چینه‌شناسی، دیرینه‌زیست جغرافیا و دیرینه جغرافیای ردیف سنگی کرتاسه میانی (بارمین- آلبین) در ایران مرکزی

نوشته: کاظم سید امامی*

چکیده:

ردیف رسوبی کرتاسه میانی (بارمین ـ آلبین) در مرکز ایران یک چرخه بزرگ کم‌وبیش پیوسته را می‌سازد که بطور طبیعی میان رویدادهای سیمرین پسین (Late Cimmerian) و اطریشی (Austrian) محدود شده است. ضخامت این ردیف از چند صدمتر تا بیش از هزار متر در تغییر است و در مجموع آشکوب‌های بارمین، آپتین و آلبین را در بر می‌گیرد. در پاره‌ای از موارد، به علت ارتباط تنگاتنگ ، بخشی از آشکوب‌های اوتریوین و سنومانین نیز در این ردیف منظور شده است.

سنگ‌های این ردیف در همه جا با یک ردیف پیش‌رونده و عمدتاً متشکل از ماسه‌سنگ و کنگلومرای قرمز و سبز شروع می‌شود و به تدریج به آهک‌های منیفرساز رودیست ـ اوربیتولینا با رخساره اورگونین (Urgonian facies) به سن بارمین و آپتین تبدیل می‌گردد.

در اواخر آپتین و شروع آلبین به علت پائین رفتن سطح آب اقیانوس و کاهش دما در سطح جهانی، تشکیل سنگ‌های کربناته بطور ناگهانی خاتمه می‌یابد و به رسوبات تیره‌رنگ رسی و مارنی تبدیل می‌شود که تا اواخر آلبین ادامه دارد. ردیف سنگی سنومانین معمولاً بصورت پیشرونده بر روی سطح فرسوده شده سنگ‌های آلبین و یا قدیمی‌تر قرار دارد و اغلب از ماسه‌سنگ، مارن و آهک‌های گلوکونیتی ساخته شده است.

در مورد ارتباطات دیرینه زیست جغرافیایی فون آمونیتی آشکوب‌های بارمین و آپتین می‌توان گفت که بیشتر از جنس‌های جهانی(Cosmopolitan) هستند.در شروع آلبین شرایط بطور ناگهانی تغییر می یابد و فون آمونیتی موجود بطور کامل و در حد گونه ارتباط نزدیکی را با فون‌های مناطق معتدل تا سرد اروپای شمالی و بورآل (boreal) نشان می‌دهد که کم و بیش تا آخرآلبین دوام می‌یابد در آشکوب سنومانین هر چند فون های اروپای شمالی هنوز بطور مشخص غالب هستند ولی در کنار آنها تعداد زیادی از جنس‌های دارای گسترش جهانی نیز مشاهده می‌شود.

Abstract

Middle Cretaceous Sedimentary rocks are widely distributed in Central Iran. They constitute a more or less continuos sequence, being bounded by two events, one at the base (i.e. late Cimmerian) and the other at the top (i.e. Austrian). The sequence attaining thicknesses of several hundred meters up to 1000m and more. It can be roughly divided into three lithostratgaphic units: a basal unit of pink sandstones and conglomerates (? Hauterivian/ Barremian), a middle unit of predominantly cliff-forming Rudist- Orbitolina - bearing limestones (Barremian- Aptian) and an upper unit of dark

Stratigraphy, Paleobiogeography and Paleogeography of the "Middle Cretaceous Strata" (Barremian-Albian) in Central Iran

By: . K. Seyed-Emami *

glauconitic claystones and shales (upper Aptian- Albian).

The basal pink and vari- coloured sandstones and conglomerates (few meters to 500m) transgress everywhere upon an erodeded paleorelief. The latter is established by the late- Cimmerian and or probably, even mid- Cimmerian (Lutian) orogenic movements. Upwards the detrital sequence gradually passes into well- bedded to massive and cliff- forming limestones (Rudist- Orbitolina-bearing limestones) in Urgonian facies (300m to 1000m thick).

The peak of the Urgonian facies in Central Iran is reached during Barremian and early Aptian, where extensive shallow- water carbonate platforms were established on the middle and late Cimmerian Paleorelief.

Many sea- level fluctuations characterize the middle and upper Aptian rocks, which are indicated by several siliciclastic and marly intercalations. The Urgonian facies ceases rather abruptly, around the Aptian- Albian boundary. It is followed by dark claystones and calcareous shales (150-200m).

Cenomanian Stage is once again of transgressive nature everywhere. It consists of glauconitic sandstones, limestones and marls, transgressing on a partly eroded Albian or older strata (Austrian event).

Variations in thickness and lithology, with occasional metamorphism and volcanic activity may reflect an active, synsedimentary tectonic (riftings) environment.

The paleobiogeographic relationships of the ammonite faunas allow determination of the paleogeographic position in Central Iran for the Middle Cretaceous.

As a result of prevailing Urgonian facies, in Barremian and Aptian times ammonites are very scarce. The fauna consists of more of less cosmopolitan generas belonging to the families Deshayesitidae, Cheloniceratidae and Parahoplitidae.

In the early Albian the boreal ammonites i.e. Leymeriellidae and Hoplitidae show close relations to the East Caspian Area as well as North Europe.

In the middle Albian, besides cosmopolitan families, such as Brancoceratidae and Lyelliceratidae the boreal Hoplitidae are present as well. During late Albian besides scarce Hoplitidae, the dominance of the Desmoceratidae and Hamitidae is remarkable. Thus these show clear relationship to the Mediterranean area (Hamites- Beudanticeras Province) of Wiedmann (1988).

مقدمه

بخش بزرگی ازیافته‌های علمی این نوشته مبتنی بر مطالعاتی است که نگارنده قریب به ۲۵ سال برروی چینه‌شناسی و فون آمونیتی ردیف‌های سنگی کرتاسه میانی در ایران انجام داده است.این مطالعات در قالب یک طرح پژوهشی دانشگاه تهران در طول سال‌های ۱۳۷۰ تا ۱۳۷٤، با همکاری سازمان زمین شناسی کشور و دانشگاه مونیخ تکمیل شده است.

در طول این مطالعات حدود ٦۲ جنس و ۱۷۱ گونه از آمونیت های بارمین تا سنومانین ایران مرکزی جمع آوری،بررسی و توصیف شده است که تاکنون در قالب ۱۸ مقاله علمی و بیشتر در نشریات علمی بین المللی به چاپ رسیده است.

در این مقاله کوشش شده است تا خلاصه‌ای از چینه شناسی، شرایط محیط رسوبگذاری،ارتباطات دیرینه‌زیست جغرافیایی و موقعیت دیرینه جغرافیایی ردیف سنگی کرتاسه میانی در ایران مرکزی ترسیم شود.

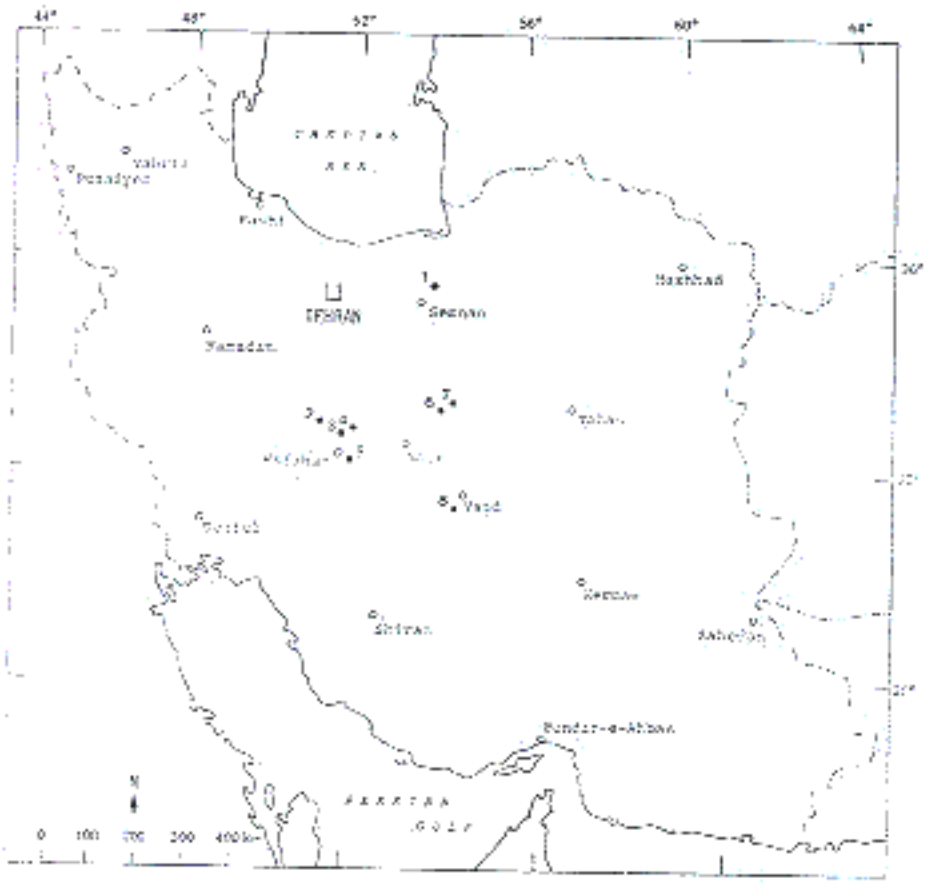
تمام نتیجه‌گیری‌های چینه‌شناسی و دیرینه‌زیست جغرافیایی مبتنی بر آمونیت‌ها بوده و برای دقت بیشتر فقط از جنس و گونه‌هایی استفاده شده است که بطور دقیق مطالعه شده و همراه با عکس به توصیف آمده است. به همین مناسبت از توجه به فسیل‌هایی که فاقد توصیف فسیل‌شناسی و عکس هستند تقریباً پرهیز شده است.

گسترش ردیف سنگی کرتاسه میانی در مرکز ایران

سنگ‌های رسوبی کرتاسه میانی در مرکز ایران یک چرخه بزرگ (Mega- cycle) رسوبی ـ ساختاری را می‌سازد که توسط دو رویداد مهم زمین‌ساختی محصور شده است.

این ردیف سنگی در مواردی بیش از هزار متر ضخامت داشته و گسترش نسبتاً وسیعی را داراست(شکل ۷). پاره‌ای از این سنگها، با روند شمال باختری ـ جنوب خاوری، از خاور همدان شروع شده و از مسیر اراک، گلپایگان، اصفهان و شهرضا تا آباده ادامه می‌یابد که در واقع در محدودهٔ زون سنندج ـ سیرجان * قرار دارد. بخشی دیگر از جنوب باختری کاشان، میمه و سُه تا باختر اردستان (منطقه زفره) گسترده است. قسمتی دیگر از جنوب خور (باختر گسل چاپدونی و شمال گسل اردیب) با ضخامت زیاد شروع شده و با یک روند تقریباً شمالی ـ جنوبی تا خاور اردکان و یزد ادامه دارد. بخش دیگری از این سنگ‌ها در باختر گسل کلمرد، بافق و کرمان گسترده است. در جنوب خاوری سمنان (منطقه جام) نیز این سنگ‌ها در محدوده نسبتاً کوچکی دارای رخنمون هستند.

شایان ذکر است که ردیفی از این سنگ‌ها در یک نوار باریک



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برش‌های کرتاسه میانی (۱= جام، ۲= سُه، ۳و۴ = دیزلو و باقرآباد (شمال اصفهان)، ۵= کلاه قاضی، ۶ و ۷ = خور و بیاضه، ۸ = شیره کوه یزد)

در باختر گسل چاپدونی ـ از جنوب خور تا بیاضه و خاور یزد- بطور مشخص دچار دگرگونی شده و گاهاً دارای رخساره‌های فلیشی هستند.

ترکیب ردیف سنگی کرتاسه میانی در ایران

ردیف سنگی کرتاسه میانی در ایران مرکزی در مجموع از سه واحد چینه سنگی مشخص ساخته شده است که عبارت است از:

الف ـ سنگ‌های آواری سرخ‌فام و الوان پایه کرتاسه میانی (گاهاً با میان لایه‌های آهکی و مارنی) به سن اوتریوین تا بارمین.

ب ـ آهک‌های ستیغ ساز رودیست ـ اوربیتولینا (گاهاً با تناوب‌های مارنی) به سن بارمین تا آپتین.

ج ـ شیل و مارن‌های تیره‌رنگ با رنگ هوازدگی سبز زیتونی (آپتین تا آلبین).

الف ـ سنگ‌های آواری و رنگارنگ پایه کرتاسه میانی

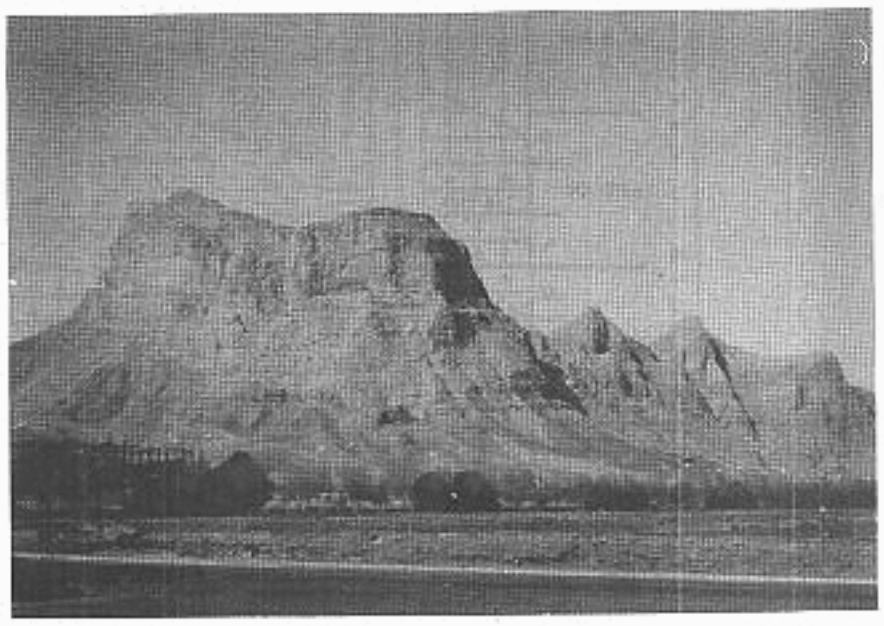
در تمامی نقاط مرکز ایران، در پایه آهک‌های رودیست ـ اوربیتولینا، یک ردیف از سنگ‌های آواری ارغوانی و یا رنگارنگ به ضخامت چندمتر تا چند صدمتر قرار دارد که معرف پیش روی دریای کرتاسه میانی برروی یک خشکی (Paleorelief) ایجاد شده مربوط به حرکات سیمرین (قبل از بارمین) است. این واحد بیشتر از ماسه‌سنگ و کنگلومراهای سرخ‌فام ساخته شده ولی در پاره‌ای از موارد دارای

---

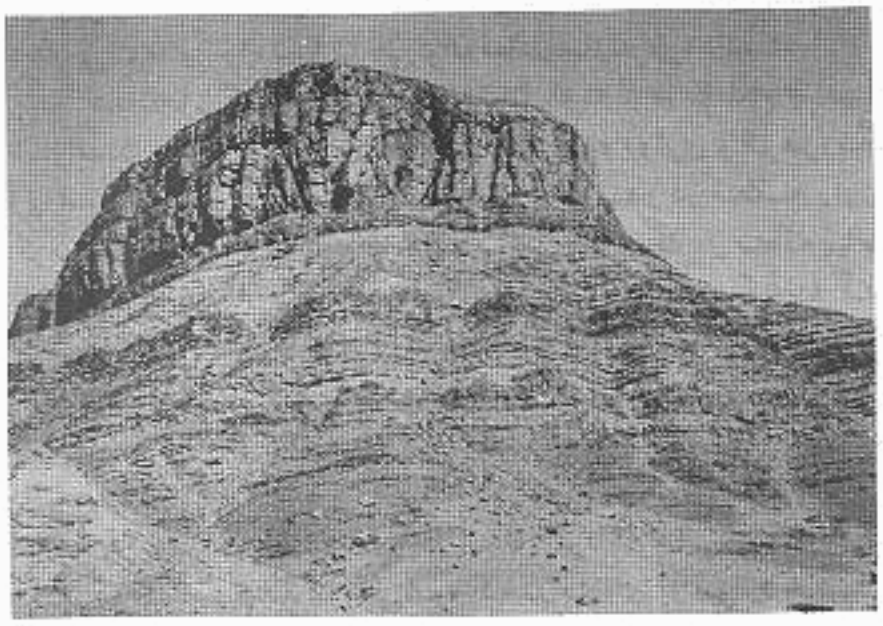
* در مورد زون سنندج ـ سیرجان (لااقل در گستره همدان تا گسل نائین- بافت) باید گفته شود که در طول دوران مزوزوئیک علاوه بر رخساره‌های موجود سنگی و رویدادهای زمین‌ساختی فون‌های آمونیتی موجود نیز کاملاً مشابه فون‌های شناخته شده از سایر مناطق مرکزی و شمالی ایران است و بطور مشخص با انواع شناخته شده از جنوب غربی ایران اختلاف دارد.

میان لایه‌های آهکی و مارنی با فسیل‌های دریایی است و با ناهم‌سازی بارز و یا بطور دگرشیب برروی سنگ‌های ژوراسیک و یا قدیمی‌تر قرار گرفته است.

ضخامت این واحد در جنوب اصفهان (کوه صفه؛ عکس ۱) از چند متر تجاوز نمی‌کند ولی در خاور و باختر اصفهان این واحد چندین ده متر ضخامت یافته و دارای میان‌لایه‌های آهکی و مارنی با فسیل‌های دریایی است (Seyed-Emami et al., 1971). در شمال اصفهان در منطقه زفره و گردنه‌شیر (شمال دهکده دیزلو) این واحد طبق گزارش Stocklin (1954) ۳۰۰ تا ٤۰۰ متر ضخامت دارد (عکس ۲). Davoudzadeh & Tatevossian (1966) نیز برای همین واحد در منطقه گردنه‌شیر ضخامت ۲۵۰ تا ۳۰۰ متر را ذکر می‌کنند. قدری شمالی‌تر در منطقه شُه ضخامت این واحد طبق گزارش Zahedi (1973) از چندین ده متر تجاوز نمی‌کند. در منطقه خور و بیاضه ضخامت این واحد تا ۵۰۰ متر افزایش می‌یابد (Aistov et al., 1984 ; Mohafez & Moshtagian 1963). این واحد در باختر بیاضه و در دامنه جنوبی شاه‌کوه حدود ۵۰۰ متر ضخامت داشته و دارای لایه‌های متعدد آهکی و مارنی با فسیل‌های دریایی به سن اوتریوین و بارمین است و توسط (Aistov et al., 1984) سازند نقره نام گرفته است. در جنوب و جنوب باختری یزد، Nabavi (1972) نام سازند سنگستان (نام غیر رسمی) را بر این واحد نهاده است. ضخامت این واحد در جنوب تفت (دامنه شمالی شیرکوه) طبق گزارش مجیدی‌فرد (۱۳۷٦) حدود ۳۰ متر است ولی در جنوب باختری تفت به مقدار قابل توجهی افزایش می‌یابد و در بخش بالایی دارای تعداد زیادی لایه‌های آهکی و مارنی است (پرتوآذر- ابوتراب، ۱۳٦۰؛ تهرانی- وزیری مقدم، ۱۳۷۲). در ۳۰ کیلومتری جنوب باختری تفت و در جنوب باختری دهکده علی‌آباد (محل برش الگوی سازند «سنگستان»)، پرتوآذر و ابوتراب (۱۳٦۰) ضخامت این واحد را ۱۱۰۰ متر ذکر کرده و آن را نوعی رخساره پرونده به سن ژوراسیک پسین می‌دانند.



عکس ۱- کوه صفه، جنوب اصفهان (آهک‌های لایه کلفت تا یکپارچه رودیست - اوربیتولینا)



عکس ۲- کرتاسه دیزلو، شمال اصفهان (ماسه سنگ‌های ارغوانی قاعده کرتاسه با گذر تدریجی به آهک‌های رودیست - اوربیتولینا).

براساس مشاهدات نگارنده ضخامت سازند «سنگستان» در محل برش الگو از حدود ٦۰۰ متر متجاوز نیست و از دو واحد مجزا ساخته شده است. واحد قدیمی‌تر که حدود دوسوم کل برش را می‌سازد از تناوب ماسه‌سنگ‌های آرکوزی قرمز و سبز و کنگلومرا با میان لایه‌های سیلتی و شیلی ساخته شده است. این واحد برروی سطح فرسوده شده گرانیت شیرکوه قرار داشته و توسط یک افق کنگلومرایی خشن بضخامت ۵ متر از واحد بالایی جدا می‌شود. قطر عناصر این کنگلومرا ممکن است تا ۲۰ سانتیمتر باشد که در این میان بخصوص یک آهک سیاه رنگ دارای فوزولینیدا جلب توجه می‌کند. در رأس این کنگلومرا یک سیل مافیک (گدازه ؟) به ضخامت حدود ٤ متر قرار دارد.

واحد بالایی با یک تناوب از ماسه‌سنگ‌های قرمز و سبز (دارای عناصر توف) شروع می‌شود و در بخش‌های انتهایی دارای لایه‌های متعدد مارنی و آهکی است. سن این واحد براساس فسیل‌های ذره‌بینی متعدد توسط تهرانی - وزیری‌مقدم (۱۳۷۲) و مجیدی‌فرد (۱۳۷٤) والانژینین(؟) تا بارمین زیرین گزارش شده است. با توجه به گذر تدریجی این واحد با آهک‌های رودیست اوربیتولینا شاید سنی معادل اوتریوین تا بارمین درست‌تر باشد. به نظر نگارنده واحد قدیمی‌تر می‌تواند معادل سازند چاهپلنگ به سن ژوراسیک میانی تا پسین و واحد جوانتر معادل سازند نقره به سن نئوکومین پسین باشد که توسط Aistov et al .(1984) از چهار گوش خور گزارش شده است.

در حدود ۹۰ کیلومتری جنوب یزد (باختر جاده یزد - کرمان، گدار سبز در نقشه چهارگوش یزد)، طبق مشاهدات نگارنده در زیر آهک‌های دارای رودیست - اوربیتولینا یک ردیف رسوبی به ضخامت چند صدمتر قرار دارد که متناوباً از ماسه‌سنگهای درشت دانه، شیل‌های رسی سبزرنگ و لایه‌های ۲ تا ۳ متری بیوهرم‌های تیره‌رنگ ساخته شده است. در ساختمان بیوهرم‌ها علاوه بر استروماتولیت‌ها، اسفنج‌ها (Chaetetide) و مرجانها، تعداد زیادی فسیل

براکیوپودا، خار اکینیدا و صدف‌های درشت (Ostreida, Pectinida) دیده می‌شود. این واحد را نیز می‌توان معادل سازند نقره دانست.

همان‌طور که قبلاً توسط Seyed -Emami et al. (1971:12) عنوان شده است می‌باید میان ردیف‌های پسرونده آواری و قرمزرنگ ژوراسیک میانی و بالایی مانند سازند بیدو در منطقه راور- کرمان (Huckriede et al., 1972) و سازند چاه پلنگ در منطقه بیاضه (Aistov et al., 1984) با واحدهای آواری سرخ رنگی که با گذر تدریجی در پایه آهک‌های رودیست- اوربیتولینا قرار گرفته است اختلاف قائل شد. ردیف قدیمی‌تر عموماً از رخساره‌های پس‌رونده و قاره‌ای به دنبال حرکات سیمرین میانی (لوتین: سیدامامی و علوی نائینی، ۱۹۹۰). ساخته شده است، در صورتیکه واحد جوان‌تر در ارتباط با پیش‌روی گسترده دریا در ابتدای کرتاسه میانی است.

در خاتمه متذکر می‌شود که در پاره‌ای از موارد خشکی (Paleorelief) موجود مربوط به حرکات سیمرین پسین نبوده بلکه درارتباط با حرکات سیمرین میانی است که تا زمان پیش‌روی دریای کرتاسه میانی پایدار بوده است.

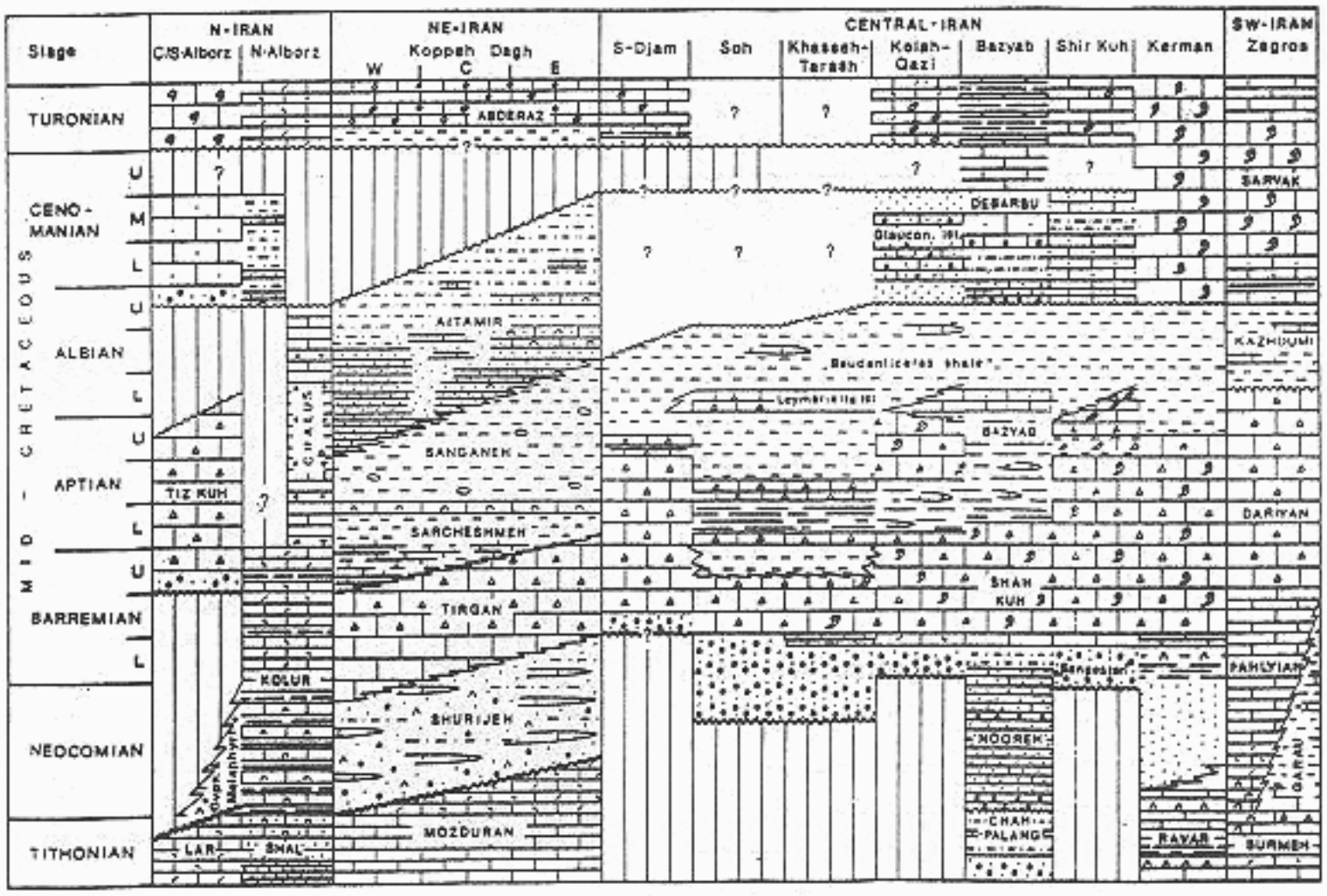
ب ـ آهک‌های رودیست- اوربیتولینا

یکی از شاخص‌ترین واحدهای سنگی ایران مرکزی که اغلب بصورت ارتفاعات و ستیغ‌ها ظاهر می‌شود، آهک‌های رودیست- اوربیتولینا با رخساره اورگون است. این واحد در همه‌جا با گذر تدریجی برروی ماسه‌سنگ و کنگلومراهای پایه کرتاسه میانی قرار دارد و ضخامت آن از چند صدمتر تا بیش از هزار متر در جنوب باختری تفت (تهرانی- وزیری مقدم، ۱۳۷۲) در تغییر است.

شروع این آهک‌ها، همانطور که توسط سیدامامی و همکاران (۱۹۷۱) برای اولین بار عنوان شده است، در بارمین بوده و متناوباً تا آپتین ادامه می‌یابد. در موارد نادر ممکن است تشکیل این آهک‌ها تا آغاز آلبین ادامه یابد (جنوب تفت).

در این زمان یک دریای گرم و کم‌عمق بیشتر مناطق ایران مرکزی را بصورت یک پلاتفرم آهکی (Carbonate platform) وسیع می‌پوشانده است. شرایط مشابهی را می‌توان در این زمان در پلاتفرم‌های موجود در جنوب غربی ایران (زاگرس)، شمال ایران (البرز) و شمال‌شرقی ایران (کپه‌داغ) مشاهده نمود (شکل ۲). بهمین مناسبت در این زمان در تمام خاک ایران رخساره‌های سنگی و محتویات فسیلی آنها نزدیکی زیادی را با هم نشان می‌دهد. چنین یکنواختی در لیتولوژی سنگ‌ها و فون‌ها در تمامی دوران مزوزوئیک ایران بی‌مانند است.

این واحد در منطقه اصفهان توسط سیدامامی و همکاران (۱۹۷۱) «آهک‌های اوربیتولینا» نامیده شده است؛ در منطقه جام



شکل ۲ـ انطباق چینه‌سنگی ردیف سنگی کرتاسه زیرین و سنومانین در ایران

توسط Alavi-Naini (1972) «آهک پربا» نام گرفته است و توسط Zahedi (1973) در منطقه سُه بنام «مارن و آهک هومند» معرفی شده است.

در جنوب یزد نبوی (۱۹۷۲) به این واحد «سازند تفت» گفته است و Aistov et al. (1984:53) این واحد را بنام سازند شاه‌کوه معرفی کرده‌اند.

هر چند در گذشته سن این واحد اغلب آپتین تا سنومانین ذکر شده است ولی براساس مطالعات و مشاهدات متعدد نگارنده و برخی از متخصصین دیگر، بخش عمده آهک‌های چهره‌ساز رودیست ـ اوربیتولینا به بارمین و آپتین زیرین تعلق دارد و در موارد کمی ممکن است تا آلبین زیرین ادامه یابد.

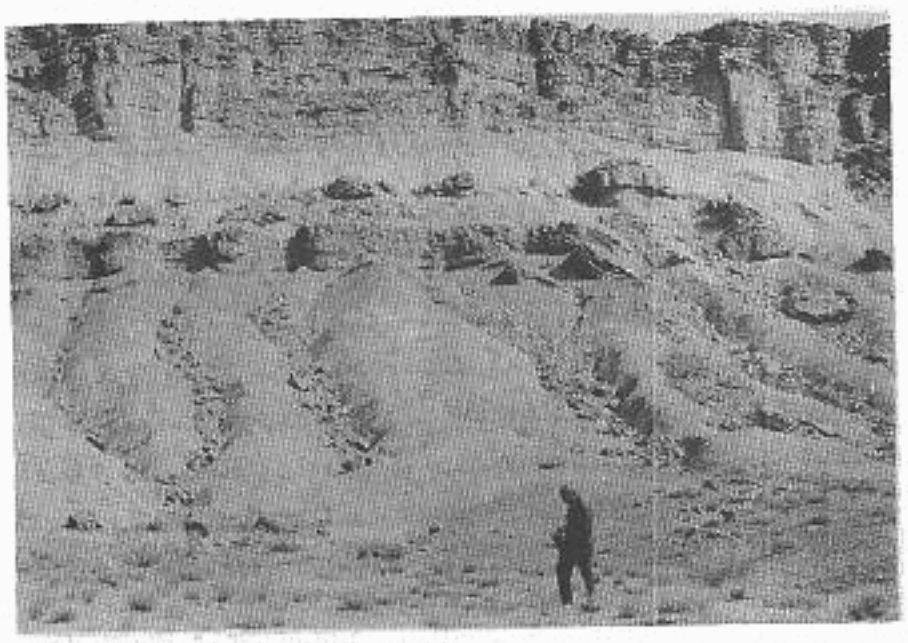
ج ـ شیل و مارن‌های آپتین تا آلبین

برروی آهک‌های رودیست ـ اوربیتولینا یک واحد مشخص از شیل و مارن‌های رسی تیره‌رنگ با رنگ هوازدگی متمایل به سبز زیتونی و زرد قرار دارد. ضخامت این واحد در بیشتر موارد ۱۰۰ تا ۱۵۰ متر است ولی در مناطق سُه و باختر بیاضه (بازیاب) ممکن است تا بیش از ۵۰۰ متر افزایش یابد. در رأس این واحد، اغلب بطور ناهمساز، ماسه‌سنگ، مارن و آهک‌های گلوکونیتی به سن سنومانین قرار دارد(عکس ۳).

این واحد شیلی ـ مارنی در بیشتر موارد بخشی‌هایی از آشکوب آلبین را در بر می‌گیرد ولی در مواردی ممکن است تا آپتین زبرین و حتی میانی پائین رود (مانند برش‌های بازیاب ، سُه و جام).

این واحد دارای نام‌های غیر رسمی متعددی است: در منطقه کرمان Huckriede et al. (1962) آن را «مارن‌های سبزرنگ کرتاسه زیرین» نامیده‌اند، در جنوب خاوری اصفهان (منطقه کلاه قاضی) توسط Seyed- Emami et al.,(1971) «شیل‌های بویدانتی سراس» نام گرفته است، در شیرکوه یزد Nabavi (1972) آن را «سازند دره زنجیر» نامیده است، در جنوب جام توسط Alavi-Naini (1972) « شیست‌های امدوان » نام گرفته است و در خاور سُه Zahedi (1973) از آن تحت عنوان « مارن و آهک‌های آلبین » یاد کرده است.

در جنوب خور (بازیاب) این واحد توسط Aistov et al., (1984) سازند بازیاب نام گرفته است. در منطقه بیاضه این واحد دارای ضخامت زیادی بوده و بطور مشخص دگرگون شده است و Haghipour (1974) آن را « شیل‌های بیابانک » نامیده است. همین واحد قدری شمالی‌تر (در جنوب خاوری خور) دارای رخساره فلیشی است و توسط Aistov et al., (1984) سازند میرزا نام گرفته است.



عکس ۳- بازیاب، باختر بیاضه (مارن‌های زیتونی رنگ آلبین و تبدیل آن به ماسه سنگ‌های گلوکونیتی سنومانین).

توصیف تعدادی از برش‌های کرتاسه میانی در ایران مرکزی

۱ـ منطقه اصفهان

سنگ‌های کرتاسه میانی به‌صورت یک واحد چهره‌ساز در منطقه اصفهان گسترش داشته و به دفعات در نوشته‌های مختلف به آنها اشاره رفته است:

Stahl (1897), de Bockh et al. (1929), Kuhn (1933), Clapp (1940), Furon (1941), Soder (1954), Stocklin (1954), Gansser (1955), Davoudzadeh and Tatevossian (1966), Mehrnush & Tehrani (1970), Zahedi (1973).

این سنگ‌ها برای اولین بار در منطقه کلاه قاضی (بخش خاوری شاه‌کوه، ۲۱ کیلومتری جنوب خاوری اصفهان) توسط Seyed -Emami et al., (1971) بطور سیستماتیک مورد بررسی قرار گرفته است. بخش بزرگی از آمونیت‌های این منطقه بتدریج توسط نگارنده و یا سایر همکاران مطالعه و توصیف شده است:

Seyed- Emami (1977, 1980, 1982), Kennedy et al. (1979), Seyed-Emami and Immel (1985, 1996).

ردیف سنگی کرتاسه میانی در منطقه کلاه‌قاضی طبق مطالعات Seyed- Emami et al. (1971) حدود ۷۰۰ متر ضخامت داشته و از قدیم به جدید به بخش‌های زیر تقسیم شده است (شکل ۳،VI):

کمر پائین: سنگ‌های سیلیسی ـ آواری گروه شمشک

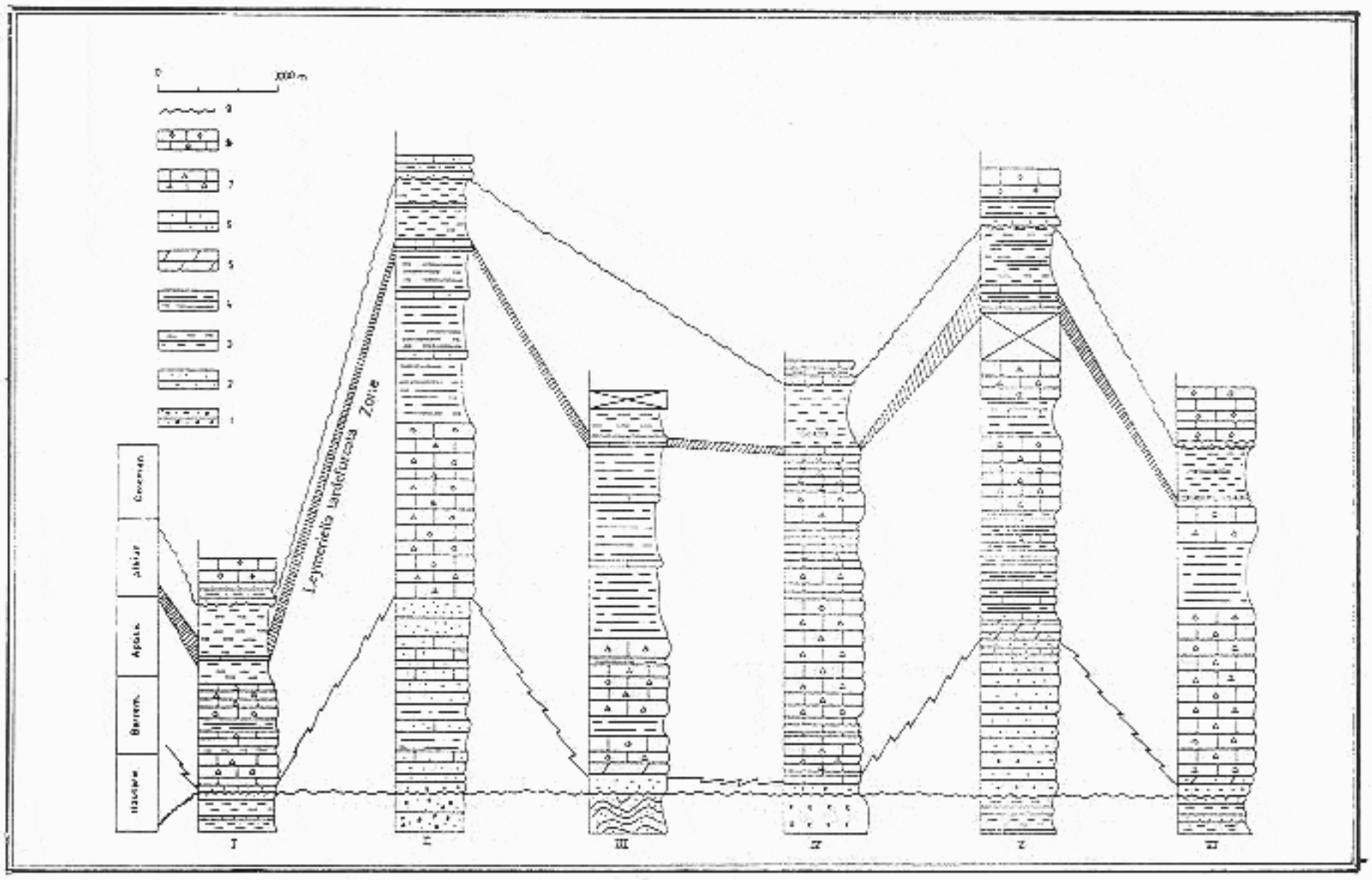
۱ـ ماسه‌سنگ و کنگلومرای ارغوانی پایه (حدود ۲۰ متر)

۲ـ آهک‌های اوربیتولینای زیرین (حدود ۳۰۰ متر):

شروع این بخش با حدود ۲۰ متر سنگ‌های دولومیتی آجری رنگ و ماسه‌ای است که به تدریج تبدیل به آهک‌های مطبق و کلفت لایه رودیست ـ اوربیتولینا می‌گردد. از داخل این بخش علاوه بر رودیست‌ها (Agripleura, Toucasia)، اوربیتولینیدای زیر توسط ف. بزرگ‌نیا مطالعه شده است. Paloritolina lenticularis (Blumenbach), Paldictyoconus cf. arabicus (Henson). سن این بخش با توجه به میکروفسیل‌های موجود و هم‌چنین آمونیت‌های یافت شده از داخل بخش مارنی کمر بالا، بارمین است.

۳ـ مارن‌های خاکستری با تناوب میان لایه‌های آهک اوربیتولینا (۱۰۰ تا ۱۵۰ متر):

از این بخش علاوه بر اوربیتولینیدا تعدادی آمونیت از نقطه‌ای واقع در ۲۰ کیلومتری جنوب باختری کلاه قاضی جمع‌آوری شده است:



شکل ۳ـ ستون چینه‌شناسی و انطباق تعدادی از برش‌های کرتاسه میانی در ایران
(۱= کنگلومرا، ۲= ماسه‌سنگ، ۳= شیل، ٤= مارن، ۵= دولومیت، ٦= آهک ماسه‌ای ، ۷= آهک رودیست - اوربیتولینا، ۸= آهک اینوسراموس، ۹= ناهمسازی، دگرشیبی)
(I = جام ، II= شاه‌کوه بیاضه، III= سُه، IV= شیرکوه یزد، V= دیزلو ، VI= کلاه‌قاضی)

Prodeshayesites tenuicostatus (Koenen), P. bodei (Koenen), Deshayesites cf. deshayesi (Orbigny).

سن این بخش با توجه به آمونیت‌های فوق آپتین زیرین است.

٤ـ آهک‌های اوربیتولینای زبرین (حدود ۱۰۰ متر):

این بخش بیشتر از آهک‌های یکپارچه بیوژنیک و رسیفال روشن ساخته شده است. از این بخش علاوه بر مرجان‌ها و پلیسی‌پودا و گاستروپودای درشت (Nerinea)، اوربیتولینیدای زیر توسط بزرگ‌نیا تعیین شده است:

Mesorbitolina texana (Roemer), Dictyoconus pachymarginalis Schroeder, Orbitolina discoidea Gras, O.conoidea Gras.

در دامنهٔ جنوبی کلاه قاضی (شمال خاوری مجیدیه)، بخش بالایی این آهک‌ها بطور هم‌انگشتی تبدیل به آهک‌های تیره‌رنگ سیلیسی با رنگ هوازدگی آجری می‌گردد. از داخل این آهک‌ها که بطور مشخص در زیر شیل‌های آلبین قرار دارد، آمونیت‌های زیر به سن آلبین توسط Seyed- Emami (1980) یافت شده است

Lyemeriella tardefurcata (Leymerie), Neoleymeriella regularis (Brugiere):'

بدین ترتیب سن آهک‌های اوربیتولینای زبرین آپتین بالایی بوده و تا آغاز آلبین ادامه می‌یابد.

۵ـ شیل‌های بویدانتی سراس (حدود ۱۲۰ متر):

این واحد از شیل‌های خاکستری تیره و یکنواخت با رنگ هوازدگی زیتونی ساخته شده است که گاهاً دارای لایه‌های آهکی نازک لایه است. رنگ هوازدگی این آهک‌ها آجری است و سطح آن‌ها توسط گاستروپودای کوچک (turritelid) پوشیده شده است. به جز تعدادی Trigonia، این بخش طبق مطالعات Seyed-Emami and Immel (1996) دارای آمونیت‌های زیر است:

Beudenticeras beudanti (Brongiart), B. arduennense Breistroffer, B. newtoni Casey, Uhligella walleranti (Jacob), U. sohensis Seyed-Emami & Immel, Hoplites ex gr. dentatus (Sowerby), Lyelliceras lyelli (Leymerie), Douvilleiceras mammillatum

(Schlotheim), D.aequinodum (Quenstedt)

این آمونیت‌ها به بخش جوانتر آلبین پیشین تا بخش قدیمی آلبین پسین تعلق دارند.

۶ـ آهک گلوکونیتی (حدود ۲ متر):

این واحد با ناهمسازی مشخص (مربوط به رویداد اطریشی) برروی شیل‌های بویدانتی سراس قرار گرفته است. برروی این واحد با یک ناهمسازی دیگر، آهک‌های خاکستری‌رنگ و کلفت لایه تورنین (آهک اینوسراموس) قرار دارد.

شروع این واحد با یک افق ماسه‌سنگ گلوکونیتی به‌رنگ سبز تیره به ضخامت ۳۰ تا ۵۰ سانتیمتر است، سپس حدود یک متر آهک سخت گلوکونیتی و قلوه‌ای قرار دارد که دارای تعداد زیادی فسیل آمونیت و فسیل‌های دیگر است. در خاتمه مجدداً حدود ۳۰ تا ۵۰ سانتیمتر ماسه‌سنگ گلوکونیتی قرار گرفته است. آهک گلوکونیتی همان طوری که توسط Seyed- Emami et al. (1971) بیان شده است یک افق فشرده (condensed)است که برروی یک تختگاه زیردریایی (Swell) ساخته شده است.

از داخل آهک گلوکونیتی تاکنون ۲۱ جنس و ۷۰ گونه آمونیتی توسط Seyed-Emami & Immel (1985) Seyed-Emami (1977, 1982), Kennedy et al., (1979); به توصیف آمده است.

همانطور که قبلاً توسط Seyed-Emami et al., (1971) بیان شده و بعدها توسط Seyed- Emami & Immel (1985) تائید شده است و برخلاف نظر Kennedy et al., (1979)، آهک گلوکونیتی علاوه بر جوانترین بخش آلبین زبرین (Vraconian) یعنی زون Dispar، سنومانین زیرین یعنی زون Mantelli و همچنین سنومانین میانی یعنی زون Rhotomagense را نیز شامل می‌شود.

سنگ‌های سنومانین در شمال اصفهان (منطقه گردنه شیر) چندین ده متر ضخامت داشته و در منطقه خور و بیاضه (سازند دبرسو) توسط Aistov (1984) چند صدمتر ضخامت گزارش شده است.

شایان ذکر است که سنومانین پسین تاکنون در هیچ نقطه از مرکز و شمال ایران اثبات نشده است و بنظر می‌رسد در همه جا یک نبود رسوب‌گذاری وجود دارد.

۲ـ منطقه زفره و گردنه شیر (شمال اصفهان):

حدود ۵۰ کیلومتری جاده آسفالته اصفهان ـ اردستان و در شمال باختری دهکده دیزلو برش بسیار زیبایی از سنگ‌های کرتاسه میانی موجود است (شکل ۳، ۷ و ۷).

شروع این واحد با یک ردیف از ماسه‌سنگ‌های کوارتزی و لایه‌های کنگلومرایی سرخ‌رنگ است که با ناهمسازی مشخص برروی سنگ‌های سیلیسی ـ آواری گروه شمشک قرار دارد. سپس چندین ده‌متر دولومیت‌های نازک لایه و ماسه‌ای به رنگ زرد وجود دارد که آثار زیادی از رد فسیل‌ها (trace-fossil) را دارا است. بتدریج میزان آهک افزایش یافته و تبدیل به آهک‌های مطبق می‌شود که با آهک‌های مارنی و مارن‌های آهکی در تناوب هستند. از داخل این بخش در کنار پلسی‌پودای درشت، گاستروپودا و اکینیدا یک آمونیت یافت شد Matheronites soulieri (Matheron) که معرف بارمین پسین است. سپس ردیفی از آهک‌های لایه کلفت رودیست ـ اوربیتولینادار و برروی آن یک بخش مارنی با میان لایه‌های آهکی قرار گرفته است. بالاترین قسمت را آهک‌های توده‌ای رودیست و اوربیتولینادار می‌سازد.

قدری جنوبی‌تر در فاصلهٔ دهکده‌های باقرآباد و خاصه تراش یک ردیف از آهک و مارن‌های خاکستری روشن با رنگ هوازدگی زرد مایل به سفید، بصورت تپه‌های کوچک جلب توجه می‌کند. ضخامت این واحد که اکثراً چین‌خوردگی شدیدی را نشان می‌دهد حدود ۸۰ متر بوده و بطور مشخص در زیر شیل‌های آلبین قرار دارد. این واحد دارای آمونیت‌های زیادی است که بیشتر آن‌ها به خانواده Leymeriellidae تعلق دارد و به همین مناسبت توسط Seyed-Emami et al., (1971) آهک‌های لایمریلا نام گرفته است. بخشی از آمونیت‌های این آهک توسط Seyed-Emami (1980a) به توصیف آمده است (به لیست آمونیت‌های البین مراجعه شود). بدین ترتیب این آهک‌ها به قدیمی‌ترین بخش آلبین یعنی زون Tardefurcata تعلق دارند. متأسفانه ارتباط این آهکها با طبقات کمر پائین، به علت پوشیده بودن توسط رسوبات آبرفتی کاملاً روشن نیست. در کنار دهکده باقرآباد در زیر این آهکها چندین متر شیل تیره‌رنگ دیده شد که از داخل آن توسط Seyed-Emami (1980b) یک آمونیت یافت شده است: Nolaniceras baquerabadense Seyed-Emami. این آمونیت به بالاترین قسمت آپتین تعلق دارد. با توجه به این افق و این که قدری دورتر در باختر جاده خاکی آهک‌های اوربیتولینا دیده می‌شود، باید احتمال داد که مانند منطقه سُه آهکهای لایمریلا در اینجا نیز توسط چند صدمتر از رسوبات مارنی- شیلی از آهک‌های اوربیتولینا جدا می‌شوند. برروی آهک لایمریلا در خاور خاصه تراش با گذر تدریجی شیل‌های زیتونی رنگ آلبین قرار دارد. از داخل این شیل‌ها توسط نگارنده آمونیت‌های: Beudanticeras, Lyelliceras, Douvilleiceras یافت شده که قسمت‌های جوانتر آلبین زیرین تا آلبین میانی را در بر می‌گیرد. در شمال خاوری دیزلو(کیلومتر ۵۵ جاده اردستان) در یک تپه بشکل کوستا (Questa) و در زیر آهک‌های اینوسراموس‌دار، شیل‌های زیتونی آلبین وجود دارد. از داخل این شیل‌ها توسط داودزاده و نگارنده آمونیت‌های Anahoplites و Semenovites مربوط به قسمت‌های قدیمی‌تر آلبین زبرین یافت شده است.

در شمال این منطقه، در خاور مورچه خورت (نزدیک دهکده سنجده) Zahedi (1973:120) ردیف دیگری از سنگ‌های کرتاسه میانی را توصیف می‌کند که شباهت زیادی به برش دیزلو و کلاه قاضی دارد. این ردیف با ۱۷۰ متر کنگلومرا و ماسه‌سنگ قرمز شروع می‌شود، سپس حدود ۱۵۰ متر آهک اوربیتولینا و در رأس آن حدود صدمتر مارن با لایه‌های آهکی قرار دارد. بالاترین قسمت را حدود صدمتر آهک اوربیتولینا می‌سازد. از داخل مارن‌های میانی آمونیت‌های Cheloniceras sp., Deshayesites sp. به سن آپتین زیرین و میانی گزارش می‌شود.

۳ـ منطقه سُه (جنوب کاشان):

یکی از ردیف‌های زیبا و ستبر کرتاسه میانی در خاور سُه قرار دارد و توسط Zahedi (1973) مطالعه شده است. این ردیف بنا بر

گزارش مذکور ۹۵۰ متر ضخامت داشته و از چهار واحد چینه‌سنگی بشرح زیر ساخته شده است (شکل ۳،III):
کمر پائین: سنگ‌های سیلیسی آواری گروه شمشک

۱ـ کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های پایه (حدود ۵۰ متر): ماسه‌سنگ و کنگلومرای سرخ رنگ که با دگرشیبی روی سنگ‌های گروه شمشک قرار دارد.

۲ـ آهک و مارن‌های هومند (حدود ۳۵۰ متر): این واحد با حدود ۱۰ متر سنگ دولومیتی آهکی و ماسه‌ای شروع می‌شود، سپس حدود ۹۰ متر آهک اوربیتولینا با رنگ خاکستری و لایه‌بندی کلفت قرار دارد. بعد از آن حدود ۵۰ متر مارن و آهک اوربیتولینادار دیده می‌شود. بخش بالایی را یک آهک مارنی رودیست‌ـ اوربیتولینادار به ضخامت ۱۳۰ متر می‌سازد.

۳ـ شیل‌های آهکی سراکه (۴۹۰متر): بخش پائینی این واحد بیشتر از آهک‌های آلیتی اوربیتولینادار ساخته شده است. این بخش همانطوریکه در بالا اشاره شد بهتر است جزو واحد هومند منظور شود. بخش بعدی با ضخامت حدود ۳۸۰ متر از شیل‌های یکنواخت آهکی با تعدادی میان لایه‌های آهکی دارای اوربیتولینا ساخته شده است. Zahedi (1973) از این بخش علاوه بر اوربیتولینیدا، پلسی‌پودا و اکینیدا، آمونیت‌های زیر را گزارش می‌کند: Acanthoplites s., Colombiceras sp., Parahoplites spp.
علاوه بر این از قسمت‌های میانی این بخش آمونیت Parahoplites melchioris (Anthula) توسط Douville (1904) و Seyed-Emami (1980) گزارش شده است. آمونیت‌های ذکرشده به اپتین پسین تعلق دارند.

۴ـ مارن و آهک‌های آلبین (حدود ۶۰ متر): بخش پائینی این واحد را حدود ۳۰ متر آهک آلیتی خاکستری رنگ با میان لایه‌های مارنی می‌سازد. علاوه بر اوربیتولینیدا از این بخش توسط نگارنده آمونیت‌های: Hypacanthoplites sp., Leymeriella sp. یافت شده که به قدیمی‌ترین قسمت آلبین یعنی زون Tardefurcata تعلق دارد. برروی آهک فوق حدود ۳۰ تا ۵۰ متر شیل‌های آهکی تیره‌رنگ با هوازدگی زیتونی متمایل به زرد قرار دارد.

از این بخش Zahedi (1973) تعدادی آمونیت گزارش می‌کند که فقط از آنهایی که دارای تصویر بوده و قابل اعتماد هستند در اینجا نام برده می‌شود:

Beudanticeras newtoni Casey, Brancoceras (Eubrancoccras) versicostatum (Michelin), Lyelliceras lyelli (Orbigny), Douvilleiceras monile (Sowerby).

علاوه بر این آمونیت‌ها از یک افق که در حدود ۵ متری قاعده شیل‌ها قرار دارد، آمونیت‌های زیر توسط Seyed-Emami (1995) جمع‌آوری و توصیف شده است: Protanisoccras sp, Kosmatella sp., Beudanticeras spp., Brancoceras (Eubrancoceras) Versicostatum (Michelin), B.(E.) cf. aegoceratoides (Steinmann), Prolyelliccras gevreyi (Jacob), Lyelliceras cotteri Spath, Lyelliceras sp. ex gr. lyelli (Orbigny).

مضاف بر این یک آمونیت دیگر نیز از همین محل قبلاً توسط زاهدی جمع‌آوری شده بود که توسط Seyed-Emami and Immel (1996) به‌عنوان یک گونه جدید توصیف شده است:

Uhligella sohensis Seyed-Emami & Immel

با توجه به آمونیت‌های مذکور بخش شیلی فوق به قسمت‌های جوانتر آلبین زیرین یعنی زون Mammillatum و قدیمی‌تر آلبین میانی یعنی زون Dentatus تعلق دارد.

البته باید متذکر شد که شیل‌های آلبین در این مکان با ضخامت واقعی موجود نیستند و بخش بالایی آن توسط کنگلومرای پالئوژن پوشیده است.

کمر بالا: کنگلومرای پالئوژن

۴ـ منطقه خور و بیاضه (شمال گسل اردیب)

سنگ‌های کرتاسه میانی در جنوب خور و باختر بیاضه با ضخامت زیاد وجود داشته و توسط

Mohafez and Moshtagian (1963), Reyre and Mohafez (1972), Tehrani (1977), Aistov et al., (1984)

مطالعه شده است.

آنچه در این منطقه و در باختر گسل چاپدونی جلب توجه می‌کند ضخامت بسیار زیاد سنگ‌های کرتاسه است که تا ده هزار متر گزارش شده است. ضمناً این سنگ‌ها شدیداً تکتونیزه شده و بعضاً حتی دچار دگرگونی شده‌اند در صورتی که در خاور گسل کلمرد ضخامت سنگ‌های کرتاسه بسیار کمتر بوده و چین‌خوردگی ضعیفی را نشان می‌دهند. در مقابل آنچه در خاور گسل کلمرد جلب توجه می‌کند، ضخامت بسیار زیاد سنگ‌های سیلیسی‌ـ آواری تریاس زبرین تا ژوراسیک است (گروه‌های شمشک و مگو Aghanabati, 1977).

کامل‌ترین ردیف از سنگ‌های کرتاسه میانی را می‌توان در خاور بیاضه و شمال گسل اردیب در دامنه شمالی شاه‌کوه (در فاصله دهکده‌های حسین‌آباد و بازیاب) مشاهده نمود. این ردیف طبق گزارش Aistov et al., (1984) حدود ۱۵۰۰ متر ضخامت داشته و به سازندهای زیر تقسیم شده است (شکل ۳، II):

۱ـ سازند نقره (چندین ده‌متر تا ۵۰۰ متر):

این سازند بیشتر در بخش جنوبی توده خور و انارک ظاهر می‌شود و دارای ترکیب متغیری است. در مجموع این واحد از ماسه‌سنگ‌های سبز و قرمز، سیلستون و کنگلومرا ساخته شده است. در منطقه بیاضه و چاه‌پلنگ این سازند دارای افق‌های متعددی از آهک ماسه‌ای و مارن با فسیل‌های دریایی است. ضخامت این سازند از چند ده متر تا حدود ۵۰۰ متر در دامنه جنوبی شاه‌کوه تغییر می‌کند.

سازند نقره با دگرشیبی آشکار برروی سطح فرسوده شده سنگ‌های گروه شمشک و یا سنگهای قدیمی‌تر قرار دارد. در مناطقی که سازند چاه‌پلنگ موجود است، این دو سازند ظاهراً یک ردیف پیوسته را می‌سازند. ارتباط سازند نقره با سازند کمر بالای شاه‌کوه پیوسته و تدریجی گزارش شده است (Aistov et al., 1984).

از داخل این سازند علاوه بر فسیل‌های ذره‌بینی (اوربیتولیندا و غیره) فسیل گاستروپودا، پلسی‌پودا (رودیست)، کرینوییدا و تعداد زیادی براکیوپودا گزارش شده است. سن این سازند بطور قراردادی

نئوکومین تا بارمین پیشنهاد می‌شود. با توجه به مجموعه فسیل‌ها شاید سنی معادل اوتریوین تا بارمین منطقی بنظر برسد.

۲ـ سازند شاه کوه (۱۰۰ تا ۴۶۰ متر)

این سازند بیشتر از آهک‌های کلفت لایه تا توده‌ای ارگانیکی و خاکستری رنگ رودیست- اوربیتولینا ساخته شده است که گاهاً دارای تناوب‌هایی از آهک‌های ماسه‌ای و مارن است. ضخامت این سازند از صدمتر تا ٤٦٠ متر در دامنه شمالی شاه‌کوه تغییر می‌کند از این سازند علاوه بر اوربیتولینیدا و فرامینیفرای متعدد دیگر و اکینیدا، رودیست‌های زیر گزارش می‌شود:

Eoradiolites ex gr. davidsoni Hill, Toucasia carinata (Matheron).

سن این سازند آپتین تا آلبین گزارش شده است ولی بنظر نگارنده با توجه به قرارداشتن سازند شاه‌کوه در زیر سازند بازیاب و افق آمونیتی لایمریلا که حدود ۳۰۰ متری بالای سازند شاه‌کوه قرار دارد (شکل ۳، II) می‌باید سن این سازند را بارمین تا آپتین زیرین دانست.

۳ـ سازند بازیاب (حدود ۵۵۰ متر)

این سازند فقط در منطقه خور و انارک مشاهده شده و بطور همساز برروی سازند شاه‌کوه قرار گرفته است.

این واحد در مجموع از رس سنگ، مارن‌های رسی و لایه‌های دو تا سه متری آهک و آهک ماسه‌ای ساخته شده است. بیشترین ضخامت این سازند در دامنه شمالی شاه‌کوه در حدود ۵۵۰ متر است. شایان ذکر است که Mohafez & Moshtagian (1963) در همین منطقه برای سنگ‌های معادل سازند شاه کوه ضخامت ۷۲۵ متر و معادل سازند بازیاب ۱۸۵۰ متر را ذکر می‌کنند که از واقعیت بدور است.

طبق مشاهدات نگارنده در خاور بازیاب بخش پائینی این سازند با ضخامت حدود ٤۰۰ متر از شیل‌های آهکی خاکستری و تناوبی از لایه‌های دو تا سه متری آهک ساخته شده است که از نظر فسیل بسیار فقیر است. بخش بالایی از حدود ۱۵۰ متر مارن‌های رسی به رنگ هوازدگی زیتونی ساخته شده که دارای آمونیت‌های کمی است. در قاعده بخش بالایی یک لایه ۲ تا ۳ متری از آهک ماسه‌ای قرار دارد و دارای آمونیت‌های Leymeriella spp. است که نشان‌دهنده قدیمی‌ترین بخش آلبین است. بدین ترتیب محرز است که شیل‌های بخش زیرین سازند بازیاب به آپتین تعلق دارند.

از بخش مارنی بالایی توسط Aistov et al., (1984) آمونیت‌های زیر گزارش می‌شود: Cleoniceras sp., Beudanticeras sp., Douvilleiceras sp.

از همین بخش توسط Seyed-Emami and Immel (1996) آمونیت‌های زیر به توصیف آمده است:

Beudanticeras aff. dupinianum (Orbigny), Desmoceras latidorsatum (Michelin), Lyelliceras sp.

بنابراین سن بخش بالایی و مارنی سازند بازیاب آلبین زیرین تا میانی است. علاوه براین از داخل ماسه سنگ‌های گلوکونیتی واقع در رأس مارن‌های سازند بازیاب نیز تعدادی آمونیت به سن آلبین زیرین توسط Seyed-Emami and Immel (1996) گزارش شده است:

Mortoniceras (M.) sp., ex gr. inflatum (Sowerby), Stoliczkaia sp.

این ماسه‌سنگ‌ها توسط Aistov et al در قاعده سازند دیرسو منظور شده است.

بدین ترتیب سن سازند بازیاب آپتین تا آلبین است.

کمربالا: سازند دیرسو (سنومانین)

۵ـ منطقه خور و بیاضه (سنگ‌های دگرگونه کرتاسه میانی)

در باختر و در امتداد گسل چاپدونی از جنوب خاوری خور (شمال مهریجان) تا بیاضه و خاور یزد، تقریباً در یک روند شمالی ـ جنوبی، یک ردیف ضخیم از سنگ‌های کرتاسه میانی رخنمون دارد که کم‌وبیش دچار دگرگونی شده است.

این ردیف برای اولین با توسط Haghipour (1974) بنام شیل‌های بیابانک گزارش شده است. این واحد طبق گزارش نامبرده حدود ۳۰۰۰ متر ضخامت داشته و در مجموع از شیل‌های تیره‌رنگ با رگه‌های کوارتز و تناوب‌هایی از آهک‌های متبلور و ماسه‌ای ساخته شده است که شدیداً تکتونیزه شده و دگرگونی خفیفی را نشان می‌دهد.

از داخل شیل‌های بیابانک توسط حقی‌پور آمونیت‌های زیر گزارش می‌شود که تماماً توسط سید امامی تعیین شده و برخی از آنها توسط Seyed- Emami & Immel (1996) مورد بازنگری قرار گرفته و توصیف شده است:

Phylloceras sp., Hamites sp., Leymeriella tardefurcata (Leymerie), L.(Neoleymeriella) cf. regularis (Brugiere), Douvilleiceras sp., D. cf. monile (Sowerby), Puzosia mayoriana Orbigny (= P. media Seitz), Beudanticeras beudanti (Brongiart),

این آمونیت‌ها در مجموع به بخش‌های مختلف آلبین تعلق دارند.

۱ـ سازند بیابانک

شیل‌های بیابانک توسط Aistov et al., (1984) سازند بیابانک نام گرفت. این سازند عمدتاً از شیل‌های رسی و مارنی اسلیتی شده با میان لایه‌های آهکی، سیلتی و ماسه‌ای و گاهاً کنگلومرایی ساخته شده است.

طبق گزارش Aistov و همکاران این سازند در کوه سرخ (۲۰ کیلومتری جنوب بیاضه) بطور همساز برروی سازند نقره قرار دارد. در بقیه موارد سازند بیابانک برروی سازند شاه‌کوه واقع بوده و معادل جانبی سازند اخیر و سازند بازیاب است.

بیشترین ضخامت سازند بیابانک در کوه سرخ با ستبرای حدود ٤۰۰۰ تا ٤۵۰۰ متر دیده شده است و به سه بخش مشخص قابل تقسیم است که عبارت است از: بخش ماسه‌سنگی زیرین، بخش اسلیتی و آهکی میانی و بخش اسلیتی بالایی. از افق‌های مختلف این سازند علاوه بر اوربیتولینیدا و فرامینیفرای دیگر توسط Aistov و همکاران، آمونیت‌های زیر به سن آپتین زیرین تا آلبین میانی گزارش می‌شود:

? Aconeceras sp., Ancylloceras sp., Valdorsella sp., Jaubertella sp., ? Eogaudryceras sp., Beudanticeras sp., Colombiceras sp., Parahoplites cf. grossouvri Jacob, P. cf. maximus Sinzov, P. cf. melchioris (Anthula), Hypacanthoplites ex gr. uhligi (Anthula),

Douvilleiceras mammillatum var. praecox Casey.

از بخش زیرین این سازند تعدادی براکیوپودای متعلق به آشکوب والانژینین گزارش شده که با توجه به موقعیت چینه‌شناسی این سازند در روی سازند شاه‌کوه نمی‌تواند درست باشد.

در مورد ضخامت این سازند و ارتباط آن با سازند شاه‌کوه و میرزا به ادامه مطالب در بخش مربوط به سازند میرزا توجه شود.

۲ـ سازند میرزا

این سازند طبق گزارش Aistov et al.,(1984) عموماً در شمال مهرجان و جنوب بیاضه گسترش دارد و بیشتر از شیل‌های آهکی بسیار نرم و روشن متمایل به سبز و همچنین شیل‌های رسی و اسلیتی شده ساخته شده است که بندرت دارای میان لایه‌های آهکی است. ضخامت این سازند حدود ۲۰۰۰ متر بوده و غالباً بطور ناهمساز برروی سطح فرسوده شده سازند بیابانک قرار دارد. این سازند به دو بخش قابل تقسیم است: بخش پایینی از شیل و ماسه‌سنگ‌های آهکی و گاهاً لایه‌های کنگلومرایی ساخته شده است.

بخش بالایی را یک واحد فلیشی و توربیدیتی به ضخامت حدود ۱۰۰۰ متر می‌سازد. از این بخش آمونیت‌های: Douvilleiceres sp., Beudanticerass sp. به سن آلبین زیرین گزارش می‌شود بنا به نوشته Aistov و همکاران رخساره نرم‌تر این سازند وجه تمایز آن از سازند بیابانک است.

از داخل این سازند علاوه بر اوربیتولینیدا و فرامینیفرای متعدد دیگر، آمونیت‌های زیر به سن آپتین زبرین تا آلبین زیرین گزارش شده است: Jubertella sp., Beudanticeras cf newtoni Casey, Douvilleiceras sp.

بنابر مشاهدات نگارنده ضخامت‌های ذکرشده برای سازند بیابانک و میرزا (جمعاً حدود ۵۰۰۰ متر و بیشتر نمی‌تواند درست باشد و به مراتب بیش از ضخامت‌های واقعی است. احتمالاً تکتونیک شدید منطقه و تکرار طبقات باعث چنین نظری بوده است. با نگاهی کوتاه به نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه و لیست آمونیت‌ها و تکرار آنها در افق‌ها و سازندهایی که به ظاهر برروی هم قرار دارند کاملاً این گفته تائید می‌شود.

در خصوص سن سازند میرزا با توجه به آمونیت‌های آن که کاملاً مطابق و یا معادل انواع شناخته شده از سازند بیابانک است ـ این سازند نمی‌تواند جوان‌تر از آن بوده و یا احیاناً در رأس آن قرار گرفته باشد بلکه باید سازند میرزا را یک رخساره فلیشی و جانبی معادل سازند بیابانک دانست. به احتمال زیاد ارتباط ذکرشده همساز میان سازندهای نقره و شاه‌کوه با سازند بیابانک نیز نمی‌تواند درست باشد و این یک ارتباط تکتونیکی است.

اما با نگاهی دقیق به ترکیب سازند بیابانک و مقایسه سنگ‌های آن و هم‌چنین فسیل‌های آمونیتی موجود (خصوصاً در برش سرخ کوه: Aistov et al., (1984) عکس ص. ٦٢) با سازند بازیاب در شمال شاه‌کوه روشن می‌گردد که این دو واحد کاملاً برهم منطبق هستند.

دگرگونی این سنگ‌ها که در طول یک نوار باریک در باختر گسل چاپدونی، از جنوب خور تا خاور و جنوب خاوری یزد کشیده شده است، مطمئناً در ارتباط با تکتونیک فعال همزمان با رسوب‌گذاری در منطقه بوده است که در آخر آلبین با رویداد اطریشی به اوج خود می‌رسد. دگرگونی سنگهای کرتاسه میانی در طول گسل چاپدونی اتفاقی نبوده بلکه در ارتباط با حرکات امتداد لغز در حاشیه بلوک‌هایی است که این بخش از ایران مرکزی را می‌سازد.

تأثیر تکتونیک هم‌زمان با رسوب‌گذاری در مناطق مختلف ایران مرکزی، بخصوص در منطقه کرمان (Huckriede et al., 1962:170) کاملاً نمایان است.

منطقهٔ جنوب یزد و تفت (دامنهٔ شمالی شیرکوه)

ردیف کرتاسه میانی در جنوب یزد از گستردگی زیادی برخوردار است، بویژه آهک‌های اوربیتولینا با ضخامت زیاد و سیمای ستیغ‌ساز خود بسیاری از ارتفاعات منطقه را می‌سازند.

ردیف‌های مناسبی از این سنگ‌ها در دامنه شمالی شیرکوه رخنمون دارد. واحدهای سنگی این ردیف توسط نبوی (۱۹۷۲) مطالعه و در قالب سه واحد غیر رسمی بنام سازندهای سنگستان، تفت و دره زنجیر نام‌گذاری شده است.

در طول سال‌های اخیر این ردیف توسط افراد زیر مورد مطالعه قرار گرفته است: پرتوآذر و ابوتراب (۱۳٦۰)، وزیری مقدم (۱۳۷۰)، تهرانی ـ وزیری مقدم (۱۳۷۲)، مجیدی‌فرد (۱۳۷٦). علاوه براین آمونیت‌های «سازند دره زنجیر» توسط Seyed- Emami (1980) و Seyed- Emami & Immel (1995, 1996) بررسی و توصیف شده است.

در دامنه شمالی شیرکوه، برروی سطح فرسوده شده گرانیت شیرکوه و با واسطه چندین متر ماسه‌سنگ و کنگلومرای سرخ‌رنگ («سازند سنگستان») آهک‌های مطبق تا کلفت لایه رودیست‌ـ اوربیتولینا («سازند تفت») به ضخامت حدود ۸۰۰ متر و به سن بارمین‌ـ آپتین قرار گرفته است. در رأس آهک‌های رودیست‌ـ اوربیتولینا یک واحد شیلی‌ـ مارنی («سازند دره زنجیر») با ضخامت حدود ۱۲۰ تا ۱۵۰ متر و به سن آلبین قرار دارد.

براساس مطالعات مجیدی‌فرد (۱۳۷٦) ترکیب این ردیف در دامنه شمالی شیرکوه بشرح زیر است (شکل ۳، IV):

کمر پائین: گرانیت شیرکوه (به سن تقریبی ۱۷۵ ± میلیون سال)

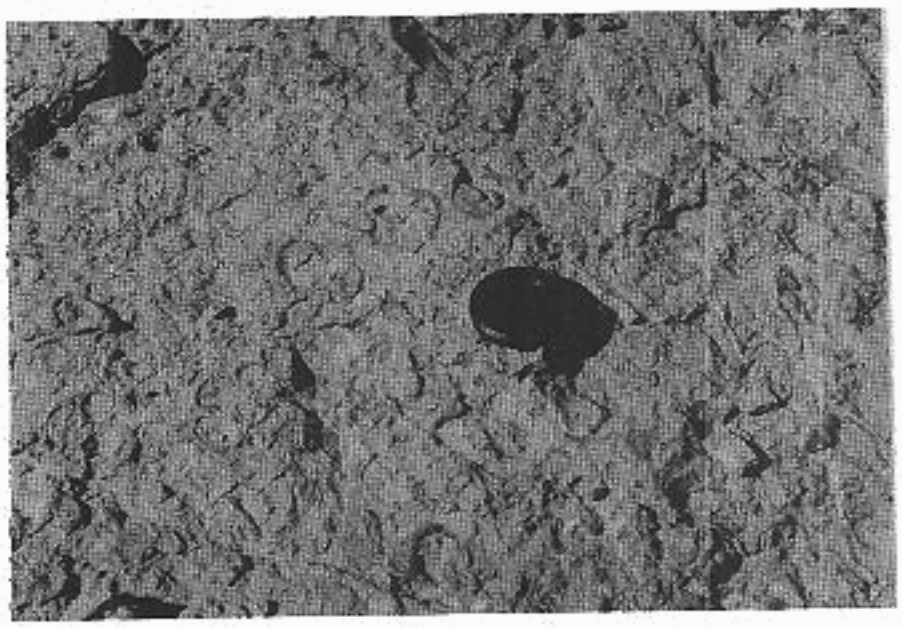
۱ـ «سازند سنگستان» (حدود ۲٦ متر): کنگلومراهای دانه‌ریز قرمزرنگ با لایه‌بندی متوسط. بیشتر عناصر آن از گرانیت شیرکوه بوده و دارای یک سیمان آهکی است. این واحد با ناهمسازی آذرین پی (nonconformity) برروی گرانیت شیرکوه قرار دارد.

۲ـ «سازند تفت» (حدود ۸۸٤ متر): این واحد بیشتر از آهک‌های رودیست‌ـ اوربیتولینا به رنگ خاکستری تیره و متمایل به آبی و لایه‌بندی نازک، متوسط تا کلفت ساخته شده است (عکس ٤).

این واحد در کنار اوربیتولینیدا دارای فسیل‌های ذره‌بینی متعددی است که توسط تهرانی‌ـ وزیری‌مقدم (۱۳۷۲) و مجیدی‌فرد (۱۳۷٤) مطالعه شده است و سن آن بارمین تا آپتین است.

۳ـ «سازند دره زنجیر» (حدود ۱۵۰ متر): این واحد از شیل‌های خاکستری تیره با رنگ هوازدگی زیتونی متمایل به سبز ساخته شده که دارای تعدادی لایه‌های آهکی است.

از ویژگی‌های این واحد آمونیت‌های زیبا و فراوانی است که در افق‌های خاص متمرکز شده است. سن این واحد براساس آمونیت‌های موجود کلاً آلبین است.



عکس ۴- آهک رودیست - اوربیتولینا(دامنه شیرکوه، یزد) عکس از م. مجیدی فرد.

طبق نوشته وزیری مقدم (۱۳۷۰) و تهرانی- وزیری مقدم (۱۳۷۲) ضخامت واحدهای سنگستان و تفت در جنوب باختری تفت به مقدار قابل توجهی افزایش می‌یابد. بیشترین ضخامت را می‌توان در کوه تهر مشاهده کرد، در اینجا ضخامت «سازند سنگستان» حدود ۶۰۰ متر و «سازند تفت» حدود ۱۲۰۰ متر گزارش می‌شود.

سن آهک‌های تفت با توجه به میکروفون موجود و همچنین قرارداشتن در زیر شیل‌های دره زنجیر بارمین و آپتین است که تا قدیمی‌ترین قسمت آلبین زیرین ادامه می‌یابد. در جنوب خاوری دره‌گز از قاعده شیل‌های دره زنجیر و بلافاصله در روی آخرین لایه آهک تفت توسط Seyed- Emami & Immel (1995) و بعدها توسط مجیدی‌فرد آمونیت Douvilleiceras aequinodatum (Quenstedt) یافت شده که به قسمت جوانتر آلبین زیرین یعنی زون Mammillatum تعلق دارد. بدین ترتیب کاملاً مشخص است که آهک‌های رودیست- اوربیتولینا در این نقطه تا پایه آشکوب آلبین یعنی زون Tardefurcata ادامه می‌یابد.

هرچند قبلاً از همین منطقه آمونیت Leymeriella متعلق به زون Tardefurcata توسط نبوی یافت شده است (Seyed- Emami, 1980) ولی با وجود جستجوی زیاد این آمونیت مجدداً یافت نشد. بدین ترتیب باید پنداشت که افق لایمریلا در زیر شیل‌های دره زنجیر و در بالاترین بخش آهک تفت قرار دارد.

آمونیت‌های شیل‌های دره زنجیر توسط Seyed- Emami & Immel (1995-1996) بطور دقیق مطالعه شده است و شامل حدود ۲۰ جنس و ۳۵ گونه آمونیت است (لیست آمونیت‌های آلبین) که وجود زون‌های آمونیتی زیر را نشان می‌دهد: Mammillatum, Dentatus, Inflatum, Dispar

برروی شیل‌های دره زنجیر یک ردیف از ماسه‌سنگ و مارن‌های گلوکونیتی قرار دارد. از داخل این بخش توسط نبوی یک آمونیت یافت شده که طبق مطالعات Seyed-Emami & Immel (1995) یک Dunveganoceras aff. Liguriense Thomel به سن سنومانین میانی است.

کمربالا: نامشخص.

در مورد سن گرانیت شیرکوه، با توجه به عناصر فراوان گرانیتی که در بخش قدیمی‌تر «سازند سنگستان» یافت می‌شود و همچنین تعیین سن‌های مطلق انجام شده توسط Reyre & Mohafez (1973:23), Forster (1972)، این گرانیت نیز مانند اغلب گرانیت‌های مرکز ایران به بازوسین میانی تعلق دارد و مربوط به رویداد سیمرین میانی است (Seyed-Emami & Alavi-Naini, 1991). حاج‌ملاعلی (۱۹۹۳) نیز در متن نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ خضرآباد سن گرانیت شیرکوه را بعد از لیاس ذکر می‌کند.

۷- منطقه جام (جنوب خاوری سمنان)

در ناحیه جام واقع در شمالی‌ترین بخش ایران مرکزی و در جنوب گسل عطاری یک ردیف زیبا اما کم‌ضخامت از سنگ‌های کرتاسه میانی توسط Alavi- Naini (1972) گزارش شده است. ضخامت این ردیف حدود ۵۰۰ متر است و با دگرشیبی بر روی سنگ‌های سیلیسی- آواری سازند بغمشاه (ژوراسیک میانی) قرار دارد.

واحدهای چینه سنگی موجود در کوه پرپا طبق گزارش علوی نائینی عبارتند از (شکل ۳، ۱):

کمر پائین: سازند بغمشاه

۱- کنگلوای پایه (حدود ۲/۵ متر): کنگلومرای دانه‌ریز با سیمان آهکی- ماسه‌ای.

۲- آهک پرپا (حدود ۲۷۴ متر): این واحد از آهک‌های مطبق خاکستری و بیوژن با تعدادی میان لایه‌های مارنی ساخته شده است.

این ردیف دارای فسیل‌های ذره‌بینی زیادی است که بخصوص جلبک‌ها و اوربیتولینیدا بخوبی توسط خانم فوری (Foury) مطالعه شده است. سن این واحد آپتین (بدولین و گارگازین) گزارش شده است.

بنظر نگارنده با توجه به گسترش نسبتاً یکنواخت آهک‌های رویست - اوربیتولینا در سطح ایران مرکزی و اوج دریای کرتاسه میانی در عصر بارمین، نمی‌توان وجود قسمتی از آشکوب بارمین را در این واحد منتفی دانست.

۲- شیل‌های امدوان (حدود ۱۹۷ متر): برروی آهک‌های پرپا با گذر تدریجی یک ردیف از شیل‌های رسی و تیره به رنگ هوازدگی سبز زیتونی قرار دارد. در بخش پائینی شیل‌ها با لایه‌های آهک ماسه‌ای در تناوب هستند از این قسمت توسط علوی نائینی آمونیت‌های زیر گزارش می‌شود که به آپتین بالایی تا شروع آلبین تعلق دارد:

Hypacanthoplites ex gr. jacobi Spath, H. ex gr. clavatus Fritel, Proleymeriella ex gr. lemnaei (Jacob).

حدوداً در بخش میانی این شیل‌ها در یک افق چند متری که بعضاً به صورت عدسی‌های آهک گلوکونیتی ظاهر می‌شود، مجموعه نسبتاً فراوان و زیبایی از آمونیت‌های خانواده Desmoceratidae, Leymeriellidae, Hyacanthoplitidae وجود دارد. بخش بزرگی از این آمونیت‌ها توسط Seyed-Emami, 1980a, b; Seyed-Emami et al. (1993)

مطالعه و توصیف شده است (لیست آمونیت‌های آلبین زیرین).

این افق بطور مشخص به نیمه قدیمی‌تر آلبین زیرین یعنی زون Tardefurcata تعلق دارد. از بخش بالایی شیل‌های امدوان تاکنون فسیلی بدست نیامده است. بدین ترتیب سن شیل‌های امدوان آپتین زبرین تا آلبین زیرین و احیاناً میانی است.

کمر بالا: برروی شیل‌های امدوان بطور ناهمساز یک ردیف متشکل از ماسه‌سنگ، آهک و مارن‌های گلوکونیتی موجود است که بتدریج به آهک‌های نازک لایه دارای اینوسراموس تبدیل می‌شود. سن این واحد توسط علوی نائینی تورونین (سنومانین ؟) گزارش شده است.

۸ـ گزارش‌های متفرقه از ردیف‌های سنگی کرتاسه میانی در ایران مرکزی

علاوه بر برش‌های انتخابی ۱ تا ۷، سنگ‌های کرتاسه میانی با خصوصیات کم‌وبیش مشابه برش‌های توصیف شده، در مناطق بسیاری از ایران مرکزی موجود است. یکی از کمربندهای مشخص در زون سنندج سیرجان قرار دارد که از خاور همدان شروع شده و از طریق اراک، گلپایگان، اصفهان و شهرضا تا آباده ادامه می‌یابد و بیشتر ارتفاعات این منطقه را می‌سازد. آنچه در این منطقه جلب توجه می‌کند وجود نسبتاً فراوان سنگ‌های آتش‌فشانی و توف در بخش‌های پائینی این ردیف است. (Thiele et al., 1968). سنگ‌های آتش‌فشانی فوق با ضخامت زیاد و ترکیب آندزیتی تا بازالتی از منطقه رزن و آب گرم در چهارگوش کبودرآهنگ نیز گزارش می‌شود (بلورچی، ۱۹۷۹). از نکات جالب توجه دیگر دگرگونی بخشی از ردیف سنگی کرتاسه میانی در زون رزن است که در محدوده زون سنندج- سیرجان قرار دارد. در منطقه اراک نیز بخشی از این سنگ‌ها بطور مشخص دگرگون شده است (مشاهدات نگارنده).

سنگ‌های آتش‌فشانی در پایه آهک‌های رودیست ـ اوربیتولینا از جنوب نائین نیز گزارش شده است (عمیدی، ۱۹۷۷).

وجود سنگ‌های آتش‌فشانی، همچنین دگرگونی بخشی از ردیف سنگی کرتاسه میانی در مناطق نام‌برده، شاهد دیگری بر تکتونیک فعال حین رسوبگذاری در طول کرتاسه میانی است (شکل ۵).

چینه‌شناسی، محیط رسوبی، دیرینه جغرافیا و دیرینه‌زیست جغرافیای سنگ‌های رسوبی کرتاسه میانی در ایران مرکزی

الف- اشکوب‌های بارمین- آپتین

ردیف رسوبی بارمین تا آپتین زیرین و متناوباً تا آپتین زبرین و بندرت آلبین زیرین بیشتر از سنگ‌های بیوژن و کربناته ساخته شده است که برروی سکوهای آهکی گسترده و عریض (Carbonate platform) نهشته شده و در مجموع دارای رخساره اورگونین است (Urgonian facies) (سید امامی: ۱۹۸۰b، ۱۹۸۸).

واژه اورگونین برای اولین بار توسط (d'Orbigny, 1847) بکار گرفته شده است. امروزه رخساره اورگونین به آهک‌های تریتیک (neritic) و دارای فسیل رودیست (بیشتر Toucasia) و اوربیتولینیدا (Orbitolinids) به سن بارمین و آپتین گفته می‌شود که در بخش وسیعی از شمال اقیانوس تتیس از منطقه مدیترانه (جنوب اروپا، شمال افریقا، بالکان، آسیای صغیر) و ایران تا آسیای مرکزی (ترکمنستان و افغانستان (Prosorovsky, 1990) گسترده است. در ساختمان این آهک‌ها در کنار رودیست‌ها، اوربیتولینیدا و جلبک‌های آهکی، جانوران دیگری مانند میلیولیدا (Miliolids)، مرجان‌ها، اسفنج‌ها (Chaetetids)، بریوزوآ، گاستروپودا (Nerinea) و دیگر موجودات ریف‌ساز شرکت دارند. این رخساره آهکی متعلق به دریای گرم و کم عمقی است که در این زمان نه تنها تمام مناطق مرکزی ایران، بلکه شمال و جنوب ایران را نیز پوشانده است.

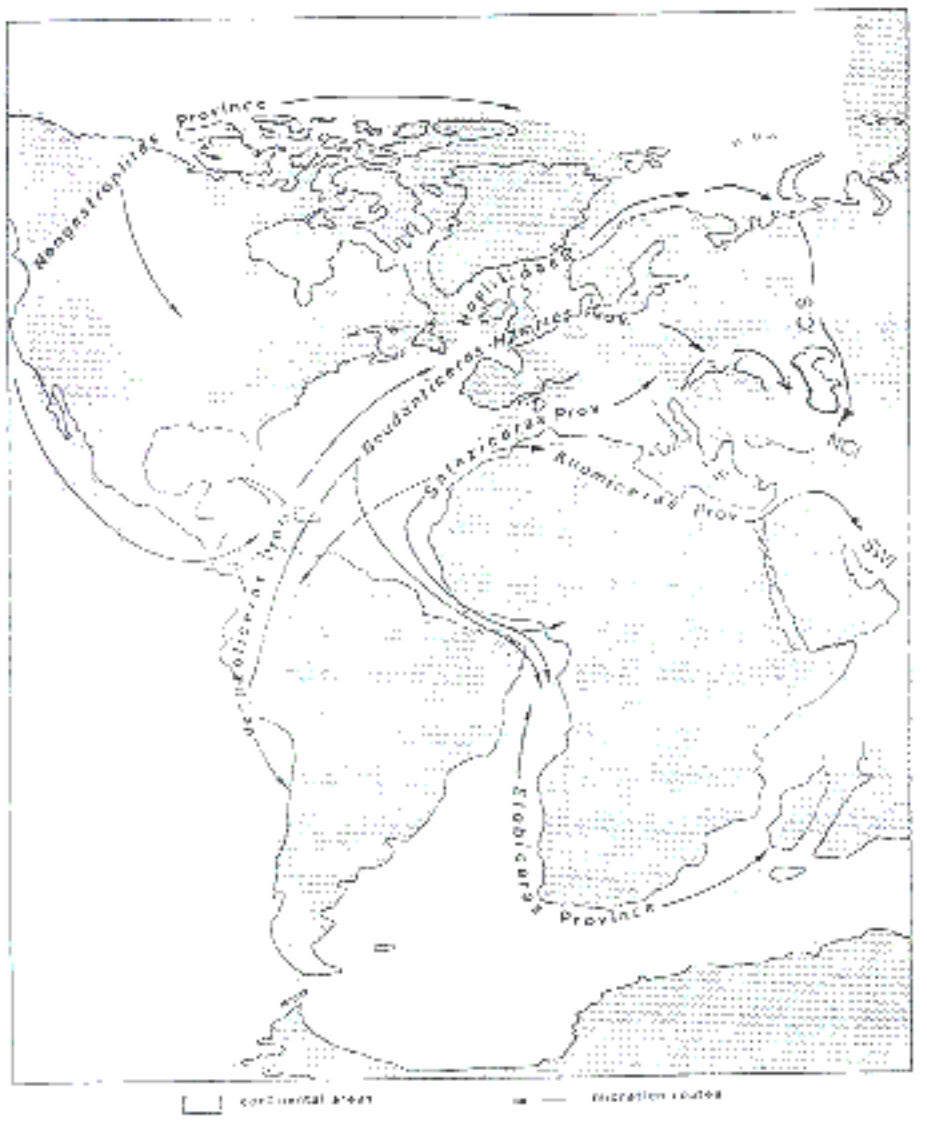
اوج گسترش دریای اورگونین در مرکز ایران در آشکوب‌های بارمین تا آپتین زیرین است که کاملاً با بالاآمدن سطح آب اقیانوس‌ها در عصر بارمین، پس از یک پسروی گسترده در طول نئوکومین (Neocomian)، مطابقت دارد (Hag et al., 1987) (شکل ٤).

در این زمان چه از نظر رخساره‌های سنگی موجود و چه از نظر فون‌های جانوری و گیاهی یکنواختی زیادی در سرتاسر ایران مشاهده می‌شود (سیدامامی: ۱۹۷۱، ۱۹۸۸).

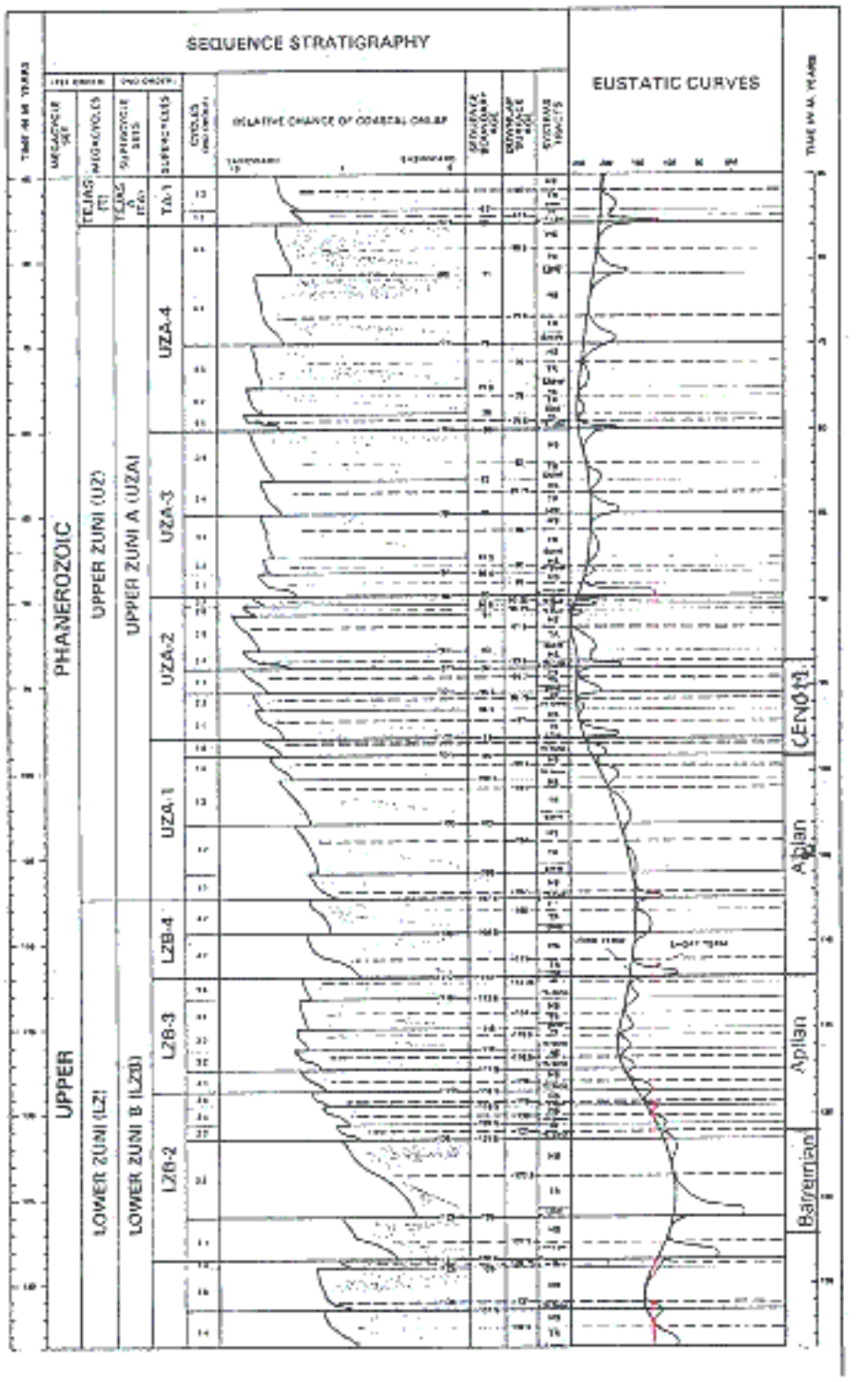
فون آمونیتی موجود با خانواده‌های (Deshayesitidae, Cheloniceralitade, Parahoplitidae) تماماً از انواع جهانی (Cosmopolitan) بوده و در دو سوی اقیانوس تتیس، تا حد گونه‌های مشترک یافت می‌شوند. درجنوب غربی ایران نیز آمونیت‌های گزارش شده از سازند داریان و بخش قدیمی‌تر سازند کژدمی توسط Douville (1904) و James & Wynd (1965) و ه. قلاوند (۱۳۷۵) با انواع شناخته شده از ایران مرکزی تا حدود زیادی مطابقت دارد. با توجه به موقعیت پارینه جغرافیایی این زمان و موقعیت جنوب غربی ایران در جنوب اقیانوس تتیس و مرکز ایران در شمال اقیانوس تتیس (سید امامی: ۱۹۸۸) مسلماً این ارتباط فونیستی از طریق کرانه‌های کم‌عمق حاشیه قاره‌ها انجام گرفته و ارتباط مستقیم از طریق بخش مرکزی اقیانوس تتیس بعید بنظر می‌رسد (شکل ۵).

همزمان با پائین آمدن سطح آب اقیانوس‌ها در طول آپتین از وسعت و مقدار آهک‌های اورگونین در ایران نیز کاسته می‌شود (شکل ۲). آنچه جلب توجه می‌کند پایان یافتن ناگهانی آهک‌های رویست- اوربیتولینا در گذر آشکوب‌های آپتین با آلبین است. این رویداد با پائین رفتن ناگهانی سطح آب دریا در ابتدای آلبین (شکل ٤) و خارج شدن سکوهای کم‌عمق آهکی از زیرآب مقارن است. همزمان با این فرآیند، کاهش دمای آب اقیانوس‌ها در آغاز آلبین (Kemper, 1987) می‌تواند عامل مهم دیگری در توقف تشکیل آهک‌های بیوژن و رسیفال باشد.

در ایران نیز در آغاز آلبین رخساره‌های آهکی توسط رسوبات تیره‌رنگ رسی و سیلیسی- آواری جایگزین می‌شود که تا حدودی معرف آب‌های معتدل تا سرد است. فون آمونیتی موجود نیز بیشتر از خانواده‌های Leymeriellidale و Hoplitidae است و کاملاً با انواع موجود در مناطق بورال (boreal) و اروپای شمالی که دارای آب و هوای معتدل تا سرد بوده است، مطابقت می‌کند (Owen, 1988). احتمالاً بازشدن مجدد آبراهه خزر (Caspian Street) در اینمورد بدون تأثیر نبوده است (شکل ۵).



شکل ۵- ارتباط دیرینه زیست جغرافیایی و مسیر مهاجرت آمونیت‌ها در آلبین پسین (با تغییرات اقتباس از (Wiedmann, 1989).
(C.S.= Caspian Street, NCI = North/Cantral Iran, SWI= Southwest Iran)



شکل ۴- منحنی نوسان سطح آب دریا در دوره کرتاسه
(اقتباس از Haq et al. (1987) طول و زمان مطلق عصرهای بارمین تا سنومانین براساس Berggren et al.,(1995) اضافه شده است.

ب - آشکوب آلبین

سنگ‌های آشکوب آلبین در مرکز ایران از مارن‌های رسی تا شیل‌های خاکستری تیره ساخته شده است که گهگاه دارای لایه‌های آهکی کم ضخامت هستند. از ویژگی این سنگ‌ها رنگ هوازده سبز مایل به زیتونی یا زرد است و معمولاً بصورت مناطق پست در میان آهک‌های ستیغ‌ساز رودیست- اوربیتولینا و ماسه‌سنگ و آهک‌های سنومانین و تورونین قرار دارد.

در مجموع این واحد سنگی از نظر فسیل‌های ذره‌بینی و فسیل‌های دیگر بسیار فقیر است. بیشترین فسیل‌ها آمونیت‌ها هستند، که معمولاً در افق‌های خاصی متمرکز شده‌اند. بخش بزرگی از آمونیت‌های آلبین ایران مرکزی در سال‌های گذشته مطالعه شده است: (Amedro et al., 1977; Seyed-Emami, 1977, 1980a, 1980b, 1995; Seyed- Emami et al., 1993; Seyed-Emami and Immel, 1995, 1996).

بیشتر آمونیت‌های موجود به خانواده‌های Teragonidae, Desmoceratidae, Lymeriellidae, تعلق دارند.
خانواده‌های: Hoplitidae, Brancocenatidae, Lyelliceratidae, Douvilleceratidae به نسبت کمتر وجود دارند (لیست آمونیت‌های آلبین).

قدیمی‌ترین بخش آلبین یعنی بیوزون Leymeriella tardefurcata در بیشتر برش‌های مطالعه شده شناسایی شده است (شکل ۳).

آمونیت‌های موجود با قریب اکثریت به خانواده لایمریلیدا تعلق داشته و از تنوع بالایی برخوردار است (Seyed-Emami et al., 1993, Seyed-Emami 1980). فون آمونیتی موجود از دیدگاه دیرینه زیست جغرافیایی ارتباط بسیار نزدیکی را با مناطق خاور دریای خزر (ترکمنستان و مان قشلاق) و همچنین مناطق بورال (boreal) و شمال اروپا نشان می‌دهد. مع‌الوصف در مقایسه با

فون آمونیتی خاور دریای خزر (Saveliev 1973, 1992) در مجموعه آمونیتی ایران نبود جنس‌هایی مانند Vinigriceras, Bellidiscus و تعداد خیلی کم از جنس Arcthoplites جلب توجه می‌کند.

بخش جوانتر آلبین زیرین یعنی بیوزون Douvilleiceras mammillatum، توسط تعداد اندکی از همین آمونیت اثبات شده است.

بخش زیرین آلبین میانی یعنی زون Hoplites dentatus توسط آمونیت‌های Brancoceras, Lyelliceras و همچنین تعداد زیادی از جنس و گونه‌های متعلق به خانواده Hamitidae, Desmoceratidae به اثبات رسیده است (Seyed- Emami & Immel, 1995, 1996 ; Seyed- Emami 1995).

شایان ذکر است که از همین زون در جنوب غربی ایران (سازند کژدمی، جنوب خاوری بوشهر) توسط Spath (1930:65; 1931:345), de Bockh et al., (1929:86) Collignon (1981), در کنار جنس‌های دارای گسترش جهانی مانند Brancoceras, Lyelliceras که در مرکز ایران نیز شناخته شده است، به تعداد زیاد جنس‌های Knemiceras, Parengonoceras, Engonoceras گزارش می‌شود که از فون‌های شاخص تتیس جنوبی هستند. از این جنس‌ها تاکنون حتی یک نمونه در ایران مرکزی شناخته نشده است.

در مجموعه فون‌های آمونیتی آلبین میانی مرکز ایران نبود کامل خانواده‌های Gastrohoplitidae, Sonneratidae, Cleoniceratidae در مقایسه با فون آمونیتی خاور دریای خزر و شمال اروپا جلب توجه می‌کند. علاوه بر این خانواده Hoplitidae نیز با تعداد و تنوع کم حضور دارد.

افزون بر این بیوزون‌های آمونیتی بخش‌های جوانتر آلبین میانی یعنی زون‌های Euhoplites loricatus و Euhoplites lautus هنوز بطور مشخص اثبات نشده است.

از آنجایی که تاکنون هیچ اثر ناپیوستگی یا نبود رسوبی در داخل شیل‌های آلبین مشاهده نشده است، باید تصور کرد که سنگ‌های مربوط به این زمان‌ها نیز موجود هستند ولی به علت شرایط ویژه و بسته زیست محیطی و یا عوامل دیگر فاقد فسیل هستند.

هر دو زون آمونیتی آلبین‌پسین یعنی بیوزون‌های Stoliczkaia dispar, Mortoniceras inflatum بطور مشخص در بعضی از برش‌های ایران مرکزی توسط جنس‌های آمونیتی Stoliczkaia, Mortoniceras, Semenovites و تعدادی از آمونیت‌های دیگر (طبق لیست پیوست) به اثبات رسیده است (Seyed-Emami & Immel, 1995, 1996). در مجموع در این قسمت نیز خانواده‌های Desmoceratidae و Hamitidae بیشترین تعداد و تنوع را دارا هستند و از دیدگاه دیرینه زیست جغرافیایی به استان فونیتی (Faunal Provine) :Beudanticeras- Hamites تعلق دارند (Wiedmann, 1988) (شکل ۵).

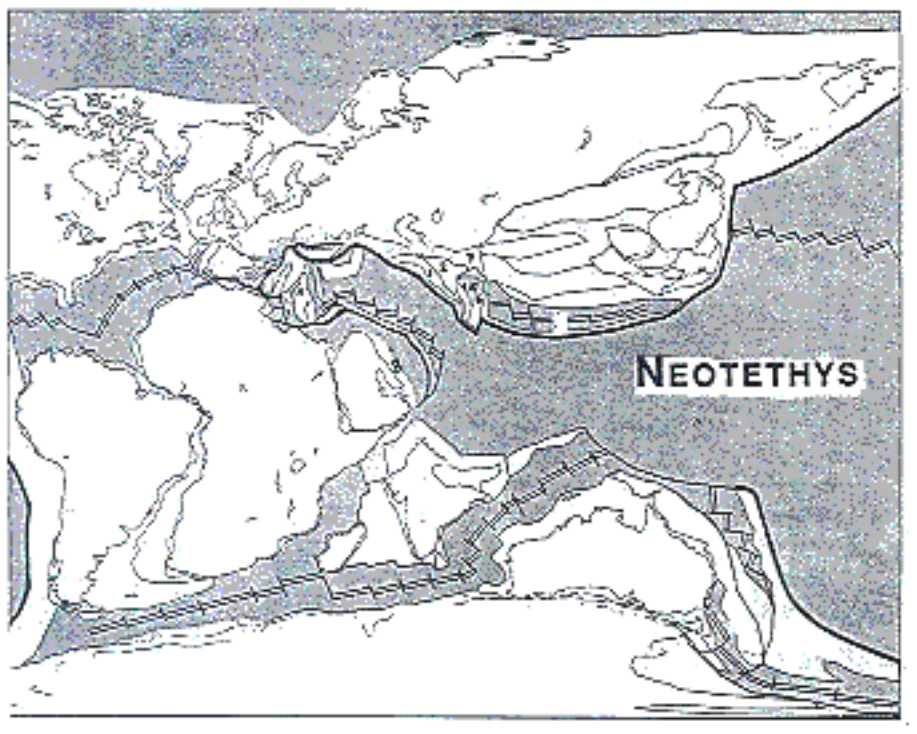
مع‌الوصف وجود تعداد کمی از جنس‌های متعلق به خانواده Hoplitidae هنوز وجود ارتباطات فونیستی را با خاور دریای خزر و شمال اروپا و همچنین مناطق بورآل نشان می‌دهد.

در مجموع می‌توان گفت که فون آمونیتی آشکوب آلبین در ایران مرکزی ارتباط نزدیکی را با مناطق خاور دریای خزر، اروپای شمالی و بخش شمالی اقیانوس تتیس نشان می‌دهد (Seyed- Emami, 1988). در مقابل ارتباطات فونیستی با بخش‌های جنوبی اقیانوس تتیس مانند آمریکای مرکزی و جنوبی، آفریقای جنوب خاوری، هند و ماداگاسکار و هم‌چنین جنوب غربی ایران (زاگرس) بسیار اندک است و مربوط به انواعی است که دارای گسترش جهانی (Cosmopolitan) هستند.

تاکنون حتی یک نمونه از جنس‌های شاخص آلبین جنوب غربی ایران (بخش جنوبی اقیانوس تتیس) مانند Oxytropidoceras, Parengonoceras, Knemiceras در سنگ‌های آلبین مرکز و شمال‌شرقی ایران (کپه‌داغ) Immel et al. (in press) یافت نشده است. در مقابل نیز جنس‌های متعلق به خانواده‌های Hoplitidae, Leymeriellidae تاکنون در ردیف‌های رسوبی (هم‌زمان) آشکوب آلبین جنوب غربی ایران و در نهایت ـ جنوب اقیانوس تتیس- مشاهده نشده است.

ارتباط فونیستی یادشده بطور مشخصی نشان می‌دهد که موقعیت دیرینه جغرافیای مرکز و شمال ایران در این زمان در شمال اقیانوس تتیس و جنوب غربی ایران در جنوب اقیانوس تتیس بوده است (شکل ۶).

هر چند وابستگی به محیط های خاص را در مورد بعضی از آمونیت‌ها مانند Leymeriella و Knemiceras نمی‌توان کاملاً منتفی دانست ولی برقراری و قطع ارتباطات فونیستی میان مرکز ایران و جنوب غربی ایران، کاملاً در ارتباط با زمانهای اوج پیش‌روی دریا (highstand) و یا پایین‌ترین سطح آب (lowstand) در زمان پسروی دریا بوده است. علت، همانطوریکه قبلاً گفته شد خارج‌شدن کرانه‌های کم‌عمق و سکوهای قاره‌ای در زمانهایی پسروی از زیر آب است. با توجه به این‌که حرکت و مهاجرت فون‌های آمونیتی در طول



شکل ۶- موقعیت دیرینه جغرافیای ایران در کرتامه میانی (اقتباس از Pillevuit, 1993)
(۱ = سنندج - سیرجان، ۲ = البرز، ۳ = اناراک- خور، ۴ = یزد، ۵ = طبس و ۶ = لوت، ۷ = کپه داغ، ۸ = جنوب غربی ایران (زاگرس).

کرانه‌های کم‌عمق انجام گرفته است و بیشتر موجودات دریایی قادر به عبور از مناطق ژرف اقیانوسی‌ها نبوده‌اند، بنظر می‌رسد که در این زمان ارتباط مستقیم فونیستی میان مرکز با جنوب غربی ایران وجود نداشته است. مسلماً در خصوص ارتباطات دیرینه زیست جغرافیایی، افزون بر موقعیت دیرینه جغرافیایی، نوسان سطح آب دریاها، جریان‌های پارینه دریایی (Paleocurrents) و هم‌چنین باز و بسته‌شدن آبراهه‌های دریایی بصورت ریفتینگ‌های (rifting) گسترده مؤثر بوده است.

همان‌گونه که قبلاً گفته شد فون‌آمونیتی آشکوب آلبین در ایران عموماً در افق‌های خاصی متمرکز شده است و بخش بزرگی از این نهشته‌ها از نظر فسیل بسیار فقیر بوده و یا بطور کامل فاقد فسیل است.

در مجموع کمبود تعداد و تنوع فسیل‌ها، از جمله آمونیت‌ها، در ردیف‌های سنگی آشکوب آلبین ایران مرکزی معرف شرایط زیست محیطی نامناسب و یکسو بوده است.

بنظر (Kemper, 1987)، با توجه به کمبود آهک و فراوانی سنگ‌های رسی تیره رنگ و همچنین وجود کانی Glendonite (نوعی هم‌ریخت کلسیت مطابق با ایکائیت) که در آب‌های سرد تشکیل می‌شود در بسیاری از نهشته‌های اینزمان، دما در این عصر پایین بوده است. وی پائین بودن دما و همچنین بخشی از نوسان‌های سطح آب را در زمان کرتاسه مربوط به یخبندان این دوره می‌داند هرچند این نظر مورد قبول بیشتر دانشمندان نیست. در مجموع شرایط آب‌وهوای دوره کرتاسه ـ جز عصر آلبین ـ گرم و یکنواخت بوده است.

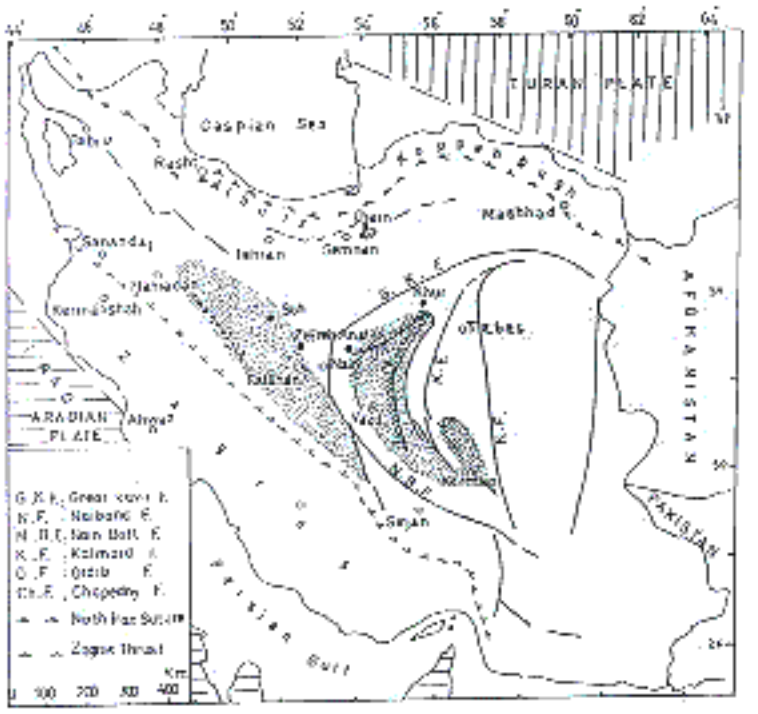
در نهایت در مورد نوسان‌های سطح آب دریا در کرتاسه میانی، نقش و اهمیت تکتونیک همزمان و ایجاد ریفتینگ و دریفتینگ و سرعت گرفتن یا سکون ورقه‌ها (Plate) را نباید از نظر دور داشت. در زمان بارمین و آپتین مرکز ایران کم‌وبیش بصورت یک پهنه پیوسته بوده است. در اواخر آپتین و شروع آلبین حرکت ورقه‌ها سرعت بیشتری می‌یابند و شاید ایجاد برخی از بلوک‌های بزرگ‌تر یا کوچکتر در ایران مرکزی مربوط به همین زمان باشد. دگرگونی بعضی از سنگ‌های کرتاسه میانی در طول گسل چاپدونی و در زون سنندج ـ سیرجان و ماهیت فلیشی برخی از سنگهای این آشکوب نیز معرف تکتونیک فعال و همزمان است که در نهایت در آخر آشکوب آلبین با رویداد اطریشی (Austrian) به اوج خود می‌رسد (شکل ۷).

نتیجه‌گیری

۱ـ بطور قراردادی به ردیف سنگی بارمین تا آلبین در ایران « کرتاسه میانی » گفته شده است. این ردیف یک چرخه رسوبی ـ ساختمانی ویژه‌ای را می‌سازد که توسط رویدادهای سیمرین پسین (Late Cimmerian) و اطریشی (Austrian) محدود شده است.

۲ـ زمان رویداد سیمرین پسین حدوداً در اوتریوین و رویداد اطریشی در وراکونین (Vraconian) (آلبین پسین) بوده است.

۳ـ پیشروی دریای کرتاسه میانی در بارمین (اوتریوین؟) برروی یک سطح گسترده قدیمی (Paleorelief) انجام یافته است. این خشکی در نتیجه حرکات سیمرین میانی و سیمرین پسین (؟) ایجاد شده است.



شکل ۷- گسترش ردیف سنگی کرتاسه میانی در ایران مرکزی و ارتباط آن با گسل‌های عمدهٔ منطقه.
(نقطه چین ریز= ردیف غیر دگرگونه، نقطه‌چین درشت = ردیف دگرگونه کرتاسه میانی.)

۴ـ بخش بزرگ آهک‌های رودیست ـ اوربیتولینا با رخساره اورگونین (Urgonian) در بارمین تا آپتین زیرین تشکیل یافته و در پاره‌ای از موارد تا آلبین زیرین ادامه داشته است.

۵ـ پایان ناگهانی رخساره اورگونین در شروع آلبین، در ارتباط با کاهش دما و پایین رفتن سطح آب اقیانوس‌ها است.

۶ـ تکتونیک فعال و همزمان با رسوب‌گذاری در تعیین رخساره‌ها و ضخامت‌های موجود مؤثر بوده است. دگرگونی بخشی از سنگ‌های « کرتاسه میانی » در باختر گسل چاپدونی و در زون سنندج ـ سیرجان نیز در همین ارتباط است.

۷ـ زون سنندج ـ سیرجان در این زمان چه از نقطه‌نظر چینه‌سنگی و چه از نظر فون‌آمونیتی، ارتباط نزدیک و تنگاتنگی را با مرکز ایران نشان می‌دهد.

۸ـ فون آمونیتی موجود در ردیف سنگی کرتاسه میانی مرکز ایران ارتباط دیرینه زیست جغرافیایی نزدیکی را با مناطق بورال (Boreal) و شمال اروپا نشان می‌دهد اما ارتباطات فونیستی با جنوب اقیانوس تتیس و جنوب غربی ایران (زاگرس) ناچیز است و معمولاً در حد انواع جهانی (Cosmopolitan) است.

۹ـ موقعیت دیرینه جغرافیایی (Paleogeography) مرکز ایران در طول کرتاسه میانی در شمال اقیانوس تتیس و در جنوب لوراسیا (Laurasia) بوده است.

سپاس‌گزاری

بخشی از این مقاله در قالب یک طرح پژوهشی دانشگاه تهران با همکاری سازمان زمین‌شناسی کشور، سازمان تحقیقاتی آلمان و انستیتوی فسیل‌شناسی و زمین‌شناسی دانشگاه مونیخ تهیه شده است که صمیمانه تشکر می‌شود. همچنین از آقای دکتر فرخ گلشنی برای ویرایش متن انگلیسی تشکر می‌شود.

Stage		Zone	لیست آمونیت‌های متعلق به اشکوب‌های بارمین، آپتین و البین ایران مرکزی
ALBIAN	Upper	Disparl	Idiohamites cf. dorsetensis, Scaphites simplex, Mortoniceras ex gr. inflatum, M. cf. saintoursi, M. spp., M. (Subschloenbachia) cf. perinflatum, Stoliczkaia sp.
		Inflatum	Phylloceras (Hypophylloceras) subalpinum, P. (H.) velledae, partschiceras baborense, Kosmatella muhlenbecki, Tetragonites timotheanus, T. nautiloides, Hamites cf. maximus, H. cf. gibbosus, H. compressus, H. incurvatus, H. spp., Anisoceras (Protanisoceras) sp., Mariella bergeri, Puzosia quenstedti, P. Provincialis, P. media, Beudanticeras beudanti, Uhligella aff. rebouli, Desmoceras latidorsatum, Anahoplites sp., Semenovites michalskii, S. baisunensis, S. (Planhoplites) spp., Lepthoplites catabrigiensis, Hysteroceras orbignyi, H. carinatum, Diploceras sp.
		Lyelliceras	Anahoplites sinzowi, Anahoplites spp.
	Middle	Lautus	no fossils
		Dentatus	Phylloceras (Hypophylloceras) subalpinum., P. (H.) velledae, Ptychoceras sp., Kosmatella sp., Hamites cf. attenuatus, Hamites spp., Anisoceras (Protanisoceras) raulinianum, A. (P.) sp., Douvilleiceras sp., Puzosia Provincialis, Beudanticeras spp., Desmoceras latidorsatum, Hoplites ex gr. dentatus, Brancoceras (Eubrancoceras) versicostatum, B. (E.) cf. aegoceratoides, Prolyelliceras gevreyi, Lyelliceras cotteri, L. lyelli.
	Lower	Mammillatum	Beudanticeras arduennense, B. newtoni, B. aff. dupinianum, Uhligella walleranti, U. sohensis, Douvilleiceras mammillatum, D. aequinodatum.
		Tardefurcata	Arthoplites cf. jachromensis, Hypacanthoplites trivialis, H. milletoides, H. spp., Leymeriella tardefurcata, L. weberi, L. germanica, L. acuticostata, L. astrica, L. recticostata, L. breistrofferi, L. aff. rencurelensis, L. saveljevi, L. tera, L. cf. brevicostata, Neoleymeriella intermedia, . N. regularis, N. pseudoregularis, N. aff. pseudoregularis, N. spp.*)
APTIAN	Upper		Hyacanhoplites uh igi, H. cf. clavatus, H. aff. pelsiotypicus, H. bigoureti, Nolaniceras cf. nolani, N. baquerabadense, Parahoplites melchioris, P. spp. *).
	Middle		Cheloniceras spp. *).
	Lower		Deshayesites cf. deshayesi *), Prodeshayesites bodei *), P. tenuicostatus *)
BARREMIAN	Upper		Hemihoplites soulieri. *)
	Lower		—

دراین لیست فقط آمونیت‌هایی منظور شده‌اند که در نشریات بین‌المللی توصیف شده و دارای شکل هستند.
(آمونیت‌هایی که هنوز توصیف نشده‌اند با ستاره مشخص شده‌اند).

کتابنگاری

پرتوآذر، ح. و ابوتراب، ف. (۱۳۶۰): چینه‌شناسی مزوزوئیک در ناحیه تفت (ایران مرکزی). - سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش داخلی، ۳۰ صفحه.

حاج ملاعلی، ع. (۱۳۷۲)- نقشه ۱:۱۰۰،۰۰۰ خضرآباد، سازمان زمین‌شناسی کشور.

خسرو تهرانی ، خ و وزیری‌مقدم، ح. (۱۳۷۲): چینه‌شناسی کرتاسهٔ زیرین در نواحی غرب و جنوب غربی یزد- فصلنامه علوم زمین، شماره ۷، صفحه ۳۶ تا ۴۵.

سیدامامی، ک. (۱۳۵۲): کرتاسه زیرین در ایران. - نشریه دانشکده فنی دانشگاه تهران، شماره ۲۱، صفحه ۶۰ تا ۷۷.

مجیدی فرد، م.(۱۳۷٤): مطالعه چینه‌شناسی، فسیل‌شناسی و محیط رسوبی سنگ‌های کرتاسه زیرین در دامنه شمالی شیرکوه‌یزد با توجه خاص به شیل‌های آلبین- پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه آزاد اسلامی.

مجیدی‌فرد، م. (۱۳۷۶): چینه‌شناسی، فسیل‌شناسی و محیط رسوبی سنگ‌های کرتاسه زیرین در دامنه شمالی شیرکوه یزد- فصلنامه علوم زمین، شماره ۲۰، صفحه ۲ تا ۳۱.

قلاوند، ه. (۱۳۷۵): لیتواستراتیگرافی و بیواستراتیگرافی سازندهای داریان و کژدومی در جنوب غرب ایران (نواحی فارس و فروافتادگی دزفول). - پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی.

وزیری‌مقدم، ح. (۱۳۷۰): مطالعه چینه‌شناسی کرتاسه زیرین در نواحی شیرکوه یزد. - رسالهٔ فوق لیسانس، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.

References

Aghanabati, S.A. (1977): Etude geologique de la region de Kalmard (W.Tabas).- Geol. Surv. Iran. Rep., 35: 1-230, Tehran.

Aistov, L., B. Melnikov, B. Krivyakin and L.Morozov (1984): Geology of the Khur area (Central Iran).- Geol. Surv. Iran Rep., 23: 1-288, Tehran.

Alavi, M. (1994): Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations.- Tectonophysics, 229 : 211-238, Amsterdam.

Alavi-Naini, M. (1972): Etude geologique de la region de Djam.- Geol Surv. Iran Rep., 23: 1-288, Tehran.

Amedro, F., P. Destombes and K.Kh. Tehrani (1977): Decouvert de deux ammonites appartenant au genre Semenovites dans les couches albiennes de Kuh-E-Vacha (Iran Central).- Geobios, 10: 975-981, Lyon.

Amidi, S.M. (1977): Etude Geologique de la region de Natanz-Surk (Iran Central).- Geol.Surv. Iran Rep., 42: 1-316, Tehran.

Bergren et al., (1995): Geochronology, time Scales and Global Stratigraphic Correlation.- Special Publication, No 54; Tulsa.

Bolourchi, M.H. (1979): Explanatary Text of the Kabudar Ahang Quadrangle map, 1:250000.- Geol. Surv. Iran. Geol. Quadrangle D5:1:107, Tehran.

Bockh, H.de, G.M., Lees and R.K. Richardson (1929): Contribution to the stratigraphy and tectonics of the Iranian Ranges.- in: Gregory, The Structure of Asia: Methuen, London: 58-176.

Clapp, F.G. (1940): Geology of Eastern Iran.- Geol. Soc. Amer. Bull., 51(1): 1-102.

Collignon, M. (1981): Faune Apto- Cenomanniene de la Formation des marnes de Khazhdumi, region du Fars-Khuzestan (Iran).- Doc. Lab. Geol. Lyon, H.S. 6: 251-291, Lyon.

Davoudzadeh, M. and S. Tatevossian (1966): Geology of the Gardaneh-Shir Sedimentary area.- Geol.Surv. Iran Note (unpublished).

Douville, H. (1904): Mission J.de Morgan. Etudes geologiques, 3, Paleontologie pt.2: Mollusques fossiles: 191-380, Paris (Leroux).

Forster, H. (1972): Magmentypen und Erzlagerstatten in Iran- Geol. Rundschau, 63(1): 276-292.

Furon, R. (1941): Geologie du Plateau Iranien (Perse-Afghanistan-Belouchistan).- Mem. Mus. Natn. Hist. Natur., n.s. 7(2): 177-414.

Haq, B.U., J.Hardenbol and P.R. Vail (1987): Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic.- Science, 235: 1156-1167, washington D.C.

Haghipour, A. (1974): Etude geologique de la region de Biabanak-Bafg (Iran Central).- Geol. Surv. Iran Rep., 34: 1-403, Tehran.

Hancock, J.M. (1991): Ammonite Scales for the Cretaceous System.- Gret.Res., 12: 259-291, London.

Huckriede, R, M.Kursten and H.Venzlaff (1962): Zur Geologie des Gebites zwischen Kerman und Sagand (Iran).- Beih. Geol. Jb., 51: 1-197, Hannover.

Immel, H. and K.Seyed-Emami (1985): Die Kreideammoniten des Glaukonitkalkes (O.Alb-O.Cenoman) des Kolah-Qazi-Gebirges sudostlich von Esfahan (Zentraliran).- Zitteliana, 12: 87-137, Munchen.

Immel, H., K. Seyed-Emami and A. Afshar-Harb (in press): Kreide- Ammoniten aus dem iranischen Teil des Koppeh-Dagh (NE-Iran).- Zitteliana;München .

Kemper, E. (1985): Die Kreide von Esfahan (Iran).- Newsl. Stratigr., 14(1): 12-19, Berlin.

Kemper, E. (1987): Das Klima der Kreide-Zeit., Geol.J., A96: 5-185, Hannover.

Kennedy, W.J., M.R. Chahida and M.A. Djafarian (1979): Cenomanian cephalopods from the Glauconitic Limestone southeast of Esfahan, Iran.- Acta Palaeont. Polon., 24: 3-50, Warsaw.

Kuhn,o. (1933): Das Becken von Isfahan-Saidabad und seine altmiocane Korallenfauna.- Palaeontographica A, 79:173-219; Stuttgart.

Kuss, J. (1992): The Aptian-Paleocene shelf Carbonates of Northeast Egypt and sothern Jordan: Establishment and Break-up of carbonate platforms along the sothern Tethyan shores.- z.dt. geol,Ges., 143-132, Hannover.

Mohafez, S., Moshtagian (1976): Geology and oil possibilities of Khur-Jandagh- Biabanak area.- Natn. Iran. Oil. Comp., Geol. Rep. no. 250 (unpublished).

Nabavi, M.H. (1962): Geological quadrangle map of Iran: 1:250000, H9, Yazd.- Geol. Surv. Iran, Tehran.

Orbigny, A.de (1847): Paleontologie Francaise. Terrains Cretaces, 4:1-668, Paris.

Owen, H.G. (1988): The ammonite zonal sequence and ammonite taxonomy in the Douvilleiceras mammillatum superzone (Lower Albian) in Europe.- Bull. Brit. Mus. nat. Hist. (Geol.), 44:177-231, London.

Pillevuit, A.(1993): Les Blocs Exotique du Sultanat d'Oman.-Mem.Geol. Lausanne. 17:1-244.

Prosorovsky, V.A. (1990): The Urgonian facies of Central Asia.- Cretaceous Research, 11:253-260, London.

Reyre, D. and Mohafez, S. (1972): A First contribution of the NIOC-ERAP agreements to the Knowledge of Iranian geology.- Editions Technip, Paris.

Saveliev, A.A. (1973): Stratigraphy and ammonite fauna of the Lower Albian of Mangyshlak (zones of Leymeriella tardefurcata and Leymeriella regularis).- Trudy Vypusk, 323: 1-339, Leningrad (russian).

Seyed-Emami, K. (1977): Scaphiten aus dem oberen Alb und Cenoman der Umgebung von Esfahan (zentraliran).- Mitt. Bayer. Staatsslg. Palaont. hist. Geol., 17:125-136, Munchen.

Seyed-Emami., K.(1980a): Leymeriella (Ammnoidea) aus dem unteren Alb von Zentraliran., Mitt. Bayer. Staatsstlg. Paleont. hist. Geol., 20:17-27, Munchen.

Seyed-Emami., K. (1980b): Parahoplitidae (Ammonoidea) aus dem Nordost- und Zentral-Iran.- N.Jb. Geol. Palaont. Mh., 1980:719-737, Stuttgart.

Seyed-Emami K, (1982): Turrilitidae (Ammonoidea) aus dem Glaukonit- Kalk bei Esfahan (Zentraliran).- N.Jb. Geol. Palaont. Abh., 163:417-434, Stuttgart.

Seyed- Emami, K. (1988): Jurassic and Cretaceous Ammonite Faunas of Iran and their Paleobiogeographic Significance.- in: Wiedmann, J.and J. Kullmann (Eds.), Cephalopods- Present and Past : 599-606, Schweizerbart, Stuttgart.

Seyed-Emami, K. (1995): Lyelliceratidae and Brancoceratidae (Ammonoidea) aus dem tieferen Mittelalb (Kreide) bei Soh, Zentraliran.- N.Jb. Geol. Palaont. Mh., 1995(7): 430-440, Stuttgart.

Seyed-Emami., K., A.Brants and Bozorgnia (1971) :Stratigraphy of the Cretaceous Rocks Sotheast of Esfahan.- Geol. Surv. Iran. Rep., 20: 5-40, Tehran.

Seyed-Emami, K., F. Bozorgnia and J.Eftekhar-nezhad (1972): Der erste sichere Nachwels von Valanginien im nordostlichen Zentraliran (Sabzewar-Gebiet).- N. Jb. Geol. Palaont. Mh., 1972(1): 52-67, Stuttgart.

Seyed-Emami, K., H. Immel and M.Alavi-Naini (1993): Neue Leymeriellen (Kreide-Ammoniten) aus dem tieferen Unteralb (tardefurcata - Zone) des nordlichen Zentralirans., N.J. Geol. Palaont. Abh., 187: 325-345, Stuttgart.

Seyed-Emami, K. and H. Immel (1995) : Ammoniten aus dem Alb (Kreide) von Shir-Kuh (S-Yazd, Zentraliran).- Palaont. Z., 69(314): 372-399, Stuttgart.

Seyed-Emami, K. and H. Immel (1996): Ammoniten aus dem Alb (hohere Unterkreide) des Zentralirans.- Palaeontographica A, 241 (1-3): 1-26, Stuttgart.

Soder, P.A. (1954): Contributions to the geology of Isfahan - Gavkhuni area.- Natn. Iran. Oil Co., Geol. Rep. no. 110;1-37 (unpublished).

Spath, L.F. (1923-1943): A monograph of the Ammonidea of the Gault.- Paleontogr. Soc. Monogr.: 1-787, London.

Spath, L.F. (1930): The Fossil Fauna of the Samara Range and Some neighbouring areas. 5. The Lower Cretaceous Ammonoidea, with notes on Albian Cephalopoda from Hazara.- Mem. Geol. Surv. India (Palaeont. Indica), N.S. 15 (5): 50. 66, Calcutta.

Stahl, A.F. (1897): Zur Geologie von Persien. Geognostische Beschreibung von Nord-und Zentral Persien.- Petermann's Geogr. Mitt. Gotha, Erganzungsheft, 122: 1-72.

Stocklin. J. (1954): Geology of the area between Kashan, Ardestan and Isfahan.- Natn. Iran. Oil. co., Geol. Rep. no 108: 1-24 (unpublished).

Tehrani, K.Kh (1977): Etude stratigraphique du Cretace superieur et du Paleocene de l'Iran central.- These Doc. Etat, Univ. Paris VI: 1-348.

Thiele, O., Alavi, M., Assefi, R., Houshmandzadeh, A., Seyed-Emami, K. and Zahedi, M. (1968): Explanatory text of the Golpaygan Quadrangle Map, 1:250,000.- Geol. Surv. Iran Quadrangle, E7:1-24, Tehran.

Wiedmann, J. (1988): Plate tectonics, Sea level changes, Climate and the Relashioship to Ammonite Evolution, Provinicialism, and Mode of Life in: Wiedmann, J. Kullmann (Eds.): Caphalopods - Present and past : 737-765, Stuttgart.

Zahedi, M. (1973): Etude geologique de la region de soh (W de l'Iran Central).- Geol. Surv. Iran Rep., 27: 1-197, Tehran.

Zahedi, M. (1976): Explanatory text of the Esfahan Quadrangle Map, 1:250000. Geol. Surv. Iran. Geol. Quadr. F8:1-49, Tehran.

* گروه مهندسی معدن دانشکده فنی، دانشگاه تهران.

* Tehran University- Faculty of Engineering.