

# چینه‌شناسی سکانسی توالی‌های کربناتی - تبخیری سازند دشتک در چاه آغار #۱ و آغار باختری #۱ در میدان گازی آغار

مهدی خسروشاهی<sup>۱</sup>، حسن محسنی<sup>۱\*</sup> و محمود حاجیان<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران.  
<sup>۲</sup> اداره کل اکتشاف و تولید، شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۶/۱۱/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۷/۲۵

## چکیده

سازند دشتک با رسوبات کربناتی - تبخیری یکی از پوش سنگ‌های مهم حوضه زاگرس است که در دو چاه (آغار #۱ و آغار باختری #۱) بررسی شده است. داده‌های سنگ‌نگاری در این مطالعه به منظور چینه‌شناسی سکانسی سازند دشتک از مقاطع نازک تهیه شده از خرده‌های حفاری به همراه داده‌های چاه‌نگاری (گاما- صوتی) استفاده شده است. سازند دشتک متشکل از هشت کمرند رخساره‌ای شامل رخساره‌های پهنه ساحلی، پهنه فراکشندی، کشندی، لاگون، شول، دریای محدود، دریای باز و رمپ میانی است. در این سازند چهار سکانس رسوبی شناسایی شد که با دو مرز سکانسی نوع یک و سه مرز سکانسی نوع دو فرا گرفته شده‌اند. سازند دشتک با محیط رمپ هموکلاین و تغییرات جانبی کم محیط رسوبی باعث شده است که تغییرات جانبی سکانس‌های سازند در ناحیه مورد مطالعه کم باشد.

**کلیدواژه‌ها:** سازند دشتک، چینه‌شناسی سکانسی، رمپ، میدان گازی آغار، فارس ساحلی.

\*نویسنده مسئول: حسن محسنی

E-mail: mohseni@basu.ac.ir

## ۱- مقدمه

Sadooni & Alsharhan (2001 & 2004) و در ناحیه عراق توسط Sharland et al. (2001 & 2004) (2004) بررسی شده است.

حوضه زاگرس از شمال خاور به سوی جنوب باختر به سه زون ساختمانی زون راندگی، زون چین‌خوردگی ساده و دشت خوزستان تقسیم می‌شود (Alavi, 1994 & 2004; Berberian, 1995; Falcon, 1961). مطالعات فارس ساحلی و داخلی که بخشی از زاگرس با چین‌خوردگی‌های ساده و میزبان بخش بیشتر مخازن گاز غیرهمراه ایران است، توسط James & Wynd (1965)؛ Ziegler (2001)؛ Kashfi (1992)؛ Szabo & Kheradpir (1978)؛ Sadooni & Alsharhan (2004)؛ Sharland et al. (2001 & 2004)؛ و Koopman et al. (2005) به انجام رسیده است. همچنین Szabo & Kheradpir (1978) نیز گزارش کاملی از ناحیه فارس شمالی در زمان پرمو- تریاس پیرامون مسائل چینه‌شناسی و محیط رسوبی منتشر کرده‌اند. به سوی خاور خلیج فارس که رسوبات تریاس آغازین تا پایانی وجود دارد، یک محیط کربناتی - تبخیری به همراه ورود آواری‌ها از ارتفاعات باختری وجود داشته است، اما در اواخر تریاس مواد آواری‌ها از سوی خاور وارد حوضه می‌شدند (Murriss, 1980). ماهیت سیکلی کربنات‌ها و تبخیری‌های سازند دشتک با منحنی نسبی سطح آب دریا و ائوستازی قابل تطابق است (Hag et al., 1988; Hag & Al-Qahtani, 2005). بر پایه اطلاعات رسوب‌شناسی، ریزرخساره و چینه‌شناسی سکانسی در حوضه زاگرس، فارس ساحلی چهار سکانس رسوبی در این سازند تفسیر شده است (Szabo & Kheradpir, 1978). در شکل ۳ تغییرات سنگ‌شناسی سازندهای خانه‌کت و دشتک در منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود. رسوبات کربناتی و تبخیری شامل سازند دشتک بیشتر در زاگرس چین‌خورده و خلیج فارس رخنمون دارند و رسوبات کربناتی معادل آن بدون تبخیری، به نام سازند خانه‌کت در زاگرس مرتفع رخنمون دارد.

موضوع این پژوهش شناخت چارچوب چینه‌شناسی سکانسی مرتبه سوم سازند دشتک است. در این مطالعه سازند دشتک به سکانس‌هایی که قابل تطابق با سکانس‌های مرتبه سوم است، تقسیم شده است. هر سکانس سازند دشتک با رخصاره‌های ژرف‌شونده به سوی بالا (transgressive system tract or TST) شروع

از کاربردهای چینه‌شناسی سکانسی در اکتشافات نفتی تعیین رخساره‌های مستعد سنگ منشأ، سنگ مخزن و پوش سنگ است و بدین وسیله با مطالعه بخش محدودی از حوضه می‌توان شناخت بهتری نسبت به محل و گسترش رخساره‌ها به دست آورد. چینه‌شناسی سکانسی کاربرد فراوانی در پی‌جویی مواد هیدروکربوری، تغییرات سطح آب دریا، نرخ رسوبگذاری و تاریخچه فرسایش دارد (Emery & Myers, 1996). سکانس‌های رسوبی تحت تأثیر تغییرات نسبی آب دریا تشکیل می‌شوند که این عامل خود توسط عواملی مانند زمین‌ساخت منطقه، آب و هوا و تراکم رسوبات کنترل می‌شود (Van Wagoner et al., 1988).

رسوبات تریاس میانی و پایانی حوضه زاگرس شامل دو سازند خانه‌کت و دشتک است. سازند خانه‌کت شامل دولومیت، شیل، سنگ‌آهک و سازند دشتک شامل دولومیت، شیل، سنگ‌آهک و انیدریت است که به صورت جانبی کربنات - تبخیری‌های سازند دشتک به کربنات‌های سازند خانه‌کت تبدیل شده است. سازندهای دشتک و خانه‌کت پس از مطالعات Szabo & Kheradpir (1978) در سال‌های اخیر از دیدگاه چینه‌شناسی سکانسی در حوضه فارس ساحلی در جنوب ایران توسط حاجیان (۱۳۸۵) و فلاح‌خیرخواه (۱۳۸۵) ارزیابی شده است.

داده‌های سازند دشتک از دو چاه آغار باختری #۱ و آغار #۱ از میدان‌های گازی آغار و آغار باختری در منطقه زاگرس در جنوب ایران به دست آمده است (شکل ۱). این سازند به‌طور چیره از سنگ‌های کربناتی - تبخیری پهنه سیخایی تشکیل شده است و به چند بخش شیل آغار (رسمی)، تبخیری A (غیر رسمی)، تبخیری B (غیر رسمی)، تبخیری C (غیر رسمی)، دولومیت سفیدار (رسمی)، تبخیری D (غیر رسمی) تقسیم می‌شود. سازند دشتک از سوی فارس ساحلی به سوی زاگرس مرتفع و نیز از سوی خاور زاگرس تغییر رخساره می‌دهد و به سازند خانه‌کت تبدیل می‌شود. بنابراین نحوه گسترش آن در حوضه زاگرس و تبدیل آن به سازند دشتک برای مخازن هیدروکربنی بسیار مهم است، زیرا رخساره‌های سازند خانه‌کت کیفیت یک سنگ‌پوش مناسب (وجود لایه‌های تبخیری) را ندارند (شکل ۳).

سازند دشتک به تازگی از دیدگاه چینه‌شناسی سکانسی در صفحه عربی برای مقایسه رسوبات تریاس در ایران و سازندهای همجوار در عمان و ابوظبی توسط

نسبت به TST ستبرای بیشتری دارند و حجم رسوبگذاری در HST بیشتر است (Tucker, 1993). در سازند دشتک نشان‌دهنده رخساره‌های بنسبت ژرف (رخساره فروکشندی و میان‌کشندی پایینی) است که معمولاً به همراه پلویید، اینتراکلاست، گرهک انیدریت و دولومیت لاگون است. سنگ‌نگاری رسوبات رخساره‌های پیشرونده TST بیشتر نشان‌دهنده سیمان‌های دریایی هم‌ستبراه هم‌محور، میکریتی شدن و دولومیتی شدن نشی- بازگشتی است. از سوی دیگر پرتو گاما و نمودار صوتی در مرحله TST شکل زنگوله‌ای در زمان پیشروی سکانس نشان می‌دهند که گواه جابه‌جایی از رخساره‌های ساحلی و فراکشندی به رخساره‌های درونی‌تر لاگون و رمپ میانی است. رخساره‌های پیشرونده یا سطح بالای آب دریا (HST) به سوی بالا کم‌ژرفاشونده و شامل اجزایی همچون اینتراکلاست، بیوکلاست، پلت، لامینه‌های جلبکی و همچنین سطوح فرسایشی در بالای سکانس در برخی از سطوح هستند. از سوی دیگر، در بخش بالایی رخساره‌های HST بیشتر، لامینه‌های ستبراشونده انیدریت و گرهک‌های انیدریت در کربنات‌های سبخایی به سوی بالا وجود دارد. سنگ‌نگاری رخساره‌های پسروی پدیده‌های دیاژنزی گسترده‌تری نسبت به رخساره‌های پیشروی دارد. پسروی رخساره‌ها از دریای باز، دریای محدود، لاگون، شول، میان‌کشندی به فراکشندی است. دولومیت موجود در رخساره‌های پسروی از نوع دولومیت سبخایی به ستبرای چندین متر به‌همراه رسوبات سبخایی است و دولومیتی شدن نشی- بازگشتی نیز در اثر نفوذ سیال‌های سبخایی اتفاق می‌افتد (Tucker, 1993). پرتو گاما و نمودار صوتی در مرحله HST به‌طور کلی با شکل مخروطی شناخته می‌شوند. چندین سطح فرسایشی در سکانس‌های سازند دشتک وجود دارد. مرز سکانسی نوع یک در بالای برخی از دسته رخساره‌های HST و شواهدی از فرسایش بخش‌هایی از سازند و نیز آثار لکه‌های اکسید آهن، ستبرای بسیار زیاد انیدریت، برشی شدن و وجود درزه و شکستگی دیده می‌شود. دیگر مرزها در سکانس‌های سازند دشتک از نوع دو است که شواهد خروج از آب را نشان نمی‌دهد. ستبرای سطوح MFS در حدود ۲ متر و گاهی بیشتر است که برخی اوقات به‌سختی در پرتو گاما و نمودار صوتی قابل تشخیص است. در کل این سطوح با افزایش نمودار صوتی و مقدار تخلخل کمتر و همچنین پیک بیشینه در پرتو گاما شناخته می‌شوند. سطوح MFS در چاه آغار باختری #۱ با آغار #۱ و حتی با نتایج دیگر پژوهش‌ها (Szabo & Kheradpir, 1978; Sharland et al., 2001) برابری خوبی نشان می‌دهد (شکل ۱۰). همچنین به‌علت به تله افتادن سیال‌های غنی از منیزیم حاصل از انحلال شورابه‌ها در زیر سطح MFS دولومیتی شدن نشی- بازگشتی در رخساره‌های پایینی TST روی داده است. لایه‌ها و عدسی‌های کوچک انیدریت که در نزدیکی سطوح MFS دیده می‌شوند می‌توانند حاصل تغییر ژئیس در حوضه‌های شور باشند (Warren, 1989). حضور و یا نبود گونه‌های دریایی بسته و حضور کم گونه‌های دریایی باز (از ویژگی‌های کربنات‌های سازند دشتک در رسوبات TST و HST) نشان‌دهنده یک محیط سبخایی است. همه گونه‌های دریایی دیده شده تحمل شوری بالایی (گاستروپود، دوکفه‌ای کوچک، تریکولینا و استراکد و ...) دارند. رخساره سطوح MFS به‌عنوان بخشی ژرف حوضه معرفی می‌شوند.

در چاه آغار #۱ در قاعده سکانس اول یک مرز ناپوستگی نوع یک در ژرفای ۲۵۸۱ متری است که در مرز سازند دشتک و کنگان قرار دارد، با آثار اکسید آهن شناخته می‌شود و نشان‌دهنده خروج رسوبات از آب است. در بررسی مقاطع نازک در این سطح آثار اکسید آهن و ذرات کوارتز آواری مشاهده شد (شکل ۴- الف). TST از ژرفای ۲۴۶۶ تا ۲۵۸۱ متری با ستبرای ۱۱۵ متر از شیل‌های سرخ‌رنگ آغار به دولومیت و پلویید پکستون‌های محیط لاگون و در پایان به اُویید گرینستون محیط شول می‌رسد. شیل آغار در پرتو گاما و نمودار صوتی با افزایش بسیار زیاد پیک شیلی شناخته می‌شود (شکل ۸). سطح MFS یک افق اُویید گرینستون عضو ۴S (سکانس اول بر اساس تقسیمات سنگ‌شناسی به عضو ۱S تا

شده و در ادامه به سطوح بیشینه پیشروی آب دریا (MFS) و به رخساره‌های کم ژرفاشونده (highstand system tract or HST) می‌رسد. رخساره HST در ابتدا با فضای برانباشت عمودی زیاد شروع و در پایان با رخساره‌های پسرونده تمام می‌شود. در این پژوهش، دو چاه آغار باختری #۱ و آغار #۱ با ستبرای ۱۸۳۳ متر سازند دشتک و ۳۵۰ عدد مقطع نازک خرده حفاری مورد بررسی قرار گرفت. چاه آغار باختری #۱ با ستبرای ۱۱۱۷ متر و آغار #۱ با ستبرای ۷۱۶ متر مطالعه شد. افزون بر این، پرتو گاما و نمودار صوتی نیز تفسیر شدند و در پایان، نمودار تاریخچه تدفین ساده‌ای از حوضه رسوبی ارائه شد.

## ۲- تحلیل ریزرخساره‌ها و تفسیر محیط رسوبی

سازند دشتک ۱۷ ریزرخساره کربناتی و ۴ ریزرخساره غیرکربناتی دارد (شکل ۴ تا ۱۱). شناخت این ریزرخساره‌ها بر اساس طبقه‌بندی (Dunham (1962 و Embry & Klovan (1971) و ترتیب قرارگیری در کمرندهای رخساره‌ای است. سازند دشتک در ۸ کمریند رخساره‌ای تهنشین شده که شامل رخساره‌های پهنه ساحلی A، پهنه فراکشندی B، پهنه کشندی C، لاگون D، شول E، دریای محدود F، دریای باز G و رمپ میانی H است. سازند دشتک در هر دو چاه آغار باختری #۱ و آغار #۱ با شیل آغار شروع می‌شود و شامل سطح ناپوستگی فرسایشی موازی به‌همراه آثار اکسید آهن با کربنات‌های سازند کنگان است. مرز بالای سازند دشتک نیز با سازند نیریز با سطح ناپوستگی فرسایشی در رأس عضو (Member) تبخیری‌های D به پایان می‌رسد. در آغار #۱ مرز بالایی با دولومیت سفیدار پایان می‌پذیرد که بخشی از آن در اثر فرسایش از میان رفته است. با توجه به نوع ریزرخساره‌ها و مقایسه با مدل‌های شناخته شده، محیط رسوبگذاری سازند دشتک یک رمپ هموکلازین کربناتی- تبخیری (سبخایی) تعیین شده است (Burchette & Wright, 1992). نهشته‌های فراکشندی شامل کربنات (بیشتر دولومیت، سنگ‌آهک و انیدریت) است. رسوبات میان‌کشندی، شامل مادستون‌های جلبکی دولومیتی است. نهشته‌های فروکشندی شامل رخساره و کستون پلتی و گرینستونی است (Warren, 1989). وجود ذرات اسکلتی و غیر اسکلتی دلیلی بر یک رمپ درونی و میانی است، زیرا اجزای اصلی در رمپ اُویید، بیوکلاست و به مقدار کمتر پلویید و اینتراکلاست است. بیوکلاست‌های رمپ درونی در مقایسه با دریای عادی و سکو تنوع کمتری دارند و شامل جلبک سبز، نرم‌تان، استراکد و اکینودرم است (Flügel, 2004). اُوییدها نیز در رمپ درونی نزدیک خط ساحلی و تپه‌های شول تشکیل می‌شوند و بیشتر آنها میکریتی یا هم‌مرکز هستند. پلوییدها به‌صورت پلت مدفوعی و حاصل طوفان هستند، کورتوییدها در جریان شستشوی تپه‌های ماسه‌ای در رمپ درونی دیده می‌شوند که در سکو‌ها ارزش چندانی ندارند. آنکووییدهای جلبکی در رمپ درونی فراوان هستند. اینتراکلاست‌ها در کل رخساره رمپ حضور دارند (Flügel, 2004).

## ۳- چینه‌شناسی سکانسی

بررسی تغییرات عمودی رخساره‌ها، الگوی روی هم انباشتگی چرخه‌های رسوبی، شواهد فسیل‌شناسی و مقایسه با پرتو گاما و نمودار صوتی به شناسایی چهار سکانس رسوبی در برش زیر زمینی چاه آغار #۱ (از ژرفای ۱۸۶۵ تا ۲۵۸۱ متری) و آغار باختری #۱ (از ژرفای ۲۳۹۵ تا ۳۵۱۲ متری) وابسته به سوپر سیکل Absaroka (Sloss, 1963) در سازند دشتک انجامیده است. در بحث چینه‌شناسی سکانسی بهترین مکتب مورد استفاده به‌علت حوادث ائوستازی فراوان در صفحه عربی به‌کارگیری مدل Genetic Sequence Stratigraphy (G.S.S) برای تعبیر و تفسیر چینه‌شناسی سکانسی است که بیش از مدل Exxon کاربرد دارد. بنابراین، از چینه‌شناسی سکانسی صفحه عربی در منطقه خاورمیانه توسط Sharland et al. (2001) استفاده شد. در این سازند دسته رخساره‌های HST

ژرفای ۱۸۹۹ متری قرار دارد و در آن مقدار پرتو گاما و تا حدودی نمودار صوتی به بیشترین مقدار خود می‌رسد (شکل ۸). در سکانس چهارم HST از ژرفای ۱۸۶۵ تا ۱۸۹۹ متری با ستبرای ۳۴ متر با مادستون کرینوییددار دریای باز شروع می‌شود و در پایان به دولومیت سفیدار می‌رسد. در داده‌های چاه‌نگاری دولومیت سفیدار با کاهش بسیار شدید پرتو گاما و افزایش نمودار صوتی شناخته می‌شود (شکل ۸). مرز بالایی سکانس چهارم از نوع یک در ژرفای ۱۸۶۵ متری است که میان دو سازند دشتک و نیریز با نبود چینه‌شناسی زمان تریاس بالایی مشخص می‌شود. بیشترین بخش دولومیت سفیدار در این چاه در اثر فرسایش از میان رفته است و با ۳۲ متر ستبرای به‌طور ناقص دیده می‌شود (شکل ۸).

حرکت دیپایر نمکی به‌سوی بالا در باختر چاه آغار باختری ۱# که در تریاس میانی کارنین (۲۲۳ میلیون سال پیش) اتفاق افتاده و آغاز کافت‌شدگی در این زمان است (Ziegler, 2001) باعث تفاوت در نرخ رسوبگذاری در چاه آغار باختری ۱# و چاه آغار ۱# شده است. دلیل آن مربوط به حرکت گنبد نمکی سازند هرمز در هسته تاقدیس سیاح در چاه آغار باختری ۱# است که باعث نرخ رسوبگذاری بیشتر سازند دشتک در چاه آغار باختری ۱# شده است (Mina et al., 1967; Hurford et al., 1984; Koop, 1977; Koop & Stoneley, 1982). در چاه آغار باختری ۱# در سکانس یک اولین سطح ناپوستگی در مرز سازند دشتک و کنگان در ژرفای ۳۵۱۲ متری قرار دارد که به‌عنوان مرز نوع یک شناخته می‌شود و با منحنی نوسانات آب دریا که افت شدیدی داشته است، تطابق دارد. در این سطح در برش نازک شیل آغار و نوشکلی گل به‌همراه سیمان انیدریتی در میان بلورهای نوشکل شده وجود دارد. وجود ذرات فراوان کوارتز و شکستگی نشان‌دهنده خروج رخساره از آب است (شکل ۹). در ادامه سامانه تراکت TST از ژرفای ۳۳۶۲ تا ۳۵۱۲ متری با ستبرای ۱۵۰ متر با لایه شیلی آغار شروع شده که به سوی بالا مقدار پرتو گاما و نمودار صوتی زیاد شده است و با رخساره دولومیت لاگون شناخته می‌شود و در پایان با اُتوئید گریستون عضو ۴S محیط شول به پایان می‌رسد (شکل ۹). در سکانس اول سطح MFS در ژرفای ۳۳۶۲ متری و منطبق با Tr50 و اشکوب Ladinian است. در این سطح اُتوئید گریستون محیط شول تشکیل شده است. مقدار پرتو گاما و نمودار صوتی نسبت به کل سامانه تراکت روندی افزایشی دارد (شکل ۹) (Sharland et al., 2001). سامانه تراکت HST در ژرفای ۳۱۵۰ تا ۳۳۶۲ متری با ستبرای ۲۱۲ متر و شامل تبدیل طبقات دولومیتی-آهکی به انیدریت توده‌ای عضو A است که با رخساره ستبرشونده به سوی بالا نشان از کاهش ژرفای حوضه و پسروی دریایی دارد (Emery & Myers, 1996). در بخش‌های پایینی رخساره HST مادستون دولومیتی شده، دولومیت، انیدریت و در بخش‌های بالایی رخساره اُتوئید گریستون، اینتراکلاست گریستون، پلت پکستون، دولومیت، استروماتولیت و مادستون دیده می‌شوند. مقدار پرتو گاما و مقدار ارزش صوتی نمودار صوتی در این دسته رخساره روند کاهشی به سوی بالا نشان می‌دهد (شکل ۹). مرز بالایی سکانس نیز از نوع دو است و نمودار صوتی در این ژرفا نوسانات شدیدی را نشان می‌دهد (شکل ۹). در سکانس دوم TST از ژرفای ۳۱۰۵ تا ۳۱۵۰ متر با ستبرای ۴۵ متر شامل رخساره کربناتی، دولومیتی است که نشان‌دهنده ژرف شدن حوضه از فراکشندی به پهنه کشندی و لاگون است. در این دسته رخساره آثار فراوان پیریت و مادستون به‌همراه کمی گرهک انیدریتی دیده می‌شود و پرتو گاما در این سکانس با افزایش بسیار زیاد گاما در حدود ۹۰ API شناخته می‌شود (شکل ۹). در سکانس دوم سطح بیشینه پیشروی آب دریا (MFS) در ژرفای ۳۱۰۵ متری با افزایش پرتو گاما و نمودار صوتی شناخته می‌شود که شامل پلت گریستون و آنکوئید گریستون در سیمان ایزوپک فریاتیك دریایی در محیط شول است. این سطح قابل تطابق با Tr60 و اشکوب Carnian است (Sharland et al., 2001) (شکل ۹). HST از ژرفای ۲۹۲۹ تا ۳۱۰۵ متری با ستبرای ۱۷۶ متر شامل توالی‌های آهکی دولومیتی و تبخیری است که به‌سوی بالا

۸S تقسیم شده است (مطیعی، ۱۳۷۲)) متعلق به محیط شول است. در ژرفای ۲۴۶۶ متری پرتو گاما و نمودار صوتی تا حدودی افزایش می‌یابد. این سطح منطبق با Tr50 و اشکوب Ladinian است (Sharland et al., 2001). سامانه تراکت سطح آب بالا (HST) از ژرفای ۲۳۳۰ تا ۲۴۶۶ متری با ستبرای ۱۳۶ متر است. رخساره‌های رمپ میانی به دریای باز، دریای محدود، پهنه کشندی و فراکشندی و رخساره‌های دولومیتی-آهکی به انیدریت توده‌ای و انیدریت عضو A تبدیل می‌شوند. دسته رخساره سطح آب بالا (HST) در حوضه‌های کربناتی-تبخیری به‌علت کاهش ژرفای حوضه و پسروی دریا، رخساره‌های ستبرشونده به‌سوی بالا تشکیل می‌دهند و بنابراین، تبخیری‌ها ستبرتر و کربنات‌ها کم‌ستبرتر می‌شوند (Emery & Myers, 1996). پرتو گاما و نمودار صوتی نیز سیکل‌های کوچک‌شده را به سوی بالا نشان می‌دهد (شکل ۸). مرز بالایی سکانس اول نیز از نوع ناپوستگی نوع دو در ژرفای ۲۳۳۰ متری است که میان انیدریت‌های توده‌ای A و تبخیری B قرار دارد. در سکانس دوم TST از ژرفای ۲۲۸۰ تا ۲۳۳۰ متری با ستبرای ۵۰ متر از رخساره بیوکلاست مادستون-وکستون لاگونی با میان‌لایه‌ای از انیدریت تشکیل شده است که به سوی بالا از ستبرایشان کاسته می‌شود و پیک گاما نشان از ژرف شدن حوضه از محیط فراکشندی به رخساره لاگونی با افزایش گونه‌های موجود در لاگون دارد. TST در این رخساره ارزش گاما در حدود ۴۰ API را دارد و افزایش کلی پرتو گاما و نمودار صوتی به سوی بالا نشان می‌دهد (شکل ۸). در سکانس دوم سطح بیشینه پیشروی آب دریا (MFS) در ژرفای ۲۲۸۰ متری بیوکلاست-پلت پکستون است که نشان‌دهنده تجمع و افزایش بیوکلاست در محیط لاگون است. این سطح قابل برابری با Tr60 و اشکوب Carnian است (شکل ۸) (Sharland et al., 2001). HST از ژرفای ۲۱۷۳ تا ۲۲۸۰ متری با ستبرای ۱۰۷ متر، شامل توالی‌های کربناتی و دولومیتی قرار دارد که به سوی بالا با تبخیری عضو B پایان می‌یابد. این لایه‌ها نشان‌دهنده کم‌شدن ژرفای حوضه از محیط لاگون به فراکشندی هستند. افزایش ستبرای تبخیری‌ها و کاهش ستبرای کربنات‌ها به‌سوی بالا نیز نشانه HST است. پرتو گاما و نمودار صوتی نیز به سوی بالا سیکل‌های کاهشی را نشان می‌دهند (شکل ۸). در سکانس سوم TST از ژرفای ۲۱۳۵ تا ۲۱۷۳ متری با ستبرای ۳۸ متر متشکل از تناوب طبقات دولومیت، مادستون فسیل‌دار و انیدریت است که در پایان TST از رخساره فراکشندی به پهنه کشندی، لاگون و سپس دریای باز تبدیل می‌شود. پرتو گاما و نمودار صوتی نیز روندی افزایشی را به سمت بالا نشان می‌دهند (شکل ۸). در سکانس سوم سطح MFS در ژرفای ۲۱۳۵ متری در طبقه دولومیتی با بیشترین تجمع فسیلی اکتیوئید، کرینویید در رخساره دریای باز دیده می‌شود. این سطح معادل Tr70 مربوط به اشکوب Late Carnian است (شکل ۸) (Sharland et al., 2001). در سکانس سوم با افت سطح آب دریا HST از ژرفای ۱۹۴۰ تا ۲۱۳۵ متری با ستبرای ۱۹۵ متر متشکل از مادستون کرینوییددار و تناوب انیدریت با طبقات نازک دولومیت قرار دارد که به‌سوی بالا از ستبرای دولومیت‌ها کاسته و بر ستبرای تبخیری‌ها افزوده می‌شود. این وضع نشان‌دهنده یک HST است که از رخساره دریای باز به پهنه کشندی و فراکشندی تبدیل می‌شود. پرتو گاما و نمودار صوتی نیز به‌سوی بالا روندی کاهشی نشان می‌دهند. این رخساره‌ها انیدریت توده‌ای عضو C را در بر می‌گیرند (شکل ۸)، مرز بالایی سکانس سوم از نوع دو در ژرفای ۱۹۴۰ متری است و در میان بخش پایانی انیدریت توده‌ای C و طبقات دولومیتی قرار دارد. در سکانس چهارم TST از ژرفای ۱۸۹۹ تا ۱۹۴۰ متری با ستبرای ۴۱ متر با طبقات انیدریت، دولومیت و آهک قرار دارد که از یک رخساره فراکشندی به پهنه کشندی و لاگون تبدیل می‌شود و با افزایش تدریجی پرتو گاما و نمودار صوتی همراه است (شکل ۸). در سکانس چهارم سطح MFS مربوط به Tr80 و اشکوب Norian است (Sharland et al., 2001). این سطح رخساره بیوکلاست-اکتیوئید و کستون در رخساره دریای باز است که در زیر بخش دولومیت سفیدار در

فراکشندی و رسوبات شورابه کم‌ژرفا گسترش می‌یابد (Evans et al., 1969; Purser & Evans, 1973). در رمپ هموکلاین گرم و خشک، انواع تبخیری‌های در مراحل LST، TST و HST تشکیل می‌شوند (Sarg, 2001). از دیدگاه چینه‌شناسی سکانسی سازند دشتک در طی پیشروی دریایی (TST) ابتدا رخساره‌های کم ژرفا رمپ مانند شیل آغار، لایه‌های دولومیتی و کربناتی، بخش‌های پایینی انیدریت B، بخش‌های پایینی انیدریت C و سنگ‌آهک‌های زیر بخش دولومیت سفیدار برجای گذاشته شده است (Mohseni et al., 2008b). در یک چنین محیط‌هایی در سامانه تراکت TST کمتر تبخیری تشکیل می‌شوند و تنها در شرایط خاص حوضه‌های محدود دیده می‌شوند (Sarg, 2001). با ژرف‌تر شدن رمپ در سطح MFS رخساره‌های پرفسیل‌تر، با ماده آلی بیشتر، شیلی و یا رخساره‌های اُنوید گرینستون، پلت گرینستون و اینتراکلاست گرینستون ته‌نشین می‌شوند که در شرایط مناسب (آب‌وهوای گرم و خشک با شوری بالا) با ایجاد لایه‌بندی در توده آب موجب حفظ ماده آلی می‌شود. پس از بیشترین پیشروی خط ساحلی به سوی خشکی، سطح آب دریا به تدریج پایین می‌آید، در این شرایط با کاهش فضای انباشت رسوبات رخساره‌های بخش‌های بالایی، انیدریت‌های A، B، C و D شروع به پیشروی به سوی دریا کرده و سکانس‌های HST را به وجود آورده‌اند. در دسته رخساره HST بر ستبرای رسوبات تبخیری افزوده و از ستبرای رسوبات کربناتی به‌سوی بالا کاسته می‌شود تا اینکه در مرز سکانسی نوع یک با افت شدید منحنی نوسانات آب دریا پایان می‌یابد و مرز سکانسی نوع دو بدون افت منحنی آب دریا در انتهای HST پایان می‌پذیرد (Khoshnoodkia et al., 2008b) (شکل‌های ۸، ۹ و ۱۰). در دوره تریاس سطح آب دریا نسبت به پرمن و ژوراسیک افت شدیدی داشته و همراه با باز شدگی اقیانوس نوتیس و گسترش رخساره‌های محیط فراکشندی، لاگون و سیخا در حوضه زاگرس بوده است (Alavi, 2004). فرونشست‌های زمین‌ساختی که به‌علت وقوع کافت‌شدگی در دریای مدیترانه اتفاق افتاده، بر منحنی ائوستازی و سپس بر منحنی تغییرات جهانی سطح آب دریا در صفحه عربی در طول تریاس میانی و پایانی تأثیر گذاشته است و بنابراین منحنی ائوستازی (Hag et al., 1988) نشان‌دهنده فضای رسوبگذاری مثبت در تریاس در هنگام رسوبگذاری سازند دشتک است که با فرایندهای تولید رسوب و فرونشست در صفحه عربی بر اثر کافت‌شدگی همراه بوده است. منحنی تراز آب دریا و ائوستازی در صفحه عربی (Hag et al., 1988; Hag et al., 2005) با مرز سکانس‌ها و سطوح بیشینه پیشروی آب دریا در سازند دشتک همخوانی دارد (Loutit et al., 1988). بیشترین افت منحنی تغییرات جهانی سطح آب دریا در سازند دشتک در طول دوره زمانی Anisian و Norian اتفاق افتاده که منطبق با ناپوستگی میان سازند کنگان-دشتک و مرز بالایی تبخیری D یا دولومیت سفیدار است که به‌ترتیب در پایین سکانس اول و بالای بالای سکانس چهارم قرار دارند. در شکل ۱۰ تغییرات سنگ‌شناسی، داده‌های چاه‌نگاری، دسته رخساره‌های موجود و سطوح MFS مرتبه سوم سازند دشتک در چاه آغار ۱# و آغار باختری ۱# به‌طور جانبی با هم مقایسه شدند. افق‌های پوش سنگی سازند دشتک در سکانس‌های اول، دوم، سوم و در برشی که در سکانس چهارم بخش انیدریت D دارد نیز قابل توجه است. در سکانس اول چاه‌های آغار ۱# و آغار باختری ۱# انیدریت بخش A، در سکانس دوم انیدریت بخش B، در سکانس سوم انیدریت بخش C خواص سنگ‌پوششی مناسب دارند و در پایان در سکانس چهارم انیدریت بخش D فقط در آغار باختری ۱# خواص سنگ‌پوششی مناسب دارد، زیرا ستبرای قابل توجهی از رسوبات تبخیری انیدریت D در آنها دیده می‌شود. در حالی که در چاه آغار ۱# بخش D به‌دلیل فرسایش از میان رفته است. مقایسه نتایج حاصل از پرتو گاما در این دو چاه نشان می‌دهد که پرتو گاما در آغار باختری ۱# نسبت به آغار ۱# بیانگر وجود اینتروال‌های شیلی فراوان‌تری در بخش زیرین سکانس رسوبی دوم همزمان با حرکت رو به بالای دیاپیر نمکی است. علت این وضعیت را می‌توان به تشکیل یک فروافتادگی محلی در این منطقه نسبت

به تبخیری B منتهی می‌شود. این لایه‌ها نشان‌دهنده کم شدن ژرفای حوضه از محیط شول به فروکشندی و فراکشندی است. پرتو گاما در این دسته رخساره سیکل‌های کاهشی به سوی بالا نشان می‌دهد و در کل پرتو گاما یک روند کاهش تدریجی از نظر مقدار API را به سوی بالا نشان می‌دهد (شکل ۹). در مرز بالایی سکانس دوم در ژرفای ۲۹۲۹ متری هیچ نوسانی در نمودار صوتی دیده نمی‌شود که نشان‌دهنده مرز سکانسی نوع یک باشد. این مرز در میان تبخیری عضو B و رخساره دولومیت قرار دارد، در مقاطع نازک هیچ نوع شواهدی از خروج رخساره از آب و مرز سکانس نوع یک دیده نمی‌شود. اما رخساره گل آهکی نوشکل شده با رگچه‌هایی از انیدریت تیغه‌ای دیده می‌شود. در سکانس سوم TST از ژرفای ۲۸۵۸ تا ۲۹۲۹ متری با ستبرای ۷۱ متر متشکل از تواب طبقات آهک و دولومیت بسیار ریز است. رخساره‌های آهکی دچار نوشکلی شده‌اند. این لایه‌ها از رخساره فراکشندی به پهنه کشندی تبدیل می‌شوند. پرتو گاما به‌دلیل فروافتادگی محلی حوضه ناشی از حرکت گنبد نمکی مقادیر گاما بالایی (حدود ۹۰ API) در مرحله TST نشان می‌دهد و در کل روندی افزایشی به سوی بالا دارد. نمودار صوتی روندی حدوداً ثابت دارد (شکل ۹). در سکانس سوم در ژرفای ۲۸۵۸ متری یک رخساره مادستون لاگون مشاهده شده است که به‌عنوان سطح MFS شناخته می‌شود که با منحنی نوسانات دریا با بیشینه پیشروی و نیز با پرتو گاما قابل تأیید است اما اثری از فسیل در این ژرفا وجود ندارد و تنها مادستون نوشکلی شده در برش نازک مشاهده شده است. حرکت دیاپیر نمکی و ایجاد نرخ فرونشست زیاد در حاشیه دیاپیر نمکی با افزایش فضای رسوبگذاری و نرخ رسوبگذاری فراوان همراه بوده و به‌احتمال شرایط مساعدی برای زیست موجودات در سطح بیشینه طغیانی وجود نداشته است. سطح MFS معادل Tr70 و مربوط به آشکوب Late Carnian است (Sharland et al., 2001). رسوبات HST از ژرفای ۲۶۱۰ تا ۲۸۵۸ متری و ستبرای ۲۴۸ متر را در بر می‌گیرد. این رخساره‌ها شامل انیدریت توده‌ای عضو C هستند که با تواب دولومیتی-آهک به‌همراه آثار پلت گرینستون، اینتراکلاست گرینستون و افزایش طبقات انیدریتی است. در این دسته رخساره نیز کاهش پرتو گاما به سوی بالا دیده می‌شود (شکل ۹). مرز بالایی سکانس سوم از نوع دو در ژرفای ۲۶۱۰ متری است. در سکانس چهارم TST از ژرفای ۲۵۶۰ تا ۲۶۱۰ متری با ستبرای ۵۰ متر شامل طبقات انیدریت و آهک آرژیلیتی است که از یک رخساره فراکشندی به پهنه کشندی تبدیل می‌شود که در این سکانس با توجه به افزایش پرتو گاما به سوی بالا سیکل‌های افزایشی را نشان می‌دهد (شکل ۹). سکانس چهارم سطح MFS مربوط به Tr80 و اشکوب Norian (Sharland et al., 2001) و در لایه پلت گرینستون و اینتراکلاست پکستون در محیط شول است که در زیر بخش دولومیت سفیدار قرار دارد و در آن مقدار پرتو گاما و نمودار صوتی به بیشترین مقدار خود می‌رسد (شکل ۹). دسته رخساره پسروده HST از ژرفای ۲۳۹۵ تا ۲۵۶۰ متری با ستبرای ۱۶۵ متر با رخساره پلت پکستون و اینتراکلاست گرینستون شروع شده و سپس به دولومیت‌های سفیدار و تبخیری D می‌رسد. مقدار پرتو گاما به‌صورت روندی ریزشونده به سوی بالا به تدریج کاهش می‌یابد. در تبخیری‌های D آثار پیریت در مادستون، انیدریت و دولومیت‌های خرد شده به‌همراه ذرات کوارتز فراوان دیده می‌شود. پرتو گاما و نمودار صوتی روندی کاهشی به سوی بالا نشان می‌دهند (شکل ۹). مرز بالایی سکانس چهارم از نوع یک در ژرفای ۲۵۶۰ متری میان دو سازند دشتک و نیریز مشخص می‌شود که با تغییر ویژگی‌های سازند و همچنین برشی شدن و حضور کوارتز همخوانی دارد (شکل ۹).

#### ۴- تفسیر چینه‌شناسی سکانسی

سازند دشتک یک رمپ هموکلاین است (Khoshnoodkia et al., 2008a; Mohseni et al., 2008a) و بنابراین در یک چنین محیط‌هایی به‌علت گسترش زیاد و ژرفای کم چرخش شدید آب وجود نداشته است و پهنه گسترده‌ای از تبخیری‌های

داد که با نرخ رسوبگذاری فراوان، حجم شیل بالا و لایه‌بندی در توده آب همراه بوده است (شکل‌های ۸، ۹ و ۱۰).

### ۵- چینه‌شناسی سکانسی و زیست‌چینه‌نگاری

سازند دشتک از نظر شواهد زیست‌چینه‌نگاری بسیار ضعیف است و از سوی دیگر به دلیل ترکیب سنگی فراوان تبحیری و فرایند دولومیتی شدن بیشتر شواهد فسیل‌شناسی آن از میان رفته است اما با وجود این می‌توان بیان کرد که همواره شواهد زیست‌چینه‌نگاری به‌همراه داده‌های چینه‌شناسی سکانسی چهارچوب محکم‌تری را برای تفسیر رسوبات مورد نظر و شناخت سطوح MFS به‌وجود می‌آورد. بنابراین، اجزای بیوکلستی سازند دشتک در چاه آغار ۱# و آغار باختری ۱# در مقابل دسته رخساره‌های تشکیل‌دهنده این سازند رسم شده است (شکل ۱۱). در چاه آغار ۱# آثار فسیلی شامل افتالمیدیم، آگاتامیا، پراگسکونولوس، فروندیکولاریا، تروکولینا، جلبک، کنودونت و اسفنج در TST سکانس اول دیده شده است. سطح MFS با رخساره گریستون ائوئیدی محیط شول عضو S4 در سکانس اول معرفی می‌شود و در ادامه رخساره HST از نظر فسیل‌شناسی کم‌رنگ است. در سکانس دوم برخی گونه‌های فسیلی دیده شده است. در سکانس سوم شواهد فراوان‌تر فسیل‌شناسی در سطح MFS با دسته مجموعه فسیلی زون C توسط James & Wynd (1965) معرفی شده است که شامل آثار فسیلی فروندیکولاریا، تروکولینا، جلبک، استراکد، اکینودرم و اسفنج در TST سکانس اول است. در صورتی که در رسوبات HST تنها قطعات اکینودرم و استراکد دیده شده است. در چاه آغار باختری ۱# در رسوبات TST سکانس اول تمام آثار فسیلی به‌دلیل دولومیتی شدن گسترده از میان رفته و تنها آگاتامیا در نزدیکی سطح MFS قابل مشاهده است. رسوبات HST سکانس اول با شواهد فسیلی مانند آگاتامیا، اسفنج و فاورینا spp شناخته می‌شوند. همچنین فسیل فاورینا در رسوبات سکانس دوم نیز دیده شده است. در سکانس سوم همان گونه‌هایی که در آغار ۱# به‌عنوان دسته مجموعه C معرفی شد در اینجا هم دیده می‌شود. در پایان آخرین سکانس بدون شواهد فسیل‌شناسی در چاه آغار باختری ۱# است.

### ۶- ارزیابی تاریخچه تدفین و چینه‌شناسی سکانسی

برای رسم تاریخچه تدفین از روش Lopatin (1971)، داده‌های زمان-چینه‌ای Koop (1977) و فرض نرخ ثابت رسوبگذاری سازند دشتک در این دو چاه استفاده شد. به‌دلیل در اختیار نداشتن نبوده‌های رسوبگذاری و فرسایش، فقط نرخ رسوبگذاری حوضه در این نمودارها رسم شده است. از داده‌های چاه آغار ۶# به‌جای چاه آغار ۱# (چون هر دو در یک تاکدیس قرار داشتند) استفاده شد. چاه آغار ۶# در تاکدیس آغار و چاه آغار باختری ۱# در تاکدیس سیاخ قرار دارد. این دو تاکدیس به‌وسیله یک فروافتادگی از یکدیگر جدا می‌شوند (شکل ۱۲). آن گونه که در منحنی تاریخچه تدفین مشخص است، روند رسوبگذاری سازند دشتک در هر دو چاه از ۲۲۳ میلیون سال پیش روند متفاوتی داشته است. نرخ تدفین و رسوبگذاری در تاکدیس سیاخ

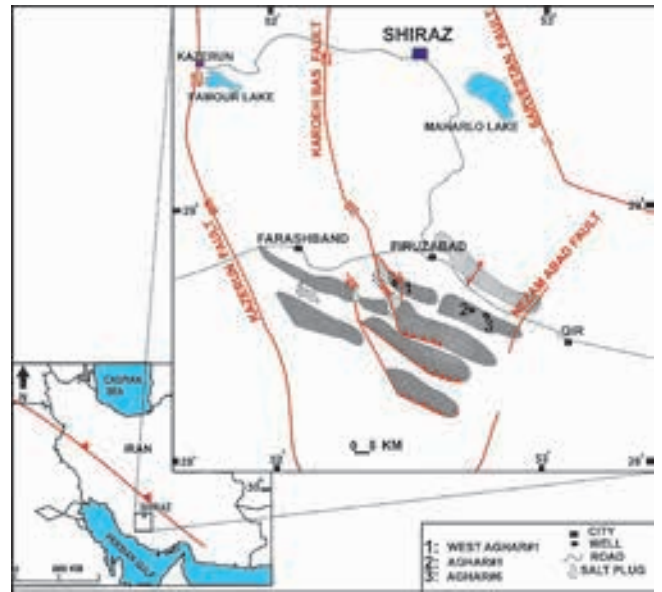
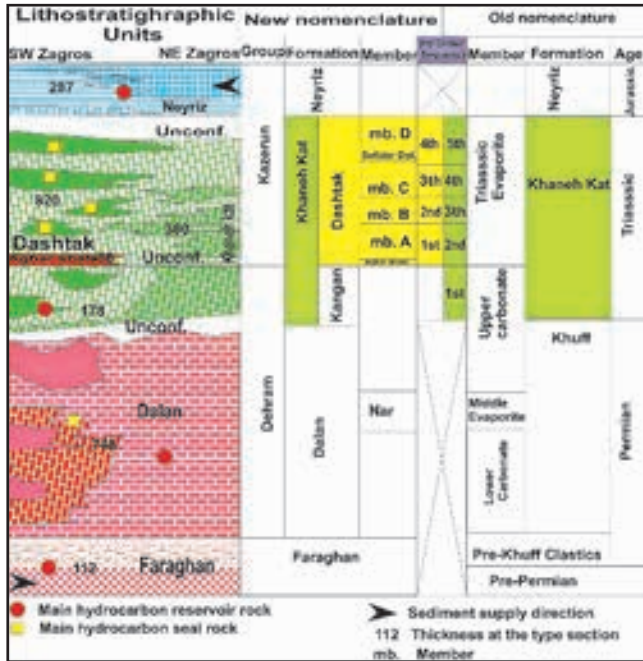
(چاه آغار باختری ۱#) بیشتر بوده است. در اوایل ژوراسیک در حدود ۴۰۰ متر تفاوت در میزان رسوبگذاری دیده می‌شود (شکل ۱۳). در تریاس میانی حرکت دیپایر نمکی هرمز یک فروافتادگی محلی در نزدیکی چاه آغار باختری ۱# به‌وجود آورده است. به‌احتمال، گنبدی شدن و نفوذ نمک به درون تاکدیس یادشده در اواخر ژوراسیک روی داده است (Mina et al., 1967)، اما احتمال دارد حرکت آغازین نمک‌ها از پالتوزویک بالایی آغاز شده باشد (Hurford et al., 1984). در سکانس اول محیط رسوبی هر دو چاه تقریباً شبیه یکدیگر است اما از سکانس دوم محیط رسوبی چاه آغار باختری ۱# ژرف‌تر بوده است و در سکانس سوم به‌علت حرکت رو به بالای دیپایر نمک چاه آغار ۱# رخساره‌های دریای باز و آغار باختری ۱# رخساره لاگونی بوده است که این احتمالاً به‌دلیل تشکیل فروافتادگی محلی و رسوبگذاری بسیار زیاد لایه‌های مادستون و ایجاد لایه‌بندی در توده آب است. مقدار پرتو گاما نیز در این سکانس افزایش بسیار زیادی می‌یابد (شکل‌های ۸ و ۹). در سکانس چهارم نیز ژرف‌ترین بخش حوضه در آغار ۱# قرار دارد و آغار باختری رخساره شول را نشان می‌دهد. در پایان دوره تریاس مرز بالایی سازند دشتک با ناپیوستگی فرسایشی شناخته می‌شود و از سوی باختر زاگرس به سوی خاور سبترهای بیشتری از سازند دشتک فرسایش می‌یابد به‌طوری که در چاه آغار ۱# بخشی از دولومیت سفیدار و تبحیری D حذف شده‌اند.

### ۷- نتیجه‌گیری

- دو نوع مرز سکانس یک و دو در سازند دشتک در منطقه مورد مطالعه تشخیص داده شده است.
- چهار سکانس رسوبی در سازند دشتک شناسایی شد که با ۴ مرحله پیشروی آب دریا (TST)، چهار مرحله پسروی آب دریا (HST) و چهار سطح MFS همراه است.
- تبحیری‌های A که در HST سکانس اول تشکیل شدند به‌عنوان بهترین سنگ‌پوش در منطقه مورد مطالعه شناخته می‌شوند.
- حرکت دیپایر نمکی به‌سوی بالا در محدوده چاه آغار باختری ۱# باعث یک فروافتادگی در این محل شده که با نرخ رسوبگذاری فراوان، حجم شیل بالا و لایه‌بندی در توده آب همراه بوده است.
- سکانس‌های بالایی از سوی باختر به‌سوی خاور زاگرس بیشتر تحت تأثیر فرسایش تریاس پایانی قرار گرفته‌اند.

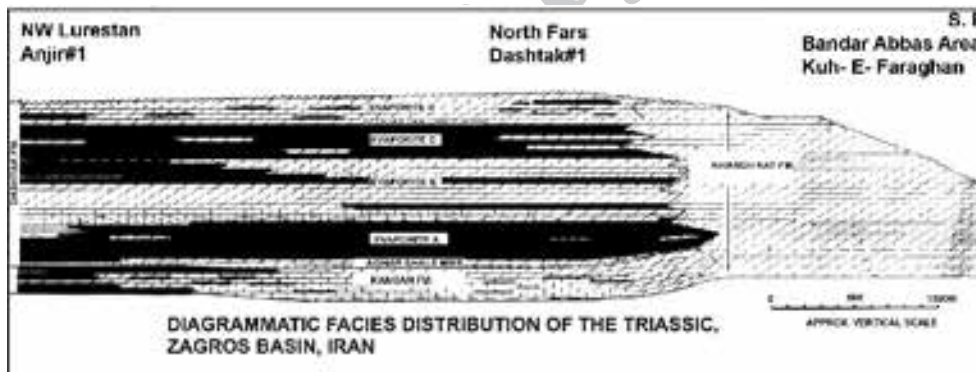
### سپاسگزاری

از مدیریت محترم اداره کل اکتشاف و تولید شرکت ملی نفت به‌خاطر حمایت مالی انجام این پروژه و در اختیار گذاردن داده‌های چاه‌های حفاری شده سپاسگزاری می‌شود. از حمایت مالی حوزه معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه بوعلی سینا نیز تشکر فراوان می‌شود. از داوران محترم که با بررسی موشکافانه و بیان نکات ارزشمند در بهبود کیفیت علمی این نوشتار کمک کردند نیز سپاسگزاری می‌شود.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی ۲ چاه آغار باختری #۱ و آغار #۱ واقع در میدان گازی آغار و آغار باختری در جنوب شیراز در حوضه زاگرس.

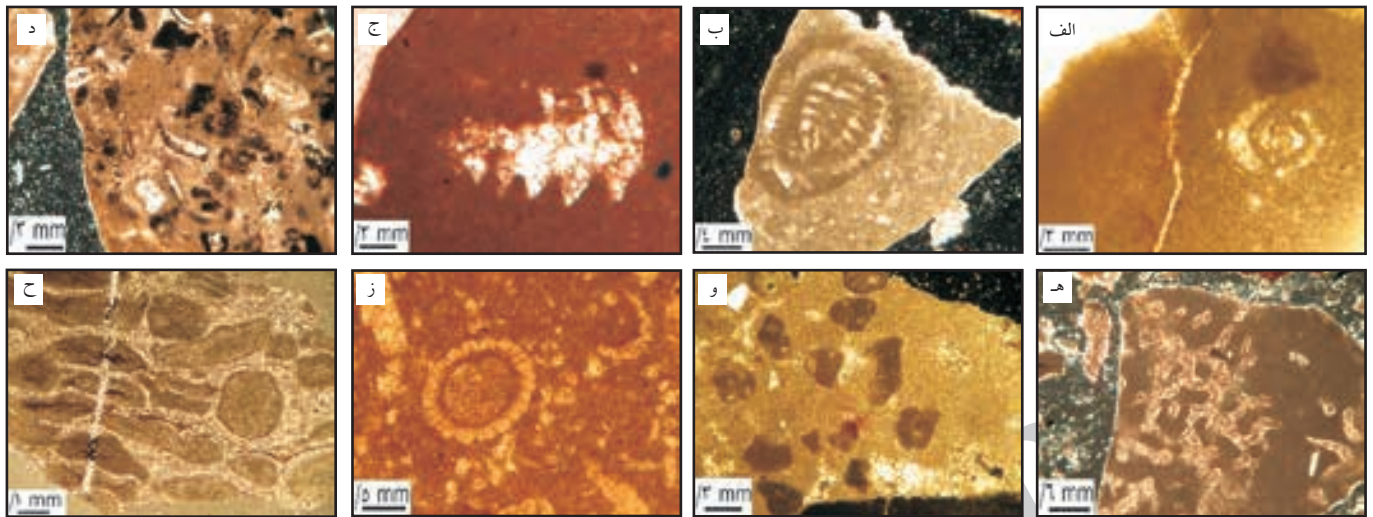
شکل ۲- سنگ-چینه‌نگاری و چینه‌شناسی ساکنسی سازند دشتک و موقعیت سازندهای مزنی گروه دهرم و هم‌ارزهای جانبی آنها (Szabo, 1977; Kashfi, 2000; Alavi, 2004).



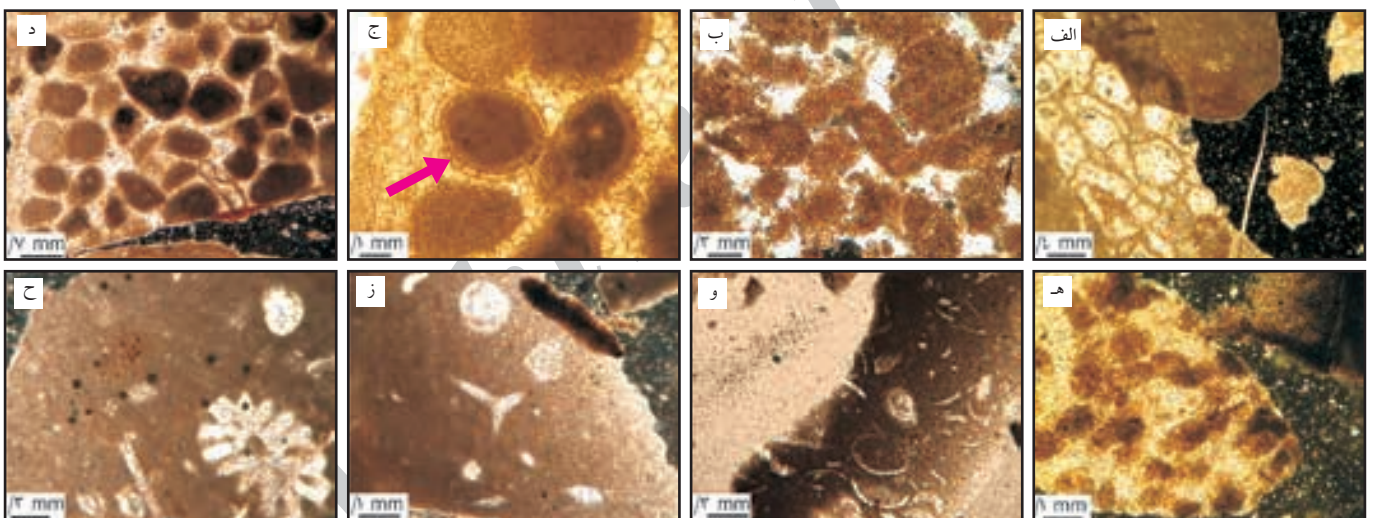
شکل ۳- پراکنندگی رخساره‌های تریاس در حوضه زاگرس، ایران (Szabo, 1977)



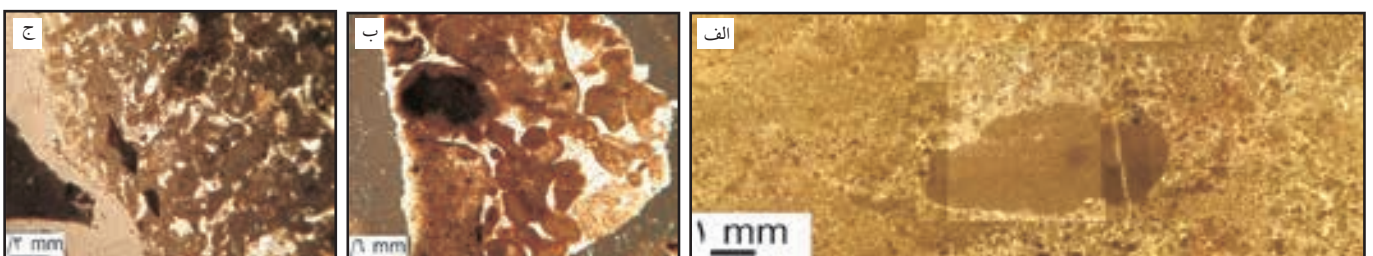
شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی رخساره پهنه ساحلی A، فراکشنی B و پهنه کشتی C سازند دشتک در منطقه مورد مطالعه. الف) پهنه ساحلی با کوارتز آواری، ب) انیدریت لانه مرغی، ج) انیدریت سوزنی (Mesh like)، د) مادستون استروماتولیتی و ه) گل آهکی دولومیتی شده.



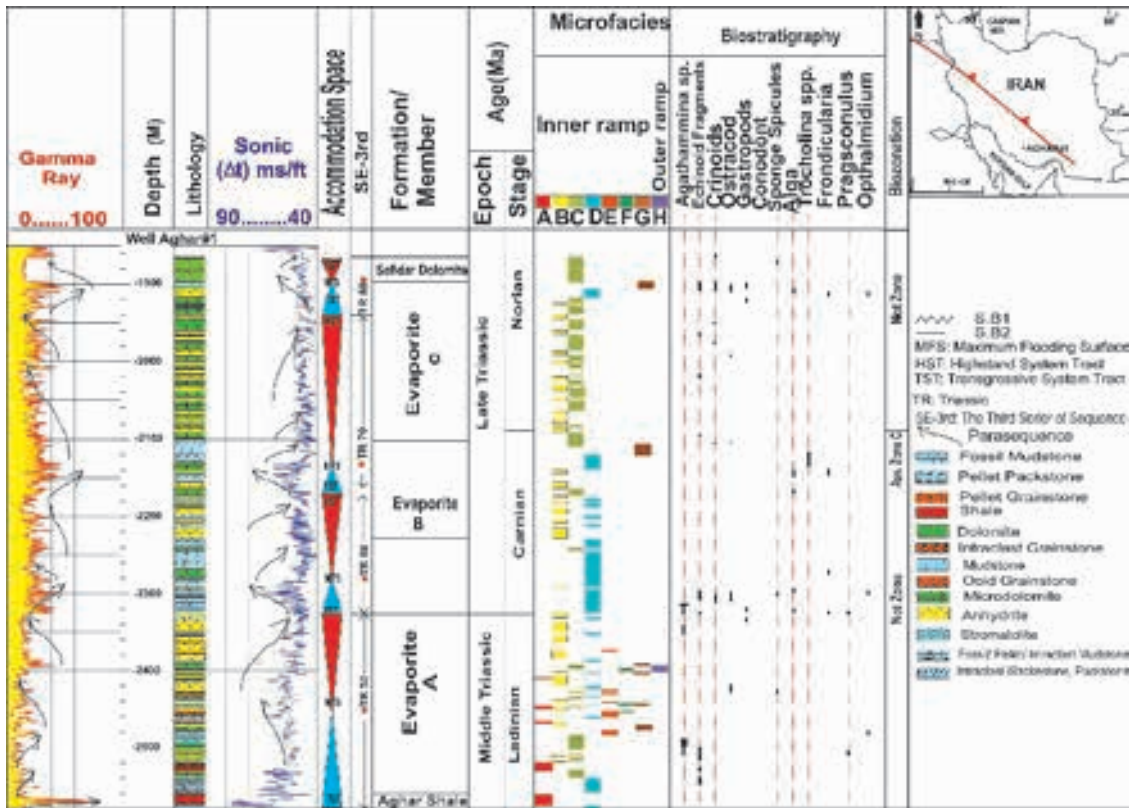
شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی رخساره لاگون D سازند دشتک در منطقه مورد مطالعه. الف) مادستون حاوی آگاتامیا، ب) مادستون حاوی افتالمدیوم، ج) مادستون حاوی تر و کولینا، د) و کستون بیوکلاست دار به همراه آثار آلی (پیتومینه)، ه) مادستون حاوی جلبک آرکتولیتوتامینیوم. و) گل آهکی آرژیلیتی به همراه آثار زیست آشفته‌گی، ز) و کستون بیومیکرینی حاوی جلبک و ح) پکستون آنکوئیدی.



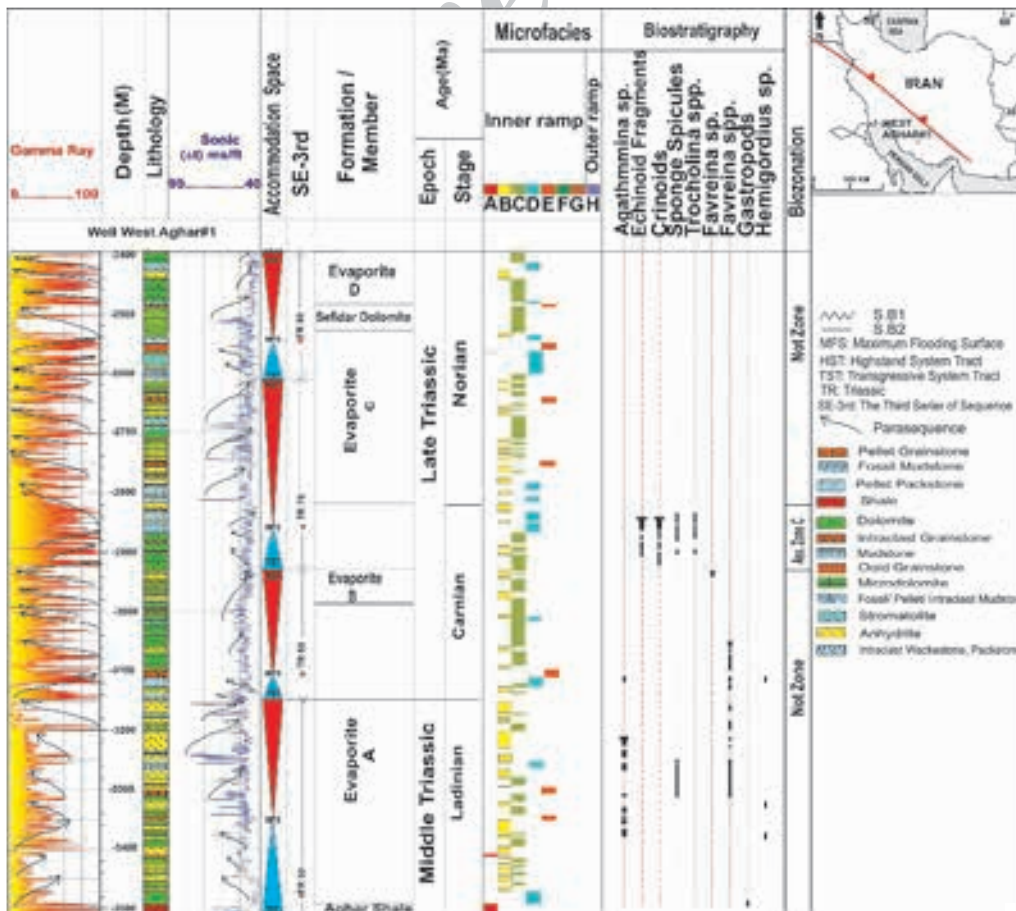
شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی رخساره شول E سازند دشتک در منطقه مورد مطالعه. الف) باندستون لیتوکدیومی، ب) گرینستون اینترکلاست دار با سیمان انیدریت پویکیلوتوپیک، ج) گرینستون اُنویددار شعاعی با سیمان کلسیتی، د) گرینستون اُنوید و اینترکلاست دار با سیمان اولیه تیغه‌ای، ه) گرینستون پلت دار، و) و کستون حاوی فسیل استراکد، ز) مادستون با سوزن اسفنج و ح) و کستون با خار اکتینودرم.



شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی رخساره رمپ میانی H سازند دشتک در منطقه مورد مطالعه. الف) گرینستون اینترکلاستی، ب) گرینستون اینترکلاستی و ح) گرینستون اینترکلاستی، پلنی.



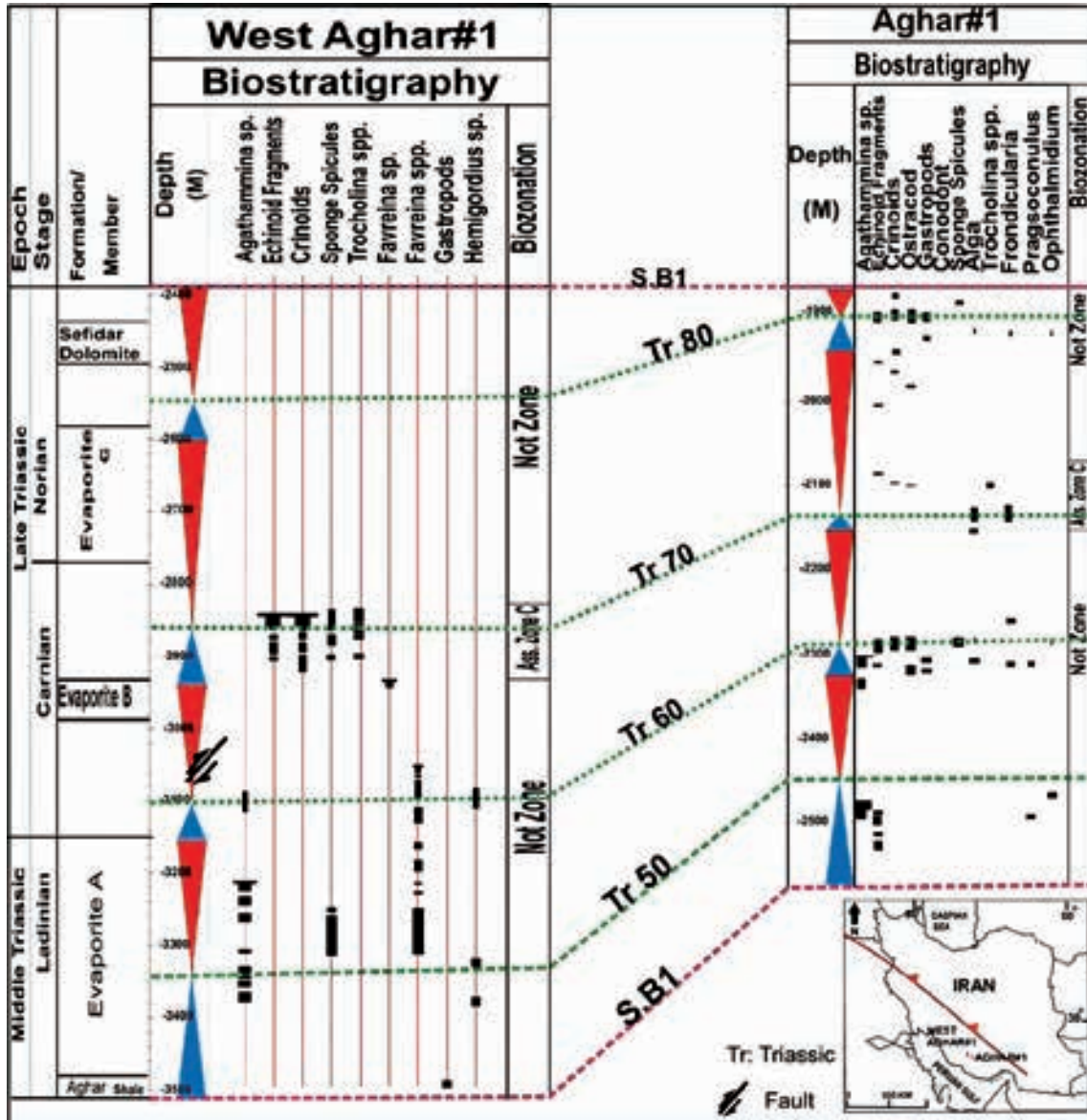
شکل ۸- تغییرات سنگ‌شناسی، داده‌های چاه‌نگاری، فسیل‌شناسی، سکانس‌ها، ریزرخساره و محیط رسوبی سازند دشتک در چاه آغار #۱.



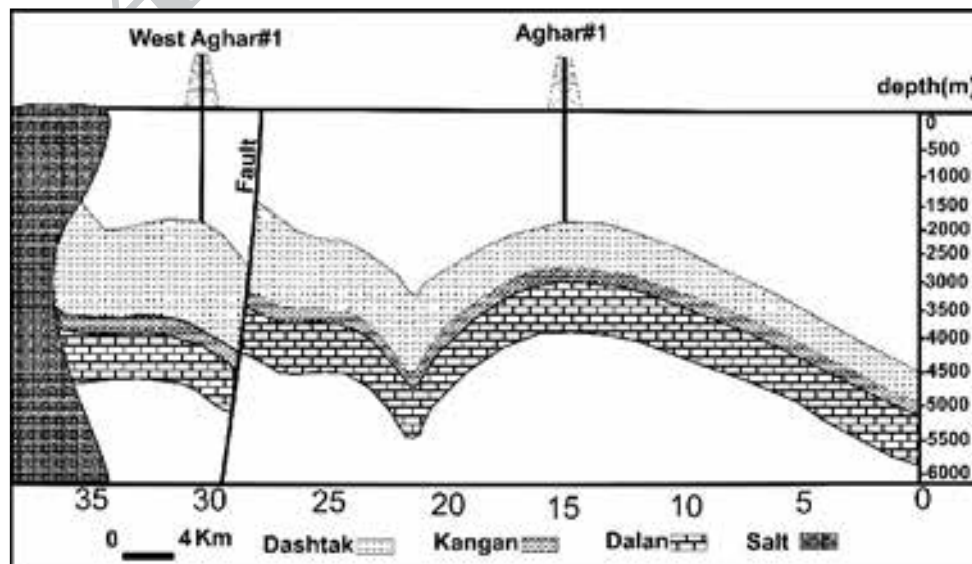
شکل ۹- تغییرات سنگ‌شناسی، داده‌های چاه‌نگاری، فسیل‌شناسی، سکانس‌ها، ریزرخساره و محیط رسوبی سازند دشتک در چاه آغار باختری #۱.



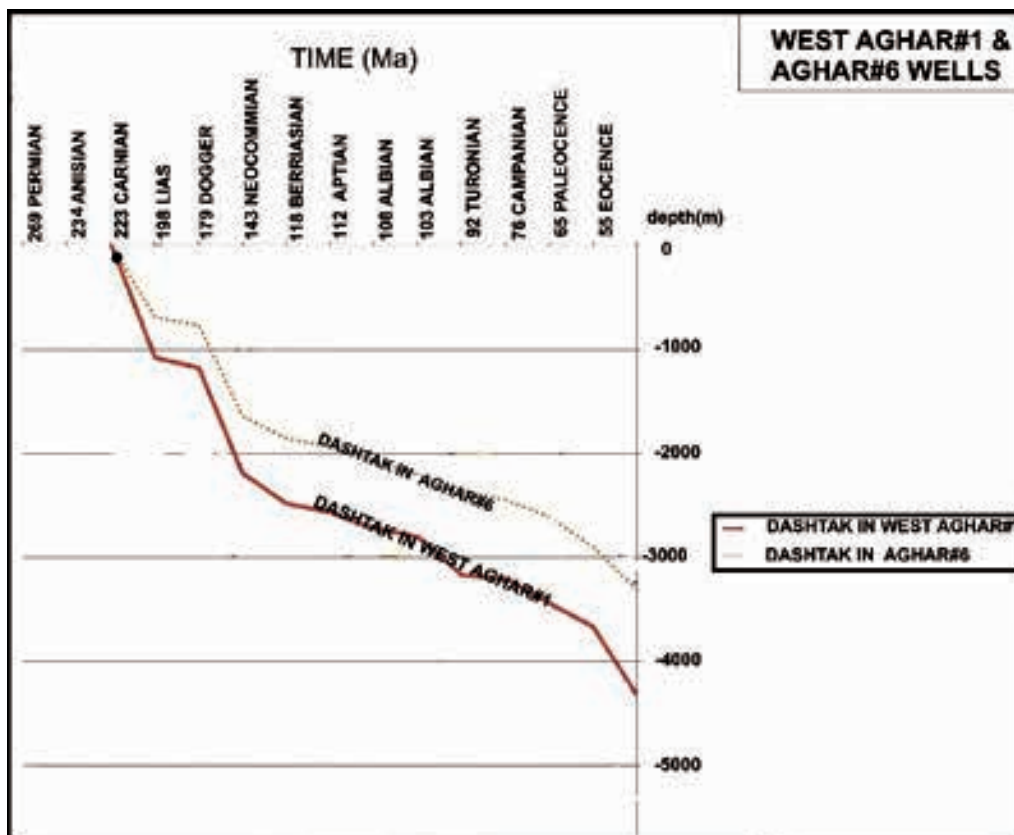




شکل ۱۱- تطابق زیست چینه‌نگاری و چینه‌شناسی سکانسی در چاه آغار #۱ و چاه آغار باختری #۱.



شکل ۱۲- ساختار آغار و آغار باختری با تأثیر گسل خوردگی بر روی آن در منطقه مورد مطالعه (Szabo, 1977).



شکل ۱۳- منحنی تاریخچه تدفین چاه آغار #۶ و چاه آغار باختری #۱. از تریاس میانی (کارنین) نرخ رسوبگذاری در چاه آغار باختری بیشتر بوده است.

### کتابنگاری

حاجیان، م.، ۱۳۸۵- بررسی رخساره، محیط رسوبی و چینه‌شناسی سکانسی سازند دشتک (کوه سورمه، کوه سیاه #۱، دالان #۱ و دشتک #۱) در ناحیه فارس. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال. ۱۱۷ صفحه.

فلاح خیر خواه، م.، ۱۳۸۵- مطالعه رخساره، محیط رسوبی و چینه‌شناسی سکانسی سازند خانه کت و دشتک در مقطع سطح‌الارضی دالانی (اشترانکوه) و چاه هلیلان #۱ در منطقه زاگرس. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال. ۱۰۳ صفحه.

مطیعی، ه.، ۱۳۷۲- زمین‌شناسی ایران- چینه‌شناسی زاگرس: طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۳۶ صفحه.

### References

- Alavi, M., 1994 - Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations: *Tectonophysics*, v. 229, p. 211-238.
- Alavi, M., 2004- Regional Stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust Belt of Iran and Its Proforeland Evolution. *American Journal of Science*, v. 304, p. 1-20.
- Berberian, M., 1995- Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds, active basement tectonics and surface morphotectonics: *Tectonophysics*, v. 241, p. 193-224.
- Burchette, T. P. & Wright, V. P., 1992- Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, N0. 79, p. 3-57.
- Dunham, R. J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *AAPG Bull, Memoir# 1*, p. 108-121.
- Embry, A. F. & Klovan, J., E., 1971- A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. *Bull. Can. Petrol. Geol*, v. 19, p. 730-781.
- Emery, M. & Myers, K., 1996- *Sequence Stratigraphy*, Blackwell Science, 279 pp.
- Evans, G., Schmidt, V., Bush, P. & Nelson, H., 1969- Stratigraphy and geologic history of the sabkha, Abu Dhabi, Persian Gulf, *Sedimentology*, v.12, p. 145-149.
- Falcon, N. L., 1961 - Major earth-flexuring in the Zagros Mountain of southwest Iran, *Geological Society of London*, v.117, p. 367-376.
- Flügel, E., 2004- *Microfacies of Carbonate Rocks*. Springer Verlag. 915 pp.

- Haq, B. U. & Al-Qahtani, A. M., 2005- Cambrian-Triassic Arabian Platform Cycle Chart Phanerozoic Cycles of Sea-Level Change on the Arabian Platform, *Geo Arabia*, v. 10, No. 2.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vail, P. R., 1988- Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles, *SEPM, Special Publication 42*, p. 71-108.
- Hurfurd, A. J., Grunau, H. R. & Stocklin, J., 1984- Fission track dating of an apatite crystal from Hormoz Island, Iran: *Journal of Petroleum Geology*, v. 7, p. 365-380.
- James, G. A. & Wynd, J. G., 1965- Stratigraphical nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area: *AAPG BULL*, v. 49, p. 2182-2245.
- Kashfi, M. S., 1992- Geology of the Permian "Super-Giant" gas reservoirs in the Greater Persian Gulf area *Journal of Petroleum Geology*, v. 15, p. 465-480.
- Kashfi, M. S., 2000- Greater Persian Gulf Permian-Triassic stratigraphic nomenclature requires study, *Oil and Gas Journal*. Tulsa 6, p. 36-44.
- Khoshnoodkia, M., Mohseni, H., Hajian, M. & Rafiye, B., 2008a- Depositional environment and Microfacies of carbonate-evaporite of Dashtak Formation at Aghar#1 on Subcostal Fars in Iran. *GEO 2008, 8<sup>th</sup> Middle East Geosciences Conference and Exhibition of Petroleum Middle East*, 2-5 March, Manamah. Bahrain.
- Khoshnoodkia, M., Mohseni, H., Hajian, M. & Rafiye, B., 2008b- Identification maximum flooding surface of Dashtak Formation and accordance with sea level change and eustasy in Aghar#1, West Aghar#1 and Naura#1 Subcostal Fars in Iran, *Conference / Meeting European Geosciences Union General Assembly*, 12- 14 April, Vienna , Austria.
- Koop, W. & Stoneley, R., 1982- Subsidence history of the Middle East Zagros basin, Permian to Recent: *Philosophical Transactions of Royal Society of London*, A 305, p. 149-168.
- Koop, W. J., 1977- Time-stratigraphic table, *OSCO Unpub. Report No. 32602*.
- Koopman, A., Mercadier, M., Mohammadi, M., Richard, P., Beintema, K. & Rawnseley, K., 2005- Fractured Carbonates reservoir of the Zagros Fold Belt, *Shell Carbonate Workshop-Shiraz Southwest Iran*, 190 pp.
- Lopatin, N. V., 1971- Temperature and geologic time as factors in coalification, *Akademiya Nauk SSSr Izvestiga, Seriya geologicheskaya*, No.3, p.95-106.
- Loutit, T. S., Hardenbol, J., Vail, P. R. & Baum, G., 1988- Condensed Sections: The Key to age determination and correlation of Continental Margin Sequences, Sea-Level Changes—an Integrated Approach, *SEPM, Special Publication 42*, p. 183-213.
- Mina, P., Razaghnia, M. T. & Paran, Y., 1967- Geological and geophysical studies and exploratory drilling of the Iranian continental shelf-Persian Gulf: Mexico, *Seventh World Petroleum Congress Proceedings*, v. 2, p. 771-903.
- Mohseni, H., Khoshnoodkia, M., Hajian, M. & Rafiye, B., 2008a- Depositional environment and Microfacies of carbonate-evaporite of Dashtak Formation in Aghar#1, West Aghar#1 and Naura#1 on Subcostal Fars in Iran, *33 IGC, Oslo Norway*.
- Mohseni, H., Khoshnoodkia, M., Hajian, M. & Rafiye, B., 2008b- Sequence Stratigraphy of Dashtak Formation in Aghar#1, West Aghar#1 and Naura#1 on Subcostal Fars in Iran, *33 IGC, Oslo Norway*.
- Murris, R. J., 1980- The Middle East: stratigraphic evolution and oil habitat: *AAPG Bull*, v. 64, p. 597-618.
- Purser, B. H. & Evans, G., 1973- The Persian Gulf: Regional sedimentation along the Trucial Coast, SE Persian Gulf, In: *The Persian Gulf* (Ed. By B. H. Purser), Springer-Verlag, p. 211-232.
- Sadooni, F. N. & Alsharhan, A. S., 2004- Stratigraphy, lithofacies distribution and petroleum potential of the Triassic strata of the northern Arabian plate. *AAPG Bull*, v. 88, No. 4, p. 515-538.
- Sarg, J. F., 2001- The Sequence Stratigraphy, Sedimentology and economic importance of evaporite- carbonate transitions: a Review, *Sedimentary Geology*, V.140, p. 9-42
- Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D. M., Davies, R. B., Hall, S. H., Heward, A. P., Horbury, A. D. & Simmons, M. D., 2001- Arabian Plate Sequence Stratigraphy. *Gulf petrolink, Bahrain, Special Publication 2*, 371 pp.
- Sharland, P. R., Casey, D. M., Davies, R. B., Simmons, M. D., Satcliffe, O. E., 2004- Arabian Plate Sequence Stratigraphy. *Geo Arabia*, V.9, p. 199-214.
- Sloss, L. L., 1963- Sequence in cratonic interior of North America, *G.S.A. Bull*. v. 74, p. 93-114.
- Szabo, F. & Kheradpir, A., 1978- Permian and Triassic stratigraphy, Zagros basin, southwest Iran: *Journal of Petroleum Geology*, v. 1, p. 57-82.
- Szabo, F., 1977- Permian-Triassic stratigraphy Zagros basin, south west Iran. *NIOC unpub. Rep. No. 1261*.
- Tucker, M. E., 1993- Carbonate Diagenesis and sequence stratigraphy, In: V. P. Wright (Ed) *Sedimentology Review*, Blackwell, p. 5 1-72.
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S & Hardenbol, J., 1988- An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, Sea level changes: an integrated approach. Tulsa, Oklahoma, *SEPM, Special Publication 42*, p. 37-45.
- Warren, J., 1989- *Evaporite Sedimentology: Importance in Hydrocarbon Accumulation*. Prentice-Hall, 285 pp.
- Ziegler, M., 2001- Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and its Hydrocarbon Occurrences, *Geo Arabia*, v.6, No.3, p. 445-504.