeia) anceps*, *Reineckeia (Tyrannites)* sp., *Choffatia (Choffatia)* sp., *Homoeoplanulites* sp., *Homoeoplanulites* cf. *(Homoeoplanulites) difficilis*, *Indosphinctes (Indosphinctes)* sp., *Indosphinctes (Indosphinctes)* cf. *choffati*, *Indosphinctes* cf. *(Elatmites)* sp., *Flabellisphinctes* sp., *Flabellisphinctes (Flabellia)* sp.

می باشند.

سن بخش زیرین بر اساس آمونیت‌های یافت شده کالووین پیشین تا میانی پیشنهاد می گردد.

بخش میانی (بخش ۲) با شروع ماسه سنگ‌های ضخیم لایه از بخش زیرین مشخص می‌شود. این بخش ضخامتی حدود ۱۱۳ متر دارد و شامل تناوب‌هایی از ماسه سنگ‌های ضخیم لایه و مارن با میان لایه های ماسه سنگی وسنگ آهک می‌باشد. جز یک افق در قسمت انتهایی که دارای تعداد زیادی آمونیت است، در مجموع فراوانی آمونیت‌ها در بخش میانی کم می‌باشد. آمونیت‌های شناسایی شده بخش میانی شامل:

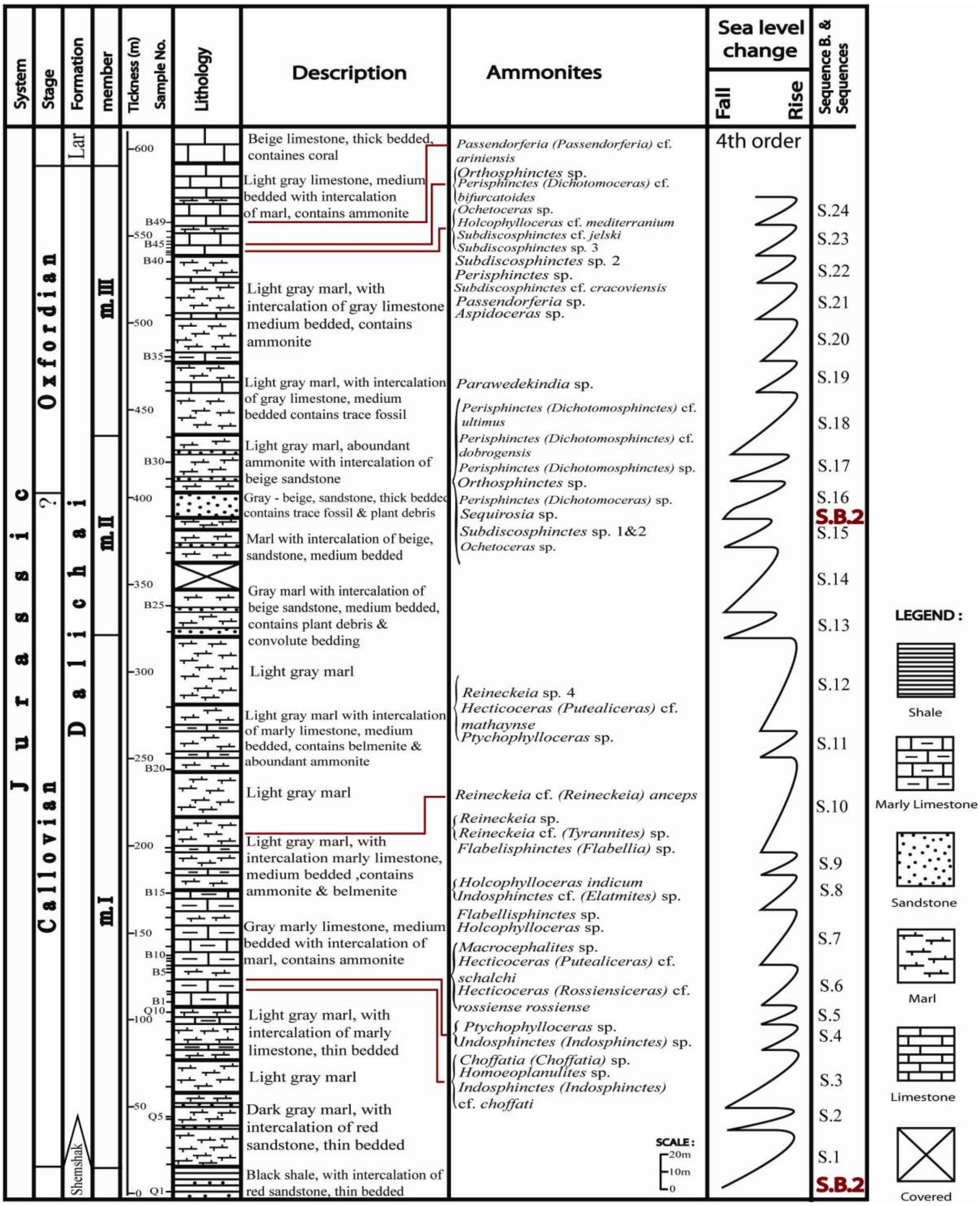
Phylloceras sp., *Ptychophylloceras* sp., *Sowerbyceras* sp., *Perisphinctes* sp., *Perisphinctes (Dichotomosphinctes)* sp., *Perisphinctes (Dichotomosphinctes)* cf. *dobrogensis*, *Perisphinctes (Dichotomosphinctes)* cf. *ultimus*, *Orthosphinctes* sp., *Perisphinctes (Dichotomoceras)* sp., *Subdiscosphinctes* sp.

می‌باشد. بر اساس آمونیت‌های یافت شده، برای این بخش سن کالووین پسین تا آکسفوردین پیشین پیشنهاد می گردد.

بخش فوقانی (بخش ۳) با ضخامتی حدود ۱۷۲ متر، شامل تناوبی از سنگ‌آهک مارنی و مارن می‌باشد. از این بخش آمونیت‌های زیر شناسایی شده اند:

Phylloceras sp., *Holcophylloceras* sp., *Ptychophylloceras* sp., *Sowerbyceras* sp., *Ochetoceras* sp., *Perisphinctes* sp., *Perisphinctes (Dichotomosphinctes)* sp., *Perisphinctes (Dichotomoceras)* sp., *Perisphinctes (Dichotomoceras)* cf. *bifurcatoides*, *Orthosphinctes* sp., *Passendorferia* sp., *Passendorferia (Passendorferia)* cf. *ariniensis*, *Subdiscosphinctes* sp. *Subdiscosphinctes* cf. *cracoviensis*, *Subdiscosphinctes* cf. *jelskii*, *Parawedekindia* sp., *Aspidoceras* sp.

سن بخش فوقانی بر اساس آمونیت‌های یافت شده آکسفوردین میانی تا پسین پیشنهاد می‌گردد (پلیت های ۱ و ۲). بخش فوقانی به طور همشیب توسط سنگ آهک‌های ضخیم لایه معادل سازند لار پوشیده شده است. با توجه به فونای آمونیتی یافت شده در برش مربوطه، سن کالووین پیشین تا اکسفوردین پسین برای آن پیشنهاد می گردد.



شکل ۲- ستون چینه شناسی برش قرونه که ارتباط تغییرات سطح تراز دریا و ظهور و تنوع آمونیت‌ها در آن نشان داده شده است.

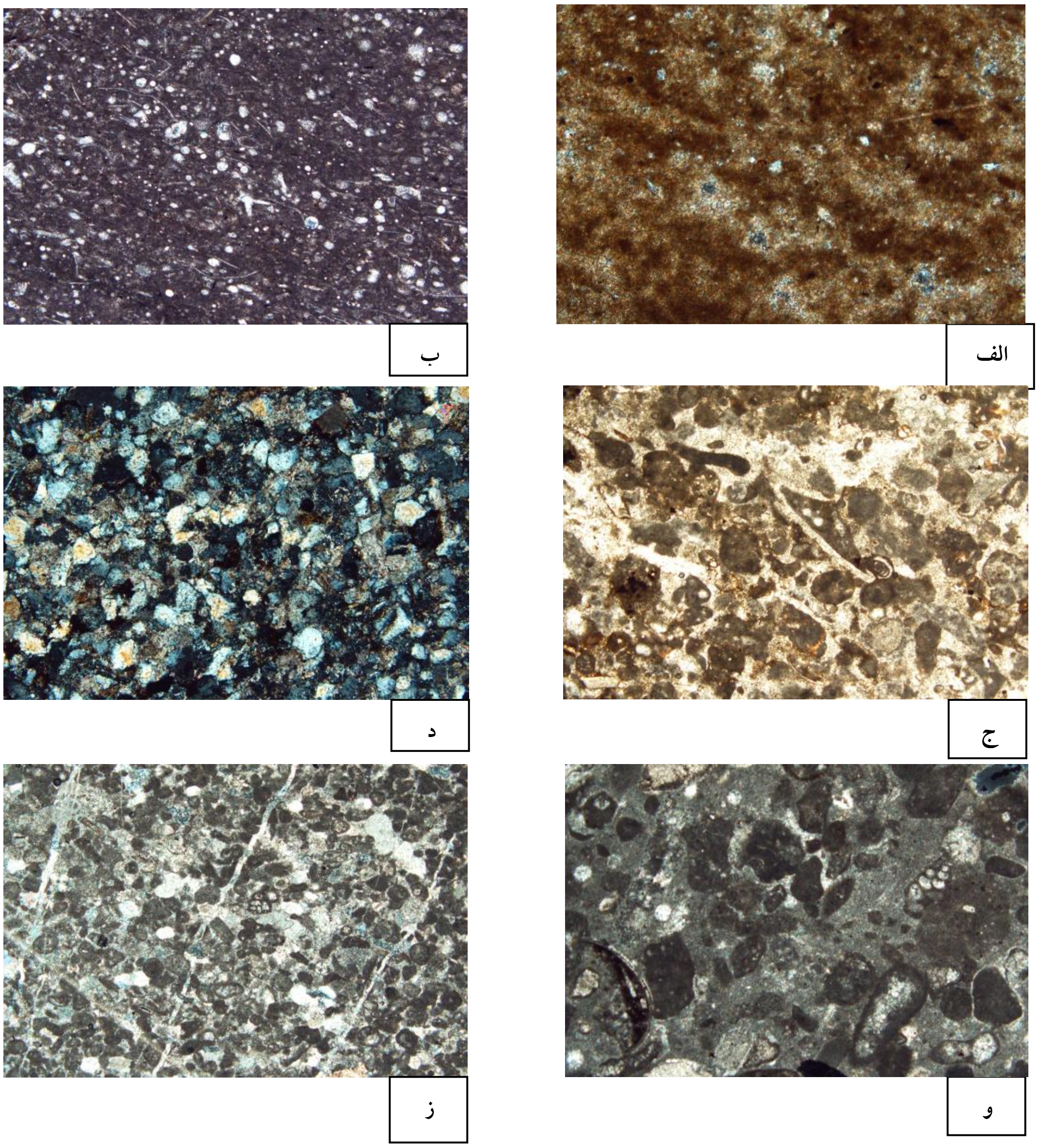
بیشتر نمونه های سنگی مورد مطالعه از نوع مارن و آهک مارنی بوده لذا امکان تهیه نقطع نازک وجود نداشته است. اما با این وجود از بخشی نمونه های آهکی مقطع نازک تهیه گردیده است. نتایج حاصل از بررسی‌های میکروسکوپی نیز نشان می‌دهد، اغلب نمونه‌های مورد مطالعه از گروه کربناته می‌باشند. عناصر

اسکلتی در مقاطع نازک مورد مطالعه شامل قطعات فسیل‌هایی همچون گاستروپود، اکینودرم، فرامینیفر، استراکود وسوزن اسفنج می‌باشند که این عناصر در داخل سیمان اسپاریتی تا میکریتی قرار گرفته اند. بدلیل اینکه تمرکز این مطالعه بر اساس آمونیت‌ها است، در شکل ۳ نمونه‌هایی از مقاطع نازک میکرسکوپی که می‌تواند در رابطه با ریز رخساره های تشخیص داده شده باشد، نشان داده شده و هدف از بررسی مطالعات میکروسکوپی، تایید مطالعات حاصل از بررسی آمونیت‌ها می باشد.

ارتباط بین آمونیت‌ها و تغییرات سطح دریا

آمونیت‌ها از جمله بی‌مهرگان دریایی هستند که نسبت به تغییرات سطح آب دریا واکنش نشان می دادند. Rawson (1993) معتقد است که پایین آمدن طولانی مدت سطح آب دریا با ایجاد سدهایی در برابر مهاجرت آمونیتها، سبب کاهش تنوع گردیده و افزایش سطح آب دریا سبب مهاجرت و ایجاد تنوع در فونا می‌شود. (Haq et al. (1988 و Hallam (1978, 1981, 1988) جزء محققینی هستند که تغییرات سطح آب دریا را در زمان ژوراسیک را بررسی نموده و منحنی آنرا ترسیم کرده اند. تاثیر تغییرات سطح آب دریا نیز بر فونای آمونیتی ژوراسیک مطالعه شده است (برای مثال O’Dogherty et al. 2000 و Sandoval and O’Dogherty, 2001). منحنی های مهاجرت فونای بتیک کوردیلرای جنوب اسپانیا (O’Dogherty et al. 2000) نشان می‌دهد که در کالووین پیشین تنوع مهمی در بعضی Hecticoceratinae، Perisphinctidae و Tulitidae و همچنین ظهور اولین Macrocephalitidae و Reineckeiidae دیده شده است. این مهاجرت که بدون شک نتیجه بالا رفتن سطح آب دریا بوده در منحنی های ائوستاتیک (Hallam (1988، Surlyk (1990, 2003) و Sahagian et al. (1996) نیز دیده شده است. همچنین پایین آمدن ائوستاتیک سبب انقراض Macrocephalitidae، Reineckeiidae و چندین گروه از Perisphinctidae شده است. این پایین آمدن ائوستاتیک و بالا رفتن متعاقب آن ، در منحنی تغییرات نسبی سطح آب دریای Halam (1988) نیز مشاهده می‌گردد. این رویداد بر یک وقفه زمانی (هیاتوس) در کالووین پسین – آکسفوردین پیشین دلالت می کند، اما چنین تغییرات ائوستاتیکی در منحنی Exxon به خوبی قابل تشخیص نیست (Haq et al. 1988).

O’Dogherty et al. (2000) به تنوع و فراوانی تاکسون‌های آمونیتی همزمان با بالا آمدن سطح آب دریا و کاسته شدن آن همزمان با پایین آمدن سطح آب دریا اشاره دارند. مهاجرت و تکامل آمونیت‌های ژوراسیک توسط Schlogl et al. (2009, 2005) و Page (2008) نیز مطالعه شده است. Batt (1989) با مطالعه بر روی مورفوتیپ‌های پوسته آمونیت‌های کرتاسه جنوب کانادا نشان داد که اجزای ساختمانی و مورفولوژیکی پوسته آمونیت‌ها، تفسیر عمق نسبی را آسان نموده و تا حدی حالت زندگی و موقعیت محیطی را مشخص می‌سازند و گستردگی بعضی مورفوتیپ‌های معین، می‌تواند نشان دهنده محدودیت‌های عمقی بوده و در مطالعات ژرفا سنجی دیرینه (Paleobathymetric) مفید باشند. مثلاً آمونیت‌هایی با صدف فشرده، صفحه ای و تزئینات درشت، ظاهراً محدود به محیط کم عمق (حدود ۵۰ متر) می‌باشند. وی همچنین بیان کرد فقدان آمونیت‌هایی که نزدیک کف بستر زندگی می‌کنند و حضور فرم‌های پلاژیک نشانه کمبود اکسیژن در بستر زیست در قسمت‌های عمیقتر آب دریا می‌باشد. Schlogl et al. (2005) معتقدند که در میان Phylloceratina جنسهای *Phylloceras* و *Calliphylloceras* در آب‌های عمیق و جنس *Holcophylloceras* نسبت به آنها در عمق کمتری زیست می‌کردند.



شکل ۳- رخساره‌های میکروسکوپی در برش قرونه، الف: Mudstone، نمونه شماره Q5، حاوی دانه های کوارتز در حد سیلت و ماسه ریز ، بزرگنمایی ۱۰۰، ب: Bioclastic Wackstone، نمونه شماره B18، حاوی اسپیکول اسفنج، خرده های اسکلتی و احتمالا رادیولاریا، بزرگنمایی ۱۰۰، ج: Peloid Bioclast Grainstone، نمونه شماره B25 ، حاوی بیوکلاست و پلوئید در سیمان آهکی، بزرگنمایی ۱۰۰، د: Sublitharenite، نمونه شماره B27، حاوی دانه های کوارتز، پلاژیوکلاز و مسکویت، بزرگنمایی ۱۰۰، و: Intra Bioclast Packstone، نمونه شماره B32، حاوی بیوکلاست (فرامینیفرا) و اینتراکلاست، بزرگنمایی ٤٠، ز: Peloid Bioclast Packstone، برش قرونه، نمونه شماره B41، حاوی بیوکلاست (فرامینیفرا) و پلوئید در زمینه میکریتی همراه با دولومیت، بزرگنمایی ٤٠

ارتباط بین آمونیت‌ها و تغییرات سطح آب دریا در برش مورد مطالعه

به منظور بررسی ارتباط آمونیت‌ها با تغییرات سطح آب دریا در برش قرونه به اولین ظهورها و انقراض‌های فونای آمونیتی با تغییرات سطح تراز دریا در این توالی توجه شده است. در این برش، با بالا آمدن نسبی سطح

آب دریا در کالووین پیشین، مارن‌های خاکستری تیره رنگ به طور همشیب بر روی لایه های شیل و ماسه سنگی سازند شمشک قرار گرفته‌اند. تداوم این پیشروی سبب نهشته شدن توالی ضخیمی از این مارنها و پسروی‌ها و پیشروی های مکرر سبب نهشته شدن تناوبی از مارن‌ها و سنگ آهک های مارنی شده است. افزایش تعداد و ضخامت سنگ آهک های مارنی در منطقه (با فرض ثابت بودن میزان سرعت رسوبگذاری و دیگر عوامل تاثیر گذار)، نشان دهنده این است که تغییرات نسبی سطح آب دریا در طول زمان بیشتر اتفاق افتاده است (امینی ۱۳۸۸). در این مطالعه تعداد ۲۴ سکانس بر اساس مشاهدات صحرایی و نمونه دستی شناسایی شده است. سکانسهای شناسایی شده از توالی‌های آهک، آهک مارنی و مارن تشکیل شده است. لایه‌های آهکی وآهک مارنی که دارای سختی و مقاومت بیشتری بوده به عنوان مرز پایینی سکانسها در نظر گرفته شده است که معمولاً نسبت به مارنها دارای ضخامت کمتری نیز می باشند. اولین نمونه های آمونیتی برداشت شده، از سنگ آهک‌های مارنی (شکل ۲ سکانس ۶؛ شکل ۴- الف) انتهای کالووین زیرین به دست آمده است. این نمونه ها شامل:

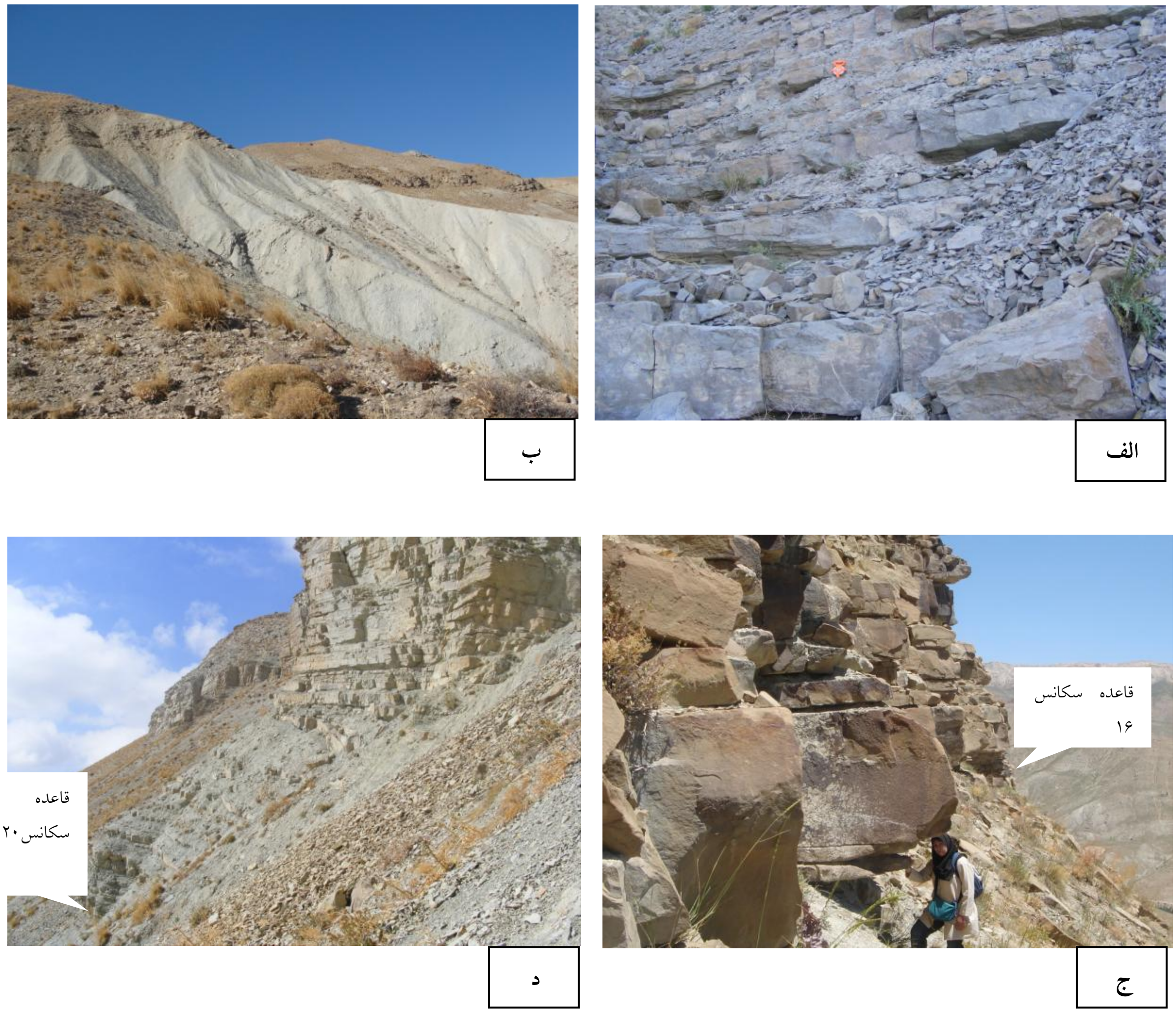
Ptychophylloceras sp., *Choffatia* (*Choffatia*) sp., *Homoeoplanulites* sp., *Indosphinctes* (*Indosphinctes*) cf. *choffati*

می‌باشند. بتدریج

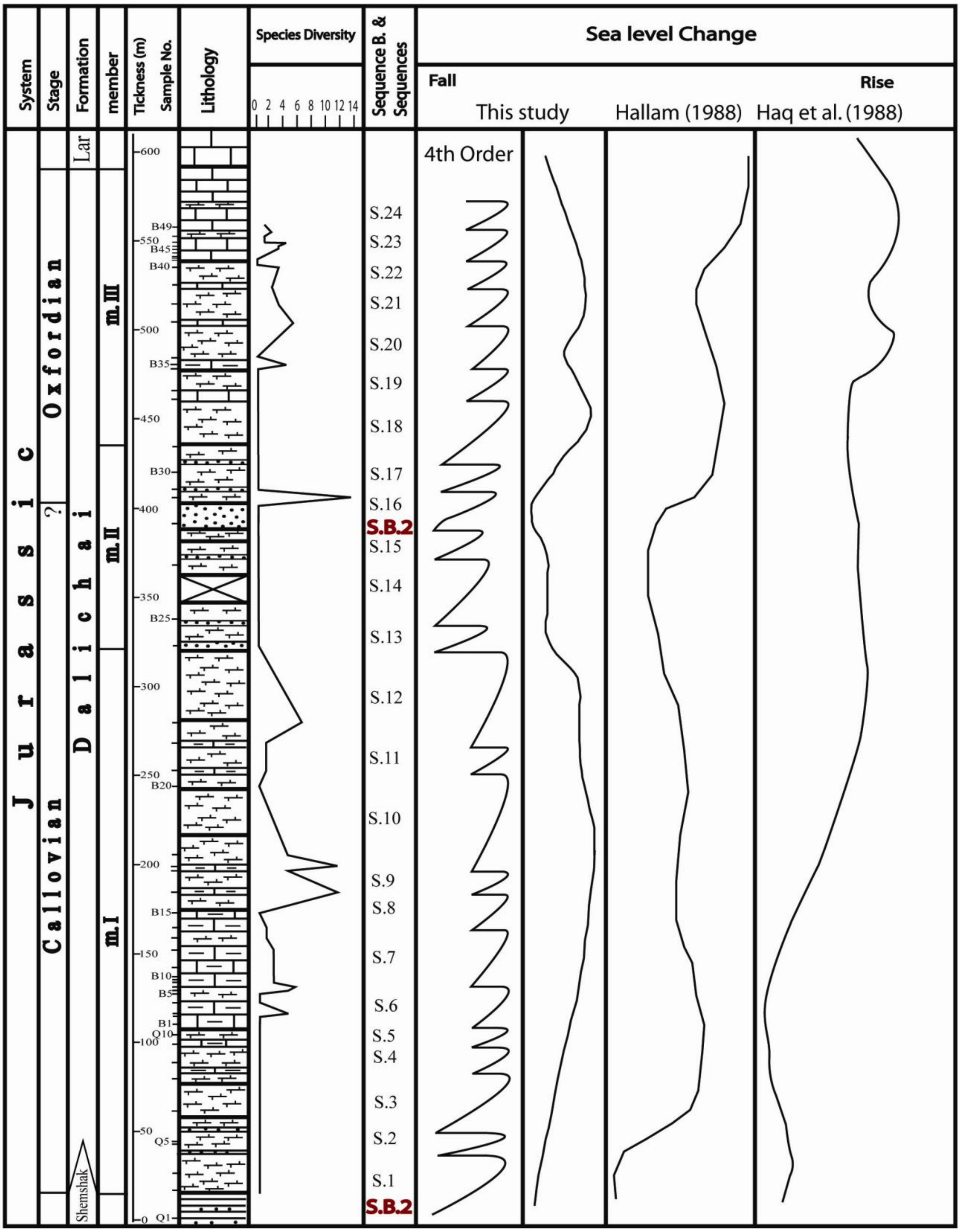
Holcophylloceras sp., *Hecticoceras* (*Putealiceras*) cf. *schalchi*, *Hecticoceras* (*Rossiensiceras*) cf *rossiense*, *Macrocephalites* sp., *Indosphinctes* cf. (*Elatmites*) sp., *Flabellisphinctes* sp.

نیز در حوضه ظاهر می‌شوند. تدریجا بر ضخامت مارن‌ها افزوده شده و از ضخامت و تعداد سنگ آهک‌های مارنی کاسته می‌شود. در این زمان جنس *Reineckeia* نیز وارد حوضه می‌شود. در سکانس های میانی (شکل ۲ سکانس‌های ۱۱ و ۱۲؛ شکل ۴- ب) از تنوع آمونیت‌ها کاسته شده و تنها گونه های جدیدی از جنس‌های *Hecticoceras* و *Reineckeia* دیده می‌شوند. در ادامه کاهش نسبی سطح آب دریا (پیشروی ها و پسروی های مکرر) با کاهش شدید تنوع و فراوانی فونای آمونیتی همراه است. در انتهای کالووین پایین آمدن طولانی مدت سطح آب دریا و کم عمق شدن حوضه، موجب تشکیل ضخامت زیادی از ماسه سنگ‌های ضخیم لایه و نخودی رنگ (شکل ۲ سکانس ۱۶؛ شکل ۴- ج) بر روی انتهای بخش زیرین شده که این مسأله سبب نا مناسب شدن شرایط زندگی برای آمونیت‌ها و از بین رفتن اکثر فونای آمونیتی کالووین می‌شود. بالا آمدن مجدد سطح آب دریا و پیشروی آن بر روی ماسه سنگ‌ها (شکل ۲ سکانس‌های ۱۷ به بعد؛ شکل ۴- د) در آکسفوردین، همراه با حضور جنس‌ها و گونه‌های جدید در حوضه می‌باشد. فونای آمونیتی در این زمان نسبتاً متفاوت شده است و این می‌تواند نشانه تغییراتی در شرایط محیطی باشد. آمونیت‌های یافت شده شامل گونه‌های جدید *Ptychophylloceras* sp.2 و همچنین *Sowerbyceras* sp., وجنس‌ها و گونه‌هایی از خانواده Perisphinctidae و Aspidoceratidae می‌باشند. در انتها با وجود حضور جنس‌های *Parawedekindia*، *Aspidoceras* و *Passendorferia* از فراوانی و تنوع آمونیت‌ها کاسته شده است (شکل ۵). با توجه به این موضوع که گستردگی بعضی مورفوتیپ های معین، میتواند نشان دهنده محدودیت‌های عمقی باشد، به عنوان مثال، آمونیت‌هایی با پوسته اسفروکونیک (Sphaeroconic) با سطح صاف یا تزئیناتی به طور عمده شامل ریب‌ها، احتمالاً تا حدی نکتوبنتیک های متحرک بوده و آمونیت‌هایی با پوسته سرپنتیکن (Serpenticone) ظاهراً شناگرهای پلاژیک (Pelagic nectons) می‌باشند (Batt 1989)، شاید بتوان گفت حضور فرم‌های کروی و اینولوت Phylloceratidae (به

عنوان مثال *Ptychophylloceras* sp.1) در قسمت‌های پایینی برش (در سنگ آهک‌های مارنی) بیانگر این است که عمق حوضه زیاد بوده است. در مارن‌ها و آهک‌های مارنی خاکستری روشن میانه بخش زیرین فقط شاهد حضور فرم‌های اولوت Reineckeiidae و بلمنیت‌ها هستیم. در بخش سوم، هر چند Phylloceratidae مجدداً حضور دارند، ولی وجود فرم‌های فشرده‌تر آنها (*Sowerbyceras* sp., *Ptychophylloceras* sp.2) و فرم‌های اولوت Perisphinctidae و Aspidoceratidae زندگی در عمق کمتری را نشان می‌دهد.



شکل ٤- تصاویری از برش قرونه الف: لایه های سنگ آهک مارنی با میان لایه های مارن ابتدای بخش اول سازند دلیچای در برش قرونه که معادل سکانس شماره ٦ (شکل ۲) در نظر گرفته شده است (دید به سمت شمال)، ب: نمایی از مارن‌های با میان لایه‌های سنگ آهک مارنی انتهای بخش اول سازند دلیچای در برش قرونه که معادل سکانس‌های شماره ۱۱ و ۱۲ (شکل ۲) در نظر گرفته شده است (دید به سمت شمال شرق)، ج: ماسه سنگ های ضخیم لایه و صخره ساز انتهای بخش دوم سازند دلیچای در برش قرونه که مرز سکانس دوم (قسمت فوقانی برش) و قاعده سکانس ۱٦ در نظر گرفته شده است (دید به سمت شمال شرق)، د: سنگ آهک‌های متوسط لایه با میان لایه های مارنی قسمت بالایی بخش سوم سازند دلیچای در برش قرونه که معادل قاعده سکانس شماره ۲۰ (شکل ۲) در نظر گرفته شده است (دید به سمت شمال غرب).



شکل ۵- منحنی تنوع گونه های آمونیتی و تغییرات سطح آب دریا در برش قرونه و مقایسه آن با نمودارهای جهانی تغییرات سطح آب دریا

نتیجه گیری

در برش قرونه، دو سکانس تشخیص داده شده است. بخش زیرین، از یک سکانس رسوبی تشکیل شده که به دلیل اینکه مرزهای بالایی و پایینی آن، مرز نوع دوم می‌باشند (امینی ۱۳۸۸؛ Wagoner et al. 1988)، یک سکانس رسوبی از نوع دوم می باشد. بخش فوقانی این برش نیز قسمتی از یک سکانس رسوبی است که مرز زیرین آن (مرز نوع دوم) بر ماسه سنگ‌های بخش میانی منطبق است. با توجه به مطالعات دقیق‌تری که صورت گرفته است، در بعضی سکانس‌ها، آمونیت‌ها در مرز پایین ترین سطح آب دریا (LST) و آغاز بالا آمدن سطح آب دریا (TST) مشاهده می‌شوند. اما در بیشتر سکانس‌ها ظهور آمونیت‌ها در آغاز بالا آمدن سطح آب دریا (TST) اتفاق می‌افتد. در مجموع در این ناحیه با وجود تغییرات کوتاه مدت تر (سکانس‌های درجه ۴)، پس از یک عمیق شدگی نسبی که با ظهور تعدادی از جنس‌ها و گونه های آمونیتی در منطقه همراه است، حوضه کم عمق شده به طوری‌که موجب نهشته شدن ماسه سنگ های بخش دوم میشود. این واقعه پسروی در مرز بین اشکوب های کالووین و آکسفوردین، همزمان با کاسته شدن تنوع فونای آمونیتی منطقه است. پس از آن، بالا آمدن دوباره سطح آب دریا سبب مهاجرت مجدد فونای آمونیتی به داخل حوضه شده و همچنین رسوبگذاری مارن‌ها و سنگ آهک‌های مارنی می‌شود. نهایتاً وجود سنگ آهک‌های ضخیم لایه سازند لار بر روی این مارن‌ها، نشان دهنده پایین آمدن مجدد سطح نسبی آب در منطقه است. با توجه به تعیین سن انجام شده بر اساس آمونیت‌ها، توالی مورد مطالعه در یک بازه ده میلیون ساله برجای گذاشته شده که می‌توان اظهار داشت با فرض سرعت ثابت رسوبگذاری، هر سکانس در یک بازه سنی حدود ۴۰۰ هزار ساله بر جای گذاشته شده‌است.

از مقایسه اطلاعات بدست آمده از منطقه مورد مطالعه با منحنی های مهاجرت فونای جنوب اسپانیا (O’Dogherty et al. 2000) و منحنی های تغییرات جهانی سطح آب دریای ژوراسیک Halam (1988) و Haq et al. (1988)، می توان نتیجه گرفت که بالا آمدن سطح آب دریا در منطقه مورد مطالعه در کالووین پیشین و همچنین پایین آمدن نسبی سطح آب دریا در کالووین پسین – آکسفوردین پیشین در منحنی های تغییرات ائوستاتیک زمان ژوراسیک Halam (1988) و Haq et al. (1988) نیز دیده می‌شود. همچنین بالا آمدن سطح نسبی آب دریا در منطقه مورد مطالعه، مانند آنچه که در منحنی مهاجرت فونای آمونیتی ژوراسیک جنوب اسپانیا (O’Dogherty et al. 2000) دیده می‌شود، با پیدایش گروهی از Perisphinctidae و همچنین ظهور اولین Macrocephalitidae و Reineckeiidae همراه است. به دنبال آن پایین آمدن سطح نسبی آب دریا ، سبب انقراض Macrocephalitidae، Reineckeiidae و چندین گروه از Perisphinctidae شده است. وجود ماسه سنگ های ضخیم لایه همراه با آثار خرده های گیاهی در کالووین پسین – آکسفوردین پیشین نیز بر وقفه موجود در منحنی Hallam (1988) منطبق است. همچنین بالا آمدن مجدد سطح آب دریا با گسترش گروه دیگری از Perisphinctidae و نیز Aspidoceratidae همراه است. شباهت‌های منحنی تغییرات به دست آمده از منطقه با منحنی‌های جهانی تغییرات سطح آب دریا، می‌تواند مبین تغییرات جهانی و تفاوت‌ها نشان‌دهنده تغییرات محلی حوضه می‌باشند (شکل ۵).

تشکر و قدردانی

از آقای دکتر سید امامی و دو داور محترم دیگر (ناشناخته) به خاطر ارائه نظرات مفید در بهبود مقاله

تشکر می‌نماییم. از دانشگاه پیام نور بیرجند به منظور تأمین بخشی از هزینه‌های این مقاله و همچنین از آقایان مهندس مؤمنی، مهندس جمال و خانم مهندس شعبانی به خاطر کمک در نمونه برداری صحرایی متشکریم.

منابع

افشار حرب، ع.، ع.، آقانباتی، ب.، مجیدی، ن.، علوی تهرانی، م.، شهرابی، م. داوود زاده، و الف.، نوائی ۱۳۶۵، نقشه زمین شناسی مشهد، مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.

امینی، ع.ح.، ۱۳۸۸، مبانی چینه نگاری سکانسی، انتشارات دانشگاه تهران، ۳۲۴ ص.

پور لطیفی، ع.، ۱۳۸۵، نقشه زمین شناسی اخلمد، مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.

عاشوری، ع.، م. ر.، مجیدی فرد، م.، وحیدی نیا، الف.، رئوفیان، ۱۳۸۷، چینه شناسی زیستی و چینه شناسی سنگی ردیف رسوبی ژوراسیک پسین در دهنه حیدری – بجنو (شمال غرب نیشابور) با توجه به فونای آمونیتی، مجله علوم دانشگاه تهران، ۳۴، ۲، ۲۵–۴۰.

فریدانی، م.، س.ن.، رئیس السادات، س.الف. بابازاده، و م.ر.، مجیدی فرد، ۱۳۸۹، بیوزوناسیون سازند چمن بید بر اساس فونای آمونیتی در شرق حوضه کپه داغ (برش میامی)، چهارمین همایش ملی زمین شناسی دانشگاه پیام نور.

فریدانی، م.، م.ر.، مجیدی فرد، س.ن. رئیس السادات، و س.الف.، بابازاده، ۱۳۸۸، بررسی تغییرات سطح آب دریا در سازند چمن بید با استفاده از آمونیتها در شرق حوضه کپه داغ، بیست و هفتمین گردهمایی علوم زمین سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور و سیزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.

معتمد الشریعتی، م.، ک.، سید امامی، ع.الف.، آریایی، ۱۳۸۵، چینه شناسی و فون آمونیتی سازند چمن بید در شرق حوضه رسوبی کپه داغ، مجله علوم دانشگاه تهران، ۳۲، ۲، ۳۵ – ۲۷.

Batt, R. J., 1989, Ammonite shell morphotype distributions in the Western Interior Greenhorn Sea and some paleoecological implications: Palaios, **v.** 4, p. 32-42.

Hallam, A., 1978, Eustatic cycles in the Jurassic: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **v.** 23, p. 1-32.

Hallam, A., 1981, A revised sea-level curve for the early Jurassic: Geological Society (London), **v.** 138, p. 735-743.

Hallam, A., 1988, A re-evaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon curve. In: Wilgus, C.K. et al. (Eds) Sea- level Changes: an integrated approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, Special Publications, **v.** 42, p. 261- 273

Haq, B. U., J.Hardenbol and P. R., Vail, 1988, Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea- level change. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G., Posamentier, H. W., Ross, C. A. and Van Wagoner, J. C. (Eds.) sea level changes: An integrated approach: SEMP, Spec. Publication, **v.** 42, Tulsa, p. 71-108.

Majidifard, M. R., 2006, Biostratigraphy of the Middle and Upper Jurassic of northeastern Iran, 7th International Congress on the Jurassic System: Integrated stratigraphy, **v.** 4, s. 4, p. 182-183.

O'Dogherty, L., Sandoval, J. and Vera, J. A., 2000, Ammonite faunal turnover tracing sea-level changes during the Jurassic (Betic Cordillera, southern Spain) : Journal of the Geological Society, **v.** 157, p. 723-736

Page, K.N., 2008, The evolution and geography of Jurassic ammonoids: Proceedings of the Geologist's Association, **v.** 119, p. 35-57.

Raisossadat, S.N., Seyed- Emami, K. and Majidifard, M.R., 2006, Ammonite palaeobiogeography of the Jurassic deposits in Koppeh Dagh Basin, NE Iran, 7th International Congress on the Jurassic System: Palaeoecology, Palaeobiogeography, **v.** 3, s. 3, p. 128-129 pp.

from the Binalud Mountains (Mashhad region, NE Iran): Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, DOI: 10.1127/0077-7749/2011/0181, Stuttgart.

Seyed Emami, K., 2006, Biostratigraphy (ammonites) of the Shemshak Formation (Norian – Lower Bajocian) in eastern Alborz (North Iran): 7th International Congress on the Jurassic System, Integrated stratigraphy, **v.** 4, s. 4: p. 214-215.

Seyed Emami, K., Fursich, F.T., Wilmsen, M., Majidifard, M.R., and Shekarifard, A., 2008, Lower and Middle Jurassic ammonoids of the Shemshak Group in Alborz, Iran and their palaeobiogeographical and biostratigraphical importance: Acta Palaeontologica Polonica, **v.** 53 (2), p. 237-260.

Surlyk, F., 1990, A Jurassic sea- level curve for East Greenland: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **v.** 78, p. 71-85.

Surlyk, F., 2003, The Jurassic of East Greenland: a sedimentary record of thermal subsidence, onset and culmination of rifting: Geological Survay of Denmark and Greenland Bulletin, **v.** 1, p. 659, 722.

Taheri, J. Fursich, F.T. and Wilmsen, M. 2009. Stratigraphy, depositional environments and geodynamic significance of the Upper Bajocian–Bathonian Kashafrud Formation, NE Iran. In: Brunet, M.F., Wilmsen, M. and Granath, J. W. (Eds), South Caspian to Central Iran Basins: Geological Society, London, Special Publications, 312, 204-217.

Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S. and Hardenbol, J., 1988, An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, Sea – Level Change – An Integrated Approach: SEPM Special Publication, **v.** 42, p. 39-45.

Rawson, P.F., 1993, The influence of sea-level changes on the migration and evolution of Early Cretaceous (pre-Aptian) ammonites. In: The Ammonoidea: Environment, ecology and evolutionary change (Ed. House M. R.): Systematics Association, **v.** 47, p. 224-242, Clarendon Press, Oxford.

Sahagian, D., Pinous, O., Olferiev, A. & Zakharov, V., 1996, Eustatic curve for the Middle Jurassic-Cretaceous based on Russian Platform and Siberian stratigraphy: Zonal resolution: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **v.** 80 p. 1433-1485.

Sandoval, J. and O'Dogherty, L., 2001, Evolutionary Rates of Jurassic Ammonites in Relation to Sea-level Fluctuations: Palaios,**v.** 16, p. 311-335.

Schlogl, J., Mangold, C., Tomasovych, A., and Golej, M., 2009, Early and Middle Callovian ammonites from the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians) in hiatal successions: unique biostratigraphic evidence from sediment-filled fissure deposits: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **v.** 252, p. 55–79, Stuttgart.

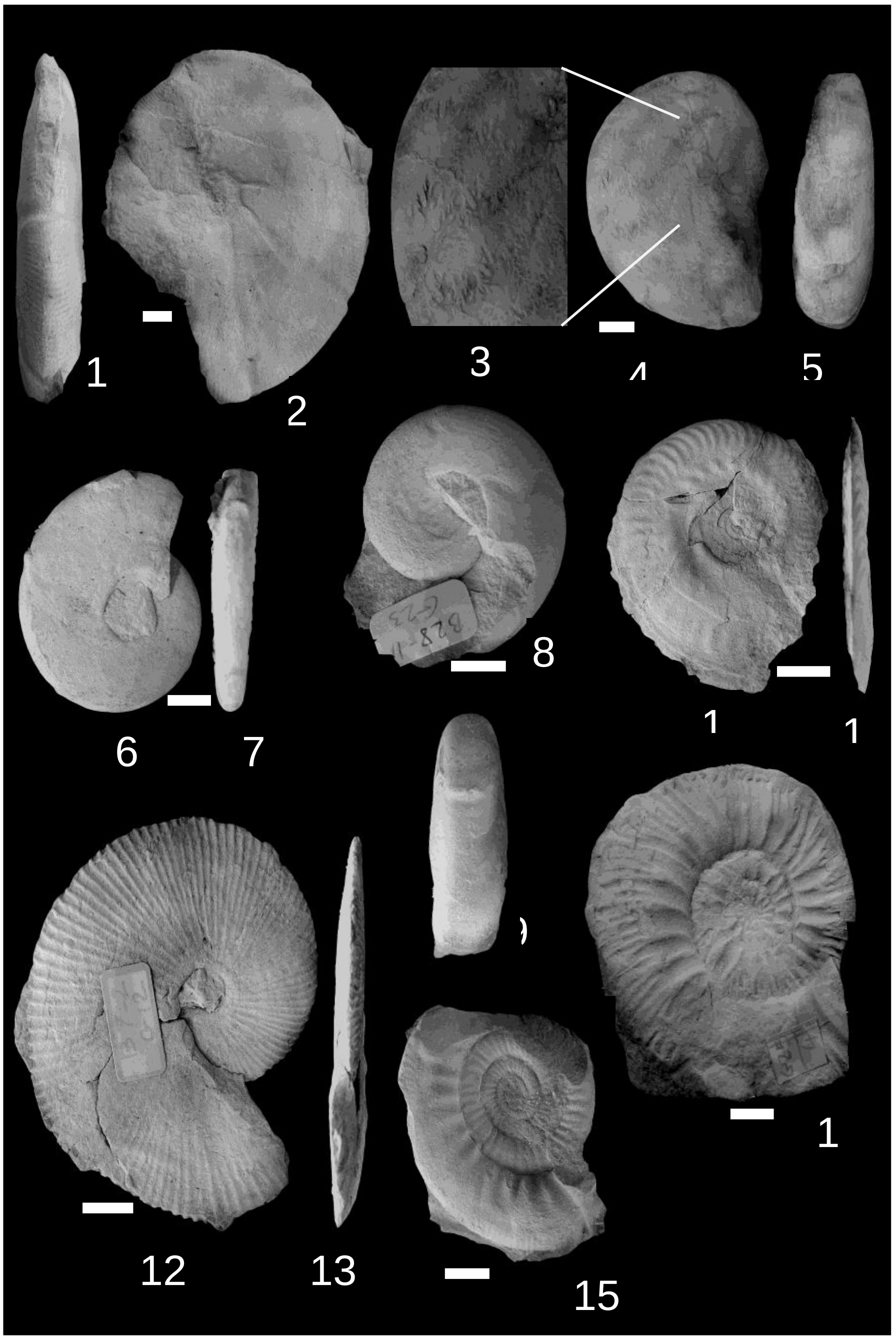
Schlogl, J., Rakus, M., Mangold, C. and Elmi, S., 2005, Bajocian – Bathonian ammonite fauna of the Czorsztyn Unit, Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia); its biostratigraphical and palaeobiogeographical significance: Acta Geologica Polonica, **v.**55 (4), p. 339-359, Warszawa.

Seyed Emami, K. and Schairer, G., 2010, Late Jurassic (Oxfordian, *Bimammatum* Zone) am - monites from the eastern Alborz Mountains, Iran: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, DOI: 10.1127/0077-7749/2010/0071, Stuttgart.

Seyed Emami, K. and Schairer, G., 2011a, Late Jurassic (Oxfordian, *Bifurcatus* and *Bimammatum* zones) ammonites from the eastern Alborz Mountains, Iran; second part: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, DOI: 10.1127/0077-7749/2011/0123, Stuttgart.

Seyed Emami, K. and Schairer, G.,2011b, New Middle and Upper Jurassic ammonites

PLATE

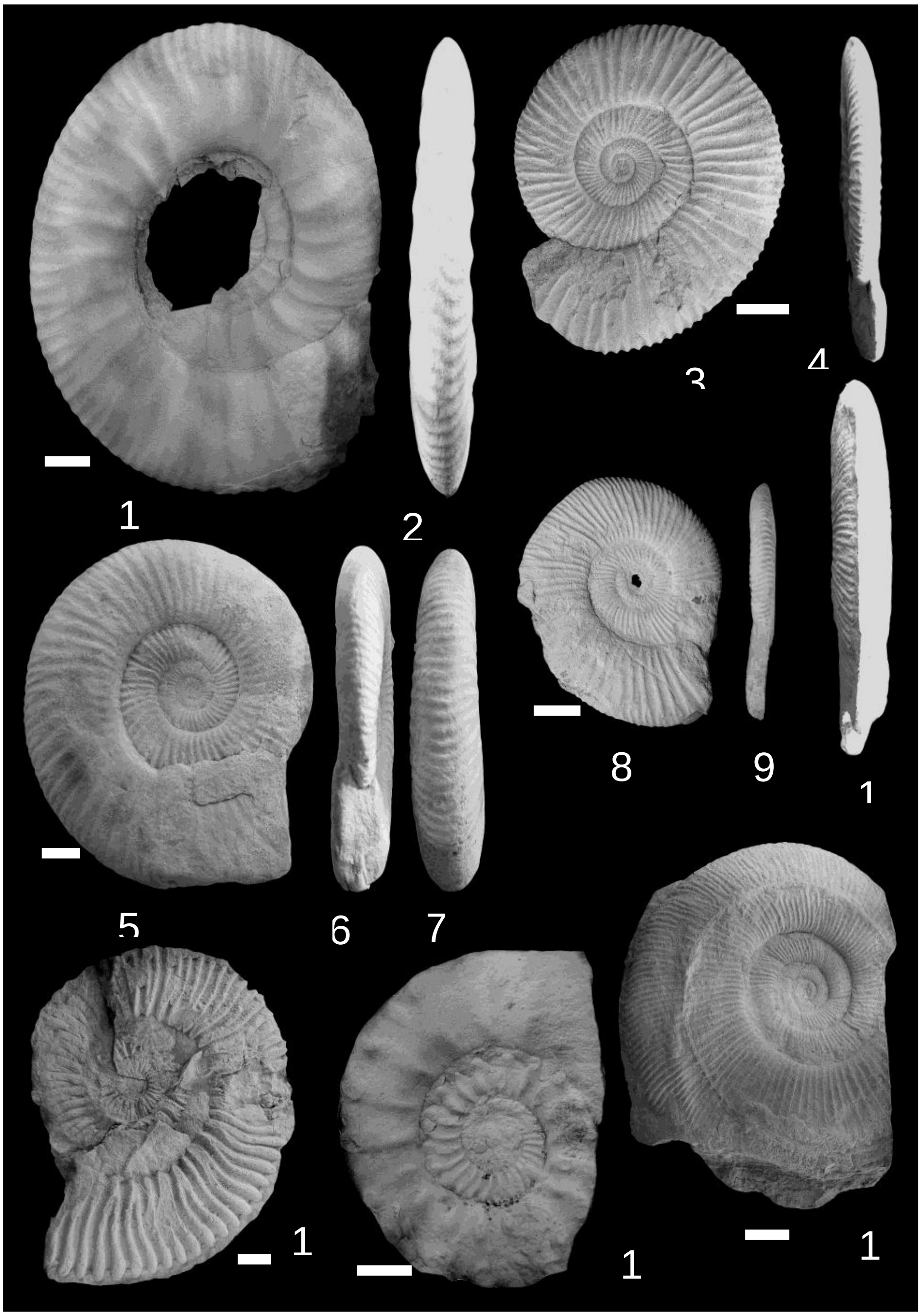


Explanation of Plate 1

1, 2- *Holcophylloceras* sp., Middle Oxfordian, Sample (B44-1- G24)
3, 4, 5- *Ptychophylloceras* sp.1, Early Callovian , Sample (B9-5-G5)
6, 7- *Ptychophylloceras* sp. 3, Late Oxfordian, Sample (B46-1-G23)
8, 9 - *Sowerbyceras* sp., Early Oxfordian, Sample (B28-11-G23)
10, 11- *Hecticoceras (Lunuloceras)* cf. *pseudopunctatum* (LAHUSEN), Middle Callovian, Sample (B17-1-G9)
12, 13- *Macrocephalites* sp., Early Callovian, Sample (B7-2-G12)
14- *Reineckeia* cf. *(Tyrannites)* sp., Middle Callovian, Sample (B18-13-G26)
15- *Flabelisphinctes (Flabellia)* sp., Middle Callovian, Sample (B18.2-3-G3)

Scale bars: 10 mm

PLATE



Explanation of Plate 2

1, 2- *Choffatia* sp., Late Callovian, Sample (B23-2-G3)
3, 4- *Perisphinctes (Dichotomceras)* sp., Middle Oxfordian, Sample (B28-2-G26)
5, 6, 7- *Perisphinctes (Dichotomceras)* cf. *bifurcatoides*, ENAY, 1866, Late Oxfordian, Sample (B45-3-G25)
8, 9- *Perisphinctes (Dichotomosphinctes)* cf. *ultimus*, ENAY, Middle Oxfordian, Sample (B28.1-1-G25)
10, 11- *Subdiscosphinctes* sp. 3, Oxfordian, Sample (B43-2-G21)
12- *Parawedekindia* sp., Early Oxfordian, Sample (B35-2-G28)
13- *Aspidoceras* sp., Middle Oxfordian, Sample (B37-2-G15)

Scale bars: 10 mm