

زیست‌چینه نگاری و دیرینه‌بوم‌شناسی تورونین- سانتونین بر پایه روزن‌بران شناور، سازند سورگه، تاکدیس سورگه، جنوب باختر ایلام

مهدی رازیانی^۱، محمد وحیدی‌نیا^{۲*} و عباس صادقی^۳

^۱ دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۳ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۲/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۷/۱۳

چکیده

این مطالعه در سازند سورگه و بر پایه روزن‌بران شناور انجام پذیرفت و سه پهنه زیستی برای تورونین پسین تا سانتونین پیشین تعیین شد. همچنین با استفاده از نسبت روزن‌بران شناور به کفزی و استفاده از رابطه تعیین ژرفای Van der Zwaan، به‌طور کلی از تورونین به سانتونین محیط رسوبی در حال ژرف شدن است. به این صورت که در اواسط انتهای تورونین روزن‌بران شناور ۹۶ تا ۹۸ درصد بوده‌اند که ژرفای ۱۰۰۰ متر را نشان می‌دهد که به محیط زیرباتیال بالایی اشاره دارد. در انتهای تورونین پسین ژرفای آب مقداری کاهش (۵۰۰ تا ۹۰۰ متر) و درصد روزن‌بران شناور به ۷۰ تا ۹۰ کاهش می‌یابد که این ژرفا منطقه میانی باتیال بالایی و شرایط الیگوتروفیکی به یوتروفیکی را نشان می‌دهد. در ابتدای کنیاسین ژرفای آب روند کاهشی به خود می‌گیرد و درصد روزن‌بران شناور ۶۵ تا ۸۰، منطقه باتیال بالایی با ژرفای متوسط ۵۰۰ متر و شرایط الیگوتروفیکی را نشان می‌دهد. اما دوباره در انتهای کنیاسین ژرفای آب روند افزایشی به خود می‌گیرد و به یک پیک افزایشی کوتاه‌مدت با ژرفای ۱۰۰۰ متر می‌رسد (شرایط یوتروفیکی). در ابتدای سانتونین ژرفای آب کاهش می‌یابد. به‌طوری که ژرفای آب به ۲۰۰ تا ۶۰۰ متر و درصد روزن‌بران شناور به ۴۵ تا ۶۰ می‌رسد که نشان‌دهنده منطقه بالای باتیال بالایی و شرایط الیگوتروفیکی است. در این میان با یک پیک افزایشی ژرفا در کمی پیش از انتهای سازند سورگه ژرفای آب به ۹۵۰ متر می‌رسد که فرم‌های بدون کارن چیره می‌شوند (شرایط یوتروفیکی) و در پایان در انتهای سازند سورگه (اواخر سانتونین پیشین) ژرفای آب کاهش می‌یابد. به‌طور کلی بر پایه روزن‌بران شناور، یک محیط دریای باز ژرف (باتیال بالایی) برای تورونین به سانتونین در سازند سورگه تعیین می‌شود که تحت تأثیر تکرار شرایط الیگوتروفیکی به یوتروفیکی است.

کلیدواژه‌ها: روزن‌بران شناور، کفزی، تورونین- سانتونین، باتیال بالایی، یوتروفیکی، الیگوتروفیکی.

*نویسنده مسئول: محمد وحیدی‌نیا

E-mail: vahidinia@ferdowsi.um.ac.ir

۱- پیش‌نویس

و آنها نیز ضمن معرفی زیست‌زون‌های آن، سن تورونین پسین تا سانتونین پیشین را برای آن پیشنهاد کردند.

از میان سازندهای گروه بنگستان (سروک، سورگه و ایلام)، تنها سازند سورگه دارای سنگ‌شناسی شیلی و نرم است و تمرکز بالایی از روزن‌بران پلانکتونی دارد. پس این امکان را به پژوهشگران می‌دهد که نمونه‌های فسیلی آزاد را برای مطالعات میکروسکوپی جداسازی و ضمن مطالعات زیست‌چینه‌نگاری، زون‌بندی دقیقی از تورونین- سانتونین ارائه کنند و زمینه را برای تحلیل‌های آماری و تفسیر زیست‌بوم دیرین فراهم سازند.

۲- موقعیت و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه

ناحیه مورد مطالعه در ۲۵ کیلومتری جاده ایلام به مهران و در تاکدیس سورگه با مختصات جغرافیایی ۱۶° ۲۰' ۴۶" خاوری و ۳۳° ۳۵' ۱۵" شمالی جای گرفته است (شکل ۱).

۳- مواد و روش‌های مورد استفاده

جنس رسوبات سازند سورگه در تاکدیس کوه سورگه از شیل و شیل‌های مارنی است. بر این اساس، ۱۶۸ نمونه نرم و شیلی با وزن تقریبی ۱ کیلوگرم به روش سیستماتیک برداشت و به دلیل ماهیت نرم و شیلی بودن آنها از روش شستشو برای آماده‌سازی نمونه‌ها استفاده شد؛ به این صورت که نمونه‌های نرم و خشک با هیدروژن پراکسید ۱۰٪ خیسانده و سپس با آب گرم روی الک‌های ۷۰، ۱۰۰ و ۱۲۰ مش شستشو داده شدند و در صورت نیاز این روش چندین بار تکرار شد (Zepeda, 1998). رسوبات بر جای مانده روی الک‌ها پس از خشک

هدف از این مطالعه بررسی زیست‌چینه‌نگاری و دیرینه‌بوم‌شناسی در طول تورونین- سانتونین بر پایه روزن‌بران شناور در سازند سورگه است و سعی شده که با شناسایی دقیق و بررسی آماری روزن‌بران شناور به دنبال روابط میان روزن‌بران و محیط دیرین آنها در راستای درک بهتر وقایع تأثیرگذار گذشته بر رشد و گسترش آنها بود. در طول سال‌های گذشته، مطالعات زیادی روی سازندهای زاگرس و بازه زمانی کرتاسه بالایی صورت پذیرفته ولی سازند سورگه به دلیل ماهیت شیلی بودن آن و قرارگیری در حد فاصل دو سازند آهکی و واریزه ساز سروک و ایلام (شکل ۱) در کمتر مکان‌هایی از این واریزه‌ها در امان مانده و بنابراین امکان نمونه‌برداری از شیل‌های این سازند به آسانی میسر نبوده و در برش‌های سطح‌الارضی کمتر مورد بررسی دقیق زیست‌چینه‌نگاری و دیرینه‌بوم‌شناسی قرار گرفته است. در این مطالعه ابتدا پس از بازدیدهای میدانی مکرر از زیرپهنه لرستان برش سطح‌الارضی مناسب و بدون واریزه‌ای از این سازند در جنوب ایلام انتخاب و مورد نمونه‌برداری قرار گرفت.

سازند سورگه به عنوان یکی از سازندهای گروه بنگستان در کرتاسه بالایی جای گرفته است که بر خلاف دیگر سازندهای این گروه که در کل زاگرس رخنمون دارند این سازند گسترش محدودی دارد و تنها در بخش شمالی زاگرس چین خورده (زیرپهنه لرستان) و بیشتر در جنوب ایلام دارای رخنمون‌های سطح‌الارضی است. این سازند شیلی به ترتیب در زیر و روی دو سازند آهکی و صخره‌ساز ایلام و سروک قرار گرفته است (آقاناتی، ۱۳۸۳). سازند سورگه ابتدا توسط Wynd (1965) با سن تورونین- سانتونین در تنگ گراب در کوه سورگه معرفی شد. اما پس از آن منجزی (۱۳۸۵) به دلیل قرارگیری تنگ گراب در تاکدیس کبیر کوه محل دقیق این برش را در تنگ گراب که در یال شمال خاوری تاکدیس کبیر کوه قرار گرفته است بنا نهادند

با ژرف‌تر شدن آب افزایش پیدا می‌کند (Boltovskoy & Wright, 1976; Gibson, 1989; Van der Zwaan et al., 1990 & 1999).

Gibson (1989) اظهار می‌دارد که اختلاف نسبی میان نرخ بالاتر تکثیر گونه‌های شناور در نواحی دریای باز و در برابر آن تکثیر و تراکم بالای گونه‌های کف‌زی در نواحی نرتیک دلیل اصلی چنین تفاوتی در گسترش روزن‌بران است.

همچنین اکوسیستم پلاژیک به ژرفای آبی کمتر (درون زون نوری) برای افزایش عملکرد خود نیاز دارد (Van der Zwaan et al., 1990). بنابراین تراکم بالای روزن‌بران شناور در محدوده دریای باز بیشتر امکان‌پذیر است.

بسیاری از افراد مانند (Gibson, 1989) (Van der Zwaan et al., 1990 & 1999) و (Leckie et al., 1998) به اهمیت مواد غذایی در نسبت روزن‌بران شناور به کف‌زی (P/B) به‌ویژه در روزن‌بران کف‌زی تأکید دارند. درصد روزن‌بران کف‌زی با ژرفا نسبت عکس دارد؛ زیرا نرخ تکثیر آنها به مواد آلی که به کف دریا می‌رسد وابسته است. روزن‌بران کف‌زی تا سه برابر بیشتر از روزن‌بران شناور به مواد آلی نیاز دارند و آنها را جذب می‌کنند (Van der Zwaan et al., 1990).

تراکم روزن‌بران شناور و کف‌زی به نوسان‌های مواد آلی وابسته است و مواد آلی که به کف حوضه می‌رسند به دلیل عمل اکسایش، با افزایش ژرفا کاهش می‌یابند. پس در ژرفای زیاد نسبت P/B افزایش می‌یابد (Van der Zwaan et al., 1999). دیگر متغیرها مانند دما، شوری و مدل چرخش آب ممکن است نقش کوچکی داشته باشند. (Van der Zwaan et al., 1990) از رابطه ریاضی زیر برای برآورد ژرفای آب استفاده کردند:

$$\text{Water depth} = e^{(3.58718 + (0.03534 \cdot \text{pl}))}$$

در این رابطه pl درصد روزن‌بران شناور را نشان می‌دهد و e لگاریتم طبیعی است. بر پایه پژوهش‌های صورت گرفته توسط (Leckie et al., 1998) اگر میزان روزن‌بران شناور به ۸۰ تا ۸۵ درصد برسد، محیط باتیال بالایی (upper bathyal) را نشان می‌دهد و در زمانی که روزن‌بران کف‌زی افزایش یابند، این درصد به ۳۰ تا ۸۰ کاهش می‌یابد.

بیشتر اطلاعات و تفسیرهایی که امروزه با استفاده از روزن‌بران شناور در ارتباط با ژرفای آب دریاهای دیرین صورت می‌گیرد، بر پایه مقایسه با مورفوتایپ‌های امروزی است. در این زمینه افرادی مانند (Hemleben et al., 1989) به مطالعه محیط‌های امروزی و افرادی مانند (West et al., 1998) و (Hart, 1999) به مطالعه محیط‌های کرتاسه پرداخته‌اند. این مطالعات نشان داده است که فراوانی و ازدیاد آنها در طول کرتاسه بیشتر در محیط‌های ژرف رخ داده است، این موضوع با داده‌ها و نتایج ایزوتوپی کربن (C) و اکسیژن (O) که روی دیواره آهکی روزن‌بران و همچنین محیط آبی پیرامون آنها انجام شده تأیید می‌شود (Corfield et al., 1990; Norris & Wilson, 1998; Houston et al., 1999).

میزان ایزوتوپ کربن ۱۳ در آب‌های سطحی به دلیل تمایل کربن ۱۲ برای ترکیب شدن با مواد آلی بیشتر است و در آب‌های ژرف‌تر میزان آن به دلیل عمل اکسایش مواد آلی کمتر است. در حالی که میزان ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ وابسته به دماست و میزان دما در آب‌های سطحی و ژرف را نشان می‌دهد.

داده‌های ایزوتوپی جنس هتروهلکس نوسان‌های زیادی دارد؛ به گونه‌ای که برخی زمان‌ها به زیست‌بوم‌های ژرف اشاره دارد (D. Hondt & Arthur, 1995; Huber et al., 1995 & 1999; MacLeod et al., 2000).

به هر حال، بیشتر داده‌های ایزوتوپی نشان از زیست‌بوم آب‌های سطحی و زیر ژرفای ترموکلاین برای هتروهلکس دارند (Huber et al., 1995; MacLeod et al., 2000).

گونه‌های هدبرگلا (*Hedbergella*) دورترین فاصله را با روزن‌بران کف‌زی دارند و متعلق به آب‌های سطحی هستند (Huber et al., 1995; Fassell & Bralower, 1999).

شدن با استفاده از میکروسکوپ دوچشمی جداسازی و از هر رسوب در صورت امکان ۱۰۰ نمونه فسیلی جدا شد و مورد مطالعه و تجزیه و تحلیل قرار گرفت (جدول‌های ۳، ۴ و ۵).

۴- زیست‌چینه‌نگاری

وجود روزن‌بران شناور فراوان در این سازند کمک کرد که با دقت فراوان به شناسایی روزن‌بران پرداخته و ۳ زون زیستی به شرح زیر برای تورونین پسین تا سانتونین پیشین معرفی شود که منطبق بر زون‌های زیستی ارائه شده توسط (Premoli Silva & Verga, 2004) برای حوضه تیتس هستند (شکل ۲ و جدول ۱):

۴-۱. *Marginotruncana sigali* – *Dicarinella primitive zone*

Category: Partial range zone

Age: Late middle to late Turonian

Author: Premolisilva&Sliter (1999)

این زون از نوع زون گستره‌ای بخشی (Partial range zone) است که قاعده آن درون سازند آهکی سروک جای دارد و تنها ۲۸ متر از شیل‌های مارنی سبز زیتونی با میان‌لایه‌های نازک مارنی ابتدای سازند سورگه را دربر می‌گیرد و محدوده آن از ناپدید شدن *Helvetoglobotruncana helvetica* تا شروع *Dicarinella concavata* را شامل می‌شود.

۴-۲. *Dicarinella concavata zone*

Category: Interval zone

Age: Late Turonian to earliest Santonian

Author: Premoli silva & Verga, 2004

این زون از نوع اینتروال زون (Interval zone) است و محدوده آن از پیدایش *Dicarinella concavata* تا ظهور *Dicarinella asymetrica* است. ستبرای این زون در برش مورد مطالعه ۶۰ متر است که از دید سنگ‌شناختی شامل شیل‌های مارنی خاکستری و سبز زیتونی است که تغییرات سنگ‌شناختی زیادی ندارند.

۴-۳. *Dicarinella asymetrica zone*

Category: Total range zone

Age: Early Santonian to Early Campanian

Author: Robaszynski&Caron, 1995

این زون از نوع (Total range zone) بوده که محدوده گسترش آن شامل همه رسوباتی است که گونه *Dicarinella asymetrica* در آن حضور دارد. در انتهای این زون گونه‌های جنس *Globotruncana* ظهور می‌یابند و به تدریج جای گونه‌های جنس *Marginotruncana* را می‌گیرند. این زون ۶۰ متر از رسوبات شیل خاکستری و سبز زیتونی با میان‌لایه‌های نازک شیل مارنی را دربر می‌گیرد؛ اما بخش انتهایی این زون درون آهک‌های مارنی صخره‌ساز سازند ایلام قرار گرفته است. در این مطالعه به دلیل اینکه گونه‌های جنس *Globotruncana* ظهور پیدا نکرده‌اند، پس می‌توان سن رسوبات انتهایی سازند سورگه را سانتونین پیشین در نظر گرفت.

۵- تفسیر دیرین‌بوم‌شناختی

۵-۱. ژرفای آب

نسبت میان روزن‌بران شناور و کف‌زی به همراه رابطه تعیین ژرفای vander zwaan از جمله روش‌های مورد اطمینان برای برآورد ژرفای دریاهای گذشته هستند در این روش جنس و گونه‌ها شناسایی شد و مورد شمارش دقیق قرار و بر پایه داده‌های آماری به دست آمده تفسیرهای دیرین‌بوم‌شناختی صورت گرفت (جدول‌های ۳، ۴ و ۵ و شکل ۲).

از مدت‌ها پیش دانسته شده است که درصد روزن‌بران شناور در رسوبات،

و ۲ و شکل ۲ آمده است، واضح است که در طول کاهش ژرفای آب از میان فرم‌های شناور، تعداد کارن‌دارها افزایش می‌یابد که نشان‌دهنده شرایط الیگوتروفیکی یعنی کاهش مواد غذایی است. افزایش تعداد فرم‌های کارن‌دار در طول کاهش ژرفا گویای این امر است که نوسان‌ها ژرفای آب تأثیر چندانی بر گسترش شناورها ندارد و مواد غذایی نقش مهم‌تری از ژرفا دارند. به این صورت که شواهد نشان می‌دهد کاهش ژرفای آب به دلیل کم شدن ورودی آب به درون حوضه آبی است که این امر ضمن کاهش ژرفا، سبب کم شدن مواد غذایی ورودی به حوضه و در پایان سبب ایجاد شرایط الیگوتروفیکی (کاهش مواد غذایی) و فراوان شدن فرم‌های کارن‌دار می‌شود.

۵-۲. مواد غذایی

مواد غذایی فراوان و رقابت پایین سبب توسعه تولید اولیه (early reproductive) و فراوان شدن روزن‌بران می‌شود (Lipps, 1979) که این موضوع با مطالعات آزمایشگاهی تأیید شده است (Hemleben et al., 1989). بنابراین مواد غذایی بالا زمینه را برای گسترش گروه r-strategists مانند گونه‌های هتروهلکس و هدبرگلا و وایتینلا فراهم می‌کند و ممکن است از رونق جنس‌های کارن‌دار و k-strategists مانند مارجینوترونکانا جلوگیری شود. همان‌طور که بحث شد و در شکل ۲ نیز مشخص است در پی کاهش ژرفای آب درصد روزن‌بران شناور کاهش می‌یابد که با نسبت روزن‌بران شناور به کف‌زی P/B قابل انطباق است؛ ولی از میان فرم‌های شناور، فرم‌های کارن‌دار افزایش پیدا می‌کنند که نشان می‌دهد عامل دیگری در این شرایط بر فراوان شدن آنها اثرگذار است که این عامل می‌تواند مواد غذایی باشد؛ به دلیل اینکه جنس‌های کارن‌دار k-strategic هستند و در شرایط الیگوتروفیکی و عدم نوسان محیط فراوان می‌شوند؛ چرا که کاهش ژرفای آب به دلیل کم شدن آب ورودی و در نتیجه کم شدن مواد غذایی به حوضه است. پس شرایط غذایی الیگوتروفیکی در پی کاهش ژرفا ایجاد می‌شود و فرم‌های کارن‌دار که k-strategic هستند، افزایش پیدا می‌کنند. اما عکس این حالت هم صادق است؛ در پی افزایش ژرفا که ناشی از زیاد شدن آب ورودی به حوضه است، به طبع مواد غذایی نیز افزایش پیدا می‌کنند که سبب ایجاد شرایط یوتروفیکی (فراوانی مواد مغذی) و فراوان شدن گونه‌های بدون کارن و r-strategic می‌شود. در طول تورونین به سانتونین این شرایط تکرار می‌شود که نشان از تغییرات مکرر شرایط الیگوتروفیکی به یوتروفیکی دارد (شکل ۲).

۶- نتیجه‌گیری

در این مطالعه ۳ زون زیستی برای سازند سورگاه در جنوب ایلام بر پایه روزن‌بران شناور تعیین و سن تورونین پسین تا سانتونین پیشین برای آن پیشنهاد شد. به‌طور کلی یک محیط دریای باز ژرف (باتیال بالایی) برای تورونین به سانتونین در سازند سورگاه مشخص شد.

در طول تورونین پسین تا سانتونین پیشین نوسان‌هایی در ژرفای آب رخ داده است که به همراه آن، در جمعیت روزن‌بران نیز تغییراتی رخ می‌دهد که دلیل آن را می‌توان مربوط به شرایط غذایی دانست.

در طی کم شدن ژرفای آب، جمعیت فرم‌های شناور کاهش می‌یابد اما از میان فون‌های شناور، فرم‌های کارن‌دار مانند مارجینوترونکانا و دی کارینلا افزایش پیدا می‌کنند که از فرم‌های سازگار با شرایط الیگوتروفیکی (کمبود مواد مغذی) و k-strategic هستند. این تغییرات نشان می‌دهد که کاهش آب‌های ورودی دارای مواد مغذی به درون حوضه آبی سبب کاهش ژرفای آب شده است.

در پی افزایش یافتن ژرفای آب، جمعیت فرم‌های شناور افزایش می‌یابد؛ ولی از میان فون‌های شناور، فرم‌های کارن‌دار کاهش و فرم‌های بدون کارن مانند هدبرگلا و وایتینلا که از فرم‌های سازگار با شرایط یوتروفیکی (افزایش مواد مغذی)

در حالی که گونه‌های وایتینلا (*Whiteinella*) در آب‌های میانی ساکن هستند (Huber et al., 1995 & 1999).

جنس‌های کارن‌دار مانند *Dicarinella* و *Marginotruncana* به گونه‌های روزن‌بران کف‌زی نزدیک‌تر و ساکن آب‌های ژرف هستند.

در طول یک دوره زمانی، حضورها و انقراض‌های متوالی از گونه و جنس‌ها در طول منحنی ژرفای آب دیده می‌شود که عملکرد دیگر عوامل مانند بالا یا پایین افتادن پهنه کمینه اکسیژن (OMZ) یا مواد غذایی است (Jarvis et al., 1998; Leary et al., 1989; Koutsoukos & Hart, 1990; Hart, 1999; Premoli Silva & Sliter, 1999).

۳ گروه مهم توسط Leckie (1987) معرفی شده است (جدول ۲):

– **فون‌های مربوط به شلف:** مانند هتروهلکس و گوملیتیریا که جزو گونه‌های فرصت‌طلب هستند که اصطلاحاً r-strategists نامیده می‌شوند و بازگو کننده شرایط یوتروفیک یا ناپایدار (نوسانات شوری یا اکسیژن) هستند (Leckie, 1987; Nederbragt, 1991; Leckie et al., 1998; Nederbragt et al., 1998; West et al., 1998; Premoli Silva & Sliter, 1999).

– **فون‌های دریای باز کم‌ژرفا:** مانند وایتینلا (*Whiteinella*)، در زمانی که در ژرفای زیادتر شرایط ایده‌آل فراهم نباشد در ژرفای کم و یا در پهنه کمینه اکسیژن افزایش می‌یابند (Leckie, 1987; Jarvis et al., 1988; Leary et al., 1989; Koutsoukos & Hart, 1990; Leckie et al., 1998; West et al., 1998; Premoli Silva & Sliter, 1999).

– **فون‌های دریای باز ژرف:** جنس‌های کارن‌دار (*Marginotruncana* و *Dicarinella*) در این گروه قرار می‌گیرند که بازگوکننده شرایط الیگوتروفیکی و سبک k-strategists هستند (Leckie, 1987; Premoli Silva & Sliter, 1999).

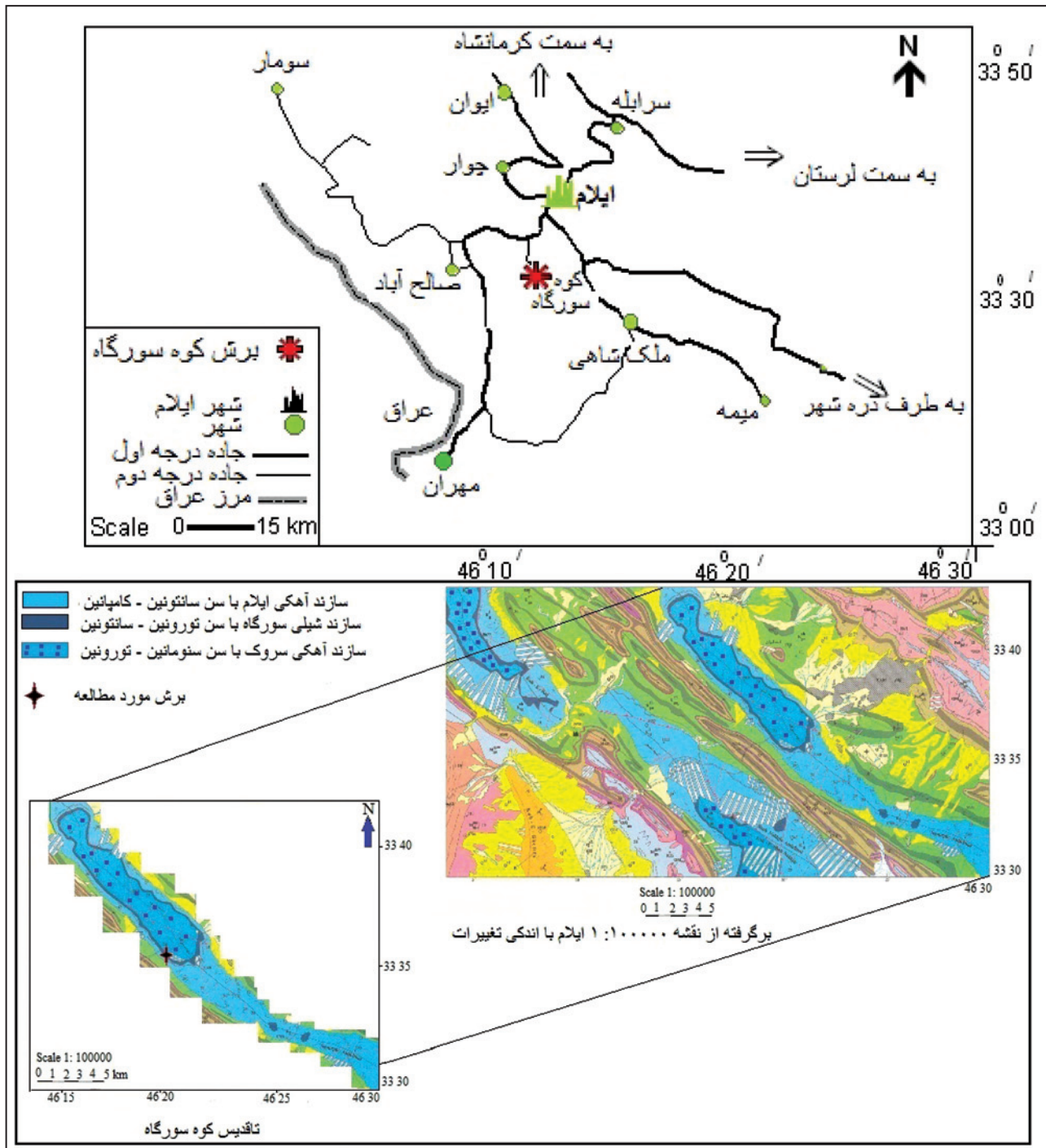
در تاقدیس سورگاه ژرفای آب بر پایه فرمول (Van der Zwaan et al. (1990) به دست آمد؛ برای این تاقدیس محیط باتیال بالایی (Upper bathyal) در نظر گرفته می‌شود که به‌طور میانگین درصد روزن‌بران شناور ۴۵ تا ۹۸ درصد و ژرفای آب ۴۵ متر دارد (شکل ۲ و جدول ۵).

در قاعده سازند (۸ متر ابتدایی) میزان روزن‌بران شناور به حدود ۹۶ تا ۹۸ درصد می‌رسد که ژرفای بیش از ۱۰۰۰ متر را نشان می‌دهند. اما به‌طور ناگهانی از میزان شناورها کاسته (۷۰ تا ۹۰ درصد) و یک روند کاهشی در ژرفا (۵۰۰ تا ۹۰۰ متر) دیده می‌شود. در انتهای تورونین پسین ژرفای آب مقداری کاهش می‌یابد (۵۰۰ تا ۹۰۰ متر) و درصد روزن‌بران شناور نیز به ۷۰ تا ۹۰ کاهش می‌یابد که بیشتر آنها فرم‌های کارن‌دار مارجینوترونکانا و دی کارنلا و به تعداد کمتر فرم‌های بدون کارن مانند وایتینلا و هدبرگلا هستند. این ژرفا، منطقه میانی باتیال بالایی و شرایط الیگوتروفیکی به یوتروفیکی را نشان می‌دهد. در ابتدای کنیاسین ژرفای آب روند کاهشی به خود می‌گیرد و درصد روزن‌بران شناور ۶۵ تا ۸۰، منطقه باتیال بالایی با ژرفای میانگین ۵۰۰ متر و شرایط الیگوتروفیکی را نشان می‌دهد. اما دوباره در انتهای کنیاسین ژرفای آب روند افزایشی به خود می‌گیرد و به یک پیک افزایشی کوتاه مدت با ژرفای ۱۰۰۰ متر می‌رسد. در طول این پیک، فرم‌های بدون کارن افزایش می‌یابند که نشان از شرایط یوتروفیکی یعنی افزایش مواد مغذی دارد. در ابتدای سانتونین، ژرفای آب کاهش می‌یابد؛ به‌طوری که به ۲۰۰ تا ۶۰۰ متر می‌رسد؛ درصد روزن‌بران شناور نیز به ۴۵ تا ۶۰ می‌رسد که نشان‌دهنده منطقه بالای باتیال بالایی و شرایط الیگوتروفیکی است. تنها در این میان با یک پیک افزایشی ژرفا در کمی پیش از انتهای سازند سورگاه ژرفای آب به ۹۵۰ متر می‌رسد (شرایط یوتروفیکی) و در پایان در انتهای سازند سورگاه (سانتونین پیشین) ژرفای آب کاهش می‌یابد.

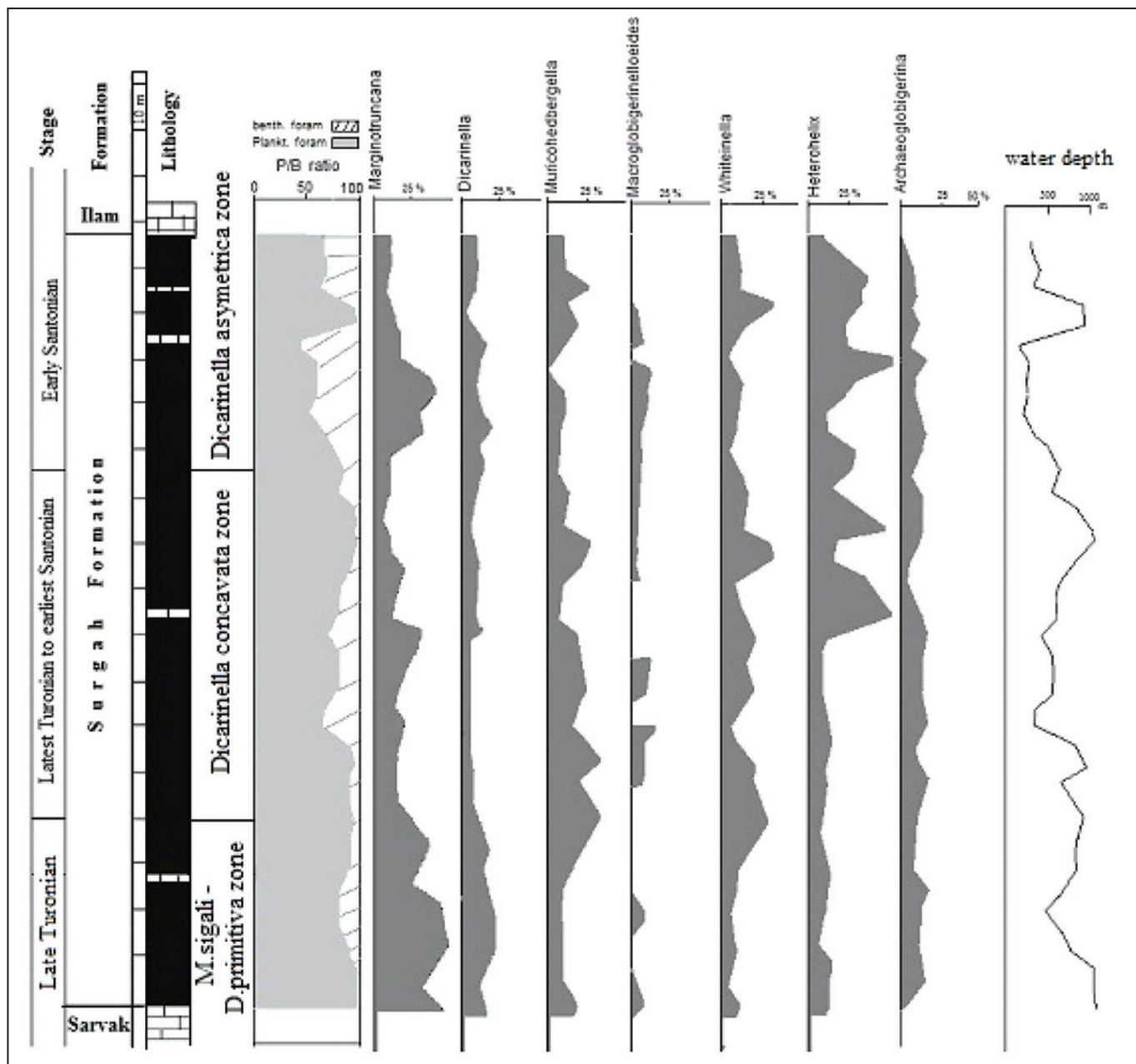
با توجه به داده‌های آماری حاصل از شمارش روزن‌بران شناور که در جدول‌های ۱

در سازند سورگاہ چندین پیک افزایشی و کاهشی در ژرفای آب رخ داده که سبب تکرار شرایط الیگوتروفیکی به یوتروفیکی در طول تورونین به سانتونین شده است.

و r-strategic هستند، افزایش می‌یابند. این تغییرات نشان می‌دهند که به همراه ژرف شدن آب، افزایش مواد غذایی رخ می‌دهد که ناشی از افزایش آب‌های ورودی حامل مواد غذایی به درون حوضه رسوبی است.



شکل ۱- راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه در تاق‌دیس کوه سورگاہ در جنوب باختری شهر ایلام.



شکل ۲- درصد جنس‌های روزن‌بران شناور، ژرفای آب به دست آمده و نسبت روزن‌بران شناور به کفزی.

جدول ۱- انطباق زون‌های مختلف روزن‌بران شناور در محدوده تورونین- ساتونین و اولین و آخرین حضور گونه‌های شاخص.

Age Kauffman et al. (1996)	Tropical realm Caron (1985)	Europe and Tethys Robaszynski & Caron (1995)	Mid and low latitudes Bralower et al. (1995)	Premoli silva & verga (2007)	This study
Santonian 87 Ma	D.asymetrica	D.asymetrica	D.asymetrica	D.asymetrica	D.asymetrica
Coniacian 88 Ma	D.concavata	D.concavata	D.concavata	D.concavata	D.concavata
	D.primitiva		D.sigali		
Late Turonian 89 Ma	M.sigali	M.schneegansi	H.helvetic	M.sigali – D.primitiva	M.sigali – D.primitiva ?
Middle Turonian	H.helvetic	H.helvetic		H.helvetic	

FO D.asymetrica FO D.concavata FO D.primitiva LO H.helvetic

جدول ۲- شرایط زیست‌بوم دیرین تعدادی از روزن‌بران شناور.

Genus / species	Trophic regime	Depth habitat	Life style
Hedbergella	Eutrophic	Mainly surface dwellers	r – strategice / Opportunistic
Whiteinella	Meso eutrophic	surface dwellers	r – strategice / Opportunistic
Globigerinelloides	Mainly mesotrophic	Intermediate layers	r – strategice / Opportunistic
Heterohelix	Eutrophic	surface dwellers	r – strategice / Opportunistic
Dicarinella	Oligotrophic	Termocline to mixed layer	k – strategice / non opportunistic
marginotruncana	Oligotrophic	Termocline to mixed layer	k – strategice / non opportunistic

جدول ۳- نسبت روزن‌بران شناور به کفزی و ژرفای آب تعیین شده حاصل از بررسی نمونه‌ها در سازند سورگانه.

Sample	P*	B*	%PI*	depth	Sample	P*	B*	%PI*	depth
Ss /1/01	97	۳			Ss /22/80	69	۳۱	۶۹	۴۱۱
Ss /2/02	98	۲			Ss /23/84	80	۲۰	۸۰	۶۰۱
Ss /3/04	96	۴			Ss /24/88	79	۲۱	۷۹	۵۸۳
Ss /4/08	۹۶	۴			Ss /25/92	81	۱۹	۸۱	۶۲۶
Ss /5/12	۸۶	۱۴			Ss /26/96	91	۹	۹۱	۸۸۸
Ss /6/16	84	۱۶			Ss /27/100	96	۴	۹۶	۱۰۶۳
Ss /7/20	73	۲۷			Ss /28/104	95	۵	۹۵	۱۰۲۲
Ss /8/24	81	۱۹			Ss /29/108	91	۹	۹۱	۸۸۸
Ss /9/28	87	۱۳			Ss /30/112	۷۸	۲۲	۷۸	۵۴۴
Ss /10/32	89	۱۱			Ss /31/116	76	۲۴	۷۶	۶۴۵
Ss /11/34	90	۱۰			Ss /32/120	42	۵۸	۴۲	۵۰۴
Ss /12/40	88	۱۲			Ss /33/124	62	۲۸	۶۲	۳۸۰
Ss /13/44	89	۱۱			Ss /34/128	51	۴۹	۵۱	۲۱۷
Ss /14/48	84	۱۶			Ss /35/132	59	۴۱	۵۹	۲۸۷
Ss /15/52	91	۹			Ss /36/136	55	۴۵	۵۵	۲۵۰
Ss /16/56	90	۱۰			Ss /37/140	71	۲۹	۷۱	۲۹۹
Ss /17/60	66	۳۴			Ss /38/144	45	۵۴	۴۵	۱۷۵
Ss /18/64	67	۳۲			Ss /39/148	93	۷	۹۳	۹۵۳
Ss /19/68	78	۲۲			Ss /40/152	92	۸	۹۲	۹۲۴
Ss /20/72	79	۲۱			Ss /41/156	61	۹	۶۱	۳۰۸
Ss /21/76	78	۲۲			Ss /42/160	69	۳۱	۶۹	۴۱۱

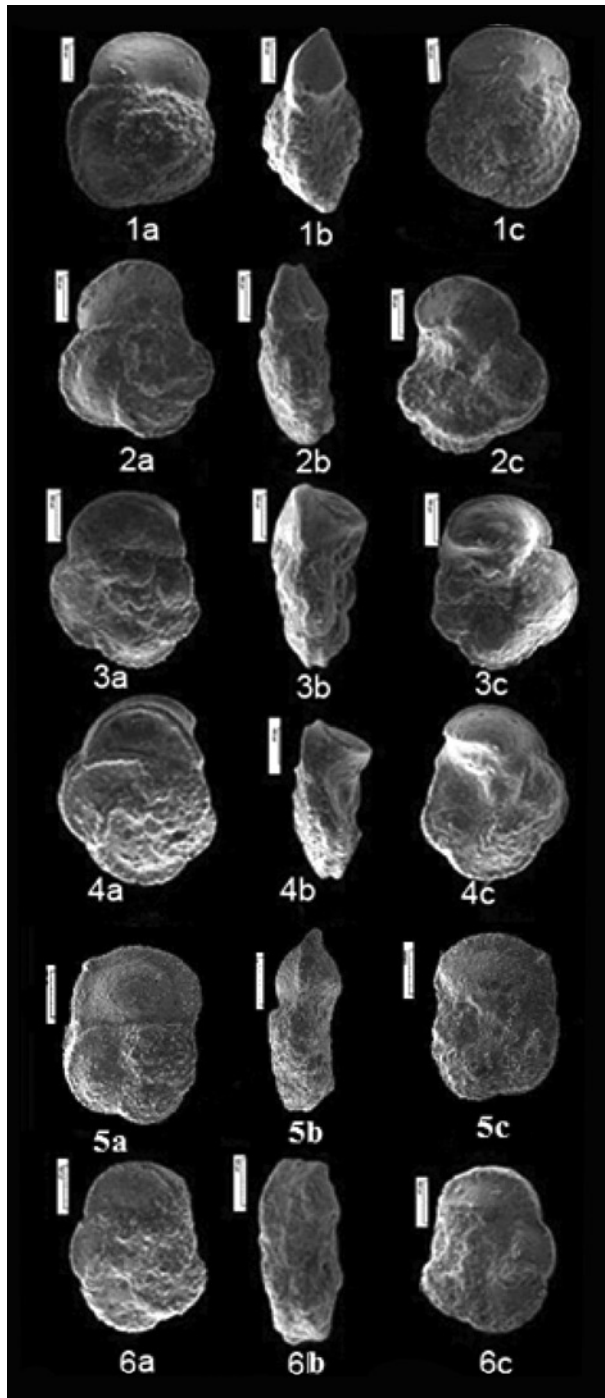
جدول ۴- تعداد روزن‌بران شناور جدا شده از نمونه‌های شیلی در سازند سورگاه.

Sample	۱	۴	۸	۱۲	۱۶	۲۰	۲۴	۳۲	۳۶	۴۰	۴۴	۴۸	۵۲	۵۶	۶۰	۶۴	۶۸	۷۲	۷۶	۸۰
<i>Archaeoglobigerina cretacea</i>	۲	۵	۵	۵	۶	۶	۹	۱۱	۱۰	۹	۹	۴۸	۵۲	۵۶	۶۰	۶۴	۶۸	۷۲	۷۶	۸۰
<i>Archaeoglobigerina blowi</i>	۰	۸	۱	۱	۲	۳	۱	۱۳	۹	۳	۱۰	۱۳	۷	۱۲	۱	۳	۵	۵	۱۰	۶
<i>Archaeoglobigerina bosquensi</i>	۰	۰	۰	۰	۲	۰	۲	۰	۲	۰	۳	۰	۱	۰	۰	۲	۲	۳	۰	۲
<i>Dicarinella asymetrica</i>	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
<i>Dicarinella concavata</i>	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۲	۲	۳	۰	۰	۵	۶	۴	۴	۶	۶
<i>Dicarinella hagni</i>	۴	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
<i>Dicarinella imbricata</i>	۵	۴	۵	۲	۴	۱۲	۱	۲	۲	۱	۲	۶	۲	۳	۰	۲	۰	۴	۰	۳
<i>Dicarinella primitiva</i>	۰	۰	۵	۴	۶	۲	۴	۱۰	۶	۱	۵	۰	۴	۵	۱۴	۴	۴	۲	۲	۲
<i>Heterohelix globulosa</i>	۵	۲۰	۱۰	۳	۵	۱۴	۱۹	۱۰	۱۰	۲	۱۰	۱۳	۷	۱۹	۱۷	۶	۳	۶	۶	۲
<i>Heterohelix reussi</i>	۵	۷	۵	۱	۴	۱	۵	۶	۵	۱	۵	۱۲	۵	۱۳	۶	۰	۶	۳	۴	۷
<i>Heterohelix moremani</i>	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۲
<i>Macroglobigerinelooides caseyi</i>	۶	۵	۴	۰	۳	۵	۲	۲	۵	۰	۴	۰	۳	۲	۱۰	۷	۸	۴	۲	۰
<i>Macroglobigerinelooides bolli</i>	۴	۲	۲	۰	۲	۴	۰	۲	۲	۰	۱	۱	۵	۲	۱	۵	۴	۲	۸	۲
<i>Marginotruncana coronate</i>	۰	۰	۳	۴	۲	۳	۳	۴	۴	۱	۰	۰	۰	۰	۰	۲	۰	۲	۴	۰
<i>Marginotruncana marginata</i>	۰	۰	۶	۴	۵	۵	۳	۳	۶	۱	۲	۰	۴	۱	۰	۴	۳	۳	۴	۶
<i>Marginotruncana renzi</i>	۱۸	۱۲	۱۶	۱۴	۷	۴	۱۲	۱۰	۴	۶	۶	۵	۱	۰	۹	۲	۳	۲	۵	۲
<i>Marginotruncana schneegansi</i>	۶	۱۲	۳	۵	۴	۵	۲	۲	۶	۰	۰	۱	۱	۷	۴	۳	۲	۴	۶	۶
<i>Marginotruncana sigali</i>	۰	۰	۸	۱۰	۳	۰	۲	۰	۲	۳	۲	۰	۴	۲	۳	۲	۳	۲	۴	۰
<i>Marginotruncana sinoussa</i>	۹	۷	۹	۱۴	۴	۸	۴	۴	۲	۰	۷	۰	۰	۲	۴	۷	۱۰	۱۰	۲	۳
<i>Marginotruncana paraconcovata</i>	۷	۰	۳	۲	۳	۵	۱	۲	۰	۳	۲	۰	۰	۱	۰	۲	۲	۲	۵	۰
<i>Marginotruncana pseudoliniana</i>	۱	۰	۳	۳	۳	۲	۲	۲	۰	۲	۰	۳	۲	۰	۱	۰	۲	۲	۳	۰
<i>Marginotruncana undulata</i>	۰	۰	۳	۰	۲	۲	۲	۰	۲	۲	۰	۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
<i>Muricohedbergella delrioensis</i>	۲	۰	۳	۱۴	۲	۱۴	۱۳	۷	۲۱	۳۰	۱۰	۳	۱۲	۳	۳	۶	۱۳	۱۰	۸	۶
<i>Muricohedbergella flandrini</i>	۱	۰	۲	۱	۵	۲	۹	۴	۲	۱۰	۵	۱۰	۸	۹	۰	۸	۸	۸	۸	۶
<i>Muricohedbergella planispira</i>	۰	۰	۰	۱	۰	۰	۳	۰	۰	۵	۴	۲	۴	۹	۹	۴	۵	۴	۶	۶
<i>Muricohedbergella simplex</i>	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۲	۱	۳	۰	۰	۰	۲	۳	۰	۲	۰	۰	۰
<i>Whiteinella baltica</i>	۲۱	۱۴	۰	۱۰	۷	۲	۶	۴	۴	۱۵	۱۴	۱۷	۲۲	۱۲	۶	۹	۱۰	۹	۳	۲۲
<i>Whiteinella brittonensis</i>	۴	۴	۰	۳	۲	۱	۳	۰	۱	۱	۰	۹	۱	۰	۳	۲	۳	۵	۲	۰

جدول ۵- تعداد روزن‌بران شناور جدا شده از نمونه‌های شیلی در سازند سورگاه.

Sample	۸۴	۸۸	۹۲	۹۶	۱۰۰	۱۰۴	۱۰۸	۱۱۲	۱۱۶	۱۲۰	۱۲۴	۱۲۸	۱۳۲	۱۳۶	۱۴۰	۱۴۴	۱۴۸	۱۵۲	۱۵۶	۱۶۰
<i>Archaeoglobigerina cretacea</i>	۵	۵	۱	۲	۴	۱۰	۹	۶	۲	۶	۸	۷	۵	۳	۴	۳	۸	۳	۶	۶
<i>Archaeoglobigerina blowi</i>	۱۲	۱۱	۴	۲	۴	۳	۶	۷	۲	۸	۶	۳	۴	۷	۲	۲	۳	۴	۴	۲
<i>Archaeoglobigerina bosquensi</i>	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱	۰	۰	۰	۰	۰	۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
<i>Dicarinella asymetrica</i>	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۷	۲	۶	۴	۳	۴	۷	۳	۰	۰	۰	۴	۳
<i>Dicarinella concavata</i>	۲	۴	۳	۷	۳	۳	۴	۶	۳	۶	۳	۵	۱۴	۷	۶	۶	۰	۲	۴	۱۰
<i>Dicarinella hagni</i>	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
<i>Dicarinella imbricata</i>	۰	۰	۱	۰	۰	۰	۳	۲	۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
<i>Dicarinella primitiva</i>	۴	۵	۴	۶	۳	۳	۸	۵	۵	۶	۸	۸	۳	۰	۶	۱۲	۰	۰	۰	۱
<i>Heterohelix globulosa</i>	۲۶	۲۲	۲۰	۱۴	۱۴	۳۰	۳	۱۲	۱۴	۱۰	۱۰	۶	۱۶	۱۲	۱۵	۱۲	۱۴	۱۴	۱۵	۱۸
<i>Heterohelix reussi</i>	۱۴	۲۰	۱۶	۴	۵	۱۰	۸	۴	۹	۲۰	۷	۴	۸	۸	۱۰	۴	۱۴	۱۸	۱۲	۱۶
<i>Heterohelix moremani</i>	۴	۰	۶	۲	۲	۲	۴	۰	۵	۰	۰	۴	۵	۱	۸	۲	۳	۶	۴	۶
<i>Macroglobigerinelooides caseyi</i>	۱	۰	۲	۲	۱	۰	۲	۲	۱	۴	۳	۶	۴	۳	۹	۳	۲	۰	۲	۱
<i>Macroglobigerinelooides bolli</i>	۲	۰	۱	۰	۱	۰	۱۲	۱	۲	۲	۰	۵	۳	۳	۴	۳	۲	۲	۱	۱
<i>Marginotruncana coronate</i>	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱	۰	۰	۰	۲	۰	۲
<i>Marginotruncana marginata</i>	۲	۸	۹	۴	۶	۵	۷	۵	۴	۸	۱۴	۶	۱۲	۴	۸	۱۶	۳	۲	۱۰	۵
<i>Marginotruncana renzi</i>	۰	۰	۰	۰	۲	۰	۰	۰	۰	۴	۰	۰	۰	۰	۸	۸	۰	۰	۰	۰
<i>Marginotruncana schneegansi</i>	۲	۰	۲	۱	۲	۰	۵	۲	۱۲	۱۰	۴	۱۸	۲	۵	۵	۶	۲	۲	۴	۴
<i>Marginotruncana sigali</i>	۰	۲	۷	۲	۱	۲	۲	۰	۲	۴	۶	۴	۷	۲	۲	۵	۰	۰	۰	۳
<i>Marginotruncana sinoussa</i>	۱	۰	۰	۱	۱	۲	۲	۳	۳	۴	۴	۸	۰	۰	۳	۰	۲	۰	۰	۰
<i>Marginotruncana paraconcovata</i>	۲	۱	۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰
<i>Marginotruncana pseudoliniana</i>	۱	۰	۳	۲	۰	۲	۰	۲	۰	۰	۲	۰	۴	۰	۳	۵	۲	۰	۰	۳
<i>Marginotruncana undulata</i>	۲	۴	۶	۶	۶	۴	۴	۸	۲	۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
<i>Muricohedbergella delrioensis</i>	۵	۶	۳	۱۴	۱۴	۰	۸	۱۰	۲	۴	۶	۵	۱۰	۵	۰	۰	۱۴	۶	۱۶	۸
<i>Muricohedbergella flandrini</i>	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۴	۱	۳	۵	۱	۵	۰	۰	۵	۵	۶	۳
<i>Muricohedbergella planispira</i>	۲	۳	۵	۳	۲	۴	۱۰	۲	۰	۰	۰	۱	۱	۱	۰	۰	۲	۰	۵	۰
<i>Muricohedbergella simplex</i>	۰	۰	۰	۰	۰	۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱	۰	۰
<i>Whiteinella baltica</i>	۹	۸	۶	۲۴	۲۵	۱۴	۱۰	۹	۱۴	۲	۹	۲	۱۲	۱۳	۴	۶	۱۵	۳۰	۷	۸
<i>Whiteinella brittonensis</i>	۴	۱	۰	۴	۴	۱	۰	۳	۱	۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰

Plate 1



Scale 100 µm

Figs1a-c, *Marginotruncana sigali*(Reichel, 1950);

Figs2a-c, *Dicarinella primitive* (Brotzen, 1938);

Figs3a-c, *Dicarinella concavata* (Brotzen,1938);

Figs4a-c, *Dicarinella asyetrica* (sigal, 1952);

Figs5a-c, *Marginotruncana marginata*(Reuss, 1845);

Figs 6a-c, *Marginotruncana pseudoliniana* (Pessagno, 1967)

Plate 2

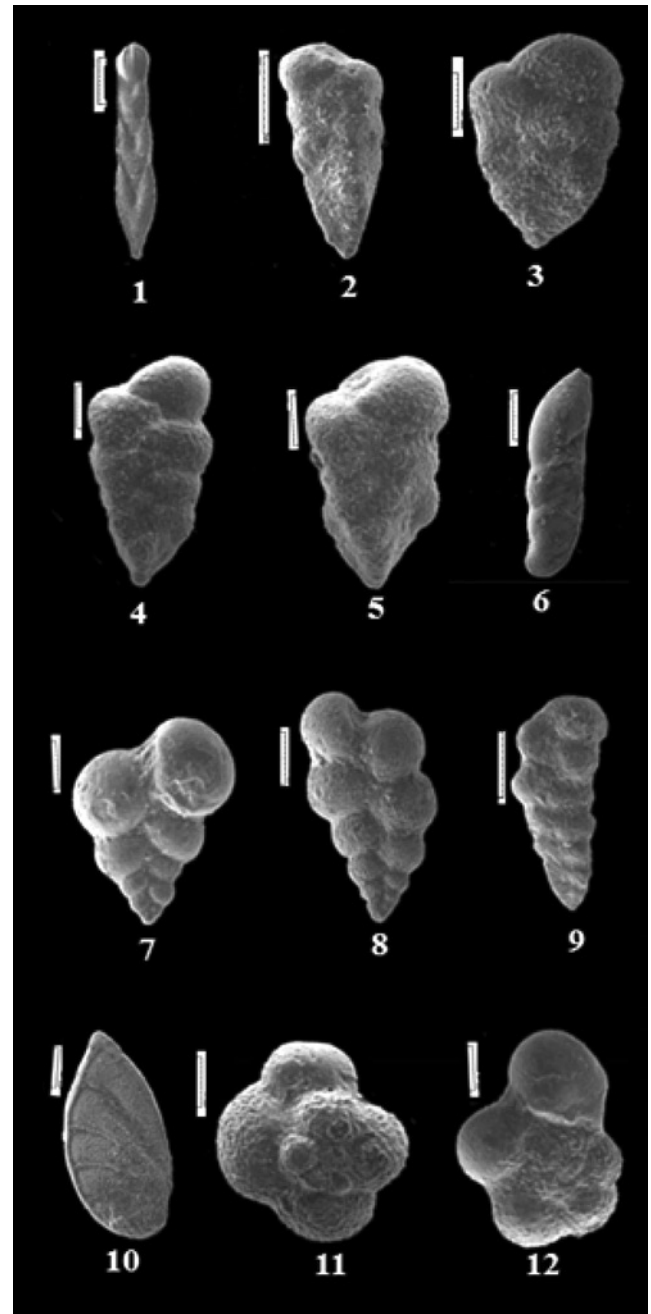


Fig 1- *Frondicularia archiaciana*(D' Orbigny) Scale 200 µm.

Figs 2,5,9- *Gaudryina laevigata* (Franke) Scale 200 µm.

Fig3-*Marssonella indentata*(Cushman) Scale 200 µm.

Fig4-*Dorothis glabrella* (Cushman) Scale 100 µm.

Fig6- *Marginulina jarvisi* (Cushman) Scale 200 µm.

Fig7 - *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg, 1840); Scale 100 µm.

Fig 8-*Heterohelix reussi*(Cushman) Scale 100 µm.

Fig10 -*Planularia tricarinella*(Reuss) Scale 100 µm.

Fig11- *Whiteinella baltica* (Douglas & Rankin 1969) Scale 100 µm.

Fig12- *Muricohedbergella delrioensis*(Carsey) Scale 100 µm

کتابنگاری

آقاباتی، س.ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
 منجری، ن.، ۱۳۸۵- زیست‌چینه‌نگاری سازند سورگه (مقطع تیپ) بر اساس فرامینیفراهای پلانکتونیک در جنوب شرق ایلام، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.

References

- Bolli, H. M., 1957- The genera Praeglobotruncana, Globotruncana, Rotalipora Abathomphalus in the Upper Cretaceous of Trinidad, B.W.I.U.S.Natural History Museum Bulletin, n.215,pp.51-60.
- Boltovskoy, E. & Wright, R., 1976- Recent Foraminifera. Dr. W. Junk b.v., The Hague, 515 pp.
- Bralower, T. J., Leckie, R. M., Sliter, W. V. & Thierstein, H. R., 1995- An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy. SEPM Special Publications 54, 65e79.
- Caron, M., 1985- Cretaceous planktic foraminifera. In. Bolli, H. M., Saunders, J. B., Perch Nielsen, K. (Eds), Plankton stratigraphy .cambridge university press.pp 17-86.
- Corfield, R. M., Hall, M. A. & Brasier, M. D., 1990- Stable isotope evidence for foraminiferal habitats during the development of the Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event. Geology 18, 175e178.
- Cushman, J. A., 1965- Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States and adjacent area. Geol. Sur. Prof.241.
- D'Hondt, S. & Arthur, M. A., 1995- Interspecies variation in stable isotopic signals of Maastrichtian planktonic foraminifera. Paleocyanography 10, 123e135.
- Fassell, M. L. & Bralower, T. J., 1999- Warm, equable mid-Cretaceous: stable isotope evidence. Geological Society of America, Special Paper 332, 121e142.
- Gebhardt, H., 1997- Cenomanian to Turonian foraminifera from Ashaka (NE Nigeria): quantitative analysis and palaeoenvironmental interpretation. Cretaceous Research 18, 17e36.
- Gibson, T. G., 1989- Planktonic/benthonic foraminiferal ratios: modern patterns and Tertiary applicability. Marine Micropaleontology 15, 29e52.
- Hart, M. B., 1999- The evolution and biodiversity of Cretaceous planktonic foraminifera. Geobios 32, 247e255. Hemleben, C., Spindler, M., Anderson, O.R., 1989. Modern Planktonic Foraminifera. Springer Verlag, New York, 363 pp.
- Hemleben, C., Spindler, M., & Anderson, O. R., 1989- Modern Planktonic Foraminifera. Springer Verlag, New York, 363 pp.
- Houston, R. M., Huber, B. T. & Spero, H. J., 1999- Size-related isotopic trends in some Maastrichtian planktic foraminifera: methodological comparisons, intraspecific variability, and evidence for photosymbiosis. Marine Micropaleontology 36, 169e188.
- Huber, B. T., Hodell, D. A. & Hamilton, C. P., 1995- Middle-Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients. Geological Society of America Bulletin 107, 1164e1191.
- Huber, B. T., Leckie, R. M., Norris, R. D., Bralower, T. J. & CoBabe, E., 1999- Foraminiferal assemblage and stable isotopic change across the Cenomanian-Turonian boundary in the subtropical North Atlantic. Journal of Foraminiferal Research 29, 392e417.
- James, G. A. & Wynd, J. G., 1965- Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area: American Association Petroleum Geology Memoir, v. 49, p. 2182-2245.
- Jarvis, I., Carson, G. A., Cooper, M. K. E., Hart, M. B., Leary, P. N., Tocher, B. A., Horne, D. & Rosenfeld, A., 1988- Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) Oceanic Anoxic Event. Cretaceous Research 9, 3e103.
- Kauffman, E. G., Kennedy, W. J. & Wood, C. J., 1996- The Coniacian stage and substage boundaries. Bulletin des Institute Royale de la Science Naturelle de Belgique, Science de la Terre 66 (Suppl.), 81e94.
- Keller, G. & Pardo, A., 2004- Paleocology of the Cenomanian – Turonian Stratotype Section (GSSP) at Pueblo, Colorado. Marine Micropaleontology 51, 95– 128.
- Koutsoukos, E. A. M. & Hart, M. B., 1990- Cretaceous foraminiferal morphogroup distribution patterns, palaeocommunities and trophic structures: a case study from the Sergipe Basin, Brazil. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 81, 221e246.
- Leckie, R. M., 1987- Paleocology of mid-Cretaceous foraminifera: a comparison of open ocean and epicontinental sea assemblages. Micropaleontology 33, 164e176.
- Leckie, R. M., Yuretich, R. F., West, O. L. O., Finkelstein, D. & Schmidt, M., 1998- Paleocyanography of the southwestern Western Interior Sea during the time of the Cenomanian-Turonian boundary (Late Cretaceous). SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology 6, 101e126.
- Leary, P. N., Carson, G. A., Cooper, M. K. E., Hart, M. B., Horne, D., Jarvis, I., Rosenfeld, A. & Tocher, B. A., 1989- The biotic response to the late Cenomanian oceanic anoxic event; integrated evidence from Dover, SE England. Journal of the Geological Society, London 146, 311e317.
- Lipps, J. H., 1979- The ecology and paleocology of planktic foraminifera. SEPM Short Course 6, 62e104.

- Loeblich, A. R. Jr. & Tappan, E., 1988- Foraminiferal genera & their classification, 970 pp. (Van Nostrand Reinhold Company, New York).
- MacLeod, K. G., Huber, B. T. & Le Ducharme, M., 2000- Paleontological and geochemical constraints on the deep ocean during the Cretaceous greenhouse interval. In: Huber, B.T., MacLeod, K.G., Wing, S.L. (Eds.), Warm Climates in Earth History. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 241e274.
- Nederbragt, A., Erlich, R. N., Fouke, B. W. & Ganssen, G. M., 1998- Palaeoecology of the biserial planktonic foraminifer *Heterohelix moremani* (Cushman) in the late Albian to middle Turonian Circum-North Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology*.
- Nederbragt, A. J., 1991- Late Cretaceous biostratigraphy and development of Heterohelcidae (planktic foraminifera). *Micropaleontology* 37, 329e372.
- Norris, R. D. & Wilson, P. A., 1998- Low-latitude sea-surface temperatures for the mid-Cretaceous and the evolution of planktic foraminifera. *Geology* 26, 823e826.
- Postuma, J. A., 1971- Manual of Planktonic Foraminifera, Elsevier. 420.
- Premoli Silva, I. & Sliter, W. V., 1999- Cretaceous paleoceanography: evidence from planktonic foraminiferal evolution. *Geological Society of America Special Paper* 332, 301e328.
- Premoli Silva, I. & Verga, D., 2004- Practical manual of Cretaceous planktonic foraminifera, course 3. In: Verga, D., and Rettri, R. (Eds.), International school of planktonic foraminifera: Universities of Perugia and Milano, Tripogradiadi di Pontefelcino, Perugia, Italy, 283 p.
- Premoli Silva, I. & Sliter, W. V., 1995- Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy & evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy. *Paleontographia Italica* 82, 89 pp.
- Robaszynski, F. & Caron, M., 1965- Foraminiferes planktonique du Cretace: *Bulletine Society Geological of France*, t. 166, p. 681-698.
- Robaszynski, F. & Caron, M., 1979- Atlas de foraminifere's planctoniques du Cre'tace' moyen (Mer Boreale et Tethys), premie`re partie. *Cahiers de Micropaleontologie* (1-185 pp).
- Robaszynski, F. & Caron, M., 1995- Foraminiferes planktonique du Cretace: *Bulletine Society Geological of France*, t. 166, p. 681-698.
- Sliter, W. V., 1989- Biostratigraphic zonation for Cretaceous planktonic foraminifera examined in thin section: *Journal of Foraminiferal Research*, v, no. 1, p. 1-19.
- Van der Zwaan, G. J., Jorissen, F. J. & de Stigter, H. C., 1990- The depth dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios: constraints and applications. *Marine Geology* 95, 1e16.
- Van der Zwaan, G. J., Duijnste, I. A. P., den Dulk, M., Ernst, S. R., Jannink, N. T. & Kouwenhoven, T. J., 1999- Benthic foraminifera: proxies or problems? A review of paleoecological concepts. *Earth- Science Reviews* 46, 213e236.
- West, O. L. O., Leckie, R. M. & Schmidt, M., 1998- Foraminiferal paleoecology and paleoceanography of the Greenhorn Cycle along the southwestern margin of the Western Interior Sea. *SEPM Concepts Sedimentology and Paleontology* 6, 79e99.
- Wynd, J. G., 1965- Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area: IOOC report, no, 1028, unpublished.
- Zepeda, M. A., 1998- planktic foraminifera diversity, equitability & biostratigraphy of the uppermost Campanian-Maastrichtian, ODP Leg122, Hole 762, Exmouth plateau, NW Australia, eastern Indian Ocean. *Cretaceous Research*, 19:117-152.

Biostratigraphy and paleoecology of Turonian – Santonian (Surgah formation) in Surgah anticline Southwest of Ilam based on planktonic foraminifera

M. Raziani ¹, M. Vahidinia ^{2*} & A. Sadeghi ³

¹ Ph.D .Student, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

³ Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Received: 2015 February 25

Accepted: 2015 October 05

Abstract

This study on the planktonic foraminifera of the Surgah Formation was carried out .three biozones are proposed for the Late Turonian – Early Santonian interval in Surgah anticline (Southwest Ilam).Based on planktonic/benthonic foraminiferal ratios and “van der zwaan” equation, a general deepening of depositional environment is indicated from Late Turonian – Early Santonian ages.During the early late Turonian, A (deeper) upper bathyal environment of about 1000 m water depth is indicated (96-98 % planktonic foraminifera, with a relatively large number of keeled and non – keeled specimens).The middle late to latest Turonian interval is characterized by 70 – 90 % planktonic foraminifera with keeled specimens dominating and rarely none – keeled and very rarely heterohelix, pointing to an upper bathyal depositional environment (500 m water depth), eutrophication to oligotrophication conditions. During early Coniacian , water depth falling slowly and characterized by 65 – 80 planktonic foraminifera with keeled forms dominating, oligotrophication conditions.Then in late Coniacian water depth rising (1000 m water depth), none – keeling dominating that pointing to eutrophication conditions. A (shallow) upper bathyal environment (400 m water depth), dominated by keeling foraminifera, oligotrophication condition, during the early santonian, is indicated by 45-60 % planktonic foraminifera but there are a short time of raising water depth before upper surgah that is indicated by 90% planktonic foraminifera, with dominated by none-keeling foraminifera specimens, eutrophication condition. In general, an open marine deep water environment (upper bathyal) is indicated by the Late Turonian to early Santonian planktonic foraminiferal faunas, influenced by periods of eutrophication to oligotrophication repeatedly.

Keywords: Planktonic foraminifera, Benthonic, Turonian-Santonian, Upper bathyal, Eutrophic, Oligotrophic.

For Persian Version see pages 75 to 84

*Corresponding author: M. Vahidinia; E-mail: vahidinia@ferdowsi.um.ac.ir