

بررسی ویژگی "چشم‌های کلسیتی" در روزن‌داران کفزی بزرگ نهشته‌های کربناته آپتین - آلبین، شمال و جنوب غرب اقیانوس نئوتتیس

سید محمد علی موسوی‌زاده^{۱*}، غلامرضا تاج‌بخش^۱

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه یزد، یزد، ایران

*پست الکترونیک: moosavizadeh@yazd.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۹/۳/۳۰

تاریخ دریافت: ۹۸/۲/۱۵

چکیده

بررسی روزن‌داران کفزی بزرگ در رسوبات سازند داریان به سن آپتین - آلبین در شمال شیراز نشان دهنده وجود ساختارهای دایره‌ای تابشی شکل در دیواره این نوع از میکروفسیل‌ها است. از آن جا که این ساختارها به طور کامل توسط کلسیت اسپاریتی شفاف پُر شده‌اند، با عنوان "چشم‌های کلسیتی" شناخته می‌شوند. از آن جا که هنوز ابهاماتی در مورد سازوکار تشکیل این ساختارها وجود دارد مطالعه حاضر سعی دارد تا ضمن بررسی ریخت‌شناسی، فراوانی و نحوه توزیع چشم‌های کلسیتی در اربیتولیندها، شرایط رسوب‌گذاری و دیرینه‌بوم‌شناسی در زمان تشکیل رسوبات سازند داریان را با فرآیندهای مطرح شده در رابطه با تشکیل چشم‌های کلسیتی مقایسه کرده و بهترین سازوکار را مشخص کند. به منظور بررسی ارتباط بین حضور این ساختارها و واکنش‌های زیستی و سازگاری جاندار نسبت به شرایط محیطی خاص نظیر کاهش سطح اکسیژن در آب، روند تغییرات فراوانی چشم‌های کلسیتی در ستون چینه‌شناسی با رویداد بی‌اکسیژنی اقیانوسی آپتین پیشین (OAE1a) و رسوبات همزمان با آن مقایسه شد. در نهایت با بررسی ویژگی‌های ساختاری چشم‌های کلسیتی و شواهد موجود مشخص شد که این ساختارها نمی‌توانند در نتیجه سازگاری موجود نسبت به تغییرات محیطی ایجاد شده باشند و لذا ساختارهای یاد شده همان سوزن‌های اسفنج هستند که به عنوان جسم خارجی در پوسته آگلوتینه روزن‌داران کفزی سازند داریان استفاده شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: اربیتولیند؛ چشم‌های کلسیتی؛ روزن‌داران کفزی بزرگ؛ سازند داریان؛ سوزن اسفنج.

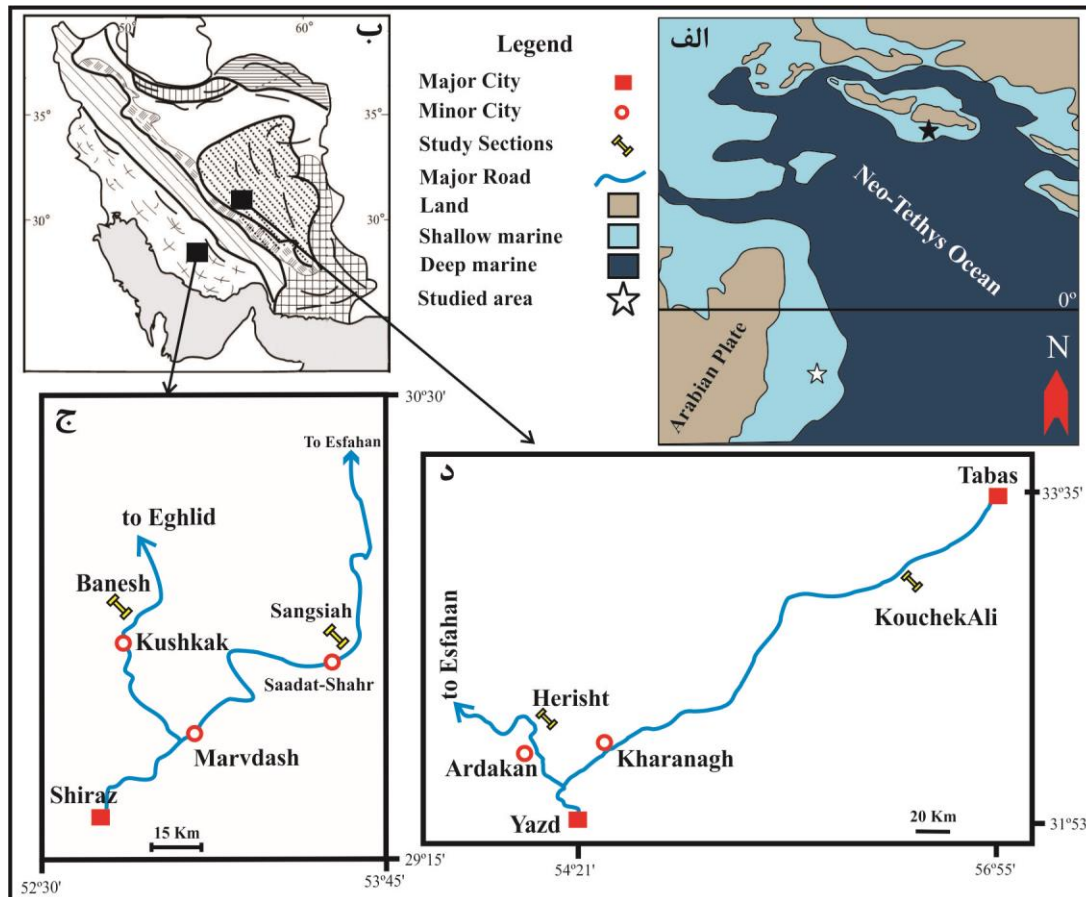
مقدمه

تشکیل سازند داریان، در عرض جغرافیایی تقریبی ۱۰ درجه جنوبی قرار داشته است (Huck *et al.*, 2011) (شکل الف). سازند داریان به سن کرتاسه پیشین (آپتین - آلبین) (Schroeder *et al.*, 2010)، آخرین سازند از گروه خامی است که توسط James & Wynd (1965) نام‌گذاری شده و از نظر پتانسیل مخزنی هیدروکربن حائز اهمیت است (Rahmani *et al.*, 2010؛ Habibi *et al.*, 1994). در زمان تشکیل سازند داریان، ورقه عربی در قسمت جنوب غرب

پهنه ساختاری زاگرس بخشی از روند تکاملی و رسوب‌گذاری خود را در زمان کرتاسه و در حاشیه شمال غرب یک پلاتفرم گسترده کربناته به نام ورقه عربی طی کرده است (Sharland *et al.*, 2001; Ziegler, 2001). موقعیت جغرافیای دیرینه منطقه مورد مطالعه در حاشیه شمال شرقی این ورقه و جنوب غرب اقیانوس نئوتتیس (Alavi, 2004, Ziegler, 2001; Sharland *et al.*, 2001) بوده و از لحاظ عرض جغرافیایی قدیمه در زمان

رسوبی، چینه‌نگاری سکانسی و ویژگی‌های دیرینه‌بوم‌شناسی دارد، این رسوبات از جنبه‌های مختلفی مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته است.

حوضه نئوتتیس قرار داشته و به عنوان یکی از پهنه‌های تولید کربنات در این اقیانوس شناخته شده است (Masse, 2003؛ Hillgärtner *et al.*, 2003؛ Millán *et al.*, 2011). با توجه به اهمیتی که سازند داریان از لحاظ شرایط محیط



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش‌های مورد مطالعه: الف) موقعیت مناطق مورد مطالعه در پهنه ساختاری زاگرس و ایران مرکزی (با تغییراتی از Heydari *et al.*, 2003)؛ ب) راه‌های دسترسی به برش‌های سنگ سیاه و بانس در شمال شرق شیراز؛ ج) راه‌های دسترسی به برش‌های هریشت و کوچکلی در شمال و شمال شرق یزد؛ د) موقعیت جغرافیای دیرینه‌بوم‌شناسی در شمال و جنوب غرب اقیانوس نئوتتیس (با تغییراتی از Huck *et al.*, 2011)؛ موقعیت برش‌های بانس و سنگ سیاه با ستاره سفید و موقعیت برش‌های هریشت و کوچکلی با ستاره مشکی مشخص شده است.

ویژگی‌های دیرینه‌بوم‌شناسی به عنوان یک فسیل رخساره‌ای جهت تفکیک زیرمحیط‌های رسوبی کاربرد دارند (Pittet *et al.*, 2002). یکی از ویژگی‌هایی که در مورد اریتولینیدا کمتر در ایران مورد توجه قرار گرفته است، ساختارهایی است که با عنوان چشم‌های کلسیتی شناخته شده‌اند.

چشم‌های کلسیتی ساختارهای کروی تا بیضوی شکلی هستند که به صورت دایره‌های شفاف بر روی پوسته

یکی از ویژگی‌های بارز سازند داریان فراوانی گونه‌های مختلف اریتولینیدا در این سازند است به طوری که در ابتدای امر این سازند به نام "سنگ آهک اریتولینیدا" نام‌گذاری شده بود (James & Wynd, 1965). این روزن‌داران کفزی بزرگ از یک سو به دلیل روند تکاملی سریع و تغییرات ریخت‌شناسی به عنوان فسیل‌های شاخص جهت تعیین سن رسوبات حائز اهمیت هستند (Schroeder *et al.*, 2010). از سوی دیگر، به دلیل

ساختارها را انواع دیگری از روزن داران در نظر گرفته اند که به صورت همزیستی با اربیتولینید میزبان زندگی می کرده اند. از این بین پژوهشگرانی نظیر Galloway (1933) و پس از آن Colom (1955) معتقد بودند که این دایره های کلسیتی متعلق به الیگوسترینیدها هستند. افرادی نظیر Hofker (1963) با این دیدگاه موافق نبوده و این ویژگی را با برش های افقی *Nannoconus* مرتبط دانسته اند. این دیدگاه از باور Bronniman (1955) ریشه گرفته بود که اعتقاد داشت برخی از گونه های *Nannoconus* با اربیتولینیدها در ارتباط بوده اند.

ذکر این نکته لازم است که مطالعات صورت گرفته توسط Schroeder & Cherchi (1979) و تصاویر ارائه شده توسط آنها از نانو کونیدهای آگلوتینه شده در پوسته اربیتولینیدها به وضوح تفاوت آنها را از لحاظ ساختار دیواره با چشم های کلسیتی نشان می دهد. به همین دلیل با اطمینان می توان گفت که آنچه در اصطلاح به عنوان چشم های کلسیتی شناخته می شوند با نانو کونیدها متفاوت هستند.

از نظر Hofker (1963) دیواره تک لایه ای چشم های کلسیتی هیچ شباهتی به دیواره دولایه *Pithonella ovalis* نداشته و این دو مورد از نظر اندازه، شکل و ساختار کاملاً با هم متفاوت هستند. علاوه بر این، محیط زیست الیگوسترینیدها مربوط به رسوبات دریایی عمیق بوده و در رسوبات دانه درشت مانند سنگ آهک های حاوی *Orbitolina* دیده نمی شوند، در حالی که اربیتولینیدهای حاوی چشم های کلسیتی در رسوبات کم عمق و حتی در رسوبات حاوی دانه های تخریبی (محیط های نریتیک کم عمق) به فراوانی مشاهده می شوند. به همین دلایل، وی ارتباط بین الیگوسترینیدها و چشم های کلسیتی در اربیتولینیدها را منتفی می دانست. به علاوه بازه زمانی فراوانی پیتونلیدها (*Pithonella sphaerica*, *Pithonella*

خانواده اربیتولینیدها دیده می شوند (Douglass, 1960; Mohammed, 2016). این ویژگی ابتدا توسط Silvestri (1932) مورد توجه قرار گرفت و سپس توسط محققان دیگری نظیر Colom (1955)، Hofker (1963)، Reiss *et al.* (1966) و Schroeder & Neumann (1985) گزارش شد، اما علت پیدایش آنها چندان مورد بحث قرار نگرفت. مطالعه اولیه این ذهنیت را ایجاد کرد که چشم های کلسیتی فقط در جنس *Orbitolina* وجود دارد (Douglass, 1960)، اما مطالعات بعدی (Mohammed, 1981, 1996) نشان داد که این ساختارها در جنس هایی نظیر *Montseciella*, *Mesorbitolina*, *Conicorbitolina*, *Palorbitolina* و *Neoiraqia* نیز دیده می شوند.

به طور کلی به دلیل عدم کارایی چشم های کلسیتی در رده بندی اربیتولینیدها، این مقوله چندان مورد توجه دیرینه شناسان قرار نگرفته است. با وجود این Douglass (1960) معتقد است که پراکندگی چینه شناسی چشم های کلسیتی نشان می دهد این ویژگی به صورت تصادفی اتفاق نیفتاده، بلکه یک پدیده زیستی بوده و از این جنبه حائز اهمیت است. به لحاظ زمانی و جغرافیایی، وجود چشم های کلسیتی در اربیتولینیدها محدودیتی ندارد، البته در بازه زمانی آلبین فراوان تر هستند (Mohammed, 2016). مطالعات نشان می دهد در برخی مناطق مانند آمریکا ظهور چشم های کلسیتی به صورت محلی تنها به رسوبات آپتین بالای محدود می شود (Douglass, 1960). مطالعات صورت گرفته در ایران توسط صفری و همکاران (۱۳۸۷) و همچنین طاهرپور خلیل آباد و همکاران (۱۳۹۴) نشان دهنده حضور این ساختارها در اربیتولینیدهای سازند داریان در حوضه زاگرس و سازند تیرگان در حوضه کپه داغ است. نظریات مختلفی در مورد سازوکار و علت تشکیل چشم های کلسیتی مطرح شده است. برخی از محققین این

شده با شواهد محیطی و دیرینه‌بوم‌شناسی در زمان تشکیل این رسوبات مقایسه گردیده و محتمل‌ترین فرضیه در این رابطه معرفی شود.

روش مطالعه

با بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ سیوند (یوسفی و کارگر، ۱۳۷۸) و سعادت شهر (کارگر، ۱۳۸۱)، دو برش چینه‌شناسی سنگ‌سیاه و بانس در شمال و شمال شرق شیراز (شکل ۱-ج) انتخاب و نمونه برداری شدند (در مجموع تعداد ۳۵۱ نمونه کربناته و شیلی). نمونه‌های کربناته به روش Grabau (1904) در صحرا نام‌گذاری و مقاطع نازک آنها تهیه شد. جهت بررسی‌های آزمایشگاهی، ابتدا مقاطع نازک برای تفکیک کلسیت از دولومیت توسط محلول آلیزارین قرمز به روش Dickson (1966) رنگ آمیزی شدند و سپس توسط میکروسکپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفتند. جهت نام‌گذاری رخساره‌ها از روش Dunham (1962) و در مورد برخی رخساره‌ها از روش Embry & Klovan (1971) استفاده شد. جنس و گونه‌های اریتولینیدی بر اساس آخرین بایوزون‌بندی صورت گرفته توسط Schroeder *et al.* (2010) شناسایی شدند و وجود یا نبود چشم‌های کلسیتی در آنها بررسی گردید. انواع چشم‌های کلسیتی بر اساس منابعی چون Haslett (1992) و Schlagentweit *et al.* (2007) شناسایی شدند. در نهایت روند تغییرات فراوانی چشم‌های کلسیتی با داده‌های ژئوشیمیایی و دیرینه‌بوم‌شناسی ارائه شده توسط Moosavizadeh *et al.* (2014, 2015) که در مطالعات قبلی از این سازند به دست آمده بود مقایسه شدند. علاوه بر این تعدادی نمونه سنگی کربناته از ارتفاعات معادل سازند تفت در برش هریشت واقع در شمال یزد (شکل ۱-د) به سن آبتین - آلبین (Bucur *et al.*, 2012) و نمونه‌های کربناته سازند بادامو به سن توآرسین

Bonetocardiella conoidea و *ovalis* به عنوان یک رویداد جهانی در مرز سنومانین - تورونین گزارش شده است (Omana *et al.*, 2014) که با محدوده زمانی حضور اریتولینیدها در بارمین پسین تا انتهای سنومانین پیشین (Schroeder *et al.*, 2010) همخوانی ندارد در حالی که اغلب مطالعات نشان دهنده فراوانی چشم‌های کلسیتی در بازه زمانی بارمین پسین تا انتهای سنومانین پیشین است (Mohammed, 1996; Mohammed, 2016).

در ادامه این بررسی‌ها، Douglass (1960) فرضیه متفاوتی با آن چه تا به حال عنوان شده بود مطرح کرد و این ساختارها را به فضاهای باز نسبت داد که توسط خود موجود و طی زندگی آن به وجود آمده است. استدلال او برای این فرضیه، شباهت بین مواد پرکننده این حفرات و مواد پرکننده گذرگاه‌های شعاعی^۱ در ساختار اریتولینیدها بود. پس از آن با مطالعاتی که توسط Hartman (1981) بر روی دیواره اریتولینیدها صورت گرفت، مشخص شد که این موجودات از مواد خارجی مانند دانه‌های کوارتز و یا حتی سوزن‌های اسفنج در ساخت دیواره آگلوتینه خود استفاده می‌کنند. نتایج مشابهی توسط Vilas *et al.* (1995) با مطالعه بر روی پوسته *Palorbitolina lenticularis* به دست آمده و این فرضیه شکل گرفت که چشم‌های کلسیتی موجود در پوسته اریتولینیدها، در واقع مقاطع عرضی سوزن اسفنج‌ها هستند که توسط موجود و به منظور ساخت دیواره مورد استفاده قرار گرفته‌اند.

مطالعه حاضر سعی دارد در ابتدا گزارشی از ویژگی‌های چشم‌های کلسیتی و روند تغییرات آنها از لحاظ فراوانی، اندازه و پراکندگی در رسوبات سازند داریان ارائه نماید. در ادامه به منظور بررسی و تحقیق فرضیات مطرح شده در مورد سازوکار تشکیل این ساختارها، ویژگی‌های شناسایی

1- radial passage

شیراز (شکل ۱ج) واقع شده‌اند. دسترسی به برش‌های مورد مطالعه به ترتیب از طریق جاده شیراز به اصفهان و جاده شیراز به اقلید امکان پذیر است. برش چینه‌شناسی هریشت در مختصات جغرافیایی "42' 06" 54° طول شرقی و "01' 24" 32° عرض شمالی در مسیر جاده یزد به اصفهان (شکل ۱د) و برش چینه‌شناسی برداشت شده از سازند بادامو در منطقه کوچکعلی با مختصات جغرافیایی "46' 24" 56° طول شرقی و "41' 14" 33° عرض شمالی در مسیر جاده یزد به طبس (شکل ۱د) واقع شده‌اند. از لحاظ موقعیت جغرافیای دیرینه، برش‌های سنگ‌سیاه و بانس در حاشیه جنوب غرب اقیانوس نئوتتیس و برش‌های هریشت و کوچکعلی در حاشیه شمال - شمال شرقی این اقیانوس قرار داشته‌اند.

توصیف چشم‌های کلسیتی

بررسی ویژگی‌های ساختاری چشم‌های کلسیتی شامل ریخت‌شناسی، موقعیت قرارگیری آنها بر روی پوسته‌های اربیتولینید و توزیع چینه‌شناسی آنها است. در ادامه به جزئیات بیشتر هر یک از موارد فوق‌الذکر پرداخته شده است.

ریخت‌شناسی

در مطالعات انجام شده به طور کلی دو فرم اصلی و یک فرم فرعی از چشم‌های کلسیتی در پوسته اربیتولینیدهای موجود در نهشته‌های کربناته سازند داریان شناسایی شده که به ترتیب فراوانی عبارتند از:

۱- چشم‌های کلسیتی که به صورت کروی تا بیضوی (شکل‌های ۲الف - ب، ۳) کاملاً منظم دیده می‌شوند (برای مثال: Hofker, 1963; fig. 4; Mohammed, 2016). اندازه این فرم از چشم‌های کلسیتی بین ۴۰ تا ۱۲۰ میکرون متغیر است که این تغییر اندازه در یک فرد یا بین افراد

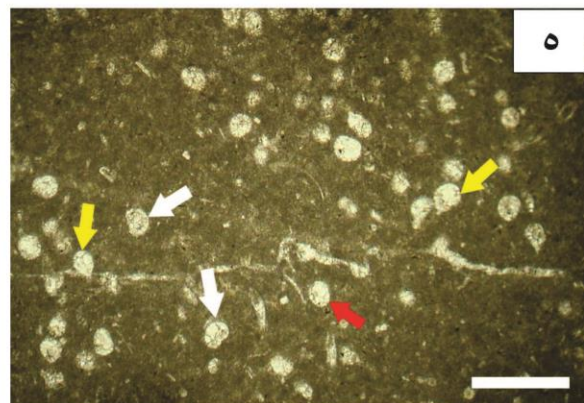
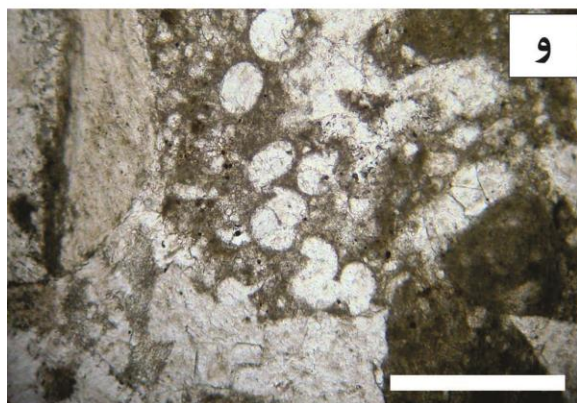
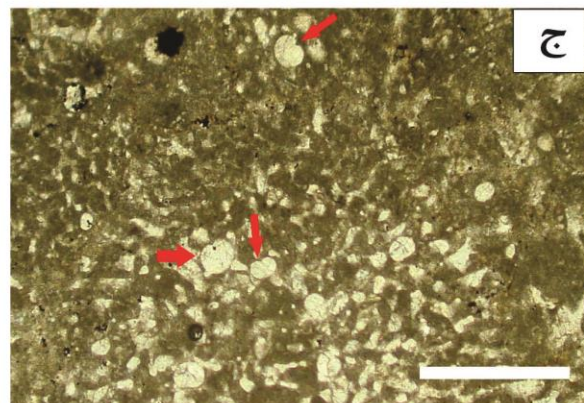
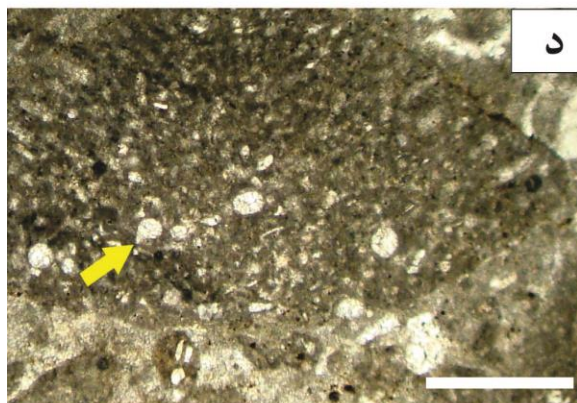
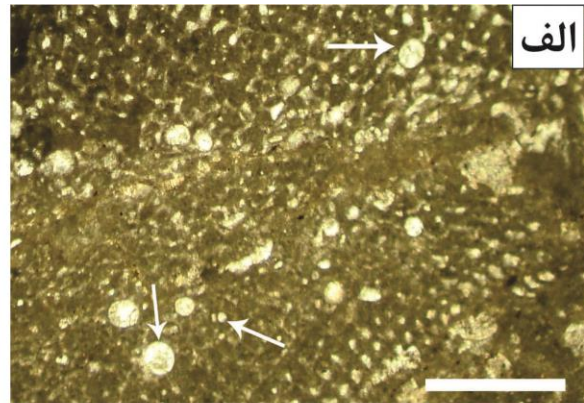
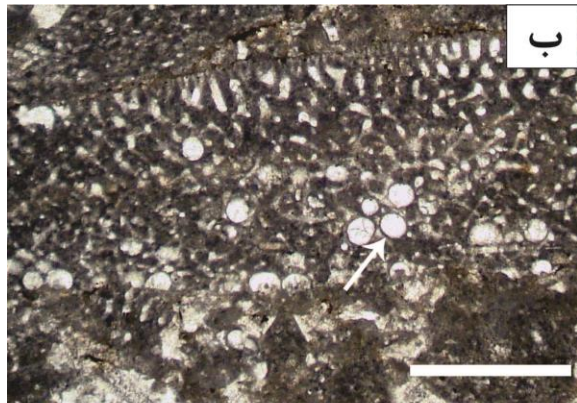
(خدام الحسینی، ۱۳۷۷) در جنوب غرب طبس (محدوده کوچکعلی جنوبی) (شکل ۱د) برداشت شده و جهت مقایسه با نمونه‌های سازند داریان مورد استفاده قرار گرفته‌اند. برای بهتر مشخص شدن الگوی پراکنندگی چشم‌های کلسیتی در پوسته اربیتولینیدها، نسبت ارتفاع (Ho) به طول (Lo) پوسته تحت عنوان شاخص اربیتولینید (OI) و نسبت ارتفاع مجموعه چشم‌های کلسیتی (Hc) به طول آنها (Lc) تحت عنوان شاخص چشم‌های کلسیتی (CI) (شکل ۳) تعریف شدند و در ۴۰ عدد اربیتولینید به صورت تصادفی اندازه‌گیری شده و در نهایت مقایسه‌ای بین این دو شاخص صورت گرفت. همچنین به جهت درک بهتر ارتباط بین فراوانی اربیتولینید، فراوانی اربیتولینید حاوی چشم کلسیتی، فراوانی چشم کلسیتی و اندازه چشم‌های کلسیتی، این چهار مورد بر روی نمودار راداری (تارکبوتی) نمایش داده شد.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در کمربند چین خورده - رورانده زاگرس در جنوب غرب ایران واقع شده است (Alavi, 2004, 2007) (شکل ۱ب). از لحاظ ساختاری، برش‌های مورد مطالعه از سازند داریان در پهنه زاگرس چین خورده و در منطقه فارس داخلی (Heydari et al., 2003) واقع شده‌اند. در این محدوده، قدیمی‌ترین رخنمون لایه‌ها مربوط به سازند فهلیان به سن هوتروین و جدیدترین آنها مربوط به رسوبات کربناته سازند سروک به سن سنومانین - تورونین است. برش چینه‌شناسی سنگ سیاه به ضخامت ۲۳۰ متر و با مختصات جغرافیایی "23' 08" 53° طول شرقی و "37' 05" 30° عرض شمالی در ۶۲ کیلومتری شمال شرق شیراز (شکل ۱ج) و برش بانس به ضخامت ۲۱۵ متر و با مختصات جغرافیایی "26' 30" 52° طول شرقی و "11' 06" 30° عرض شمالی در ۵۸ کیلومتری شمال غرب

اغلب نمونه‌ها دیده می‌شود. در برخی از چشم‌های کلسیتی بلورهای ریز پیریت نیز بر روی کلسیت‌های پرکننده دیده می‌شود. این فرم از چشم‌های کلسیتی بیشترین فراوانی (حدود ۷۵ درصد) را در بین انواع مختلف به خود اختصاص داده است.

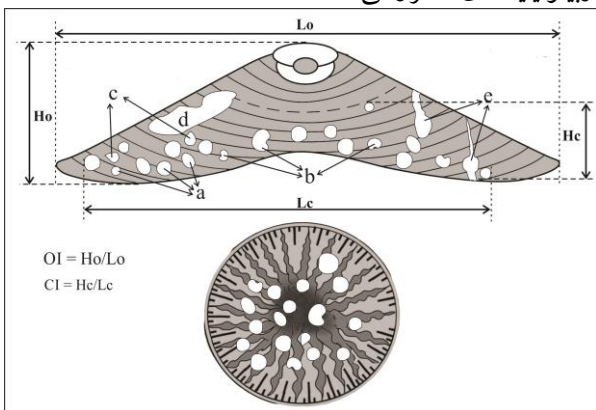
مختلف کاملاً مشهود است (شکل ۲ب). در این فرم دیواره تک لایه به خوبی قابل مشاهده است (پیکان سفید رنگ)، البته این دیواره ضخامت‌های متغییری را از خود نشان می‌دهد. به طور کلی تمامی چشم‌های کلسیتی مشاهده شده با کلسیت اسپاریتی پُر شده‌اند (برای مثال، Douglass, 1960) و افزایش اندازه بلورهای کلسیت به سمت مرکز در



شکل ۲: ویژگی‌های ریخت‌شناسی چشم‌های کلسیتی شناسایی شده در رسوبات مورد مطالعه؛ الف) ساختارهای سفید رنگ و دایره‌ای شکل پُر شده با کلسیت اسپاریتی که به عنوان چشم‌های کلسیتی شناخته می‌شوند. ب) چشم‌های کلسیتی گرد تا بیضی که با شکل یکسان و اندازه‌های متفاوت دیده می‌شوند. دیواره تیره رنگ مربوط به چشم کلسیتی به صورت کاملاً واضح و مشخص دیده می‌شود. ج) چشم‌های کلسیتی کلیوی شکل که با انحنا به سمت داخل در دیواره آنها مشخص می‌شوند. این نوع از چشم‌های کلسیتی نیز در اندازه‌های مختلف دیده می‌شود. د) چشم‌های کلسیتی قطره اشکی با شکل نامنظم که کشیدگی و نوک تیزی در یک سمت آنها مشخص می‌شود. ه) انواع مختلفی از چشم‌های کلسیتی به فرم‌های گرد (پیکان قرمز رنگ)، کلیوی شکل (پیکان سفید رنگ) و نامنظم (پیکان زرد رنگ) که به صورت آزاد و در زمینه گل آهکی اطراف اربیتولین دیده می‌شوند. و) چشم‌های کلسیتی نامنظم به شکل حرف S که در دیواره جنس *Reophax* مشاهده شده است (طول مقیاس در تصاویر ۰/۵ میلی‌متر).

اطمینان در این خصوص اظهار نظر کرد. فرم‌های نامنظم کمترین فراوانی (حدود ۵ درصد) را در بین انواع مختلف چشم‌های کلسیتی دارند. ویژگی دیواره‌ها و نحوه پُر شدن فضای داخلی توسط کلسیت اسپاری همانند انواع قبلی از چشم‌های کلسیتی است. فرم‌های مختلف از چشم‌های کلسیتی شناسایی شده در اریتولینیدهای سازند داریان به صورت شماتیک در شکل ۳ نشان داده شده و ویژگی‌های آن به طور خلاصه در جدول ۱ آمده است.

همان طور که عنوان شد، اندازه چشم‌های کلسیتی در فرم‌های مختلف متفاوت بوده و از ۴۰ تا ۱۵۰ میکرون در تغییر است. این تنوع در اندازه هیچ گونه روند مشخص و الگوی منظمی را در زمان و مکان از خود نشان نمی‌دهد، به این معنی که این تنوع اندازه در نمونه‌های مربوط به رسوبات آتپین پایینی و بالایی دیده می‌شود. این بی‌نظمی، در بین فرم‌های مختلف نیز دیده می‌شود به طوری که در هر یک از فرم‌های سه گانه از اندازه خیلی ریز تا درشت دیده می‌شود، اما به طور کلی می‌توان گفت که در اریتولینیدهای دیسکی شکل متعلق به محیط دریای باز، فراوانی چشم‌های کلسیتی با اندازه بزرگ بیشتر از اریتولینیدهای مخروطی است.



شکل ۳: طرح شماتیک از برش‌های طولی و عرضی *Orbitilina* و انواع مختلف از ساختارهای شناسایی شده در پوسته آن (برگرفته از Schreoder *et al.*, 2010 با اندکی تغییرات): (a) چشم‌های کلسیتی کروی؛ (b) چشم‌های کلسیتی کلیوی شکل؛ (c) چشم‌های کلسیتی نامنظم؛ (d) آشفتگی‌های زیستی بزرگ مقیاس؛ (e) چشم‌های کلسیتی که توسط آشفتگی‌های زیستی کانالی قطع شده‌اند. (Lo): طول *Orbitilina*. Ho: ارتفاع *Orbitilina*. Lc: طول مجموعه چشم‌های کلسیتی. Hc: ارتفاع چشم‌های کلسیتی).

۲- چشم‌های کلسیتی که به فرم کلیوی شکل (شکل ۲ ج) دیده می‌شوند (برای مثال: Hofker, 1963, Mohammed, 2016, fig. 4). علت این نام‌گذاری، وجود یک انحنا کوچک (پیکان قرمز رنگ) در دیواره این نوع از چشم‌های کلسیتی است. این انحنا در بین تمام موارد مشاهده شده یکسان است و سبب شده این ساختارها ظاهری شبیه به کلیه انسان داشته باشند (شکل ۳). متوسط اندازه این فرم به طور معمول بزرگتر از فرم گرد است و در اندازه‌های ۵۰ تا ۱۵۰ میکرون نیز مشاهده شده است. دیواره و تغییرات ضخامت آن و همچنین نحوه پُر شدن فضای داخلی همانند چشم‌های کلسیتی نوع اول است. فراوانی این نوع از چشم‌های کلسیتی نسبت به نوع اول کمتر بوده و در حدود ۲۰ درصد از فراوانی کل را به خود اختصاص داده‌اند.

۳- چشم‌های کلسیتی که به شکل تقریباً نامنظم دیده می‌شوند، به این معنی که کاملاً کروی نبوده و انحنا منظمی نیز در دیواره آنها دیده نمی‌شود. این فرم در اندازه‌های متنوعی از ۵۰ تا ۱۳۰ میکرون دیده می‌شود. در پوسته اریتولینیدها این نوع از چشم‌های کلسیتی را می‌توان به فرمی قطره اشکی مشاهده کرد که در این حالت یک طرف از گردی چشم‌های کلسیتی به صورت کشیده و نوک تیز دیده می‌شود (شکل ۲ د، ۳). فرم قطره اشکی خارج از پوسته اریتولینیدها و در زمینه گل آهکی نیز مشاهده شده است که تحت عنوان sponge spicules نام‌گذاری می‌شوند (شکل ۲ ه). فرم‌های نامنظم از چشم‌های کلسیتی در گونه *Reophax rhaxelloides* نیز دیده می‌شوند، با این تفاوت که در این موارد چشم‌های کلسیتی حالتی شبیه به حرف S را نشان می‌دهد (شکل ۲ و).

این احتمال وجود دارد که تداخل حفاری‌های زیستی با چشم‌های کلسیتی نوع اول و دوم چنین حالتی را ایجاد کرده باشد، اما از آن جا که حفاری‌های زیستی به صورت گسترده در پوسته این جنس دیده نشده است، نمی‌توان با

جدول ۱: ویژگی‌های انواع چشم‌های کلسیتی شناسایی شده در رسوبات مورد مطالعه

نوع	اندازه (میکرون)	ریخت‌شناسی	فراوانی	میزبان	پراکندگی رخساره‌ای	گسترش چینه‌شناسی
کروی تا بیضی	40-120	گرد تا بیضی با دیواره تک لایه کاملاً مشخص. فضای داخلی تماماً توسط کلسیت اسپاریتی اشغال شده است	75%	<i>Orbitolina</i>	پکستون - رودستون اریتولینیدار	برش سنگ‌سیاه برش بانس
کلیوی شکل	50-150	کلیه ای شکل و دارای انحنا به سمت داخل در یک طرف دیواره تک لایه	20%	<i>Orbitolina</i> <i>Reophax</i>	رودستون اریتولینیدار	برش سنگ‌سیاه برش بانس
نامنظم	50-130	دارای کشیدگی و نوک تیزی در یک سمت و یا به فرم حرف "S" انگلیسی	5%	<i>Reophax</i>	پکستون پلوتیدی اریتولینیدار	برش سنگ سیاه

موقعیت قرارگیری

بر خلاف اندازه چشم‌های کلسیتی، نحوه قرارگیری این ساختارها در پوسته اریتولینیدها الگوی تقریباً مشخصی را نشان می‌دهد. این نحوه توزیع به این صورت است که در برش طولی از اریتولینید، اکثر چشم‌های کلسیتی در قاعده آنها دیده می‌شوند (شکل ۴الف). اگرچه به صورت پراکنده چشم‌های کلسیتی در قسمت‌های بالاتر نیز وجود دارند، اما به طور واضح تمرکز این ساختارها در قسمت قاعده‌ای کاملاً مشخص است. از لحاظ جانبی این پراکندگی نظم و توازن چندانی را نشان نمی‌دهد و به طور عمده توزیع چشم‌های کلسیتی در دو طرف محور وسط، یکسان نیست (شکل ۴الف، ۳). قرارگیری چشم‌های کلسیتی در بخش قاعده اریتولینیدها در بین انواع کشیده مربوط به محیط دریای باز مشخص تر است، اما در اریتولینیدهای مخروطی شکل، چشم‌های کلسیتی در ارتفاع بالاتری نسبت به قاعده نیز دیده می‌شوند (شکل ۴ب). به منظور کسب درک بهتر از این نحوه قرارگیری چشم‌های کلسیتی، شاخص اریتولینید (OI) و شاخص چشم‌های کلسیتی (CI) با هم مقایسه شدند (جدول ۲). همان طور که مشاهده می‌شود، نسبت CI/OI به عنوان شاخص مقایسه در اریتولینیدهای مخروطی به مراتب بیشتر از اریتولینیدهای کشیده است. بیشترین نسبت CI/OI در اریتولینیدهای مخروطی ۱/۴۴ و در اریتولینیدهای دیسکی ۱/۰۴ اندازه‌گیری شده است. کمترین نسبت نیز در اریتولینیدهای مخروطی و دیسکی به ترتیب ۰/۶۵ و ۰/۴۶

اندازه‌گیری شده است. متوسط مقدار اندازه‌گیری شده برای نسبت CI/OI در اریتولینیدهای دیسکی ۰/۷۵ و در اریتولینیدهای مخروطی ۱ بوده است. این مسأله نشان می‌دهد که هر چه اریتولینید به فرم مخروطی نزدیک تر باشد، احتمال وجود چشم‌های کلسیتی در ارتفاع بالاتر نسبت به قاعده، در آن بیشتر است. ترسیم روند تغییرات مقادیر CI در مقابل OI نیز مؤید این مطلب است (شکل ۵). در این نمودار یک روند خطی مثبت در بین دو شاخص اصلی دیده می‌شود و با توجه به همبستگی نسبتاً خوبی که این روند از خود نشان می‌دهد ($R^2: 0.7002$)، می‌توان نتیجه گرفته که نسبت مستقیم بین ارتفاع اریتولینید و ارتفاع چشم‌های کلسیتی در آنها برقرار است. به طور کلی هرچه ارتفاع اریتولینید نسبت به طول آن بیشتر و به فرم مخروطی نزدیک تر باشد، امکان قرارگیری چشم‌های کلسیتی در ارتفاع بالاتر نسبت به قاعده بیشتر خواهد بود.

بررسی قرارگیری چشم‌های کلسیتی در برش عرضی اریتولینید نشان داده است که این ساختارها به صورت پراکنده در قاعده اریتولینیدهای دیسکی و مخروطی دیده می‌شوند. هرچند که این الگوی پراکندگی محوری را نسبت به نقطه مرکزی نشان می‌دهد (شکل ۴ج و ۳)، اما در موارد زیادی نیز تجمع چشم‌های کلسیتی در یک طرف سطح مقطع قاعده اریتولینیدها دیده می‌شود و توازن کاملی در پراکندگی آنها وجود ندارد (شکل ۴د). نحوه قرارگیری

و پراکندگی "چشم‌های کلسیتی" در پوسته اریتولینیدها در برش‌های طولی و عرضی و همچنین نحوه اندازه‌گیری شاخص‌های CI و OI به صورت شماتیک در شکل ۳ نشان داده شده است.

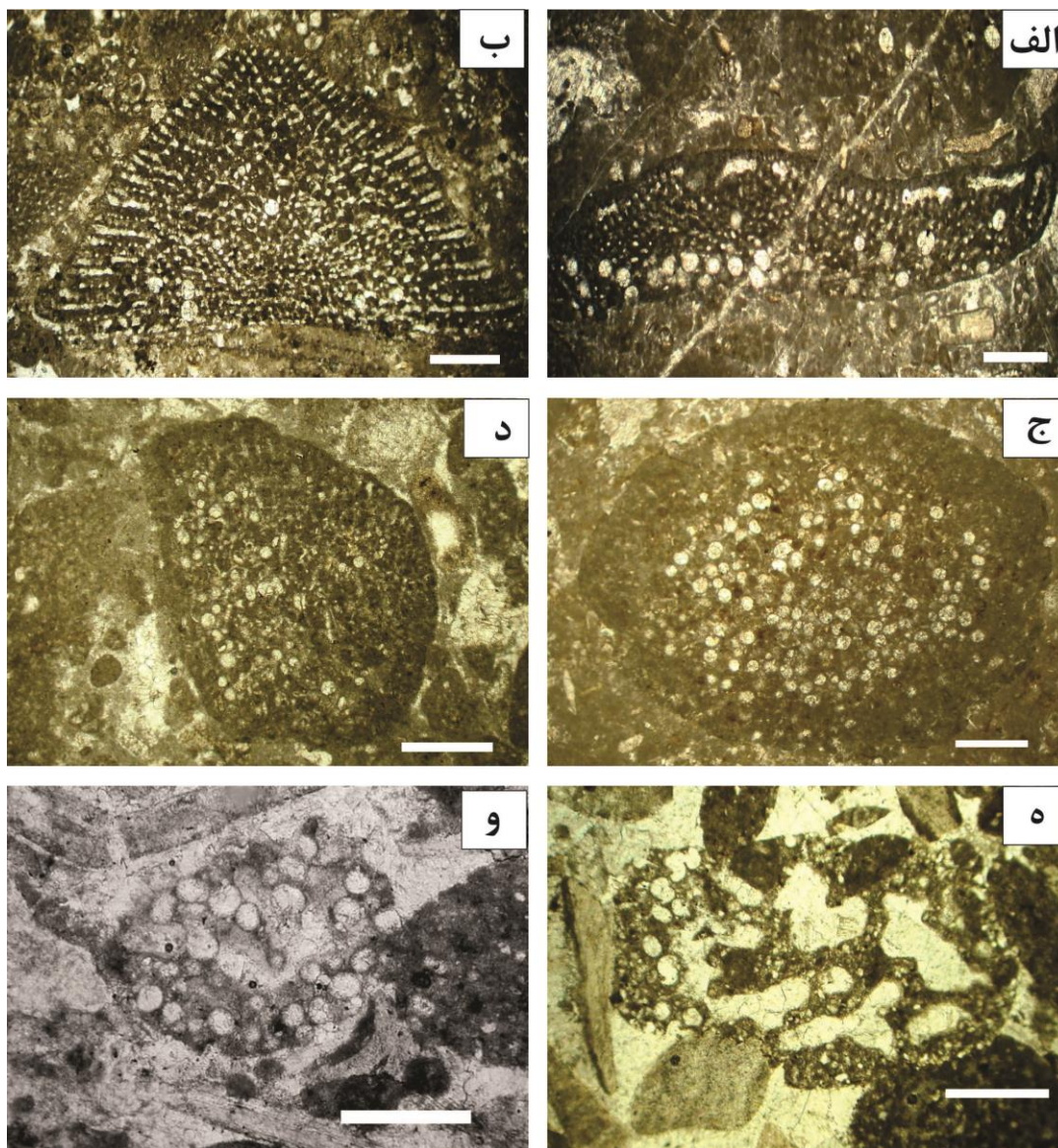
عدم توازن در نحوه پراکندگی چشم‌های کلسیتی در دیواره آگلوتینه *Reophax rhaxelloides* نیز به صورت کاملاً مشخص و واضح دیده می‌شود. در نمونه‌های مشاهده شده از این جنس در برخی موارد چشم‌های کلسیتی فقط در یک طرف از پوسته وجود دارند و سایر بخش‌های دیواره، فاقد چشم‌های کلسیتی است (شکل ۴ه). البته در بیشتر موارد، این ساختارها به صورت کم و زیاد در تمام بدنه میکروفسیل، به فراوانی و به فرم‌های مختلف دیده شده است (شکل ۴و)، به طوری که در بسیاری از موارد بخش غالب دیواره را چشم‌های کلسیتی تشکیل داده‌اند.

توزیع چینه‌شناسی

الگوی پراکندگی چشم‌های کلسیتی در رسوبات سازند داریان می‌تواند در دو بخش رسوبات آپتین زیرین و آپتین بالایی مورد بررسی قرار گیرد. با توجه به جغرافیای دیرینه حوضه رسوبی پلاتفرم سازند داریان (Moosavizadeh et al., 2015)، در زمان آپتین پیشین رسوبات حاوی اریتولینید تنها در برش سنگ سیاه ثبت شده‌اند در حالی که در برش بانس، رخساره‌های حاوی رادیولر و روزن‌داران پلانکتون مربوط به بخش عمیق حوضه ته‌نشین گردیده است (Moosavizadeh et al., 2015). در بازه زمانی آپتین پسین با توجه به اُفت جهانی سطح آب اقیانوس‌ها و پیش‌نشینی^۲ رسوبات بخش بالایی پلاتفرم کربناته به سمت بخش عمیق (برای مثال: van Buchem et al., 2010؛ Moosavizadeh et al., 2015)، رسوبات حاوی اریتولینید در هر دو برش ثبت شده‌اند. در رسوبات آپتین زیرین، عمده اریتولینیدهای حاوی "چشم‌های

کلسیتی" در بخش بالایی، یعنی رسوبات انتهای آپتین زیرین قرار دارند که در بین دو برش، برش سنگ سیاه بیشترین تعداد اریتولینید حاوی چشم‌های کلسیتی را دارد (به علت عدم ثبت رسوبات حاوی اریتولینید در برش عمیق‌تر). به طور کلی اریتولینیدهای موجود در این بخش عمدتاً کشیده هستند و در محدوده رخساره رودستون اریتولینیددار دریای باز (Pittet et al., 2002) قرار می‌گیرند. فراوانی اریتولینیدهای حاوی چشم‌های کلسیتی در حدود ۳۰ تا ۳۵ درصد کل اریتولینید موجود در نمونه‌ها است، اما عمدتاً دارای تعداد کمی چشم کلسیتی، به طور متوسط در حدود ۷ عدد هستند، البته در برخی نمونه‌های این برش، فراوانی چشم‌های کلسیتی به ۱۳ الی ۱۴ عدد نیز رسیده است. همان طور که قبلاً عنوان شده بازه رسوبی دوم حاوی اریتولینید، در هر دو برش شناسایی شده است که با توجه به کاهش سطح آب حوضه در این زمان، برش سنگ سیاه حاوی اریتولینیدهای مخروطی شکل مربوط به رخساره پکستون اریتولینیددار محیط لاگون و برش بانس حاوی اریتولینیدهای کشیده مربوط به رخساره رودستون اریتولینیددار دریای باز است (شکل ۶). بیشتر اریتولینیدهای مخروطی در برش سنگ سیاه فاقد چشم‌های کلسیتی هستند و در صورت وجود نیز فراوانی این ساختارها به طور متوسط حدود ۵ تا ۶ عدد است (شکل ۶).

در مقابل رسوبات کربناته برش بانس در این بازه زمانی حاوی مقادیر فراوان اریتولینید (حدود ۴۰ تا ۴۵ درصد اجزای تشکیل دهنده رخساره) است که این اریتولینیدهای کشیده مربوط به رخساره‌های رودستون اریتولینیددار ابتدای دریای باز، بیشترین فراوانی چشم‌های کلسیتی را در بین دو برش مطالعه شده به خود اختصاص داده‌اند. همان طور که در شکل ۴ج مشاهده می‌شود فراوانی چشم‌های کلسیتی در برخی نمونه‌ها به حدود ۷۵ عدد هم رسیده است. علاوه بر تعداد، ابعاد چشم‌های کلسیتی در این بخش



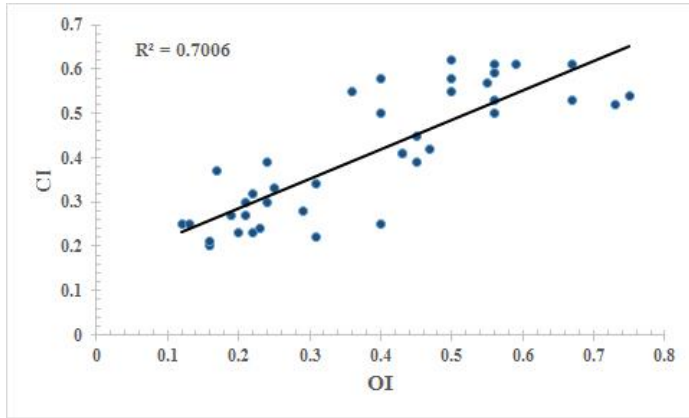
شکل ۴: الگوی مختلف از پراکندگی چشم‌های کلسیتی در پوسته روزن‌داران کفزی بزرگ؛ الف) فراوانی زیاد و قرارگیری چشم‌های کلسیتی در بخش نزدیک به قاعده در اربیتولینید کشیده (برش طولی)؛ ب) فراوانی کم و پراکندگی چشم‌های کلسیتی در ارتفاع بالاتر از بخش قاعده‌ای در اربیتولینید مخروطی شکل (برش طولی)؛ ج) الگوی پراکندگی چشم‌های کلسیتی به محوریت مرکز اربیتولینید و به صورت تقریباً متقارن (برش عرضی)؛ د) پراکندگی نامنظم و نامقارن چشم‌های کلسیتی در یک طرف از پوسته اربیتولینید (برش عرضی)؛ ه) پراکندگی نامتقارن چشم‌های کلسیتی در پوسته *Reophax rhaxelloides* که فقط در یک طرف از پوسته موجود دیده می‌شود. سایر قسمت‌های دیواره، دانه‌های کوارتز در اندازه سیلت دیده می‌شود. و) پراکندگی چشم‌های کلسیتی به صورت فراگیر در تمام بخش‌های پوسته *Reophax rhaxelloides* (مقیاس تصاویر ۰/۵ میلی‌متر است).

در مجموع می‌توان گسترش چینه‌شناسی چشم‌های کلسیتی در برش‌های مورد مطالعه را به این صورت خلاصه کرد که برش بانس بیشترین اربیتولینید حاوی چشم کلسیتی و برش سنگ سیاه کمترین تعداد را دارد. نقطه مشترک بین هر دو برش این است که در کل، فراوانی چشم‌های کلسیتی در اربیتولینیدهای کشیده مربوط محیط دریای باز بیشتر از

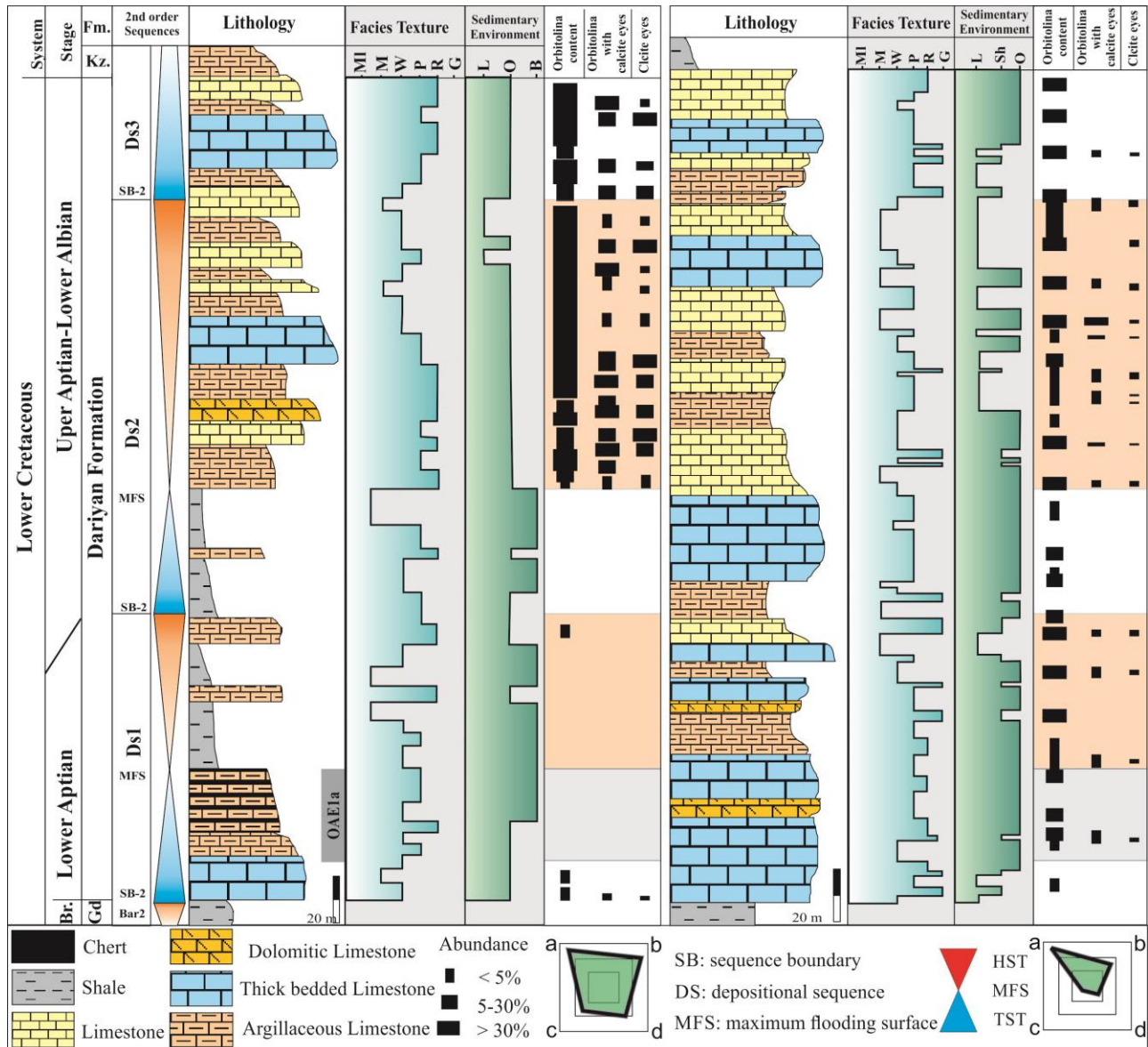
از رسوبات نیز افزایش یافته است به طوری که بزرگترین چشم کلسیتی ثبت شده (کلیوی شکل) قطری برابر با ۱۵۰ میکرون دارد. به طور کلی اربیتولینیدهای حاوی چشم‌های کلسیتی در قسمت میانی رسوبات واحد بالایی سازند داریان فراوان بوده و تعداد چشم‌های کلسیتی نیز در این نمونه‌ها نسبت به برش سنگ سیاه افزایش نشان می‌دهد (شکل ۶).

جدول ۲) داده‌های مربوط به نسبت ارتفاع به طول در اربیتولینیدا (OI) و مجموعه چشم‌های کلسیتی

CI/OI	CI	Lc	Hc	OI	Lo	Ho	Eyes abundance	<i>Orbitolina</i> types	Sample number
0.77	0.2	0.18	1.11	0.16	2.26	0.52	3	Discoidal	1
0.46	0.25	0.26	2.3	0.12	3.49	0.86	6	Discoidal	2
0.74	0.39	0.35	0.77	0.45	2.22	0.86	5	Discoidal	3
0.8	0.25	0.52	1.28	0.4	2.73	0.96	8	Discoidal	4
0.81	0.22	0.35	1.11	0.31	3.85	0.77	18	Discoidal	5
0.69	0.3	0.43	2.05	0.21	2.56	0.77	17	Discoidal	6
0.87	0.23	0.52	2.56	0.2	4.09	0.94	26	Discoidal	7
0.97	0.24	0.69	2.98	0.23	4.35	1.03	24	Discoidal	8
0.91	0.34	0.6	1.96	0.31	2.3	0.77	23	Discoidal	9
1.04	0.28	0.94	3.24	0.29	3.66	1.03	15	Discoidal	10
0.61	0.39	0.35	1.45	0.24	2.64	1.03	9	Discoidal	11
0.8	0.3	0.43	1.79	0.24	3.15	0.94	25	Discoidal	12
0.46	0.37	0.26	1.54	0.17	2.81	1.03	18	Discoidal	13
0.5	0.25	0.09	0.69	0.13	1.03	0.26	6	Discoidal	14
0.68	0.27	0.35	1.88	0.19	3.49	0.94	19	Discoidal	15
0.93	0.23	0.6	2.81	0.22	3.75	0.86	12	Discoidal	16
0.78	0.27	0.52	2.74	0.21	3.83	1.03	25	Discoidal	17
0.75	0.21	0.52	3.24	0.16	3.66	0.77	13	Discoidal	18
0.67	0.32	0.35	1.62	0.22	2.98	0.94	29	Discoidal	19
0.74	0.33	0.69	2.81	0.25	3.66	1.2	22	Discoidal	20
1.14	0.42	0.6	1.28	0.47	3.32	1.37	5	Conical	21
0.81	0.62	0.26	0.52	0.5	2.22	1.37	6	Conical	22
1.26	0.53	0.69	1.03	0.67	1.45	0.77	4	Conical	23
0.86	0.58	0.35	0.69	0.5	1.62	0.94	7	Conical	24
1.05	0.41	0.52	1.2	0.43	1.88	0.77	7	Conical	25
0.91	0.55	0.52	1.03	0.5	1.71	0.94	11	Conical	26
1.06	0.53	0.43	0.77	0.56	1.79	0.94	4	Conical	27
0.91	0.61	0.43	0.77	0.56	1.96	1.2	8	Conical	28
0.8	0.5	0.18	0.43	0.4	1.03	0.52	3	Conical	29
0.65	0.55	0.52	1.45	0.36	2.05	1.11	10	Conical	30
1.1	0.61	0.52	0.77	0.67	1.96	1.2	9	Conical	31
1.01	0.45	0.39	0.86	0.45	1.54	0.69	6	Conical	32
1.11	0.5	0.43	0.77	0.56	1.37	0.69	10	Conical	33
1.41	0.54	0.52	0.69	0.75	1.28	0.69	8	Conical	34
1.05	0.41	0.52	1.2	0.43	1.88	0.77	7	Conical	35
0.97	0.61	0.86	1.45	0.59	1.96	1.2	13	Conical	36
1.4	0.52	0.69	0.94	0.73	2.13	1.11	14	Conical	37
0.95	0.59	0.43	0.77	0.56	1.03	0.6	5	Conical	38
0.69	0.58	0.18	0.43	0.4	1.62	0.94	4	Conical	39
0.97	0.57	0.52	0.94	0.55	1.37	0.77	9	Conical	40



شکل ۵: نمودار روند تغییرات شاخص Orbitilina (OI) در مقابل شاخص چشم‌های کلسیتی (CI) که بیانگر نسبت مستقیم بین این دو شاخص و همبستگی نسبتاً خوب بین آنها است. این روند مؤید این مطلب است که هر چه نسبت ارتفاع به طول Orbitilina بیشتر باشد، امکان وجود چشم‌های کلسیتی در قسمت‌های بالایی پوسته Orbitilina بیشتر است.



شکل ۶: ستون چینه‌شناسی و روند تغییرات چشم‌های کلسیتی در برش‌های مورد مطالعه، محدوده رویداد بی‌اکسیژنی اقیانوسی با رنگ خاکستری و محدوده دسته رخساره تراز بالای آب با رنگ کرم مشخص شده است. بازه اول (آبتین پیشین) فراوانی چشم‌های کلسیتی در برش بانس دیده نمی‌شود و فقط در برش سنگ سیاه ثبت شده است، اما در بازه دوم (آبتین پسین) در هر دو برش شناسایی شده است. فراوانی چشم‌های کلسیتی با بازه رویداد بی‌اکسیژنی اقیانوسی در آبتین پیشین (OAE1a) هیچگونه انطباقی ندارد. ارتباط بین فراوانی اربیتولینیدا (a)، فراوانی اربیتولینیدهای حاوی چشم‌های کلسیتی (b)، فراوانی چشم‌های کلسیتی (c) و اندازه آنها (d) از طریق یک نمودار راداری (تار عنکبوتی) برای هر برش ترسیم و نمایش داده شده است.

هموکلینال تا حوضه عمیق تفسیر شده است به طوری که برش سنگ سیاه در قسمت کم عمق و برش بانس در بخش حاشیه حوضه عمیق واقع شده است (Moosavizadeh *et al.*, 2015). در مورد نحوه شکل گیری چشم های کلسیتی در رسوبات کربناته سازند داریان، سه احتمال اصلی وجود دارد که در ادامه هر کدام از آنها با شواهد موجود مورد بررسی قرار می گیرند.

آشفنگی زیستی

اولین فرضیه ممکن در مورد شکل گیری چشم های کلسیتی، به وجود آمدن آنها در نتیجه فرسایش های زیستی است. وجود فرسایش های زیستی در مقیاس کوچک و بزرگ در اربیتولینیدهای حاوی چشم های کلسیتی و قرار گیری این دو عارضه در کنار هم (شکل ۷الف) باعث شده است با بررسی اولیه این دو مقوله، تفاوت های آنها کاملاً مشخص شود. چشم های کلسیتی در تمام نمونه های مشاهده شده از یک نظم کامل و شکل تقریباً واحد و محدوده اندازه مشخص برخوردار هستند و این در حالی است که فرسایش های زیستی دارای شکل های کاملاً نامنظم به صورت حجرات در مقیاس خیلی کوچک (چند ده میکرون) تا بزرگ (حدود دو میلی متر) با دیواره نامنظم، کانال های مستقیم و مارپیچ و حتی کانال های منشعب شده از حجرات اصلی دیده می شوند. در برخی موارد مسیر فرسایش های زیستی در زمینه میکربیتی رخساره نیز گسترش پیدا کرده است و کانال های حفر شده توسط موجودات در مسیر خود، چشم های کلسیتی را قطع کرده اند (شکل ۷ب). یکی از مهمترین وجوه تمایز بین چشم های کلسیتی و آشفنگی های زیستی این است که چشم های کلسیتی دارای دیواره مشخص تک لایه ای هستند که نشان دهنده تشکیل آنها طی یک فرآیند زیستی سازنده است و نه

اربیتولینیدهای مخروطی است. رابطه بین فراوانی اربیتولینید، حضور اربیتولینیدهای حاوی چشم های کلسیتی، فراوانی چشم های کلسیتی در آنها و اندازه چشم های کلسیتی موجود در اربیتولینیدها از طریق نمودار راداری (تار عنکبوتی) در شکل ۶ نشان داده شده است.

علاوه بر موارد عنوان شده در مورد نحوه گسترش چینه شناسی چشم های کلسیتی در برش های مورد مطالعه، مقایسه الگوی پراکنندگی این ساختارها با مطالعات چینه نگاری سکانشی صورت گرفته توسط Moosavizadeh *et al.* (2014) در این منطقه نشان می دهد که عمده اربیتولینیدهای حاوی چشم های کلسیتی در هر دو بازه رسوبی اول و دوم با ته نشینی دسته رخساره های تراز بالای آب دریاها (HST) در هر دو برش همخوانی دارد (شکل ۶). این مسأله می تواند به این دلیل باشد که عمده رسوبات HST در هر دو سکانس، از رخساره های دریای باز حاوی اربیتولینیدهای کشیده و خرده های فیسیلی تشکیل شده است.

بحث

مطالعات صورت گرفته در مورد اربیتولینیدهای سازند داریان در برش های مذکور نشان می دهد که با وجود این روزن دار کفزی بزرگ در بخش عمده ای از رسوبات کربناته، چشم های کلسیتی در تمام ضخامت سازند وجود ندارند. علاوه بر این، تعداد اربیتولینید حاوی این ساختارها و همچنین فراوانی آنها در هر اربیتولینید مجزا نیز یکسان نیست. در شکل ۶ روند تغییرات فراوانی اربیتولینید، فراوانی اربیتولینیدهای حاوی چشم های کلسیتی و فراوانی چشم های کلسیتی موجود در اربیتولینیدهای منفرد در رسوبات سازند داریان در برش های سنگ سیاه و بانس نشان داده شده است. البته ذکر این نکته لازم است که محیط رسوبی سازند داریان در این منطقه به صورت یک رمپ کربناته

تخریبی. این دیواره که در تمام چشم‌های کلسیتی وضعیت یکسانی دارد به خوبی نشان می‌دهد که این ساختارها نمی‌توانند در نتیجه تخریب پوسته اریتولینید توسط موجود دیگری به وجود آمده باشند و بنابراین این احتمال وجود ندارد که چشم‌های کلسیتی در نتیجه حفاری ایجاد شده باشد.

سازوکار انطباقی با محیط

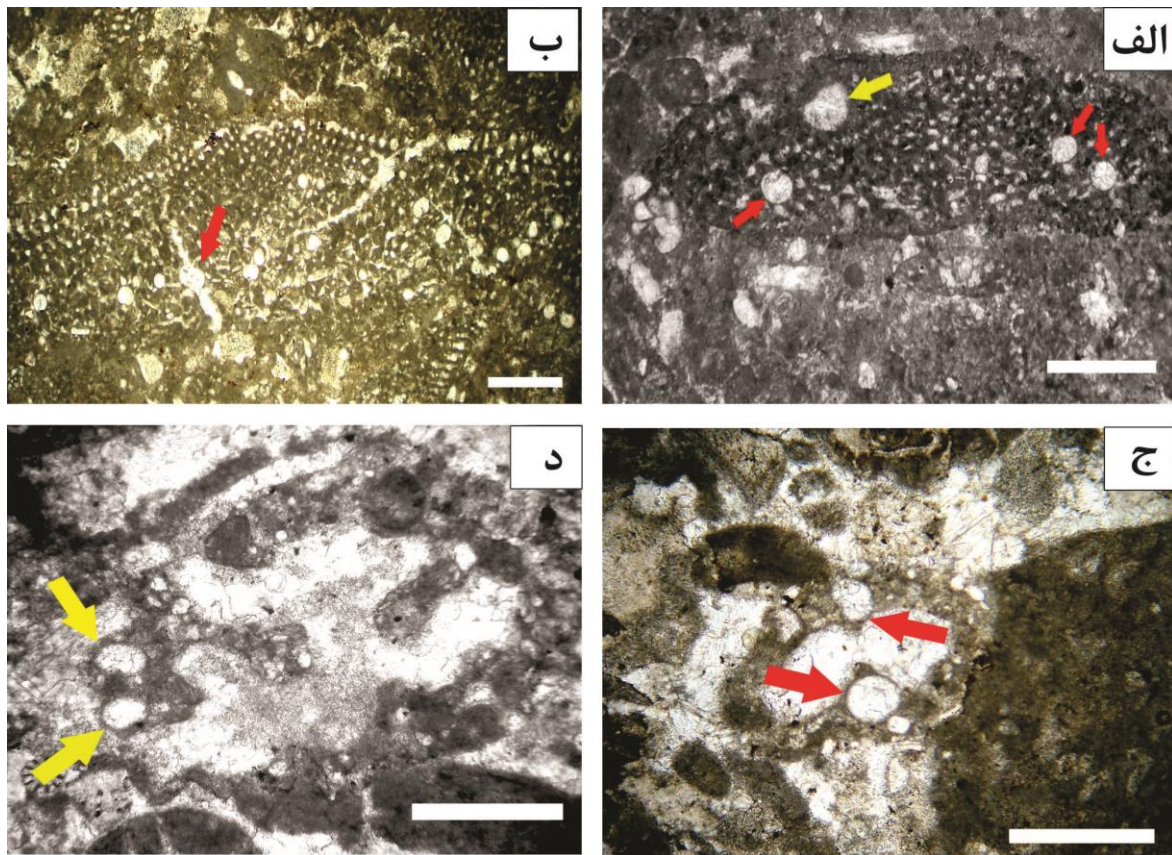
دومین احتمال در مورد چشم‌های کلسیتی، تشکیل آنها در طی یک فرآیند زیستی و توسط خود موجود است. این فرضیه از آنجا منشأ گرفت که Douglass (1960) این ساختارها را به فضاهای باز نسبت داد که توسط خود موجود و در طی دوره زندگی به وجود آمده است. استدلال وی برای این فرضیه شباهت بین مواد پرکننده چشم‌های کلسیتی و مواد پرکننده گذرگاه‌های شعاعی در ساختار اریتولینیدها بود. از نظر او حفره داخلی چشم‌های کلسیتی توسط کلسیت‌های شعاعی پر شده است، به همان صورتی که سایر حجره‌های اریتولینید توسط کلسیت اشغال شده است و این ویژگی را نشان دهنده پر شدن این حفرات بعد از مرگ موجود و خالی بودن آنها در زمان حیات می‌داند. اخیراً محققان دیگری نظیر Mohammed (2016) مجدداً این فرضیه را مطرح کردند که چشم‌های کلسیتی فضای خالی ایجاد شده توسط خود موجود و در زمان حیات او به عنوان یک واکنش زیستی به تغییرات شرایط دیرینه‌بوم‌شناسی محیط بوده است. در این فرضیه عنوان شده است که چشم‌های کلسیتی ساختارهایی هستند که موجود برای انطباق با شرایط کم اکسیژنی محیط ایجاد کرده است. این حفرات محل ذخیره اکسیژن و استفاده از آن در شرایط خاص کاهش سطح اکسیژن محیط بوده است. در این فرضیه ایجاد فضاهای خالی از طریق ترشح نوعی ماده حلال توسط موجود و ایجاد انحلال در دیواره

کلسیتی صورت پذیرفته است. با توجه به این که غلظت اکسیژن محیط برای همه نمونه‌ها یکسان است، در صورتی که این ساختارها واکنشی به کاهش سطح اکسیژن محیط باشند، حداقل باید در تمام اریتولینیدهای موجود در یک افق چنین ساختاری وجود داشته باشند و ویژگی‌های تقریباً یکسانی را نشان دهند. این مسأله به هیچ وجه در نمونه‌های مطالعه شده از سازند داریان صادق نیست. در این رسوبات به فراوانی مواردی وجود دارد که دو اریتولینید در کنار هم یکی فاقد چشم کلسیتی بوده و دیگری تعداد زیادی از این ساختارها را در خود جای داده است. اساساً در چنین شرایطی تعداد چشم‌های کلسیتی و اندازه آنها در اریتولینیدهای بزرگ نسبت به نمونه‌های کوچکتر باید بیشتر و بزرگتر باشد در صورتی که الزاماً چنین ویژگی به خصوص در مورد اندازه چشم‌های کلسیتی در رسوبات سازند داریان مشاهده نشده است.

نکته دوم این که بازه حضور چشم‌های کلسیتی در اریتولینیدها از بارمین پسین تا سنومانین پیشین گزارش شده است (Mohammed, 2016) و در این بازه زمانی تعداد ۳ رویداد بی‌اکسیژنی اقیانوسی (OAE1a, OAE1b, OAE1d) ثبت و گزارش شده است (Jenkyns, 2010). بر این اساس در صورتی که تشکیل چشم‌های کلسیتی واکنشی به شرایط کم اکسیژنی یا بی‌اکسیژنی در محیط باشد، انتظار می‌رود اندازه و فراوانی این ساختارها با رویدادهای بی‌اکسیژنی عنوان شده همخوانی داشته باشد. برخلاف انتظار تاکنون هیچ گونه گزارشی مبنی بر ارتباط و انطباق بین گسترش چینه‌شناسی و فراوانی چشم‌های کلسیتی در این بازه‌های زمانی با رویدادهای بی‌اکسیژنی اقیانوسی ارائه و منتشر نشده است. خوشبختانه این امر در رسوبات سازند داریان قابل بررسی و راستی آزمایی است. یکی از مهمترین رویدادهای بی‌اکسیژنی اقیانوسی در ابتدای آبتین پیشین رخ داده است (OAE1a) که این

دو برش، با وجود نبود ارتباط آنها با رویدادهای بی‌اکسیژنی قبل و بعد از خود (به ترتیب OAE1a و OEA1b)، به فراوانی حاوی چشم‌های کلسیتی با اندازه‌های درشت و فرم‌های مختلف هستند (شکل ۶). این شواهد به وضوح نشان می‌دهد که تشکیل چشم‌های کلسیتی هیچ ارتباطی با کاهش سطح اکسیژن در محیط و واکنش انطباقی موجود برای سازگاری با چنین شرایط نداشته‌اند.

رویداد و ویژگی‌های آن از لحاظ رخساره‌ای و مباحث چینه‌نگاری ایزوتوپ کربن توسط Moosavizadeh *et al.* (2014) در برش بانس بررسی و گزارش شده است. مطالعه حاضر نشان می‌دهد که رسوبات کربناته معادل این رویداد در بخش کم عمق حوضه (برش سنگ سیاه)، هیچ ویژگی خاصی را از لحاظ افزایش تعداد یا اندازه چشم‌های کلسیتی در اربیتولینیدها از خود نشان نمی‌دهند (شکل ۶). این مسأله زمانی مشخص تر می‌شود که رسوبات آپتین بالایی در هر



شکل ۷: مقایسه ریخت‌شناسی چشم‌های کلسیتی و عوارض ناشی از حفاری‌های زیستی؛ الف) مقایسه چشم‌های کلسیتی و آشفستگی‌های زیستی تقریباً کروی، تفاوت در دیواره این ساختارها کاملاً مشخص است. ب) قطع شدن چشم‌های کلسیتی توسط حفاری زیستی کانالی شکل با دیواره نامنظم؛ ج - د) انحنا پوسسته آگلوتینه در اطراف چشم‌های کلسیتی در جنس *Reophax* که نشان می‌دهد ابتدا چشم‌های کلسیتی وجود داشته‌اند و پس از آن دیواره در اطراف آنها تشکیل شده است (مقیاس در تصاویر ۰/۵ میلی‌متر).

جانور نمی‌تواند بر روی نحوه عملکرد ماده ترشح شده کنترل داشته باشد، آن هم به صورت تشکیل فرم‌های گرد و کلیوی شکل که کاملاً منظم هستند. ذکر این نکته نیز لازم است که با توجه به وجود دیواره مشخص در چشم‌های کلسیتی، فرایند انحلالی نمی‌تواند به شکل‌گیری چنین

نکته سوم این که در روند تکاملی ارائه شده برای چشم‌های کلسیتی توسط Mohammed (2016)، این ساختارها در اثر ترشح نوعی ماده حلال ایجاد می‌شوند و از یک فرم نامنظم به یک فرم کاملاً منظم می‌رسند که با توجه به سازوکار انحلالی ارائه شده چندان منطقی به نظر نمی‌رسد، یعنی

دیواره‌ای در آنها منجر شود. در فرضیه مطرح شده، سازوکار تشکیل چشم‌های کلسیتی یک فرآیند چند مرحله‌ای است و با گذر زمان اندازه چشم‌های کلسیتی افزایش می‌یابد. رشد چشم‌های کلسیتی کوچکتر نیازمند تخریب دیواره است، در صورتی که در تمام چشم‌های کلسیتی در فرم و اندازه‌های متفاوت از کوچک تا بزرگ، وضعیت و ویژگی دیواره‌ها کاملاً یکسان است.

در بررسی چشم‌های کلسیتی سازند داریان مشخص شد که این ساختارها هیچ گونه قطع شدگی در ساختار پوسته اریتولینیدها ایجاد نکرده‌اند؛ بنابراین نمی‌توان آنها را ساختارهای ناشی از انحلال دانست. اگر چنین اتفاقی رخ داده باشد، باید ساختارهای نامنظمی همانند فرسایش‌های زیستی به همراه قطع شدگی‌هایی در پوسته موجود دیده شود؛ همان طور که یکی از سازوکارهای ایجاد آشفستگی‌های زیستی در بسترهای سخت نظیر پوسته روزن‌داران از طریق ترشح ماده حلال و ایجاد انحلال در دیواره کلسیتی آنها است (برای مثال: Schlagintweite, 2015).

نکته دیگری که فرضیه فوق را با چالش مواجه می‌کند این است که بررسی چشم‌های کلسیتی موجود در گونه *Reophax rhaxelloides* نشان می‌دهد دیواره آگلوتینه ساخته شده توسط موجود در محل چشم‌های کلسیتی انحنای شده است و این انحنای با حاشیه دیواره چشم کلسیتی کاملاً منطبق است (شکل ۷- و). این ساختار به خوبی نشان می‌دهد که تشکیل دیواره بعد از حضور چشم کلسیتی اتفاق افتاده است. از طرفی با توجه به ضخامت کم دیواره‌ها (حدود ۲۰۰ میکرون) در *Reophax rhaxelloides* (برخلاف ضخامت زیاد دیواره *Orbitolina*) بسیار بعید به نظر می‌رسد که یک سازوکار انحلالی سبب به وجود آمدن این ساختارها شده باشد.

به عنوان آخرین نکته باید در نظر داشت که مطالعات و مشاهدات زمینه اطراف اریتولینیدها حاکی از وجود

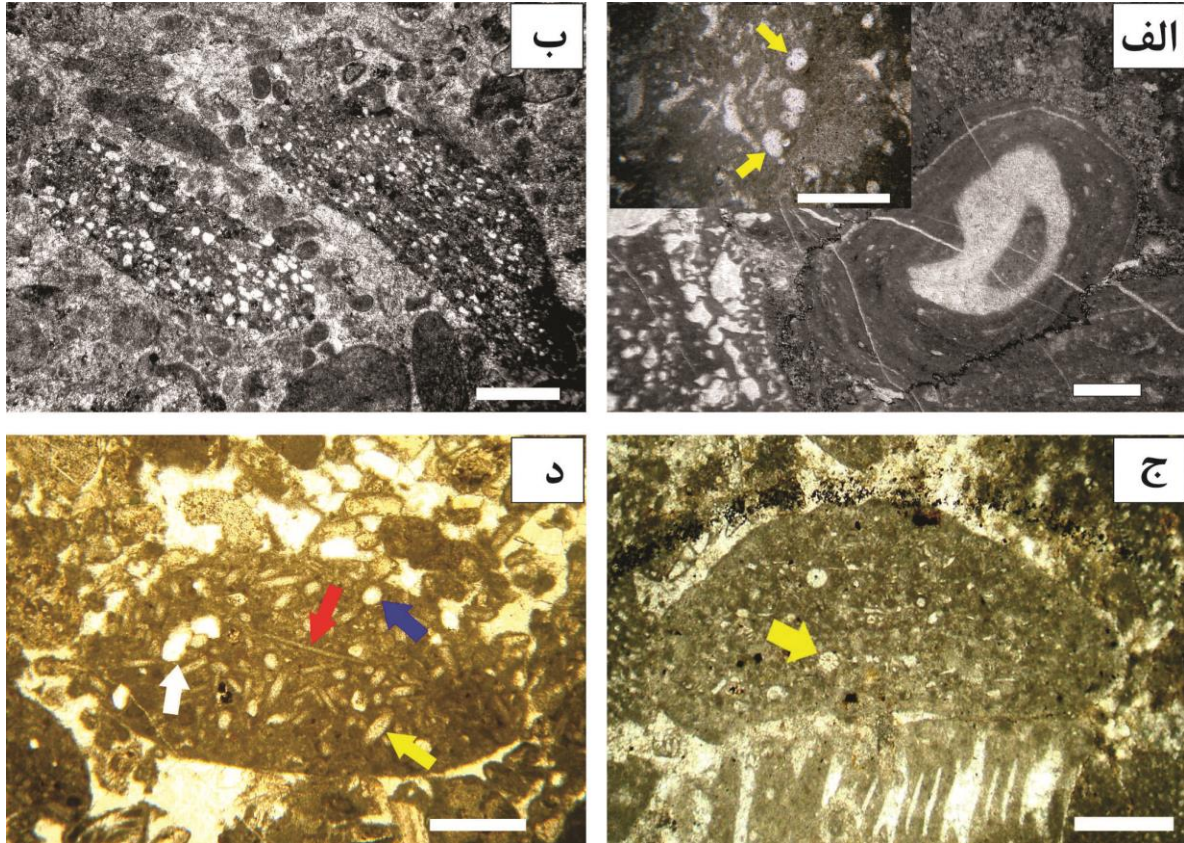
چشم‌های کلسیتی در خارج از پوسته و در زمینه گل آهکی اطراف آنها است. در برخی نمونه‌ها این ساختارها به فراوانی و با فرم‌های مختلف در اطراف اریتولینیدها دیده می‌شود که این مسأله خود بیانگر نبود ارتباط بین چشم‌های کلسیتی و ساختارهای زیستی داخل بدن موجودات است. چشم‌های کلسیتی کلیوی شکل در پیزولیت‌های زیستی از سنگ آهک‌های سازند بادامو به سن توآرسین (خدام‌الحسینی، ۱۳۷۷) در منطقه کوچکعلی و در مسیر یزد به طبس نیز مشاهده شده است (شکل ۸الف). وجود چنین ساختارهایی در پیزولیت‌های زیستی نمی‌تواند یک ساختار زیستی باشد زیرا قطر آنها به مراتب بیشتر از قشرهای جلبکی است که در تشکیل پیزولیت‌های زیستی شرکت کرده‌اند.

سوزن‌های اسفنج

سومین احتمال در مورد ماهیت و سازوکار به وجود آمدن چشم‌های کلسیتی، انتساب آنها به سوزن‌های اسفنج و استفاده اریتولینیدها از آنها به عنوان جسم خارجی در ساختمان پوسته آگلوتینه است. این فرضیه در ابتدا توسط Hartman (1981) مطرح و پس از آن توسط Vilas et al. (1995) نیز گزارش شد. مطالعات صورت گرفته توسط این محققین بر روی دیواره اریتولینیدها نشان دهنده وجود دانه‌های کوارتز در ساختمان دیواره آگلوتینه آنها بود و این فرضیه قوت گرفته که موجود می‌تواند علاوه بر کوارتز، اجسام دیگری نظیر سوزن‌های اسفنج را نیز در ساختمان پوسته خود مورد استفاده قرار دهد، زیرا به طور کلی ماهیت پوسته‌های آگلوتینه استفاده از اجسام خارجی در ساخت این پوسته‌ها است (Flügel, 2010). از نظر این افراد، چشم‌های کلسیتی در واقع برش عرضی از سوزن‌های اسفنج است که توسط موجود از محیط جذب شده و در ساختمان دیواره مورد استفاده قرار گرفته است. در نمونه‌های مورد مطالعه از سازند داریان، وجود کوارتز در دیواره

ساقه کرینوئید به عنوان جسم خارجی در یک اربیتولینید مخروطی مشاهده شد (شکل ۸ج).

اربتولینیدها (شکل ۸ب) فقط در نمونه‌های موجود در برش سنگ سیاه (به عنوان برش کم عمق) مشاهده شد و در برش دیگر این ویژگی وجود ندارد. در یک مورد، برشی از



شکل ۸: وجود ساختارهای مختلف در دیواره اربیتولین؛ الف) ساختارهای کاملاً مشابه با چشم‌های کلسیتی کلیه‌ای شکل در پیژولیت‌های زیستی شناسایی شده در سنگ آهک‌های سازند بادامو به سن ژوراسیک؛ این تصویر نشان می‌دهد چشم‌های کلسیتی یک ویژگی زیستی ایجاد شده توسط اربیتولینید نیستند. ب) دانه‌های کوارتز به صورت پراکنده در پوسته اربیتولین‌های سازند داریان در برش سنگ سیاه، ج) قطعه‌ای از ساقه کرینوئید در پوسته اربیتولینید که نشان می‌دهد این موجودات قابلیت جذب اجسام متنوعی را از محیط اطراف خود دارند. د) برش‌های مختلف از سوزن‌های اسفنج به شکل عرضی (پیکان آبی رنگ)، مورب (پیکان زرد رنگ) و طولی (پیکان قرمز رنگ) در پوسته اربیتولینید؛ دانه‌های کوارتز با پیکان سفید رنگ مشخص شده‌اند (اربتولینیدهای موجود در سنگ آهک معادل سازند تفت در برش هریشت، شمال یزد) (مقیاس در تصاویر ۰/۵ میلی‌متر).

بررسی اربیتولینیدهای موجود در رسوبات کربناته معادل سازند تفت در حوضه ایران مرکزی نیز مؤید این مسأله است. نمونه‌های مذکور از سنگ آهک‌های اربیتولینیددار به سن بامرین - آپتین (Bucur et al., 2012) از منطقه هریشت واقع در ۶۰ کیلومتری شمال شهر یزد تهیه شده است. از لحاظ موقعیت جغرافیای دیرینه، این محدوده از ایران مرکزی در زمان آپتین در حاشیه شمالی حوضه نوئتیس قرار داشته است (Wilmsen et al., 2013). وجود

سوزن‌های اسفنج با اندازه و شکل متفاوت به همراه دانه‌های کوارتز (پیکان سفید رنگ) در اربیتولینیدهای این منطقه به وضوح قابل شناسایی و مشاهده است (شکل ۸د). این تصاویر به خوبی نشان می‌دهد که امکان جذب سوزن‌های اسفنج، همانند سایر اجسام نظیر کوارتز، توسط این موجودات امری کاملاً محتمل و ممکن است. البته دو تفاوت قابل تأمل در بین سوزن‌های اسفنج (چشم‌های کلسیتی) موجود در اربیتولینیدهای سازند داریان

و اریتولینیدهای منطقه هریشت در شمال یزد وجود دارد. نکته اول مربوط قطر چشم‌های کلسیتی و سوزن‌های کلسیتی است. حداکثر قطر چشم‌های کلسیتی و سوزن‌های اسفنج اندازه گیری شده در نمونه‌های برش هریشت در حدود ۳۰ تا ۵۰ میکرون است در حالی که در رسوبات سازند داریان چشم‌های کلسیتی با قطر ۱۴۰ تا ۱۵۰ میکرون هم مشاهده شده است.

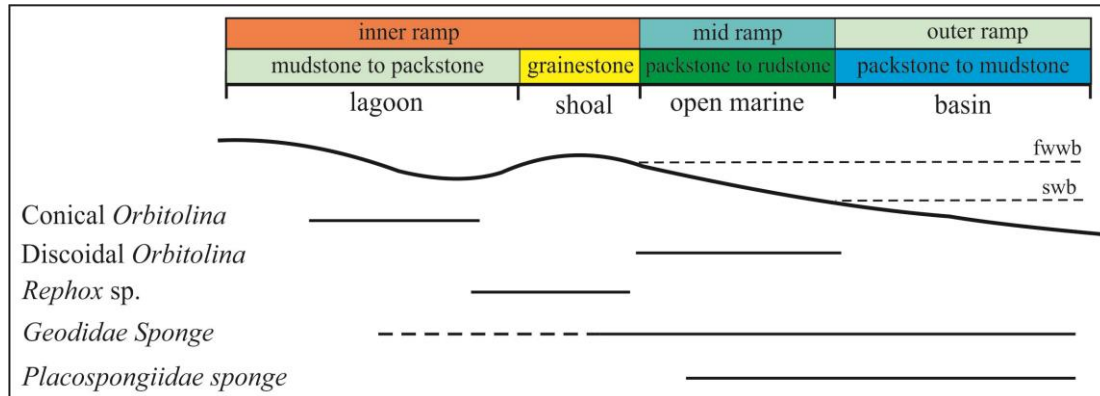
نکته دوم در مورد سطح مقطع برش خورده این سوزن‌ها است. همان طور که در تصاویر مختلف از اریتولینیدهای سازند داریان مشاهده می‌شود، با وجود تعداد زیادی از این ساختارها در رسوبات و برش‌های طولی و عرضی از اریتولینیدها، تمامی سطح مقطع‌های چشم‌های کلسیتی به شکل کروی، بیضوی تا کلیوی دیده می‌شوند و هیچ گونه سطح مقطع مورب و طولی در آنها وجود ندارد. این ویژگی در تمامی ضخامت رسوبات سازند داریان و حتی در بین دو برش مورد مطالعه وضعیت کاملاً یکسانی دارد. در مقابل سوزن‌های اسفنج موجود در اریتولینیدهای هریشت انواعی از سطح مقطع‌های برش خورده به صورت کاملاً کروی تا بیضوی کشیده (شکل ۸د، پیکان آبی رنگ)، مورب (شکل ۸د، پیکان زرد رنگ) و حتی سطح مقطع‌های طولی و کاملاً کشیده (شکل ۸د، پیکان قرمز رنگ) به طول تقریبی ۰/۷ میلی متر را از خود نشان می‌دهند (شکل ۸ج).

در این مورد بهترین توضیح این است که در اریتولینیدهای سازند داریان، تمامی سوزن‌های اسفنج استفاده شده در پوسته موجود از لحاظ شکل سه بعدی تقریباً کروی تا کلیوی شکل بوده و به همین دلیل ایجاد هر گونه برش در جهات مختلف، سطح مقطع تقریباً یکسان را از خود نشان می‌دهند. به عقیده Hartman (1981) سوزن اسفنج‌های خانواده Geodidae بهترین گزینه برای این منظور هستند. در این خانواده گونه‌هایی مانند *Geodia* sp. با سوزن‌های

کروی شکل وجود دارند (برای مثال 2012, 2002, Uriz) که با توجه به اندازه آنها که در حدود ۲۰ تا ۱۰۰ میکرون هستند به راحتی می‌توانند توسط اریتولینیدها جذب و در دیواره آنها مورد استفاده قرار گیرند. علاوه بر این سوزن‌های اسفنج گونه *Placospongia* sp. از خانواده *Placospongiidae* (برای مثال: 2012, Uriz؛ Lukowiak, 2015) نیز که فرم کاملاً کلیوی شکل دارند قابل توجه هستند که بر اساس انحنای موجود در ساختار آنها، سطح مقطع آن به خوبی با چشم‌های کلسیتی کلیوی شکل همخوانی دارد. با توجه به فرم سه بعدی این سوزن‌ها، مشخص است که در برش‌ها، سطح مقطعی کلیوی شکل حاصل می‌شود و با توجه به این که برش طولی از عرضی اندازه بزرگتری دارد، این امر می‌تواند بزرگتر بودن اندازه چشم‌های کلسیتی کلیوی شکل نسبت به چشم‌های کلسیتی کروی را توجیه کند (به بخش اندازه چشم‌های کلسیتی مراجعه شود). بررسی‌های صورت گرفته نشان می‌دهد چشم‌های کلسیتی متعلق به جنس *Rhaxella* Hinde (1890) هستند و نمونه کروی شکل مربوط به گونه *Rhaxelloides sphaerica* (Trejo 1967) و چشم‌های کلسیتی کلیوی شکل مربوط به گونه *Rhaxella* (Blake 1876) *Sorbyana* است. انتساب چشم‌های کلسیتی به سوزن‌های کروی اسفنج مسأله وجود چشم‌های کلسیتی آزاد در زمینه گل آهکی را هم برطرف می‌نماید. با این تفسیر می‌توان عنوان کرد چشم‌های کلسیتی خارج از پوسته اریتولینیدها در واقع سوزن‌های کروی و آزاد اسفنج‌ها هستند که در زمینه گل آهکی پراکنده شده‌اند. هر چند که وجود یا نبود سوزن‌های اسفنج در پوسته اریتولینیدها و زمینه اطراف آنها روند مشخص و ثابتی را نشان نمی‌دهد، اما شرایط مشابهی در مورد دانه‌های کوارتز نیز دیده می‌شود، به این صورت که در مواردی مقادیر زیادی کوارتز در زمینه اطراف اریتولینیدها وجود دارد،

زندگی می کنند (Uriz, 2002, 2012) و این مسأله با فراوانی چشم‌های کلسیتی در اربیتولینیدهای کشیده همخوانی دارد (شکل ۹).

ولی جذب آنها توسط موجود بسیار ناچیز بوده است، البته در مواردی نیز عکس حالت فوق رخ می دهد. اسفنج‌های Geodidae عمدتاً در مناطق رمپ میانی تا رمپ داخلی



شکل ۹: تصویر شماتیک مربوط به محیط رسوبی سازند داریان در منطقه مورد مطالعه به صورت رمپ کربناته همکلینال با پشته سدی (ساده شده از Moosavizadeh et al., 2015) و موقعیت اربیتولینیدهای مخروطی، کشیده، *Reophax* sp. و اسفنج‌های خانواده Geodidae و Placospongiidae بر روی مدل رسوبی (داده‌های مربوط به محل زیست موجودات از Pittet et al., 2002; Flugle, 2010; Uriz, 2012; Lukowiak, 2015)

کلسیتی اربیتولینیدهای سازند داریان به سوزن‌های کروی تا تقریباً کروی شکل اسفنج، بهترین و محتمل‌ترین گزینه برای ماهیت چشم‌های کلسیتی است.

به طور کلی از لحاظ عمق زیست، روزن‌داران کف‌زی با پوسته کشیده در اعماق بیشتری نسبت به گونه‌های مخروطی زندگی می کنند که این مسأله در مورد اربیتولینیدها نیز صادق است (برای مثال: Beavington- Penny & Racey, 2004). گونه‌های مخروطی شکل اربیتولینیدها معمولاً در محیط‌های بسته و محصور لاگونی زندگی می کنند در حالی که گونه‌های کشیده در بخش‌های ابتدایی دریای باز (Pittet et al., 2002) سکونت دارد که این منطقه با پهنه‌های رمپ میانی در تقسیم بندی محیطی منطبق است (Flügel, 2010).

نتیجه گیری

بررسی رسوبات کربناته سازند داریان در پهنه ساختاری فارس داخلی نشان دهنده فراوانی چشم‌های کلسیتی در گونه‌های مختلف از روزن‌داران کف‌زی بزرگ است. این ساختارها به دو فرم اصلی کروی و کلیوی شکل دیده می شوند. البته حفاری زیستی در این دو فرم باعث ایجاد شکل‌های نامنظمی در این ساختارها شده است. از لحاظ چینه‌شناسی فراوانی این ساختارها در رسوبات آپتین بالایی و همزمان با دسته رخساره‌های تراز بالای آب دریا و از لحاظ رخساره‌ای فراوانی و اندازه بزرگتر چشم‌های کلسیتی در اربیتولینیدهای کشیده مربوط به رخساره‌های رودستون اربیتولینیددار دریای باز مشاهده شده است. از لحاظ موقعیت قرارگیری چشم‌های کلسیتی، مقایسه شاخص‌های ریخت‌شناسی اربیتولینیدها (OI) و چشم‌های کلسیتی (CI)

این مسأله می تواند به خوبی توجیه کننده فراوانی چشم‌های کلسیتی و اندازه بزرگ‌تر آنها در اربیتولینیدهای کشیده نسبت به فرم‌های مخروطی شکل باشد. از لحاظ زمانی نیز با توجه به گزارش‌های متعدد از حضور اسفنج‌های خانواده Geodidae در زمان کرتاسه (Hinde, 1910؛ Hartman et al., 1980؛ Wiedenmayer, 1994)، این اسفنج‌ها می توانند در گونه‌های مختلفی از اربیتولینیدها در بازه‌های زمانی مختلف دیده شوند. در مجموع انتساب چشم‌های

برای نشان دادن ماهیت چشم‌های کلسیتی در اربیتولینیدهای سازند داریان، انتساب آنها به سوزن‌های کروی شکل اسفنج‌های *Geodia* است که نمونه‌های موجود در سازند داریان متعلق به گونه‌های *Rhaxella Sorbyana* و *Rhaxelloides sphaerica* هستند.

سپاس‌گزاری

نویسندگان مقاله مراتب تشکر و قدردانی خود را از جناب آقای دکتر کوورش رشیدی و جناب آقای دکتر Felix Shclagintweit به جهت راهنمایی‌های ارزنده و در اختیار قرار دادن منابع اعلام می‌دارند.

نشان داده هرچه اربیتولینیدها به فرم مخروطی نزدیک‌تر باشند، احتمال قرارگیری چشم‌های کلسیتی در ارتفاع بالاتری نسبت به قاعده پوسته اربیتولینید بیشتر است. مقایسه نمونه‌های سازند داریان با نمونه‌های تهیه شده از رسوبات کربنات معادل سنگ آهک تفت در حاشیه شمالی اقیانوس نئوتتیس نشان دهنده قابلیت بالای اربیتولینیدها در جذب اجسام مختلفی از جمله سوزن‌های اسفنج از محیط اطراف است. از آن جا که برش‌های تهیه شده در جهات مختلف از چشم‌های کلسیتی در سازند داریان شکل یکسانی دارند، لذا فرم سوزن‌های اسفنج باید به صورتی باشد که در برش در جهات مختلف، شکل واحدی را از خود نشان دهند. از این بین، بهترین و محتمل‌ترین گزینه

منابع

- خدام الحسینی، س.ر.، ۱۳۷۷. گزارش عملیات پی جویی مقدماتی منطقه کوچکعلی. طرح اکتشاف زغال‌سنگ حرارتی ناحیه مزینو، طبس. گزارش داخلی، صص ۳۳-۴۳.
- طاهرپور خلیل‌آباد، م.، وزیر، ح.، جعفری، الف.، ۱۳۹۴. معرفی اسپیکول‌های جنس *Rhaxella* (چشم‌های کلسیتی) در اربیتولینیدهای موجود در سازندهای تیرگان و داریان (حوضه رسوبی کپه داغ و زاگرس مرتفع). دومین کنگره بین‌المللی زمین‌شناسی کاربردی، دانشگاه آزاد اسلامی مشهد، صص ۱۳۱۴-۱۳۱۹.
- کارگر، ش.، ۱۳۸۱. نقشه زمین‌شناسی سعادت شهر، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- یوسفی، ت. کارگر، ش.، ۱۳۷۸. نقشه زمین‌شناسی سیوند، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304: 1-20.
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science*, 307: 1064-1095.
- Ando, A., Kaiho, K., Kawahata, H., & Kakegawa, T., 2008. Timing and magnitude of early Aptian extreme warming: Unraveling primary $\delta^{18}O$ variation in indurated pelagic carbonates at Deep Sea Drilling Project Site 463, central Pacific Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 260: 463-476.
- Beavington-penny, S.J., & Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera; applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth Science Reviews*, 67: 219-265.
- Bronniman, P., 1955. Microfossils incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba. *Micropaleontology*, 1 (1): 28-51.
- Bucur, I.I., Rashidi, R., & Senowbari-Daryan, B., 2012. Early Cretaceous calcareous algae from Central Iran (Taft Formation, south of Aliabad, near Iazd). *Facies*, 58 (4): 605-636.
- Colom, G. 1955. Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the western Mediterranean zone and Atlantic area. *Micropaleontology*, 1(2): 109-124.
- Dickson, J.A.D., 1966. A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*, 205: 587-599.

- Douglass, R. 1960. Revision of the family Orbitolinidae. *Micropaleontology*, 6(3): 249-270.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (ed.), *Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1: 108-121.
- Embry, A.F., & Klovan, J.E., 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Flügel, E., 2014. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*, 2nd edition. Springer Verlag, Berlin, 984 p.
- Galloway, J.J., 1933. *A manual of Foraminifera. Bloomington, Indiana*. 1883 p.
- Grabau, A.W., 1904. On the classification of sedimentary rocks. *American Geologist*, 33: 228-247.
- Habibi, F., Feiznia, S., & Barzegar, F., 1994. Stratigraphy, sedimentology and reservoir evolution of Upper Dariyan -Kazhdumi Tongue- Lower Dariyan and Gadvan Formations in Dezful South area. National Iranian Oil Company, Unpublished Report.
- Hartman, W.D., 1981. Form and distribution of silica in sponges. In: Vilas, L., Pierre Masse, J., & Arias, C., (eds.), *Orbitolina episode carbonate platform evolution the early Aptian model form SE Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119: 35-45.
- Heydari, E., Hassanzadeh, J., Wade, W.J., & Ghazi, A.M. 2003. Permian–Triassic boundary interval in the Abadeh section of Iran with implications for mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193: 405-423.
- Hillgärtner, H., van Buchem, F.S., Gaumet, F., Razin, P., Pittet, B., Grötsch, J., & Droste, H., 2003. The Barremian-Aptian evolution of the eastern Arabian carbonate platform margin (northern Oman). *Journal of Sedimentary Research*, 73: 756-773.
- Hinde, G.J., 1890. On a new genus of siliceous sponges from the lower calcareous Grit of Yorkshier. *Quarterly Journal of the Geological society of London*, 46: 54-61.
- Hinde, G.J., 1910. On the fossil sponge spicules in a rock from deep Lead at Princess Royal Township, Norseman District, Western Australia. *Bulletin of Geological Survey of Western Australia*, 36: 7–24.
- Hofker, J., 1963. Studies on the genus *Orbitolina* (Foraminifera). *Leidse Geologische Mededelingen*, 29: 183-253.
- Huck, S., Heimhofer, U., Rameil, N., Bodin, S., & Immenhauser, A., 2011. Strontium and carbon-isotope chronostratigraphy of Barremian-Aptian shoal-water carbonates: Northern Tethyan platform drowning predates OAE1a. *Earth and Planetary Science Letters*, 304: 547-558.
- James, G., & Wynd, J., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49: 2245-2182.
- Jenkyns, H.C., 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11: 1-30.
- Lukowiak, M., 2015. Late Eocene siliceous sponge fauna of southern Australia: reconstruction based on loose spicules record. *Zootaxa*, 3917 (1): 1-65.
- Masse, J., Fenerci, M., & Pernarcic, E., 2003. Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates: Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 200: 65-81.
- Millán, M., Weissert, H., Owen, H., Fernández-Mendiola, P., & García-Mondéjar, J., 2011. The Madotz Urgonian platform (Aralar, northern Spain): Paleocological changes in response to Early Aptian global environmental events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 312: 167-180.
- Mohammed, M.U., 1981. Microfacies of the Mauddud Formation. *M.Sc. Thesis. Department of Geology, college of Science, University of Baghdad*, Baghdad, Iraq, 156 p.
- Mohammed, M.U., 1996. Orbitolinids (Foraminifera) of the Lower Cretaceous (Barremian-Turonian) of Iraq. *Ph.D. Thesis. Department of Geology, college of Science, University of Baghdad*, Baghdad, Iraq, 148 p.
- Mohammed, M.U., 2016. Micropaleontological aspects of the "Calcite Eyes" phenomenon in the family Orbitolinidae. *Iraqi Journal of Science*, 57 (2): 1462-1468.
- Moosavizadeh, M.A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Kavooosi, M.A., & Schlaginitweit, F., 2015. Sequence stratigraphy and platform to basin margin facies transition of the Lower Cretaceous Dariyan Formation (northeastern Arabian Plate, Zagros Fold Belt, Iran). *Bulletin of Geosciences*, 90: 145–172.
- Moosavizadeh, M.A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., & Kavooosi, M.A. 2014. Early Aptian oceanic anoxic event (OAE 1a) in Northeastern Arabian Plate setting: an example from Dariyan Formation in Zagros fold-thrust belt, SE Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 7: 4745-4756.

- Omana, L., Torres, J., Doncel, R., Alancáster, G., & Caballero, I., 2014. A pithonellid bloom in the Cenomanian-Turonian boundary interval from the western Valles-San Luis Potosí platform, Mexico: Paleoenvironmental significance. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31 (1): 28-44.
- Pittet, B., Van Buchem, F.S.P., Hillgärtner, H., Razin, P., Grötsch, J., & Droste, H., 2002. Ecological succession, palaeoenvironmental change, and depositional sequences of Barremian–Aptian shallow-water carbonates in northern Oman. *Sedimentology*, 49: 555-581.
- Rahmani, O., Aali, J., Mohseni, H., Rahimpour-Bonab, H., & Zalaghaie, S., 2010. Organic geochemistry of Gadvan and Kazhdumi formations (Cretaceous (in South Pars field, Persian Gulf, Iran. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 70: 57-66.
- Reiss, Z., Derin, E., & Gerry, E., 1966. O tak nazyvaemch "kalcitorych glaznach" v stenke rakovin aggljutinirujuščich foraminifer. *Voprosy Mikropaleontologii*, 10: 234-242.
- Schlagintweit, F., Auer, M., & Gawlick, H., 2007. *Reophax? rhaxelloides* n. sp., a new benthic foraminifer from Late Jurassic reefal limestones of the Northern Calcareous Alps (Austria). *Journal of Alpine Geology*, 48, 57-69.
- Schlagintweit, F., Kołodziej, B., & Qorri, A., 2015. Foraminiferan-calcimicrobial benthic communities from Upper Cretaceous shallow-water carbonates of Albania (Kruja Zone). *Cretaceous Research*, 56: 432-446.
- Schroeder, R., & Cherchi, A. 1979. Upper Barremian–Lowermost Aptian Orbitolinid Foraminifers from the Grand Banks Continental Rise, Northwestern Atlantic (DSDP Leg 43, Site 384). In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 43: 575-583.
- Schroeder, R., & Neumann, M., 1985. Les grands foraminifères du Cretace moyen de la region Mediteraneenne. *Geobios Mémoire Special*, 7: 1-16.
- Schroeder, R., Van Buchem, F., Cherchi, A., Baghbani, D., Vincent, B., Immenhauser, A., & Granier, B., 2010. Revised orbitolinid biostratigraphic zonation for the Barremian–Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for regional stratigraphic correlations. *GeoArabia*, Special Publication, 4: 49-96.
- Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D., & Simmon, M.D., 2001. Arabian Plate sequence stratigraphy. *GeoArabia*, Special Publication 2: 322-371.
- Silvestri, A. 1932. Revisione di orbitoline nordamericane e nuovi località di Chapmanine. *Memorie della Pontificia Accademia delle Scienze Nuovi Lincei*, Ser. 2 (16): 371-394.
- Trejo, M., 1967. La esponja fósil Rhaxella sorbyana Blake y su significación estratigráfica. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 19: 33-38.
- Uriz, M.J., 2002. Family Geodiidae Gray, 1867. In: Hooper, J.N.A., & Soest, R.W.M. van (eds.), *Systema Porifera*. Guide to the classification of sponges. *Kluwer Academic/Plenum Publishers*, New York, Boston, Dordrecht, London, Moscow, pp. 134–140.
- Uriz, M.J., 2012. Sponge ecology in the molecular era. *Advance in Marine Biology*, 61: 345-410.
- van Buchem, F.S.P., Baghbani, D., Bulot, L.G., Caron, M., Gaumet, F., Hosseini, A., Keyvani, F., Schroeder, R., Swennen, R., & Vedrenne, V., 2010. Barremian-Lower Albian sequence stratigraphy of southwest Iran (Gadvan, Dariyan and Kazhdumi formations) and its comparison with Oman, Qatar and the United Arab Emirates, Barremian–Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the eastern Arabian late. *GeoArabia*, Special Publication 4: 503-548.
- Vilas, L., Masse J.P., & Arias, C., 1995. Orbitolina episode in carbonate platform evolution the early Aptian model form SE Spain. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 119: 35-45.
- Wiedenmayer, F., 1994. Contribution of the knowledge of post-Paleozoic neritic and archibenthal sponges (Porifera). *Schweizerische Paläontologische Mitteilungen*, 116: 1–147.
- Wilmsen, M., Fürsich, F.T., & Majidifard, M.R., 2013. The Shah Kuh Formation, a latest Barremian e Early Aptian carbonate platform of Central Iran (Khur area, Yazd Block). *Cretaceous Research*, 39: 183-194.
- Ziegler, M.A., 2001. Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences. *GeoArabia*, 6: 445-504.

Investigating the characteristics of “Calcite eyes” in large benthic foraminifera of the Aptian-Albian carbonate deposits, North and Southwest Neo-Tethys Ocean

Moosavizadeh, S.M.A.^{1*}, Tajbakhsh, Gh.¹

1- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Yazd University, Yazd, Iran

* Email: moosavizadeh@yazd.ac.ir

Introduction

The Zagros structural zone has undergone part of its evolution and sedimentation trend during the Cretaceous on the northwestern margin of a vast carbonate platform called the Arabian Plate (Sharland *et al.* 2001; Ziegler, 2001). Darian Formation Lower Cretaceous in age (Aptian-Albian) (Schroeder *et al.* 2010) is the last formation of the Khami group named by James & Wynd (1965) and is important in terms of hydrocarbon reservoir potential (Habibi *et al.*, 1994; Rahmani *et al.*, 2010). An essential feature of the Darian Formation is the abundance of different species of *orbitolina*, so that at the beginning of studies, this formation is named "Orbitolina limestone" (James & Wynd, 1965). The study of benthic foraminifers in carbonate sediments of the Dariyan Formation revealed round to oval subjects in *Orbitolina* tests. Since these subjects have been filled by sparry calcite cement, known as “calcite eyes” (Galloway 1933; Schroeder & Cherchi 1979), various theories have been proposed about the mechanism and cause of the formation of "calcite eyes" (Colom, 1955; Mohammed, 1996). The present study tries to provide a report on the characteristics of calcite springs and the process of their changes in terms of frequency, size, and dispersion in Darian Formation sediments. In the following, the hypotheses about the formation mechanism of these structures are examined.

Materials and Methods

Banesh and Sangsiah stratigraphic sections were selected based on geological maps. Total 351 samples were collected and named according to Dunham (1962) classification for carbonate rocks. Different species of “calcite eyes” were identified based on Haslett (1992) and Schlagintweit (2007). To investigate the relationship between calcite eyes and adaptive reactions of *Orbitolina* to the environmental condition such as low oxygen states, the abundance trend of calcite eyes was correlated with early Aptian oceanic anoxic event (OAE1a) (Moosavizadeh *et al.* 2014) interval.

Discussion

Because there are still uncertainties about the mechanism for the formation of these structures, the present study tries to compare the morphology, frequency, and distribution of "calcite eyes" in *Orbitolina*, the sedimentation, and paleoecological conditions during the formation of sediments of the Dariyan Formation with the processes discussed concerning the formation of "calcite eyes" and the best mechanism to specify. The structural features of "calcite springs" include morphology, their position on the *orbitolina* tests, and their stratigraphic distribution. These structures are seen in two main forms, spherical and oval shapes. However, boring in these two forms has caused irregular shapes in these structures. In terms of stratigraphy, these structures are abundant in the Upper Aptian sediments and are simultaneous with highstand facies of the seawater. On the other hand, in terms of abundant facies and magnificence, "calcite springs" have been observed in elongated *orbitolina* related to *orbitolina* rudestone of open marine setting.

Conclusion

Investigation in *orbitolina* of the carbonate sediments of the Dariyan formation revealed the existence of round to oval subjects called "calcite eyes". Examining the structural properties and based on the evidence available, it was found that these objects cannot be created as a result of an adaptive response to environmental changes, and these are, in fact, sponge spicules that form as foreign objects in the tests of benthic foraminifers in the Dariyan formation.

Keywords: Calcite eyes; Dariyan Formation; Large benthic foraminifera; *Orbitolina*; Spongespicules.

Acknowledgment

We want to express our gratitude to Dr. Felix Schlagintweit and Dr. Kurosh Rashidi for their help in providing some references.

References

- Colom, G. 1955. Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the western Mediterranean zone and Atlantic area. *Micropaleontology*, 1(2): 109-124.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (ed.), *Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1: 108-121.
- Galloway, J.J., 1933. A manual of Foraminifera. *Bloomington, Indiana*. 1883 p.
- Habibi, F., Feiznia, S., & Barzegar, F., 1994. Stratigraphy, sedimentology and reservoir evolution of Upper Dariyan -Kazhdumi Tongue- Lower Dariyan and Gadvan Formations in Dezful South area. *National Iranian Oil Company*, Unpublished Report.
- James, G., & Wynd, J., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49: 2245-2182.
- Mohammed, M.U., 2016. Micropaleontological aspects of the "Calcite Eyes" phenomenon in the family Orbitolinidae. *Iraqi Journal of Science*, 57 (2): 1462-1468.
- Moosavizadeh, M.A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Kavooosi, M.A., & Schlagintweit, F., 2015. Sequence stratigraphy and platform to basin margin facies transition of the Lower Cretaceous Dariyan Formation (northeastern Arabian Plate, Zagros Fold Belt, Iran). *Bulletin of Geosciences*, 90: 145-172.
- Rahmani, O., Aali, J., Mohseni, H., Rahimpour-Bonab, H., & Zalaghaie, S., 2010. Organic geochemistry of Gadvan and Kazhdumi formations (Cretaceous (in South Pars field, Persian Gulf, Iran). *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 70: 57-66.
- Schlagintweit, F., Auer, M., & Gawlick, H., 2007. *Reophax? rhaxelloides* n. sp., a new benthic foraminifer from Late Jurassic reefal limestones of the Northern Calcareous Alps (Austria). *Journal of Alpine Geology*, 48, 57-69.
- Schroeder, R., & Cherchi, A. 1979. Upper Barremian-Lowermost Aptian Orbitolinid Foraminifers from the Grand Banks Continental Rise, Northwestern Atlantic (DSDP Leg 43, Site 384). In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 43: 575-583.
- Schroeder, R., Van Buchem, F., Cherchi, A., Baghbani, D., Vincent, B., Immenhauser, A., & Granier, B., 2010. Revised orbitolinid biostratigraphic zonation for the Barremian-Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for regional stratigraphic correlations. *GeoArabia*, Special Publication, 4: 49-96.
- Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D., & Simmon, M.D., 2001. Arabian Plate sequence stratigraphy. *GeoArabia*, Special Publication 2: 322-371.
- Ziegler, M.A., 2001. Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences. *GeoArabia*, 6: 445-504.