

نقش تغییرات سطح آب دریا در گسترش چینه‌شناسی روزن بران پلانکتونیک سازند سورگه در تنگ چنارباشی - کبیرکوه، ایلام

جهانبخش دانشیان^{۱*}، کامیار یونسی^۲ و سید علی معلمی^۳

۱. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه خوارزمی تهران

۲. دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه خوارزمی تهران

۳. استاد یار پژوهشگاه صنعت نفت

تاریخ دریافت: ۸۹/۱۲/۲۱

تاریخ پذیرش: ۹۱/۲/۱۱

چکیده

سازند سورگه در تنگ چنارباشی با ۱۵ متر ضخامت، شامل میکروفونایی از روزن بران پلانکتونی تورونین میانی تا سانتونین می باشد. بررسی مورفوتایپ های این سازند محیط رسوبگذاری نسبتاً عمیق را برای این سازند پیش بینی می کند و به موازات افزایش سطح آب دریا اشکال سنگین جایگزین اشکال سبک می شود. فراوانی آنها به اکسیژن و سایر عوامل محیطی دیگر نظیر شوری و دما بستگی دارد و به عبارتی اشکال (r-selected) دارای فراوانی بیشتر و گسترش چینه‌شناسی وسیع تری نسبت به اشکال (K-selected) هستند.

واژه های کلیدی: سازند سورگه، روزن بران پلانکتونی، کبیرکوه، ایلام.

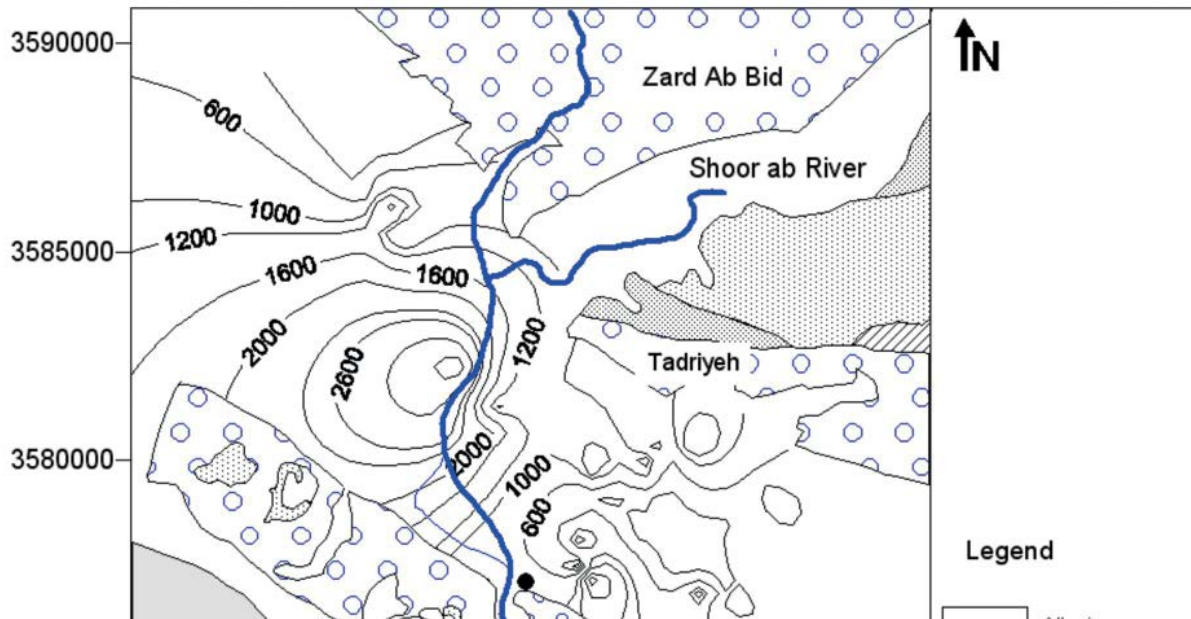
مقدمه

آنها در سازند سورگه در برش چنارباشی است. اولین بار (James and Wynd, 1965) این سازند را شناسایی و نامگذاری و سن تورونین تا کنیاسین را برای آن پیشنهاد کردند و (Wynd, 1965) بر اساس روزن بران پلانکتونی زون زیستی شماره ۲۸ (*Marginotruncana scheneegansi* - *Marginotruncana si-gali*) را برای آن در نظر گرفت. منجزی و همکاران (۱۳۸۷) برش الگوی سازند سورگه را مطالعه و سه زون زیستی جهانی *Marginotruncana scheneegansi* Zone, *Dicarinella concava* Zone, *Dicarinella asymetrica* Zone را برای اولین بار گزارش نمودند و سن برش الگوی سازند سورگه را تورونین میانی - سانتونین در نظر گرفتند.

راه های دسترسی به برش مورد مطالعه

برش تنگ چنارباشی در جنوب روستایی به همین نام در جنوب شرق شهرستان ایلام و در پایانه شمالی تاقدیس کبیرکوه

حوضه رسوبی زاگرس به عنوان حوضه ای نفتی مورد توجه بوده است. واحدهای سنگی زاگرس عمدتاً حاوی ذخایر هیدروکربنی بوده که یکی از مهمترین آنها گروه بنگستان شامل سازندهای کژدمی، سروک، سورگه و ایلام است که سازند شیلی سورگه با گسترش منحصر در لرستان سنگ پوش مخازن سروک در لرستان است. لیتولوژی آن شامل شیل های خاکستری با ظاهری کمی هوازده ولی در حفاری های انجام شده میان لایه ای از سنگ آهک رسی در این سازند گزارش شده است. برش الگوی آن در تنگ گراب در کبیرکوه ایلام واقع شده است (آقنابتی، ۱۳۸۳؛ مطیعی، ۱۳۷۲؛ James and Wynd, 1965). سازند سورگه در تنگ چنارباشی متشکل از ۱۵ متر سنگ آهک رسی زودفرسا بوده که در میان سنگ آهک های دو سازند چهره ساز سروک و ایلام قرار دارد. هدف از انجام این مطالعه بررسی پاسخ روزن بران پلانکتونیک به تغییرات سطح آب دریاها و گسترش چینه‌شناسی



شکل ۱. راه های دسترسی به برش چنارباشی و وضعیت زمین شناسی برش مورد مطالعه نقشه زمین شناسی برگرفته از (Macleod and Roohi 1970) با کمی تغییرات.

نمایا به سازند سروک ختم شده که بر اساس حضور *Rotalipora cushmani*, *Whiteinella archaeocretacea*, *Rotalipora ap-penicina* که متعلق به بیوزون های *Rotalipora cushmani* Zone و *Whiteinella archaeocretacea* Zone می باشند، سن مرز زیرین سنومانین پسین می باشد. به علت نبود *Helvetoglobotruncana Helvetica* و *Dicarinella concavata* تعیین بیوزونی مطابق موارد جهانی برای سازند سورگاه در این مطالعه قدری مشکل است. ولی می توان نهشته های ۱۴ متر اول سازند سورگاه در این مطالعه را به بیوزون *Marginotruncana schneegansi* Zone معرفی شده توسط *Robaszynski* (1995) نسبت داد. چرا که یکی از ویژگی های این بیوزون تنوع *Marginotruncana* به خصوص *M. undulata*، اولین ظهور *Archaeoglobigerina blowi*, *Archaeoglobigerina bosquensis* است که در این ۱۴ متر اول سازند سورگاه در این مطالعه دیده شده است. بر این اساس می توان بیوزون *M. schneegansi* - *D. primitiva* ارائه شده توسط Premoli Silva and Verga (2004) را به سن تورونین میانی تا تورونین پسین برای ۱۴ متر اول سازند سورگاه در این مطالعه نسبت داد.

همچنین با اولین ظهور *Marginotruncana undulata* طبقات تورونین بالایی شروع می شود (Premoli Silva and Verga 2004). همچنین سن یک متر انتهایی سازند سورگاه در این مطالعه با ظهور *Heterohelix striata* به سانتونین می رسد و به علت نبود بیوزون *Dicarinella concavata* طبقات کنیاسین در این مطالعه وجود ندارد. و نهایتا سازند ایلام روی سازند سورگاه به صورت پیوسته نما با فونایی مثل *Globotruncana orientalis*, *Globotruncana rosseta* به سن سانتونین پسین قرار می گیرد (شکل ۲).

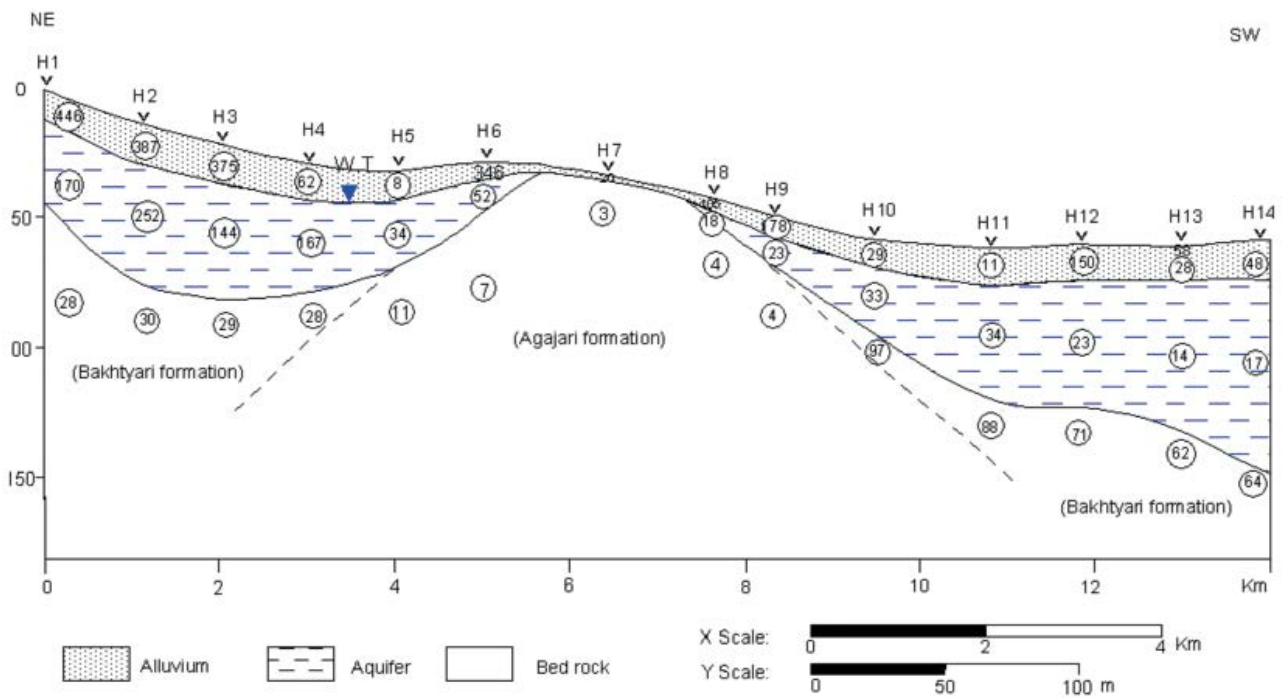
واقع شده است (شکل ۱). برای دسترسی به برش مورد نظر باید از جاده ای خاکی که توسط شرکت نفت از روستای چنارباشی احداث شده استفاده نمود. ضخامت بسیار کم و سنگ شناسی متفاوت آن سازند سورگاه در این برش (۱۵ متر سنگ آهک رسی) و نسبت به برش الگو (۱۶۶ متر شیل با کمی میان لایه سنگ آهک رسی) (منجری و همکاران، ۱۳۸۷) را می توان احتمالا به تغییرات رخساره ای دانست که در جهت حذف این سازند به سمت خوزستان عمل می کند.

روش مطالعه

به منظور مطالعه اثرات تغییرات سطح آب دریا روی گسترش چینه شناسی روزن بران پلانکتونیک سازند سورگاه ۱۵ نمونه سخت که ۷ عدد آنها در سازند سورگاه است و توسط کارشناسان شرکت نفت برداشت شده مطالعه شد. شناسایی روزن بران پلانکتونیک بر اساس (Loeblich and Tappan, 1988; Premoli Silva and Verga, 2004; Postuma, 1971) انجام و سن برش چنارباشی با توجه به منابعی چون (Premoli Silva and Verga, 2004; Caron, 1985) بدست آمد و پس از آن هر گونه از روزن بران پلانکتونیک شمارش شد و در آخر نمودار تغییرات سطح آب دریا با توجه به مورفوتایپ های سه گانه روزن بران پلانکتونیک و نمودار دیگری بر اساس بافت میکروسکوپی رسوبی نمونه ها ترسیم و مقایسه شد.

گسترش چینه شناسی روزن بران پلانکتونیک در برش چنارباشی

مرز زیرین سازند سورگاه در برش چنارباشی به صورت پیوسته



شکل ۲. گسترش چینه شناسی روزن بران پلانکتونیک سازند سورگاہ در برش چنارباشی

جدول ۱. نمایش شاخصه های نشان دهنده تغییرات عمق آب در روزن بران پلانکتون

شاخصه	افزایش → تغییرات عمق ← کاهش
وضعیت کارن	دوکارن - تک کارن قوی - تک کارن ضعیف - حاشیه تیز و کشیده - بدون کارن
شاخصه پوشاننده دهانه	تگیلا - پورتیسی - لیپ
سایر تزئینات	پوستبول - خار - موریکه - فاقد تزئینات

بحث

طبق نظر Hart (1980) تکامل روزن بران پلانکتونیک وابسته به تغییرات سطح آب دریا است. به عبارتی با افزایش سطح آب دریا شاخصه های شکل شناسی مناطق عمیق جایگزین شاخصه های شکل شناسی مناطق کم عمق می شود که در جدول ۱ به برخی از آنها اشاره می شود. اما تغییر در اجتماعات روزن بران پلانکتونی به نوسانات شوری، چرخش آب، دما و مهم تر از همه به اکسیژن وابسته است (Hart, 1980; Keller et al., 2004; Armstrong and Brasier, 2005).

بر این اساس Hart (1980) برای گسترش چینه شناسی و روند تکامل روزن بران پلانکتونی ۳ مورفوتایپ به شرح ذیل ارائه کرد: مورفوتایپ ۱) شامل اشکال بدون پیچش و دوردیفی مثل *Heterohelix* و پلانی اسپایرال *Globigerinelloides* بوده که مربوط به اعماق کم (۰ تا ۵۰ متر) است. مورفوتایپ ۲) اشکال تروکواسپایرال با کارن ابتدایی یا ضعیف *Praglobotruncana*, *Rotalipora subticinensis* و پوستبول دار *Whiteinella* را شامل شده و نماینده اعماق متوسط (۵۰ تا ۱۰۰ متر) است. بر اساس مطالعات ایزوتوپی برخی گونه های *Whiteinella* مثل *Whiteinella baltica* مربوط به اعماق کم است (Coccioni and Luciani, 2004) (جدول ۲).

مورفوتایپ ۳) اشکال با تک کارن قوی مثل *Rotalipora cushmani* و دو کارن *Marginotruncana* که مربوط به اعماق زیاد (بیشتر از ۱۰۰ متر) می باشند. باید توجه داشت که برای تشخیص نوع مورفوتایپ هر اجتماع باید نوع فونای همراه را در نظر گرفت مثلاً گونه های *Globigerinelloides* همراه فونای عمیق نماینده مورفوتایپ ۳ است (Hart, 1980). در این مقاله اثرات نوسانات سطح آب دریا بر روی روزن بران سازند سورگاه در برش چنارباشی در سه بخش توروین میانی، توروین بالایی و ساتونین مطالعه می شوند که البته نگاهی گذرا به به جهت زیست چینه نگاری و تغییرات زیستی فونای سازند سروک و سازند ایلام به عنوان سازندهای زیرین و بالایی سازند سورگاه در برش چنارباشی انداخته می شود. در بخش های بالایی سازند سروک در برش چنارباشی میکروفونایی نظیر:

Rotalipora cushmani, *Rotalipora appeninica*, *Whiteinella baltica*, *Whiteinella prahelvetica*, *Heterohelix moremmani*, *Heterohelix reussi*, *Heterohelix globolusa*, *Clavhedbergella simplex*, *Muricohedbergella delrioensis* وجود داشته که علی رغم افزایش سطح آب دریا در اواخر سنومانین (Kauffman and Hart, 1996) فونای کارن دار کم و نهایتاً در نمونه شماره ۷ حذف شده اند که این پدیده مربوط به گسترش زون حداقل اکسیژن^۱ در ستون آب است که در مرز سنومانین - توروین از آن به عنوان OAE-2^۲ یاد شده است (Coccioni and Luciani, 2004; Groshney et al., 2006; Desmares et al., 2007). یعنی با وجود افزایش سطح آب دریا در گذر از سنومانین به توروین اشکال کارن دار به علت قرارگیری در اعماق بیشتر نسبت به اشکال سبک تر زودتر تحت تاثیر زون حداقل اکسیژن قرار گرفته و منقرض شده اند. فونای توروین میانی در برش مورد مطالعه از بیشترین به کمترین فراوانی شامل گونه های *Heterohelix lix*, *Whiteinella baltica*, *Globigerinelloides Clavhedbergella simplex*, *Archaeoglobigerina bosquensis* (مورفوتایپ ۲) *Marginotruncana renzi*, *Marginotruncana sis* (مورفوتایپ ۳) *cana sigali* است. همان طور که دیده می شود مورفوتایپ ۱ بیشترین فراوانی را دارد که در کل می توان عمق آب را بین کم عمق تا متوسط در نظر گرفت. با شروع توروین پسین تعداد و تنوع گونه های *Marginotruncana* افزایش داشته و این در حالی است که فراوانی گونه های *Heterohelix* نیز در حال افزایش است. باید توجه داشت که *Heterohelix* به عنوان یکی از اعضای مهم دریا های قاره ای سطح زی و در زون نوری زیست می کند و از آنجایی که جزو گروه روزن بران پلانکتونیک با دوره تولید مثلی کوتاه است (Robaszynski and Caron, 1995; (r-selected) (Desmares et al., 2007). سریعاً مراحل رشد خود را پشت سر گذاشته و در جایگاه زیستی^۳ اصلی خود قرار می گیرند. طبق نظر Robaszynski and Caron (1995) اشکال (r-selected) که ساکن اعماق کم اند در شرایط متغیر آب های کم عمق که ناشی از تغییر در شوری، دما، عمق و مواد غذایی است، دارای قدرت تولید مثلی بالایی هستند. از دیگر اشکال این گروه می توان از گونه های *Muricohedbergella*, *Whiteinella* یاد کرد. ولی گروه مقابل آن

1- Oxygen Minimum Zone
2- Oxygen Anoxic Event
3- Niche

ta ظاهر شدند (Plate 1). اما شروع سانتونین در این برش منطبق بر ظهور *Heterohelix striata* و *Whiteinella baltica* (فراوانی بسیار کم) و یک مورد *Marginotruncana scheneegansi* است و ریزرخساره حاوی آن دارای جهت یافتگی و به صورت لامینه است و نهایتاً با شروع سازند ایلام بواسطه ظهور *Globotruncana bulloides* و *Globotruncana rosseta*, *Globotruncana orientalis* (Plate, 1) و فراوانی گونه‌های *Marginotruncana* (۲۵ عدد) که نماینده مورفوتایپ ۳ می‌باشد و گونه‌های *Heterohelix* نیز دارای فراوانی‌اند به عبارتی موفقیت *r*-selected ها در فراوان بودن و گسترش چینه‌ای وسیع‌تر نسبت به *K*-selected ها را احتمالاً می‌توان به تولید مثل زیاد و سریع آنها دانست که با داشتن همین ویژگی سریع وارد جایگاه اصلی خود شده و آماده تولید افراد دیگری می‌شوند. ولی *K*-selected ها به علت تولید مثل کم و فرایند طولانی در رشد فراوانی کمتر و دیرتر آماده تولید نسل دختری می‌شوند. لذا با توجه به توضیحات بالا می‌توان گفت با بالا آمدن سطح آب دریا فرم‌های سنگین ظهور می‌کنند ولی عموماً این فرم‌ها به علت دلایل ذکر شده دارای فراوانی کمی نسبت به فرم‌های سبک‌تر هستند. پس بر این اساس در شروع سازند ایلام یک پیشروی دریا داریم.

(*K*-selected) اشکالی کارن دار بوده که فاز لاروی خود را در اعماق کم پشت سر گذاشته و با رشد پوسته به تدریج به اعماق بیشتر وارد می‌شوند و به عبارتی مراحل رشدشان طولانی است و اندازه بزرگ دارند (Robaszynski and Caron, 1995). همچنین غالب شدن *K*-selected نشان از شرایط اکسیژن دار در محیط و *r*-selected نشان‌دهنده محیطی با اکسیژن کم است (جدول ۲) (Grosheny et al., 2006). پس با توجه به مطالب بالا می‌توان مقدار زیاد *Heterohelix* را نسبت به *Marginotruncana* به دوره تولیدمثلی کوتاه آن نسبت داد و تغییرات سطح آب را عاملی فرعی در گسترش و فراوانی روزن بران پلانکتونیک دانست. در تورونین بالایی ناگهان تنوع و فراوانی گونه‌های *Marginotruncana* زیاد شده، گونه‌هایی سنگین از دیکارینلیدها مثل *Dicarinella primitiva* ظاهر می‌شوند و گونه‌های *Heterohelix* همچنان دارای فراوانی بالایی‌اند. به عبارتی با افزایش سطح آب دریا در گذر از تورونین میانی به تورونین بالایی (با توجه به مورفوتایپ در تورونین پسین تنگ چنارباشی) گونه ابتدایی *Dicarinella algeri-ana* با دو کارن بسیار ضعیف که طبق نظر کرون (Caron, 1985) نیای دیکارینلیدها می‌باشد جای خود را به *Dicarinella primitiva* با کارن‌های قوی‌تر داده و در گروه *Marginotruncana* گونه‌هایی چون *Marginotruncana undulata*, *Marginotruncana corona*-

جدول ۲. برخی گونه های کرتاسه بر اساس استراتژی نوع زندگی (۱) اشکال upwelling (۲) مقاوم در برابر اکسیژن کم (Coccioni and Luciani, 2004).

K-mode specialists		r/K-mode intermediate forms		r-mode opportunists
Highly Oligotrophic	Oligotrophic	Mesotrophic	Eutrophic	Highly Eutrophic
<i>R. deeckeii</i>		<i>D. algeriana</i>		<i>Hb. delrioensis</i> ⁽¹⁾
<i>R. cushmani</i>		<i>D. canaliculata</i>		<i>Hb. simplex</i> ⁽¹⁾
<i>R. greenhornensis</i>		<i>D. hagni</i>		<i>Hb. planispira</i> ⁽¹⁾
		<i>D. imbricata</i>		<i>Hx. moremani</i> ^(1,2)
		<i>P.gibba</i>		<i>Hx. reussi</i> ^(1,2)
		<i>P.stephani</i>		<i>Schackoina sp.</i> ⁽²⁾
	primitive marginotruncanids	<i>G. bentonensis</i>		
		<i>G. caseyi</i>		
		<i>G. ultramicrus</i>		
		<i>W. archaeocretacea</i> ⁽¹⁾		
		<i>W. aprica</i> ⁽¹⁾		
		<i>W. aumalensis</i> ⁽¹⁾		
		<i>W. baltica</i> ⁽¹⁾		
		<i>W. praehelvetica</i> ⁽¹⁾		
		<i>W. brittonensis</i> ⁽¹⁾		
		<i>W. inornata</i> ⁽¹⁾		
		<i>W. paradubia</i> ⁽¹⁾		

PLATE 1

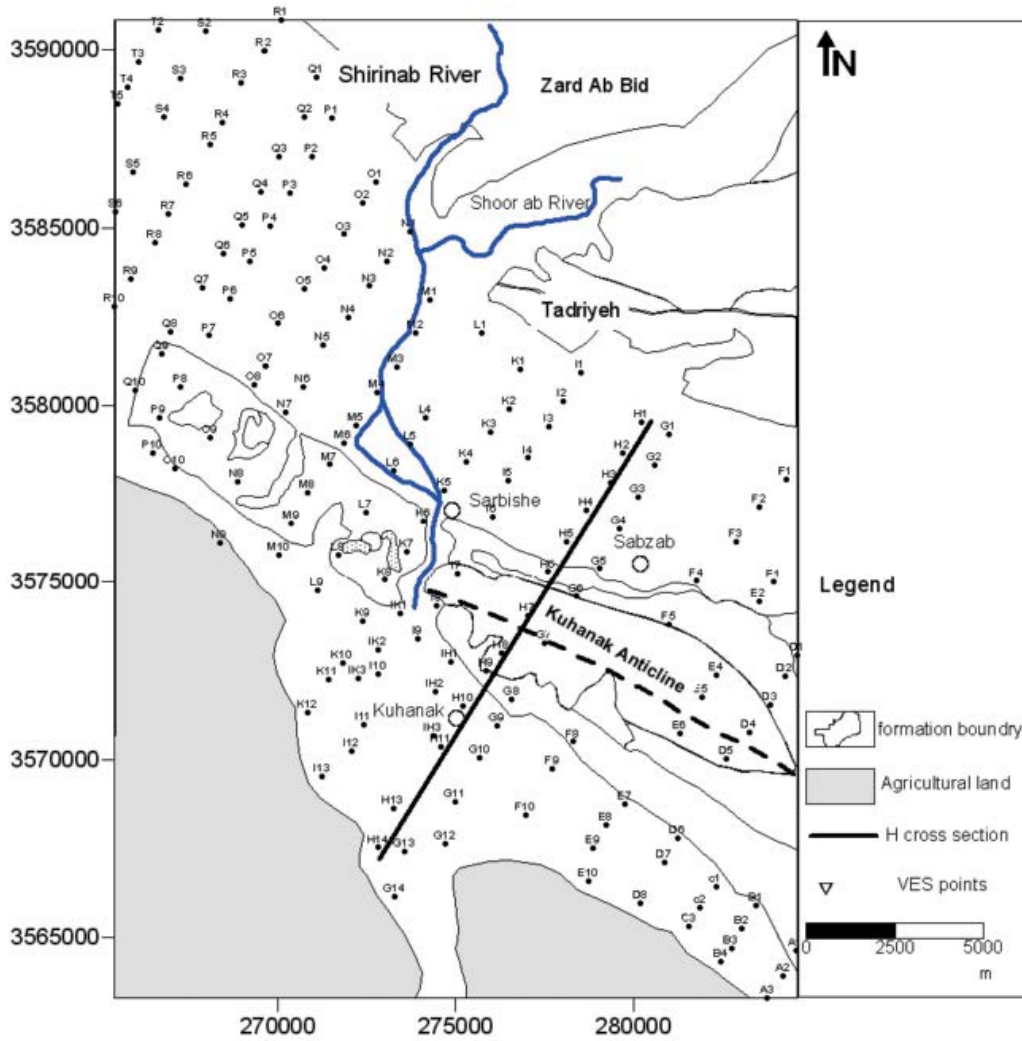


PLATE 1

- Fig.1) *Rotalipora appeninica* , Upper Cenomanian , Sarvak Formation.
Fig.2) *Rotalipora cushmani* , Upper Cenomanian , Sarvak Formation.
Fig.3) *Whiteinella archaeocretacea* , Upper Cenomanian , Sarvak Formation.
Fig.4) *Heterohelix globolusa* , Upper Cenomanian , Sarvak Formation.
Fig.5) *Heterohelix moremmani* , Upper Cenomanian , Sarvak Formation.
Fig.6) *Heterohelix reussi* , Upper Cenomanian , Sarvak Formation.
Fig.7) *Heterohelix striata* , Santonian , Surgah Formation.
Fig.8) *Whiteinella praealvetica* , Upper Cenomanian , Sarvak Formation.
Fig.9) *Marginotruncana marginata* , Middle Torunian , Surgah Formation.
Fig.10) *Marginotruncana renzi* , Middle Torunian , Surgah Formation.
Fig.11) *Marginotruncana sigali* , Upper Torunian , Surgah Formation.
Fig.12) *Marginotruncana undulata* , Upper Torunian , Surgah Formation.
Fig.13) *Marginotruncana coronata* , Upper Torunian , Surgah Formation.
Fig.14) *Archeoglobigerina blowi* , Middle Torunian , Surgah Formation.
Fig.15) *Archeoglobigerina bosquensis* , Middle Torunian , Surgah Formation.
Fig.16) *Globotruncana bulloides* , Santonian , Ilam Formation.
Fig.17) *Globotruncana orientalis* , Santonian , Ilam Formation.

raminifera and environmental changes across the Bonarelli event (OAE2, latest Cenomanian) in its type area: a high resolution study from the Tethyan reference Bottaccione section (Gubbio, central Italy). *Journal of Foraminiferal Research*, 34, 109–129.

- Desmares, D., Grosheny, D., Beaudoin, B., Gardin, S. and Gauthier – Lafaye, F., 2007. High resolution stratigraphic record constrained by volcanic ash beds at the Cenomanian – Torunian boundary in the Western Interior basin, USA. *Cretaceous Research*, 28, 561-582.

- Grosheny, D., Beaudoin, B., Morel, L. and Desmares, D., 2006. High-resolution biostratigraphy and chemostratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary event in the Vocontian basin, southeast France. *Cretaceous Research*, 27, 629-640.

- Keller, G., Berner, Z., Adatte, T. and Stueben, D., 2004. Cenomanian–Turonian and $\delta^{13}\text{C}$, and $\delta^{18}\text{O}$, sea level and salinity variations at Pueblo, Colorado. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 211, 19-43.

- James, G.A. and Wynd, J.D., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil Consortium Agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*.

- Kauffman, E.G. and Hart, M.B., 1996. Cretaceous bio – event. In: Walliser, O.H.(ed.), *Global event and event stratigraphy in the phanerozoic*. Springer. 285-312.

- Loeblich, Jr.A.R. and Tappan, H., 1988. Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold

نتیجه گیری

با بررسی گسترش چینه‌شناسی روزن بران پلانکتونیک سازند سورگاه در برش چنارباشی مشخص شد که تغییرات سطح آب دریا اثر مستقیمی روی تکامل روزن بران پلانکتونی دارد به طوری که روزن بران پلانکتون در پاسخ به تغییرات سطح آب با تغییر شاخصه‌های شکل‌شناسی زمینه تکامل خود را فراهم می‌کند ولی گسترش چینه‌شناسی و فراوانی آنها صرفاً وابسته به تغییرات سطح آب دریا نیست بلکه عوامل رخساره‌ای و محیطی مثل شوری، دما، اکسیژن و نوع استراتژی زیستی آنها (نوع k یا r) بودن نیز دخیل است.

منابع

- آقائباتی، س.ع. ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران - سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۸۶.
- مطیعی، ه. ۱۳۷۲. زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس - سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۳۶.
- منجزی، ن.، وزیری مقدم، ح.، طاهری، ع. و امیری بختیار، ح. ۱۳۸۷. زیست چینه‌نگاری سازند سورگاه در برش الگو (جنوب شرق ایلام) - مجله علوم دانشگاه تهران، ۴، ۶۷-۷۶.
- Armstrong, H. and Brasier, M., 2005. *Microfossils*. Blackwell Scientific Publication, 296.
- Caron, M., 1985. *Cretaceous Planktonic Foraminifera*. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B. and PERCH- Nielsen, K. (eds.) *Plankton stratigraphy*, Cambridge University Press. 17-86.
- Coccioni, R. and Luciani, V., 2004. *Planktonic fo-*

publication. 1, 2.

- Hart, M.B., 1980. A water depth model for the evolution of the planktonic foraminifera. *Nature*, 286, 252-254.

- Macleod, J.H. and Roohi, M., 1970. Kuh - e - Varzarin, Geological Compilation Map, scale 1:100000. N.I.O.C.

- Postuma, J.A., 1971. *Manual of Planktonic Foraminifera*, Elsevier, 420.

- Premoli Silva, I. and Verga, D., 2004. *Practical manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera*. International

School on Planktonic Foraminifera, Course: Cretaceous. In: Verga, D and Rettori, R.(Eds.). *Universities of Perugia and Milan, Tipografia Pontefelcino, Perugia- Italy*. 283.

- Robaszynski, F. and Caron, M., 1995. *Foraminifères planctoniques du crétacé : commentaire de la zonation Europe- Méditerranée*. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 166, 681-692.

- Wynd, J.G., 1965. *Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement area*, IOOC, Report 1082 (unpublished).

Archive of SID