

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه تربیت معلم
دانشکده علوم-گروه زمین‌شناسی

پایان‌نامه برای دریافت درجه کارشناسی ارشد
(چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی)

بیواستراتیگرافی سازند سروک بر مبنای فرامینیفرا در ناحیه جنوب-

جنوب‌شرق اشکنان، جنوب استان فارس

استاد راهنما:

دکتر جهانبخش دانشیان

اساتید مشاور:

دکتر فرج‌ا... فیاضی

مهندس محمد حسن بانج شفیعی

مؤلف:

علی کلاه‌دوز

تیرماه ۱۳۸۷

تقدیم به پدرم، مادرم، همسرم

و همه انسانهای نیک کردار

ستیز من با "تاریکی" است،
برای ستیز با تاریکی
شمشیر به رویش نمی کشم
"چراغ" می افروزم.

«زرتشت»

سیاسگزاری و قدردانی:

«خداوند نسبت به مردمان دارای فضل است ولی بیشتر مردم سپاسگزار نیستند».

سوره مبارکه نمل، آیه ۷۳

خدا را بر ارزانی جسم و فکر و بر توفیق در فهم قطره‌ای از اقیانوس نامحدود هستی، شکر می‌گوییم. از تلاش‌های بی‌دریغ پدر و مادرم، از دلگرمی اعضای خانواده‌ام و از همسرم به خاطر آرامشی که در طول مطالعه فراهم آورده بالاترین سپاس‌ها را نثار ایشان می‌کنم.

همچنین لازم می‌دانم از استاد ارجمند، دکتر جهانبخش دانشیان با راهنمایی ارزنده ایشان و صبوری در رفع اشکالات، بالاترین سپاس را داشته باشم. از قبول مشاوره این پایان‌نامه توسط آقایان دکتر فرج‌ا... فیاضی از گروه زمین‌شناسی دانشگاه تربیت معلم و مهندس محمدحسن بانج شفיעی از مدیریت اکتشاف نفت و لطف ایشان کمال امتنان را دارم.

از جناب دکتر محمد قویدل سیوکی، مهندس بیژن بیرانوند و اداره آموزش مدیریت اکتشاف نفت در هماهنگی طرح مطالعه و از مهندس محمدعلی کاووسی در بخش سطح‌الارضی آن مدیریت به واسطه برداشت نمونه‌های صحرائی و مساعدت بی‌چشمداشت ایشان در شناخت زمین‌شناسی منطقه کمال تشکر را دارم. از خانم‌ها خلیج، اخلاقی و قنبری دانشجویان کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت معلم با مساعدت در آماده‌سازی نمونه‌ها سپاسگزارم. از همکاری خانم چزانی مسؤول آزمایشگاه در عکسبرداری نمونه‌ها نیز کمال تشکر را دارم.

علی کلاه‌دوز

تیرماه ۱۳۸۷

چکیده:

با مطالعه ۱۳۷ نمونه از نهشته‌های سازند سروک در محدوده تاق‌دیس دهنو در جنوب‌شرق شهر اشکنان واقع در جنوب استان فارس سنگ‌شناسی و بیواستراتیگرافی این نهشته‌ها بر اساس فرامینیفرا بررسی شد. همچنین محیط دیرینه و پالئواکولوژی این نهشته‌ها بر اساس تنوع و فراوانی فرامینیفرا غالب بررسی شد. در این مطالعه سیستماتیک فرامینیفرا مطالعه گردید که منجر به شناسایی ۳۱ جنس و ۴۰ گونه شد که ۶ جنس و ۱۱ گونه متعلق به فرامینیفرا پلانکتیک می‌باشند. گسترش چینه‌شناسی فرامینیفرا در کنار ستون سنگ‌شناسی چهار برش تنگ موه‌کوه، تنگ کلمدو و تنگ بنو واقع در دامنه شمالی و تنگ شیرزاد واقع در دامنه جنوبی ترسیم گردید. مرز پایینی سازند سروک در این منطقه با شیل‌های سازند کژدمی (آلبین) بصورت پیوسته و مرز بالایی آن با تناوب آهک و مارن سازند ایلام (سانتونین) با سطح فرسایشی است. با مشاهدات صحرائی و مطالعه نمونه‌ها مشخص شد که با احتمال زیاد شیل‌های بالایی نهشته‌های سازند سروک با سن سنومانین میانی-پسین (?) بخشی از سازند سروک بوده و سازند سروک با نبود شیل لافان در زیر سازند ایلام قرار می‌گیرد. با توجه به حضور مجموعه زیستی *Trocholina-Orbitolina* در نهشته‌های پایینی سازند سروک که گسترش چینه‌شناسی آلبین پسین تا سنومانین را دارد، مرز آلبین با سنومانین قابل جدایش نمی‌باشد. بر این اساس با مطالعه دقیقتر فرامینیفرا پلانکتیک دو بیوزون *Rotalipora ticinensis Zone* و *Rotalipora appenninica Zone* در محدوده آلبین پسین شناخته شد. در نهشته‌های بالایی بیوزون *Rotalipora cushmani Zone* و زیرزون *Rotalipora greenhornensis Subzone* با محدوده سنومانین میانی تفکیک گردید. با توجه به نبود فرامینیفرا پلانکتیک در نهشته‌های بالایی سروک در برش‌های تنگ موه‌کوه و تنگ شیرزاد بیوزون *Chrysalidina gradata-Nezzazata* تفکیک گردید. مطالعه فراوانی فرامینیفرا غالب و متأثر از شرایط پالئواکولوژی در نمونه‌ها و بررسی توزیع آنها بر روی کمربندهای رخساره‌ای محیط رسوبی رمپ کربناته در ارتباط با وجود و فراوانی جلبک‌های سبز، منجر به تشخیص چهار محیط دیرینه رمپ داخلی، منطقه انتقالی رمپ داخلی-رمپ خارجی، رمپ خارجی و رمپ خارجی عمیق شد. با مقایسه برش‌ها مشاهده می‌شود که کم‌عمق شونده‌ها به سمت بالا وجود دارد. تنها در برش تنگ کلمدو در بالاترین نهشته‌های سازند سروک عمیق‌شدگی حوضه با فراوانی فرامینیفرا پلانکتیک وجود دارد که در برش‌های دیگر مشاهده نمی‌شود.

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات و زمین شناسی عمومی	۱
۱-۱-سیستم/پربود کرتاسه:	۲
۲-۱-کرتاسه در زاگرس	۵
۱-۲-۱-نئوکومین-آپتین:	۵
۲-۲-۱-آلبین-تورونین:	۷
۳-۲-۱-کنیاسین-مائستریشترین:	۹
۳-۱-چینه شناسی سازند سروک در برش الگو و دیگر نواحی زاگرس	۱۰
۱-۳-۱-آهک مدود:	۱۳
۲-۳-۱-شیل احمدی:	۱۳
۴-۱-شیل لافان:	۱۳
۵-۱-پیشینه مطالعات انجام شده بر روی سازند سروک	۱۴
۶-۱-موقعیت محدوده مورد مطالعه	۱۷
۱-۶-۱-مقدمه	۱۷
۲-۶-۱-پهنه ساختمانی فارس	۱۹
۷-۱-ساختارهای زمین شناسی در پهنه ساختمانی فارس	۱۹
۸-۱-چینه شناسی سازند سروک و نهشته های بالایی آن در محدوده مورد مطالعه	۲۱
۹-۱-پیشینه مطالعات قبلی در منطقه (فارس ساحلی)	۲۲
۱۰-۱-سوابق اکتشاف هیدروکربور در منطقه	۲۳
۱۱-۱-هدف از انجام مطالعه:	۲۳
۱۲-۱-مختصری از مراحل مطالعه:	۲۳
فصل دوم: لیتواستراتیگرافی	۲۵
۱-۲-مقدمه	۲۶
۲-۲-توصیف سنگ شناسی برشهای برداشت شده	۲۶
۱-۲-۲-برش موه کوه	۲۹
۲-۲-۲-برش تنگ کلمدو	۳۰
۳-۲-۲-برش تنگ بنو	۳۳
۴-۲-۲-برش تنگ شیرزاد	۳۵
۳-۲-مقایسه سنگ شناسی سازند سروک در فارس ساحلی با دیگر نواحی زاگرس	۳۷
فصل سوم: سیستماتیک فسیلها	۴۰
۱-۳-مقدمه	۴۱
۲-۳-توصیف سیستماتیک فرامینیفرها در برشهای مورد مطالعه:	۴۲
فصل چهارم: بیواستراتیگرافی	۶۸

۶۹	۱-۴-مقدمه:
۷۱	۲-۴-بیواستراتیگرافی نهشته‌های سازند سروک در محدوده مورد مطالعه
۷۳	۱-۲-۴-توصیف بیوزونها:
۷۵	۲-۲-۴-بیواستراتیگرافی برشهای مورد مطالعه:
۸۵	۳-۴-انطباق بیوزوناسیون برشها با مناطق همجوار
۸۷	فصل پنجم: پالئواکولوژی و محیط دیرینه
۸۸	۴-۴-مقدمه
۸۹	۵-۴-روش کار
۸۹	۶-۴-پالئواکولوژی فرامینیفرای غالب
۹۰	۱-۶-۴-خانواده <i>Orbitolinidae</i>
۹۰	۲-۶-۴-خانواده <i>Alveolinidae</i>
۹۱	۳-۶-۴-خانواده‌های <i>Chrysalinidae</i> و <i>Nezzazatidae</i>
۹۱	۷-۴-پالئواکولوژی و محیط دیرینه نهشته‌های سازند سروک
۹۲	۱-۷-۴-پراکندگی فرامینیفرا بنتیک در کمربند رخساره‌ای رمپ کرنااته
۹۵	۲-۷-۴-مقایسه و بررسی محیط دیرینه سازند سروک در محدوده مطالعه
۹۸	نتیجه‌گیری
۱۰۰	منابع
۱۱۵	اطلس میکروفسیل‌ها

فهرست اشکال

- شکل ۱: تغییرات نسبی جهانی سطح دریا در طول دوره کرتاسه (اقتباس از Haq et al., 1988). ۳
- شکل ۲: ستون مقیاس زمانی زمین‌شناسی، اقتباس از ICS, 2004. ۴
- شکل ۳: گسترش زمانی رخساره‌های رسوبی در زمان ابتدای کرتاسه پسین (۹۸/۸-۸۹ میلیون سال پیش) که معین کننده رسوبگذاری سازندهای Ahmadi، Mishrif، Rumaila، و Natih و همچنین معادلهای منطقه‌ای آنها می‌باشد. بر اساس مطالعات شارلند و همکاران (Sharland et al., 2001) رسوبات بر روی پلاتفرم‌ها و همچنین درون حوضه‌های درون قاره‌ای (Intrashelf) در امتداد حواشی غیر فعال صفحه عربی نهشته شده‌اند. R=Rudist reefs، اقتباس از Ziegler, 2001، منطقه مورد مطالعه با کادر قرمز نشان داده شده است. ۶
- شکل ۴: گسترش چینه‌شناسی- جغرافیایی سازندهای با سن آلبین تا مائستریشترین و تغییرات رخساره‌ای آنها در بخشهای چهارگانه زاگرس، اقتباس از James and Wynd, 1965. ۸
- شکل ۵: موقعیت جغرافیایی برشهای چینه‌شناسی که سازند سروک از لحاظ فسیل‌شناسی مطالعه شده است: ۱- میدان نفتی ماله‌کوه (اله‌بخش غیاثوند، ۱۳۸۲)، ۲- میدان نفتی سرکان (اله‌بخش غیاثوند، ۱۳۸۲)، ۳- سبزه کوه (سرادقی صوفیانی، ۱۳۸۲)، ۴- ایزده (امیری بختیار، ۱۳۷۱)، ۵- سمیرم (امیری بختیار، ۱۳۷۱)، ۶- میدان نفتی مارون (نظری‌نیا، ۱۳۸۴)، ۷- کوه میش (اکبریس کلانه، ۱۳۸۰)، ۸- میدان نفتی آغاچاری (تیموریان، ۱۳۸۳)، ۹- کوه بنگستان (فنونی، ۱۳۷۲) و سخص‌آبادی، ۱۳۸۵)، ۱۰- کوه گدون (خدروی، ۱۳۷۵)، ۱۱- کوه جهرم (فنونی، ۱۳۷۲)، ۱۲- میدان نفتی کنگان (کابلی، ۱۳۸۵)، ۱۳- تاق‌دیس عسلویه (کابلی، ۱۳۸۵)، ۱۴- تاق‌دیس دهنو (مطالعه حاضر). ۱۸
- شکل ۶: موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و موقعیت برشهای مطالعه شده: ۱- تنگ موه‌کوه، ۲- تنگ کلمدو، ۳- تنگ بنو، ۴- تنگ شیرزاد. ۱۹
- شکل ۷: نقشه زمین‌شناسی با موقعیت برش‌های سطح‌الارضی مورد مطالعه در تاق‌دیس دهنو (اقتباس از نقشه زمین‌شناسی گاوپست (Jahani, Kavoosi and Beik, 2005, N.I.O.C., Sheet No.2074E). ۲۰
- شکل ۸: مرز زیرین سازند سروک از شیل کژدمی بخوبی قابل تفکیک است (برش تنگ کلمدو-دید رو به شمال غرب). ۲۷
- شکل ۹: مرز بالایی سازند سروک از تناوب سنگ آهک و مارن سازند ایلام با سطح فرسایش قابل تفکیک است (برش تنگ بنو-دید رو به شرق، برداشت تصویر توسط محمد علی کاووسی). ۲۷
- شکل ۱۰: آهک چرتی نودولار در سازند سروک (برش تنگ کلمدو-دید رو به شمال شرقی تا شرقی). ۲۸
- شکل ۱۱: ستون سنگ‌شناسی برش تنگ موه‌کوه. ۳۰
- شکل ۱۲: ستون سنگ‌شناسی برش تنگ کلمدو. ۳۱
- شکل ۱۳: آهک خاکستری با قشر قرمز رنگ حاوی قطعات درشت رودیست در جا (برش تنگ کلمدو). ۳۲
- شکل ۱۴: ستون سنگ‌شناسی برش تنگ بنو. ۳۴
- شکل ۱۵: ستون سنگ‌شناسی برش تنگ شیرزاد. ۳۶
- شکل ۱۶: موقعیت و ضخامت برشهای سنگ‌شناسی سازند سروک در نواحی مختلف زاگرس: ۱- چاه یک سرکان (اله‌بخش غیاثوند، ۱۳۸۲)، ۲- تنگ رشید ۲۲- کیلومتری شمال ایزده (امیری بختیار، ۱۳۷۰)، ۳- تنگ سروک-کوه بنگستان (فنونی، ۱۳۷۲)، ۴- تنگ داربست-کوه جهرم (فنونی، ۱۳۷۲)، ۵- برشهای مورد مطالعه حاضر، ۶- تاق‌دیس عسلویه (کابلی، ۱۳۸۵). ۳۷
- شکل ۱۷: انطباق سنگ‌شناسی سازند سروک (لیتولوژی و ضخامت) در برشهای تاق‌دیس دهنو با برش الگو (کوه بنگستان) و دیگر نقاط زاگرس. ۳۸
- شکل ۱۸: مشخصات تعدادی گونه‌های *Trocholina* در آلبین-سنومانین (برداشت و تلخیص از Arnaud-Vanneau et al., 1988). ۵۶
- شکل ۱۹: بیوزون‌های ارائه شده برای گروه بنگستان در زاگرس بر اساس وایند (Wynd, 1965). ۷۰
- شکل ۲۰: گسترش چینه‌شناسی گونه‌های *Trocholina* در کرتاسه (برداشت از Arnaud-Vanneau et al., 1988). ۷۱
- شکل ۲۱: مقایسه و تطابق بیوزونهای فرامینیفرانتیک و پلانکتیک در آشکوب آلبین پسین- سنومانین در مناطق انگلستان (Carter and Hart, 1977)، لیبی (Saint-Marc, 1975)، اروپا (Calonge et al., 2002)، زاگرس (Wynd, 1965)، خلیج فارس (Hewaidy and Al-Hitmi, 1994)، کرواسی (Velic, 2007) و به صورت جهانی (Caron, 1985; Sliter, 1989). ۷۴
- شکل ۲۲: گسترش چینه‌شناسی فرامینیفرانتیک در برش موه‌کوه. ۷۷
- شکل ۲۳: گسترش چینه‌شناسی فرامینیفرانتیک در برش تنگ کلمدو. ۷۹

- شکل ۲۴ : گسترش چینه‌شناسی فرامینیفرا در برش تنگ بنو..... ۸۱
- شکل ۲۵ : گسترش چینه‌شناسی فرامینیفرا در برش تنگ شیرزاد..... ۸۴
- شکل ۲۶ : انطباق بیوزونها در برش‌های مطالعه شده با برش تاقدیس عسلویه-فارس ساحلی (کابلی، ۱۳۸۵) و برش کوه جهرم-فارس داخلی (فنون، ۱۳۷۲)..... ۸۶
- شکل ۲۷: پراکندگی فرامینیفرای بنتیک در مقطعی از خط ساحلی تا حوضه عمیق. تخمین مقادیر عمق آبی بر اساس مدل ارائه شده توسط گراف و وندلر (Gräfe and Wendler, 2003) بوده و با تلخیصی از گراف (Gräfe, 2005) می‌باشد..... ۹۲
- شکل ۲۸: محیط رسوبی گذشته در ارتباط با توزیع و فراوانی فرامینیفرا در ستون سنگ‌شناسی برش موه‌کوه..... ۹۳
- شکل ۲۹: محیط رسوبی گذشته در ارتباط با توزیع و فراوانی فرامینیفرا در ستون سنگ‌شناسی برش تنگ کلمدو..... ۹۴
- شکل ۳۰: محیط رسوبی گذشته در ارتباط با توزیع و فراوانی فرامینیفرا در ستون سنگ‌شناسی برش تنگ بنو..... ۹۵
- شکل ۳۱: محیط رسوبی گذشته در ارتباط با توزیع و فراوانی فرامینیفرا در ستون سنگ‌شناسی برش تنگ شیرزاد..... ۹۵
- شکل ۳۲: مقایسه محیط دیرینه نهشته‌های سازند سروک در محدوده مورد مطالعه..... ۹۷

فهرست جداول

- جدول ۱: تاریخچه مطالعات انجام شده بر سازند سروک:..... ۱۴
- جدول ۲: ضخامت سازند سروک در برشهای مطالعه شده:..... ۳۷

فصل اول: کلیات و زمین شناسی عمومی

۱-۱ - سیستم/پریود کرتاسه:

کرتاسه به عنوان آخرین سیستم/پریود از اراتم/ارای مزوزوئیک در ۱۴۵/۵ تا ۶۵/۵ میلیون سال پیش^۱ (ICS) گسترش داشته است. وضعیت آب و هوایی کرتاسه مانند ژوراسیک گرم بوده و از نظر زیستی نیز اکثر گیاهان و جانوران بیشترین شباهت به امروزه را نسبت به زمانهای قبلی داشته‌اند. در سراسر جهان از جمله ایران، در ابتدای این دوره، پیشروی عمومی سطح دریا که از پیشروی عمومی ابتدای ژوراسیک مهمتر بوده است انجام گرفته و رسوبات دریایی وسیعی را بر جای گذاشته است. دامنه این پیشروی در اواسط کرتاسه آنچنان زیاد است که از آن با نام پیشروی سنومانین یاد می‌شود (خسروتهرانی، ۱۳۷۴).

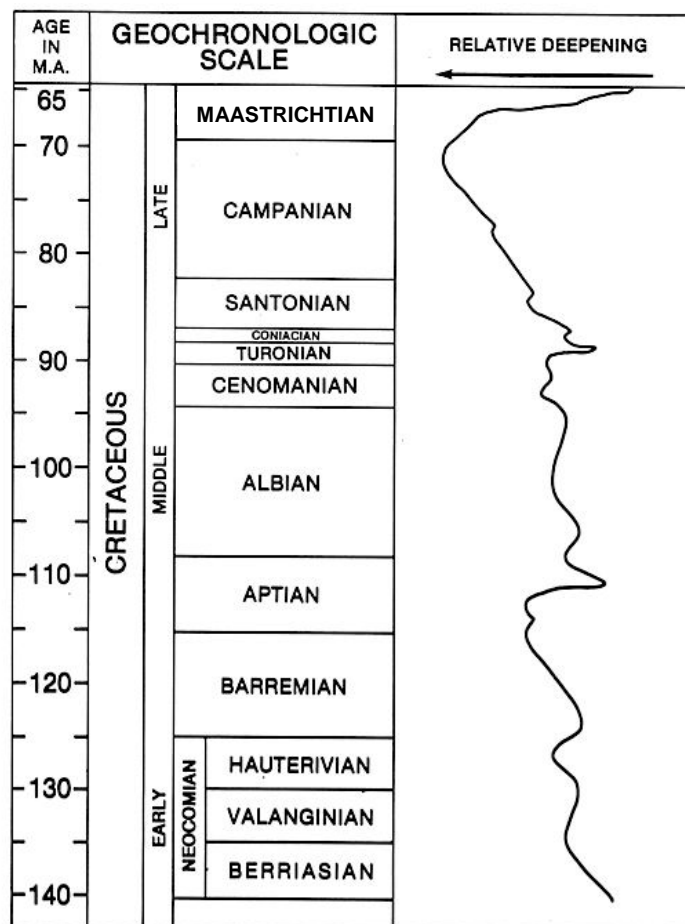
در بسیاری از نقاط دنیا از جمله ایران، دریای ژوراسیک میانی عقب‌نشینی کرده و با فازهای کوهزایی و ماگماتیسم در انتهای ژوراسیک (فاز کوهزایی سیمین پسین) همراه بوده است. این پسروی بطور پیوسته تا اوائل و یا حتی اواخر کرتاسه پیشین ادامه داشته و باعث رسوبگذاری نهشته‌های قاره‌ای شده است. با پیشروی دریا در این دوره، انشعابات حوضه‌های ریفتی در ایران توسط رسوبات نیمه‌عمیق مربوط به شیب قاره پوشیده شده‌اند (خسروتهرانی، ۱۳۶۷).

حد زیرین رسوبات متعلق به کرتاسه با ژوراسیک در مناطقی که فازهای کوهزایی آلیپی تأثیر بسزایی نداشته‌اند و رسوبگذاری دریای ژوراسیک-کرتاسه به صورت ممتد بوده است، به آسانی قابل شناسایی نیست. بطور کلی غیر از مواردی که فرامینیفرا شاخص، آمونیت‌های شاخص و همچنین کالپیونلید وجود دارند و مرز دو دوره را مشخص می‌کنند، تعیین این مرز با مشکل همراه است (خسروتهرانی، ۱۳۷۴).

در طول کرتاسه نیز چندین سیکل رسوبی و تغییرات سطح آب به صورت جهانی و محلی (local) رخ داده است (شکل ۱) که در اثر فعالیت‌های کوهزایی و همچنین تأثیر ذوب شدن یخ‌های قطبی و نیز تغییرات آب و هوایی بوده است. این امر باعث شده است سیکلوت‌ها و دوره‌های متناوب بالآمدگی سطح عمومی دریاها را به دنبال داشته باشد (Haq et al., 1988).

موارد بالا به همراه فعالیت‌های مؤثر تکتونیک در این زمان باعث ایجاد حوضه‌های مجزای دریایی کرتاسه در اغلب نواحی ایران شده است، که برقراری انطباق بین آنها با دشواری توأم است. به نظر می‌رسد ایجاد حوضه‌های مجزا بیشتر در کرتاسه پسین مشهود بوده و بر هر حوضه شرایط ویژه‌ای حاکم بوده است (آقاناتی، ۱۳۸۳).

¹ International Commission on Stratigraphy



شکل ۱: تغییرات نسبی جهانی سطح دریا در طول دوره کرتاسه (اقتباس از Haq et al., 1988).

در کرتاسه پسین نیز حرکات زمین‌ساختی (رخدادهای قابل قیاس با فعالیت زمین‌ساختی ساب‌هرسی‌نین) موجب تشکیل مراحل اولیه کمربند کوهستانی افیولیت- رادیولیت ناحیه زاگرس مرتفع و عمان، سلسله جبال البرز، شرق ایران مرکزی و شرق ایران و همچنین دیگر مناطق ایران شده است و به طور کلی چهره و شکل فعلی ایران در این زمان آشکار گردیده است (خسروتهرانی و درویش‌زاده، ۱۳۶۳).

همچنین این فعالیت‌های زمین‌ساختی ساب‌هرسی‌نین است که علت تکرار وقفه‌های رسوبی و چرخه‌های فرسایشی درون تشکیلاتی در ردیف‌های کرتاسه پسین ایران معرفی می‌شوند (آقابات‌ی، ۱۳۸۳).

حد بالایی کرتاسه با پالئوژن نیز با توجه به فعالیت‌های کوهزایی آلپی (لارامید-۶۵ میلیون سال قبل)، قابل تشخیص است. این وضعیت با توجه به حرکات کوهزایی شناخته شده در شمال و مرکز ایران تأثیرات مهمی بر جا گذاشته است و در نتیجه ناپیوستگی زاویه‌دار مشخصی در این مناطق بوجود آمده است (خسروتهرانی و درویش‌زاده، ۱۳۶۳).

دو تقسیم‌بندی در مورد سیستم/پریود کرتاسه وجود دارد (شمیرانی، ۱۳۶۳):

۱- کرتاسه پیشین، کرتاسه میانی و کرتاسه پسین، که کرتاسه میانی شامل آلبین- سنومانین است و بعضی‌ها معتقدند که شامل آپسین- آلبین (Aptian-Albian) می‌باشد (مکتب E. Haug).

۲- کرتاسه پیشین و کرتاسه پسین، که کرتاسه پسین از سنومانین آغاز می‌شود (مکتب A. de Lapparint).

هر چند که امروزه آنچه مورد تأیید کمیته بین‌المللی چینه‌شناسی (ICS) می‌باشد، تقسیم‌بندی سیستم کرتاسه به کرتاسه پیشین و کرتاسه پسین می‌باشد (شکل ۲).

AGE (Ma)	Period	Epoch	Stage	Polarity Chron	AGE (Ma)	Duration my.
65.5	Cretaceous	Late	Maastrichtian	C30	65.5	5.1
70				C31		
70.6				C32		
75			Campanian	C33	70.6	12.9
80						
83.5						
85			Santonian	Cretaceous Normal-Polarity Super-C ("Cretaceous QuietZone")	83.5	2.3
85.8			Coniacian		85.8	3.5
89.3			Turonian		89.3	4.2
93.5		Cenomanian	93.5		6.1	
95						
99.6						
100		Early	Albian	M ^r -1r [*] (ISEA)	99.6	12.4
105						
110			Aptian	M0r	112.0	13.0
115						
120						
125			Barremian	M1	125.0	5.0
130						
135	Hauterivian		M3	130.0	6.4	
135						
136.4						
140	Valanginian	M5/M10	136.4	3.8		
140						
140.2	Berriasian	M11	140.2	5.3		
145						
145.5						

شکل ۲: ستون مقیاس زمانی زمین‌شناسی، اقتباس از ICS, 2004.

چنین وضعیتی در زاگرس نیز وجود دارد، در واقع بر خلاف استاندارد چینه‌شناسی جهانی، از ابتدای قرن بیستم به سه بخش پیشین، میانی و پسین تقسیم شده است (مطیعی ۱۳۸۲، Setudehnia, 1978). مهم‌ترین عامل این نامگذاری پیوستگی رسوبگذاری از آلبین به سنومانین است. افزون بر آن، در مرزهای بالایی آبتین، تورونین و مائستریشین ناپیوستگی وجود دارد (Setudehnia, 1978، آقناباتی، ۱۳۸۳). فقدان فسیلهای شاخص که با تقسیمات بین‌المللی در اروپا مطابقت دارد از سویی دیگر این تقسیم‌بندی را توجیه می‌کند

(Setudehnia, 1978). کرتاسه پیشین شامل نئوکومین-آپتین، کرتاسه میانی آلبین-تورونین و کرتاسه پسین شامل کنیاسین-مائستریشین می‌باشند. مرزهای این سه بخش با ناپیوستگی همراه هستند.

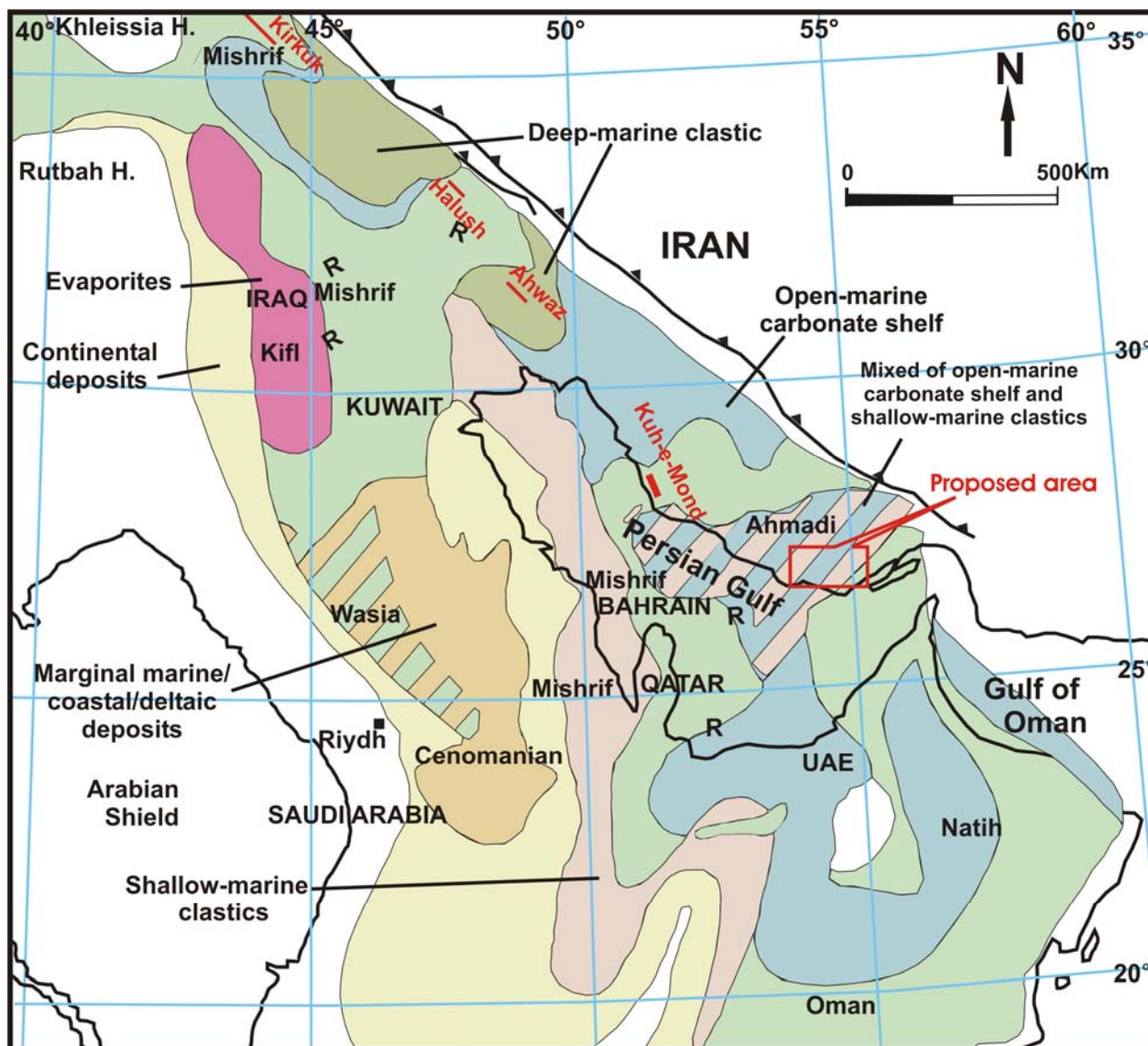
۱-۲- کرتاسه در زاگرس

رسوبگذاری در اثر پیشروی دریای حوضه زاگرس در کرتاسه زیرین در اغلب نواحی بجز نواحی شیراز (آقابات، ۱۳۸۳) و شمال خوزستان که بصورت ممتد بوده، در دیگر نواحی رخساره‌های کرتاسه با سطح دگرشیبی بر روی رسوبات ژوراسیک (سورمه، انیدریت هیث یا گوتنیا) قرار می‌گیرند. این وضعیت نیز وجود فعالیت‌های خشکی‌زایی آپی (سیمرین پسین) را در انتهای ژوراسیک نمایان می‌کند. این پیشروی در طول کرتاسه ادامه یافته و رخساره‌های کرتاسه اغلب شامل رسوبات دریایی است که بیشتر آهک و مارن بوده و بخش وسیعی را فراگرفته است (خسروتهرانی، ۱۳۶۷).

به طور کلی رسوبگذاری در کرتاسه، حوضه رسوبی را که دربرگیرنده تمامی زاگرس، خلیج فارس، عراق، کویت، عمان و قسمت اعظم عربستان بوده را مشخص می‌کند (مطیعی ۱۳۸۲). مرکز این حوضه در لرستان و شرق آن جای داشته و تغییرات رخساره‌ای، از کربنات به رسوبات آواری به سوی جنوب غربی عربستان (شکل ۳) مبین کم‌عمق شدن عمومی حوضه در آن امتداد است (Murriss, 1980 و Ziegler, 2001). این وضعیت باعث شده است تا سنگ‌های کرتاسه زاگرس رخساره سنگی یکسانی نداشته باشند و در شرایط رسوبی همسان نهشته نشوند (آقابات، ۱۳۸۳).

۱-۲-۱- نئوکومین - آپتین:

پیشروی دریای کرتاسه هم در کرتاسه پیشین و هم در کرتاسه پسین مشاهده می‌شود. با توجه به عمیق بودن حوضه در لرستان، در این منطقه توالی کرتاسه شامل شیل‌های تیره‌رنگ پلاژیک (رادپولردار و آهک‌های رسی) سازند گرو می‌باشد. این واحد سنگ‌چینه‌ای به صورت ناپیوسته روی سازند تبخیری گوتنیا و یا بر روی یک برش انحلالی کربناتی قرار می‌گیرد (مطیعی ۱۳۸۲). رخساره‌های عمیق رسوبی در ابتدای کرتاسه گسترش بسیار داشته و نواحی لرستان و شمال غربی فروافتادگی دزفول را فرامی‌گرفته است (Ziegler, 2001، مطیعی ۱۳۸۲).



شکل ۳: گسترش زمانی رخساره‌های رسوبی در زمان ابتدای کرتاسه پسین (۹۸/۸-۸۹ میلیون سال پیش) که معین کننده رسوبگذاری سازنده‌های Rumaila، Natih، و Dardere و همچنین معادل‌های منطقه‌ای آنها می‌باشد. بر اساس مطالعات شارلند و همکاران (Sharland *et al.*, 2001) رسوبات بر روی پلاتفرم‌ها و همچنین درون حوضه‌های درون قاره‌ای (Intrashelf) در امتداد حواشی غیر فعال صفحه عربی نهشته شده‌اند. R=Rudist reefs، اقتباس از Ziegler, 2001، منطقه مورد مطالعه با کادر قرمز نشان داده شده است.

در ناحیه فارس و جنوب شرقی فروافتادگی دزفول، رسوبگذاری دریای کرتاسه با آهک‌های کم‌عمق پلّتی سازند فهلیان آغاز شده و این وضعیت در طول نئوکومین ادامه داشته است. مرز زیرین این رسوبات در نواحی بندرعباس به صورت پیوسته با سازند سورمه بوده ولی در نواحی جنوبی فارس و جنوب غربی خوزستان به صورت ناپیوسته با سازند انیدریتی هیث می‌باشد (مطیعی ۱۳۸۲).

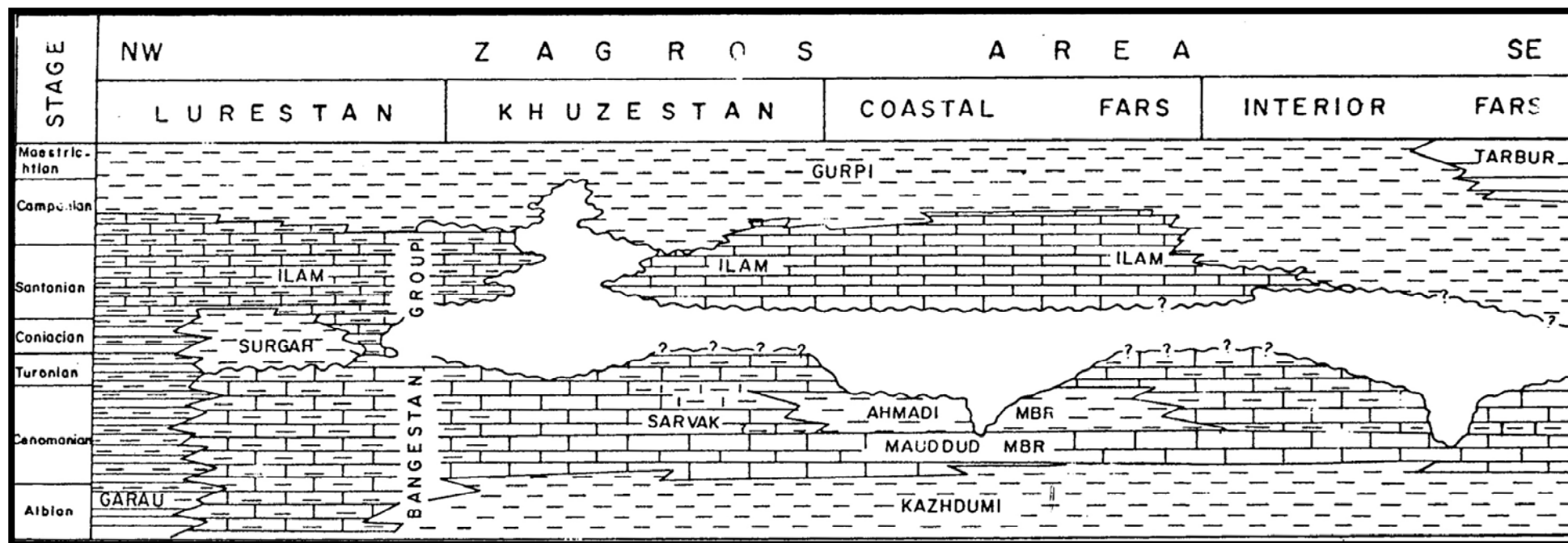
حد بالایی کربنات‌های نئوکومین (سازند فهلیان) با آهک‌ها و شیل‌های بارمین-آپتین (سازند گدوان) در سراسر ناحیه فارس، جنوب شیراز و احتمالاً بندرعباس با ناپیوستگی همراه است. پس از پیشروی دریا در طول آپتین از عمق حوضه کاسته می‌شود و حاصل آن رسوب طبقات آهکی سازند داریان است که تمامی نواحی زاگرس به

استثنای لرستان را پوشانیده است. به سوی فروافتادگی دزفول طبقات بالایی این رسوبات به صورت جانبی به شیلها و آهکهای سازند کژدمی تغییر می‌یابد. در نواحی مرکزی فارس، غرب و شمال شرقی شیراز و در شمال فروافتادگی دزفول رسوبگذاری کربناتها و تا حدودی شیلها در تمامی کرتاسه پیشین بدون وقفه رسوبی ادامه یافته است. مرز بالایی کرتاسه پیشین در شمال غربی حوضه زاگرس ناپیوسته بوده ولی در ناحیه فارس این حد شدیداً تحت تأثیر دگرشیبی آبتین-آلبین بوده است (مطیعی، ۱۳۷۴).

۱-۲-۲- آلبین-تورونین:

رسوبگذاری آلبین-تورونین در فارس و فروافتادگی دزفول با یک پیشروی جدید آغاز می‌شود و حاصل آن رسوبات شیلی و آهکی (سازند کژدمی) در اشکوب آلبین است (شکل ۴). شیلهای آلبین در بیشتر نقاط پلاتفرم فارس به صورت ناپیوسته بر روی آهکهای کم‌عمق داریان قرار می‌گیرد. این دگرشیبی موجب حذف قسمتهایی از آهکهای آبتین شده است و بالآمدن حین رسوبگذاری شیلهای آلبین موجب کاهش ضخامت آنها بخصوص در نواحی ساحلی فارس شده است. کم‌عمق شدن دریا در اواخر آلبین تا سنومانین با رسوبگذاری آهکهای کم‌عمق سازند سروک در پهنه وسیعی از حوضه زاگرس مشخص می‌شود. در نواحی ساحلی فارس و خلیج فارس در طی سنومانین یک واحد شیلی توسعه یافته است که در تداوم با شیل احمدی در عربستان است. بالآمدگی ناحیه‌ای در پایان سنومانین موجب فرسایش قسمتهای بالایی آهکهای این اشکوب بخصوص در نواحی پلاتفرم فارس و بندرعباس شده است، به طوری که تنها ۳۰ متر از کربناتها آلبین-سنومانین به‌جای مانده است (مطیعی، ۱۳۸۲) (شکل ۴).

نواحی فارس و فروافتادگی دزفول مجدداً در طی تورونین شروع به فرونشست می‌نماید ولی این فرونشست در حد ایجاد محیطهای کم‌عمق و ساحلی بوده و موجب نهشته‌شدن کربناتها فوقانی سازند سروک شده است که به صورت محلی بلندیهای قدیمی از آب بیرون مانده و موجب توسعه نبود چینه‌شناسی شده‌اند. در آخر تورونین بالآمدگی ناحیه‌ای صورت گرفته و موجب حذف قسمتهایی یا تمامی رسوبهای متعلق به این اشکوب شده است. این ناپیوستگی فرسایشی ناحیه‌ای با توسعه رسوبات آهن‌دار و انقطاع رسوبی در نواحی فروافتادگی دزفول و فارس مشخص می‌شود. در لرستان مرکزی شیل و سنگ آهک رسی مربوط به محیط عمیق، از آلبین تا تورونین ادامه داشته است. در رسوبهای آلبین-تورونین ناپیوستگی فرسایشی اثبات شده است. پایین‌ترین آنها در قاعده این ردیف در نواحی جنوبی فارس و بندرعباس دیده شده، دیگری ناپیوستگی فرسایشی بعد از سنومانین است که به استثنای لرستان در سایر نواحی زاگرس دیده شده است و بالاخره ناپیوستگی فرسایشی بعد از تورونین که آن هم به استثنای لرستان در سایر مناطق وجود دارد (فرزدی، ۱۳۷۱؛ مطیعی، ۱۳۸۲).



شکل ۴: گسترش چینه‌شناسی - جغرافیایی سازندهای با سن آلبین تا مائستریشتین و تغییرات رخساره‌ای آنها در بخشهای چهارگانه زاگرس، اقتباس از James and Wynd, 1965.

با تفسیر میزان ضخامت سازندهای نهشته شده در آلبین- تورونین، آنچه که قابل استنباط است کمی ضخامت رسوبات در فارس و لرستان و ضخیم بودن آنها در حوالی شیراز و در فروافتادگی دزفول می‌باشد (آقنابتی، ۱۳۸۳). بالآآمدگیهای طی سنومانین- تورونین موجب به وجود آمدن ساختارها و یا روندهایی با امتداد شمال شمال‌شرقی- جنوب‌غربی (روندهای عربی) شده است. در بعضی از این بلندیهای قدیمی، طبقات آلبین- سنومانین و یا جوانتر به کلی حذف شده‌اند (Purser, 1973 و مطیعی، ۱۳۸۲).

۱-۲-۳- کنیاسین - مائستریشتین:

پس از فرسایش انتهای تورونین، در طی کنیاسین، رسوبگذاری با پیشروی در نواحی فارس ساحلی و لرستان اتفاق افتاده که به ترتیب موجب تشکیل شیل لافان و سازند سورگاه شده است. در برخی از مناطق شمالی و مرکزی فروافتادگی دزفول درهم‌ارزی با دو سازند یاد شده سازند کربناتی ایلام با رخساره‌ای نریٹیک توسعه یافته و مستقیماً بر روی سازند سروک قرار می‌گیرد. در مناطقی که ایلام نریٹیک به صورت پیوسته بر روی سروک قرار گرفته، سازندهای سروک و ایلام نریٹیک توسط استانلی (Stoneley, 1974) تحت عنوان سازند بنگستان معرفی شده است. در ادامه مجدداً دریا پیشروی کرده و رسوبات شیلی و مارنی سازند گورپی را برجا گذاشته است (مطیعی، ۱۳۸۲).

بر خلاف این وضعیت در لرستان حاکمیت محیط عمیق بعد از سازند سروک وجود داشته و در طی کنیاسین شیل و آهکهای رسی سازند سورگاه رسوب یافته و آن هم در زیر رسوبات آهکی سازند ایلام (سانتونین- کامپانین زیرین) قرار می‌گیرد. از میانه سانتونین تا مائستریشتین تقریباً حوضه بوسیله رسوبات گورپی نهشته شده است. حوضه گورپی در راستای شمال‌غربی- جنوب‌شرقی قرار داشته و سواحل آن حوضه در فارس داخلی و ارتفاعات زاگرس محل پیدایش سازند آهکی طیارات^۱ می‌باشد و در عین حال با نوسانات کف حوضه بخشهای آهکی سیمره و امام حسن در سازند گورپی لرستان ظاهر شده‌اند (مطیعی، ۱۳۷۴). بخش آهکی امام حسن واحدی از آهکهای رسی درون سازند گورپی است که تحت تأثیر نفوذ گلهای آهکی در میانه مائستریشتین حاصل شده است (مطیعی ۱۳۸۲). سازند گورپی، در همه جا دارای سن یکسان نیست. در نواحی فارس و خوزستان مرز زیرین گورپی، سانتونین و مرز بالایی آن مائستریشتین است. در لرستان، لایه‌های زیرین به سن کامپانین و لایه‌های بالایی تا پالئوسن ادامه دارد (آقنابتی، ۱۳۸۳). در شمال‌شرقی لرستان ماسه‌ها و سیلتها از شمال و شمال‌شرقی در طی مائستریشتین پسین وارد حوضه رسوبی شده و رسوبات قاعده سازند امیران را به وجود آورده است. در مرکز ناحیه فارس نهشته‌های شیل و مارن بر روی سطح فرسایش یافته آهکی سنومانین-

^۱ سازند مذکور با این نام در فرهنگ چینه‌شناسی ایران معرفی نشده و توسط مطیعی (۱۳۷۴) معادل با سازند به همین نام در کشورهای همجوار عربی در نظر گرفته شده است.

تورونین از سانتونین تا اواخر کامپانین ادامه می‌یابد. در این زمان ریفهای رودیستی به صورت خطی و با سرعت توسعه می‌یابند. این گسترش ریفها در طول مائستریشتین تداوم داشته و باعث رسوبگذاری سازند تارپور شده است (مطیعی ۱۳۸۲). سازند تارپور یکی از آهکهای ریفی است که سازند طیارات در کویت و عراق معادل آن می‌باشد. زبانه‌هایی از آن در دشت آبادان گزارش شده است و یک زبانه آن بنام آهک منصوری در میدانی به همین نام در فروافتادگی دزفول گزارش شده است (مطیعی، ۱۳۷۴). به سمت شمال شرقی فارس، یک ردیف از رسوبات رادیولاریت متعلق به محیط عمیق در کرتاسه انتهایی انباشته شده است. این رادیولاریت‌ها به محیط اقیانوسی که احتمالاً در شمال شرقی توسعه داشته، نسبت داده می‌شوند (مطیعی ۱۳۸۲).

در نواحی ساحلی فارس و قسمتهایی از مناطق بلافصل در خلیج فارس شیل لافان^۱ با منشأ آبهای لبشور تا آبهای شیرین در طی کنیاسین - سانتونین رسوب نموده‌اند که بر روی سطح فرسایش یافته‌ای از آهکهای تورونین قرار گرفته‌اند. بر روی این شیلها آهکهای کم‌عمق سازند ایلام (سانتونین) رسوب یافته‌اند. در پایان مائستریشتین پسروی عمومی صورت گرفته که نتیجه آن پیدایش یک ناپوستگی فرسایشی وسیع در نواحی فارس و فروافتادگی دزفول است. بطور کلی با مقایسه ضخامت رسوبات نهشته شده کرتاسه بالایی، نازک‌شدگی عمومی فروافتادگی دزفول و نواحی جنوبی فارس قابل استنباط است (مطیعی، ۱۳۸۲).

۱-۳- چینه‌شناسی سازند سروک در برش الگو و دیگر نواحی زاگرس

نام سازند سروک از تنگ سروک واقع در قسمت مرکزی دامنه جنوبی کوه بنگستان واقع در شمال غربی شهرستان بهبهان در استان خوزستان اقتباس شده است (James & Wynd, 1965).

سازند سروک در قبل جزیی از آهک بنگستان، بخشی از آهکهای هیپوریت‌دار، بخشی از آهکهای رودیست‌دار، بخشی از آهک لشتگان، بخشی از آهکهای کرتاسه میانی و یا آهک سیاه‌کوه خوانده می‌شده است (مطیعی ۱۳۸۲).

سازند سروک در منطقه زاگرس دارای دو رخساره کاملاً متفاوت است: رخساره کم‌عمق نریتیک (مشابه برش الگو) و دیگری رخساره عمیق تر پلاژیک که در منطقه لرستان رخنمون دارد (شمیرانی، ۱۳۶۳).

الف: رخساره کم‌عمق یا نریتیک

^۱ نام شیل لافان که به عنوان سازند یا بخش توسط کارشناسان شرکت ملی نفت و مطیعی (۱۳۷۴ و ۱۳۸۲) معرفی می‌شود، در فرهنگ چینه‌شناسی ایران وجود ندارد. در این مطالعه نیز با نام شیل لافان ذکر می‌شود.