

تطابق زیست چینه‌نگاری و مجموعه‌های فرامینیفری توالی‌های الیگوسن در حوضه فارس

طاهره حبیبی،/استادیار، بخش علوم زمین/دانشگاه شیراز، ایران*

چکیده

این مطالعه به بررسی ویژگی‌های زیست چینه‌ای و مجموعه‌های فرامینیفری توالی‌های الیگوسن (سازند آسماری) در چهار برش چینه‌شناسی شول، کفتک، دارنگون و نورآباد در حوضه فارس پرداخته است. بر اساس پخش و پراکندگی فرامینیفرها در برش‌های مورد مطالعه سه زیست *Nummulites vascus-Nummulites fichteli*, *Lepidocyclina-Operculina-Ditrupe*, *Archaias asmaricus/hensoni-Miogypsinoides complanatus*، زون تجمعی (روپلین-چاتین) شناسایی شد که عبارتند از: مطالعه جنس، شکل و ضخامت پوسته فرامینیفرها به همراه بافت رسوبی در برش‌های مورد مطالعه به شناسایی سه مجموعه فرامینیفری مربوط به بخش‌های میانی و داخلی رمپ کربناته در زمان الیگوسن منجر شد. مجموعه فرامینیفری شماره ۱ از پوسته‌های فرامینیفرهای پلانکتون و پوسته‌های منفذدار *nummulitid*, *lepidocyclinid* تشکیل شده است. مجموعه شماره ۱ در زمان روپلین-چاتین تشکیل شده و نشانگر عمیق‌ترین بخش حوضه (رمپ میانی) و تنها در برش نورآباد دیده می‌شود. مجموعه شماره ۲ که متشکل از پوسته‌های منفذدار و بدون منفذ فرامینیفرهای بتیک است، در لاگون محصور نشده تشکیل شده است. مجموعه شماره ۳ از پوسته‌های بدون منفذ فرامینیفرهای بتیک با تنوع بالا تشکیل شده است. در برش‌های شول و کفتک تشکیل مجموعه‌های شماره ۲ و ۳ حاکی از عمق کم‌تر حوضه (رمپ داخلی) در زمان روپلین است. با کاهش عمق در روپلین-چاتین پسین و ابتدای چاتین در برش نورآباد مجموعه‌های شماره ۲ و ۳ تشکیل شده‌اند. در چاتین پسین فقط مجموعه فرامینیفری شماره ۳ تشکیل گردیده است. افت سطح آب دریا در انتهای چاتین کنترل‌کننده تشکیل این مجموعه فرامینیفری است.

کلیدواژه‌ها: تطابق زیست چینه‌ای، مجموعه فرامینیفری، الیگوسن، حوضه فارس.

Email: taherehabibi@gmail.com

* نویسنده مسئول: ۰۹۱۷۴۸۴۵۰۷۴

مقدمه

کمر بند چین خورده-تراستی زاگرس به طول تقریبی ۲۰۰۰ کیلومتر از جنوب شرقی ترکیه تا شمال سوریه و عراق تا حاشیه غربی و جنوبی ایران و حاشیه جنوبی خلیج فارس ادامه دارد (Alavi 2004). این کمر بند کوهزایی در طی همگرایی صفحات ایران و عربستان در زمان سنوزویک شکل گرفته است. تقسیم‌بندی‌های مختلفی برای کمر بند کوهزایی زاگرس پیشنهاد گردیده است. بر اساس تغییرات رخساره‌ای کوهزایی زاگرس در محدوده مرزهای ایران به سه حوضه قابل تقسیم است. از جنوب شرق به سمت شمال غرب این حوضه‌ها عبارتند از: ۱- حوضه فارس یا زاگرس شرقی، ۲- حوضه ایزه و فروافتادگی دزفول یا زاگرس مرکزی و ۳- حوضه لرستان یا زاگرس غربی (Alavi 2004؛ مطیعی ۱۳۸۲) (شکل ۱). با اکتشاف نفت برای اولین بار در خاورمیانه در سال ۱۹۰۸ از سازند آسماری، اهمیت این حوضه رسوبی عظیم بیش از گذشته شد و خود نقطه عطفی در تحقیقات انجام شده در این زمینه گردید. اولین مقاله منتشر شده از سازند آسماری توسط Busk and Mayo (1918) بود. آن‌ها سازند آسماری را به ردیفی از سنگ‌های کرتاسه تا ائوسن نسبت داده‌اند.

در توالی‌های کامل این سازند دو بخش ماسه سنگ اهواز (جنوب غرب خوزستان) به سن الیگوسن تا میوسن زیرین و بخش تبخیری کلهر (لرستان) به سن میوسن زیرین، قابل تفکیک است (مطیعی ۱۳۸۲؛ آقاباتی ۱۳۸۳؛ James and Wynd 1965). در بیشتر نقاط، مرز پایینی آسماری به سازند شیلی پابده است ولی در لرستان مرکزی، این سازند با سازند کربناتی شهبازان و در فارس داخلی با سازند جهرم، به طور ناپیوستگی پیوسته نما، همبر است. در همه جا، سازند آسماری با سازند انیدریتی گچساران پوشیده می‌شود ولی در فارس داخلی که سازند رازک جانشین گچساران می‌شود، مرز بالایی سازند آسماری به سازند آواری رازک است. گفتنی است که ویژگی‌های برش الگوی این سازند تنها در فروافتادگی دزفول

قابل ردیابی است که با اندکی تغییر در لرستان نیز قابل تعقیب

است (آقاباتی ۱۳۸۳؛ مطیعی ۱۳۸۲) (شکل ۱).

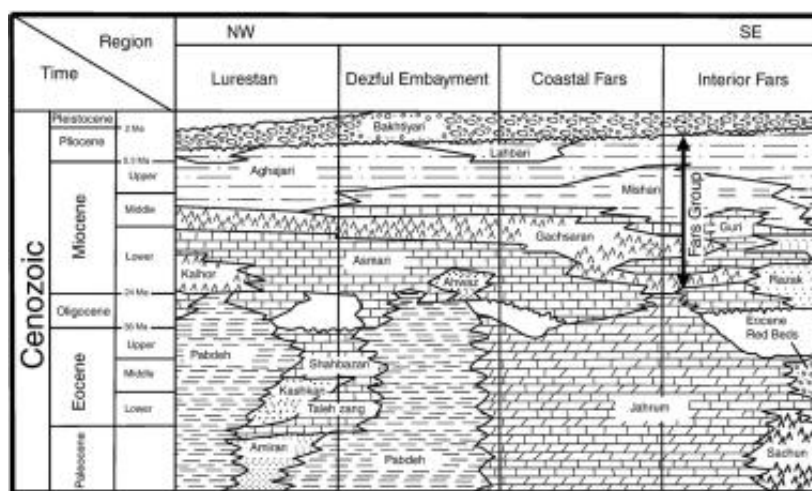
تاکنون مطالعات مختلفی بر روی سازند آسماری انجام شده است که در ادامه به بعضی از آن‌ها اشاره می‌شود. سازند آسماری در ناحیه دهدز به سن الیگو-میوسن است و هشت ریز رخساره مربوط به متعلق به ریز محیط‌های حوضه، کم عمق دریایی و بار در آن شناسایی شده است Seyrafian (2000). Seyrafian and Hamedani (2003) ریز رخساره‌های بخش زیرین سازند آسماری را در غرب سمیرم بررسی نمودند. در این تحقیق معلوم گردید که سازند آسماری در ناحیه مورد مطالعه دارای سن الیگوسن بوده و با توجه به ریزرخساره‌ها رسوب‌گذاری آن در زیر محیط‌های رمپ میانی و داخلی صورت گرفته است. زیست چینه‌نگاری این سازند در ناحیه خورموج نشانگر سن روپلین برای بخش زیرین سازند آسماری و سن اکی تانین برای بخش میانی این سازند است (Seyrafian and Mojikhalifeh 2005). مطالعه محیط رسوبی و زیست چینه‌نگاری سازند آسماری در ناحیه لالی نشانگر سن الیگو-میوسن برای سازند آسماری است، که در محیط رمپ هموکلینال نهشته شده است (Vaziri-Moghaddam et al. 2006). سن این سازند در طاق‌دیس دیل چاتین تا بوردیگالین است (Allahkarampour Dill et al. 2010). در این تحقیق ده ریز رخساره مربوط به بخش‌های داخلی، میانی و خارجی رمپ کربناته شناسایی شده است. سازند آسماری در سه برش واقع در مرکز و شمال زاگرس به سن روپلین تا بوردیگالین در یک رمپ کربناته تشکیل گردیده است (Seyrafian et al. 2011). مطالعه محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکansı سازند آسماری در زون ایزه نشانگر سن الیگو-میوسن برای این سازند است و در یک رمپ کربناته ته‌نشین شده است (Shabafrooz et al. 2015).

در حوضه فارس خصوصیات سنگ چینه‌ای و زمان چینه‌ای این سازند تغییرات زیادی را نشان می‌دهد. همان‌گونه که ذکر شد مرز زیرین سازند آسماری در حوضه فارس و

(2011) در این مطالعه محیط تشکیل سازند آسماری به یک شلف کربناته نسبت داده شده است. در طاق‌دیس سپیدار این سازند به سن روپلین تا چاتین است (Habibi 2016). در این مطالعه ۸ ریزرخساره مربوط به بخش‌های مختلف یک رمپ کربناته و سه سکانس رسوبی شناسایی شده است.

هدف از این مطالعه بررسی خصوصیات زیست‌چینه‌ای سازند آسماری و شناسایی مجموعه‌های فرامینیفری موجود در آن در حوضه فارس است. همچنین برقراری تطابق و نحوه ارتباط و گسترش جانبی زون‌های زیستی و مجموعه‌های فرامینیفری از اهداف دیگر این تحقیق است.

به‌خصوص در فارس داخلی به سازند کربناتی جهرم یا سازند پابده است. مرز بالایی این سازند نیز با سازند آواری رازک یا سازند تبخیری گچساران است. از مطالعات انجام شده بر روی سازند آسماری در حوضه فارس می‌توان به مطالعه این سازند در سه برش تنگ ابوالحیات، تنگ آب و تنگ زنجیران اشاره کرد. تغییرات سنی این سازند در این برش‌ها از روپلین تا چاتین گزارش گردیده است و محیط تشکیل آن یک رمپ هموکلینال است (Sadeghi et al. 2009; Sadeghi et al. 2011). در طاق‌دیس نورا این سازند به سن روپلین تا چاتین در تماس با سازندهای پابده و گچساران قرار دارد (Sooltanian et al.).



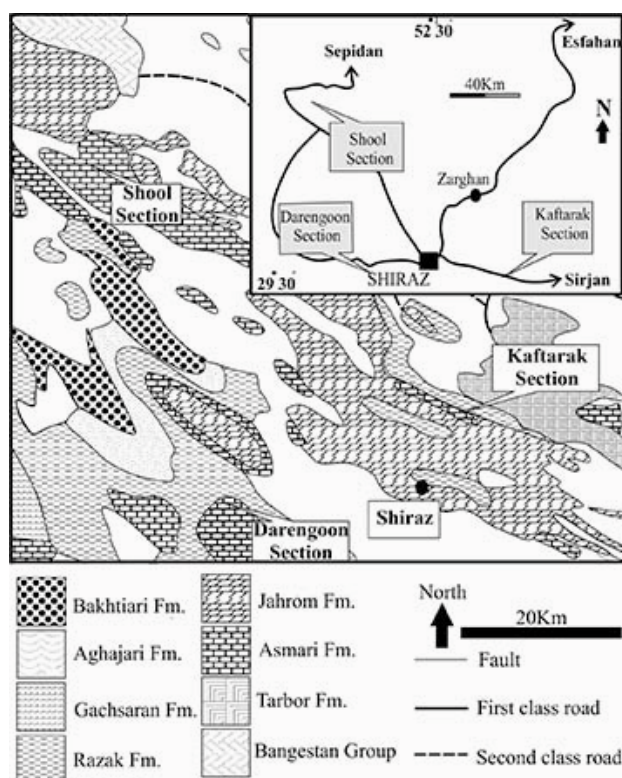
شکل ۱- تطابق سازندهای سنوزویک در حوضه زاگرس (redrawn after James and Wynd 1965).

موقعیت جغرافیایی و برش‌های مورد مطالعه

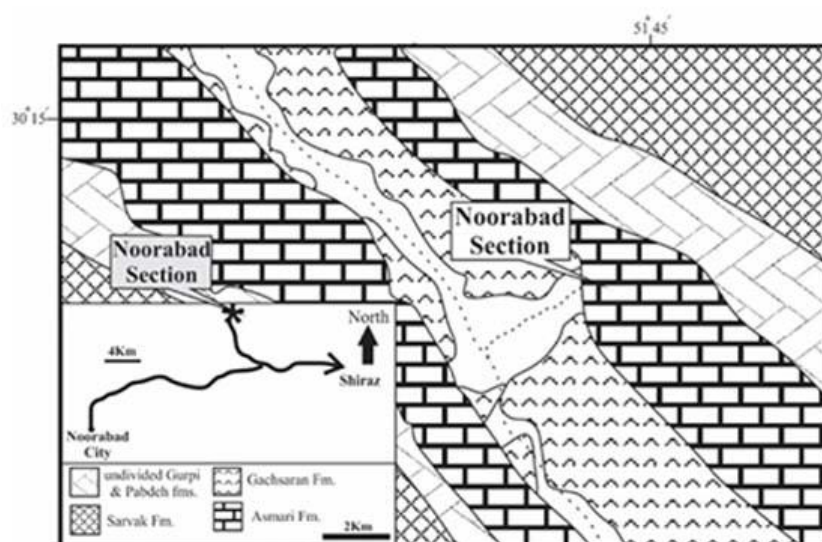
به منظور تطابق دقیق زیست‌چینه‌نگاری و شناسایی مجموعه‌های فرامینیفری سازند آسماری، چهار برش چینه‌شناسی در رخنمون‌های سطحی حوضه فارس انتخاب شد که عبارتند از: برش‌های چینه‌شناسی شول، کفترک، دارنگون و نورآباد. موقعیت جغرافیایی، راه‌های دسترسی به برش‌های مذکور و نقشه زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه در شکل‌های ۳ و ۲ نمایش داده شده است. از کلیه برش‌های مورد نظر نمونه سنگی برداشت شد و از آن‌ها مقطع نازک تهیه شد.

برش چینه‌شناسی شول

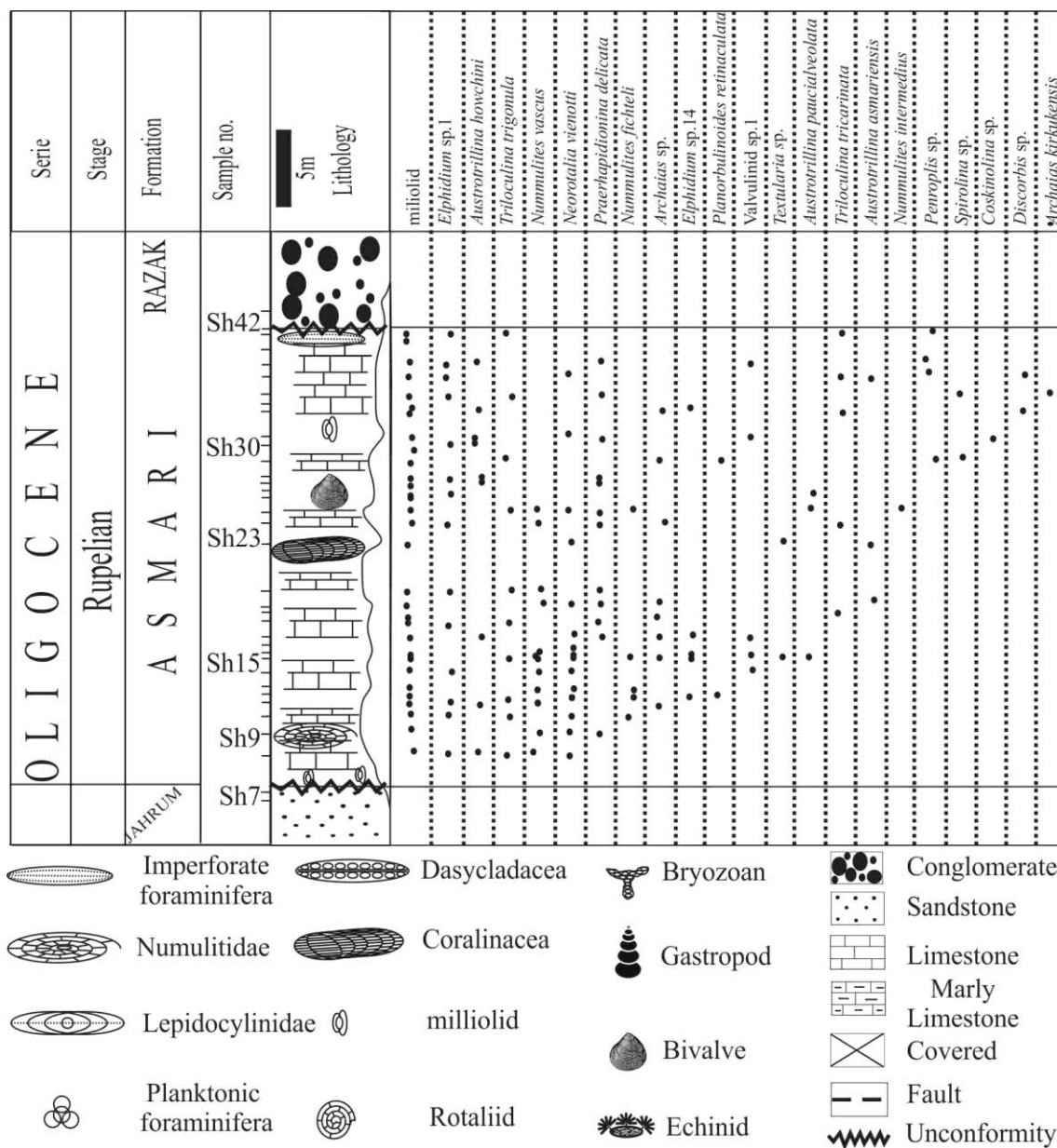
این برش چینه‌شناسی در ۹۰ کیلومتری شمال غرب شیراز، در مجاورت روستای شول قرار گرفته است. در این برش سازند آسماری به ضخامت ۲۹ متر از آهک‌های نازک تا متوسط لایه کرم رنگ تشکیل شده است. مرز زیرین سازند آسماری در این برش در تماس با ماسه‌سنگ‌های راس سازند جهرم قرار دارد (شکل ۴) و مرز بالایی آن با گسل به رسوبات آواری سازند رازک محدود می‌شود. از این برش تعداد ۴۲ نمونه از سازندهای جهرم آسماری و رازک برداشت گردید.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی و راه‌های دستیابی به برش‌های چینه‌شناسی شول، کفترک و دارنگون (Afaghi and Salek 1977) redrawn and simplified after:



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی و راه‌های دستیابی به برش چینه‌شناسی نورآباد.



شکل ۴- ستون سنگ چینه‌ای و گسترش فرامینیفرهای شناسایی شده در برش چینه‌شناسی شول.

این برش با ناپیوستگی در تماس با کنگلومرای راس سازند جهرم (شکل ۵) و مرز بالایی آن در تماس با لایه‌های آواری سازند رازک است. از این برش تعداد ۲۳ نمونه سنگی برداشت گردید.

برش چینه‌شناسی کفترک

برش کفترک در ۱۰ کیلومتری شمال شرق شیراز در طاق‌دیس کفترک مورد مطالعه قرار گرفته است. سازند آسماری در این برش از حدود ۴۳ متر سنگ آهک‌های نازک تا متوسط لایه کرم رنگ تشکیل شده است. مرز زیرین سازند آسماری در

Stage	Formation	Assemblage zone	Sample no.	Lithostratigraphic column	
	Razak				
Rupelian	Asmari	<i>Nummulites vascus-Nummulites fichteli</i>	D146		
			D145		
			D144		
			D143		
			D142		
			D141		
			D140		
			D139		
			D138		
			D137		
			D136		
			D135		
			D134		
			D133		
			D132		
			D131		
			D130		
Jahrom			D129		
					<i>Ammonia</i> sp. <i>Discorbis</i> sp. <i>Elphidium</i> sp. <i>Peneroplus evolutus</i> <i>Triloculina trigonula</i> <i>Triloculina tricarinata</i> <i>Austrotrilina asmariensis</i> <i>Sivasina egribucakensis</i> <i>Austrotrilina paucialveolata</i> <i>Nummulites fichteli</i> <i>Nummulites vascus</i> <i>Archaias hensoni</i> <i>Archaias operculiniformis</i> <i>Neorotalia vienotti</i> <i>Praearchais dyarbakirensis</i> <i>Archaias asmariensis</i> <i>Valulinid</i> sp. <i>Amphistegina bohdanowicz</i> <i>Operculina complanata</i> <i>Amphistegina conoides</i>

شکل ۵- ستون سنگ‌چینه‌ای و گسترش فرامینیفرهای شناسایی شده در برش چینه‌شناسی کفتک (راهنما را در شکل ۴ ببینید).

برش چینه‌شناسی دارنگون

این برش چینه‌شناسی در ۶۰ کیلومتری جنوب غربی شیراز قرار گرفته است. سازند آسماری در این برش به ضخامت ۱۰۹ متر از سنگ آهک‌های نازک تا متوسط لایه به همراه میان لایه‌های ماری تشکیل شده است. مرز زیرین سازند آسماری در این برش رخنمون ندارد. مرز بالایی آن در تماس با

لایه‌های آواری (کنگلومرا) سازند رازک است (شکل ۶). از این

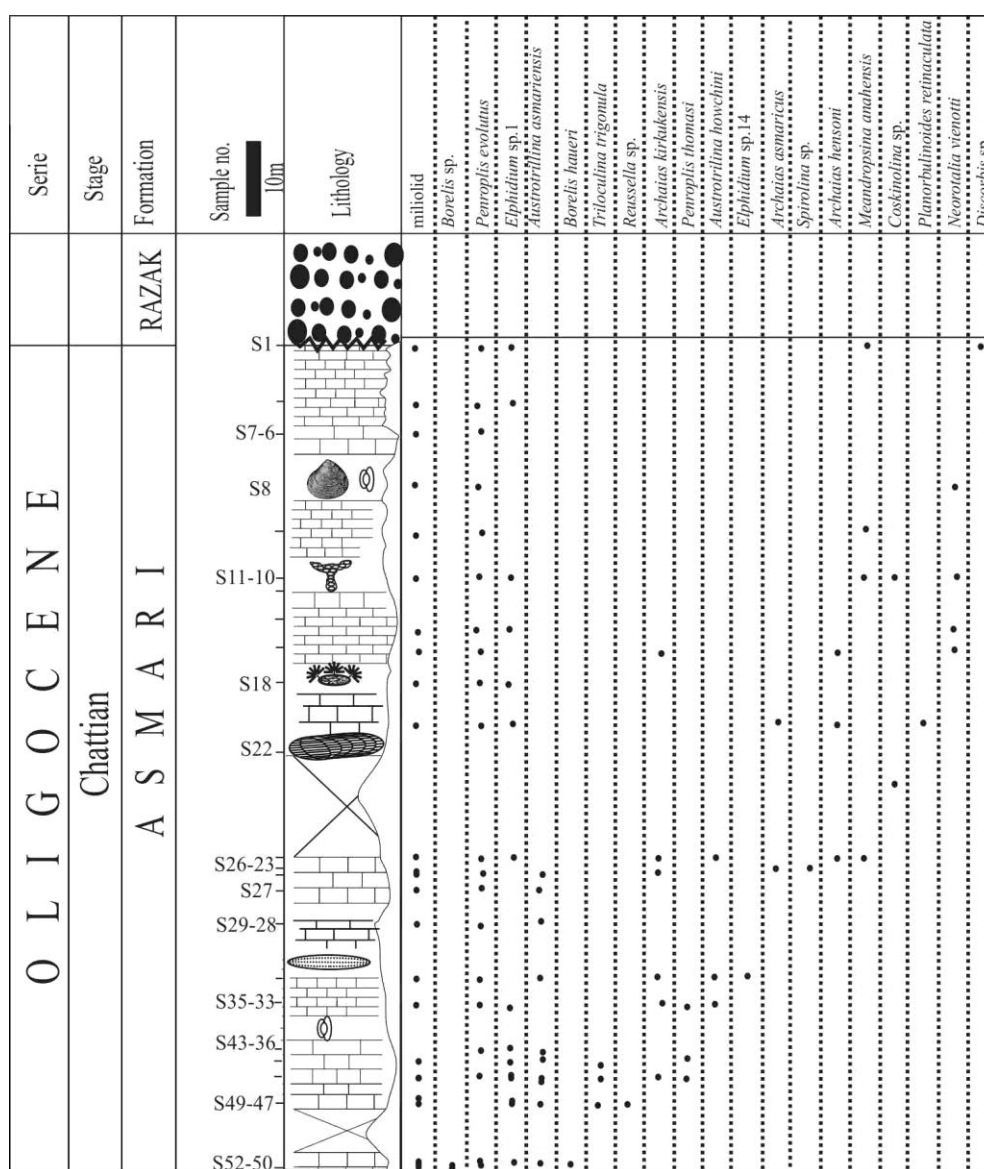
برش چینه‌شناسی تعداد ۵۲ نمونه برداشت گردید.

برش چینه‌شناسی نورآباد

این برش در ۲۲ کیلومتری شمال شرق نورآباد و ۱۱۰ کیلومتری شمال غرب شیراز، واقع است. سازند آسماری در

مرز فوقانی آن با ناپیوستگی در تماس با لایه‌های کنگلومرایی سازند گچساران است (شکل ۷). از این برش تعداد ۱۵۰ نمونه سنگی برداشت گردید و از آن‌ها مقطع نازک تهیه شد.

این برش به ضخامت ۳۹۰ متر از سنگ آهک‌های نازک، متوسط تا ضخیم لایه تشکیل شده است. میان لایه‌هایی از مارن و آهک مارنی نیز دیده می‌شود. در این برش مرز زیرین سازند آسماری به صورت تدریجی در تماس با سازند پابده و



شکل ۶- ستون سنگ چینه ای و گسترش فرامینیفرهای شناسایی شده در برش چینه‌شناسی دارنگون (راهنما را در شکل ۴ ببینید).

زیست چینه‌نگاری

al. (2007) با استفاده از چینه‌نگاری ایزوتوپ استرانسیم سن سازند آسماری را به‌طور دقیق مشخص کردند. در ادامه Laursen et al. (2009), Van Buchem et al. (2010) با استفاده از داده‌های ایزوتوپی زون‌های زیستی جدیدی را برای

خواص زیستی سازند آسماری ابتدا توسط Wynd (1965) مورد بررسی قرار گرفت. Adams and Bourgeois (1967) این زون‌ها را مورد بررسی مجدد قرار دادند. Ehrenberg et

2- *Lepidocyclina-Operculina-Ditrupa* assemblage zone

این زون زیستی با حضور گونه‌های زیر شناسایی می‌گردد:

Operculina complanata, *Heterostegina assilinoidea*, *H. praecursor*, *Nephrolepidina praemarginata*, *N. morgani*, *N. tournoeri*, *N. partita*, *Eulepidina elephantina*, *E. dilatata*, *E. raulini*, *Neorotalia viennoti*, *Amphistegina bohdanowiczi*, *Am. conoides*, *Triloculina trigonula*, *Austrotrillina asmariensis*, *A. howchini*, *Ditrupa* sp.

زیستی شماره ۵۶ Wynd (1965) و تجمع زیستی *Lepidocyclina-Operculina-Ditrupa* معرفی شده توسط Laursen et al. (2009) است که معادل زمانی برابر با روپلین-چاتین در سری الیگوسن است. این زون زیستی در برش نورآباد دیده می‌شود.

3- *Archaias asmaricus/hensoni-Miogypsinoides complanatus* assemblage zone

همراهی گونه‌های *Archaias kirkukensis*, *Ar. hensoni*, *Ar. asmaricus*, *Ar. operculiniformis*, *Borelis pygmae*, *B. sp.*, *Peneroplis flabelliformis*, *P. evolutus*, *P. thomasi*, *P. sp.*, *Meandropsina anahensis*, *M. iranica*, *Neorotalia viennoti*, *Miogypsinoides* sp., *Sphaerogypsina globulosa*, *Elphidium* sp., *Discorbis* sp., *Austrotrillina howchini*, *A. asmariensis*, *Triloculina trigonula*, *Sivasina egribucakensis*, *Valvulinid* sp. تایید کننده این زیست زون تجمعی است. این

زون زیستی قابل تطابق با زون زیستی شماره ۵۸ Wynd (1965)، زون زیستی *Archaias asmaricus-A. hensoni* Adams and Bourgeois (1967)، زون تجمعی *Archaias asmaricus-A. hensoni* (1967)، زون تجمعی *Miogypsinoides complanatus* (Laursen et al. 2009) است. این زون زیستی نمایانگر زمان چاتین در سری الیگوسن است و در برش‌های نورآباد و دارنگون دیده می‌شود.

این سازند معرفی کردند. جدول ۱ خلاصه این مطالعات را به همراه زون‌های زیستی ارائه شده برای اروپا توسط Cahuzac and Poignant (1997) را نشان می‌دهد. بر اساس پخش و پراکندگی فرامینیفرها در برش‌های مورد مطالعه (شکل‌های ۷-۴) زون‌های زیستی زیر در سازند آسماری شناسایی شد که عبارتند از:

1- *Nummulites vascus-Nummulites fichteli* assemblage zone

این مجموعه با همراهی فرامینیفرهایی نظیر *Nummulites fichteli*, *N. vascus*, *N. sp.*, *Neorotalia viennoti*, *Amphistegina* sp., *Discorbis* sp., *Elphidium* sp.1, *E. sp.14*, *Archaias* sp., *Peneroplis* sp., *Austrotrillina howchini*, *A. asmariensis*, *A. paucialveolata*, *A. sp.*, *Triloculina trigonula*, *T. tricarinata*, *Spirolina* sp., *Textularia* sp., *Coskinolina* sp., *Praerhapidionina delicata* شناسایی می‌گردد. این تجمع قابل تطابق با زون زیستی شماره ۵۷ Wynd (1965) (روپلین-چاتین)، زون زیستی *Nummulites-Eulepidina-Nephrolepidina*

assemblage zone معرفی شده توسط Adams and Bourgeois (1967) (روپلین-چاتین)، زون SBZ21 معرفی شده توسط Cahuzac and Poignant (1997) (روپلین) و تجمع زیستی *Nummulites vascus-Nummulites fichteli assemblage zone* معرفی شده توسط Laursen et al. (2009) (روپلین) است. Adams (1984) و Racy (1995) انقراض جنس *Nummulites* را در نزدیکی انتهای روپلین قرار داده‌اند، در حالی که سایر محققان حضور این جنس را محدود به روپلین نمی‌دانند. مطالعات چینه‌نگاری ایزوتوپی انجام شده توسط Van Buchem et al. (2007) و Ehrenberg et al. (2010) آخرین حضور این گونه را محدود به یک میلیون سال قبل از انتهای روپلین می‌داند. با توجه به مطالعات دقیق انجام شده توسط محققان اخیر سن این زون زیستی روپلین است. این زون زیستی در برش‌های شول و کفترک شناسایی شد.

جدول ۱- زون‌های زیستی ارائه شده برای سازند آسماری توسط (Laursen et al. (2009; Wynd (1965; Cahuzac and Poignant (1997).

Epoch	Age	Laursen et al. (2009)	Wynd (1965)	Cahuzac and Poignant (1997)
Oligocene	Chatthian	<i>Archaias asmaricus</i> <i>-A. hensoni</i> <i>Miogysinoides complanatus</i>	<i>Archaias operculiniformis</i> (Zone 58) <i>Nummulites vascus-</i> <i>-Eulepidina</i> (Zone 57)	<i>Miogysinoides-Eulepidina</i> SB 23
	Rupelian	<i>Nummulites vascus-</i> <i>N. fichteli</i> <i>Globigerina-Turborotalia</i> <i>cerroazulensis</i> <i>Hantkenina</i>	<i>N. intermedius</i> (Zone 56) <i>Lepidocyclina-Operculina</i> <i>-Ditropia</i> (Zone 55) <i>Globigerina</i> spp. (Zone 55)	<i>Nummulites vascus-N. fichteli</i> <i>-Eulepidina</i> SB22B <i>Eulepidina fomoides</i> SB22A <i>Nummulites vascus-N. fichteli</i> SB21

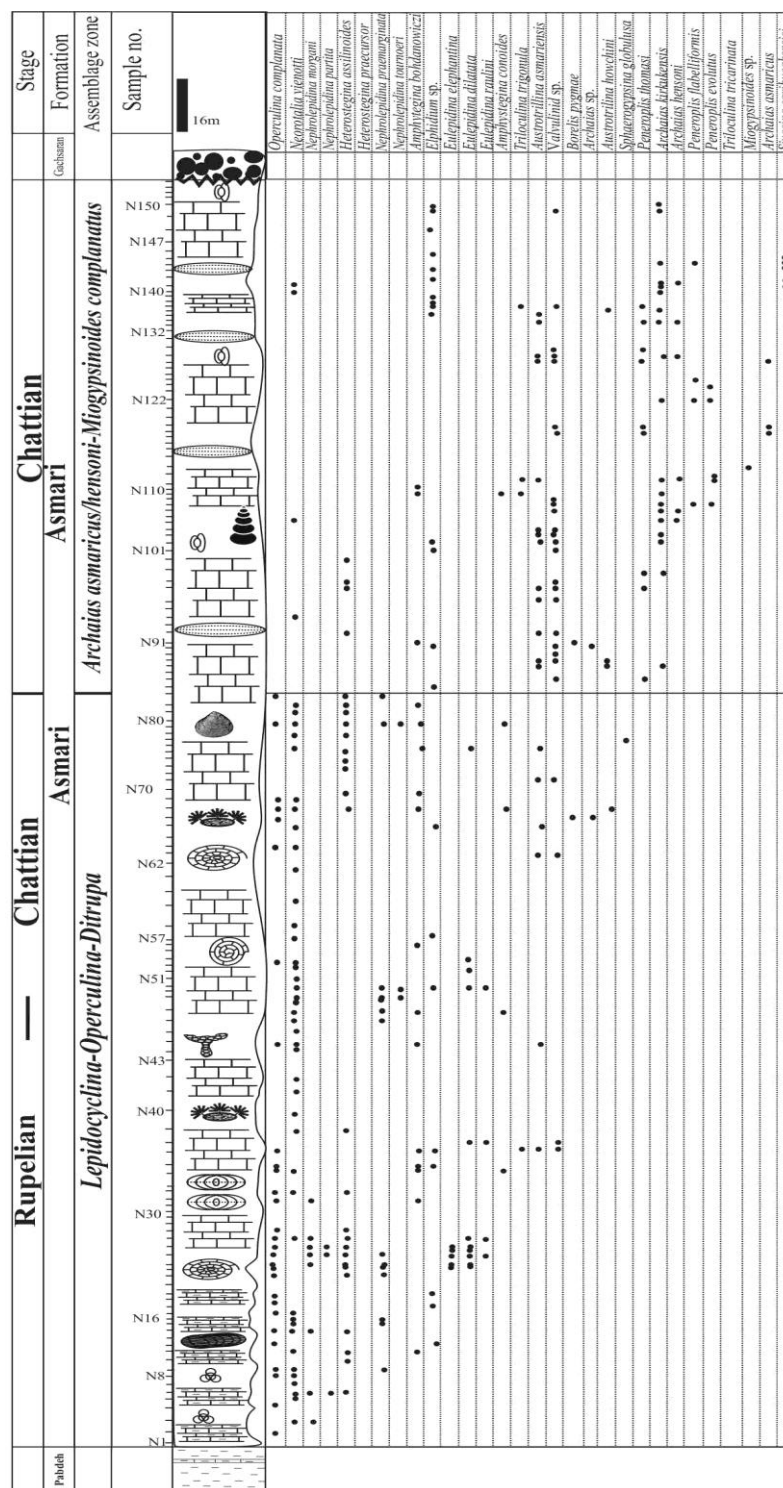
تطابق زیست چینه‌ای برش‌های مورد مطالعه

جدول ۲ گسترش زون‌های زیستی شناسایی شده در سازند آسماری را در حوضه فارس نشان می‌دهد. تغییرات سن سازند آسماری در سرتاسر حوضه زاگرس بجز حوضه فارس داخلی از الیگوسن تا میوسن گزارش گردیده است (آقاباتی ۱۳۸۳؛ مطیعی ۱۳۸۲). در ناحیه مورد مطالعه، سن سازند آسماری از روپلین تا چاتین متغیر است. زون زیستی *Nummulites vascus-Nummulites fichteli* قدیمی‌ترین زون تفکیک شده در برش‌های شول و کفتراک است. این زون زیستی از برش فیروزآباد (کلنات و همکاران ۱۳۸۹)، برش‌های تنگ ابوالحیات، تنگ آب و تنگ زنجیران (Sadeghi et al. 2011)، طاق‌دیس

ناورا (Sooltanian et al. 2011) و طاق‌دیس سپیدار (Habibi 2016) معرفی شده است. وجود این زون زیستی در بیشتر برش‌های مطالعه شده در حوضه فارس یک نشانگر زمانی محسوب می‌شود. بر اساس مطالعات چینه‌نگاری ایزوتوپ استرانسیوم و چینه‌نگاری سکانسی انجام شده در حوضه زاگرس حضور گونه‌های مختلف جنس *Nummulites* مبنای تفکیک این زون زیستی است (Ehrenberg et al. 2007; Laursen et al. 2009; Van Buchem et al. 2010) اما دیگر محققان شرایط آب و هوایی و فرایندهای تکتونیکی را نیز بر حضور این جنس در روپلین مؤثر می‌دانند (Boudagher-Fadel and Price 2014).

جدول ۲- تطابق زون‌های زیستی شناسایی شده در حوضه فارس با زون‌های زیستی ارائه شده توسط (Laursen et al. (2009).

		Fars Basin									
 no report											
Epoch	Age	Laursen et al. (2009)	Shool Section (This study)	Kaftarak Section (This study)	Darengoon Section (This study)	Noorabad Section (This study)	Sepidar Anticline (Habibi 2016)	Firoozabad (Kalanat et al. 1389)	Tange-Ab, Abolhaat Zanjiran(Sadeghi et al. 2011)	Naura anticline (Soltanian et al. 2011)	
Oligocene	Chattian	Archaias asmaricus -A.hensoni/ Miogysinoides complanatus Lepidocyclus-Operculina -Dirupa			Archaias asmaricus -A.hensoni/ Miogysinoides complanatus	Archaias asmaricus -A.hensoni / Miogysinoides complanatus Lepidocyclus-Operculina -Dirupa	Archaias asmaricus -A.hensoni/ Miogysinoides complanatus	Archaias asmaricus -A.hensoni / Miogysinoides complanatus	Archaias asmaricus -A.hensoni / Miogysinoides complanatus	Archaias asmaricus -A.hensoni/ Miogysinoides complanatus Lepidocyclus-Operculina -Dirupa	Archaias asmaricus -A.hensoni/ Miogysinoides complanatus Lepidocyclus-Operculina -Dirupa
	Rupelian	Nummulites vascus- N.fichteli Globigerina- Turborotalia cerroazulensis Hantkenina	Nummulites vascus- N.fichteli	Nummulites vascus- N.fichteli		Lepidocyclus-Operculina -Dirupa	Nummulites vascus- N.fichteli	Nummulites vascus- N.fichteli	Nummulites vascus- N.fichteli Lepidocyclus-Operculina -Dirupa	Nummulites vascus- N.fichteli Lepidocyclus-Operculina -Dirupa	Nummulites vascus- N.fichteli Globigerina- Turborotalia cerroazulensis -Hantkenina Lepidocyclus-Operculina -Dirupa



شکل ۷- ستون سنگ‌چینه‌ای و گسترش فرامینیفرهای شناسایی شده در برش چینه‌شناسی نورآباد (راهنما را در شکل ۴ ببینید).

از برش نورآباد برای زمان روپلین-چاتین معرفی می‌شود. حضور یا عدم حضور فونای با حداکثر فراوانی جنس *Eulepidina* را یک نشانگر زیست محیطی می‌دانند (Van

در نبود جنس *Nummulites* تفکیک روپلین از چاتین به‌خوبی صورت نمی‌گیرد. در نتیجه زون زیستی *Lepidocyclina-Operculina-Ditrupa* (Laursen et al. 2009)

مجموعه‌های فرامینیفری

فرامینیفرهای کفزی درشت یکی از تشکیل‌دهندگان اصلی کربنات‌های کم عمق در پالئوژن هستند (Hallock and Glenn 1986; Hottinger 1997). آن‌ها وابستگی خاصی در زنجیره غذایی بی‌مهرگان یا ماهی‌ها ندارند. همچنین فرامینیفرها بخش انتهایی زنجیره غذایی را تشکیل می‌دهند. در نتیجه می‌توان از فرامینیفرها به‌عنوان نمایانگرهای اکولوژیکی استفاده کرد. در فرامینیفرهای بنتیک درشت نسبت ضخامت پوسته به قطر آن، جنس و شکل پوسته ارتباط مشخصی با عمق، درجه حرارت، شوری، میزان مواد غذایی و نوع کف بستر نشان می‌دهد (Hallock and Glenn 1986; Geel 2000; Hottinger 2000). ارتباط فرامینیفرهای کفزی درشت با همزیست‌هایشان و تأثیر همزیست بر روی شکل پوسته فرامینیفرها نیز، آن‌ها را به ابزار قدرتمندی در تفسیر محیط دیرینه تبدیل می‌کند. سازند آسماری جزیی از توالی‌های کربناته کم عمق‌شونده‌ای است که در زمان الیگوسن تا میوسن در حوضه زاگرس تشکیل گردیده است. این توالی حاوی مجموعه متنوعی از فرامینیفرهای کفزی با پوسته منفذدار و بدون منفذ است. همچنین فرامینیفرهای پلانکتون به میزان کم‌تری در مقایسه با فرامینیفرهای کفزی در بخش زیرین این سازند دیده می‌شود. بر اساس توزیع فرامینیفرها، نوع بافت رسوبی و سایر قطعات اسکلتی در سازند آسماری تعداد سه مجموعه فرامینیفر شناسایی شد که عبارتند از (شکل ۸):

مجموعه شماره ۱ (شکل ۸A-D)

این مجموعه از پوسته‌های فرامینیفرهای پلانکتون به همراه پوسته‌های مگالوسفریک، بزرگ، ظریف و مسطح شده فرامینیفرهای کفزی با دیواره آهک منفذدار مربوط به جنس‌های *Eulepidina*, *Nephrolepidina*, *Operculina*, *Heterostegina*, به همراه پوسته‌های ضخیم و تخم مرغی شکل فرامینیفرهای با دیواره منفذدار نظیر *Neorotalia*, *Amphistegina*, *nummulitid*, *lepidocyclinid* تشکیل شده است. پوسته‌های فرامینیفرهای ریز دیگر نیز در این مجموعه

(Buchem et al. 2010) این زون زیستی از برش فیروزآباد (کلنات و همکاران ۱۳۸۹) و طاق‌دیس ناورا (Sooltanian et al. 2011) نیز گزارش گردیده است.

Laursen et al. (2009), Van Buchem et al. (2010) *Globigerina-Turborotalia cerroazulensis*- زون زیستی *Hantkenina* که نشانگر الیگوسن پیشین است را نیز در این زمان معرفی کرده‌اند. این تجمع زیستی از *Globigerina* sp. تشکیل شده است که در آن انقراض *Hantkenina*, *Turborotalia cerroazulensis* اتفاق می‌افتد. این تجمع زیستی تنها از برش فیروزآباد گزارش گردیده است (کلنات و همکاران ۱۳۸۹). علت حضور این زون زیستی با توجه به حضور فرامینیفرهای پلانکتون می‌تواند به دلیل عمق بیشتر حوضه در شروع تشکیل سازند آسماری در برش فیروزآباد باشد.

با انقراض جنس *Nummulites* و در پی آن حضور گونه‌های مختلف جنس‌های *Archaias*, *Miogypsinoidea* با زون زیستی *Archaias asmaricus/hensoni*- *Miogypsinoidea complanatus* مشخص می‌شود. این زون زیستی به سن چاتین و در برش‌های نورآباد و دارنگون شناسایی شده است. در سایر برش‌های مطالعه شده در حوضه فارس نیز این زون زیستی در توالی‌های چاتین قابل ردیابی است (کلنات و همکاران ۱۳۸۹; Sooltanian et al. 2011; Sadeghi et al. 2011; Habibi 2016). این زون زیستی از سراسر حوضه فارس گزارش شده است که با توجه به فونای تشکیل‌دهنده آن همزمان با شروع کم عمق شدگی دریا در زمان چاتین است (Van Buchem et al. 2010).

شروع سری میوسن با اولین ظهور گونه‌های *Miogypsina* sp. در نظر گرفته می‌شود که ظهور دقیق آن‌ها در انتهایی‌ترین بخش چاتین بوده است. عدم حضور جنس *Miogypsina* در برش‌های مورد مطالعه و همچنین عدم حضور گونه *Borelis melo curdica* نبود نهشته‌های مربوط به میوسن را در سازند آسماری در برش‌های مورد مطالعه محرز می‌سازد.

(packstone-grainstone) نمایان می‌شود. خرده‌های اسکلتی موجود نیز بیشتر شامل جلبک‌های قرمز، خارپوستان، دوکفه‌ای و بریوزوئرا است. اثر فسیل *Ditrupa* نیز در این مجموعه دیده می‌شود. زمینه گل پشتیبان و ماتریکس ضعیف شسته شده ریزرخساره *Lepidocyclina planktonic* *foraminifera* wackestone-packstone دلیل بر تشکیل آن در زیر سطح اساس امواج است (شکل ۸A). فراوانی فرامینفرهای پلانکتون با لپیدوسیکلین‌های کوچک و پوسته‌های ظریف و خرد شده *Operculina* نشانگر بخش رو به دریای باز رمپ میانی و حاکی از عمیق‌ترین بخش زون الیگوفوتیک است.

بخش‌های کم عمق‌تر این زیر مجموعه با حضور پوسته‌های فرامینفرهای پلانکتون و پوسته‌های منفذدار بزرگ و مسطح (*Eulepidina*, lepidocyclinid, *Nummulites*, nummulitid, *Nephrolepidina*, *Operculina*, *Heterostegina*) دارای همزیست نوری قابل شناسایی است. (شکل ۸B) فرامینفرهای بتیک ریز نظیر miliolid, discorbid نیز در این مجموعه به صورت حمل شده وجود دارند. *Eulepidina* های بزرگ به همراه سایر nummulitid ها، در بخش‌های عمیق حوضه مستقر هستند و نشانگر زون الیگوفوتیک هستند (Geel 2000; Boudagher-Fadel 2008; Bassi et al. 2013). چنین شرایطی نشان‌دهنده بخش‌های زیرین زون نوری است (Geel 2000; Pomar 2001a; Pomar et al. 2014). مشابه این زیر مجموعه از طاق‌دیس سپیدار (Habibi 2016) در زمان روپلین گزارش شده است. این زیر مجموعه در زمان روپلین-چاتین در برش نورآباد مشاهده می‌شود.

زیر مجموعه فرامینفری (۱-۲)

این زیر مجموعه با ریزرخساره‌های nummulitid packstone-grainstone, *Neorotalia* bioclast packstone-grainstone-rudstone, miliolid-*Nummulites* packstone-grainstone قابل شناسایی است (شکل ۸C, D). با کاهش نسبت پوسته‌های بزرگ و مسطح با دیواره منفذدار نسبت به

دیده می‌شود. بر اساس نظر (Hallock and Glenn 1986) و (Baevington-Penny and Racey 2004) در اعماق زون نوری اندازه روزنداران هیالین کاهش می‌یابد. دلیل کاهش در اندازه شرایط نامساعد نوری و دما است که به تولید مثل غیر جنسی آن‌ها منجر می‌شود. مشابه چنین مجموعه فرامینفری توسط کلنات و همکاران (۱۳۸۹) گزارش شده است.

این مجموعه‌های فرامینفری در ریز رخساره‌هایی با بافت وکستون، پکستون و گرینستون به همراه خرده‌های اسکلتی یافت می‌شوند. خرده‌های اسکلتی شامل قطعات بی‌مهرگان دریایی نظیر جلبک قرمز، بریوزوا، نرم‌تنان (دوکفه‌ای و گاستروپود)، مرجان، خارپوست، براکیوپود است. حداکثر عمق تشکیل این مجموعه را وجود پوسته‌های ظریف و کشیده *Eulepidina elephantina*, *E. dilatata*, *E. raulini*, *Operculina* به همراه فرامینفرهای پلانکتون (تا اعماق ۱۵۰ متری) مشخص می‌کند. *Operculina* به عنوان یک فرامینفر بتیک در اعماق حداکثر ۱۵۰ متر دیده می‌شود (Geel 2000). همراهی پوسته‌های فرامینفرهای پلانکتون که تا اعماق بیش از ۲۰۰ متر (Geel 2000) دیده می‌شوند با پوسته‌های ظریف و کشیده *Operculina* تأییدی بر تشکیل این مجموعه در اعماق تا حداکثر ۱۵۰ متر است. حضور روتالیدهای با پوسته ضخیم نمایانگر اعماق کم‌تر از ۴۰ متری در کم عمق‌ترین بخش رمپ میانی است. بنابراین عمق تشکیل این مجموعه فرامینفری از ۴۰-۱۵۰ متری متغیر است. همراهی فرامینفرهای پلانکتون و کفزی درشت و ریز با دیواره منفذدار نشانگر شوری نرمال دریایی (۳۴ تا ۴۰ psu) برای این مجموعه فرامینفری است (Reiss and Hottinger 1984; Mossadegh et al. 2009). بر اساس شکل و نسبت ضخامت به قطر پوسته فرامینفرهای درشت به تفکیک این مجموعه فرامینفری به ۲ زیر مجموعه منجر می‌گردد.

زیر مجموعه فرامینفری (۱-۱)

این زیر مجموعه با ریزرخساره‌های *Lepidocyclina planktonic foraminifera* wackestone-packstone, nummulitid/lepidocyclinid floatstone-rudstone

Spiroclypeous) با پوسته ضخیم تشکیل شده است. پوسته‌های بدون منفذ نیز متعلق به *miliolid (Austrotrillina, Biloculina, Triloculina, Quinqueloculina), Archaias, Praearchais, Peneroplis, Borelis and Meandropsina Textularia*, همچنین پوسته‌های فرامینیفرهائی نظیر *Valvulinid and Planorbulina* نیز دیده می‌شود. حضور همزمان این فرامینفرها نشانگر وجود لاگون باز و محصور نشده در حاشیه پلت فورم کربناته در رمپ داخلی است (Nebelsick et al. 2001; Rasser and Nebelsick 2003). پوسته‌های ضخیم *Neorotalia* که در این مجموعه وجود دارند در اعماق تا ۴۰ متری در رمپ داخلی دیده می‌شوند (Geel 2000). حضور پوسته‌های منفذدار و بدون منفذ فرامینفرها در این مجموعه نشانگر شوری بیشتری نسبت به مجموعه شماره ۱ است. میزان شوری در این مجموعه با توجه به حضور *Borelis* که قادر به تحمل شوری بیشتر از ۵۰ psu نیست (Murray 1991) از ۴۰ تا ۵۰ psu پیشنهاد می‌شود. بافت سنگ در این مجموعه از وکستون تا گرینستون متغیر است. این مجموعه فرامینیفری در برش نورآباد در زمان روپلین-چاتین و چاتین، در برش‌های کفترک و شول در زمان روپلین و در برش دارنگون در زمان چاتین دیده می‌شود. مجموعه شماره ۲ در برش‌های دارنگون و نورآباد بدون حضور نومولیت دیده می‌شود. مشابه این مجموعه از زیر محیط رمپ داخلی با گردش آزاد آب توسط Sadeghi et al. (2011), Bassi et al. (2013), Pomar et al. (2014), Shabafrooz et al. (2015), Habibi (2016) گزارش شده است.

مجموعه شماره ۳ (شکل ۸G, H)

این مجموعه با ریزرخساره Imperforate foraminifera wackestone-packstone-grainstone ظاهر می‌شود. در منتهی الیه بخش داخلی پلت فورم کربناته، شرایط کاملاً محصور شده لاگون با حضور پوسته‌های *Archaias and Archaia, Peneroplis, valvulinid, miliolid* تایید می‌شود. در این مجموعه پوسته‌های پرسلانوز و آگلوتینه فرامینفرها (*Austrotrillina*) به وفور دیده می‌شوند. پوسته‌های بدون

پوسته‌های منفذدار ضخیم و تخم مرغی شکل فرامینیفرهای درشتی مانند *Neorotalia, Amphistegina* از میزان عمق کاسته شده و بخش‌های درونی‌تر رمپ میانی نمایان می‌گردد (Geel 2000; Pomar 2001a,b; Brandano and Corda 2002; Cosovic et al. 2004). در این زیرمجموعه پوسته‌های ضخیم *Neorotalia, Amphistegina* و همچنین پوسته‌های همزیست دار *Planorbulina, Discorbis* نیز دیده می‌شود. این زیرمجموعه در بخش‌های میانی زون نوری و در بخش میانی رمپ کربناته تشکیل شده است (Hohenegger 2005; Pomar et al. 2014). مشابه این زیرمجموعه از توسط Bassi et al. (2013), Pomar et al. (2014), Shabafrooz et al. (2015), Habibi (2016) گزارش شده است.

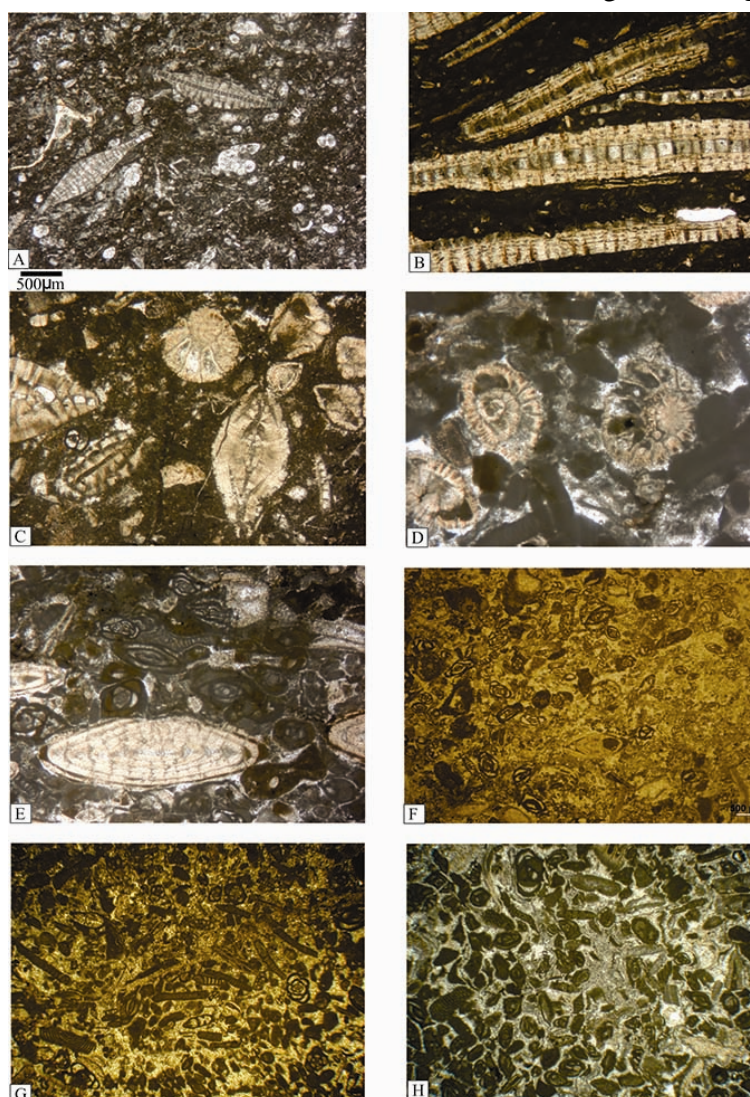
در کم عمق‌ترین بخش رمپ میانی که به سمت خشکی قرار می‌گیرد، به‌طور چشمگیری از میزان فراوانی پوسته‌های نازک و مسطح منفذدار کاسته می‌شود و در عوض پوسته‌های منفذدار ضخیم و بیضوی شکل فرامینیفرهای بزرگ حضور بیشتری دارند (Beavington-Penny and Racey 2004; Barattolo et al. 2007). پوسته‌های دوباره حمل شده و بدون منفذ *Archaias, Praearchais, Peneroplis* نیز به میزان کم‌تر حضور دارند. مشابه این زیرمجموعه از زیر محیط رمپ میانی توسط Bassi et al. (2013), Pomar et al. (2014), Shabafrooz et al. (2015), Habibi (2016) گزارش شده است. این زیرمجموعه فرامینیفری در برش نورآباد در زمان روپلین-چاتین دیده می‌شود.

مجموعه شماره ۲ (شکل ۸E, F)

رخساره در برگیرنده این مجموعه فرامینیفری شامل perforate-imperforate foraminifera wackestone-packstone-grainstone است. خرده‌های اسکلتی مانند جلبک‌های قرمز، دوکفه‌ای، شکم‌پایان و خارپوستان نیز حضور دارند. این مجموعه فرامینیفری از پوسته‌های منفذدار و بدون منفذ فرامینیفرهای بزرگ تشکیل شده است. پوسته‌های منفذدار از *Neorotalia, Amphistegina*, *nummulitid (Nummulites, Heterostegina, Operculina,*

پوسته‌های بدون منفذ *Peneroplis*, *milliolid* تأیید می‌شود (Murray 2006). مشابه این مجموعه از زیر محیط رمپ داخلی محصور شده توسط Sadeghi et al. (2011), Bassi et al. (2013), Pomar et al. (2014), Shabafrooz et al. (2015), Habibi (2016) گزارش شده است. این مجموعه در برش نورآباد و دارنگون و شول در زمان‌های روپلین و چاتین قابل شناسایی است.

منفذ، آن‌ها را از تابش نور خورشید در زون نوری محافظت می‌کند (Rasser and Nebelsick 2003). حضور پوسته‌های *Peneroplis*, *Austrotrillina* نشانگر اعماق کم‌تر از ۳۰ متر است (Geel 2000). این مجموعه در زون نوری و کم عمق رمپ داخلی تشکیل شده است (Lee 1990; Holzmann et al. 2001; Brandano et al. 2009). میزان شوری در این مجموعه به حداکثر میزان خود؛ یعنی بیش از ۵۰ psu می‌رسد که با حضور



شکل ۸- مجموعه‌های فرامینیفری شناسایی شده در ناحیه مورد مطالعه. A, B: مجموعه شماره (۱-۱). برش چینه‌شناسی نورآباد.:

A: *Lepidocyclina* planktonic foraminifera wackestone-packstone, B: nummulitid/lepidocyclinid rudstone (packstone). C, D: مجموعه شماره (۱-۲). برش چینه‌شناسی نورآباد. C: nummulitid packstone, D: *Neorotalia* bioclast packstone-grainstone. E, F: مجموعه شماره ۲ برش چینه‌شناسی نورآباد. E: miliolid-*Nummulites* grainstone. برش چینه‌شناسی کفترک. F: perforate-imperforate foraminifera grainstone. G, H: مجموعه شماره ۳. G: Imperforate foraminifera grainstone. برش چینه‌شناسی نورآباد. H: Imperforate foraminifera wackestone-packstone-grainstone. برش چینه‌شناسی دارنگون.

تطابق مجموعه‌های فرامینیفری در برش‌های مورد مطالعه

حوضه فارس یا زاگرس شرقی در امتداد کمربند چین خورده ساده زاگرس قرار دارد. بخش مهمی از رسوب‌گذاری این حوضه در شرایط کنار قاره‌ای و همزمان با کوهزایی صورت گرفته است (Alavi 2004). پس از تشکیل ابر توالی ماستریشتین پسین-اوسن پسین، توالی‌های عظیم الیگوسن تا عهد حاضر تشکیل گردیده‌اند. سازند آسماری جزئی از این توالی‌های کم عمق شونده است که در زمان الیگوسن تا میوسن تشکیل گردیده است. ناپیوستگی ناشی از پایین افتادگی سطح آب دریا در اوسن پسین، تفکیک کننده مرز این دو ابر توالی است. شواهد سنگی این ناپیوستگی به صورت دولومیت هماتیته شده و ماسه‌سنگ و کنگلومرا در مرز سازندهای جهرم و آسماری دیده می‌شود. این ناپیوستگی باعث فرسایش بالاترین لایه‌های سازند جهرم به سن اوسن پسین و همین‌طور لایه‌های زیرین سازند آسماری به سن الیگوسن پیشین گردیده است (Sharland et al. 2001; Alavi 2004; Agard et al. 2007). این مرحله خروج از آب در سرتاسر صفحه عربی صورت گرفته است که حاصل آن فرسایش و نبود رسوب‌گذاری در اوسن پسین بوده است (Hughes Clarke 1988; Jones and Racey 1994; Goff et al. 1995; Ellis et al. 1996; Sharland et al. 2001; Sharland et al. 2004). آقانباتی (۱۳۸۳) از این ناپیوستگی با عنوان ناپیوستگی مربوط به حرکات زمین ساختی پیرنه یاد می‌کند. سازند پابده در مقایسه با سازند جهرم در بخش‌های عمیق‌تر پلت فورم پالئوسن-اوسن ته نشین گردیده است (آقانباتی ۱۳۸۳).

بسیاری از محققان محیط تشکیل سازند آسماری را به یک رمپ کربناته نسبت داده‌اند (Thomas 1950; Van-Buchem et al. 2010; Vaziri-Moghaddam et al. 2010, Habibi 2016). نحوه پخش و پراکندگی مجموعه‌های فرامینیفری شناسایی شده به همراه ریزرخساره‌های مربوطه، بافت رسوبی و همین‌طور نبود شواهدی مبنی بر وجود ریف نشانگر تشکیل این مجموعه‌های فرامینیفری در یک پلت فورم کربناته از نوع

رمپ هم‌شیب است. نحوه پخش و پراکندگی فرامینیفرها و ارتباط مجموعه‌های فرامینیفری ناحیه مورد مطالعه در محیط رسوبی در شکل ۹ نمایش داده شده است. شکل ۱۰ نحوه ارتباط جانبی مجموعه‌های فرامینیفری شناسایی شده در برش‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

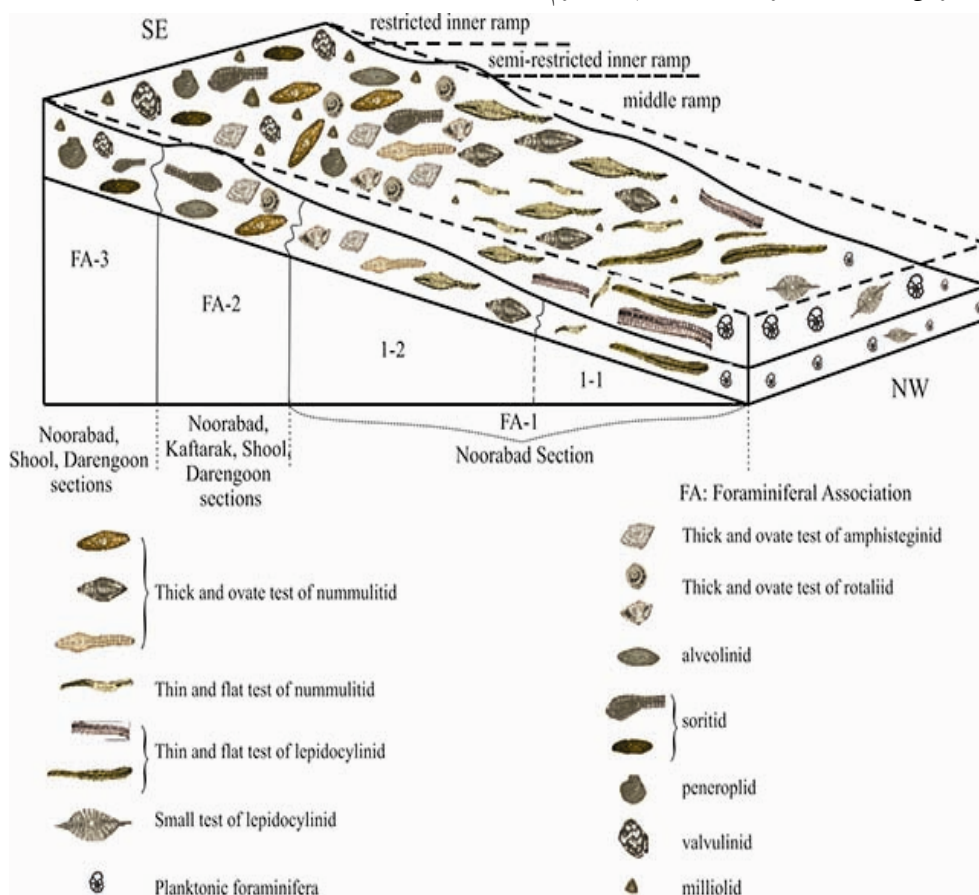
در برش چینه‌شناسی نوآباد هر سه مجموعه فرامینیفری دیده می‌شوند. در زمان روپلین-چاتین عمیق‌ترین بخش حوضه با پیدایش اولین مجموعه (زیر مجموعه ۱-۱) مشخص می‌شود. این مجموعه از پوسته‌های منفذدار و مگالوسفریک لپیدوسیکلین‌ها و نومولیتیدهای ریز و پوسته‌های فرامینیفرهای پلانکتون تشکیل شده است که در بخش‌های زیرین سازند آسماری در برش نورآباد قابل مشاهده است. در ادامه پیدایش زیرمجموعه (۱-۲) با حضور پوسته‌های ضخیم‌تر فرامینیفرهای منفذدار دلیل بر بخش‌های پروکسیمال رمپ میانی است. حداکثر گسترش مجموعه شماره ۱ با این زیر مجموعه در زمان روپلین-چاتین و در بخش میانی سازند آسماری و در برش نورآباد قابل ردیابی است، که همزمان با بیشترین گسترش بخش کم عمق‌تر زیر محیط رمپ میانی است. (Sharland et al., 2001) شروع تشکیل ابر توالی الیگوسن تا عهد حاضر را همراه با تشکیل یک سطح حداکثر غرقابی (MFS Pg30) می‌داند که در لایه‌های مارنی بالاترین بخش سازند پابده جای دارد. این سطح حداکثر غرقابی توسط محققان بسیاری از حوضه زاگرس گزارش گردیده است (eg. Vaziri-Moghaddam et al. 2006, Sadeghi et al. 2011; Habibi 2016).

همبری زیرین سازند آسماری با سازند پابده شرایط را برای تشکیل این مجموعه مهیا نموده است. در سایر برش‌ها مجموعه شماره ۱ وجود ندارد.

مجموعه فرامینیفری شماره ۲ در زمان روپلین در برش‌های شول و کفترک و در زمان چاتین در برش‌های نورآباد و دارنگون دیده می‌شود. این مجموعه با حضور پوسته‌های منفذدار و بدون منفذ فرامینیفرها در زیر محیط

(Sadeghi et al. 2011) نیز گزارش شده است. این مجموعه فرامینفری در مکان‌هایی که سازند آسماری در تماس با سازند پابده قرار دارد، گزارش شده است (Allahkarampour- Dill et al. 2010; Vaziri-Moghaddam et al. 2010; Shabafrooz et al. 2015; Habibi 2016) مجموعه شماره ۳ با همراهی پوسته‌های بدون منفذ با تنوع بالا قابل شناسایی است. تنوع پوسته‌های بدون منفذ دلیل بر حضور آن‌ها در شوری غیر نرمال دریایی و محصور شده لاگون در زیر محیط رمپ داخلی است. این مجموعه در زمان روپلین در برش شول و در زمان چاتین در برش‌های نورآباد و دارنگون دیده می‌شود. این مجموعه در زمان چاتین گسترش بیشتری دارد. پایین افتادگی سطح آب دریا در زمان چاتین کنترل‌کننده تشکیل این مجموعه است. شواهد این افت سطح آب دریا، با تشکیل رسوبات آواری سازند رازک و سازند گچساران در راس سازند آسماری پدیدار می‌گردد.

رمپ داخلی و در لاگون محصور نشده تشکیل گردیده است. حداکثر گسترش این مجموعه در برش کفتک نشانگر عمق بیشتر حوضه در این برش در زمان روپلین است. این مجموعه در برش دارنگون در زمان چاتین نیز به طور محدودتری دیده می‌شود. تفاوت این مجموعه در زمان‌های روپلین و چاتین در وجود جنس *Nummulites* در برش‌های شول و کفتک است. پوسته‌های ضخیم و درشت این جنس که می‌تواند دلیل بر تشکیل آن در شرایط با گردش آزاد آب‌های پر اکسیژن در لاگون محصور نشده باشد. در برش‌های چینه‌شناسی شول و کفتک همبری زیرین سازند آسماری با رسوبات ماسه‌سنگی و کنگلومرای راس سازند جهرم است و بنابراین نبود مجموعه شماره ۱ می‌تواند متأثر از خروج رسوبات جهرم از زیر آب و به دنبال آن ناپیوستگی مرز زیرین سازند آسماری با سازند جهرم باشد. عدم تشکیل زیر مجموعه فرامینفری شماره (۱-۱) از برش تنگ زنجیران و تنگ آب جهرم

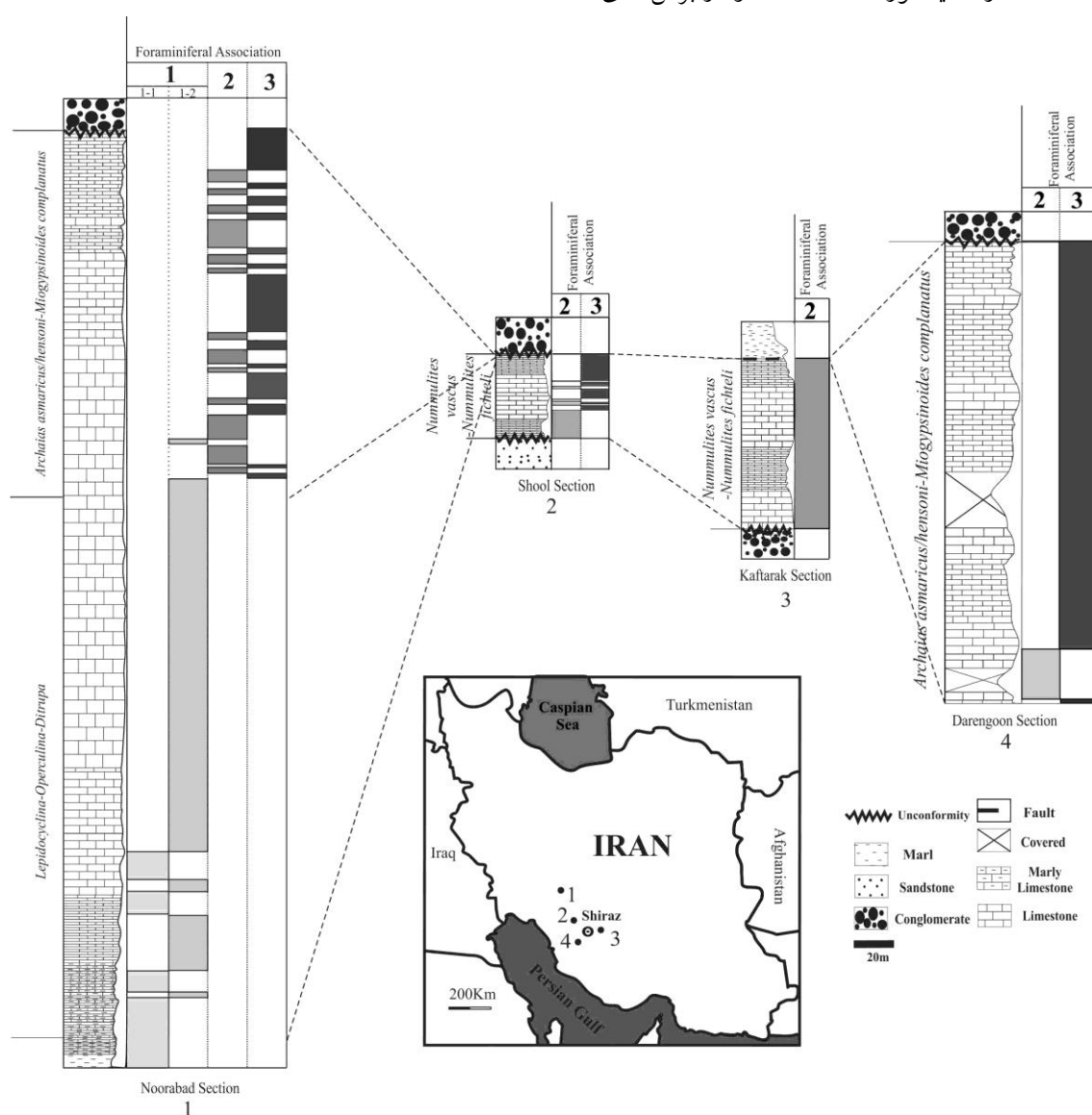


شکل ۹- گسترش مجموعه‌های فرامینفری در رمپ هموکلینال سازند آسماری در ناحیه مورد مطالعه.

نتایج

در این مطالعه سازند آسماری در چهار برش چینه‌شناسی در حوضه فارس مورد مطالعه قرار گرفت. این برش‌ها عبارتند از: نورآباد، شول، کفتک و دارنگون. بررسی نحوه پخش و پراکندگی فرامینیفرها در برش‌های مذکور به شناسایی سه زون زیستی منجر گردید. زون زیستی شماره ۱: *Nummulites* *vascus-N. fichteli* assemblage zone که با حضور جنس *Nummulites* مشخص می‌شود. این زون زیستی قدیمی‌ترین زون شناخته شده در ناحیه مورد مطالعه است و در برش‌های

شول و کفتک شناسایی شد. در نبود جنس *Nummulites* زون زیستی شماره ۲: *Lepidocyclina-Operculina-Ditrupe* assemblage zone برای زمان روپلین-چاتین و در برش نورآباد شناسایی شد. زون زیستی شماره ۳: *Archaia* *asmaricus/hensoni-Miogypsinoides complanatus* assemblage zone به سن چاتین و در برش‌های نورآباد و دارنگون شناسایی شد. بر این اساس تغییرات سنی سازند آسماری در ناحیه مورد مطالعه از روپلین تا چاتین است.



شکل ۱۰- گسترش عمودی و جانبی مجموعه‌های فرامینیفری شناسایی شده در ناحیه مورد مطالعه.

بر اساس تجمع فرامینیفراهای با پوسته منفذدار و بدون منفذ و شکل و ضخامت پوسته آن‌ها سه مجموعه فرامینیفری در این سازند شناسایی شد. این سه مجموعه در بخش‌های میانی و داخلی پلت فورم کربناته از نوع رمپ گسترش داشته‌اند. مجموعه شماره ۱ از پوسته‌های بزرگ و نازک و منفذدار فرامینیفراهای بتتیک و پلانکتون در بخش‌های عمیق رمپ میانی و پوسته‌های ضخیم و عدسی شکل منفذدار فرامینیفراهای بتتیک در بخش‌های کم عمقتر رمپ میانی تشکیل شده است. این مجموعه در برش نورآباد (روپلین-چاتین) شناسایی شد. مجموعه شماره ۲ از پوسته‌های منفذدار و بدون منفذ فرامینیفراهای بتتیک و در بخش محصور نشده لاگون در رمپ داخلی تشکیل می‌شود. این مجموعه در برش‌های نورآباد (روپلین-چاتین)، کفتک (روپلین) و دارنگون (چاتین) قابل شناسایی است. مجموعه شماره ۳ تنها با حضور پوسته‌های بدون منفذ فرامینیفراهای بتتیک در شرایط فوق شور و در بخش کاملاً محصور شده رمپ داخلی قابل ردیابی است. این مجموعه در برش‌های نورآباد (روپلین-چاتین)، کفتک (روپلین) و دارنگون (چاتین) دیده می‌شود. با برقراری ارتباط جانبی بین مجموعه‌های فرامینیفری شناسایی شده مشخص شد عمیق‌ترین بخش رمپ کربناته سازند آسماری در برش نورآباد دیده می‌شود. در ادامه از روپلین به سمت چاتین روند کم عمق شدگی با مجموعه‌های فرامینیفری ۲ و ۳ نمایان می‌شود. در انتهای چاتین روند کم عمق شدگی با حضور مجموعه شماره ۳ اثبات می‌شود. پایین افتادگی سطح آب دریا در انتهای چاتین عامل اصلی تشکیل این مجموعه است. این افت سطح آب دریا تا انتهای چاتین ادامه می‌یابد به‌طوری که در این زمان تنها مجموعه شماره ۳ تشکیل می‌شود. پس از پسروری آب دریا در انتهای چاتین رسوبات آواری سازند رازک و سازند گچساران در تماس با لایه‌های راس سازند آسماری قرار می‌گیرد.

منابع

آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و

اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.

کلنات، ب.، ح. وزیری مقدم و ع. طاهری، ۱۳۸۹، زیست چینه‌نگاری و پالئواکولوژی سازند آسماری در جنوب غرب فیروز آباد: رخساره‌های رسوبی، شماره ۳ (۱)، ص ۷۱-۸۴.

مطیعی، ه.، ۱۳۸۲، زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۳ ص.

- Adams, T.D., and F. Bourgeois, 1967, Asmari biostratigraphy: Iranian Oil Operating Companies. Geological and Exploration Division, Rep. No. 1074p.
- Adams, C.G., 1984, Neogene larger foraminifera, evolutionary and geological events in the context of datum planes. In: Ikebe, I., Tsuchi, R., (Eds.), Pacific Neogene datum planes: University of Tokyo Press, Tokyo, p. 47-67.
- Afaghi, A., and M.M. Salek, 1977, Geological map of Iran, Scale 1:1000000: National Iranian Oil Company
- Alavi, M., 2004, Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution: *Am J.* v. 304, p. 1-20.
- Agard, P. J., J. J. Omrani, and F. Mouthereau, 2005, Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation: *Int J Earth Scie (Geol Rundsch)*, v. 94, p. 401-419.
- Allahkarampoor-Dill, M., A. Seyrafian, and H. Vaziri-Moghaddam, 2010, The Asmari Formation, north of the Gachsaran (Dill anticline), southwest Iran: facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy: *Carbonates evaporites*, v. 25, p. 145-160.
- Barattolo, F., D. Bassi, and R. Romero, 2007, Upper Eocene larger foraminiferal-coralline algal facies from the Klokova Mountain (south continental Greece): *Facies*, v. 53, p. 361-375.
- Bassi, D., L. Hottinger, and H. Nebelsick, 2007, Larger Foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, northeast Italy: *Palaeontology*, v. 5(4), p. 845-868.
- Bassi, D., J. H. Nebelsick, A. Puga-Bernabéu, and V. Luciani, 2013, Middle Eocene Nummulites and their offshore re-deposition: A case study from the Middle Eocene of the Venetian area, northeastern Italy: *Sedimentary Geology*, v. 297, p. 1-15.

- empirical models based on microfacies analyses of palaeogene deposits in southeastern Spain: *Palaeogeogr Palaeoclimat Palaeoecol*, v. 155 (3), p. 211-238.
- Goff, J.C., R.W. Jones, and A.D. Horbury, 1995, Cenozoic basin evolution of the northern part of the Arabian Plate and its control on hydrocarbon habitat. In: Al-Husseini M.I. (Ed.). *Middle East Petroleum Geosciences Geo'94: Gulf PetroLink, Bahrain*, v. 1, p. 402-412.
- Habibi, T., H. Mashaiekh, N. Haghighat and S. Jangani, 2014, Biostratigraphy of the Asmari Formation at Shool and Darengoon sections, Fars Province: 32nd National and 1st International Geosciences Congress.
- Hallock, P. and E.C. Glenn, 1986, Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic depositional facies: *Palaios*, v. 1(1), p. 55-64.
- Hohenegger, J., 2005, The importance of symbiont-bearing benthic foraminifera for West Pacific carbonate beach environments: *Marine Micropaleontology*, v. 61, p. 4-39.
- Hottinger, L., 1997, Shallowbenthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations: *Bull. Soc. Géol. Fr.*, v. 168, p. 491-505.
- Hottinger, L., 2000, Functional morphology of benthic foraminiferal shells, envelopes of cells beyond measure: *Micropaleontology*, v. 46 (supplement 1), p. 57-86.
- Hughes Clarke, M.W., 1988, Stratigraphy and rock unit nomenclature in the oil producing area of interior Oman: *Journal of Petroleum Geology*, v. 11, p. 5-59.
- James G. A., and J.G. Wynd, 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 49, p. 2182-2245.
- Jones, R.W., and A. Racey 1994, Cenozoic stratigraphy of the Arabian Peninsula and Gulf. In: Simmons (Ed.), *Micropaleontology and hydrocarbon exploration in the middle east: Chapman and Hall*, p. 273-303.
- Lee, J.J., 1990, Fine structure of rodophycean prophyridium purpureum insitu in *Peneroplis pertusus* and *P. asicularis*: *J. Foramin. Res.*, v. 20, p. 162-169.
- Laursen, G.V., S., T.L. Monibi, N.A. Allan, A. Pickard, B. Hosseiney, Y. Vincent, F.S.P. Hamon, A. Van-Buchem, G. Moallemi, and Druillion, 2009, The Asmari Formation revisited: changed stratigraphic allocation
- Beavington-Penney, S.J., and A. Racey, 2004, Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera, applications in Paleoenvironmental analysis: *E Sci Rev*, v. 67 (3-4), p. 219-265.
- Brandano, M., and L. Corda, 2002, Nutrients, Sea level and tectonic: Constrains for the facies architecture of Miocene carbonate ramp in central Italy: *Blackwell science*, v. 4, p. 257-262.
- Brandano, M., V. Frezza, L. Tomassetti, and M. Cuffaro, 2009, Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical waters: the Attard member of the lower coralline limestone formation (Upper Oligocene, Malta): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 274, p. 54-63.
- BouDagher-Fadel, M., 2008, The Cenozoic larger benthic foraminifera: the Palaeogene. In: *Developments in palaeontology and stratigraphy*, Elsevier, Amsterdam, v. 21.
- BouDagher-Fadel, M., and G.D. Price, 2014, The phylogenetic and palaeogeographic evolution of the nummulitoid larger benthic foraminifera: *Micropaleontology*, v. 60(6), p. 483-508.
- Busk H.G., and H.T., Mayo, 1918, Some notes on the geology of the Persian oil fields: *J Inst Pet Technol*, v. 17(5), p. 26.
- Cahuzac, B., A. Poignant, 1997, Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques: *Bullet Soc Géol de France*, v. 168(2), p. 155-169.
- Cosovic, V., K. Drobne, and A. Moro, 2004, Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula): *Facies*, v. 50, p. 61-75.
- Ehrenberg, S.N., N.A.H. Pickard, G.V. Laursen, S. Monibi, Z.K. Mossadegh, T.A. Svânå, A.A.M. Aqrawi, J.M. McArthur, and M.F. Thirlwall, 2007, Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), SW Iran: *J Pet Geol.*, v. 30, p.107-128.
- Ellis, A.C., H.M. Kerr, C.P. Cornwell, and D.O. Williams, 1996, A tectono-stratigraphic framework for Yemen and its implication for hydrocarbon potential: *Petroleum Geosciences*, v. 2, p. 29-42.
- Flügel, E., 2004, *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*: *Ber Spr Ver*. 976 p.
- Geel, T., 2000, Recognition of Stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits:

- Reiss, Z., and L. Hottinger, 1984, The Gulf of Aqaba: Ecological Micropaleontology: Ecological Studies, v. 50. Springer-Verlag, Berlin. 35 pp.
- Sadeghi, R., H. Vaziri-Moghaddam and A. Taheri, 2009, Biostratigraphy and paleoecology of the Oligo-Miocene succession in Fars and Khuzestan areas (Zagros Basin, SW Iran): Historical Biology, p.17-31.
- Sadeghi, R., H. Vaziri-Moghaddam, and A. Taheri, 2011, Microfacies and sedimentary environment of the Oligocene sequence (Asmari Formation) in Fars sub-basin, Zagros Mountains, southwest Iran: Facies, v. 57, p. 431–446.
- Seyrafian, A., 2000, Microfacies and depositional environments of Asmari Formation at Dehdez area (a correlation across Central Zagros Basin: Carbonates Evaporites, v. 15, p. 22–48.
- Seyrafian, A., and A. Hamedani, 2003, Microfacies and paleoenvironmental interpretation of the Lower Asmari Formation (Oligocene), North-Central Zagros Basin, Iran: N Jb Geol Palaontol Mh., v. 3, p.164–167.
- Seyrafian, A., A.R. Mojikhalifeh, 2005, Biostratigraphy of the Late Paleogene-Early Neogene succession, north-central border of Persian Gulf: Carbonates and Evaporites, v. 20 (1), p. 91-97.
- Seyrafian, A., H. Vaziri-Moghaddam, N. Arzani, and A. Taheri, 2011, Facies analysis of the Asmari Formation in central and north central High Zagros: Biostratigraphy, paleoecology and diagenesis: Revista Mexicana de ciencias geologicas, v. 28(3), p. 439-458.
- Sooltanian, N., A. Seyrafian, and H. Vaziri-Moghaddam, 2011, Biostratigraphy and paleo-ecological implications in microfacies of the Asmari Formation (Oligocene), Naura anticline (Interior Fars of the Zagros Basin), Iran: Carbonates Evaporites, v. 26, p. 167–180.
- Shabafrooz, R., A. Mahboobi, H. Vaziri-Moghaddam, R. Moussavi-Harami, A. Ghabeishavi, and I. Al-Asam, 2015, Facies analysis and carbonate ramp evolution of Oligo-Miocene Asmari Formation in the Gachsaran and Bibi-Hakimeh oilfields and the nearby Mish anticline, Zagros Basin, Iran: N. Jb. Geol. Paleont. Abn.
- Sharland, P.R., R. Archer, D.M. Casey, R.B. Davies, S.H. Hall, A.P. Heward, A.D. Horbury, and M.D. Simmons, 2001, Arabian Plate sequence stratigraphy: GeoArabia Special and new biozonation: First International Petroleum Conference & Exhibition, Shiraz, Iran.
- Mossadegh, Z.K., D.W. Haig, T. Allan, M.H. Adabi, and A. Sadeghi, 2009, Salinity changes during Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains, Iran: Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, v. 272, p. 17–36.
- Murray, J.W. 1991, Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera: Longman Scientific and Technical, New York.
- Murray, J.W., 2006, Ecology and Applications of Benthic Foraminifera: Cambridge University Press, 426p.
- Less, G., and E. Ozcan, 2012, Bartonian-Priabonian larger benthic foraminiferal events in the Western Tethys: Austrian Journal of Earth Sciences, v. 105(1), p. 129-140.
- Nebelsick, J.H., V. Syngl, and M. Rasser, 2001, Autochthonous facies and allochthonous debris Xows compared: Early Oligocene carbonates facies patterns of the Lower Inn Valley (Tyrol, Austria): Facies, v. 44, p. 31–45.
- Pomar, L., 2001a, Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp torimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 75, p. 249–272.
- Pomar, L., 2001b, Types of carbonate platforms: a genetic approach: Basin Research, v. 13, p. 313–334.
- Pomar, L., G. Mateu-Vicens, M. Morsilli, and M. Brandano, 2014, Carbonate ramp evolution during the Late Oligocene (Chattian), Salento Peninsula, southern Italy: Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, v. 404, p.109–132.
- Racey, A., 1995, Palaeoenvironmental significance of larger foraminiferal biofabrics from the middle Eocene seeb limestone formation of Oman: implications for petroleum exploration. In: Al-Husseini, M.I., (Ed.) Middle East petroleum geosciences conference: GEO'94, v. 2. Gulf Petrolink, Bahrain, p. 793–810.
- Rasser, M.W., and J.H., Nebelsick, 2003, Provenance analysis of Oligocene autochthonous and allochthonous coralline algae a quantitative approach towards reconstructing transported assemblages: Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, v. 201, p. 89–111.

- Formations) SW Iran: Geol Soc Lond Spec Publ., v. 329, p. 219–263.
- Vaziri-Moghaddam, H., M. Kimiagari, and A. Taheri, 2006, Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran: Facies, v. 52, p. 41–51.
- Vaziri-Moghaddam, H., A. Seyrafian, A. Taheri, and H. Motiei, 2010, Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 27(1), p. 56-71.
- Wynd, J., 1965, Biofacies of Iranian Oil Consortium Agreement Area: Iranian Oil Offshore Company, Report 1082 [Unpublished].
- Publication 2, Gulf PetroLink, Bahrain, 371 p., with 3 charts.
- Sharland, P.R., D.M. Casey, R. B. Davies, M.D. Simmons, and O.E. Sutcliffe, 2004, Arabian plate sequence stratigraphy , revisions to SP2: GeoArabia, v. 9, p. 199–214.
- Thomas, A.N., 1950, The Asmari Limestone of south-west Iran. In: Hobson, G.D.,(Ed.), The Geology of Petroleum :IGC Publication, p. 35-44.
- Van Buchem, F.S.P., T.L. Allan, G.V. Laursen, M. Lotfpour, A. Moallemi, S. Monibi, H. Motiei, N.A.H. Pickard, A.R. Tahmasbi, V. Vedrenne, and B. Vincent, 2010, Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh

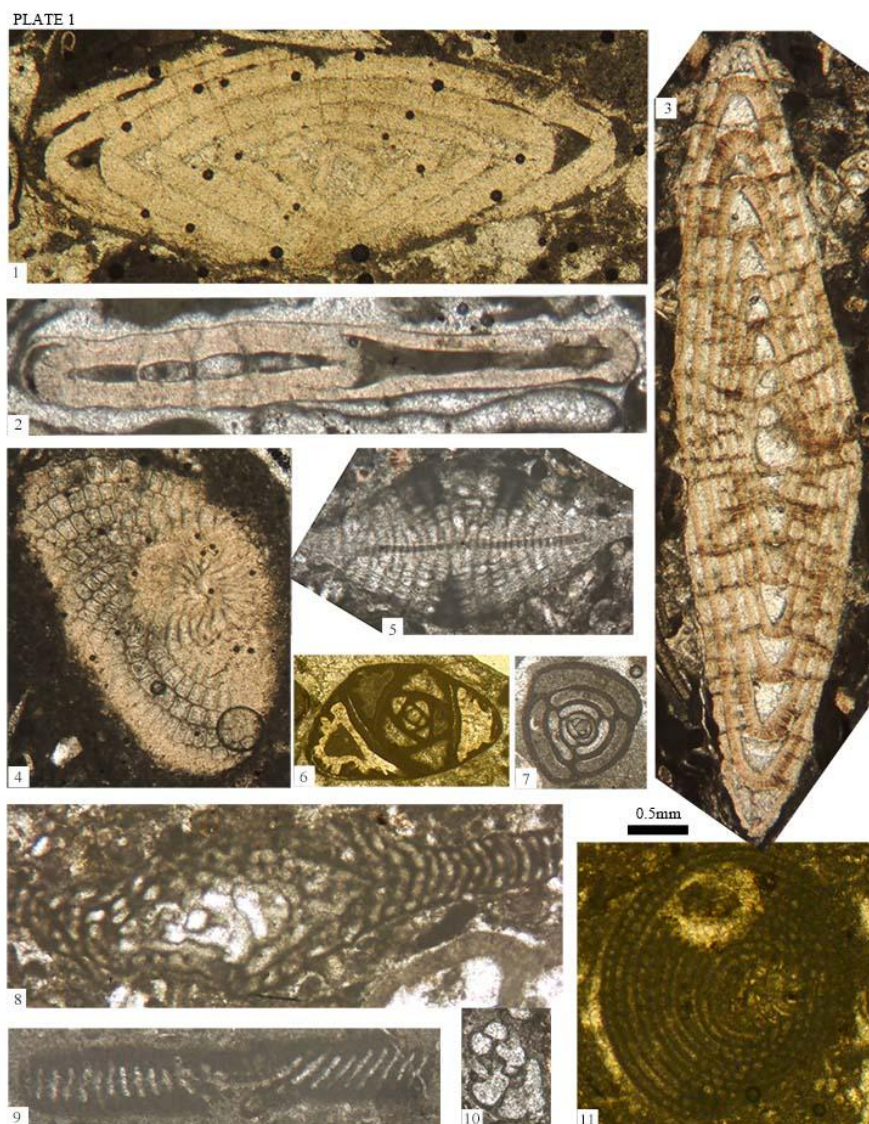


Plate 1. Some selected foraminifera from the study area. 1. *Nummulites vascus* JOLY and LEYMERIE; Shool Section, Axial section, Sample no. Kh10.; 2. *Operculina complanata* (DEFrance); Shool Section, Subaxial section, Sample no. Kh12; 3. *Nummulites fichteli* MICHELOTTI; Kaftarak Section, Axial section, Sample no. K11; 4. *Heterostegina praecursor* TAN SIN HOK; Noorabad Section, Subequatorial section, Sample no. N23; 5. *Nephrolepidina tournoueri* (Lemoine and Douvillé); Subequatorial section, Noorabad Section, Sample no. N26; 6. *Austrotrillina paucialveolata* GRIMSDALE; Kaftarak Section, Equatorial section, Sample no. K10; 7. *Triloculina trigonula* (LAMARCK); Shool Section, Equatorial section, Sample no. 17; 8, 11. *Archaias kirkukensis* (HENSON); Noorabad Section; 8. Subaxial section sample no. N134; 11. Darengoon Section, Subequatorial section, Sample no. S55. *Meandropsina anahensis* HENSON; Darengoon Section, Subaxial section, Sample no. S10; 10. *Valvulinid* sp. Darengoon Section, Subaxial section, Sample no. S10;