

نانوستراتیگرافی رسوبات کرتاسه بالائی در دامنه شمالی البرز مرکزی

آذین آهی فر^۱، انوشیروان کنی^۲، معصومه نوری^۳

۱- کارشناس ارشد چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی، تهران

۲- عضو هیئت علمی دانشگاه شهید بهشتی تهران

چکیده

با توجه به گستردگی نهشته‌های کرتاسه بالائی در ناحیه البرز، تعیین موقعیت دقیق مرز اشکوب‌های این توالی‌ها در نواحی مختلف حوضه از ویژگی خاصی برخوردار است. بررسی نانوفسیل‌های آهکی موجود در رسوبات این توالی می‌تواند موقعیت مرز اشکوب‌ها و زیراشکوب‌های کرتاسه بالائی را در این ناحیه تعیین نماید. بدین منظور، دو برش (علمده-گلندرود و پل زغال) انتخاب و نمونه‌برداری سیستماتیک در آنها انجام پذیرفت. نمونه‌ها به روش ته‌نشست ثقلی (Gravity settling) که اساس آن قانون استوک است، آماده‌سازی و مقاطع نازک تهیه شدند.

مطالعات نانوفسیلی در رسوبات کرتاسه بالائی دامنه شمالی البرز مؤید سن کنیاسین پسین-انتهای ماستریشتین پسین در غرب و ابتدای کامپانین پیشین-ابتدای پالئوسن در شرق حوضه می‌باشد. به علاوه، حوضه رسوبی تشکیل دهنده این رسوبات در زمان‌های مذکور در عرض‌های پائین دیرین جغرافیایی قرار داشته و رسوبگذاری در شرایط حاشیه‌ای و عمق کم انجام شده است. از بررسی رسوبات کرتاسه بالایی در برش پل زغال و نتایج حاصل از مطالعه در ناحیه علمده-گلندرود چنین استنباط می‌شود که رسوبگذاری دریای کرتاسه پسین در دامنه شمالی البرز مرکزی در غرب زودتر از شرق آغاز شده و خاتمه رسوبگذاری نیز در شرق دیرتر صورت گرفته است.

واژگان کلیدی: کرتاسه بالائی، برش پل زغال، برش علمده-گلندرود، نانوفسیل‌های آهکی، جغرافیای دیرین.

مقدمه

نانوفسیل‌های آهکی ابتدا در اواخر تریاس به فراوانی ظاهر شدند، اما بیشترین تنوع آنها مربوط به عرض‌های جغرافیایی پائین بود. در مرز تریاس-ژوراسیک همه گونه‌های کوکولیتی بجز یک گونه منقرض شدند. لیکن در اوایل ژوراسیک به سرعت

کوکولیتوفرها جلبک‌های دریایی تک سلولی هستند و مستقیماً به شرایط آب‌های سطحی در اقیانوس‌های جهان وابسته‌اند، آنها یکی از اصلی‌ترین تولیدکنندگان اولیه اقیانوس باز و یکی از اجزا عمده در رسوبات پلاژیک هستند [12].

پیدایش حاصل کردند و کلنی‌هایی را در محیط‌های دریایی تشکیل دادند.

بیشتر خانواده‌های کوکولیتی در اوایل دوره ژوراسیک منشعب شدند، تنوع این گروه، از ژوراسیک تا کرتاسه افزایش یافت و در کرتاسه به اوج خود رسید. در مرز کرتاسه-ترشیری ۹۰ درصد گونه‌ها منقرض شدند، ولی دوباره در پالئوسن به فراوانی رسیده و متنوع گشتند، نقطه دوم اوج کوکولیت‌ها به ائوسن میانی می‌رسد که قابل مقایسه با کرتاسه‌زیرین است. انواع مختلف کوکولیت‌های پالئوسن رشد و تنوع سریعتری را نسبت به سایر دوره‌ها نشان دادند و در نتیجه در این دوره زمانی خانواده‌های کوکولیتی بی‌شمار و نانولیت‌های جدیدی بوجود آمدند. تنوع آنها در میوسن افزایش پیدا کرد ولی نهایتاً در دوره پلیستوسن تنوع و فراوانی این فسیل‌ها کاهش یافت [7].

شواهد چینه‌شناسی حاکی از آن است که مناطق مختلف ایران در زمان کرتاسه در عرض‌های پائین جغرافیایی قرار داشته و به همین سبب آمادگی لازم برای داشتن انواع گونه‌های منطقه‌ای و جهانی بسیاری از گروه‌های فسیلی از جمله نانوفسیل‌ها را دارا می‌باشد. با توجه به گستردگی نهشته‌های کرتاسه‌بالائی در ناحیه البرز، تعیین موقعیت دقیق مرز اشکوب‌های این توالی‌ها در نواحی مختلف حوضه از ویژگی خاصی برخوردار است. رسوبات کرتاسه در منطقه البرز با رخساره‌های متفاوتی ظاهر شده و حرکات تکتونیکی متعدد سبب تشکیل رسوبات ناهمگون در یک زمان واحد در مکان‌های نزدیک گردیده است. بررسی نانوفسیل‌های آهکی موجود در رسوبات این توالی می‌تواند موقعیت مرز اشکوب‌ها و

زیراشکوب‌های کرتاسه‌بالائی را در این ناحیه تعیین نماید.

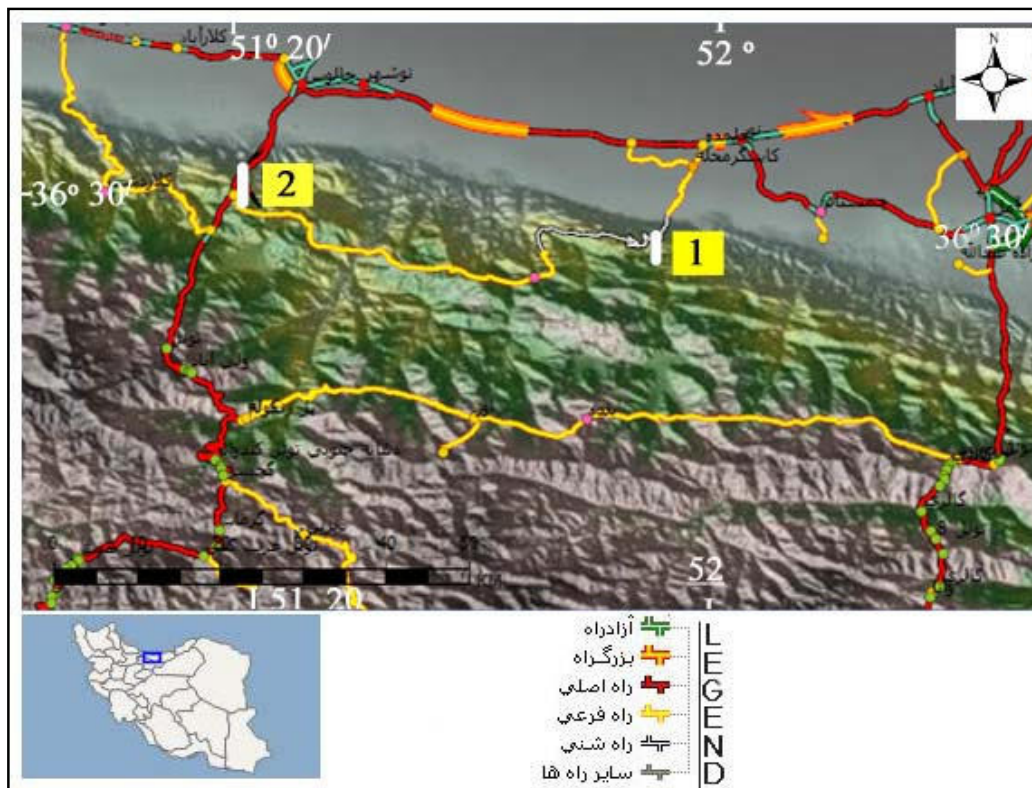
روش تحقیق

مطالعات صحرایی و برداشت نمونه: نمونه‌برداری رسوبات حاوی نانوفسیل با روشی متفاوت نسبت به سایر میکروفسیل‌های بزرگتر صورت می‌گیرد. نمونه‌ها در مقادیر بسیار کمتر و با توجه خاص برای جلوگیری و به حداقل رساندن آلودگی و نابرجا برداشت می‌شود. در رسوبات غنی از نانوفسیل حتی غبار جزئی روی دست‌ها و ابزار جمع‌آوری نمونه سبب آلودگی می‌شود. البته گاهی این آلودگی توسط فرایندهای طبیعی از قبیل جریان‌های آبی بالادست نیز صورت می‌گیرد. برای به حداقل رساندن میزان خطا و آلودگی نمونه‌ها با دقت زیاد و در مقادیر کم از عمق حداقل ۵۰ سانتی‌متری که رسوبات غیرهوازده و برجا وجود دارند، برداشت می‌شود.

به منظور معرفی نانوفسیل‌های آهکی رسوبات کرتاسه‌بالائی دامنه شمالی البرز دو برش انتخاب و نمونه‌برداری سیستماتیک در آنها صورت گرفت. برش اول در منطقه علمده-گلندرود در جنوب‌غربی شهرستان نور قرار دارد و مختصات جغرافیایی قاعده آن $36^{\circ}, 30', 30''$ طول‌شمرقی و $51^{\circ}, 56', 30''$ عرض‌شمالی و ارتفاع آن از سطح دریا ۷۰۰ متر می‌باشد. ضخامت توالی کرتاسه‌بالائی در برش علمده-گلندرود ۳۸۰ متر اندازه‌گیری شده که شامل لایه‌های آهکی با میان‌لایه‌های شیلی تیره‌رنگ تا خاکستری، آهک‌های ضخیم‌لایه، آهک‌شیلی با میان‌لایه‌های شیلی و مازنی، آهک‌های خاکستری متوسط تا نازک‌لایه، مارن‌های آهکی به مارن‌های ماسه‌ای ختم می‌شود [۲].

با میان لایه‌های شیل، آهک‌های ضخیم لایه، آهک مارنی با میان لایه‌های شیلی و مارنی، آهک‌های خاکستری متوسط تا نازک لایه در تناوب با مارن‌های آهکی و مارن‌های خاکستری می‌باشد. امتداد عمومی طبقات شمال غرب-جنوب شرق و متوسط شیب آنها 45° به سمت شمال است [1]. (شکل ۱).

برش دوم در جنوب چالوس و در ناحیه پل زغال واقع شده که قاعده آن دارای مختصات جغرافیایی $51^\circ 20' 5''$ طول شرقی و $36^\circ 31' 19''$ عرض شمالی بوده و در ارتفاع ۳۳۵ متری از سطح دریا قرار گرفته است. ضخامت توالی کرتاسه بالائی در برش پل زغال $1580/5$ متر اندازه‌گیری شده که شامل لایه‌های آهکی



شکل ۱- نقشه راه‌های دسترسی به برش‌های مورد مطالعه: ۱- برش علمده-گلندرود ۲- برش پل زغال

Gravity settling (تشنست ثقلی) که اساس آن قانون

استوک (Stoke's Law) است انتخاب گردید.

برای مطالعات بیوستراتیگرافی، میکروسکپ نوری بهترین و مفیدترین ابزار مشاهداتی به شمار می‌رود [13], [7]. این ابزار به تشخیص صحیح کنار هم قرارگیری بلورهای کلسیت و تشخیص بسیاری از خصوصیات مورفولوژیکی نانوفسیل‌ها در حد جنس و

مطالعات آزمایشگاهی

برای آماده‌سازی نانوفسیل‌های آهکی روش‌های متفاوتی وجود دارد که هر یک مزایا و معایبی داشته و معمولاً برای اهداف خاصی بکار می‌رود.

از آنجایی که در مطالعه فعلی هدف تعیین بیوستراتیگرافی و شناسایی نانوفسیل‌های موجود با استفاده از میکروسکوپ نوری بود، روش

گونه کمک می‌کند. میکروسکپ نوری مورد استفاده در این تحقیق مدل Nikon OptiPhot II Pol مجهز به دوربین عکاسی UIII است. برای مشاهده نانوفسیل‌ها بزرگنمایی $\times 1000$ و جهت وضوح دید از روغن ایمرسیون استفاده می‌شود.

بحث

نانوفسیل‌ها به دلیل اندازه بسیار ریز، فراوانی حدود ۸۰۰۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰۰۰ در هر سانتیمتر مکعب از رسوب، محدوده سنی کوتاه و گسترش جهانی، به همراه قدرت تفکیک سنی در حد نیم میلیون سال برای کرتاسه، به عنوان شاخصی کارآمد و مفید در مطالعات بیوستراتیگرافی مورد استفاده قرار می‌گیرند [15].

به دلیل طبیعت زندگی پلانکتونی، کولیتوفرها نمی‌توانند شاخص خوبی از عمق رسوبی که در آن یافت می‌شوند باشد، اما بدلیل اندازه کوچک، معمولاً در رسوبات نزدیک ساحل و محیط پرانرژی یافت نمی‌شوند [15].

با توجه به قدرت تفکیک سنی بالا و گرایش بارز پالئوجغرافیایی گونه‌های نانوفسیلی در کرتاسه بالائی، طبقه‌بندی بیوستراتیگرافی رسوبات و نیز تعیین شرایط محیط و موقعیت جغرافیایی حوضه رسوبی در دستور کار قرار گرفت.

جهت نیل به موارد مذکور، مطالعاتی بر روی مقاطع تهیه شده از دو برش علمده-گلندرود و پل زغال در دامنه شمالی البرز مرکزی انجام پذیرفت. از بررسی‌های صورت گرفته بر روی ۱۹۹ مقطع میکروسکپی تهیه شده از برش علمده-گلندرود، تعداد ۵۲ گونه نانوفسیلی از ۲۹ جنس، متعلق به ۱۴ خانواده معرفی شدند که محدوده سنی کامپانین پیشین-دانین پیشین را نشان می‌دهند [۲].

در برش پل زغال، از مطالعه ۱۸۴ مقطع میکروسکپی تهیه شده، تعداد ۸۳ گونه نانوفسیلی از ۴۵ جنس، متعلق به ۱۸ خانواده مشاهده، شناسایی و توصیف شدند که ۳۷ گونه آن با مجموعه مشاهده شده در برش علمده-گلندرود مشترک بوده و حکایت از سنی معادل کنیاسین پسین تا ماستریشتین پسین دارد [۱].

با آنکه تعداد و پراکندگی گونه‌ها در برش پل زغال بیشتر از علمده-گلندرود می‌باشد اما مقایسه اجتماعات نانوفسیلی در دو برش پل زغال و علمده-گلندرود همخوانی خوبی نمایش می‌دهد (شکل ۲).

مطالعات صورت گرفته [۲]. بر روی نانوفسیل‌های برش علمده-گلندرود حکایت از حضور بیوزون‌های UC14 تا UC20 و NNTp1 (کامپانین پیشین-دانین پیشین) دارد، حال آنکه اجتماعات نانوفسیلی بدست آمده از برش پل زغال [۱]. بر وجود بیوزون‌های UC11 تا UC20 (کنیاسین پسین تا ماستریشتین پسین) دلالت می‌کند.

_ زون نانوفسیلی UC11- از نخستین حضور گونه *Lithastrinus grillii* تا آخرین حضور گونه *Lithastrinus septenarius* - سن کنیاسین پسین تا سانتونین پیشین (برش پل زغال: ۱۵۴/۲ تا ۱۵۹/۹ متری و برش علمده-گلندرود: این زون در برش مذکور به ثبت نرسیده است)

_ زون نانوفسیلی UC12- از آخرین حضور گونه *Lithastrinus septenarius* تا نخستین حضور گونه *Arkhangelskiella cymbiformis* - سن: سانتونین پیشین تا ابتدای کامپانین پیشین (برش پل زغال: ۱۵۹/۹ تا ۱۶۳/۷ و برش علمده-گلندرود: این زون در برش مذکور به ثبت نرسیده است)

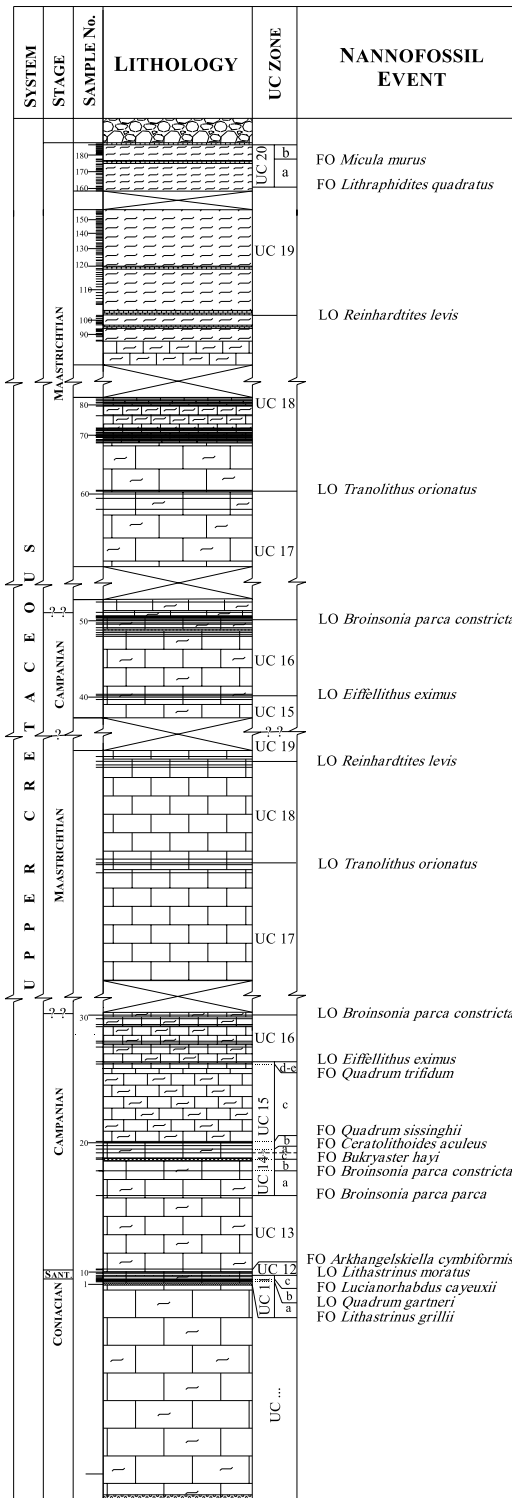
- مذکور از ۸/۸۷۴ تا ۵/۱۲۷۷ متری قاعده] و برش علمده-گلندرود: ۲۳۶ تا ۲۵۰ متری)
- _ زون نانوفسیلی UC18- از آخرین حضور گونه *Tranolithus orionatus* تا آخرین حضور *Reinhardtites levis* - سن: انتهای ماستریشتین پیشین (برش پل زغال: ۵/۵۸۵ تا ۸/۶۵۵ متری [تکرار زون نانوفسیلی UC18 در برش مذکور از ۵/۱۲۷۷ تا ۲/۱۴۶۱ متری] و برش علمده-گلندرود: ۲۵۰ تا ۲۶۳ متری)
- _ زون نانوفسیلی UC19- از آخرین حضور گونه *Reinhardtites levis* تا نخستین حضور گونه پیشین تا ابتدای ماستریشتین پسین (برش پل زغال: ۸/۶۵۵ متری آغاز اما تعیین رأس آن ناممکن [تکرار زون نانوفسیلی UC19 در برش مذکور از ۲/۱۴۶۱ تا ۸/۱۵۴۹ متری] و علمده-گلندرود: ۲۶۳ تا ۲۸۶ متری)
- _ زون نانوفسیلی UC20- از نخستین حضور گونه *Lithraphidites quadratus* تا آخرین حضور تاکسون‌های منقرض شده کرتاسه که ناپرجا نباشند - سن: ابتدای ماستریشتین پسین تا مرز کرتاسه/ترشیری (برش پل زغال: ۸/۱۵۴۹ متری آغاز شده، اما تعیین رأس ناممکن و برش علمده-گلندرود: ۲۸۶ تا ۳۳۶ متری)
- _ زون نانوفسیلی NNTp1- از آخرین حضور گونه‌های *Arkhangelskiella cymbiformis* و *Micula decussata* (یا *Micula staurophora*)، یا اولین حضور گونه‌های *Biantholithus sparsus* و *Cyclagelosphaera alta*، تا آخرین حضور گونه *Biantholithus hughesii* یا اولین حضور گونه
- _ زون نانوفسیلی UC13- از نخستین حضور گونه *Arkhangelskiella cymbiformis* تا نخستین حضور پیشین (برش پل زغال: ۷/۱۶۳ تا ۱/۲۰۹ متری و برش علمده-گلندرود: قاعده تا ۴۳ متری)
- _ زون نانوفسیلی UC14 از نخستین حضور گونه *Broinsonia parca parca* تا نخستین حضور *Misceomarginatus pleniporus* - سن: ابتدای کامپانین پیشین تا انتهای کامپانین پیشین (برش پل زغال: از ۱/۲۰۹ متری آغاز اما موقعیت رأس آن نامشخص می‌باشد و برش علمده-گلندرود: از ۴۳ متری آغاز اما موقعیت رأس آن نامشخص می‌باشد)
- _ زون نانوفسیلی UC15- از نخستین حضور گونه *Misceomarginatus pleniporus* تا آخرین حضور *Eiffellithus eximius* - سن: انتهای کامپانین پیشین تا انتهای کامپانین پسین (برش پل زغال: آغاز این زون نامشخص و تا ۶/۳۰۰ متری و برش علمده-گلندرود: آغاز این زون نامشخص و تا ۲۲۶ متری)
- _ زون نانوفسیلی UC16- از آخرین حضور گونه *Eiffellithus eximius* تا آخرین حضور گونه *Broinsonia parca constricta* - سن: انتهای کامپانین پسین (برش پل زغال: ۶/۳۰۰ تا ۴/۳۳۲ تکرار زون نانوفسیلی UC16 در برش مذکور از ۳/۸۲۲ تا ۸/۸۷۴ متری و برش علمده-گلندرود: ۲۲۶ تا ۲۳۶ متری)
- _ زون نانوفسیلی UC17- از آخرین حضور گونه *Broinsonia parca constricta* تا آخرین حضور گونه *Tranolithus orionatus* - سن: انتهای کامپانین پسین تا انتهای ماستریشتین پیشین (برش پل زغال: ۴/۳۳۲ تا ۸/۵۸۵ متری [تکرار زون نانوفسیلی UC17 در برش

Micula staurophora (Gardet, 1955) Stradner, 1963;
 Micula decussate Vekshina, 1959 را آشکار می‌سازد
 که همگی از گونه‌های مختص عرض‌های جغرافیایی پائین در
 زمان کامپاین-ماستریشین هستند و دلالت بر قرارگیری
 حوضه رسوبی تشکیل‌دهنده این رسوبات در عرض‌های پائین
 دیرین جغرافیایی دارند. فراوانی گونه‌های مختلف جنس‌های
 Calculites Prins and Sissingh in Sissingh, 1977 و
 Lucianorhabdus Deflandre, 1959 در سراسر ناحیه
 مورد مطالعه حکایت از رسوبگذاری در شرایط عمق کم
 محیط رسوبگذاری دارد و فور گونه‌های:
 Calculites obscures (Deflandre, 1959) Prins
 and Sissingh in Sissingh, 1977;
 Lucianorhabdus cayeuxii Deflandre (1959);
 و Braarudosphaera bigelowii Deflandre, 1947;
 Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina, 1959
 دال بر رسوبگذاری در شرایط حاشیه‌ای است. فراوانی
 گونه Cyclagelosphaera margarelii Noel, 1965 که
 در برش علمده-گلندرود مشاهده شد، از ویژگی
 محیط‌های بسته است و فراوانی Ellipsagelosphaera
 Noel, 1965 در برش پل‌زغال ارتباط با دریای باز را
 نشان می‌دهد.

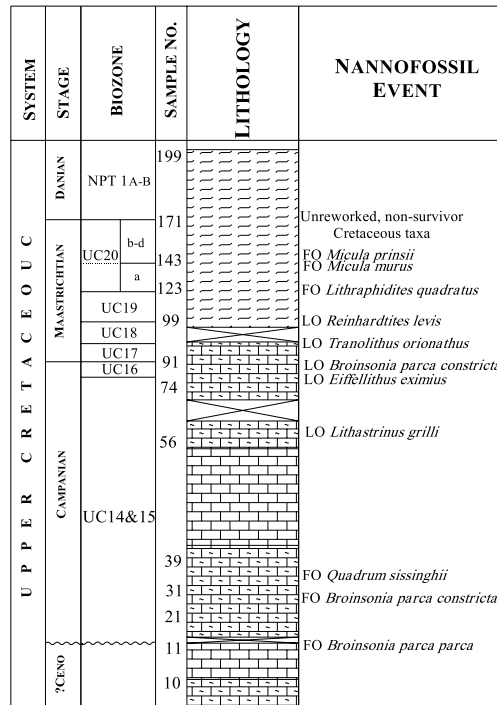
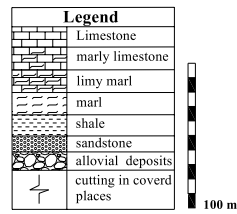
Cruciplacolithus primus – سن: دانین پیشین (برش)
 پل زغال: این زون در برش مذکور مشاهده نشده است
 و برش علمده-گلندرود: ۳۳۶-۳۵۰ متری)
 از مقایسه بیوزون‌های معرفی شده در دو برش، چنین
 بر می‌آید که سرعت رسوب‌گذاری در هر یک از این
 دو ناحیه یکنواخت بوده اما ضخامت بیشتر زون
 UC17 در برش پل زغال نسبت به علمده-گلندرود و
 عدم ثبت حادثه نانوفسیلی خاص در این زون، احتمال
 فعالیت تکتونیکی و تکرار لایه‌ها در ناحیه پل زغال را
 افزایش می‌دهد که در ضخامت ۶۶۲/۶ متری تا ۷۹۸/۹
 متری برش رخ داده است. هر چند افزایش سرعت
 رسوبگذاری در مقطع زمانی کامپاین برای ناحیه
 پل‌زغال هم عامل دیگر افزایش ضخامت
 است (جدول ۱)

سن قاعده رسوبات در برش پل‌زغال کنیاسین و در
 برش علمده-گلندرود کامپاین است در حالیکه سن
 رأس رسوبات برش پل‌زغال ماستریشتین بوده و در
 برش علمده-گلندرود رسوبگذاری تا اوایل دانین ادامه
 داشته است. بدین ترتیب می‌توان استدلال کرد که دریا
 پیشروی خود را در ناحیه البرز از شرق آغاز نموده و
 در ابتدا ناحیه گلندرود و سپس ناحیه پل‌زغال به زیر
 آب رفته‌اند، و حالت عکس آن برای پسروری آب دریا
 حکمفرما بوده است به این معنا که پسروری از غرب
 آغاز شده، در ابتدا ناحیه پل‌زغال و پس از آن ناحیه
 گلندرود از زیر آب خارج شده است.

مطالعه نانوفسیل‌های آهکی در دامنه شمالی البرز
 مرکزی، حضور گونه‌های: Ceratolithoides aculeus
 (Stradner, 1961) Prins and Sissingh in Sissingh, 1977;
 Quadrum sissinghii Perch-Nielsen, 1984b;
 Micula murus (Martini, 1961) Bukry, 1973;



B) Pol e Zoghal Section



A) Alamde-Galandrud Section

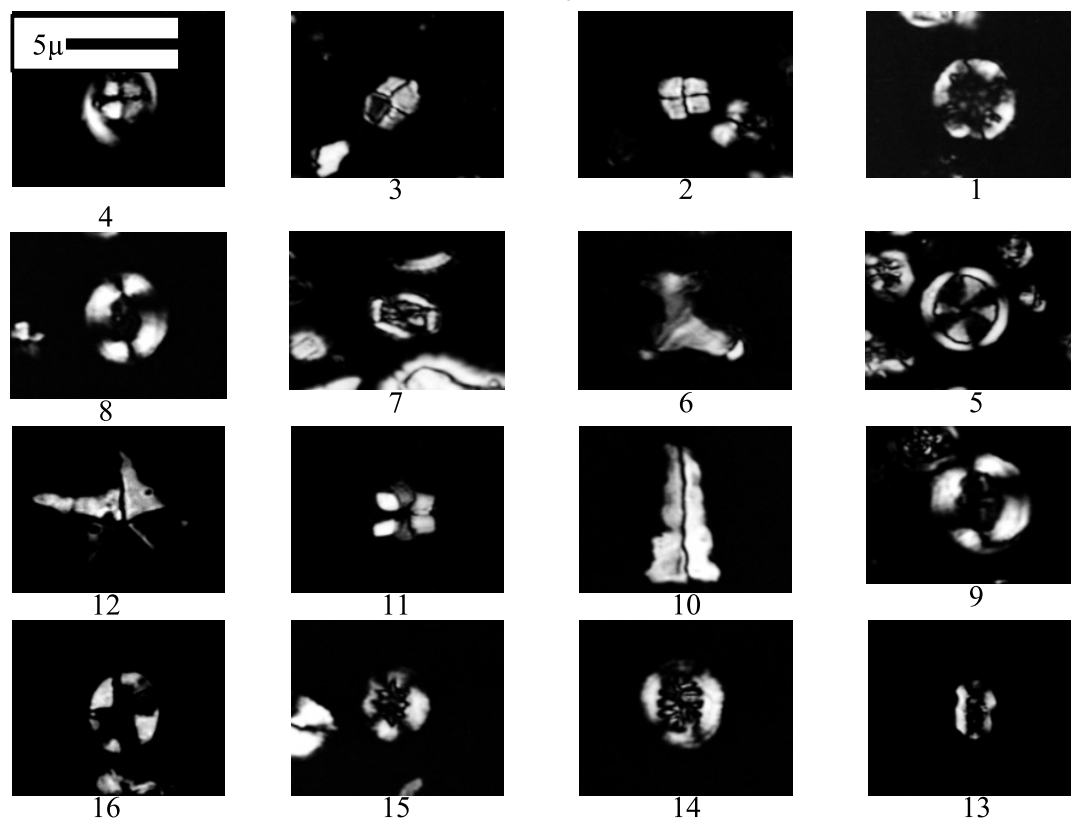
شکل ۲- تطابق نانوستراتیگرافی رسوبات کرتاسه بالائی: الف- برش علمده-گلندرود ب- پل زغال

جدول ۱- بیوزون های تشخیص داده شده در برش های پل زغال و علمده - گلند رود

ردیف	نام زون	سن	شاخص قاعده	شاخص رأس	ضخامت زون (به متر)	
					پل زغال	علمده-گلندرود
۱	UC11	کنیاسین پسین تا سانتونین پیشین؟	FO Lithastrinus grilli	LO Lithastrinus moratus	۵/۷	*
۲	UC12	سانتونین پیشین تا ابتدای کامپانین پیشین	LO Lithastrinus moratus	FO Arkhangelskiella cymiformis	۳/۸	*
۳	UC13	ابتدای کامپانین پیشین	FO Arkhangelskiella cymiformis	FO Broinsonia parca parca	۴۵/۴	۴۳
۴	UC14	ابتدای کامپانین پیشین تا انتهای کامپانین پیشین	FO Broinsonia parca parca	FO Misceomarginatus pleniporus	۹۱/۵	۱۸۳
۵	UC15	انتهای کامپانین پیشین تا انتهای کامپانین پسین	FO Misceomarginatus pleniporus	LO Eiffellithus eximius	(غیر قابل تفکیک)	(غیر قابل تفکیک)
۶	UC16	انتهای کامپانین پسین	LO Eiffellithus eximius	LO Broinsonia parca constricta	۳۱/۸	۱۰
۷	UC17	انتهای کامپانین پسین تا انتهای ماستریشتین پیشین	LO Broinsonia parca constricta	LO Tranolithus orionathus	۲۵۳/۴	۱۴
۸	UC18	انتهای ماستریشتین پیشین	LO Tranolithus orionathus	LO Reinhardtites levis	۷۰	۱۳
۹	UC19	انتهای ماستریشتین پیشین تا ابتدای ماستریشتین پسین	LO Reinhardtites levis	FO Lithraphidites quadratus	۸۸/۶	۲۳
۱۰	UC20	ابتدای ماستریشتین پسین تا مرز K/T	FO Lithraphidites quadratus	آخرین حضور تاکسون های منقرض شده کرتاسه که نایر جا نباشند	۳۰/۷	۵۰
۱۱	NNTp1	دانین پیشین	LO Arkhangelskiella cymbiformis & LO Micula staurophora or LO Biantholithus sparsus & Cyclogelosphaera alta	LO Biantholithus hughesii or FO Cruciplacolithus primus	*	۱۴

* عدم مشاهده زون در برش.

“Plate”



1. *Tranolithus orionatus* (Reinhardt, 1966a) Perch-Nielsen, 1968, XPL.
2. *Calculites obscurus* (Deflandre, 1959) Prins and Sissingh in Sissingh, 1977, XPL.
3. *Quadrum gartneri* Prins and Perch-Nielsen in Manivit et al. 1977, XPL.
4. *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Reinhardt (1965), XPL.
5. *Broinsonia parca constricta* Hattner et al., 1980, XPL.
6. *Corollithion completum* Perch-Nielsen, 1973, PPL.
7. *Marthastrites furcatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959, XPL.
8. *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, 1959, XPL.
9. *Bukryaster hayi* (Bukry 1969) Prins and Sissingh in Sissingh, 1977, XPL.
10. *Lithastrinus moratus* Stover, 1966, XPL.
11. *Acuturris scotus* (Risatti) emend. Wind and Wise in Wise and Wind, 1977, XPL.
12. *Broinsonia parca parca* (Stradner, 1963) Bukry, 1969, XPL.
13. *Eiffellithus eximius* (Stover, 1966) Perch-Nielsen (1968), XPL.
14. *Retecapsa angustiforata* Black, 1971a, XPL.
15. *Retecapsa crenulata* (Bramlette and Martini, 1964) Grun in Grun and Allemann, 1975, XPL.
16. *Rhagodiscus angustus* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1971, XPL.

نتیجه گیری

بررسی مشاهدات صحرایی و اجتماعات نانوفسیلی در برش پل زغال، حاکی از حضور زونهای UC11 تا UC20 است که مبین سن کنیاسین پسین تا ماستریشتین پسین برای برش مذکور می باشد. مقایسه نانوستراتیگرافی رسوبات کرتاسه بالائی در برش پل زغال با برش علمده-گلندرود همخوانی خوبی را نشان می دهد هرچند به دلیل گسل خوردگی و تکرار لایه ها ضخامت رسوبات در برش پل زغال بیشتر از علمده-گلندرود می باشد.

نتایج حاصل از این تطابق، حکایت از آغاز پیشروی دریای کرتاسه بالایی از شرق، و پسروی دریا از غرب را در این ناحیه دارد.

پراکندگی مجموعه نانوفسیلی در رسوبات کرتاسه بالائی دامنه شمالی البرز مؤید سن کنیاسین-ماستریشتین در غرب و کامپانین-ابتدای پالئوسن در شرق حوضه می باشد. حضور گونه های *Ceratolithoides aculeus* (Stradner, 1961) Prins and Sissingh in Sissingh, 1977; *Quadrum sissinghii* Perch-Nielsen, 1984b; *Micula murus* (Martini, 1961) Bukry, 1973; *Micula staurophora* (Gardet, 1955) Stradner, 1963; و *Micula decussate* Vekshina, 1959 که همگی از گونه های مختص عرض های جغرافیایی پائین در زمان کامپانین ماستریشتین هستند و دلالت بر قرارگیری حوضه رسوبی تشکیل دهنده این رسوبات در عرض های پائین دیرین جغرافیایی دارد. وفور گونه های *Calculites obscures* (Deflandre, 1959) Prins and Sissingh in Sissingh, 1977; *Lucianorhabdus cayeuxii* Deflandre (1959);

و *Braarudosphaera bigelowii* Deflandre, 1947; *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, 1959
 دال بر رسوبگذاری در شرایط حاشیه ای است.

منابع

- ۱- آهی فر، آ، (۱۳۸۸)، نانوستراتیگرافی رسوبات کرتاسه بالائی ناحیه پل زغال، جنوب چالوس، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۰۰ ص.
- ۲- نوری، م، (۱۳۸۲)، مطالعه نانوفسیل های آهکی در نهشته های کرتاسه بالائی منطقه علمده-گلندرود، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۳۷ ص.
3. Blair, S.A. and Watkins, D.K., (2009). High-resolution calcareous nannofossil biostratigraphy for the Coniacian/Santonian Stage boundary, Western Interior Basin; *Cretaceous Research*, 30, 2, 367-384.
4. Bown, P.R., (1992). New Calcareous Nannofossil Taxa From The Jurassic-Cretaceous Boundary Interval Of Sites 765 and 261, Argo Abyssal Plain; *Proc. O.D.P., Scientific Results*, 123, 369-379.
5. Bown, P.R. and Young, J.R., (1997a). Proposals for a Revised Classification System for Calcareous Nannoplankton; *Journal of Nannoplankton Research*, 19, 15-47.
6. Bown, P.R. and Young, J.R., (1997b). Mesozoic calcareous nannofossil classification; *Journal of Nannoplankton Research*, 19, 21-36.
7. Bown, P.R., (1998). *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*; Chapman and Hall, London; 315 p.
8. Bown, P.R. Lees, J.A. and Young, J.R., (2004). *Calcareous nannoplankton evolution and diversity*

- through time. In: Thierstein, H.R. Young, J.R. (Eds.), *Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact*. Springer-Verlag, Berlin, 481–508.
9. Burnett, J.A., (1998). New Taxa and New Combinations of Cretaceous Nannofossils; *Journal of Nannoplankton Research*, 19, 133-146.
10. Burnett, J.A., (1998). Upper Cretaceous; In: Bown, P.R., (ed.) *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*; Chapman and Hall, London, 132-200.
- Erba, E., (2004) Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events. *Marine Micropaleontology*; 52, 85–106.
11. Erba, E., (2006). The first 150 million years history of calcareous nannoplankton: Biosphere–geosphere interactions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* ; 232, 237–250.
12. Fink, C. Baumann, K-H., (2008). ‘Geochemical and Isotopic Signal (Sr/Ca ratios, Stable $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ Isotopes) In Coccolith Carbonate of Different Grain Size Fractions in Atlantic Sediments’ in *The Micropaleontological society’s Foraminifera and Nannofossil Groups’*: Joint Spring Meeting 2008: Bioindicators of Past and Present Environments, Tübingen, Germany.
13. Hay, W.W., (1977). Calcareous Nannofossils; In; Ramsey, A.T.S.,(ed.); *Oceanic micropalaeontology*, Academic Press, London, 1055-1200.
14. Lamolda, M.A. Melinte, M.C. and Kaiho, K., (2005). Nannofloral extinction and survivorship across the K/T boundary at Caravaca, southeastern Spain; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 224, 1-3, 27-52.
15. Perch-Nielsen, K., (1985a). Mesozoic Calcareous Nannofossils; In; Bolli, H.M. Saunders, J.B. and Perch-Nielsen, K. (eds.); *Plankton Stratigraphy, Cambridge Earth Sciences Series*; Cambridge Univ. Press, 329-426, 92 figs.
16. Shamrock, J.L. and Watkins, D.K., (2009). Evolution of the Cretaceous calcareous nannofossil genus *Eiffellithus* and its biostratigraphic significance; *Cretaceous Research*, In Press.
17. Tantawy, A.Z., (2008). Calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoecology of the Cenomanian– Turonian transition in the Tarfaya Basin, southern Morocco, *Cretaceous Research*; 29, 995–1007
18. Thibault, N. and Gardin, S., (2006). Maastrichtian calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoecology in the Equatorial Atlantic (Demerara Rise, ODP Leg 207 Hole 1258A); *Revue de Micropaléontologie*, 49, 4, 199-214.
19. Thibault, N. and Gardin, S., (2007). The late Maastrichtian nannofossil record of climate change in the South Atlantic DSDP Hole 525A; *Marine Micropaleontology*, 65, 3-4, 163-184.

20. Thierstein, H.R., (1976). Mesozoic Calcareous Nannoplankton Biosratigraphy Of Marine Sediments; Marine Micropal., 1, 325-362.

21. Varol, O., (1992). Taxonomic revision of the Polycyclolithaceae and its contribution to Cretaceous biostratigraphy; Newsletters in Stratigraphy, 27, 93-127.