

محیط‌های رسوبی و گسترش رخساره‌های تبخیری انیدریت قاعده‌ای (سازند آسماری) در فروافتادگی دزفول و پیرامون آن، جنوب باختری ایران

سعیده رحمانی^۱ و بهروز رفیعی^{۲*}

^۱دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران
^۲دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۳/۰۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۵/۱۴

چکیده

سازند آسماری متشکل از رخساره‌های کربناته و گاهی تبخیری در زمان الیگو-میوسن نهشته شده است. واحد تبخیری که در بخش پایینی سازند آسماری قرار دارد انیدریت قاعده‌ای نامیده می‌شود. به منظور بررسی و ارائه مدل رسوبی این واحد تبخیری، انیدریت قاعده‌ای و رخساره‌های همراه در برش‌های سطحی و نگاره‌های چاه‌پیمایی در فروافتادگی دزفول بررسی شدند. با بررسی از هفت برش سطحی در تاقدیس‌های بنگستان، سفید، آسماری و اناران، هفت ریزرخساره کربناته از دو زیرمحیط پهنه کشندی و لاگون در قاعده سازند آسماری شناسایی شد. این رخساره‌ها متعلق به محیط رمپ داخلی هستند. رخساره انیدریت شامل یک توده تبخیری مجزا و بدون اجزای کربناته است. در این واحد تبخیری دو بافت ریزبلور (آلاباستر) و درشت‌بلور (پورفیروبلاست) تشخیص داده شده که از تبدیل انیدریت به ژئیس به وجود آمده است. با توجه به بررسی و تفسیر نگاره‌های گاما، نوترونی، صوتی و چگالی ۲۰ چاه از ۱۵ میدان نفتی فروافتادگی دزفول مشخص شد که انیدریت و هالیت در قاعده سازند آسماری نهشته شده‌اند. انیدریت در بیشتر چاه‌های فروافتادگی دزفول و هالیت با مقدار کمی انیدریت در سه چاه در مرکز حوضه فروافتادگی دزفول حضور دارد. بر اساس نتایج حاصل از بررسی نگاره‌های چاه‌پیمایی و ریزرخساره‌های سازند آسماری، مدل محیط رسوبی انیدریت قاعده‌ای نشان از یک محیط رسوبی آب کم‌عمق - حوضه کم‌عمق دارد.

کلیدواژه‌ها: انیدریت قاعده‌ای، فروافتادگی دزفول، سازند آسماری، نگاره‌های ژئوفیزیکی.

*نویسنده مسئول: بهروز رفیعی

E-mail: b_rafiei@basu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

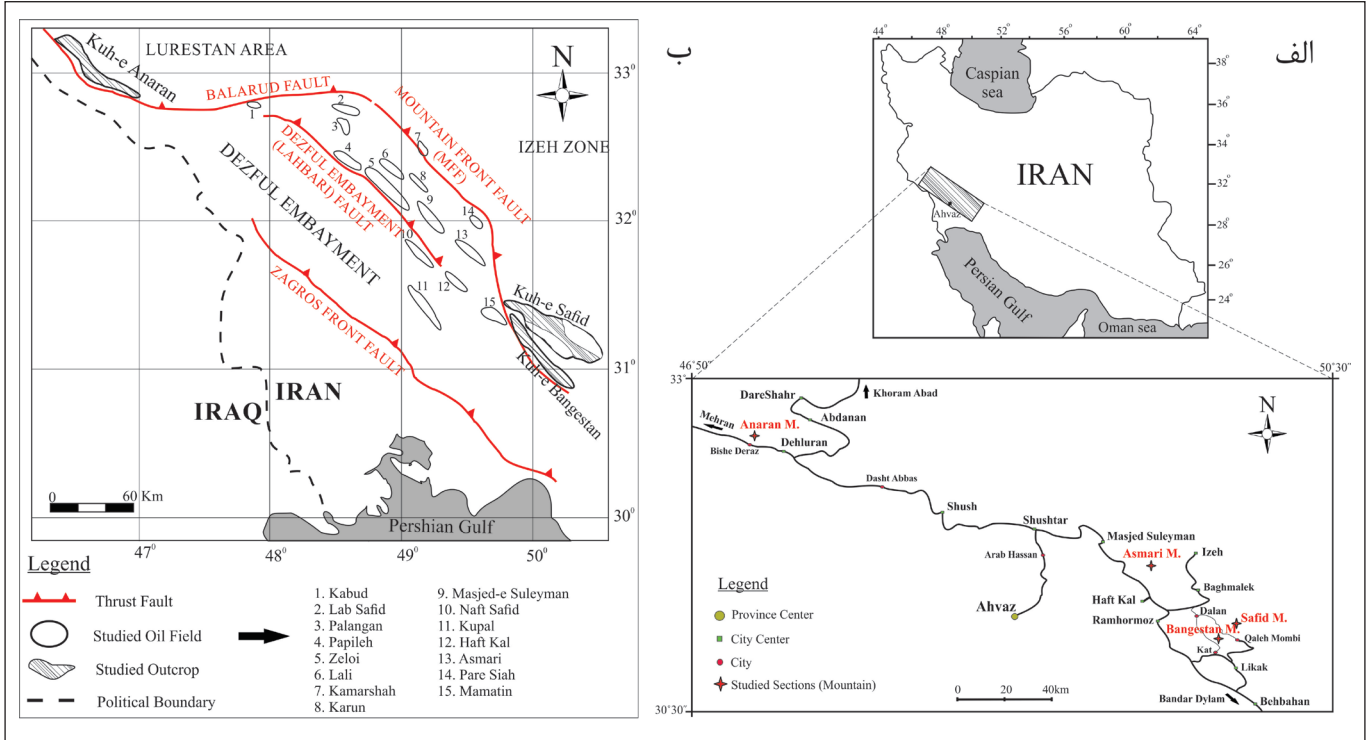
در تاریخچه زمین‌شناسی، سنگ‌های رسوبی دارای کانی‌های تبخیری به وفور مشاهده می‌شوند. رایج‌ترین کانی‌های تبخیری سولفات کلسیم، ژئیس و انیدریت هستند (Boggs, 2009). ژئیس در نهشته‌های تبخیری امروزی فراوان‌تر از انیدریت بوده در حالی که انیدریت نسبت به سطح، در عمق فراوان‌تر است و در نهشته‌هایی که در عمق بیش از ۶۱۰ متر (حد اکثر ۱۳۰۰ متر) دفن می‌شوند، از آب‌زدایی ژئیس به وجود می‌آید (Boggs, 2009). اهمیت مطالعه تبخیری‌ها علاوه بر ارزش اقتصادی آنها، وجود ارتباط نزدیک بین نهشته‌های تبخیری و مخازن نفتی است. سازند آسماری با سن الیگوسن-میوسن مهم‌ترین سنگ مخزن نفت در حوضه رسوبی زاگرس بوده، که دارای برتری رخساره‌های کربناته و عدسی‌های ماسه‌ای، شیلی و ندرتاً تبخیری است (مطیعی، ۱۳۷۲). بخش تبخیری کلهر (عمدتاً ژئیس) و لایه‌های انیدریت موجود در قاعده سازند از مهم‌ترین رسوبات تبخیری سازند آسماری هستند. لایه‌های تبخیری که در بخش پایینی سازند آسماری قرار دارند انیدریت قاعده‌ای (Basal Anhydrite) نامیده می‌شوند. Adams (1968) گسترش تبخیری‌های سازند آسماری را از مرز عراق و لرستان به سمت خاور تا میدان‌های مسجدسلیمان، لالی، نفت سفید، و هفتکل می‌داند که در انتهای خاوری کوه بنگستان ناپدید می‌شوند. سازند آسماری در مرز مشترک فروافتادگی دزفول و زون ساختمانی ایذه و در محدوده تاقدیس‌های بنگستان و کوه سفید به‌طور ناگهانی تغییر رخساره می‌دهد و به رخساره‌های کربناته کم‌عمق و تبخیری تبدیل می‌شود. انیدریت قاعده سازند آسماری در این تاقدیس‌ها رخنمون دارد و به‌راحتی قابل دسترس است. پژوهشگران مختلفی انیدریت قاعده‌ای، رخساره‌های کربناته همراه آن و بخش تبخیری کلهر را مورد بررسی قرار داده‌اند (James and Wynd, 1965; Van Buchem et al., 2010; Kavoosi and Sherkati, 2012). اما بیشتر این بررسی‌ها به‌صورت موردی و منطقه‌ای بوده است. مطالعه موردی و نیز یکسان نبودن ماهیت سنگ‌شناسی سازند آسماری در فروافتادگی دزفول، موجب شده است که یک مدل رسوبی جامع و کامل برای سازند آسماری ارائه نشده باشد. انیدریت قاعده‌ای دارای ارزش زمانی بوده که قابلیت تطابق داشته و بررسی آن برای ارائه مدل رسوبی جامع سازند آسماری ضروری است.

۲- جایگاه جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد پژوهش از نظر جغرافیایی در محدوده استان‌های خوزستان، کهگیلویه و بویراحمد و ایلام قرار گرفته است. در این محدوده تاقدیس‌های بنگستان، سفید، آسماری و اناران (شامل ۷ برش سطحی) وجود دارند (شکل ۱- الف و جدول ۱). از نظر زمین‌شناسی، برش‌های سطحی و میدان‌های نفتی مورد مطالعه در مرز زون ایذه و فروافتادگی دزفول، در فروافتادگی دزفول و لرستان در زون ساختاری زاگرس واقع شده‌اند. فروافتادگی دزفول بین گسل‌های پیشانی کوهستان در شمال خاور، خمش بالارود در شمال باختر و گسل کازرون در جنوب خاور، بخشی از خارجی‌ترین قسمت‌های کوهزاد زاگرس را تشکیل می‌دهد. این فروافتادگی نسبت به مناطق همجوار از نظر زمین‌ساختی پایدارتر است و نسبت به گسل بالارود، پیشانی کوهستان و کازرون بین ۳۰۰۰ تا ۶۰۰۰ متر فروافتاده است (مطیعی، ۱۳۷۴). در درون فروافتادگی دزفول تعدادی خطواره‌های شمالی-جنوبی و خاوری-باختری دیده می‌شود. برخی پژوهشگران (مطیعی، ۱۳۷۴؛ آقاناتی، ۱۳۸۳) منشأ ساختارهای مشابه با آنها، مانند خمش بالارود و پهنه گسلی کازرون را به گسل‌های راست‌الغز ژرف پی سنگ نسبت داده‌اند که در طول کرتاسه پسین فعال بوده‌اند. قدیمی‌ترین رسوبات رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه را سازند داریان با سن آلبین و جوان‌ترین رسوبات این منطقه را رسوبات بختیاری با سن پلیستوسن تشکیل می‌دهند. به احتمال زیاد از الیگوسن به بعد، رسوب‌گذاری آب‌های کم‌عمق در حوضه زاگرس شروع می‌شود و در شاتین پسین، یک سد اقیانوسی و حوضه را تشکیل می‌دهد که در نتیجه آن یک حوضه درون پلتفرمی (اینترشلف) جدا شده ایجاد شده است. در اکی تائین انیدریت‌های قاعده سازند

حوضه درون پلتفرمی افزایش یافته و منجر به محدود و بسته شدن محیط رسوبی شده است (صیرفیان و همکاران، ۱۳۸۶). جایگاه زمین‌شناسی برش‌های سطحی و میدان‌های نفتی مورد بررسی در این پژوهش در شکل ۱-ب دیده می‌شود.

آسماری در مرکز حوضه درون پلتفرمی نهشته شده‌اند. فرایند لازم جهت ته‌نشست این رسوبات تبخیری، پایین آمدن سطح آب دریاست که در پلتفرم سبب خارج شدن رسوبات از آب می‌شود. در اکی تائین به دلیل عدم ارتباط با آب‌های آزاد، شوری در



شکل ۱- الف) جایگاه جغرافیایی و راه‌های دسترسی منطقه مورد مطالعه (Bakhtiari, 2009)؛ ب) جایگاه جغرافیایی برش‌های سطحی، میدان‌های نفتی مورد مطالعه و گسل‌های اصلی منطقه (برگرفته از (Sherkati and Letouzey, 2004؛ Berberian and King, 1981).

جدول ۱- جایگاه و بیشینه ستبرای رخساره انیدریتی در هفت برش مورد مطالعه.

نام برش	تنگ آبگرمک	تنگ بوتو	تنگ ماغر	تنگ نایاب	تنگ بولفارس	تنگ گل‌ترش	اناران
محل برش	کوه سفید	کوه سفید	کوه بنگستان	کوه بنگستان	کوه بنگستان	کوه آسماری	کوه اناران
ضخامت (m)	۱۰	۱۵	۴	۱۲	۱۲	۷	۷

۳- روش پژوهش

و با فواصل یک متر انجام گرفت. در این مرحله ۱۲۰ نمونه از واحد تبخیری برداشت شد. علاوه بر آن به منظور بررسی دقیق‌تر مرزهای سنگ‌چینه‌ای، ۴۰ نمونه از رسوبات بالا (لایه‌های تدریجی یا بخش کرناته بریوسیس‌دار سازند آسماری) و رسوبات پایین (استروماتولیت باندستون یا سازند پایده) انیدریت قاعده‌ای برداشت شد. در مطالعه سنگ‌شناسی برای نمونه‌های تبخیری بر اساس (Orti et al. 2010), (Abdioğlu et al. 2015) و (Warren 2016) برای کرنات‌ها بر اساس روش (Dunham 1962) جهت توصیف بافت و اجزای تشکیل‌دهنده سنگ و نام‌گذاری آنها استفاده شد. برای توصیف شرایط محیط رسوبی از طبقه‌بندی‌های (Wilson (1975), Buxton and Pedley (1989) و (Flügel 2010) استفاده شده است.

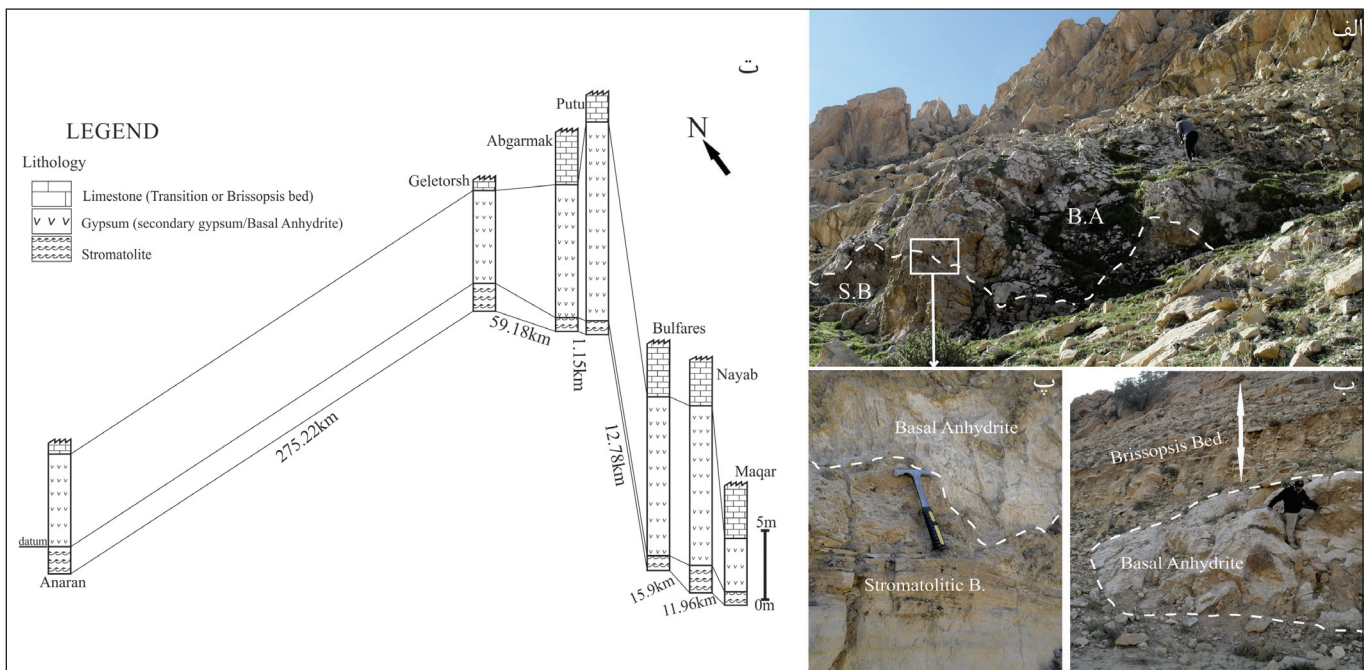
در مطالعات سطحی ۷ برش دارای رخنمون انیدریت قاعده‌ای از ۴ تا قدیس انتخاب شد. این برش‌ها شامل ۳ برش چینه‌شناسی سطحی از یال جنوبی تا قدیس بنگستان، دو برش از یال جنوبی کوه سفید، یک برش در کوه آسماری و یک برش در کوه اناران است. تا قدیس‌های بنگستان و کوه سفید در مرز مشترک فروافتادگی دزفول و زون ایذه قرار دارند و مکان مناسبی برای بررسی و مقایسه انیدریت قاعده‌ای با برش‌های زیرزمینی هستند. کوه آسماری به عنوان محل برش الگوی سازند آسماری و کوه اناران به عنوان محل برش الگوی بخش تبخیری کلهر انتخاب شد تا بتوان مقایسه درستی بر روی تبخیری‌های سازند آسماری انجام داد. در برش‌های سطحی، از محلی با حداکثر ضخامت انیدریت قاعده‌ای، نمونه‌برداری به صورت سیستماتیک

۴- رخساره‌های رسوبی در برش‌های سطحی

واحد تبخیری مورد مطالعه انیدریت قاعده‌ای از سازند آسماری است که سن اکی تاین از میوسن پایینی را برای آن در نظر گرفته‌اند (James and Wynd, 1965; Adams and Bourgeois, 1967; Van Buchem et al., 2010). در همه برش‌های مورد مطالعه دو واحد رخساره‌ای متفاوت (کربناته) در پایین و بالای انیدریت قاعده‌ای قابل شناسایی است که به ترتیب شامل استروماتولیت باندستون و طبقات کربناته منسوب به طبقات بریسوپسیس‌دار هستند (شکل ۲). سن طبقات کربناته بریسوپسیس‌دار اکی تاین در نظر گرفته شده است (Adams and Bourgeois, 1967; James and Wynd, 1965؛ مطیعی، ۱۳۷۲). طبقات کربناته بریسوپسیس‌دار در برش‌های مورد مطالعه، فسیل بریسوپسیس ندارند. بنابراین در این پژوهش لایه تدریجی (کربنات-تبخیری) نامیده شده است که البته در ادامه به طبقات کربناته بریسوپسیس‌دار تبدیل می‌شود.

ویژگی‌های محیط رسوبی تبخیری‌ها بر اساس نظرات Warren (2006 and 2016) مورد بررسی قرار گرفته است.

با توجه به گزارش‌های شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب (۱۳۹۰) و رحمانی (۱۳۹۶)، میزان بازیافت خرده‌های حفاری از لایه‌های تبخیری پایین بوده و در بیشتر چاه‌های مورد مطالعه از همه قسمت‌های سازند آسماری به‌ویژه رخساره‌ی تبخیری، مغزه‌گیری صورت نگرفته است. بنابراین در مطالعات زیرسطحی، ۲۰ حلقه چاه از ۱۵ میدان نفتی انتخاب شد و ویژگی‌های سنگ‌شناسی و نگار گاما (۱۷ حلقه چاه)، نگار نوترون (۱۴ حلقه چاه)، نگار صوتی (۱۲ حلقه چاه) و نگار چگالی (۱۲ حلقه چاه) آنها مورد مطالعه قرار گرفت. چاه‌های انتخاب شده نزدیک برش‌های سطحی و یا بر اساس تغییر در رسوبات قاعده سازند آسماری در فروافتادگی دزفول است. در نهایت به بررسی نحوه گسترش و شکل واحد تبخیری و محیط رسوبی انیدریت قاعده‌ای و ارائه مدل رسوبی بر اساس مدل رسوبی نهشته‌های تبخیری Warren (1989) و Kendall (1992) پرداخته می‌شود.

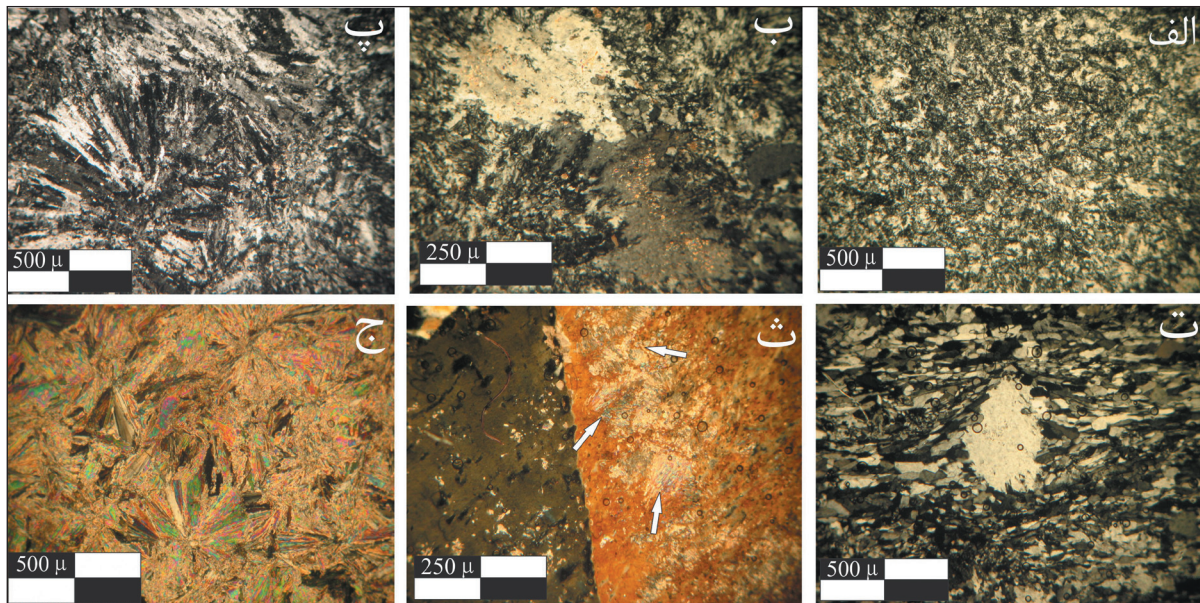


شکل ۲- رخنمون انیدریت قاعده‌ای. الف) استروماتولیت باندستون (S.B) در پایین انیدریت قاعده‌ای (B.A) در تنگ بولفارس؛ ب) طبقات کربناته بریسوپسیس‌دار در قسمت بالای انیدریت قاعده‌ای در تنگ ماغر؛ پ) نمای نزدیک از مرز بین استروماتولیت باندستون و انیدریت قاعده‌ای (طول چکش: ۳۰ cm؛ ت) موقعیت انیدریت قاعده‌ای در سازند آسماری در هفت برش مورد مطالعه.

۵- ویژگی‌های بافتی انیدریت قاعده‌ای

انیدریت در برش‌های مورد مطالعه تنها به صورت ندول باقیمانده از انیدریت اولیه و یا بقایایی از انیدریت در ژپس ثانویه وجود دارد (شکل ۳- ت). بافت میکروسکوپی انیدریت ندولی به صورت شعاعی (شکل گل آفتابگردان یا گل رز) یا بادبزنی شکل است (شکل ۳- ج). بافت پورفیروبلاست انیدریت باقیمانده بیشتری نسبت به بافت آلاباستر دارد (Orti et al., 2012). به‌طور کلی در منطقه مورد مطالعه ژپس ثانویه با بافت غالب آلاباستر و پورفیروبلاست حضور دارد که دارای بقایای انیدریت است. در واقع انیدریت قاعده‌ای انیدریت اولیه دارد که با نزدیک شدن به سطح زمین (رخنمون یافتن) آب‌گیری کرده و به ژپس‌های ثانویه با بافت آلاباستر و پورفیروبلاست تبدیل شده است.

مطالعات سنگ‌نگاری انیدریت قاعده‌ای نشان می‌دهد که این واحد تبخیری از ژپس ثانویه تشکیل شده است. از شواهد ثانویه بودن این ژپس‌ها می‌توان به حضور بافت آلاباستر، پورفیروبلاست و فیبری (Orti et al., 2010; Abdioğlu et al., 2015; Warren, 2016) و فیبری در مقاطع اشاره کرد (شکل ۳). علاوه بر اینها، بافت دینامیکی نیز در مقاطع قابل شناسایی بوده و مهم‌ترین بافت دینامیکی، بافت چشمی (augen) است. این بافت ژپس آمیبی به همراه ژپس ردیفی-جریانی (aligned-flowing) دارد (شکل ۳- ت) (Rafiei and Rahmani, 2017). حضور بافت آشفته (bioturbation) در تبخیری‌ها ناشی از خاصیت پلاستیکی تبخیری‌ها و فعالیت زمین‌ساختی در منطقه است (Uraiet al., 2008; Rafiei and Rahmani, 2017). این بافت در بعضی از مقاطع نازک مشاهده شده است.



شکل ۳- انواع بافت‌های موجود در انیدریت قاعده‌ای مناطق مورد مطالعه. الف) بافت آلاباستر، تنگ ماغر (MA4) ب) بافت پورفیروبلاست، تنگ گل‌ترش (GT1)؛ پ) بافت فیبری، تنگ آبگرمک (AB4) ت) بافت چشمی تنگ آبگرمک، (AB1)؛ ث) بافت پورفیروبلاست با بقایای انیدریت (پیکان)، تنگ بولفارس (BL9)؛ ج) انیدریت ندولی با بافت شعاعی، تنگ آبگرمک (AB7).

۶- توصیف ریزرخساره‌های کربناته

بر اساس مطالعات انجام شده بر روی مقاطع نازک کربناته (طبقات زیرین و بالایی انیدریت قاعده‌ای)، ۷ ریزرخساره شناسایی شد که به ترتیب کاهش عمق شامل زیرمحیط‌های لاگون (A)، اینترتایدال (B) و سوپراتایدال (C) است.

۶-۱. مجموعه رخساره‌های لاگونی

– **پکستون حاوی روزن بر کفزی میلیولیدا (A1: Benthic foraminifera packstone):** حدود ۴۵ تا ۵۰ درصد از اجزای تشکیل دهنده این ریزرخساره از روزن بر کفزی میلیولیدا در زمینه میکرایتی و با جورشدگی نسبتاً خوب تشکیل شده است (شکل ۴- الف). مقادیر بسیار کمی (حدود ۱ درصد) از قطعات خرد شده اکتینودرم به همراه میلیولیدا وجود دارد. میکرایتی شدن آلوکم‌ها از فرایندهای دیاژنزی مهم در نمونه‌هاست (شکل ۴- ب).

• **تفسیر:** با توجه به میکرایتی بودن و فراوانی روزن بر میلیولیدا، این ریزرخساره نشانگر یک محیط محدود شده (نیمه شور تا بسیار شور)، کم عمق و نزدیک به پهنه کشتندی یک لاگون است (Flügel, 2010). درجه شوری آب در این محیط بیشتر از آب دریا بوده و به همین علت تنوع موجودات کم است. بر اساس شواهد می‌توان این ریزرخساره را مشابه کمر بند رخساره‌ای شماره دو (لاگون) Buxton and Pedley (1989) and کمر بند رخساره‌ای شماره هشت (Wilson (1975) and RMF-16 Flügel (2010) دانست که متعلق به رمپ داخلی است.

– **وکستون بایوکلاستی (A2: Bioclast wackestone):** این ریزرخساره از قطعات بایوکلاستی مختلف در زمینه‌ای از میکرایت تشکیل شده است. قطعات بایوکلاستی شامل ۱۵ تا ۲۰ درصد خرده‌های دوکفه‌ای و کمتر از ۵ درصد استراکدا، شکم‌پا و پلت با جورشدگی کم هستند. فرایند دیاژنزی سیمانی شدن (سیمان حفره پرکن) فضای داخلی دوکفه‌ای‌ها و شکم‌پایان را پر کرده است. همچنین پوسته موجودات توسط کلسیت درشت‌بلور جانشین شده است که نشان از فرایند نمورفیزم دارد (شکل ۴- پ). دولومیتی شدن از دیگر فرایندهای دیاژنزی غالب است.

• **تفسیر:** بافت گلی غالب به همراه مقدار و تنوع کم از آلوکم‌ها می‌تواند حاکی از محیط محدود شده، کم عمق و کم انرژی باشد. این ریزرخساره مشابه کمر بند

رخساره شماره دو (Buxton and Pedley (1989) کمر بند رخساره‌ای شماره هشت (Wilson (1975) و RMF-18 Flügel (2010) است که رسوب‌گذاری در شرایط لاگونی را نشان می‌دهد. در مقایسه با طبقه‌بندی (Burchette and Wright (1992) نیز مشخصات رخساره‌های رمپ داخلی را نشان می‌دهد.

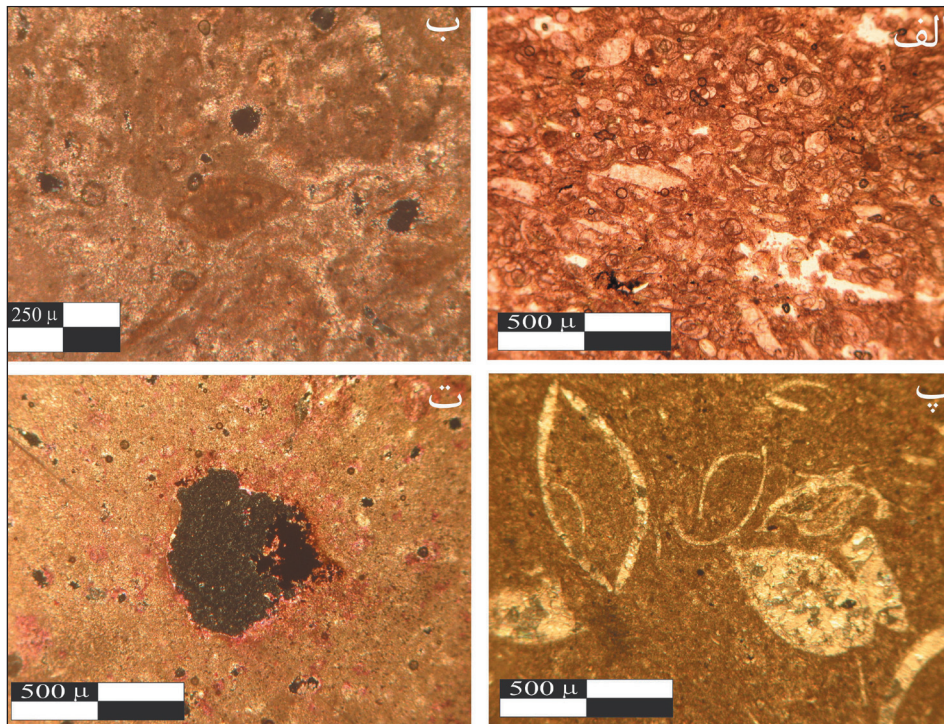
– **مادستون (A3: Lime mudstone):** این ریزرخساره از میکرایت همگن بسیار ریزدانه تشکیل شده است؛ آلوکم و ساختمان خاصی نیز در آن مشاهده نمی‌شود و در بعضی مناطق به ماده آلی آغشته هستند. انحلال و دولومیتی شدن مهم‌ترین عارضه دیاژنزی مشاهده شده در این ریزرخساره است (شکل ۴- ت).

• **تفسیر:** این ریزرخساره مربوط به محیط محدود و با انرژی پایین، خیلی کم عمق و بخش لاگون رو به پهنه کشتندی است (Flügel, 2010; Vaziri-Moghaddam et al., 2010). مشابه ریزرخساره استاندارد شماره بیست و سه (Wilson (1975) و RMF-19 Flügel (2010) و متعلق به کمر بند رخساره‌ای شماره نه (تبخیری‌های پلاتفرم یا سابخا) است. همچنین مشخصات آن شبیه رخساره شماره یک (پری‌تایدال) Buxton and Pedley (1989) است و خصوصیات رمپ داخلی Burchette and Wright (1992) را نشان می‌دهد و معرف بخش بالایی رمپ داخلی است.

۶-۲. مجموعه رخساره‌های پهنه میان کشتندی

– **مادستون اینتراکلاستی (B1: Interclast mudstone):** اینتراکلاست‌ها با فراوانی کمتر از ۱۰ درصد، آلوکم اصلی این ریزرخساره هستند که به صورت پراکنده در زمینه‌ای از میکرایت مشاهده می‌شوند (شکل ۵- الف). از مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی می‌توان به فرایند دولومیتی شدن (به مقدار کم) در زمینه اشاره کرد.

• **تفسیر:** اینتراکلاست‌ها نشانه خروج موقتی رسوبات از آب هستند. بنابراین این ریزرخساره در بخش بالایی محیط میان کشتندی تشکیل شده است. مشخصات سنگ‌شناسی و نوع آلوکم این ریزرخساره مشابه رخساره‌های توصیف شده از کمر بند رخساره‌ای شماره یک (Buxton and Pedley (1989) و مربوط به ناحیه بالای میان کشتندی، شماره هشت (Wilson (1975) و RMF-24 Flügel (2010) مربوط به محیط پهنه میان کشتندی است.



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی. الف) پکستون دارای روزن‌برهای کف‌زی، تنگ‌ماغر (CA,MA6)؛ ب) فرایند میکرایتی شدن آلوکم‌ها، تنگ‌ماغر (CA,MA4)؛ پ) وکستون بایوکلاستی با فرایند سیمانی شدن فضای داخلی آلوکم‌ها و نئومرفیسم شدن پوسته آنها، تنگ‌آبگرمک (CA,AB1)؛ ت) مادستون بدون آلوکم (فرایند دیاژنزی دولومیتی شدن زمینه و انحلال)، تنگ‌نایاب (CA, NA4).

– **ژیپس و انیدریت (C2: Gypsum and anhydrite):** این رخساره فاقد هر گونه عناصر اسکلتی و غیر اسکلتی (شکل ۵- ث) و دارای انیدریت و ژپس (گاهی کربنات) بوده که در اثر افت سطح آب دریا و محدود شدن حوضه تشکیل شده است. به دلیل نفوذ آب سطحی و رقیق شدن شورابه حوضه، آلتراسیون انیدریت به ژپس و بلورهای ژپس ثانویه با تیغه‌های انیدریت خورده شده در مقاطع مورد مطالعه دیده می‌شود. ژپسی شدن مهم‌ترین فرایند دیاژنزی رخساره است.

• **تفسیر:** با توجه به مشخصه‌های اصلی می‌توان آن را مشابه کمربند رخساره‌ای شماره نه (تبخیری‌های پلاتفرم یا سبخا) Wilson (1975) و یا رخساره پری‌تایدال در طبقه‌بندی Buxton and Pedley (1989) دانست. این رخساره در مدل معرفی شده توسط Flügel (2010) به محیط رسوبی پری‌تایدال (RMF-25) نسبت داده شده و در مقایسه با طبقه‌بندی Burchette and Wright (1992) مشخصات رخساره‌های رمپ داخلی را نشان می‌دهد که متعلق به محیط پهنه فراکشندی است. ستون چینه‌شناسی، گسترش قائم ریزرخساره‌ها و ارتباط آنها با یکدیگر برای ۷ برش سطحی مورد مطالعه در شکل ۶ آورده شده است.

۷- مدل محیط رسوبی

۷-۱. رخساره‌های کربناته

محققان زیادی با بررسی‌های انجام شده بر روی سازند آسماری در حوضه فروافتادگی دزفول و حاشیه آن، محیط رسوبی این سازند را رمپ کربناته معرفی کرده‌اند (Adams and Bourgeois, 1967; Vaziri-Moghaddam et al., 2010). Van Buchem et al., 2010) با توجه به پیشینه پژوهش‌هایی که در منطقه مورد مطالعه بر روی سازند آسماری توسط صیرفیان و همکاران (۱۳۸۶) و رحمانی (۱۳۹۰) صورت گرفته است، محیط رسوبی این سازند مربوط به رمپ خارجی تا محیط لاگون (همراه با محیط رسوبی سد در رمپ داخلی) است.

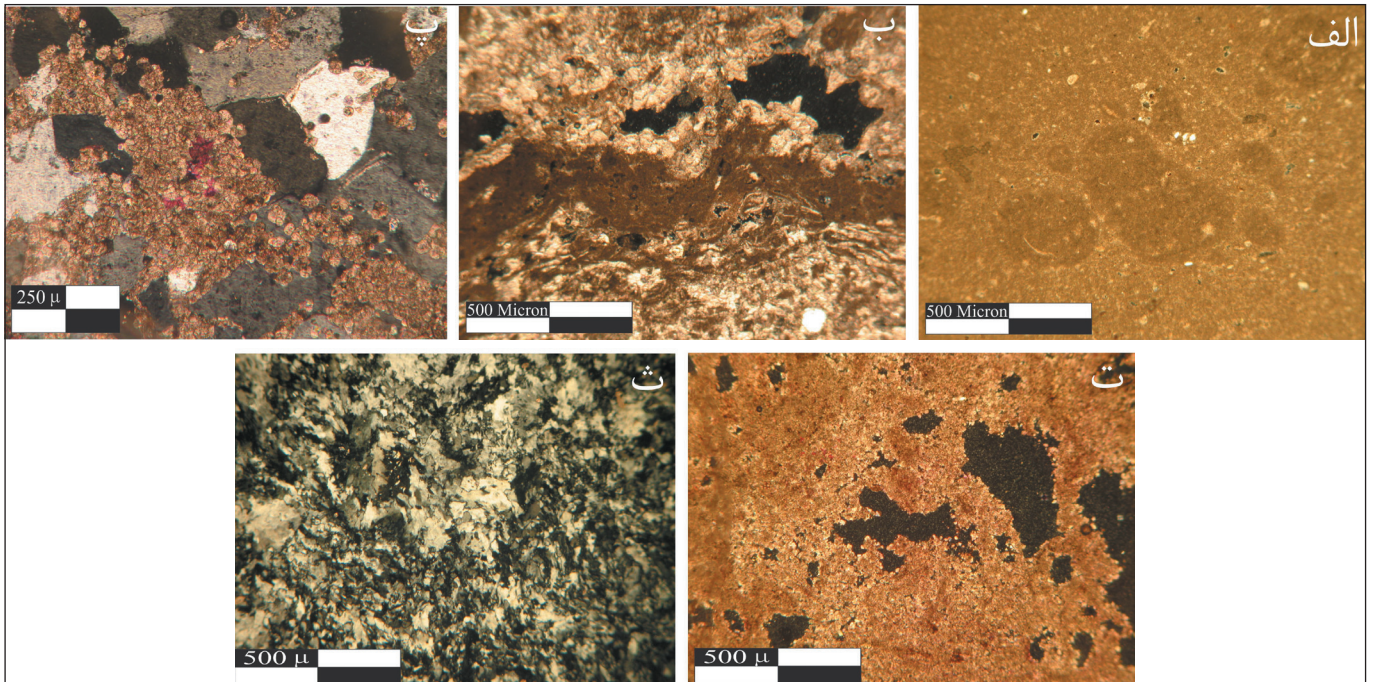
– **استروماتولیت باندستون (B2: Stromatolite boundstone):** این ریزرخساره از لایه‌های استروماتولیتی تشکیل شده است که حاصل رشد و نمو رشته‌های جلبک‌های سبز-آبی و دارای ساختمان نواری و لایه‌لایه است (شکل ۵- ب). فابریک فنسترال، آثار انیدریت و دولومیتی شدن در آن مشاهده شده و ژپس به‌طور محلی در این رخساره قابل مشاهده است (شکل ۵- پ). سیمانی شدن اولیه نقش مهمی در حفظ ساختمان و بافت اولیه استروماتولیت دارد (Flügel, 2010).

• **تفسیر:** این ریزرخساره می‌تواند در بخش بالایی میان‌کشندی تا پهنه فراکشندی پایینی ایجاد شود (Warren, 2006). ولی وجود عوارضی از قبیل فابریک فنسترال، انیدریت و دولومیتی شدن نشان از تشکیل این ریزرخساره در بخش‌های بالایی پهنه میان‌کشندی دارد. بر اساس طبقه‌بندی Buxton and Pedley (1989) مربوط به محیط پری‌تایدال و کمربند رخساره‌ای شماره یک بوده و می‌توان آن را مشابه ریزرخساره استاندارد شماره بیست کمربند رخساره‌ای شماره نه (تبخیری‌های پلاتفرم یا سبخا) Wilson (1975) و Flügel (2010) RMF-23 دانست. در مقایسه با تقسیم‌بندی Burchette and Wright (1992) عموماً مشخصات رمپ داخلی را نشان می‌دهد.

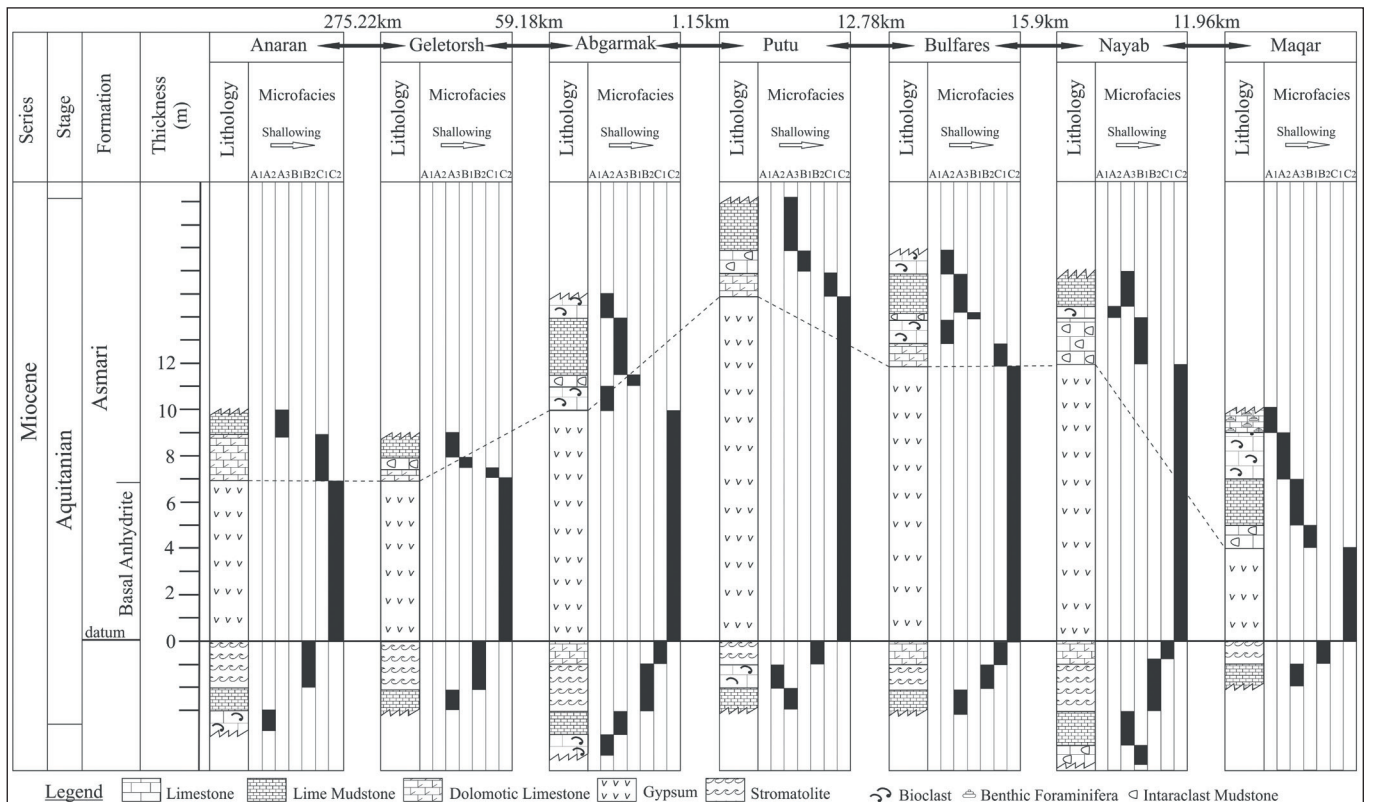
۶-۳. مجموعه رخساره‌های پهنه فراکشندی

– **دولومیکرایت (C1: Dolomicrite):** دولومیت‌های مورد مطالعه در بخش زیرین سازند آسماری از نوع اول و به‌صورت بلورهای کوچک (کمتر از ۱۶ میکرومتر) و مترکم، دارای مرزهای مسطح نیمه شکل‌دار هستند. در این ریزرخساره، آلوکمی مشاهده نشده است (شکل ۵- ت). کانی تبخیری در متن سنگ مشاهده می‌شود.

• **تفسیر:** فوربلورهای دولومیت نشان از منطقه فراکشندی یا سبخا دارد (Warren, 2006). به‌طور کلی با توجه به خصوصیات ذکر شده این ریزرخساره مربوط به محیط فراکشندی است که می‌توان آن را مشابه کمربند رخساره‌ای شماره نه (تبخیری‌های پلاتفرم یا سبخا) Wilson (1975) و Flügel (2010) RMF-22 و کمربند رخساره‌ای شماره یک (پری‌تایدال) Buxton and Pedley (1989) دانست. همچنین بر اساس طبقه‌بندی Burchette and Wright (1992) متعلق به رمپ داخلی است.



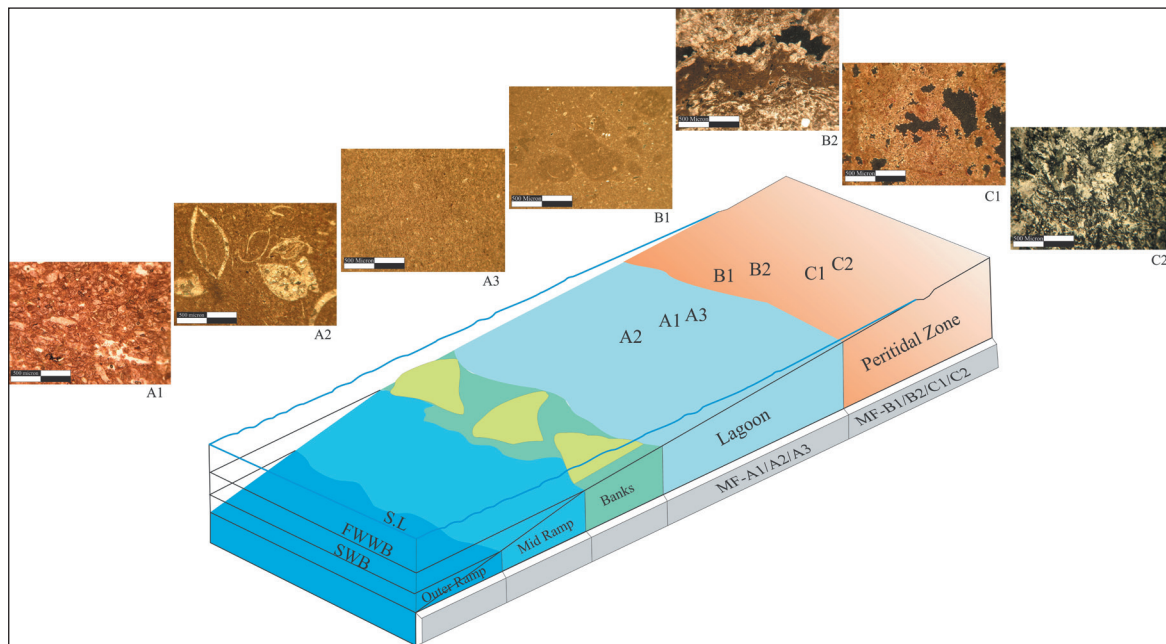
شکل ۵- الف) مادستون اینتراکستی، تنگ آبگرمک (CA,AB3)؛ ب) استروماتولیت باندستون با فابریک فنسترال، تنگ بولفارس (SB,BL2)؛ پ) حضور ژپس و دولومیت در استروماتولیت باندستون، تنگ بولفارس (SB,BL2)؛ ت) دولومیکرایت. برش اناران (CA,AR1). بخش‌های تیره تخلخل هستند؛ ث) ژپس ثانویه حاصل آب‌گیری انیدریت با بافت آلاباستر، تنگ پوتو (PT6).



شکل ۶- ستون چینه‌شناسی هفت برش سطحی مورد مطالعه.

است. شایان ذکر است که مجموعه رخساره‌های یک و دو در محدوده بالای سطح اساس امواج عادی (FWWB) جای دارند (شکل ۷). همچنین در این پژوهش مشخص شد که توالی نسبتاً باریکی معروف به لایه‌های تدریجی (کربنات-تبخیری) که در زیر سنگ آهک توده‌ای سازند آسماری و بالای انیدریت قاعده‌ای قرار گرفته است، در قسمت پایین انیدریت قاعده‌ای (و یا در زیر استروماتولیت باندستون) تمام مناطق مورد پژوهش دیده می‌شود. این مطلب نشان از تغییرات سطح آب دریا و تأثیر بر افت و خیز سطح آب محیط لاگون و پهنه کشندی دارد.

با توجه به مشخصات اصلی ریزرخساره‌های مشاهده شده در این پژوهش و مقایسه آنها با انواع ریزرخساره‌های توصیف شده از محیط‌های شناسایی شده و با در نظر گرفتن زیرمحیط‌های اصلی توصیف شده در رمپ‌های کربناته، مجموع ریزرخساره‌های مورد مطالعه، در محیط‌های رسوبی لاگون و پهنه کشندی ته‌نشین شده‌اند. این مجموعه ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی مشخصات رمپ داخلی را نشان می‌دهند و در طبقه‌بندی Buxton and Pedley (1989)، کمر بند رخساره‌ای شماره یک و دو و در طبقه‌بندی Wilson (1975) و Flügel (2010) مشابه کمر بندهای رخساره‌ای شماره هشت و نه



شکل ۷- بلوک دیاگرام از مدل محیط رسوبی پیشنهادی رمپ کربناته برای سازند آسماری در مناطق مورد مطالعه. موقعیت ریزرخساره‌ها، سطوح انرژی اصلی (FWWB, SWB) برای کمر بند رخساره‌ای اصلی در شکل مشخص شده است.

Z یک لاگون تبخیری بوده که از آب دریا و به صورت نشت آب به محیط لاگون تغذیه می‌شود. در این شرایط تبخیری‌های حوضچه‌های نمک‌گیری غالب هستند و شاخص‌های پهنه‌های گلی خشکی (subaerial mudflat) (مانند ترک‌های خشکی، کارست، عوارض فرسایشی، بافت‌های جابه‌جا شده) به طرف بالای واحد و به طرف خشکی (landward) و دشت‌های به سمت دریا (plains seaward) افزایش می‌یابد (Warren, 2006 and 2016).

در منطقه مورد مطالعه ژئیس ثانویه با بافت غالب آلاباستر و پورفیروبلاست حضور دارد که دارای بقایای انیدریتی است. ژئیس‌های پورفیروبلاست نشان‌دهنده خروج انیدریت ندولی از ناحیه اشباع (phreatic) غیرفعال به عمیق‌ترین بخش از ناحیه اشباع فعال هستند، در واقع انیدریت با نزدیک شدن به سطح زمین، به ژئیس‌های ثانویه با بافت آلاباستر و پورفیروبلاست تبدیل می‌شود (Warren, 2016 and 2010). با توجه به ویژگی‌های بافتی و عدم مشاهده تبخیری‌های پهنه گلی (مانند حالت‌های لانه مرغی و انترولیتیک) و نیز گسترش سد در رمپ کربناته سازند آسماری (صیرفیان و همکاران ۱۳۸۶؛ رحمانی ۱۳۹۰)، می‌توان انیدریت قاعده‌ای سازند آسماری را به محیط حوضچه‌های نمک‌گیری نسبت داد که در یک محیط مجزا و تحت تأثیر آب دریا تشکیل شده است (شکل ۸- پ). به‌طور کلی در منطقه مورد مطالعه فقدان رسوبات غنی از مواد آلی در قاعده رسوبات و حضور رخساره‌های مناطق کم‌عمق نشان از

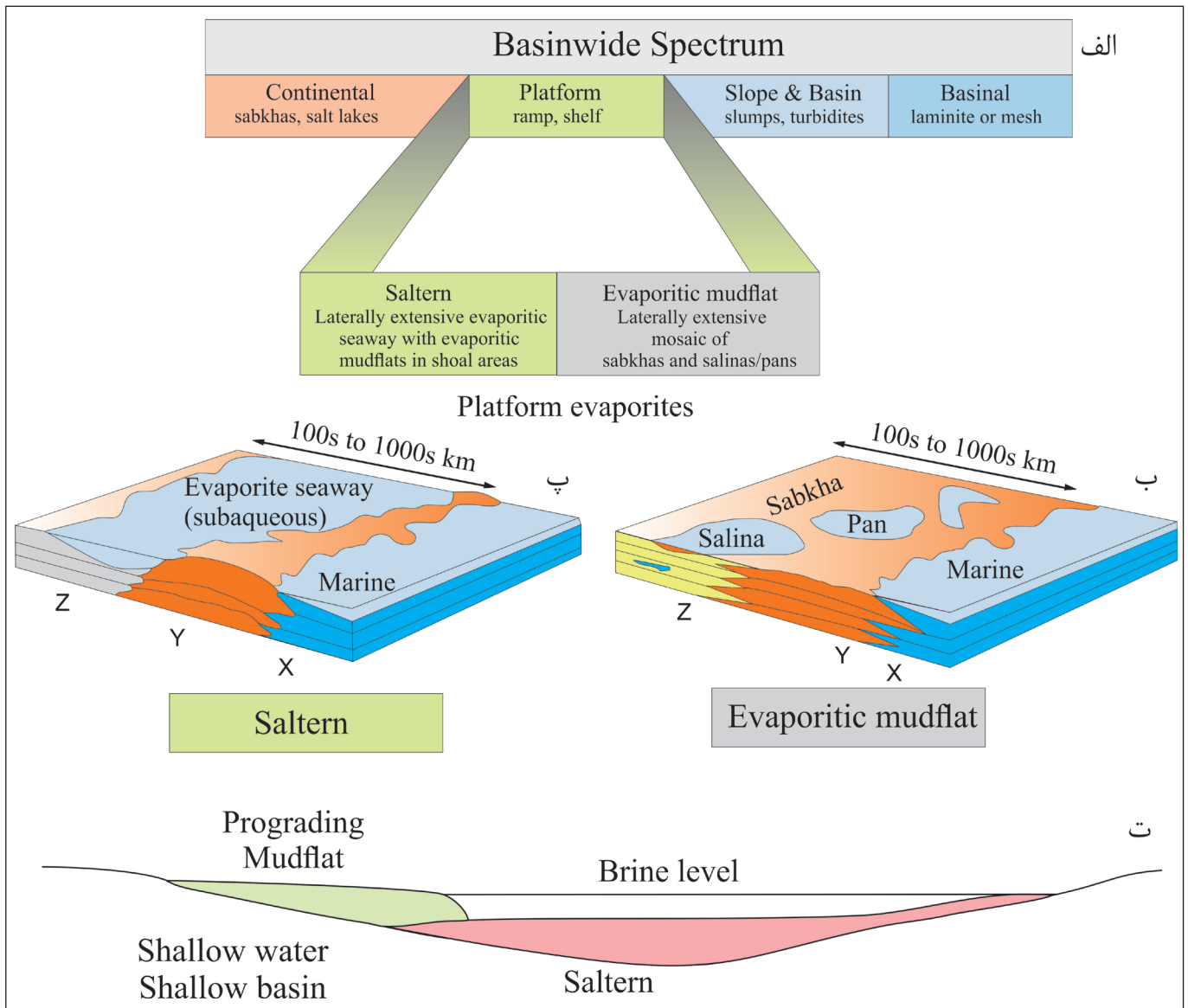
۷-۲. رخساره تبخیری

رسوبات تبخیری در محیط‌های مختلف نهشته می‌شوند. بر اساس بررسی‌های انجام شده بر روی رخساره‌های کربناته، محیط رسوب‌گذاری سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه رمپ کربناته معرفی شد. (Kavoosi and Sherkati (2012) و Daraei et al. (2014) در منطقه لرستان و فروافتادگی دزفول، انیدریت قاعده‌ای را یکی از واحدهای عضو کلهر معرفی کرده‌اند که در نتیجه پایین‌افتادگی سطح آب دریا در محیطی مجزا در رمپ کربناته تشکیل شده است. با توجه به تقسیم‌بندی محیط‌های تبخیری ارائه شده توسط Warren (2006 and 2016) برای محیط تشکیل نهشته‌های تبخیری در منطقه مورد مطالعه می‌توان محیط حوضچه‌های نمک‌گیری (سالترن) یا پهنه گلی را معرفی کرد (شکل ۸- الف).

محیط رمپ کربناته بر اساس میزان انرژی هیدرولیکی به سه زون X، Y و Z تقسیم‌بندی می‌شود (Irwin, 1965). در شکل‌های ۸- ب و پ محیط رسوبی حوضچه‌های نمک‌گیری و پهنه گلی نشان داده شده است. تنوع توالی تبخیری‌های نهشته شده در زون Z کاملاً وابسته به فیزیوگرافی نسبی زون Y است. اگر زون Y یک خط ساحلی (shoreline) با برجستگی کم و گسترش خوب باشد، در بسیاری از بخش‌های زون Z یک پهنه گلی تبخیری، موزائیکی از ساخاها و شوابه‌ها گسترش می‌یابد. حال اگر زون Y یک سد (shoal) با برجستگی بالاتر باشد، زون

در چرخه‌های تبخیری درون رمپ را نشان می‌دهد که با توجه به مدل‌های ارائه شده توسط Warren (1989) و Kendall (1992) در آب کم‌عمق و حوضه کم‌عمق نهشته شده است (شکل ۸-ت).

محیط رسوبی کم‌عمق دارد. از طرفی بافت‌های منطقه کم‌عمق به عنوان بافت غالب تبخیری بوده و در این حوضه بیشتر شرایط حوضچه‌های نمک‌گیری (کم‌عمق) حاکم بوده است، بنابراین انیدریت قاعده‌ای، نهشته‌های حوضچه‌های نمک‌گیری



شکل ۸- الف جایگاه و موقعیت نهشته‌های تبخیری (Irwin, 1965)؛ ب) مدل محیط رسوبی پهنه‌ی گلی؛ پ) بلوک دیاگرام از مدل محیط رسوبی پیشنهادی حوضچه‌های نمک‌گیری برای نهشته تبخیری در منطقه مورد مطالعه (Irwin, 1965)؛ ت) مدل رسوبی پیشنهادی آب کم‌عمق- حوضه کم‌عمق برای نهشته‌های تبخیری منطقه مورد مطالعه (Kendall, 1992; Warren, 1989).

۸- بررسی رخساره تبخیری در زیرسطح و ارائه مدل محیط رسوبی

به منظور بررسی گسترش، روند تغییرات رخساره‌ها و نوع کانی تبخیری در بخش پایینی سازند آسماری در چاه‌های موجود در منطقه مورد پژوهش، از نمودارهای چاه‌پیمایی مانند نگار گاما، نگار صوتی، نگار نوترونی و نگار چگالی استفاده شده است.

۸-۱. نگار گاما

مقدار عددی حاصل از نگار گاما برای کانی‌های تبخیری نزدیک صفر است (Guyotte, 1993; Tiab and Donaldson, 2004). بررسی‌های انجام شده بر روی نگار گامای ۱۷ حلقه چاه نشان داد که چاه‌های لب سفید و پلنگان در حاشیه شمالی و کوپال در قسمت جنوبی فروافتادگی دزفول بدون رخساره تبخیری در بخش پایینی

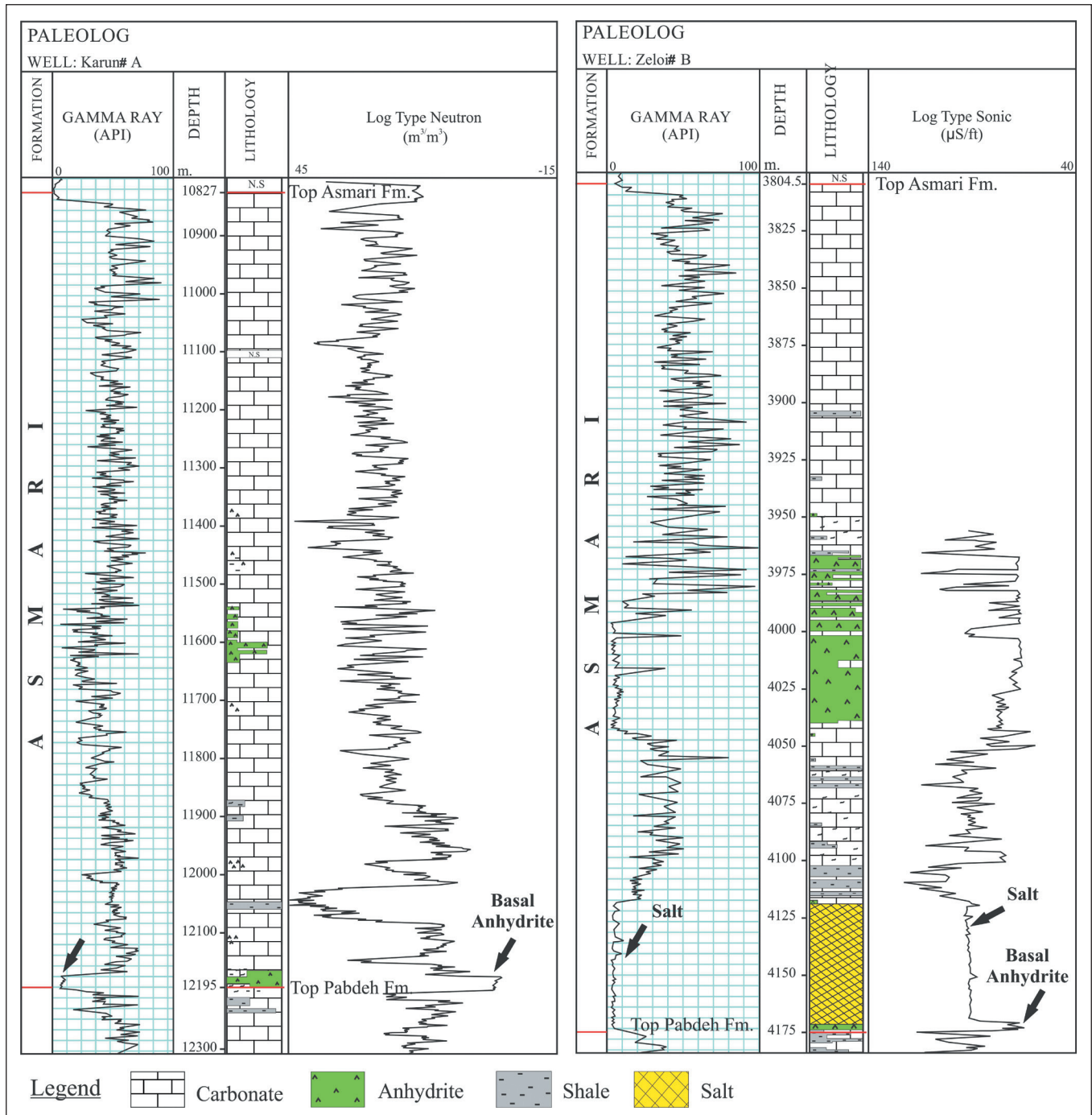
سازند آسماری هستند و چاه‌هایی که عمدتاً در بخش مرکزی فروافتادگی دزفول قرار دارند، مانند زیلابی (A) و (B)، لالی (B)، کارون (A)، کیود و ماماتین دارای رخساره تبخیری با ضخامت‌های متغیر هستند (شکل ۹). ضخامت رخساره تبخیری از چاه‌های حاشیه شمال باختر و جنوب خاور فروافتادگی دزفول (کیود و ماماتین) به سمت چاه‌های مرکزی (زیلابی، لالی و کارون) کاهش می‌یابد.

۸-۲. نگار نوترونی

رخساره‌هایی همانند ماسه‌سنگ تمیز نیز دارای مقدار عددی صفر در نگار گاما است. بنابراین، نگار گاما به تنهایی نمی‌تواند مشخص‌کننده کانی تبخیری در سازند باشد.

برای ژپیس (کانی آب دار) مخالف صفر ($\Phi_{CNL}=49\%$) است (Guyotte, 1993);
 با تلفیق داده‌های نگار گاما و نگار نوترونی ۱۲ حلقه
 چاه، محدوده رخساره تبخیری و نوع کانی تبخیری شناسایی شد (شکل ۹).

نگار نوترونی یک نگار تخلخل (تخلخل نوترونی) است که مقدار هیدروژن را
 در لایه رسوبی اندازه گیری می‌کند. از آنجایی که انیدریت در ترکیب خود آب
 ندارد، مقدار داده نگار نوترون نزدیک صفر است، در حالی که مقدار این داده



شکل ۹- نگار گاما و نوترونی برای شناسایی محدوده رخساره تبخیری (پیکان) و کانی تبخیری انیدریت در چاه کارون (A)، نگار صوتی برای تشخیص هالیت و انیدریت در چاه زیلابی (B). (شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب، ۱۳۹۰).

۸-۳. نگار صوتی

سرعت امواج صوت در لیتولوژی‌های مختلف، متفاوت است و بر حسب زمان رفت و برگشت صوت (Δt) می‌توان نوع لیتولوژی را مشخص کرد. مقدار (Δt) برای انیدریت، ژئیس و هالیت (نمک) به ترتیب برابر با $66/7 \mu\text{sec}/\text{ft}$ ، $53-52$ ، 50 است (Guyotte, 1993; Tiab and Donaldson, 2004). بنابراین برای مشخص کردن نوع کانی تبخیری (انیدریت، ژئیس و هالیت) در نمونه‌های زیرسطحی می‌توان از نگار صوتی استفاده کرد. با توجه به بررسی‌های انجام شده بر روی نگار صوتی ۱۲ حلقه چاه مشخص شد که چاه‌های مرکزی فروافتادگی دزفول مانند زیلابی (B)، هفتکل (B) و نفت سفید دارای نمک (هالیت) و انیدریت قاعده‌ای هستند (شکل ۹).

۸-۴. نگار چگالی

میزان پرتو بازگشتی از پرتوهای رادیواکتیو به گاما به چگالی و میزان تخلخل سنگ بستگی دارد. از آنجایی که کانی تبخیری خالص و بدون تخلخل است، بنابراین چگالی خاص خود را نشان می‌دهد و تخلخل آنها صفر است. چگالی انیدریت، ژئیس و نمک به ترتیب $2/98$ ، $2/32$ و 2 است (Guyotte, 1993; Tiab and Donaldson, 2004). با بررسی نگار چگالی ۱۲ حلقه چاه مشخص شد که ۸ حلقه چاه مرکزی فروافتادگی دزفول دارای انیدریت (زیلابی (A) و (B)، کارون (A) و (B)، مسجد سلیمان (B)، هفتکل (B)، کبود و نفت سفید)، ۳ حلقه چاه در مرکز فروافتادگی دزفول دارای لایه‌های انیدریت و نمک (زیلابی (B)، هفتکل (B) و نفت سفید) و یک حلقه چاه در قسمت جنوبی فروافتادگی دزفول (کوپال) بدون کانی تبخیری هستند. به‌طور کلی با توجه به داده‌های شاخص برای هر کانی تبخیری در هر

نگار و با در کنار هم قرار دادن ۴ نگار مورد بررسی و مقایسه آنها، می‌توان محدوده رخساره و نوع کانی تبخیری و ضخامت هر یک را در بخش پایینی سازند آسماری مشخص کرد (جدول ۲). شایان ذکر است که ژئیس در هیچ یک از چاه‌های مورد بررسی مشاهده نشده است (شکل ۱۰).

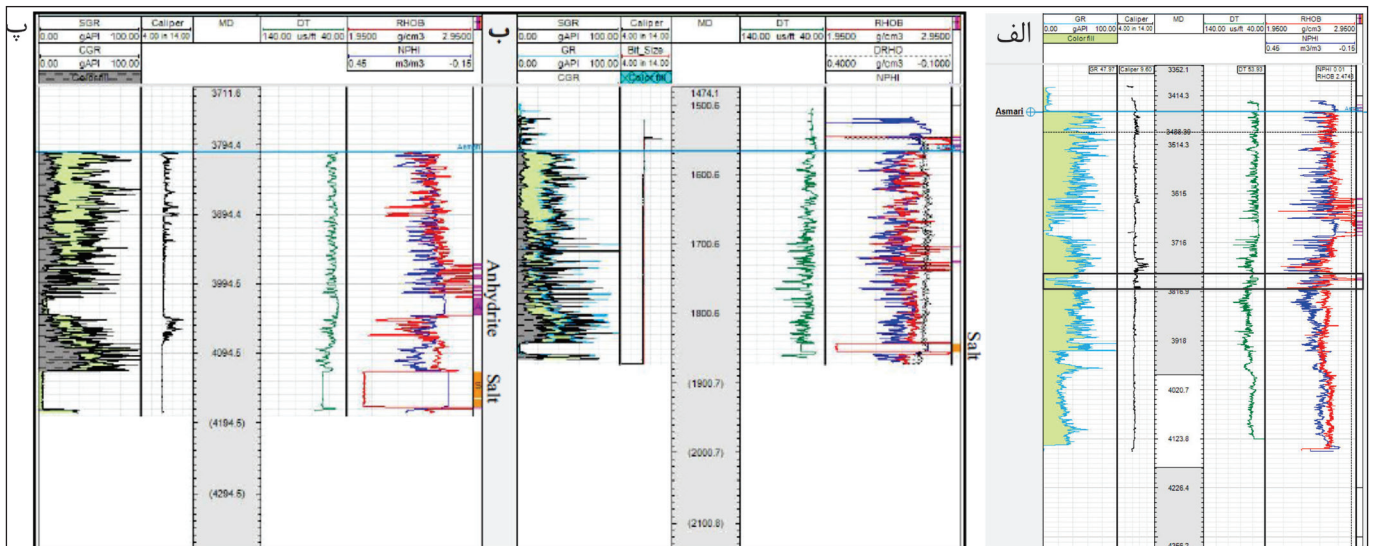
۹- گسترش جانبی رخساره تبخیری

روند تغییر ضخامت انیدریت قاعده‌ای در فروافتادگی دزفول نشان می‌دهد که حداقل ضخامت این واحد در قسمت شمالی حوضه (ضخامت صفر) و حداکثر ضخامت این واحد مربوط به حاشیه شمال باختر (چاه کبود با ۴۶ متر ضخامت) و بخش نزدیک به مرکز حوضه (چاه پایله با ۳۵ متر ضخامت) است (شکل ۱۱-الف). به سمت مرکز حوضه و چاه‌های دارای هالیت، ضخامت انیدریت کاهش می‌یابد. روند تغییر ضخامت هالیت همراه انیدریت در نقشه هم ضخامت نشان از حداکثر ضخامت هالیت (حدود ۱۰۰ متر) و حداقل ضخامت انیدریت (۳ متر) در مرکز حوضه فروافتادگی دزفول و حداقل ضخامت هالیت (ضخامت صفر) در اطراف این حوضه دارد (شکل ۱۱-ب). برای مقایسه و درک بهتر تغییرات جانبی رخساره‌ها در راستاهای غیر یکسان از نمودار نرده‌ای استفاده شده است. با توجه به شکل ۱۱-ب انیدریت تقریباً در تمام بخش‌های حوضه فروافتادگی دزفول با ضخامت متغیر گسترش یافته در حالی که هالیت تنها در دو محدوده مشخص نهشته شده است. بنابراین می‌توان حوضه بزرگ فروافتادگی دزفول را به دو زیرحوضه تقسیم کرد که در هر یک از این زیرحوضه‌ها انیدریت در حاشیه و هالیت در مرکز حوضه نهشته شده است.

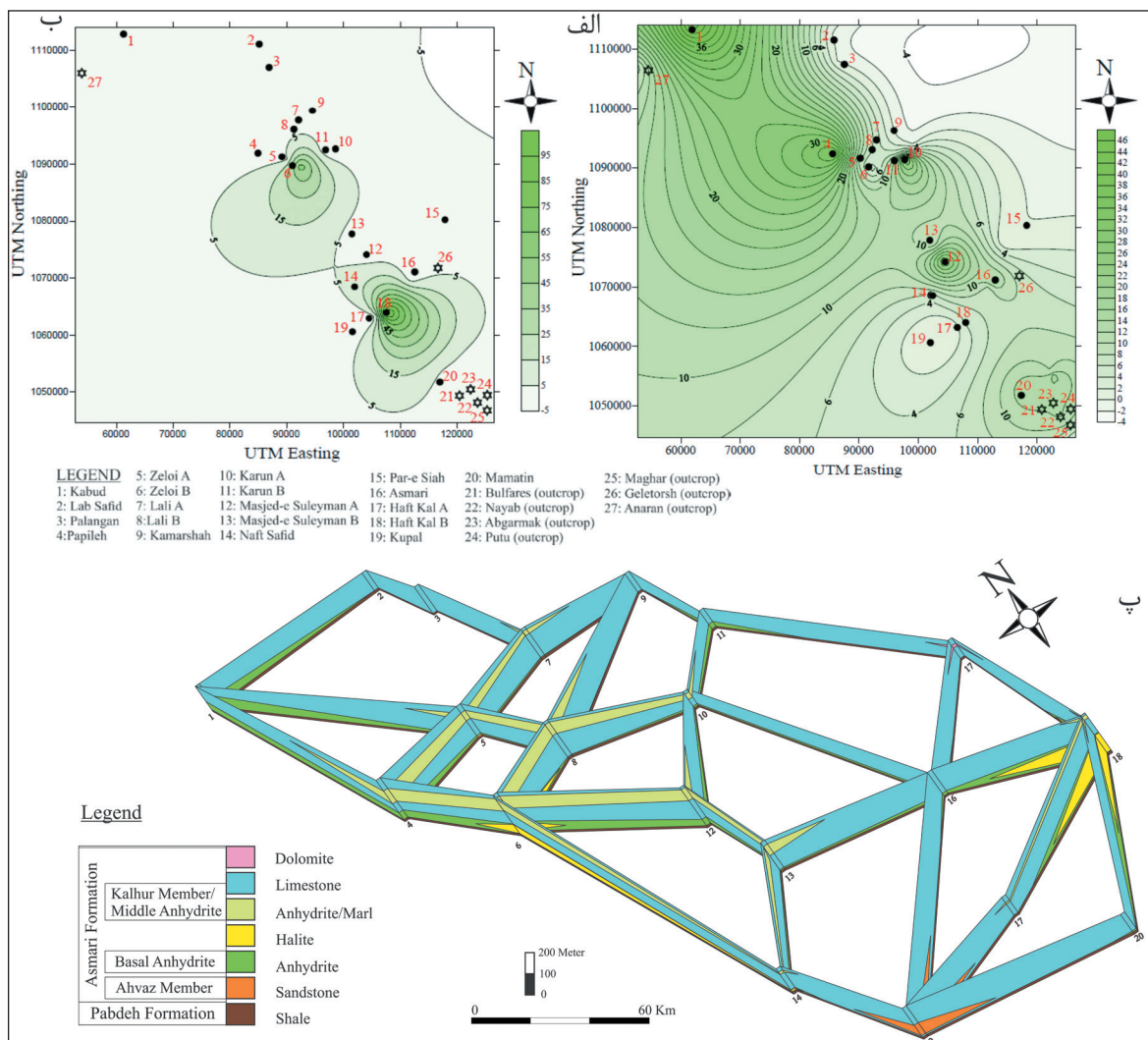
جدول ۲- ضخامت لایه تبخیری انیدریت و هالیت و عمق حضور انیدریت قاعده‌ای در ۲۰ چاه مورد بررسی در زون فروافتادگی دزفول. وجود انواع نگارهای ژئوفیزیکی به تفکیک برای هر چاه مشخص شده است.

چاه	نگار گاما	نگار نوترونی	نگار صوتی	نگار چگالی	انیدریت (m)	هالیت (m)	عمق انیدریت (m)
کبود	*	*	*	*	۴۶	---	۵۹۵۰
لب سفید	*	*	*	*	---	---	---
پلنگان	*	*	*	*	---	---	---
پایله	*	*	*	*	۳۵	---	۵۱۶۰
زیلابی (A)	*	*	*	*	۸	۳	۳۷۹۳
زیلابی (B)	*	*	*	*	۳	۵۲	۴۱۷۰
لالی (A)	*	*	*	*	۵	---	۱۵۷۶
لالی (B)	*	*	*	*	۶	---	۲۴۵۲
کمرشاه	*	*	*	*	۴	---	۹۷۱۸
کارون (A)	*	*	*	*	۲۷	---	۱۲۱۹۵
کارون (B)	*	*	*	*	۹	---	۳۸۱۱
مسجد سلیمان (A)	*	*	*	*	۲۵	---	۲۵۵۰
مسجد سلیمان (B)	*	*	*	*	۸	---	۷۵۶
نفت سفید	*	*	*	*	۵	۱۲	۱۸۵۹
پرسیاه	*	*	*	*	---	---	---
آسماری	*	*	*	*	۱۳	---	۳۴۱
هفتکل (A)	*	*	*	*	---	---	---
هفتکل (B)	*	*	*	*	۴	۱۰۰	۱۵۱۹
کوپال	*	*	*	*	---	---	---
ماماتین	*	*	*	*	۱۴	---	۷۰۲

(*: دارای نگار)



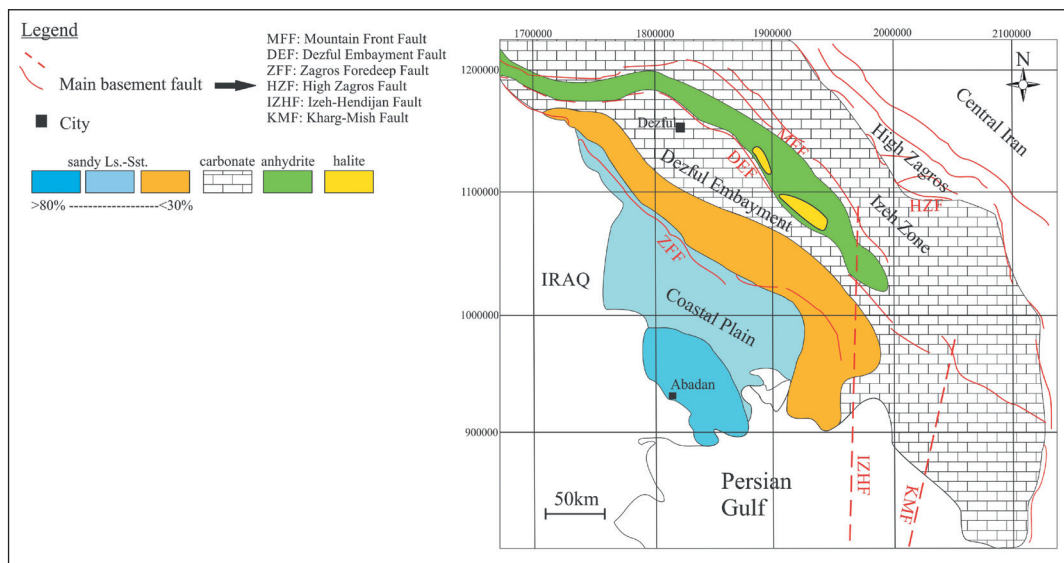
شکل ۱۰- لاگ‌های گاما (GR)، صوتی (DT)، نوترونی (NPHI) و چگالی (RHOB) برای چاه‌های الف) زیلابی (A) محدوده و موقعیت انیدریت قاعده‌ای (کادر سیاه رنگ)؛ ب) نفت سفید؛ پ) زیلابی (B) (موقعیت نمک در بخش پایینی سازند آسماری حرف S و انیدریت میانی سازند آسماری حرف A است) (شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، ۱۳۹۰).



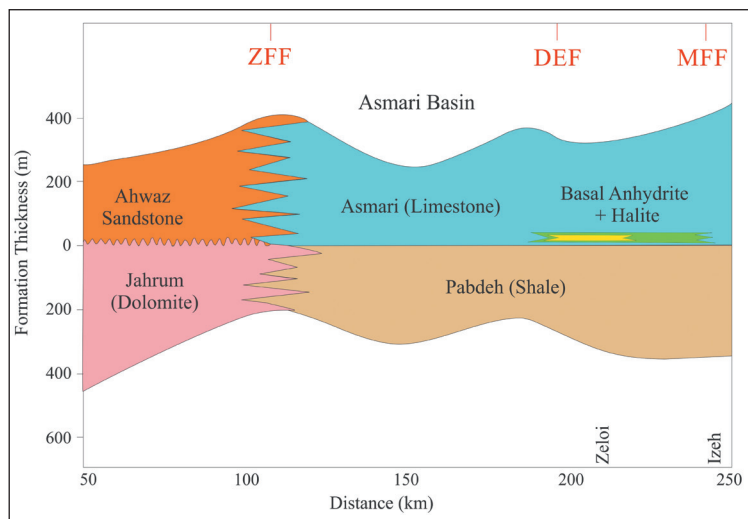
شکل ۱۱- الف) نقشه هم‌ضخامت انیدریت قاعده‌ای در منطقه مورد مطالعه. ضخامت انیدریت قاعده‌ای به سمت بخش‌های نزدیک به مرکز حوضه فروافتادگی دزفول زیاد شده است؛ ب) نقشه هم‌ضخامت هالیت نهشته شده بر روی انیدریت قاعده‌ای در منطقه‌ی مورد مطالعه. ضخامت هالیت به سمت مرکز حوضه‌ی فروافتادگی دزفول افزایش یافته است (دایره و ستاره به ترتیب موقعیت چاه‌ها و رخنمون‌ها را نشان می‌دهند)؛ پ) ارتباط جانبی بین رخنساره‌های تبخیری و کربناته در ۲۰ چاه مورد مطالعه (منطقه فروافتادگی دزفول).

و عمق آن کاهش می‌یابد. هنگامی که تعادل هیدرولوژیکی حوضه برقرار نشود، رسوبات تبخیری (ژپس / انیدریت) نهشته می‌شوند. با ادامه این روند، شرایط برای نهشته شدن هالیت نیز فراهم می‌شود. تا زمانی که امکان نفوذ جریان‌های ورودی به حوضه وجود نداشته باشد، سطح رسوب‌گذاری هالیت شدیداً افزایش می‌یابد و حوضه با هالیت حوضچه‌های نمک‌گیری پر می‌شود. با ایجاد ارتباط حوضه با دریای باز دوباره شرایط برای نهشته شدن رسوبات کربناته فراهم می‌شود. به‌طور کلی نهشته شدن انیدریت قاعده‌ای در یک حوضه مجزا و کم‌عمق (حوضچه‌های نمک‌گیری) بوده که ارتباط محدودی با دریای باز داشته و با ادامه فرایند تبخیر و قطع ارتباط با دریای باز شرایط برای نهشته شدن هالیت در مرکز حوضه فراهم شده است.

با توجه به بررسی‌های انجام شده در این پژوهش و با اضافه کردن ضخامت نهشته‌های هالیتی به رسوبات و واحدهای سازند آسماری، می‌توان مدل ارائه شده توسط James and Wynd (1965)، Berberian and King (1981) و Ahmadhadi et al. (2007) و مطیعی (1372) را به صورت شکل‌های ۱۲ و ۱۳ نمایش داد. با توجه به مدل‌ها، نهشته تبخیری از شمال باختر تا جنوب خاور از حوضه فروافتادگی دزفول گسترده شده و نهشته هالیتی تنها دو بخش مرکزی از حوضه را به خود اختصاص داده است. بر اساس نظرات Warren (2016) می‌توان نتیجه گرفت در مراحل آغازین جدا شدن حوضه که ارتباط آن با دریا قطع می‌شود، امکان تشکیل رسوبات کربناته در حوضه وجود دارد. با نهشته شدن رسوبات کربناته، حوضه شروع به پر شدن می‌کند



شکل ۱۲- نقشه جغرافیای دیرینه زاگرس در زمان میوسن پیشین (اکی‌تائین). حوضه تبخیری در امتداد شمال باختر- جنوب خاور گسترش داشته است که بر اساس پژوهش انجام شده، نهشته هالیت در دو بخش مرکزی حوضه فروافتادگی دزفول نهشته شده است (با تغییراتی از James and Wynd, 1965؛ Berberian and King, 1981؛ Ahmadhadi et al., 2007؛ مطیعی ۱۳۷۲).



شکل ۱۳- با توجه به پژوهش انجام شده اضافه شدن نهشته هالیت در بخش مرکزی حوضه. فروافتادگی دزفول و نقشه پیشنهادی برای گسترش انیدریت قاعده‌ای، MFF: گسل پیشانی کوهستان، DEF: گسل فروافتادگی دزفول ZFF: گسل پیشانی زاگرس (با تغییراتی از Ahmadhadi et al., 2007).

۱۰- نتیجه گیری

انیدریت، وجود هالیت در بخش پایینی سازند آسماری توسط نگار صوتی و دانسیته تأیید شد. با توجه به حضور ضخامت زیاد هالیت در منطقه مورد مطالعه، قرار گرفتن لایه‌های تبخیری بر روی رسوبات کربناته مناطق کم‌عمق و نیز حضور بافت‌های مناطق کم‌عمق در حاشیه حوضه می‌توان بیان کرد که از نظر توپوگرافی حوضه تشکیل شده از نوع حوضه‌های تبخیری حوضه گستر بوده که رسوبات منطقه (کمی) عمیق با رسوبات منطقه کم‌عمق جانشین شده است. حوضه رسوبی از نوع آب کم‌عمق - حوضه کم‌عمق است. به بیان دیگر اگر چه این تبخیری‌ها در موقعیت دور از ساحل یک حوضه رسوبی تشکیل شده‌اند، اما عمق آب در این بخش چندان زیاد نبوده و تبخیرهای منطقه حوضه‌های نمک‌گیری غالب بوده است.

سپاسگزاری

نگارندگان از دانشگاه بوعلی سینا به خاطر حمایت‌های مالی و در اختیار گذاشتن امکانات لازم برای انجام این پژوهش و از بخش زمین‌شناسی شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب برای همکاری در نمونه‌برداری کمال تشکر را دارند.

انیدریت قاعده‌ای از واحد تبخیری مهم در قاعده‌ای سازند آسماری است. مجموعه رسوبی انیدریت قاعده‌ای و رسوبات زیرین و بالایی این واحد در ناحیه فروافتادگی دزفول و حاشیه آن به منظور بررسی محیط رسوبی و تعیین گسترش رسوبات تبخیری مورد مطالعه قرار گرفت. با بررسی رخنمون‌ها در ۷ برش سطحی، سه مجموع رخساره‌ای لاگونی، پهنه میان‌کشدی و فراکشدی برای رسوبات کربناته شناسایی شد. حضور رخساره انیدریت در منطقه مورد مطالعه نشان‌دهنده محیط پهنه فراکشدی از محیط رمپ داخلی است. انیدریت قاعده‌ای با نزدیک شدن به سطح زمین به ژیبس ثانویه با بافت غالب آلاباستر تبدیل شده است. با توجه به ویژگی‌های بیان شده و عدم حضور بافت‌های منطقه پهنه گلی، انیدریت قاعده‌ای را می‌توان به محیط حوضه‌های نمک-گیری نسبت داد که در یک محیط مجزا و تحت تأثیر آب دریا تشکیل شده است. با توجه به نگار گاما همراه با نگار نوترونی، نگار صوتی و نگار چگالی در ۱۲ حلقه چاه مشخص شد که در تعدادی از چاه‌ها، بخش پایینی سازند آسماری در تعدادی از چاه‌ها رخساره تبخیری و با ضخامت‌های متفاوت دارد. انیدریت کانی تبخیری موجود در عمق‌های بیش از ۵۰۰ متر است. علاوه بر

کتابنگاری

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰۷ ص.
- رحمانی، س.، ۱۳۹۶- محیط رسوبی و نحوه‌ی تشکیل انیدریت قاعده‌ای (سازند آسماری) در رخنمون‌های شمال فروافتادگی دزفول، جنوب غرب ایران، رساله دکترا، دانشگاه بوعلی سینا همدان.
- رحمانی، ع.، ۱۳۹۰- چینه‌شناسی سازند آسماری در تاقدیس‌های بنگستان و خویز و میدان نفتی پارس، رساله دکترا، دانشگاه اصفهان.
- شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، ۱۳۹۰- نتایج چاه‌نگاری میدان‌های فروافتادگی دزفول، گزارش داخلی، منتشر نشده.
- صیرفیان، ع.، ارزانی، ن.، طاهری، ع.، وزیری، ح. و هاشمی، م.، ۱۳۸۶- گزارش نهایی پروژه پژوهشی و تحقیقاتی رخساره‌شناسی سازند آسماری در بلندی‌های باختر- شمال باختر زاگرس (دهلران- خرم‌آباد- چنگوله). شرکت ملی نفت ایران، مدیریت پژوهش و فناوری، قرارداد شماره: ۸۵۰۰۸-۸۱، چهار جلد.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲- چینه‌شناسی زاگرس، طرح تدوین کتاب، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۳۶ ص.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۴- زمین‌شناسی ایران: زمین‌شناسی نفت زاگرس جلد ۱ و ۲، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۱۰ ص.

References

- Abdioglu, E., Arslan, M., Aydınçakır, D., Gündoğan, İ. and Helvacı, C., 2015- Stratigraphy, mineralogy and depositional environment of the evaporite unit in the Aşkale (Erzurum) sub-basin, Eastern Anatolia (Turkey). *Journal of African Earth Sciences*, v. 111, p. 100- 112. (DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2015.07.013)
- Adams, T. D. and Bourgeois, F., 1967- Asmari Biostratigraphy. Report 1074, Tehran, Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division. Unpublished.
- Adams, T. D., 1968- Asmari Formation thickness maps for Khuzestan and Lurestan, with stratigraphic comments. Technical Memo. 49, Tehran, Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division, Unpublished.
- Ahmadhadi, F., Lacombe, O. and Daniel, J. M., 2007- Early reactivation of basement faults in Central Zagros (SW Iran): evidence from pre-folding fracture populations in Asmari Formation and lower Tertiary paleogeography. In *Thrust Belts and Foreland Basins*. Springer, Berlin, Heidelberg, p. 205-228. (DOI: 10.1007/978-3-540-69426-7-11)
- Bakhtiari, S., 2009- Road atlas of Iran. Gitashenasi geographical and cartographic institute publication, Tehran.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 18, p. 210- 265.
- Boggs, S., 2009- Petrology of sedimentary rocks. Cambridge University Press, p. 660.
- Burchette, T. P. and Wright, V. P., 1992- Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, v. 79, p. 2- 57. (DOI: 10.1016/0037-0738(92)90003-A).
- Buxton, M. W. N. and Pedley, H. M., 1989- A standardized model for Thehyan Tertiary carbonates ramps. *Journal of the Geological Society*, London, v. 149, p. 746- 748. (DOI: 10.1144/gsjgs.146.5.0746).
- Daraei, M., Amini A. and Ansari, M., 2014- Facies analysis and depositional environment study of the mixed carbonate-evaporite Asmari Formation (Oligo-Miocene) in the sequence stratigraphic framework, NW Zagros, Iran. *Carbonates and Evaporites*, v. 30, p. 253- 272. (DOI: 10.1007/s13146-014-0207-4).

- Dunham, R. J., 1962- Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In: Classification of Carbonate Rocks, a Symposium ed. W. Ham. AAPG, Mem 1, p. 108- 121.
- Flügel, E., 2010- Microfacies of Carbonate Rocks Analysis, Interpretation and Application New Perspectives in Microfacies. Springer Berlin Heidelberg, p. 984. (DOI: 10.1007/10.1007/978-3-642-03796-2).
- Guyotte, E., 1993- Log interpretation memento quick-look. Elf aquitaine production, p. 48.
- Irwin, M. L., 1965- General theory of epeiric clear water sedimentation. AAPG Bulletin, v. 49, p. 445- 459. (DOI: 10.1306/A6633632-16C0-11D7-8645000102C1865D).
- James, G. A. and Wynd, J. G., 1965- Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium, agreement area. AAPG Bulletin, v. 49, p. 2182-2245. (DOI: 10.1306/A663388A-16C0-11D7-8645000102C1865D).
- Kavoosi, M. A. and Sherkati, Sh., 2012- Depositional environments of the Kalhur Member evaporates and tectonosedimentary evolution of the Zagros fold-thrust belt during Early Miocene in south westernmost of Iran. Carbonates and Evaporites, v. 27, p. 55- 69. (DOI: 10.1007/s13146-012-0084-7).
- Kendall, A. C., 1992_ Evaporites. In R.G. Walker, James, N.P. eds. Facies Models: Responses to sea level change, Geological Association of Canada, p. 375- 409.
- Ortí, F., Rosell, L. and Anadón, P., 2010- Diagenetic gypsum related to sulfur deposits in evaporites (Libros Gypsum, Miocene, NE Spain). Sedimentary Geology, v. 228(3), p. 304- 318. (DOI: 10.1016/j.sedgeo.2010.05.005).
- Ortí, F., Rosell, L., Playà, E. and Salvany, J. M., 2012- Meganodular anhydritization: a new mechanism of gypsum to anhydrite conversion (Palaeogene–Neogene, Ebro Basin, North-East Spain). Sedimentology, v. 59(4), p. 1257-1277. (DOI: 10.1111/j.1365-3091.2011.01305.x).
- Rafiei, B. and Rahmani, S., 2017- Textural pattern of secondary gypsum in the Basal Anhydrite of the Asmari Formation, SW Iran. Geopersia, v. 7(2), p. 267- 278. (DOI: 10.22059/GEOPE.2017.229055.648305).
- Sherkati, S. and Letouzey, J., 2004- Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros Izeh Zone and Dezful Embayment), Iran. Marine and Petroleum Geology, v.21, p. 535- 554. (DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2004.01.007).
- Tiab, D. and Donaldson, E. C., 2004- Petrophysics: theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties. Elsevier. p. 889.
- Urai, J. L., Schlöder, Z., Spiers, C. J. and Kukla, P. A., 2008- Flow and Transport Properties of Salt Rocks. In R. Littke, ed. Dynamics of complex intracontinental basins: The Central European Basin System, Elsevier, p. 277–290.
- Van Buchem, F. S. P., Allan, T. L., Laursen, G. V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N. A. H., Tahmasbi, A. R., Vedrenne, V. and Vincent, B., 2010- Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations), SW Iran. Geological Society, London, special publications, v. 329, p. 219- 263. (DOI: 10.1144/sp329.10).
- Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A. and Motiei, H., 2010- Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran. Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 27, p. 56- 71. ([http://satori.geociencias.unam.mx/27-1/\(05\)Vaziri.pdf](http://satori.geociencias.unam.mx/27-1/(05)Vaziri.pdf)).
- Warren, J. K., 1989- Evaporite sedimentology: Importance in hydrocarbon accumulation: Englewood Cliffs, Prentic-Hall, p. 285.
- Warren, J. K., 2006- Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons. Berlin, Springer, p. 1036. (DOI: 10.1007/3-540-32344-9).
- Warren, J. K., 2016- Evaporites: A geological compendium. Springer. p. 1813. (DOI: 10.1007/978-3-319-39193-9_100-1).
- Wilson, J. L., 1975- The lower carboniferous Waulsortian facies. Carbonate Facies in Geological History. Springer, Verlag, New York, p. 471. (DOI: 10.1007/978-1-4612-6383-8_5).

Depositional environments and the extension of basal anhydrite (Asmari Formation) evaporitic facies in the Dezful embayment and surrounding areas, SW Iran

S. Rahmani¹ and B. Rafiei^{2*}

¹Ph.D., Department of Geology, University of Bu-Ali Sina, Hamedan, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, University of Bu-Ali Sina, Hamedan, Iran

Received: 2017 May 25

Accepted: 2018 August 05

Abstract

The Oligo-Miocene Asmari Formation consists of carbonate facies with lesser amount of evaporites. The evaporite unit deposited at the base of the Asmari Formation is called the Basal Anhydrite. Depositional model was investigated using field data, geophysical logs and the Basal Anhydrite facies in the Dezful Embayment (DE). Seven microfacies were recognized in seven outcrops located in the Bangestan, Sefid, Asmari and Anaran anticlines. They were deposited in tidal flat and lagoon environments of inner ramp. Anhydrite facies is a distinct and pure evaporite unit with no carbonate components. Two main textures, fine crystalline (alabastrine) and coarse crystalline (porphyroblast), were distinguished in samples indicating replacement of anhydrite by gypsum. Gamma ray, neutron, sonic and density logs of 20 wells in 15 oilfields in the DE indicate that evaporite facies, present at the base of the Asmari Formation, is composed of anhydrite and halite. Anhydrite is present in the most of the DE wells and halite and small amount of anhydrite are present in three central wells. The results of geophysical logs and microfacies studies of the Asmari Formation reveal shallow water-shallow basin environment for the Basal Anhydrite.

Keywords: Basal Anhydrite, Dezful Embayment, Asmari Formation, Geophysical logs.

For Persian Version see pages 101 to 114

*Corresponding author: B. Rafiei; E-mail: b_rafiei@basu.ac.ir