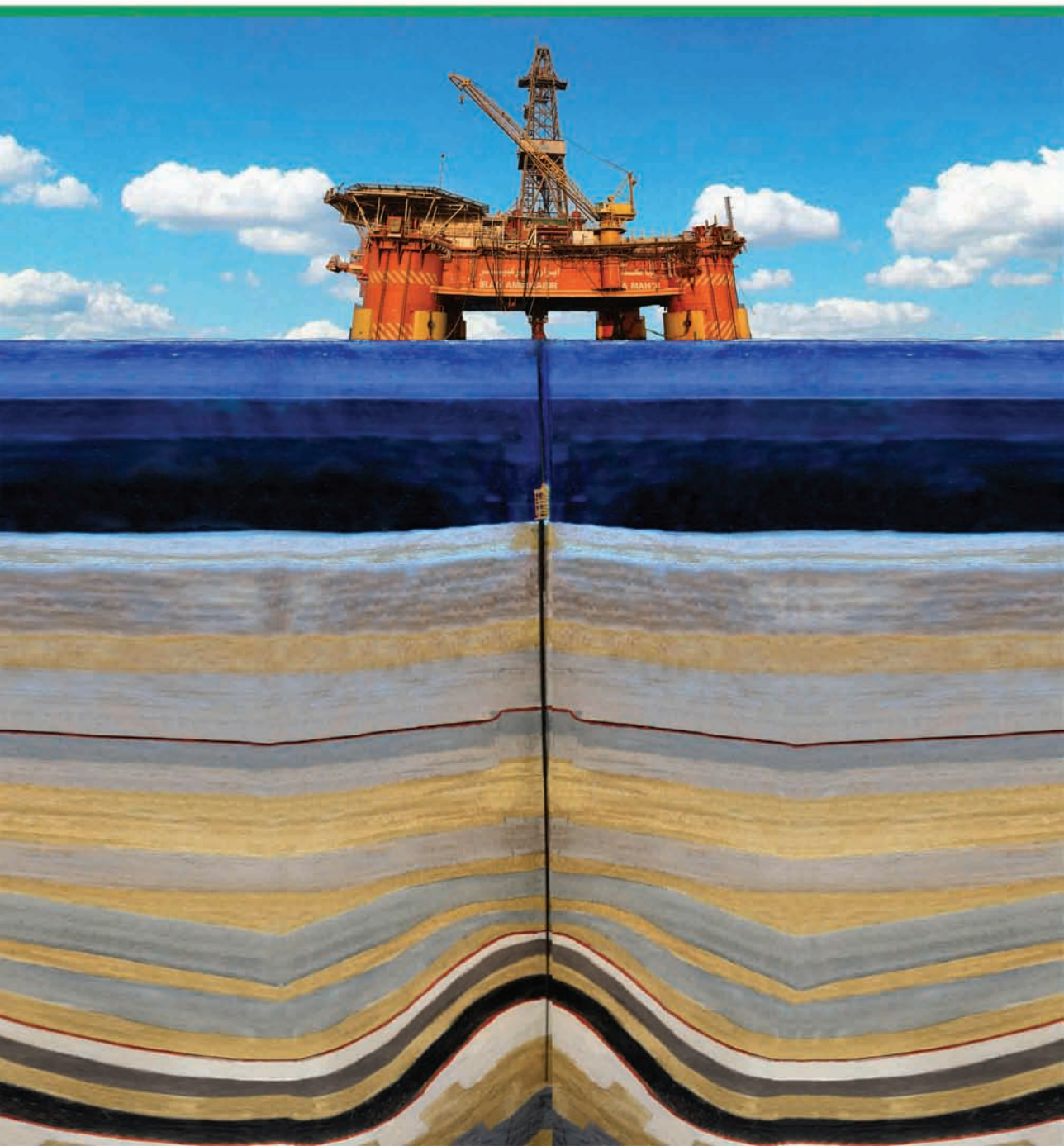
شرکت ملی نفت ایران
شرکت نفت خزر

پژوهش های نوین
درحوزه زمین شناسی نفت و گاز دریای خزر



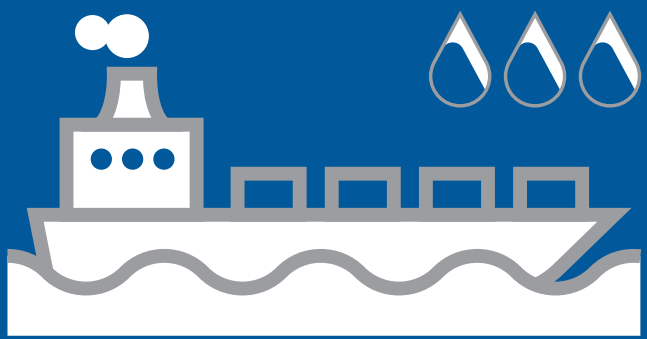
بسم الله الرحمن الرحيم

نام کتاب: پژوهش‌های نوین در حوزه زمین شناسی نفت و گاز دریای خزر
نام سازمان: شرکت نفت خزر
شمارگان: ۱۰۰۰ جلد
تعداد صفحات: ۳۰۸
قطع چاپی: وزیری
نوبت چاپ: اول- اردیبهشت ۱۳۹۸
طراح جلد و صفحه آرایی: کیمیا امیری و استودیو آرنگ (حمیده خواجوی راد)

با سپاس از:
آقای دکتر علی اصولی - مدیرعامل شرکت نفت خزر
آقای احمد شیرزادی - مدیر مدیریت اکتشاف
آقای دکتر فرید طاعتی - رئیس اداره زمین شناسی
آقای محمد شریعت زاده - رئیس مطالعات زمین شناسی
آقای مرتضی فرخی - رئیس عملیات زمین شناسی
آقای احسان رضایی نژادیان - مدیر مدیریت منابع انسانی
آقای مهدی میرآخوری - رئیس روابط عمومی
خانم ماریا جوانبخت - رئیس آموزش

پژوهش های نوین در حوزه زمین شناسی نفت و گاز دریای خزر

Kepco2019

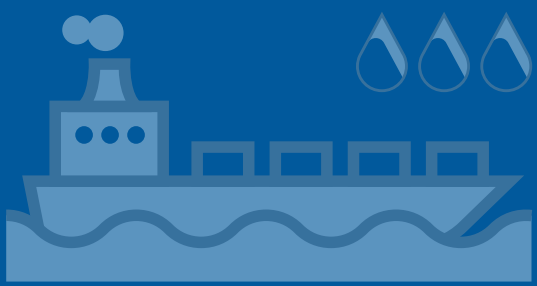


مقدمه:

دریای خزر بعد از منطقه خلیج فارس و سیبری سومین منبع انرژی جهان می باشد که بر اساس اعلام سازمان انرژی جهانی مجموع ذخایر تایید شده نفتخام و گاز طبیعی دریای خزر بالغ بر ۱۰۰ میلیارد بشکه نفت و ۱۲ تریلیون متر مکعب گاز تخمین زده شده ، ارقامی که به وضوح نشان می‌دهد دریای خزر علاوه بر موقعیت ژئوپلتیک، به لحاظ ذخایر نفت و گاز از اهمیت زیادی برای کشورهای حاشیه خزر برخوردار است، در واقع خزر بعنوان بزرگترین دریاچه جهان علاوه بر مؤلفه‌های سیاسی، اقتصادی، اجتماعی و فرهنگی و نظامی برای کشورهای حاشیه خود در شرایط بین الاذهانی دارای پتانسیل بسیار بالایی از منابع هیدروکربوری است که در دو دهه گذشته، شواهد عینی بسیاری خصوصا در حوزه‌های خزر شمالی و میانی در بر داشته است، اما در حوزه خزر جنوبی با توجه به شرایط ویژه جغرافیایی حاکم بر آن که دارای پیچیدگی‌ها و ابهامات زمین شناسی خاصی است، اکتشافات هر چند محدود در عرصه‌های عمیق این حوزه و کشف نفت و گاز در ساختارهای جنوبی مورد توجه کارشناسان و شرکت‌های بزرگ نفتی بین المللی قرار گرفته است.

در واقع توافق رژیم حقوقی دریای خزر که توسط روسای جمهور کشورهای حاشیه خزر به امضا رسیده است می‌تواند در تسریع اکتشاف، تولید و بهره برداری از منابع دریای خزر موثر واقع شود و باعث تعامل و همکاری در پروژه‌های مشترك دریای خزر بین کشورهای همسایه به لحاظ اشتراک تجربیات، سرمایه، انتقال، تولید و کسب دانش گردد.

اطلاعات بدست آمده از کاوش‌های اکتشافی و عملیات حفاری در بخش خشکی و دریا در سه استان ساحلی خزر در طی سالیان اخیر به برخی از ابهامات زمین شناسی در این منطقه پاسخ داده است، اما همچنان سوالات بسیاری بدون پاسخ باقی مانده است. بر

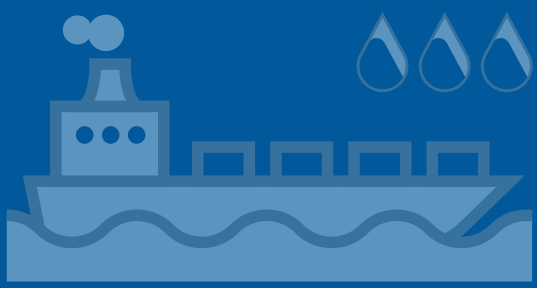


همین اساس طی پنج سال اخیر شرکت نفت خزر با همکاری دانشگاه های داخلی و در قالب پروژه‌های دانشجویی برخی از مهمترین ابهامات زمین شناسی را مد نظر قرار داده که نتایج این پایان نامه ها در قالب مقالات دانشجویی منتشر شده است.

در واقع علاقمندی کشورهای صاحب تکنولوژی اروپا و شرق دور جهت مشارکت و سرمایه گذاری در این دریاچه بزرگ می تواند به دلیل مطالعات منابع مطمئن انرژی در این منطقه باشد. امید است در آینده نیز با انجام مطالعات دقیق تر توسط متخصصان، دانش پژوهان و موسسات علمی و پژوهشی و دانشگاه‌ها، دانسته‌های بیشتری از این حوزه مهم و استراتژیک کشور کسب گردد تا متخصصان صنعت نفت با استفاده از این یافته‌های ارزشمند علمی بتوانند برگ‌های زرین دیگری به تاریخ پر افتخار صنعت نفت کشور در دریای خزر و سه استان ساحلی کشور عزیزمان ایران اضافه نموده و گام مهمی برای رشد و توسعه صنعت نفت در دریای خزر بردارند.

در این مجلد نیز تعدادی از این مقالات در چهار شاخه تکتونیک، رسوب شناسی، زمین‌شناسی، مهندسی و ژئوشیمی گردآوری گردیده است تا علاقه مندان بتوانند دسترسی به یافته های جدید حوزه نفتی خزر را در این کتابچه دنبال کنند.

دکتر علی اصولی
مدیرعامل شرکت نفت خزر



تغییرات رخساره و محیط رسوبی نهشته‌های پلیوسن در منطقه جنوب شرق حوزه خزر، شمال شرق ایران ۱

شناسایی رخداد کاهش جهانی سطح آب دریا در مرز T-K، البرز مرکزی شمال ایران ۱۴

استفاده از آنالیز آماری پالینومورفها در بازسازی محیط رسوبی دیرینه نهشته های کرتاسه-پالئوسن در جنوب ساری ۳۲

ارایه روابط تجربی بین مقاومت تراکمی تک محوری و پارامترهای دینامیکی سنگ آهک سازند آقچاگیل ۴۶

بررسی مورفولوژی و ساختار درونی میکروبیالیت های سازند آقچاگیل در شمال شرق گنبد کاووس ۶۲

بررسی رسوب‌شناسی و خصوصیات پتروفیزیکی واحد سنگی چلکن در منطقه‌ی پهنه‌کلا و چاه- در شمال کشور ۷۴

بررسی خصوصیات مقاومتی سنگ آهك سازند آقچاگیل در استان گلستان ۹۸

رخسارهها و مدل رسوبگذاری سازند آواری چلکن جنوب قائم شهر، ایران ۱۱۲

جریان های دریایی کم عمق؛ مخاطره زمین شناسی جدی در اکتشاف ذخایر هیدروکربوری دریای خزر ۱۳۲

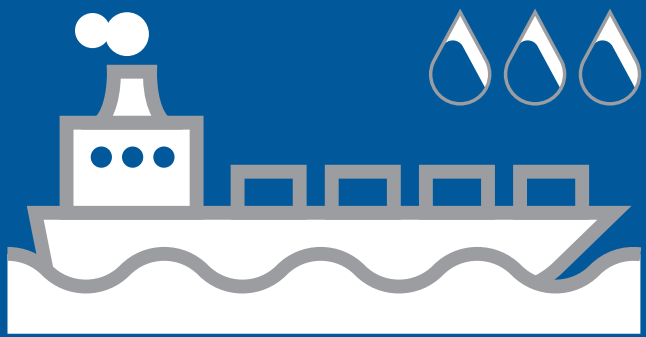
بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌های منشاء احتمالی در جنوب ساری-شمال ایران ۱۴۸

بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی سری قرمز بالایی یا سری چلکن در یکی از چاه های اکتشافی استان گلستان با استفاده از داده های حاصل از پیرولیز راک-اول و پترو گرافی آلی ۱۶۴

شرکت ملی نفت ایران
شرکت نفت خزر

تغییرات رخساره و محیط رسوبی نهشته‌های پلیوسن در منطقه جنوب شرق حوزه خزر، شمال شرق ایران

Kepco2019



چکیده

نهشته‌های پلیوسن در شمال ایران و هم ارزهای زمانی آنها در آذربایجان و ترکمنستان (واحدهای چینه‌ای چلکن و آق‌چاگیل) از مهم‌ترین عناصر سیستم نفتی در حوزه خزر جنوبی هستند. در این مطالعه، نتایج حاصل از سه رخنمون برداشت شده در منطقه شمال شرق گنبد کاووس به عنوان بیشترین ضخامت و قدیمی‌ترین برونزد توالی‌های ترشیری به همراه اطلاعات سنگ‌شناسی از سایر رخنمون‌ها و چاه‌های موجود به منظور بررسی تغییرات رخساره در منطقه جنوب شرق دریای خزر مورد استفاده قرار گرفته‌اند. واحد آق‌چاگیل در بخش زیرین با یک کنگلومرای قاعده‌ای عمدتاً از رخساره‌های آواری و گل غالب مربوط به بخش‌های کم انرژی تشکیل شده که با یک روند کم‌عمق شونده به سمت بالا، به رخساره‌های کربناته دانه غالب متعلق به شرایط پُرانرژی حوزه تبدیل می‌گردد. مقایسه و انطباق بین رخنمون‌ها و چاه‌های موجود در منطقه نشان می‌دهد که ضخامت واحد چینه‌ای چلکن از سمت غرب به شرق و از شمال به جنوب منطقه مورد مطالعه کاهش یافته و از نظر سنگ‌شناسی نیز از رس‌سنگ سیلتی تا مارن (در شرق حوزه خزر جنوبی) به ماسه‌سنگ گراولی و کنگلومرا (در شمال شرق گنبد کاووس) تغییر می‌کند. واحد رسوبی آق‌چاگیل دارای ضخامت نسبتاً یکنواختی در حوزه رسوبی بوده و از نظر سنگ‌شناسی، در شمال شرق گنبد کاووس عمدتاً از رخساره‌های کربناته پرانرژی ساحلی تشکیل شده که به سمت بخش‌های غربی حوزه به رخساره‌های شیلی و سیلستونی عمیق حوزه تغییر رخساره می‌دهد. این شرایط احتمالاً در ارتباط با نرخ فرونشست حوزه در زمان رسوبگذاری واحد چلکن و بیانگر پایداری بیشتر حوزه در زمان رسوبگذاری واحد آق‌چاگیل (پلیوسن پسین) می‌باشد.

واژه‌های کلیدی:

رخساره، محیط رسوبی، نهشته‌های پلیوسن، حوزه خزر

Facies changes and sedimentary environment of the Pliocene deposits in the Southeastern Caspian Basin, NE Iran

1. Soltani, B

Department of Petroleum Geology, Research Institute of Petroleum Industry (RIPI), Tehran

2. Moussavi-Harami, R

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

3. Beiranvand, B

Department of Petroleum Geology, Research Institute of Petroleum Industry (RIPI), Tehran

4.Honarmand, J.

Department of Petroleum Geology, Research Institute of Petroleum Industry (RIPI), Tehran

5.Taati, F

Geology Department, Khazar Exploration and Production Company (KEPCO), Tehran

6.Moradpour, M

Department of Petroleum Geology, Research Institute of Petroleum Industry (RIPI), Tehran

Abstract

The Pliocene deposits in northern Iran and their equivalents in Azerbaijan and Turkmenistan (including Cheleken and Akchagyl stratigraphic units) are considered as the most important petroleum system elements in the Caspian Basin. In this research, three outcrops in the northeastern part of the Gonbad-e Kavous area are measured as the most thickness and oldest out-cropped tertiary sequences as well as lithological data from other outcrops and available wells. In the studied area, the Akchagyl unit with a basal conglomerate is composed of clastic and mud-dominated facies in lower part belonging to low-energy setting changing into grain-dominated carbonate facies in a shallowing-upward trend related to high-energy setting

of the basin. Comparison and correlation between the studied outcrops and the available well data indicate that the thickness of the Cheleken stratigraphic unit is decreased from west to east and north to south. This stratigraphic unit lithologically varies from silty claystone to marl in the eastern parts of the South Caspian Basin into gravelly sandstone and conglomerate towards northeastern Gonbad-e Kavous. The Akchagyl stratigraphic unit indicates uniform thickness throughout the studied basin, but in terms of lithology, contains high-energy carbonate coastal facies in northeastern Gonbad-e Kavous changing into basinal siltstone and shale facies towards the western parts. These conditions can be related to the subsidence rate of the basin during the Cheleken deposition as well as indicating more stability of the basin during deposition time of the Akchagyl (late Pliocene).

:Keywords

Facies, Sedimentary Environment, Pliocene Deposits, Caspian Basin

مقدمه

رخساره‌های سنگی پلیوسن در شمال ایران (دشت گرگان، مازندران، گیلان و دشت مغان)، از دو واحد سنگ چینه‌ای اصلی (چلکن و آق‌چاگیل) تشکیل شده‌اند. واحد چلکن (طبقات قهوه‌ای/ سری‌های تولیدی) با رخساره قاره‌ای و عمدتاً درشت دانه، متشکل از طبقات سرخ تا قهوه‌ای رنگ با سن پلیوسن آغازین- میانی و واحد آق‌چاگیل با رخساره کربناته تخریبی سفید رنگ و سن پلیوسن پسین، از طبقات بالا و پایین خود قابل تشخیص میباشند. نهشته‌های سری چلکن در برش الگو، در خلیج چلکن، واقع در ضلع شرقی دریای خزر (جمهوری ترکمنستان)، دارای ضخامت تقریباً ۴۰۰۰ متر می‌باشد. این نهشته‌ها، که روی رسوبات میوسن بالایی (اشکوب پونسین) قرار گرفته، عموماً از ماسه سنگ و رس سنگ قرمز رنگ با ویژگی نیمه دریایی- قاره‌ای تشکیل شده و توسط نهشته‌های اشکوب آق‌چاگیل (پلیوسن پسین) پوشیده شده‌اند. مقادیر اقتصادی هیدروکربن (عمدتاً به صورت گاز و تا حدودی نفت) در واحد چلکن گزارش شده است (Smith-Rouch, ۲۰۰۶).
در جمهوری آذربایجان، نهشته‌های چلکن به علت تولید فراوان و اقتصادی نفت سبک و گاز به نام سری‌های تولیدی معروف بوده که در حوزه خزر جنوبی شامل مجموعه‌ای از رسوبات با ضخامت بیش از ۶ کیلومتر می‌باشد و عمدتاً در محیط‌های رودخانه‌ای- دلتایی تا دریاچه‌ای رسوبگذاری نموده‌اند (Abdullayev et al., ۲۰۱۲).
برش الگوی واحد چینه‌ای آق‌چاگیل در ضلع غربی شبه جزیره کراسنودسک (ترکمن باشی) واقع در جمهوری ترکمنستان گرفته شده است که اولین بار توسط آندروسُف (Andrusov, ۱۹۸۶) معرفی گردید. در برش الگو، این واحد در بخش قاعده‌ای دارای رخساره کنگلومرایی با روند ریز شونده به سمت بالا بوده، و در ادامه با ماسه‌سنگ، سیلت و رُس ژیپس‌دار (به رنگ خاکستری، قهوه‌ای، زرد) ماسه‌سنگ صدفی و لایه‌های سفیدرنگ خاکستر آتشفشانی دنبال می‌شود. این واحد، که به صورت هم‌شیب بر روی رسوبات پلیوسن زیرین (سری چلکن) قرار گرفته، به وسیله نهشته‌های توالی آپشرون به سن قاعده کواترنری پوشیده شده است. برخلاف کمیاب بودن فسیل در سری چلکن، که تنها تعداد کمی از نرم‌تنان آب شیرین و قطعاتی از استخوان مهره‌داران در بخش زیرین آن گزارش شده است، واحد چینه‌ای آق‌چاگیل در بخش‌های ساحلی خزر و دشت مغان (Gillet, ۱۹۶۷) دارای محتوای فسیلی فراوان (شامل استراکودها، روزن‌داران، دوکفه‌ای‌ها و نانوپلانکتون‌ها) می‌باشد.

بیشترین ضخامت واحد چینه‌ای چلکن در دره کیاسر و جنوب قائم شهر در فاصله شیرگاه-جوارم با ضخامت حداکثر ۲۶۹ متر معرفی شده که شامل کنگلومرای دانه درشت قهوه‌ای رنگ و سخت با میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ، شیل و مارن می‌باشد و به محیط‌های رودخانه‌ای- دلتایی تا دریاچه‌ای نسبت داده شده‌اند (برای مثال آریافر و بخشی، ۱۳۹۶). اتحاد و طاعتی (۱۳۹۶) سازند آق‌چاگیل را با توجه به سنگ شناسی متراکم و فشردگی خوب آن، به عنوان پوش سنگ اصلی در حوزه جنوبی دریای خزر و آخرین مرحله پیشرونده دریای پاراتتیس معرفی نموده که از نظر سنگ‌شناسی شامل گلسنگ‌های خاکستری، گاهی سیلتی/ آهکی، با میان لایه‌های ماسه‌سنگ آهکی دانه ریز و سنگ آهک میکرایتی و به ندرت دارای توف‌های ولکانیکی خاکستری تا آبی می‌باشد. سن واحد آق‌چاگیل با توجه به تعیین سن صورت گرفته از توف و خاکسترهای آتشفشانی در محدوده ۳/۴ تا ۶ میلیون سال می‌باشد (van Back, ۲۰۱۰).

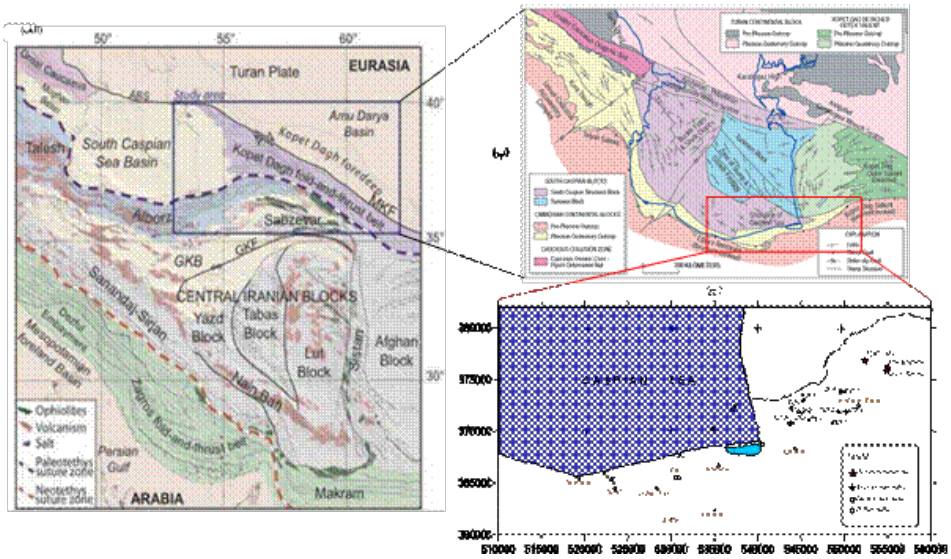
احسانی (۱۳۸۴) لیتوفاسیس‌ها و بیوفاسیس‌های موجود در توالی چینه‌ای آق‌چاگیل در شمال شرق گنبد کاووس را مطالعه و آن را به صورت یک توالی پسرونده با حداکثر ضخامت ۲۰ متر، معرفی نموده و بر اساس وجود فسیل‌های Globigerinoides fistulosus، Cardium dombra و Pullenia praecursorسن پلیوسن پسین را برای آن در نظر گرفته است. وی بر اساس مطالعات ماکروسکوپی و میکروسکوپی، ۶ نوع رخساره شامل کنگلومرای بایوکلاستی مربوط به فلات قاره (بخش دورتر از ساحل)، وکستون بایوکلاستی و پکستون اینتراکلاستی بایوکلاستی متعلق به بخش حاشیه ساحلی و گرینستون اینتراکلاستی، گرینستون بایوکلاستی و گرینستون اُائیدی متعلق به بخش جلویی ساحل را شناسایی و گزارش نموده و بر این اساس، الگوی رسوبی این واحد چینه‌ای را به محیط‌های حاشیه ساحلی (Shoreface) با ماهیت پسرونده نسبت داده است.

از نظر تکتونیکی، تکامل نهایی حوزه خزر در ارتباط با چندین کمربند اصلی کوهزایی شامل قفقاز بزرگ شرقی، تالش، البرز و کپه داغ می‌باشد (شکل ۱- الف و ب، Brunet et al., ۲۰۰۳). تغییر شکل‌های ساختاری و فعالیت‌های تکتونیکی در اواخر میوسن باعث جدایی حوزه خزر از آب‌های آزاد گردیده است (Rogl, ۱۹۹۹). این تغییرات به کوتاه شدگی پوسته، که در نتیجه برخورد بین صفحات اوراسیا و عربستان اتفاق افتاده، نسبت داده شده است (Berberian & King, ۱۹۸۱; Brunet et al., ۲۰۰۹). به نظر می‌رسد برخورد اولیه دماغه شمالی صفحه عربی با سرزمین‌های شمالی (که ممکن است به اوراسیا متصل بوده باشند) در ائوسن- الیگوسن آغاز گردیده به طوری که راندگی‌های این زمان در شرق آناتولی می‌تواند

شاهدی بر این ادعا باشد (Allen and Armstrong, ۲۰۰۸).

با توجه به قرارگیری رسوبات قدیمی حوزه خزر جنوبی در عمق زیاد و عدم دسترسی مستقیم به آنها، به منظور شناخت بهتر روند تکاملی این حوزه از دیدگاه تکتونیک و ژئودینامیک، درک زمین‌شناسی مناطق احاطه کننده آن امری ضروری می‌باشد. فعالیت مغزه‌گیری واحدهای چینه‌ای پالئوسن و پلیوسن در حفاری‌های حوزه خزر تاکنون به دلایل مختلفی (از جمله ماهیت سست و منفصل رسوبات) با مشکلات فراوانی همراه بوده است. از این رو، لزوم مطالعات تغییرات رخساره و محیط رسوبی در رخنمون‌های همجوار در منطقه دو چندان می‌باشد.

برش‌های سطحی و زیرسطحی مورد مطالعه در این پژوهش در استان گلستان و در محدوده ۱۰۰ کیلومتری شمال شرقی شهرستان گنبد کاووس و شمال گرگان قرار گرفته‌اند (شکل ۱-ج). بر اساس نقشه پهنه‌بندی ساختارهای رسوبی ایران این مناطق در محدوده حوزه خزری و بخش غربی کمربند چین خورده-رورانده کپه داغ می‌باشند (شکل ۱-الف) (آقانباتی، ۱۳۸۶؛ Robert et al., ۲۰۱۴).



شکل ۱- (الف) نقشه توپوگرافی واحدهای تکتونیکی ایران (Robert et al., ۲۰۱۴)، (ب) پدیده‌های ساختاری در حوزه جنوبی دریای خزر (Smith-Rouch, ۲۰۰۶)، (ج) موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه و چاه‌های موجود در منطقه.

روش مطالعه

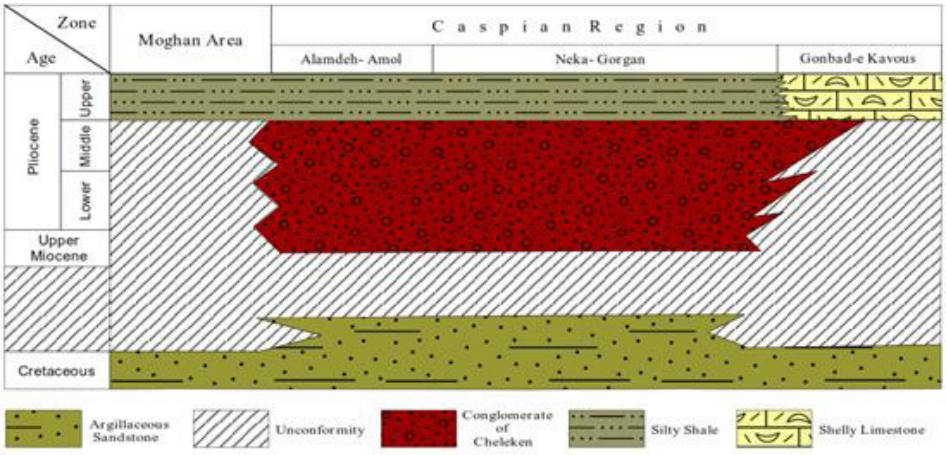
در این مطالعه، سه برش چینه‌شناسی مربوط به واحدهای چینه‌ای پلیوسن در شمال شرق گنبد کاووس (آق‌بند، یلی بدراق و سوملی دره) انتخاب و پس از نمونه‌برداری از آن‌ها، تعداد ۱۴۹ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و مورد مطالعه قرار گرفتند. نتایج حاصل از مطالعات ماکروسکوپی و میکروسکوپی واحد چینه‌ای آق‌چاگیل و داده موجود از رخنمون‌ها و چاه‌ها جهت تهیه نقشه‌های هم‌ضخامت و هم‌رخساره و بررسی تغییرات رخساره و محیط رسوبی در منطقه مورد مطالعه استفاده گردید.

بحث

بر اساس نتایج حاصل از مطالعات انجام شده، در طول پلیوسن-کواترنری، هم‌زمان با بالاآمدگی رشته کوه‌های قفقاز بزرگ، کپه داغ و البرز، یک فرونشست سریع و غیرعادی در حوزه خزر جنوبی رخ داده است (Brunet et al., ۲۰۰۳). در طول دوره زمانی پلیوسن پیشین نیز یک پسروی اصلی همراه با کاهش شوری در حوزه خزر گزارش شده است (Popov et al., ۲۰۰۶). این پسروی آب دریا و همگرایی به همراه نیروهای فشارشی افقی می‌تواند فرونشست سریع و کوتاه را در کل حوزه توجیه نماید. همچنین، فرسایش شدید بالاآمدگی‌های حاصل از کوهزایی‌های پیرامون حوزه منجر به ورود حجم عظیمی از رسوبات شده است.

برش‌های سطحی مطالعه شده در این پژوهش، تنها رخنمون‌های ترشیری (پلیوسن) در منطقه جنوب شرق دریای خزر بوده که به صورت دگرشیب روی نهشته‌های چین خورده کرتاسه قرار گرفته‌اند. ضخامت برداشت شده از واحد آق‌چاگیل در برش‌های مورد مطالعه به ترتیب ۶۲ متر (یلی بدراق)، ۵۸ متر (آق‌بند) و ۳۰ متر (سوملی دره) بوده، که به عنوان بیشترین ضخامت‌های شناسایی شده تاکنون، در منطقه مطالعه شده‌اند. این نهشته‌ها از نظر سنگ‌شناسی شامل تناوبی از کنگلومرا، مادستون، مارن و سنگ آهک بایوکلاستی (رخساره‌های پکستون و گرینستون بایوکلاستی و گرینستون پلوییدی/ اُاُییدی) هستند که به صورت توالی‌های درشت شونده به سمت بالا و عمدتاً در یک حوزه رسوبی نسبتاً پرانرژی (حاشیه ساحلی) تشکیل شده‌اند.

واحدهای چینه‌ای پلیوسن (چلکن و آق‌چاگیل) به صورت ناحیه‌ای از منطقه دشت مغان (بخش غربی حوزه خزر جنوبی) تا ناحیه گنبد کاووس (بخش شرقی حوزه خزر جنوبی) دارای ضخامت و مشخصات سنگ‌شناسی متفاوتی هستند (شکل ۲). با توجه به تاریخچه چینه‌ای، به نظر می‌رسد که از آغاز پالئوسن تا میوسن پسین، در ناحیه مغان، هیچ جنبش کوهزایی وجود نداشته است. نخستین فاز کوهزایی، هم‌زمان با رخداد آتیکن در اواخر میوسن، سبب چین‌خوردگی رسوبات قدیمی‌تر شده و به دنبال آن رسوبات جوان (آق‌چاگیل) به صورت دگرشیب روی آن‌ها قرار گرفته‌اند. زواره‌ای و مغفوری مقدم (۱۳۷۹) نبود رسوبات پلیوسن زیرین (واحد چلکن) در دشت مغان را به تأثیر عملکرد این فاز نسبت داده‌اند.



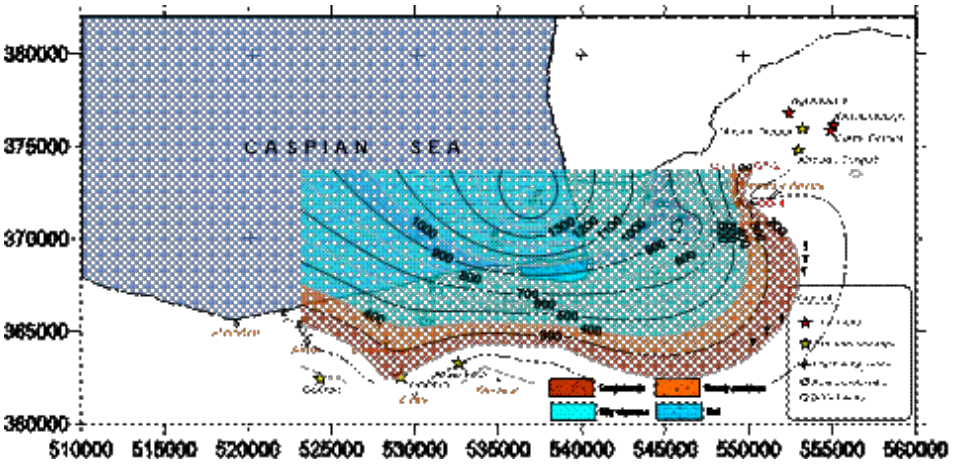
شکل ۲- مقایسه تغییرات ضخامت و مشخصات سنگ‌شناسی واحدهای چینه‌ای پلیوسن در نواحی شمالی ایران (از دشت مغان تا گنبد کاووس).

مقایسه بین ضخامت واحدهای چلکن و آق‌چاگیل در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که به دلیل عدم گسترش دریا در پلیوسن میانی، واحد چینه‌ای چلکن از سمت شرقی حوزه خزر جنوبی به سمت شمال شرق گنبد کاووس تشکیل نشده یا حداقل ضخامت را دارد و نهشته‌های معادل سازند آق‌چاگیل نیز با یک کنگلومرای قاعده‌ای (عموماً به طور مستقیم) روی دگرشیبی کرتاسه- ترشیری قرار گرفته‌اند. حداکثر ضخامت سری چلکن در استان مازندران در حوالی شیرگاه و جوارم می‌باشد (برای مثال آریافر و بخشی، ۱۳۹۶) و به سمت غرب مجدداً ضخامت آن کاهش می‌یابد و در دشت مغان تقریباً ضخامتی ندارند (شکل

۲). این موضوع را می‌توان در ارتباط با نرخ فرونشست در حوزه دانست.

با توجه به مشخصات سنگ‌شناسی و ویژگی‌های رسوبی، نهشته‌های معادل سازند آق‌چاگیل در منطقه جنوب شرق خزر حداقل به صورت ترکیبی از سنگ مخزن و پوش سنگ بوده که احتمالاً ناشی از تأثیر عوامل تکتونیکی و تغییرات جانبی رخساره‌ای می‌باشد. این در حالی است که در مناطق جنوبی و غربی حوزه خزر این واحد به عنوان پوش سنگ در نظر گرفته شده است.

بر پایه داده موجود از رخنمون‌ها و چاه‌ها، نقشه‌های هم‌ضخامت و هم‌رخساره‌ای منطقه مورد مطالعه ترسیم گردید (شکل ۳). بر این اساس، می‌توان گفت که ضخامت واحد چینه‌ای چلکن از سمت غرب به شرق منطقه مورد مطالعه و از شمال به جنوب کاهش یافته و ضخامت آن در ناحیه گنبد کاووس به حداقل می‌رسد و از نظر سنگ‌شناسی نیز از کنگلومرا و ماسه‌سنگ گراولی (در حاشیه حوزه) به رس‌سنگ سیلتی تا مارن (محل چاه‌های حفاری شده در دشت گرگان) تغییر می‌کند.



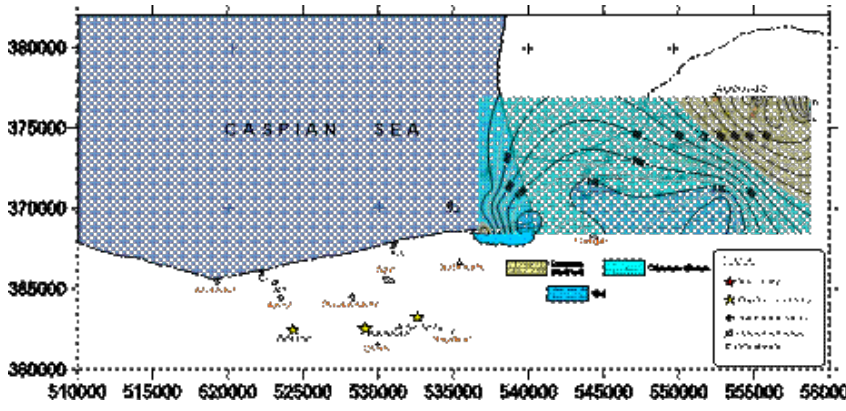
شکل ۳- تغییرات ضخامت و سنگ‌شناسی واحد چینه‌ای چلکن در منطقه مورد مطالعه

با توجه به این که فعالیت‌های تکتونیکی در زمان رسوبگذاری واحد چلکن تأثیر چندانی نداشته (Green et al., ۲۰۰۹)، این تغییرات ضخامت و سنگ شناسی را می‌توان در ارتباط با نرخ فرونشست حوزه در نظر گرفت. به طوری که افزایش میزان بالاآمدگی و فرسایش رشته‌کوه‌های اطراف (کپه داغ و البرز) و در نتیجه، حجم قابل توجه رسوبات وارده به حوزه موجب فرونشست بیشتر آن گردیده است. برخلاف واحد چلکن، واحد رسوبی آق‌چاگیل دارای ضخامت نسبتاً یکنواختی در حوزه رسوبی می‌باشد. از نظر سنگ‌شناسی، این واحد در شمال شرق گنبد کاووس عمدتاً از رخساره‌های کربناته پرانرژی تشکیل شده که به سمت بخش‌های غربی حوزه به رخساره‌های

شیلی و سیلستونی عمیق تبدیل می‌گردد (شکل ۴). این شرایط می‌تواند بیانگر پایداری بیشتر حوزه در زمان رسوبگذاری واحد آق‌چاگیل (پلیوسن پسین) باشد.

نتیجه‌گیری

مقایسه بین ضخامت واحدهای چلکن و آق‌چاگیل در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که از سمت شرقی حوزه خزر جنوبی به سمت شمال شرق گنبد کاووس در استان گلستان، به دلیل عدم گسترش دریا در پلیوسن میانی، سری چلکن تشکیل نگردیده یا ضخامت بسیار اندکی دارند و واحد چینه‌ای آق‌چاگیل عموماً به طور مستقیم روی دگرشیبی کرتاسه-ترشیری قرار گرفته است. این موضوع را می‌توان در ارتباط با نرخ فرونشست و تغییرات سطح آب دریا در حوزه دانست. تغییرات ضخامت و سنگ‌شناسی واحد چلکن را می‌توان در ارتباط با نرخ فرونشست حوزه در زمان رسوبگذاری آن در نظر گرفت به طوری که افزایش میزان بالاآمدگی و فرسایش رشته‌کوه‌های اطراف (کپه داغ و البرز) و در نتیجه، حجم قابل توجه رسوبات وارده به حوزه موجب فرونشست بیشتر آن گردیده است. برخلاف واحد چلکن، واحد رسوبی آق‌چاگیل دارای ضخامت نسبتاً یکنواختی در حوزه رسوبی بوده و از نظر سنگ‌شناسی، در شمال شرق گنبد کاووس عمدتاً از رخساره‌های کربناته پرانرژی متعلق به محیط حاشیه ساحلی تشکیل شده که به سمت بخش‌های غربی به رخساره‌های شیلی و سیلستونی عمیق حوزه تغییر رخساره می‌دهد. این شرایط می‌تواند بیانگر پایداری بیشتر حوزه در زمان رسوبگذاری واحد آق‌چاگیل (پلیوسن پسین) باشد.



شکل ۴- تغییرات ضخامت و سنگ‌شناسی واحد چینه‌ای آق‌چاگیل در منطقه مورد مطالعه

منابع

آریافر، ب.، بخشی، ا.، ۱۳۹۶. رسوب‌شناسی و مدل رسوبگذاری سری قهوه‌ای (چلکن) در دشت گرگان و بخش شرقی دشت مازندران (جنوب شرقی حوزه کاسپین جنوبی)، سومین همایش انجمن رسوب‌شناسی ایران، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، ۱۹ و ۲۰ اردیبهشت ماه، ۶ ص.

آقانباتی، ع.،۱۳۸۶. زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۲ صفحه.

اتحاد، ک.، طاعتی، ف.، ۱۳۹۶. معرفی سازند آق‌چاگیل به عنوان پوش سنگ حوزه جنوب خزر، سومین همایش انجمن رسوب-شناسی ایران، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، ۱۹ و ۲۰ اردیبهشت ماه، ۶ ص.

احسانی، م.، ۱۳۸۴. بررسی لیتوفاسیس‌ها و بیوفاسیس‌های موجود در توالی چینه‌ای آق‌چاگیل در شمال شرق گنبد کاووس، پایان نامه کارشناسی ارشد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۹۱ ص.

زواره‌ای، ا.، مغفوری مقدم، ا.، ۱۳۷۹. چینه‌شناسی سازند آق‌چاگیل در دشت مغان، فصلنامه علوم زمین، سال نهم، شماره ۳۷-۳۸، صفحه ۳۴-۴۷.

Abdullayev, N.A., Riley, G.W., Bowman, A.P., 2012. Regional Controls on Lacustrine Sandstone Reservoirs: The Pliocene of the South Caspian Basin, AAPG Memoir, 95, 71-98.

Allen, M.B., Armstrong, H.A., 2008. Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 265, 52-88.

Andrusov, N. I., 1986. Geological Studies in the Peninsula of Kerch in 1882 and 1883. Notes SOC. Natur. Novoross, 9(2). (in Russian).

Berberian, M., King G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Can J Earth Sci 18:210-265.

Brunet, M.F., Korotaev, M.V., Ershov, A.V. & Nikishin, A.M. 2003. The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling. Sedimentary Geology, 156, 119-148.

Brunet, M. F., Wilmsen, M., Granath, J.W., 2006. South Caspian to central Iran Basins, Geological Society of London, Spe, Publ. 312, 360 pp.

Gillet, S., 1967. Le neogene de le region de moghan dapre la Macrofauna-prakitika de akad, Athenan, Athens, 42: 57-78.

Green, T., Abdullayev, N., Hossack, J., Riley, G. & Roberts, A. 2009. Sedimentation and subsidence in the South Caspian Basin, Azerbaijan. In: Brunet, M.F., Wilmsen,M.& Guliyev, I.S., Levin,L.E.& Fyodorov, D. L. 2003.

Popov, S.V., Shcherba, I.G., Ilyina, L.B., Nevesskaya, L.A., Paramonova, N.P., Khondkarian, S.O. & Magyar, I. 2006. Late Miocene to Pliocene palaeogeography of the Paratethys and its relation to the Mediterranean. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 238, 91-106.

Robert, Alexandra M.M., Letouzey, J., Kavoosi, M.A., Sherkati, Sh., Muller, C., Verges, J., Aghababaei, A., 2014. Structural evolution of the Kopeh Dagh fold-and-thrust belt (NE Iran) and interactions with the South Caspian Sea Basin and Amu Darya Basin,

Rögel, F., 1999. Mediterranean and Paratethys, Facts and hypothesis of an Oligocene to Miocene paleogeography (short review), Geologica Carpathica, 50, 4, 339-349.

Smith-Rouch, L.S., 2006. Oligocene-Miocene Maykop/Diatom Total Petroleum System of the South Caspian Basin Province, Azerbaijan, Iran, and Turkmenistan: U.S. Geological Survey Bulletin 6607-I, 61 p.

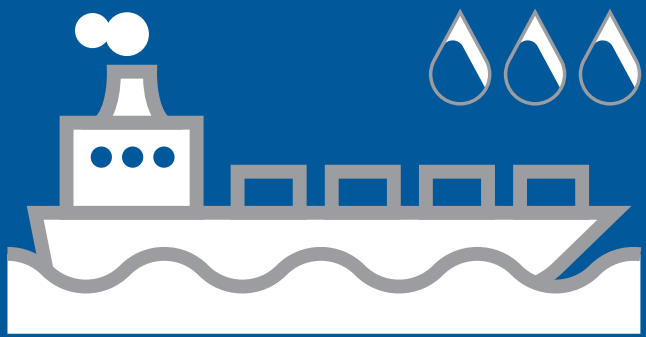
van Back, C.G.C., 2010. Glacio-Marine Transgressions of the Early and Middle Pleistocene Caspian Basin, Azerbaijan. Paleomagnetic Laboratory “Fort Hoofddijk”, Utrecht University, Budapestlaan 17, 3584 CD Utrecht, The Netherlands.

۱.بهزاد سلطانی
دانشجوی دکتری زمین شناسی نفت، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران،B.soltani۶۷@gmail.com
۲. بیژن بیرانوند
استادیار، پژوهشکده علوم زمین، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، Biranvandb۶۹@gmail.com
۳. رضا موسوی حرمی
استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، Moussavi@um.ac.ir
۴.جواد هنرمند
استادیار، پژوهشکده علوم زمین، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، Honarmandj@gmail.com
۵. فرید طاعتی
اداره زمین‌شناسی، شرکت نفت خزر، تهران، Ftaati۳۴۵@gmail.com
۶. مهران مرادپور
پژوهشکده علوم زمین، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، Mmoradpourster@gmail.com

شرکت ملی نفت ایران
شرکت نفت خزر

شناسایی رخداد کاهش جهانی سطح آب دریا در مرز K-T، البرز مرکزی، شمال ایران

Kepco2019



چکیده

نهشته‌های کرتاسه-پالئوسن در پهنه ی شمالی-مرکزی البرز رخنمون گسترده ای دارند که در ۴۵ کیلومتری جنوب ساری از سنگ‌های آهکی و ماسه‌سنگ‌ها به همراه سیلت سنگ‌ها و تبخیری‌ها تشکیل شده اند. ضخامت این توالی در این برش ۲۳۵ متر بوده که به منظور بازسازی نوسانات نسبی سطح آب دریا در زمان نهشته شدن این رسوبات، تعداد ۷۰ نمونه سنگی به روش سیستماتیک برداشت شدند. برای تعیین مرز کرتاسه - پالئوسن در این برش با استفاده از مطالعات دیرینه‌شناسی روزنبران و پالینومورف‌ها، و همچنین مطالعات آماری پالینولوژی به منظور بازسازی نوسانات نسبی سطح آب دریا در عبور از این مرز انجام پذیرفت. بر مبنای مطالعات فسیل شناسی روزنبران و پالینومورف‌ها و با شناسایی پولن شاخص Tricolpites phillipsii، مرز کرتاسه - پالئوسن در متراژ ۱۳۳ از قاعده این برش تعیین گردید. مطالعات آماری بر روی فاکتورهای پالینولوژی و با ترسیم نمودار نوسانات نسبی سطح آب دریا بر مبنای آنها نشان داد که به طور کلی در کرتاسه بالایی روند افزایشی نسبی در سطح آب دریا دیده شد، اما در مرز کرتاسه - پالئوسن افت نسبی سطح آب کاملا قابل مشاهده است. این موضوع با نمودار جهانی سطح آب دریا و نمودار فراوانی نسبی دایونوسیستها در مقیاس جهانی کاملا منطبق می‌باشد به طوری که موید ارتباط حوزه رسوبی البرز با آبهای آزاد اقیانوسی و تاثیر ائوستازی بر حوزه رسوبی مورد مطالعه در زمان کرتاسه - پالئوسن می باشد.

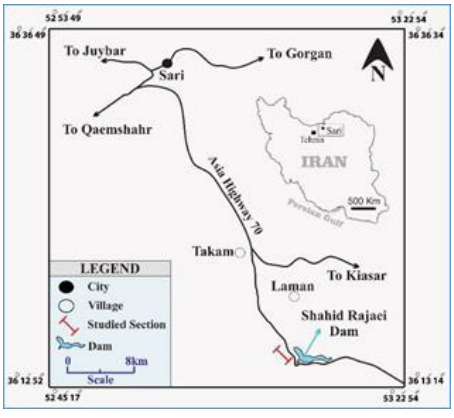
کلید واژه ها:

ائوستازی، کرتاسه - پالئوسن، پالینولوژی، البرز

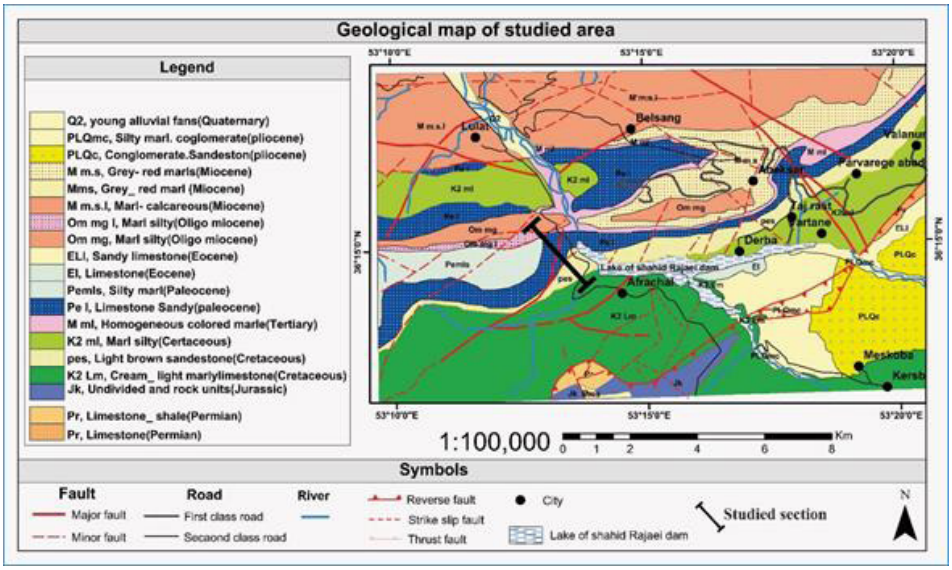
۱- مقدمه

رشته کوه البرز با راستای خاوری - باختری در شمال ایران و در جنوب دریای خزر به عنوان حاشیه شمالی کوهزاد آلپ - هیمالیا در باختر آسیا به شمار می‌رود. این رشته کوه در اثر برخورد پهنه ایران میانی با بلوک خزر جنوبی بوجود آمده است (Stöcklin, ۱۹۷۴). توالی‌های

کرتاسه بالایی در البرز عمدتا شامل کربنات‌ها و مارن‌های دریایی می‌باشند به طوری که این توالی‌ها در نواحی باختری و خاوری با یکدیگر متفاوت‌اند. توالی‌های ترشیری در این ناحیه شامل کنگلومراها و ماسه سنگ هایی می باشند که به صورت ناپیوسته بر روی نهشته های مزوزوئیک قرار گرفته اند. در بخش های شمالی البرز، نهشته‌های دریای کم عمق پالئوسن زیرین به صورت پیوسته بر روی توالی های کربناته کرتاسه قرار گرفته اند (Rezaeian, ۲۰۰۹). نهشته های پالئوسن-ائوسن در یال شمالی البرز مرکزی به ستبرای ۲۳۵ متر متشکل از توالی کربناته، سیلت سنگ و ماسه سنگ به همراه گچ رخنمونی خوبی را دارد. به منظور مطالعه چینه شناسی توالی‌های کرتاسه-پالئوسن در یال شمالی البرز مرکزی، یک برش چینه شناسی در ۴۵ کیلومتری جنوب شهر ساری نمونه برداری و مورد بررسی قرار گرفت. در این مطالعه به بررسی فسیل‌های روزنبران کف زی، پالینومورف‌ها و رخساره‌های رسوبی به منظور تعیین مرز کرتاسه - پالئوسن و بررسی محیط دیرینه در عبور از این مرز پرداخته شد. این برش در مختصات جغرافیایی طول ۵۳ درجه ۲۲ دقیقه و ۴۵ ثانیه شرقی و عرض ۳۶ درجه و ۲۵ دقیقه و ۲۵ ثانیه شمالی واقع شده است. به منظور دسترسی به برش مورد مطالعه از شهر ساری در مسیر سد شهید رجایی به سمت جنوب حرکت نموده و در دوراهی (کیاسر - تاکام) از سمت راست به طرف سد شهید رجایی ادامه مسیر می‌دهیم. برش مورد مطالعه در مجاورت سد شهید رجایی در منطقه تنگه سلیمان واقع شده است (شکل۱). نهشته‌های پالئوسن در بخش‌های شمالی منطقه و نهشته‌های کرتاسه در مجاورت سد شهید رجایی در بخش‌های جنوبی تنگه قرار دارند (Vahdati Daneshmand, ۲۰۰۳) (شکل۲).



شکل۱- راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه



شکل ۲- نقشه زمین شناسی برش مورد مطالعه برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ پل سفید (Vahdati Daneshmand, ۲۰۰۳)

۲- تاریخچه مطالعات و پیشینه پژوهش

نخستین مطالعات زمین شناسی زون البرز مرکزی در ناحیه مازندران را ارنی در سال ۱۹۳۱ و بوکستورف در سال ۱۹۳۱ با ارائه ی برشهای چینه شناسی رسوبات ترشیری بهمراه نقشه های زمین شناسی۱:۱۰۰۰۰۰منطقه انجام نمودند. ارنی (Erni, ۱۹۳۱) در این گزارشات به چینه شناسی و زمین شناسی ساختمانی دره رودخانه های تالار و تجن پرداخته و بوکستورف (Buxtorf, ۱۹۳۱) بخشی از نواحی آمل و لاویج را مورد بررسی قرار دادند. آسرتو و ایپولیتو (Assereto and Ippolito, ۱۹۶۴) با مطالعه رسوبات کرتاسه بالایی در دره رودخانه لار، واحد یک با نام سازند تیز کوه به سن کرتاسه پیشین و واحدهای دو، سه، چهار و پنج از سنومانین تا مائستریشین را تعیین کردند. آنان برش الگوی واحد یک را در جنوب باختری کوه دماوند و در نزدیکی پلور انتخاب نموده و مطالعات آنها پایه و اساس تقسیمات چینه شناسی رسوبات کرتاسه در البرز مرکزی گردید. نقشه های زمین شناسی منطقه ساری شامل نقشه های زمین شناسی با مقیاس های ۱:۲۵۰۰۰۰ (Manoucheri, ۱۹۹۱)، و ۱:۱۰۰۰۰۰ (Vahdati Daneshmand, ۲۰۰۳) می باشند که داده های نخست و اولیه را در اختیار زمین شناسان قرار می دهند. از نظر مطالعات

دیرینه شناسی گزارش فسیل مهره داران میوسن منطقه تاکام (Stehlin, ۱۹۳۱)، و همچنین گزارش های مقدماتی مهره داران موجود در سد شهید رجایی (Ataabadi and Abbassi, ۲۰۰۷)، مهمترین مطالعات دیرینه شناسی منطقه تنگه سلیمان می باشند. در جست وجوهای به عمل آمده، به نظر می رسد تاکنون نتیجه مطالعات بایواستراتیگرافی و لیتواستراتیگرافی دقیق از رسوبات کرتاسه-پالئوسن جنوب ساری گزارش نشده است. با این وجود مهاجر سلطانی و شریعت زاده (۱۳۹۳) مطالعاتی از نظر سنگ منشاء هیدروکربوری نهشته های جنوب ساری را به انجام داده اند.

۳- روش کار و شیوه انجام مطالعه

به منظور تعیین مرز کرتاسه-پالئوسن و بررسی نوسانات سطح آب دریا در عبور از این مرز، تعداد ۷۰ نمونه سنگی از توالی‌های مورد مطالعه به روش منظم و همچنین با توجه به تغییرات سنگ شناسی برداشت گردید. نمونه‌های برداشت شده در دانشگاه زنجان به منظور مطالعات پالینولوژی به روش استاندارد (Traverse, ۲۰۰۷)آماده سازی شدند. در این روش به منظور از بین بردن کانی‌های کربناته، از اسید کلریدریک ۳۷ درصد صنعتی، و به منظور از بین بردن کانی‌های سیلیکاته، از اسید فلئوریدریک ۳۷ درصد صنعتی استفاده گردید. مواد باقی مانده پس از مرحله اسید شویی از صافی ۲۰ میکرون عبور داده شدند و ذرات بزرگتر از ۲۰ میکرون را با استفاده از مایع چگال زینک کلراید ($ZnCl_2$) سانتریفیوژ نموده و در نهایت پس از شستشوی نمونه‌ها، تعداد ۹۰ اسلاید پالینولوژی تهیه شدند. این اسلایدها با استفاده از میکروسکپ نور عبوری مورد مطالعه قرار گرفتند. مطالعات آماری بر روی فاکتورهای پالینولوژی (مواد آلی بدون شکل SOM، پالینومورف‌های دریایی MP، خرده‌های گیاهی Ph، اسپورها Spore، پلن‌ها Pollen و میکروپلانکتون‌ها Micro plankton) صورت پذیرفت، به طوری که برای هر نمونه حداقل ۳۰۰ ذره شمارش گردید و نهایتا درصد فراوانی هریک از این فاکتورها محاسبه و بر روی نمودار ترسیم گردید. همچنین به منظور مطالعه روزنبران تعداد ۷۰ مقطع نازک میکروسکپی از نمونه‌ها تهیه گردید. در پایان، نمودار تغییرات داده‌های بدست آمده با استفاده از نرم افزارهایی مانند Corel draw, Triplot, Adobe illustrator, Excel ترسیم و مورد تحلیل و بررسی قرار گرفتند.

۴- بحث و تحلیل یافته‌های پژوهش

چینه شناسی

برش مورد مطالعه در جنوب ساری به ستبرای ۲۳۵ مترپیمایش گردید. در این پیمایش، تک تک لایه ها از نظر نوع سنگ شناسی، ضخامت، ویژگی های سطوح چینه شناسی و تغییرات آنها در گستره ی رخنمون‌های در دسترس، وجود یا نبود ساخت های فیزیکی و زیستی، نوع فسیل های موجود بررسی گردیدند. توالی مورد بررسی از پایین به بالا شامل واحدهای سنگی آهک زیست تخریبی، مارن، آهک مارنی، شیل و گچ می باشد. مرزهای زیرین و بالایی برش مطالعه شده پوشیده است. در این برش مجموعه ای از میکروفسیل‌های پالینومورف و روزنبران تشخیص داده شدند (شکل۳):

-داینوفلاژله ها:

Spiniferites ramosus, Operculodinium centrocarpum, Polykrikos schwartzii, Palaeopridinium cretaceoum

-اسپورها

Cyathidites australis, Cyathidites concavus, Dictyophyllidites mortonii, Indospora clara, Luminidites reticulatus, Retitriletes austroclavatidites, Retitriletes circolumenus, Cicatricosisporites hughesii, Cibotiidites tuberculiformis, Clavifera rudis

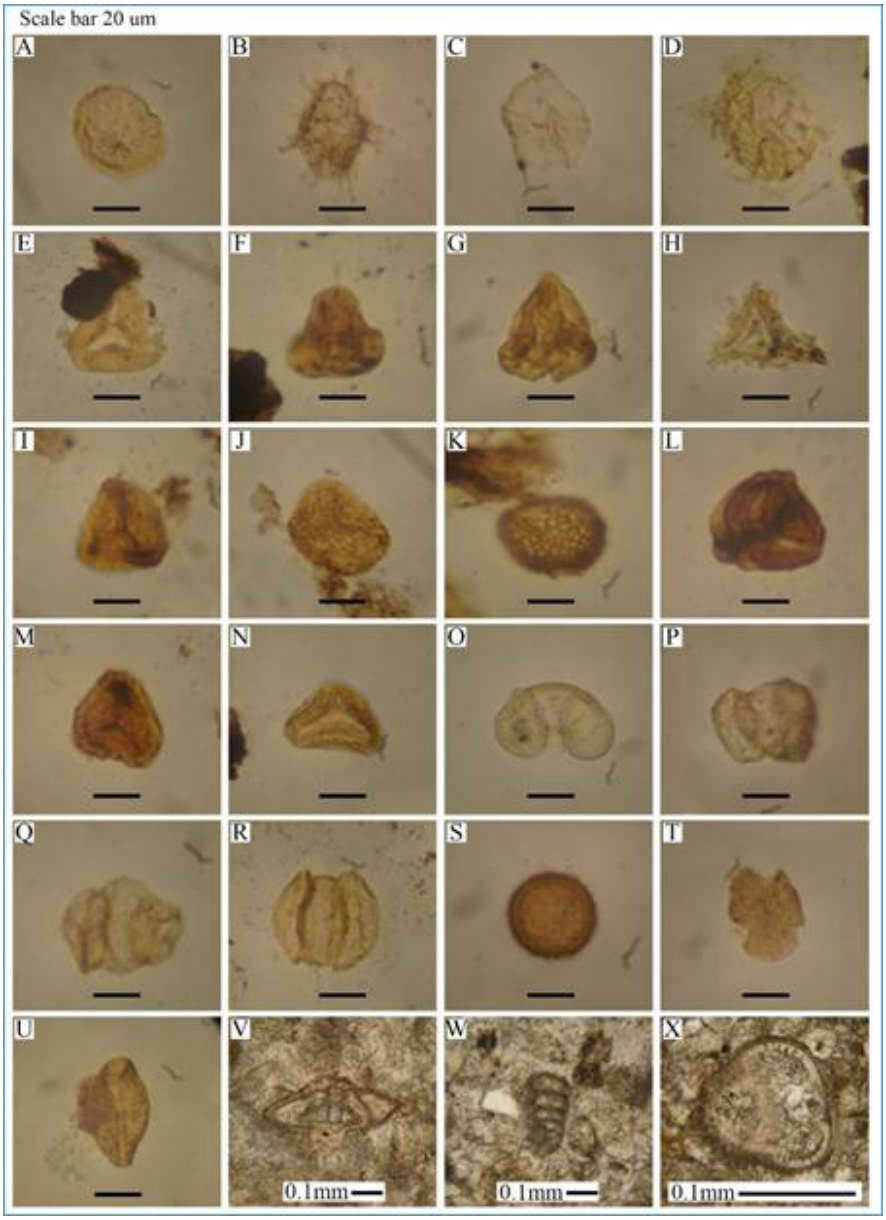
-پلن ها

Podocarpidites otagoensis, Alisporites similis, Podocarpidites exiguous, Podocarpidites ellipticus, Assamiapollenites inanis, Tricolpites phillipsii, Cycadopites follicularis

-روزنبران

Elphidiella multiscissurata, Pseudolituonella reicheli, Favosella washitensis

این مجموعه سن کرتاسه پسین تا پالئوسن پیشین را برای برش مورد مطالعه مشخص می نماید.



شکل۳- تابلو تصاویر فسیل های شناسایی شده در برش مورد مطالعه (TK شماره نمونه ها در ستون چینه شناسی هستند).

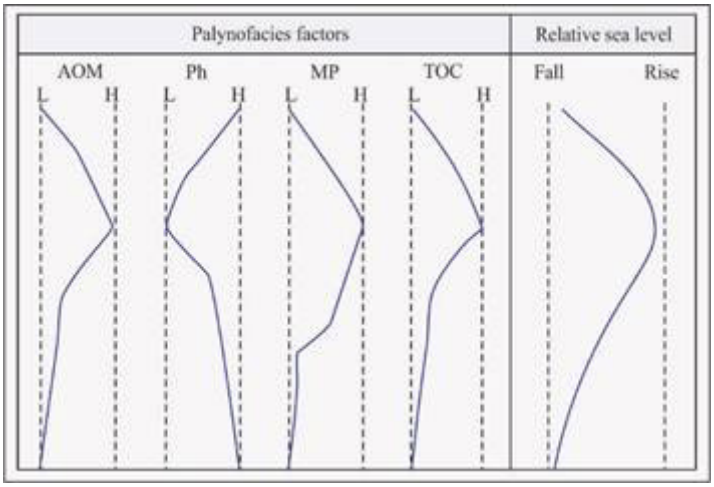
A-D: Dinoflagellate:A-Spiniferitesramosus(KT۲), B- Operculodinium centrocarpum(KT۳۶),
C- Polykrikos schwartzii (KT۲۵), D- Palaeopridinium cretaceoum (KT۱۳).
E-N: Spore: E- Cyathidites australis (KT۲), F- Cyathidites concavus (KT۲), G- Dictyophyllidites mortonii(KT۹), H- Indospora clara (KT۹), I- Luminidites reticulatus (KT۵۲), J- Retitriletes austroclavatidites (KT۶۲), K- Retitriletes circolumenus (KT۳۶), L- Cicatricosisporites hughesii (KT۳۶), M- Cibotiidites tuberculiformis (KT۵۲), N- Clavifera rudis (K۲۵).
O-U: Pollen: O- Podocarpidites otagoensis (KT۱۳), P- Alisporites similis (KT۹), Q-Podocarpidites exiguus (KT۴۶), R- Podocarpidites ellipticus (KT۵۲), S- Assamiapollenites inanis (KT۵۳), T- Tricolpites phillipsii (KT۳۶), U- Cycadopites follicularis (KT۹).V-X: Foraminifera: V- Elphidiella multiscissurata (KT۳۷), W- Pseudolituonella reicheli (KT۴۹), X- Favosella washitensis (KT۲۳).

دیرینه شناسی و تعیین مرز K-T

به منظور شناسایی مرز K-T بر مبنای میکروفسیل های یاد شده، دقت بسیار شد و تلاش هایی به عمل آمد. متاسفانه به دلیل تعداد اندک میکروفسیل های روزنبران، فسیل شاخص از این گروه برای تعیین مرز کرتاسه - پالئوسن یافت نشد، بنابراین بررسی ها بر پراکنش زمانی سایر میکروفسیل ها متمرکز گردید. در این راستا، در مطالعه اسلایدهای پالینولوژی، گونه Tricolpites phillipsii که به عنوان میکروفسیل شاخص مرز کرتاسه - پالئوسن در نقاط مختلف جهان است (Ocampo et al., ۲۰۰۶; Schulte et al., ۲۰۱۰; Vajda and Raine, ۲۰۰۳; Willumsen and Vajda, ۲۰۱۰) شناسایی شد (شکل۳) که بر مبنای آن مرز K-T در متراژ ۱۳۳ برش مورد مطالعه (شماره نمونه K-T ۳۶) تعیین گردید.

مطالعات پالینولوژیکی و بررسی نوسانات نسبی سطح آب دریا در برش مورد مطالعه

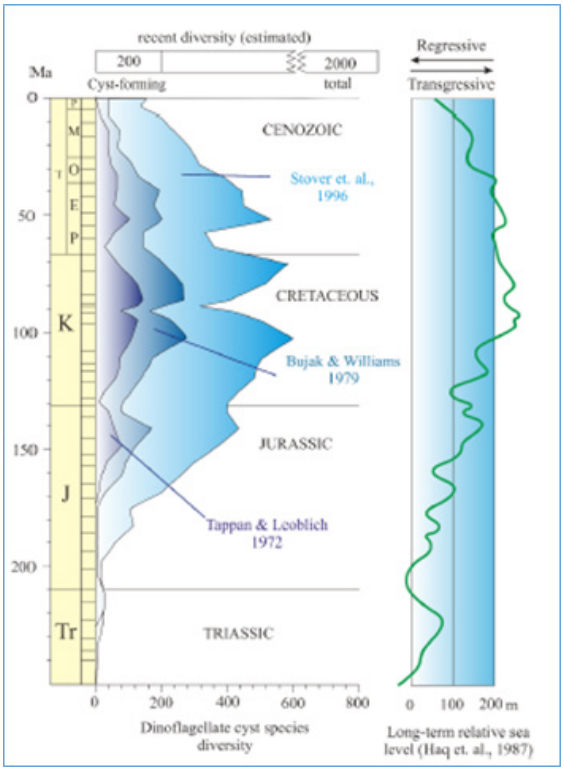
مواد آلی موجود در اسلایدهای پالینولوژی، به عنوان یک فاکتور مهم در بازسازی شرایط محیط رسوبی قدیمی به شمار می‌روند. نسبت فراوانی آنها با نوسانات نسبی سطح آب دریا تغییر میکند از این رو با استفاده از این موضوع می توان به بازسازی نوسانات نسبی سطح آب دریا در زمان رسوبگذاری توالی ها پرداخت (de Araujo Carvalho et al., ۲۰۰۶). بالا بودن فراوانی پالینومورف‌های خشکی مانند اسپورها و پلن‌ها به همراه خرده‌های چوب در اسلایدها بیانگر پایین بودن سطح آب دریا و نزدیک بودن حوزه رسوبی به خط ساحلی می-باشد که می‌توان از این موضوع در تعیین نوسانات نسبی سطح آب دریا از آنها استفاده نمود. در مقابل فراوانی پالینومورف‌های دریایی مانند داینوسیست‌ها در زمان پایین بودن سطح آب دریا به طور نسبی به حداقل خود می‌رسد. از طرف دیگر فراوانی مواد آلی بدون شکل و مجموع کربن آلی نیز با نوسانات نسبی سطح آب دریا رابطه مستقیم دارد (شکل ۴) (de Araujo Carvalho et al., ۲۰۰۶; Handford and Loucks, ۱۹۹۳; Tyson, ۱۹۹۳) .



شکل۴- ارتباط بین نمودار فراوانی فاکتورهای مختلف پالینولوژی و نوسانات نسبی سطح آب دریا برگرفته از (Handford and Loucks, ۱۹۹۳) با تغییرات

AOM: Amorphous Organic Matter, Ph: Phytoclast, MP: Marine Palynomorph,
TOC: Total Organic Carbon, L: Low, H: High

مطالعات مختلفی بر روی فراوانی دایینوسیست‌ها توسط دانشمندان دیرینه شناسی در نقاط مختلف دنیا صورت گرفته است (Bujak and Williams, ۱۹۷۹; MacRae et al., ۱۹۹۶; Tappan and Loeblich Jr, ۱۹۷۰) . نتایج و نمودارهای بدست آمده از این مطالعات، انطباق بسیار خوبی را با نمودار جهانی نوسانات سطح آب دریا (Haq et al., ۱۹۸۷) به نمایش می گذارد (شکل ۵). این موضوع نشان می‌دهد که همزمان با افزایش سطح آب دریا، به طور نسبی، فراوانی دایینوسیست‌ها نیز افزایش می‌یابد. با توجه به این موضوع، علاوه بر فاکتورهای پالینوفاسیس، از نمودار فراوانی نسبی دایینوسیست‌ها نیز می‌توان به عنوان شاخصی برای بازسازی نوسانات نسبی سطح آب دریا در زمان گذشته استفاده نمود.



شکل۵- انطباق نمودار فراوانی دایینوسیست‌ها با نمودار نوسانات جهانی سطح آب دریا برگرفته از (Stover et al., ۱۹۹۶).

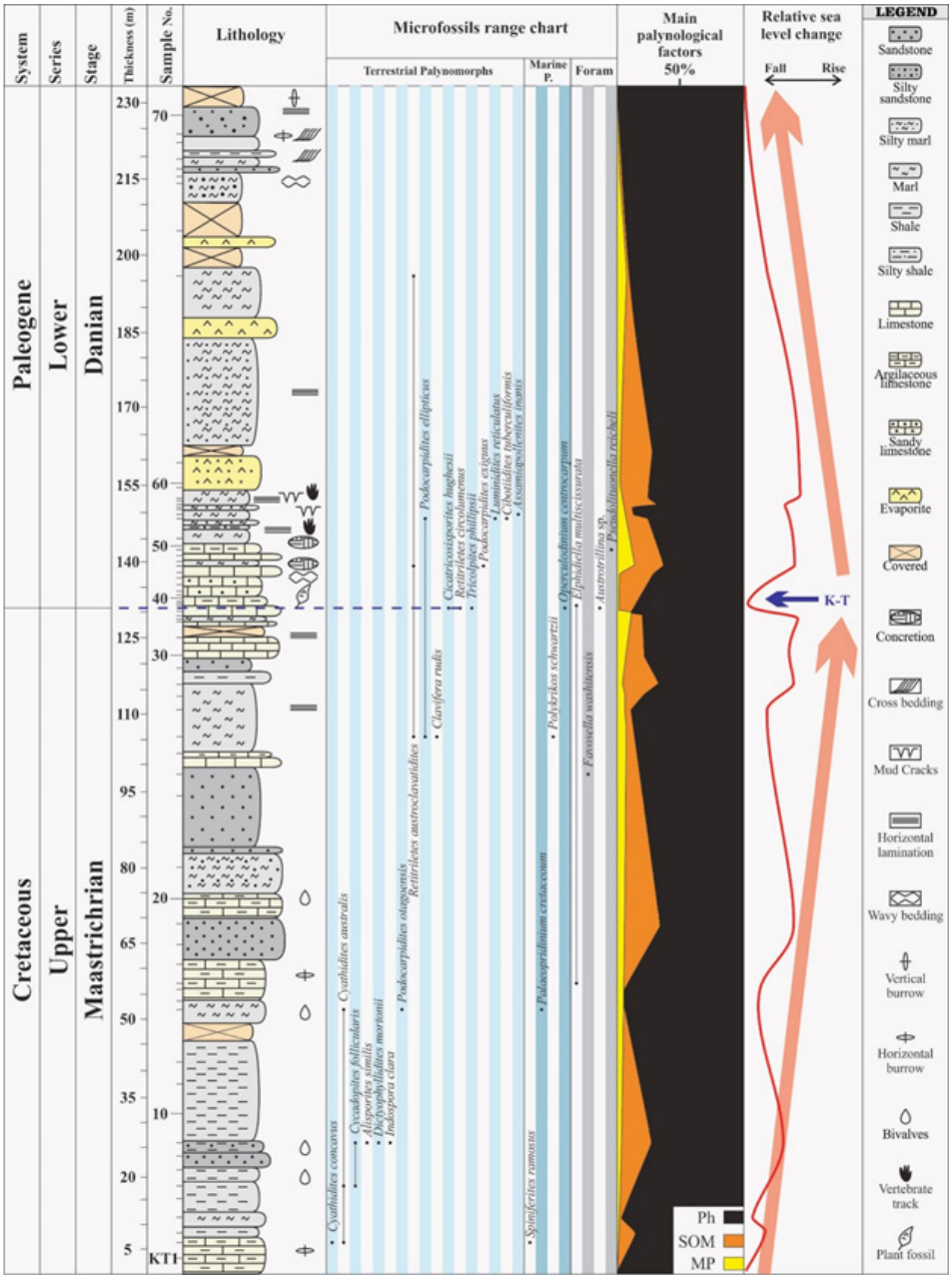
مطالعات آماری انجام شده بر روی فراوانی سه جزء اصلی یعنی، خرده‌های گیاهی Phytoclast (Ph))، مواد آلی بدون شکل (Structure less Organic Matter (SOM)، و پالینومورفهای دریایی (Marine Palynomorphus (MP) در ۹۰ اسلاید پالینولوژی در برش مورد مطالعه صورت پذیرفت (جدول۱) و نتایج بدست آمده بر روی نمودار سه تایی در مجاور ستون چینه شناسی ترسیم گردید. بررسی پارامترهای اصلی پالینوفاسیس در طول ستون چینه شناسی برش مورد مطالعه بیانگر روند کلی افزایش نسبی سطح آب دریا از کرتاسه پسین تا پالئوسن پیشین بوده به طوری که در مرز K-T افت ناگهانی سطح آب دریا به چشم می‌خورد.

این کاهش محسوس در سطح آب دریا با تغییرات سنگ شناسی ستون چینه شناسی در این زمان کاملا همخوانی دارد، به طوری که همزمان با کاهش سطح آب دریا به صورت نسبی، سنگ شناسی از آهک و آهک رسی به ماسه سنگ تبدیل می شود و در ادامه با افزایش مجدد سطح آب در زمان پالئوسن، از ماسه سنگ به آهک و مارن تبدیل می شود (شکل۶). تغییر سنگ شناسی از دانه ریز (مارن و آهک) به دانه درشت (ماسه سنگ) بیانگر افزایش انرژی محیطی بوده که این موضوع می تواند ناشی از کاهش سطح آب دریا باشد. در واحد ماسه ای فراوانی دایونوسیستها به حداقل خود میرسد که بیانگر کاهش سطح آب دریا و نزدیک شدن محیط رسوبی به خط ساحلی می باشد. با مطالعه نمودارهای تغییرات جهانی سطح آب دریا (ائوستازی) و نمودار تغییرات فراوانی دایونوسیست ها در مقیاس جهانی در مرز کرتاسه-پالئوسن مشاهده می شود که این کاهش ناگهانی در فراوانی دایونوسیستها و افت سطح آب دریا در برش مورد مطالعه در نمودارهای جهانی نوسانات سطح آب دریا (Haq et al., ۱۹۸۷) نیزکاملا مطابقت دارد (شکل۷).

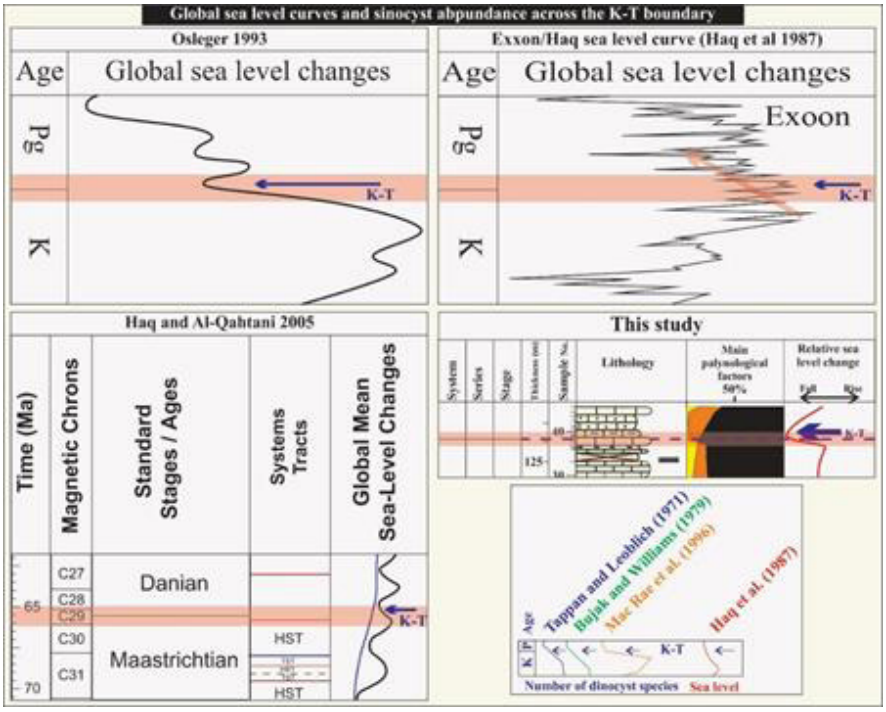
جدول۱- نتایج حاصل از مطالعات آماری بر روی فاکتورهای اصلی پالینوفاسیس

Sample Number	٪ Som	٪ Phytoclast	٪ Marin palynomorph
K-T۲	۱/۴	۹۷/۹	۰/۷
K-T۳	۱۳/۶	۸۶/۴	۰/۰
K-T۴	۱/۷	۹۸/۳	۰/۰
K-T۶	۱۳/۸	۸۴/۴	۱/۸
K-T۹	۲۴/۵	۷۴/۹	۰/۵

Sample Number	٪ Som	٪ Phytoclast	٪ Marin palynomorph
K-T۱۳	۲٫۷	۹۶٫۹	۰٫۳
K-T۱۵	۱٫۳	۹۸٫۷	۰٫۰
K-T۱۷	۳۲٫۵	۶۷٫۰	۰٫۵
K-T۲۵	۸٫۲	۸۹٫۶	۲٫۲
K-T۲۶	۱۸٫۱	۸۱٫۲	۰٫۷
K-T۲۷	۳۱٫۱	۶۸٫۶	۰٫۳
K-T۳۴	۱۸٫۸	۷۹٫۸	۱٫۴
K-T۳۶	۸٫۲	۸۲٫۸	۹٫۰
K-T۴۲	۹٫۲	۹۰٫۸	۰٫۰
K-T۴۵	۲۶٫۳	۷۲٫۸	۰٫۹
K-T۴۶	۳۳٫۸	۶۵٫۰	۱٫۳
K-T۵۲	۱۲٫۴	۷۸٫۸	۸٫۹
K-T۵۳	۱۱٫۳	۸۷٫۷	۰٫۹
K-T۵۵	۹٫۸	۸۹٫۸	۰٫۳
K-T۵۶	۲۸٫۲	۷۰٫۹	۱٫۰
K-T۵۸	۲۱٫۰	۷۷٫۶	۱٫۵
K-T۵۹	۲۳٫۱	۷۶٫۹	۰٫۰
K-T۶۲	۲۰٫۴	۷۴٫۵	۵٫۱
K-T۶۵	۹٫۶	۹۰٫۴	۰٫۰
K-T۷۰	۰٫۰	۱۰۰٫۰	۰٫۰

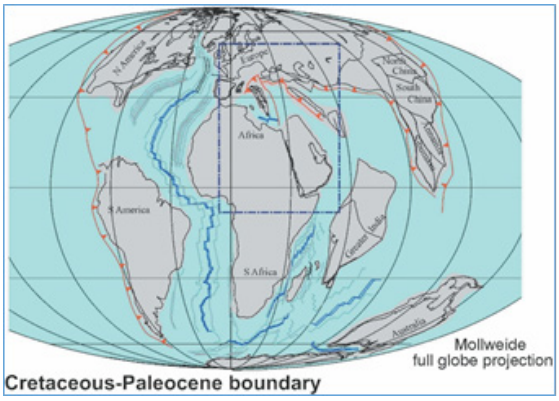


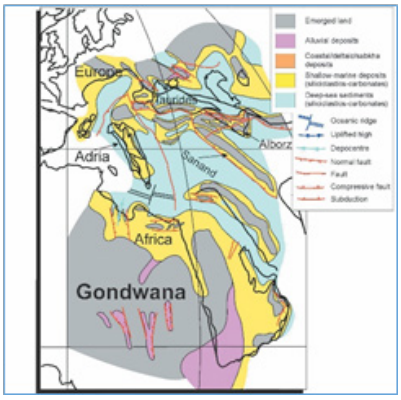
شکل۶- ستون چینه شناسی، گسترش زمانی فسیل‌ها و نمودار فراوانی فاکتورهای اصلی پالینولوژی نوسانات نسبی سطح آب دریا در عبور از مرز کرتاسه-پالئوسن در برش مورد مطالعه.



شکل۷- انطباق نمودار نوسانات نسبی سطح آب دریا در برش مورد مطالعه با نمودار نوسانات جهانی سطح آب دریا و فراوانی داینوسیستها در مطالعات مختلف صورت گرفته شده در مرز K-T

(Bujak and Williams, ۱۹۷۹; Haq et al., ۱۹۸۷; MacRae et al., ۱۹۹۶; Tappan and Loeblich Jr, ۱۹۷۰)





شکل ۸- موقعیت جغرافیای قدیمی البرز در عبور از مرز T-K برگرفته از (Berra and Angiolini, ۲۰۱۴)

۵- نتیجه گیری

در این مطالعه، بر مبنای مطالعات فسیل شناسی و شناسایی گونه شاخص مرز K-T (Tricolpites phillipsii)، این مرز در متراژ ۱۳۳ متر از قاعده برش تعیین گردید. ترسیم نتایج حاصل از مطالعات آماری بر روی فاکتورهای پالینولوژی (Ph، SOM، MP) در کنار ستون چینه شناسی در برش مورد مطالعه، نشان می دهد که در زمان کرتاسه پسین، افزایش نسبی سطح آب دریا رخ داده و در عبور از مرز K-T ، افت ناگهانی سطح دریاهای آزاد به وقوع پیوسته است. این موضوع به خوبی با نمودار جهانی سطح آب و نمودارهای فراوانی نسبی دایونوسیست ها انطباق دارد. از این رو می‌توان گفت تغییرات سطح آب دریا در برش مورد مطالعه در عبور از مرز K-T متاثر از تغییرات جهانی سطح آب دریا (ائوستازی Eustasy) در آن زمان بوده که نشان دهنده ی وجود ارتباط بین حوزه رسوبی البرز مرکزی با آب‌های آزاد اقیانوسی می‌باشد (شکل ۸).

تشکر و سپاسگزاری

در پایان از گروه زمین شناسی دانشگاه زنجان و شرکت نفت خزر به جهت حمایت‌های علمی و عملی در خصوص انجام این پژوهش سپاسگزاری می‌نمایم. این پژوهش با همکاری شرکت نفت خزر و در قالب حمایت از پایان نامه های تحصیلات تکمیلی به انجام رسیده است.

کتاب نگاری

-مهاجر سلطانی، ح. و شریعت زاده، م.ح. ۱۳۹۳. بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی سنگهای منشاء احتمالی در جنوب ساری- شمال ایران. ماهنامه علمی- ترویجی اکتشاف و تولید نفت و گاز/ شماره ۱۱۷، ۵۰-۴۵.

Refrences:

Assereto, R., and Ippolito, I., 1964, Osservazioni preliminari sul Cretaceo della bassa valle del Lar (Elburz centrale-Iran): Riv: Ital. Paleont. Strat, v. 70, no. 3, p. 534-525.

Ataabadi, M. M., and Abbassi, N., 2007, Affinities and implications of new Miocene mammal footprints from Iran: Vertebrata PalAsiatica, v. 45, no. 2, p. 136-128.

Berra, F., and Angiolini, L., 2014, The evolution of the Tethys region throughout the Phanerozoic: A brief tectonic reconstruction.

Bujak, J. P., and Williams, G. L., 1979, Dinoflagellate diversity through time: Marine Micropaleontology, v. 4, p. 12-1.

Buxtorf, R., 1931, Rapport sur les recherches geologiques dans la partie occidentale due Mazandaran central: Iranian Oil Company.

de Araujo Carvalho, M., Mendonça Filho, J. G., and Menezes, T. R., 2006, Palynofacies and sequence stratigraphy of the Aptian-Albian of the Sergipe Basin, Brazil: Sedimentary Geology, v. 192, no. 2-1, p. -57 74.

Erni, A., 1931, Rapport sur les recherches geologiques dans la partie orientale du Mazandaran central: Iranian Oil Company.

Handford, C. R., and Loucks, R. G., 1993, Carbonate Depositional Sequences and Systems Tracts--Responses of Carbonate Platforms to Relative Sea-Level Changes: Chapter 1.

Haq, B. U., Hardenbol, J., and Vail, P. R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: Science, v. 235, no. 4793, p. 1167-1156.

MacRae, R. A., Fensome, R. A., and Williams, G. L., 1996, Fossil dinoflagellate diversity, originations, and extinctions and their significance: Canadian Journal of Botany, v. 74, no. 11, p. 1694-1687.

Manoucheri, M., 1991, Geological map of Sari quadrangle: Geological survey of Iran, scale 1:250000.

Ocampo, A., Vajda, V., and Buffetaut, E., 2006, Unravelling the Cretaceous-Paleogene (KT) turnover, evidence from flora, fauna and geology, Biological processes associated with impact events, Springer, p. 219-197.

Rezaeian, M., 2009, Coupled tectonics, erosion and climate in the Alborz Mountains, Iran: University of Cambridge.

Schulte, P., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J. A., Barton, P. J., Bown, P. R., Bralower, T. J., Christeson, G. L., Claeys, P., and Cockell, C. S., 2010, The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary: science, v. 327, no. 5970, p. 1218-1214.

Stehlin, H. A., 1931 una mandibula de giraffidae de tokoum (perse): Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 24, no. 2, p. 279-275.

Stöcklin, J., 1974, Northern Iran: Alborz Mountains: Geological Society, London, Special Publications, v. 4, no. 1, p. 234-213.

Stover, L., Brinkhuis, H., Damassa, S., De Verteuil, L., Helby, R., Monteil, E., Partridge, A., Powell,

A., Riding, J., and Smelror, M., 1996, Mesozoic-Tertiary dinoflagellates, acritarchs and prasinophytes: Palynology: principles and applications, v. 2, p. 750-641.

Tappan, H., and Loeblich Jr, A. R., 1970, Geobiologic implications of fossil phytoplankton evolution and time-space distribution: Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, no. 127, p. 340-247.

Traverse, A., 2007, Paleopalynology (813 pp.): The Netherlands: Springer.

Tyson, R. V., 1993, Palynofacies analysis, Applied micropalaeontology, Springer, p. 191-153.

Vahdati Daneshmand, F., 2003, Geological map of Pol-e Sefid: Geological Survey of Iran.

Vajda, V., and Raine, J. I., 2003, Pollen and spores in marine Cretaceous/Tertiary boundary sediments at mid-Waipara River, North Canterbury, New Zealand: New Zealand Journal of Geology and Geophysics, v. 46, no. 2, p. 273-255.

Willumsen, P. S., and Vajda, V., 2010, A new early Paleocene dinoflagellate cyst species, Trithyrodinium partridgei: its biostratigraphic significance and palaeoecology: Alcheringa, v. 34, no. 4, p. 538-523.

۱- رضا امامقلی
دانشجوی کارشناسی ارشد چینه شناسی و فسیل شناسی دانشگاه زنجانr۱۹۹۴emamgholi@gmail.com

۲- جواد ربانی
استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه زنجان.rabbani@znu.ac.ir ۱۰۱۴۲۰۵۵۱۹۰, ۷۹۴۴۵۰۳۳۴۲۰

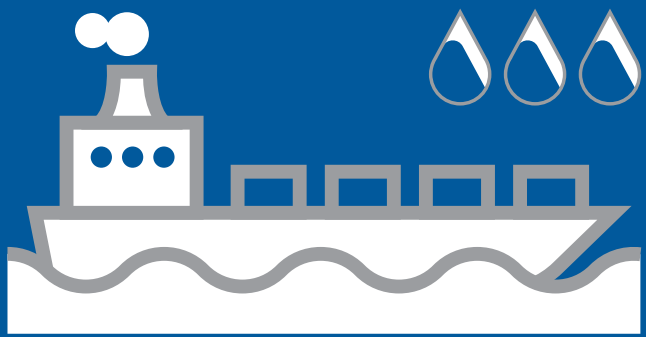
۳- نصراله عباسی
دانشیار گروه زمین شناسی دانشگاه زنجان abbasi@znu.ac.ir

۴-محمد سعید شریعت زاده
رئیس مطالعات زمین شناسی شرکت نفت خزرm.s.shariatzadeh@gmail.com .

شرکت ملی نفت ایران
شرکت نفت خزر

استفاده از آنالیز آماری پالینومورفها در بازسازی محیط رسوبی دیرینه نهشته های کرتاسه- پالئوسن در جنوب ساری

Kepco2019



چکیده

برش مورد مطالعه در ۴۵ کیلومتری جنوب ساری، در یال شمالی رشته کوه های البرز مرکزی قرار گرفته است. نهشته های کرتاسه - پالئوسن در این برش شامل توالی هایی از سنگ های آهکی و اغلب ماسه سنگ ها همراه با تبخیری هایی از سنگ های گچ ونمک و سیلت سنگ تشکیل شده است. در این مطالعه تعداد ۷۰ نمونه سنگی از مجموع ۲۳۵ متر به منظور انجام مطالعات پالینولوژیکی برداشت گردید. مطالعات رخساره های پالینولوژیکی منجر به شناسایی ۲ رخساره شامل رخساره نوع I (Highly proximal dysoxic+anocxic basin) و رخساره نوع II (anoxic basin +Marginal dysoxic) در نمودار تایسون گردید که بر مبنای این دادهها، محیط نزدیک به ساحل نیمه اکسیدان تا فاقد اکسیدان را برای این نهشته ها پیشنهاد می گردد. همچنین پراکندگی داده ها در نمودار مثلثی (اسپور، پلن، میکروپلانکتون) محیط رسوبی نزدیک به ساحل را برای این نهشته ها تایید می نماید.

کلید واژه ها:

پالینومورفها، محیط رسوبی، کرتاسه - پالئوسن، ساری

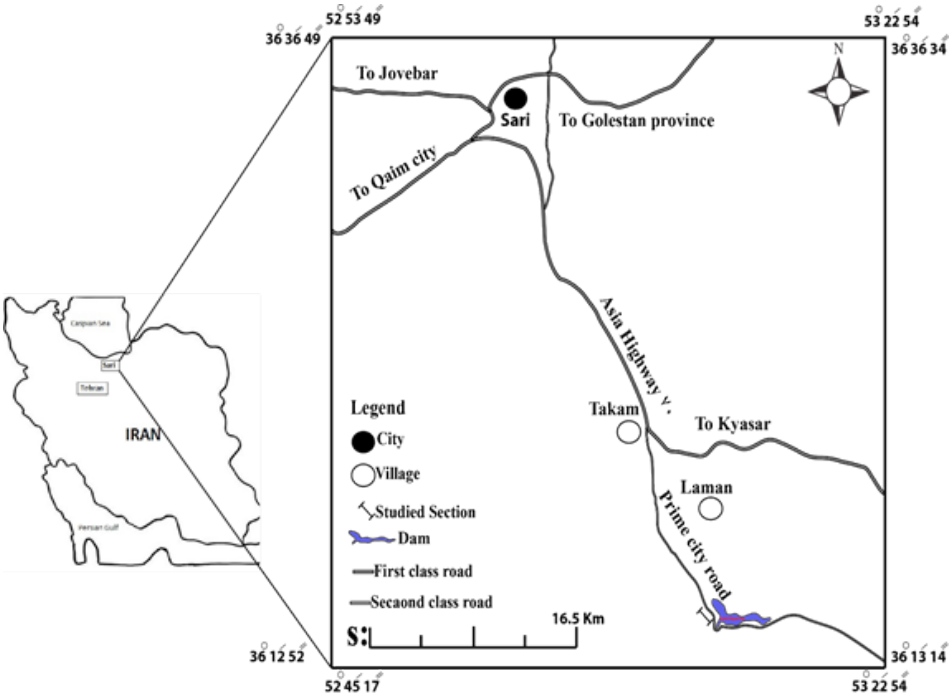
مقدمه

برش مورد نظر در یال شمالی البرز مرکزی قرار دارد. رشته کوهای البرز دارای امتداد شرقی - غربی بوده که در شمال ایران و جنوب در یاچه خزر واقع شده است. رشته کوهای البرز خود بخشی از قسمت شمالی کوهزایی آلپ - هیمالیا در آسیای غربی به شمار می آید که از شمال به حوزه فرورفته خزر و از جنوب به فلات مرکزی ایران محدود می شود (افشار حرب،۱۳۷۳). از نظر ساختاری رشته کوه البرز به سه پهنه اصلی تقسیم می شود: ۱- پهنه البرزشرقی که از گسل سمنان تا نواحی شمالی مشهد را شامل می شود وادامه آن به هندوکش غربی در افغانستان می پیوندد. ۲- پهنه البرز مرکزی که از سمنان تا قزوین امتداد دارد و واحد گرگان - رشت شامل جنگل های جنوب دریای خزر به عنوان زیر پهنه شمالی این بخش محسوب می شود. ۳- پهنه البرز غربی که از قزوین به طرف غرب ایران ادامه می یابد و کوهای آدربایجان زیر پهنه این بخش است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

مهمترین عناصر موجود در اسلاید های پالینولوژیکی به منظور انجام مطالعات آماری قطعات پالینولوژیکی (Palynodebris) نامیده می شوند که به دو دسته: ۱- برجا (Autochthonous) شامل داینوسیست ها، اکریتارش ها، پوسته های کیتینی روزنبران، مواد آلی بدون شکل و ۲- نابرجا(Allochthonous) شامل قطعات چوب، کوتیکول، پولن و اسپور تقسیم می شوند. به عبارت دیگر مواد آلی موجود در اسلایدهای پالینولوژیکی از چهار بخش اصلی پالینومورفهای دریایی (Marine Palynomurphs, MP)، پالینومورفهای خشکی (Spore and Pollen)، خرده های چوب (Phytoclast, Ph) و مواد آلی بدون شکل (Structureless Organic Matter, SOM or Amorphous Organic Matter AOM) تشکیل شده اند. مشاهده و تفسیر دقیق اسلاید های پالینولوژیکی، انجام مطالعات آماری و تفکیک پالینوفاسیسها کمک شایانی به بازسازی محیط رسوبی دیرینه می نماید (Van der Zwan,Fisher,۱۹۹۰, ۱۹۸۰; Whitaker, ۱۹۸۴). به منظور بازسازی محیط قدیمه نهشته های مورد مطالعه، مجموعه مواد ارگانیکی موجود در اسلایدهای پالینولوژیکی مورد مطالعات آماری قرار گرفته و نهایتا با ترسیم داده های بدست آمده بر روی نمودارهای سه تایی، به بحث و نتیجه گیری در خصوص محیط رسوبی قدیمی این نهشته ها پرداخته شد.

موقعیت منطقه مورد مطالعه و راه ها دسترسی

منطقه مورد مطالعه در ۴۵ کیلومتری جنوب غربی ساری، در دامنه شمالی رشته کوه های البرز در استان مازندران و در مجاورت سد شهید رجایی که از آن با عنوان سد سلیمان تنگه نیز یاد می شود واقع شده است. برش مورد مطالعه در محدوده جغرافیایی طول ۵۳ درجه ، ۲۲ دقیقه، ۴۵ ثانیه شرقی و عرض ۳۶ درجه، ۲۵ دقیقه ، ۲۵ ثانیه شمالی قرار دارد. به منظور دسترسی به برش مورد مطالعه از شهر ساری به سمت جنوب غرب در مسیر آزادراه ۷۰ آسیا حدود ۴۵ کیلومتر حرکت نموده و بعد از رسیدن به دو راهی جاده کیاسر، از سمت راست وارد مسیر جاده سد شهید رجایی می شویم. برش مورد نظر در مسیر جاده سد در مجاورت راه آسفالته قرار دارد (شکل ۱). شروع نمونه برداری از انتهای توالی های مربوط به نهشته های پالئوسن و پایان نمونه برداری در مجاورت دریاچه سد در ابتدایی ترین توالی های مربوط به کرتاسه صورت پذیرفت. با توجه به اینکه نمونه برداری از توالی های جدیدتر به قدیمیتر صورت گرفته است ترتیب نمونه ها از قدیم به جدید در ستون چینه شناسی اصلاح گردید.

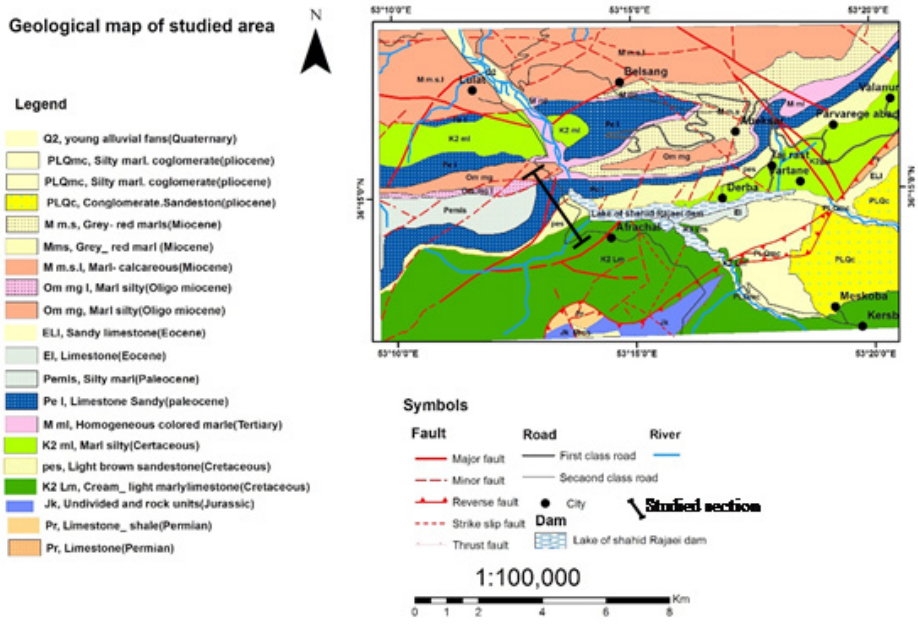


شکل ۱ موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

چینه شناسی و سنگ شناسی منطقه

با توجه به نقشه زمین شناسی، جدیدترین توالی های موجود در منطقه شامل نهشته های پرمین و ژوراسیک بوده که نمونه برداری از نهشته های کرتاسه به سمت توالی های جدیدتر آغاز گردید. مرز کرتاسه پالئوسن در منطقه بر مبنای مطالعات پالینومورفهای خشکی و روزنبران کف زی در متراژ ۱۳۵ متری از قاعده نمونه برداری قرار دارد که در نزدیکی تونل موجود در منطقه واقع است. نهشته های پالئوسن به صورت گسله در زیر نهشته های الیگومیوسن قرار گرفته اند. در این برش از سمت شهر ساری به سمت روستای افراچال (به سمت جنوب شرقی) در مجاورت جاده افراچال به ترتیب نهشته های پالئوسن و در ادامه در نزدیکی سد شهید رجایی نهشته های کرتاسه رخنمون دارند (شکل۲). نمونه برداری صورت گرفته از توالی های کرتاسه و پالئوسن رخنمون یافته در منطقه می باشد. نهشته های کرتاسه عمدتا شامل توالی های سیلت سنگی و ماسه سنگی و نهشته های پالئوسن

در منطقه عمدتا شامل توالیهای شیلی و مارنی و به ندرت تبخیری و کربناته می باشند. تفکیک واحدهای سنگی به طور دقیق در ستون چینه شناسی برش مورد مطالعه آورده شده است (شکل۳).



شکل ۲- نقشه زمین شناسی برش افراچال (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ پل سفید)

روش مطالعه

به منظور مطالعه و تعیین محیط رسوبی قدیمه نهشته های کرتاسه - پالئوسن، تعداد ۷۰ نمونه سنگی از مجموع ۲۳۵ متر ضخامت واقعی توالی‌ها در برش مورد مطالعه به روش سیستماتیک و با توجه به تغییر سنگ شناسی برداشت گردید. به منظور افزایش دقت در مطالعه، نمونه ها حتی الامکان از عمق ۳۰ سانتی متر از سطح زمین برداشت گردیده تا حداقل شرایط فرسایش را متحمل شده باشند. نمونه های برداشت شده با استفاده از روش استاندارد، به منظور تهیه اسلایدهای پالینولوژیکی آماده سازی گردیده و نهایتا تعداد ۹۰ اسلاید آماده و مطالعه گردید. در روش استاندارد آماده سازی پالینومورفها ابتدا نمونه ها را

در هاون چینی خرد کرده سپس برای از بین بردن کربناتها از اسیدHCL صنعتی و برای از بین بردن سیلیکاتها از اسید HF صنعتی استفاده شد که در نهایت مواد آلی باقی مانده در نمونه ها از فیلتر های ۲۰ میکرون عبور داده و با استفاده از دستگاه سانتریوفیوژ بر مبنای چگالی تفکیک گردیدند. از محتوالی باقی مانده از نمونه ها اسلایدهای پالینولوژیکی آماده گردید و با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان با بزرگنمایی ۴۰۰ مورد مطالعه آماری قرار گرفت. در مطالعات آماری صورت گرفته بر روی فاکتورهای پالینوژیکی، برای هر فاکتور تعداد حداقل ۳۰۰ ذره شمارش گردیده و نهایتا درصد فراوانی آنها محاسبه گردید (جدول ۱) و بر روی نمودارهای مربوطه قرار گرفت.

مطالعات پالینولوژیکی و تفسیر محیط رسوبی

مواد آلی به دلیل ثبت نوسانات و تغییرات نسبی سطح آب دریا، نرخ رسوب گذاری و شرایط اکسیداسیون حوزه رسوبی برای تفسیر شرایط محیط رسوبی قدیمی مورد استفاده قرار می گیرند. بر پایه فراوانی اجزای موجود در اسلاید های پالینولوژیکی و شمارش فراوانی آن ها(جدول۱و ۲) و سپس نمایش داده ها بر روی نمودار سه گانه (Tyson, ۱۹۹۳) دو پالینوفاسیس به شرح زیر شناسایی شد:

پالینوفاسیس I= Highly proximal dysoxic+anoxic basin

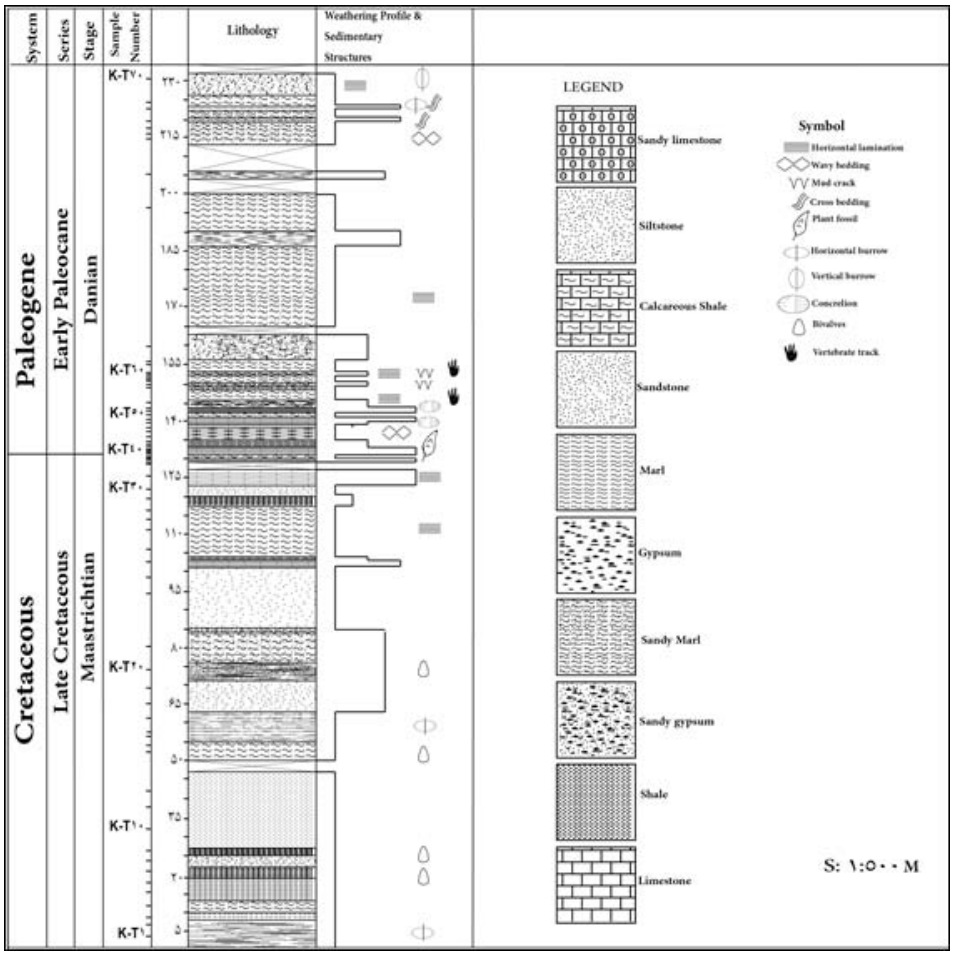
در این پالینوفاسیس مقدار فیتوکلاست به بیش از ۹۵ درصد می رسد. مقادیر SOM و MP بسیار کم (در حدود کمتر از ۱۰ درصد) میباشند. فیتوکلاستها بیشتر از نوع تیره و هم بعد هستند. این پالینوفاسیس در بیش از ۸۰ درصد نمونه ها دیده می شود. نمونه هایی که این رخساره را نشان میدهند شامل: K-T2 ، K-T13 ، K-T15 و K-T70 می باشند.

پالینوفاسیس II= Marginal dysoxic+anoxic basin

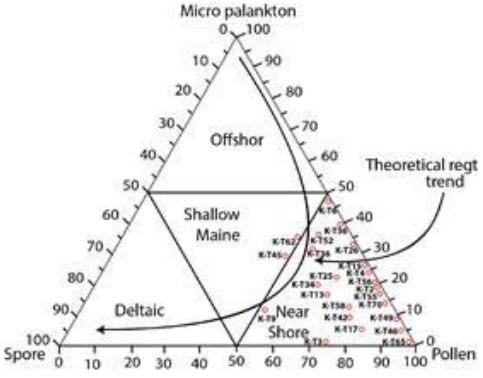
در این پالینوفاسیس، مقادیر فیتوکلاست ها در حدود (۶۵ تا ۹۵ درصد) و مواد آلی بی شکل در حدود (۵ تا ۳۵ درصد) و پالینومورف های دریایی(صفر تا ۱۰ درصد) می باشد. در این رخساره میزان فیتوکلاست ها متوسط تا بالا، میزانSOM کم تا متوسط و مقادیر MP بسیار کم می باشد. نمونه هایی که این رخساره را در بر دارند شامل : K-T3، K-T4، K-T6، K-T9، K-T17، K-T25، K-T26، K-T27، K-T34، K-T36، K-T42، K-T45، K-T46، K-T52، K-T53، K-T55، K-T56، K-T58، K-T59، K-T62 و K-T65 می باشند.

بحث و نتیجه گیری

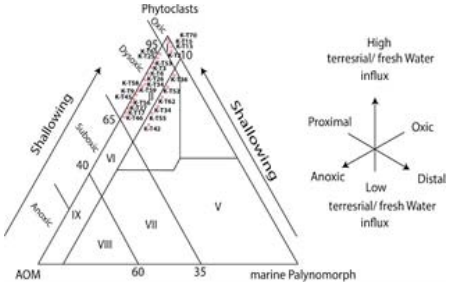
با توجه به داده های بدست آمده از مطالعات آماری پالینومورفها می توان گفت که بیشترین فراوانی موجود در اسلایدهای پالینولوژیکی مربوط به فیتوکلاست ها (خرده های گیاهی) و کمترین فراوانی مربوط به پالینومورفهای دریایی (MP) میباشد. وجود پالینومورفهای دریایی از قبیل داینوفلاژله ها در اسلایدها بیانگر این است که محیط رسوبی مورد نظر یک محیط دریایی بوده اما با توجه به فراوانی بسیار پایین آنها می توان نتیجه گرفت که محیط رسوبی نزدیک به ساحل حکم فرما بوده است. الگوی پراکندگی داده‌های حاصل مطالعات آماری پالینومورف ها در این پژوهش نشان میدهند که عمده نمونه ها در محدوده پالینوفاسیس‌های I (پلیت ۱ A) و II (پلیت ۱ B) قرار گرفته که محیطی نیمه اکسیدان تا فاقد اکسیژن نزدیک به ساحل را برای این نهشته ها تایید می نماید (شکل ۵). پراکندگی داده های حاصل از مطالعات آماری سه فاکتور (اسپورها، پلن ها و میکروپلانکتونها) بر روی دیاگرام سه تایی نشان میدهد که تمامی نمونه های مورد مطالعه در محدوده محیطی نزدیک به ساحل (Near shore) قرار گرفته (پلیت ۱ C) که این موضوع، محیط رسوبی نزدیک به ساحل بدست آمده از داده های پالینوفاسیس را تایید می نماید (شکل ۴).مطالعه اسلایدهای پالینولوژیکی در این برش نشان می دهد که عمده پالینومورفها از حفظ شدگی کمی برخوردار میباشند این موضوع می تواند حاکم بودن شرایط نزدیک به ساحل، پر انرژی و نیمه اکسیدان را تایید نماید. این موضوع با توجه به نوع لیتولوژی حاکم بر منطقه (عمدتا سیلت سنگ و ماسه سنگ) نیز قابل تایید است(پلیت ۱ D).



شکل۳- ستون چینه شناسی برش افراچال در جنوب ساری



شکل ۴ نمودار سه تایی (اسپور، پلن، میکروپلانکتون)



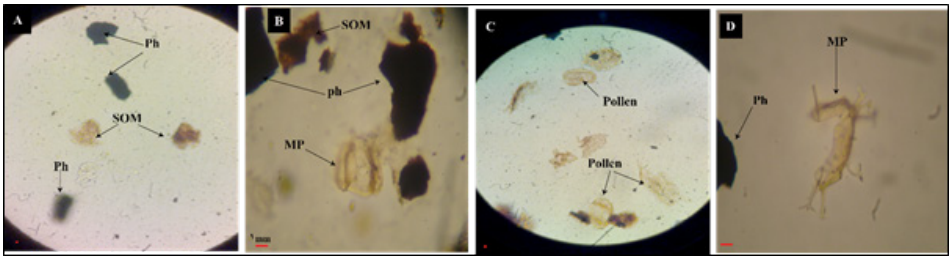
شکل ۵ نمودار (Tyson،۱۹۹۳)

جدول۱ - نمایش درصد فراوانی اسپور، پولن و پالینومورف های دریایی همراه با شماره نمونه آنها

Sample N.	Spor%	Pollen%	Marin palynomorph
K-T1	0	3	0.66
K-T2	0.25	0.75	0
K-T3	0	1.66	0
K-T4	0	2	1.75
K-T5	1.25	2	0.5
K-T6	0.33	1.33	0.33
K-T7	0	0	0
K-T8	0	0.75	0.5
K-T9	1	6	2
K-T10	0	1.07	0.71
K-T11	0	0.58	0.29
K-T12	0	2.8	1.4
K-T13	3	15.66	7.33
K-T14	0	2	0
K-T15	0	1.72	0.86
K-T16	0	11.11	1.11
K-T17	2	11.66	7.66
K-T18	0	1.39	0.93
K-T19	0	1.66	0.33
K-T20	0	3.73	0.93
K-T21	1.33	8	1.33
K-T22	0	18.75	0
K-T23	2	6.66	4.66
K-T24	0	5.45	0
K-T25	0	3.33	0

جدول۲ - نمایش درصد فراوانی مواد آلی بی شکل ، فیتوکلست ها و پالینومورف های دریایی همراه با شماره نمونه آنها

Sample N.	Som%	Phytoclast%	Marin palynomorph%
K-T1	1.33	95	0.66
K-T2	13.5	85.5	0
K-T3	1.66	96.66	0
K-T4	13.5	82.75	1.75
K-T5	23.75	72.5	0.5
K-T6	2.66	95.33	0.33
K-T7	1.33	98.66	0
K-T8	32.25	66.5	0.5
K-T9	7.66	83.33	2
K-T10	17.85	80.35	0.71
K-T11	30.88	68.23	0.29
K-T12	18.22	77.57	1.4
K-T13	6.66	67.33	7.33
K-T14	9	89	0
K-T15	25.86	71.55	0.86
K-T16	30	57.77	1.11
K-T17	10.66	68	7.66
K-T18	11.16	86.51	0.93
K-T19	9.66	88.33	0.33
K-T20	27.1	68.22	0.93
K-T21	19	70.33	1.33
K-T22	18.75	62.5	0
K-T23	18.66	68	4.66
K-T24	9.09	85.45	0
K-T25	0	96.66	0



پلیت ۱ A: نمایش پالینوفاسیس نوع I (مقطع شماره ۲ K-T)

B: نمایش پالینوفاسیس نوع II (مقطع شماره ۵۲ K-T)

C: تصویر مربوط به دیاگرام (اسپور، پولن و میکروپلانکتون) (مقطع شماره ۶۳ K-T)

D: یک نمونه پالینومورف که از حفظ شدگی پایینی برخوردار است (مقطع شماره ۳۱ K-T)

تشکر و قدردانی

با تشکر از گروه زمین شناسی دانشگاه زنجان و شرکت نفت خزر که ((این پژوهش با همکاری شرکت نفت خزر انجام شده است))

منابع

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ص.

افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین شناسی ایران: زمین شناسی کپه داغ. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۷۵ص.

ذبیحی، م،ر. معصومی، ر.، محمدی، ر.، ۱۳۶۹. نقشه زمین شناسی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ پل سفید سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

Fisher, M. J., -1980 Kerogen distribution and depositional environments in the Middle Jurassic of Yorkshire UK. In Proceedings of the 4th International Palynological Conference (Lucknow) 580-574 :2.

Tyson, R. V., -1987 The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks. Geological Society, London, Special Publications 67-47 :(1)26.

Tyson, R. V., -1989 late Jurassic palynofacies trend,Piper and kimmerdgian clay Formation ,UK onshore and Northern sea,in Batten D.J&keen M. C (eds) Northwest Europan.Micropaleontology and palynology 172-135.

Tyson, R. V., -1993 Palynofacies analysis: Applied Micropaleontology 191-153.

Van der Zwan, C. J., -1990 Palynostratigraphy and palynofacies reconstruction of the Upper Jurassic to lowermost Cretaceous of the Draugen Field, offshore Mid Norway. Review of palaeobotany and palynology 186-157 :(1)62

Whitaker, M., -1984 The usage of palynology in defnition of Troll Field geology. In Reduction of uncertainties in innovativereservoirgeomodelling.'Offshore'NorthernSeasConference(No.6).

Using palynomorphous analysis for reconstruction of sedimentary environment of Cretaceous-Paleocene deposits in South of Sari

Reza emamgholi

Master science student, Stratigraphic and Paleontology, University of Zanjan

Nasrollah abbasi

Associate Professor of Geology Department, University of Zanjan

Javad rabbani

Assistant Professor of Geology Department, University of Zanjan, Rabbani@znu.ac.ir

Mohammad Saeed shariatzadeh4

Head of Geological Studies of the Caspian oil Company

Abstract

kilometers of South of Sari, on the Northern 45 The section is located in edge of the central Alborz Mountains. Cretaceous-Paleocene deposits in this section consist of limestone and mostly sandstones with less gypsum meters were taken 235 rock samples from 70 ,and siltstone. In this study for the purpose of palynological studies. The studies of palynological facies led to the identification of two facies including (Highly Proximal Dysoxic + Anoxic Basin (I) and Marginal dysoxic + anoxic basin (II) based on Tyson palynofacies chart. Based on these data, the proximal to marginal dysoxic + anoxic basin have been proposed for these strata as a depositional environment. Also plotted data on the triangular diagram (spore, pollen, .micro plankton) confirms near shore environment for these strata

:Keyword

Palynomorphs, sedimentary environment, Cretaceous-Paleocene, Sari

۱-رضا امامقلی
دانشجوی کارشناسی ارشد چینه شناسی و فسیل شناسی دانشگاه زنجان

۲- نصراله عباسی
دانشیار گروه زمین شناسی دانشگاه زنجان

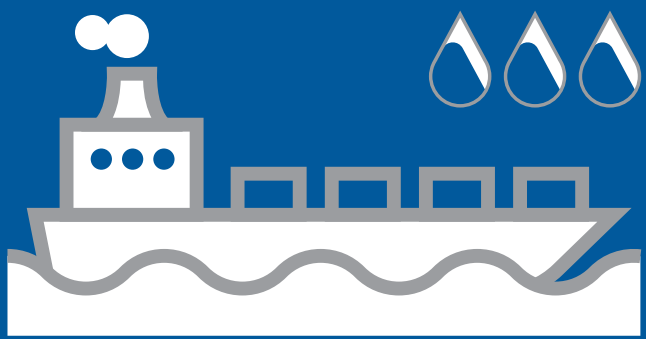
۳-جواد ربانی
استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه زنجان Rabbani@znu.ac.ir

۴- محمدسعید شریعت زاده
رئیس مطالعات زمین شناسی شرکت نفت خزر

شرکت ملی نفت ایران
شرکت نفت خزر

ارایه روابط تجربی بین مقاومت تراکمی تک محوری و پارامترهای دینامیکی سنگ آهک سازند آقچاگیل

Kepco2019



چکیده

مطالعات ژئومکانیک مخازن به توصیف رفتار مکانیکی سنگ می‌پردازد و جهت برنامه‌ریزی حفاری و بهره‌برداری از مخازن ضروری می باشد. در مطالعات ژئومکانیک دو گروه داده شامل داده‌های استاتیکی و دینامیکی مورد بررسی قرار می‌گیرد. داده‌های استاتیکی داده‌هایی هستند که با انجام آزمایشات فیزیکی و مکانیکی مستقیم در آزمایشگاه، یا به صورت برجا روی نمونه سنگ مخزن بدست آمده که گروه مهمی از پارامترهای مقاومتی سازند مورد مطالعه را در بر می‌گیرد و از اعتبار بیشتری نزد جامعه ژئومکانیک برخوردار است. داده‌های دینامیکی داده‌هایی هستند که به صورت غیر مستقیم براساس مطالعات ژئوفیزیکی بر روی نمونه ها یا از نمودارگیری چاه بدست می‌آیند. با توجه به ارزان و سریع‌تر بودن برداشت لاگ‌های ژئوفیزیکی تمایل زیادی به برآورد خصوصیات مقاومتی براساس داده‌های دینامیکی وجود دارد. در این راستا در پژوهش حاضر براساس آزمایشات انجام شده روی ۱۸ نمونه اخذ شده از بخش آهکی رخنمون سطحی سازند آقچاگیل ارتباط بین پارامترهای استاتیکی و دینامیکی در این واحد سنگی بررسی شده و از نتایج آن جهت تبدیل داده‌های لاگ صوتی به داده‌های مقاومتی بهره‌گیری شده است. نتایج مطالعات رابطه خطی بین پارامترهای دینامیکی و مقاومت تراکمی تک محوری را نشان می دهد که در مقایسه با روابطی که قبلاً توسط سایر محققین ارائه شده روند قابل قبولی دارد. با استفاده از این روابط تجربی مدل یک بعدی با استفاده از نرم افزار(Interactive Petrophysics) برای عضو آهکی سازند آقچاگیل ارائه شده است.

کلیدواژه‌ها:

سازند آقچاگیل، ژئومکانیک، تراکم تک محوری، دادههای استاتیکی، دادههای دینامیکی، نرم افزار IP

۱- مقدمه

مقاومت تراکمی تک محوری (UCS) و خصوصیات الاستیکی سنگها مانند مدول یانگ و نسبت پواسون به طور گسترده ای برای برآورد استرس های درونی، تحلیل پایداری چاه، بررسی میزان تراکم مخزن و پیش بینی فشار بهینه حفاری استفاده می شود[۱]. برای ایجاد روابط تجربی بین خصوصیات الاستیک از لاگ سونیک در سال ۱۹۵۰ استفاده شده است[۲]. مدول یانگ به دو صورت استاتیکی و دینامیکی بدست میآید در حالی که مقاومت تراکمی را فقط به صورت استاتیکی میتوان بدست آورد [۳]. در روش دینامیکی، سرعت موج فشاری و برشی (به ترتیب، Vp و Vs) می تواند در آزمایشگاه یا در میدان اندازهگیری شود و خواص الاستیک بر این اساس تعیین می شود. پارامترهای مقاومتی که از روش های استاتیک و دینامیک بدست می آیند اغلب متفاوت هستند[۴]. مدول یانگ استاتیک (Es) حدود ۳ برابر کوچکتر از مدول یانگ دینامیک است (Ed) که علت آن را به تأثیر شدت منافذ و ترک در اندازگیری مدول یانگ استاتیک نسبت داد [۵]. ساخت مدل ژئومکانیکی مخازن نفتی بر اساس پارامترهای الاستیک سنگ انجام می‌شود. این پارامترها به دو صورت استاتیک و دینامیک قابل محاسبه می‌باشد. تعیین مدول الاستیکی و مقاومت تراکمی تک محوری با استفاده از روش استاتیکی دارای محدویتهای از جمله نبود مغزه مناسب برای انجام آزمون استاتیکی، هزینه بالا و نقطهای بودن نتایج میباشد. اما اندازهگیری مدول الاستیکی و مقاومت تراکمی تک محوری به روش دینامیکی با توجه به پیوسته بودن نتایج در طول چاه و در دسترس بودن دادههای ژئوفیزیکی و چاه نمودار ها نسبت به حالت استاتیکی مناسب ترمی‌باشد، از معایب این روش می توان به اندازه گیری غیر مستقیم دادههای دینامیکی و در شرایط کرنش پایین نام برد. با توجه به نکاتی که ذکر شد دادههای استاتیکی و دینامیکی مکمل یکدیگر بوده و پارامترهای الاستیک سنگ به طور پیوسته در طول چاه بدست آید برای نیل به این مهم ضروری است روابط تجربی بین پارامترهای استاتیکی و دینامیکی برقرار گردد تا بر اساس آن پارامترهای استاتیکی از پارامترهای دینامیکی تخمین زده شود[۶]. تنوع زیاد در سنگهای کربناته باعث شده که نتوان کارقوی در این زمینه انجام داد زیرا سنگ آهکها محدوده وسیعی را با توجه به تخلخل، جنس و مقاومت شامل میشود به عنوان مثال سنگهای کربناته با تخلخل کم سرعت بالا مقاومت بالایی را نشان می دهند و برعکس سنگهای کربناته با تخلخل بالا سرعت پایین مقاومت کم را نشان میدهد این نوسان در مقادیر تخلخل و سرعت باعث شد که نتوان تصمیم دقیقی از رفتار مقاومتی سنگ آهک

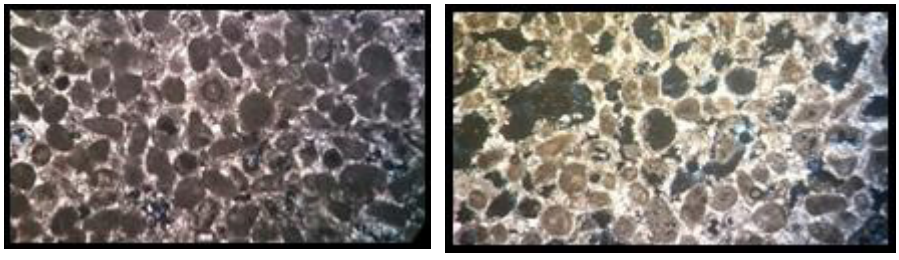
در مخازن انجام پذیرد. روابط تجربی متعددی بین پارامترهای استاتیکی و دینامیکی برای لیتولوژیهای گوناگون توسط دانشمندان ارائه شده است که در جدول (۱) برخی از این روابط آورده شده است. لازم به ذکر میباشد که این روابط منطقه‌ای می باشد و نمیتوان از آن برای سایر واحدهای سنگی مشابه استفاده کرد.

جدول ۱:روابط تجربی ارائه شده توسط سایر دانشمندان با لیتولوژی های مختلف

منابع	لیتولوژی	رابطه تجربی	شماره رابطه
[۲]	سنگ آهک	$UCS=۳.۶۷ * V_p^{۲.۱۴}$	۱
[۷]	سنگ شیل	$UCS=۰,۷۷*V_p^{۲.۹۳}$	۲
[۸]	سنگ های مختلف	$UCS=۲,۳۰۴*V_p^{۲.۴۳}$	۳
[۳]	سنگ آهک	$UCS=۱۲,۸*(Ed/۱۰)^{۱.۳۲}$	۴
[۹]	سنگ های آذزین و دگرگونی	$UCS=۴,۳۱*Ed/۱۰^{۱.۷۰۵}$	۵

۲- بررسی نتایج آزمون های آزمایشگاهی

از جمله عوامل تاثیر گذار برروی پارامترهای دینامیکی و استاتیکی خصوصیات فیزیکی سنگ می باشد، خصوصیات مکانیکی سنگ ها به پارامترهایی از جمله اندازه و توزیع منافذ، درجه سیمان شدن، اندازه و شکل دانه ها وابسته می باشد[۶]. از این رو در ابتدا به بررسی مقطع نازک میکروسکوپی سنگ مورد نظر با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان پرداخته شده است. سنگ مورد نظر براساس طبقه بندی فولک[۴۰] نام گذاری شده است.



شکل (۱): عکس از مقاطع میکروسکوپی سنگ آهک سازند آقچاگیل

با توجه به شکل(۱) نام سنگ در طبقه بندی فولک اُاُسپار قرار دارد. سیمان آهکی و دانه‌های اُاُویید اصلی ترین اجزای تشکیل دهنده سنگ می باشند. به دلیل میکریتی شدن تشخیص هسته اُاُوئید ممکن نیست.

۳- آزمایش سرعت موج التراسونیک و تراکم تک محوری

در این پژوهش بر روی ۱۸ نمونه استاندارد سنگ آهک از سازند آقچاگیل آزمون های سرعت موج التراسونیک و بر اساس استاندارد ASTM D۲۸۴۵ و همچنین آزمون تراکم تک محوری بر اساس استاندارد ASTM D۲۹۳۸ و ASTM D۳۱۴۸ انجام پذیرفت. مدول دینامیکی با استفاده از رابطه زیر محاسبه شده است[۵۱]

$$Ed = \rho * V_s^{۲} \frac{(۳V_p^{۲} - ۴V_s^{۲})}{(V_p^{۲} - V_s^{۲})} \quad (۷)$$

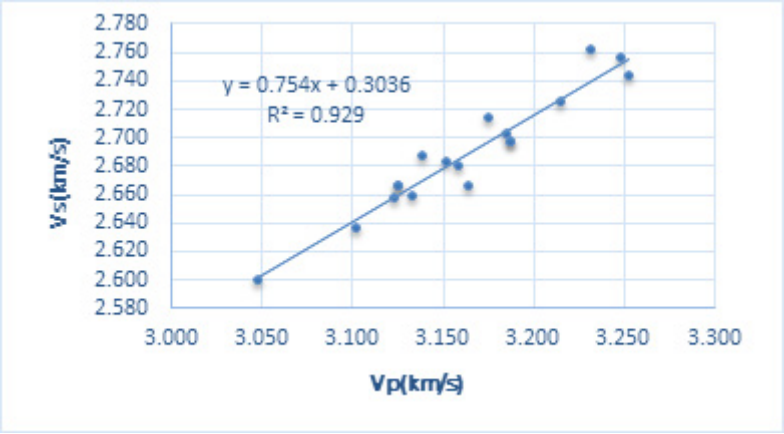
در این رابطه ρ بر حسب وVp Vs بر حسب km/s همچنین Ed بر حسب GPa می‌باشد. نتایج حاصل از این بررسی در جدول ۲ گزارش داده میشود:

جدول (۲): نتایج بدست آمده در آزمون آزمایشگاهی

پارامتر ها	ماکزیمم	مینیمم	میانگین	انحراف معیار
UCS(MPa)	۱۳/۷	۹/۵	۱۱/۵	۱/۱۲
Vp(km/s)	۳/۲۵۲	۳/۰۴۷	۳/۱۶۴	۰/۰۵۳
Vs(km/s)	۲/۷۶۲	۲/۶۰۰	۲/۶۹۳	۰/۰۴۲
Ed(GPa)	۷/۱۸	۳/۲۲	۵/۱۷	۱/۳۵
Porosity%	۲۳/۷	۱۸/۵	۲۰/۵	۱/۴۰

با توجه به نتایجی حاصل از آزمونهای آزمایشگاهی، روابط تجربی بین پارامترهای استاتیکی و دینامیکی تعیین شده است و با دادههای لاگ پتروفیزیکی مقایسه شده است. در ادامه این روابط و میزان اعتبار آنها بحث شده است. یکی از مشکلات بنیادین و

همچنین یکی اساسی ترین مسائل در مطالعات ژئومکانیک نبود چاه نگار زمان گذر سرعت موج برشی می باشد . از این رو سرعت موج برشی با استفاده سرعت موج فشاری تخمین زده میشود [۱۲]. از طرفی تخمین این پارامتر برای تعیین مدولهای دینامیکی لازم و ضروری میباشد. با استفاده از اندازه گیریهای آزمایشگاهی انجام شده بروی نمونه ها رابطهای قابل قبول بین سرعت موج فشارشی و برشی تعیین شده است تا از طریق این رابطه بتوان سرعت موج برشی را با استفاده از سرعت موج فشارشی برای هر عمق چاه با استفاده از لاگ صوتی موجود تخمین و تعیین کرد.

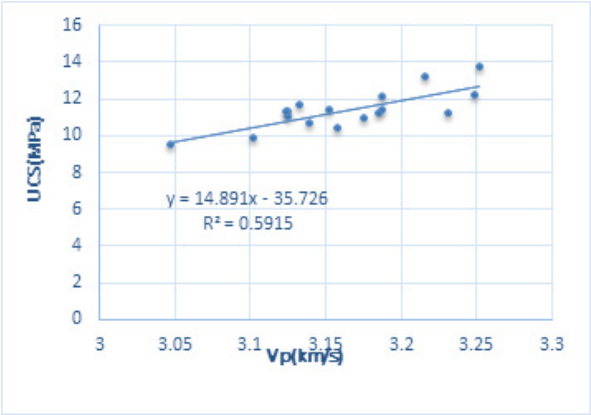


شکل(۲): رابطه تجربی بین Vp وVs

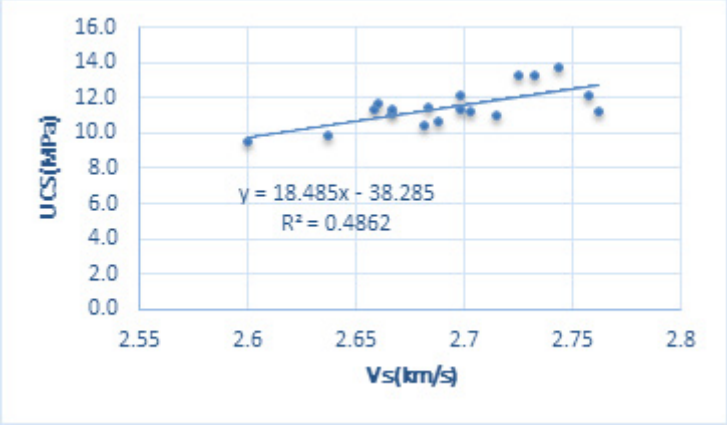
در شکل (۲): مشاهده میکنید رابطه خطی با ضریب رگرسیون بالا بین سرعت موج برشی و سرعت موج فشارشی برقرار شده است. در جدول (۳)روابط تجربی بین پارامترهای مختلف، رگرسیون خطی و خطای RMSE هر یک از روابط نشان داده شده است.

جدول (۳):روابط تجربی بین پارامترهای استاتیکی و دینامیکی

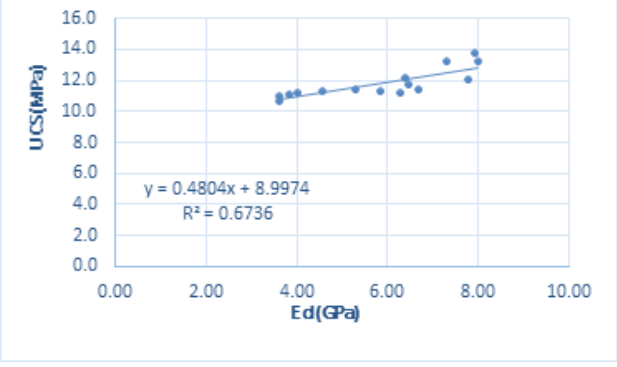
شماره رابطه	رابطه تجربی	R^2	RMSE
۸	$Vs = ۰.۷۵٤ * Vp + ۰.۳۰۳٦$	۰/۹۲	۰/۰۱۰۷
۹	$UCS = ۱٤.۸۹۱ * Vp - ۳۵.۷۲$	۰/۵۹	۰/۶۷۱۰
۱۰	$UCS = ۱۸.٤۸۵ * Vs - ۳۸.۲۸۵$	۰/۴۹	۰/۷۸۴۸
۱۱	$UCS = ۰.٤۸۰٤ * Ed + ۸.۹۹۷۲۱$	۰/۶۷	۰/۵۳۴۵



شکل (۳): رابطه تجربی بین Vp وUCS

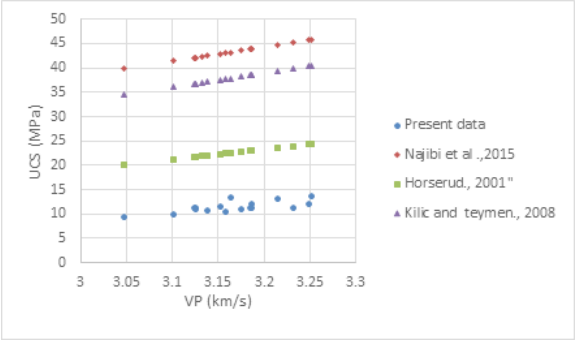


شکل(۴): رابطه تجربی بین VS وUCS

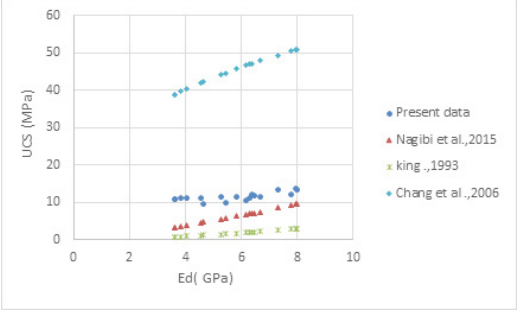


شکل(۵): رابطه تجربی بین Ed و UCS

همانطور که در جدول (۳) ملاحظه میکنید رابطه‌ای که بین مقاومت تراکمی تک محوری با مدول یانگ دینامیک بدست آمده رگرسیون خطی بیشتر و خطای RMSE کمتری دارد. برای تعیین مدول یانگ دینامیک علاوه بر سرعت موج‌های برشی و فشارشی مقادیر چگالی نیز دخیل می باشد در نتیجه توصیه می‌شود در شرایطی که لاگ چگالی موجود میباشد برای تعیین مقاومت تراکمی تک محوری از پارامتر مدول یانگ دینامیک استفاده گردد. در غیر اینصورت تعیین رابطه با سرعت موج فشارشی نیز از اعتبار لازم برخوردار می باشد. در شکل شماره (۶) و(۷) روابط بدست آمده با روابطی که سایر محققین ارائه داده اند مقایسه شده است.



شکل (۶): مقایسه رابطه تجربی بین Vp و UCS بدست آمده با روابط سایر محققین



شکل (۷): مقایسه رابطه تجربی بدست آمده Ed و UCS با روابط سایر محققین

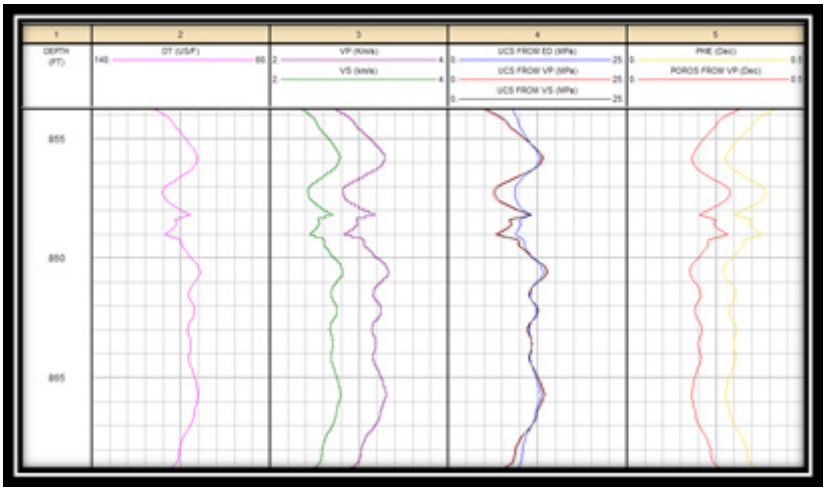
با توجه به شکل (۶) و (۷) رابطه ی مقاومت تراکمی تک محوری با سرعت موج فشارشی روند قابل قبولی نسبت به روابط سایر دانشمندان دارد همچنین رابطه بین مقاومت تراکمی تک محوری و مدول یانگ دینامیک با روابط دانشمندانی از قبیل (نجیبی و همکاران.،۲۰۱۵) و (کینگ .،۱۹۹۳) پیروی میکند.

۴- ساخت مدل ژئومکانیکی

ارزیابی رفتار ژئومکانیک مخزن نیازمند اطلاعات ورودی مناسب می باشد اجزای مدل ژئومکانیکی مخزن را می‌توان به صورت زیر دسته بندی کرد.

اجزای مدل ژئومکانیکی:۱-خواص الاستیک(مدول های بالک، یانگ، برشی، نسبت پواسون)۲- خواص مربوط به شکست سنگ(مقاومت فشاری تک محوره و زاویه اصطکاک داخلی)۳- فشار منفذی۴- میدان تنش(راستای تنش برجا و مقادیر تنش برجا)

منابع اصلی برای دستیابی به اطلاعات ذکر شده، اندازه گیری آزمایشگاهی بر روی مغزه ها (اطلاعات مغزه) و نیز داده های میدانی ثبت شده (اندازه گیری انجام شده در حین حفاری، چاه نگار ها، بازتاب های لرزه‌ای و آزمایش های مختلف چاه) می باشد[۵]. شکل(۹) مدل ژئومکانیکی یک بعدی عضو آهکی سازند آقچاگیل در یکی از چاه‌های استان گلستان را نشان می‌دهد، در این مدل از روابط تجربی بدست آمده بین پارامترهای استاتیکی و دینامیکی استفاده شده است. سرعت موج برشی از لاگ صوتی (DT) با استفاده از رابطه (۸) تخمیین زده شده است. مقادیر UCS نیز با استفاده از سرعت موج فشارشی و برشی و همچنین مدول یانگ دینامیک تعیین شد. از آنجایی که مغزه درون چاهی موجود نبود تا مقادیر تعیین شده کالیره گردد، مقایسه مقادیر ماکزیمم و مینمم نتایج مدلسازی با داده های آزمایشگاهی انجام شده است که در جدول(۳) مشاهده می کنید.



شکل(۹): مدل یک بعدی عضو آهکی سازند آقچاگیل در یکی از چاه‌های استان گلستان

همانطور که در جدول (۴) نشان داده شده است، مقادیر UCS بدست آمده با مدول یانگ دینامیکی مقادیر نزدیکی با UCS حاصل از آزمون‌های آزمایشگاهی دارد.

جدول(۴): مقایسه مقادیرUCS بدست آمده از نتایج آزمایشگاهی با داده‌های لاگ صوتی

	UCS آزمایشگاهی (MPa)	UCS from Vp (MPa)	UCS from VS (MPa)	UCS from Ed (MPa)
ماکزیمم	۱۳/۷	۱۳/۸	۶/۱۵	۱۳/۲
مینیمم	۹/۵	۵/۷۵	۱۳/۷	۹/۱۹
میانگین	۱۱/۵	۹/۸۹	۱۰	۱۱/۱

۵- نتیجه گیری:

این بررسی نشان داده است که رابطه قابل قبولی بین پارامتر های دینامیکی با مقاومت تراکمی تک محوری وجود دارد. همچنین با بررسی رگرسیون خطی و خطای RMSE بین روابط تجربی بدست آمده رابطه‌ای که بین مدول یانگ دینامیک و مقاومت تراکمی تک محوری دست آمده مقادیر رگرسیون بالا و خطای RMSE کمتری دارد در نتیجه برای تعیین خصوصیت مقاومتی توصیه میشود. با بررسی داده های لاگ صوتی(DT) و مدلسازی بر اساس آن، UCS تعیین شده با پارامترهای سرعت موج های فشارشی و برشی تقریبا مقادیر نزدیک به هم دارند از طرفی UCS تعیین شده با مدول یانگ دینامیکی گرچه با مقادیر تعیین شده از سرعت موج‌ها اختلاف دارند اما به مقادیر آزمایشگاهی نزدیک میباشد در نتیجه توصیه میگردد از این روابط برای تعیین پارامتر استاتیکی از دادههای دینامیکی استفاده گردد. نتایج نشان داده است که میتوان در شرایطی که مغزه درون چاهی موجود نیست از مغزه‌های تهیه شده از رخنمون سطحی برای تخمین پارامترهای استاتیکی از دادههای دینامیکی استفاده کرد.

۶-تشکر و قدردانی:

این پژوهش با همکاری شرکت نفت خزر انجام شده است.

منابع:

[1] Najibi, A. R., Ghafoori, M., Lashkaripour, G. R., & Asef, M. R. (2015). Empirical relations between strength and static and dynamic elastic properties of Asmari and Sarvak limestones, two main oil reservoirs in Iran. Journal of Petroleum Science and Engineering, 126, 78-82.

[2] Ameen, M.S., Smart, B.G.D., Somerville, J.M.C., Hammilton, S., Naji, N.A., 2009. Predicting rock mechanical properties of carbonates from wireline logs (a case study: Arab-D reservoir, Ghawar field, Saudi Arabia). Mar. Pet. Geol. 26 (4), 430-444

[3] Al-Shayea, N.A., 2004. Effects of testing methods and conditions on the elastic properties of limestone rock. Eng. Geol. 74 (1), 139-156.

[4] Chang, C., Zoback, M.D., Khaksar, A., 2006. Empirical relations between rock strength and physical properties in sedimentary rocks. J. Pet. Sci. Eng. 51 (3), 223-237.

[5] Fjær, E., Holt, R.M., Horsrud, P., Raaen, A.M., Risnes, R., 2008. Petroleum Related Rock Mechanics, second ed. Elsevier, Amsterdam.

[6] Mavko, G., Mukerji, T., Dvorkin, J., 2009. The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis in Porous Media, second ed. Cambridge University Press.

[7] Horsrud, P., 2001. Estimating mechanical properties of shale from empirical correlations. SPE Drill. Comple. 16 (02), 68-73

[8] Kılıç, A., Teymen, A., 2008. Determination of mechanical properties of rocks using simple methods. Bull. Eng. Geol. Environ. 67 (2), 237-244.

[9] King, M.S., 1983. Static and dynamic elastic properties of rock from the Canadian Shield. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr. 20 (5), 237-241

[10] Folk, E.(1980). Petrography of sedimentary rocks, Hemphill Publishing Company.

[11] Goodman, R.E., 1989. Introduction to Rock Mechanic. John Wiley & Sons, New York, NY.

[12] Rezaee, M.R., Kadkhodaie Ilkhchi, A.(2007). Prediction of shear wave velocity from petrophysical data utilizing intellinent system: An example from a sandston reservoir of Carnarvon Basin, Australia. Journal of Petroleum Science and Engineering 55, 201-2012.

Experimental Relations Between Unaxial Comprssive Strength and Dynamic Parameters of Limestone of Aghchagil Formation

1. Hodayseh Khakzad Suchelmaei Corresponding Author: M.Se. Student Engineering Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Iran, khakzad71@Gmail.com

2. Naser Hafezi Moghaddas

Second Author's: Professor, Ferdowsi University of Mashhad, Iran, nhafezi@um.ac.ir

3. Mohammad Ghafoori

third Author's : Professor, Ferdowsi University of Mashhad, Iran, Ghafoori@um.ac.ir

4. Maryam Zafari

fourth Author's: Industrial Consultant, National Iranian Oil Company, Khazar Oil Company, geotech.persia@Gmail.com

Extended Abstract:

Geomechanical studies of reservoirs describe the mechanical behavior of rocks and it is necessary to plan drilling and exploitation of reservoirs. In geomechanical studies, two data groups including static and dynamic data are investigated. Static data is data that is obtained by conducting physical and mechanical experiments directly in the laboratory, or on-site on the sample of the reservoir rock, which is an important group of resilient parameters of the studied formation and is more prestigious to the geomechanical community. Dynamic data is data that is obtained indirectly from the geophysical measurments on the samples or well logging. Due to the cheap and faster removal of geophysical logs, there is a strong tendency to estimate resistance properties based on dynamic data. In this study, based on the experiments carried out on 18 samples taken from the calcareous section of the surface outcrop of the Achchagil Formation,

the relation between static and dynamic parameters in this rock unit was investigated and its results were used to convert the log data into resistance data. The results of the studies show a linear relation between dynamic parameters and unaxial compressive strength, which is an acceptable trend compared to the relation previously provided by other scientists. Using this experimental relations, a one-dimensional model is presented using the software IP(Interactive Petrophysics) for limestone member of the Aghchgil Formation.

Keywords :

Aghchaagill Formation, Geomechanics, Unaxial Comperession Strength, Static Data, Dynamic Data, Software IP

Summary:

The construction of a geomechanical model of oil mist is carried out based on the rock elastic parameters. These parameters can be calculated in both static and dynamic form. Determining the elastic modulus and unaxial compressive strength using a static method with constraints such as lack of proper cores for static testing, high cost and point-to-point results. But measuring the elastic modulus and Unaxial Comperession Strength to the dynamic method according to adjoin the results of the wells and the availability of geophysical data and draw graphs to static mode are more suitable, the disadvantages of this method can be used to measure the indirect Dynamic data is given in low strain conditions. According to the points mentioned static data and dynamic complement each other and parameter elastic rock steadily during the well achieved to achieve this it is essential empirical correlations between parameters of static and dynamic be established based on the parameters of static estimates of dynamic parameters.

Introduction:

Due to the cheap and faster removal of geophysical logs, there is a strong tendency to estimate resistance properties based on dynamic data. Uniaxial Compressive Strength (UCS) and elastic properties of rocks such as Young's modulus and Poisson ratio are widely used to estimate internal stresses, well stability analysis, reservoir density measurement and optimal drilling pressure forecasting. The results of the test with petrophysical data of the mentioned formation have been investigated in one of the exploratory wells in Golestan province. The results of this study have shown that there is a close relation between petrophysical data and resistance characteristics from laboratory tests.

Methodology and Approaches:

In this study, 18 standard samples of wave speed and Uniaxial compression strength were performed according to ASTM D284 and ASTM D3148 standard. The empirical relation between the dynamic and static characteristics has been established, the relations have been compared with the relations of other scientists. From the relations obtained with laboratory tests as well as the logs of the DT using the software, the resistance characteristics of the geometric amalgam rock of one next one.

Results and Conclusions:

This study shows that there is an acceptable relation between dynamic parameters with unaxial compressive strength. Also, by examining the linear regression and RMSE error between the experimental relations, the relation between dynamic modulo and unaxial compressive strength is lower than the high and low RMSE regression error and therefore it is recommended to determine the resistance of the characteristic. By examining the data of the voice logic (DT) and its modeling, the UCS determined with the parameters of

the velocity of the pressure and jump wires are approximately equal values on the side of the UCS determined by the dynamical Yang dynamics, although with the specified values of the wave velocity There is a difference but close to the laboratory values. It is therefore recommended to use these relations to determine the static parameter of the dynamic data. The results show that the cores made from the outcrop surface can be used to estimate static parameters from dynamic paramrters in the absence of inter-well cores.

Appreciate:

This research was carried out in cooperation with the Khazar Oil Company.

حدیثه خاکزاد سوچلمایی
نویسنده مسوول: دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی مهندسی، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران،
khakzad۷۱@Gmail.com

ناصر حافظی مقدس
نویسنده دوم: استاد، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران، nhafezi@um.ac.ir

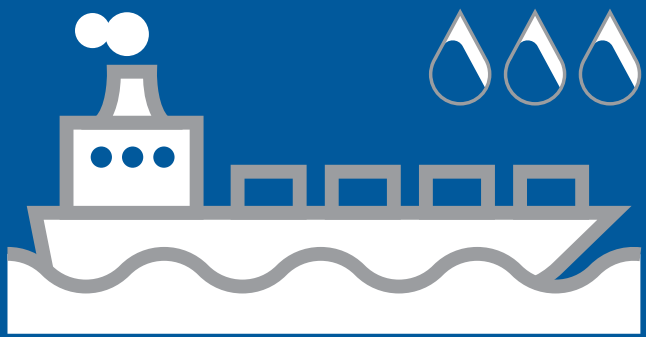
محمد غفوری
نویسنده سوم: استاد، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران، Ghafoori@um.ac.ir

مریم ظفری
نویسنده چهارم: مشاور صنعتی، شرکت ملی نفت ایران (شرکت نفت خزر)، geotech.persia@Gmail.com

شرکت ملی نفت ایران
شرکت نفت خزر

بررسی مورفولوژی و ساختار درونی میکروبیالیت های سازند آقچاگیل در شمال شرق گنبد کاووس

Kepco2019



چکیده

میکروبیالیت ها به عنوان یکی از رخساره های اصلی سازند آقچاگیل با سن پلیوسن در شمال شرق گنبد کاووس گسترش یافته اند. میکروبیالیت های سازند آقچاگیل عمدتا آراگونیتی هستند و آرشیو ارزشمندی از ویژگیهای ژئوبیولوژی، شیمی آب، شرایط هیدرولوژی قدیمه و تکامل میکروبی را در خود ذخیره می نمایند. نمونه های میکروبیالیتی حاصل از مطالعات هفت برش از دو دره مجاور واقع در محدوده آزادگان درشمال روستای آق‌بند مورد بررسی‌های پتروگرافی، فابریک، شکل، اندازه، مورفولوژی ظاهری، ژئوشیمی و دیاژنز قرارگرفت. بررسی‌های انجام شده نشان داد از نظر مورفولوزی ظاهری فرم های میکروبیالیت‌های خوشه انگوری، استوانه ای، گل کلمی و گنبدی به ترتیب بیشترین فراوانی را نشان می دهند. همچنین از نظر ساختار درونی میکروبیالیت های مورد مطالعه ساخت‌های حفره ای، اسفنجی، لامینه ای و بدون ساختار بیشترین گسترش را در محدوده مورد مطالعه دارند. بررسی بافت های میکروسکوپی نیز نشان می دهد بافت های متراکم (لخته ای) نسبت به بافت پراکنده (توری مانند) بافت غالب است.

کلید واژه ها:

آقچاگیل، میکروبیالیت، پلیوسن، مورفولوژی ظاهری، ژئوشیمی، دیاژنز، سیستم نفتی.

The investigation of morphology and internal structure of microbialits of Aghchagyl Formation in northeast of Gonbad Kavoos

Abstract

Microbialits developed as one of main figure of Aghchagyl Formation with the age of Pliocene in the north east of Gonbad Kavoos. Microbialits of Aghchagyl Formation are mainly aragonity and it saves the valuable archive of geobiology character, water chemistry, the old hydrology condition and asepsis evolution.

The microbialits instances that are outcome of studying on the seven cutting of two dales in the Azadegan in north of Aghband village are checked for petrography, fabric, figure, size, external morphology and geochemistry and digenesis. The investigations show that from of grape cluster, cylindrical, cauliflower and domical microbialits sequential show the most abundance. Also with the internal structure of the studying microbialits, vacuolar, conciliate, laminate structure and without structure have the most extension in the studying area. The investigation of microscopic tissue show that compressed (clot) tissues have more abundance than scattered (gauzy) tissues.

K***ey words:***

Aghchagyl, Microbialit, Pliocene, Geochemical, Digenesis , oil system .

مقدمه

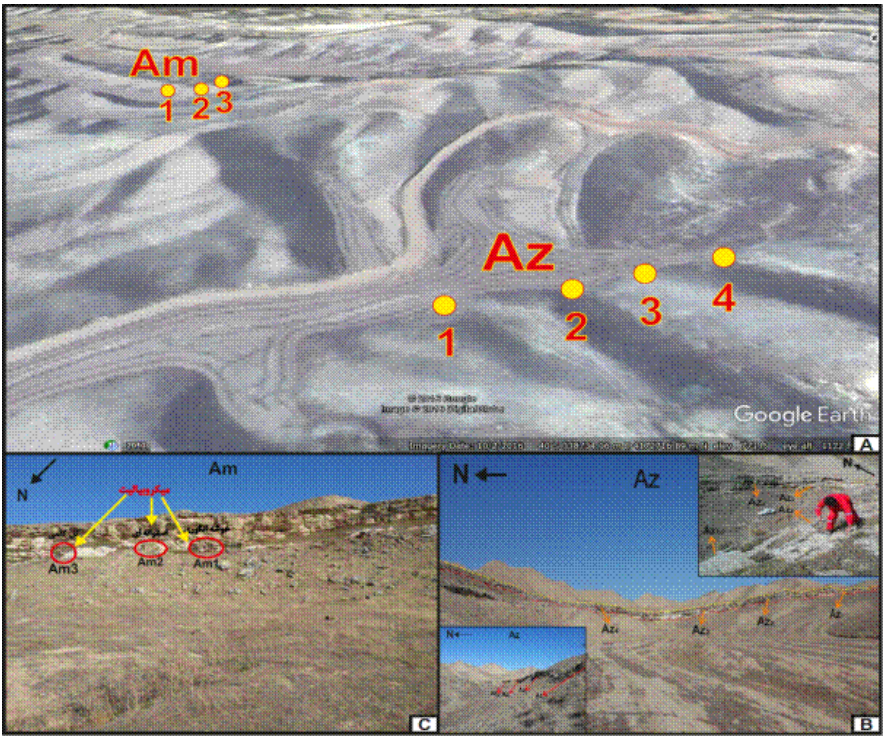
میکروبیالیت ها نهشته های رسوبی ارگانیکی هستند که حاصل فعالیت های میکروبی و به تله افتادن رسوبات و شکل گیری کانی های نهشته شده می باشند . مطالعه میکروبیالیت‌ها در دنیا و خصوصا در ایران سابقه طولانی و قابل توجهی ندارد . تاریخچه بررسی میکروبیالیت‌ها نه تنها فعالیت های میکروبی را مشخص می نماید بلکه تغییرات طولانی مدت شیمی آب، شیمی اتمسفر و مکانیسم رسوبگذاری و به تله افتادن دانه های مختلف داخل رسوبات را تشریح می نماید. از سوی دیگر بررسی میکروبیالیت ها در فضا و زمان تابع ویژگی های محیطی مانند شیمی آب می باشد (ریدینگ ، ۲۰۱۱). در شرایط شکل‌گیری کربنات های دریاچه ای سازند آقچاگیل و میکروبیالیت های آنها هیدرولوژی دیرینه ،چشمه ها و رودخانه های تغذیه کننده منطقه نیز بسیار اهمیت دارد. در ابتدا به صورت گسترده واژه استروماتولیت و تروبولیت برای توصیف ساختارهای گنبدی ، ستونی و مسطح بیولوژیکی در آب های کم عمق دریاها و دریاچه ها بکار گرفته می شد تا اینکه در سال ۱۹۸۷ میلادی واژه کلی تر میکروبیالیت یا ساختارهای میکروبی توسط (برن و مور ، ۱۹۸۷) به کار رفت که طیف گسترده تری از نهشته های میکروبی بنتیک ازجمله استروماتولیت‌ها و ترومبولیت ها را در بر می گرفت و استفاده از آن به سرعت مورد قبول قرار گرفت و جامعیت پیدا نمود. از نظر جنس اغلب میکروبیالیت ها کربناته (آراگونیتی ، کلسیتی و دولومیتی) هستند اما به صورت موردی موارد غیر کربناته (سیلیسی ، فسفاته، آهن دار و منگنزدار) نیز گزارش شده است. بررسی های انجام شده نشان می دهد میکروبیالیت های سازند آقچاگیل عمدتا کربناته (آراگونیتی) هستند. سازند آقچاگیل در مقطع مورد مطالعه با وجود انحلال و تخلخل بالا، ویژگی های یک سنگ مخزن را نشان می دهد و درصورتیکه سنگ منشاء مناسبی در بخش های تحتانی وجود داشته باشد می تواند به عنوان بخشی از این سیستم نفتی عمل نماید.

اطلاعات عمومی محدوده مطالعاتی

منطقه مورد بررسی با گسترهٔ تقریبی ۱۰۲۰ کیلومتر مربع ، میان طول های جغرافیایی ′ ۰۵ °۵۵ تا′۳۰ °۵۵ خاوری و عرض های′۳۰ °۳۷ تا′۴۵ °۳۷ شمالی در شمال تا شمال خاور شهرستان گنبد کاووس جای دارد (شکل۱- A). واحدهای سنگی سازند آقچاگیل

جدیدترین واحدهای سنگی منطقه هستند. لیتولوژی این سازند شامل گلسنگ، مارن، آهک زیست آواری، آهک، آهک ماسه ای و لوماشل است. واحدهای این سازند با شیب کمتر از ۱۰ درجه به گونه ای دگر شیب روی واحدهای گوناگون سازندهای کرتاسه، بویژه سازند سنگانه، جای گرفته است (افشار حرب ۱۳۷۳).

برش (Az) از دره آزادگان، در موقعیت طول جغرافیایی ۳۰/۳″ ۱۰′ ۵۵° و عرض جغرافیایی ۲۵″ ۴۱′ ۳۷° واقع شده است. ضخامت واقعی این برش ۳/۳متر است (شکل۱- B). مرز تحتانی ماسه سنگ گلاکونیتی آتامیر بطور دگرشیب با سازند آقچاگیل و مرز فوقانی نهشته‌های بادی لسی است. برش(Am) از دره آزادگان، در موقعیت طول جغرافیایی ۳″ ۱۰′ ۵۵° و عرض جغرافیایی ۱۵″ ۴۱′ ۳۷° واقع شده است. ضخامت واقعی این برش ۳/۳متر است (شکل۱- C). مرز تحتانی ماسه سنگ گلاکونیتی آیتامیر بطور دگرشیب با سازند آقچاگیل و مرز فوقانی نهشته های بادی لسی است.



شکل۱- A: تصویر سه بعدی از موقعیت دو دره (Am , Az) نسبت به هم در شمال شرق گنبد کاووس. B: تصویر محدوده Az از دره آزادگان و چهار برش مطالعاتی آن با نماهای مختلف(از بالا، روبرو و پهلو). C: تصویر محدوده Am از دره آزادگان و موقعیت سه برش مطالعاتی آن با سه نوع ساختار میکروبیالیتی متفاوت.

طبقه بندی انواع میکروبیالیت ها

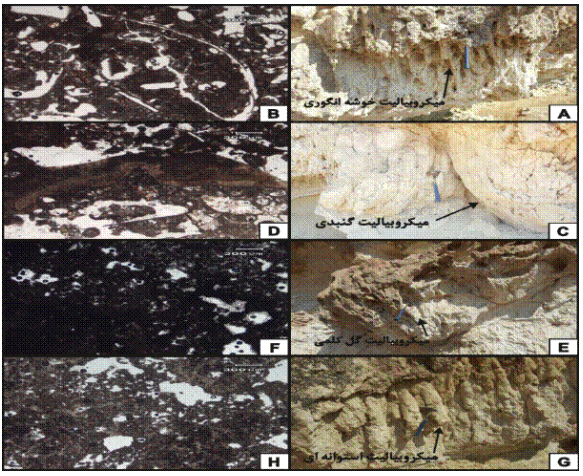
طبقه بندی میکروبیالیت ها بطور کلی در سه گروه اصلی (جدول۱)، از جنبه مورفولوژی ظاهری در صحرا ، ساختار درونی در نمونه دستی و بافت میکروسکوپی طبقه بندی می‌شوند (Swierenga , ۲۰۱۴).

جدول۱- تفسیر محیط رسوبی، شرح رخساره های سنگی و طبقه بندی عمومی انواع میکروبیالیت ها (ساخت،بافت و محیط ته نشست).

محیط ته نشست	بافت میکروسکوپی	سبک بافت داخلی	سبک ساختاری غالب	رخساره سنگی	محیط رسوبی
محیط جزر و مدی	باندستون پراکنده(توری)	لامینه ای، شکافی	ستونی(استوانه ای)، کروی(گنبدی شکل)، بیضوی	استروماتولیت	محیط دریاچه میکروبیالیتی کربناته بسته
محیط دلتایی (رودخانه ای قدیمی)	باندستون متراکم(لخته ای)	انشعابی(بوته ای، شاخه ای) و دندریتی(پنج انگشتی)	دلمه شده (الماسی، گل کلمی) و خوشه انگوری	ترمبولیت	
محیط دریایی کرانه پایین تر تا میانی	رودستون	ریفی	ریفی، خرده اسکلتی	اینتراکلاست رودستون	محیط دریاچه میکروبیالیتی کربناته حاشیه بحرانی (تحت تأثیر امواج ساحلی)، وابسته به دریاهای باز
محیط دریایی کرانه پایین تر	وکستون تا پکستون	ریفی	ریفی، خرده اسکلتی	پلوئید اینتراکلاست استراکد وکستون تا پکستون	
محیط دریایی کرانه بالاتر	رودستون تا پکستون	ریفی	ریفی، خرده اسکلتی	آئید پلوئید استراکد اینتراکلاست رودستون تا پکستون	
محیط دریایی کرانه بالاتر تا میانی	رودستون تا گرینستون	ریفی	ریفی، خرده اسکلتی	آئید اینتراکلاست رودستون تا گرینستون	
محیط دریاچه ای وابسته به ساحل دریایی کرانه بالاتر	گرینستون	ریفی	ریفی، خرده اسکلتی	آئید گرینستون	

انواع میکروبیالیت های شناسایی شده در منطقه مطالعاتی که به شرح زیر توصیف می‌شوند:

میکروبیالیت های خوشه انگوری به طور عادی در محیط هایی تجمع می یابند که نزدیک سطح آب بوده و از اتصال یافتن بین کلونی های مرجانی که به صورت بیوهرم توسعه می یابند، تشکیل شده است و ساختار زیستی شبکه ای (انشعابی) دارند (شکل ۲-A). معمولا روی صخره هایی که بستری برای میکروبها می سازند تشکیل می شوند. قسمت سطح آنها در مقیاس ماکرو سوراخ دار و در زیر میکروسکوپ بافت متراکم با غشای لخته ای دارند (شکل۲- B). میکروبیالیت های گنبدی شکل (تپه ای)، بیشتر در واحدهای ریفی متمرکز هستند (شکل۲- C) و بافت میکروسکوپی متراکم با غشای لخته ای دارند (شکل۲- D). میکروبیالیت های گل کلمی نیز بیشتر در واحد های ریفی و محیط های تبخیری دریایی بسته و نیمه بسته یافت می شوند و ساختار ظاهری مشابه کلسیت گل کلمی (ساختارهای کوچک با دوایر فرضی کره مانند) دارند (شکل۲-E) و بافت میکروسکوپی آنها متراکم با غشای لخته ای است (شکل۲- F). میکروبیالیت های استالاکتیتی کاذب(ستونی یا استوانه‌ای)، بیشترین نوع از میکروبیالیت ها می باشند که توسط جانوران متنوعی به صورت کلنی رشد یافته اند، بطوری که توسعه آنها در ثانیه اتفاق می افتد (شکل۲-G). به همین دلیل بافت میکروسکوپی پراکنده (توری مانند) دارند (شکل۲- H) که تخلخل میان بافتی در شرایط نئومورفیسم، ساختار داخلی آنها را شکل می دهد (Olivier and ELT , ۲۰۰۳)



شکل۲- تصویر انواع میکروبیالیت های منطقه مطالعاتی در شمال شرق گنبد کاووس، (سمت راست) مورفولوژی ظاهری چهار نوع از میکروبیالیت های دره آزادگان، A: میکروبیالیت خوشه انگوری، C: میکروبیالیت گنبدی، E: میکروبیالیت گل کلمی، G: میکروبیالیت استوانه ای و (سمت چپ) دو نوع بافت میکروسکوپی متراکم (B ,F ,D) و پراکنده (H).

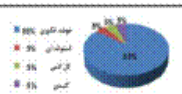
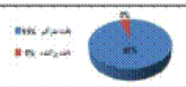
نتیجه گیری

میکروبیالیت‌های دو دره منتخب محدوده مطالعاتی، از نظر مورفولوژی ظاهری در بین هفت ایستگاه مورد مطالعه از دو درّه ی منتخب، درصد فراوانی میکروبیالیت های خوشه انگوری ۸۵ درصد ، گنبدی(تپه ای) ۵ درصد، گل کلمی ۵ درصد و استوانه ای (ستونی) ۵ درصد برآورد شد. دلایل عدم وجودمورفولوژی ظاهری شکافی، به دلیل عدم وجود محیط دریایی باز و عدم وجود ساختار ریفی است. از نظر ساختار درونی(سطح برش نمونه میکروبیالی)، فراوانی لامینه ای ۵ درصد، اسفنجی ۵ درصد، حفره ای ۴۰ درصد و بدون ساختار داخلی ۵۰ درصد برآورد شد. همچنین عدم وجود ساختار داخلی شکافی به دلیل عدم وجود ساختار(مورفولوژی) ظاهری شکافی بنا به دلیل ذکر شده در بالا است. دلایل عدم مشاهده ساختار درونی دندریتی و پنجه انگشتی نیز ممکن است عدم وجود محیط دریایی باز (ریفی) و هوازدگی برخی از ساختار های درونی باشد.

از نظر بافت میکروسکوپی نیز، فراوانی نوع متراکم ۹۵ درصد و نوع پراکنده ۵ درصد است.

مقایسه میکروبیالیت های محدوده مطالعاتی با نمودارهای دایره ای (کلوچه ای)، با توجه به (جدول ۲) توصیف می شود.

جدول۲- جدول توصیفی میکروبیالیت های دو دره مطالعاتی محدودهء درّه آزادگان.

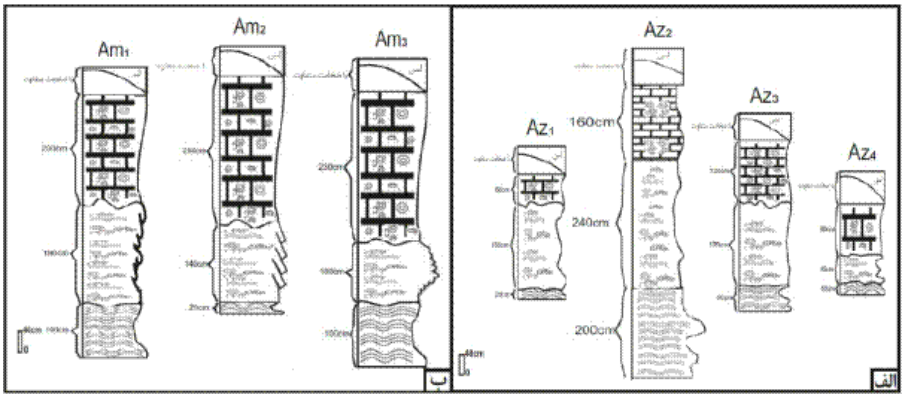
نمودارهای کلوچه ای مقایسه ای	مقایسه میکروبیالیت های دو دره منتخب(Az,Am)							
	مورفولوژی ظاهری	شکافی	گنبدی	گل کلمی	استوانه ای(ستونی)	خوشه انگوری (پونه ای)		
		_	Az_2	Am_3	Am_2	Az_1,Az_2,Az_3,Az_4,Am_1		
	ساختار درونی	شکافی	لامینه ای	انشعابی	دندریتی	حفره ای	اسفنجی	بدون ساختار داخلی
		_	Az_2	_	_	Az_1,Az_2,Az_3,Az_4,Am_1	Az_1,Az_2,Az_3,Az_4	Am_2 Am_3
	بافت میکروسکوپی	بافت متراکم (دارای غشای لخته ای)		بافت پراکنده (نوری مانند)				
		$Az_1,Az_2,Az_3,Az_4,Am_1,Am_3$		Am_2				

با وجود اینکه مطالعه جامعی بر روی میکروبیالیت ها و مورفولوژی و ساختار درونی آنها در ایران صورت نگرفته است، این تحقیق می تواند راهگشای مطالعات سایر نهشته های میکروبیالیتی با سن و مکانیزم های تشکیل متفاوت باشد.

بر اساس رخساره های شناسایی شده و پراکندگی آنها در طول توالی های مورد مطالعه،

عدم وجود نهشته های آواری ورودی به حوزه رسوبی، ساخت های رسوبی لامیناسیون و طبقه بندی مورب الگویی رسوبی پیشنهادی برای سازند آقچاگیل محیط دریاچه ای کربناته می باشد که در بین تقسیمات فرعی تر جزء کربناتهای حاشیه ای قابل طبقه بندی می باشد (شکل۳).

شکل۳- تصویری از مقایسه ستون های چینه شناسی و تغییرات ساختارهای رسوبی سازند آقچاگیل، الف: مقایسه چهار برش(Az)، ب: مقایسه سه برش (Am).



تقدیروتشکر

نویسندگان بر خود لازم می دانند مراتب امتنان و تشکر خود را از شرکت نفت خزر و دانشگاه پیام نور مرکز اصفهان در انجام این پژوهش اعلام نمایند.

منابع:

۱. افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین شناسی کپه داغ، طرح تدوین کتاب سازمان زمین شناسی کشور، جلد۱۱، ۲۷۵صفحه.

2. Burne, R. V., and Moore, L., 1987 , Microbialites; organose dimentary deposits of benthic microbial communities. Palaios, 2, 241-254.

3.Chagas, A. A. P., Webb, G. E., Burne, R. V., Southam, G., 2016 . Modern lacustrine microbialites: Towards a synthesis of aqueous and carbonate geochemistry and mineralogy, Journal Elsevier. Earth - Science Reviews 162, pp: 338-363.

4.Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks Analysis, Interpretation and Application. Second edition, 984.

5. Gierlowski, K.E.H., 2010, Lacustrine Carbonates, Elsevier B.V., 101 p.

6. Gierlowski, K. E. H., Finkelstein, D. B., Truchan Holland. J. J., and Kallini, K. D., 2013 , Carbonate lake deposits associated with distal siliciclastic perennial-river systems, Journal of Sedimentary Research, pp: 1114-1129.

7. Last, F. M., and Last, W. M., 2012 , Lacustrine carbonates of the northern Great Plains of Canada, Journal Elsevier sedimentary Geology 277-278, pp: 1-31.

8. Noffke, N., Gerdes, G., Klenke, T., Krumbein, W.E., 2001. Microbially induced sedimentary structures - a new category within the classification of primary sedimentary structures, Journal of. Sedimentary Research 71, pp: 649-656.

9. Olivier, N., Hantzpergue, P., Gaillard, C., Pittet, B., Leinfelder, R.R., Schmid, D.U.,Werner, W., 2003. Microbialite morphology, structure and growth: a model of the Upper Jurassic reefs of the Chay Peninsula (Western France), Journal Elsevier, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 193, pp: 383-404.

10. Riding, R., 2011 , Microbialites, stromatolites, and thrombolites. In J. Reitner and v. Thiel(eds), Encyclopedia of Geobiology. Encyclopedia of Earth Science Series, Springer, Heidelberg, pp. 635-654.

11. Swierenga, M., 2014. Depositional history and Lateral varability of microbial carbonates, three mile canyon and evacuation creek, eastern UINTA basin, UTAH, published by proQuest LLC, 94 p.

سیده معصومه منفرد بشاش کودهی sm۹۲monfared@gmail.com
دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی دانشگاه پیام نور، مرکز اصفهان

دکترآرش امینی a.amini@gu.ac.ir
استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه گلستان

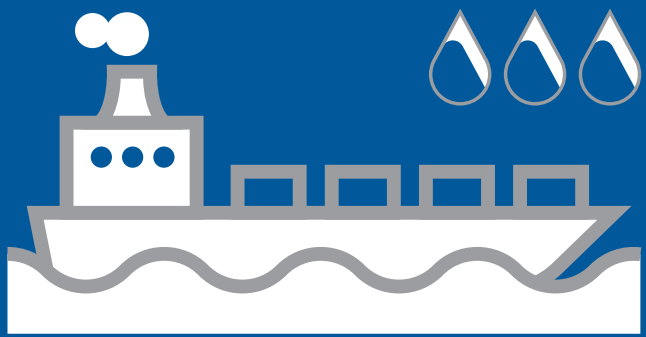
دکترمهناز السادات امیر شاه کرمی m-amirshahkarami@yahoo.com
دانشیار گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور، مرکز اصفهان

مهندس مریم ظفری geotech.persia@gmail.com
کارشناس ارشد شرکت نفت خزر، اداره زمین شناسی

شرکت ملی نفت ایران
شرکت نفت خزر

بررسی رسوب‌شناسی و خصوصیات پتروفیزیکی واحد سنگی چلکن در منطقه‌ی پهنه‌کلاه‌چاه- در شمال کشور

Kepco2019



چکیده

ناحیه‌ی مورد مطالعه بخشی از ناحیه‌ی جنوبی حوزه‌ی کاسپین جنوبی را دربر می‌گیرد و در استان مازندران قرار دارد. حوزه‌ی رسوبی کاسپین جنوبی در جنوب پشته آپشرون به‌صورت حوزه‌ای پشت‌کمانی۴ و گودال عمیق در حال کشش که پوسته‌ی اقیانوسی دارد و از غرب توسط کوه‌های قفقاز و تالش، از جنوب توسط کوه‌های البرز و از شرق توسط حوزه‌ی کپه‌داغ احاطه شده است. این حوزه در زمان پلیوسن به‌صورت حوزه‌ای فرونشین با رسوب‌گذاری نهشته‌های تخریبی کم‌عمق است که ضخامت زیاد رسوبات نشانه‌ی فرسایش شدید نواحی بیرون از آب و مرتفع است که تأمین‌کننده‌ی رسوبات پلیوسن بوده است. سنگ مخزن اصلی این ناحیه، رسوبات سری قهوه‌ای یا چلکن به سنّ پلیوسن میانی است. رسوبات چلکن رخنمون‌های متعددی در سلسله جبال البرز دارد. این واحد سنگی سنگ مخزن نفت و گاز مناسبی را در زیر زمین ایجاد کرده است. جهت مطالعه‌ی این واحد سنگی تعداد سه برش در جنوب ساری در یال شمالی البرز برداشت شده است. این برش‌ها شامل برش امامزاده پهنه‌کلا، برش معدن شن و ماسه و برش امامزاده علی است.

این واحد سنگی متشکل از کنگومرا، ماسه‌سنگ، مارن و لایه‌های ماسه‌ای است که در سه برش ذکر شده در منطقه‌ی پهنه‌کلا (جنوب ساری) نمونه‌برداری و مطالعه شد. در این برش‌ها واحد سنگی چلکن متشکل از رخساره‌های سنگی شامل رخساره‌های دانه‌درشت G، دانه‌متوسط S و دانه‌ریز F و رخساره‌های مخلوط تخریبی و کربناته نیز هست. از ساخت‌های مهم این واحد سنگی لامینه‌بندی مسطح، لامین‌هبندی مورب، بورینگ (حفراتی که توسط موجودات زنده ایجاد شده) هستند. واحد سنگی چلکن در غرب سواحل دریای خزر جنوبی شرایط مناسبی جهت ایجاد سنگ مخزن را داشته است. همچنین با توجه به کانی‌های رسی شناسایی شده در این سری مخزنی، پیشنهاد می‌شود گل حفاری از نوع گل آب‌پایه با انتخاب یون پتاسیم باشد تا مشکلی در زمینه‌ی حفاری ایجاد نشود.

واژگان کلیدی:

واحد سنگی چلکن، رسوب‌شناسی، کنگلومرا، گل حفاری

مقدمه

حوزه‌ی رسوبی کاسپین جنوبی (ناحیه‌ی مورد مطالعه بخشی از حوزه‌ی کاسپین جنوبی است) به‌دلیل در برداشتن میدان‌های گازی و نفتی در کشورهای ترکمنستان و آذربایجان از اهمیت زیادی برخوردار است. به‌همین دلیل این حوزه از دیرباز مورد توجه زمین‌شناسان قرار داشت. سنگ مخزن اصلی حوزه‌ی کاسپین جنوبی رسوبات چلکن یا سری قهوه‌ای۵ به سنّ پلیوسن میانی است که از کنگلومرا، ماسه‌سنگ و رس‌سنگ تشکیل شده و به‌وسیله‌ی رسوبات آگچاگیل به سنّ پلیوسن بالایی پوشیده شده است.

قسمت اعظم رسوبات تخریبی این واحد سنگی از کمربندهای کوه‌زایی اطراف نظیر کوه‌های قفقاز در غرب، البرز در بخش جنوبی دریاچه‌ی خزر و کپه‌داغ در شرق منشأ می‌گیرند. بیشترین رسوبات توسط آمودریا در شرق، رود ولگا در شمال و رود کورا در غرب تأمین می‌شده است. البته این رسوبات در سواحل ایران نیز دیده می‌شود که از فرسایش کوه‌های البرز تأمین می‌شده است. جهت مطالعه‌ی رسوب‌شناسی و پتروفیزیک این رسوبات تعداد سه برش سطحی با مقیاس ۱:۲۵۰ در جنوب ساری برداشت گردید.

این برش‌ها شامل امامزاده پهنه‌کلا، معدن شن و ماسه و امامزاده علی است. راه دسترسی به برش‌های مذکور از طریق جاده‌ی آسفالته‌ی ساری به کیاسر است. در محل برش‌های برداشت شده ارتفاع متوسط قاعده‌ی واحد سنگی از سطح دریا ۲۵۰ متر است. مرز زیرین این رسوبات به‌صورت دگرشیبی روی نهشته‌های کرتاسه و پالئوسن قرار می‌گیرد و مرز بالایی آن به‌صورت هم‌شیب توسط رسوبات آگچاگیل پوشیده می‌شود.

این منطقه با توجه به قرار گرفتن در کنار دریاچه خزر آب و هوای مرطوب و معتدل داشته و بارندگی نسبتاً زیادی دارد که در حاشیه‌ی جنوبی دریاچه‌ی خزر درجه حرارت ۹-۴ درجه‌ی سانتی‌گراد در فصل زمستان و ۲۹-۲۶ درجه‌ی سانتی‌گراد در تابستان است. با توجه به کوهستانی بودن منطقه و افزایش ارتفاع، به‌تدریج در فصول سرد زمستان بارش از نوع برف است. نفوذ بخار آب از دریاچه‌ی خزر بر آب و هوای منطقه تأثیر می‌گذارد و به‌علت جریان هوای مرطوب از این دریاچه، میانگین بارندگی سالانه بالغ بر ۸۰۰ میلیمتر است.

۱-اهداف تحقیق

الف) بررسی رسوب‌شناسی واحد سنگی چلکن در سه برش امامزاده پهنه‌کلا، معدن شن و ماسه و امامزاده علی
ب) شناسایی ساخت‌های رسوبی واحد سنگی چلکن
ج) شناسایی رخساره‌های سنگی و محیط رسوبی واحد سنگی چلکن
د) بررسی خصوصیات پتروفیزیکی چاه-A در منطقه‌ی مورد مطالعه

۲-زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه

ناحیه‌ی مورد مطالعه بخشی از یال شمالی البرز را دربر گرفته و در نقشه‌ی چهارگوش ساری قرار دارد. بخش شمالی این ناحیه که به‌صورت دشت است توسط رسوبات کواترنری (رودخانه‌ای، پادگانه‌های آبرفتی و مخروط افکنه) پوشیده شده است. ضخامت این نهشته‌ها از شرق به غرب افزایش می‌یابد. به‌طوری که از منتهی‌الیه شرق با ضخامت ۶۵۰ متر به حدود ۱۸۰۰ متر در منتهی‌الیه غرب خزر می‌رسد]۱[. بخش جنوبی ناحیه، کوهستانی است و یال شمالی کوه‌های البرز را تشکیل می‌دهد که رسوبات قدیمی‌تر (رسوبات کرتاسه تا دوران سوم) برونزد دارند. در اثر کوه‌زایی آلپی در انتهای میوسن رسوبات قدیمی‌تر چین خوردند و به‌دنبال آن رسوبات تخریبی پلیوسن با دگرشیبی روی نهشته‌های قدیمی‌تر (کرتاسه، پالئوسن و میوسن) نهشته شدند. در اواخر پلیوسن نیز رسوبات پلیوسن چین می‌خورند. ضخامت رسوبات پلیوسن به‌شدت تغییر می‌کند و به‌طور کلی رسوبات پلیوسن میانی (سری قهوه‌ای) از بخش‌های شرقی دشت گرگان به‌سمت غرب تا چاه A ضخامت آن افزایش می‌یابد و به بیش از ۲۰۰۰ متر می‌رسد. رسوبات کواترنری در چاه‌های منطقه نظیر چاه A حفاری شده که از قدیم به جدید شامل رسوبات آپشرون، باکو، خزرین و نووکاسپین است. این رسوبات از یک‌سری نسبتاً متجانس، مرکب از مارن خاکستری متمایل به آبی و لایه‌های ماسه‌ی دانه‌ریز متناوب و نامنظم تشکیل شده‌اند. این سری ضخیم توسط یک افق اآلیتی به‌ضخامت ۵-۳ متر به دو بخش نامساوی تقسیم می‌شود. از این لایه می‌توان به‌عنوان لایه‌ی راهنما در شناسایی رسوبات کواترنری خزر استفاده کرد]۱[.
رسوبات رودخانه‌ای در ناحیه‌ی مورد مطالعه وجود دارد. در بستر رودخانه‌های کوچک و

آبراهه‌ها نیز رسوبات رودخانه‌ای با ضخامت کم به‌چشم می‌خورند که غالباً از ماسه و گراول تشکیل شده و سیمانی نشده‌اند اما بعضی نهشته‌های قدیمی‌تر گاه سیمان ضعیفی دارند.

۳-رسوبات پلیوسن میانی (سری قهوه‌ای)

اولین بار در کشور، توالی چلکن در چاه‌های اکتشافی دشت گرگان شناخته شد و توسط مستوفی و پرن مطالعه شد]۲[. در این ناحیه، نهشته‌ها مشتمل بر ضخامت نسبتاً زیادی از رس، مارن، ماسه‌سنگ و کنگلومرای قهوه‌ای متمایل به قرمز بوده که غالباً حاوی سنگ‌واره‌های جانوری حمل‌شده‌ی مربوط به میوسن و کرتاسه و نیز بعضی استراکودهای آب شیرین است که در زیر رسوبات مربوط به پلیوسن بالایی قرار گرفته است. طبق مطالعات واحد سنگی چلکن معادل ناحیه‌ی پایینی استراکوددار است که با استراکودهای آب شیرین Ilyocypris و Stenocypris مطابقت می‌کند]۳[. در ایران این نهشته‌ها به‌نام سری‌های قاره‌ای معروف است که قسمت‌هایی از آن معادل طبقات تولیدی نفت در جمهوری آذربایجان است و به‌نظر می‌رسد که پایین‌ترین بخش این نهشته‌ها حاوی لایه‌هایی از نهشته‌های مربوط به اشکوب پونسن (میوسن بالایی) باشد که روی سارماسین قرار گرفته است. سنگ‌واره‌های این آشکوب به‌استثنای چند استراکود آب شیرین بسیار نادر و منحصر به نرم‌تنان آب شیرین مثل شکم‌پایان و بعضاً خرده‌های استخوان پستانداران است]۱[.
در اثر فرسایش شدید کمربندهای کوه‌زایی اطراف نظیر کپه‌داغ، البرز و قفقاز در زمان پلیوسن میانی و ورود رسوبات مذکور به داخل حوزه (کاسپین جنوبی)، رسوبات سری قهوه‌ای تشکیل شدند. این حوزه در زمان پلیوسن فرونشینی بالا بداشته و ضخامت قابل‌توجهی رسوبات تخریبی در آن نهشته شده است.

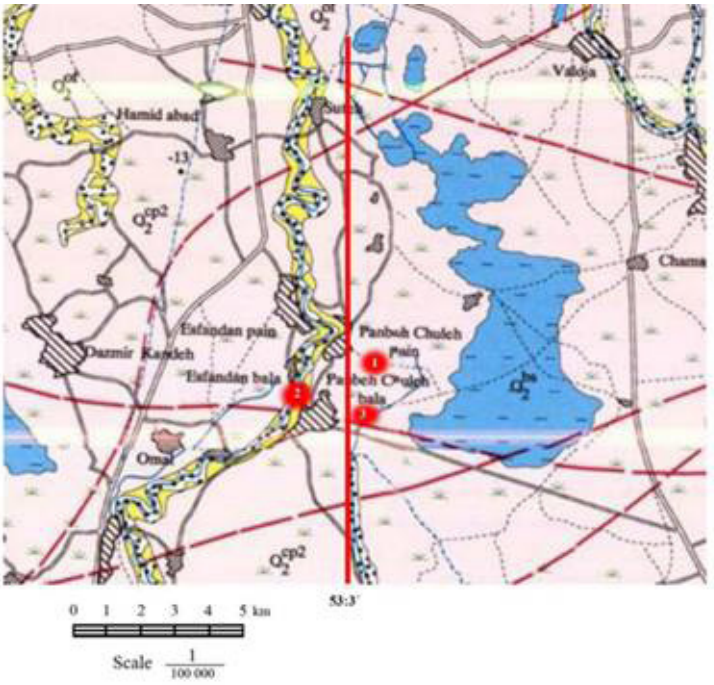
۴-روش‌های مطالعه

در این تحقیق مطالعات طی سه مرحله‌ی مطالعات صحرایی، آزمایشگاهی و دفتری انجام شده است.

۴-۱- مطالعات صحرایی

روش نمونه‌برداری: با توجه به اینکه ضخیم‌ترین سری کنگلومرای چلکن در این ناحیه

در امتداد رودخانه‌ی تجن به‌خوبی گسترش دارد اما به‌علت واقع شدن در منطقه با آب و هوای خاص، رطوبت زیاد و پوشش گیاهی انبوه، کار نمونه‌برداری و مطالعه در منطقه با مشکلاتی مواجه شد. جهت دستیابی به رخنمون‌هایی که در آنها واحد سنگی چلکن قابل‌بررسی و نمونه‌برداری بوده و در عین حال تردد نیز آسان‌تر باشد از منطقه‌ی پهنه‌کلا بازدید به‌عمل آمد و از مناطقی که امکان نمونه‌برداری داشت، نمونه‌ی سنگی تهیه شد. نمونه‌ها بر اساس محل نمونه‌برداری نام‌گذاری شدند برش‌های نمونه‌برداری به‌شرح زیر است (شکل-۱).



شکل۱- محل برش نمونه‌برداری شده در نقشه‌ی زمین‌شناسی ساری (مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰)، ۱- برش امامزاده پهنه‌کلا ۲- برش معدن شن و ماسه ۳- برش امامزاده علی

۴-۱-۱- برش امامزاده پهنه‌کلا

برش امامزاده پهنه‌کلا در استان مازندران، در منطقه کوهپایه‌ای معتدل و مرطوب و در ۱۱ کیلومتری جنوب شهرستان ساری قرار دارد. راه دسترسی به برش مورد نظر از جنوب ساری از طریق جاده آسفالته‌ی ساری به کیاسر است. ارتفاع میانگین قاعده‌ی آن از سطح دریا

۲۵۰ متر است. مختصات جغرافیایی این مقطع N:۲۷:َ۳۶ و E:۵۳: ۰۵َ است.
ضخامت نهشته‌های سری قهوه‌ای ۱۶۵ متر شامل لایه‌های رس، ماسه و کنگلومراست. مرز بالایی آن به‌صورت هم‌شیب با واحد آگچاگیل و مرز زیرین آن با رسوبات میوسن به‌صورت دگرشیب است. نمونه‌های برداشت شده این برش با علامت (Pk) مشخص شدند. از ساخت‌های رسوبی در این مقطع می‌توان لایه‌بندی مسطح را نام برد.

۴-۱-۲- برش معدن شن و ماسه

برش معدن شن و ماسه در ۲۰۰ متری قبل از جاده‌ی امره، ساری به کیاسر و با ضخامت ۲۳۴ متر است که به‌صورت دگرشیب روی رسوبات تورتونین زیرین قرار گرفته است. از نظر سنگ‌شناسی رسوبات سری قهوه‌ای شامل کنگلومرا (گراولی) و آهک ماسه‌دار است. برداشت و نمونه‌برداری این برش با جابجایی همراه بوده و از سه برش کوچک‌تر به مختصات زیر تشکیل شده است.

- ارتفاع ۳۰۵ متر با مختصات جغرافیایی: N:۲۷ :َ۳۶ وَ E:۵۳: ۰۳
- ارتفاع ۳۴۴ متر با مختصات جغرافیایی: N:۲۷ :َ۳۶ وَ E:۵۳: ۰۳
- ارتفاع ۳۰۸ متر با مختصات جغرافیایی: N:۲۷ :َ۳۶ وَ E:۵۳: ۰۳

از ساخت‌های رسوبی عمده در این برش می‌توان لایه‌بندی مورب و مسطح را نام برد. این رسوبات به‌طور کلی به‌صورت ریزشونده به‌سمت بالا هستند. (شکل‌های-۳و۲).

۴-۱-۳- برش امامزاده علی

مختصات جغرافیایی این مقطع N:۳۶ :َ۲۱ وَ E:۵۳: ۱۱ است. برش امامزاده علی در ۲۵ کیلومتری ساری، جاده‌ی کیاسر بعد از پل تاکان با ضخامت ۱۰۰ متر که به‌صورت هم‌شیب روی رسوبات اشکوب کنگین۶ قرار گرفته است.
رسوبات سری قهوه‌ای در این برش از لایه‌های کنگلومرایی تشکیل شده است. در این برش لایه‌بندی دانه تدریجی و حفرات ایجادشده توسط موجودات دیده می‌شود. توالی رسوبی سری قهوه‌ای به‌صورت ریزشونده به‌سمت بالاست (شکل‌های-۵و۴).

شکل ۲- کنگلومرا با خرده‌سنگ‌های ماسه‌سنگ کوارتزی

شکل ۳- میان‌لایه‌های گل (لنز گلی)، مقطع معدن شن و ماسه

شکل ۴- توالی درشت‌شونده به‌سمت بالا

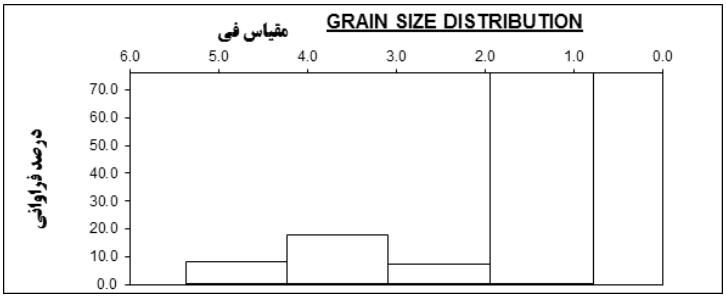
شکل ۵- حفراتی که توسط موجودات زنده حفر شده و لنز گلی، مقطع امامزاده علی

۴-۲- مطالعات آزمایشگاهی

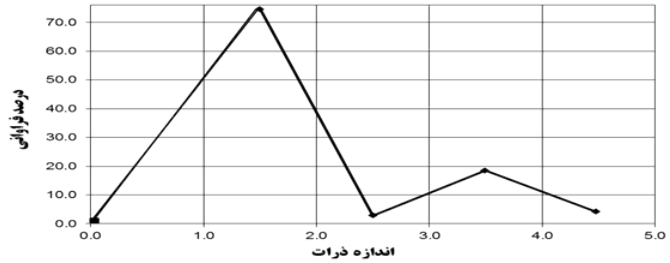
- بررسی درصد مواد تخریبی و مواد شیمیایی نمونه‌های رسوب در آزمایشگاه به‌روش انحلال مواد شیمیایی کلسیت و آهک در اسید کلریدریک
- بررسی ترکیب کانی‌شناسی خرده‌سنگ‌های گراول‌ها و کنگلومراها در نمونه‌ی دستی و در مقاطع میکروسکوپی و تهیه‌ی عکس از آنها
- بررسی لیتوفاسیس‌های موجود

۴-۳- مطالعات دفتری

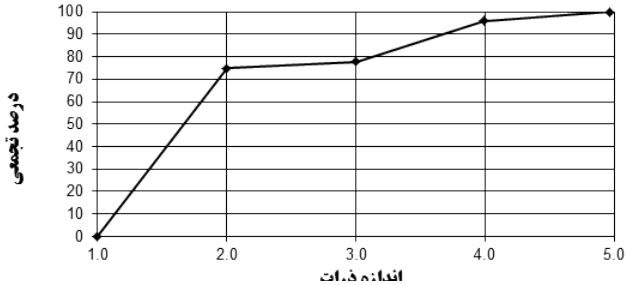
- استفاده از نرم‌افزار گرادی‌استات برای ترسیم منحنی‌های رسوبی و نام‌گذاری رسوبات تخریبی (شکل-۶)
- استفاده از نرم‌افزار ژئولاگ برای ترسیم لاگ‌های چاه‌پیمایی با استفاده از داده‌های لاگ نوترون، چگالی، گاما، سونیک و لاگ مقاومت از چاه-A شمال کشور



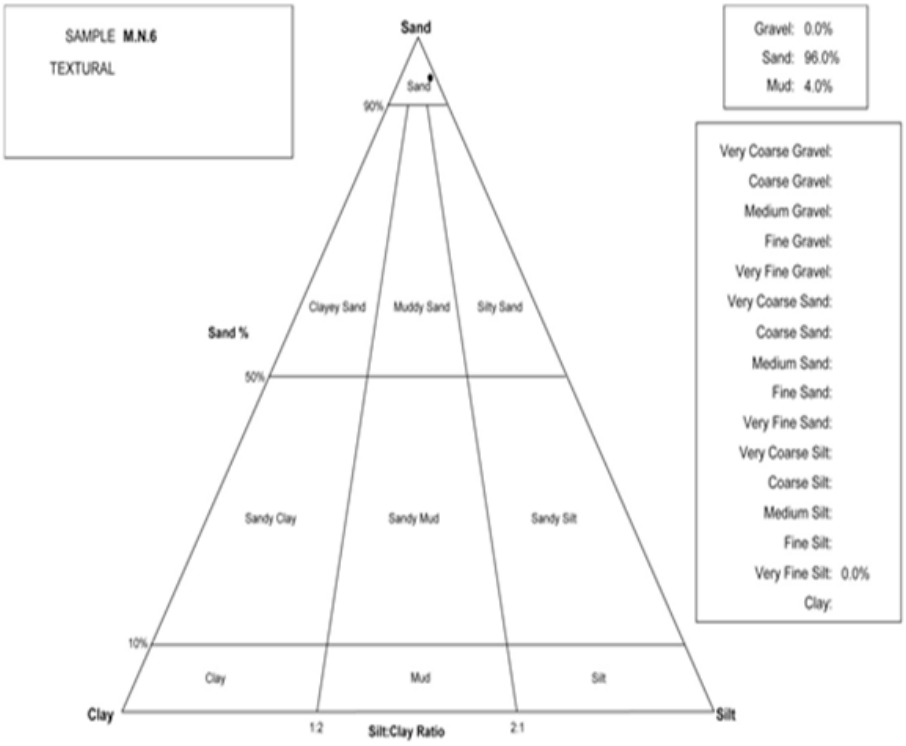
شکل ۶-۱- منحنی هیستوگرام



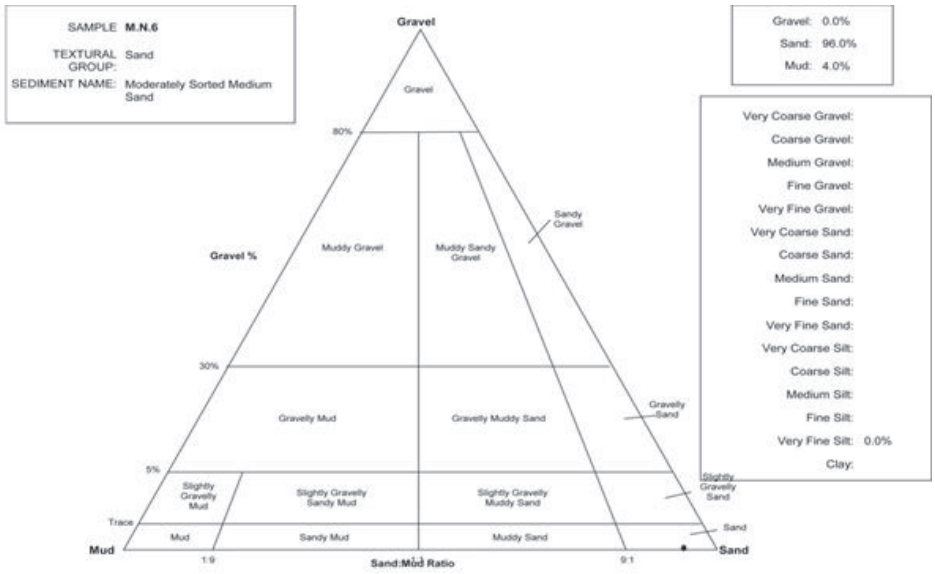
شکل ۶-۲- منحنی زنگی



شکل ۶-۳- منحنی تجمعی



شکل ۶-۴- نام رسوب-ماسه-آهک



شکل ۶-۵- نام رسوب ماسه-آهک

۵- بحث

۵-۱- سنگ‌شناسی

بر اساس مطالعات سنگ‌شناسی روی رسوبات سری قهوه‌ای در ناحیه‌ی مورد مطالعه، درصد متشکله‌ها به‌شرح زیر مشخص شد.

- حدود ۸۷٪ درصد کنگلومرا، ۱۰٪ آهک ماسه‌دار، ماسه‌ی کلسیتی، ماسه-آهک، سنگ‌آهک و ۲٪ رسوب گراولی است. از آنجا که بیشترین درصد مواد واحد سنگی چلکن مربوط به کنگلومراست، مطالعات اصلی در این تحقیق روی خرده‌سنگ‌های کنگلومرا انجام شده است (شکل‌های-۹و۸و۷).
- یکی از عوامل عمده در تعیین منشأ رسوبات خرده‌سنگ‌هاست. با توجه به اینکه کنگلومرا واحد سنگی چلکن غنی از خرده‌سنگ است جهت مطالعات منشأ رسوب، خرده‌سنگ‌ها ملاک قرار گرفته‌اند. خرده‌سنگ‌ها بیشتر از نوع چرت، کربناته و درصد بسیار کمی خرده‌سنگ‌های آتشفشانی است منشأ کنگلومرا واحد سنگی چلکن رسوبی است. از نظر منشاء رسوبات، واحد سنگی چلکن در مقطع پهنه‌کلا متشکل از ۱۰ تا ۲۰٪ ماسه‌سنگ لالون، ۷۰٪ آهک

واحد سنگی تیز کوه و مقدار ناچیزی آهک واحد سنگی لار به‌سنّ ژوراسیک است. عموماً ماسه‌سنگ لالون قدیمی‌ترین سنگ در واحد چلکن است.

دانه: ٪۷۰	بافت دانه: درشت‌دانه	ترکیب کانی‌شناسی دانه: خرده‌سنگ‌های قدیمی ماسه‌سنگ- کوارتزی	ساخت	رده‌ی سنگ:	بافت	لیتوفاسیس	محیط رسوبی	اسم سنگ	چرا؟
خمیره: ٪۳۰	بافت خمیره: ریز تا متوسط‌دانه	ترکیب کانی‌شناسی خمیره: کلسیت	توده‌ای	سنگ رسوبی تخریبی T	گراول- جورشدگی و گردشدگی خوب	GP	فن دلتایی لایه میانی دلتا	کنگلومرا	بافت‌های زیستی یا دیگر بافت‌های گروه A ندارد

شکل ۷- کنگلومرا با خرده‌سنگ‌های ماسه‌سنگ کوارتزی

درصد دانه: ۷۰%	بافت: دانه: فسیلی دوکفه ای(مولاسک)	ترکیب کانی شناسی دانه: لیمونیت- کلسیت	ساخت:	رده سنگ:	بافت:	لیتوفاسیس:	محیط رسوبی:	اسم سنگ:	چرا A؟
درصد خمیره: ۳۰%	بافت خمیره: ریز بلور	ترکیب کانی شناسی خمیره: کلسیت	توده ای	سنگ رسوبی شیمیایی انتقالی A	جورشدگی متوسط- گرد نشده	Gm	فن دلتایی لایه های بالایی دلتا	رسوب گراولی (آهک فسیل دار)	بدلیل وجود بافتهای A

شکل ۸- خرده‌سنگ‌آهک فسیل‌دار در رسوب گراولی

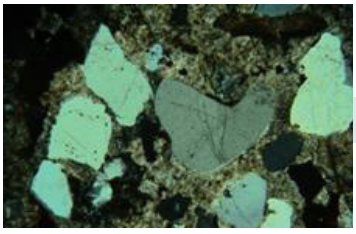
درصد دانه: 70%	بافت دانه:متوسط دانه	ترکیب کانی شناسی دانه:لیتیک بازالتی - کوارتز	ساخت:	رده سنگ:	بافت:	دیتوفاسیس:	محیط رسوبی:	اسم سنگ:	چرا؟
درصد خمیره: 30%	بافت خمیره:ریز دانه	ترکیب کانی شناسی خمیره:کلسیت	توده ای	سنگ رسوبی تخریبی T	جورشدگی ضعیف- گرده نشده	Gm	فن دلتایی لایه بالایی دلتا	آهک ماسه دار	زیرا بافتهای زیستی یا دیگر بافتهای گروه A را ندارد

شکل ۹- آهک ماسه‌دار

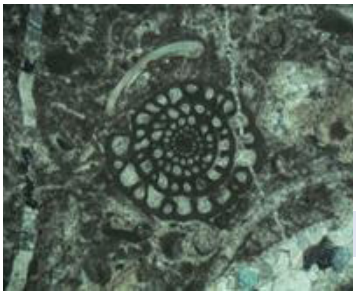
۵-۲- پتروفاسیس

مطالعه‌ی میکروسکوپی مقاطع نازک تهیه شده از نمونه‌های سنگی رسوبات سری قهوه‌ای انجام شد، پتروفاسیس‌های مختلف شناسایی گردید و بر اساس طبقه‌بندی میال برای تخریبی‌ها و برای نام‌گذاری کربنات‌ها از روش دانهام استفاده شده است]۴[.

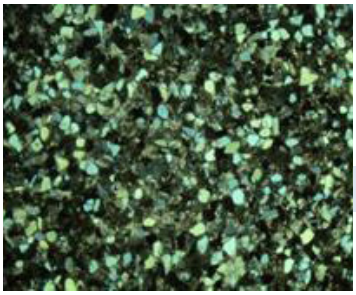
A



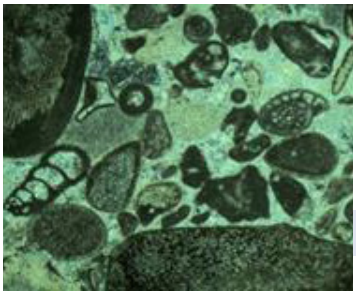
B



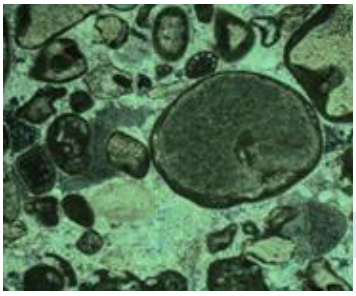
C



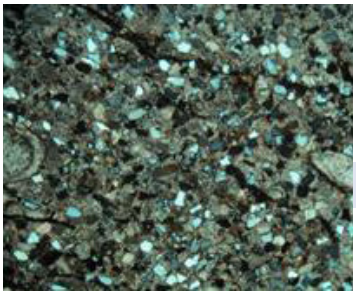
D



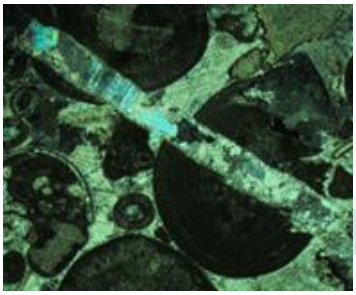
E



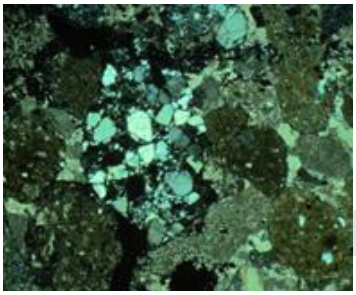
F



G



H



I

مشخصات مقاطع:

A- دانه‌های کوارتز و خرده‌سنگ‌های کنگلومرا با خمیره‌ی ماسه‌ی کلسیتی
B- انکوئید جلبکی، پکستون االیتی
C- گل و کوارتز که نشان می‌دهد جریان کم و زیاد می‌شود، کوارتز وکی
D- خرده‌های صدف که با سیمان پر شده است (خارپوستان، اوربیتولینا، گلوبوروتالیا)، وکستون بیوکلستی

E- فوزولینا، رگچه‌های انحلالی که توسط سیمان تدفینی پر شده است پکستون بیوکلستی
F- انکوئید، میلیولیده، دوکفه‌ای، فوزولینا، پکستون بیوکلستی
G- شکستگی که زمینه و فسیل از هم جدا می‌کند، انکوئید، میلیولیده، استراکود
H- خرده‌سنگ، درزه‌های انحلالی و درصد خیلی کم خرده‌های فسیلی، ماسه‌سنگ گلوکونیتی
I- خرده‌سنگ‌های میکریتی‌شده و بافت اسفرولیتی و سیمانی، آهک ماسه‌دار

بر اساس مطالعات پتروفاسیس مشخص شد که:

- رخساره‌های سنگی چلکن شامل رخساره‌های کنگلومرایی، ماسه‌ای و گلی است.
- رخساره‌های کنگلومرایی Gm و GP، رخساره‌ی ماسه‌ای Sl و رخساره‌ی گلی Fl موجود است. وجود این رخساره‌ها در توالی ریزشونده به‌سمت بالا نشان‌دهنده‌ی کاهش انرژی به‌سمت بالاست.
- ماسه‌سنگ‌ها عمدتاُ نابالغ تا بلوغ متوسط دارند.
- سیمان ماسه‌سنگ‌ها از نوع کلسیتی، رسی و اکسیدآهن است.

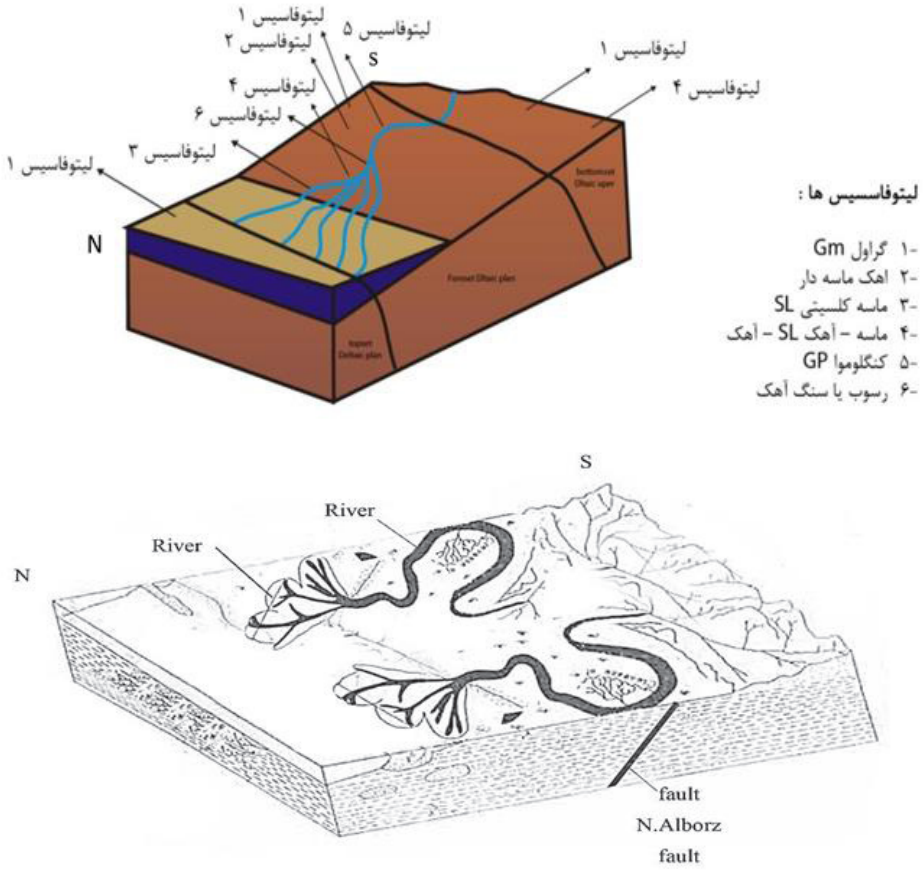
۵-۳- ساخت‌های رسوبی

واحد سنگی چلکن به‌علت داشتن رخساره‌های تخریبی، ساخت‌های رسوبی متنوعی به‌شرح زیر را در خود جای داده است.

- لایه‌بندی و لامینه‌بندی مسطح و مورب از جمله ساخت‌های رسوبی اولیه است که در واحد سنگی چلکن به‌وفور دیده می‌شود. این ساخت در قسمت بالایی توالی‌های ریزشونده به‌سمت بالا مشاهده می‌گردد.
- در سازند چلکن انواع لایه‌بندی مورب از جمله لایه‌بندی مورب مسطح دیده می‌شود. انواع لایه‌بندی مورب با فرمیک جهت هدر توالی‌های ریزشونده به‌سمت بالا در واحد سنگی چلکن نشان‌دهنده‌ی وجود جریانهایی که جهت محیط دلتاست.
- ساخت بورینگ (حفراتی که توسط موجودات زنده‌ی حفر شده) نیز نشان‌دهنده‌ی محیط دلتاست.
- ساخت فلسی۷ با جهت‌یافتگی از سمت جنوب به شمال نیز وجود دارد.

۵-۴- محیط رسوبی

دلیل وجود ساخت فلسی با جهت جنوب به شمال، توالی رسوبات ریزشونده به‌سمت بالا در برش امامزاده علی و توالی درشت شونده به‌سمت بالا در برش معدن شن و ماسه، واحد سنگی چلکن در یک محیط فن دلتا تەنشین شده است (شکل-۱۰).



شکل ۱۰- مدل و محیط رسوبی نهشته‌های تخریبی سازند چلکن

۵-۵- پتروفیزیک

۵-۵-۱- ویژگی‌های مخزنی سازندها

در غیاب تحلیل آزمایشگاهی داده‌های مغزه در این چاه و همچنین نمودار چاه‌پیمایی مقاومت ویژه، تفسیر Geolog جهت تعیین حجم و تخلخل شیل انجام شد. بازه‌ی تخلخل مؤثر واحد سنگی که از نمودار متقاطع NPHI-DT به‌دست آمد ۱۲-۰ درصد و تخلخل کل که از نمودار متقاطع NPHI-RHOB به‌دست آمد ۲۵-۴ درصد است (شکل-۱۱).

۵-۵-۲- مدل تفسیری

مدل‌های تفسیری زیر برای این چاه به‌کار رفته‌اند:

]مدل[اصلی

حجمها: رسسنگ

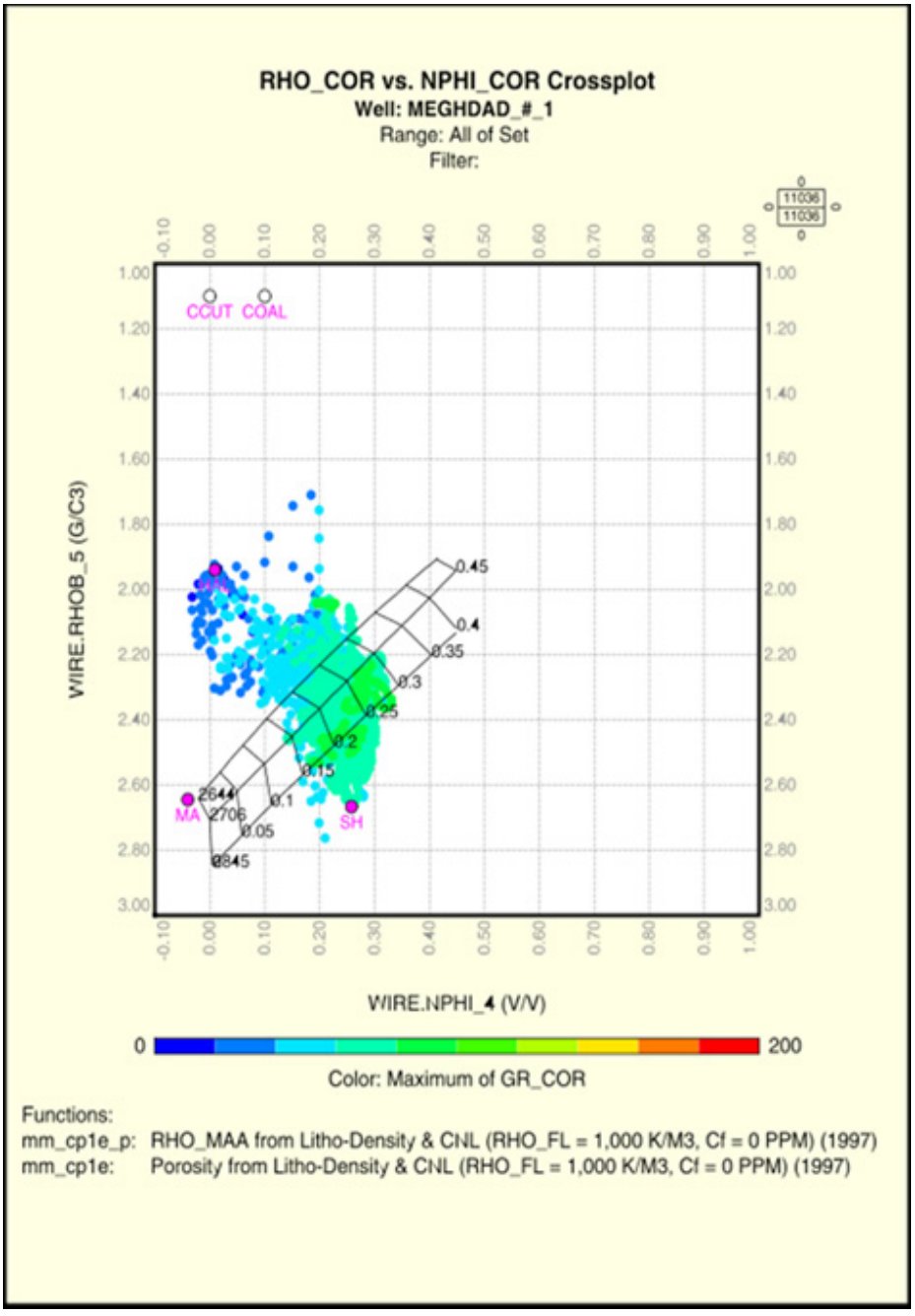
ابزارها: RHOB، NPHI، DT، GR

مدلنمک

حجمها: رسسنگ،نمک

ابزارها: RHOB، NPHI، DT، GR،RT

تمام مدلها باسایرکالیپرهای نمودارچاهپیمائییرایشرایطبددرچاهترکیبشدهاست. مدلنمکوقتییهکارمیرودکهRHOBکمتراز ۰۴/۲باشد.درسازندشیلیمدلشیلاستفادهشدهاست.



شکل۱۱-کراسپلاتN-D چاه A

نتیجه گیری

۱- ترکیب خرده سنگهای واحد سنگی چلکن متنوع شامل (کنگلومرا، ماسه سنگ، مارن و لایه های ماسه ایی) است که در سه برش توالی های رسوب شامل کنگلومرا ،ماسه آهک وآهک می باشد.
۲- طبقه بندی مورب با فرم یک جهته در توالیهای ریزشونده به سمت بالا در واحد سنگی چلکن نشاندهنده وجود جریان یکطرفه محیط دلتا میباشد.که وجود کنگلومرا در واحد سنگی چلکن نشاندهنده محیط فن دلتایی می باشد به دلیل اینکه کنگلومراها عمدتاُ کانالی و رودخانه ایی هستند.و در نتیجه رسوبات چلکن در محیط رودخانه ایی –دلتایی و Lacustrine نهشته شده اند.
۳- جنس خرده سنگها در مقاطع نازک سه برش مورد مطالعه شامل آهک فسیلی، پکستون فسیلی ماسه دار، گرینستون بیوکلستی، وکستون بیوکلستی، ماسه سنگ آهکی، وکستون رادیولردار، پکستون االیتی وگرینستون پلوئیدی است.
۴- واحد سنگی چلکن در برش های سطح الارضی تحت تاثیر پدیده های دیاژنزی از قبیل آشفتگی زیستی، نئومورفیسم، سیمانی شدن، سیلیسی شدن، آهن دار شدن، سیدریتی شدن و انحلال قرار گرفته است. تراکم و فشردگی از فرآیندهای مهم دیاژنزی هستند که باعث کاهش تخلخل و در نتیجه کاهش کیفیت مخزن شده اند.
۵-در چاههای حفاری شده در ناحیه دریاچه خزر، نهشته های واحد سنگی چلکن مشتمل بر ضخامت نسبتاً زیادی از رس، مارن، ماسه سنگ و کنگلومرای قهوه ای متمایل به قرمز است که غالباً دارای سنگواره های جانوری دوباره نهشته شده مربوط به میوسن و کرتاسه میباشد. سطح بالایی واحد سنگی چلکن به صورت ناپیوستگی مشخص است و این واحد سنگی در زیر رسوبات مربوط به پلیوسن بالایی (آگچاگیل) قرار گرفته است. این رسوبات در شمال البرز برونزد دارند و با قاعده فرسایشی روی رسوبات قدیمی تر (کرتاسه تا پالئوسن) نهشته شده اند .این رسوبات در یک محیط با فرونشینی بالا و نرخ رسوبگذاری زیاد نهشته شده اند.به دلیل گردشدگی کم،بلوغ ضعیف و جورشدگی ضعیف و وجود رس فراوان این رسوبات در نزدیکی منشاء نهشته شده اند.
۶-دلتاها در بخشهای زیرین سری قهو ه ایی (Brown beds) در پلیوسن میانی حداکثر گسترش را یافتند. که تشکیل دلتاها نشانه وجود رودخانه ها و حداکثر پیشروی رسوب به طرف حوزه می باشد.
۷-با توجه به بررسیهای انجام شده، چاه A خشک بوده و تنها دارای مقدار کمی گاز متان (گاز مردابی) است. در اعماق ۱۴۳۰ متر، ۴۲۹۳ متر و ۵۷۰۳ متر اثر گاز متان در گل حفاری مشاهده شده است.

پانویس‌ها

۱. sfeize @ut.ac.ir
۲. Abbas.darskhan@gmail.com
۳. geotech.persia@gmail.com
۴. Backarc
۵. Brown beds
۶. Konkaian
۷. Imbrication

منابع

[۱] موسوی روح‌بخش، س،م، ۱۳۸۷، چینه‌شناسی و زمین‌شناسی نفت دریای خزر، انتشارات هاتف، ۲۴۶ صفحه

]۲[مستوفی و پرن، ۱۹۵۸، مطالعه توالی چلکن در چاه‌های اکتشافی دشت گرگان (اشاره شده در موسوی روح‌بخش ۱۳۸۷)

]۳[فریدی، ۱۹۶۴، مطالعه‌ی توالی چلکن در چاه‌های اکتشافی دشت گرگانۀ (اشاره شده در موسوی روح‌بخش ۱۳۸۷)

[4] Miall.A,2000, Principals of sedimentary basin analysis, Springer-Verlag, New York, 668 p.

[5] Vogenev, 1938, Study of Cheleken Formation in Caspian Sea Margin (In Mosavi Rohbakhsh, 2008).

معصومه درسی‌خوان
نویسنده‌ی عهده‌دار مکاتبات (masoumh.darskhan@yahoo.com) دانشگاه آزاد واحد دماوند

سادات فیض‌نیا
دانشگاه تهران

مریم ظفری
شرکت نفت خزر

Examination on sedimentology and Chelekan Formation petrophysics specification in Pahnekola area and "A" well in the north of the country :Nema composeres article

Accountable article :Masoumeh Darsikhan- Azad university of Damavand .
Email:masoumh.darskhan@yahoo.com Tel:09124258783
Supervisor:Dr..Sadat.Feyznia -University of Tehran-sfeize@ut.ac.ir-09126606591
Advisor:MS.Maryam Zafary -Company naft khazar -Avenuse khald eslamboly -street 11-plate 19- geotech.persia@gmail.com-09122162488
Advisor:Dr.Abass darskhan_ University of Tehran-09126088296-Abbas. darskhan@gmail.com

Abstract

Chelekan Formation, which belongs to Miocene, has multiple exposures in Alborz Mountain. This formation which has created suitable oil and gas reservoir rocks is one of the main reservoirs in the southern basin of the Caspian Sea. Chelekan Formation has a thickness of 450 m in type section. This Formation consists of conglomerate, sandstone, marl and sand layers. In this study Cheleken Formation was sampled in three following sections in Pahneh Kula Region, south of Sari: Pahne Kula, Emamzadeh Ali and Sand and Gravel Mine. Chelekan Formation consists of following lithofacies: Gravel(G), sand(S) and fine grained lithofacies(F). The most important sadimentary structures of the Formation include layering, cross bedding, upward coursening , imbrication and boring (cavities which have been made by living organisms). The sedimentary environment of the formation has

been a fan-delta.

The sediments of Chelekan Formation show that the west of Caspian Sea Coast has had favorable conditions for the formation of reservoir rock with higher porosity and permeability.

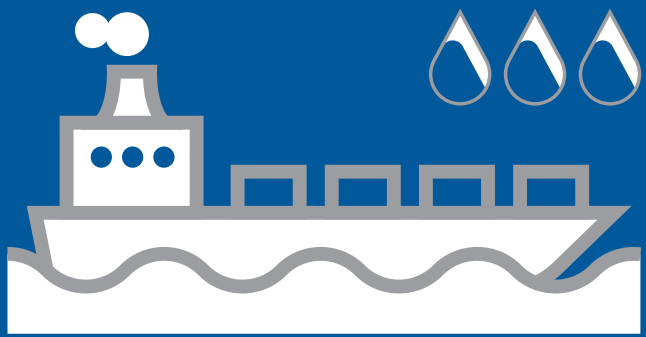
Key word:

Rock unit a chelekan, Sedimentology,Conglomera, Drilling mud.

شرکت ملی نفت ایران
شرکت نفت خزر

بررسی خصوصیات مقاومتی سنگ آهک سازند آقچاگیل در استان گلستان

Kepco2019



چکیده:

سنگ آهک‌ها با توجه به خصوصیات فیزیکی و مکانیکی طیف وسیعی از سنگ ها را در بر میگیرند. این نوع از سنگ‌ها از نظر خصوصیات فیزیکی، مکانیکی و دینامیکی تفاوت زیادی با یکدیگر دارند به طوریکه سنگ آهک‌های با تخلخل بالا و سرعت موج پایین دارای مقاومت کم و برعکس سنگ آهک‌هایی با تخلخل کم و سرعت موج بالا دارای خواص مقاومتی بالایی هستند. در این پژوهش خصوصیات فیزیکی، مکانیکی و دینامیکی سنگ آهک سازند آقچاگیل در حالت خشک و اشباع مورد بررسی و ارزیابی قرار گرفته است. با توجه به نتایج آزمون تک محوری، مقاومت برزیلی، سرعت موج و بار نقطه ای سنگ مذبور در رده سنگ‌هایی با مقاومت پایین، ضعیف و خیلی ضعیف جای گرفته است. مقاومت سنگ در حالت اشباع نسبت به حالت خشک در آزمون‌های استاتیکی مطابق آنچه که انتظار می‌رفت کاهش یافته است. اما در حالت دینامیکی برخلاف آنچه که انتظار بود مدول یانگ دینامیکی در حالت اشباع کمی بیشتر از حالت خشک بدست آمده که با توجه به افزایش چگالی و سرعت موج در حالت اشباع این تفاوت قابل توجیح می باشد.

کلید واژه ها:

سازند آقچاگیل، طبقه‌بندی سنگ، مقاومت تراکمی تک محوری، بار نقطه ای، مقاومت برزیلی، مدول یانگ دینامیک

Study of Resistance Properties of Aghchaghil Limestone in Golestan Province

Hodayseh khakzad suchelmaei, Master student of Ferdowsi University of Mashhad
Naser Hafezi moghaddas, Professor of Ferdowsi University of Mashhad
Mohammad Ghaoori, Professor of Ferdowsi University of Mashhad
Maryam Zafari, Industrial Consulting at National Iranian Oil Company (Khazar Oil Company)

Abstract:

Limestones, due to the physical and mechanical properties of a wide range of stones, can not be explicitly recognized as any absolute feature of these rocks. These types of rocks vary greatly in terms of physical, mechanical and dynamic properties, so that limestone with high porosity, low Wave velocity and low resistance, and vice versa, with low-porosity limestones, have high Wave Velocity and resistance properties. In this study, the physical, mechanical and dynamical characteristics of Achchagil limestone in dry and saturated conditions have been evaluated. According to the results of single-axis test, the Brazilian resistance, wave velocity and point load of the rock are in the category of rocks with low resistance, weak and very weak. The resistance of the rock in saturation to dry conditions was reduced in static tests as expected. But in dynamic mode, contrary to what was expected, the dynamic Young Modulus in saturation which was found to be slightly higher than that in dry, due to the increase of the density and the velocity of the wave in the saturation state, this difference is more feasible.

Keywords: Aghchagill formation, rock classification, Unconfined Compressive Strength, point load, Brazilian strength, dynamics Young modulus

مقدمه:

تعیین خواص مهندسی از جمله خواص مقاومتی سنگ در اکثر پروژه‌های ژئوتکنیک، عمرانی و ژئومکانیک که در ارتباط با سنگ به عنوان مصالح ساختمانی، پی، ساختگاه سد و یا سازندهای نفتی هست از مهم‌ترین ضروریات پروژه می‌باشد از این رو تهیه بانک اطلاعاتی از خصوصیات فیزیکی، دینامیکی و مقاومتی از اهمیت بسزایی برخوردار است.با توجه به اینکه عمده سازندهای زون نفتی سازندهای آهکی است، تعیین خواص مهندسی این سنگ‌ها از جمله نیازهای اصلی مهندسین نفت و ژئومکانیک می‌باشد. سازند آقچاگیل از جمله سازندهای حوزه خزر جنوبی می‌باشد که در حفاری چاه‌های نفتی حوزه خزر با این سازند مواجه میشوند بنابراین تعیین خصوصیات مقاومتی این سازند برای عملکرد بهتر مهندسین در پایداری چاه لازم و ضروری می باشد. بررسی‌هایی در ایران و جهان برای تعیین خصوصیات مهندسی سنگ‌ها انجام شد که میتوان به بررسی(قبادی و همکاران.، ۱۳۹۳)که برروی سنگ آهک‌های سازند ایلام_سروک اشاره کرد. همچنین میتوان به بـررسی(D Andrea et al.,۱۹۶۴) به بررسی رابطه بین مقاومت تک محوری و شاخص بار نقطه‌ای،Bell.,۱۹۹۸)) نیز به بررسی خصوصیات فیزیکی سنگ‌های کربناته، (Tamrakar et al.,۲۰۰۷) ارتباط بین ویژگی مکانیکی و پتروگرافی و همچنین (Yasar and Erdogan.,۲۰۰۸) به بررسی ارتباط سرعت صوت با دانسیته و مقاومت تراکمی تک محوری و مدول یانگ پرداخته‌اند.

روش تحقیق:

رخنمون سازند آقچاگیل با سن پلیوسن بالایی در استانهای مازندران، آذربایجان و گلستان شناسایی شده است که بیرون زدگی سازند مذبور درروستای آق بند ۲۲ کیلومتری شمال شرق گنبد کاووس (استان گلستان) به سمت داشلی برون نسبت به سایر رخنمون در استان مازندران و آذربایجان به مقطع تیپیک نزدیک‌تر است. در این پژوهش عضو آهکی این سازند مورد تست و ارزیابی قرار گرفته است همچنین ضمن انجام مشاهدات صحرایی از رخنمون سازند، بلوک‌های سنگی به منظور انجام آزمون‌های مورد نیاز به آزمایشگاه منتقل شده است. آزمون‌های آزمایشگاهی به سه دسته آزمایش فیزیکی، مکانیکی و دینامیکی گروه‌بندی شده و در دو حالت خشک و اشباع مورد ارزیابی قرار گرفته است.

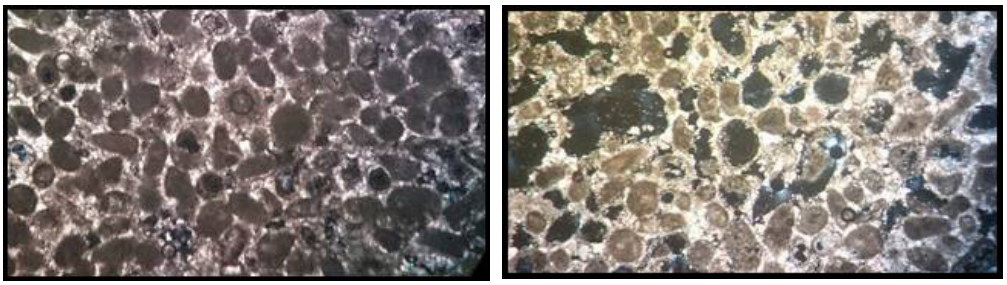
شکل ۱-رخنمون سنگ اهک اقچاگیل

شکل ۲- لایه بندی عضو آهکی سازند آقچاگیل

آزمایشات فیزیکی برای تعیین مقادیر چگالی، تخلخل و جذب آب با استفاده از روش ارشمیدس براساس استاندارد(۱۹۸۱.ISRM) انجام شده است.
آزمایشات مکانیکی شامل(بارنقطه‌ای، مقاومت کششی و تراکم تک محوری)
مقاومت بارنقطه‌ای بر اساس استاندارد (ASTM:۵۷۳۱-۰۸) و مقاومت برزیلی برای تعیین مقاومت کششی بر اساس استاندارد(ASTM D: ۳۹۶۷) و مقاومت تک محوری سنگ بر اساس استاندارد (ASTM:D۲۹۳۸) تعیین شده است.
آزمایشات دینامیکی شامل سرعت موج برشی و فشارشی براساس استاندارد(ASTM:D۲۸۴۵) تعیین شده است. با توجه به استانداردهای ذکر شده آزمون‌های فیزیکی، مکانیکی و دینامیکی روی نمونه‌های استاندارد انجام شد که در ادامه درباره هریک بحث خواهد شد.

بررسی پتروفیزیکی

در ابتدا مقاطع میکروسکوپی از نمونه‌ها تهیه شده و مورد بررسی قرار گرفته است. سنگ مذبور بر اساس نامگذاری فولک «اُاُواسپار» یا آهک اُاُوئیدی با سیمان اسپاریتی که بدلیل میکریتی شدن تشخیص هسته اُاُوئید ممکن نیست(۱۹۷۴,.Folk).



شکل ۳- مقطع میکروسکوپی سنگ آهک اُاُوئیدی سازند آقچاگیل

آزمون تعیین خصوصیات فیزیکی

آزمون تعیین خصوصیات فیزیکی بر اساس استاندارد (۱۹۸۱.ISRM) انجام پذیرفت، مقادیر (تخلخل، چگالی خشک و اشباع و در صد جذب آب تعیین) به صورت مقادیر ماکسیمم، مینیمم و میانگین در جدول (۱) گزارش داده می شود.
بر اساس نتایج آزمون‌های تعیین خصوصیات فیزیکی سنگ آهک‌های سازند آقچاگیل بر اساس رده‌بندی (۱۹۷۹,.Anon) در رده سنگ‌های با تخلخل بالا جای گرفته است.

آزمون مقاومت برزیلی

آزمون مقاومت کششی بر اساس استاندارد (ASTMD: ۳۹۶۷) بروی نمونه مغزه‌هایی با قطر ۵۴ میلیمتر و نسبت ضخامت به قطر ۰/۵ تا ۰/۷۵ به تعداد ۱۶ نمونه در حالت خشک و۲۴ نمونه در حالت اشباع انجام شده است. آزمون با ایجاد ترک کششی قائم در مرکز نمونه خاتمه یافته است از این رو از اعتبار لازم برخوردار می‌باشد. نتایج این بررسی به صورت ماکزیمم و مینیمم و میانگین در جدول (۱) گزارش داده می‌شود.
با توجه به نتایج بدست آمده مقایسه بین دو حالت خشک اشباع با نمودار میله ای انجام شده که در شکل(۴) نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می‌کنید مقاومت سنگ در حالت اشباع کمتر از حالت خشک می باشد. مقاومت برزیلی سنگ در حالت خشک به طور میانگین۱/۶ برابر حالت اشباع است.

آزمون تعیین مقاومت بار نقطه ای

این آزمایش بر اساس استاندارد (ASTMD:۵۷۳۱-۰۸)بر روی نمونه هایی با قطر ۵۴ میلیمتر و نسبت ضخامت به قطر بین ۰/۳ تا ۱ به صورت محوری بر روی ۱۹ نمونه در حالت خشک و ۳۶ نمونه در حالت اشباع انجام شده است. شاخص بار نقطه‌ای برای قطر ۵۰ میلی‌متر تصحیح شده و در جدول به صورت IS۵۰ نشان داده شده است. مقادیر به صورت ماکزیمم و مینیمم، میانگین و در جدول (۱) نمایش داده شده است. با توجه به نتایج بدست آمده از آزمون بار نقطه‌ای سنگ آهک مذبور در رده‌بندی(Deere and Miller.,۱۹۶۶) و (Bieniawski.,۱۹۷۳)در رده ۵ یا مقاومت خیلی پایین دسته بندی شده است. نتایج این آزمون به صورت نمودار میله‌ای برای مقایسه مقدار افت مقاومت در شرایط اشباع نسبت به شرایط خشک در شکل (۵) داده شده است.

آزمون تراکم تک محوری

تست آزمون تک محوره بر اساس استاندارد (ASTM D۲۹۳۸) بر روی ۱۸ نمونه در حالت اشباع با قطر۵۴ میلیمتر و نسبت طول به قطر ۲تا ۲/۵ انجام گردیدکه نتایج آن در جدول (۱) نشان داده شده است. با توجه به نتایج آزمون تراکم تک محوری سنگ مذبور طبق رده بندی (Broch and Franklin., ۱۹۷۲) در رده سنگ با مقاومت متوسط جای گرفته و بر اساس رده‌بندی(Bieniawski.,۱۹۷۳) در رده سنگ با مقاومت خیلی کم جای گرفته است. در رده‌بندی(Coats.,۱۹۶۴) در رده سنگ‌های بسیار ضعیف نام گذاری شده است. مطابق رده بندی ISRM برای سنگ آهکی در رده سنگ ضعیف و بر اساس رده بندی (Deere and Miller.,۱۹۶۶) در رده سنگ با مقاومت خیلی کم قرار می‌گیرد.

آزمون تعیین سرعت موج طولی و برشی

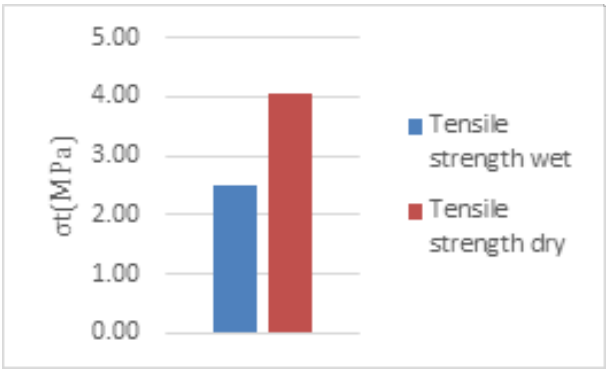
این آزمایش بر اساس استاندارد(ASTM:D۲۸۴۵) برروی ۱۸ نمونه استاندارد با شدت فرکانس ۵۴ کیلو هرتز برای موج طولی و شدت فرکانس ۲۵۰ کیلو هرتز برای موج برشی در حالت خشک و اشباع انجام شده است، مدول یانگ دینامیک نیز با استفاده از رابطه (۱) بدست آمده است(Goodman.,۱۹۸۹). مقادیر بدست آمده را در جدول شماره (۱) مشاهده می‌کنید.

$$E_d = \frac{\rho V_s^2 (3V_p^2 - 4V_s^2)}{V_p^2 - V_s^2} \quad (1)$$

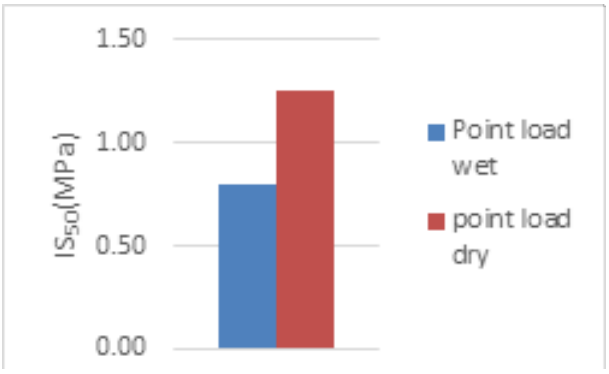
با توجه به نتایج آزمون سرعت موج سنگ‌ها بر اساس طبقه بندی سرعت موج که توسط(Anon.,۱۹۷۹) ارائه شده است. سنگ مذکور در رده سنگ‌های با مقاومت پایین قرار می‌گیرد. شکل(۶) مقادیر افت مدول یانگ دینامیک را در حالت‌های خشک و اشباع نشان می‌دهد. همانطور که مشاهده می‌کنید مدول یانگ دینامیک در حالت اشباع بیشتر از حالت خشک است. می‌دانیم که مدول یانگ دینامیکی به سه پارامتر چگالی، موج فشاری و موج برشی وابسته است. از این رو می‌توان تأثیر پارامتر چگالی را در تعیین خصوصیات دینامیکی مهم دانست. زیرا چگالی اشباع بیشتر از چگالی در حالت خشک می‌باشد و سرعت موج با افزایش چگالی در حالت اشباع افزایش می‌یابد.

جدول ۱- نتایج بدست آمده از آزمون‌های آزمایشگاهی

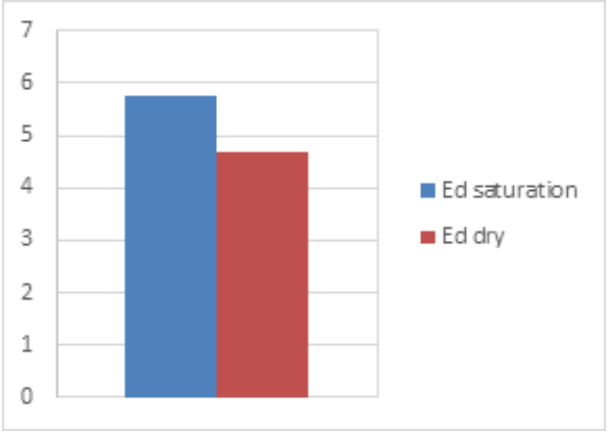
	ماکزیمم	مینیمم	میانگین
چگالی خشک(g/cm3)	۲.۰۶	۱.۴۹	۱.۸۱
چگالی اشباع(g/cm3)	۲.۲۹	۱.۶۷	۲.۲
تخلخل%	۲۳.۷	۱۷.۴۴	۲۰.۸۵
جذب آب%	۱۲.۶۲	۱۰.۵۱	۱۱.۵۱
خشک IS_{50}(MPa)	۱.۹۱	۰.۵۸	۱.۲۸
اشباع IS_{50}(MPa)	۱.۲۷	۰.۳۵	۰.۸
مقاومت کششی خشک(MPa)	۵.۳۱	۳.۲۵	۴.۰۵
مقاومت کششی اشباع(MPa)	۳.۵۴	۱.۵۶	۲.۵۰
اشباع UCS(MPa)	۱۳.۷۷	۹.۵۲	۱۱.۴۹
خشکVp(km/s)	۲.۹۷۲	۲.۸۶۱	۲.۹۲۳
اشباع V_p(km/s)	۳.۲۵۲	۳.۰۴۷	۳.۱۶۴
خشکVs(km/s)	۲.۵۲۹	۲.۴۲۶	۲.۴۸۰
اشباعVs(km/s)	۲.۷۶۲	۲۶۰۰	۲۶۹۳
خشکEd(GPa)	۷.۰۹	۲.۷۳	۴.۶۹
اشباعEd(GPa)	۸	۳.۶۰	۵.۷۷



شکل ۴ -افت مقلومت کششی در حالت خشک و اشباع



شکل۵ -افت مقاومت بار نقطه‌ای در حالت خشک و اشباع



شکل۶ - افت مدول یانگ دینامیکی در حالت خشک و اشباع

نتیجه گیری:

این بررسی نشان داده است که سنگ آهک‌های سازند آقچاگیل با توجه به رده بندی انجام شده عموماً در رده سنگ های با مقاومت پایین و ضعیف قرار دارد. افت مقاومت در حالت اشباع برای آزمون مقاومت بار نقطه ای و برزیلی چشم گیر بوده و نسبت مقاومت خشک به حالت اشباع تقریباً ۱/۶ برابر حالت اشباع شده است. مدول یانگ دینامیکی در حالت اشباع بر خلاف آنچه که انتظار می‌رفت کمی بیشتر از حالت خشک بوده که می‌توان علت را به افزایش چگالی و به موجب آن افزایش سرعت موج در حالت اشباع دانست.

تقدیر و تشکر:

مقاله حاضر استخراج شده از پایان نامه با کد تصویب نامه طرح پژوهش درون دانشگاهی ۳/۴۶۴۰۵ می‌باشد.این پژوهش با همکاری شرکت نفت خزر انجام شده است.

منابع فارسی:

قبادی،م.ح.، قربانی صابر، ا.، محسنی،ح.، ارومیه‌ای،ع. (۱۳۹۳)، "بررسی خصوصیات زمین شناسی مهندسی سنگ آهك سازندهای ایلام- سروك در خرم آباد"، نشریه زمین شناسی مهندسی، جلد هشتم، (۲۴۸۶-۲۴۶۳)

References:

Anon., 1979. “Classification of Rocks and Soils for Engineering Geological Mapping”. Report of the Commission of Engineering Geological Mapping. Bulletin of the International Association of Engineering Geology.

ASTM D2845., 1996. “Standard Test Method for Laboratory Determination of Pulse Velocities and Ultrasonic Elastic Constants of Rock”, Annual Book of ASTM Standards, Vol. 14.02, ASTM, USA

ASTM D2938, 2002.”Standard Test Method for Unconfined Compressive Strength of Intact Rock Core Specimens”, Annual Book of ASTM Standards, Vol. 04.08 & 03.01 & 14.02, ASTM, USA

ASTM D3967., 1996. “Standard Test Method for Splitting Tensile Strength of Intact Rock Core Specimens”, Annual Book of ASTM Standards, Vol. 03.01 & 14.02, ASTM, USA

ASTM, “stsndard test method for determination of the point load strength index of rock and application to rock strength classifications”, Designation D5731-08. Book of standards volume: 04.08

Bell F.G., 1998. “A survy of the physical properties of some carbonate rocks”, Bulletin of International”, Association Engineering Geology, Vol. 24, p. 105-110

Bieniawski, ZT., 1973. “Engineering classification of jointed rock masses”, Trans S Afr Inst Civ Eng; 15, p. 335-44.

Broch, E.M., Franklin, J.A., 1972. “The point load strength test”, International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences 9, p.669-697

Coats, D.U., 1964. “Classification of rocks for rock mechanics”. International Journal of Rock Mechanics and Mining Science, Vol 1, p. 421-429.

D’Andrea D. V., Fisher R. L., Fogelson D. E.,1964. “Prediction of compression strength from other rock properties”, Colo. Sch. Mines. Q., Vol.59 (4B), p. 623-40.

Deere, D.U., Miller, R.P., 1966. “Engineering classification and index properties for intact rock”, Technical report No. AFNL-TR-65-116, Air Force Weapons Laboratory, New Mexico, p. 308.

Folk R. L., 1974. “Petrology of Sedimentary Rocks: Austin, Texas”, Hemphill Publishing Company.

Goodman, R.E., 1989. “Introduction to Rock Mechanic”. John Wiley & Sons, New York, NY

ISRM, 1981. “Suggested Methods, Rock characterization testing and monitoring”, In: Brown, E.T. (Ed.), Oxford: Pergamon Press

ISRM., 1987. “Suggested methods for determining hardness and abrasiveness of rocks”, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr. Vol. 15, p. 89-98.

Tamrakar K. N., Yokota S., Shrestha S. D., 2007. “Relationships among mechanical, physical and petrographic properties of Siwalik sandstones”, Central Nepal Sub-Himalayas, Eng. Geol., Vol. 90 , p. 105-123.

Yasar E., Erdogan Y., 2004. “Correlating sound velocity with density, compressive strength and Young’s modulus of carbonate rocks”, Int. J. Rock Mech. Min. Sci., Vol. 41, p. 871-87

حدیثه خاکزاد سوچلمایی
دانشجوی کارشناسی ارشد دانشگاه فردوسی مشهد، ایران، khakzad۷۱@Gmail.com

ناصر حافظی مقدس
استاد دانشگاه فردوسی مشهد، ایران،Inhafezi@um.ac.ir

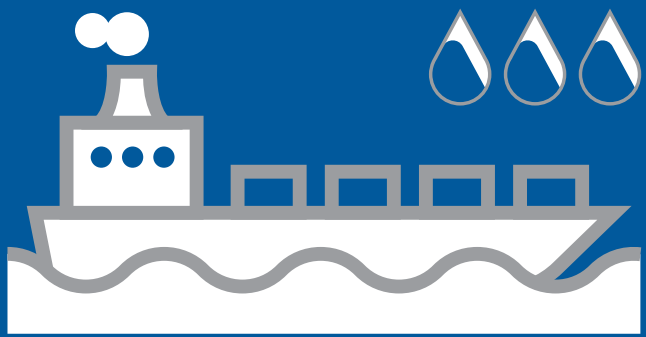
محمد غفوری
استاد دانشگاه فردوسی مشهد، ایران،Ghafoori@um.ac.ir

مریم ظفری
مشاور صنعتی شرکت ملی نفت ایران (شرکت نفت خزر)، geotech.persia@Gmail.com

شرکت ملی نفت ایران
شرکت نفت خزر

رخساره‌ها و مدل رسوبگذاری سازند آواری چلکن، جنوب قائم شهر، ایران

Kepco2019



Facies & Depositional Model in siliciclastic Chelken Formation, South Ghaemshahr City, Iran

Houshang Mehrabi*, Houshangmehrabi@ut.ac.ir
Abdoulhosein Amini, Ah.amini@ut.ac.ir
Vahid Tavakoli, Vtavakoli@ut.ac.ir
Morteza Farokhi, Morteza.farrokhi@gmail.com
Seyed Mohamad Zamanzadeh, zamanzadeh@ut.ac.ir

Abstract

Siliciclastic Chelken Formation (Lower & Middle Pliocene) in Javarom Section (south of the Ghaemshahr city) is mainly composed of siliceous sandstone, tuff and carbonate. The aim of this study is to identify facies and present depositional model of Chelken Formation in this part of Mazandaran province. This formation comprises three sets of conglomerate, sandstone and mudstone, which are usually arranged in fining upwards sequences. According to the nature of fining upward sedimentary sequences, sedimentological characteristics and structural features, it is proposed that Chelken Formation deposited in a delta environment which was affected by a Braided River system. Conglomeratic facies are mainly grain-supported in nature, sandstone facies is arenite nature and Mudstone facies are carbonate in nature. The paleo-currents represent a north and northeastward direction. Increasing the size of grains to the south of the study area, indicate that the location of provenance was in the South of the study area.

Keys: Facies, Depositional Model, Chelken, Pliocene, Mazandaran

چکیده

سازند آواری چلکن (پلیوسن زیرین و میانی) در برش جوارم (جنوب شهرستان قائم‌شهر) به طور عمده از قلوه‌های سیلیسی ماسه‌سنگی، توف و کربناته تشکیل شده است. هدف از این بررسی تشخیص رخساره‌ها و مدل رسوبی سازند چلکن در این بخش ازاستان مازندران است. این سازند از سه مجموعه کنگلومرایی، ماسه‌سنگی و گل‌سنگی تشکیل شده است که معمولاً در توالی‌های ریزشونده به سمت بالا مرتب شده‌اند. ماهیت ریزشونده به بالای توالی‌های رسوبی و ویژگیهای رسوب‌شناسی و ساختارهای رسوبی نشان می‌دهد که سازند چلکن در یک محیط دلتایی تحت نفوذ رودخانه گیسویی تشکیل شده است. رخساره‌های کنگلومرایی عمدتاً ماهیت دانه‌پشتیبان، رخساره‌های ماسه‌سنگی ماهیت آرنایتی و رخساره‌های گل سنگی ماهیت کربناتی دارند. جهت جریان‌های قدیمی رو به شمال و شمال شرقی است. افزایش اندازه دانه‌ها به سمت جنوب منطقه مورد مطالعه، نشان دهنده موقعیت خاستگاه در جنوب برای سنگ‌های آواری سازند چلکن است.

کلید واژه:
رخساره؛ مدل رسوبی؛ چلکن؛ پلیوسن؛ مازندران

مقدمه

بررسی محیط‌های رسوبی دیرینه، به کمک تطبیق ویژگی‌های مشخص رسوبی و پتروگرافی محیط‌های امروزی صورت می‌گیرد. درکل، محیط‌های رسوبی را بر اساس دو اصل بازسازی می‌کنند که شامل قانون رخساره‌ای والتر و رخساره‌های همراه می‌باشد. برای تجزیه و تحلیل دقیق شرایط محیطی یک مجموعه آواری، اطلاع از مشخصات سنگ‌شناسی، ساخت‌های رسوبی، فرم هندسی، الگوی جریان‌های قدیمی، ضمائم فسیلی و ماهیت سطوح محدود کننده چینه‌ها ضروری است (Selley, ۱۹۸۵). رخنمون‌های مناسب از سازند چلکن به سن پلیوسن زیرین-میانی در دامنه‌های شمالی البرز زمینه مساعدی برای مطالعه این سازند فراهم نموده است. با توجه به تاریخچه استخراج نفت از این سازند در کشورهای همجوار ایران، مانند آذربایجان، قزاقستان و ترکمنستان و وجود رخنمون‌های مناسب در ایران، بررسی دقیق سنگ‌شناسی الزامی به نظر می‌رسد. بر این اساس، مشخصات دقیق

سنگ‌شناسی سازند چلکن در رخنمون‌های دامنه‌ی شمالی البرز مورد بررسی قرار گرفته است. به دلیل شباهت زمین‌شناسی دامنه شمالی البرز با بخش‌های جنوبی حوزه خزر، اعتقاد بر این است که نتایج به دست آمده از بررسی رخنمون‌های مذکور قابل استفاده در مطالعات زیرسطحی است.

یکی از اهداف مهم در مطالعات مشخصات سنگ‌شناسی و رسوب‌شناسی سازندها، تشخیص مدل رسوبگذاری می‌باشد. این سازند آواری، با وجود اهمیتی که در سیستم نفتی خزر دارد کمتر مورد مطالعات سنگ‌شناسی دقیق قرار گرفته است. با توجه به اینکه نهشته‌های سازند مخزنی چلکن در مازندران رخنمون دارند و پتانسیل سنگ مخزنی-گازی مناسبی را در زیر زمین ایجاد کرده‌اند، انجام مطالعات دقیق سنگ‌شناسی این رسوبات در رخنمون می‌تواند به شناخت اجزای تشکیل دهنده سنگ و تاثیرات آن‌ها در خصوصیات مخزنی سازند چلکن کمک نماید.

عدم وجود مغزه مناسب از داده‌های زیر سطحی و محدود بودن نمونه‌های در دسترس از سازندهای مستعد مخزن و منشاء، مشکلاتی را در فهم مشخصات سنگ‌شناسی و پارامترهای پتروفیزیکی آن‌ها ایجاد نموده است. لذا در این مقاله سعی بر آن است که بر اساس رخساره‌های تعریف شده در مطالعات رخنمون، محیط رسوبی دیرینه سازند چلکن در برش جوارم از رخنمون‌های حاشیه شمالی البرز مرکزی مشخص گردد.

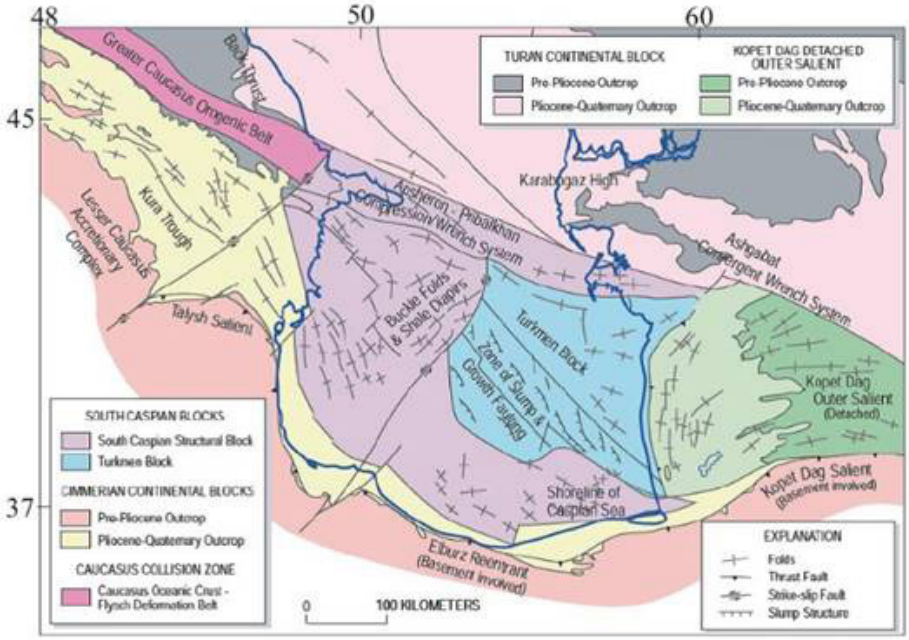
زمین شناسی و موقعیت منطقه

در پلیوسن زیرین با ادامه حرکات کوهزایی آلپی و بالا آمدن سرزمین قفقاز، ارتباط دریای خزر با دریای آزوف و سیاه قطع و به عنوان یک دریاچه مستقل پدیدار شده است. در نخستین مرحله فاز میانی کوهزایی آلپی در شمال البرز در میوسن پایینی، پاراتتیس از تتیس جدا شده و حرکات فشارشی پالئوسن در البرز و حرکت گسل خزر، سبب بالا آمدن البرز شد. سپس در زمان نئوژن بین رسوبات پلیوسن (چلکن) و رسوبات میوسن، چین خوردگی اتفاق افتاده است که باعث ایجاد تاقدیس و ناودیس‌های باریک با محور شرقی-غربی شده است. همچنین حاصل فرسایش این برپایی البرز، تشکیل رسوبات کنگلومرایی چلکن درون ناودیس‌های به وجود آمده می‌باشد.

دریای مازندران مثال خوبی برای تغییرات کوتاه و بلند مدت سطح آب در زمان پلیستوسن می‌باشد (Mansimov and Aliyev, ۱۹۹۴). قسمت ساحلی دریای خزر بوسیله کوه‌های

تالش و/یا رشته‌کوه‌های البرز که از سنگ‌های دگرگونی، آتشفشانی و رسوبی (پالئوزوییک تا سنوزوییک) تشکیل شده‌اند، محاصره شده است (Kazancıa, et al. ۲۰۰۴). محدوده مورد مطالعه در قسمت مرکزی رشته کوه البرز قرار دارد.

سازند چلکن با رخساره‌های قاره‌ای و عمدتاً درشت دانه، متشکل از طبقات سرخ رنگ با سن پلیوسن آغازی و میانی، از سایر طبقات مشخص می‌شود.

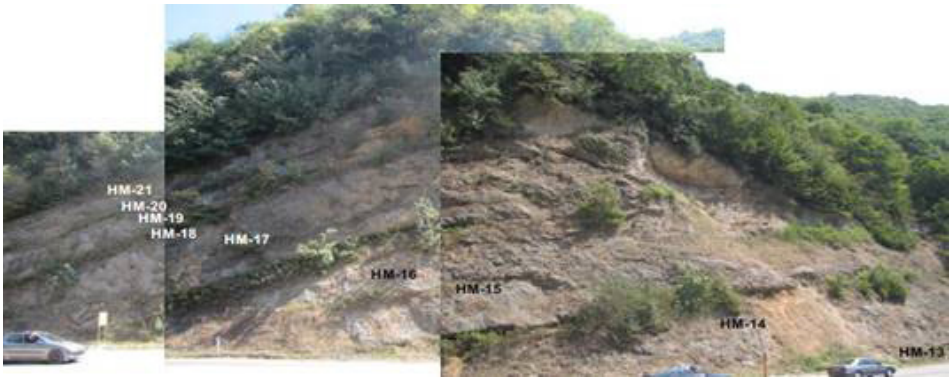


شکل ۱: پدیده‌های ساختاری محصور کننده حوزه جنوبی دریای خزر (نقل از Smith-Rouch, ۲۰۰۶)

این برش در جنوب شهر قائم‌شهر قرار دارد. بهترین برشی است که در آن رخنمون‌های خوبی از سازند چلکن در کنار جاده قائم‌شهر به زیرآب در دسترس مطالعه است. در این برش با توجه به بررسی‌های صحرایی که در منطقه مازندران به عمل آمد به لحاظ پوشش گیاهی منطقه و راه‌های دسترسی به بخش‌های مختلف سازند، این برش مناسب ترین محل برای بررسی و مطالعه توالی رسوبی چلکن تشخیص داده شد.

در این برش سازند چلکن با سن پلیوسن آغازی و میانی در هسته ناودیس جوارم و در دو طرف سطح محوری گسترش دارد. در یال جنوبی این ناودیس، رخنمون‌های بهتری برای مطالعه وجود دارد. مختصات جغرافیایی ابتدای برش ″۴/۰۷′۱۵ ,°۳۶ شمالی و ″۷/۹′۵۴ ,°۵۲

شرقی می‌باشد. امتداد عمومی طبقات به صورت شرقی-غربی و دارای شیبی معادل ۲۰ تا ۲۲ درجه به سمت شمال می‌باشد (شکل ۲).



شکل ۲: نمای کلی سازند چلکن در برش جوارم، شیب طبقات به سمت شمال می‌باشد (جهت نگاه، شرق).

مواد و روش‌ها

برای بررسی مشخصات سنگ‌شناسی سازند با توجه به ماهیت رخساره‌های سازند، از روش‌های متعددی استفاده گردیده است. برای رخساره‌های دانه درشت (کنگلومراها) توصیف کاملی از قلوه‌ها (شامل جنس، اندازه، شکل و فابریک) و خمیره آن‌ها (خمیره ماسه‌سنگی یا گلی مختلط) صورت گرفته است. به دلیل محدودیت تهیه مقطع نازک از کنگلومراها تمام قلوه‌های سازند جهت مطالعات صحرایی نمونه‌برداری شده‌اند. خمیره ماسه سنگی یا گل سنگی نیز به طور جداگانه نمونه‌برداری شده است. بر این اساس از یک لایه کنگلومرایی در یک محل تعداد متفاوتی (گاه ۷ تا ۱۲ نمونه) تهیه شده که در روی شکل با یک شماره (مثلاً HM-۱۷) مشخص شده است (شکل ۲).

به طور کلی تعداد ۱۵ نمونه از ماسه‌های آواری، ۲۳ نمونه از قطعات کربناته، ۳ نمونه از خمیره ماسه سنگی و ۸ نمونه از گل برداشت شده است (جدول ۱).

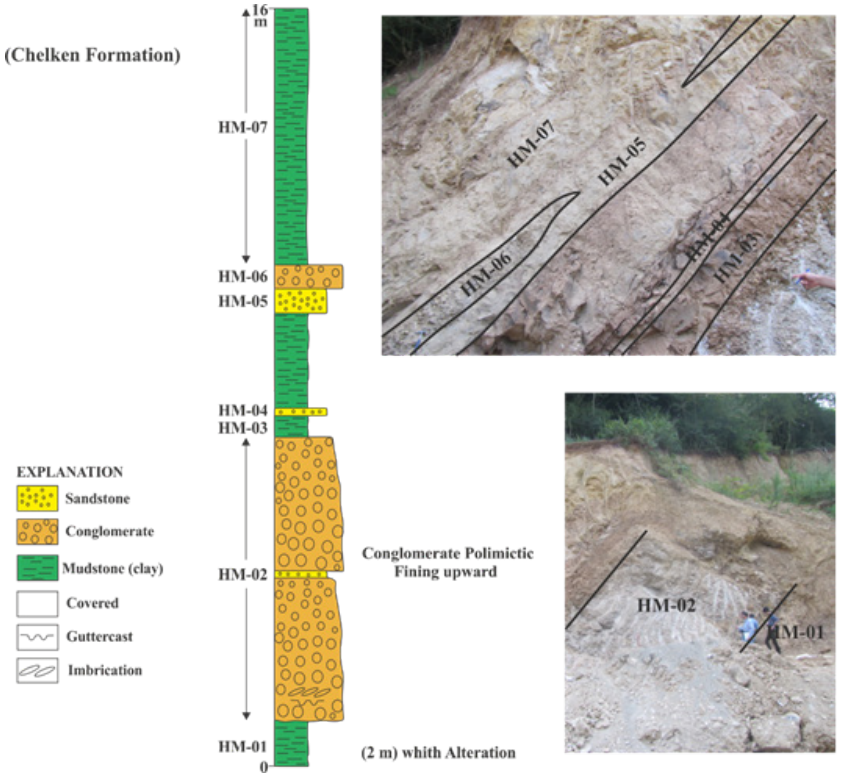
روش مطالعه نمونه‌های گلی برداشت شده از سازند چلکن مطابق نمونه‌های سخت نمی‌باشد. در این قسمت برای بررسی جنس ذرات تشکیل دهنده از روش‌های آزمایشگاهی مانند کلسیمتری به روش حجمی برنارد (Muller and Gatsner, ۱۹۷۱) (برای اندازه‌گیری میزان کربنات کلسیم)، روش انحلال کانی‌های تبخیری (برای اندازه‌گیری میزان مواد

تبخیری درون نمونه) و روش پراش پرتو ایکس (XRD) برای شناسایی ذرات تشکیل دهنده نمونه استفاده شده است.

جدول ۱: درصد تنوع نمونه‌های برداشت شده برش جوارم

نمونه مقطع نازک	تعداد مقطع	درصد حضور
ماسه آواری	۱۵	۳۱
کربناته	۲۳	۴۷
خمیره ماسه‌سنگی	۳	۶
گل	۸	۱۶

رخساره‌ها



شکل ۳: برش جوارم در جنوب قائم شهر

در این برش حدود ۷۰ متر از سازند چلکن مورد مطالعه و نمونه‌برداری قرار گرفت. از بررسی مقاطع مورد مطالعه چنین بر می‌آید، که سازند مورد نظر از تعداد معینی از رخساره‌ها تشکیل گردیده است که با تناوب چرخه‌ای در ستون‌های چینه‌شناسی تکرار می‌گردند. در این بخش ابتدا ضمن معرفی و تفکیک آن‌ها، ویژگی‌های پتروگرافی هر رخساره نیز بیان شده و سپس وضعیت هر چرخه از نظر توالی‌های رسوبی و ارتباط آنها با یکدیگر بیان خواهد شد. در ستون‌های چینه‌شناسی جنوب قائم شهر هیچ گونه تکرار شدگی و یا قطع شدگی توسط فرآیندهایی نظیر گسل خوردگی و یا نفوذ رخساره‌های آذرآواری دیده نشد (شکل ۳).
بررسی‌ها نشان داد که تغییرات رخساره‌ای در منطقه جوارم، در قالب سه رخساره که بصورت چرخه‌ای می‌باشند انجام گرفته است. چرخه‌ها عموماً از رسوبات دانه درشت در زیر و رسوبات دانه ریز در بالا تشکیل می‌گردند.

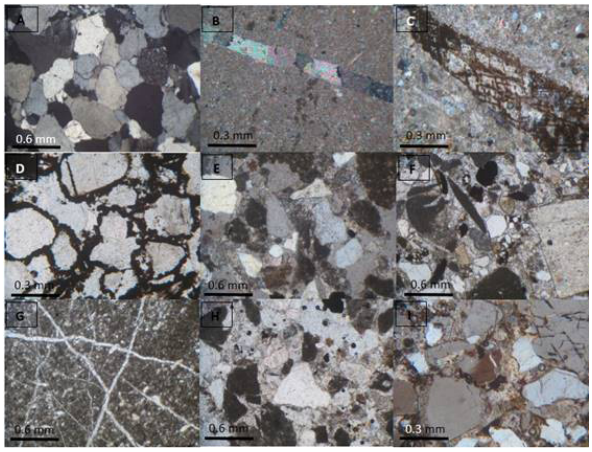
رخساره دانه‌درشت کنگلومرا

این رخساره دارای فراوانی ۶۲ درصد است و توسط رخساره‌های ماسه‌سنگی و گلی محصور شده است. اجزای سازنده به طور کلی شامل کنگلومرای قهوه‌ای و خاکستری، درشت‌دانه، بسیارسخت، مقاوم و از جنس ماسه‌سنگ و سنگ آهک‌های قدیمی می‌باشند (شکل ۴). پراکندگی قلوه‌های موجود در بخش‌های کنگلومرایی بسیار متفاوت است. مجموع طبقات کنگلومرایی که کل برش را تشکیل می‌دهد، از دانه‌های به هم چسبیده هم بعد تا کشیده، به طول ۲ تا ۲۵ سانتی‌متر و عرض ۳ تا ۱۰ سانتی‌متر تشکیل یافته‌اند. مشخصات صحرایی و آزمایشگاهی نمونه‌های برداشت شده از قسمت ماسه‌ای و کنگلومرایی سازند چلکن (برش جوارم) در جدول شماره (۲) آمده است.

جدول ۲: مشخصات نمونه‌های برداشت شده از برش جوارم

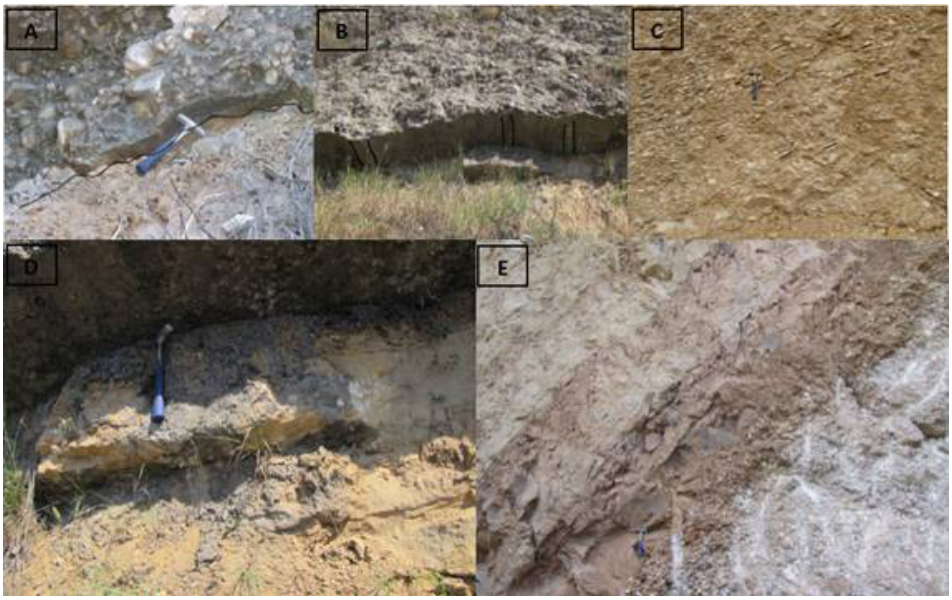
مطالعات آزمایشگاهی	رخساره	شماره
HM-07: Evaporate = 2% - CaCO3=12.5%	Mud	HM-07-
HM-06D: آهک دولومیتی شده HM-06C: بایوکلست مادستون HM-06B: بایو کلست وکستون پکستون	Conglomerate	HM-06-
HM-06A: ساب لیت آرنایت		

مطالعات آزمایشگاهی	رخساره	شماره
HM-05A: سنگ تخریبی مختلط	Sand	HM-05-
نمونه برداری نداشتیم	Mud	-
HM-04A: سنگ مارنی	Sand	HM-04-
HM-03: Evaporate = 1% - CaCO3=5.4%	Mud	HM-03-
HM-02G: خمیره بین قطعات HM-02F: ساب آرکوز HM-02E: بایوکلست وکستون HM-02D: وکستون HM-02C: کلسیت کریستالین شده HM-02B: بایوکلست پکستون HM-02A: ساب لیت آرنایت	Conglomerate	HM-02-
HM-01B: Evaporate=2% - CaCO3=40.2% HM-01A: Evaporate=2% - CaCO3=17.9%	Mud	HM-01-



شکل ۴: A: ماسه سنگ دانه پشتیبان به همراه سیمان سیلیسی رشد اضافی هم محور (نمونه HM-۰۲A، نور پلاریزه)، B: سیمان کلسیتی پرکننده شکستگی (نمونه HM-۰۶C، نور پلاریزه)، C، دولومیتی شدن (نمونه HM-۲۵F، نور پلاریزه)، D: ماسه‌سنگ دارای سیمان اکسید آهن (نمونه HM-۰۹B، نور طبیعی)، E: خمیره کنگلومرا (نمونه HM-۰۲G، نور پلاریزه)، F: خمیره دارای سیمان اکسید آهن (نمونه HM-۱۷F، نور طبیعی)، G: شکستگی داخل نمونه HM-۲۵A در اثر فشردگی که دوباره پر شده است (نور طبیعی)، H: شکستگی داخل قطعات درون خمیره (نمونه شماره HM-۰۲G، نور طبیعی)، I: انحلال و خوردگی دانه‌های کوارتز در خمیره (نمونه HM-۵۳B نور پلاریزه).

این واحدها گاهی بدون فاصله (وجود رخساره گل یا ماسه) بر روی همدیگر نیز ظاهر می‌شوند. بخش زیرین این رخساره معمولاً روی یک سطح فرسایشی قرار گرفته است (شکل ۵-A). همچنین از ساخت‌های موجود می‌توان دانه‌بندی تدریجی، قالب ناودانی (شکل ۵-B) و ساخت ایمبریکیشن (شکل ۵-C) را نام برد. جنس قلوه سنگ‌های تشکیل دهنده رخساره متفاوت و از ماسه سنگ لالون تا آهک‌های کرتاسه در آن یافت می‌شود. اندازه قلوه‌ها معمولاً در حد پبل و بولدر و دانه‌ها عموماً گردشدگی خوبی را نشان می‌دهند. جورشدگی رخساره متوسط تا خوب می‌باشد.



شکل ۵: اندازه قلوه سنگ‌ها از پبل تا بولدر می‌باشد. A- به سطح فرسایش واحد توجه نمایید (برش جوارم)، B-ساخت گاتر کست موجود در رخساره کنگلومرا (برش جوارم)، C- ساخت ایمبریکیشن خفیف (برش پهنه‌کلا)، D- رخساره ماسه سنگی (برش جوارم)، E- تفاوت رنگ در رخساره گلی (برش جوارم).

رخساره ماسه‌سنگی

ماسه سنگ‌ها با ضخامت ۴ سانتی‌متر تا ۲/۵ متر در طول برش پراکنده‌اند و در مجموع ۶ درصد کل برش را تشکیل می‌دهند. این رخساره کمترین میزان را در بین دیگر رخساره‌ها به خود اختصاص داده است. اندازه دانه‌ها درحد ماسه ریز تا متوسط می‌باشد. ساخت واضحی در این رخساره دیده نشد (شکل ۵-D). ضخامت این بخش در حدود ۲۰ تا ۵۰

سانتی متر و دارای قاعده فرسایشی می‌باشد. این ماسه‌ها اصولاً یک دست بوده و فاقد ریز شوندگی به بالا هستند.

رخساره گلی

این رخساره، در بین رخساره‌ها، فراوانی متوسطی را به خود اختصاص داده است (حدود ۳۲ درصد). واحدها ترکیبی از سیلت و رس می‌باشند و ضخامت آنها متغیر است (تقریباً از ۴۰ سانتی متر تا ۵ متر). رنگ این رخساره به علت تغییر در میزان کربنات و احتمالاً ماده آلی (در این تحقیق، ماده آلی مورد بررسی و ارزیابی قرار نگرفته است) بین قهوه‌ای و کرم روشن متغییر می‌باشد (شکل E-۵). رنگ یک گل در واقع تابعی از کانی‌شناسی و ژئوشیمی آن است. مقدار مواد آلی، پیریت و حالت اکسیداسیون آهن از عوامل اصلی کنترل کننده رنگ‌ها می‌باشد. با افزایش مقدار مواد آلی و پیریت، تغییر رنگ به سمت خاکستری و حتی تیره شدن پیش می رود و وجود اکسید آهن سه ظرفیتی باعث قرمز رنگ شدن گل سنگ‌ها می‌شود (Tucker, ۱۹۹۱). این رخساره متشکل از لامینه‌های موازی، گسترش جانبی زیاد (تا چند کیلومتر) و همچنین شکل هندسی صفحه‌ای می‌باشد. در بین این واحدها ماسه‌های ورقه‌ای دانه ریز تا متوسط دیده می‌شود. جدول شماره ۳ درصد کانی‌های تبخیری و کربناته در برش جوارم را نشان می‌دهد.

جدول ۳: درصد کانی‌های تبخیری و کربناته در برش جوارم سازند چلکن

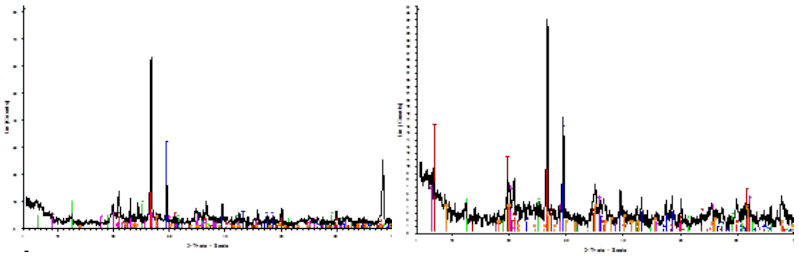
شماره نمونه	درصد تبخیری	درصد کربنات
HM-07	۲	۱۲.۵
HM-04	۱.۵	۳۷.۹
HM-03	۱	۵.۴
HM-01B	۲	۴۰.۲
HM-01A	۲	۱۷.۹

به طور معمول رسوبات دشت سیلابی باید انطباق بسیار خوبی با رخساره‌های همراه خود داشته باشند. در این آزمایش میزان کربنات کلسیم موجود در لایه‌های گلی انطباق خوبی را با رخساره کنگلومرایی همراه خود نشان دادند، به طوری که با افزایش میزان قلوه‌های

کربناته در لایه‌های کنگلومرایی، میزان کربنات کلسیم در لایه‌های گلی نیز افزایش پیدا می‌کند.

بر اساس نمودارهای بدست آمده و اطلاعات آزمایشگاهی انجام شده از آزمایش XRD، کانی‌های کوارتز و کلسیت در نمونه‌ها غالب می‌باشند (شکل ۶) که به علت همراهی با کنگلومرای متشکل از قلوههای ماسه سنگی و آهکی منطقی میباشد.

کوارتز در گل‌سنگ‌ها عمدتاً در اندازه سیلت بوده، هرچند دانه‌های درشت تر در اندازه ماسه نیز در بخش‌هایی که لایه گلی به ماسه‌سنگ تبدیل می‌شوند، یافت می‌شود. فلدسپات‌ها نیز به دلیل پایداری مکانیکی و شیمیایی کمتر نسبت به کوارتز، به مقدار کمتری در گل‌سنگ‌ها یافت می‌شوند و همچنین ترکیبات دیگری مانند کلسیت، دولومیت و هالیت نیز در نمونه‌های گل بررسی شده وجود داشت.



شماره نمونه	ذرات تشکیل دهنده
HM-07	Quartz - Calcite - Clay Mineral - Dolomite - Feldspar
HM-01A	Quartz - Calcite - Clay Mineral

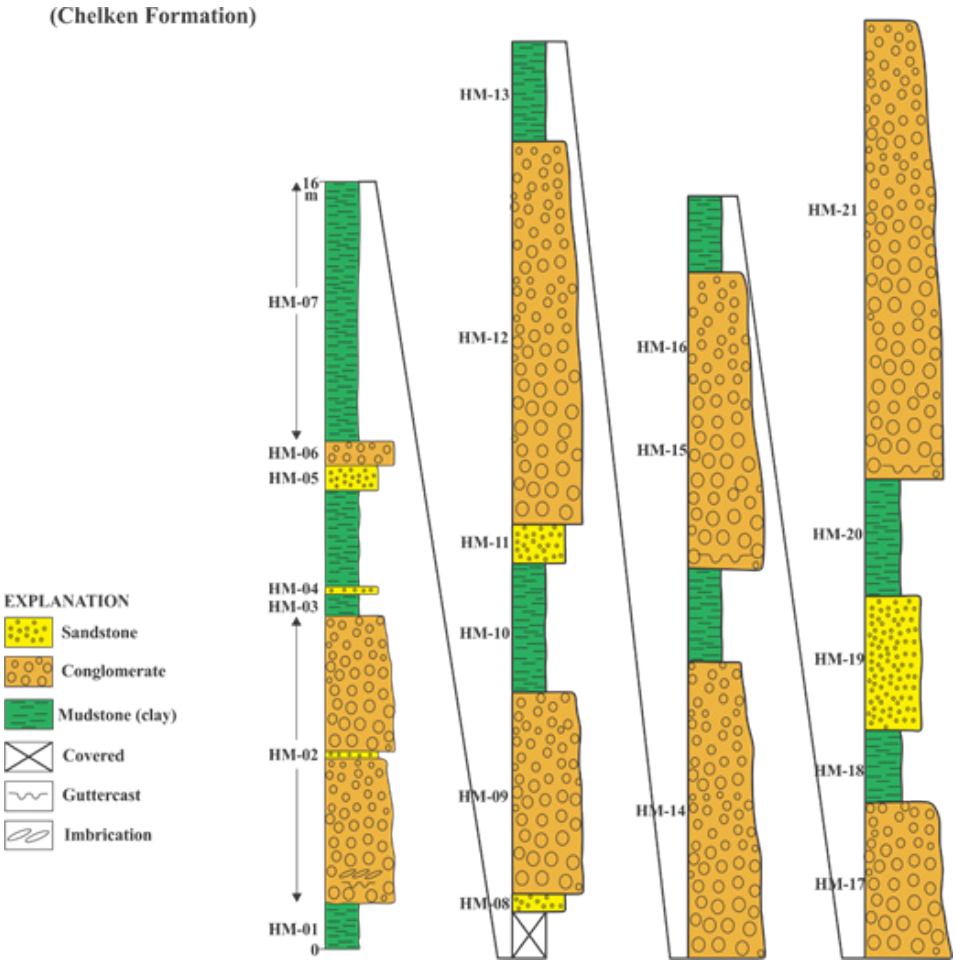
شکل ۶: نمودار آنالیز پراش اشعه ایکس نمونه شماره HM-۰۱A (چپ)، نمودار آنالیز XRD نمونه شماره HM-۰۷(راست)

بحث

ماهیت چرخه‌ای رخساره‌ها

برش اندازه گیری شده در جنوب قائم شهر (جوارم) از تکرار چرخه‌های رسوبی تشکیل می‌شود. ترتیب قرارگیری چرخه‌ها بر اساس مشاهدات صحرایی، به طور کلی مطابق شکل (۷) است. در هر چرخه، یک روند کلی ریز شونده به بالا مشاهده می‌شود. این چرخه

می‌تواند در محیط‌های رودخانه‌ای بین کانال و دشت سیلابی تکرار گردد.



شکل ۷: تکرار و توالی‌های ریز شونده به بالا در برش جوارم

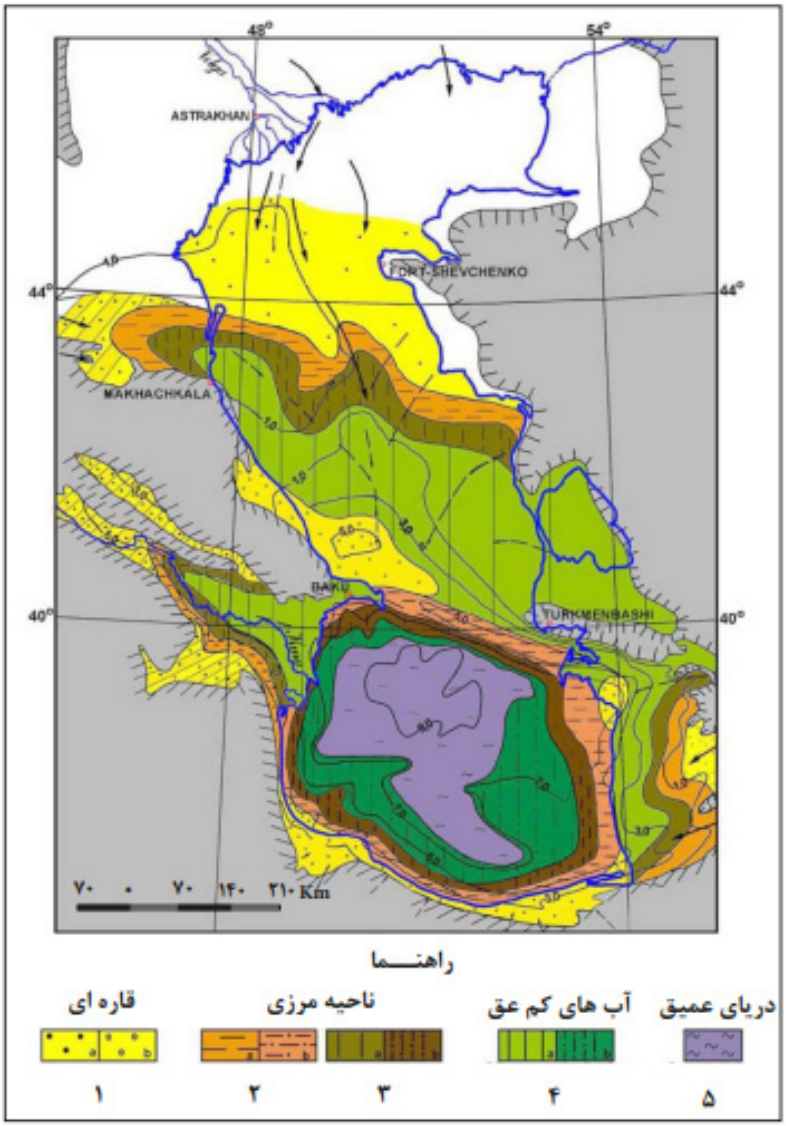
مدل رسوبگذاری

این رسوبات به فرم توده‌ای می‌باشند و هر دوره نشان دهنده یک دوره سیلاب است که مقدار زیادی رسوبات دانه درشت را از طریق رودخانه‌ها به منطقه وارد نموده‌اند که همراه با کاهش تدریجی در اندازه دانه‌ها به سمت شمال می‌باشد. به صورتی که منشاء رسوبات نزدیک خاستگاه اصلی خود هستند. ترکیب سنگ‌شناسی اصلی این سازند بیشتر متشکل

از کنگلومرا با اجزای ماسه‌سنگی و آهکی می‌باشد. در لابه‌لای این کنگلومرا، گل‌سنگ و لایه‌های ماسه‌ای دانه ریز نیز دیده می‌شود. با توجه به مشخصات رسوب‌شناسی این رخساره، از قبیل اندازه ذرات تشکیل دهنده، جهت جریان دیرینه، سنگ‌شناسی، ساخت‌های موجود و رخساره های همراه، نشان دهنده ماهیت کانال رودخانه از نوع گیسویی می‌باشد. ماسه ها هم می‌تواند نشان دهنده کانال‌های انشعابی مربوط به محیط‌های دلتایی باشند (Selley, ۱۹۸۵) و هم می‌توانند نشان دهنده خاکریزهای طبیعی و یا کرواس اسپلی باشند که از طریق رسوبگذاری معلق در زمان سیلاب‌ها و جریان‌های کششی یک طرفه بوجود آمده‌اند (Reading and Levell, ۱۹۹۶)، هرچند ساختی در این واحد دیده نشد ولی بر اساس ویژگی‌های رسوب‌شناسی و رخساره‌های همراه، زیر محیط خاکریز طبیعی و یا کرواس اسپلی محتمل‌تر می‌باشد.

رخساره‌های گلی نیز نشان دهنده دشت سیلابی این رودخانه می‌باشند. دشت سیلابی در زمان رسوبگذاری، بارها تحت تاثیر سیلاب‌های حاصل از بالا آمدن آب رودخانه قرار می‌گیرد که سبب فرسایش و حمل مجدد رسوبات دشت می‌شوند (Gibiling and Bird, ۱۹۹۴). و همچنین ماسه سنگ‌های موجود در این زیر محیط را می‌توان به جریان‌های کرواس اسپلی ارتباط داد.

با توجه به مطالعات تکتونیکی و جغرافیای دیرینه حوزه مشخص می‌شود که منشاء رسوبات آواری در این بخش، از کوه‌های البرز در جنوب دریا نشات می‌گیرند. با آغاز نخستین مرحله چین خوردگی از فاز میانی آلپی در میوسن پایینی که با ایجاد گسل شمالی البرز همراه بوده است، رشته کوه البرز بالا آمده و سبب فرسایش زیاد در آن‌ها شده، ولی رسوبات سازند چلکن در مرحله بعدی چین خوردگی تشکیل شده‌اند به صورتی که رسوبات حاصله از طریق رودخانه به سمت شمال (دریای خزر) حرکت کرده و در دریای خزر پراکنده شده‌اند (شکل ۸). این رسوبات ناودیس‌ها و فرو افتادگی‌های رسوبات نئوژن را پر نموده‌اند. لایه‌ها در منطقه جوارم در امتداد شرقی-غربی و با شیب حدود ۲۰ درجه به سمت شمال قرار دارند (شکل ۲).

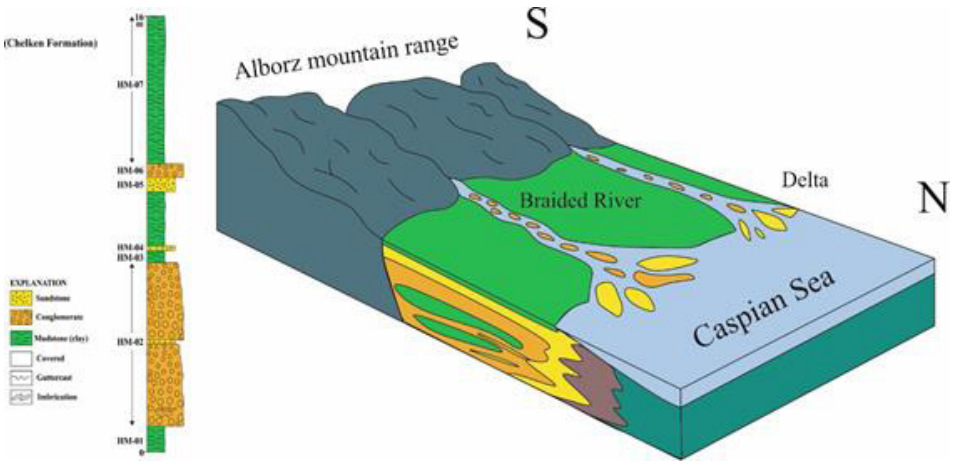


راهنما: پالئوجغرافیای محیط و رخساره ها (a: آغازی- b: پایانی)

قاره ای: ۱- رسوبات دره های رودخانه ای: ناحیه مرزی: ۲-بالای دلتا، ۳-پایین دلتا؛
آب های کم عمق: ۴- رخساره های ماسه ای-رسی؛ دریای عمیق:
۵-رخساره های رسی-ماسه ای

شکل ۸: نقشه جغرافیای دیرینه محیط رسوبگذاری زمان پلیوسن-کواترنر دریای خزر

در نهایت به نظر می‌رسد این رسوبات در نواحی نزدیک به دریا، بیشتر از نوع دلتا که در اثر واکنش بین رسوبات حمل شده توسط رودخانه‌ها و فرایندهای دریایی در دهانه رودخانه‌ها صورت می‌گیرد، باشند (شکل ۹).



شکل ۹: مدل رسوبگذاری رودخانه‌های زمان پلیوسن در منطقه مازندران

نتیجه‌گیری

وجود رخساره کنگلومرایی در منطقه، نبود فسیل‌های دریایی و تایید حضور اکسید آهن در مطالعات پتروگرافی، مرز فرسایشی رخساره کنگلومرایی با رخساره گلی نشان می‌دهد که این رسوبات در محیط قاره‌ای تشکیل شده‌اند. ساخت‌های رسوبی موجود در رخساره کنگلومرا مانند قالب ناودانی و ساخت ایمبریکیشن، نشان‌دهنده جریان یافتن و حمل قلوه‌های کنگلومرا، توسط عاملی مانند آب می‌باشند. اندازه بزرگ قلوه‌های موجود در رخساره کنگلومرا نشان‌دهنده انرژی بسیار بالای جریان می‌باشد (سیلاب). تقریباً تمام ساخت‌های موجود در یک امتداد مشخص جهت یافتگی دارند که جهت جریان رودخانه را نشان می‌دهند.

افزایش میزان کربنات کلسیم نمونه‌های گل در توالی‌ها به سمت بالا، مطابقت بسیار خوبی با افزایش قلوه‌های آهکی در رخساره‌های کنگلومرایی همراه با خود را نشان می‌دهند که نشان دهنده متاثر بودن این رخساره (رخساره گل) از رخساره همراه خود (رخساره کنگلومرا)

می‌باشد، و می‌تواند نشان دهنده دشت سیلابی حوزه رسوبگذاری رودخانه باشد.
با توجه به اینکه محیط‌های رودخانه‌ای از نظر ریخت‌شناسی، به شکل‌های مختلفی مانند: مئآندری و گیسویی وجود دارند، از نظر مطالعات انجام گرفته و با توجه به بالا بودن انرژی جریان، احتمال محیط گیسویی محتمل‌تر می‌باشد. محیط‌های مئاندری دارای شیب کم و سرعت ملایم آب هستند، در حالی که محیط‌های گیسویی معمولاً دارای شیب زیاد و انرژی بالاتر می‌باشند. قلوه‌های به این بزرگی نمی‌تواند توسط جریانات آرام رودخانه‌های مئاندری حمل شده باشند. با توجه به اینکه طبق مطالعات تکتونیکی انجام شده، در زمان پلیوسن آغازی، رشته کوه البرز به علت فاز کوه‌هزایی پاسادنین اتفاق افتاده، بالاتر رفته و رسوبات فرسایش یافته ارتفاعات با شیب بالایی وارد حوزه شده‌اند.

منابع

1. Blum, M.D., To¨rnqvist, T.E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. Sedimentology 47 (1), 2 - 48.

2. Brunet, M.F., Korotaev, M.V., Ershov, A.V., Nikishin, A.M., 2003. The South Caspian basin: a review of its evolution from subsidence modelling. Sediment. Geol., 156, 119-148.

3. Coleman, J.M., Wright, L.D., 1975. Modern river deltas; variability of processes and sand bodies. In: Broussard, M. (Ed.), Deltas; Models for Exploration. Houston Geological Society, Houston, pp. 99-149.

4. Degens, E.T., Paluska, A., 1979. Tectonic and climatic pulses recorded in the Quaternary sediments of the Caspian - Black Sea regions. Sediment. Geol. 23, 149 - 163.

5. Giralt, S., Julia`, R., Leroy, S., Gasse, F., 2003. Cyclic water level oscillations of the Karabogaz Gol-Caspian Sea system. Earth Planet. Sci. Lett. 6681, 1 - 15.

6. Kazancıa,b. N., Gulbabazadehc, T., Suzanne A.G. Leroyd, O¨ zden Ileri., 2004. Sedimentary and environmental characteristics of the Gilan-Mazenderan plain, northern Iran: influence of long- and short-term Caspian water level fluctuations on geomorphology. Pub in Elsevier. 145-168.

7. Kroonenberg, S.B., Storms, J.A., Ignatov, E.I., Kasimov, N.S., 2000. A full sea level cycle in 65 years: barrier dynamics along Caspian shores. Sediment. Geol. 134, 257 - 274.

8. Leroy, S., Marret, F., Gasse, F., Chalie´, F., 2000. Understanding the Caspian Sea erratic fluctuations palynological results from the south basin. Proceedings of 5th ELDP Workshop, Pallanza. Terra Nostra, vol. 7, pp. 45 - 49.

9. Mamedov, A.V., 1997. The late Pleistocene - Holocene history of the Caspian Sea. Quat. Int. 41/42, 161 - 166.

10. Mansimov, M., Aliyev, A., 1994. Reasons of Caspian Sea level fluctuations and predictions for future.

Azerbaijan Int. A1 (2.3), 48 - 49.

11. Marret, F., Leroy, S., Chalie´, F., Gasse, F., New organic-walled dinoflagellate cyst genus, species, morphotypes and assemblages, from South Caspian Sea basin sediments (last glacial and Holocene). Rev. Palaebot. Palynol. In press.

12. McLaughlin, J., Anon, M., 1995. Balancing act in a sensitive sea. Statoil Mag. 17 (3), 7 - 17.

13. Miall, A.D., 1991. Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. Journal of Sedimentary Petrology 61, 497- 505.

14. Muller, G., Gatsner, M., 1971. Chemical analysis. Neues Jahrbuch fu¨r Mineralogie Monatshefte 10, 466 - 469.

15. Nowroozi, A.A., 1971. Seismo-tectonics of the Persian Plateau, eastern Turkey, Caucasus and Hindukush regions. Bull. Seismol. Soc. America 61, 317-341.

16. Orton, G.J., Reading, H.G., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grainsize. Sedimentology 40, 475- 512.

17. Payan, L.M., 1942. Investigation of Water Level Changes of Caspian Sea. PhD thesis, Meshed University, Iran. 160 pp., In Persian.

18. Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition: II. Sequence and system tract models. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea-Level Changes An Integrated Approach. SEPM Special Publication, vol. 42, pp. 109-124.

19. Schumm, S.A., 1993. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. Journal of Geology 101, 279- 294.

20. Selley, R., 1985. Ancient Sedimentary Environments, Cornell University Press, Ithaca, N.Y., Third Edition, 317 pp.

21. Sengor, A.M.C., Natal'in, B.A., Burtman, V.S., 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. Nature 264, no 6635: 299-307.

22. Shanley, K.W., McCabe, P.J., 1994. Perspectives of the sequence stratigraphy of continental strata. AAPG Bulletin 78, 544- 568.

23. Stöcklin, J., 1977. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia. Geol. Soc. France, Mémoire N8, 333-353.

24. Zubakov, V.A., 1993. The Caspian Sea level oscillations in the geological past and its forecast. Russ. Meteorol. Hydrol. 8, 65 - 70.

۱.بهزاد سلطانی
دانشجوی دکتری زمین شناسی نفت، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران،B.soltani۶۷@gmail.com

۲. بیژن بیرانوند
استادیار، پژوهشکده علوم زمین، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، Biranvandb۶۹@gmail.com

۳. رضا موسوی حرمی
استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، Moussavi@um.ac.ir

۴.جواد هنرمند
استادیار، پژوهشکده علوم زمین، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، Honarmandj@gmail.com

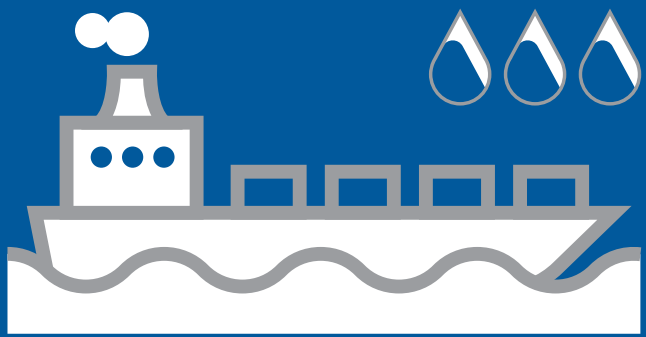
۵. فرید طاعتی
اداره زمین‌شناسی، شرکت نفت خزر، تهران، Ftaati۳۴۵@gmail.com

۶. مهران مرادپور
پژوهشکده علوم زمین، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، Mmoradpourster@gmail.com

شرکت ملی نفت ایران
شرکت نفت خزر

جریان های دریایی کم عمق؛ مخاطره زمین شناسی جدی در اکتشاف ذخایر هیدروکربوری دریای خزر

Kepco2019



چکیده:

اکتشاف ذخایر هیدروکربوری در آبهای عمیق همواره با مخاطرات خاص و منحصر به فرد خود همراه است بطوریکه اگر تیم اکتشافی، مهارت، تجربه و آمادگی لازم در خصوص مواجهه با آنها را کسب ننماید، منجر به توقف در حفاری اکتشافی، تحمیل هزینه های اضافی و در مواردی بی نتیجه ماندن فرآیند اکتشاف می گردد. یکی از مهمترین و شایع ترین این مخاطرات، جریان های دریایی کم عمق (Shallow Water Flow) است که وقوع آن در حین حفاری اکتشافی نقاط متعددی از جهان گزارش گردیده است و در مواردی سبب بروز خسارتهای مالی و جانی جبران ناپذیر گردیده اند.
وقوع این پدیده در حین حفاری اکتشافی بخش های جنوبی دریای خزر (آبّهای ایران) نیز به دفعات مشاهده و ثبت گردیده است و حتی در چند مورد سبب توقف حفاری و متروکه شدن حفره راهنما (Pilot Hole) شده است. بعبارتی ساده تر چالش مهم، اساسی و پیش رو در اکتشاف ذخایر هیدروکربوری دریای خزر وقوع این پدیده است. لذا ضرورت دارد در ایران به عنوان کشور صاحب فن آوری در عرصه اکتشاف ذخایر هیدروکربوری آبهای عمیق، مطالعه ای جامع جهت شناخت کامل این مخاطره و بکارگیری راهکارهای لازم جهت مقابله با آن صورت پذیرد. در این مقاله که با هدف آشنایی بیشتر خوانندگان با این مخاطره و چالش های پیش روی آن در اکتشاف ذخایر هیدروکربوری قسمت های عمیق دریای خزر نگاشته شده است، به نگاهی اجمالی درباره چگونگی، عوامل وقوع و ارتباط آن با سه عامل هیدرات گازی، گلفشان های زیر دریایی و فشار غیر عادی سازندی پرداخته شده است.

واژگان کلیدی:

جریان دریایی کم عمق - هیدرات گازی - گلفشان زیردریایی - فشار غیر عادی سازندی - مخاطرات زمین شناسی آب عمیق

مقدمه:

جریان دریایی کم عمق (SWF) به جریان های آبی موجود در لایه های تحت فشار زیر بستر دریا اطلاق می گردد و در طی عملیات حفاری پس از برخورد مته به زون سیال بصورت ناگهانی در یک بازه زمانی با تولید مقدار زیاد آب که در طول مسیر حفاری جریان می یابد، بوقوع می پیوندد. معمولا این جریان ها در حفاری اکتشافی اعماق تا حدود ۵۰۰ متر از کف بستر ایجاد می گردد. ولی از آنجا که زون حاوی آن ارتباط نزدیکی با بستر دریا دارد، لذا جهت معرفی آن از واژه "Shallow" به معنای کم عمق استفاده می کنند.

لازم به ذکر است در موارد شدید وقوع این پدیده، خسارت سنگین به تاسیسات حفاری وارد گردیده و باعث توقف حفاری، تحمیل هزینه های اضافه و متروکه شدن چاه می شود. معمولا وقوع این جریان با تخلیه نهشته های رسوبی زون سیال همراه است و از آنجایی که بیشتر، لایه های ماسه ای مستعد وجود چنین جریانی هستند، لذا در اکثر موارد خروج آب به همراه ذرات ماسه در زمان وقوع آن گزارش گردیده است که اصطلاحا به آن جریان ماسه ای (Sand Flow) می گویند.

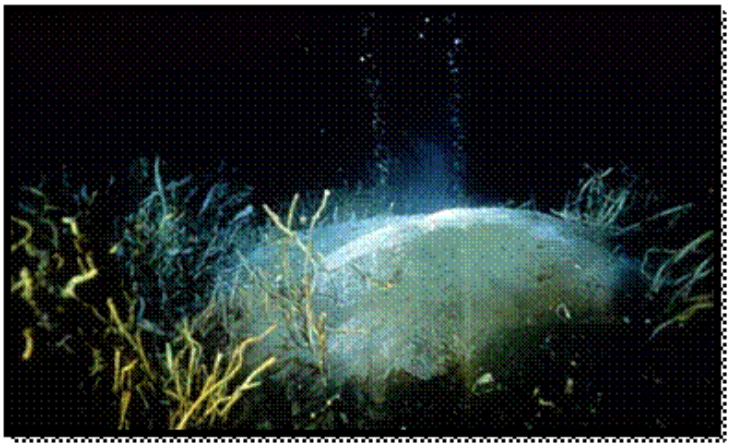
از نکات قابل توجه در خصوص پدیده مذکور می توان به این مورد اشاره کرد که معمولا در اکثر موارد زمان وقوع آن پس از عبور مته حفاری از زون سیال می باشد و در لحظه رسیدن مته به زون مورد نظر جریانی حادث نمی گردد ! به همین جهت پیش بینی زمان وقوع آن به راحتی میسر نیست و این عامل نیز به نوبه خود بر پیچیدگی های مقابله با این مخاطره زمین شناسی افزوده است.

جریان های دریایی کم عمق در نقاط مختلفی از جهان گزارش شده اند که از آن جمله می توان به خلیج مکزیک (با ۷۴ حلقه چاه دریایی که فقط ۳۴ درصد آنها با مشکلات مرتبط با این پدیده مواجه نشده اند)، غرب آفریقا، غرب اسکاتلند، آبهای جنوب شرقی آسیا، دریای نروژ، دریای شمال و خزر جنوبی اشاره کرد که در خلیج مکزیکو به میزان ۲ میلیون دلار هزینه اضافه در هر چاه جهت کاهش خطر حفاری حاصل از وقوع جریان دریایی کم عمق در نظر گرفته شده است.

۱- هیدرات گازی:

به بلورهای متشکل از ملوکول های آب و گاز اطلاق می گردد که در آن به ازای هر ملوکول گاز،

بیش از ۵ ملوکول آب موجود و در طبیعت به سه شکل ساختمانی زیر مشاهده می شوند :

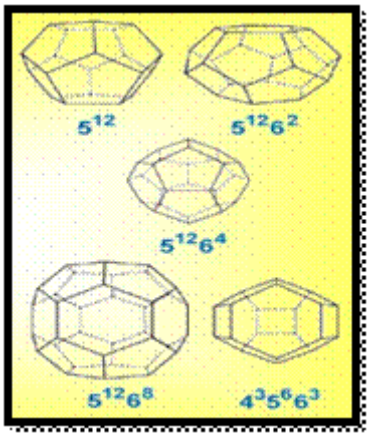


شکل ۱ : تصاعد هیدرات گازی از بستر دریا

ساختار I : بصورت مکعبی شکل با شعاع ساختمانی ۱۲ آنگستروم که به ازای هر ۴۶ ملوکول آب موجود دو سر آزاد جهت پیوند با ملوکول گاز وجود دارد.

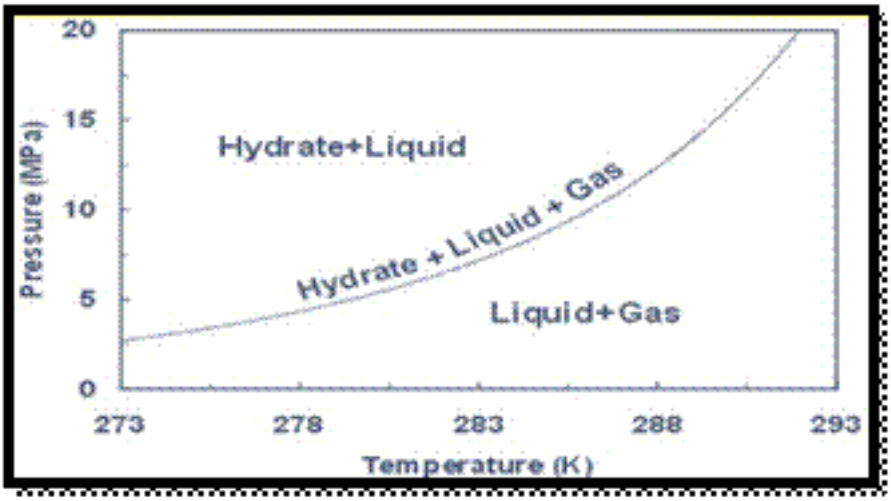
ساختار II: بصورت مکعبی شکل با شعاع ساختمانی ۱۷/۳ آنگستروم که به ازای هر ۱۳۶ ملوکول آب موجود فقط یک سر آزاد جهت پیوند با ملوکول گاز وجود دارد.

ساختار H: بشکل هشت وجهی (هگزاگونال) با شعاع ساختمانی۱۰/۱۷ آنگستروم که به ازای هر ۳۴ ملوکول آب موجود دو سر آزاد جهت پیوند با ملوکول گاز وجود دارد.



شکل ۲ : انواع ساختار بلورین هیدرات گازی

مطابق نمودار زیر هیدرات گازی در شرایط فشار زیاد و درجه حرارت پایین تشکیل می شود. در صورتی که هر یک از این شرایط برقرار نباشد، ملوکول های آب و گاز جدای از یکدیگر خواهند بود و بلور هیدرات گازی تشکیل نخواهد شد.

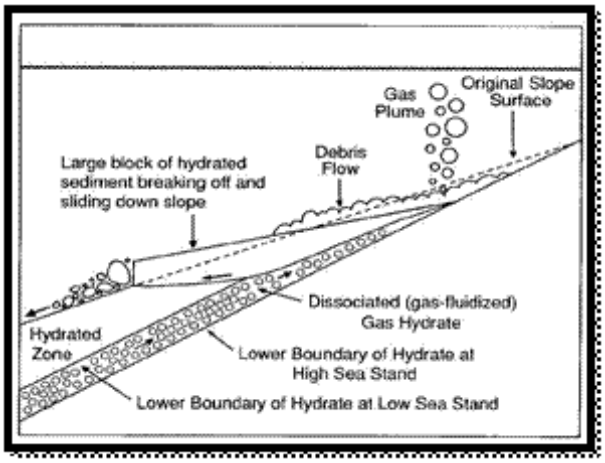


شکل ۳ : نمودار شرایط تشکیل و پایداری هیدرات گازی

با توجه به موارد فوق در رسوبات نزدیک به بستر دریاهای ژرف که در آن میزان فشار زیاد و درجه حرارت پایین است، بشرط بالا بودن میزان تخلخل و تراوایی نهشته های زون سیال, شرایط لازم برای تشکیل هیدرات گازی مهیاست. این شرایط بیشتر برای رسویلت ماسه ای نزدیک به بستر آبهای مناطق عمیق قابل مشاهده است.

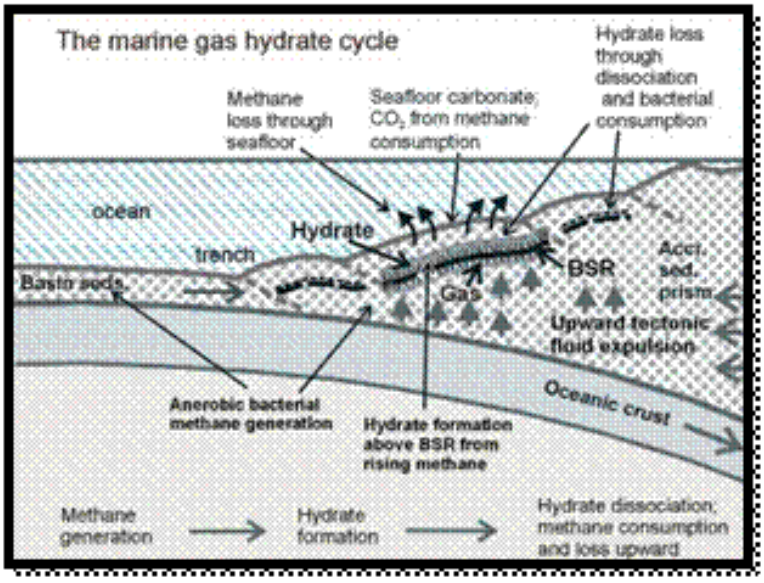
بر اساس بررسی های صورت گرفته بر روی هیدرات گازی مشخص گردید در ساختمان بلورین آنها میزان قابل توجهی آب شیرین به دام افتاده است و اگر این ساختار تجزیه گردد، حجم زیادی ملوکول آزاد آب نشات گرفته از آبهای شیرین تولید می شود. این مطلب با شرایط تشکیل رسوبات یک حوزه رسوبگذاری که آبهای هم منشاء آن دارای میزان نمک برابر یا بیشتر از آب دریاست در تناقض است. لذا جهت تفسیر این پیچیدگی دو پیش فرض مطرح است :

الف) رسوبات رودخانه ای تحت تاثیر جریان های سریع به صورت توده ای حمل شده و در این میان آبهای شیرین را در داخل خود به دام انداخته و آنها را به محیط دریایی حمل نموده اند.



شکل ۴ : محیط های تشکیل هیدرات گازی

ب) مجموعه آبهای شیرین سفره های آب زیرزمینی از بخش ساحلی و خشکی تا بخش دریایی گسترش یافته اند که البته این پیش فرض مورد قبول عموم کارشناسان نفتی قرار نگرفته است.



شکل ۵ : چرخه هیدرات گازی در دریا

برای تجزیه هیدرات گازی، می بایست ساختمان بلورین آن در معرض تغییرات محیطی از

جمله افزایش حرارت، کاهش فشار یا هر دو عامل قرار گیرد. لذا از دلایل وقوع جریان های دریایی کم عق مرتبط با تجزیه هیدرات های گازی را می توان بصورت افزایش حرارت یا کاهش فشار در زون هیدراتی به دلیل حفر چاه تفسیر نمود. زیرا در طول زمان حفاری چرخه گرم گل حفاری ، دمای سازند در زون هیدراتی را بالا برده و سبب تجزیه آن می گردد. در برخی موارد مدت زمان لازم جهت فرآیندهای مذکور که سبب بالا رفتن درجه حرارت سازند تا نقطه تجزیه هیدرات می گردد، افزایش می یابد. این مطلب گویای این واقعیت است که چرا تا موقعی که مته حفاری از زون جریانی عبور نکند، وقوع "SWF" آغاز نمی گردد.

۲- گل فشان:

خروج حجم زیادی از گازهای هیدروکربنی به‌همراه آب و رسوب از بستر دریاها و سواحل، گل‌فشان گفته می‌شود. این پدیده زمین شناختی از لایه‌های رسوبی پوسته‌ی زمین منشاء می‌گیرند، دمای معمولی داشته و معمولا همراه با مقدار زیادی گازهای هیدروکربنی می باشند.

شکل ۶ : تصویری از یک گل‌فشان زیردریایی در خلیج مکزیک که گاز متان در حال خارج شدن از دهانه آن است.

خاستگاه پدیده گلفشان با مناطق فرورانش حوزه های نفتی حاشیه و سواحل دریاها و اقیانوس ها و گسل ها ارتباط تنگاتنگ دارد و معمولا در سازندهایی به وجود می آیند که به دوران مزوزوئیك و سنوزوئیك (کرتاسه - پالئوسن) تعلق دارند و مواد آنها عمدتا دانه ریز در حد رس و سیلت همراه با گازهایی نظیر متان و مشتقات هیدروکربور و انیدرید کربنیك

است. کانون گلفشانها در اعماق بر اثر تحت فشار قرار گرفتن رسوبات دانه ریز بوجود می آید. گل بوجود آمده در اعماق به کمك گازهای فرار تشکیل شده تمایل دارند به سمت سطح زمین حرکت کنند و در حین جریان ضمن فشار وارد کردن به سنگ های اطراف مسیر خود، مقداری از آنها را خرد می کند. در این حالت کانون گلفشان شبیه بمب عمل می کند. مایع و گازهای گلفشان به دلیل حرارت زیادشان احتمالا به اعماق ۵۰۰ متر و بیشتر تعلق دارند و تا به سطح زمین برسند از درجه حرارتشان کاسته شده و به حدود ۱۰تا ۲۵ درجه سانتی گراد می رسند.

ایران با دارا بودن بیش از ۵۰ درصد گلفشان های جهان، از جمله کشورهایی است که بیشترین تعداد گلفشان را در خود جای داده است. پراکندگی این گلفشان ها در جنوب شرقی و شمال شرقی ایران می باشد. که گلفشانهای شمال شرقی ایران عمدتا در استان گلستان واقع می باشند و از مهمترین آنها می توان به گلفشان قارنیاریق تپه و نفتلیچه اشاره کرد.

شکل ۷ : گلفشان قارنیاریق تپه واقع در استان گلستان

گلفشان های مذکور با منطقه سوبسیدانس، گسل و حوزه نفتی دریای خزر ارتباط دارد. این گلفشان ها حالت دیاپیری داشته و مرتبط با گسل می باشند و ضمن بالا آمدن از

بین درزه ها و شکاف ها، به دیواره درزه ها فشار فوق العاده وارد می کنند و بدین ترتیب مایع اشباع شده از گاز بصورت قطرات روی سطوح ظاهر می شوند. با پایین افتادن فشار، مایع تحت فشار روی سطوح رسوبات به طرف تاج دیاپیر هدایت می شوند. این فرآیند بطور پیوسته در طول فعالیت در درزه ها و شکافها ادامه دارد و مقدار گاز تزریق شده به درزه ها در یك فوران به صدها میلیون متر مکعب می رسد. هرچند که وجود گلفشان می تواند نشانه ای از وجود مواد هیدروکربوری باشد، ولی نقطه منفی جهت حفاری های اکتشافی محسوب می شود. زیرا سبب جریان یافتن ذرات دانه ریز به سمت سطوح فوقانی شده و سبب افزایش ریسك حفاری به همراه افزایش هزینه های ناشی از خسارات احتمالی می گردد.

۳- فشار غیر عادی سازندی (Abnormal Formation Pressure):

فشار سازندی ارتباط مستقیمی با سرعت فرونشینی کف بستر حوزه رسوبی و همچنین نرخ سریع رسوبگذاری ذرات در آن دارد. در صورتی که کف حوزه رسوبی بر اثر عوامل تکتونیکی فرونشینی مداومی داشته باشد و نرخ رسوبگذاری در چنین حوزه ای سریع باشد، سبب می گردد

در برهه زمانی کوتاهی ضخامت زیادی از رسوبات تشکیل گردد. در این حالت افزایش وزن طبقات فوقانی به طبقات زیرین سبب افزایش فشار سازندی می گردد که این خود عامل منفی جهت حفاری های اکتشافی محسوب می گردد.

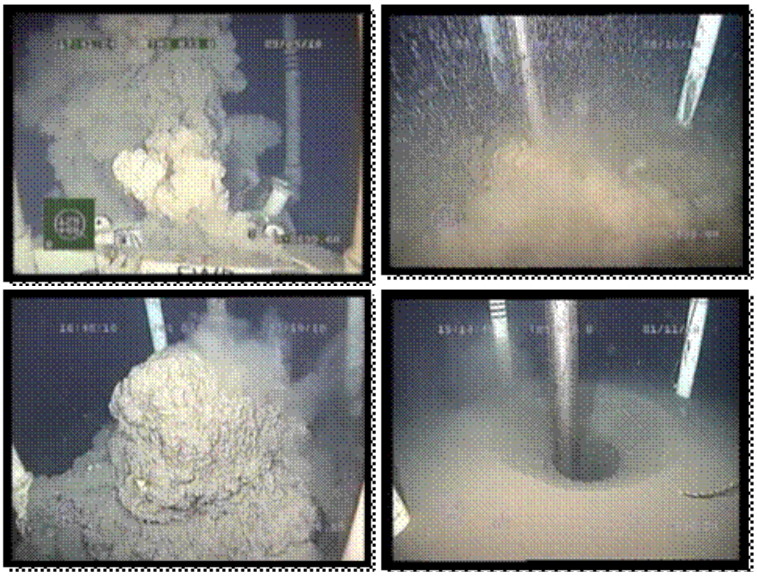
در دریای خزر نیز فرونشینی کف حوزه رسوبی زیاد و نرخ نهشت شدن ذرات رسوبی بالاست به همین جهت این حوزه دارای شرایط منحصربفرد خود می باشد.

۴- بررسی علل وقوع جریان دریایی کم عمق در موقعیت چاه اکتشافی سردار جنگل-۱

مطابق جدول زیر وجود جریان همراه با ماسه (Sand Flow) از عمق ۸۵۰ متر به پایین، در محل چاه اکتشافی مذکور گزارش گردیده است. لازم به توضیح است که شدت جریان ارتباط مستقیم با عمق حفاری داشته و با افزایش عمق، بر میزان شدت نیز افزوده می شود.

جدول ۱ : زون های جریانی چاه سردار جنگل - ۱ و خصوصیات آنها

شماره	عمق از میز دوار	درجه حرارت	شدت‌جریان
۱	۵/ - ۸۵۴۸۶۰	۱۴	کم
۲	۸۸۴ - ۸۸۷	۱۴	قابل توجه
۳	۸۹۲ - ۸۹۷	۱۴	متوسط
۴	۹۱۵ - ۹۱۷	۱۳	کم
۵	۹۳۷ - ۹۳۹	۱۴	خیلی زیاد
۶	۹۴۱ - ۹۴۳	۱۴	زیاد
۷	۹۴۵ - ۹۴۸	۱۴	زیاد
۸	۹۴۹ - ۹۵۴	۱۴	خیلی زیاد
۹	۹۵۸ - ۹۵۹۵/	۱۴	زیاد
۱۰	۹۷۱ - ۹۷۸	۱۴	خیلی زیاد
۱۱	۹۸۳ - ۹۸۶	۱۴	خیلی زیاد
۱۲	۱۰۲۸ - ۱۰۳۳	۱۴	خیلی زیاد

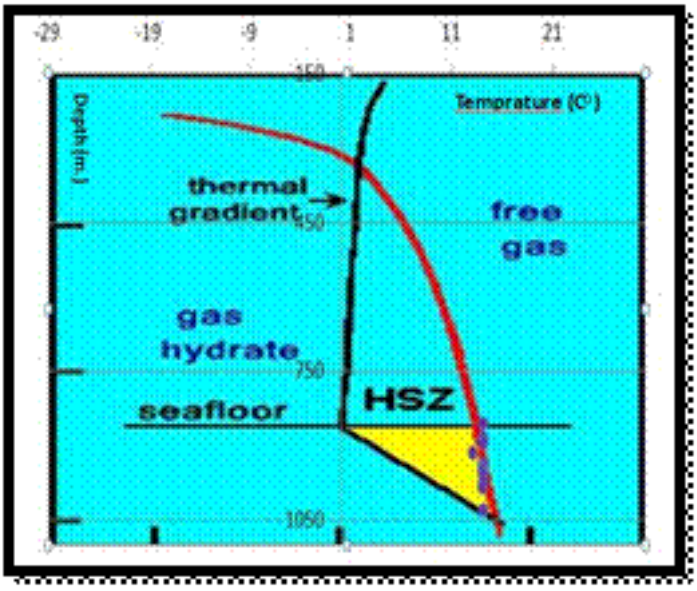


شکل ۸ : مراحل وقوع جریان های ماسه ای در چاه اکتشافی سردار جنگل - ۱ که توسط دستگاه ربات زیر دریایی"ROV" ثبت شده است

جهت بررسی دلایل وقوع این پدیده، ارتباط سه عامل هیدرات گازی، گلفشان و فشار غیر عادی سازندی با ایجاد جریان ماسه ای مد نظر قرار گرفت :

۴-۱- وجود هیدرات گازی:

نمودار زیر بیانگر شرایط پایداری هیدرات گازی در شرایط فشار و حرارت مناسب می باشد که منطقه زرد رنگ موجود در آن محدوده تشکیل هیدرات گازی درزیر سطح بستر دریا را نشان می دهد. همانگونه که در تصویر مشخص است، بر اساس اطلاعات حاصله از عمق و درجه حرارت زون های جریانی و پلات کردن آن در نمودار مذکور، کلیه نقاط (به رنگ بنفش) در محدوده شرایط تشکیل هیدرات گازی قرار گرفته اند. بر این اساس ارتباط بین پدیده مذکور و هیدرات گازی محتمل می باشد.

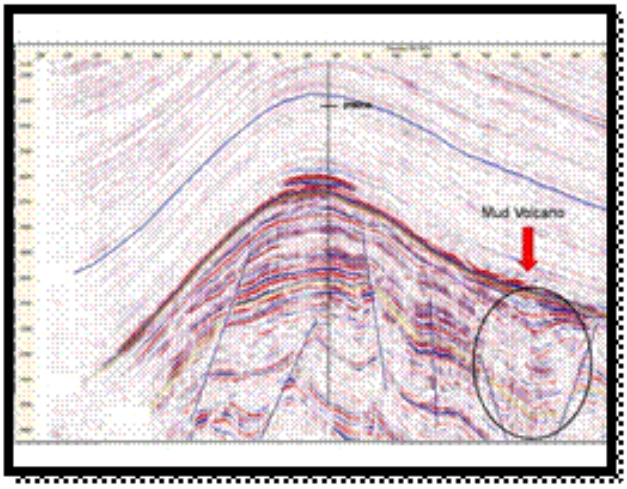


شکل ۹ : نمایش نقاط زون های جریانی بر روی نمودار شرایط تشکیل هیدرات

شایان ذکر است در این خصوص، دستگاه ربات زیر دریایی "ROV" نیز تصاویری از حباب های هیدرات گازی اعماق زیاد را در حین عملیات حفاری ثبت و ضبط نموده است که این نیز به نوبه خود می تواند شاهدی بر وجود هیدرات گازی در زون های جریانی باشد.

۴-۲- تاثیر گلفشان:

بر مبنای مطالعات لرزه ای صورت پذیرفته از ساختار زمین شناسی منطقه اکتشافی و تفاسیر مرتبط با آن، ساختمان های قارچی شکلی مشخص می شوند که وجه تشخیص آن کاهش قدرت بازگشت امواج (Low Reflectivity) در خطوط لرزه ای است و می تواند بیانگر وجود گلفشان در منطقه مذکور باشد. لازم به توضیح است گلفشان های حوزه خزر در مقاطع سطح الارضی (اکثرا استان گلستان) و همچنین در زیر بستر دریا فراوان است. یکی از مهمترین دلایل فراوانی آنها، ترکیب لیتولوژی سازندهای حوزه خزری است که عمدتا از میزان زیاد رس و مارن تشکیل شده است که با سیالاتی نظیر گاز و آب ترکیب شده و با انرژی زیاد به سمت بالا جریان می یابد.

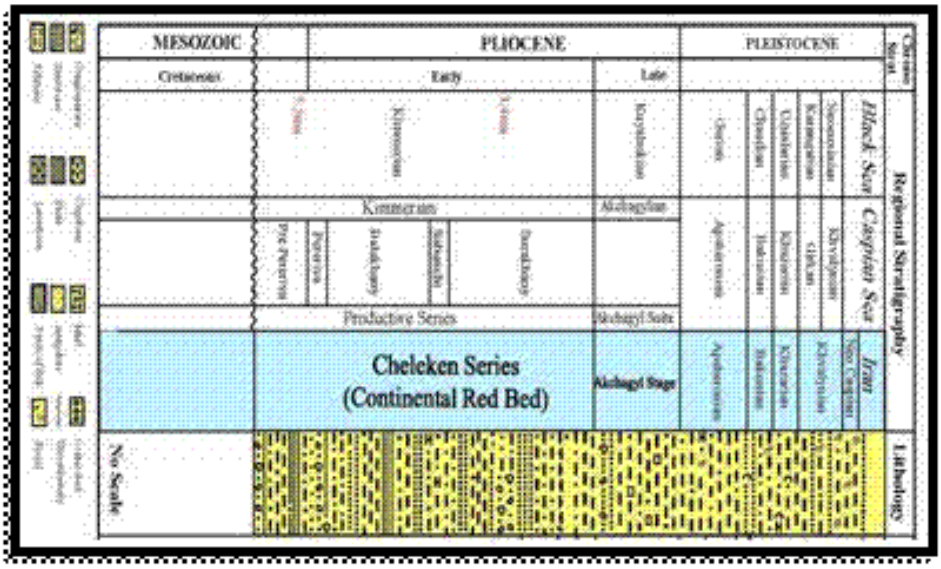


شکل ۱۰ : موقعیت گلفشان بر روی خطوط لرزه ای چاه سردار جنگل - ۱

همانگونه که در تصویر بالا مشاهده می شود، در سمت راست چاه اکتشافی اثری از وجود یك گلفشان عظیم (که محدوده آن با دایره مشخص گردیده است) به چشم می خورد. از آنجایی که ترکیب سازندهای منطقه مذکور نیز رسی - مارنی است، با توجه به فشار سازندی، در ترکیب با سیال های گازی در قالب زون های جریانی پرفشار به سمت کف بستر جریان می یابند که این جریان با آزاد کردن مقدار زیادی انرژی، سبب گسله شدن لایه های مجاور (همانند آنچه در تصویر مشاهده می شود) نیز می شود. در نتیجه می توان احتمال منشاء گلفشان برای جریان های دریایی کم عمق را نیز متصور شد.

۴-۳- فشارسازندی:

معمولا فشار سازندی به عنوان عامل ثانویه، کمك شایانی به وقوع سایر پدیده های مورد بحث (هیدرات گازی و گلفشان) می نماید و احتمال تاثیر مستقیم آن در وقوع جریان های ماسه ای کمتر است. اما از دیدگاه بعضی از کارشناسان نفتی (نفت خزر) این عامل بصورت مستقیم تاثیر بسزایی در وقوع چنین جریان هایی دارد. تاثیر مستقیم فشار سازندی در وقوع جریان ماسه ای زمانی مد نظر قرار می گیرد که علاوه بر سرعت زیاد رسوبگذاری و فرونشینی کف حوزه (Subsidanse)، لایه ماسه های تراوا و حاوی آب سازندی در بین لایه های ناتراوای رس و مارن قرار گرفته و محبوس می شود. در این حالت به دلیل نرخ سریع رسوبگذاری که منجر به فشار نهشته های بالایی بر روی طبقات زیرین می گردد، در صورت ورود مته حفاری به لایه های ماسه ای تحت فشار، ماسه به همراه سیال موجود به سمت بالا جریان می یابد. از آنجا که میزان سوبسیدانس دریای خزر بسیار زیاد بوده و در محل حفاری چاه مورد نظر چنین ترکیب لیتولوژی وجود دارد، لذا احتمال ارتباط فشار سازندی و لایه های تحت فشار با وقوع جریان دریایی کم عمق وجود دارد.



شکل ۱۱ : ستون چینه نگاری چاه سردار جنگل - ۱

۵- نتیجه گیری:

با توجه به اینکه وقوع پدیده جریان دریایی کم عمق سبب تحمیل هزینه های فراوان در حین عملیات حفاری می شود و همچنین در نظر گرفتن این نکته که وقوع آن در چندین مورد حفاری های اکتشافی خزر سبب متروکه شدن حفره راهنما (Pilot Hole) گردیده است، لذا شناخت عوامل موثر بر آن جهت بررسی راهکار مناسب برای مقابله با این پدیده ضروری بنظر می رسد.

در صورتی که عامل اصلی این پدیده هیدرات گازی در نظر گرفته شود، جهت مهار جریان می بایست دو عامل فشار و حرارت را کنترل نمود. از آنجا که ساختار هیدرات گازی بر اثر افزایش حرارت و کاهش فشار شکسته و تجزیه می گردد، لذا تناوب چرخه گرم گل حفاری پس از برخورد به زون هیدراتی باعث گرمای آن و در نتیجه تجزیه می گردد که با وقوع جریان همراه می شود. در این حالت تاخیر در حین حفاری به همراه کاهش سرعت حفاری و همچنین افزایش وزن گل کمك شایانی به مهار پدیده مذکور می نماید. زیرا در مورد اول می توان دما را کنترل نمود و در مورد دوم با مهار فشار از این زون عبور نمود.در صورتی که عامل اصلی این پدیده گلفشان در نظر گرفته شود، حفاری در مناطق با نبود این ساختار و گسله کمتر، می تواند حفاری اکتشافی موفقی را تضمین نماید و در صورتی که عامل اصلی فشار سازندی باشد با تجدید نظر در زمان گذاشتن پوشش جداری در لایه های پرخطر، می توان تا حدودی تاثیر این جریان را کمتر نمود و رسیك حفاری را کاهش داد.

لذا جهت دست یابی به این مهم می بایست مطالعات جامعی در خصوص جریان های ماسه ای انجام داد که اهم بررسی ها شامل مطالعه ترکیب آب همراه این جریانها، مشخصات بافتی و کانی شناسی رسوبات موجود در آنها، عناصر اصلی، فرعی و ردیاب موجود در این جریانها و مشخصات بافتی و کانی شناختی کانی های رسی موجود در آنها و بازسازی شرایط محیطی (با تکیه بر توپوگرافی) بستر خواهد بود.

منابع:

[۱] موسوی روح بخش، م.،(۱۳۸۰)، زمین شناسی دریای خزر، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

[۲] خاموشی، ع.،(۱۳۹۰)، زمین شناسی نفت حوزه خزر جنوبی، انتشارات سارگل

[۳] Simon,A.,Stewart,J.,Richard,J.,۲۰۰۶,Structure and Emplacement of Mud Volcano System in The South Caspian Basin.AAPG Bulletin,V.۹۰,No.۵,P ۷۸۶-۷۱۱

[۴] Amini,A.Moussavi Harami,R.,Lahijani,H.,Mahboubi,A.,۲۰۱۲,Holocene Sedimentation Rate in Gorgan Bay and Adjacent Coasts in Sotheast of Caspian Sea.Journal of Basic and Applied Scientific Research,V.۲,P ۲۹۷-۲۸۹

[۵] Diaconescu,C.,Knapp,J.,۲۰۰۲,Gas Hydrates of the South Caspian Sea,Azerbaijan:Drilling Hazards and Sea Floor Destabilizers.Offshore Technology Conference Held in Houston,Texas U.S.A.,۹-۶ May ۲۰۰۲

[۶] Bob,A.,Harry,H.,۲۰۰۶,Gas Hydrate-A Source of Shallow Water Flow?.The Leading Edge,P -۶۳۴ ۶۳۵

[۷] Eaton,L.E.,۱۹۹۹,Drilling Through Deep Water Shallow Water-Flow Zones at URSA.IADC Drilling Conference,Amesterdam,Paper SPE ۵۲۷۸۰

[۸] Bollavaram,P.,Sloan,J.R.,۲۰۰۱,Pipeline Hydrate Dissociation:Effects of Crystal Structure,Colorado School of Mines,Golden Co. ۸۰۴۰۱

[۹] Sloan, E.D, Max, D.,۱۹۹۸, What are Gas Hydrates?. Geological Society of London Special, Publication ۱۳۷

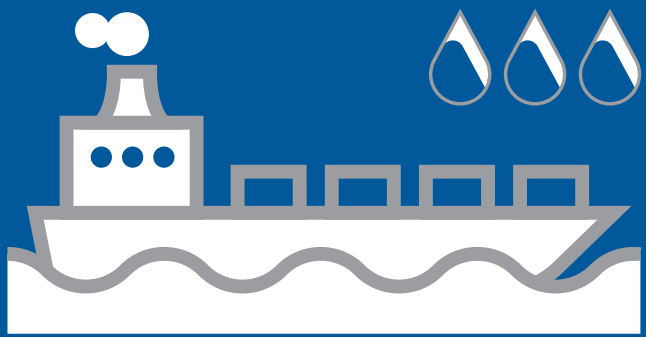
[۱۰] Feyzullayev,A.,Chingiz,S.,۲۰۱۰, Gas Hydrates in the Southern Caspian Sea,Petroleum Geology and Geochemistry.Geology Institute of Academy of Sciences,V.۱,P ۳۰-۲۰

[۱۱] Khokhar,A.A.,Sloan,E.D.,Gudmundsson,J.S.,Natural Gas Storage Properties of Structure H Hydrate,۱Now with C-FER Technologies Inc.,Edmonton

شرکت ملی نفت ایران
شرکت نفت خزر

بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌های منشاء احتمالی در جنوب ساری-شمال ایران

Kepco2019



۱- چکیده:

این مقاله به بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌های منشاء احتمالی در جنوب شهرستان ساری می‌پردازد. بدین منظور تعداد چهار نمونه از رسوبات سنگ منشا احتمالی به سن میوسن این منطقه جهت آنالیز پیرولیز راک- اول مورد بررسی قرار گرفتند. باتوجه به نتایج حاصل از این آنالیز، نهشته‌های مورد مطالعه از دیدگاه میزان کل کربن آلی فقیر بوده و مقدار کربن آلی آنها از ۰/۴۸ - ۰/۱۵ درصد در تغییر است. اکثر نهشته‌های مورد مطالعه از لحاظ میزان پختگی کروژن نابالغ بوده و بطور غالب در انتهای دیاژنز (قبل از پنجره نفت‌زایی یا در شروع آن) قرار دارند. بنابراین نهشته‌ها از لحاظ توان هیدروکربورزایی ضعیف بوده و فاقد هرگونه کروژن مناسب جهت تولید هیدروکربن بصورت محلی هستند. همچنین در تعیین رخساره آلی مشخص گردید رسوبات مذکور در یک محیط پسرونده قاره‌ای نهشته شده‌اند.

واژه های کلیدی:

سنگ منشاء احتمالی - بلوغ حرارتی - پیرولیز راک اول - پنجره نفت زایی - جنوب شهرستان ساری.

۲- مقدمه:

بطور کلی تا اواسط قرن گذشته، اهمیت و ویژگی‌های خاص دریای خزر منحصر به عملیات صید ماهیگیری و امور شیلات و نیز حمل و نقل دریایی و کشتی‌رانی بود. اما به تدریج با شناخت بیشتر از حوزه و چاه‌های نفتی دریای خزر و در پی آن اکتشاف و استخراج نفت از این ناحیه در سال ۱۹۴۷ به بعد، اهمیت اقتصادی و تجاری این دریا از لحاظ وجود ذخایر نفت و گاز و همچنین تولید از این منابع افزایش یافت و به این ترتیب امروزه در سواحل فلات قاره دریای خزر، صدها مشعل فروزان از چاه‌های نفتی به چشم می‌خورد. بنابراین شناسایی سیستم‌های هیدروکربوری حوزه رسوبی خزر به منظور مطالعات اکتشافی نفت و گاز و در جهت نیل به تولید از منابع هبدروکربوری در این منطقه از اهمیت شایانی برخوردار

است. یکی از ارکان اصلی هر سیستم نفتی، سنگ منشاء است. بنابراین شناسایی سنگ مادر و وضعیت آن در هر سیستمی ضروری است. درک این مطلب نه تنها مانع از انجام حفاری های ناموفق در نواحی فاقد توان هیدروکربوری می‌گردد، بلکه از اتلاف سرمایه نیز جلوگیری می‌کند. طبق تعریف سنگ منشاء احتمالی (Possible Source Rock) به هر سنگ رسوبی اطلاق می‌شود که توانایی تولید در آن هنوز ارزیابی نشده است ولی ممکن است نفت یا گاز تولید کرده باشد [۱۵] (Waples D.W. - ۱۹۸۵).

امروزه ژئوشیمی نفت به عنوان یک علم بنیادی و بین رشته‌ای جهت بهبود بازده اکتشاف و تولید بکار می‌رود و با استفاده از تئوری‌ها و روش‌های مختلف ژئوشیمیایی، بسیاری از مسائل مربوط به فهم و شناخت سنگ‌های منشاء، زون‌های تولیدی و غیرتولیدی، مهاجرت نفت، تجمعات نفتی، توسعه میدان‌های نفتی و جداسازی محصولات در تولیدات آمیخته شده را مورد مطالعه قرار می‌دهد [۱۱] (Kufman et. Al. - ۱۹۹۰; Miller - ۱۹۹۵; Peters and Fowler - ۲۰۰۲).

با پیشرفت علم ژئوشیمی آلی این فرضیه به اثبات رسیده است که بیش از ۹۱ درصد ذخایر نفت و گاز جهان در طول ۶ وقفه اصلی رسوبی (نبود چینه‌ای) در تاریخ زمین‌شناسی تولید شده‌اند]۲[(کمالی و قربانی- ۱۳۸۵)که عبارتند از :

۱- سیلورین ۲- دونین بالایی - تورنسین ۳- پنسیلوانین- پرمین آغازین ۴- ژوراسیک بالایی ۵- کرتاسه میانی ۶- الیگوسن - میوسن.

لذا رسوبات دریایی دوره میوسن در حوزه رسوبی خزر جنوبی به عنوان یکی از اهداف برای پی‌جویی‌های اکتشافی سنگ منشاء احتمالی در این حوزه، دارای اهمیت بوده و از ملاک‌های اصلی این انتخاب می باشند. از سوی دیگر سری مایکوپ (Maykop Series) با سن میوسن زیرین نیز در کشور همجوار این حوزه (آذربایجان) به عنوان سنگ منشاء تولید نفت و گاز حوزه رسوبی دریای خزر شناخته می‌شود که در نهایت با این تفاسیر، ضرورت مطالعه و بررسی نهشته‌های میوسن ایران در راستای منشاءیابی ذخایر هیدروکربوری، بیش از پیش آشکار می‌شود.

به همین جهت در این مقاله سعی شده است خصوصیات ژئوشیمیایی بخشی از نهشته‌های به سن میوسن حوزه رسوبی خزر جنوبی جهت شناسایی سنگ منشاء احتمالی مورد مطالعه و بررسی قرار گیرد و برای نیل به این هدف از داده‌های بدست آمده از پیرولیز راک- اول استفاده گردیده است.

بهتر است که مدل دستگاه راک اول (II , VI) و محل انجام آنالیزها در ابتدای مقاله ذکر گردد.

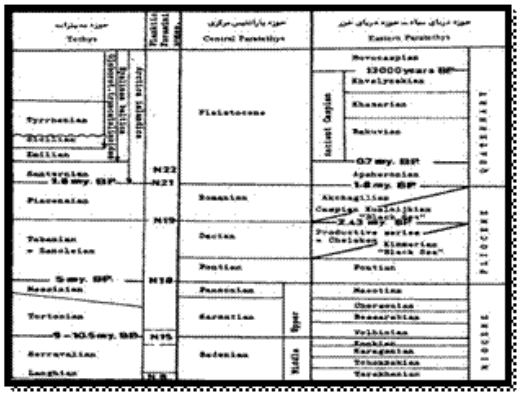
۳- زمین شناسی منطقه

منطقه مورد نظر جنوب ساری (جاده ساری - کیاسر) قرار دارد و بخشی از حوزه رسوبی خزر جنوبی در ایران قلمداد می گردد. از آنجا که این حوزه در دوران سنوزوئیک بصورت مستقل پدیدار گردیده است، خصوصیات زمین‌شناختی و چینه‌شناسی آن در این دوران شرح داده می شود :

دریای خزر بخشی از حوزه پاراتتیس شرقی بوده که تا اواخر میوسن با دریای سیاه ارتباط داشته اما در پلیوسن زیرین با ادامه حرکات کوهزایی آلپی و بالا آمدن سرزمین قفقاز، ارتباط آبی آن با دریای آزوف و سیاه از طریق دره مانچ قطع شد و به عنوان یک دریاچه مستقل پدیدار گردید (Varashchenko-۱۹۸۷).

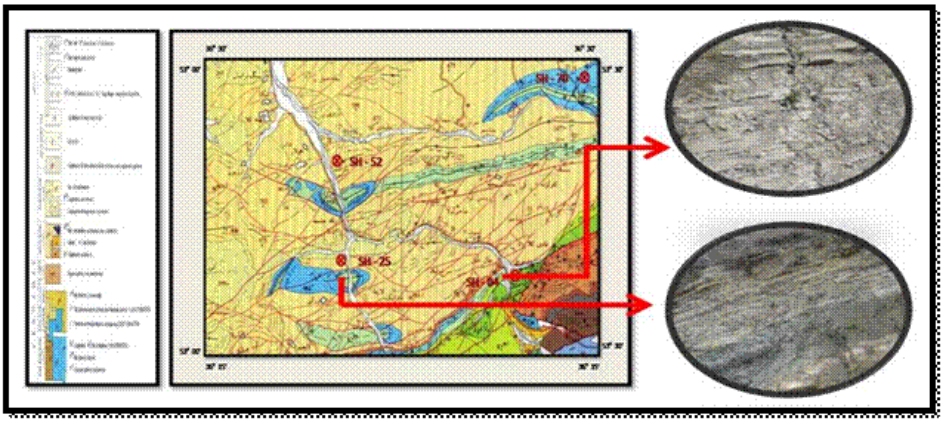
لازم به توضیح است که در اواخر پلیوسن نیز این دریا وسعت خود را گسترش داده و مجدداً با دریای سیاه ارتباط برقرار کرده و به هم متصل شده‌اند. در دوران چهارم نیز بر اثر ذوب یخچال‌ها این گسترش ادامه پیدا می‌کند ولی پس از آن، پایین آمدن سطح آب دریای خزر شروع شده و اتصال بین دریای خزر و سیاه قطع می‌گردد و در نتیجه حوزه پاراتتیس به دریای سیاه، خزر و آرال تقسیم می‌گردد]۳[(موسوی روح بخش-۱۳۷۰).

شایان ذکر اینکه در ایران به دلیل عقب‌نشینی عمومی دریا و وقوع یک فاز غیررسوبی، رسوبگذاری از پالئوسن تا میوسن صورت نپذیرفته است. در نتیجه توالی چینه‌ای دوران سوم در بعضی از قسمتهای منطقه یاد شده در پایان میوسن (سارماسین - پونسین) و در برخی دیگر در پلیوسن آغازی تا میانی شروع می‌شود]۱[(سحابی- ۱۳۸۶). بنابراین کامل ترین رسوبات حوزه خزری در ایران مربوط به دوره میوسن می‌باشد و میزان گسترش آن در منطقه جنوب شهرستان های ساری و بهشهر به حداکثر ضخامت خود می‌رسد. سنگ شناسی غالب توالی میوسن در منطقه مورد مطالعه شامل رس سنگ، سیلتستون و مارن‌های متورق تیره رنگ می‌باشد که به دلیل احتمال وجود بیشترین مواد آلی در



شکل ۱ ستون چینه‌شناسی حوضه رسوبی خزر و انطباق آن با سایر حوضه‌های پاراتتیس

مارن‌های تیره نسبت به سایر رسوبات، نمونه‌برداری از آنها صورت پذیرفته است. تصاویر زیر نشان‌دهنده ستون چینه‌شناسی نهشته‌های حوزه خزری، نقشه زمین‌شناسی منطقه و موقعیت محل‌های نمونه‌برداری می‌باشد.



شکل ۲ موقعیت برداشت نمونه‌های ژئوشیمیایی رسوبات میوسن در جنوب شهرستان ساری

به نظر می رسد که نمونه ها به صورت Spot برداشت شده اند که در این صورت اگر نمونه ها بر روی یک برش سطحی مشخص نمونه برداری می گردید و لاگ چینه شناسی آن نیز به مقاله اضافه می گردید نتیجه بهتری به دست می آمد و توانایی یک توالی رسوبی از لحاظ کیفیت سنگ منشایی بررسی می شد.

۴- داده ها و روش مطالعه:

با توجه به وضعیت آب و هوایی ناحیه مورد مطالعه و احتمال بروز خطا در آنالیز نمونه ها, به دلیل مهیا بودن شرایط لازم برای هوازدگی و فرسایش شدید رسوبات مورد مطالعه در محدوده مذکور, نمونه برداری در دو نوبت صورت پذیرفت و در هر نوبت تعداد ۴ نمونه سنگی از مارن‌های تیره رنگ نهشته‌های به سن میوسن جنوب شهرستان ساری انتخاب گردید. شایان ذکر اینکه در مراجعه دوم به محدوده مورد مطالعه جهت کاهش اثر هوازدگی در نتایج آنالیز ژئوشیمی, نمونه ها از نقاط عمیق تر اخذ گردیدند (عمق نمونه برداری حدود ۱/۵ متر می باشد). ولی در مجموع پس از مقایسه نتایج اولیه آنالیز ژئوشیمی در دو مرحله نمونه برداری از ناحیه مذکور, تغییر محسوسی در داده های حاصل, مشاهده نگردید و لذا

از نتایج کلیه داده ها (۸ نمونه ژئوشیمی) در این تحقیق استفاده گردیده است. لازم به توضیح است در جدول شماره ۱ نیز نتایج آنالیز حاصل از دو مرحله نمونه برداری به تفکیک رنگ نشان داده شده است.

جهت آنالیز ژئوشیمی نمونه های مذکور, در ابتدا مقدار ۷۰ - ۵۰ میلی گرم از هر نمونه آماده سازی و هموژنیزه شده و پس از آن توسط دستگاه پیرولیز راک - اول ۶ مورد آنالیز قرار گرفت. مهمترین پارامترهای محاسبه شده توسط دستگاه راک - اول که در این بررسی از آنها استفاده گردید بشرح زیر می‌باشد :

S۱ : مقدار هیدروکربن تولید شده در درجه حرارت حدود ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد با افزایش ۵ درجه در هر دقیقه در شرایط هلیوم و با واحد میلی گرم هیدروکربن در هر گرم سنگ (mg HC/g Rock) بیان می‌شود.

S۲ : مقدا هیدروکربن تولید شده در حین پیرولیز کروژن و بیتومین‌های فرار در دمای ۶۰۰ - ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد با افزایش ۲۵ درجه سانتی‌گراد در هر دقیقه در شرایط هلیوم. در واقع پیک S۲ همان توان کنونی موجود در نمونه سنگ می‌باشد که به صورت میلی‌گرم هیدروکربن در هر گرم سنگ (mg HC/g Rock) نمایش داده می‌شود. در این محدوده دمای هیدروکربن‌ها و ترکیبات حاوی اکسیژن در اثر شکسته شدن کروژن و ترکیبات سنگین مانند رزین‌ها و آسفالتن‌ها پیك S۲ را بوجود می‌آورند.

S۳ : مقدار CO۲ تولید شده در حین پیرولیز در محدوده دمایی ۳۹۰ - ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد و در واحد میلی گرم CO۲ در هر گرم سنگ نمایش داده می‌شود.

TMax : دمایی است که پیک S۲ در آن حداکثر مقدار خود را نشان داده و به عنوان یک پارامتر جهت ارزیابی بلوغ حرارتی نمونه سنگ منشاء مورد استفاده قرار می‌گیرد.

HI : شاخص هیدروژن می‌باشد و عبارت است از نسبتTOC/S۲.

OI : شاخص اکسیژن می‌باشد و عبارت است از نسبت TOC/S۳.

PI : شاخص توان هیدروکربن‌زایی می‌باشد و عبارت است از نسبت S۲+S۱/S۱.

در جدول ۱ اطلاعات بدست آمده توسط این دستگاه بر روی رسوبات به سن میوسن جنوب شهرستان ساری نشان داده شده است.

جدول ۱ نتایج آنالیز ژئوشیمی نمونه‌های مارنی جنوب شهرستان ساری

Sample	S1	S2	S3	Tmax	HI	OI	TPI	TOC
SH-04	۰.۶	۰.۱۳	۰.۳۱	۴۳۷	۲۷	۶۵	۰.۳۲	۰.۴۸
SH-25	۰.۲۲	۰.۰۱	۰.۳۸	۴۳۷	۸	۲۵۳	۰.۹۵	۰.۱۵
SH-52	۰.۰۵	۰.۰۱	۰.۳۷	***	۴	۲۴۷	۰.۸۹	۰.۱۵
SH-70	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۳	۴۲۸	۱۴	۷۵	۰.۴۳	۰.۴
Khazar-06	۰.۰۶	۰.۱۸	۰.۲۶	۴۷۴	۸۶	۱۲۴	۰.۲۵	۰.۲۱
Khazar-07	۰.۰۵	۰.۱۳	۰.۲۴	۴۳۹	۳۶	۶۷	۰.۲۸	۰.۳۶
Khazar-08	۰.۰۴	۰.۰۶	۰.۲۶	۴۳۶	۲۶	۱۱۳	۰.۴	۰.۲۳
Khazar-09	۰.۰۵	۰.۱۶	۰.۱۹	۴۳۸	۴۱	۴۹	۰.۲۴	۰.۳۹

۵- بحث

پس از آنالیز پیرولیزراک- اول از نمونه‌های مورد آزمایش، موارد زیر حاصل گردید:

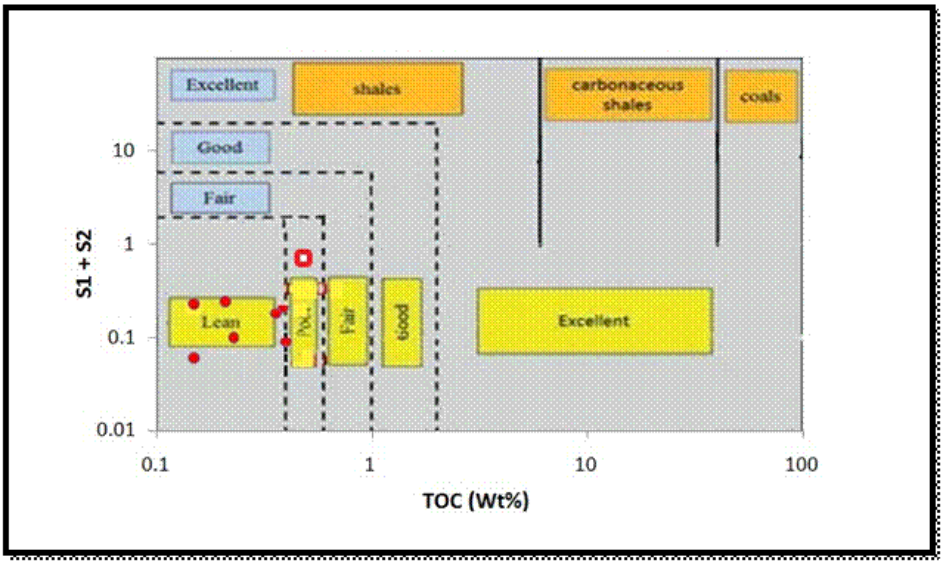
۵- ۱ - ارزیابی توان هیدروکربورزایی :

مقدار هیدروکربن تولید شده در طی پیرولیز (S۲) یک پارامتر مفید برای ارزیابی پتانسیل تولید سنگ منشاء است (Bordnev - ۱۹۷۳ ; Peters - ۱۹۸۶) [۱۳] . لذا جهت بررسی توان هیدروکربور زایی، در ابتدا مقادیر S۲، S۱ و TOC حاصل از پیرولیز راک - اول نمونه‌های مورد مطالعه با مقادیر استاندارد [۱۲] (Peters and Cassa - ۱۹۹۴) به شرح جدول زیر مقایسه گردید.

جدول شماره ۲ استاندارد پارامترهای حاصل از پیرولیز برای تعیین کیفیت، کمیت و بلوغ حرارتی سنگ‌های منشاء (Peters and Cassa - ۱۹۹۴) [۱۲]

Quantity		TOC (wt %)	S_1 (mg HC/g rock)	S_2 (mg HC/g rock)
Poor		0-0.5	0-0.5	0-2.5
Fair		0.5-1	0.5-1	2.5-5
Good		1-2	1-2	5-10
Very good		2-4	2-4	10-20
Excellent		>4	>4	>20
Quality		**HI (mg HC/g TOC)**	**S_2/S_3**	**Kerogen type**
None		<50	<1	IV
Gas		50-200	1-5	III
Gas and Oil		200-300	5-10	II/III
Oil		300-600	10-15	II
Oil		>600	>15	I
Maturation		**R_o (%)**	**T_{max}(°C)**	**TAI**
Immature		0.2-0.6	<435	1.5-2.6
Mature	Early	0.6-0.65	435-445	2.6-2.7
	Peak	0.65-0.9	445-450	2.7-2.9
	Late	0.9-1.35	450-470	2.9-3.3
Postmature		>1.35	>470	>3.3

در این تحقیق مشخص شد کلیه نمونه‌های مورد مطالعه از توان هیدروکربورزایی ضعیف برخوردارند. برای بررسی صحت این موضوع، نمونه‌های مذکور بر روی نمودار ارزیابی توان ژنتیکی[۹] (Hung et. al. - ۲۰۰۸) که در آن نسبت تغییرات S۲+S۱ در برابر TOC را نشان می‌دهد نیز ترسیم گردید. نتیجه بدست آمده از روی نمودار نیز مشابه حالت قبلی بوده و توان هیدروکربور زایی ناچیز تا ضعیف را برای نهشته‌های میوسن جنوب شهرستان ساری تائید می‌کند. لازم به توضیح است بیشترین توان هیدروکربورزایی مربوط به نمونه شماره ۰۴-SH می باشدکه با علامت مربع در شکل ۳ قابل مشاهده است اما بطور کلی این نمونه نیز پتانسیل هیدروکربوری ناچیزی را نشان داده و از توان هیدروکربور زایی بالایی برخوردار نمی باشد.

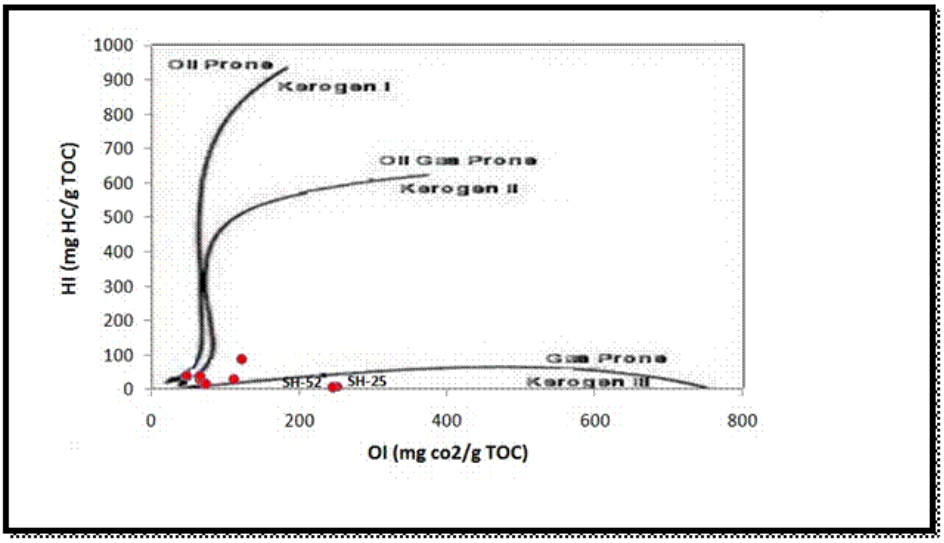


شکل ۳ نمودار تغییرات S۲+S۱ در برابر TOC بمنظور ارزیابی پتانسیل ژنتیکی نمونه های میوسن جنوب شهرستان ساری (Hung et. al. - ۲۰۰۳) [۹]

۲-۵ - تعیین نوع کروژن مواد آلی :

به منظور تعیین نوع ماده آلی از نمودار ون کرولن که در آن نسبت اتمی H/C در مقابل O/C قرار گرفته است استفاده می‌شود[۶] (Espitalie et. Al - ۱۹۷۷) . تجربیات حاصل نشان داد که محتوای اکسیژن کروژن متناسب با دی اکسیدکربن آزاد شده (S۳) و محتوای

هیدروژن کروژن متناسب با هیدروکربن‌های آزاد شده از شکست حرارتی کروژن (S2) در طی پیرولیز است. بر همین اساس هانت ((Hunt - ۱۹۹۶ نمودار HI در مقابل OI را تعریف نمود که به نوعی نمودار ون کرولن تصحیح شده قلمداد می‌گردد و در آن جهت تعیین نوع کروژن، از تغییرات HI (شاخص هیدروژن) در برابر OI (شاخص اکسیژن) استفاده می‌شود. در این حالت با ترسیم کردن نقاط بر روی نمودار مذکور، اکثر نمونه‌ها در محدوده کروژن نوع II قرار می‌گیرند و فقط دو نمونه شماره "۲۵-SH" و "۵۲-SH" در محدوده کروژن نوع III مشاهده می شوند.

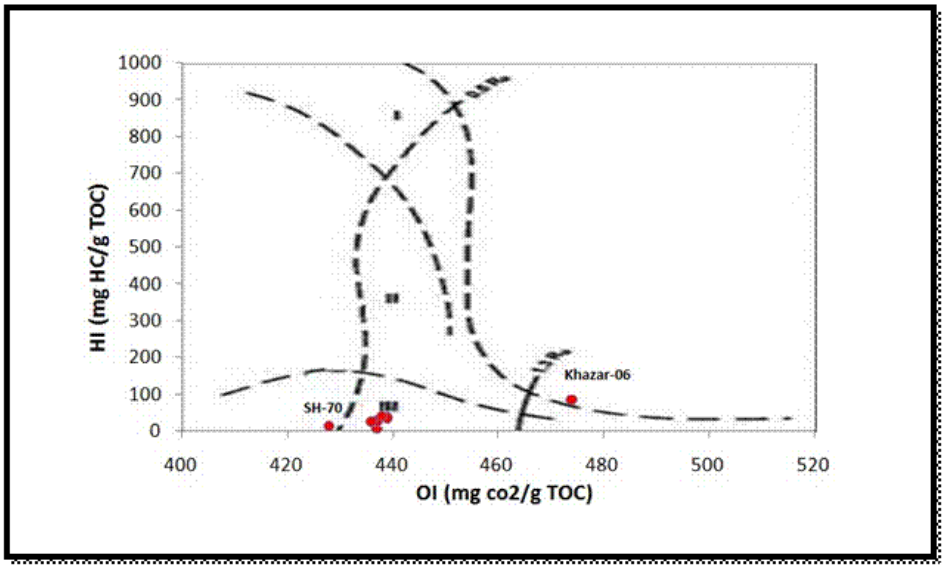


شکل ۴ نمودار تغییرات HI در برابر OI نمونه‌های میوسن جنوب شهرستان ساری [۹] (Hunt - ۱۹۹۶)

۳- ۵ - تعیین میزان بلوغ مواد آلی :

از میان پارامترهای مختلف حاصل از پیرولیز، شاخص TMax نشان دهنده بلوغ حرارتی مواد آلی است. که با افزایش عمق و درجه بلوغ حرارتی کروژن ارتباط مستقیم دارد. محدوده تغییرات TMax نسبت به OI برای کروژن نوع I محدود است ولی برای کروژن نوع II گسترده و برای کروژن نوع III خیلی گسترده است که علت آن افزایش پیچیدگی ساختاری مواد آلی است[۱۴] (Tissot et. Al. - ۱۹۸۷). مقادیر TMax برای نمونه‌های مورد مطالعه ۴۳۷ - ۴۲۸ درجه سانتی‌گراد ارزیابی گردیده است که بر اساس مقادیر استاندارد

(Peters and Cassa - ۱۹۹۴) [۱۲] جدول شماره ۲ نمونه "۷۰-SH" به مرحله بلوغ نرسیده است ولی اکثر نمونه ها در ابتدای مرحله بلوغ (کاتاژنز) قرار دارند. شایان ذکر اینکه فقط نمونه "۶-Khazar" کلیه مراحل بلوغ را پشت سر گذرانیده است ضمن آنکه تعیین میزان بلوغ نمونه "۵۲-SH" بدلیل عدم قرائت TMax میسر نبود. جهت بررسی صحت نتایج به دست آمده از نمودار تغییرات HI در مقابل TMax نیز استفاده شد.



شکل ۵ نمودار HI در برابر TMax بمنظور تعیین بلوغ و نوع کروژن نمونه‌های مورد مطالعه[۷] (Espitalie - ۱۹۸۵)

براساس نمودار فوق صحت اطلاعات حاصل از تعیین میزان بلوغ مواد آلی مورد تائید قرار گرفت ضمن آنکه نوع کروژن بدست آمده از این نمودار مشابهت زیادی با نتایج حاصل از تعیین کروژن به وسیله نمودار ون کرولن نیز دارد. شایان ذکر است به دلیل عدم قرائت میزان TMax نمونه "۵۲-SH"، این پارامتر در نمودار فوق قابل نمایش نمی‌باشد.

به استناد نمودار مذکور (شکل شماره ۵) و جدول شماره ۳ می‌توان به این نتیجه رسید که فقط نمونه "۶-Khazar" با میزان TMax = ۴۷۴ در مرحله Post Mature قرار گرفته است ولی اکثر نمونه ها با میزان TMax = ۴۳۷ از نظر پختگی در شروع پنجره تشکیل نفت قرار دارند، یعنی در اواخر مرحله دیاژنز و اوایل مرحله کاتاژنز به سر می‌برند (بالغ-

نابالغ). نمونه "۷۰-SH" نیز با TMax = ۴۲۸ نابالغ بوده و حتی به مرحله شروع پنجره نفتی نیز نرسیده است (TMax> ۴۳۵).

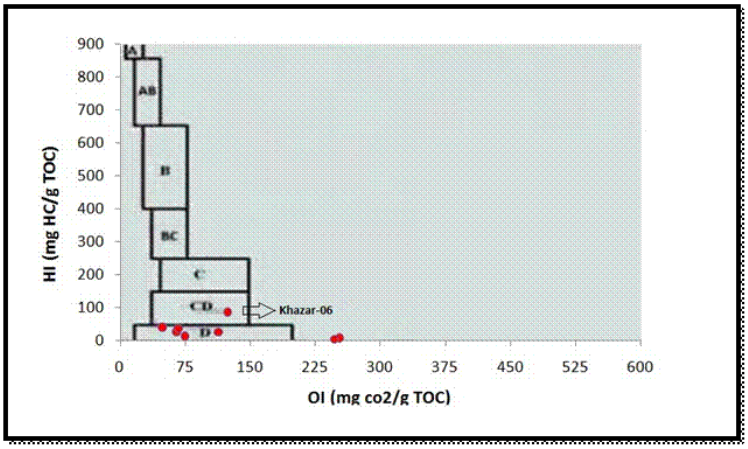
در نهایت اینکه به استثناء نمونه "۶-Khazar", کلیه نمونه‌های مذکور به مرحله بلوغ نرسیده‌اند و لذا در دمای مطلوب تولید نفت قرار ندارند و در نتیجه فاقد توانایی تولید نفت یا گاز می‌باشند.

جدول ۳ شاخص بلوغ حرارتی[۱۲] (Peters and assaC - ۹۹۴۱)

Maturity	TMax	PI	RO
Oil Window	435-445	0.1	0.6
Gas Window	470	0.4	1.2

۴-۵- تعیین رخساره آلی:

منظور از رخساره آلی، محیط رسوبی است که در آن مواد آلی همراه رسوبات نهشته شده اند. برای تعیین رخساره آلی از نمودار [۱۴] (Jones - ۱۹۸۷) استفاده گردیده است. این نمودار که براساس تغییرات مقادیر HI در برابر OI می‌باشد، محدوده رخساره‌های آلی موجود در سازند را مشخص می‌نماید. لازم به توضیح است که هر کدام از این محدوده‌ها در جدول اطلاعاتی [۱۰] (Jones - ۱۹۸۷) دارای ویژگی هایی به شرح زیر می‌باشد.

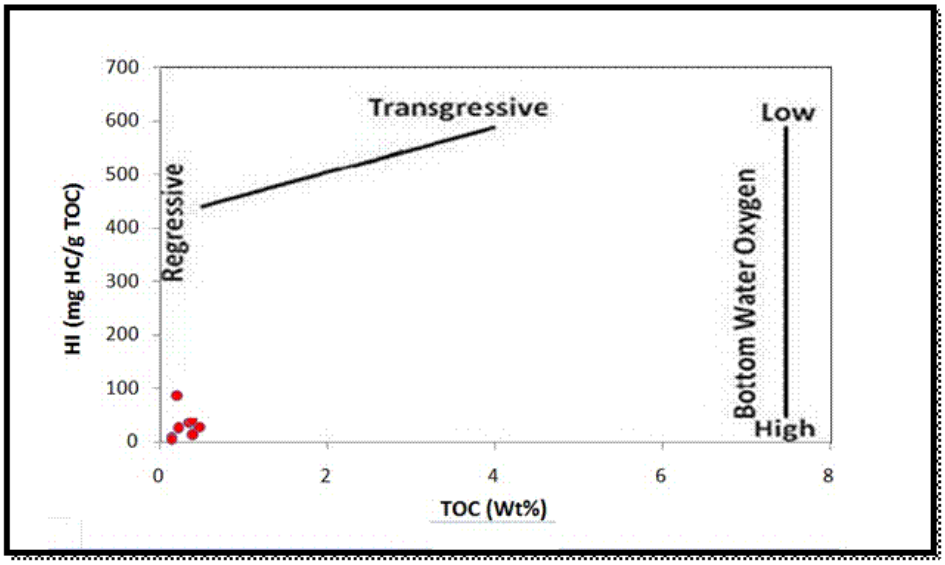


شکل ۶ نمودار تعیین رخساره آلی با استفاده از نسبت تغییرات HI در برابر [۱۰] OI(Jones - ۱۹۸۷)

جدول ۴ مشخصات محدوده رسوبی رخساره‌های آلی و موقعیت قرارگیری نمونه‌های مارنی جنوب شهرستان ساری بر روی آن (Jones - ۱۹۸۷) [۱۰]

ردیف	نام محدوده	محیط رسوبی
1	A	محیط دریاچه ای شدیدا احیایی
2	AB	محیط دریاچه ای پیشرونده احیایی
3	B	محیط دریایی – دریاچه ای نسبتا احیایی
4	BC	محیط های دارای مواد آلی دریایی و قاره ای با رسوبگذاری و شرایط نسبتا اکسیدان
5	C	محیط های با سرعت رسوبگذاری متوسط در شرایط احیایی
6	CD	محیط های عمیق در مجاورت نقاط کوهزایی
7	D	محیط های قاره ای شدیدا اکسیدان

به منظور شناسایی شرایط محیط رسوبگذاری نیز می‌توان از نمودار مقادیر TOC در مقابل HI استفاده نمود که به کمک آن شرایط پیشروی یا پسروی حاکم بر محیط رسوبگذاری در زمان نهشت رسوبات تعیین می‌گردد.



شکل ۷ نمودار مقادیر TOC در مقابل HI بمنظور شناسایی شرایط محیط رسوبگذاری آنها[۵]

(Dean et. Al. - ۱۹۸۶)

هرچند که پس از ورود اطلاعات بر روی دو نمودار فوق, شرایط پسروی دریا در یک محیط قاره‌ای شدیداً اکسیدان برای اکثر نمونه های مذکور حاصل می گردد ولی باید به این نکته

توجه نمود که مقدار کم HI و میزان OI نسبتا زیاد, خود موید این مطلب است که نمونه ها متاثر از شرایط آب و هوایی ناحیه مورد مطالعه بوده و در معرض هوازدگی و فرسایش شدید قرار گرفته اند در نتیجه این احتمال وجود دارد که منشاء بدست آمده ارتباطی به محیط رسوبی اولیه نداشته باشد. تنها نتیجه قابل استناد در این بخش متعلق به نمونه "۶-Khazar" می باشد که شرایط محیطی عمیق در مجاورت نقاط کوهزایی را نشان می دهد. از آنجا که این نمونه از نظر درجه بلوغ نیز پنجره گاز زایی را پشت سر گذاشته است می تواند تائید کننده این مطلب باشد که رسوبات مذکور در شرایط نسبتا عمیق دریایی نهشته شده اند و با توجه به عمق تدفین و درجه حرارت مناسب در شرایط نسبتا خوبی از نقطه نظر بلوغ حرارتی قرار گرفته اند

نکته قابل توجه دیگر این است که تحلیل شرایط محیطی به دست آمده از این دو نمودار انطباق خوبی با میزان کم درصد کربن آلی (TOC) و همچنین عدم توانایی تولید هیدروکربور در نمونه‌های موصوف را دارد. به عبارت ساده‌تر کاهش درصد کربن آلی در نمونه‌ها با شرایط اکسیدان محیطی که در آن رسوبات در معرض هوازدگی و فرسایش شدید قرار گرفته اند, قابل انطباق بوده و احتمالاً کربن آلی این نهشته‌ها در مجاورت اکسیژن هوا تجزیه گردیده است. که این موضوع باعث کاهش توان هیدروکربورزایی در نمونه‌های مورد بررسی نیز گردیده است.

۶- نتیجه گیری:

نتایج مطالعات پیرولیز راک - اول بر روی نمونه رسوبات میوسن جنوب شهرستان ساری نشان داد که نوع ماده آلی نمونه‌های مورد آزمایش از کروژن II و ندرتا III می‌باشد. همچنین به دلیل شرایط آب و هوایی ناحیه مورد مطالعه و شدت هوازدگی که تا بخش های عمیق خاک نفوذ کرده, سبب گردیده شرایط محیط رسوبی نهشته های مورد مطالعه قابل تحلیل نباشد و لذا پایین بودن میزان کربن آلی این رسوبات نیز ناشی از تجزیه آنها در معرض اکسیژن هوا باشد. از سوی دیگر مقادیر TMax کم رسوبات گویای این مطلب است که نهشته‌های مذکور در اواخر مرحله دیاژنز و اوایل مرحله کاتاژنز (نابالغ- بالغ) به سر می‌برد. لذا این رسوبات به مرحله بلوغ کامل نرسیده و از نظر پختگی در شروع پنجره تشکیل نفت قرار گرفته و از آنجایی که هنوز پنجره نفتی را پشت سر نگذاشته اند، فاقد توانایی تولید هیدروکربور هستند. باتوجه به گستردگی ناحیه و هوازدگی عمیق، برای

نسبت دادن نتایج حاصل، به تمامی رخنمونهای معادل رسوبات میوسن، نیاز به مطالعات و بررسی‌های ژئوشیمیایی بیشتر می‌باشد.

سپاس گزاری:

این مقاله تحت حمایت‌های مادی و معنوی شرکت نفت خزر تهیه گردیده است و لذا از کارشناسان اداره زمین‌شناسی و همچنین از سرکار خانم شعبانی که در تهیه این مقاله همکاری نموده‌اند کمال تشکر را داریم.

۷- منابع:

]۱[سحابی ف.، گزارش بررسی لیتوفاسیس‌ها و بازسازی الگوی رسوبی چلکن در کرانه‌های جنوبی خزر، با تاکید بر کارشناسی رخساره‌های تخریبی آن، گزارش شماره ۱۰۰۹۷ K شرکت نفت خزر،۱۳۸۶، ص ۱۲ - ص ۱۳.

]۲[کمالی م .، قربانی ب.، ژئوشیمی آلی از فیتوپلاتکتون تا تولید نفت، انتشارات آرین زمین ،۱۳۸۵، ص ۱۷۵- ص ۱۷۶.

]۳[موسوی روح بخش، م، چینه‌شناسی و زمین‌شناسی نفت دریای خزر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۰، ص ۸۰-۷۹.

[4] Bordenave, M.L., Applied Petroleum Geochemistry. Editions Technique, Paris, 1993, P 524.

[5] Dean, W.E., M.A., Arthur, and G.E., Claypool, Depletion of 13C in Cretaceous marine Organic Matter: Source, Diagenetic, or Environmental Signal: Marine Geology, 1986, V.70: P. 119-157.

[6] Espitalie, J., Madec, M., Tisssot, B., Menning, J.J., & Leplate, Source Rock Characterization method for petroleum exploration. Proceeding of the Annual Offshore Technology Conference, p., 1977, 3:439-448.

[7] Espitalié, J., G., Deroo, and F., Marquis, La pyrolyse Rock- Eval et Ses Applications (Deuxiéme Partie): Revue Institut Francais du Pétrole, 1985. V. 40, P. 755-784.

[8] Hunt, J. M., Petroleum Geochemistry and Geology. 2nd Edition. W.H. Freeman and Company, New York, 1996, 743P.

[9] Huang, B., Xiao, X. and Zhang, M., Geochemistry, Grouping and Origins of Crude Oils in the Western Pearl River Mouth Basin, Offshore South China Sea. Journal of Organic Geochemistry, 2003, 34,993-1008.

[10] Jones, R.W., Organic Facies. In: Brooks, J., and Welete, D., Advances in petroleum Geochemistry 2.Academic Press, London, 1987, 1-90.

[11] Kaufman, R.L., A.S., Ahmad and R.J., Gas. Chromatography as a Development and Production Tool for Fingerprinting Oils From Individual Reservoirs: Fingerprinting Oils From Individual Reservoir: Applications

in the Gulf of Mexico, in D.Schumaker, and B.F. perkins,(Eds.), proceedings of the 9th Annual Research Conference of the Society of Economic paleontologists and Mineralogists, October 1, 1990, New Orleans, 263-282.

[12] Peters, K. E., and M.R., Cassa, Applied Source Rock Geochemistry: Magoon, L.B., Dow, W. G. (Eds.), the Petroleum System - From Source Worldwide Distribution to Trap: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1994, V.60, P. 93-120

[13] Peters, K. E., Guidelines for Evaluating Petroleum Source Rock Using Programmed Pyroysis. AAPG Bulletin, 1986. 70:318-329.

[14] Tissot, B.P., R., Pellet, and P.H., Ungerer, Thermal History of Sedimentary Basins, Maturation Indices, and Kinetics of Oil and Gas Generation, American Association of Petroleum, Geologists Bulletin, 1987, V.71, P. 1445-1466.

[15] Waples, D.W., Geochemistry in Petroleum Exploration. D. Redial Publishing Company, 1985, 232 P.

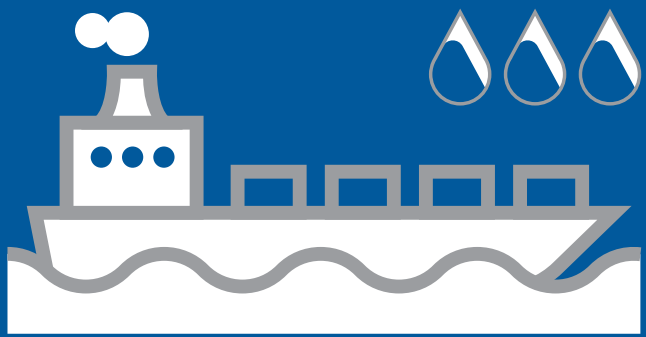
حسین مهاجر سلطانی/ کارشناس‌ارشد رسوب‌شناسی
. hyuo۱۳۵۸@gmail.com - h.mohajer@kepco.ir

محمد سعید شریعت‌زاده/ کارشناس‌ارشد چینه و فسیل‌شناسی
m.s.shariatzadeh@gmail.com

شرکت ملی نفت ایران
شرکت نفت خزر

بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی سری قرمز بالایی یا سری چلکن ریکی از چاه های اکتشافی استان گلستان با استفاده از داده های حاصل از پیرولیز راک-اول و پترو گرافی آلی

Kepco2019



چکیده:

در این پژوهش به بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی سری قرمز بالایی به سن پلیوسن در گستره خزر جنوبی به منظور تعیین جایگاه آن در سیستم هیدروکربنی منطقه پرداخته می شود. چاه مورد مطالعه از لحاظ موقعیت جغرافیایی در دشت گرگان قرار گرفته، همچنین از نظر چینه شناسی در حوزه خزری واقع شده است. ارزیابی ژئوشیمیایی آن به دو روش پیرولیز راک-اول و پتروگرافی آلی صورت گرفت. بر اساس آنالیز داده های موجود، کروژن از نوع III ارزیابی گردید. ماده آلی نمونه ها غالبا بیش از ۱٪ بوده و از نظر کمی در حد خوب قرار دارند. از نقطه نظر کیفی در ابتدای بلوغ حرارتی برای تولید هیدروکربن واقع شده است و قابلیت تولید گاز را نشان می دهند. مطالعه پتروگرافی آلی به منظور تعیین نوع، ترکیب ماده آلی و درجه بلوغ سنگ منشاء انجام گردید که اکثر ماده آلی از ماسرالهای ویترینایت تشکیل شده که نشان دهنده منشاء از گیاهان خشکی است.

واژه‌های کلیدی:

پتانسیل نفتی ، پیرولیز راک-اول ، سری قرمز بالایی ، کروژن ، سنگ منشاء احتمالی.

Investigating geochemical characteristics of Upper Red Series in one exploratory well located in Golestan Province using Rock Eval and organic petrography techniques

NasrinSadat NazamiTad, MS Student Petroleum Geology University, East Peyambar St, Iran, Tehran, University address: Science and Research Branch, Daneshgah Blvd, Simon Bulivar Blvd, Tehran.
MohammadReza Kamali , Research Institute of Petroleum Industry, Exploration and Production Research Center, Tehran Province, Tehran, Bolvar-e-Gharbi-e-Stadium-e-Azadi.
Mehran Aryan, Professer of Geology Department Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, University address: Science and Research Branch, Daneshgah Blvd, Simon Bulivar Blvd, Tehran.
Hossien MohajerSoltani, Expert Geology Caspian Petroleum Compoany, .Address Company: No.19 - 11 St.Khaled Eslamboly Ave - Tehran - Iran

:Abstract

This research investigates geochemical characteristics of Upper Red Bed Series (Pliocene) from the point of view of hydrocarbon system analysis. The study well geographically located in Gorgan Plain is assigned to Caspian Basin in terms of regional stratigraphy. Geochemical evaluations were carried out using Rock Eval and organic petrography techniques. Kerogen type III is inferred by data analysis and total organic carbon is chiefly greater than %1 representing a good source rock quantitatively. Most organic matters are in early stages of hydrocarbon maturation and have potential to generate gas.

Organic petrography performed to determine type, composition and maturity of organic matter indicated that most organic matter is composed of vitrinite

macerals sourced from terrestrial higher plants.

:Keywords

Hydrocarbon potential, Rock Eval pyrolysis, Upper Red Bed Series, Kerogen, probable source rock.

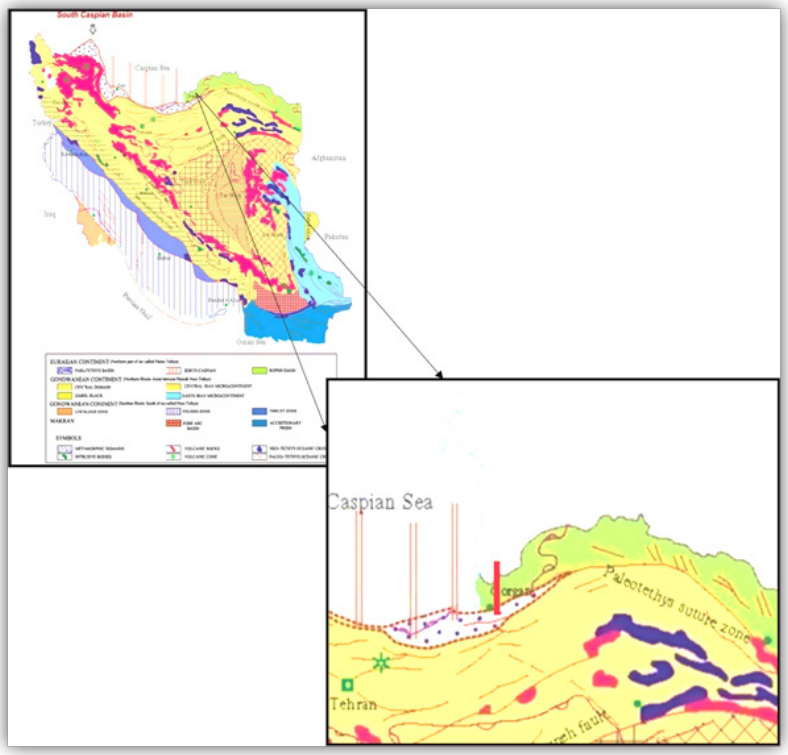
مقدمه:

زمین شناسی کرانه خزر به دلیل پیچیدگی های تکتونیکی و ذخایر هیدروکربنی موجود در آن از دیرباز مورد توجه کارشناسان علوم زمین بوده است. در این راستا مطالعات ارزشمندی صورت گرفته است که در نهایت منجر به ایجاد نظریات مختلف در خصوص تعیین وضعیت سیستم هیدروکربنی احتمالی منطقه (سنگ منشاء، سنگ مخزن وپوش سنگ) شده است. در این بین کارشناسان نفتی بر این باورند که سری قرمز بالایی به عنوان یکی از سازندهای حوزه خزر جنوبی نقش مهمی در این سیستم هیدروکربنی ایفا می نماید. لذا ضرورت مطالعات ژئوشیمیایی در این سری جهت اکتشافات بعدی اطلاعات ارزشمندی در اختیار ما قرار می دهد. یکی از ارکان اصلی هر سیستم هیدروکربنی، سنگ منشاء است که به منظور ارزیابی وضعیت بلوغ و پتانسیل هیدروکربون زایی سنگ منشاء احتمالی نمونه ها با استفاده از داده های حاصل از پیرولیز راک ایول مورد بررسی قرار گرفت. یک فرضیه کلی درباره سنگ منشاء وجود دارد که مورد قبول تمام زمین شناسان و ژئوشیمیستها می باشد. مواد آلی اصولا" در گلهای آرژیلیتی و به مقدار کمتر درگلهای کربناته، مارنها، و رسهای ماسه ای رسوب کرده و حفظ می شوند[۱]. از کمیت مواد آلی معمولا به عنوان مقدار کل کربن آلی (TOC) نام برده می شود. همه کربن آلی موجود در سنگ منشاء به نفت و گاز تبدیل نمی شوند و عموما" مقدار این تبدیل را ۱۵٪ پیشنهاد می کنند[۲].

کلم[۳] نفت و گاز قابل استحصال در میادین نفتی دریای شمال و خاورمیانه را بررسی کرده و به این نتیجه رسید که کمتر از ۵ درصد مواد آلی موجود در سنگ منشاء در تولید نفت و گاز شرکت کرده است.

زمین شناسی منطقه:

از نظر موقعیت جغرافیایی دشت گرگان بین طول های شرقی ۵۴ تا۵۶ و عرض های شمالی ۳۶ تا ۳۸ درجه واقع شده است و به این ترتیب دشت گرگان شامل شرق دریای خزر و خلیج گرگان تا رودخانه گرگان و بلندی های کپه داغ می باشد و همچنین شمال مناطق مورفولوژیکی متمایز پوشیده جنگلی البرز تا مرز مشترک ایران و ترکمنستان را در بر می گیرد . این دشت در بخش میانی و شمالی حوزه خزری قرار دارد و بطور تدریجی به مناطق کوهپایه ای در بخش میانی و منـاطق کوهستانی در بخش جنوبی و شرقی تبدیل می شود.[۴] از نظر زون بندی دشت گرگان و سواحل جنوبی و جنوب غربی دریای خزر به صورت واحد مجزایی در زمین شناسی ایران در نظر گرفته شده است و از آن با عنوان زون گرگان-رشت یاد شده است [۵].



شکل ۱: تقسیم بندی پهنه رسوبی- ساختاری ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی آن [۵]

با توجه به اینکه سری قرمز بالایی به سن پلیوسن زیرین تا میانی به عنوان سنگ مخزن (البته شایان ذکر است در بخش های بالایی سری قرمز بالای به عنوان سنگ مخزن و در بخشهای پایینی به عنوان سنگ منشاء) ذخایر هیدروکربنی میادین گازی کشور ترکمنستان شناخته می شود، لذا انجام مطالعات اکتشافی تفصیلی در این زمینه در دستور کار شرکتهای نفتی کشورهای همجوار، به ویژه ایران قرار گرفته است. روند ساختاری این سری به سمت مناطق مرزی ایران و دشت گرگان گسترش یافته است[۶]. به طوری که بر اساس مطالعات لرزه ای صورت گرفته توسط شرکت نفت خزر چند ساختار در منطقه مورد مطالعه شناسایی و سپس بر اساس اولویت بندی ، ساختار مذکور از نظر اکتشاف مثبت ارزیابی گردید و مورد حفاری قرار گرفت.

وضعیت چینه شناسی منطقه:

دوران سنوزوییک تاریخ کره زمین از آخر کرتاسه تا به امروز را در بر می گیرد و تقریبا ۶۵ میلیون سال به طول انجامیده است. سنوزوییک کوتاهترین دوران زمین شناسی است بطوریکه حتی از برخی دوره های زمین شناسی مانند کامبرین یا کرتاسه که تقریبا ۷۰ میلیون سال دوام داشته اند نیز کوتاهتر است. دوران سنوزوییک را به دو دوره ترشیر و کواترنر تقسیم می کنند. به طور عمده رسوبات کواترنر در ایران قاره ای است که شروع آن با یک فاز فرسایشی در تمام نقاط ایران مشخص می شود. بیشترین رسوبات این زمان از نوع آبرفتی، کوهپایه ای، بادی، صحرایی و رسوبات کویری است و تقریبا در قسمت اعظم کشور پراکنده است [۷]. چاه مورد مطالعه در حوزه خزری واقع شده است و تقسیمات آشکوب های چاه مورد مطالعه به شرح ذیل می باشد:

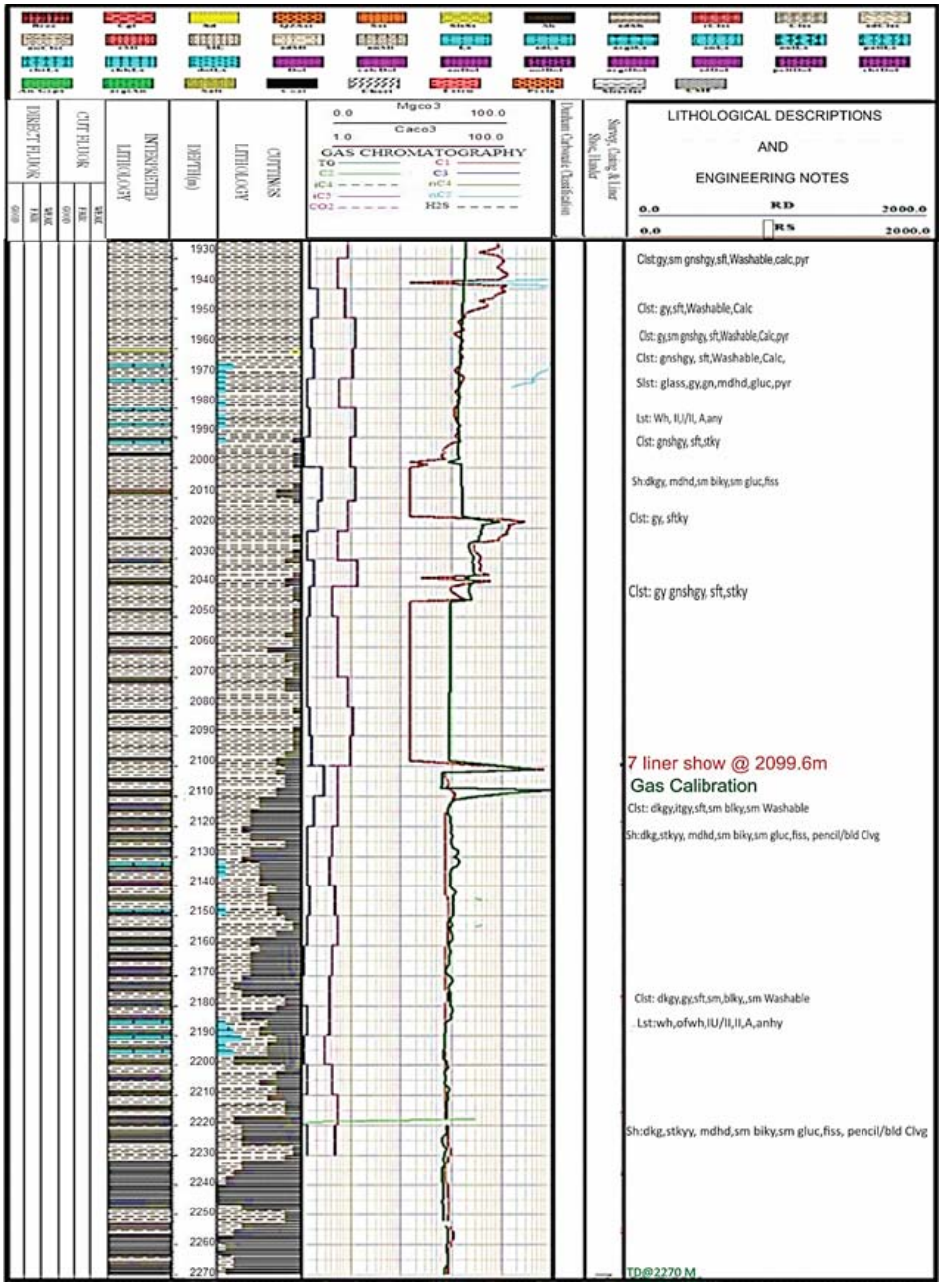
زمین شناسان نفتی بر این باورند که سری چلکن (سری قرمز بالایی) از نظر حضور نفت و گاز اقتصادی درخور توجه است و اکثر مخازن نفتی حوزه خزر جنوبی را تشکیل می دهد. لیتولوژی این سری از نوع کنگلومرای قهوه‌ای ضخیم‌لایه همراه با لایه‌هایی از رُس، ماسه‌سنگ و ماسه‌سنگ سیلتی برنگ سرخ مایل به قهوه‌ای است که در منطقهٔ خزر به عنوان سنگ مخزن و گاه سنگ منشأ دانسته می‌شود . سازند آقچاگیل، نهشته‌های دریایی پلیوسن بالایی است که برش الگوی آن در خاور دریای خزر، در شبه جزیرهٔ ترکمن‌باشی ترکمنستان متشکل از سنگ‌آهک، مارن، رس و ماسه به رنگ خاکستری متمایل به سفید است و به طور هم‌شیب بر روی ردیف‌های پلیوسن پایینی (سازند چلکن) و در زیر ته‌نشست‌های پلیوستوسن (سازند آپشرون) قرار گرفته است. در منطقهٔ مغان و بخش

ساحلی دریای خزر، نهشته‌های مشابهی با سازند آقچاگیل وجود دارد به همین‌رو همچنان از این نام استفاده می‌شود. ولی، زمین‌شناسان شرکت نفت برای این نهشته‌ها از واژهٔ زون رنگین استفاده می‌کنند سازند آقچاگیل در قاعدهٔ کنگلومرایی است ولی به طرف بالا دانه‌ریز می‌شود که شامل ماسه‌سنگ ، سیلت و رس ژیپس‌دار ماسه‌سنگ، صدف سنگی و لایه‌های سفیدرنگ خاکستر آتشفشانی است. در پایان پلیوسن بالایی، با پسروی دریا، رسوبات رودخانه‌ای شامل کنگلومرای سست با قلوه‌های آتشفشانی تشکیل شده و به احتمال، نشانگر یک خشکی‌زایی و آغاز سیستم کواترنر است [۵].

سازند آپشرون از جزیره ای در جنوب غربی دریای خزر در آذربایجان اخذ شده است. بر روی سازند آقچاگیل رسوبات دریایی مرکب از مارن های خاکستری سبز یا خاکستری تیره و رسوبات ماسه ای سخت نشده ای قرار دارند. در این سری دریایی صدف دوکفه ای ها و شکم پایان یافت می شود که سن بخش فوقانی آن را به کواترنر نسبت می دهند. رخنمون سازند آپشرون در پای برجستگی های دامنه شمالی البرز گسترش چندانی ندارد و به ندرت دیده می شود. در حوالی دهکده خان عباسی (جنوب ساری) و در مسیر جاده ساری به بهشهر این تشکیلات دارای رخنمون است. بر خلاف برجستگی های پای البرز سازند آپشرون در رسوبات دشت ساحلی خزر ضخامت فراوان تری داشته و منحصرا در حفاری های نسبتا عمیق نفتی قابل دسترسی است. از نظر لیتولوژی شباهت زیادی به رسوبات آقچاگیل داشته و خود در زیر رسوبات باکووین قرار دارد [۷].

<table>
<tr><th colspan="3">Chrono Start</th><th colspan="6">Regional Stratigraphy</th></tr>
<tr><td rowspan="7">Pleistocene</td><td rowspan="7"></td><td colspan="3">Turkmanestan</td><td colspan="2">Caspian Sea</td><td>Iran</td></tr>
<tr><td colspan="3">Neo Caspian</td><td colspan="2">Neo Caspian</td><td>Neo Caspian</td></tr>
<tr><td colspan="3">Khvalynian</td><td colspan="2">Khvalynian</td><td>Khvalynian</td></tr>
<tr><td colspan="3">Khazarian</td><td colspan="2">Khazarian</td><td>Khazarian</td></tr>
<tr><td colspan="3">Bakunian</td><td colspan="2">Bakunian</td><td>Bakunian</td></tr>
<tr><td colspan="3">Apsheronian</td><td colspan="2">Apsheronian</td><td>Apsheronian</td></tr>
<tr><td rowspan="5">Pliocene</td><td>Late</td><td colspan="3">Aghchagyle</td><td colspan="2">Aghchagyle</td><td>Aghchagyle</td></tr>
<tr><td rowspan="4">Early</td><td rowspan="4">Red Bed Series</td><td rowspan="2">Upper</td><td>Cheleken</td><td rowspan="4">Productive Series</td><td>Surakhany</td><td rowspan="4">Cheleken Series</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Kelkor</td><td>Sabunchi</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Lower</td><td>Nebitdag</td><td>Balakhany</td></tr>
<tr><td>Koturtepe</td><td>Pereriva</td></tr>
<tr><td>Miocene</td><td colspan="6"></td></tr>
</table>

شکل ۲: تقسیمات آشکوب های سری قرمز بالایی



شکل ۳: ستون چینه شناسی سری قرمز بالایی به سن پلیوسن بالایی تا میانی

(با استفاده از نرم افزار Log Plot - ۲۰۰۷)

۱- روش مطالعه:

جهت ارزیابی بلوغ و پتانسیل هیدروکربن زایی سنگ های منشاء احتمالی در چاه اکتشافی مورد مطالعه تعداد ۲۲ نمونه از خرده های حفاری در آزمایشگاه پژوهشگاه صنعت نفت توسط دستگاه پیرولیز راک- اول ۶ مورد آنالیز قرار گرفتند. مهمترین پارامترهای محاسبه شده توسط دستگاه راک - اول که در این بررسی از آنها استفاده گردید، به شرح زیر است [۸].

S۱: مقدار هیدروکربن تولید شده در درجه حرارت حدود ۳۰۰ درجه سانتی گراد با افزایش ۵ درجه در هر دقیقه در شرایط هلیوم.

S۲: مقدار هیدروکربن تولید شده در حین پیرولیز کروژن و بیتومینهای فرار، در درجه حرارت بین ۳۰۰ الی ۶۰۰ درجه سانتی گراد با افزایش ۲۵ درجه سانتی گراد در هر دقیقه در شرایط هلیوم.

S۳: مقدار دی اکسید کربن تولید شده در حین پیرولیز در محدوده ۳۰۰ الی ۳۹۰ درجه سانتی گراد.

Tmax: حداکثر مقدار حرارتی که در آن کروژن تجزیه می شود (تکامل پیک S۲)

S۱+S۲: پتانسیل نفت و یا گاز

$$\text{اندیس تولید (PI:Production Index)} = \frac{S1}{S1+S2}$$

TOC/S۲: اندیس هیدروژن یاHI بر حسب mgHc/g TOC

TOC/S۳: اندیس اکسیژن یا OI بر حسب g TOC/mgCO۲

لازم به ذکر است مطالعه پتروگرافی آلی برای شناسایی سنگ منشأ و تعیین عوامل پختگی یا بلوغ مواد آلی موجود در سنگ ها بر روی ۱۰ عدد از نمونه های خرده های حفاری چاه مورد مطالعه انجام شد.

۲- نتایج و بحث:

بعد از انتخاب نمونه ها در آزمایشگاه پژوهشگاه صنعت نفت و تیمار شدن نمونه ها، توسط دستگاه پیرولیز راک-اول۶ آنالیز گردید. که نتایج در جدول شماره ۱ نشان داده شده است.

Depth m	TOC Wt.%	TPI	Tmax °C	OI mg Co_2/ gr TOC	HI mg HC/ gr TOC	S1 mg HC/gr rock	S2 mg HC/gr rock	S3	S1+S2
1930	1.19	0.02	428	65	126	0.03	1.5	0.78	1.53
1935	1.22	0.03	426	99	126	0.04	1.53	1.21	1.57
1937	1.15	0.04	429	111	118	0.05	1.35	1.27	1.4
1950	1.2	0.05	425	139	110	0.06	1.32	1.66	1.38
1965	1.31	0.04	427	148	126	0.08	1.64	1.93	1.72
2002	1.19	0.05	426	151	93	0.06	1.1	1.79	1.16
2040	1	0.04	426	107	82	0.03	0.82	1.08	0.85
2054	1.29	0.04	425	130	102	0.06	1.32	1.69	1.38
2072	0.97	0.06	425	179	110	0.07	1.07	1.74	1.14
2085	1.17	0.04	426	149	86	0.05	1.01	1.75	1.06
2095	1.04	0.06	426	165	126	0.08	1.31	1.72	1.39
2107	1.08	0.04	434	192	62	0.03	0.67	2.06	0.7
2120	1.07	0.04	428	149	101	0.05	1.08	1.6	1.13
2126	1.04	0.04	435	143	61	0.03	0.63	1.49	0.66
2140	1.02	0.04	433	229	68	0.03	0.7	2.33	0.73
2160	1.03	0.05	434	163	64	0.03	0.66	1.68	0.69
2182	1.08	0.05	431	213	58	0.03	0.63	2.3	0.66
2198	1.07	0.05	431	208	69	0.04	0.73	2.22	0.77
2214	1.06	0.04	434	140	63	0.03	0.67	1.48	0.7
2230	1.07	0.04	431	131	66	0.03	0.71	1.41	0.74
2246	1.03	0.04	434	166	62	0.02	0.64	1.71	0.66
2270	0.81	0.07	431	338	86	0.05	0.7	2.74	0.75

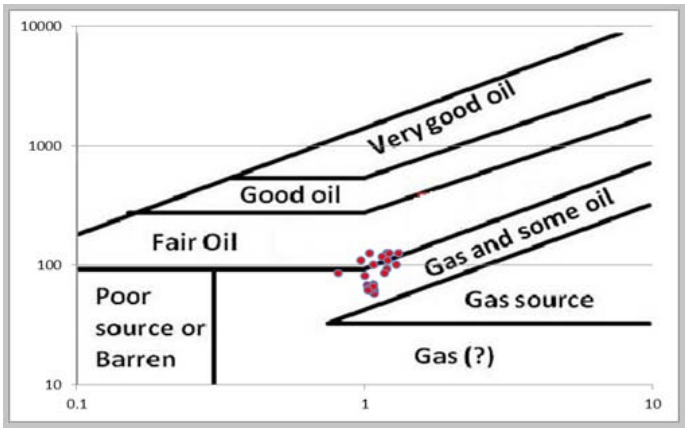
جدول ۱: نتایج پیرولیز راک-اول نمونه های سری قرمز بالایی در استان گلستان

جدول ۲: معیارهای بررسی کیفیت، کمیت و رسیدگی دمایی سنگ منشاء بر اساس تقسیم بندی [۹].

تعیین توان تولید هیدروکربن:

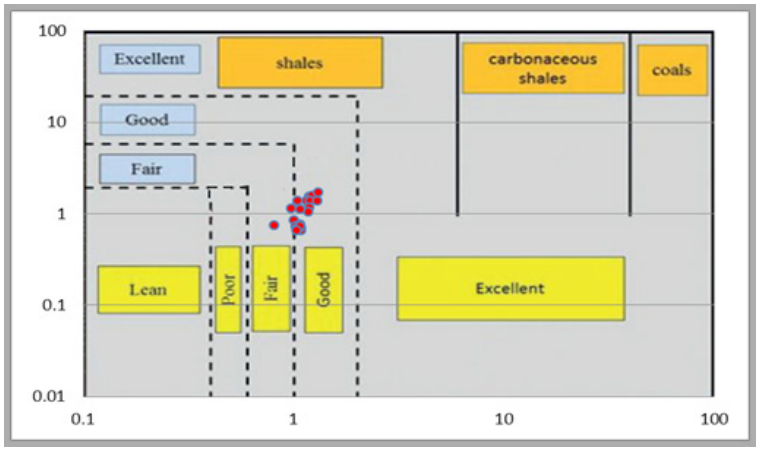
Parameter		Interpretation	Interpretative Guidelines	
S1 (mg HC/g rock)	Free Oil Yield	Represents the amounts of free, thermally extractible hydrocarbon in the sample	0 – 0.5	Poor
			0.5 – 1.0	Moderate
			1.0 – 2.0	Good
			2.0 – 3.0	Very Good
			> 3.0	Excellent
S2 (mg HC.g rock)	Source rock potential	Represents the potential of source rock to generate further hydrocarbons at higher temperatures	0 – 2.0	Poor
			2.0 – 5.0	Moderate
			5.0 – 10.0	Good
			10.0 – 20.0	Very Good
			> 20.0	Excellent
Tmax (oC)	Thermal Maturity	Represents the temperature at the maximum hydrocarbon generation during the S2 cycle. Provides indication of source rock maturity, but can be affected by organic matter type and S1	< 430	Immature
			430 – 440	Early Mature (oil window)
			440 – 460	Peak Mature (oil window)
			460 – 470	Late Mature (oil window)
			470 – 530	Post Mature (wet and dry gas window)
			> 530	Post Mature (dry gas only)
S1+S2	Genetic Potential	Represents the potential of the source rock to generate hydrocarbon	< 2	Little or no potential
			6-Feb	Fair to moderate potential
			< 6	Good to Excellent potential
TOC (%)	Total Organic Carbon	Provides measure of Organic richness of a sample (%)	0 – 0.5	Poor
			0.5 – 1.0	Moderate
			1.0 – 2.0	Good
			2.0 – 5.0	Very Good
			>5.0	Excellent
HI (mg HC.g TOC)	Hydrogen Index	Used for kerogen type classification and a generalised estimation of the source rock quality	0 – 50	Type IV (negligible)
			50 -250	Type III (gas)
			250 – 600	Type II (gas / oil+gas)
			> 600	Type I (oil)

جهت تعیین توانایی تولید هیدروکربن از پارامتر HI در برابر TOC استفاده گردیده است [۱۰]. نتایج آن در شکل ۴ مشاهده می شود که اکثر نمونه ها در محدوده Gas & Some Oil قرار دارند.



شکل ۴: دیاگرام HI در برابر TOC جهت تعیین پتانسیل هیدروکربنی

همچنین می توان از نمودار تغییرات S۲+S۱ در مقابل TOC جهت تعیین توان و پتانسیل هیدروکربن زایی نمونه های سنگ منشاء احتمالی در چاه مورد مطالعه استفاده کرد [۱۱]. که در شکل ۵ نشان داده شده است. شایان ذکر اینکه پتانسیل اکثر نمونه های چاه مورد مطالعه در محدوده خوب قرار دارند.



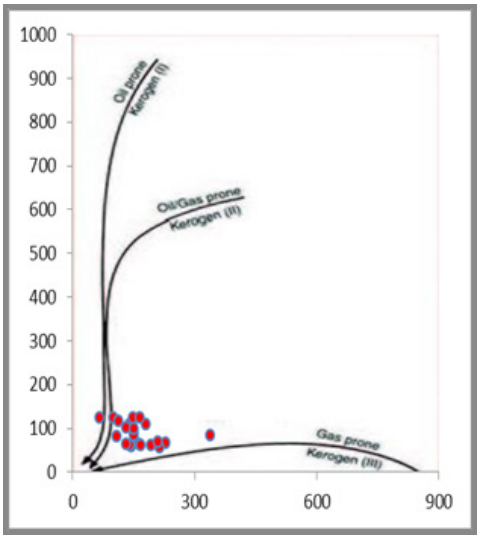
شکل۵ : نمودار تغییرات S۲+S۱ در مقابل TOC جهت تعیین توان و پتانسیل هیدروکربن زایی چاه مورد مطالعه

در ادامه با استفاده از نمودار S۳/S۲ در مقابل TOC می توان کیفیت و نوع هیدروکربن تولید شده توسط سنگهای منشاء را مشخص نمود .[۱۲] نمودار ۶ نشان دهنده این است که اکثرنمونه ها ی چاه مورد مطالعه دارای پتانسیل خوب جهت هیدروکربن زایی هستند.

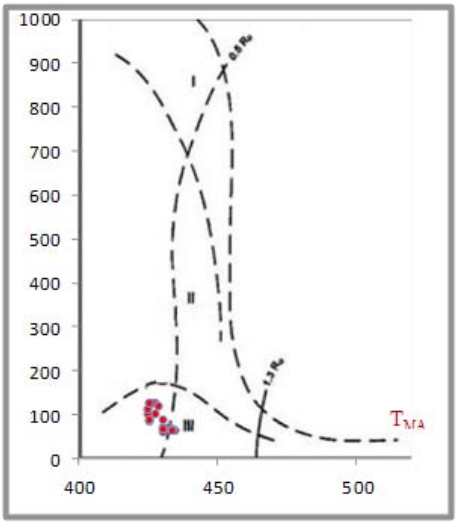
شکل۶: نمودار S۳/S۲ در مقابل TOC [۱۳]

تعیین نوع کروژن:

به منظور تعیین نوع کروژن و میزان بلوغ از نمودار ون کرولن (نمودار تغییرات HI در برابر OI) استفاده شده است. این دیاگرام به عنوان روشی ساده و سریع برای نشان دادن فرآیندهای شیمیایی زغالی شدن معرفی گردید (کمالی و همکاران، ۱۳۸۵). که در شکل ۷ نشان داده شده است و بیانگر آن است که کروژن نمونه های سنگ منشا چاه اکتشافی مورد مطالعه اکثرا کروژن از نوع III می باشد که به کروژن زغالی نیز معروف است و از ماسرال ویترینایت غنی است (رضایی، ۱۳۹۰) و توانایی تولید نفت بسیار کمی دارد و به طور عمده گاز خشک تولید می کند. از میان پارامترهای مختلف حاصل از پیرولیز، شاخص Tmax نشان دهنده بلوغ حرارتی مواد آلی است که با افزایش عمق و درجه بلوغ حرارتی کروژن ارتباط مستقیم دارد .[۱۳] مقادیر Tmax درنمونه های سنگ منشا چاه مورد مطالعه بین ۴۲۵ تا ۴۳۵ قرار دارند و نشان دهنده این است که نمونه های چاه مورد مطالعه در ابتدای پنجره تولید هیدروکربن می باشند(نمودار ۸).



شکل ۷ : نمودار تغییرات HI در برابر OI [۲].

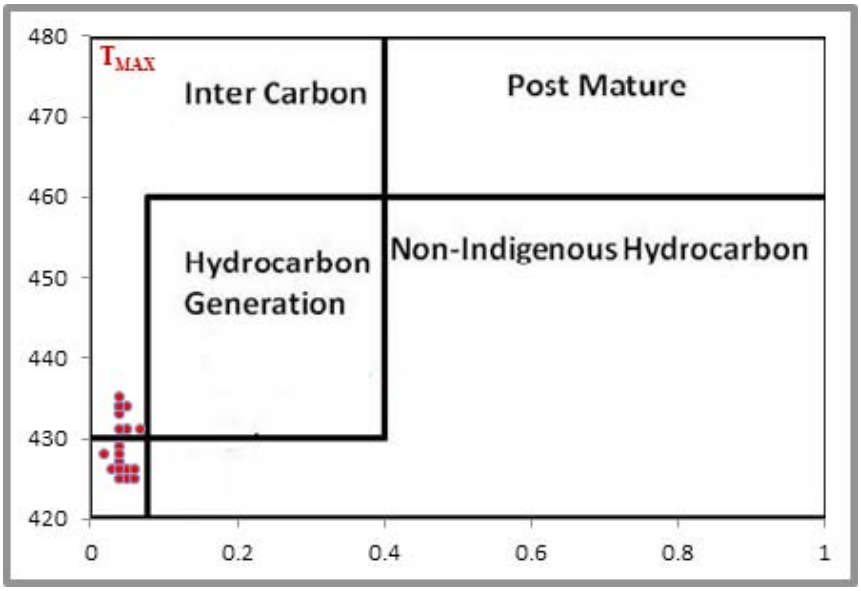


شکل ۸ : دیاگرام HI در برابر Tmax [۲].

تعیین بلوغ و ماهیت تولید:

با استفاده از نمودار PI در مقابل Tmax می توان بلوغ و ماهیت تولید نمونه ها را

مشخص نمود .[۱۴] با توجه به (شکل ۹) اکثر نمونه ها در ابتدای پنجره تولید هیدروکربن قرارگرفته است.

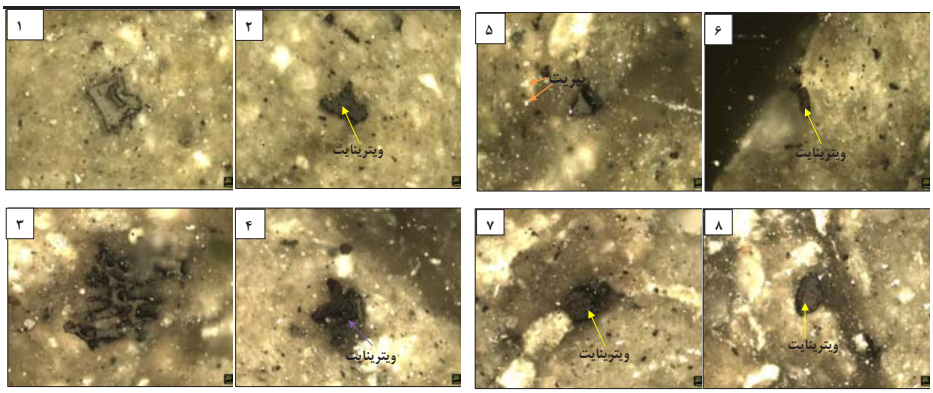


شکل ۹ : تعیین بلوغ و ماهیت تولید .[۱۴]

انعکاس ویترینایت در مدلسازی عددی به عنوان مهمترین پارامتر جهت کالیبره نمودن تاریخچه تدفین و دمایی حوزه مورد مطالعه به کار برده می شود [۱۵]. از بین ۲۲ نمونه خرده های حفاری آنالیز شده توسط راک-اول تعداد ۱۰ نمونه انتخاب شد. اندازه گیری انعکاس با استفاده ار میکروسکوپ انعکاسی مجهز به نور ماورای بنفش صورت گرفت که نتایج حاصل در جدول شماره ۳ مشاهده می شود، اکثر ماده آلی از ماسرالهای ویترینایت (۷۰٪) و تا اندازه ای اینرتینایت (۲۸٪) و مقادیر بسیار جزیی الگنایت (۲٪) تشکیل شده است. با توجه به اینکه اکثر نمونه ها دارای میانگین ضریب انعکاس ویترینایت هستند و هچنین با استناد به شکل ۹ می توان این گونه نتیجه گرفت که در ابتدای پنجره هیدروکربن زایی قرار دارند. چند نمونه از اشکال میکروسکوپی جهت اندازه گیری ضریب ویترینایت در شکل شماره ۹ گردآوری گردیده است. بیشتر نمونه ها دارای میانگین ضریب ویتریتایت متوسط می باشند.

جدول ۳: اندازه گیری بازتاب ویترینایت چاه مورد مطالعه

ردیف	عمق نمونه/متر	کمینه(%)	بیشینه(%)	میانگین(%)
۱	۱۹۳۷	۰/۲۴	۰/۵۷	۰/۴۲
۲	۲۰۰۲	۰/۲۹	۰/۵۵	۰/۴
۳	۲۰۵۴	۰/۲۹	۰/۵۹	۰/۴۴
۴	۲۰۹۵	۰/۳۱	۰/۶۷	۰/۴۷
۵	۲۱۲۰	۰/۳۱	۰/۶۴	۰/۵
۶	۲۱۶۰	۰/۳۳	۰/۷۳	۰/۵۱
۷	۲۱۹۸	۰/۳۵	۰/۸۳	۰/۵۳
۸	۲۲۱۴	۰/۳۵	۰/۸۲	۰/۵۳
۹	۲۲۴۶	۰/۳۶	۰/۷۵	۰/۵۴
۱۰	۲۲۷۰	۰/۳۹	۰/۶۸	۰/۵۵



شکل ۹ : اندازه گیری ضریب انعکاس ویترینایت (۱و۲) نمونه ۲۲۱۴ (۳و۴) نمونه ۲۲۴۶ (۵و۶) نمونه۲۲۷۰ (۷و۸) نمونه ۲۱۶۰

تعیین رخساره آلی:

بدین منظور از نمودار [۱۶] استفاده گردیده است.که بر اساس تغییرات مقادیر HI و OI می باشد. محدوده رخساره های آلی موجود در سازند را مشخص می کند که هر کدام از محدوده ها ویژگیهای مخصوص به خود را دارند ،که در ذیل آمده است:

A: محیط دریاچه ای شدیدا احیایی

AB: محیطهای دریایی پیش رونده احیایی

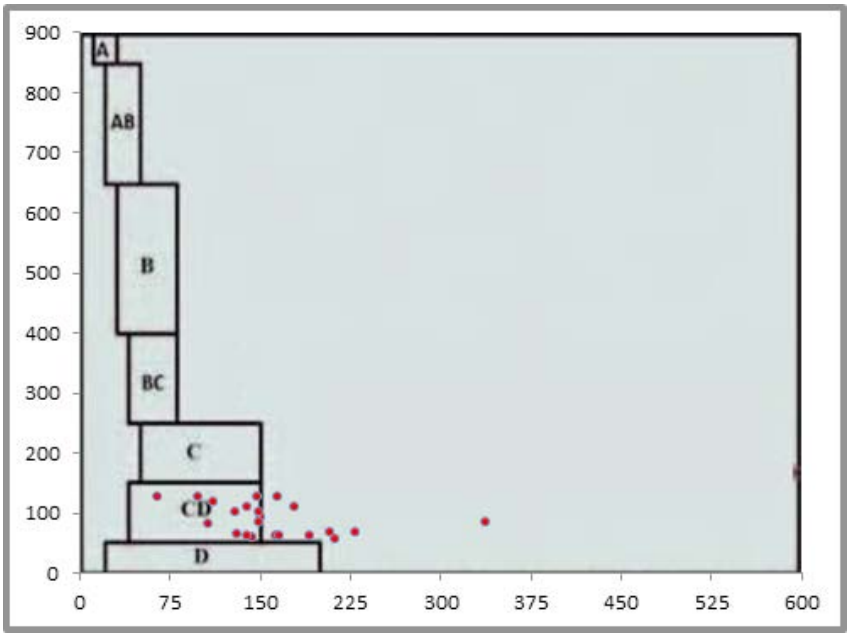
B: محیط های دریایی یا دریاچه ای نسبتا احیایی

C: ، محیط هایی با سرعت رسو بگذاری متوسط در شرایط احیا

BC: محیط های دارای مواد آلی دریای و قاره ای و رسوبگذاری سریع در شرایط نسبتا اکسیدان

CD: محیط های عمیق در مجاورت نقاط کوهزایی

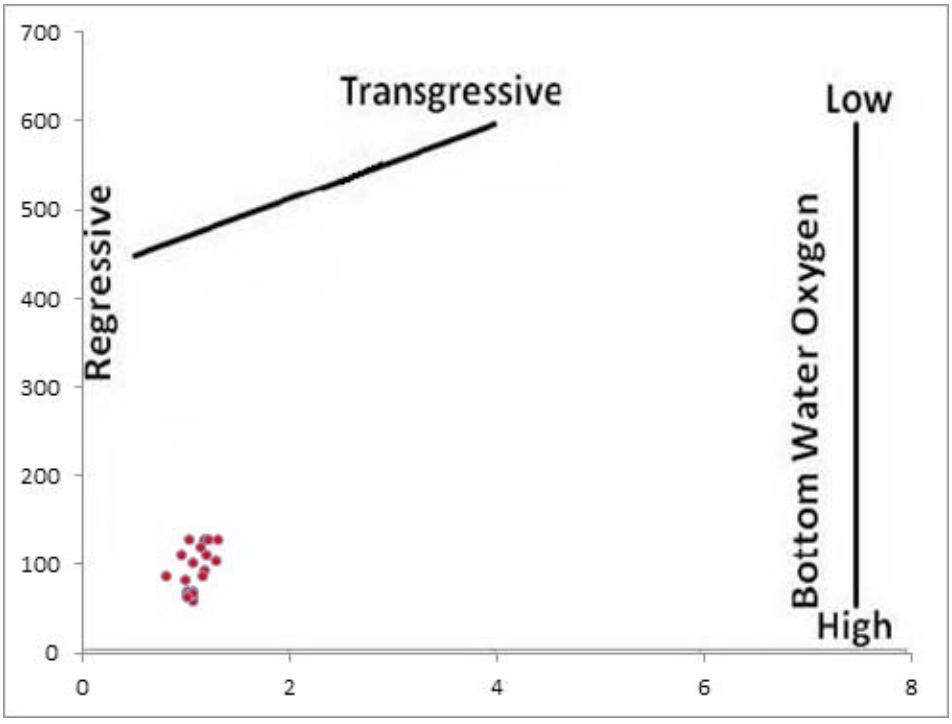
D: محیط های قـاره ای شدیدا اکسیدان [۱۶] بنابر این با پـلات کردن نـمونه های مورد مطالعه در نمودار، رخساره آلی چاه مورد مطالعه اکثرا در محدوده CD قرار دارند که نشان دهنده محیط های عمیق در مجاورت نقاط کوهزایی است. (نمودار ۱۰)



شکل ۱۰ : نمودار تعیین رخساره آلی با استفاده از تغییرات HI در برابرOI [۱۶]

شناسایی شرایط محیط رسوبگذاری:

به منظور شناسایی شرایط محیط رسو بگذاری، از نمودار مقادیرTOC در مقابل HI می توان استفاده نمود که به کمک آن، شرایط پیش روی و یا پس روی حاکم بر محیط رسوبگذاری در زمان نهشت رسوبات تعیین می گردد [۱۷]. در نمودار شکل ۱۱ به خوبی پسروی دریا و کاهش اکسیژن آب دریا دیده می شود.



شکل ۱۱ : نمودار مقادیر TOC در مقابل HI به منظور شناسایی شرایط محیط رسو بگذاری آآنها

نتیجه گیری:

بر اساس نتایج حاصل از پیرولیز راک-اول بر روی خرده های حفاری متعلق به سری قرمز بالایی(جدول شماره۱) اینگونه نتیجه گیری می شود که TOC نمونه های بررسی شده دارای میانیگن°C ۱/۰۹۵، بیشینه°C ۱/۳۱ وکمینه °C ۰/ ۸۱ ۰می باشد در نتیجه دارای پتانسیل

مناسبی جهت تولید هیدروکربن است اما به دلیل اینکه میانگین TMAX به دست آمده ۴۲۹ و همچنین دارای بیشینه ۴۳۵ و کمینه ۴۲۵ است پس میتوان نتیجه گرفت هنوز به درجه بلوغ نرسیده و یا در ابتدای پنجره هیدروکربن زایی واقع شده و در صورتی که به درجه پختی برسد توان تولید هیدروکربن را دارد. نمودارهای ۷و۸ حاکی از سنگ منشاء هیدروکربن تشکیل شده در محیط اکسیدی در حین پسروی دریا در مجاورت محیط خشکی بوده است. عمده ماده آلی از گیاهان خشکی منشاء گرفته و بر اساس نتایج آنالیز های راک-اول و پتروگرافی آلی دارای کروژن نوع III است و از ماسرال ویترینایت غنی است همچنین توانایی تولید نفت بسیار کمی دارد و به طور عمده گاز خشک تولید می کند.

نمودار [۱۶] نیز اکثر نمونه ها را در محدوده CD نشان می دهد که محیط های عمیق در مجاورت نقاط کوهزایی است. درصد ماده آلی نمونه ها غالبا بیش از ۱٪ بوده و از نظر کمی در حد خوب ارزیابی می گردد. از نقطه نظر کیفی سنگ منشاء دارای اندیس هیدروژن بین ۵۸ تا ۱۲۶ بوده که قابلیت تولید گاز را نشان می دهند. داده های پیرولیزی معرف درجه بلوغ شامل Tmax بیانگر پختگی سنگ منشاء در ابتدای بلوغ حرارتی برای تولید هیدروکربن است (Tmax=۴۲۵-۴۳۵).

مطالعه پتروگرافی آلی به منظور تعیین نوع، ترکیب ماده آلی و درجه بلوغ سنگ منشاء بر روی ۱۰ نمونه انجام گردید. اکثر ماده آلی از ماسرالهای ویترینایت (۷۰٪) و تا اندازه ای اینرتینایت (۲۸٪) و مقادیر بسیار جزیی الگنایت(۲٪) تشکیل شده است که دلالت بر غالب بودن ماده آلی خشکی زی و منشاء گرفته از گیاهان خشکی است.

انعکاس ویترینایت اندازه گیری شده بطور میانگین درجه بلوغ نمونه ها در دامنه نابالغ تا نیمه بالغ قرار دارد. حاکی از سنگ منشاء هیدروکربن تشکیل شده در محیط اکسیدی در حین پسروی دریا در مجاورت محیط خشکی بوده است. عمده ماده آلی از گیاهان خشکی منشاء گرفته و بر اساس نتایج آنالیز های راک-اول و پتروگرافی آلی دارای کروژن نوع III است (با استناد به نمودارهای ۷ و۸).

سپاسگزاری:

بر خود لازم می دانم که از شرکت نفت خزر به جهت تهیه نمونه ها و در اختیار گذاشتن اطلاعات و همکاریهای بی دریغ قدردانی نمایم. همچنین نهایت تشکر و قدردانی را از اساتید محترم راهنما ، مشاور و داور دارم.

منابع:

[۱] کمالی، م وقربانی.ب، ۱۳۸۵ ژئوشیمی آلی از فیتوپلانگتون ها تا تولید نفت ص۱۱۱-۱۵۹

[۲] Hunt .J.M ,۱۹۹۶ ,Petroleumgeochemistry & geology .۲th ed. San Francisco: Freeman.

[۳] Klemme,H.D ,. ۱۹۹۳ .Oil & Gas Word petroleum systems with Jurassic source rocks. Journal, November ۸ ,۹۶-۹۹

[۴] شمعانیان،غ و همکاران،۱۳۸۴، هیدروژئوشیمی منابع آب زیر زمینی در حوزه آبریز گرگان رود - قره سو،استان گلستان مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم

[۵] آقانباتی، ع، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران ، صفحه ۱۰۶ تا۱۱۳

[۶] موسوی روح بخش،س، م، ۱۳۸۷،چینه شناسی و زمین شناسی نفت دریای خزر ص۹۹

[۷] درویش زاده،ع،۱۳۸۲، زمین شناسی ایران، چینه شناسی، تکتونیک دگرگونی و ماگماتیسم

[۸] Behar, F., Beaumont, V., Pentea do, B (۲۰۰۱) .Rock- Eval ۶ Technology: Performances and Developments, Oil & Gas Science and Technology-Rev. IFB, v ۵۶, ۱۱۱.pp-۱۳۴.

[۹] Kaye, M (۲۰۰۶) .'Training Guides in Petroleum Geochemistry Reference Manual'

[۱۰] Peters, K. E., Walters, C. C. & Moldowan, J. M ,. ۲۰۰۵ -The Biomarkers Guide, Biomarkers and Isotopes in Petroleum Exploration and Earth History. Cambridge University Press, Second Edition, ۱۱۵۵ p.

[۱۱] Huang, B., Xiao, X., Zhang, M ,.(۲۰۰۳) Geochemistry,grouping and origins of crude oils in the western Pearl River Mouth Basin, Offshore South China Sea. J.of Organic Geochemistry, v ۳۴, p. ۹۹۳-۱۰۰۸.

[۱۲] Peters, K.E., and Cassa, M.R (۱۹۹۴) ,Applied source rock geochemistry, In: Magoon,L,B,Dow,W,G. (Eds), The petroleum system from source to trap: AAPG memoir, v ۶۰, p. ۹۳-۱۲۰.

[۱۳] Tissot، B.P.، R.، Pellet، and P.H.، Ungerer، Thermal] History of Sedimentary Basins، Maturation Indices، and Kinetics of Oil and Gas Generation، American Association ofPetroleum، Geologists Bulletin، ۱۹۸۷، V.۷۱، P. ۱۴۴۵-۱۴۶۶.

[۱۴] Yalçın Erik, N., O., Özçelik, M., Altunsoy, H., İlleez ,۲۰۰۴ ,Source rock hydrocarbon potential Middle Triassic-Lower Jurassic Cudi Group units in the eastern part of the SE Turkey. Int. Geol. Rev, v ۱۰ (۲), p. ۱۶۳-۱۷۱.

[۱۵] High thermal maturity in the ,۱۹۹۹,Petmecky, S., L., Meier, H. Reisser, and R., Littke Lower Saxony

۳۴-۳۱۷ .p ,۳۰۴.Basin: intrusion or deep burial?: Tectonophysics, v

[۱۶] Organic Facies. In: Brooks, J.,Welte, D. (Eds.), Advances in .(۱۹۸۷) .Jones, R.W ۹۰-۱.Petroleum Geochemistry.Academic Press, New York, pp.

[۱۷] ۱۳C in Cretaceous Depletion of ,۱۹۸۶ ,Dean, W.E., M.A. Arthur, and G.E., Claypool .marine organic matter: Source, diagenetic, or environmental signal. Marine Geology, v ۷۰: ۱۱۹-۱۵۷.

نسرین سادات نظامی طادی
دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی نفت دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات
nasrin.nezami۶۳@gmail.com ، شماره تلفن: ۰۹۱۲۶۷۷۸۰۲۶.

محمدرضا کمالی
دکتری ژئوشیمی آلی، kamalimr@gmail.com ، هیئت علمی دانشگاه صنعت نفت

مهران آرین
دکتری زمین شناسی تکتونیک، mehranarian@yahoo.com ، شماره تلفن:۰۹۱۲۳۰۰۷۵۲۵ ، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات

حسین مهاجر سلطانی
کارشناس‌ارشد رسوب‌شناسی، h.mohajer@ kepco.ir، (شماره پرسنلی : ۸۲۰۴۶۸)، شرکت نفت خزر، شماره تلفن: ۸۸۷۱۷۶۷۸

IRAN AMIRKABIR
YA MAHDI

.139–119 ,67 .using discriminant function analysis of major-element data. Chem. Geol
A combined petrographical geochemical provenance study of the Newland .(1992) Schieber J
.237–223 ,129 formation, Mid-Proterozoic of Montana. Geol. Magazine
Oligocene–Miocene Maykop/Diatom Total Petroleum System of the .2006 ,.Smith-Rouch, L.S
South Caspian Basin Province, Azerbaijan, Iran, and Turkmenistan: U.S. Geological Survey
.p 61 ,I-6607 Bulletin
Sedimentary petrology and .(2008) Spalletti LA, Queralt I, Matheos SD, Colombo F, Maggi J
geochemistry of siliciclastic rocks from the upper Jurassic Tordillo Formation (Neuquén Basin,
,25 .western Argentina): implications for provenance and tectonic setting. J. South Am Earth Sci
.463–440
:(7)52 ,Structural history and tectonics of Iran, A review. AAPG Bulletin .(1968) Stockline J
.1258-1229
The geology of the lower Haraz area valley, Central Alborz, Geological .(1976) Sussli PE
.93-89 .PP ,38 .Survey of Iran, No
Alluvial sandstone composition and palaeoclimate .Framework .(1986) Suttner LJ, Dutta PK
.345–329 ,(3) 56 .mineralogy. J. Sed. Pet
The Continental Crust: Its Composition and Evolution. .(1985) Taylor SR, McLennan SM
.pp 312 ,Blackwell, Oxford
Sequence stratigraphy of carbonate evaporite basins, models and .(1991) Tucker ME
application to the Upper Permian (Zechstein of northeast England and adjoining North Sea.
.1036 –1019 ,148 Journal of the Geological Society
Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand .(1987) Wronkiewicz DJ, Condie KC
Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance. Geochim. Cosmochim.
.2416–2401 ,51 Acta

Geochemistry of Archaean shales from the .(1983) McLennan SM, Taylor SR, Eriksson KA
.1222–1211 ,47 Pilbara Supergroup, Western Australia. Geochim. Cosmochim. Acta
Sedimentary petrology and depositional environment of Chelken Formation .(2015) Mehrabi H
in the outcrops of Northern Central Alborz for using the results in the South Caspian subsurface
.studies. MSc Thesis, University of Tehran, Tehran, Iran
Geological signatures of Mesoproterozoic siliciclastic rocks of the .(2010) Mishra M, Sen S
.32–21 ,20 .Kaimur Group of the Vindhyan Supergroup, Central India. Chin. J. Geochem
Geological ,1367 Treatment of ultra-pressure during oil drilling .(1997) Moosavi Roohbakhsh SM
.6th Congress .Survey and Mineral Exploration of Iran
Study and investigation of Chelken and miosen (from Gorgan .(1999) Mousavi Rouhbakhsh SM
.to Alamdeh) Formations. Internal report of KEPCO
Geology of the Caspian Sea. Geological Survey of Iran, .(2001) Mousavi-Rouhbakhsh M
.(in Persian) ,54 .Tehran, Report no
Quartz and feldspar stability, steady and non-steady .(1997) Nesbitt HW, Fedo CM, Young GM
.191–173 ,105 .state weathering, and petrogenesis of siliciclastic sands and muds. J. Geol
Early Proterozoic climates and plate motions inferred from .(1982) Nesbitt HW, Young GM
.717–715 ,299 major element chemistry of lutites. Nature
Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic .(1984) Nesbitt HW, Young GM
,48 rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. Geochim. Cosmochim. Acta
.1534–1523
.pp 628 ,3rd ed. Harper and Row, New York ,Sedimentary Rocks .(1975) Pettijohn FJ
Sand and Sandstone. Springer-Verlag, New ,1987 ,.Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, R
.p 553 ,York
.144–119 ,62 Chemistry of the earth’s crust. Geol. Soc. Am. Spec. Paper .(1955) Poldervaart A
Sandstone provenance of north western sectors .(2005) Rieser A, Neubauer F, Liu Y, Ge X
of the intracontinental Cenozoic Qaidam basin, western China:Tectonic .vs. climatic control,
.18– 1 .PP,177,Journal of Sedimentary Geology
Palaeogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys seaways .(1998) Rogel F
.310-279 Pp.99 ,(Oligocene to Miocene). Ann. Naturhist. Mus. Wien
Mediterranean and Paratethys. Facts and Hypotheses of an Oligocene to .(1999) Rogel F
Naturhistorisches Museum Wien, .4 ,50 ,Miocene (Short Overview); Geologica Carpathica
.Austria
Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites .(1986) Roser BP, Korsch RJ
.650–635 ,94 .content and K2O/Na2O ratio. J. Geol using SiO2
Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined .(1988) Roser BP, Korsch RJ

A geochemical method for investigation of palaeoredox conditions in .(1976) Hallberg RO
.Special Report ,147–139 ,4 sediments. Ambio
.322–319 ,55 .The CIW index: a new chemical index of weathering. Sed. Geol .(1988) Harnois L
Ga sedimentary 1.9~ Geochemistry of .(1997) Hayashi KI, Fujisawa H, Holland HD, Ohomoto H
.4137–4115 ,(19) 61 rocks from northern Labrador, Canada. Geochim. Cosmochim. Acta
The Chemical Evolution of the Atmosphere and Oceans. Princeton .(1984) Holland HD
.pp 287 ,University Press
.p 120 .Provenance Study of the Lalon Formation .(1996) Hosseini B
South Mountain front, between Neka and Shahpasand (Newly Azadshahr), .(1957) Huber H
.36-1 .PP ,164 NIOC, pub. GR
Climatic and tectonic .(2003) Jacobson AD, Blum JD, Chamberlain CP, Craw D, Koons PO
controls on chemical weathering in the New Zealand Southern Alps. Geochim. Cosmochim.
.46–29 ,37 Acta
Comparision of geochemical indices used for the interpretation of .(1994) Jones B, Manning DC
.129–111,111 .Paleo-redox conditions in Ancient mudstones. Chem. Geol
Geochemistry of Precambrian sedimentary rocks used to solve .(2010) Kalsbeek F, Frei R
stratigraphical problems: an example from the Neoproterozoic Volta basin, Ghana. Precam.
.75–66 ,176 .Res
Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry .(1994) Kroonenberg S
29th of fluvial sands from different tectonic and climatic environments, Proceedings of the
.81-69 ,International Geological Congress, Part A, PP
Geochemistry of .(2008) Manikyamba C, Kerrich R, Gonzalez-Alvarez I, Mathur M, Khanna CT
Paleoproterozoic black shales from the Intracontinental Cuddapah basin, India: implications for
.440–424 ,162 .provenance, tectonic setting, and weathering intensity. Precam. Res
Petrological and geochemical determination of provenance in the southern .(1991) McCann T
Welsh Basin. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (Eds.), Developments in
.230–215 .Geol. Soc. London, Spec. Publ., pp .57 .Sedimentary Provenance Studies, vol
Sm–Nd and Rb–Sr chronology of continental crust .(1978) McCulloch MT, Wasserburg GJ
.1011–1003 ,200 formation. Science
.303–295 ,101 .Weathering and global denudation. J. Geol .(1993) McLennan SM
Geochemical approaches to .(1993) McLennan SM, Hemming S, Mcdaniel DK, Hanson GN
sedimentation, provenance and tectonics. In: Johnsson, J.M., Basu, A. (Eds.), Processes
.40–21 ,284 Controlling the Composition of Clastic Sediments. Geol. Soc. Am., Spec. Paper
Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and .(1991) McLennan SM, Taylor SR
.21–1 ,99 .secular trends. J. Geol

,(4) 91 .Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. J. Geol .(1983) Bhatia MR .626–611
Trace element characteristics of greywackes and tectonic .(1986) Bhatia MR, Crook KAW .193–181 ,92 .setting discrimination of sedimentary basins. Contrib. Mineral. Petrol
The South Caspian Basin: a review .(2003) Brunet MF, Korotaev MV, Ershov AV, Nikishin AM .148–119 ,156 .of its evolution from subsidence modelling. Sed. Geol
The origin of khondalites: geochemical evidence .(1992) Condie KC, Boryta MD, Liu J, Quian X ,59 .from the Archean to Early Proterozoic granulite belt in the North China craton. Precam. Res .223–207
The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian– .(2000) Cullers RL ,51 Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. Lithos .203–181
Palaeoweathering, composition and tectonics of provenance of .(2009) Dey S, Rai AK, Chaki A the Proterozoic intracratonic Kaladgi-Badami basin, Karnataka, southern India: evidence from .715–703 ,(6) 34 .sandstone petrography and geochemistry. J. South Asian Earth Sci
Dickinson WR, Beard LS, Brakenridge GR, Eerjavec JL, Ferguson RC, Inman KF, Knepp RA, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in .(1983) Lindberg FA, Ryberg PT .235–222 ,94 .relation to tectonic setting. Geol. Soc. Am. Bull
Plate tectonics and sandstone composition. Am. Assoc. .(1979) Dickinson WR, Suczek CA .2182–2164 ,63 .Petrol. Geol. Bull
Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: .(1962) Dunham R J American Association of Petroleum ,1 Ham (ed) Classification of Carbonate Rocks. Memoir .121-108 .Geologists, p
Unraveling the effects of Kmetasomatism in .(1995) Fedo CM, Nesbitt HW, Young GM sedimentary rocks and paleosols with implications for paleo-weathering conditions and .924–921 ,23 provenance. Geology
Geochemistry and tectonic setting of Lewisian .(1989) Floyd PA, Franke W, Shail R, Dorr W clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, NW Scotland. .214–203 ,45 .Precam. Res
Provenance and depositional environment of .(1990) Floyd PA, Franke W, Shail R, Dorr W Rhenohercynian synorogenic greywacke from the Giessen nappe, Germany. Geologische .626–611 ,69 Rundschau
.13-5 .NIOC, PP .3.Well Compelation report of Gorgan, No .(1963) Fotouhi M
Geochemical discrimination of clastic sedimentary rock .1997 ,.Fralick, P.W., Kronberg, B.I .124–111 ,113 .sources. Sed. Geol

Conclusion

According to this study which was carried out on Chelken Formation outcrops in the northern Alborz region, its tectonic setting, provenance and paleo-climatic condition were analysed and reconstructed. This research represents that sandstone samples of Chelken Formation are mostly originated from Lalun Formation and carbonate formations of Ziarat, Tizkuh and Delichay formations. The high amount of CaO in the studied samples indicates erosion of carbonate clasts within the conglomeratic horizons, low amount of Na2O indicate either the low amount of plagioclase minerals in the source formations or severe weathering condition in the source area. A mafic source is represented according to the compositional diagrams for the studied formation. Tectonically speaking, an arc setting is suggested for the source rocks of studied formation which were experiencing a humid climatic condition. This humid climatic condition resulted in extensive weathering of .the studied formations

Acknowledgments

We thank the Khazar Exploration and Production Company (KEPCO) for assistance and the provision of facilities for fieldwork. Thanks are also expressed to Mohsen Ranjbaran for useful comments during petrographic studies. Special thanks are presented to University of Tehran for provision .of research facilities during this study

References

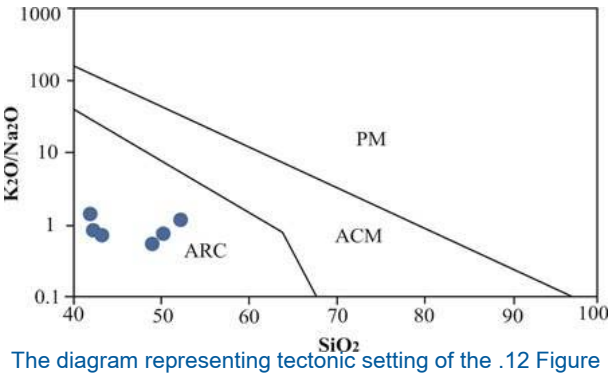
Geochemistry of black shales from the Lower Cretaceous Paja .(2007) Alvarez NO, Roser BP Formation, Eastern Cordillera, Colombia: source weathering, provenance and tectonic setting. .289–271 ,(4) 23 .J. South Am. Earth Sci

This .(11 .studied samples are placed in humid region of the diagram (Fig .represents a humid condition during sedimentation of the samples

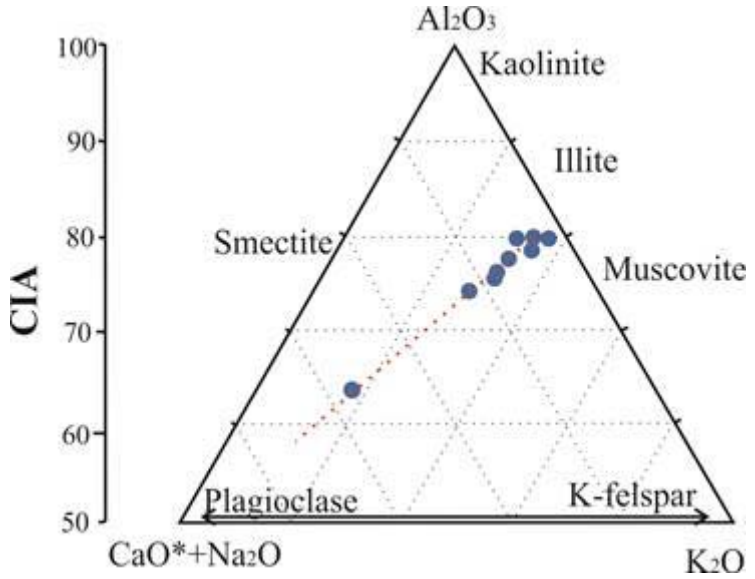
Paleo-Redox condition of siliciclastic sediments during deposition is it represents ,5 predictable by chemical analysis data. If Ni/Co ratio is below suboxic and anoxic conditions are ,5 an oxic condition and if it is above Also Cu/Zn ratio is a good character .(1994 ,inferred (Jones and Manning for determining paleo-redox conditions, so that high value of Cu/Zn shows .(1976 ,a reducing and a low value suggests oxidizing conditions (Hallberg (6.8 with an average of) 14 to 3 In studied samples Ni/Co ratio varies from which represents anoxic condition of deposition and Cu/Zn ratio varies representing oxidizing (0.42 with an average of) 0.97 to 0.12 between .conditions

Tectonic setting

Many researches show that chemical composition of siliciclastic sedimentary rocks are controlled by tectonic setting of provenance plates and as a result it is controlled by terrain-specific geochemistry of different tectonic settings According .(1986 ,Roser and Korsch ;1986 ,Bhatia and Crook ;1983 ,(Bhatia three major tectonic ,to half-logarithmic diagram of log (K2O/Na2O) vs. SiO2 settings of source rocks can be discriminated from each other (Roser and According .(1988 ,Korsch to this diagram Chelken Formation samples are placed in ARC region .(12 .tectonic setting (Fig



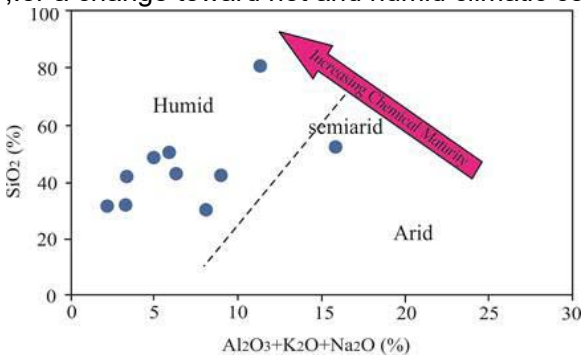
The diagram representing tectonic setting of the .12 Figure .(1988 ,Chelken Formation (Roser and Korsch



CaO*+ Na2O -K2O ternary diagram showing degree of alteration of the-Al2O3 .10 Figure .(1984 ,Chelken Formation (after Nesbitt and Young

Sediment maturity and depositional environment

Weathering index in sedimentary rocks provides us with useful information about climatic and tectonic conditions in the source area. An increase in weathering index value may represent decrease in tectonic activity and/ ,.or a change toward hot and humid climatic conditions (Jacobson et al



wt. % versus Bivariate SiO2 .11 Figure K2O+Na2O) wt. % paleoclimate discrimination+(Al2O3 .(1986) diagram after Suttner and Dutta

A two-variable .(2003 against diagram of SiO2 K2O+Na2O is+Al2O3 suggested for determination of climatic condition during sedimentation of siliciclastic sediments (Suttner and According to .(1986 ,Dutta this diagram most of the

During chemical weathering Ca, Na and K .(1987 ,(Wronkiewicz and Condie cations are mainly removed from source rocks. Remaining amount of these elements in resultant sediments is an index which is sensitive to chemical Weathering grade of the source area .(1997 ,.weathering (Nesbitt et al encompasses different values. All suggested indices are based on mobile and non-mobile oxide of elements and their abundance (e.g. Na2O, CaO, .(K2O and Al2O3

There are different methods to determine weathering amount such as: Plagioclase ,(1982 ,chemical index of alteration (CIA; Nesbitt and Young and Chemical Index of (1995 ,.Index of Alteration (PIA; Fedo et al However, since CaO concentration .(1988 ,Weathering (CIW; Harnois is high in samples, they can not be studied. In this kind of samples (i.e. carbonate rich siliciclastics), it is suggested that CIW should be replaced :All above mentioned formulas follow .(2000 ,with CIW' (Cullers

$$100 \times \{(CaO^{*}+Na2O + K2O +Al2O3) / CIA = \{Al2O3$$

$$100 \times \{(K2O) + CaO^{*}+Na2O–K2O) / ((Al2O3–PIA = \{(Al2O3$$

$$100 \times \{(CaO^{*}+Na2O +Al2O3) / CIW = \{Al2O3$$

$$100 \times \{(Na2O +Al2O3) / CIW' = \{Al2O3$$

All major elements oxides are represented in mole percent and CaO* is the) (amount of CaO which is along with silica

in 21.46) % 33.89 to 0.28 CaO content of studied samples ranges from average). This amount is not suitable for measuring CIA. Consequently was used to measure the amount of CaO*of (10 the ratio of Ca/Na (figure According to this method, the field of .(1993 ,the samples (c.f. McLennan PIA ,(80.55 with average of) 82.99 to 72.47 changes in CIA ranges from CIW ranges from ,(93.20 with the average of) 98.22 to 77.34 ranges from to 88.62 and CIW' ranges from (94.19 with the average of) 98.58 to 79.56 all of which represent occurrence of a (96.93 with the average of) 99.28 .(4 severe weathering in the studied samples (table

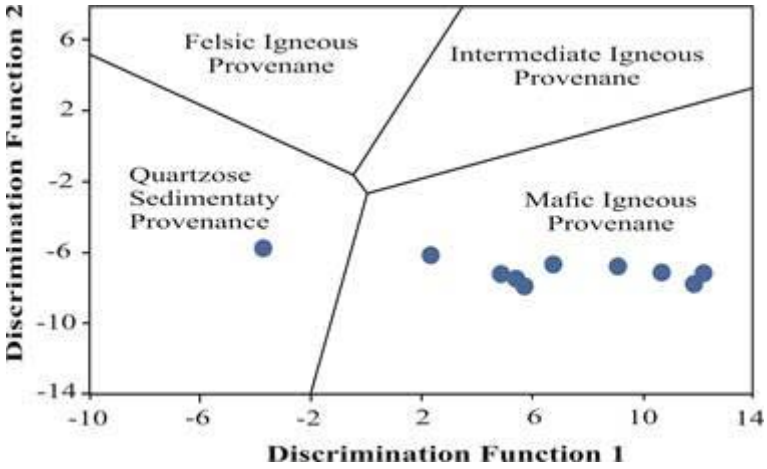


Figure 8. Provenance discrimination diagram (after Roser and Korsch, 1988). Discriminant function 1 = (-1.773×TiO2%) + (0.607×Al2O3%) + (0.76×Fe2O3 T %) + (-1.5×MgO %) + (0.616×CaO %) + (0.509×Na2O %) + (-1.22×K2O %) + (-9.09). Discriminant function 2 = (0.445×TiO2%) + (0.07×Al2O3%) + (-0.25×Fe2O3 T %) + (-1.142×MgO %) + (0.432×Na2O %) + (1.426×K2O %) + (-6.861).

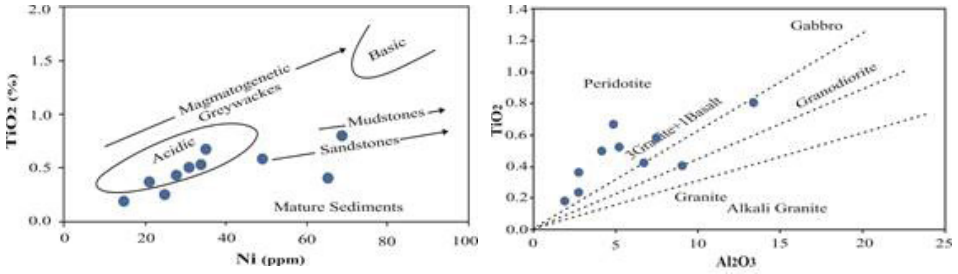


Figure 9. Provenance indicating diagrams. (a) TiO2 wt. % versus Ni (ppm) bivariate diagram (after Floyd et al., 1989). (b) TiO2wt. % versus Al2O3 wt. % bivariate diagram (after McLennan et al., 1983). The “granite line” and “3 granite+ 1 basalt line” (are after Schieber, 1992).

Palaeoweathering

Intensity of chemical weathering in rocks is usually controlled by chemical composition of source rocks, climatic conditions and tectonic uplift ratio

Many researchers believe that chemical composition of clastic sedimentary rocks is in close relation to their provenance. As a result, we can determine the characteristics of source rocks through studying geochemical ;2007 ,characteristics of the clastic sedimentary rocks (Alvarez and Roser ;2009 ,.Dey et al ;2008 ,.Manikyamba et al ;1997 ,Fralick and Kronberg .(2010 ,Mishra and Sen ;2010 ,Kalsbeek and Frei
provenance discrimination diagrams, (1988) In Roser and Korsch discrimination equation is resulted from mobile and non-mobile major elements. In the present research, the results of analyzed samples In TiO2 .(8 .represent a mafic igneous provenance for the samples (Fig an approximately acidic (1989 ,.Ni (ppm) diagram (Floyd et al–(%)
These contradictory results .(9 .provenance is inferred for the samples (Fig (mafic and acidic provenance) can be resolved by using other methods which are carried out on the samples. It is suggested that we can re-write provenance discrimination equation based on non-mobile elements and also .(1997 .use geological data for the suggested equation (Hayashi et al amount In igneous rocks, Al/Ti ratio increases with increasing SiO2 shows an TiO2/Value of Al2O3 .(1984 ,Holland ;1955 ,(Poldervaart in mafic igneous rocks (the amount of 8 to 3 :span 3 increasing trend in in intermediate rocks (the 21 to 8 ;(percent 52 to 45 ranges from SiO2 in felsic igneous 70 to 21 percent) and 66 to 53 ranges from amount of SiO2 percent). According to 76 to 66 ranges from rocks (the amount of SiO2 in normal igneous rocks are the amount of SiO2 (1997) .Hayashi et al :ratio as TiO2/measured by Al2O3

$$2(TiO_2/Al_2O_3)0.0109 - (TiO_2/Al_2O_3)1.2578 + 39.34 = (\%\ .wt)\ SiO_2$$

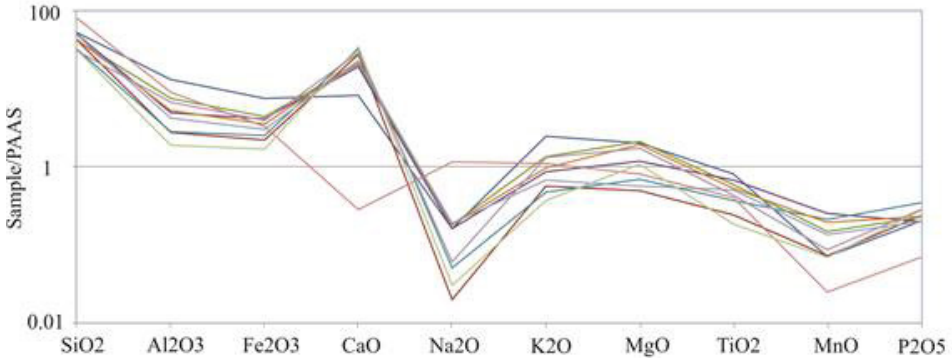
and the 62 to 47.8 According to this formula the samples which have .fall in mafic rocks range 52.8 average value of

Compositional Variation; CIA= Chemical Index of Alteration (Nesbitt and ;(1995 ,.PIA= Plagioclase Index of Alteration (Fedo et al ;(1982 ,Young CIW = Chemical ;(1988 ,CIW= Chemical Index of Weathering (Harnois .(2000 ,Index of Weathering (Cullers

Element	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	MgO	TiO_2	MnO	Cu	Zn	Ni	Cr	Co
SiO_2	1.00													
Al_2O_3	0.53	1.00												
Fe_2O_3	0.26	0.90	1.00											
CaO	-0.93	-0.80	-0.58	1.00										
Na_2O	0.90	0.42	0.04	-0.80	1.00									
K_2O	0.30	0.96	0.96	-0.62	0.14	1.00								
MgO	-0.14	0.59	0.68	-0.17	-0.15	0.71	1.00							
TiO_2	0.30	0.73	0.89	-0.55	0.04	0.77	0.60	1.00						
MnO	-0.32	-0.34	-0.03	0.33	-0.40	-0.26	0.08	0.34	1.00					
Cu	0.53	0.97	0.82	-0.77	0.47	0.91	0.52	0.63	-0.40	1.00				
Zn	0.87	0.44	0.05	-0.78	0.97	0.18	-0.17	-0.04	-0.53	0.50	1.00			
Ni	0.77	0.93	0.77	-0.94	0.64	0.81	0.41	0.66	-0.33	0.87	0.64	1.00		
Cr	0.51	0.96	0.93	-0.77	0.33	0.94	0.53	0.77	-0.25	0.89	0.37	0.91	1.00	
Co	0.28	0.79	0.87	-0.55	0.04	0.84	0.59	0.72	-0.15	0.64	0.10	0.75	0.88	1.00

Correlation coefficient of major oxides and minor elements .5 Table

illustrates normalized diagram of major elements with PAAS (Post 7 Figure A severe depletion .(1985 ,Archaean Australian shale; Taylor and McLennan is seen in Na2O and MnO. Depletion seen in Na2O can be considered as the ,result of disintegration of plagioclase grains during transportation (McCann High amount of CaO in the samples can be .(1992 ,.Condie et al ;1991 resulted from high concentration of carbonate clasts from provenance and is related to high diagenetic carbonate cement as well. High amount of SiO2 .amount of sandstone clasts and stability of quartz grains



.Distribution of PAAS normalized abundances of major elements .7 Figure

Geochemistry

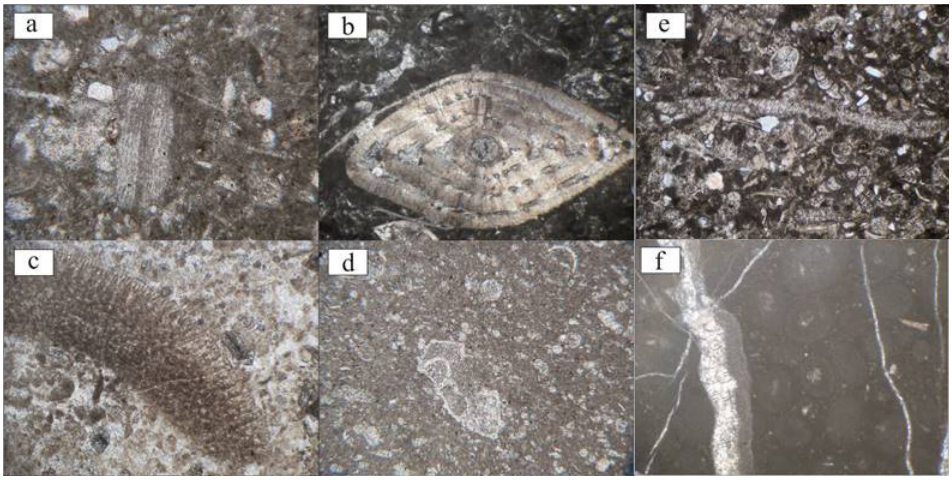
In geochemical studies related to provenance determination some major Floyd ;1988 ,and minor oxides are usually analysed (e.g., Roser and Korsch Major oxides concentration is .(1993 ,.McLennan et al ;1990 ,1989 ,.et al represented in percent and the minor elements are measured in ppm units. and Al2O3 Among all oxides K2O, MgO, CaO and Na2O are mobile and TiO2 and 4 are non-mobile oxides. The results of analysis are represented in table .5 the correlation coefficient of oxides and minor elements are shown in table

Sample	HM1A	HM2	HM4	HM5	HM6	HM8	HM11	HM12	HM17	HM19	Average
SiO_2	52.39	41.96	42.19	50.16	32.01	43.16	48.96	80.19	31.41	30.46	45.289
Al_2O_3	13.26	2.77	7.46	4.87	2.78	5.24	4.18	9.03	1.89	6.72	5.82
Fe_2O_3	7.51	2.22	4.39	4.11	2.51	3.53	3.02	3.28	1.68	3.89	3.614
CaO	8.27	27.15	20.3	19.25	32.39	22.52	21.87	0.28	33.89	28.64	21.456
Na_2O	0.16	0.02	0.18	0.16	0.05	0.18	0.19	1.16	0.03	0.06	0.219
K_2O	2.45	0.56	1.36	0.87	0.47	0.96	0.68	1.11	0.37	1.32	1.015
MgO	2.01	0.49	2.12	1.18	0.69	1.92	0.56	0.81	1.08	1.71	1.257
TiO_2	0.801	0.241	0.587	0.677	0.366	0.528	0.502	0.403	0.186	0.427	0.4718
MnO	0.07	0.073	0.148	0.252	0.211	0.194	0.136	0.025	0.069	0.087	0.1265
P_2O_5	0.201	0.234	0.227	0.197	0.342	0.233	0.198	0.069	0.277	0.285	0.2263
SO_3	0.013	0.012	0.012	0.009	0.012	0.012	0.013	0.008	0.012	0.013	0.0116
L.O.I	12.65	24	20.8	18.02	27.88	21.33	19.54	3.42	28.89	26.18	20.271
Total	99.785	99.73	99.774	99.755	99.711	99.807	99.849	99.785	99.784	99.792	-
Cu	52	12	29	22	13	18	17	42	8	37	25
Zn	93	40	55	45	45	44	42	361	56	38	81.9
Ni	69	25	49	35	21	34	31	65	15	28	37.2
Cr	89	5	34	25	12	22	16	44	3	20	27
Co	20	4	12	7	3	5	4	6	5	2	6.8
Ni/Co	3.45	6.25	4.08	5.00	7.00	6.80	7.75	10.83	3.00	14.00	
Cu/Zn	0.56	0.30	0.53	0.49	0.29	0.41	0.40	0.12	0.14	0.97	
Moles											
Al_2O_3	0.13	0.0272	0.0731	0.04775	0.0273	0.05137	0.041	0.08853	0.01853	0.06588	-
CaO	0.1477	0.4848	0.3625	0.34375	0.5784	0.40214	0.3905	0.005	0.60518	0.51143	-
Na_2O	0.0026	0.0003	0.0029	0.00258	0.0008	0.0029	0.0031	0.01871	0.00048	0.00097	-
K_2O	0.0261	0.006	0.0145	0.00926	0.005	0.01021	0.0072	0.01181	0.00394	0.01404	-
CIA	82.72	82.20	81.26	80.36	82.99	79.88	79.77	72.47	81.47	82.35	-
PIA	97.12	98.22	94.43	92.59	95.85	92.24	90.21	77.34	96.20	97.83	-
CIW	97.64	98.58	95.40	93.83	96.53	93.57	91.67	79.56	96.92	98.25	-
'CIW	98.81	99.28	97.64	96.82	98.23	96.68	95.65	88.62	98.44	99.12	-

Concentration of major oxides (%) and minor elements (ppm). ICV= Index of :4 Table

Formation	Facies	Field Study	Lab Study
Chelken	Ooid Packstone	Cream calcite – fractures were filled with calcite cement	Oolitic Packstone
	Mud to Wackstone	Cream calcite with fractures	Fossils : Oligosteginid (*Pihtonella ovalis, Calcisphaerula innominata*) (Age: Cretaceous)
	Bioclast Packstone	Cream and micritic calcite	Fossils: *Discocyclina, Textularia* (Age: Eocene)
	Bioclast Packstone	Black calcite with fractures	Fossils: Ostracod, Bivalve, Foraminifera and Echinoderm
	Bioclast Wack to Packstone	Black calcite with fractures - fracture filled with calcite cement	Micritic calcite Fossils: Planktonic foraminifera, Bivalve, Ostracod, Echinoderm
	Bioclast Packstone	Calcite has *Nummulites* Fossil	Fossils: *Discocyclina*, *Nummulites*
	Bioclast Pack to Grainstone	Pink Calcite	Bivalve
	Mudstone	Cream calcite – fractures were filled with calcite cement	Fossils: *Orbitolina*

.Description of the limestone pebble in conglomeratic facies .3 Table



a.Discocyclina sp., b. Nummulites sp., c. Orbitolina sp., d. Globotruncana sp., e. .6 Figure
.Discocyclina sp., f. Ooid Packstone

506C, due to the presence of Flosculina sp., an Eocene age can in sample be determined for the rocks which shed sediments into the basin. Eocene formations in the studied area include Fajan, Ziarat, Karaj and Kond (Table Although the above mentioned samples don't have the index fossils .(1 of Ziarat Formation, however the following reasons represent the most Fajan Formation is mostly conglomeratic -1 :similarity with that formation Karaj Formation is mostly composed of volcanic tuff and -2 ,to sandstone Kond -3 ,pyroclastic materials along with some tuff bearing limestone Series include conglomerate, gypsum and marl and have a tar smell while the studied samples did not have these characteristics. Also investigation 12C represented Discocyclina sp. and Nummulites sp.-of sample HM which are representative of Nummulites bearing Ziarat Formation. Sample c) which is an index fossil for-6 17B has Orbitolina sp. (Figure-No. HM Tizkuh Formation. Another characteristic of this limestone is its pink 15B. The latter limestone is a-color which is represented in sample HM bioclastic packstone-grainstone with abundant bivalves. Tizkuh Formation is composed of white to pink limestone which has Orbitolina sp. . This limestone grades upward to the top into rudist and gastropod bearing thick white to pink limestone. Due to the presence of Calcisphaerula innominata, d)-6 52F and Globotruncana (Figure-Pithonella ovalis in sample HM -represent a Cretaceous age for them in Central Alborz Zone. Sample HM f) is an ooid packstone and among limestone formations of-6 52B (Figure .the study area Dalichai Formation has an ooidal bed in its basal part

Formation	Facies	Field Study	Lab Study
Chelken	Subarkose	Very fine, hard and red sandstone	Quartz with silica cement along with iron oxide. Pore spaces are filled with ferroan dolomite. Bearing parallel fractures filled with iron oxide. Besides it has microcline, plagioclase, mica and opaque minerals. A rough orientation is observed.
	Subarkose	Sandstone with muddy lithic	Quartz overgrowth with a seam of iron oxide, chert lithics, microcline and plagioclase. A horizon of heavy minerals is observed
	Subarkose	Very hard and red sandstone	Quartz overgrowth with a seam of iron oxide, chert and shale lithics, microcline and plagioclase
	Quartz Arenite	Red sandstone with fine pore on surface	Quartz overgrowth with a seam of iron oxide, chert and shale lithics and microcline. Two cements observed: first silica cement followed by ferroan dolomite cement
	Subarkose	Red sandstone with fine pore on surface	Quartz overgrowth with a seam of iron oxide, chert lithics, microcline, mica and zircon minerals
	Sub Lithic arenite	Red sandstone with fine pore on surface	Quartz overgrowth with a seam of iron oxide, orthoclase, microcline, banded chert, schist lithics , muscovite, zircon, amphibole, plagioclase and magnetite grains
	Subarkose	Red sandstone with fine pore on surface	Iron oxide laminations, quartz overgrowth with a seam of iron oxide, plagioclase, weathered microcline, tourmaline and silica cement
	Sub Lithic arenite	Very hard and red sandstone with iron oxide	Quartz or silica overgrowth with a seam of iron oxide, feldspar, siltstone lithics along with calcite and dolomite cements

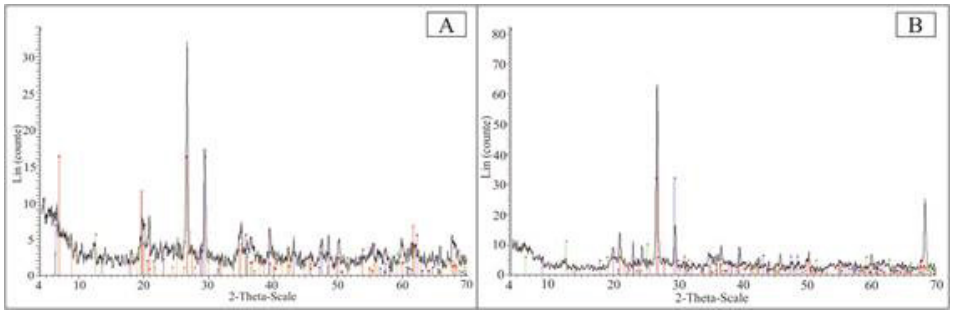
.Lithological and petrographic characteristics of sand lithics of the studied sections .2 Table

Carbonate pebbles

Some of the carbonate pebbles in the conglomerate facies have specific
These fossils can be used to determine the source .(3 fossils (Table
For example, .(1 formation and provenance of the conglomerates (Table
b) and-6 some of the limestone samples contain Nummulites sp. (Figure
c) that respectively indicate presence of Eocene-6 Orbitolina sp. (Figure
53G, the and Cretaceous source formations, in the region. In sample
A, e). Also-6 presence of Discocyclina sp. indicates an Eocene age (Figure

Sandstone grains

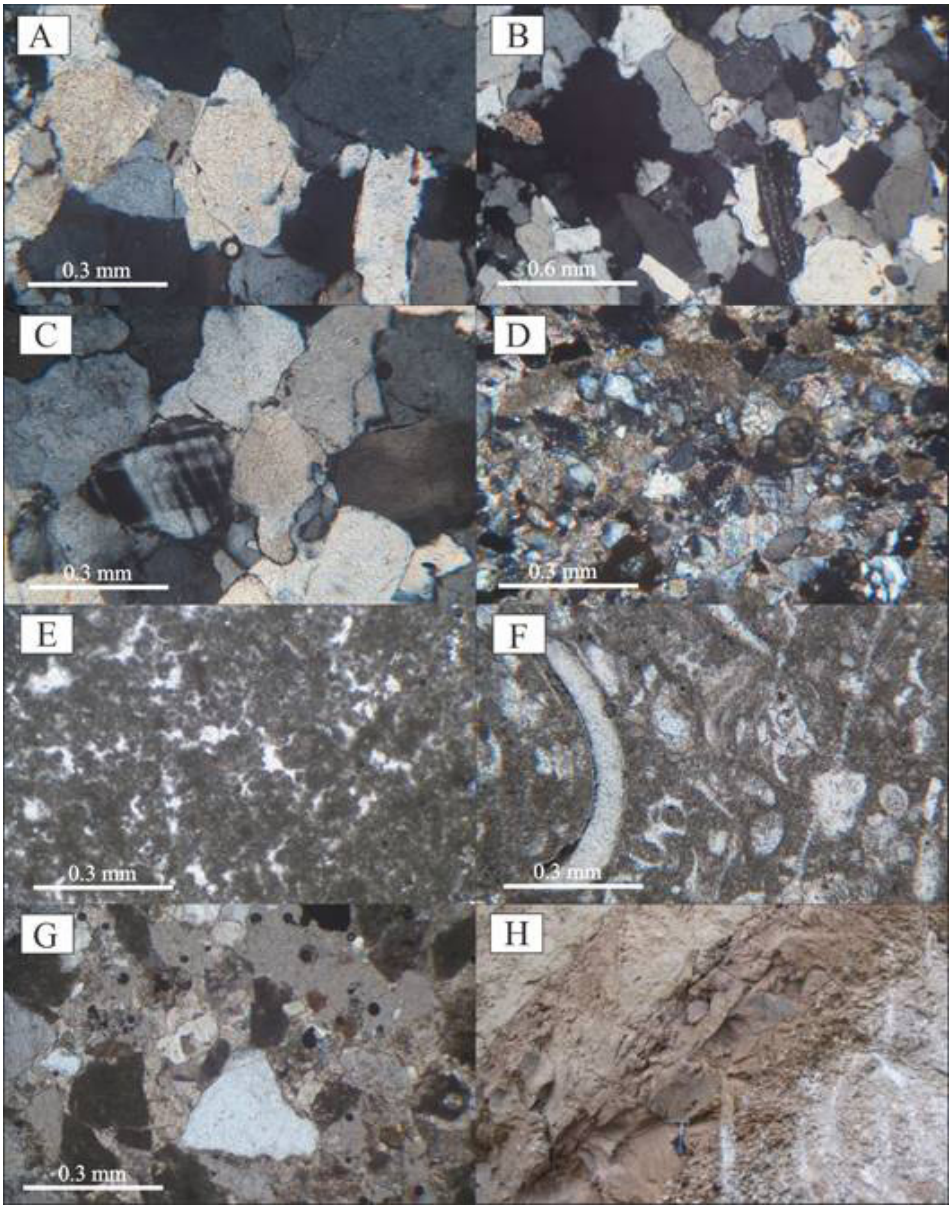
In studying the characteristics of sand lithics in studied sections from provenance point of view, the main emphasis was on their identifiable field properties and their petrographic characteristics. To investigate and correlate sand lithics with their provenance, first their lithological characteristics in the field sections were investigated. Afterwards the results were compared with the formations composed of sandstone lithology that .(1 were older than Chelken Formation in the area (table
In this study due to the lack of precise petrographic and laboratory information about sandstone formations in the studied area, only the lithics from Lalun Formation were correlated with their main provenance. from (1996) The Lalun Formation was precisely studied by Hosseini Barzi petrographic point of view. In the latter study the Lalun sandstone was described as grain supported sandstone lacking matrix and sometimes with arkosic and lithic arkosic lithology. In the Lalun sandstone, the quartz grains always represent quartz overgrowth along with iron oxide and sometimes ,ferroan dolomites and zircon grains were also observed (Hosseini Barzi Among the gathered samples in the field some of the studied .(1996 samples represent characteristics very similar to that of the Lalun Formation .(2 sandstone from field and petrographic view point (table



XRD graphs of muddy facies that show Quartz, Calcite and Clay minerals (A: .5 Figure .(13 ,B: Sample No .07 ,Sample No

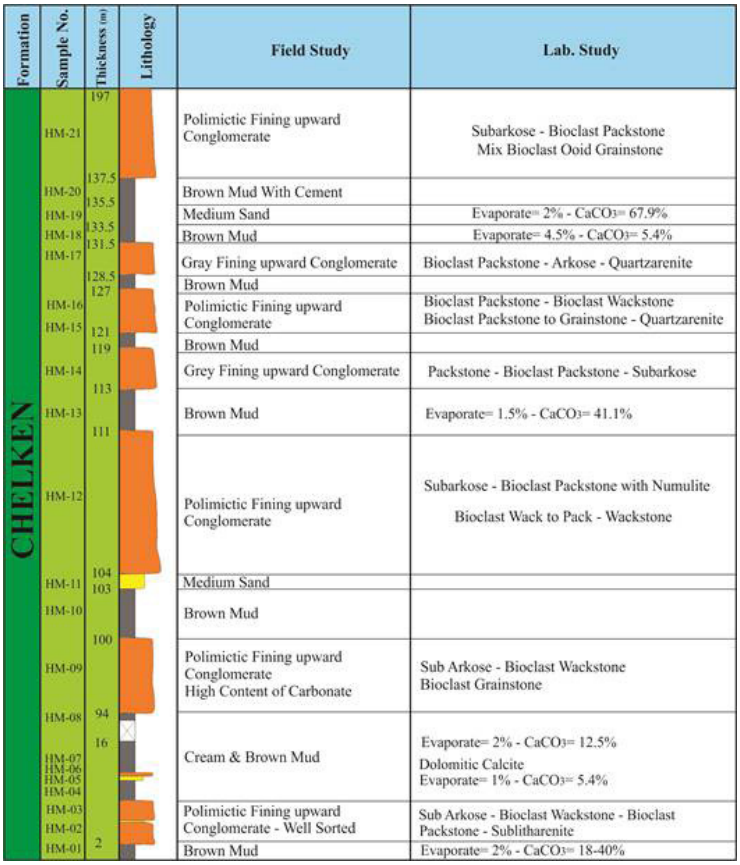
Provenance

Clastic sedimentary rocks can represent their past tectonic setting If the lithology of .(2005 ,.based on their mineral contents (Rieser et al provenance formations is already known, by identifying and comparing the lithology of pebbles in the conglomerates with the lithologies in the provenance area, we can recognize the main provenance of the pebbles in the new conglomerates. It is worthy of note that the method of study and investigation of the provenance vary in different pebbles. Sandstones with different geological settings in the provenance area have their own special clastic components that can be used in determining their sedimentary In addition, by identifying fossils in .(1994 ,provenance (Kroonenberg carbonate lithics, their provenance can be deciphered. According to the location of Chelken Formation in the foothills of the Alborz Mountain and proximity of its depositional area to its source, determining its provenance is not much complex. Abundance of rock fragments in conglomeratic facies can be of great and effective help in determining the formation provenance. These fragments are good representatives of their main source lithology in Chelken Formation and to a great extent present the characteristics of .source lithology and their tectonic settings



A) Quartz arenite with overgrowth silica cement and iron oxide (arrows), P; (B) Sub) .4 Figure lithic-arenite with silica cement overgrowth, iron oxide (arrows) and shale lithics, P; (C) Sub arkose with quartz particles, microcline and silica cement overgrowth, P; (D) Sand, quartz particles in carbonate cement, P; (E) Wackestone, N; (F) Bioclast packstone, N; (G) Matrix of a conglomerate with quartz and calc-lithic grains in carbonate cement, P; (H) Color variation in .(muddy facies. (P: Polarized – N: Normal

residues), siliciclastic particles (quartz, feldspar, mica and heavy minerals) and clay minerals. The muddy facies color is various (from cream to brown color) H). Organic matter,-4 depending on weathering and composition of layers (Fig pyrite and oxidation are the main controlling factors for changes in color. High .(1991 ,content of organic matter and pyrite led to brown color (Tucker Typically there is a good correlation between sediments deposited on flood plain with the other associated facies in the same depositional environment. In this study, the amount of calcium carbonate (lab study) in muddy facies has a good correlation with conglomerate facies, so that the more carbonate .gravel content, the more calcium carbonate in the muddy facies is observed



.Sedimentological log along with field and laboratory study descriptions .3 Figure

of particles source, dating of particles was done by fossil content of the rocks and lithology. Also XRF analysis carried out on samples to study .(1979 ,provenance based on Dickinson and Suczek (Dickinson and Suczek samples from exposed mudstones and conglomerates 10 ,In this regard matrix of the formation were gathered. All samples were powdered, then XRF analysis was done and major and minor elements concentration of the .samples were determined

Results and Discussion

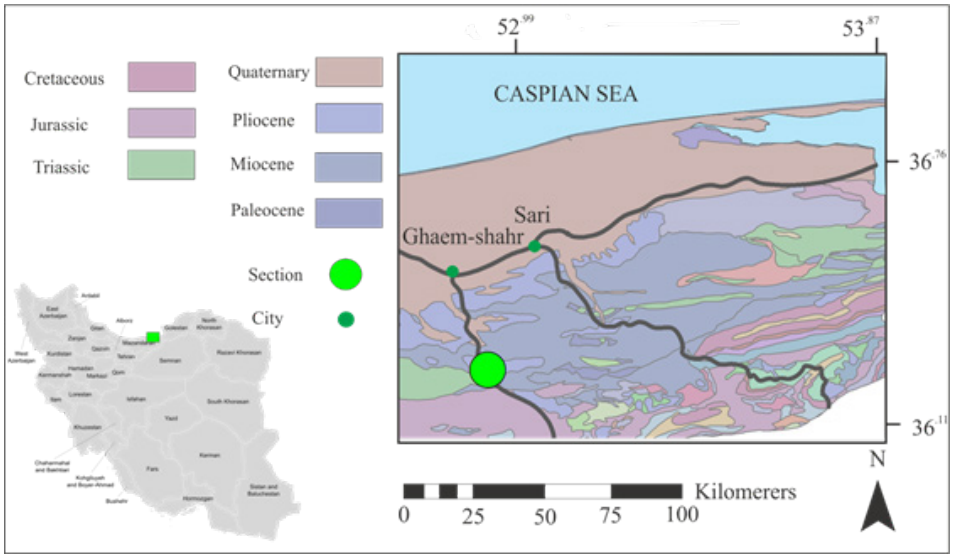
Facies analysis

.(3 .Based on field and lab studies, three facies were determined (Fig cm. Most 10 ***Conglomeratic Facies:*** the average size of pebbles is of conglomerates are polymictic ones, grain supported and represent a fining upward character in the field. This facies comprises clasts of quartz c), arkose-4 .B), subarkose (Fig-4 .A), sublith-arenite (Fig-4 .arenite (Fig and carbonate microfacies (often bioclast wacke to packstone, bioclast E). Bioclast-4 .mudstone, grainstone, packstone and wackestone) (Fig packstone, consists of skeletal fragments of bivalvia, echinoderms, ostracod F). Matrix of conglomerate is composed of-4 .and benthic foraminifera (Fig .(D-G-4 .arkose, sub-arkose and sublith-arenite (Fig

Sandy Facies: These facies are composed of quartz, feldspar particles and silica and carbonate cements. Main components of sandy facies are similar to matrix of conglomerate pebbles. The difference between sandy facies with matrix of conglomerate is their particle size. So that the sandy facies particles are smaller. Based on these explanations, the macroscopic and microscopic .descriptions of matrix can be considered for sandy facies too

Muddy Facies: The main methods used for description of these facies are Main components of muddy .(5 .and XRD analyses (Fig (3 .calcimetry (Fig facies are carbonate (usually calcium carbonate), organic matter (plant

The studied area is located in the North of Alborz Mountain Range in ,´15 ,36º Mazandaran Province, north of Iran. The base of section starts at Eastern longitude and continues ´´7 ,´54 ,52º northern latitude and at ´´7 towards north. The access rout to the study area is Qaemshahr to Zirab road. The studied section is exactly located between Shirgah and Javaram .(2 .after the second tunnel in the east of the road (fig



.Geological map of the studied area and the access rout to sampling site .2 Figure

Material and methods

thin sections were prepared. Several methods were used 140 In this study to study lithology based on facies types of Chelken Formation. Pebbles and matrix were studied through several experimental methods such as thin section study, XRD and XRF. Fossils determination was carried out by studying thin section. Classification of sandstone was based on and carbonate (1987 ,Pettijohn et al ,1975 ,Pettijohn method (Pettijohn Fine facies .(1962 ,rocks classification was based on Dunham (Dunham determinations were based on XRF and XRD analyses. For determination

All the formations which could shed sediments to form Chelken Formation and considered as the possible sources of Chelken Formation are .based on their location, age and lithology 1 summarized in table

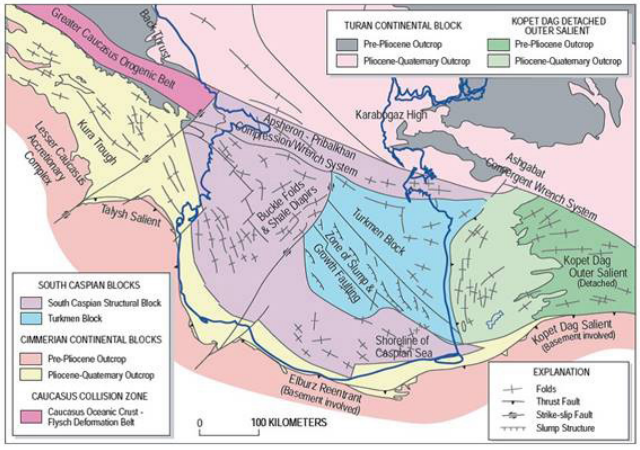
Age		Formation	Description
Mesozoic	Tertiary	Pliocene sediment	In general, it is composed of terrestrial facies (Chelken Formation) and carbonate-evaporate facies (Apshroon and Aghchagil formations)
		Mycobe series	Shale, Marl, Sandstone and limestone
		Paleocene & Miocene	Generally they are composed of brown limestone and frequently sandy limestone, calcareous sandstone and yellow to brown marl along with mud
	Upper Cretaceous	Upper Cretaceous	weathered silty greyey- green marls including some clay nodules
	Cretaceous	Tirgan, Sarcheshmeh & Sanghaneh	claystone and clayey limestone
	Jurassic	Shemshak, Delichay, Lar & Mozdoran	Shemshak F.: ۲۵۰۰ meters thick argillaceous and calcareous sandstones Delichay F.: ۳۰۰ meters thick marly limestones of mid Jurassic Lar F.: Limestone deposits lying unconformablly under *Globotruncana* bearing limestone of upper Cretaceous (Turonian) Mozduran F.: ۳۰۰-۴۰۰ meters thick limestone deposits including micritic and bioclastic limestone, thickly bedded and containing chert nodules.
	Triassic	Elika	Red limestone with Ostracod and small Gastropods fossils, also micritic worm tube bearing green limestone
Paleozoic	Permian	Dorood, Roteh, Nesen	Dorood F.: foraminifera bearing carbonates (limestones and dolostones) with Early Permian age Roteh F.: foraminifera bearing bioclastic limestones with the age of Murgabian (Late Permian) Nesen F.: Chert bearing and bioclastic limestone grading upward into foraminifera bearing sandstones with Julfian age
	Upper and middle carboniferous	Ghezel ghalea	Composed of ۲۴۰ m bio-clastic & micritic limestone, marl and shale in outcrops located in the SE of Gorgan (Fazel-Abad valley). It is similar to Mobarak Formation except for some sandstone beds which are only observed in Ghezel ghalea Formation.
	Carboniferous	Mobarak	In outcrops located in the south of Gorgan, the lower part of Mobarak Formation is composed of limestone and the upper part is marly
	Devonian	Padha	In the East of Gorgan thick beds of gypsum (۲۷ m thick) are observed
	Silurian	Nior	Top quartzitic sandstones
	Cambrian, Ordovician	Lalun, Mila, Ghelik	Lalun F.: Red sandstones mostly located in the east of Gorgan-Rasht zone Mila F.: Dolomites, Sandstone and Shale is mostly cropped out in the west of Gorgan-Rasht zone Ghelik F.: Mafic Igneous is mostly cropped out in the south-east of Gorgan

Central Alborz Formations and their brief description (according to Moosavi .1 Table .(1968 ,Stoekline ;1957 ,Huber ;1963 ,Fotouhi ;1997 ,Roohbakhsh

isolated from Tethys and due to Alborz compressional movements in Paleocene, tectonic regime of Khazar and Talesh faults changed from .normal to revers that caused the uplift of Talesh and Alborz mountains (fig .(1999 ,Mousavi Rouhbakhsh) (1

The next stage of folding occurred between Pliocene (Chelken) and Miocene sediments and caused the development of slender anticlines and synclines with E-W orientation in Neogene. The next phase of folding caused the development of Mazandaran fault in Chelken conglomeratic sediments and subsidence of Khazar basin so that the difference between the altitude of Chelken sediments on different sides of Mazandaran fault is .meters 1500 to 1000 about

The mountain ranges around Khazar Sea include Greater Caucasus, Kopeh Dagh, Alborz and Greater Balkhan. Among all, Alborz is the most important .mountain range in the area (Fig 1) Alborz mountain is situated in the southern margin of Khazar sea and is resulted from two orogenic phases (i.e. Asinitic in pre-Cambrian and Alpine phase during Mesozoic and Cenozoic) (Mousavi The Alborz range uplifted in Oligo-Miocene and its final .(2001 ,Rouhbakhsh .(2003 ,.uplift happened during Pliocene to Quaternary (Brunet et al



.(2006 ,Structural features encompassing southern Khazar Basin (after Smith-Rouch .1 Figure

Several investigations were focused .(2008 ,.Spalletti et al ;1993 ,.et al on determination of tectonic setting of provenance from geochemical ;1979 ,signatures point of view in siliciclastic rocks (Dickinson and Suczek McLennan ;1986 ,Roser and Korsch ;1986 ,Bhatia and Crook ;1983 ,Bhatia Among all siliciclastic rocks, silt and clay sized grains .(1991 ,and Taylor (such as shaley and muddy beds) represent a better average composition of crust for provenance determination in siliciclastic rocks (McCulloch In this research both sandy and shaley facies of .(1978 ,and Wasserburg Chelken Formation are investigated from paleoclimatology and tectonic setting of their provenance viewpoints. This study is based on major and minor elements contents resulted from geochemical analyses of the samples. It is worthy of note that no precise provenance study via using petrographic procedures and inorganic geochemistry data on provenance of .Chelken Formation has been carried out yet

Geological setting

The study area is located in the Alborz geological zone in Iran in Mazandaran Province. During Pliocene-Quaternary a rapid and abnormal subsidence took place in the southern Khazar Basin simultaneously with the uplift in Greater Caucasus, Kopeh Dagh and Alborz mountains. Meanwhile the uplift of severely eroded orogens resulted in production of great volume of sediments. These sediments moved towards southern Caspian causing development of a high quality petroleum system during abnormal .(2003 ,.subsidence phase (Brunet et al

Para-Tethys started to close in the Late Eocene. At the same time two marine basins (i.e. Mediterranean Sea and Eurasian sedimentary basin) developed in the west of Para-Tethys resulting in hydrocarbon province In the first stage of middle phase of .(1999 ,1998 ,development (Rogel Alpine orogeny in the north of Alborz in Lower Miocene, Para-Tethys

in the source area or during (%97) underwent a high level of weathering transportation. From tectonic point of view, the Chelken Formation was .deposited in an Arc setting

:Key Words

Geochemistry, Provenance, Chelken Formation, Mazandaran, Pliocene, .Caspian Sea

Introduction

Determining the provenance of clastic sediments is very important in petrographic study of a formation. Chelken Formation (lower to middle Pliocene) is a clastic formation which has some good outcrops in This .(1976) Mazandaran province of Iran. It was first studied by Sussli formation is composed of conglomeratic, sandstone and mudstone beds Conglomeratic beds contain .(1999 ,Mousavi Rouhbakhsh ;2015 ,(Mehrabi sandstone and carbonate gravels. For determining the source of clasts, we can usually study both sandstone and carbonate pebbles and larger gravels. Generally speaking, provenance studies are based on petrographic and also geochemical and petrographic (2000 ,investigations (Cullers .(1975 ,.characteristics of the source rocks (Pettijohn et al Mineralogical and chemical composition in clastic rocks are controlled by following factors: composition of source rocks, the effect of environmental factors on source rock weathering (e.g. chemistry of atmosphere, temperature, precipitation and topography), duration of weathering, transportation mechanism of clastic grains from source to the site of deposition and depositional environment (e.g. diagenesis and Many researches confirmed the .(1997 ,.metamorphism) (Hayashi et al effect of above mentioned factors on ancient and modern sediments (e.g. McLennan ;1988 ,Roser and Korsch ;1983 ,Bhatia ;1983 ,.Dickinson et al

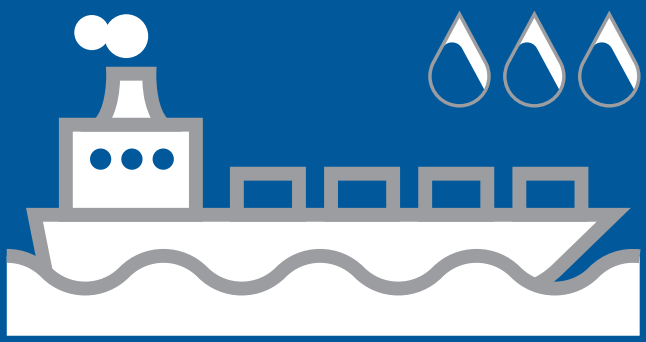
Abdolhossein ,Seyed Mohammad Zamanzadeh2 ,*2-Houshang Mehrabi1
Seyede Sepideh Mirrabie2 ,Freshteh Sajjadi2 ,Vahid Tavakoli2 ,Amini2
1Academic Center for Education, Culture and Research (ACECR), Tehran, .Iran
2School of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, .Iran
houshangmehrabi@alumni.ut.ac.ir *
19839694 .Postal Code
982122431938+ .Fax
982122431944+ .Tel

:Abstract

In this study Chelken Formation (Lower to Middle Pliocene) in the south of Ghaemshahr city was studied to determine the source of the comprising sediments, paleo climatic conditions and tectonic setting of the provenance rocks. Petrographic methods and geochemical analyses of major and minor elements of the samples were used for this purpose. This formation is composed of three major facies including conglomerates, sandstones and mudstone. The source formations which were recognized to be shedding sediments to the Chelken Formation depositional site include: Lalun, Ziarat, Tizkuh, Dalichai formations and Cretaceous sediments. According to the ratio of the studied samples, it is TiO2/discrimination diagrams and Al2O3 indicated that the samples point to mafic igneous rocks in the source region. Depositional site of the rocks experienced humid and semiarid climatic conditions during deposition time. According to CIW index, the samples

N.I.O.C
KEPCO

Geochemistry, provenance, source weathering and tectonic setting of Pliocene sediments in southern Caspian Sea, Iran



Kepco2019

Relative abundance of organic matters (marine palynomorphs, amorphous -11 .Fig organic matters, and terrestrial organic matters) related to the offshore-onshore trend (2003 (modified after Oboh and Villiers

.Organic matter component and relative sea level change in the studied section -12 .Fig Sea level change studies across the K-Pg boundary modified after (Bujak and -13 .Fig (1970 ,Tappan and Loeblich ;1996 ,.Stover et al ;1987 ,.Haq et al ;1979 ,Williams paleogeographic map of Cretaceous-Paleocene boundary in the Alborz are -14 .Fig (2014 ,(Modified after Berra and Angiolini

D- Polykrikos ,(C- Palaeopridinium cretaceoum (K-Pg13 ,(Spiniferites ramosus(K-Pg2 .(schwartzii (K-Pg25

F- Cyathidites concavus ,(µm): E- Cyathidites australis (K-Pg2 20 :E-N: Spore (Scale bar

I- Luminidites ,(H- Indospora clara (K-Pg9 ,(G- Dictyophyllidites mortonii(K-Pg9 ,((K-Pg2

K- Retitriletes ,(J- Retitriletes austroclavatidites (K-Pg62 ,(reticulatus (K-Pg52

M- Cibotiidites ,(L- Cicatricosisporites hughesii (K-Pg36 ,(circolumenus (K-Pg36

.(N- Clavifera rudis (K-Pg25 ,(tuberculiformis (K-Pg52

P- Alisporites ,(µm): O- Podocarpidites otagoensis (K-Pg13 20 :O-U: Pollen (Scale bar

R- Podocarpidites ellipticus ,(Q-Podocarpidites exiguus (K-Pg46 ,(similis (K-Pg9

U- ,(T- Tricolpites phillipsii (K-Pg36 ,(S- Assamiapollenites inanis (K-Pg53 ,((K-Pg52

.(Cycadopites follicularis (K-Pg9

W- ,(mm): V- Elphidiella multiscissurata (K-Pg37 0.1 :V-X: Foraminifera (Scale bar

.(X- Favosella washitensis (K-Pg23 ,(Pseudolituonella reicheli (K-Pg49

Stratigraphic column, fossils range chart, biozonation, facies and sedimentary -5 .Fig .environment of studied section

based on (1993 ,Distribution pattern of samples on palynofacies chart (Tyson -6 .Fig .quantitative analysis data in the studied section

.(1977 ,Distribution pattern of samples on environmental chart (Federova -7 .Fig

(0.5mm :Sedimentary facies analysis data in the studied section (scale bar -8 .Fig

C: Evaporate ,(40 K-Pg ,35 A-B: Bioclast wackstone/packstone (Sample No. K-Pg

E: Sublitharenite (Sample No. ,(66 D: Siltstone (Sample No. K-Pg ,(61 (Sample No. K-Pg

(18 F: Litharenite (Sample No. K-Pg ,(17 K-Pg

Sedimentary environment model proposed for the studied section based on facies -9 .Fig analysis

Relative abundance of organic matter components related to the relative sea -10 .Fig level changes

.(1993 ,modified after Handford and Loucks)

AOM: Amorphous Organic Matter, Ph: Phytoclast, MP: Marine Palynomorph, TOC: Total Organic Carbon, L: Low, H: High

Palynofacies analysis. In: Jenkins, D.J. (Ed.), Applied .1993 ,.Tyson, R.V-
.191–153 .Micropalaeontology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp
Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies. .1995 ,.Tyson, R.V-
.pp 615 .Chapman & Hall, London
Sequence-stratigraphical interpretation of organic facies variations .1996 ,.Tyson, R.V-
in marine siliciclastic systems; general principles and application to the onshore
Kimmeridge Clay Formation, UK. In: Hesselbo, S.P., Parkinson, D.N. (Eds.), Sequence
.pp ,103 .Stratigraphy in British Geology. Geological Society Special Publication, vol
.96–75
Geological map of Pol-e Sefid: Geological Survey of ,2003 ,.Vahdati Daneshmand, F-
.Iran
Pollen and spores in marine Cretaceous-Paleogene ,2003 ,.Vajda, V., and Raine, J. I-
boundary sediments at mid-Waipara River, North Canterbury, New Zealand: New
.273-255 .p ,2 .no ,46 .Zealand Journal of Geology and Geophysics, v
A new early paleocene dinoflagellate cyst ,2010 ,.Willumsen, P. S., and Vajda, V-
species, Trithyrodinium partridgei: its biostratigraphic significance and palaeoecology:
.538-523 .p ,4 .no ,34 .Alcheringa, v
Sedimentary organic matter in distal clinoforms of .1998 ,.Wood, S.E., Gorin, G.E-
onshore New Jersey (USA). ,150 of ODP Leg 903 Miocene slope sediments: Site
.868–856 ,68 Journal of Sedimentology Research

Figures captions

Road map (A) and location of studied section (B) (modified after Etemad-Saeed -1 .Fig
(2005 ,.et al
(2003 ,Geological map of studied section modified after (Vahdati Daneshmand -2 .Fig
,A: Paleocene sandstone and carbonate strata in upper part of the studied section -3 .Fig
(B- Cretaceous carbonates in lower part of the studied section. (View to the Northwest
.(Identified fossils plate. Curatorial museum; slide box name (K-Pg samples -4 .Fig
B- ,(μm): A- Operculodinium centrocarpum(K-Pg36 20 :A-D: Dinoflagellate (Scale bar

.1 Chapter
Geochemistry of source rock .1393 ,.Mohajer Soltani H. and Shariat Zadeh M-
potential in South of Sari, North of Iran. Scientific and propagative journal of oil and gas
.50-45.pp ,117.exploration and production. No
Dispersed organic matter in samples .2003 ,.Oboh-Ikuenobe, F.E. and de Villiers, S.E-
from the western continental shelf of Southern Africa: palynofacies assemblages
and depositional environments of Late Cretaceous and younger sediments.
.88-67.pp ,(2-1)201 ,Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology
Unravelling the Cretaceous-Paleogene ,2006 ,.Ocampo, A., Vajda, V., and Buffetaut, E-
(K-Pg) turnover, evidence from flora, fauna and geology, Biological processes
.219-197 .associated with impact events, Springer, p
.Time Scale Creator .2017 ,.Ogg, J., Gradstein, F.M., Lugowski, A. and Ault, A-
Coupled tectonics, erosion and climate in the Alborz Mountains, ,2009 ,.Rezaeian, M-
.Iran: University of Cambridge
Schulte, P., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J. A., Barton, P. J., Bown, P. R., Bralower, T.-
The Chicxulub asteroid impact ,2010 ,.J., Christeson, G. L., Claeys, P., and Cockell, C. S
,5970 .no ,327 .and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary: science, v
.1218-1214 .p
una mandibula de giraffidae de tokoum (perse): Eclogae 1931 ,.Stehlin, H. A-
.279-275 .p ,2 .no ,24 .Geologicae Helvetiae, v
Northern Iran: Alborz Mountains. Geological Society, London, Special .1974 ,.Stöcklin, J-
.234-213.pp ,(1)4 ,Publications
Stover, L.E., Brinkhuis, H., Damassa, S.P., De Verteuil, L., Helby, R.J., Monteil,-
.1996 ,.E., Partridge, A.D., Powell, A.J., Riding, J.B., Smelror, M. and Williams, G.L
Mesozoic-Paleogene dinoflagellates, acritarchs and prasinophytes. Palynology:
.750-641.pp ,2 ,principles and applications
Geobiologic implications of fossil phytoplankton .1970 ,.Tappan, H. and Loeblich Jr, A.R-
.340-247.pp ,(127) ,evolution and time-space distribution. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper
.pp.): The Netherlands: Springer 813) Paleopalynology ,2007 ,.Traverse, A-

Acknowledgment

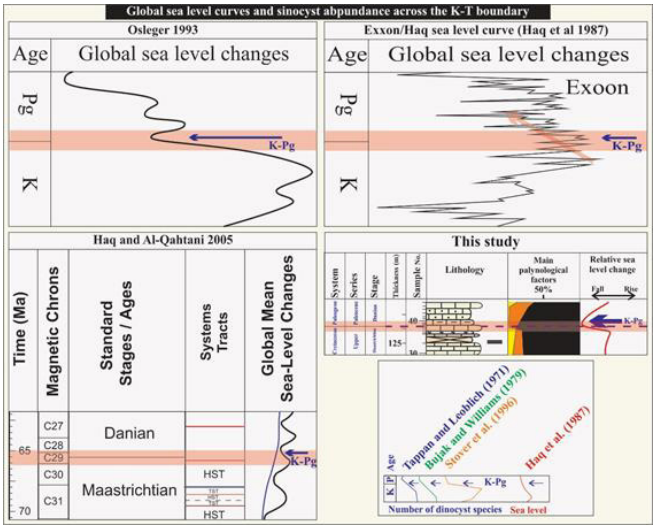
This research was supported by the Khazar Exploration and Production Company (Kepco), and University of Zanjan as MSc thesis in stratigraphy .and paleontology branch of Geology science

References

Affinities and implications of new Miocene ,2007 ,.Ataabadi, M. M., and Abbassi, N-
.136-128 .p ,2 .no ,45 .mammal footprints from Iran: Vertebrata PalAsiatica, v
The evolution of the Tethys region throughout the .2014 ,.Berra, F. and Angiolini, L-
.Phanerozoic: A brief tectonic reconstruction
Dinoflagellate diversity through time. Marine .1979 ,.Bujak, J.P. and Williams, G.L-
.12-1.pp ,4 ,Micropaleontology
Palynofacies .2006 ,.de Araujo Carvalho, M., Mendonça Filho, J.G. and Menezes, T.R-
and sequence stratigraphy of the Aptian–Albian of the Sergipe Basin, Brazil.
.74-57.pp ,(2-1)192 ,Sedimentary Geology
Sedimentary facies and palynofacies .2002 ,.Del Papa, C. and Quattrocchio, M-
assemblages in an Eocene perennial lake, Lumbrera formation, northwest Argentina.
569-553.pp ,(5)15 ,Journal of South American Earth Sciences
Etemad-Saeed, N., Hosseini-Barzi, M., Adabi, M.H., Miller, N.R., Sadeghi, A.,-
Ma Ediacaran 560 .Evidence for ca .2016 ,.Houshmandzadeh, A. and Stockli, D.F
glaciation in the Kahar formation, central Alborz Mountains, northern Iran. Gondwana
.183-164.pp ,31 ,Research
The significance of the combined use of microphytoplankton, .1977 ,.Federova, V.A-
spores, and pollen for differentiation of multi-facies sediments IN SAMOILOVICH,
SR & TIMOSHINA, NA (Eds.) Questions of Phytostratigraphy. Leningrad, Trudy
.(Neftyanoinauchno-issledovatelskiigeologorazvedochnyi Institute (VNIGRI
Carbonate Depositional Sequences and ,1993 ,.Handford, C. R., and Loucks, R. G-
Systems Tracts--Responses of Carbonate Platforms to Relative Sea-Level Changes:

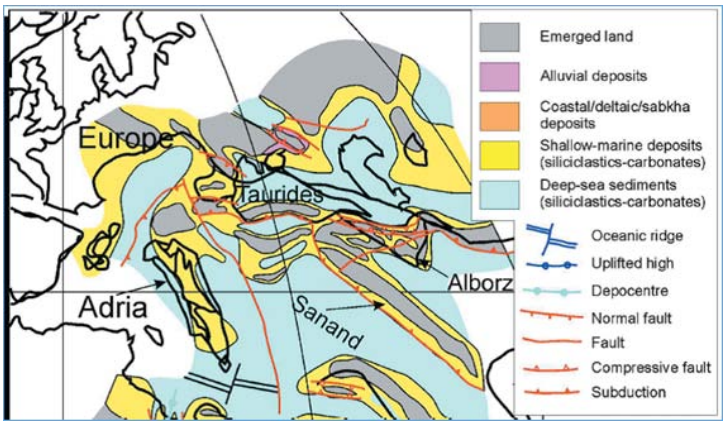
Conclusion -

Cretaceous-Paleocene strata in the Alborz Mountains (Northern Iran) represent meters of medium to thin bed carbonate, siltstone, sandstone and 320 evaporate sequences. Biostratigraphic investigations lead to identification of foraminiferal fossils that based on their stratigraphic 3 palynomorph and 21 biozones (Spiniferites ramosus - Palaeopridinium cretaceoum interval 2 ,ranges zone and Palaeopridinium cretaceous – Operculodinium centrocarpum interval zone) related to the late campanian to late maastrichtian age were defined. Occurrence of Tricolpites phillipsii precisely and accurately date the K-Pg .meters above base of section 133 about (36 boundary in sample number (K-Pg Detailed palynofacies and sedimentological analyses show that the Cretaceous-Paleocene strata in the Northern Iran (Alborz basin) consist of two palynology (Highly proximal shelf or basin and II: Marginal dysoxic-anoxic basin) and five sedimentary facies (bioclast wack/packstone, evaporite, litharenite, sublitharenite and siltstone). Based on the distribution of palynofacies associations and other organic matter particles, high to very high abundances of phytoclasts is indicated throughout the succession. The marine palynomorph group and AOM, show low abundances. Also, pollen grains show high abundance related to the spores and microplankton fossils. So, a near shore (inner ram) area is inferred as sedimentary environment by the palynofacies analysis for the studied sequences. This result was confirmed by sedimentary facies that were previously identified. Based on palynofacies factors diagram along stratigraphic column, we can say that there is relativly increasing trend in sea level from base of section to the K-Pg boundary, but relative sea level curve shows abrupt fall across this boundary. This fact can be compared with global sea level curve and other studies during Mesozoic-Cenozoic strata in all over the world. Finally, we can say that sea level fluctuations in these sequences .have been affected by eustatic events during Cretaceous-Paleocene age



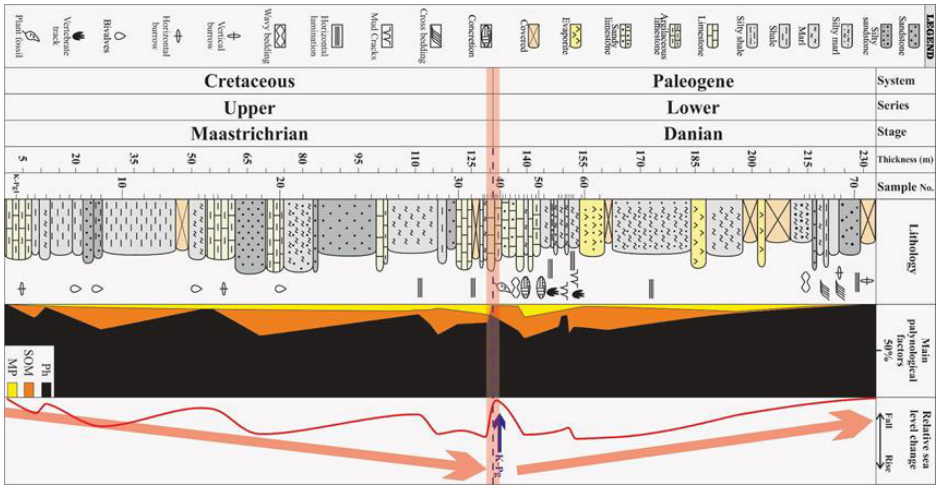
13 .Fig

The correlation between relative sea level change and global sea level curve show that sea level fluctuations in studied section have been affected by global variation in ecological conditions across the K-Pg boundary. In the other words, there were connection between Alborz basin and the open seas in Cretaceous-Paleocene age. This fact can be shown in paleogeography .(14 .Fig) (2014 ,map of Alborz Mountain (Berra and Angiolini



14 .Fig

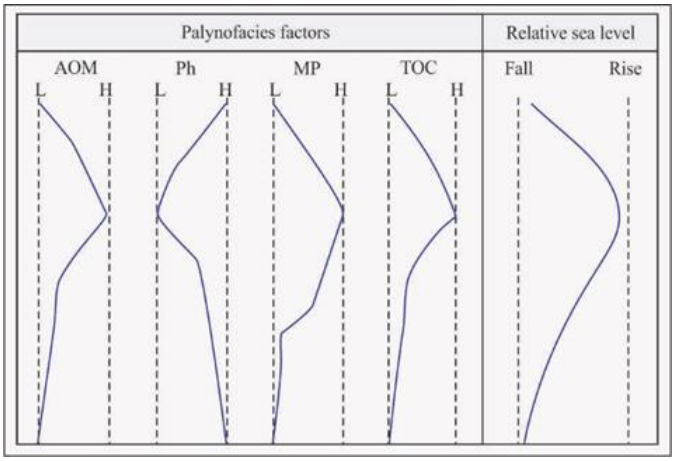
Quantitative analysis diagrams along stratigraphic column shows relative sea level rise from base of section to the K-Pg boundary and then there are sea level fall condition to the top of section. Low abundance of marine palynomorphs and amorphous organic matters with high abundance of phytoclasts across the K-Pg shows relative sea level fall in this boundary Also, facies changes from carbonate (bioclast pack/wackstone) in .(12 .(Fig to siliciclastic (litharenite) across this boundary confirms relative sea level ;1979 ,fall. This fact can be compared to many studies (Bujak and Williams and global (1970 ,Tappan and Loeblich ;1996 ,.Stover et al ;1987 ,.Haq et al .(13 .sea level change as shown in (Fig



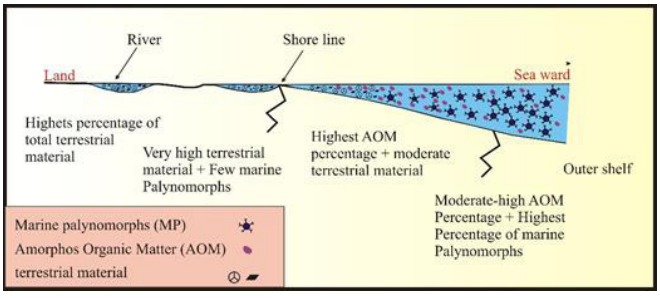
12 .Fig

Sea level change across K-Pg -

Organic matters that can be studied in palynological slides are considered as sedimentary components that show sedimentary environments conditions. The composition and quantity of these particles are related to ,.de Araujo Carvalho et al ;1996 ,1995 ,1993 ,sea-level changes (Tyson High abundance of terrestrial palynomorphs (spore and pollen) and .(2006 phytoclasts with low abundance of marine palynomorphs (dinocysts) and amorphous organic matters show relative sea level fall and near shore environments. There are inverse condition in relative sea level rise and off ,Handford and Loucks ;2006 ,.shore environments (de Araujo Carvalho et al .(11 and 10 .Figs) (2003 Oboh and Villiers ;1993 ,Tyson ;1993

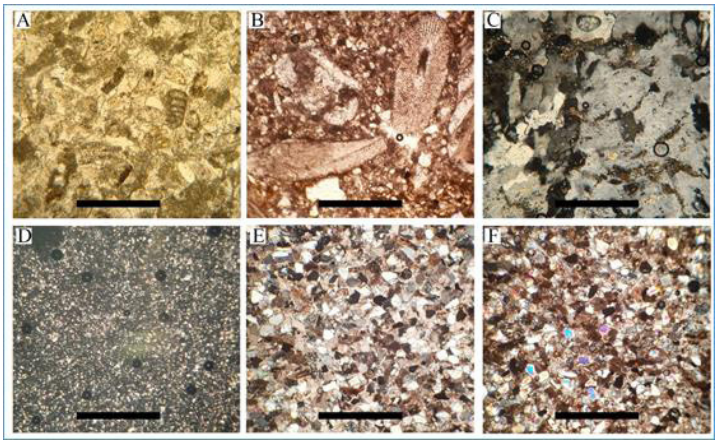


10 .Fig



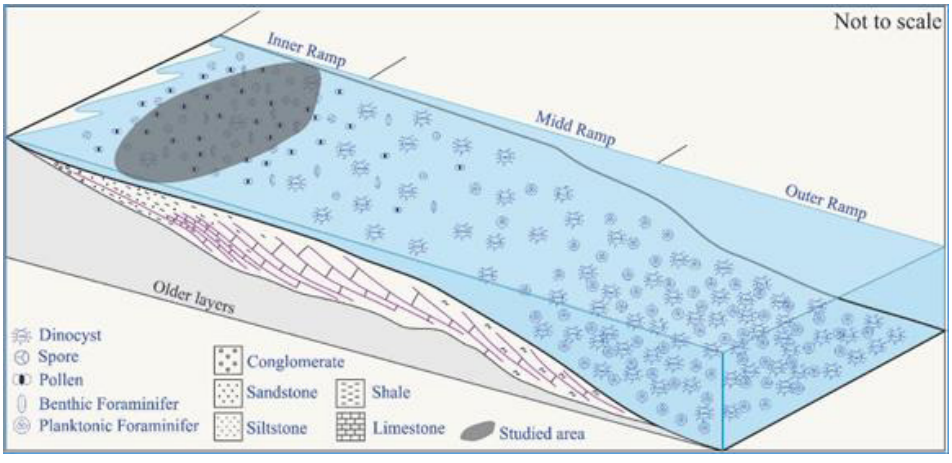
11 .Fig

Sedimentary facies analysis on thin sections lead to identification of one microfacies (bioclast wack/packstone, with benthic foraminifera, echinoderms, and bioclast) and four lithofacies (evaporate, litharenite, that confirms near shore marine (8 .sublitharenite and siltstone) (Fig .environment

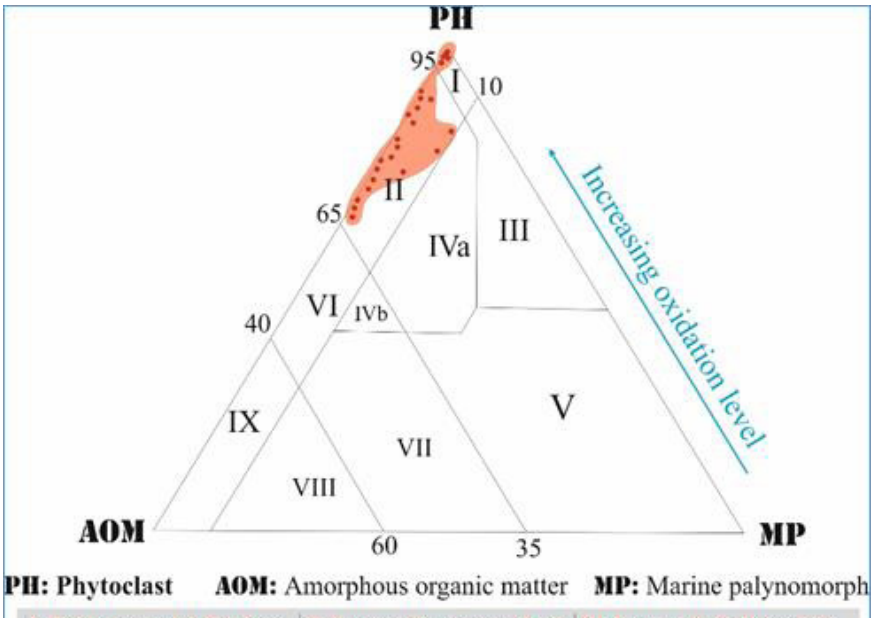


8 .Fig

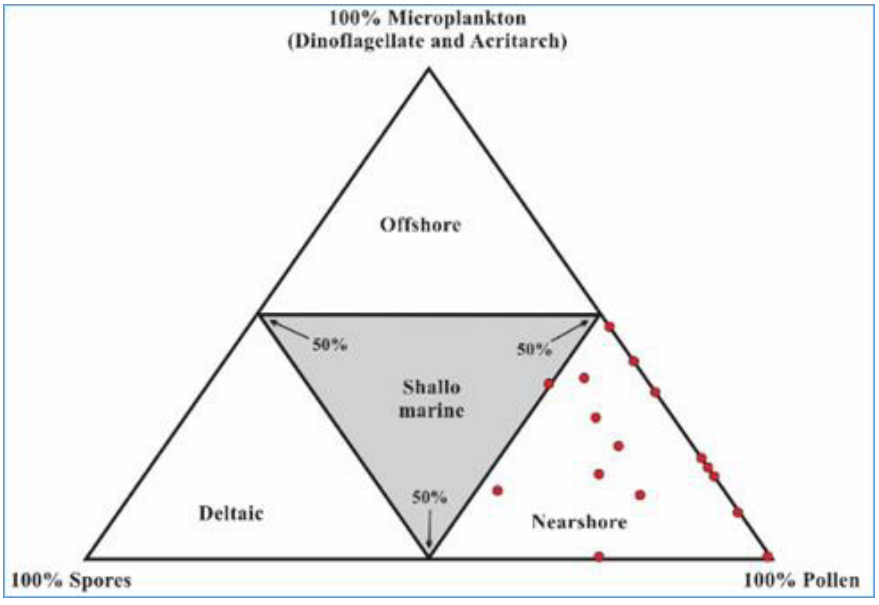
Combining sedimentary and palynofacies studies propose near shore and .(9 .proximal marine environment for the studied section (Fig



9 .Fig


PH
95
10
65
40
60
35
I
II
III
IVa
IVb
V
VI
VII
VIII
IX
Increasing oxidation level
AOM
MP
PH: Phytoclast
AOM: Amorphous organic matter
MP: Marine palynomorph

6 .Fig


100% Microplankton
(Dinoflagellate and Acritarch)
Offshore
50%
50%
Shallo
marine
50%
Deltaic
Nearshore
100% Spores
100% Pollen

7 .Fig

Sample Number	Spore %	Pollen %	Microplankton %
K-T2	0	81.82	18.18
K-T3	25	75.00	0.00
K-T4	0	100.00	0.00
K-T6	0	53.33	46.67
K-T9	33.3	53.33	13.33
K-T13	16.7	66.67	16.67
K-T15	0	0.00	0.00
K-T17	0	60.00	40.00
K-T25	11.1	66.67	22.22
K-T26	0	60.00	40.00
K-T27	0	66.67	33.33
K-T34	0	66.67	33.33
K-T36	11.5	60.26	28.21
K-T42	0	100.00	0.00
K-T45	0	66.67	33.33
K-T46	0	90.91	9.09
K-T52	9.38	54.69	35.94
K-T53	0	60.00	40.00
K-T55	0	83.33	16.67
K-T56	0	80.00	20.00
K-T58	12.5	75.00	12.50
K-T59	0	100.00	0.00
K-T62	15	50.00	35.00
K-T65	0	100.00	0.00
K-T70	0	100.00	0.00

Sample Number	Som %	Phytoclast %	Marin palynomorph %
K-T2	1.37	97.94	0.69
K-T3	13.6	86.36	0.00
K-T4	1.69	98.31	0.00
K-T6	13.8	84.44	1.79
K-T9	24.5	74.94	0.52
K-T13	2.71	96.95	0.34
K-T15	1.33	98.67	0.00
K-T17	32.5	67.00	0.50
K-T25	8.24	89.61	2.15
K-T26	18.1	81.23	0.72
K-T27	31.1	68.64	0.30
K-T34	18.8	79.81	1.44
K-T36	8.2	82.79	9.02
K-T42	9.18	90.82	0.00
K-T45	26.3	72.81	0.88
K-T46	33.8	65.00	1.25
K-T52	12.4	78.76	8.88
K-T53	11.3	87.74	0.94
K-T55	9.83	89.83	0.34
K-T56	28.2	70.87	0.97
K-T58	21	77.57	1.47
K-T59	23.1	76.92	0.00
K-T62	20.4	74.45	5.11
K-T65	9.62	90.38	0.00
K-T70	0	100.00	0.00

Quantitative analysis data (percentage) from studied samples in the -Table1 .studied area

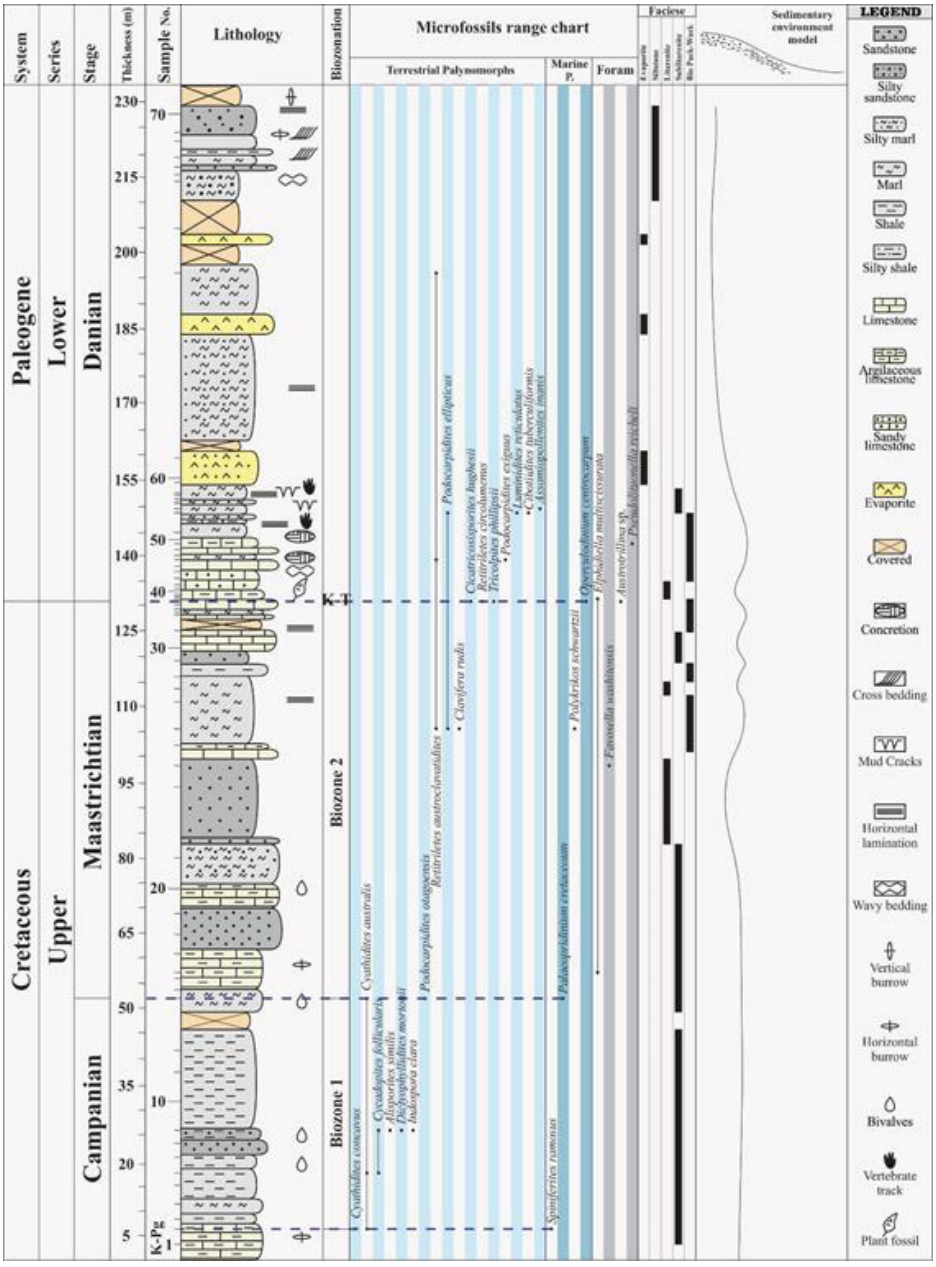
	Som	Phytoclast	Spore	Pollen	Marin palynomorph	sum
K-T٢	٤	٢٨٥	٠	٩	٢	٣٠٠
K-T٣	٥٤	٣٤٢	١	٣	٠	٤٠٠
K-T٤	٥	٢٩٠	٠	٥	٠	٣٠٠
K-T٦	٥٤	٢٢١	٠	٨	٧	٤٠٠
K-T٩	٩٥	٢٩٠	٥	٨	٢	٤٠٠
K-T١٣	٨	٢٨٦	١	٤	١	٣٠٠
K-T١٥	٤	٢٩٦	٠	٠	٠	٣٠٠
K-T١٧	١٣٠	٢٦٦	٠	٣	٢	٤٠٠
K-T٢٥	٢٣	٢٥٠	٣	١٨	٦	٣٠٠
K-T٢٦	٥٠	٢٢٥	٠	٣	٢	٢٨٠
K-T٢٧	١٠٥	٢٣٤	٠	٦	١	٣٤٠
K-T٣٤	٢٩	١٦٦	٠	٦	٣	٢١٤
K-T٣٦	٢٠	٢٠٢	٦	٤٧	٢٢	٣٠٠
K-T٤٢	٩	٨٩	٠	٦	٠	١٠٠
K-T٤٥	٣٠	٨٣	٠	٦	١	١١٦
K-T٤٦	٢٧	٥٢	٠	١٠	١	٩٠
K-T٥٢	٢٢	٢٠٤	٦	٣٥	١٣	٣٠٠
K-T٥٣	٢٤	١٨٦	٠	٣	٢	٢١٥
K-T٥٥	٢٩	٢٦٥	٠	٥	١	٣٠٠
K-T٥٦	٢٩	٧٢	٠	٤	١	١٠٧
K-T٥٨	٥٧	٢١١	٤	٢٤	٤	٣٠٠
K-T٥٩	٣	١٠	٠	٣	٠	١٦
K-T٦٢	٥٦	٢٠٤	٦	٢٠	١٤	٣٠٠
K-T٦٥	٥	٤٧	٠	٣	٠	٥٥
K-T٧٠	٠	٢٩	٠	١	٠	٣٠

.Quantitative analysis data from studied samples in the studied area -Table2

Facies analysis and sedimentary environment

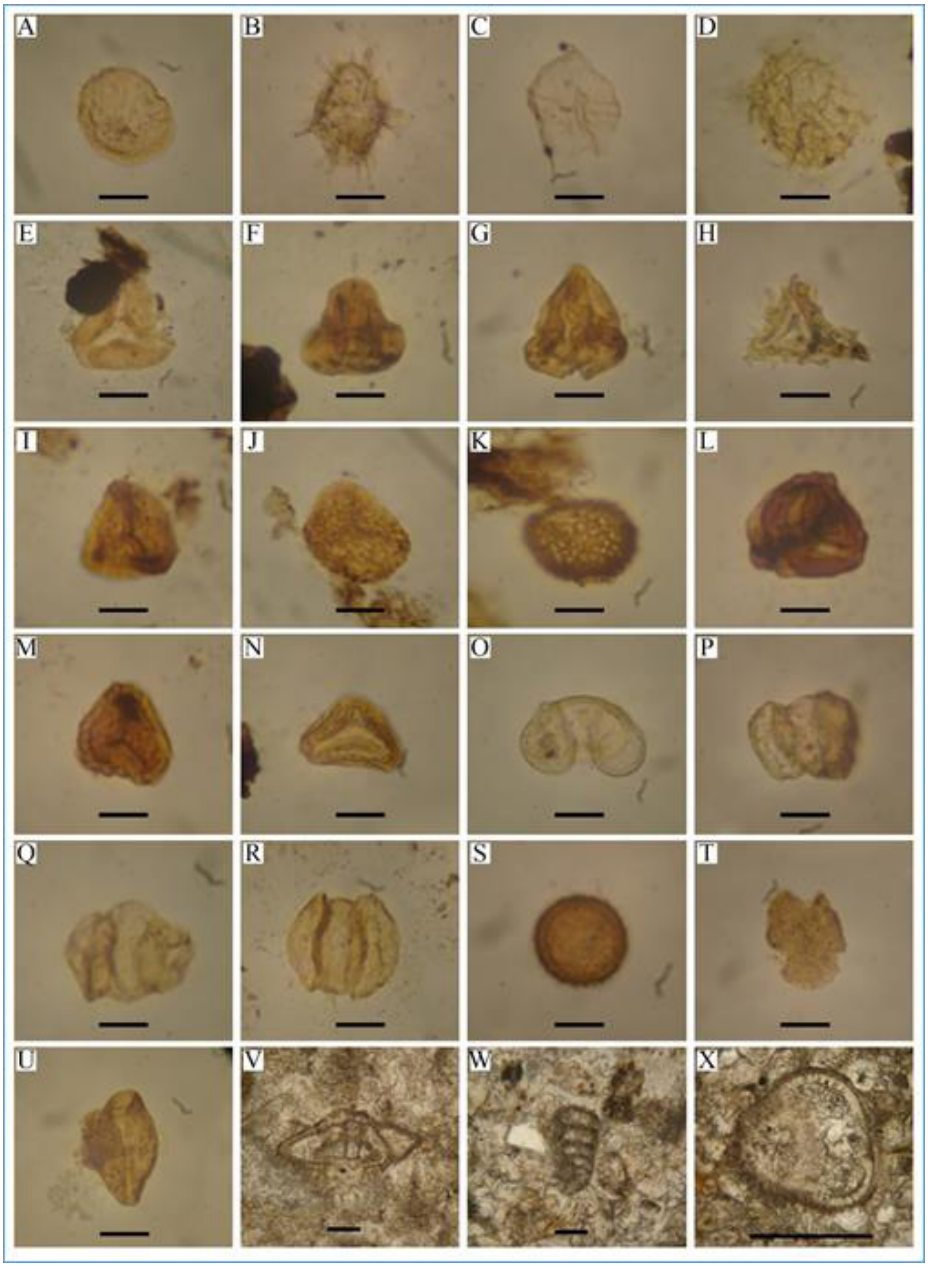
The palynofacies content comprises three categories of organic matter: The combined .(1995 ,palynomorph, phytoclast, and amorphous (Tyson application of sedimentary facies and palynofacies analyses constitutes a ,valuable method for paleoenvironmental reconstructions (Wood and Gorin For reconstruction of sedimentary .(2002 Del Papa and Quattrocchio ;1998 environment in this study, quantitative analysis on palynofacies component All data from this .(in palynological slides have been carried out (Table1 study have been plotted on palynofacies diagram. Two palynofacies groups have been identified, based on distribution pattern of samples on diagram I: Highly proximal shelf or basin that is characterized by :(1993 ,(Tyson abundant phytoclasts and rare amorphous organic matters and also marine .palynomorphs

II: Marginal dysoxic-anoxic basin that is characterized by abundant phytoclasts and rare marine palynomorphs. Amorphous organic matters are more than palynofacies I. Palynofacies analysis shows deposition in an onshore marine environment (inner ramp) subjected to influxes of terrestrial material. Organic matter is dominated by phytoclasts and contains very little amorphous organic material. The succession is also characterized by Also, quantitative analysis .(6 .a low percentage of dinoflagellate cysts (Fig other organic matters (spore, pollen and microplankton) in studied 3 on out and all data have been plotted (1,2 section has been carried (Tables The results propose .(1977 ,on environmental triangle diagram (Federova near shore environment for studied strata that confirms proximal marine .(7 .environment gained from palynofacies data (Fig


System
Series
Stage
Thickness (m)
Sample No.
Lithology
Biozonation
Microfossils range chart
Terrestrial Palynomorphs
Marine P.
Foram
Faciese
Sedimentary environment model
LEGEND
Paleogene
Lower
Danian
Cretaceous
Upper
Maastrichtian
Campanian
K-T
K-Pg
Biozone 2
Biozone 1
Sandstone
Silty sandstone
Silty marl
Marl
Shale
Silty shale
Limestone
Argilaceous limestone
Sandy limestone
Evaporite
Covered
Concretion
Cross bedding
Mud Cracks
Horizontal lamination
Wavy bedding
Vertical burrow
Horizontal burrow
Bivalves
Vertebrate track
Plant fossil

5 .Fig

-



4 .Fig

1965 Playford & Dettmann (1959 Dictyophyllidites mortonii (de Jersey-

1962 Indospora clara Bharadwaj-

1984 Pocknall & Mildenhall (1960 Luminidites reticulatus (Couper-

1967 Operculodinium centrocarpum (Deflandre & Cookson) Wall-

.1962 ,Palaeopridinium cretaceoum Pocock-

1947 Podocarpidites ellipticus Cookson-

1965 Podocarpidites exiguous Harris-

1953 Podocarpidites otagoensis Couper-

1873 Polykrikos schwartzii Bütschli-

Doring et al. in Krutzsch (1953 Retitriletes austroclavatidites (Cookson-

1963

1978 Backhouse (1958 Retitriletes circolumenus (Cookson & Dettmann-

1854 Spiniferites ramosus (Ehrenberg) Mantell-

1973 Tricolpites phillipsii Stover-

:Foraminifera

1955 ,Elphidiella multiscissurata Smout-

1926 ,Favosella washitensis Carsey-

1954 ,Pseudolituonella reicheli Marie-

Cycadopite follicularis, Alisporites similis, Dictyophyllidites mortonii, .Indospora clara

Palaeopridinium cretaceous – Operculodinium centrocarpum interval -2 (zone (Maastrichtian

Definition: from FOD/LOD of Palaeopridinium cretaceoum to FOD/LOD .Operculodinium centrocarpum

-meters, samples K-Pg13 80 meter, thickness 133-53 Occurrence: Interval .comprising the middle of section ,K-Pg36

Other microfossils in this zone: Podocarpidites otagoensis, Retitriletes austroclavatidites, Clavifera rudis, Podocarpidites ellipticus, Polykirkos schwartzii, Favosella washitensis, Elphidiella multiscissurata

First appearance datum of Tricolpites phillipsii is known as K-Pg boundary .Schulte et al ,2006 .Ocampo et al ,2003 in many studies (Vajda and Raine Based on this fact, in this study, K-Pg .(2010 Willumsen and Vajda ,2010 meters 133 about (36 boundary was identified in sample number (K-Pg .above base of section

Because there is no index fossil in upper parts of the studied section (after .K-Pg boundary), no biozonation has been stablished in these strata

Table of identified fossils

:Palynomorphs

1963 Dettmann (1957 Alisporites similis (Balme-

1984 Assamiapollenites inanis Pocknall & Mildenhall-

1974 Skarby (1947 Cibotiidites tuberculiformis (Cookson-

1963 Cicatricosisporites hughesii Dettmann-

1966 Clavifera rudis Bolkhovitina-

1953 Cyathidites australis Couper-

1963 Dettmann (1953 Cyathidites concavus (Bolkhovitina-

1946 Cycadopites follicularis Wilson & Webster-

(2007 ,by using the standard palynological processing techniques (Travers which involve treatment with hydrochloric and hydrofluoric acids and also Slides were systematically examined in normal .(centrifuge using (ZnCl2 transmitted light to identify the palynofacies and palynomourphs. Statistical analyses of organic matter have been carried out and plotted on tow Based on .(1993 ,Tyson ;1977 ,triangle palynofacies diagrams (Federova sedimentological and palynological studies, relative age and sedimentary .environment of studied strata have been proposed

Institutional repositories of rock samples, palynological slides and thin sections produced at paleontological laboratory, department of geology, .university of Zanjan, Zanjan, Iran

:Discussion

K-Pg boundary -

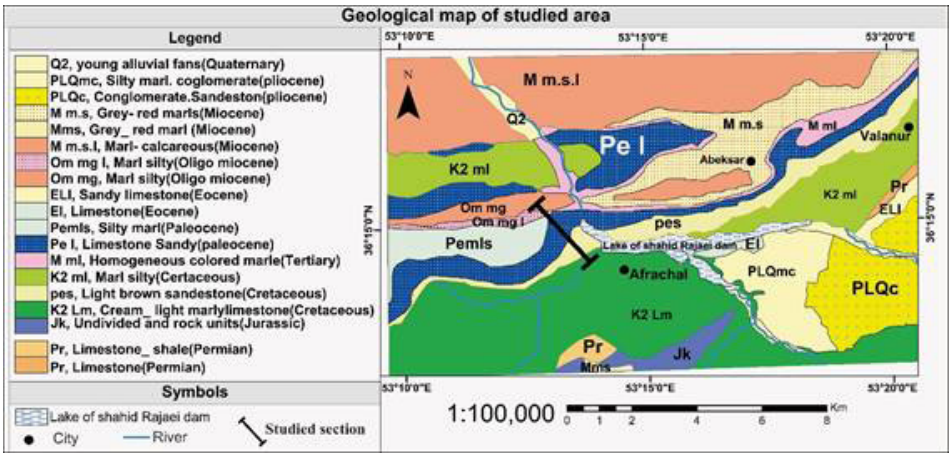
Evaluation of the K-Pg boundary and biozones of the studied section have been performed by using of the stratigraphic ranges of ten spores, .(4 .seven pollens, four dinocysts and three foraminiferal genera. (Fig Two dinocyst biozones were defined based on Boreal Dinocyst zonal and :(5 .Fig) (2017 ,.selected markers (Ogg et al

Spiniferites ramosus - Palaeopridinium cretaceoum interval zone -1 ((Campanian

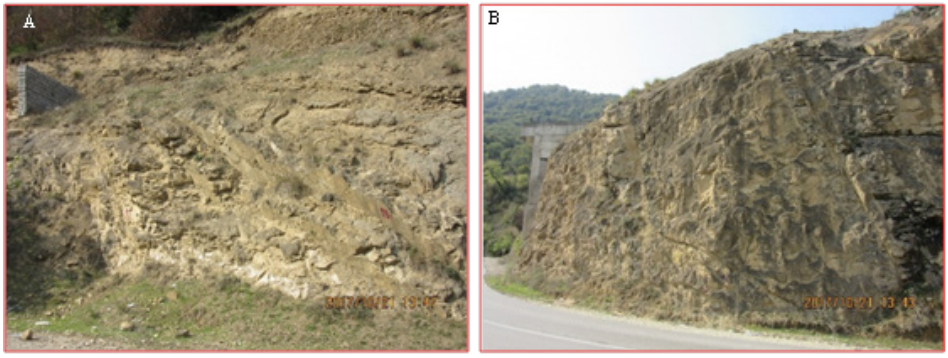
Definition: from FOD (First Occurrence Datum)/LOD (Last Occurrence Datum) of Spiniferites ramosus to FOD/LOD of Palaeopridinium .cretaceoum

meters, samples K-Pg2 46 meter, thickness 53-7 Occurrence: Interval comprising the base of section. Extinction of Palaeopridinium ,K-Pg13 – cretaceoum shows the Campanian-Maastrichtian boundary in the boreal .so the Campanian age can be proposed for this zone ,(2017 ,.(Ogg et al

Other microfossils in this zone: Cyathidites concavus, Cyathidites australis,



2 .Fig



3 .Fig

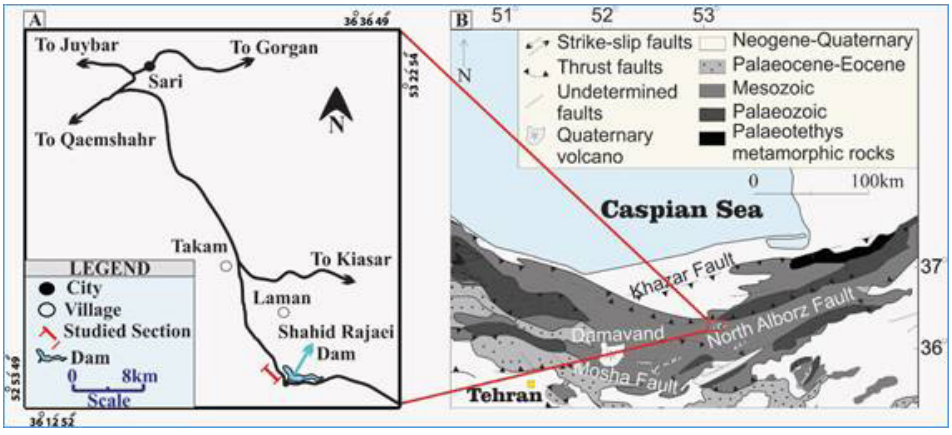
Material and method

Fieldwork included sedimentological and palynological sampling both of attributed Cretaceous and Paleocene strata in the studied section. Seventy rock samples have been collected and prepared for sedimentological and paleontological studies. Thin sections were prepared from all samples, and the benthic foraminiferal assemblages and facies were examined. Physical stratigraphical samples was performed 70 and chemical extraction of the

and primary report about vertebrate ,(1931 ,fossils from takam area (Stehlin ,footprints in the Shahid Rajaee dam district (Ataabadi and Abbassi The Neogene sediments of the northern Alborz Mountains show .(2007 high potential for hydrocarbon detection (Mohajer Soltani and Shariat This study, however is concerned about relative dating and .(1393 ,Zadeh reconstruction of sedimentary system related to the Paleocene-Eocene strata based on foraminifera and palynological investigation integrated with .sedimentary facies in Northern Alborz, Iran

Stratigraphic and regional setting

The studied section is located in Northern Alborz, south Sari, the western ´25 ˚36 .km to the South of Sari, lat 45) side of the Shahid Rajaee dam The succession comprises .(1 .E), (Fig ˝45.00 ´22 ˚53 .N and long ˝25.00 two hundred and thirty-five meters of limestones, siltstones and sandstones In .(2 .with evaporate sequences in uppermost of the studied section (Fig the studied section, Cretaceous carbonate strata in the South of area (near Shahid Rajaee dam) overlies by the Paleocene siliciclastic strata in the (3 .North of area (Fig



1 .Fig

Spiniferites ramosus :1 .were used to erect of two local dinocyst biozones Palaeopridinium :2 – Palaeopridinium cretaceoum interval zone and cretaceous – Operculodinium centrocarpum interval zone. Cretaceous-Paleocene boundary has been determined based on first occurrence of meters above of the base of the studied 133 Tricolpites phillipsii in the section. Two major palynofacies were identified based on the abundance of particulate organic matter. The palynofacies I formed in highly proximal shelf or basin, and Palynofacies II is related to marginal disoxic-anoxic basin. The combined litho- and palynofacies data show near shore marine environment conditions as distal inner ramp to proximal mid ramp. These data revealed the specific sea level falling in the K-Pg boundary which can be correlated to .the global sea level fluctuation

:Key words

K-Pg boundary, eustasy, Alborz, Iran

Introduction

The Alborz Mountains, forming a gently sinuous east-west range across northern Iran south of the Caspian Sea, constitute a northern part of the The Upper .(1974 ,Alpine-Himalayan orogeny in western Asia (Stöcklin Cretaceous sequence in the Alborz Mountain is composed of marine calcareous marl but displays different facies between the West and the East of Alborz. At the base of the Paleogene sequence, a polygenic, basal conglomerate unconformable overlies the Mesozoic formations in the Southern Alborz, but in the North, the Lower paleocene shallow marine ,sediments conformable overlie the Cretaceous carbonates (Rezaeian Cretaceous-Paleocene strata shows a good outcrop in Northern .(2009 Alborz (South of Sari) near Shahid Rajaee dam. Some paleontological studies had been carried out in this area such as, Miocene vertebrate

Javad Rabbani-1

Assistant Professor of Geology Department, University of Zanjan, Zanjan, Iran. Corresponding (Author (Rabbani@znu.ac.ir

Reza Emamgholi-2

Master science student, Stratigraphic and Paleontology, University of Zanjan, Zanjan, Iran. (1994emamgholi@gmail.com.(r

Nasrollah Abbassi-3

Associate Professor of Geology Department, University of Zanjan, Zanjan, Iran. (abbasi@znu. (ac.ir

Mohammad Saeed Shariatzadeh-4

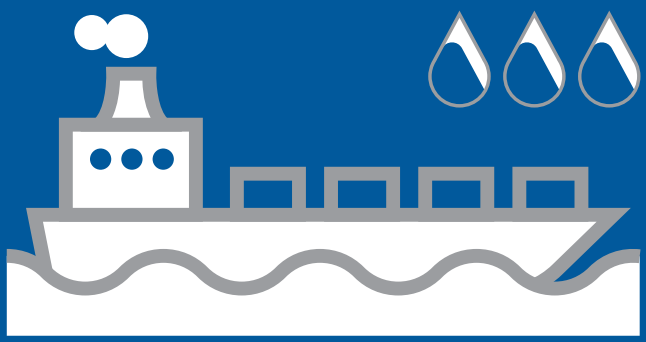
Head of Geological Studies of the Khazar Exploration and Production Company (Kepco), (Tehran, Iran (m.s.shariatzadeh@gmail.com

Abstract

The Cretaceous-Paleogene (K-Pg) transition sequence in North Iran was survieved regard to lithology, lithofacies foraminifera, and palynology km to the South of Sari in Mazandaran province. 45 evaluation, in the The main of this study is reconstruction of sedimentary environment conditions and relative sea level changes during the K-Pg transition. Seventy surface rock samples were collected from one hundred and thirty-three meters of sedimentary rocks which comprise mainly limestone, sandstone, siltstone and evaporate. Three species of four foraminifer's genera, ten species of spore, seven species of pollen and four species of dinocyst have been identified. Stratigraphic range of identified fossils

N.I.O.C
KEPCO

Late Cretaceous to Early paleocene global sea level fluctuations and sedimentary environment in central Alborz (Northern Iran)



Kepco2019

b) Mozduran Fm., both formations appear in shallow depths in the east of the area and dips westerly. c) Zard Fm. and d) Tirgan Fm., The NE-SW trending structures are weakened and dome-basin interference pattern is clearly observable in these two Formations. e) Cretaceous disconformity was eroded in the west of the area by angular unconformity. Dome-basin interference pattern is still sensible. f) Angular unconformity. This unconformity is eroded the Cretaceous disconformity in the crest of anticlines. The NE-SW normal faults are related to the tension above the hinge of underneath anticlines. g) Brown Beds. Likewise the angular unconformity, this top-formation shows normal faults above the hinge zone of anticlines. Dome-basin interference pattern can be seen in this top formation but the predominance of NE-SW folding is ended. h) Clay and Sand II. This top formation shows minimum deformation and the NE-SW folding. It seems that the NNW-SSE trend is the dominant deformation.

.Location of the seismic profiles and wells are also marked

Schematic reconstruction of structural evolution of the Gorgan Plain during a) Late .14 .Fig Triassic- Early Jurassic; b) Middle Jurassic; c) Late Jurassic- Early Cretaceous; d) Late Cretaceous- Paleocene; e) Late Eocene- Oligocene; and f) Pliocene- Pleistocene until recent. Reconstructions of the Paleotethys suture zone and the Jurassic-Cretaceous narrow seaways .(2014) .were adapted from Robert et al

are diamond drill well locations. and W2 is identified in the Clay & Sand II Formation. W1
.seismic profile Downward black arrow indicates the location of intersection with SS1
the location of this seismic ;a) Uninterpreted time-migrated seismic profile SS3 .8 .Fig
profile is marked by red dashed line in the base map (right side of the picture). b) Structural
Note the normal faults located above fold .interpretation of time-migrated seismic profile SS3
hinges. White arrows denote the location of a huge channel which appeared in the closure
well is given. Downward black arrows indicate the location of of a syncline. Location of W3
.seismic profiles from west to east and SS7 SS5 ,intersections with the SS4
the location of this seismic ;a) Uninterpreted time-migrated seismic profile SS4 .9 .Fig
profile is marked by red dashed line in the base map (left side of the picture). b) Structural
Note the pre-normal listric reverse faults in .interpretation of time-migrated seismic profile SS4
the Lower Cretaceous Formations and normal faults of the post-Paleogene Formations. White
arrow denotes location of the probable gas chimney. Downward black arrow indicates the
.seismic profile location of intersection with the SS3
the location of this seismic ;a) Uninterpreted time-migrated seismic profile SS5 .10 .Fig
profile is marked by red dashed line in the base map (left side of the picture). b) Structural
An anticline appears in the center of the .interpretation of time-migrated seismic profile SS5
seismic profile (specified by the white arrow) seemingly belongs to a local pop-up structure
formed due to a NNE-SSW strike-slip system. The resolution of the profile is very low at
this part so faults are indistinguishable but the body of pop-up structure was identified.
Downward .11 .seismic profile in Fig Continuation of this local pop-up is visible in the SS6
.seismic profile black arrow indicates the location of intersection with the SS3
the location of this seismic ;a) Uninterpreted time-migrated seismic profile SS6 .11 .Fig
profile is marked by red dashed line in the base map (right side of the picture). b) Structural
A pre-Paleogene strike-slip system is .interpretation of time-migrated seismic profile SS6
clearly visible in this seismic profile which caused a local pop-up structure and became eroded
.in the subsequent orogenic phases
the location of this seismic ;a) Uninterpreted time-migrated seismic profile SS7 .12 .Fig
profile is marked by red dashed line in the base map (right side of the picture). b) Structural
The Zard unit has formed a diapiric .interpretation of time-migrated seismic profile SS6
structure penetrating upward into the Tirgan, Sarcheshmeh and Sanganeh, Kalat Formations.
.seismic profile Downward black arrow indicates the location of intersection with the SS3
Structural TWT map of eight top-formations of the studied area. a) Kashafrud Fm. and .13 .Fig

2015.11.008.j.gr/10.1016:doi 70-38:149 Research
Zanchi A, Zanchetta S, Berra F, Mattei M, Garzanti E, Molyneux S, Nawab A, Sabouri J TheEo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in North Iran. Geological Society, London, (2009) 55-312:31 Special Publications

Figure Captions

Geographical location of the study area, (a) location of Iran in the Middle East, (b) .1 .Fig Golestan province at the southeastern boundary of the Caspian Sea, and (c) seismic profiles .collected from the Gorgan plain. Note that the red lines are used for this study

a) Structural and tectonic setting of the South Caspian Basin and the location of .2 .Fig GC: Greater .(2006 ,surrounding structural features (slightly modified after Stewart and Davis Caucasus Mountain; LC: Lesser Caucasus Mountain; TM: Talesh Mountain; KB: Kura Basin; SCB: South Caspian Basin; MCB: Middle Caspian Basin; GP: Gorgan Plain; G-O: Gograndag-Okarem Province (Southwestern Turkmenistan). b) Tectonic setting and zonation of the study .area and adjacent places at the south and east of South Caspian Basin

Geologic Map of the study area in the Gorgan plain and the location of the acquired .3 .Fig .13 .seismic profiles. The crosshatched part shows the location of TWT map of Fig

Stratigraphic chart of the study area. Major tectonic events are shown on this .4 .Fig stratigraphic chart and can be correlated with the main regional observed hiatus. (Slightly Tectonic event of the Permian period were adapted from .(2014 ,.modified after Robert et al .(2013) .Zanchetta et al

Stratigraphic correlation among four wells in the study area. Modified from unpublished .5 .Fig .(well reports of the Khazar Exploration and Production Company (KEPCO

the location of this seismic ;a) Uninterpreted time-migrated seismic profile SS1 .6 .Fig profile is marked by red dashed line in the base map (right side of the picture). b) Structural Two major reverse faults are shown in .interpretation of time-migrated seismic profile SS1 SSE part of the section, which are pre-normal faults (refer to “Discussion” section). Location well is marked in the seismic section. Downward black arrow indicates the location of of W1 .seismic profile intersection with SS2

the location of this seismic ;a) Uninterpreted time-migrated seismic profile SS2 .7 .Fig profile is marked by red dashed line in the base map (left side of the picture). b) Structural Angular unconformity is draped over a .interpretation of time-migrated seismic profile SS2 folded and partially exhumed Upper Cretaceous disconformity. A westward prograding system

Oligocene–Miocene Maykop/Diatom total petroleum system of the (2006) Smith-Rouch LS South Caspian Basin Province, Azerbaijan, Iran, and Turkmenistan. US Geological Survey 2201 Bulletin

Tethyan margins in space and time. Palaeogeography, (1991) Stampfli G, Marcoux J, Baud A 409-87:373 Palaeoclimatology, Palaeoecology

-52:1229 Structural history and tectonics of Iran, a review. AAPG Bulletin (1968) Stocklin J 1258

Possible ancient continental margins in Iran. In: The geology of continental (1974) St□cklin J 887-873 margins. Springer, pp

Stratigraphy, depositional environments and (2009) Taheri J, F□rsich FT, Wilmsen M geodynamic significance of the Upper Bajocian–BathonianKashafrud Formation, NE Iran. sp312.10/10.1144:doi 218-312:205 Geological Society, London, Special Publications

Aliphatic (2004) Tolosa I, de Mora S, Sheikholeslami MR, Villeneuve J-P, Bartocci J, Cattini C and aromatic hydrocarbons in coastal Caspian Sea sediments. Marine Pollution Bulletin 60-48:44

The petroleum geology of western Turkmenistan: The Gograndag-Okarem (2007) Torres MA province, in P. O. Yilmaz and G. H. Isaksen, editors , Oil and gas of the Greater Caspian area. 132-55:109 AAPG Studies in Geology

Petroleum geology and resources of the North Caspian Basin, (2001) Ulmishek GF ,Kazakhstan and Russia. US Department of the Interior, US Geological Survey

Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic (2004) .Vernant P et al 185-223:177 data. Earth and planetary science letters

Insights (2005) Vincent SJ, Allen MB, Ismail-Zadeh AD, Flecker R, Foland KA, Simmons MD from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region. B25690.1/10.1130:doi 33-117:1513 Geological Society of America Bulletin

The (2013) Zanchetta S, Berra F, Zanchi A, Bergomi M, Caridroit M, Nicora A, Heidarzadeh G record of the Late Palaeozoic active margin of the Palaeotethys in NE Iran: constraints on the 2013.02.013.j.gr/10.1016 :doi 66-24:1237 Cimmerian orogeny. Gondwana Research

Inversion tectonics in central (2006) Zanchi A, Berra F, Mattei M, Ghassemi MR, Sabouri J 2037-28:2023 Alborz, Iran. Journal of Structural Geology

Oblique convergence during the (2016) Zanchi A, Zanchetta S, Balini M, Ghassemi MR Cimmerian collision: evidence from the Triassic Aghdarband Basin, NE Iran. Gondwana

mechanism of the Neka Valley nappe complex, eastern Alborz, Iran. International Journal of 2405-106:2387 Earth Sciences
The petroleum systems of the South Caspian Basin. Basin Modeling (1993) Narimanov A 608-3:599 Advances and Applications, Norwegian Petroleum Society, Special Publications
Composition, porosity, and reservoir potential of the (2011) Poursoltani MR, Gibling MR Middle Jurassic Kashafrud Formation, northeast Iran. Marine and Petroleum Geology 1110-28:1094
Hydrocarbon potential of the eastern Alborz Region, NE Iran. Journal of (1982) Rad FK x.tb00552.5457.1982-1747.j/10.1111:doi 35-4:419 Petroleum Geology
A Jurassic delta in the eastern Alborz, NE Iran. Journal of petroleum geology (1986) Rad FK x.tb00390.5457.1986-1747.j/10.1111:doi 94-9:281
Lithostratigraphic and facies analyses of the (2000) Raisossadat N, Moussavi-Harami R Sarcheshmeh Formation (Lower Cretaceous) in the eastern KopetDagh Basin, NE Iran. 516-21:507 Cretaceous Research
The ammonite family Parahoplitidae in the Sanganeh Formation of (2006) Raisossadat SN 922-27:907 the KopetDagh Basin, north-eastern Iran. Cretaceous Research
Interference patterns produced by the superposition of folds of similar (1962) Ramsay JG 481-70:466 type. The Journal of Geology
Cenozoic exhumation history of the Alborz (2012) Rezaeian M, Carter A, Hovius N, Allen MB TC2004:31 Mountains, Iran: New constraints from low-temperature chronometry. Tectonics 2011TC002974/10.1029:doi
(2006) Ritz J-F, Nazari H, Ghassemi A, Salamati R, Shafei A, Solaymani S, Vernant P Active transtension inside central Alborz: A new insight into northern Iran–southern Caspian 480-34:477 geodynamics. Geology
(2014) Robert AMM, Letouzey J, Kavoosi MA, Sherkati S, M□ller C, Verg□s J, Aghababaei A Structural evolution of the KopehDagh fold-and-thrust belt (NE Iran) and interactions with the 87-57:68 South Caspian Sea Basin and Amu Darya Basin. Marine and Petroleum Geology 2014.05.002.j.marpetgeo/10.1016/doi:https://doi.org
238-59:231 Jurassic-Cretaceous Boundary in Iran. AAPG bulletin (1975) Seyed-Emami K
Documentation and significance of (2004) SEYED-EMAMI K, F□RSICH FT, WILMSEN M tectonic events in the northern Tabas Block (east-central Iran) during the Middle and Late Jurassic. RivistaItaliana di Paleontologia e Stratigrafia (Research In Paleontology and 110 (Stratigraphy

182-28:161
Facies analysis and (2009) Kavoosi M, Lasemi Y, Sherkati S, Moussavi-Harami R
depositional sequences of the Upper Jurassic Mozduran Formation, a carbonate reservoir in
259-32:235 the KopetDagh Basin, NE Iran. Journal of Petroleum Geology
Inorganic control on original carbonate mineralogy and creation of gas (2014) Kavoosi MA
reservoir of the Upper Jurassic carbonates in the Kopet-Dagh Basin, NE, Iran. Carbonates
432-29:419 and evaporites
Depositional systems and sequence stratigraphy analysis of the Upper (2016) Kavoosi MA
Callovian to Tithonian sediments in the Central and Western Kopet-Dagh Basin, Northeast
544-51:523 Iran. Geological Journal
Crustal-scale structure of the South Caspian Basin (2004) Knapp CC, Knapp JH, Connor JA
1081-21:1073 revealed by deep seismic reflection profiling. Marine and Petroleum Geology
Post-Triassic (1998) Lyberis N, Manby G, Poli J-T, Kalougin V, Yousouphocaev H, Ashirov T
evolution of the southern margin of the Turan plate ComptesRendus de l'Acad□mie des
143-326:137 Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science
(2006) Mahboubi A, Moussavi-Harami R, Mansouri-Daneshvar P, Nadjafi M, Brenner RL
Upper Maastrichtian depositional environments and sea-level history of the Kopet-
52:237 DaghIntracontinental Basin, Kalat Formation, NE Iran. Facies
Oroclinal (2017) Mattei M, Cifelli F, Alimohammadian H, Rashid H, Winkler A, Sagnotti L
bending in the Alborz Mountains (Northern Iran): New constraints on the age of South
28-42:13 Caspian subduction and extrusion tectonics. Gondwana Research
Post-Cimmerian (Jurassic–Cenozoic) (2015) Mattei M, Cifelli F, Muttoni G, Rashid H
paleogeography and vertical axis tectonic rotations of Central Iran and the Alborz Mountains.
101-102:92 Journal of Asian Earth Sciences
Cenozoic evolution of Neotethys and (2003) McQuarrie N, Stock J, Verdel C, Wernicke B
30 implications for the causes of plate motions. Geophysical research letters
Geology of the Caspian Sea Geological Survey of Iran, (2001) Mousavi-Rouhbakhsh M
(Tehran, rep (in persian
2009a) Opening of the Neo-Tethys Ocean and the Pangea B to Pangea A) .Muttoni G et al
48-14:17 transformation during the Permian. GeoArabia
2009b) The drift history of Iran) Muttoni G, Mattei M, Balini M, Zanchi A, Gaetani M, Berra F
29-312:7 from the Ordovician to the Triassic Geological Society, London, Special Publications
Structural pattern and emplacement (2017) Nabavi ST, Rahimi-Chakdel A, Khademi M

2006a) Late Cenozoic shortening in the west-) Guest B, Axen GJ, Lam PS, Hassanzadeh J
central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned
52-2:35 deformation. Geosphere
2006b) Thermal histories) Guest B, Stockli DF, Grove M, Axen GJ, Lam PS, Hassanzadeh J
from the central Alborz Mountains, northern Iran: Implications for the spatial and temporal
-118:1507 distribution of deformation in northern Iran. Geological Society of America Bulletin
1521
(2003) Guliyev I, Mamedov P, Feyzullayev A, Huseynov D, Kadirov F, Aliyeva E, Tagiyev M
Hydrocarbon systems of the South Caspian basin. Nafta-Press, Baku
Nannostratigraphy, nannofossil events, and paleoclimate (2014) Hadavi F, Moghaddam MN
fluctuations in the lower boundary of Kalat formation in East KopetDagh (NE Iran). Arabian
1515-7:1501 Journal of Geosciences
Oroclinal bending, distributed thrust and strike-slip faulting, (2010) .Hollingsworth J et al
and the accommodation of Arabia–Eurasia convergence in NE Iran since the Oligocene.
1246-181:1214 Geophysical Journal International
Extrusion tectonics and subduction in (2008) Hollingsworth J, Jackson J, Walker R, Nazari H
766-36:763 Ma. Geology 10 the eastern South Caspian region since
Strike- (2006) Hollingsworth J, Jackson J, Walker R, Reza Gheitanchi M, JavadBolourchi M
slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the KopehDagh mountains, NE Iran.
x.2006.02983.246X-1365.j/10.1111:doi 1177-166:1161 Geophysical Journal International
Active tectonics of the South Caspian (2002) Jackson J, Priestley K, Allen M, Berberian M
x.2002.01588.246X-1365.j/10.1046:doi 245-148:214 Basin. Geophysical Journal International
Depositional history and (2013) Javanbakht M, Ghazi S, Moussavi-Harami R, Mahboubi A
sequence stratigraphy of Tirgan formation (Barremian-Aptian) in central KopetDagh, NE Iran.
711-82:701 Journal of the Geological Society of India
The application of (2015) Jozanikohan G, Norouzi GH, Sahabi F, Memarian H, Moshiri B
multilayer perceptron neural network in volume of clay estimation: Case study of Shurijeh gas
131-22:119 reservoir, Northeastern Iran. Journal of Natural Gas Science and Engineering
2014.11.022.j.jngse/10.1016/doi:https://doi.org
A gravity model of the deep structure of South Caspian Basin (2014) Kadirov F, Gadirov A
74-114:66 along submeridional profile Alborz–Absheron Sill. Global and Planetary Change
A new look at the components of the (2000) Katz B, Richards D, Long D, Lawrence W
petroleum system of the South Caspian Basin. Journal of Petroleum Science and Engineering

Precaspian (2007) Brunet M-F, Ershov AV, Volozh YA, Korotaev MV, Antipov MP, Cadet J-P and South Caspian Basins: subsidence evolution of two superdeep basins. in P. O. Yilmaz and G. H. Isaksen, editors, Oil and gas of the Greater Caspian area: AAPG Studies in .155–151 .p ,55 Geology

The South Caspian Basin: a review (2003) Brunet M-F, Korotaev MV, Ershov AV, Nikishin AM doi:https://doi. 148-156:119 of its evolution from subsidence modelling Sedimentary Geology 3-00285(02) 0738-S0037/10.1016/org

Petroleum geology of the south Caspian (2001) Buryakovsky L, Aminzadeh F, Chilingarian G ,Basin. Gulf Professional Publishing

The ICS international chronostratigraphic chart (2013) Cohen K, Finney S, Gibbard P, Fan J-X 204-36:199 Episodes

Geophysical evidence for gas hydrates in the (2001) Diaconescu CC, Kieckhefer R, Knapp J -18:209 deep water of the South Caspian Basin, Azerbaijan Marine and Petroleum Geology 221

Ecological problems of oil exploitation in the Caspian Sea area Journal of (2000) Efendiyeva I 231-28:227 Petroleum Science and Engineering

2009a) The Mid-Cimmerian) F□rsich FT, Wilmsen M, Seyed-Emami K, Majidifard MR tectonic event (Bajocian) in the Alborz Mountains, Northern Iran: evidence of the break-up unconformity of the South Caspian Basin Geological Society, London, Special Publications sp312.9/10.1144:doi 203-312:189

2009b) Lithostratigraphy of the) F□rsich FT, Wilmsen M, Seyed-Emami K, Majidifard MR Upper Triassic–Middle Jurassic Shemshak Group of Northern Iran. Geological Society, SP312.6/10.1144:doi 60-312:129 London, Special Publications

The economic geology of Iran: mineral deposits and natural resources. (2013) Ghorbani M ,Springer Science & Business Media

Geodynamic evolution of the south Caspian Basin. In P. O. Yilmaz and (2007) Golonka J G. H. Isaksen, editors, Oil and gas of the Greater Caspian area. AAPG Studies in Geology .41 –55:17

New methods for (2013) Gorodnitskiy A, Brusilovskiy YV, Ivanenko A, Filin A, Shishkina N processing and interpreting marine magnetic anomalies: application to structure, oil and gas 85-4:73 exploration, Kuril forearc, Barents and Caspian seas Geoscience Frontiers

Classification of refold structures. (2004) Grasemann B, Wiesmayr G, Draganits E, Fusseis F 125-112:119 The Journal of geology

Contrasting (2006) Allen MB, Blanc EJ-P, Walker R, Jackson J, Talebian M, Ghassemi MR styles of convergence in the Arabia-Eurasia collision: Why escape tectonics does not occur in 589-409:579 Iran Geological Society of America Special Papers

Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia (2004) Allen MB, Jackson J, Walker R collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates Tectonics TC2008:23

2003a) Late Cenozoic deformation) Allen MB, Vincent SJ, Alsop GI, Ismail-zadeh A, Flecker R in the South Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone 239-366:223 Tectonophysics

2003b) Accommodation of late Cenozoic) Allen MB, Ghassemi MR, Shahrabi M, Qorashi M 672-25:659 oblique shortening in the Alborz range, northern Iran Journal of Structural Geology

Exhumation of the west- (2001) Axen GJ, Lam PS, Grove M, Stockli DF, Hassanzadeh J central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics Geology 562-29:559

Hydrocarbon evolution for a north-south section of the (1997) Bagirov E, Nadirov R, Lerche I 854-14:773 South Caspian Basin Marine and Petroleum Geology

Accommodation of transpressional strain in the Arabia-Eurasia collision (2013) .Ballato P et al zone: new constraints from (U-Th)/He thermochronology in the Alborz mountains, north Iran 18-32:1 Tectonics

Arabia-Eurasia continental collision: Insights from late Tertiary foreland- (2011) .Ballato P et al 131-123:106 basin evolution in the Alborz Mountains, northern Iran GSA Bulletin

The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, (1983) Berberian M 183-20:163 modified oceanic crust Canadian Journal of Earth Sciences

Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran (1981) Berberian M, King G 265-18:210 Canadian journal of earth sciences

The evolution of the Tethys region throughout the Phanerozoic: A (2014) Berra F, Angiolini L brief tectonic reconstruction. in L. Marlow, C. Kendall and L. Yose, eds., Petroleum systems .27–1 :106 of the Tethyan region: AAPG Memoir

Late Cretaceous transgression on a Cimmerian (2007) Berra F, Zanchi A, Mattei M, Nawab A high (Neka Valley, Eastern Alborz, Iran): A geodynamic event recorded by glauconitic sands. 2007.02.001.j.sedgeo/10.1016:doi 204-199:189 Sedimentary Geology

AN ACTIVE FAULT ZONE IN THE WESTERN (2012) Bretis B, Grasemann B, Conradi F 105 KOPEH DAGH (IRAN). Austrian Journal of Earth Sciences

direction change in predominant tectonic compression and resultant dome .and basin interference pattern

Acknowledgments

This research is derived from the Ph.D thesis of the first author and supported by the Khazar Exploration and Production Company (KEPCO). Our special thanks go to the authorities of KEPCO specially the exploration directorate) for their generous collaboration and furnishing technical support. The authors also are very grateful to Prof. Ali Asghar Calagari and Prof. Alan Boyle for critical reading of the early draft of our manuscript. The critical and thoughtful reviews of the manuscript by Prof. Andrea Zanchi and Prof. Mark Allen are highly appreciated. Our thanks are further extended to .Prof. Wolf-Christian Dullo for editorial handling of the manuscript

References

Geochemical evaluation of hydrocarbons and their (1997) Abrams MA, Narimanov AA potential sources in the western South Caspian depression, Republic of Azerbaijan Marine 468-14:451 and Petroleum Geology

The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the KopetDagh (1979) Afshar-Harb A (region, northern Iran (Ph.D. Thesis). Imperial College London (University of London

(Iran geology. Publication of Geology Organization (In Persian (2004) Aghanabati A

Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain (1996) Alavi M 33-21:1 system in northern Iran Journal of Geodynamics

The Elemental Stratigraphy of the South (2014) Alizada A, Aliyeva E, Huseynov D, Guliyev I 831-827 Springer, pp .2013 Caspian Lower Pliocene Productive Series. In: STRATI

Right-lateral shear across Iran and (2011) Allen MB, Kheirkhah M, Emami MH, Jones SJ .kinematic change in the Arabia—Eurasia collision zone. Geophysical Journal International x.2010.04874.246X-1365.j/10.1111:doi 74-184:555

Arabia–Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic (2008) Allen MB, Armstrong HA j./10.1016:doi 58-265:52 .global cooling. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 2008.04.021.palaeo

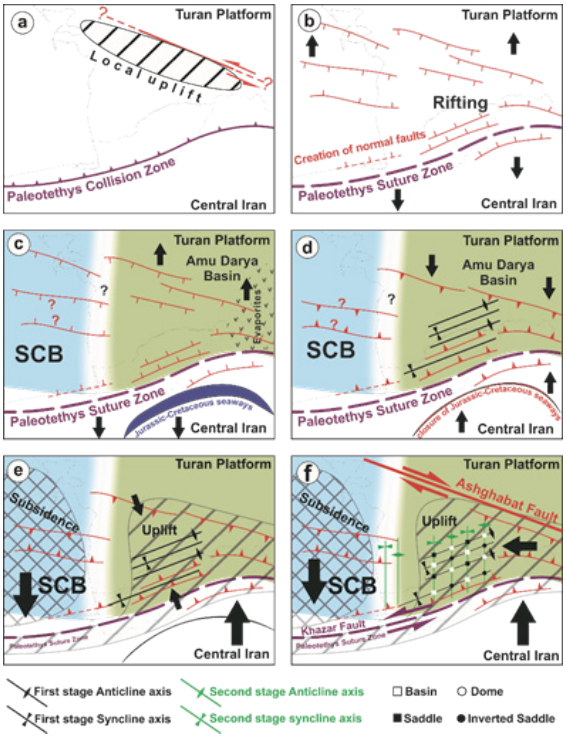
Conclusion .7

The structural and geophysical survey of the studied area demonstrated that the Gorgan plain in the southeastern boundary of the South Caspian hydrocarbon basin is characterized by several regressive-transgressive sequences and some epeirogenic and orogenic phases since Lower Jurassic. Tectonic history and evolution of the region is a result of .convergence of the Gondwanan-derived terranes and Eurasia

The most important result of this work is the identification of a dome and basin interference patterns of folding, which formed due to a local change in direction of predominant tectonic compression. This direction change caused superimposition of a new E-W trending folds upon the previous NE-SW trending ones. Based on lithological characteristics and arrangement the resultant dome and basin could have ,(14 .of the Formations (see Fig .produced structural traps in the crest of domes

The angular unconformity can be regarded as the boundary between changes in direction of the predominant compression regime inside the area (from N-S to E-W). In other words, we suggest that the local change in direction happened during Pliocene- Pleistocene period. In fact, the collision between the Arabian Plate and the southern margin of the Central Iran happened in the Late Eocene-Oligocene. Since Late Eocene-Pliocene, substantial deformation took place throughout the Iranian Plateau such as lengthening along the Arabia-Eurasia suture zone. During Early Pliocene, the Afghan-India collision sealed eastern free-face of the suture zone. This event resulted in kinematic reorganization of the Arabia-Eurasia convergence and acceleration of shortening and exhumation around the Central Iranian micro-continent. The kinematic reorganization of the Arabia-Eurasia convergence caused the Khazar fault to act as a left-lateral fault to the south and the Ashgabat fault to act as a right-lateral fault to the north of the Gorgan Plain. The conjugate action of these two faults caused a local

Pliocene-Pleistocene and appearance of the dome and basin interference Pattern in the Pliocene and younger Formations we believe that the onset of .westward extrusion of the SCB was late Pliocene- early Pleistocene
Due to the westward extrusion of the SCB, earlier folds (which formed during the Late Eocene compressional deformation phase) were refolded into a dome and basin interference pattern. During this refolding phase, some strike-slip faults formed which affected post-Paleogene Formations and some pop-up structures were also developed. In general, the development of an angular unconformity, a disconformity, superimposed folds, and inversion of normal faults show a complex pattern of tectonics since Jurassic. This pattern of tectonics (especially dome and basin pattern) .led to development of the potential hydrocarbon traps in the Gorgan region



14 .Fig

the study area under the forces of the Late Eocene compressional event continued till late Oligocene-Early Miocene, and then a transgression happened and the Maykop suite was deposited in the SCB (Smith-rouch The Maykop suite which is the principal hydrocarbon .(2007 Torres ;2006 source rocks in the SCB, is not observed in the studied wells, and this is a proof of simultaneous emergence of the area and intensive erosion during .Oligocene-Early Pliocene

Following the angular unconformity, clastic sediments of the Brown Beds and Clay and Sand II represent a continental environment for the deposition of these Formations. Substantial thickness variation in the Upper Pliocene-Lower Pleistocene Formations toward the west of the study area and appearance of the dome and basin interference pattern in these Formations provide sufficient evidence for simultaneous sedimentation and tectonic activity in the region. Furthermore, the prograding sequences observed in the Clay and Sand II Formation demonstrate the westward regression of the Caspian Sea and tectonic activity. This westward regression is probably as a result of simultaneous uplifting of the KDM and westward extrusion of the SCB relative to Eurasia and Central Iran. The Westward movement of the SCB happened as a result of left-lateral action of Khazar fault in the south and right-lateral movement of the Ashgabat fault in the north of the Gorgan Ritz et ;2006 .Allen et al ;2002 .Jackson et al ;1998 .Plain (e.g. Lyberis et al The onset of westward .(2012 .Bretis et al ;2008 .Hollingsworth et al ;2006 .al extrusion of the SCB is contentious. Based on speed of motion of the SCB, stated that this westward extrusion (2002) .Alborz, and KDM, Jackson et al argued (2008 ,2006) .commenced in Pliocene, whereas Hollingsworth et al Ma (since Miocene). However, Ritz 10~ that this westward movement began based on morphotectonic evidence and structural analysis, ,(2006) .et al suggested that the movement started since Pleistocene. In this paper, on the basis of simultaneous tectonic activation and sedimentation during the

Furthermore, Berra .(1981 ,Berberian and King ;1979 ,formed (Afshar-Harb introduced a major angular unconformity at the base of the (2007) .et al Upper Cretaceous successions in the Neka valley (northern flank of the Alborz in vicinity of the Gorgan Plain) indicating presence of emerged land .which persisted during Jurassic and most of Cretaceous period. Robert et al suggested that several local tectonic uplifts occurred in the southern (2014) part of the Amu Darya Basin during the Late Cretaceous without angular unconformity. The Upper Cretaceous disconformity which is recorded in the study area corresponds to these local tectonic emerged lands. Following this erosional surface, the upper Maastrichtian Kalat detrital sediments were which were mostly (1981 deposited in the study area (Berberian and King eroded by an angular unconformity but were preserved from erosion inside the troughs. The lack of Paleogene sediments of the KDM in the Gorgan Plain (Paleogene successions are absent in diamond drill wells in the Gorgan Plain) is an indication that erosion was activated for the Gorgan plain during this period. In fact, this area emerged during the Late Eocene compressional event, and uplifting and deformation occurred concurrently. As a result, during Paleogene, erosion occurred instead of sedimentation in the Gorgan Plain. Variation in mechanism of the faults (from normal to reverse) occurred during argued that the Late Eocene compressional (2004) this period. Aghanabati event caused inversion of pre-normal faults into thrust and reverse faults in northern Iran. This orogeny also resulted in formation of right lateral strike slip faults trending NW-SE, and left lateral faults trending NE-SW. Reverse faults, observable in the south of the area, indicate that the concomitant compression from the Alborz was active in the area and caused fault-related folding in the Brown Beds and younger Formations. In other words, it seems that folding of the angular unconformity in the south of the study area is due to induced compression from the Alborz (simultaneously accompanied by erosion) during the Paleocene- Early Pliocene period. The emergence of

Gorgan Plain. This local change in the stress direction from N-S to E-W caused second series of folds with N trending which overprinted upon the (2007) Furthermore, Torres .(14 .first series of folds with ENE trending (Fig introduced five sub-parallel fold trends in the Pliocene strata of western Turkmenistan. These folds are parallel to the South Caspian Sea shoreline Therefore it seems that these folds formed as result of .(2007 ,(Torres westward movement of SCB. In the other words, since Pliocene times, Western Turkmenistan and perhaps Gorgan Plain deformed due to the SCB .(resistance against inward compression from east (second stage of folding Deep reverse listric faults with an ENE-WSW trend in the south of the study area formed during post-Cimmerian tensional regime as the normal faults were later inverted into reverse faults during the Late Eocene compressional event. Due to the rifting (post Cimmerian orogeny), deposition of the Shemshak Group and the Kashafrud Formation took place in the Alborz and KDM, respectively (these successions probably were deposited in .Kavoosi et al ;2009 .2009b; Taheri et al .same regional basin) (F□rsich et al Considering the low porosity and low .(2011 Poursoltani and Gibling ;2009 permeability levels of the sandstones, the Kashafrud Formation is inferred to .(2011 be a potential reservoir for hydrocarbon (Poursoltani and Gibling Then, sedimentation continued in the region by deposition of the marine sediments of Mozduran, Zard, Tirgan, Sarcheshmeh and Sanganeh Formations. From a petroleum point of view, the carbonates of the Mozduran and Tirgan Formations are the reservoirs of the region (Javanbakht et Based on the dome and .(2016 Kavoosi ;2014 .Robert et al ;2013 .al basin interference pattern observed in the Gorgan Plain, and the function of Sarcheshmeh Formation as a cap rock, the two Formations can potentially form anticlinal traps for the hydrocarbon materials. The ongoing sedimentation of the KDM continued until the Upper Cretaceous, when the localized uplift caused a hiatus and the Upper Cretaceous disconformity

compressional tectonic phase). The second group of structures includes normal faults which occurred in post-Pliocene Formations. Actually, the left lateral movement of the Alborz in the south and the right lateral action of the Ashgabat fault in the north of the study area caused westward 2003a; Allen et .Allen et al ;2002 .extrusion of the SCB (e.g. Jackson et al Due to this westward .(2014 .Robert et al ;2006 .Hollingsworth et al ;2006 .al extrusion some strike-slip systems formed causing the development of a few basins and pop-up structures in the Gorgan plain for the post Pliocene Formations. Furthermore, westward extrusion of the SCB brought about superimposition of a new series of folds on pre-Paleocene structures. These refolded structures formed the dome and basin interference pattern wherein each dome is surrounded by four basins and each basin is surrounded by .(2004 .Grasemann et al ;1962 four domes (Ramsay

An explanation to this refolding event might lie in the reorganization of the 2003b) declared that) Ma. Allen et al 5~ Arabia- Eurasia collision zone at compressional deformation of the Alborz began in the Miocene due to early stages of Arabia-Eurasia collision. They introduced conjugate right-lateral and left-lateral faults in the west and east of the Alborz, respectively (Allen 2003b). On the other hand, they noted that there was a little or no ,.et al 2003b). Therefore, ,.lateral movement of SCB relative to Iran (Allen et al it's reasonable to say that the first stage of folding in the Gorgan Plane happened under compressional condition. Afterwards, reorganization ma) caused westward migration of SCB, 5~) of Arabia-Eurasia collision reversal in slip sense of Western Alborz and left-lateral movement of 2003b). Simultaneous left-lateral and right- ,.Eastern Alborz (Allen et al lateral movement of Eastern Alborz (to the south of Gorgan Plain) and Allen ;2002 .Ashgabat Fault (to the north of Gorgan Plain) (Jackson et al Robert et ;2006 .Hollingsworth et al ;2006 .2003b; Allen et al ,2003a .et al probably caused a local change in the stress direction inside the (2014 .al

series, it seems that aforesaid angular unconformity formed during the Late In fact, three structural .(5 .and Fig 4 .Eocene compressional event (Fig events occurred concurrently in junction with appearance of the angular (2 ,mechanism inversion of deep listric reverse faults (1 ,unconformity folding of Mesozoic Erathem (3 creation of the strike-slip system, and .((include Cretaceous disconformity

,Above the angular unconformity, Cenozoic faults are divided into two sets strike-slip with two different trends of N-S and NE-SW, (2) normal and (1) 13h). The normal faults occur above anticlinal.and Fig 8 .respectively (Fig hinge zones of the folded Mesozoic Erathem. For the Cenozoic sedimentary erathem, ENE-WSW folding is not visible and instead, a weak dome and .(13h .basin interference pattern is observable (Fig

Discussion .6

Based on given results obtained by seismic analyses, interpretations and gridding of eight horizons in the Gorgan plain, it was deduced that Gorgan plain and adjacent regions are highly influenced by structural inheritance and several extensional and compressional events related to the closure of the Paleotethys (Cimmerian orogeny) and later by the closure of Neotethys Ocean. Structures of the study area could be divided into two main groups. The first group with a compressional regime predate to angular unconformity, and includes reverse faults, thrusts, and folds that occur parallel to the Alborz and western terminations of the KDM belts having overall NE-SW trends. Reverse faults were former normal faults which formed during the post-Cimmerian orogeny rifting and later inverted and acted as reverse faults during the Late Eocene compressional phase Allen ;2008 Allen and Armstrong ;2003 .Brunet et al ;1974 ,1968 (St□cklin Folding of the pre-Paleocene Formations .(2012 .Rezaeian et al ;2011 .et al occurred simultaneously with inversion of the normal faults (Late Eocene

shows two sets of structures. In the east and northeast of the studied area, there are folds whose axial planes have overall ENE-WSW trend (parallel to the Eastern Alborz, the Western KDM, and the deep reverse listric faults). In the centre and south of the studied area, there is a dome and basin .(13e-13a .interference pattern (Fig

Since the Mozduran and Tirgan Formations contain rock units with reservoir characteristics, the folding of the Mesozoic sedimentary erathem was also capable to produce structural traps for accumulation of hydrocarbon The parallel .(4 .materials in the hinge zone of the anticlines (See Fig orientation of the ENE-WSW trending Mesozoic erathem folds along with deep reverse-listric faults and their truncation by the angular unconformity at the base of the Cenozoic erathem, indicate their simultaneous formation in .the Late Eocene compressional event

The Upper Cretaceous disconformity is folded by the Late Eocene compressional event and predominantly preserved in the syncline cores Based on the timing (post-Albian- .and W4 ,W3 ,as shown in wells W2 Aptian Sarcheshmeh/Sanganeh Formations and pre-Maastrichtian Kalat Formation) and characteristics of this erosional surface, we suggest that that caused (2004 ,it relates to the Late Cretaceous event (Aghanabati the local uplift and creation of the Cretaceous disconformity in the Gorgan Plain before the Late Eocene compressional deformation and further uplift After a period of erosion, the Pliocene Brown Beds were deposited .(4 .(Fig with angular unconformity on the folded Cretaceous disconformity and The .(11 .and Fig 10 .Fig ,7 .Fig ,6 .sedimentary systems (best seen in Fig angular unconformity merges gradually to the west with the Top Cretaceous disconformity and at the hinge zone of the anticlines where the Cretaceous .(12.Fig – 6 .disconformity was folded (Fig

Based on sedimentary hiatus during the Paleogene time and the angular relationship between the Upper Cretaceous and Pliocene sedimentary

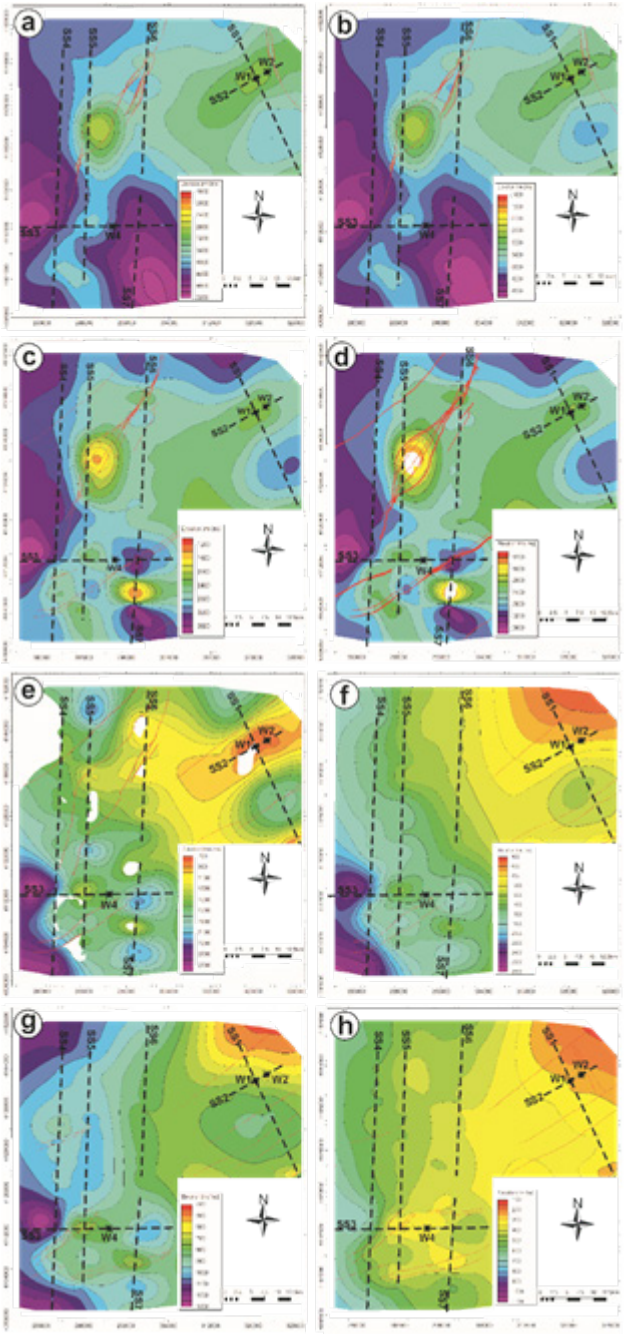
Structural setting .5.3

In this section we will discuss results from the seismic sections and the wells, and introduce the structural setting on the basis of interpretations of the seismic profiles. The main aim is to provide an optimal model for structures in .the studied area and their potential for developing hydrocarbon traps

Structures of the Gorgan plain are divided into two main groups. The first group predates the angular unconformity and the second postdates it. Below the angular unconformity, The Mesozoic faults are subdivided into two .(11 .strike-slip (Fig (2) and (9 .and Fig 6 .deep reverse-listric (Fig (1) ,series

Deep reverse-listric faults are located in the south of the studied area, and ,13b ,13a .Fig ,6 .have an overall strike of ENE-WSW and northward dip (Fig 13d). These faults are parallel to the Eastern Alborz and the western 13c and termination of the KDM. Based on the listric geometry, it is likely that these deep listric faults were originally normal faults formed under the tensional regime after the Eo-cimmerian orogeny (post-orogenic rifting). Later, due to the closure of Neotethys Ocean, the Eo-cimmerian normal deep listric faults inverted and acted as reverse faults during the Late Eocene compressional tectonic event. A second series of Mesozoic faults are mainly of strike-slip type in the north and center of the studied area. They are associated with a .local antiformal pop-up structure in the Mesozoic sedimentary erathem (Fig 13d). The strike-slip faults have a NE-SW trend 13c and ,13b ,13a .Fig ,11 indicating a (11 .and terminate at the top by an angular unconformity (Fig pre-Paleogene age. Based on the lack of activity in the Cenozoic sequences, and the orientation of these fault systems with respect to the Paleotethys suture zone, it seems likely that these strike-slip faults formed under a transpressional condition during the Late Eocene tectonic event. Some other south-dipping reverse faults in the south of this strike-slip faults are .(11 .terminated by the angular unconformity (Fig

As with the faults, folding of the Mesozoic sedimentary Erathem in the area



.13 .Fig

this case, the obtained data demonstrate the erosional nature of this marker ,supported by paleontological studies on cores and cuttings in wells W2 The disconformity lies at shallow depth in the east, .(5 .Fig) and W4 W3 13e). The deep reverse listric faults are .and dips generally to the west (Fig absent but the NE-SW strike-slip fault system persists in the central region, though the pronounced dome which is in relation to strike-slip fault system disappear. There are NE-SW trending folds in the east and well-developed dome and basin structure in the central part of the region. The Cretaceous disconformity was eroded by angular unconformity at the hinge of anticlines .and was wholly eliminated at the western part of study area

Due to the unique and specific seismic characteristics, some horizons such as Brown beds and angular unconformity, can be readily recognized. The angular unconformity, because of angular differences and existence of toplapped seismic reflectors, is the most reliable seismic marker in the area 13f). This unconformity appears at shallow depths .Fig ,12 .Fig - 6 .(Fig 13f). .2000m in the west (Fig< 1000m) in the east and reaches to depths>) Some NE-SW normal faults appear in the east of the area. Folds with The NE-SW trending folds becomes disappeared, and only a weak dome and .basin interference pattern is visible in the south and central parts of the area The tops of the Brown Beds and the Clay and Sand II Formations have 13h). Both Formations dip 13g and .similar geometrical properties (Fig westwards and lie near the surface in northeast of the area. The thickness of Brown Beds varies from a few meters to over a thousand meters in eastern and western parts of the study area, respectively. The Clay and Sand II Formation, however, shows more or less uniform thickness through explaining why the tops of both Formations have ,(12-6 .the entire area (Fig 13h. Two sets of normal faults trending N-S 13g and .similar patterns in Fig and NE-SW are seen to cut the tops of both Formations. Also a gentle dome .and basin interference pattern is visible

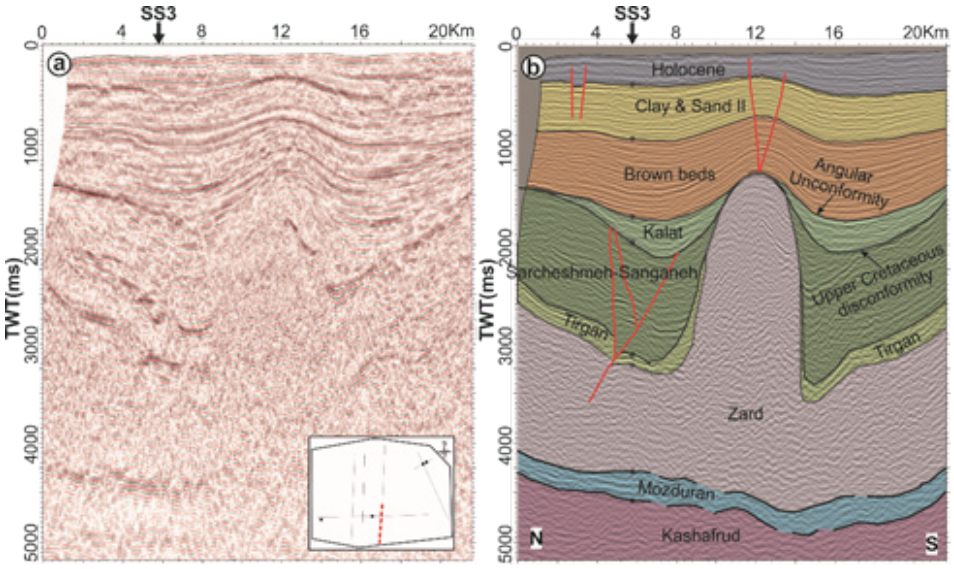
In fact, the top of the Mozduran Formation mimics .(12-5 sections (see Figs the top of the Kashafrud Formation. Both Formations are in relatively shallower depths toward southeast and get deeper westwards and northwestwards. There is evidence for NE-SW folding in northeast of the area, and also for weak dome and basin interference pattern in the central parts of the area. Deep reverse listric faults in the southeast of the area run SW-NE broadly parallel to the folding in the northeast of the area. The pronounced dome structure in the centre of the map is associated with NNE-trending strike-slip faults giving rise to an antiformal pop-up structure .(b.13 a and.13 .in the central part of the area (Fig

The tops of the Zard and Tirgan Formations also have similar geometrical characteristics due to almost uniform thickness of the relatively thin Tirgan Formation, except where the Zard Formation diapirically penetrated through 13d). The Tirgan limestone gives a 13c and .the Tirgan Formation (Fig strong seismic impedance (limestone against shales and marls) making it easy to trace the Tirgan Formation. The Tirgan and Zard Formations lie at relatively shallower depth in the SE and dips down to the northwestern part of the study area. The SW-NE trending fold is still present in the NE but the central area is dominated by well-developed dome and basin pattern. This relates, in part, to the diapiric rise of the Zard Formation along the seismic well). Deep reverse listric faults, appearing in the SE of W4) profile SS7 south of the area, are parallel to the trends of the Eastern Alborz mountain chain and western termination of the KDM. A major dome structure in the north of the area seems to be associated with NEN-trending strike-slip faults; but due to the locally low resolution of the seismic profile in this part, .10 .the faults can hardly be traced Fig

The Upper Cretaceous disconformity is difficult to map because in places there seems to be continuous sedimentation without significant erosion. In

(SS7) 7 Seismic section .5.1.7

km and runs parallel and to the seismic profile SS6 21.5 This section is The angular unconformity cuts the Upper Cretaceous .(12 3and .Fig) disconformity in both ends of the profile. In the central part of the profile, shale from the Zard Formation penetrates through (in a diaper-shape pattern) the Tirgan Formation, Sarcheshmeh-Sanganeh and Kalat Formations. The Brown Beds, Clay and Sand II and Holocene rocks have .an antiformal structure over the Zard diapir, and are also faulted



.12 .Fig

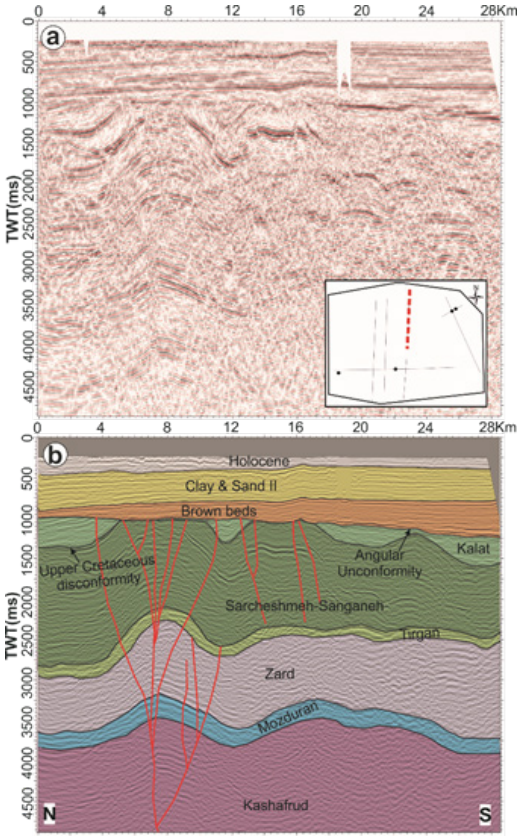
Horizon modeling .5.2

Eight different stratigraphic boundaries have been identified in studied seismic sections and converted into Two-Way-Time (TWT) maps along with these stratigraphic units. All of the eight TWT maps were generated with an .(17-13 meters (see Figs 50 increment of

The TWT maps for the tops of the lowermost Kashafrud and Mozduran 13b), because the Mozduran 13a and .Formations are very similar (Fig Formation shows minor variations in thickness in the studied seismic

(SS6) 6 Seismic section .5.1.6

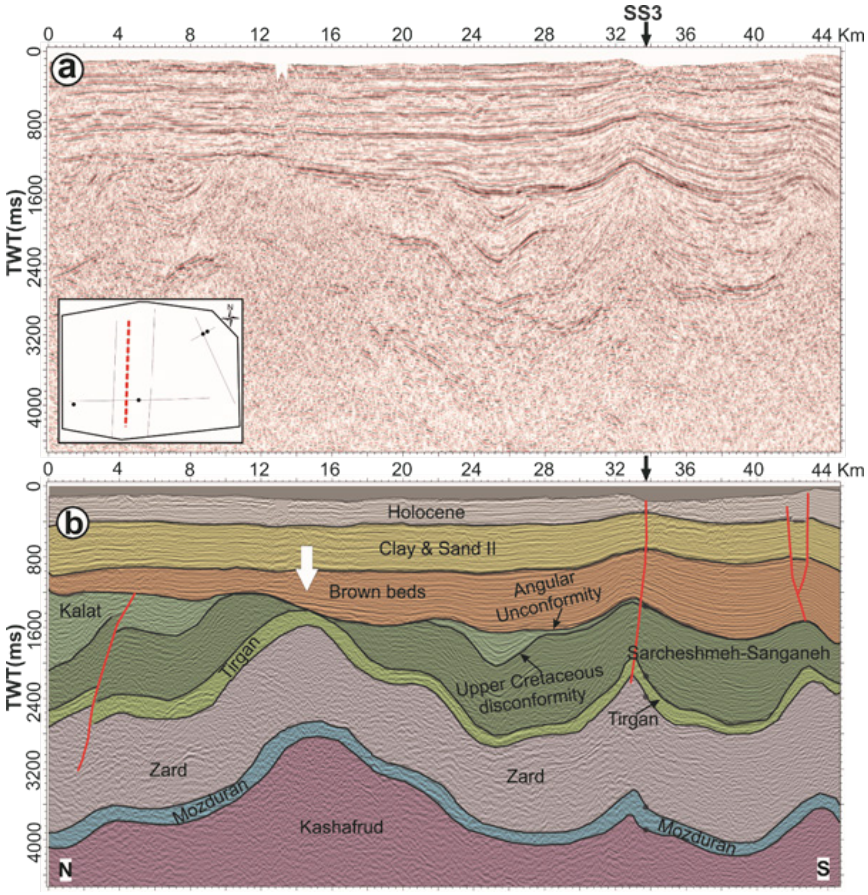
km running N-S direction, and reaches to 28 is The seismic section SS6 The Upper Cretaceous .(11 3and .the border of Turkmenistan (see Fig disconformity was eroded away - leaving an angular unconformity at the hinge zones of the anticlines. In the northern end of the section, a transpressive strike-slip fault system formed a local pop-up structure beneath the Brown Beds. The Brown Beds Formation thickens toward the south of the profile. No deformation is evident in the Pliocene and younger Formations suggesting that the northern area did not experienced any .tectonic compression after the angular unconformity



.11 .Fig

(SS5) 5 Seismic section .5.1.5

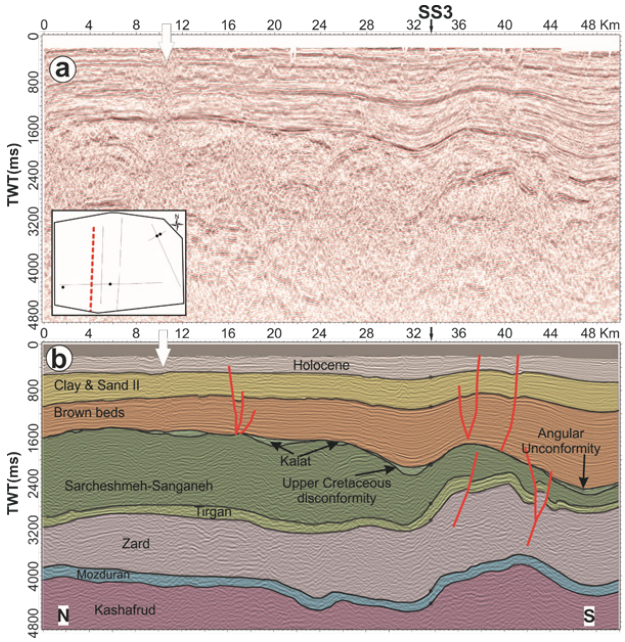
km running parallel with the 46 is Km long seismic profile SS5 46 The The Upper Cretaceous disconformity and .(10 3and .see Fig) profile SS4 the older Formations were severely folded and cut by a major reverse fault in northern part of the profile. The Pliocene series have experienced gentle seismic section, folding and normal faulting at anticline hinges. Like the SS4 this profile also shows southward thickening of the Brown Beds Formation. The angular unconformity also cuts through the Upper Cretaceous .disconformity, especially where the Brown Beds thicken southwards



.10 .Fig

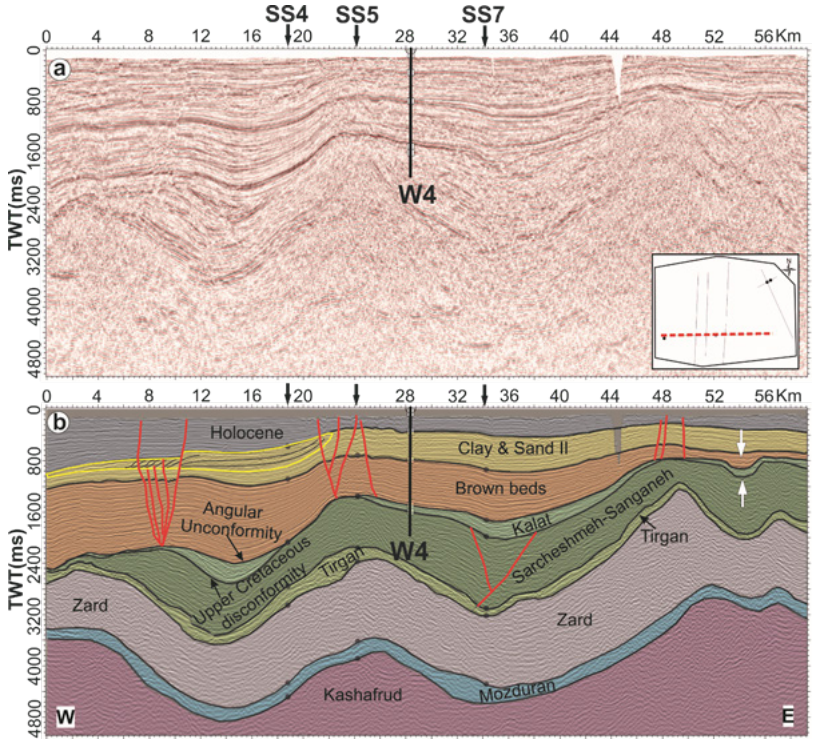
(SS4) 4 Seismic section .5.1.4

km long trending N-S across the Gorgan plain 50 is a The seismic section SS4 In this profile, the Lower .(9 3and .toward the border of Turkmenistan (Fig Cretaceous and older formations are folded and reverse-faulted in the southern part of the section with little or no deformation in the northern part. Deformation in the southern part could be related to the convergence of the Arabian block and Eurasia during late Cretaceous- early Paleocene period (Berberian The angular .(2010 .Hollingsworth et al ;2004 .Vernant et al ;1981 and King unconformity mostly cuts the Cretaceous disconformity in this profile indicating the erosional processes during phase of the Late Eocene compressional event were very strong. The Brown Beds Formation becomes thicker southwards. A probable gas chimney is distinguished at the northern part of the profile marking the path of gas infiltration through the fractures of the post-Pliocene .(9 .Formations causing disturbance in the seismic reflectors (Fig



.9 .Fig

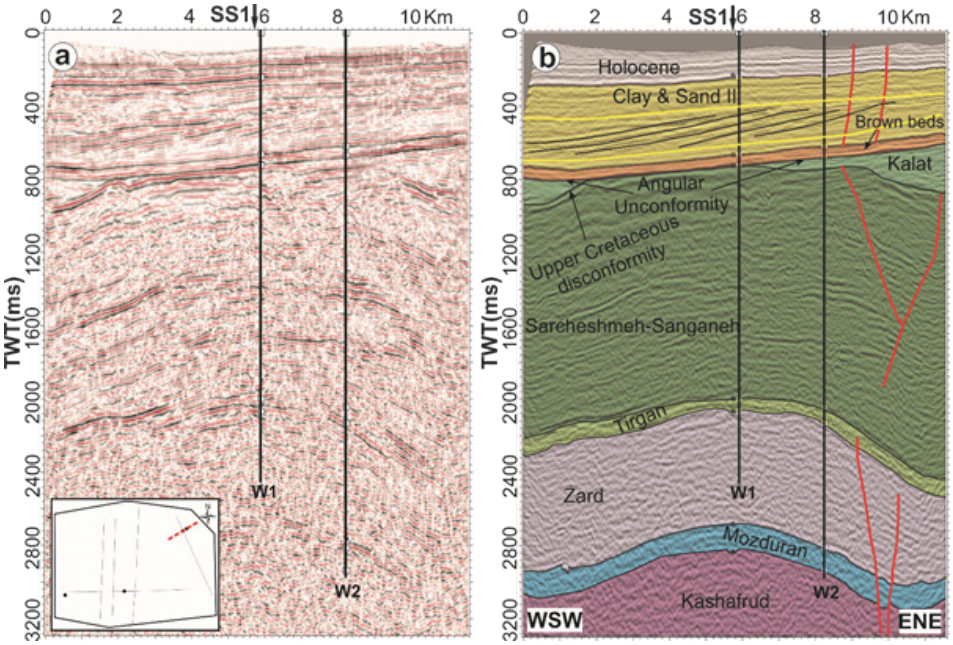
westwards in the study area. Almost sinusoidal folding occurred in the older formations, which are eroded and then cut by an angular unconformity. Also in this profile, the angular unconformity cuts through the Upper Cretaceous disconformity at the hinge zones of the anticlines. Some sets of normal faults appear in the Cenozoic Formations above the hinge zones of the anticlines (Cretaceous basement may have a control on the location of faults) which may reflect the tensional stresses being produced over the hinge zones. A huge which (8 .erosional channel is observed upon the angular unconformity (Fig probably was a Paleo-river which was formed in the trough of syncline. Finally, a prograding sequence is observed in the Pliocene Clay and Sand II sediments indicating the westward regression of the Caspian Sea during this period. The .(8 .prograding sequence is intersected by a series of normal faults (Fig



8 .Fig

(SS2) 2 Seismic section .5.1.2

km long seismic line trending 11.2 is an (7 3and .Fig) The seismic section SS2 This profile illustrates a gentle .ENE-WSW direction perpendicular to the SS1 anticline in pre-Cretaceous sequences cut by a basal angular unconformity the angular unconformity cuts down through the Upper ,As in the SS1 .(7 .(Fig Cretaceous disconformity at the hinge zone of the anticline. The Brown Beds dips down to the western side of the profile. A prograding sequence was discovered in the Pliocene sediments (Clay and Sand II) within this section indicating a drop in sea level during Pliocene. Four normal faults with little offset in pre-Cretaceous Formations and two normal faults with little offset above the Brown beds (Clay .(7 .and Sand I & II) were recognized in this seismic section (Fig

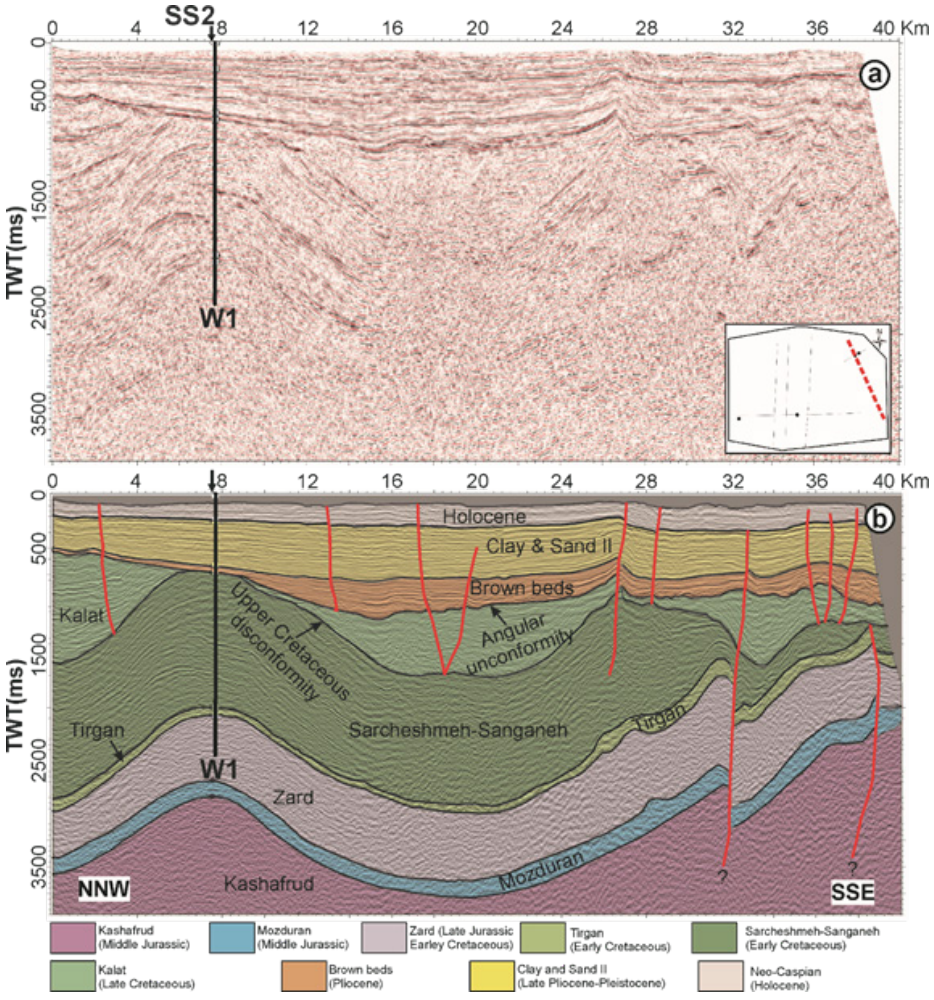


.7 .Fig

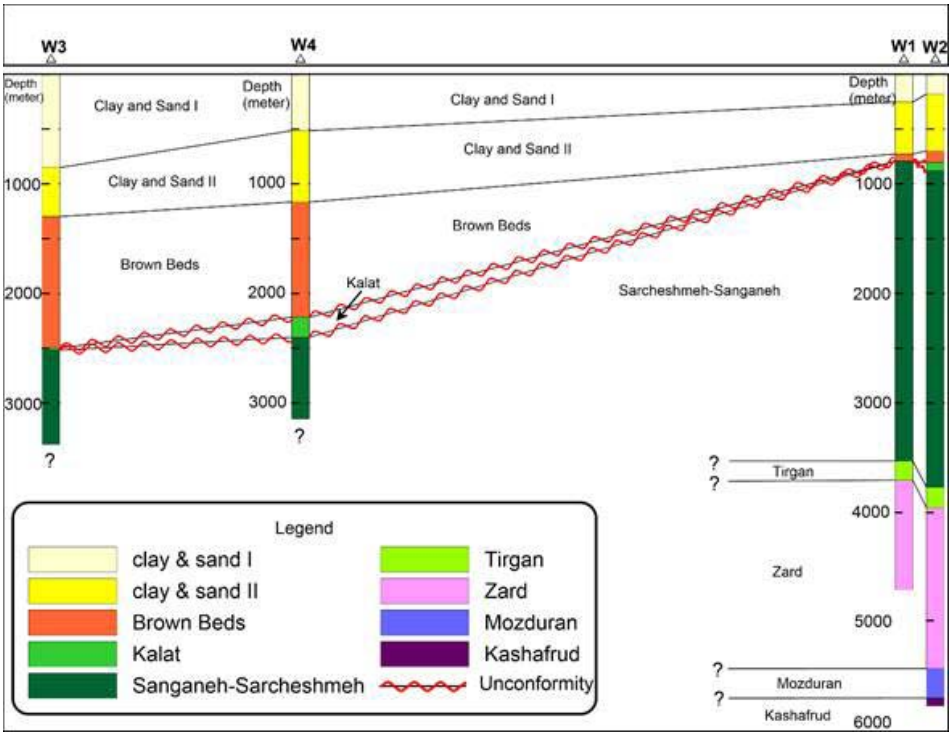
(SS3) 3 Seismic section .5.1.3

,(8 3and .km long in the Gorgan plain (Fig 59.3 This E-W trending section has and reveals that the post-Paleogene sediments are relatively thicker and dip

rise to some drag folds in Pre-Pliocene rocks. Some other fault-propagation-folds in the Post-Pliocene Formations were interpreted in the seismic profile indicating that the area experienced a compressional tectonic regime. The angular unconformity merges with the Upper Cretaceous disconformity at due to erosion of the 6 .in Fig the hinge of the anticline near the well W1 Kalat Formation at the crest of the anticline. The profile also shows normal .(6 .faults with minor offset in the post-Pliocene Formations (Fig



.6 .Fig



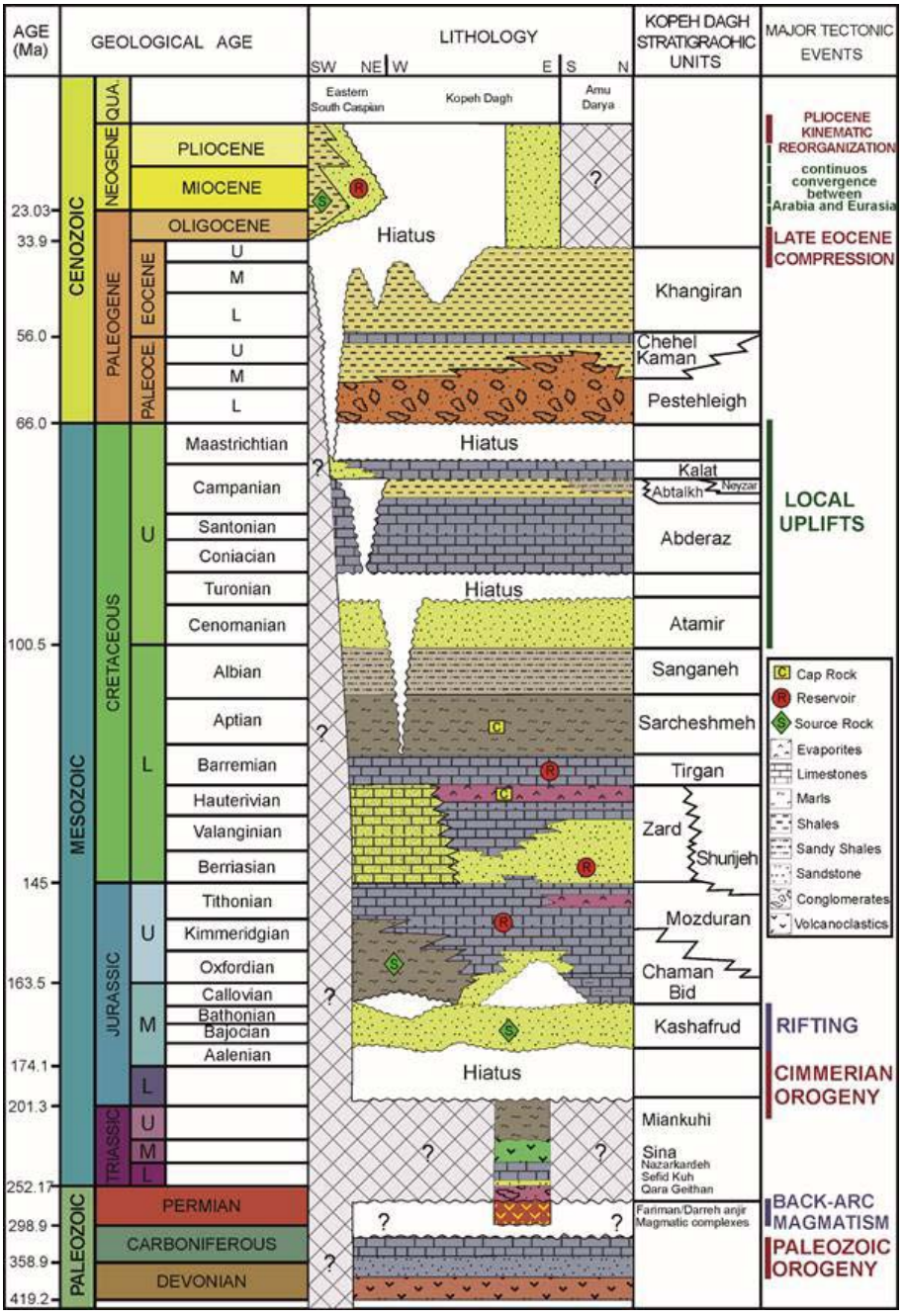
.5 .Fig

Results .5

Seismic interpretation .5.1

(SS1) 1 Seismic section .5.1.1

3and .in a NNW-SSE direction (Fig km long seismic section SS1 40 The revealed two unconformities. The lower unconformity occurs at the (6 base of the Upper Cretaceous and appears as a disconformity. The upper unconformity is an angular one which was developed during the Paleogene by possibly the Late Eocene compressional tectonic phase. This orogeny brought about folding in the Jurassic and Lower Cretaceous formations and also folding of the Cretaceous disconformity in this area. An anticline and syncline beneath the Brown Beds and some reverse faults in the southeastern side of the profile are observed. These structural events gave


AGE (Ma)
GEOLOGICAL AGE
LITHOLOGY
SW NE W E S N
Eastern South Caspian
Kopeh Dagh
Amu Darya
KOPEH DAGH STRATIGRAPHIC UNITS
MAJOR TECTONIC EVENTS
CENOZOIC
MESOZOIC
PALEOZOIC
QUA.
NEOGENE
PALEOGENE
PLIOCENE
MIOCENE
OLIGOCENE
EOCENE
PALEOCE
U
M
L
CRETACEOUS
JURASSIC
TRIASSIC
PERMIAN
CARBONIFEROUS
DEVONIAN
23.03
33.9
56.0
66.0
100.5
145
163.5
174.1
201.3
252.17
298.9
358.9
419.2
Maastrichtian
Campanian
Santonian
Coniacian
Turonian
Cenomanian
Albian
Aptian
Barremian
Hauterivian
Valanginian
Berriasian
Tithonian
Kimmeridgian
Oxfordian
Callovian
Bathonian
Bajocian
Aalenian
Hiatus
Khangiran
Chehel Kaman
Pestehleigh
Kalat
Abtalkh
Neyzar
Abderaz
Atamir
Sanganeh
Sarcheshmeh
Tirgan
Zard
Shurijeh
Mozduran
Chaman Bid
Kashafrud
Miankuhi
Sina
Nazarkardeh
Sefid Kuh
Qara Gelthan
Fariman/Darreh anjir
Magmatic complexes
PLIOCENE KINEMATIC REORGANIZATION
continuos convergence between Arabia and Eurasia
LATE EOCENE COMPRESSION
LOCAL UPLIFTS
RIFTING
CIMMERIAN OROGENY
BACK-ARC MAGMATISM
PALEOZOIC OROGENY
Cap Rock
Reservoir
Source Rock
Evaporites
Limestones
Marls
Shales
Sandy Shales
Sandstone
Conglomerates
Volcanoclastics

.4 .Fig

Time Units			Numerical age (Ma)	Rock Units	W۱	W۲	W۳	W٤
Quaternary		Holocene	Present	Clay & Sand I	۰	۰	۰	۰
		Pleistocene	۰,۰۱۱۷	Clay & Sand II	۲۵۲,۰۷	۱۸۰,۱٤	۸۵۱,۲٦	۵۱٤,۳۵
Tertiary	Neogene	Pliocene	۲,۵۸	Brown Beds	۷۲۷,۵٦	٦۹۸,۳	۱۲۹۸,۱۳	۱۱٦۵,۱
		Miocene	۵,۳۳۳	Hiatus	Angular unconformity at the depth of ۷۹۲,۱۷ meters	Angular unconformity at the depth of ۸۰٤,۹۸ meters	Angular unconformity at the depth of ۲٤۹۸,۷۳ meters	Angular unconformity at the depth of ۲۲۱٦,٦٦ meters
	Paleogene	Oligocene	۲۳,۰۳					
		Eocene	۳۳,۹					
		Paleocene	۵٦,۰					
Cretaceous		Late	٦٦,۰	Kalat	۷۹۲,۱۷	۸۰٤,۹۸	۲٤۹۸,۷۳	۲۲۱٦,٦٦
				Hiatus	Erosional surface at the depth of ۷۹۵,۸۳ meters	Erosional surface at the depth of ۸۷۸,۵۹ meters	Erosional surface at the depth of ۲۵۱۷,۳۵ meters	Erosional surface at the depth of ۲٤۰۰,۷٦ meters
		Early	۱۰۰,۵	Sarcheshmeh-Sanganeh	۷۹۵,۸۳	۸۷۸,۵۹	۲۵۱۷,۳۵	۲٤۰۰,۷٦
				Tirgan	۳۵۲۸,٦۷	۳۷٦۹,۱٦	-	-
				Zard/Shurijeh	۳۷۰۳,٦۲	۳۹۵٦,٦۱	-	-
Jurassic		Late	~ ۱٤۵,۰	Mozduran	-	۵٤۲۲,۷	-	-
		Middle	۱٦۳,۵ ± ۱,۰	Kashafrud	-	۵٦۹۰,۹۲	-	-
		Early	۱۷٤,۱ ± ۱,۰	Not Reached	-	-	-	-
Triassic		Late	۲۰۱,۳ ± ۰,۲	Not Reached	-	-	-	-
Well total depth below the rotary table					٤۷۰٦,٤۲	۵۷٦۳,٤٦	۳۳۷۷,٤۹	۳۱٤۳,٤
Rotary Table Elevation referred to Caspian Sea level					+۵۲,۷۳	+۵۹,٤٤	+۱۸	+۳۵,۸۱

Eleven wells have been previously drilled in the study area, of which were used to gain data calibration. The (and W4 W3 ,W2 ,four wells (W1 and 2 .seismic Information from the studied wells are presented in table In this study, eight .5 .wells are shown in Fig 4 correlations among these different horizons with different seismic properties have been identified of Petrel computer 2013 from seismic data by utilization of version software (Schlumberger). These horizons, from top to bottom, consist of Clay and Sand II (Pliocene- Pleistocene), Brown Beds (Pliocene), angular unconformity (Paleogene), Upper Cretaceous disconformity, Tirgan Formation (Barremian stage), Zard/Shurijeh Formation (Lower Cretaceous series), Mozduran Formation (Upper Jurassic series) and Kashafrud .(Formation (Middle Jurassic series

Tracing seismic reflectors or horizons was more difficult and less accurate in some areas due to locally poor quality of seismic data and lack of control points (particularly reasonable logs of the studied wells). In some seismic the seismic resolution is very low due ,(profiles (e.g., seismic section SS5 to acquisition problems. In some profiles quality was highly influenced by .faults, which cause some uncertainties in interpretation of the seismic data

Information on four studied wells drilled inside the .2 Table study area. Well depths (in meters) are to tops of individual Formations. Highlighted cells characterize the formations with hydrocarbon occurrences (commercial and non-commercial). Numerical ages of time units were adapted .(2013) .from Cohen et al

in Qezel-tapeh suite and and SS2 2D seismic lines (SS1 In this study, seven 2.5D model to enhance in the Gorgan suite) were used to get a SS7-SS3 2.5D model, known alternatively ,the structural view of the area. In Fact 2D projection. In the 3D simulation gained by 3D model, is a-as pseudo has an E-W direction with N-S X-lines (Gorgan suite the strike-line (SS3 (and in the Qezel-tapeh suite strike-line (SS1 (and SS7 ,SS6 ,SS5 ,(SS4 have NNW-SSE and ENE-WSW direction, respectively. (and X-line (SS2 .1 Acquisition geometry and parameters are listed in table .Geometry of the seismic line used in this study .1 Table

Mid-point and offset geometry		**Shot and receiver geometry**	
CMP numbers	1900	Number of shots	680
Maximum fold	35	Shot spacing	m 70
CMP spacing	m 25	Number of Receiver	99
		Receiver spacing	m 50
Frequency content		Recording Parameters	
Frequency range	Hz 100 – 8	Total recording time	s 7
Dominant frequency	Hz 20	Sampling interval	ms 4

Processing .4.2

The seismic data were processed with advanced processing methods in noise reduction, velocity analysis, and migration algorithms. Continuous wavelet transform (CWT) methods were used for signal enhancement and dense velocity analysis was performed to obtain an accurate and correct velocity model to perform pre-stack time migration. Subsequently, correctness of time migration procedure was evaluated by migration evaluation techniques such as diffraction pattern reduction and preservation of continuity in seismic reflectors. Finally, migrated images were corrected .by well data information

represents the most productive reservoir in the SCB, and is a thick prograding siliciclastic system deposited during a Lowstand System Tract It is made up of light brown to yellowish brown sticky .(2006 (Smith-Rouch clay and greenish gray fine-grained sandstone. However, Buryakovsky et reported some intercalations of siltstone (2006) and Smith-Rouch (2001) .al .and brown to dark grey shale within this Formation

(Clay & Sand II (Late Pliocene- Early Pleistocene .3.8

-500 The Clay and Sand II with a more or less uniform thickness of about meters consists of blue gray to greenish gray sticky clay, gray and dark 600 gray fine to medium-grained sandstone, gray unconsolidated sand and an These sediments are equal to.(2 .table ;5 .unconsolidated oolitic beds (Fig Smith-rouch ;2001 .Akchagylian and Apsheronian stages (Buryakovsky et al .(2007 Torres ;2006

(Clay and Sand I (Late Pleistocene- Holocene .3.9

During Late Pleistocene-Holocene times, sedimentation continued under lacustrine environment, the Clay and Sand I sediments were deposited in the Gorgan region. The Clay and Sand I are made up of gray sticky clay, .with abundant shell fragments and fine-grained unconsolidated sandstone

Seismic Data .4

Acquisition .4.1

In order to investigate the hydrocarbon occurrence in the regions around 2D square kilometers of 3500 the southeast of Caspian Sea, an area with -1992 and 1970-1960 seismic profiles were obtained within the periods of The data were collected using dynamite (at depth of .(3 and 1 .Fig) 1995 .meters) as a source of seismic energy 30-4

The Sanganeh Formation .(2006 structures are abundant (Raisossadat meters in the type section in the eastern 750 varies in thickness from ;2004 meters in the western KDM (Aghanabati 2000 KDM to more than .(2006 Raisossadat

(Kalat Formation (Late Maastrichtian .3.6

wells logged in the Gorgan Plain 4 The Kalat Formation is observed in all and consists of limestone with intercalations of shale. Its thickness varies well) meters (in W4 180 well) to more than meters (in W1 4 from about In the type section, the Maastrichtian Kalat Formation consists .(2 .(table mainly of detrital limestone with intercalations of shale and sandstone which (2013 Hadavi and Notghimoghadam ;2006 .(Mahboubi et al conformably overlies the Sarcheshmeh and Sanganeh Formations in the and 4 .study area. However, its basal contact is an erosional surface (Fig Moreover, the top of the Kalat Formation was mostly .(2 .Table ;5 .Fig eroded by an angular unconformity but preserved from erosion inside the troughs. After deposition of Sarcheshmeh and Sanganeh Formations, a sedimentary hiatus happened in the western KDM (Berberian and King .(1979 leading to a disconformity in Late Cretaceous (Afshar-Harb (1981

(Brown Beds (Pliocene .3.7

The Brown Beds and younger formations are observed in all wells logged meters in 100 in the Gorgan Plain and vary in thickness from less than .Fig ;2 .meters in the west of the area (table 1000 the east to more than In the Gorgan Plain, the Pliocene Brown Beds (known as Red Bed .(5 Series or Productive Series in Turkmenistan and Azerbaijan respectively) covers Cretaceous formations with an angular unconformity. This angular unconformity is clearly evidenced in all studied wells and seismic profiles The Brown Beds Formation .(12-6 Figs ;2 .of the Gorgan Plain (table

Because of post-rift subsidence of sedimentary basin concurrent .(2 .table ;5 with a global rise of the sea level, a transgression occurred during the The marine sedimentation of the Tirgan Formation .(4 .Barremian time (Fig meters conformably overlies the Shurijeh and the 600 to 100 with thickness of .(2014 .Robert et al ;2013 .Zard formation in all of the KDM (Javanbakht et al At the type section, Tirgan Formation mainly consists of bioclastic and oolitic limestone (at the bottom) and marls-shale (at the top) (Raisossadat and .(2014 .Robert et al ;2013 .Javanbakht et al ;2000 Moussavi-Harami

Sarcheshmeh and Sanganeh Formation .3.5 (Late Barremian- Albian)

Due to the lack of any sharp boundary between the Sarcheshmeh and -Sanganeh Formations in diamond drilled wells in the Gorgan plain (W1 both of them are considered to be as a single unit in this study (see ,(W4 Thickness of this unit (the two Sarcheshmeh and .(2 .table ;5 .and Fig 4 .Fig well and about meters in W1 2750 Sanganeh Formations) measured about well. This unit shows monotonous lithologic characteristics and in W2 2900 consists mostly of dark grey highly calcareous shale, marl and thin-bedded white chalky limestone. The contact between this unit with the Tirgan .(4 .wells (Fig and W2 Formation is continuous in the W1

The type section of Sarcheshmeh Formation includes two informal (2) the Lower-Marl (marls with thin-bedded limestone) and (1) ,members the Upper-Shale (shale with limestone intercalations) (Raisossadat and This formation shows various .(2014 .Robert et al ;2000 Moussavi-Harami meters in the eastern KDM to more 100 thicknesses ranging from less than .(2004 meters in the western KDM (Aghanabati 1100 than

In the type section, the Albian Sanganeh Formation consists of dark grey to black shale with greenish shale and local thin-bedded siltstone (Aghanabati Septarian nodules and cone- in- cone .(4 .Fig) (2006 Raisossadat ;2004

on the basis of facies variation postulated this ,(2014) .Kavoosi et al .(4 .Fig) formation was developed in a deep-basin, fore-shoal, shelf margin, lagoon, tidal flat, and coastal plain depositional systems. This formation is the main .(2014 .gas reservoir in the KDM (Robert et al

(Zard/ Shurijeh Formation (Berriasian- Hauterivian .3.3

Kimmeridgian-Tithonian time is characterized by deposition of evaporites on In the .(2007 the southern margin of the Scythian-Turan platform (Golonka meters 1000 to 100 eastern KDM, the Mozduran Formation is overlain by of continental siliciclastics and evaporites of the Shurijeh Formation which was deposited during regression due to the late-Cimmerian tectonic phase Hence, it seems .(4 .Fig) (2009 .Kavoosi et al ;2004 .(Seyed-Emami et al that the eastern KDM was located in the southern margin of the Scythian-Turan platform in Tithonian time. Because of peculiar arrangement of lithologic units of the Shurijeh Formation (sandstone and siltstone capped by evaporites), this formation is secondary gas reservoir of the KDM Toward the west of KDM, .(2015 .Jozanikohan et al ;2014 .(Robert et al the thickness of the Shurijeh Formation is decreased and laterally replaced by the Zard Formation, which mainly consists of marine marls, calcareous ,1979 Afshar-harb ;1975 shale with some sandstone beds (Seyed-Emami The Zard Formation thickness was.(2016 Kavoosi ;2014 .Robert et al This .(5 .Fig ,2 .well (see table meters in W2 1500 measured to be about wells consists of alternation and W2 Formation which was observed in W1 .of dark grey shale, marl, limestone, and siltstone

(Tirgan Formation (Barremian .3.4

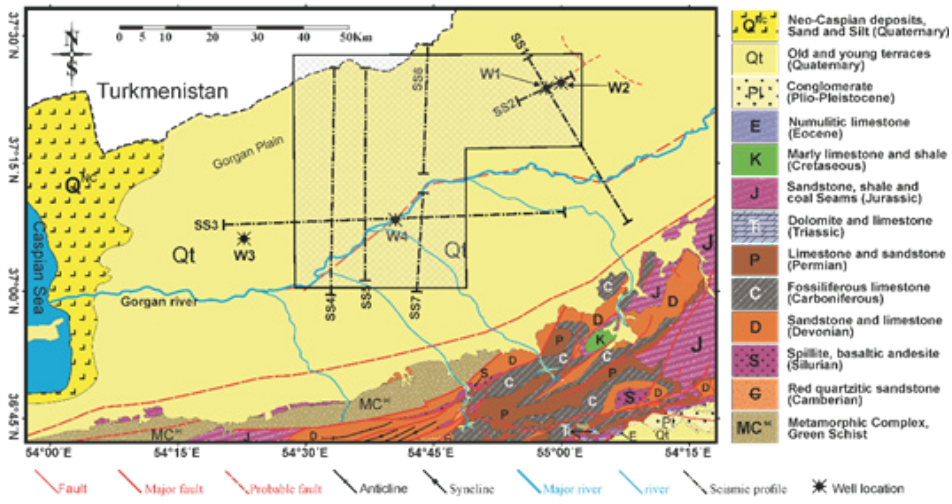
The Tirgan Formation consists of biointraclastic limestone (at the base), dark grey micritic limestone, and thin-bedded dark grey calcareous shale with a .and Fig 4 .wells (see Fig and W2 meters in W1 190-170 thickness of about

meters into the Kashafrud 70 which penetrated about (2.and table .4.2 This unit consists of black micaceous .(4 .and Fig 2 .Formation (see table shale and alternation of black quartz-bearing shale with calcareous sandstone. In the type section, the Middle Jurassic Kashafrud Formation unconformably overlies folded Triassic and/or older rocks in this subsiding Poursoltani ;2009 .Taheri et al ;2009 .post-orogenic rift basin (Kavoosi et al and includes at ,(2016 .Zanchi et al ;2014 .Robert et al ;2011 and Gibling meters of deep-marine siliciclastic sediments ranging from 3000 to 300 least conglomerates to clays whose provenance are from the Binalood Mountain It was deposited .(2009 .(eastern prolongation of the Alborz) (Taheri et al Poursoltani and ;2009 .in Late Bajocian- Bathonian times (Kavoosi et al Following the collision of Cimmerian terranes to .(4 .Fig) (2011 Gibling southern margin of Eurasia, a post orogenic rift system extended and the Kashafrud Basin was opened in the north of Paleotethys suture zone This post-orogenic subsiding basin was the eastern .(2009 .(Taheri et al This .(2009 .Taheri et al ;2003 .prolongation of the SCB (Brunet et al formation shows abrupt thickening zones from Turkmenistan toward Iran. These zones of abrupt thickening are inferred to mark extensional faults Taheri et ;2009 .during deposition of the Kashafrud Formation (Kavoosi et al .(2014 .Robert et al ;2011 Poursoltani and Gibling ;2009 .al

(Mozduran Formation (Oxfordian- Tithonian .3.2

well and has a thickness of The Mozduran Formation is observed in W2 This formation consists of .(2 .Table ;5 .and Fig 4 .meters (see Fig 270 dark grey micritic limestone, light grey crystalline dolomite, and dark grey oolitic limestone and has a conformable basal contact with the Kashafrud Formation. The Mozduran Formation comprises carbonates deposited during a marine transgression (post-rift subsidence of sedimentary basin) in (2014 .Robert et al ;2009 .Kavoosi et al ;2007 Late Jurassic time (Golonka

happened because of a free face at the eastern side of the Arabia-Eurasia
The lengthening in SE-direction continued .(2011 .collision zone (Allen et al
until the Pliocene, when the Afghan- India collision occurred in the eastern
Rezaeian et ;2011 .side of the Arabia-Eurasia suture zone (Allen et al
After the Afghan-India collision, the continuing convergence .(2012 .al
of the Arabia and Eurasia caused the reorganization of tectonic regime,
acceleration of the uplift, and deformation of the Alborz and KDM in
;2008 Allen and Armstrong ;2004 .Allen et al ;2003 .Pliocene (Brunet et al
.(2012 .Reazeian et al ;2011 .Allen et al



.3 .Fig

Stratigraphic description .3

The area is entirely covered by Quaternary sediments with no surface
The stratigraphy described here is thus .(3 .exposure of bedrocks (Fig
based on geologic data obtained from four drilled wells in the Gorgan plain
.(5 and 4 (Figs

(Kashafrud Formation (Late Bajocian- Bathonian .3.1

well (see section This is the oldest formation which was observed in W2

Robert ;2010 .2006b; Hollingsworth et al .Guest et al ;2003 .Brunet et al After the Late Triassic-Early Jurassic collision, the .(2 .Fig) (2014 .et al subduction migrated southward of the Cimmerian blocks and a northward .(2003 .subduction started at the northern margin of Neotethys (Brunet et al The long-lived northward subduction of Neotethyan oceanic crust formed a post-orogenic rift basin in north of the Paleotethys suture zone and the Greater Caucasus-Caspian back-arc basin was opened at the beginning ;2009 .Taheri et al ;2007 Golonka ;2003 .of Middle Jurassic (Brunet et al The eastern part of this .(2014 .Robert et al ;2011 Poursoltani and Gibling Golonka ;2003 .back-arc basin was the origin of the SCB (Brunet et al The absence of the Lower Jurassic sediments provides evidence for .(2007 a period of emergence in south of the Turan Platform (southern margin of Thereafter, the Central Iranian microcontinent .(1998 .Eurasia) (Lyberis et al was encircled by small oceanic basins (branches of Neotethys) and became temporarily separated from Eurasia during the end of Jurassic-Early .Mattei et al ;2010 .Hollingsworth et al ;1974 Cretaceous time (Stöcklin During Late Cretaceous- Early Paleocene, the northward motion of .(2015 shortening along the northern margin of (1 :the Afro-Arabian plate caused re-collision of (3 ;closure of the aforesaid small oceanic basins (2 ;Neotethys ;2010 .the Central Iranian microcontinent to the Eurasia (Hollingsworth et al Afterwards, northward subduction of the Neotethys .(2015 .Mattei et al oceanic crust continued due to the northward movement of the Afro-Arabian plate, and the Arabia-Eurasia collision took place during the Late Eocene- .Allen et al ;2010 .Hollingsworth et al ;2008 Oligocene (Allen and Armstrong The Alborz and KDM started to uplift due to the .(2012 .Rezaeian et al ;2011 Brunet ;2001 .Arabia-Eurasia collision during the Oligo-Miocene (Axen et al .2006b; Hollingsworth et al ,2006a .Guest et al ,2004 .Allen et al ,2003 .et al But the major deformation of this compressional event is manifested .(2010 by lengthening of the Iranian crust in southeast direction. This lengthening

;2002 .Jackson et al ;1981 Berberian and King ;1968 time (e.g. Stöcklin .Vernant et al ;2006 ,2004 ,2003a .Allen et al ;2003 .McQuarrie et al ;2010 ,2006 .Hollingsworth et al ;2006 .Zanchi et al ;2006 .Ritz et al ;2004 .Mattei et al ;2014 .Robert et al ;2013 .Zanchetta et al ;2011 .Ballato et al In fact, this region experienced two major .(2016 .Zanchi et al ;2017 ,2015 compressional events similar to the other parts of Iranian Plateau. Both of these tectonic events are related to the convergence of the Gondwanan- The first event .(2014 .derived terranes and the Eurasia (Robert et al occurred during the closure of the Paleotethys Ocean which caused the Cimmerian orogeny. The second event also took place during the closure of the Neotethys Ocean which brought about the Late Eocene compressional .Rezaeian et al ;2008 Allen and Armstrong ;2005 .stresses (Vincent et al Palaeomagnetic evidence suggests that the Iranian block(s) was .(2012 (were) located at the northern margin of the Gondwanaland in Paleozoic and remained in this position until the Late Permian- Early Triassic when the Cimmerian blocks (including Central Iran, Afghanistan, Karakoram and Qiangtang) were drifted from Gondwana and started to migrate toward (2015 .2009b; Mattei et al ,2009a .2006b; Muttoni et al .Eurasia (Guest et al leading to the northward subduction of the Paleotethys Ocean beneath the Eurasia. The Neotethys Ocean opened to the south of the Central Iranian 2009b). The closure of ,2009a .Muttoni et al ;2006 .block (Guest et al Paleotethys (collision of the Central Iranian microcontinent to the southern margin of Eurasia) happened in Late Triassic-Early Jurassic time, resulting ,2006a .Guest et al ;1981 in the Eo-cimmerian orogeny (Berberian and King .Hollingsworth et al ;2016 ,2009 .2009a; Zanchi et al .2006b; Muttoni et al ;2014 .Robert et al ;2014 Berra and Angiolini ;2013 .Zanchetta et al ;2010 The Late Triassic- Early Jurassic collision suture .(2017 ,2015 .Mattei et al zone lies along northern margin of the Alborz and southern boundary of the ;1996 Alavi ;1983 Berberian ;1981 Berberian and King ;1974 KDM (Stöcklin

km thick Pliocene-Quaternary part of this succession was 10~ The m of sediments in the northern 800 Myr interval (against 5.5 deposited in a flank of the Alborz) indicating rapid subsidence rate for the SCB (Mousavi 2003a). Several authors argued about oldest .Allen et al ;2001 Ruhbakhsh strata appearance in the SCB. Some believe that deposition of sediment ,2003 .in the SCB started in the Callovian- Late Jurassic (Brunet et al with the fast deposition rate being in the Pliocene (2007 Torres ;2007 and Quaternary, while others believe that the oldest deposits found in the SCB are the Maykop suite which is considered to be of Oligo-Miocene 2003a). The Maykop suite is the .Allen et al ;2002 .age (Jackson et al major hydrocarbon source rock of the SCB (Abrams and Narimanov This suite is overlain by Upper Miocene .(2002 .Jackson et al ;1997 evaporites. At the interval between Miocene and Pliocene, thick layers of productive series were deposited upon the old layers and formed the main 2003a; .Allen et al ;2002 hydrocarbon reservoir of the basin (Jackson et al The Pliocene sequence in the SCB consists of the .(2006 Smith-Rouch Cheleken suite (Early Pliocene) and the Akchgyl suite (Late Pliocene). The Quaternary succession in the SCB are made of the Apsheron Formation, Ancient Caspian Formation which itself divides into three subzones (Baku, Khazarian and Khovalynskian), and finally Novocaspian (Neocaspian) .(2001 Formation (MousaviRuhbakhsh

The overall geodynamic setting involves a rapidly subsiding of the SCB surrounded by the Alborz and the KDM in south and east, respectively. The rapid subsidence of the SCB was simultaneous with uplifting of the Alborz .and the KDM in Pliocene- Quaternary period

Tectonic setting .2.1

The geology of the region is related to convergence of the Arabian and Eurasian plates started in Eo-cimmerian and continues up to present

The .(2006 .relatively younger than those of the Alborz (Hollingsworth et al oldest rocks exposed in the KDM are within the Aghdarband erosional and 2016 .window (Devonian-Carboniferous metasediments) (Zanchi et al references therein) and within Fariman-Darreh anjir complexes (Permian) and references therein). These Paleozoic formations 2013 .(Zanchetta et al with the Triassic successions of the KDM were severely deformed during Eo-cimmerian orogeny and were unconformably covered by the Middle ;2013 .Zanchetta et al ;2009 .Jurassic Kashafrud Formation (Taheri et al The Kopeh-dagh and Amu Darya basins started .(2016 .Zanchi et al to open between Central Iran and Eurasia during Early Jurassic times Convergence .(2012 .allowing marine sedimentation to occur (Bretis et al between the Turan platform of Eurasia and Central Iran commenced in .Bretis et al ;2006 .Late Cretaceous- Paleocene times (Hollingsworth et al leaving a shallow marine sea in the north of KDM and erosion of the (2012 Alborz leading to deposition of continental red-bed sediments in the KDM The time span during which the uplift .(2010 and 2006 .(Hollingsworth et al of the KDM occurred was estimated to vary from Oligocene to Pliocene- .(2006 .Quaternary (Hollingsworth et al

The South Caspian Basin (SCB): This zone is bounded to the north by the Apsheron sill, to the south by the Alborz, to the west by the Talesh Mountains and the Kura Basin, and to the east by the Kopeh-dagh fold and thrust belt The SCB is a remnant of a back-arc basin in the north of a Neo- .(2 .(Fig which was developed near (2003 .2003a; Brunet et al .Tethyan arc (Allen et al .(2001 .the Greater Caucasus Mountains during Paleogene (Diaconescu et al According to geophysical data and gravimetric modeling, the basement of km at the 15 the SCB is an oceanic (basaltic) crust with a thickness of about 25-20 overlain by (2003 .eastern part of the South Caspian Sea (Brunet et al ;1997 km of Cretaceous- Quaternary sedimentary fill (Abrams and Narimanov .(2006 Smith-Rouch ;2003 .2003a; Brunet et al .Allen et al

2009a). From .from Gondwana and drifted towards Eurasia (Fürsich et al the Precambrian to Middle Triassic, sedimentary successions of the Alborz were affected by opening of the Paleotethys Ocean and Neotethys Ocean during the Early Paleozoic and Late Paleozoic times, respectively Therefore, the Alborz acted probably as a passive .(1991 .(Stampfli et al margin during these times. During the Late Triassic, the separated Alborz block collided with Eurasia causing the Eo-Cimmerian Orogeny (Allen et Nabavi et ;2009 .Zanchi et al ;2007 ,Golonka ;2007 .2003a; Berra et al .al The Precambrian to Middle Triassic successions were deformed .(2017 .al during the Eo-Cimmerian orogeny and uplifted and eroded before being unconformably overlain by terrigenous successions of the Shemshak Group Zanchi ;2007 Golonka ;2007 .(Late Triassic- Middle Jurassic) (Berra et al Subsequently, platform-type limestones covered the above .(2009 .et al successions by an unconformity, indicating that the Alborz experienced 2009a). .the Mid-Cimmerian tectonic event during Jurassic (Fürsich et al The Jurassic-Cretaceous carbonates were unconformably covered by Paleocene-Eocene carbonates, volcanic and volcaniclastic complexes The coastal terrigenous units with .(2006 .2003a; Zanchi et al .(Allen et al evaporites and limestones (Miocene) are overlain by the Plio-Quaternary .(2006 .clastic sediments in the Alborz Basin (Zanchi et al

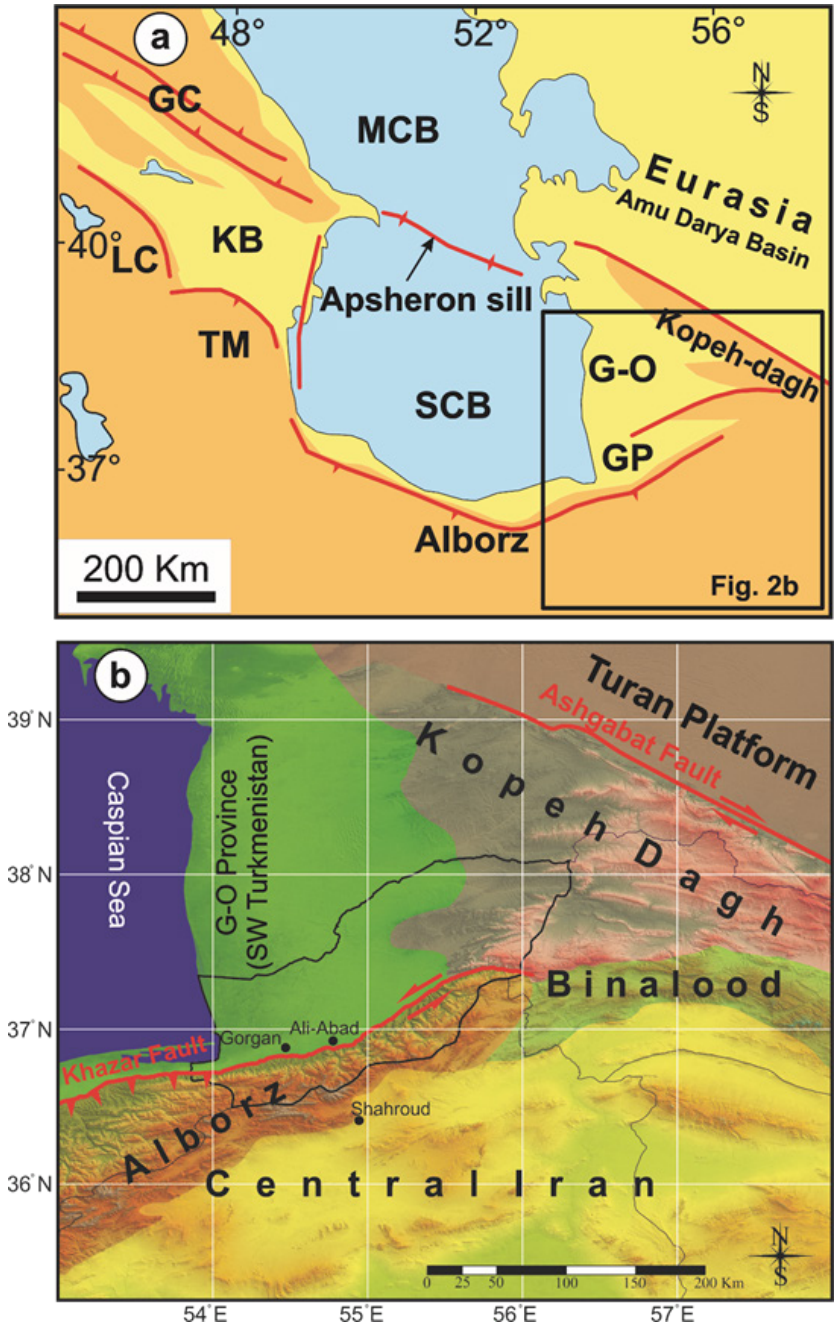
km 600 The Kopeh-Dagh Mountain (KDM): This structural zone is about long and located along the border of Iran and Turkmenistan in northern Central Iran. This zone is limited to the west by the Caspian Sea and the Alborz mountain chain, to the south by Central Iran block, and to the north and northeast by the Eurasian Amu Darya Basin by the right-lateral strike- The tectonics of this area have received less .(2 .slip Ashgabat fault (Fig attention than other zones in the region (the Zagros, the Alborz and the Central Iran), so the tectonic evolution of KDM is not completely understood Formations of the KDM are .(2012 .Bretis et al ;2006 .(Hollingsworth et al

Understanding of the geological and structural evolution of the Gorgan plain is thought to be essential for building a predictive geological model for prospection of petroleum traps in the region. The key to success in building an accurate geological model is through integration of geophysical 2D reflection seismic images are and geological data. In this study, seven interpreted and results integrated with a field- based geological model to produce an improved structural model of the Gorgan plain relevant to any .future petroleum exploration studies

Geologic background .2

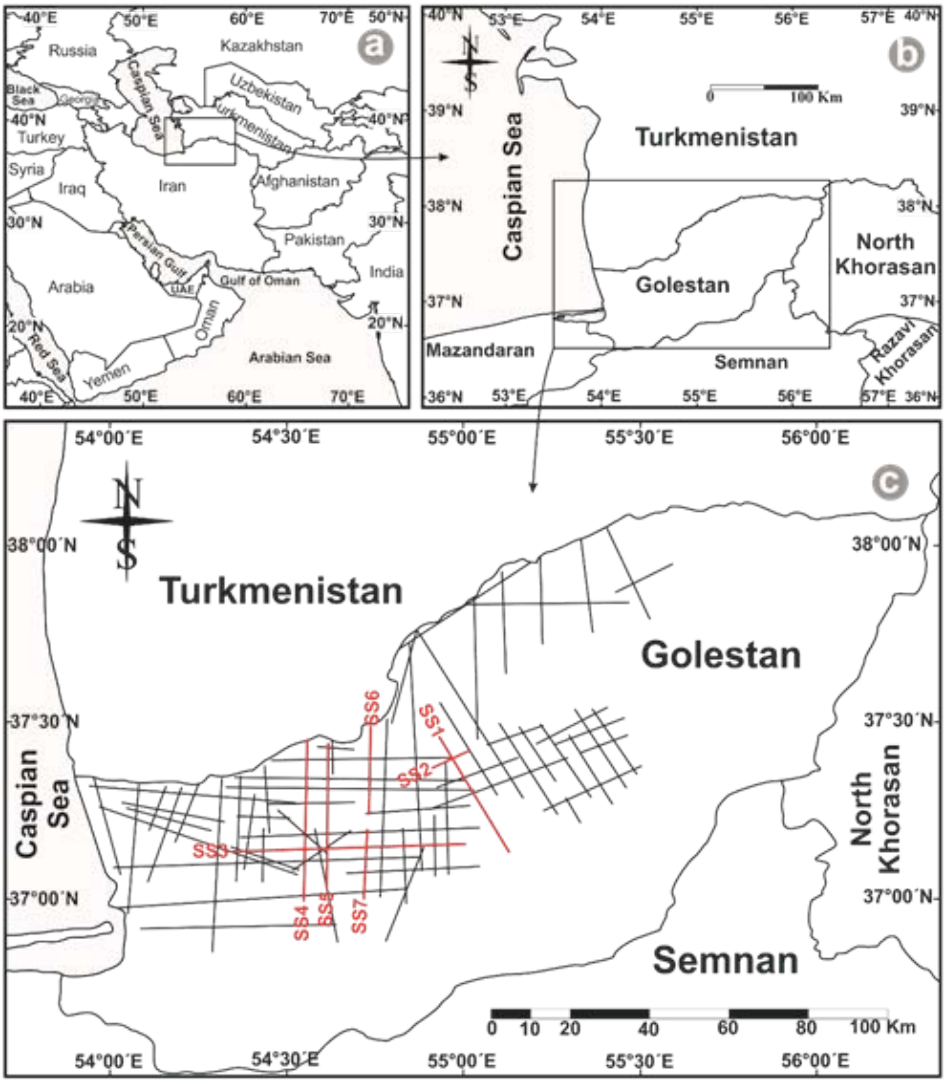
The study area straddles three geological zones (SCB, KDM and Alborz), .which are briefly outlined below

The Alborz is an intra-continental orogen located between the SCB and It is still active due to both the .(2 .Fig) (2004 .Central Iran (Allen et al northward movement of Central Iran and northwestward movement of the From .(2017 .Nabavi et al ,2006 .SCB with respect to Eurasia (Ritz et al the structural point of view, Alborz is a double-verging reverse and sub-vertical strike-slip fault system that extends parallel to the Caspian shore ;2013 .Ballato et al ;2011 .line from Azerbaijan to Afghanistan (Ballato et al The Alborz Mountains are bordered by the SCB to the .(2017 .Nabavi et al north, Central Iran to the south, the lesser Caucasus to the west, and the Precambrian crystalline .(1996 Paropamisus mountains to the east (Alavi basement is only exposed within the range at one site in the Lahijan .(2009 .Zanchi et al ;2004 .Granite at the western part of belt (Allen et al The stratigraphy of this zone is characterized by dominance of platform-type sediments including limestone, dolostone and clastic rocks that range in age from Precambrian to Quaternary with some hiatus in the Paleozoic The Alborz range belongs to Gondwana .(2013 and Mesozoic (Ghorbani land during the Paleozoic. During the Permian, Alborz started to separate


a
48°
52°
56°
GC
MCB
Eurasia
Amu Darya Basin
40°
LC
KB
Apsheron sill
TM
Kopeh-dagh
G-O
SCB
GP
37°
Alborz
200 Km
Fig. 2b
b
39° N
38° N
37° N
36° N
Caspian Sea
G-O Province
(SW Turkmenistan)
Turan Platform
Ashgabat Fault
Kopeh Dagh
Binalood
Gorgan
Ali-Abad
Khazar Fault
Shahroud
Alborz
Central Iran
0 25 50 100 150 200 Km
54° E
55° E
56° E
57° E

.2 .Fig

oceanic crust under the Central Caspian continental lithosphere, and suggested that the subduction has started recently and the subducting slab .has not yet reached the mantle to activate volcanism



.1 .Fig

on the lack of earthquakes within the SCB and depth of earthquakes in km in 80~ km in Alborz, KDM and Talesh; and 30~) surrounding areas Apsheron-Balkhan sill), they claimed that the SCB has started to subduct beneath the Central Caspian since Pliocene time. They also estimated mm/year to SW) and 17-13) the westward motion of SCB relative to Iran (2004) ,.mm/year to NW). Using geodetic data, Vernant et al 10-8) Eurasia measured the amount of deformation through Alborz during Cenozoic. They mm/ 5 ~) %40 explained that the deformation of Central Alborz represents year) of shortening between Central Iran and Eurasia. They interpreted their mm/year) 6 ~) results that remaining shortening should occur in the SCB .mm/year). Knapp et al 3 ~) and northern edge of Central Iranian Block studied the crustal-scale seismic-reflection data of SCB in the vicinity (2004) of the Apsheron (or Absheron) Ridge (offshore Azerbaijan) and analyzed the properties of oceanic crust and sedimentary fill of the SCB. They also presented compelling evidence for the northward subduction of the South Caspian oceanic lithosphere beneath the continental lithosphere of Central presumed that (2007) Caspian Basin (southern margin of Eurasia). Torres hydrocarbon traps of the Gograndag Okarem province (the eastern border of SCB in Turkmenistan) appear to be as structural types which continued into the Gorgan plain. There is current production of hydrocarbons from in Turkmenistan (2014 .KDM and the eastern limb of the SCB (Robert et al According to the above .(2001 and Kazakhstan (Ulmishek (2007 (Torres evidence, geographical location and geologic resemblance of the Gorgan plain (at the north of the Alborz range) to the Gograndag-Okarem step of Turkmenistan, it is reasonably conceivable the area has hydrocarbon 2D gravity developed a (2014) reservoir potential. Kadirov and Gadirov model and investigated crustal structure variations of the SCB by using a 2D seismic- combination of geological and geophysical data, including deep reflection data. They provided evidence for subduction of South Caspian

setting of the Gorgan Plain. Hydrocarbon production has an important role in economy of the countries around the SCB, especially Azerbaijan and Turkmenistan. Many scientific researches have been done and published in ;1997 Abrams and Narimanov ;1993 this geological zone (e.g. Narimanov .Buryakovsky et al ;2000 .Katz et al ;2000 Efendiyeva ;1997 .Bagirov et al Tolosa et ;2003 .Guliyev et al ;2001 Ulmishek ;2001 .Diaconescu et al ;2001 .(2013 .Gorodnitskiy et al ;2013 .Alizada et al ;2006 Smith-Rouch ;2004 .al Many hydrocarbon fields are active in the Turkmenistan part of the SCB and Unfortunately, sufficiently .(2006 Smith-Rouch ,2014 .KDM (Robert et al comprehensive studies on exploration and production of hydrocarbons in the Iranian part of the SCB have not been implemented so far. Exploration and extraction of hydrocarbon materials from both SCB and KDM demonstrated .that, the Gorgan plain also has the potential hydrocarbon generation studied the hydrocarbon potential of the Shemshak (1986 and 1982) Rad Group in the eastern Alborz. He suggested that deposition of the Shemshak Formation took place in a rapid subsiding deltaic environment at the border of Tethys Ocean. Also he concluded that although the hydrocarbon generation potential of the Shemshak Group is low, under favorable conditions, this formation is capable of becoming a giant oil and gas field. surveyed the characteristics of SCB hydrocarbon traps (1993) Narimanov and pointed out that most hydrocarbons of the basin are found in a variety of structural traps formed during Late Pliocene folding of Early Pliocene age. During Late Pliocene, an increase of tectonic activities caused folding of the underlying formations. This folding event led to the development based upon lithologic, ,(1996) Alavi .(1993 of structural traps (Narimanov structural and stratigraphic analyses of the exposed rocks in the Alborz, introduced seven tectono-stratigraphic units and expressed Alborz as a composite antiformal stack formed during Cimmerian and Alpine Orogenies. studied the active tectonics of the SCB. Based (2002) ,.Jackson et al

features like deep reverse listric faults (inverted normal faults) for older formations; strike-slip and normal faults in younger sequences; dome and basin interference patterns of folding for all the top-formations. Well data demonstrate the occurrence of a disconformity at the base of Upper Cretaceous beds and an angular unconformity at the base of Paleogene. Evidence identified in well and seismic-reflection data proves a complex pattern of tectonic phases since the Early Jurassic. It seems reasonable to suppose that these structural patterns are related to a change in direction of tectonic compression, which in turn has produced structural hydrocarbon .traps in crests of domes in the Gorgan area

:Keywords

2D seismics, Two-Way- ,Gorgan plain, South Caspian Basin, Alborz range .Time map, Hydrocarbon traps

Introduction .1

The Gorgan plain is located in the Golestan province on the southeastern From a geological point of .(1 .coast of the Caspian Sea (N-NE Iran) (Fig view, the Golestan province is bordered by three different geological zones. It lies mostly in the southern part of the South Caspian Basin (hereafter SCB) bounded by the Alborz ranges (hereafter Alborz) to the south and the .(2 .Kopeh-Dagh mountains (hereafter KDM) to the east (Fig

The Gorgan Plain is covered by a thick sequence of Quaternary sediments without any exposure of the bedrocks, and authors had arguments about the affinity of this region to the SCB or KDM over many years. Because of lack of surface structural data in the Gorgan Plain, the authors endeavored to collect data from geophysical methods (especially seismic reflection) and well logging to model subsurface structures. Structural modeling of the region is a key step to determine the geologic history and geodynamic

Ali Radfar, Aziz Rahimi Chakdela.1

Department of Geology, Faculty of Science, Golestan University, Beheshti Street, Gorgan, Iran

Ali Nejatib, Mehrdad Soleimanib.2

7thTir ,Faculty of Mining, Petroleum & Geophysics, Shahrood University of technology Square, Shahrood, Iran

FaridTaati.3

11th Alley, Vozara Street, ,19 .Khazar Exploration & Production Company (KEPCO), NO Tehran, Iran

corresponding author. Department of Geology, Faculty of Science, Golestan University, Gorgan, Iran ,15759-49138 ,Beheshti Street

E-mail Address: a.rahimi@gu.ac.ir

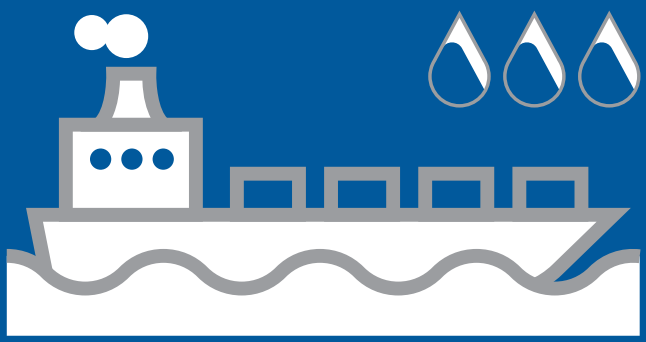
Abstract

2D seismic reflections and This research presents an integrated study of calibrated well-data to outline the structural development of the Gorgan plain on the border of the South Caspian hydrocarbon Basin, in the Alborz and Kopeh-dagh ranges of northeast Iran. Eight seismic horizons, including two unconformities have been identified, ranging in age from Early Jurassic to Quaternary. Analysis and interpretation of geophysical data provides an understanding of the structural geology of the Gorgan Plain crucial for investigation of structural traps. Seismic interpretation indicates structural

N.I.O.C
KEPCO

New insights on the structure of the South Caspian Basin from seismic reflection data, Gorgan Plain, Iran

Kepco2019



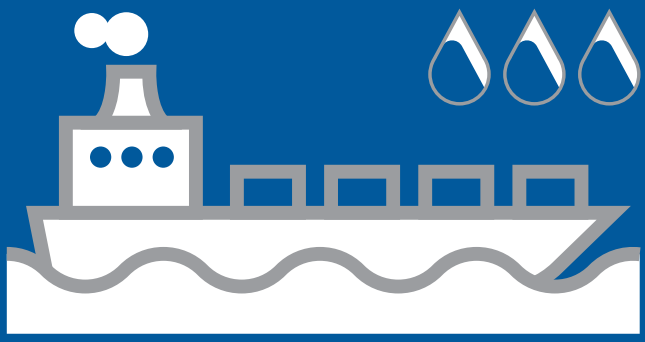
New insights on the structure of the South Caspian Basin from seismic reflection data, Gorgan Plain, Iran ***7***

Late Cretaceous to Early paleocene global sea level fluctuations and sedimentary environment in central Alborz (Northern Iran) ***61***

Geochemistry, provenance, source weathering and tectonic setting of Pliocene sediments in southern Caspian Sea, Iran ***85***

New Geological Research in The Field of Oil and Gas of Caspian Sea

Kepco2019



In the Name of God

New Geological Research in The Field of Oil and Gas of Caspian Sea

N.I.O.C
KEPCO