

نوشته: دكتر اسداله محبوبي*, دكتر رضا موسوي حرمي*، مهدي نجفي*، پرويز منصوري دانشور*

Sequence Stratigraphy and Sea Level History of the Kalat Formation (Upper Maastrichtian) Limestones, North of Mashad

By: Dr. A. Mahboubi*, Dr. R. Moussavi-Harami*, M. Nadjafi* & P. Mansouri-Daneshvar*

چکیدہ

حوضه رسوبي كپه داغ در شمال خاوري ايران، بـه صورت يـك حوضه درون قـارهاي تشـكيل شـده و رسـوبگذاري نسـبتاً پيوستهاي از ژوراسيك تا ميوسـن در آن انجام شـده است. مطالعه سـنگ نگاري سـنگهاي آهكـي سـازند كـلات (ماستريشـتين بالايي) در سـه برش چينه شـناسـي (دهاـنه ورودي نـاوديس كـلات، روسـتاي خشـت و تنـگ چهچهـه) منجـر بـه شـناسـايي 16 رخساره سـنگي شـده است. اين رخسارهها در يك رمپ كريناتي در محيطهاي لاگوني محصور، سـدهاي لاگوني، لاگونهاي نيمه محصور، پشـتههاي سدي و درياي باز تشـكيل شدهاند. تحليل رخسارههاي سنگي نشان داده است كه بيشترين حد پيشـروي در ناحيه تنگ چهچهه (برش 3) انجام گرفته است.

تحليل چينه نگاري سكانسي نشـان مـيدهـد كـه ايـن سـازند در برشـهاي 1 و 2 از دو سـكانس رسـوبي و در بـرش3، از سـه سكانس رسوبي تشكيل شـده است. در تمام برشـها، مرز زيرين سازند كلات با سازند نيزار (لايه ديرينـه خـاك) و مـرز بـالايي بـا سازند پسته ليق (رسوبات قارهاي) از نوع 1 است، در صورتي كه مرزهاى سكانسـي درون سـازند كـلات، از نـوع 2 مـي باشـد. مقايسـه منحني سطح آب دريا در ماستريشتين پسين با منحني جهاني نشان ميدهد كه مرزهاي سكانسـي نوع1 با يكـديگر قابل انطباق است. اما برخي اختلافها احتمالاً در ارتباط با شرايط زمين ساختي حوضه كپه داغ بوده كه در اثرفـــرو نشـيني در امتداد گسلهاي طولي شمال خاور- جنوب باختر (عمدتاً در برشـهاي 1 و 2) و بار رسوبي ايجاد شده است. بازسـازي جغرافياي ديرينه منطقه مورد مطالعه در زمان ماستريشتين پسين نيز نشان ميدهد كه سنگهاي رسوبي سازند كـلات در طـي6 مرحلـه پيشروي و پسروي تشكيل شده است. اين اطلاعات ميتواند در درک بهتر جغرافياي ديرينه ماستريشتين كل حوف در مـم. خاور ايران كمک كند.

كليد واژهها: كپه داغ، ماستريشتين پسين، سازند كلات، چينه نگاري سكانسيّ، رمپ كربناتي

Abstract

The Kopet-Dagh sedimentary basin, formed as an intracontinental basin in the northeast of Iran, is characterized by a relatively continuous sedimentation that occurred during the Jurassic to Miocene. Petrographic study of Kalat Formation limestones (Late Maastrichtian) in three measured stratigraphic sections (Kalat Syncline entrance, Khesht Village and Tang-e-Chahchaheh) led to the identification of 16 lithofacies. It could be interpreted that these lithofacies were deposited in a carbonate ramp in restricted lagoon, lagoonal bar, semirestricted lagoon, barrier bank and open marine environments. It is also suggested, based on lithofacies analysis that the maximum transgression was occurred in Tang-e-Chahchaheh area (section 3).

Sequence stratigraphic analysis revealed two depositional sequences in sections 1 and 2 and three depositional sequences in section 3. In all sections, the lower boundary of Kalat Formation with Neyzar Formation (paleosol layer) and its upper boundary with Pestehligh Formation (continental deposits) are type 1 sequence boundary; while other boundaries within the Kalat Formation are type 2. Correlation of interpreted sea level curve of the Late Maastrichtian time with the worldwide curve shows the type 1 sequence boundaries are comparable with each other. However, some differences can probably be related to regional tectonic setting of the Kopet-Dagh basin due to subsidence along the northeast-southwest longitudinal faults (mostly in sections 1 and 2) and sediment loading. Paleogeographic reconstruction of the Late Maastrichtian time shows that the sedimentary rocks of Kalat Formation



were formed in six stages of transgression and regression. This information can help in better understanding of the Maastrichtian paleogeography of the entire basin in NE Iran.

Keywords: Kopet-Dagh, Late Maastrichtian, Kalat Formation, Sequence Stratigraphy, Carbonate Ramp

مقدمه

حوضـه رســوبي کيـه داغ کـه بخـش وســيعي از آن در شــمال خاوري ايران واقع شده و جزو حوضـههـاي رسـوبگذاري اصـلي موجـود در جنـوب سـکوي تـوران اسـت (Lyberis & Manby, 1999)، به صورت يـك حوضـه درون قـارهاي، پـس از بســــــته شـــــدن اقیـانوس دیرینـه تتـیس بـه وجـود آمـــــده اســت .(Berberian & King, 1981; Ruttner, 1993)

رسـوبگذاري در بخشــهاي خـاوري ايـن حوضـه از ژوراسـيک تـا ميوســن بـه صـورت نســبتاً پيوســته و در طـي يـنج ابرتـوالي (1990 اسـتفاده شـده است. پیشرونده و پسرونده انجام گرفته است (Moussavi-Harami & Brenner, 1992). ستبراي اين رسوبات در بخش ايراني کيه رخسارههاي سنگي داغ، حدود 8 کیلومتر اسـت (افشـار حـرب، 1373)، در صـورتی که در بخشهاي شمالي آن (در ترکمنستان) از 15 کيلومتر نيز فراتر رفته است (Lyberis et al., 1998). سازند کلات به سن ماستریشتین پسـین (Kalantari, 1987)، عمـدتاً از سـنگهای است (افشار حـرب، 1373، محبـوبي و همكـاران، 1374). ايـن 🛛 رخسارهاي از سـمت سـاحل به طرف دريا به شـرح زير است: سازند به طور هم شيب بر روي سازند نيزار و زير سازند پسته ليق قـرار گرفتـه اسـت(شـكل 1- الـف). هـدف از ايـن تحقيـق، ا تشـخيص و تفكيـک رخســاره هـاي ســنگي، تفســير محـيط ايـــــن مجمـــــــوعـــــه رخســـــارهاي از ســــــه رسوبي، مطالعه چينه نگاري توالي و بـالاخره تفسـير تغييـرات سطح آب دريا و جغرافياي ديرينه سازند كلات در شمال مشهد است.

روش مطالعه

براي انجام اين مطالعه، سـه سـتون چينه شـناسـي از برشـهاي ـ دھانـه ورودي نـاوديس كـلات(بـرش1- 145 كيلـومتري شــمال مشهد)، روستاي خشت(برش2-7/5 کيلـومتري شـمال شـهر سنگي بر اساس تغييرات بافتي، ساختي و محتواي فسـيلي 🛛 رخسـاره 🗛 (شــكل 2- ج) متشــكل از ذرات فـراوان اســكلتي برداشت و از نظر سـنگ نگـاري مطالعـه شـده اسـت. مقـاطع _ روزن داران كف زي از نـوع گامبلينـا و گـاولينلا (در انـدازة حـدود نازک پس از رنگ آمیزي با محلـول آلیـزارین ســرخ و فروســیانید مقـدار عناصـر اسـکلتي و غيـر اسـکلتي، سـيمان و مـاتريکس تحلیل شدہ است.

براي تعيين درصد فراواني اجزاي تشكيل دهنده از جدولهاي

مقايسـهاي و بـراي نامگـذاري رخسـارههـاي ســنگـي از روش فولـک(Folk, 1959, 1962)اسـتفاده شـده اسـت. همچنـين نمونـههـاي شـيلي سـازند كـلات پـس از شـسـتشـو و عبـور از غربالهاي مختلف با ميكروسكوپ دوچشمي بررسي شدهاند. در نهایـــــت، بــه منظورانجــام مطالعــات چینــه نگــــاري سكانسي س_ازند كلات، از روش چينه نگ___اري سكانسي براي رخنمونهاي سـنگې (Van Wagoner et al., 1988, براي رخنمونهاي س

مطالعه سنگ نگاري سـنگهاي آهکـې سـازند کـلات در ناحيـه مورد مطالعه منجـر بـه شناسـايي 16 رخسـاره گرديـده كـه بـا توجــه بــه اختصاصــات صــحرايي، نــوع اجــزاي اســـكلتي و غيراسكلتي، سيمان و زمينه، آنهـا را مـيتـوان در 5 مجموعـه آهک با بین لایههایي از شـیل و ماسـه سـنگ تشـکیل شـده رخسـارهاي A , D , C , B , A و E قرار داد. ایـن مجموعـههـاي

الف) مجموعة رخسارهاي A

، (Very fine sandy pelmicrite)A₁ رخســـــاره، (Silty benthic foraminifera Sparse biomicrite)A₂ biomicrite) A₃ تشـکیل شـده اسـت. ذرات عمـده موجـود در رخساره A1 (شكل2- الف) شـامل يلـت جلبكـي (بـا فراوانـي 35-40 درصد و اندازة 0/2-0/5 ميليمتار) و كــــوارتز آواري (بـا فراوانــي 25-20 درصـد و انـدازة 0/2-1/1 ميلــيمتــر) اســت. رخسـاره A₂ (شـكل2- ب) شـامل خـردههـاي اسـكلتي شـكم پايان (بـا فراوانـي 5 درصـد و انـدازه جـدود 0/4-0/8 ميلـيمتـر) كـلات) و تنـگ چهچهـه(بـرش3، 11 كيلـومتري جنـوب خـاوري _ همراه با ذرات اينوسـراموس، اسـتراكود، كرينوييد و جلبك سـرخ روســتاي چهچهـه) (شــكل 1- ب) انـدازه گيـري و 182 نمونـه (بـا فراوانــي 5 درصـد و انـدازه حـدود 0/4-0/8 ميلــيمتـر)، و 0/2 تا 0/4 ميليمتر و فراواني 30 درصد)، پوستههاي اويستر يتاســيم بـه روش ديكســون(Dickson, 1966)، از نظـر نـوع و (با فراواني حدود 10 درصد و اندازة 1/6-5/7 ميلـيمتر) و كوارتز آواري (با فراواني 15-10 درصـــد در اندازه سيلت) مـيباشـد. ايـن سـنگها در صحــــرا بـه صـورت كلســي لوتايـت تـا كالـك آرنايتهاي آهكي خاكستري رنگ رخنمون دارند.



ب) مجموعه رخسارهاي B

مجموعه رخســــارهاي B شامل دو رخسـارهB₂ وB اسـت. از رخسارہ (Unsorted silty oyster biomicrudite)B₁ رخسارہ پوستههاي اسكلتي اويستر از نوع اگزوژيراهـاي كامـل و خـرد شده در اندازة 30-0/3 ميلـيمتـر و فراوانـي 35 درصـد، كـوارتز آواري در انـدازة ســيلت بـا فراوانــي حـدود 15 درصـد و مقـادير نـاچيزي ميليوليـده، روتاليـا، بريـوزوا و كرينوييـد تشــكيل شــده _ ميلـــيمتــر) و جلبــك ســـرخ (بــا فراوانــي 5 درصـد و انــدازة است(شکل2- د).

> رخسارہ Very fine sandy oyster biopelmicrudite)B₂ نیز از ذرات اسكلتي اويستر نسبتاً كامـل و درشـت دانـه بـا انـدازة متوسط 7 ميليمتر و فراواني حدود 35 درصد، پلت جلبکي با اندازة متوسط 0/15-0/15 ميليمتر) است. فراواني 30 درصد، اينتراكلست گلي حاوي پلتهاي جلبكي بـا فراواني حدود 10 درصد، كوارتز آواري بسيار ريز دانه با فراواني 15 درصد و مقادير كمي كرينوييد تشكيل شده است(شكل 2-ہ).

> > سـنگهاي رسـوبي ايـن مجموعـه در صـحرا بـه صـورت كلسـي رودايتهـاي داراي لايـەبنـديهاي متوسـط تـا ســتبر بـه رنگهـاي قهوهاي تا زرد نخودي و خاکستري همراه بـا لايـه بنـدي مـورب دیده میشوند.

ج) مجموعه رخسارهاي C

سه رخساره سنگي در اين مجموعة رخســـارهاي تشخيص داده شده است که مهمرترین ویژگیهـــاي آنها، وجود خردههاي اسكلتي متنوع و نسبتاً فراوان است. سنگهاي رسوبي اين مجمــوعه در روي زمين به صــــورت سنگ آهكهـــاي كالك آرنـــايتي تا كلسـي رودايتــي با لايه بندي نازک تا متوسط رخنم___ون دارن___د. رخس___ارههاي اين مجمــــوعه رخسـارهاي شامل Poorly washed intraclast) (Poorly washed ،milliolidae biosparite) C₁ oyster biomicrudite) C₃ و biosparite) C_2 Bryozoan) است. رخساره C₁ (شکل2- و) داراي فسيلهاي ميليوليده (دراندازة 0/2-0/8 ميليمتر و فراواني 25 درصد)، خردههاي اينوسـراموس، جلبك سـرخ، كرينوييد، بريوزوا، اويستر، شكم پايان و روتاليا (با فراواني مجموع 10 درصد) و ذرات اينتراكلست گلي (با فراواني 20 درصد و اندازة 6/0-2/2 ميليمتر) است. رخساره C₂ (شکل 2- ز)حاوي دو کفهاي (با فراواني 10 درصـد و انــــدازه1-6/6 ميليمتر)، شـكم پايان كوارتز آواري است. (با فــــراواني 10 درصد و اندازه 2-0/4 ميليمتر)، جلبك ســرخ (با فراواني 5 درصد و اندازه 1/2-0/3 ميليمتر)، ـ كرينوييد و بريوزوا (با فراواني 5 درصد و اندازه 0/6-0/3

ميلــيمتـر) و شــواهد مـواد آلــي در اطـراف دانـههـا و زمينــه سینگ اسیت، رخسیارہ C₃ (شیکل 2- ح) دارای ذرات اويســتر (بــا فراوانــي 25 درصـد و انــدازة 14-3 ميلــيمتــر)، بريــوزوا (بــا فراوانــي 15 درصـد و انــدازة 1/8-1 ميلــيمتــر)، كرينوييــــد (بـــا فــــراواني 10 درصــد و انـــدازة 2/5-8/0 0/2-0/4 ميلـيمتـر) بـه همـراه مقـادير كمتــري از دانـههـاي الوليــت (بــا فراوانــي 5 درصــد و انــدازة متوســط 0/2-0/3 ميلـــيمتــر) و ذرات كــوارتز آواري (بــا فراوانــي 5 درصــد و

د) مجموعه رخسارهاي D

این مجموعه رخسـارهاي شـامل سـه رخســاره Bioclastic), (Rounded redalgal rotalia oosparite)D₁ (Crinoid bryozoan biosparudite 9 D_2 biosparite) است که از ویژگیهاي مهم آنها ميتوان به وجود خردههاي.)D₃ اســکلتي گـرد شــده، ائوليـت، بيوکلســتهاي درشــت دانـه و همچنين عدم وجود گل آهکي اشاره کرد. سنگهاي آهکي اين مجموعه نيز در روي زمين بـه صورت كالـكآرنايـت تـا كلسـي رودايتهاي داراي لايهبنـدي متوسـط تـا سـتبر حـاوي لايـهبنـدي مورب بزرگ مقیاس است (شـکل 4- الـف). رخسـاره D₁ داراي الوليتهاي شعباعي(شبكل 3- الف) (در اندازه 0/25 تا 0/5 ميليمتر و فراواني 45 درصد)، قطعات جلبـك سـرخ، اويسـتر و كرينوبيـد (بـا اندازة متوسـِط 0/7 ميلـيمتـر و فراوانـي 25-15 درصد) است. رخساره D₂ (شـكل 3- ب) داراي ذرات اسـكلتي فـــــراوان با گرد شدگي و جور شدگي خوب از قبيل روتاليا (با فراواني 25 درصد و اندازة متوسط 0/5 ميلـيمتـر)، جلبـك ســرخ (بــا فراوانــي 20-15 درصـد و انـدازة متوســط 6/6-0/4 ميليمتر) و كرينوييد (با فراواني 10 درصد و اندازة متوسط ٥/6 ميلــي متــر) بــه همــراه مقـاديري درات كــوارتز آواري اســت. (شکل3- ج) عمدتاً شامل ذرات بریوزوا رخسارہ D₃ (بـا فراوانـي 20 درصـد و انـدازة 6-1 ميلـيمتـر) و خـردههـاي كرينوييد (با فراواني 20-15 درصد و اندازة 2-1 ميليمتر) همراه با مقاديري اويسـتر، جلبـك سـرخ، بازوپايـان، ائوليـت قشـري و

ه) مجموعه رخسارهاي E

به طور كلي رخسارههاي مربوط به اين مجموعه رخسارهاي



داراي فسيلهاي برجاي روديست، جلبـك سـرخ و مرجـان و نيـز مقادير فراواني از خردههاي روديسـت، جلبـك سـرخ، بريـوزوا و كرينوييــد اســت. ســنگهاي رســوبي ايــن مجمـــوعه رخســـارهاي در روي زمين به صورت كالك آرنايت تـا كلسـي برودايتهاي داراي لايهبندي نازك تا ستبر بوده و لايهبنـدي مـورب بزرگ مقيـاس در رخسـارههـاي غيربيوليتـايتي قابـل مشـاهده بزرگ مقياس در رخسـارههاي غيربيوليتـايتي قابـل مشـاهده است. مجموعة رخسـارهاي مزبور شـامل 5 رخساره زير است: است. مجموعة رخسارهاي مزبور شامل 5 رخساره زير است: رخساره (Unsorted sandy redalgal rudist biosparudite) رخساره (Unsorted sandy redalgal rudist biosparudite) رخساره (Bay يور شـامل 5 رخسـاره زير است: است. مجموعة رخسـارهاي مزبور شـامل 5 رخسـاره زير است مقوسـط 20 درمـد، جلبـك سـرخ در انـدازة اندازة متوسط 20 ميلـيمتـر و فراوانـي 20 درصـد، كرينوييـد بـا اندازة متوسط 20 ميلـيمتـر و فراواني 10 درصد و كـوارتز آواري با فراواني 10-10 درصد تشكيل شده است.

رخساره E₂ (شـكل3- ه) حـاوي (شـكل3- ه) حـاوي خردههاي جلبك سـرخ بـا فراوانـي 25 درصـد و انـدازة 0/2-0/3 ميليمتر و كرينوييـد بـا فراوانـي10 درصـد و انـدازة 0/25-0/25 ميليمتر، كـوارتز آواري بـا فراوانـي 15 درصـد و مقـاديري ذرات پلت جلبكـي اسـت كـه در روي زمـين لايـه بنـدي مـورب بـزرگ مقيـاس و آثـار فسـيلي از نـوع تالاسـينوئيدها در آن ديـده ميشود.

Rudistid) (شـــکل3- و) داراي رخســـارہ E₃ (biolithite روديســتهايي اســت کـه هماننــد مقطــع تيــپ (محبـوبي و همكاران، 1376) عمدتاً از نوع هيپوريتيده و راديوليتيده است. ايـن روديســتها در روي زمـين بـه شــكل اســتوانهاي بـا مقطـع عرضي حدود 10 سانتيمتر و بافت متراكم ديده ميشوند، بـه طوري کـه بســياري از آنهـا بـا يکـديگر در تمـاس بـوده ولـي بـر خــلاف مقطــع تيــپ، بــر اســاس رده بنــدي اســکلتون و گيلـي(Skelton & Gili, 1991)، داراي مورفوتيپهـاي خوابيـده هســتند (شــکل4- ب). در زیــر میکروســکوپ نیــز شــواهد بورینگهاي مشخص و خردههاي زاویه دار رودیست که احتمـالاً در نتيجـــة فرســـايش زيســـتي روديســـتها بـــه وجـــود آمدهاند(Carannante et al., 1993) ديده ميشوند. آلوكمهايي کـه در ایـن رخســاره تشــخیص داده شــدهانــد شــامل ذرات جلبکسرخ، شکم پایان، کرینویید، بازوپایان و اینوسـراموس بـا فراواني 15 درصد همراه با مقاديري از ذرات اينتراكلســت گلـي است.

رخساره E₄ (Coral biolithite) (شكل 3- ز) نيز متشكل از كلني مرجاني درجا با سپتاهاي مشخص و مقطع عرضي بين 4-5/4 ميليمتر ميباشد كه حجرههاي دروني آنها از بلورهاي كلسيت اسپاري و دولوميتهاي درشت بلور پر شده است. همچنين قطعات جلبك سرخ با اندازة متوسط 1 ميليمتر

همراه با خردههاي دوكفهاي، روتاليا، كرينوييد، بازوپايان و پلـت جلبكي از ديگر اجزاي تشـكيل دهندة آن ميباشـند.

رخسـارة E₅ (Redalgal biolithite) (شــكل 3- ح) حـاوي جلبكهاي سـرخ آركئوليتوتامنيوم درجا با اندازة 10-0/6 ميليمتر است كه به دليل حفظ شدگي خوب آنها، حجرههاي جنينـي و ديگر قسمتها به خوبي ديده مـيشـوند. ديگر اجـزاي تشـكيل دهنــده ايــن رخسـاره شــامل ذرات بريــوزوا، بازوپايـان، اينوسراموس، پلت جلبكي و اينتراكلست گلي است كه با گـل آهكي احاطه شدهاند.

رخسارههاي شيلي

ايـن رخسـارههـا در تواليهـاي قـائم بـه طـور عمـده در كنـار رخسارههاي مجموعه رخسارهاي A و B به رنگهاي خاكستري و سبز ديده شدهاند و به دليل وجود مـواد آلـي و آثار گياهي، بعضـي از آنهـا بـه رنگهـاي خاكسـتري تيـره هسـتند. پـس از شستشوي كامل و مطالعه آنها بـا ميكروسـكوپ دو چشـمي، ذرات اسـكلتي روزن داران كف زي مانند مارسونلا، ميليوليـده و گامبلينا همـــراه بـا مقـاديري از پوسـتههـاي دو كفــــهاي از نوع اويستر در آنها يافت شدهاند.

تفسير رخسارهها

بـر اسـاس اطلاعـات سـنگ نگـاري و صـحرايي هـر يـك از مجموعـههاي رخسـارهاي D, C, B, A و E به ترتيب شـرايط رسـوبگذاري از سـمت خشـكي بـه دريـا در كمربنـدهاي رخسـارهاي لاگونهـاي محصـور، پشـتههـاي سـدي لاگـوني، لاگونهاي نيمه محصور، پشتههاي سدي و درياي بـاز تشـكيل شدهاند كه تفسير هر يك از كمربندهاي رخساره اي مزبـور بـه شرح زير است:

الف) محيط رسـوبگذاري كمربنـد رخسـارهاي لاگونهـاي محصور (مجموعه رخسارهاي A):

وجود گل آهکي فراوان و پلت جلبکي در مجموعه رخســـارهاي A نشان دهندة شرايط کم انرژي محيط تشکيل آنها بوده وخردههاي اسکلتي از قبيل بازوپايان و اويستر نيز نشانگر شرايط چرخش محدود آب درياست (Wilson,1975) (Wilson,1975. افزون بر آن، اگرچه وجود روزن داران کف زي فراوان به عوامل متعددي وابسته است، اما ستبراي کم پوستههاي روزن داران کف زي موجود در اين مجموعه رخسارهاي، نشان دهندة پايين بودن انرژي محيط يا نفوذ کم



همراه با خردههاي دوكفهاي، روتاليا، كرينوييد، بازوپايان و پلـت نور اسـت (Kuile and Erez, 1984).

بنابراين، مجموعه رخسارهاي A در شرايط محيطي كم ژرفا و كم انرژي لاگونهاي محصور تشكيل شده است. از سوي ديگر، رخسارههاي شيلي موجود در سازند كلات كه افزون بر روزن داران كف زي فسيلهاي اويستر نيز دارد، در تواليهاي قائم در كنار مجموعه رخسارهاي A قرار داشته كه مؤيد تشكيل در شرايط لاگونهاي محصور و در هنگام ورود ذرات سيليسي آواري دانه ريز است. با توجه به رنگ سبز آنها و وجود بقاياي گياهي نامشخص، به نظر مورسيد كه اين رخساره در بخشهاي احيايي لاگون محصور ته نشين شده باشد.

ب) محيط رسـوبگذاري كمربنـد رخسـارهاي پشـتههـاي سدي لاگوني (مجموعه رخسارهاي B):

رخسارههاي اين مجموعه داراي تجمعات فسيلهاي دوكفهاي از نـوع اويسـتر اسـت كـه در شـرايط چـرخش محـدود آب دريـا نهشته شدهاند. بـه دليـل وجـود لايـهبنـدي مـورب در برخـي از لايـههاي اين رخساره، انرژي محيط تشكيل آن نسبتاً بالا بوده اسـت. بنـابراين، ايـن رخسـاره در شـرايط كـم ژرفـا و نسـبتاً پرانرژي تشـكيل شـده كـه بـه دليـل وجـود فسـيلهاي مناطق محصور لاگوني و كمبـود فسـيلهاي دريـاي بـاز، در پشـتههـاي سدي لاگوني نزديك به خشكي و در كنار كمربنـد رخسـارهاي لاگونهاي محصور برجاي گذاشته شـده اسـت. در ايـن كمربنـد رخسارهاي مقادير جزئي از فسيلهاي درياي باز نيـز وجـود دارد كه احتمالاً تحت تأثير امواج شديد به اين محيط حمل شدهاند.

ج) محيط رسوبگذاري كمــربند رخسارهاي لاگونهــــاي نيمه محصور (مجموعه رخسارهاي C):

وجــود مخلــوطي از فســيلهاي متنــوع و فــراوان منــاطق محصـورمانند شــكم پايـان، اويســتر و ميليوليـده و فسـيلهاي درياي بـاز ماننـد جلبـك سـرخ، كرينوييـد و بريـوزوا، از ويژگيهـاي اصلي مجموعة رخســــارهاي C است. اين امر نشان دهندة وجود شرايط چرخش نيمه محدود آب درياست.

لازم به ذكر است كـه اگرچـه وجـود ميليوليـده بـه طـور معمـول نشان دهنده محيطهـاي محصـور دريايي اسـت، امـا برخـي از محققـان شــواهد زيـادي را مبنـي بـر وجـود ايـن فســيل در محيطهاي باز با درجه شـوري عادي نيز ارائه كردهاند(براي مثال Hallock, 1983).

د) محـيط رسـوبگذاري كمربنـد رخسـارهاي پشـتههـاي سدي (مجموعه رخسارهاي D):

وجود مقادير زيادي از ائوليتهاي قشري و نيز شعاعي به همراه

نوع روتاليا با پوسته ستبر و نبود گل آهكي نشان دهندة روزن داران تشكيل اين رخسارهها در محيطهاي بسيار پر انرژي و مناطق كم ژرفا با نفوذ زياد نور است & Flügel, 1982; Kuile) (Flügel, 1982; محيط و فعاليت شديد امواج مي نشان دهنده انرژي بالاي محيط و فعاليت شديد امواج مي باشد(Nichols,1999). بنابراين با توجه به ايان مطالب، مجموعه رخسارهاي در پشتههاي سدي و در شايط انرژي بالا به وجود آمده است.

ه) محيط رســــوبگذاري کمربنـد رخسـارهاي دريـاي بـاز (مجموعه رخسارهاي E):

رخســارههـاي مجموعــه رخســارهاي E بــه دو قســمت رخســارههــاي برجــا (Authochtonous) و نابرجــا (Allochthonous) قابـل تفكيـك اسـت. رخسـارههـاي نابرجـا (E₁,E₂)به دليل داشتن مقادير فراوانـي از خـردههـاي اسـكلتي اسـتنوهالين ماننـد جلبـك سـرخ، كرينوييـد و بريـوزوا در محـيط درياي باز با درجه شوري عادي بـر جـاي گذاشـته شـدهانـد. از سوي ديگر، وجود لايه بندي مورب بزرگ مقياس و ميزان پايين گل آهكي نشـان دهنده تشـكيل آنها در بـالاي خـط اثـر امـواج و محيطهاي نسبتاً پر انرژي است.

در برخي از اين رخسارهها، آثار فسيلي از نوع تالاسـينوييد بـه فراواني ديده ميشوند كه در شرايط محيط اكسـيدي و عمـدتاً در محيطهاي دريايي عـادي تشـكيل مـيشـوند Zhicheng et) (Al., 1997. لازم به ذكر است كـه موجـوداتي ماننـد ميگوهـاي تالاسينيد عامل اصلي تشكيل اين آثار فسـيلي در محيطهـاي

قديمي (پس از دوره ژوراسيک) هستند(Myrow, 1995). در سـازند کـلات رخسـاره هـاي برجـا کـه شـامل بيوليتايتهـاي روديستي به همراه بيوليتايتهاي جلبك سـرخ و مرجان هسـتند عمدتاً به صورت مجموعه هاي همراه در زونهاي بيروني سکو و در شـرايط دريـاي بـاز تشـکيل شــــدهانـد، بـه گونـهاي کـه تجمعات روديستي اغلب در بخشهاي بالاي خط اثر امـواج و در محيطهاي کم ژرفاتري نسبث به مرجانها و جلبکهاي سـرخ بـه (Masse & philip,1981; Scott,1995) سـرخ بـه وجـود آمـدهانـد ; Götz,2003) زانرژي محيط در بيوليتايتهاي روديسـتي بـه دليـل وجـود مورفوتيهـاي خوابيـده بـالا بـوده (Riding, 2002).

مدل رسوبي

با در نظر گرفتن محیط تشکیل هر کدام از مجموعههای رخسارهای، مطالعه تغییرات قائم و جانبی آنها، یك سکوی کربناتي از نوع رمپ (شکل 5) را میتوان براي سازند کلات در نظر گرفت، به طوري که رسوبات مناطق کم ژرفا از قبیل پشتهها و پهنههاي اسکلتي یا پشتههاي ائوليتي بــدون



تغييـر مهمـي در شــيب بســتر بـا رســـوبات ژرفتـر در ارتبـاط سـطح آب دريـا در ناحيـه مـورد مطالعـه رسـم و بـا نمودارهـاي هســتند(Burchette & Wright, 1992). ژرفـاي ايـن رمـپ در جهاني مقايسـه شـده است. برش تنگ چهچهه بیشتر بوده واحتمالاً با ژرفاي مجموعـههـاي روديستي- مرجاني درياي باز در زمان کرتاسه که در حدود 50 **سکانسهاي رسوبي** متر بوده، قابل انطباق است(Scott, 1995).

بـر اسـاس ردەبنـدي رمپھـا(Read, 1985) ، يـك رمـپ داراي ا پشته سدي با ذرات بيوكلستي (رخسارة D₂) را ميتوان براي (شـــــــكل6) و نـوع2 (Van Wagoner et al., 1990) دو سکوي سازند کلات در برشهاي ناوديس کلات (بـرش1 و 2) در نظر گرفت. وجـود لايـه بنـدي مـورب بـزرگ مقيـاس در قسـمت اعظمي از تواليهاي سنگي برشهاي ناوديس كلات نيز به دليل _ يک از اين سكانسها _به شرح زير است (شكلهاي7 و8): عـدم وجـود رخسـارههـاي ريفـي بـوده اسـت، زيـرا وجـود ايـن رخسارهها يكـي از عوامـل جلـوگيري كننـده از گسـترش تـأثير **الف) سكانس رسوبي 1 (DS**1) . امـواج در رمپهـاي كربنـاتي اسـت. از مثالهـاي عهـد حاضـر آن ميتوان به خليج شـــارک (Shark Bay) و از مثالهاي قـديمي به گروه هلــــدربرگ (Helderberg Group) نیویورک در زمـان دونيــن اشـــــاره كرد(Read, 1985). رمپ كربنـاتي موجـود در برش تنگ چهچهه نيز به دليل دارا بودن رخسارههاي ائوليتي و رخسارههاي ريفي مجزا با رميهاي داراي تجمعات اسكلتي در بخشهاي كم ژرفا و ژرف قابل انطباق است كه از مثالهاي عهد حاضر آن ميتوان به خليج فارس و از مثالهاي قديمي به سنگ آهکهای راکندل و افنا (Rockdell & Effna Limestones) ويرجينيا در زمان اردويسين مياني اشاره كرد(Read, 1985).

چينه نگاري سکانسی

به منظـــــور مطالعه چينه نگاري سـکانسـي رسـوبات ســـازند كلات از روش چينه نگـــاري سكانسـي براي رخنمونها است. اين چرخه به ترتيب شـامل رخسارههاي لاگوني استفاده شــــده است (Van Wagoner et al.,1988, 1990; استفاده شــــده Vail et al., 1991; Emery & Myers, 1996). در این روش ابتدا لايههاي رسوبي و مجموعههاي لايهاي با رخسارههاي یکنواخت تشخیص و سپس پاراسکانسها (Parasequences) تعیین شــــدهاند. افـــزون بر آن، سطــوح بیشینه پیشـــــروي دریا(Maximum flooding surface) که تغییرات رخسارهاي آنها نشاندهندة افزايش سريع ژرفاي آب است، الگوهاي تجمعي(Stacking patterns) و مرز سکانسها در سازند کلات تشخیص داده شدهاند. با توجه به این اطلاعات، سکانســــهاي رسوبي(Depositional sequences) از پکديگر رخســـــارەھاي پيشــروي دسته و تفكيك (Transgressive systems tracts:TST)، سکون نسبي و پسروي (Highstand systems tracts:HST) و پايين بودن سطح آب دريا (Lowstand systems tracts:LST) در هر يک از اين رخساره، توسط يك لاية حاوي آثار فسيلي از نوع سکانسها امشخص شده است. در پايان، منحني تغييرات

در سنگهاي آهکي سازند کلات با انجام مطالعات چينه نگاري. سكانســي و تشـــــخيص مرزهـاي سكــــانسـي نــوع 1 سـکانس رسـوبي در برشـهاي شـماره 1 و 2 و سـه سـکانس رسوبي در برش 3 از يكديگر تفكيک شده است. ويژگيهاي هـر

مــــرز زيرين اين سكانس به دليل وجود يك لاية ديرينه خـاك (شـكل6- الـف) بـه صـورت مـرز سكانسـي نـوع 1 اسـت كـه براساس تعاريف جديد (Emery & Myers, 1996)، چنين مرزي نشان دهندة تغيير محل خط ساحلي در اثر پايين آمدن سطح آب دریا بوده و در مــــرحله LST بـه وجـود آمـده اسـت. مـرز بالايي سکانس نيز به دليل نبود شـواهد خـروج رسـوبات از آب دريا بر مبناي اطلاعاتي كه بعداً ارائه خواهد شد، به صورت مرز سكانسي نوع 2 است.

ستبراي اين سکانس در برشهاي دهانه ورودي ناوديس کلات (برش1)، روستاي خشت (برش2) و تنگ چهچهه (برش3) به ترتيب حدود67/5 متر، 41متر و56 متر است. در برش1، يك چرخه پيشرونده به ستبراي تقريبي 37/4 متر در قسمت زيرين سكانس رسوبي بر روي لاية ديرينه خاك قابل تشخيص محصور(A₁) و دریای باز(E₂) است که در مرحله TST تشکیل شدهاست. سطح بیشینه پیشروي آب دریا در آن نامشخص است. پس از تشکیل چرخه پیشرونده بالا، مجموعهای به ستبراي 30/1 متر ديده ميشود كه تغييرات رخسارهاي خاصي در آن وجود نداشته و از رخسارة سدي D₂ تشکيل شده است که در مرحله پسروي آب دریا بر جاي گذاشته شده است.نبود تغییرات رخسارهاي، نشان دهنده تشکیل آن به صورت مجموعة انباشتهاي است که از ويژگي رخسارههاي مرحله سكون نسبي آب دريا (HST) است (Van Wagoner et) al., 1990; Emery & Myers., 1996). در بخش زيرين اين سكانس در برش2، رخساره درياي باز (E₂) بلافاصله بر روي لايه ديرينه خاك ديده مي شود كه نشان دهنده پيشروي سريع آب دريا در اين منطقه است. بيشينه پيشروي دريا در تالاسينوييد مشخص ميشود كه نشان دهندة

آهنـگ رسـوبگذاري کـم (Howard, 1972) در حالـت بيشـترين سطح پيشروي آب دريا مي باشد. ستبراي اين چرخه رسوبي در حدود 28/9 متر است و در مرحلة TST به وجود آمده اسـت. پس از تشکیل آن یك پاراسکانس پسرونده در مرحلـه HST بـه ســتبراي 12 متـر حـاوي رخسـاره دريـاي بـاز(E₂) و رخسـاره لاگوني نيمه محصور(C₃) قابل تشخيص است.

ايــن ســکانس در بــرش3 (شــکل7) داراي يــك ســري پاراسکانسهاي پسرونده به ستبراي17/7 متر است که الگوي تجمعي آنها بـه دليـل وجـود رخســـارههـاي ژرفتـر و افـزايش ميزان آنها در پاراسکانســــهای بـالايي بـه صـورت مجموعــة پســـــرونده خشــکي (پيشـرونده دريا) (Backstepping or) Retrogradational stack) بودہ و بدیــــن جهـت نشـــــان (Van دهندة تشكيل دسته رخسارههاي پيشرونده

ميباشـد. Wagoner et al., 1990; Emery & Myers, 1996) پس از تشکیل این پاراسکانسے، رخسارۃ دریای باز(E₂) به ستبراي 10/1 متر در بالاي آنها ديده ميشـود كـه احتمـالاً بـه دليل پيشروي و ژرف بودن دريا، فاقد پاراسكانسهاي پسرونده است.

پــس از تشـــکیل رخســارههــاي مرحلــة TST، يــك ســري پاراسکانسهاي پسـروندة ديگـر ديـده مـيشـوند(شـکل7) کـه الگوي تجمعي آنها به دليل كاهش ميزان رخسـارههاي ژرف و اوجـود دارد كـه در قســمت بـالايي آن دو پاراســكانس حـاوي وجود رخســـارههاي كم ژرفاتر در بخشهاي بالايي بـه صـورت ارخسارههاي شيلي و A۱ ديده مي شوند. مجموعـة پسـرونده دريـايي (Progradational stack) اسـت. ايـن حالـت از ويژگيهـاي مرحلـة ســكون نسـبي و پـايين آمـدن سطح آب دریا (HST) است.

ب) سکانس رسوبي 2 (DS₂)

مـرز زيـرين و بـالايي ايـن ســکانس در بـرش3 بـه دليـل نبـود شــــواهد خروج

رســوبات از آب دريـا از نــوع 2 اســت ولــي مــرز بـالايي آن در برشـهاي ديگـر از نـوع 1 اسـت. ايـن مـرز منطبـق بـا مـرز بـين سوپرسکانسهاي 4 و 5 در توالي رسوبي خاور حوضه کپـه داغ (Moussavi-Harami &Brenner, 1992) اســــت کــه در آن سنگهاي آهکي سازند کلات توسط رسوبات قاره اي سازند يسته ليق پوشيده شدهاند.

ستبراي اين سـکانس در برشـهاي1، 2 و3 بـه ترتيـب 99 متـر، 55/1 متر و7/91 متر است. در بـرش1 قسـمت زيـرين آن داراي رخسارة درياي باز(E₂) اسـت كـه بـر روي رخسـارة سـدي(D₂) موجود در سکانس رسوبي قبلي قرار گرفته و بـه همـين دليـل نشان دهندة پيشروي آب دريا است.

به طور کلي اين رسوبات که در مرحله TST تشکيل شدهاند، ستبرايي در حدود 36/9 متر دارند و تعداد7 پاراسكانس پس از تشكيل شدهاند. بنابراين سكانسهاي مزبور با يكديگر آن تشکیل شدہ است.

این پاراسکانسها که حاوی رخسارههای دریای باز(E₂,E₁)، سـد لاگوني(B₁) و لاگونهاي محصور(A₃ و شـيل) ميباشــند در بخش انتهايي سازند كلات به ستبراي كلي 62/1 متر بر جـاي گذاشته شدهاند.

در بـرش 2، قسـمت زيـرين آن داراي يـك چرخـه پيشـرونده بـه ســتبراي 23/8 متـر اسـت كـه بـر روي رخسـاره لاگـوني نيمـه محصور(C₃) سکانس قبلي در مرحله TST تشکیل شده است. اين چرخه حاوي رخساره درياي باز (E₂) بوده و مـرز بـالايي آن پيش از تشـکيل لايـههـاي حـاوي شـواهد سيليسـي شـدن جزئي كه منطبق با مـدل نـاوت(Knauth, 1979) بـوده و نشـان دهنده تشکيل آنها در نزديکي آبهـاي خشــکي اســت، در نظـر گرفته شـده اسـت. پـس از آن تعـداد 6 پاراسـکانس پسـرونده قابل تشـخيص اسـت كـه شـامل رخسـارههـاي E₁ ,E₂ ,E₁ و شيل با ستبراي كلي56/3 متر ميباشد.

در برش3، ستبراي ايـن سـكانس در حـدود 5/11 متراسـت و بخش زيرين آن داراي يك سري پاراسكانسهاي پسرونده است. كـه الگـوي تجمعـي مجموعــه آنهـا نيـز بـه دليـل افـزايش رخسارههاي ژرفتر به طرف بالا نشان دهندة تشكيل دسته رخسارههاي پيشرونده است. پس از تشکيل رخسارههاي مرحله مزبور، يك رخساره شيل لاگوني به سـتبراي 31/5 متـر

ج- سکانس رسوبي 3 (DS₃)

اين سکانس تنها در برش 3 تشکيل شده است و سـتبراي آن در حدود 35/3 متر است. مرز زيرين آن بـه دليـل نبـود شـواهد خروج رخسارهها از آب دريا به صورت مـرز سـكــــانسـي نـوع 2 بوده ولي مـــرز بالايي آن از نـوع 1 (شـكل 6- ب) اسـت. ايـن مرز منطبـق بـا مـرز بـين سـوير سـكانسـهاي4 و 5 در تواليهـاي رسوبي خاور حوضـه کپـه داغ اسـت. سـازند سيليسـي آواري پسته ليق نيز در شرايط رودخانهاي بـر روي ايـن مـرز تشـکيل شـــــده است (موسوي حرمي، 1993).

در قسـمت زيـرين ايـن سـکانس يـك چرخـه پيشـرونده حـاوي رخسارههـاي دريـاي بـاز (E₃)، سـدي (D₁)، و لاگـوني محصـور (A₁) به ستبراي 23/7 متر وجود دارد که پـس از تشــکيل آن دو پاراسکانس پسرونده ديده ميشوند. ايـن پاراسکانسـها داراي رخسارههاي لاگوني محصور (A₁ و شيل) بوده و ستبراي کلي آنها در حدود11/6 متر است.

با توجه به مطالعات انجام شده، سکانسهاي رسوبي موجود در برشهاي دهانه ورودي ناوديس كلات و روستاي خشت همزمان با سکانسهاي رسوبي 1 و 2 برش تنگ چهچهه



قابل انطباق هستند. با اين حال سكانس رسوبي 3 در بـرش تنگ چهچهه هنگامي كه بخش باختري ناحيه مـورد مطالعـه از آب خارج بوده تشكيل شده است. ارتباط جانبي اين سكانسها در شكل 8 ارائه شده است.

تفسير منحني تغييـرات سـطح آب دريـا در ناحيـه مـورد مطالعه

همانطور که قبلاً اشاره شد، سه چرخه رسوبي در ناحیه مورد مطالعه تشخیص داده شده است که تمامي آنها در برش تنگ چهچهه قابل تشخیصاند. بدون در نظر گرفتن فرایندهایي مانند فشردگي و کاهش آهنگ رسوب گذاري که باعث کاهش ستبراي آنها ميشود و همچنين با در نظر گرفتن اينکه کل ستبراي سازند کلات در برش مذکور در طـي محدودة زماني ماستريشتين پسين (4/5 ميليون سال) به وجود آمده است، مدت زمان تشکيل ₁CS در حدود 1/73 ميليون سال، است، مدت زمان تشکيل ₁CS در حدود 1/73 ميليون سال، ديو 1/63 ميليون سال و در 1/8 ميليون سال بم وجود آمده را شامل ميشود که هر يک بخشي از يک چرخه مرتبه 3 رونا شامل ميشوند. از سـوي ديگر پاراسکانسهاي کم ژرفا شونده در سازند کلات که عمدتاً در مقياس کمتر از متر تا چند متر هستند، قابل انطباق با چرخههاي مرتبه 4 يا 5 ويل و همکاران(Vail et al., 1991) است.

مقايسه منحني تغييرات سطح آب دريا در اين برش با منحني جهاني در زمان ماستريشـتين پسـين (Haq et al., 1988) نشان ميدهد كـه تمامي مرزهـاي نـوع1 در برشـهاي مـورد مطالعه با مرزهاي سكانسي نوع 1 موجود در منحنـي جهـاني در زمان ماستريشـتين پسـين قابـل انطبـاق اسـت، امـا تعـداد سكانسـهاي رسوبي مرتبه 3 در ناحيه مورد مطالعه با منحنـي جهاني يكسان نيست. اين امر احتمالاً ميتوانـد در اثر عوامـل محلي مانند فعاليت گسـلهاي طـولي در زمـان ماستريشـتين پسين (افشـار حرب، 1373) و نيز فرونشيني حوفـه در اثـر بار رسوبي باشد.

جغرافياي ديرينه

در زمـان كرتاسـه پسـين حوضـه رسـوبي كپـه داغ در عـرض جغرافيايي بين 25 تا 30 درجه شـمالي قـرار داشـته و احتمـالاً دمـاي آن در حـدود 25 تـا 27 درجـه سـانتيگـراد بـوده اسـت (Habicht, 1979). بر طبق نقشة جغرافيايي ديرينه ارائه شـده توسط اسميت و همكـاران (Smith et al., 1994) در ايـن زمـان فلاتهاي با ژرفاي كمتر از 200 متر در اين حوضه توسعه داشته است.

با توجه به نتـایج حاصـل از مطالعـات چینـه نگـاري سـکانسـي، وضـعیت جغرافیـاي دیرینـه و تغییـرات سـطح آب دریـا در زمـان ماسـتریشـتین پسـین، در طي 6 مرحله زیر قابل تفسیر است.

در مرحلـه اول پيشـروي آب دريـا باعـث تشـكيل يـك چرخـه پيشـرونده بـر روي افـق خـاک قـديمي شــده و منجـر بـه رسوبگذاري رخسارههاي لاگوني و درياي باز شـده اسـت. با توجـه بـه سـتبراي بيشـتر رسـوبات دريـاي بـاز ايـن مرحلـه در برشـهاي 1 و 2 (واقع در باختر منطقه مورد مطالعه) و همچنـين بـه دليـل وجـود پاراسكانسـهاي كـم ژرفـا شـونده حـاوي رخسارههاي لاگوني در بـرش تنـگ چهچهـه، مـيتوان چنـين اظهار كرد كـه در ايـن مرحلـه پيشـروي دريـا از شـمال بـاختر و باختر حوضه آغاز شده است.

در مرحله دوم رخسارههاي مربوط به مرحلة پسروي دريا ديـده مـيشـوند كـه دربرشـهاي 1 و2 باعـث تشـكيل رخسـارههـاي لاگوني نيمه محصور و پشـتهاي در انتهاي مرحلة پسـروي شـده است همچنين در برش 3 كه در بخشـهاي خاوري منطقه مـورد مطالعه قرار دارد رخسـارههـاي كـم ژرفـاتر لاگـوني محصـور بـر جاي گذاشـته شـدهاند. بنابراين ميتوان چنين نتيجه گرفت كـه در اين مرحله برش 3 كم ژرفـاتر از ديگـر برشـها بـوده و بيشـتر دچار پسـروي شـده است.

پیشـروي دریـا در مرحلـه سـوم همـراه بـا تشـکیل ژرفتـرین رخسارههاي دریـاي بـاز (رخسـارههـاي بیولیتـایتي) در بـرش3 بوده است، اما در برشـهاي 1 و 2 همزمـان رخسـارههـاي کـم ژرفاتر دریاي باز (رخسـاره E₃) نهشته شده است. این شواهد نشـان ميدهد که ژرفـاي دريـا در ايـن مرحلـه بـه طـرف خـاور (برش تنگ چهچهه) افزايش يافته است.

پس از بيشينه پيشروي دريا در مرحله سـوم، پسـروي دريا در مرحلـه چهـارم آغـاز شــده اســت. در ايـن مرحلـه در بـرش 3 شيلهاي لاگوني و بـه طـور همزمـان در برشـهاي 1 و 2 تنـاوب شـيلهاي لاگوني، رخسـارههـاي لاگـوني محصـور و سـدهاي لاگوني بر جاي گذاشته شده است.

در مرحله پنجم، دريا بـار ديگر پيشـروي كـرده و رخسـارههـاي لاگوني، پشـتهاي و بيوليتايتهـاي دريـاي بـاز بـر جـاي گذاشـته شده است. اين شـواهد تنهـا در بـرش3 مشـاهده مـيشـود و برشــهاي 1 و 2 در زمـان تشــكيل ايـن رسـوبات از آب خـارج بودهاند.

مرحلـه ششـم نيـز تنهـا در بـرش 3 ب وقـوع پيوسـته اسـت. رخســارههــاي ايــن مرحلــه كــه مربــوط بــه كمـــــربند رخســـارهاي لاگونهاي محصور هستند به صورت يـك چرخـه پسرونده در طي پسروي كلي آب دريا در بخش انتهايي بـرش مذكور مشاهده ميشوند.

در پايان، برش تنگ چهچهه نيز در بخش خاوري از آب خارج شده و به طور كلي ناحيه مورد مطالعه در انتهاي ماستريشتين پسين در شرايط قاره اي قرار گرفته است به گونهاي كه بر روي سنگهاي آهكي سازند كلات، رسوبات سيليسي آواري سازند پسته ليق در يک محيط رودخانهاي



تشکیل شدہ است.

نتيجه گيري

مطالعه سنگهاي آهكي سازند كلات (ماستريشتين پسين) در برشهاي دهانه ورودي ناوديس كلات، روستاي خشت و تنگ چهچهه منجر به شناسايي 16 رخساره شد كه همه آنها در يك رمپ كربناتي كم ژرفا تشكيل شدهاند. رمپ كربناتي مذكور در برش 1 و 2 به صورت رمپ داراي پشتههاي سدي بيوكلستي و در برش 3 بصورت رمپ داراي تجمعات اسكلتي در بخشهاي كم ژرفا و ژرف است به طوري كه بيشترين ژرفاي آن در برش 3 بوده است.

مطالعات چينه نگاري سكانسي سازند كلات در برشهاي مورد مطالعه نشان داده است كه سنگهاي رسويي در برشهاي 1 و 2 در طي دو سكانس رسويي و در برش3 طي سه سكانس رسويي تشكيل شده اند. سكانسهاي موجود در برشهاي دهانه ورودي ناوديس كلات و روستاي خشت با سكانسهاي رسويي 1 و 2 برش تنگ چهچهه قابل انطباق بوده و سكانس رسويي 3 برش تنگ چهچهه در هنگامي كه برشهاي ديگر از آب خارج شــــده است، به وجود آمدهاند.

در تمام برشها، مرز سازند كلات با سازندنيزار (به دليل وجود 🚽 پسروي آب دريا تشكيل شدهاند.

لايه ديرينه خـاك) و سـازند پسـته ليق (بـه دليل تشـكيل در شرايط رودخانهاي) به صورت مرز سكانسـى نوع 1 بوده و ساير مرزهــاى سكانســى از نــوع 2 مــيباشــند. هــر كــدام از سكانسـهاي مزبور داراي دسته رخسارههاي پيشـرونده(TST) و پسرونده (HST) هستند كه به ترتيب در شـرايط پيشـروي و پسـروي آب دريـا تشـكيل شــدهانـد. وجـود پاراسكانسـهاي پسرونده در مرحلة TST يكي از ويژگيهاي رخسارههاي موجـود پسرونده بودن هركدام از آنها، الگوي تجمعي پسروي خشكي يا پيشروي دريا را نشان ميدهند.

مقايسه منحنيهاي سطح آب دريا با منحني جهاني زمان ماستريشتين پسين نيز نشان ميدهد كه مرزهاي سكانسي نوع1 درناحيه مورد مطالعه با مرزهاي نوع 1 منحني جهاني قابل انطباق است، با اين حال تنها يك سكانس رسوبي در طي اين مدت در منحني جهاني وجود دارد اما تعداد سكانسهاي آنها با يكديگر تفاوت دارند كه به احتمال زياد ناشي از فعاليتهاي زمين ساختي و نيز فرونشيني حاصل از بار رسوبي بوده است. بازسازي جغرافياي ديرينه منطقه مورد مطالعه در زمان ماستريشتين پسين نيز نشان ميدهد كه سنگهاي رسوبي سازند كلات در طي 6 مرحله پيشروي و پسروي آب دريا تشكيل شدهاند.



شـكل 1 - موقعيت جغرافيايي برشـهاى مورد مطالعه (الف) و موقعيت چينه شـناسـي سـازند كلات در حوضه رسـوبي كپه داغ (ب) 1- دهانه ورودي ناوديس كلات 2- خشـت 3- تنگ چهچهه





شكل2- تصاوير ميكروسكوپي مجموعههاي رخسارهايA، B وC (اندازه خط مقياس=5/0 ميليمتر): الف) رخساره A1 (Very fine sandy pelmicrite) ب) رخساره A2 (Very fine sandy pelmicrite) ميليمتر) ج) رخساره (Unsorted silty oyster biomicrudite) B1 د) رخساره (Silty benthic foraminifera biomicrite) A3 د) ج) رخساره (Very fine sandy oyster biopelmicrudite) B2 د) م) رخساره B2 (Poorly washed intraclast milliolidae biosparite) ميليمتر) و) رخساره (Poorly washed intraclast milliolidae biosparite) ميليمتر) ح) رخساره C1 رخساره (Bryozoan oyster biomicrudite) ميليم



شمارہ 57





شكل3 - تصاوير رخسارههاي سنگي ميكروسكوپي در مجموعههاي رخسارهايD وE (اندازه خط مقياس= 0/5 ميليمتر): الف) رخساره (Bioclastic oosparite) D₁ ب) رخساره (Bioclastic oosparite) D₁ ب) رخساره (Unsorted sandy redalgal rudist biosparudite) E₁ د) رخساره (Crinoid bryozoan biosparudite) D₃ ج) رخساره (D₁ duistid biolithite) E₄ رخساره (Coral biolithite) E₄ رخساره (Redalgal biolithite) E₅ رخساره (Redalgal biolithite) E₅ رخساره (Coral biolithite) E₄







شـكل4 - عكسـهاي صحرايي از سـنگهاي آهكي سـازند كلات: الف) لايه بندي مورب بزرگ مقياس در برش روسـتاي خشـت ب) سـنگ آهک روديسـت دار با مورفوتيپهاي خوابيده در برش تنگ چهچهه



شكل 5 - مدل شماتيک محيط رسوبگذاري سازند كلات در يک رمپ کربناتي کمربند رخسارهاي=FZ خط اثر امواج در شرايط آرام=FWWB خط اثر امواج در شرايط توفاني=SMWB







شـكل6- عكسـهاي صحرايي از مرزهاي زيرين و بالايي سـازند كلات كه مرز فرسـايشـي نوع 1 را نشـان ميدهد: الف) تصويري از لايه ديرينه خاك موجود در مرز بين سـازند كلات با سـازند سـيليسـي آواري نيزار(برش روسـتاي خشـت) ب) تصويري از مرز بالايي سـازند كلات با سـازند سـيليسـي آواري سـرخ رنگ پسـته ليق (برش تنگ چهچهه)



شکل7- ستون تغییرات قائم رخسارههاي سازند کلات در برش تنگ چهچهه(برش3). در این شکل منحني تغییرات سطح آب دریا در ناحیه مورد مطالعه با منحني جهاني آن مقایسه شده است(براي علائم به شکل 8 مراجعه شود).





شـكل 8- ارتباط جانبي تواليهاي رسـوبي، مرزهاي تواليها و رخسـارههاي سـنگي در برشـهاي مورد مطالعه سـازند كلات





کتابنگاري

افشار حرب، ع.، 1373- زمين شـناسـي كپه داغ، انتشارات سـازمان زمين شـناسـي و اكتشـافات معدني كشـور، شـماره 11، 276 صفحه.

محبوبي، ا.، خزاعي، ا. و موسوي حرمي، ر.، 1376- ريف روديستي كرتاسه پسين در پلاتفرم كم عمق كربناته در شرق حوضه كپه داغ ، مجله علوم زمين، انتشارات سازمان زمين شناسي و اكتشافات معدني كشور، سال ششم، شماره 25 تا 26 ، صفحات 18 تا 25.

محبوبي، ا.، لاسـمي، ي. و موسـوي حرمي، ر.،1374- آناليز رخسـاره ها و محيطهاي رسـوبي سـازند كلات (كرتاسـه پسـين) در شـرق حوضه كپه داغ، شـمال شـرق ايران، مجله علوم، دانشـگاه تهران، جلد 21، شـماره 1، صفحات24 تا 37.

References:

Berberian, M. and King, G.C.P., 1981- Towards a paleogeographic and tectonic evolution of Iran, Canadian Jourual ot Earth Sciences, 18, 210-265.

Bromley, R.G. and Ekdale, A.A., 1984-Trace fossil preservation in flint in the European chalk, Journal of Paleontology, 58, 298-311.

Burchette, T.P. and Wright, V.P., 1992- Carbarate ramp depositional systems, Sedimentary Geology, 79, 3-57.

Dickson, J.A.D.(1966) Carbonate identification and genesis as revealed by staining, Journal of Sedimentary Petrology, 36, 491-505.

Emery, D. and Myers K., 1996- Sequence Stratigraphy, Blackwells, Oxford, 297p.

Flügel, E., 1982- Microfacies Analysis of Limestones, Springer-Verlag, Berlin, 610p.

Folk, R.L.,1959- Practical petrographic classification of limestones, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 43, 1-38.

Folk, R.L.,1962- Spectral subdivision of limestone types, In: W.E. Ham (editor), Classification of Carbonate Rocks, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, 62-84.

Götz, S.,2003- Biotic interaction and synecology in a Late Cretaceous coral-rudist biostrome of southern Spain, Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 193, 125-138.

Habicht, J.K.H.,1979- Paleoclimate, Paleomagnetism and Continental Drift, American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, 9, 31 p.

Hallock, P.,1983- Larger foraminifera as depth indicators in carbonate depositional environments, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 67, 477-478.

Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R,1987- Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic, Science, 235, 1156-1167.

Howard, J.D., 1972- Tracefossils as criteria for recognizing shorelines in the stratigraphic record, In: J.K. Rigby and W.K. Hamblin(editors), Recognition of Ancient Sedimentary Environments, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 16, 215-225.

Kalantari, A., 1987- Biofacies relationship of the Kopet-Dagh region, National Iranian Oil Company, Exploration and Production Group, Tehran, 1sheet.

Knauth, L.P., 1979- A model for the origin of chert in limestone, Geology, 7, 273-277.

Kuile, B. Ter., Erez, J.,1984- In situ growth rate experiments, on the symbiont-bearing foraminifera Amphistegina lobifera and Amphi- sorus hempri chii, Journal of Foraminiferal Research, 14, 262-276.

Lyberis, N. and Manby, G.,1999- Oblique to orthogonal convergence across the Turan Block in the Post Miocene, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 83, 1135-1160.

Lyberis, N., Manby, G., Poli, J.T., Kalugin, V., Yousouphocaev, H. and Ashirov, T.,1998- Post Triassic evolution of the southern margin of the Turan plate, Comptes Rendus de I'Academie des sciences, Paris, 326, 137-143.

Masse, J.P. and philip, J.,1981- Cretaceons coral – rudistid buildups of France. In: D.F. Toomey (editor), European Fossil Reef Models, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 30, 399-426.





Moussavi-Harami, R.,1993- Depositional history and paleogeography of the Lower Paleocene red beds in eastern Kopet-Dagh basin northeastern Iran, (in English), Journal of Sciences, National Center for Scientific Research, Islamic Republic of Iran, 4/2, 126-143.

Moussavi-Harami, R. and Brenner, R.L.,1992- Geohistory analysis and petroleum reservoir characteristics of Lower Cretaceous (Neocomian) sandstone, eastern portion of Kopet-Dagh basin, northeast Iran, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 76, 1200-1208.

Myrow, P.M.,1995- Thalassinoides and the enigma of Early Paleozoic open framework burrow systems, Palaios, 10, 58-74.

Nichols, G., 1999- Sedimentology and Stratigraphy, Blackwells, 355 p.

Read, J.F., 1985- Carbonate platform models, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69, 1-21.

Riding, R.W.,2002- Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories, Earth-Science Reviews, 58, 163-231.

Scott, R.W.,1995- Global environmental controls on cretaceous reefal ecosystems, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 119, 187-199.

Smith, A.G., Smith, D.G. and Funnel, B.M., 1994- Atlas of Mesozoic and Cenozoic Landmasses, Cambridge University Press, Cambridge, 99 p.

Vail, P.R., Audemart, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. and Perez Cruz, G., 1991- The stratigraphic significances of tectonics, eustasy and sedimentology- an overview., In: G. Einsele, W. Ricken and A. Seilacher (editors), Cycles and Events in Stratigraphy, Springer-Verlag, Berlin, 617- 659 p.

Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. and Hardenbol, J.,1988-An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. Van Wagoner (editors), Sea-Level Changes: An Integrated Approach, Society of Economic paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42, 39-45p.

Van Wagoner, J.C., Mitchum R.M., Jr. Campion, K.M. and Rahmanian V.D.,1990- Siliciclastic sequence Stratigraphy for High Resolution Correlation of Time and Facies. American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration series, Tulsa, 7, 55 p.

Wilson, J.L., 1975-Carbonate Facies in Geologic History, Springer-Verlag, 471 p.

*گروه زمين شـناسـي، دانشـكده علوم، دانشـگاه فردوسـي مشـهد

*Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad

