



دانشگاه تربیت معلم
دانشگاه علوم-گروه زمین شناسی

پایان نامه برای دریافت درجه کارشناسی ارشد
(چینه و فسیل شناسی)

بیواستراتیگرافی و چینه نگاری سکانسی نهشته های سازند سروک در برش تنگ
باولک، تاقدیس کبیرکوه، جنوب شرق ایلام

اساتید راهنما:
دکتر جهانبخش دانشیان
دکتر سید علی معلمی

مؤلف:
عباسعلی آزاد

شهریور ۱۳۹۰

چکیده:

سازند سروک دربرش تنگ بولک، جنوب ایلام شامل ۸۷۰ مترسنگ آهک، سنگ آهک رسی، سنگ آهک دولومیتی، سنگ آهک گلوکونیتی، سنگ آهک پیریتی و سنگ آهک چرتی است. با مطالعه ۱۱۷ نمونه از نهشته های سازند سروک واقع در تقادیس کبیرکوه، بیواستراتیگرافی بر اساس فرامینفرا و چینه نگاری سکانشی این نهشته ها مورد بررسی قرار گرفت. مطالعات انجام شده بر روی فرامینفرا در این برش منجر به شناسایی ۳۵ گونه از ۱۴ جنس متعلق به فرامینفرا پلانکتونیک، ۳۵ گونه از ۳۵ جنس متعلق به فرامینفرا بنتیک و ۶ گونه از ۶ جنس متعلق به الیگوسترینیداها شد. سازند سروک بر روی نهشته های سازند گرو با ناپیوستگی پیوسته نما قرار گرفته است. از طرف دیگر توسط نهشته های سازند سورگاه با ناپیوستگی پیوسته نما پوشیده شده است. بر اساس فرامینفرا پلانکتونیک سازند سروک به ۶ بیوزن که عمدتاً جهانی هستند تقسیم می شود. بیوزن ها عبارتند از: بیوزن شماره یک *Ticinella roberti* Partial Range Zone، بیوزن شماره دو *Biticinella breggiensis* Total Range Zone، بیوزن شماره سه *Microhedbergella rischi* partial range zone، بیوزن شماره چهار *Rotalipora cushmani* Total Range Zone، بیوزن شماره پنج *Paracostellagerina libyca* total range zone، بیوزن شماره شش *Whiteinella archaeocretacea* Partial Range Zone. بر مبنای فرامینفرا شاخص و بیوزوناسیون، سازند سروک در محدوده مورد مطالعه در آلبین میانی تا سنومانین پسین نهشته شده است. همچنین در سازند سورگاه بیوزن *Marginotruncana sigali* Partial Range Zone با سن تورونین میانی-پسین تشخیص داده شد. نبود رسوبگذاری های مشخصی در بخش هایی از ستون چینه شناسی، نظیر آلبین بالایی، بخش های بالایی سنومانین زیرین، بخش های پایینی سنومانین میانی و تورونین زیرین از سازند سورگاه وجود دارد. با توجه به نبود گونه *Dicarinella algeriana* مرز سنومانین میانی با سنومانین بالایی قابل تفکیک نیست. در برش مورد مطالعه سازند سروک بر اساس مطالعات پتروفیزیکی ۹ ریز رخساره اصلی و ۲ زیر ریزرخساره شناسایی شد. تجزیه و تحلیل میکروفاسیس ها منجر به تشخیص ۴ محیط رسوبی اصلی دربرش تنگ بولک شد. که شامل حوضه (basin)، شلف دریای باز (open sea shelf)، شلف دریای عمیق (deep sea shelf) و جلوی شیب قاره (foreslope) است. بر اساس این پژوهش محیط رسوبی سازند سروک مربوط به بخش های عمیق دریا است. در مطالعات چینه نگاری سکانشی ۷ سکانس با مرزهای سکانشی نوع دوم (SB2) تشخیص داده شد. این سکانس ها در دوره ای بین یک تا ده میلیون سال به طول انجامیده و جزء سکانس های رده سه به حساب می آیند.

Abstract:

The Sarvak Formation in Bavolak section, southeast of Ilam, consists mainly of 870m limestone argillaceous limestone, dolomitic limestone, gloconitic limestone, and pyritic limestone. The study 117 samples of sediments from the Sarvak Formation in the Kabir Kuh Anticline, foraminiferal biostratigraphy and sequence stratigraphy were studied. On the basis of foraminiferal studies, 35 species belonging to 14 genera of planktonic foraminifera and 35 genera and species of benthic foraminifera, and 6 genera and species of Oligosteginids were identified. The sediments of the Sarvak Formation with paraconformity overlies the Garau Formation. On the other side, it is with paraconformity overlain Surgah Formation. The sediments of the Sarvak Formation were divided to 6 biozones on the basis of planktonic foraminifera which are almost cosmopolitan. The biozones are as follow: 1- *Ticinella roberti* Partial Range Zone, 2- *Biticinella breggiensis* Total Range Zone, 3- *Microhedbergella rischi* partial range zone, 4- *Paracostellagerina libyca* total range zone, 5- *Rotalipora cushmani* Total Range Zone, and 6- *Whiteinella archaeocretacea* Partial Range Zone. According to the index foraminiferal and biozonation, Sarvak Formation in studied area was deposited du to Middle Albian to Late Cenomanian. Also, *Marginotruncana sigali* Partial Range Zone was recognized in Surgah Formation with Middle-Late Turonian age. There are distinct hiatuses in parts of the studied stratigraphical succession such as Upper Albian, uppermost Lower Cenomanian, lowermost Middle Cenomanian and Lower Turonian of the Surgah Formation. Regarding to lacking *Dicarinella algeriana*, the boundary of Middle Cenomanian and Upper Cenomanian is not recognizable. Based on petrographical studies in the examined section, nine microfacies and two submicrofacies were recognized. Microfacies analyses led to recognition four major depositional environments. including basin, open sea shelf, deep shelf margin and slope environment in the Bavolak Section. The results of this research shows that the depositional environment of the Sarvak Fomation is deep sea. Also, in sequence startigraphical studies, seven sequences with sequence boundaries type-II were identified. These sequences deposited during a period of one to 10 million years and those are 3-order sequences.



**Department of Geology
Faculty of Sciences
Tarbiat Moallem University**

**Thesis Submitted for Degree of Master of Science
(Stratigraphy and Paleontology)**

**Biostratigraphy and Sequence Stratigraphy of the Sarvak
Formation in Tang-e-Bavolak section in Kabir Kuh anticline,
southeast of Ilam**

Supervisors:

Dr. J. Daneshian
Dr. S. A. Moallemi

Author:

Abbasali Azad

September 2011

فهرست مطالب صفحه

فصل اول: کلیات و زمین شناسی عمومی	۱
۱- مقدمه:	۲
۱-۱- معرفی سیستم کرتاسه	۳
۲-۱- کرتاسه در ایران	۶
۳-۱- کرتاسه در زاگرس	۸
۴-۱- وضعیت تکتونیکی زاگرس	۹
۵-۱- وضعیت ساختاری زیر پهنه لرستان	۹
۶-۱- چینه شناسی سازندهای کرتاسه حوضه زاگرس	۱۱
۷-۱- چینه شناسی سازند های گرو، سروک، سورگاہ و ایلام در برش های الگو	۱۲
۱-۷-۱- سازند شیلی گرو	۱۳
۲-۷-۱- سازند آهکی سروک	۱۳
۳-۷-۱- سازند شیلی سورگاہ	۱۵
۴-۷-۱- سازند آهکی ایلام	۱۵
۸-۱- رسوبات معادل سازند سروک در سایر حوضه های رسوبی ایران	۱۷
۱-۸-۱- حوضه زاگرس	۱۷
۲-۸-۱- حوضه البرز	۱۷
۳-۸-۱- حوضه ایران مرکزی	۱۷
۴-۸-۱- حوضه کپه داغ	۱۷
۹-۱- تاریخچه مطالعات انجام شده بر روی سازند های سروک - سورگاہ	۱۹
۱۰-۱- موقعیت محدوده مورد مطالعه	۲۴
۱۱-۱- چینه شناسی محدوده مورد مطالعه	۲۴
۱۲-۱- اهداف مطالعه	۲۶
۱۳-۱- خلاصه ای از مراحل مطالعه	۲۶
فصل دوم: لیتواستراتیگرافی	۲۷
۲- مقدمه	۲۸
۱-۲- توصیف سنگ شناسی برش مورد نظر	۲۸
۲-۲- خلاصه ای از توصیف ستون سنگ شناسی سازند سروک در برش تنگ باولک	۳۲
۳-۲- مقایسه ستون سنگ شناسی سازند سروک در لرستان با دیگر نواحی زاگرس	۳۷
فصل سوم : سیستماتیک فسیل ها	۴۰
۳- مقدمه	۴۱
۱-۳- توصیف سیستماتیک فرامینیفرها و غیر فرامینیفرها در برش تنگ باولک	۴۱
فصل چهارم: بیواستراتیگرافی	۹۰
۴- مقدمه	۹۱

۹۲	۱-۴- بیوزوناسیون.....
۹۴	۲-۴- توصیف بیوزون ها.....
۹۶	۳-۴- بیواستراتیگرافی برش مورد مطالعه.....
۹۷	۱-۳-۴ <i>Ticinella roberti</i> Partial Range Zone بیوزون.....
۹۸	۲-۳-۴ <i>Biticinella breggiensis</i> Total Range Zone بیوزون.....
۹۹	۳-۳-۴ <i>Microhedbergella rischi</i> partial range zone بیوزون.....
۹۹	۴-۳-۴ <i>Paracostellagerina libyca</i> total range zone بیوزون.....
۱۰۰	۵-۳-۴ <i>Rotalipora cushmani</i> Total Range Zone بیوزون.....
۱۰۰	۶-۳-۴ <i>Whiteinella archaeocretacea</i> Partial Range Zone بیوزون.....
۱۰۱	۷-۳-۴ <i>Marginotruncana sigali</i> Partial Range Zone بیوزون.....
۱۰۱	۸-۳-۴ <i>Favusella washitensis</i> occurrenes بیوزون.....
۱۰۲	۹-۳-۴ <i>Oligostegina facies</i> بیوزون.....
۱۰۵	فصل پنجم: محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی.....
۱۰۶	۵- مقدمه.....
۱۰۷	۱-۵- مفاهیم اساسی علم چینه نگاری سکانسی.....
۱۱۰	۲-۵- مطالعات ریز رخساره سازند سروک در برش تنگ باولک.....
۱۱۶	۳-۵- توصیف ریز رخساره های برش تنگ باولک.....
۱۱۶	۱-۳-۵- مادستون.....
۱۱۶	۲-۳-۵- وکستون حاوی فرامینیفرای پلانکتونیک.....
۱۱۷	۳-۳-۵- وکستون - پکستون حاوی فرامینیفرای پلانکتونیک والیگوسترینید.....
۱۱۸	۴-۳-۵- مادستون - وکستون حاوی الیگوسترینید.....
۱۱۸	۵-۳-۵- وکستون - پکستون حاوی الیگوسترینید.....
۱۱۹	۶-۳-۵- پکستون حاوی الیگوسترینید.....
۱۱۹	۷-۳-۵- وکستون - پکستون حاوی الیگوسترینید واسپیکول اسفنج.....
۱۲۰	۸-۳-۵- پلونیئیدال پکستون.....
۱۲۱	۹-۳-۵- وکستون - پکستون حاوی قطعات خارپوست.....
۱۲۱	۱۰-۳-۵- پکستون - گرینستون حاوی فرامینیفرای کف زی و قطعات خارپوست.....
۱۲۲	۱۱-۳-۵- وکستون حاوی الیگوسترینید دولومیتی شده.....
۱۲۲	۴-۵- تعبیر و تفسیر محیط رسوبی سازند سروک در برش تنگ باولک.....
۱۲۶	۵-۵- مطالعات چینه نگاری سکانسی سازند سروک در برش تنگ باولک.....
۱۲۶	۱-۵-۵- سکانس اول.....
۱۲۶	۲-۵-۵- سکانس دوم.....
۱۲۷	۳-۵-۵- سکانس سوم.....
۱۲۸	۴-۵-۵- سکانس چهارم.....

۱۲۸	۵-۵-۵- سکانس پنجم
۱۲۹	۶-۵-۵- سکانس ششم
۱۲۹	۷-۵-۵- سکانس هفتم
۱۳۱	نتیجه گیری
۱۳۳	منابع
۱۵۷	اطلس میکروفسیل ها

فهرست اشکال صفحه

- شکل ۱: ستون زمان زمین شناسی اقتباس از (ICS) ۳
- شکل ۲: جغرافیای جهانی در انتهای دوره کرتاسه (Dietz & Holden, 1996) ۴
- شکل ۳: آب و هوای ایالت های مختلف زمین شناسی در دوره کرتاسه (اقتباس از Boucot, 2000) ۵
- شکل ۴: تغییرات آب و هوایی، سطح آب دریا و آتشفشانی در دوره کرتاسه (Boucot, 2000) ۶
- شکل ۵: واحدهای سنگی حوضه های عمده ساختاری- رسوبی ایران در بخشی از کرتاسه (Immel et al., 1977). علامت سوال در شکل فوق نشان دهنده نبوده های رسوبگذاری در مناطق مورد نظر می باشد ۸
- شکل ۶: زیرپهنه های زاگرس (مطیعی، ۱۳۷۴) ۱۰
- شکل ۷: ارتباط زمانی و مکانی واحدهای سنگ چینه ای کرتاسه حوضه زاگرس (Wynd, 1965) ۱۲
- شکل ۸: روابط رخساره های زیستی سازندهای کرتاسه حوضه زاگرس در لرستان (Wynd, 1965) ۱۶
- شکل ۹: گسترش رخساره های رسوبی کرتاسه بالایی در ایران و سایر کشورهای مجاور (Ziegler, 2001) ۱۸
- شکل ۱۰: موقعیت جغرافیایی تعدادی از برش های چینه شناسی سازند سروک که توسط محققین مختلف مورد مطالعه قرار گرفته اند ۱- میدان نفتی ماله کوه (اله بخش غیاثوند، ۱۳۸۲) ۲- میدان نفتی سرکان (اله بخش غیاثوند، ۱۳۸۲) ۳- سبزه کوه (سرداقی صوفیانی، ۱۳۸۲) ۴- ایزه (امیری بختیار، ۱۳۷۰) ۵- سیمیرم (امیری بختیار، ۱۳۷۰) ۶- میدان نفتی مارون (نظری نیا، ۱۳۸۴) ۷- کوه میش (اکبریس کلاله، ۱۳۸۰) ۸- میدان نفتی آجاجاری (تیموریان، ۱۳۸۳) ۹- کوه بنگستان (فنونی، ۱۳۷۲ و سخص آبادی، ۱۳۸۵) ۱۰- کوه گدون (خدری، ۱۳۷۵) ۱۱- کوه جهرم (فنونی، ۱۳۷۲) ۱۲- میدان نفتی کنگان (کابلی، ۱۳۸۵) ۱۳- تاقدیس عسلویه (کابلی، ۱۳۸۵) ۱۴- تاقدیس ده نو (کلاهدوز، ۱۳۸۷) ۱۵- تاقدیس کبیرکوه (مطالعه کنونی) ۲۳
- شکل ۱۱: موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه (علامت ستاره موقعیت برش مورنظر را نشان می دهد) (موسسه جغرافیایی کارتوگرافی، ۱۳۸۰) ۲۴
- شکل ۱۲: نقشه زمین شناسی و موقعیت برش مورد مطالعه در تاقدیس کبیرکوه (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ; Macleod and Roohi, 1970) ۲۵
- شکل ۱۳: مرزپایینی سازند سروک با سازند گرو (نمای تصویر جنوب غربی) ۲۸
- شکل ۱۴: سازندهای گرو و سروک که به طور متناوب دارای شیل و آهک نازک لایه است (نمای تصویر جنوب) ۲۹
- شکل ۱۵: سیستم درزه و شکاف های موجود در بخش میانی سازند سروک ۲۹

- شکل ۱۶: مرز بالایی سازند سروک با سورگه (نمای تصویر جنوب غربی)..... ۳۰
- شکل ۱۷: سنگ آهک های حاوی ندول های چرتی موجود در بخش های قاعده ای سازند سروک
..... ۳۱
- شکل ۱۸: ماکروفسیل هایی نظیر بلمنیت در بخش میانی سازند سروک..... ۳۱
- شکل ۱۹: سنگ آهک های حاوی دانه های غیر اسکلتی مانند اینتراکلاست (۱۹ الف)، قطعات آمونیت (۱۹ ب)، بلمنیت (۱۹ ج) و سنگ آهک گلوکونیت دار (۱۹ د)..... ۳۲
- شکل ۲۰: ستون لیتواستراتیگرافی سازند سروک در برش تنگ باولک (تاقدیس کبیرکوه)..... ۳۶
- شکل ۲۱: موقعیت و ضخامت تعدادی از برش های مورد مطالعه شده بر روی سازند سروک در نواحی زاگرس ۱- چاه سرکان (اله بخش غیاثوند، ۱۳۸۲)، ۲- تنگ باولک (مطالعه کنونی)، ۳- برش تنگ رشید، برش قلعه کژدمک (آق، ۱۳۸۴)، ۴- تنگ ماغر (سخن آبادی، ۱۳۸۵)، ۵- تاقدیس عسلویه (کابلی، ۱۳۸۵)، ۶- تنگ شیرزاد (کلاهدوز، ۱۳۸۷)..... ۳۷
- شکل ۲۲: انطباق سنگ شناسی تعدادی از برش های انتخاب شده در بخش های مختلف حوضه رسوبی زاگرس..... ۳۸
- شکل ۲۳: بیوزون های ارائه شده گروه بنگستان در حوضه زاگرس با تصحیح نام فسیل ها و ایند (Wynd, 1965)..... ۹۲
- شکل ۲۴: تطابق و مقایسه بیوزون های ارائه شده برای آشکوب های آلبین- سنومانین و تورونین در زاگرس (Wynd, 1965) و جهانی (Postuma; 1971; Robaszynski and Caron ; 1995,) (Caron , 1985 ; Sliter , 1989) با بیوزون های پیشنهادی سازند سروک در برش تنگ باولک..... ۹۷
- شکل ۲۵: گسترش چینه شناسی و جغرافیایی فرامینفرا پلانکتونیک در برش تنگ باولک..... ۱۰۳
- شکل ۲۶: گسترش چینه شناسی و جغرافیایی فرامینفرا کف زی و دیگر گروه های فسیلی در برش چینه شناسی باولک..... ۱۰۴
- شکل ۲۷: انواع مدل های چینه نگاری سکانشی (Catuneanu, 2006)..... ۱۱۰
- شکل ۲۸: برخی از آلومک ها را نشان می دهد (۲۸ الف) سوزن اسفنج، نوع تری آکسون. (۲۸ ب) رادیولر. (۲۸ ج) مقطع عرضی خار خارپوست. (۲۸ د) مقطع طولی خار خارپوست. (۲۸ ه) قطعه اکینوئید. (۲۸ و) گاستروپود..... ۱۱۳
- شکل ۲۹: برخی از آلومک ها را نشان می دهد. (۲۹ الف) استراکد. (۲۹ ب) قطعه دوکفه ای. (۲۹ ج) گلوکونیت. (۲۹ د، ه) فسفات (۲۹ و) پیریت..... ۱۱۵
- شکل ۳۰: رخساره های میکروسکوپی سازند سروک. (۳۰ الف) مادستون. (۳۰ ب) وکستون حاوی فرامینفرا پلانکتونیک..... ۱۱۷
- شکل ۳۱: رخساره های میکروسکوپی سازند سروک. (۳۱ الف) وکستون - پکستون حاوی فرامینفرا پلانکتونیک و الیگوسترژینید (۳۱ ب) مادستون- وکستون حاوی الیگوسترژینید..... ۱۱۸

- شکل ۳۲: رخساره های میکروسکوپی سازند سروک. ۳۲ الف) وکستون - پکستون حاوی الیگوستزینید. ۳۲ ب) پکستون حاوی الیگوستزینید ۱۱۹
- شکل ۳۳: رخساره های میکروسکوپی سازند سروک. ۳۳ الف) وکستون - پکستون حاوی الیگوستزینید و اسپیکول اسفنج. ۳۳ ب) پلونیدال پکستون ۱۲۰
- شکل ۳۴: رخساره های رسوبی سازند سروک. ۳۴ الف) وکستون - پکستون حاوی قطعات خارپوست. ۳۴ ب) پکستون - گرینستون حاوی فرامینیفر کف زی و قطعات خارپوست ۱۲۱
- شکل ۳۵: رخساره سنگ آهک دولومیتی شده در سازند سروک ۱۲۲
- شکل ۳۶: جایگاه ریزرخساره ها در کمربندهای رخساره ای ۱۲۳
- شکل ۳۷: مدل رسوبی برش تنگ باولک، تقدیس کبیرکوه ۱۲۴
- شکل ۳۸: تغییرات سطح آب دریا و جایگاه رخساره ها در ستون چینه شناسی ۱۲۵
- شکل ۳۹: سکانس های رسوبی و سیستم تراکت ها در برش چینه شناسی باولک ۱۳۰

فهرست جداول صفحه

- جدول ۱: نهشته های رسوبی سازند سروک و معادل آن در حوضه های مختلف ایران (فروغی، ۱۳۸۳؛ شمیرانی، ۱۳۶۳؛ صادقی، ۱۳۷۸؛ پروانه نژاد شیرازی، ۱۳۷۰) ۱۹
- جدول ۲: مطالعات انجام شده بر روی سازند سروک ۲۰
- جدول ۳: ضخامت برش های مورد مطالعه بر روی سازند سروک ۳۷



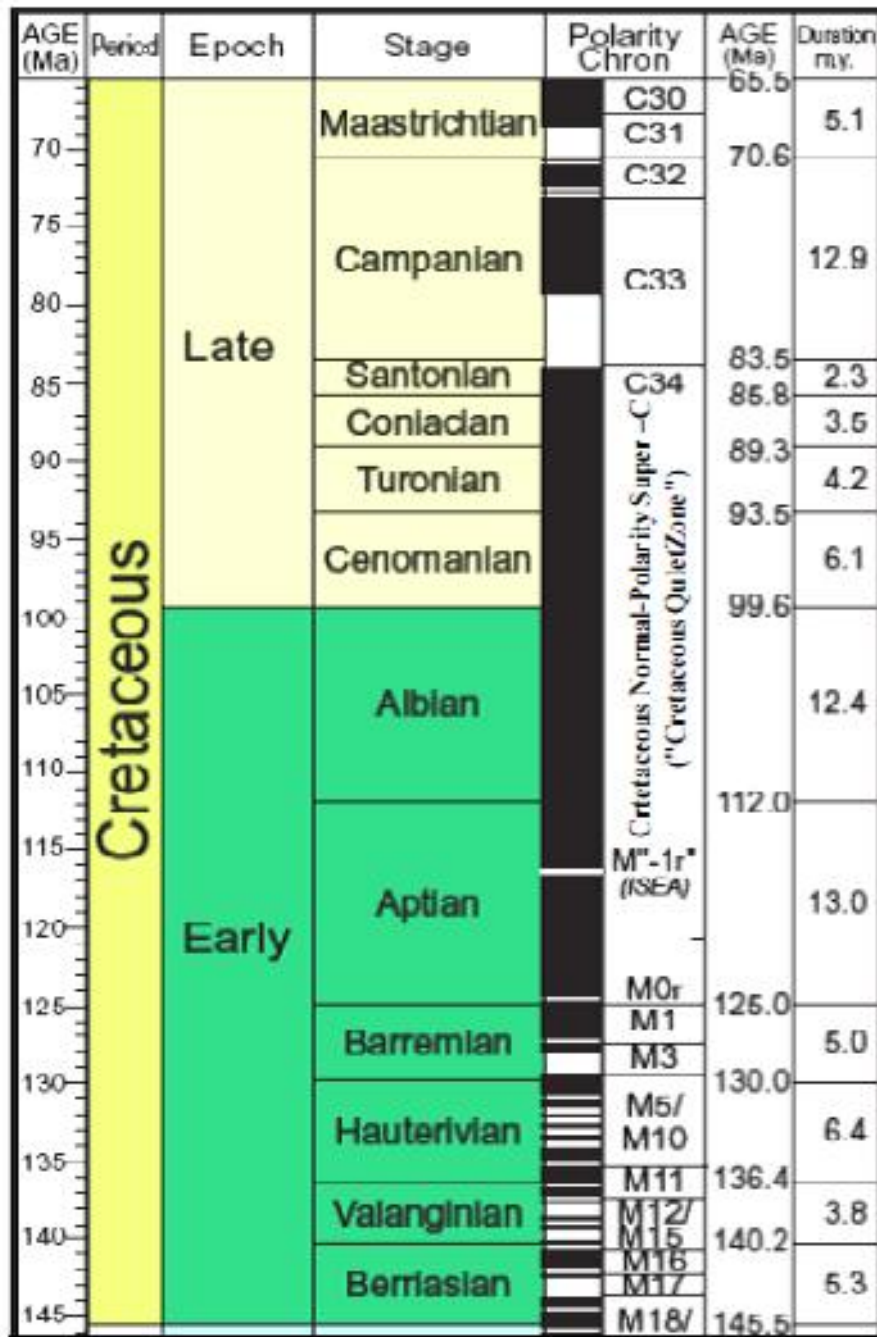
فصل اول : کلیات و زمین شناسی عمومی

۱- مقدمه :

سیستم کرتاسه از رسوبات کربناته گل سفید (Craie=Chalk) اروپای شمالی گرفته است (Omalius d Halloy, 1822). رسوبات گل سفید به طور وسیعی در اروپا و بخش هایی از آمریکای شمالی رسوب کرده است. این نهشته ها از تجمع پوسته نائوپلانکتون های آهکی در کف دریا در دوره کرتاسه حاصل شده اند. کرتاسه به عنوان آخرین سیستم/پریود از اراتم یا ارای مزوزوئیک در ۱۴۵/۵ تا ۶۵/۵ میلیون سال پیش (ICS:International Commission on Stratigraphy) گسترش داشته است. وضعیت آب و هوای کرتاسه مانند ژوراسیک گرم بوده و از نظر زیستی نیز بیشترین شباهت به امروزه را نسبت به زمانهای قبلی داشته است. در سراسر جهان در ابتدای این دوره، پیشروی سطح دریا از پیشروی دریای ابتدای ژوراسیک مهمتر بوده و رسوبات دریایی وسیعی را برجای گذاشته است (خسروتهرانی، ۱۳۷۴). در اواسط کرتاسه با افزایش فعالیت های تکتونیکی و اشتقاق قاره ها سطح دریاها بیشتر بالا آمده و یک سوم سطح خشکی ها را پوشانده است. در اواخر دوره کرتاسه با پایین آمدن سطح آب دریا تغییرات آب و هوایی بین نواحی قطبی و استوایی نوسان بیشتری پیدا کرده و قاره ها شکل امروزی را بخود گرفته اند. در طی این دوره در دریاها دیاتومه ها، آمونیت ها و بلمنیت ها ظهور پیدا کردند. رودیست ها که از مهمترین جانوران ریف ساز این دوره بودند در پایان کرتاسه منقرض شدند (خسرو تهرا، ۱۳۷۴). پسروی دریا در ایران که از ژوراسیک میانی آغاز شده بود تا اوایل و یا حتی اواخر کرتاسه پسین ادامه داشته و با پیشروی دریا در این دوره، انشعابات ریفتی توسط دریاها نیمه عمیق مربوط به شیب قاره پوشیده شده است (خسرو تهرا، ۱۳۶۷). حد زیرین رسوبات کرتاسه با ژوراسیک در مناطقی که فازهای کوهزایی آلپی تاثیر مهمی نداشته اند و رسوبگذاری دریای ژوراسیک-کرتاسه ممتد بوده، به آسانی قابل شناسایی نیست (خسروتهرانی، ۱۳۷۴). در کرتاسه پسین نیز حرکات زمین ساختی (رخداد زمین ساختی ساب هرسی نین) موجب تشکیل مراحل اولیه کمر بند کوهستانی افیولیت-رادبولیت ناحیه زاگرس مرتفع، عمان، سلسله جبال البرز، شرق و دیگر مناطق ایران شده است (خسرو تهرا، ۱۳۶۳). همچنین این فعالیت های زمین ساختی ساب هرسی نین است که باعث تکرار وقفه های رسوبی و چرخه های فرسایشی درون تشکیلاتی در رسوبات کرتاسه پسین ایران شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳). حد بالایی کرتاسه با پالئوژن نیز با توجه به فعالیت های کوهزایی آلپی (رخداد لارامید ۶۵ میلیون سال پیش) قابل تشخیص است. در نتیجه ناپیوستگی زاویه دار مشخصی را در شمال و مرکز ایران به وجود آورده است (خسرو تهرا، ۱۳۶۳). دو تقسیم بندی در مورد سیستم کرتاسه وجود دارد که شامل موارد زیر است (شمیرانی، ۱۳۶۳).

۱- کرتاسه پیشین، کرتاسه میانی و کرتاسه پسین، در این تقسیم بندی کرتاسه میانی شامل آلبین-سنومانین است ولی برخی معتقدند که شامل آپسین-آلبین است (مکتب E. Haug).

۲- کرتاسه پیشین و کرتاسه پسین، کرتاسه پسین از سنومانین آغاز می شود (مکتب A. de Lapparint) که با نظر کمیته بین المللی چینه شناسی (ICS) مطابقت دارد (شکل ۱).



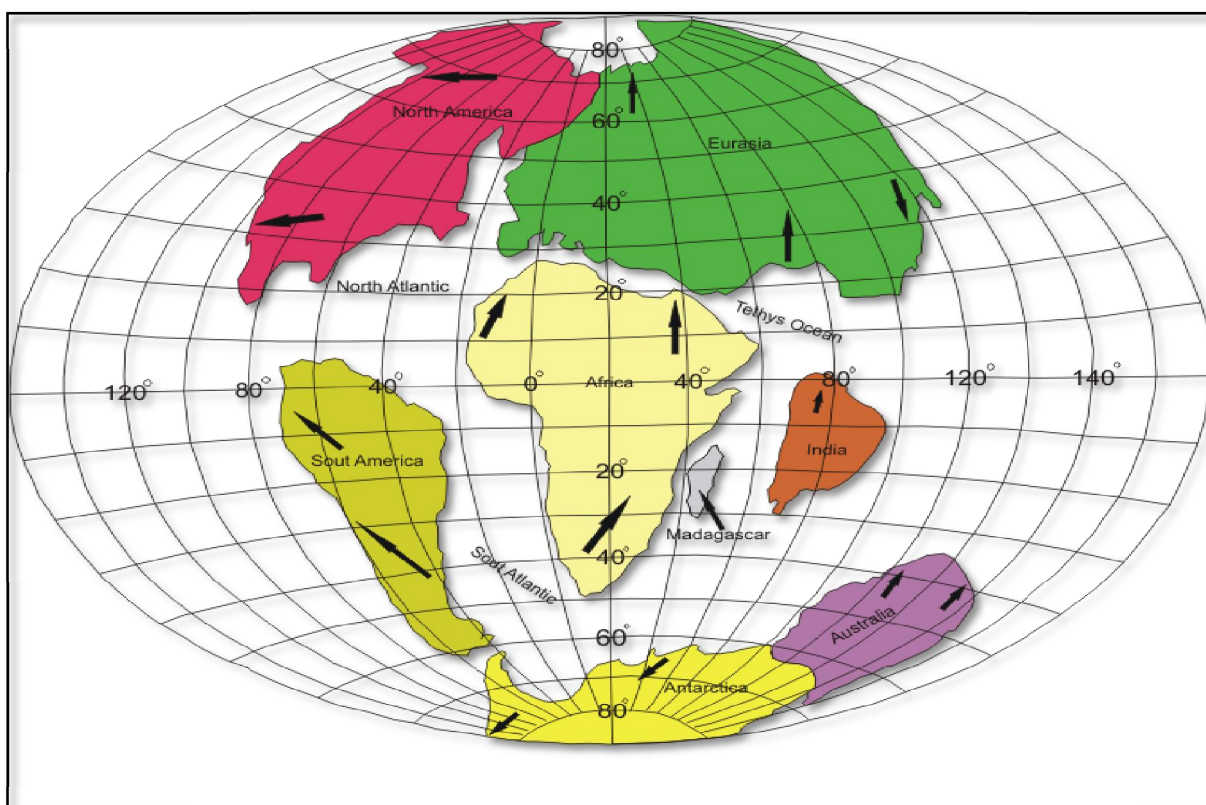
شکل ۱: ستون زمان زمین شناسی اقتباس از (ICS)

۱-۱- معرفی سیستم کرتاسه:

گیاهان آنژیوسپرم در کرتاسه پیشین ظاهر شدند. از مهره داران، خزندگان بزرگ درماتریشتین از بین رفتند. از بی مهره گان نیز رودیست ها در اواخر ماتریشتین ناپدید شدند. از مهمترین میکروفسیل هایی که در اواخر ماتریشتین از بین رفتند گلوبوترونکاناها (*Globotruncana*) و اربیتوئیدس ها (*Orbitoides*) هستند (خسروتهرانی، ۱۳۸۲). از مهمترین میکروفسیل های موجود در دوره کرتاسه می توان به گروه ها و جنس های شاخص زیر اشاره کرد-کالپیونل ها (*Calpionellids*) که علاوه بر رخساره تیتونیک تا آشکوب هوتریوین از کرتاسه زیرین نیز وجود دارد، اربی تولین ها (*Orbitolina*) که از آشکوب آپتین تا آشکوب سنومانین مشاهده می شوند و پرآلوئولینا (*Praealveolina*) که بیشتر در سنومانین گسترش دارند (خسروتهرانی، ۱۳۸۲).

به طور کلی در تمامی مدت کرتاسه در خشکی های کره زمین دو قسمت مشخص وجود داشته است، خشکی های شمالی و مجموعه خشکی های جنوبی، این دو خشکی به واسطه اقیانوس اطلس جنوبی و اقیانوس تتیس از هم جدا می شده است. اقیانوس اطلس جنوبی

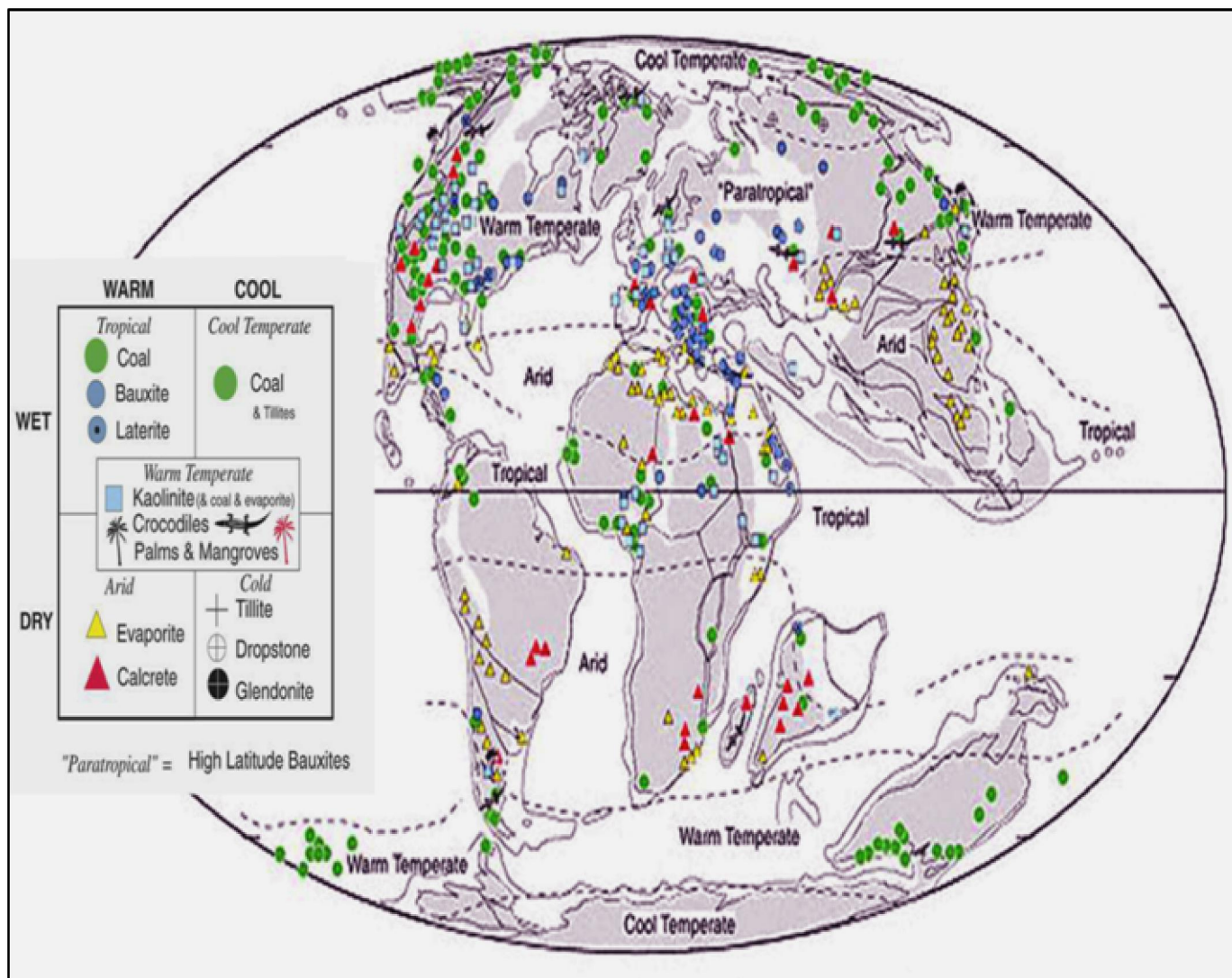
در کرتاسه پیشین کاملاً باز شده درحالی که اقیانوس اطلس شمالی نهایتاً در کرتاسه پسین کامل می شود. خشکی هند به سمت شمال حرکت کرده که در این دوره با خروج وسیع گدازه های بازالتی در ناحیه دکن مشخص است. این حرکت تا اواخر میوسن ادامه داشته است تا اینکه هند به آسیای جنوبی متصل می شود. در اواخر این دوره که استرالیا هنوز با تاسمانی و زلاندنو یکی بوده از ۸۰ میلیون سال قبل به این طرف از خشکی جنوبی، قطب جنوب جدا می شود. دو کمربند کوهزائی در کرتاسه وجود داشته یکی کمربند کناره اقیانوس کبیر و دیگری کمربند مزوژه است. کمربند کناره اقیانوس کبیر مربوط به فاز کوهزائی اواخر ژوراسیک است درحالی که کمربند مزوژه در اثر فعالیت کوهزائی اواخر کرتاسه پیشین (فاز اوسترین) و اواخر کرتاسه پسین (لارامید) به وجود آمده است (خسروتهرانی، ۱۳۸۲) (شکل ۲).



شکل ۲: جغرافیای جهانی در انتهای دوره کرتاسه (Dietz & Holden, 1996)

آب و هوای جهانی طی دوره کرتاسه نسبت به امروزه گرمتر بوده، قطبین فاقد یخ بوده است. دایناسورها در فصول مختلف بین نواحی با آب و هوای گرم تا نواحی معتدل سرد مهاجرت می کردند. شکل ۳ پنج نوع آب و هوای مختلف را طی دوره کرتاسه نشان می دهد (گرمسیری، خشک، معتدل، معتدل سرد و سرد). نبود رسوبات یخچالی (که نشان دهنده آب و هوای سرد است) در کرتاسه نشان دهنده آب و هوای گرم در این دوره است. این مطلب با بالا بودن سطح آب دریا در این زمان مطابقت دارد. شواهد بیشتر این نوع آب و هوا نهشت رسوبات تبخیری به میزان زیاد است چرا که این نوع رسوبات تحت تاثیر آب و هوای نیمه گرمسیری نهشته می شوند طی این دوره به دلیل پراکنده بودن قاره ها رسوبات دریایی فراوانی نظیر لجن های پلاژیک، سنگ آهک های سفید رنگ چاک (Chalk) مارن و ماسه سنگ نهشته شدند. در انتهای مائستریشین رسوبگذاری چاک (Chalk) متوقف شده است، این حالت در مرز K/T منجر

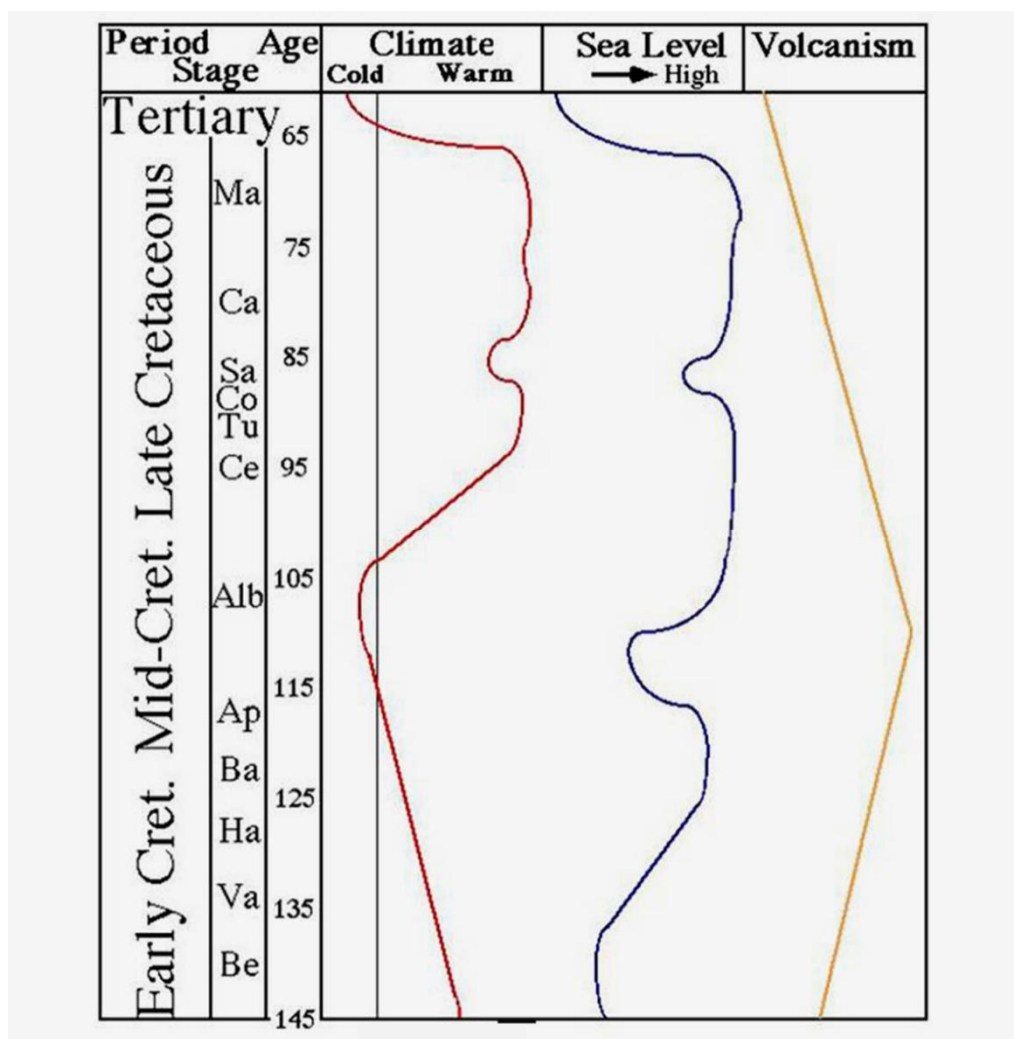
به انقراض دسته جمعی نانوپلانکتون ها شده است. آغاز نهشتگی رس ها و کمبود اکسیژن در کف دریاها منجر به تخریب زیستگاه های دریایی موجودات ذره بینی دریایی شده است (Boucot, 2000).



شکل ۳: آب و هوای ایالت های مختلف زمین شناسی در دوره کرتاسه (اقتباس از Boucot, 2000).

در ابتدای بریازین آب و هوا گرم بوده و به تدریج تا آلبین به سردی می‌گراید. سردترین آب و هوا مربوط به آلبین (۱۰۵ میلیون سال پیش) است. درجه حرارت بعد از این زمان تا اواخر کرتاسه افزایش می‌یابد اگر چه نوسانات کوچک آب و هوایی در این دوره مشاهده می‌شود. در انتهای مائستریشترین درجه حرارت افت سریعی دارد (۶/۶۶ تا ۹/۶۶ میلیون سال قبل). در مرز کرتاسه-پالئوژن سردی آب و هوا به حداکثر میزان خود در این زمان می‌رسد که این حالت باعث بهم خوردن نظم چرخه آب و هوای جهانی می‌شود که احتمالاً بر اثر برخورد سنگ‌های آسمانی به کره زمین صورت گرفته است. طی کرتاسه پسین سطح آب دریا ۳۰۰ متر بالاتر از سطح کنونی بوده است. نوسانات سطح آب دریا نسبت به تغییرات آب هوایی ناگهانی تراست. در ابتدای کرتاسه سطح آب دریا به تدریج افزایش می‌یابد تا اینکه در اواسط کرتاسه (زمان آپتین-آلبین) با یک افت قابل توجه ای همراه است. چنین افت ناگهانی در زمان سانتونین نیز وجود دارد. به نظر می‌رسد که تغییرات آب و هوایی انطباق کاملی با نوسانات سطح آب دریا طی کرتاسه دارد. بعنوان مثال هنگامی که آب و هوا گرم بوده سطح آب دریا به بالاترین مقدار خود رسیده و در زمان سردی آب و هوا، سطح آب دریا به کمترین

مقدار خود رسیده است. درمرز کرتاسه-پالئوژن سطح آب دریا به کمترین مقدار خود طی این دوره می رسد. تغییرات فعالیت های آتشفشانی طی دوره کرتاسه نیز از نظم خاصی برخوردار است. از ابتدای کرتاسه تا اواسط کرتاسه میزان فعالیت های ولکانیکی به بیشترین میزان حجم خود می رسد. در زمان اوج فعالیت های آتشفشانی درجه حرارت به کمترین مقدار خود می رسد، بعد از اواسط کرتاسه به تدریج از شدت فعالیت های آتشفشانی کاسته شده که این حالت تا انتهای کرتاسه ادامه داشته است (Boucot, 2000). در طول کرتاسه نیز چندین سیکل رسوبی و تغییرات سطح آب به صورت جهانی و محلی رخ داده است. فعالیتهای کوهزایی، آتشفشانی و همچنین ذوب شدن یخ های قطبی و نیز تغییرات آب و هوایی باعث ایجاد سیکلوتم ها و دوره های متناوب بالآمدگی سطح عمومی دریاها شده است (Haq et al., 1988). شکل ۴ نیز نشان دهنده انطباق تغییرات آب و هوایی با تغییرات سطح آب دریاها است که هر دو نیز انطباق کاملا مشخصی با فعالیتهای آتشفشانی نشان می دهند. به طوری که با افزایش فعالیتهای آتشفشانی آب و هوا گرم تر شده که این به نوبه خود باعث ذوب یخ ها شده و سطح آب دریا را افزایش می دهد.



شکل ۴: تغییرات آب و هوایی، سطح آب دریا و آتشفشانی در دوره کرتاسه (Boucot, 2000).

۲-۱- کرتاسه در ایران:

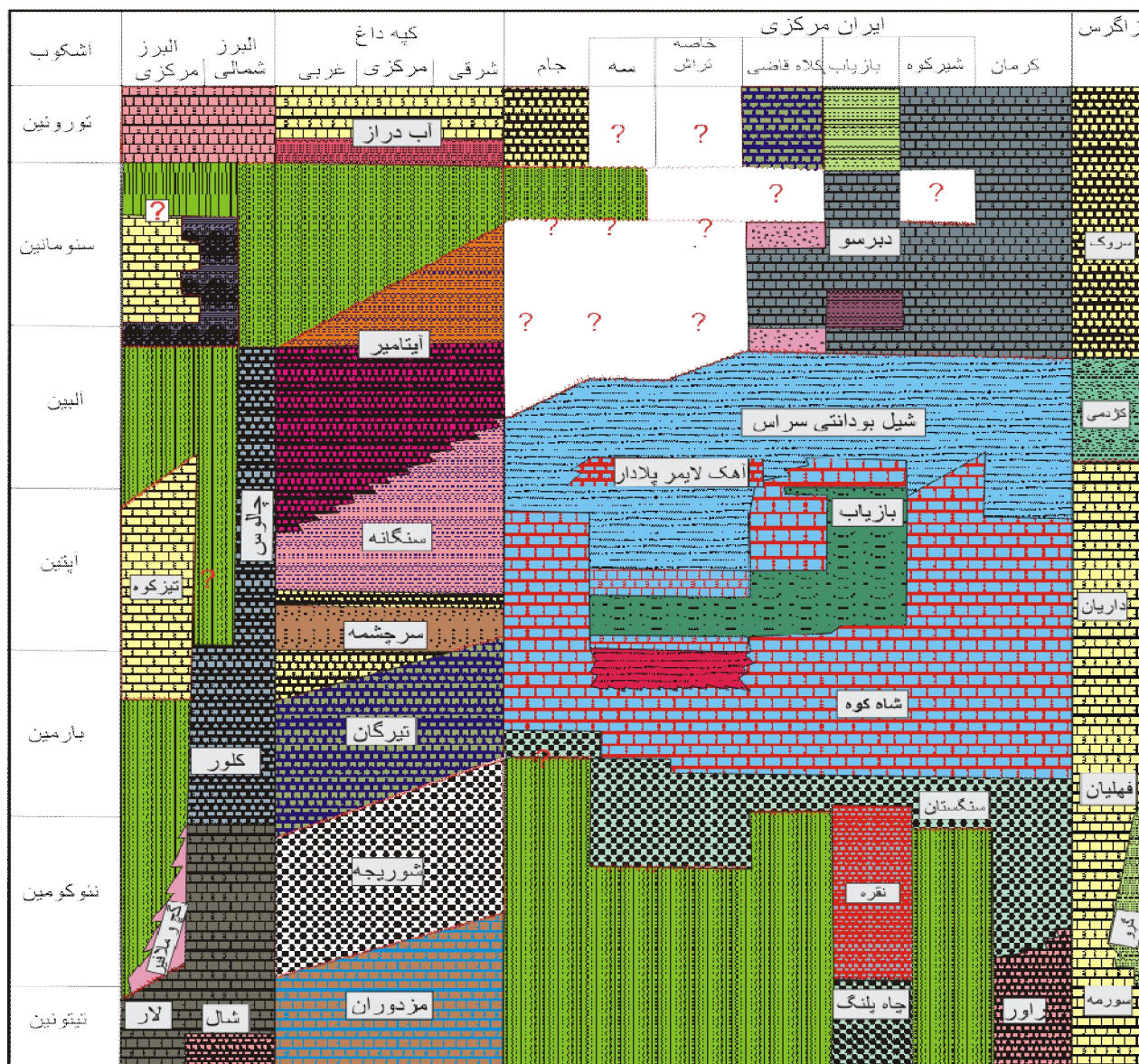
گسترش رسوبات کرتاسه در ایران بسیار زیاد است. شروع رسوبگذاری کرتاسه در ایران به بعد از خاتمه حرکات سیمیرین پیشین و فاز فرسایشی بعد از آن نسبت داده شده است. تحت تاثیر حرکات مزبور، دریا از بسیاری از مناطق شمالی و مرکزی عقب نشینی کرده است. آثار این پسروری ها در برخی نقاط نامشخص و در برخی دیگر با رسوبات تخریبی قاره ای مشخص است. تنها در مناطقی نظیر

زاگرس، بعضی از نقاط البرز، جنوب سبزووار و تالش فاز مذکور اثر چندانی نداشته و رسوبگذاری از ژوراسیک تا کرتاسه پیوسته بوده است. در اوایل تا اواسط کرتاسه دریای کم عمقی بیشتر نقاط ایران را فرار می گرفته است. سن این پیشروی ها از زمان بارمین-آپسین است. فاز کوهزایی اتریشین (Autrichien) بعنوان فاز کوهزایی اواخر آلبین زمین های کرتاسه را تحت تاثیر قرار داده است. کم عمق شدن حوضه، بالا آمدگی کف حوضه و دگرشیبی زاویه دار از اثرات این فاز کوهزایی بوده است. عدم رسوبات آلبین، فعالیت های آتشفشانی و تغییرات رخساره ای نیز به حرکاتی که در حد فاصل آپسین-آلبین در البرز اتفاق افتاده، مربوط است. (صادقی، ۱۳۷۸). در اوایل کرتاسه پسین به دنبال فاز کوهزایی اتریشین، دریای پیشرونده سنومانین اکثر مناطق ایران را پوشانده است، به طوری که رسوبات سنومانین اکثراً آواری و یا از نوع رسوبات کم عمق هستند. حرکات کوهزایی و خشکی زایی فاز ساب هر سینین (Sub-Hercynian) سبب فرسایش رسوبات تورونین-کنیاسین شده و یا منجر به عدم رسوبگذاری شده است. پیشروی مجدد دریا در زمان سانتونین بیشتر نقاط ایران را در بر گرفته است و رسوبات رسی-آهکی با رخساره نریتیک تا عمیق نتیجه این پیشروی است. در زمان های کامپانین تا مائستریشین دریا در بیشتر نقاط ایران با رخساره مارنی نریتیک تا عمیق حضور داشته است. در منطقه جندق و بیابانک یک فاز نسبتاً شدید در حد فاصل مائستریشین پیشین-پسین رخ داده است که باعث نبود رسوبگذاری در این مناطق شده است (شمیرانی، ۱۳۶۳). زمین های کرتاسه پسین تحت تاثیر حرکات کوهزایی لارامید قرار گرفته اند. شدت این حرکات در مناطق جنوبی و جنوب غربی ایران و منطقه کپه داغ بیشتر بوده به طوری که در مناطق شمالی و مرکزی ایران منجر به تشکیل یک دگرشیبی زاویه دار و در مناطق جنوبی و جنوب غرب ایران موجب انفصال رسوبگذاری و در شرق ایران (کپه داغ) سبب حرکات خشکی زایی شده است (آقانباتی، ۱۳۸۵).

سنگ آهک های اربیتولینا دار (*Orbitolina*) مشخص ترین ردیف های کرتاسه پایینی ایران هستند که در البرز (سازند تیزکوه)، کپه داغ (سازند تیرگان)، ایران مرکزی (سازند های غیر رسمی تفت و شاه کوه) و زاگرس (سازندهای فهلیان و داریان) گسترش درخور توجهی دارند. در گستره های وسیعی (به جز حوضه فلیشی زابل-مکران)، سنگ آهک های اربیتولینا دار (*Orbitolina*) بارمین-آپسین با گذرتدریجی و گاهی ناپیوسته (زاگرس) به رسوبات شیلی-مارنی سبز-خاکستری حاوی آمونیت های نوع بودانتی سراس (*Beudanticeras*) به سن آلبین ختم می شوند که در زاگرس سازند کژدمی، در ایران مرکزی سازند غیر رسمی دره زنجیر و در کپه داغ سازندهای سرچشمه و سنگانه نامگذاری شده اند، در مناطقی که چرخه های فرسایشی وابسته به رخداد اتریشین (Autrichien) شدید باشد شیل های آلبین وجود ندارند نهشته های کرتاسه بالایی ایران ویژگی های رخساره ای یکسان ندارند و به نظری رسد که برخلاف شرایط یکسان رسوبی کرتاسه پایینی حوضه های رسوبی کرتاسه بالایی از یکدیگر جدا بوده اند و بر هر حوضه شرایط ویژه ای حاکم بوده است. به همین جهت، واحدهای سنگ چینه ای کرتاسه بالایی ایران، به جز زاگرس و کپه داغ، نامگذاری نشده اند و یا نام های محلی دارند. یکی از ویژگی های کرتاسه پسین ایران تکرار حرکت های زمین ساختی وابسته به رخداد های قابل قیاس با چرخه ساب هرسی نین است. به همین دلیل است که وقفه های رسوبی و چرخه های فرسایشی درون تشکیلاتی در ردیف های کرتاسه بالای ایران مکرر است. آخرین ایست رسوبی کرتاسه در زمان پس از مائستریشین صورت گرفته که قابل قیاس با رخداد لارامید است و کرتاسه را به پایان برده است (آقانباتی، ۱۳۸۳). در اکثر نقاط ایران مرکزی در طی آلبین-تورونین، نبود رسوبگذاری وجود داشته و نقاطی هم که رسوبات معادل با سازند های گروه بنگستان وجود دارد تاکنون نامگذاری نشده اند. در ایران مرکزی در ناحیه کلاه قاضی اصفهان ردیف های آهکی گلوکونیت دار، در ناحیه بازیاب (روستایی در شرق بیاضیه از توابع خور-بیابانک) سازند غیر رسمی آهکی دبرسومعادل با بخشی از سازند سروک است. در ناحیه خاصه تراش (۵۰ کیلومتری شمال شرقی اصفهان به طرف اردستان) سه نبود رسوبگذاری طی آلبین-تورونین کاملاً مشخص است. در حوضه کپه داغ سازند آیتامیر را معادل با رسوبات سازند سروک می دانند و در حوضه البرز نیز ردیف های آهکی معادل با رسوبات سروک وجود دارد. به عنوان مثال در ناحیه کوه پایه

شرق تهران ردیف های از کنگلومرا با سیمان آهکی و آهک های بریوزوا و جلبک دار (C_1, C_2, K_2a) و درالبرز شمالی نیز ردیف هایی از لایه های آهکی وجود دارد که معادل با بخش های بالایی سازند سروک هستند (Steiger, 1966; Dellenbach, 1964)

(شکل ۵)



شکل ۵: واحد های سنگی حوضه های عمده ساختاری- رسوبی ایران در بخشی از کرتاسه (Immel et al., 1977). علامت سوال در شکل فوق نشان دهنده نبودهای رسوبگذاری در مناطق مورد نظر است.

۱-۳- کرتاسه در زاگرس:

رسوبگذاری در اثر پیشروی دریا در حوضه زاگرس در کرتاسه پیشین، در بیشتر نواحی به جز نواحی شیراز (آقناباتی، ۱۳۸۳) و شمال خوزستان که به صورت ممتد بوده، در دیگر نواحی رخساره های کرتاسه با سطح دگرشیبی بر روی رسوبات ژوراسیک (سورمه، انیدریت هیث) قرار می گیرند. این وضعیت نیز وجود فعالیت های خشکی زایی آلپی (سیمرین پسین) را در انتهای ژوراسیک نمایان می کند. این پیشروی در طول کرتاسه ادامه داشته است. رخساره های کرتاسه اغلب شامل رسوبات دریایی است که بیشتر آهک و مارن بوده و بخش وسیعی را فرا گرفته است (خسروتهرانی، ۱۳۶۷). حوضه رسوبی کرتاسه در برگرنده تمامی زاگرس، خلیج فارس، عراق، کویت، عمان و قسمت اعظم عربستان است (مطیعی، ۱۳۸۲). مرکز این حوضه در لرستان و شرق آن قرار داشته و

تغییرات رخساره ای از کربنات به رسوبات آواری به سمت جنوب غربی عربستان مبین کم عمق شدن عمومی حوضه در این امتداد است (Ziegler, 2001; Murriss, 1980).

به طور کلی کوهزایی زاگرس با سه حادثه مهم تکتونیکی قابل تفسیر است. ۱- فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه لیتوسفر ایران که ابتدا تا انتهای کرتاسه رخ داده است. ۲- فرارانش افیولیت های اقیانوس نئوتتیس بر روی حاشیه غیر فعال قاره ای ورقه عربی-آفریقا که در انتهای کرتاسه (تورونین تا کامپانین) به وقوع پیوسته است. ۳- برخورد لیتوسفر قاره ای عربی-آفریقا با ورقه ایران که در پایان کرتاسه شروع و تا مدتی بعد تداوم داشته است (Alavi, 2004). فازهای کوهزایی که بر واحدهای لیتولوژیکی کرتاسه تأثیرگذار بوده شامل رخداد ساب هرسی نین و فازکوهزایی لارامید است که باعث ایجاد عوامل ساختاری مشخصی بر واحدهای کرتاسه شده اند. رخداد زمین ساختی ساب هرسی نین که در اوایل کرتاسه پسین رخ داده موجب تشکیل مراحل اولیه کمربند کوهستانی افیولیت-رادبولاریت های ناحیه زاگرس مرتفع و دیگر نقاط ایران شده است همچنین فاز کوهزایی لارامید در حد بالایی کرتاسه-پالئوژن با توجه به فعالیتهای کوهزایی آن مشخص می شود (خسروتهرانی و درویش زاده، ۱۳۶۳).

۱-۴- وضعیت تکتونیکی زاگرس:

روند شمال غرب-جنوب شرق کمربند چین خورده تراستی زاگرس از کوههای تاورس (Taurus) حدود ۱۸۰ کیلومتر است. این چین خوردگی با روند جنوب شرقی حدود ۳۰۰ کیلومتر از شرق گسل آنتولی در ترکیه آغاز می شود و تا بخش های شمالی عراق و جنوب شرق ایران تا تنگه هرمز گسترش دارد. هرچند که روند شمالی-جنوبی آن از خط جدا شدگی عمان و کمربند زاگرس تا منشورهای افزایشی (accretionary prisms) مکران ادامه دارد (Falcon, 1974; Haynes and Mcquillan, 1974). زون زاگرس از سه منطقه تکتونیکی موازی هم تشکیل شده است. منطقه اول: مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر که در ارتباط با فرورانش حاشیه فعال ورقه ایران بوده و از حجم عظیمی از کمان های ماگمایی تشکیل شده است. منطقه دوم شامل زاگرس هم پوشان است، که ناحیه ای پرازگسل های تراستی است. منطقه سوم شامل کمربند چین خورده و تراستی زاگرس است که از بخش های کمتر فشرده شده تشکیل شده و شامل ضخامتی بین ۴ تا ۷ کیلومتر از سنگ های چین خورده و گسل خورده است (Alavi, 2004, 2008). از نظر نو زمین ساختی، زاگرس چین خورده در اثر حرکت رو به شمال ورقه عربی و برخورد آن با ورقه ایران، در راستای شمال شرقی-جنوب غربی فشرده می شود. به همین دلیل در حال حاضر زاگرس تحت تأثیر دگر شکلی ناشی از فشارهای زمین ساختی با روند (NNE-SSW) و نتیجه همگرایی برخورد قاره ای قرار دارد. دگر شکلی های ناشی از این فشارش و شکستگی های آلی با روند (NW-SE) و پیش از آلی با روند (N-S) و عملکرد مشترک این دو بر روی هم، باعث ایجاد لرزه زمین ساختی و در نتیجه لرزه خیزی کنونی زاگرس می شود (آقنابتی، ۱۳۸۳).

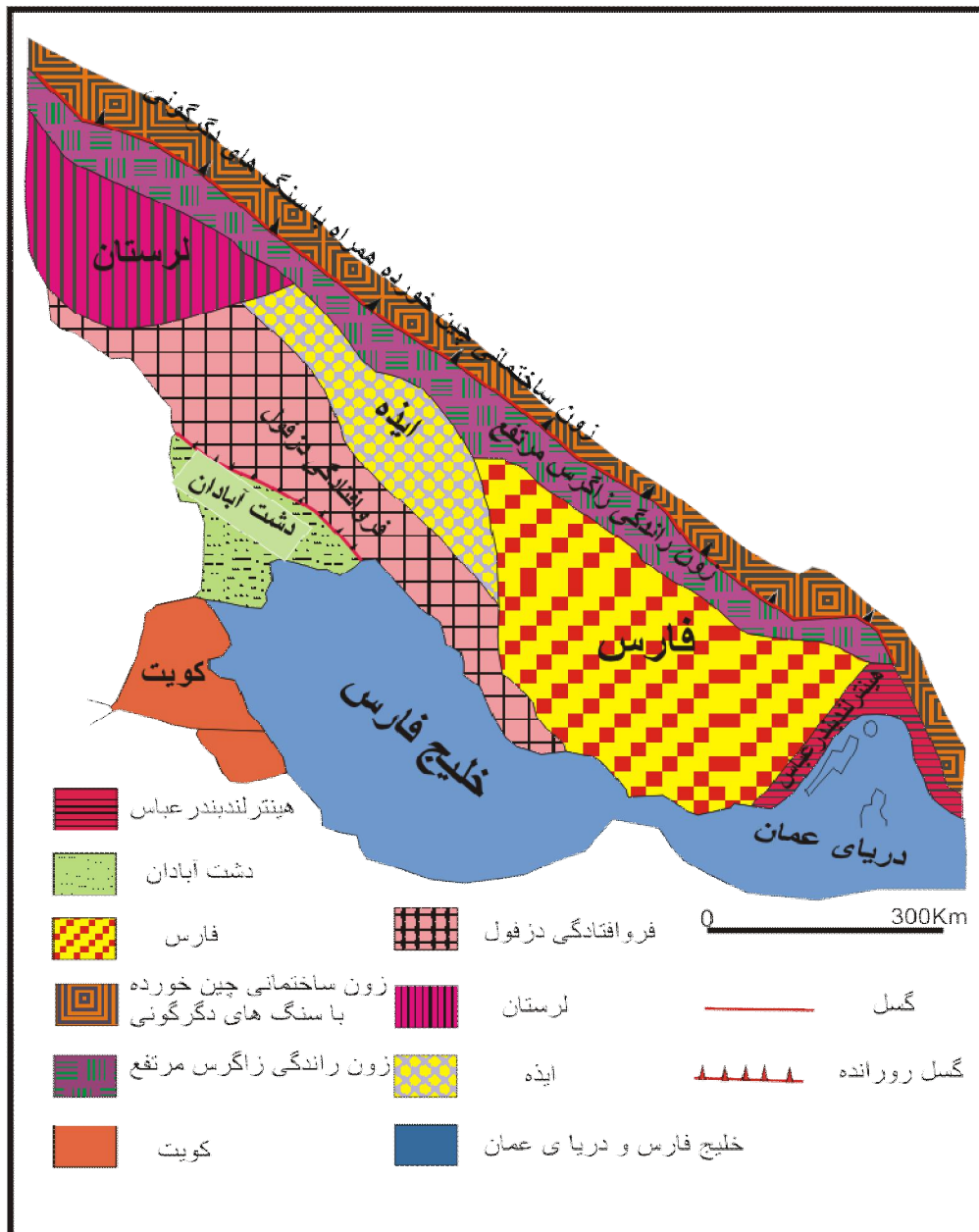
۱-۵- وضعیت ساختاری زیر پهنه لرستان:

لرستان بخشی از زاگرس چین خورده است که روند کلی آن هم راستا با زون راندگی ها بوده و مرز غربی-شمال غربی آن منطبق بر جنوبی ترین تاقدیس زاگرس است که بر نوار مرزی ایران-عراق منطبق است. مرز شمال شرقی آن محدود به مرز جنوبی زون راندگی ها و مرز شرقی آن منطبق بر خمش بالا رود است (آقنابتی، ۱۳۸۳). مهم ترین ویژگی های حاکم بر منطقه لرستان عبارت است از (آقنابتی، ۱۳۸۵):

- ۱- روند شمال غربی-جنوب شرقی ۲- ساختار متشکل از تناوب تاقدیس های بزرگ (مانند کبیرکوه) و کوچک ۳- فروریختگی های گرانشی (Gravity Collapse Structures). ۴- زمین لغزه های بزرگ مانند زمین لغزه سیمره ۵- برخورداری از سه خط واره

شمالی-جنوبی که می توانند در ارتباط با گسل های پی سنگ باشند ۶- در بر داشتن تاقدیس هایی متشکل از گروه بنگستان در جنوب و سازند فلیشی امیران و سازند گرو در شمال.

برش مورد نظر در زیر پهنه لرستان قرار دارد. این زیر پهنه از شمال به زون راندگی زاگرس مرتفع و از جنوب شرقی به زیر پهنه ایذه و فروافتادگی دزفول محدود می شود (شکل ۶). به طور عمومی تمام واحدهای زمین شناسی حوضه زاگرس روند شمال شرقی- جنوب غربی داشته که این امر به دلیل فشارش ورقه عربی در زمان کرتاسه بوده است چرا که معمولا بیشتر واحدها عمود بر نیروهای وارده تشکیل می شوند. تاقدیس کبیرکوه نیز مجموعه ای از واحدهای زمین شناسی است که روند شمال غربی-جنوب شرقی دارد.



شکل ۶: زیرپهنه های زاگرس (مطبعی، ۱۳۷۴).