

رخساره‌های مرز سازندهای پابده و آسماری در برش کوه آسماری: گواهی بر ناپیوستگی مرز روپلین-شاتین در ایران

هادی امین‌رسولی^{۱*}، یعقوب لاسمی^۲، مصطفی قماش^۳، شرمین ظاهری^۴

^۱ گروه علوم زمین، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران
^۲ سازمان زمین‌شناسی ایالت ایلینوی، دانشگاه ایلینوی، آمریکا
^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
^۴ آموزش و پرورش سنندج، سنندج، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۰۳/۲۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۷/۰۶

چکیده

در برش کوه آسماری، نهشته‌های بالایی سازند پابده دربردارنده رخساره‌های میکروبی (توفا و استروماتولیت) وابسته به محیط‌های دریاچه‌ای است. مرز بالایی نهشته‌های یاد شده ناپیوسته است و با افقی از خاک قدیمی مشخص شده است. بر روی این افق، انیدریت پایه و نهشته‌های ژرف زون تدریجی سازندهای پابده و آسماری جای دارند. هم‌ارز زون تدریجی، نهشته‌های بخش پایینی سازند آسماری در برش‌های کوه میش، شاهزاده عبدالله، تنگ سرخ و رگ سفید و چاه‌های گچساران ۳۱ و آغاچاری ۶۱ هستند که بر روی مرز ناپیوسته یا پیوستگی هم‌ارز جای دارند. بنابراین، انیدریت پایه و نهشته‌های زون تدریجی، به سازند آسماری وابسته هستند. تغییرات بارز رخساره‌ها در نزدیک مرز سازندهای آسماری-پابده به رخداد بارگذاری راندگی، تغییرات آب و هوا و نوسانات سطح نسبی دریاها در مرز روپلین-شاتین وابسته است.

کلید واژه‌ها: سازند پابده، سازند آسماری، برش کوه آسماری، روپلین، شاتین

نویسنده مسئول: هادی امین‌رسولی

E-mail: h.aminrasouli@uok.ac.ir

۱- مقدمه

سنگ‌های سازندهای پابده و آسماری (James & Wynd, 1965) در حوضه پیش‌خشکی جلوی کمربند کوهزایی زاگرس (Alavi, 2004) نهشته شده‌اند. سازند پابده (پالوسن تا الیگوسن بالایی) (Wynd, 1965) دربردارنده شیل‌های ارغوانی (بخش پایینی) و آهک‌های چرتی (بخش بالایی) است. این سازند در برش الگو (شمال میدان نفتی لالی در مسجد سلیمان) نزدیک ۸۰۰ متر ستیرا دارد (James & Wynd, 1965) و با مرز ناپیوسته سازند گورپی را می‌پوشاند (نجفی، ۱۳۷۷).

برش الگوی سازند آسماری در تنگ گل ترش کوه آسماری (Richardson, 1924) است (شکل ۱- الف) و دربردارنده سنگ‌های کربناتی، به‌طور عمده، مارن/شیل، انیدریت و ماسه‌سنگ است و با مرز ناپیوسته در زیر سازند گچساران جای دارد (شکل ۱- ب). این سازند دربردارنده بخش‌های آسماری زیرین (الیگوسن)، میانی (اکیتاین) و بالایی (بوردیگالین) است (Thomas, 1950; Adams & Bourgeois, 1967). بخش آسماری زیرین در برش الگو/کوه آسماری وجود ندارد و هم‌ارز آن زون تدریجی است (مطیعی، ۱۳۷۲). زون تدریجی بر روی افق انیدریت پایه جای دارد و دربردارنده شیل/مارن‌های ژرف است.

پژوهشگران در مورد سن دقیق انیدریت پایه و نهشته‌های روی آن، وابستگی آن به سازندهای پابده و آسماری اتفاق نظر ندارند (James & Wynd 1965) سن این لایه‌ها را الیگوسن و آنها را درون سازند پابده جای دادند (شکل ۱- ب). به‌باور Lees (1933) و Adams (1969) انیدریت پایه و نهشته‌های تدریجی روی آن بخشی از سازند آسماری هستند. Stoneley (1975) با نگرشی متفاوت بیان داشت که هر جا انیدریت قاعده آسماری وجود دارد، زون تدریجی درون سازند آسماری رده‌بندی شده و زمانی که انیدریت پایه آسماری وجود ندارد می‌توان بدون توجه به فسیل‌ها، آنها را در سازند پابده رده‌بندی کرد.

مطیعی (۱۳۷۲) و آقائاتی (۱۳۸۳) مرز سازندهای پابده و آسماری را پیوسته و انیدریت پایه را معادل لایه‌های بالایی بخش کلهر به سن اکتیانین پسین بیان داشته‌اند. همچنین

Seyrafian (2000) (در ناحیه دهدز)، آرام (۱۳۸۳ در میدان رامین)، امیدپور (۱۳۸۳ در میدان کوپال)، (Vaziri-Moghaddam et al. (2005) (در ناحیه لالی) و Amirshahkarami et al. (2007) (در ناحیه چمن بلب) مرز سازندهای پابده و آسماری را، نیز، پیوسته بیان داشته‌اند. در عراق این لایه‌ها در سازند سری کاگنی (معادل سازند پابده) رده‌بندی شده‌اند (برای نمونه، مطیعی، ۱۳۷۲). هدف عمده این نوشته شرح رخساره‌ها در نزدیک مرز سازندهای پابده و آسماری، عامل مهم تغییرات آنها، وابستگی انیدریت پایه به سازندهای پابده و آسماری و سن مرز آنها در برش الگو است.

برای انجام این هدف، رخساره‌های بخش بالایی سازند پابده (شکل ۱- ج تا و) و بخش پایینی سازند آسماری در برش کوه آسماری (شکل ۱- و) بررسی و با نهشته‌های هم‌ارز در بخش مهمی از زاگرس، ایران مرکزی و جهان مقایسه شده‌اند.

۲- روش بررسی

شناسایی رخساره‌های سازندهای پابده و آسماری، در نزدیک مرز آنها، بر اساس بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی است. برای این کار بیش از ۱۰۰ نمونه برپایه تغییرات رخساره‌ای برداشت شد. نامگذاری سنگ‌های کربناتی به روش Dunham (1962) و تعیین محیط‌های رسوبی آنها بر اساس قانون والتر (Middelton, 1973) و مقایسه با محیط‌های امروزی و قدیمی (Flugel, 2004) انجام شده است. بررسی نهشته‌های تبخیری و ارائه مدل رسوبی آنها، نیز برای Kendall (1992) است.

۳- رخساره‌های بخش بالایی سازند پابده

بخش بالایی سازند پابده در کوه آسماری دربردارنده نهشته‌های شیل/مارن، آهک‌های پلاژیک و دوباره نهشته‌شده و سنگ‌های دولومیتی است (شکل ۱- ج تا و). این نهشته‌ها دربردارنده رخساره‌های زیر است:

۳-۱. رخساره شیل/مارن: رخساره شیل/مارن نهشته‌های لامینه‌ای و تیره رنگ غنی

گچساران)، میکروکودیم‌های نابرجا ناشی از فرسایش بخش‌های خارج از آب سکو (Donaldson et al., 1999)، شاهزاده عبدالله (۲۰ کیلومتری جنوب یاسوج) نهشته‌های کربناتی ماسه‌ای، تنگ سرخ (۲۰ کیلومتری جنوب خاور برش شاهزاده عبدالله) (امین‌رسولی، ۱۳۸۶) و رگ سفید (رئسی، ۱۳۷۷) نهشته‌های ماسه‌سنگی سرآغاز سازند آسماری، در چاه گچساران ۳۱ رخصاره شیل آهکی سوزن اسفنج‌دار ناشی از فرونشست ناگهانی و غرق شدن سکو و در چاه ۶۱ آغاجاری ماسه‌سنگ‌های ستر کانالی هستند، که بر روی مرز ناپیوسته/پیوستگی هم‌ارز جای دارند. نهشته‌های وامانده روی افق انیدریت پایه، نیز در هنگام پیشروی بیشتر سطح دریا و در بر روی سطح پیشروی (ts) ساخته شده‌اند.

۶- بحث

بررسی نهشته‌های بخش بالایی سازند پایده، در کوه آسماری، نشان‌دهنده تغییر ناگهانی رخصاره‌ها از نهشته‌های پلاژیک به قاره‌ای است. این تغییر ناشی از سازوکارهای زمین‌ساختی/بارگذاری راندگی، شرایط آب و هوایی و تغییرات جهانی سطح آب‌هاست (امین‌رسولی و لاسمی، ۱۳۸۷). بارگذاری راندگی منجر به پدیدار شدن شکست ناگهانی شیب حوضه شده و از پیشروی بخش‌های کم ژرف بر روی بخش‌های ژرف جلوگیری کرده است (Emery & Mayers, 1996). شکست ناگهانی شیب را پشته‌های زیر دریایی/فرازمین‌ها می‌سازند. آنها به صورت سدی حوضه‌های کوچک را از حوضه‌های اصلی جدا کرده‌اند. پس از آن پایین افتادن بسیار زیاد سطح نسبی دریا، ناشی از تغییرات جهانی سطح دریاها، منجر به پدید آمدن رخصاره‌های میکروبی تופا و استروماتولیت وابسته به دریاچه و افق خروج از آب/خاک، پس از خشک شدن دریاچه، شده است. تغییرهای یادشده در مرز توالی رده دوم (Lasemi et al., 2003) پدید می‌آیند و با توجه به سن نهشته‌های مورد بررسی (الیگو-میوسن) و ویژگی آنها به گمان قوی، با افت عمده سطح دریاها در روپلین پسین (Golonka & Kiessling, 2002) (شکل ۵-الف) هم‌زمان بوده است. پویایی زمین‌ساختی و پایین افتادن سطح دریاها در این زمان در ایران (لاسمی و امین‌رسولی، ۱۳۸۲)، عمان (Nolan et al., 1990)، عربستان، کویت، قطر و جنوب عراق (Jones & Racey, 1994)، ایتالیا، نیوجرسی آمریکا و برزیل (Rouchy & Saint-Martin, 1992) به پدید آوردن مرز توالی مهم (Tucker, 1993) منجر شده است.

پس از آن پیشروی دریا در بالای مرز ناپیوسته روپلین-شاتین به ساخته شدن محیط محدود/دریاچه بر روی افق قرمز رنگ و پدید آمدن انیدریت پایه منجر شده است. نفوذ آب از سنگ‌های جداکننده به داخل دریاچه پشت آن و حرکت شورابه به سوی پایین و دریا به دولومیتی شدن رخصاره تופا/استروماتولیت در بخش بالایی سازند پایده منجر شده است.

بودن زبانه‌هایی از واحد تبخیری کلهر در سوی ساحل با نهشته‌های ماسه‌سنگ اهواز (زاهدی نژاد، ۱۳۶۶) و در سوی دریا با نهشته‌های ژرف واحد تدریجی برش الگو نشان‌دهنده ساخته شدن آنها در حوضه درون سکویی (e.g. Read, 1985) است. لایه‌های انیدریت به طور معمول در حوضه‌های درون سکویی در هنگام پایین بودن سطح دریا (Burchette & Wright, 1992) و در شرایط گرم و خشک ساخته می‌شوند. بالا آمدن بیشتر سطح دریا و به وجود آمدن ارتباط دوباره خوب آن با آب‌های دریای باز، به پدید آمدن رخصاره‌های ژرف تیره‌رنگ غنی از مواد آلی (Adams & Bourgeois, 1967; Droste, 1990; Conalongo & Posini, 1997)، همسان رخصاره‌های ژرف سازند پایده منجر شده است. حوضه‌های درون شلفی همراه با میدان‌های هیدروکربنی بزرگ هستند (Read, 1985).

(Adams & Bourgeois, 1967) مطیعی (۱۳۷۲) و آقاباتی (۱۳۸۳) سن انیدریت پایه/عضو کلهر را اکتانین پیشین/میوسن پیشنهاد کرده‌اند (شکل ۵-ب). بودن

از مواد آلی هستند که آهک‌های پلاژیک و دوباره نهشته‌شده نازک تا متوسط لایه را دربر گرفته‌اند. ستبرای نهشته‌های رخصاره شیل/مارن به سوی بالا کاهش می‌یابد (شکل ۱-ج و د). این رخصاره بر اساس جایگاه چینه‌ای آن نهشته‌های حوضه/بخش دور شیب (Blomeier & Reijmer, 2002) هستند. رنگ تیره و فراوانی مواد آلی آنها نیز نشان می‌دهد که این رخصاره در شرایط کمبود اکسیژن (Droste, 1990) ساخته شده است.

۲-۳. رخصاره گل‌سنگ تا پکتون با فسیل پلانکتون‌دار: آهک‌های پلاژیک دربردارنده رخصاره گل‌سنگ تا پکتون با دوکفه‌ای و روزن‌داران پلانکتونی و پلت است. آهک‌ها دارای آشفستگی زیستی، دانه‌های فسفات و گلوکونیت هستند (شکل ۲-الف و ب). بر اساس ویژگی‌های یادشده این رخصاره در بخش دور شیب، در بالای ژرفای موازنه کربناتی (Geel, 2000) (CCD)، و در هنگام پایین بودن آهنگ رسوب‌گذاری (Wright & Tucker, 1990) ساخته شده است.

۳-۳. رخصاره آهک‌های دوباره نهشته شده: این نهشته‌ها، توالی‌های رو به بالا ریز شونده و نازک با مرز زیرین ناگهانی هستند. رخصاره یادشده دربردارنده آمیخته‌ای از روزن‌داران پلانکتونی، میلیولید، پلسی‌ید، دیتروپا، سرپولید، پلت، درون‌آوار (اینتراکلست) و دانه‌های فسفات و گلوکونیت است (شکل ۲-ج و د). چرخه‌های شیل/مارن و آهک‌های دوباره نهشته شده، گویای تکرار فرسایش و دوباره نهشته شدن آهک‌ها در هنگام رسوب‌گذاری هستند که در مرحله بالاترین فراز سطح دریا (Askari & Lasemi, 1997) ساخته شده‌اند. نازک بودن ستبرای آهک‌های دوباره نهشته شده، نشان‌دهنده دوری از سکوی کربناتی است.

۴-۳. رخصاره میکروبی تופا و استروماتولیت: در برش کوه آسماری بر روی نهشته‌های بخش ژرف، به طور ناگهانی سنگ‌های دولومیتی دربردارنده رخصاره میکروبی تופا و استروماتولیت جای دارد (شکل ۳-الف). تופاها به صورت لامینه‌های تیره و روشن، پهن و موجی و لوله‌های باریک توخالی و توپر هستند (شکل ۳-ب تا د). استروماتولیت‌ها، نیز، به گونه لامینه‌های تیره و روشن، مسطح تا موجی دربردارنده فابریک‌های تخلخل چشم‌پرنده‌ای (فنسترال)، ترک گلی، قالب تبخیری و ساختار تی‌پی هستند (شکل ۳-ه و و). نهشته‌های یادشده را افق خاک قرمز قدیمی چرت‌دار پوشانده است (شکل ۳-ز-ح).

شرایط ایده‌آل برای ساخته شدن توفاهای آب و هوای خنک است (Dipova & Doyuran, 2006) و در نواحی که زیاد در معرض آب دریا نیستند، به وجود می‌آیند (Tucker & Wright, 1990). وجود استروماتولیت با رخصاره تופا گواه ساخته شدن آن در آب‌های دریاچه‌ای لب‌شور تا شور است. این نهشته‌ها با توفاهای قدیمی و امروزی نهشته‌های دریاچه خیلی شور Mono کالیفرنیا (Scholl & Taft, 1964) قابل مقایسه هستند.

۵- رخصاره‌های زون تدریجی (بخش پایینی سازند آسماری)

نهشته‌های سرآغاز زون تدریجی در کوه آسماری دربردارنده رخصاره شیل/مارن، همسان رخصاره‌های بخش بالایی سازند پایده، و رخصاره انیدریت به شرح زیر است:

۱-۵. رخصاره انیدریت: بر روی افق خاک قرمز قدیمی چرت‌دار انیدریت پایه به ستبرای ۶ متر دیده می‌شود. این افق زبانه‌ای از عضو کلهر است و نهشته‌های ژرف زون تدریجی سازندهای پایده و آسماری (Adams & Bourgeois, 1967) بر روی آن جای دارد. انیدریت‌ها ستبرای، دارای بافت رشته‌ای و بلوکی و در برخی از بخش‌ها دارای نشانه‌هایی از رخصاره گل‌سنگ و لامینه‌های استروماتولیتی هستند. بر روی افق انیدریت پایه، نهشته‌های وامانده جای دارند (شکل ۴-الف تا ف).

ساخته شدن نهشته‌های تبخیری همسان ناشی از قطع و وصل شدن ارتباط ناحیه با دریای آزاد است (Hsu et al., 1977) و با ناپیوستگی‌های نوع ۱ (SB1) همراه هستند (Sarg, 2001). هم‌ارز این نهشته‌ها، در برش‌های کوه میش (۱۰ کیلومتری خاور شهرستان

زیر حوضه بسته ساخته شده است.

- در این دریاچه رخساره میکروبی توف/استروماتولیت بخش بالایی سازند پابده، در شرایط خشک، و با خشک شدن آن افق ناپیوسته خاک قدیمی (در مرز سازندهای پابده و آسماری) پدید آمده‌اند. پس از آن بالا آمدن سطح دریا در مرحله نخست انیدریت پایه و با پیشروی بیشتر سطح دریا و برقراری ارتباط کامل حوضه با دریای باز نهشته‌های ژرف واحد تدریجی ساخته شده است. وجود نهشته‌های تبخیری در این حوضه، گویای شرایط گرم و خشک در زمان ساخته شدن آنها است.

- با توجه به رخداد بارگذاری راندگی در سرانجام روپلین، تغییرات بارز آب و هوایی بین نهشته‌های پایین و بالای مرز سازندهای پابده و آسماری، سن نهشته‌های مورد بررسی (الیگو-میوسن) و افت بسیار زیاد سطح دریاها در روپلین پسین مرز ناپیوسته سازندهای پابده و آسماری، مرز روپلین-شاتین است.

- قرارگیری نهشته‌های انیدریت پایه بر روی افق خاک قدیمی قرمز رنگ/بالای مرز روپلین-شاتین گویای ساخته شدن آنها هنگام پیشروی سطح دریا در شاتین است. بنابراین، بهتر است انیدریت پایه و نهشته‌های زون تدریجی روی آن را جزو سازند آسماری به حساب آورد.

- در ناحیه مورد بررسی رخداد زمین‌ساختی و تغییرات جهانی سطح نسبی دریاها بر هم منطبق نیستند، تغییرات سطح جهانی دریاها نسبت به زمین‌ساخت منطقه‌ای/ناحیه‌ای از اهمیت بیشتری، در پدید آمدن ناپیوستگی، برخوردار بوده است و رخدادهای زمین‌ساختی را در بر گرفته‌اند.

سیاسگزاری

از داوران مقاله که موردهای مهمی در بهبود مقاله پیشنهاد نمودند، بی‌نهایت سپاسگزاریم.

زبانهای از بخش کلهر در زیر زون تدریجی و زبانهای از آسماری پایینی (الیگوسن) در میان بخش کلهر (برای نمونه آفانباتی، ۱۳۸۳) سن شاتین را تأیید می‌کند (شکل ۵-ج).

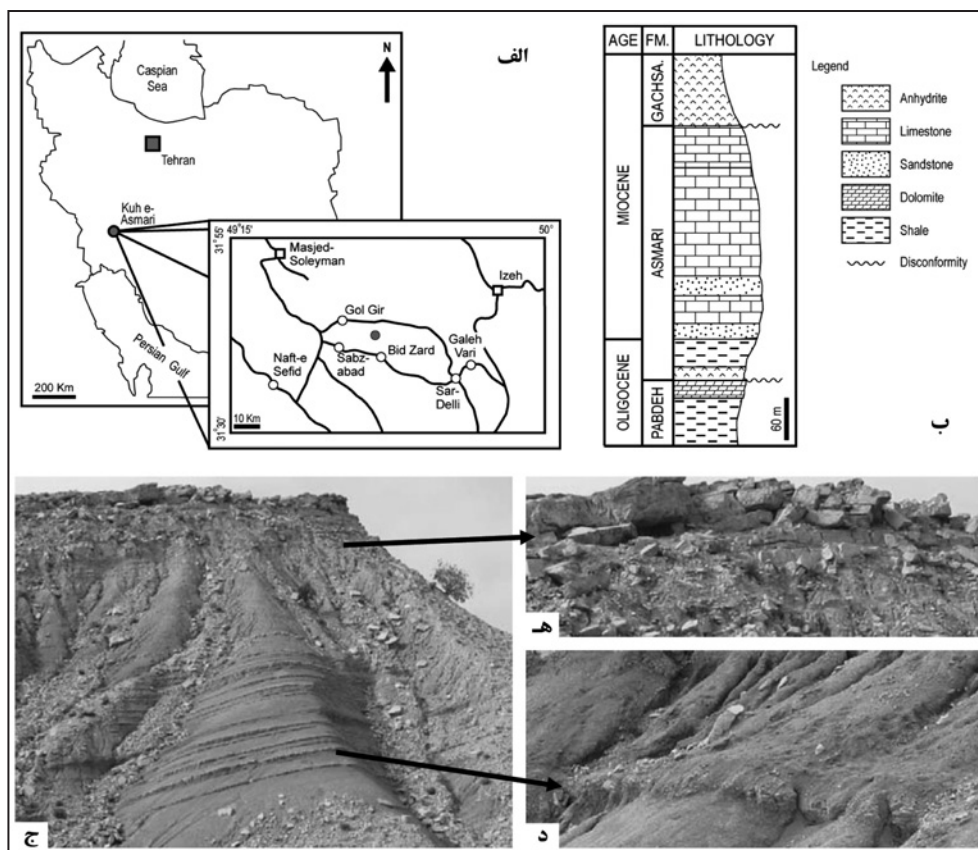
رخداد بارگذاری زمین‌ساختی سرانجام روپلین، به پویایی گسل‌های قدیمی و پدید آمدن این زیر حوضه منجر شده است (امین‌رسولی و لاسمی، ۱۳۸۷). پویایی یادشده، افزون بر این، به رخدادهای لرزه‌ای و ساخته شدن رخساره‌های برشی (Titschack et al., 2005) (شکل ۴-د) و فراوانی قطعه‌های درون آوار (شکل ۲-ج) در برش الگو منجر شده است. الگوی انباشت این نهشته‌ها همسان نهشته‌های مسینین در مدیترانه است (Hsu et al., 1977) که نهشته‌های دریای باز به طور ناگهانی با نهشته‌های دریاچه‌ای پوشیده شده‌اند (شکل ۶).

نهشته‌های توف در شرایط آب و هوایی خشک (Dipova & Doyuran, 2006) و نهشته‌های انیدریت در شرایط گرم و خشک ساخته شده‌اند. بنابراین در مرز سازندهای آسماری و پابده تغییر شرایط آب و هوایی رخ داده است. مرز روپلین-شاتین نیز با گرم شدن تند شرایط آب و هوایی (Van Simaey et al., 2004) و تغییر از شرایط سردخانه‌ای به گلخانه‌ای (Rodrigues, 2005) مشخص است.

۷- نتیجه‌گیری

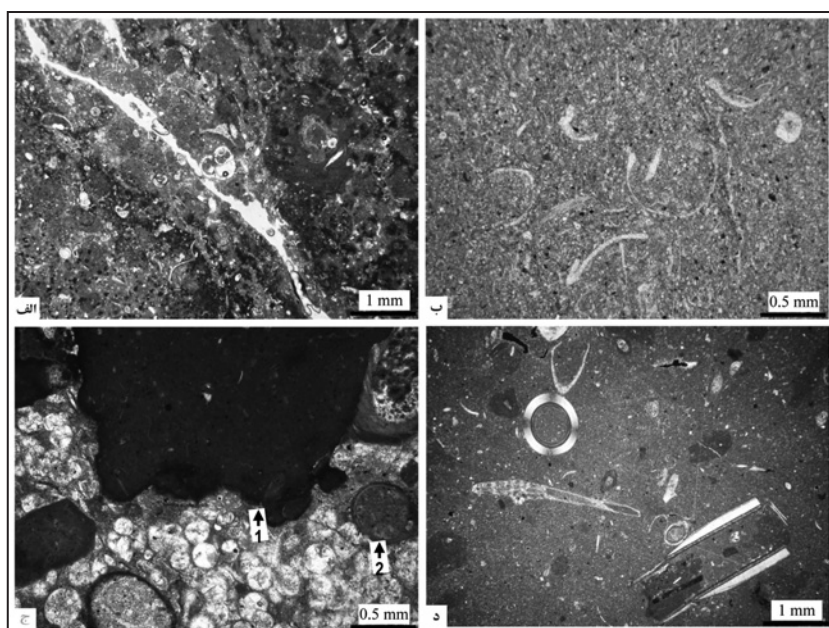
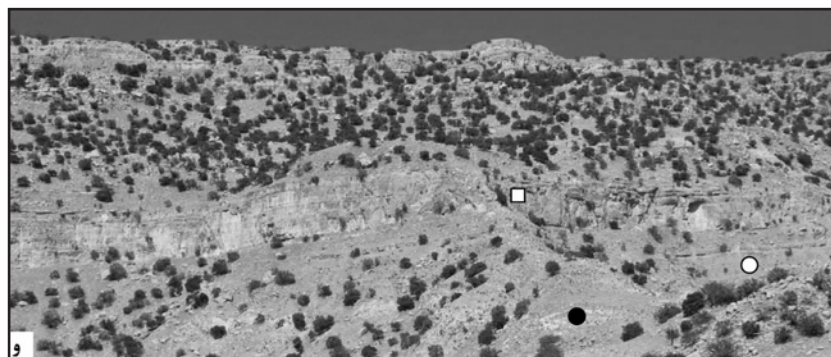
- تغییرات بارز رخساره‌ها در نزدیک مرز سازندهای آسماری و پابده، در برش کوه آسماری، ناشی از بارگذاری راندگی در سرانجام روپلین و پس از آن تغییرات آب و هوایی و سطح نسبی دریا است.

- بارگذاری راندگی به پدید آمدن زیرحوضه درون سکویی در کوه آسماری شده است. این زیر-حوضه با سدی از دریای اصلی جدا بوده است. در هنگام پایین افتادن عمده سطح نسبی دریاها، ارتباط زیر حوضه یادشده با دریا قطع و محیط دریاچه‌ای/



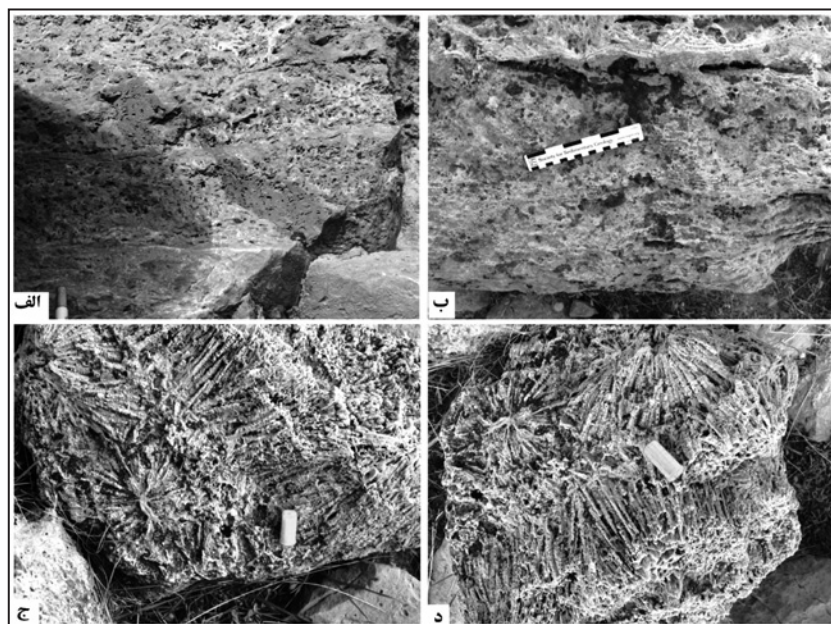
شکل ۱- الف) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به ناحیه مورد بررسی (برگرفته از اطلس راه‌های ایران، ۱۳۸۵). ب) ستون چین‌نگاری سازند آسماری در کوه آسماری بر اساس این بررسی. ج) نمایی از تناوب شیل‌های خاکستری تیره‌رنگ و لایه‌های نازک آهکی سازند پابده. بر روی این تناوب سنگ‌های توف/استروماتولیت (قهوه‌ای روشن‌رنگ) به‌طور ناگهانی جای دارند، دیده می‌شود. د) نمای نزدیک‌تر از تناوب شیل‌های خاکستری تیره‌رنگ و لایه‌های نازک آهکی سازند پابده. ه) نمای نزدیک از سنگ‌های توف/استروماتولیت (قهوه‌ای روشن‌رنگ) که با تغییر ناگهانی رنگ مشخص‌اند.

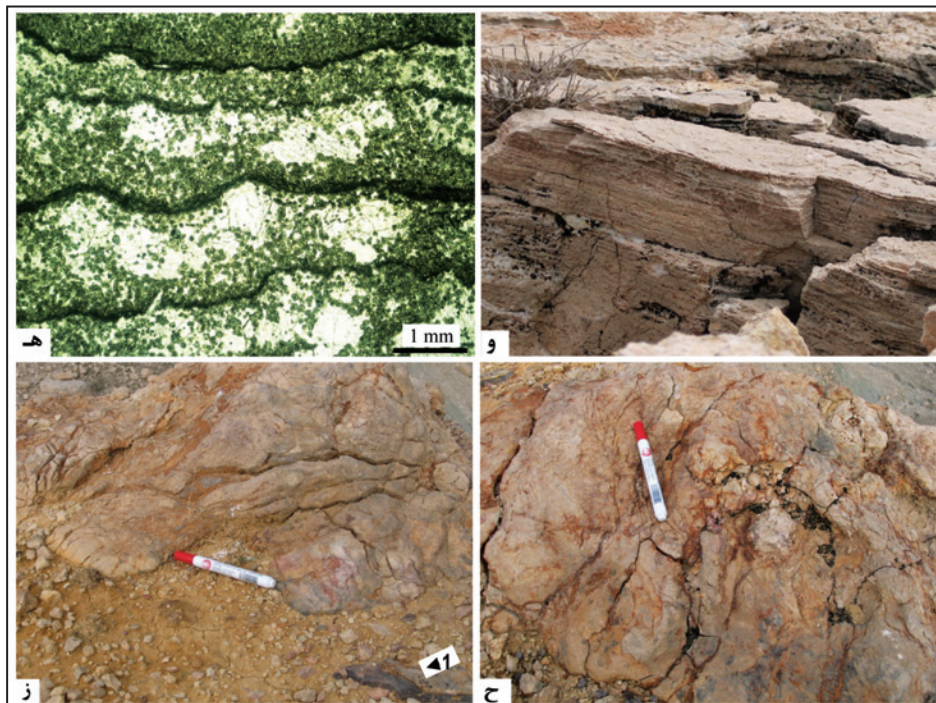
شکل ۱- و) نمای دور از سازند آسماری در
برش الگو. در عکس افقی انیدریت پایه (دایره
توپر سیاه)، واحد تدریجی (دایره سفید) و
آهک‌های سازند آسماری (مربع سفید) دیده
می‌شوند، دید به سوی شمال خاور.



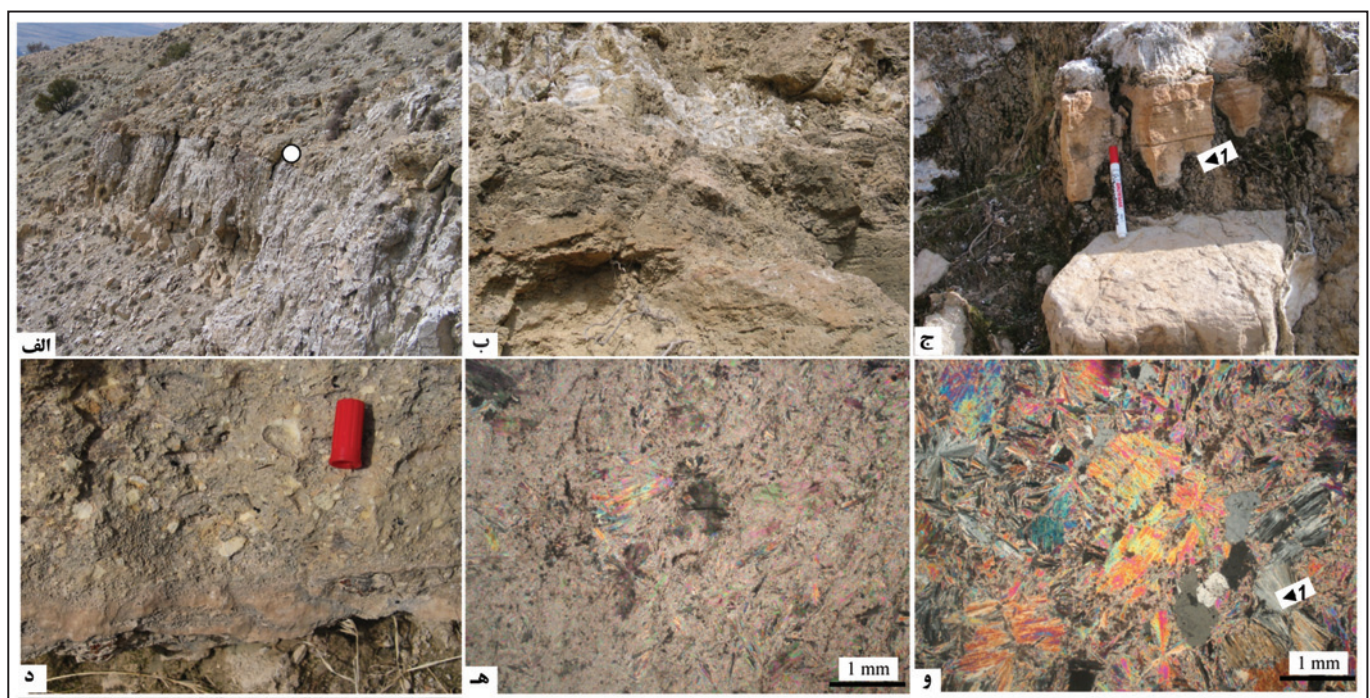
شکل ۲- الف) روزن داران پلاتکتونی و
پلت‌های بیضی شکل شناور در زمینه گل‌سنگ
آهکی. این پلت‌ها مدفوعی هستند، نور طبیعی.
ب) خرده‌های دوکفه‌ای پلاتکتونی در بافت
و کستون، نور طبیعی. ج) درون آوارهای سیاه
رنگ (1)، فسیل‌های پلاتکتونی و کف‌زی
فسفاتی شده و خرده‌های کوفوس (2) با
بافت پکستون. بین آلوم‌ها را گل کربناتی پر
کرده است، نور پلاریزه. د) آهک‌های دوباره
نهشته شده با بافت گل‌سنگ - و کستون.
آلوم‌ها دیتروپا، اپرکولینا، پلاتکتونی
و پلت در زمینه گل کربناتی و دارای
آشفته‌گی زیستی جای دارند، نور پلاریزه.

شکل ۳- الف و ب) عکس‌های صحرایی
از رخساره توفای لایینه‌های موجی (I) در
زیر انیدریت پایه (1). ج و د) عکس از نمونه
دستی نهشته‌های توفای آنها از لوله‌های تو خالی
ساخته شده‌اند.

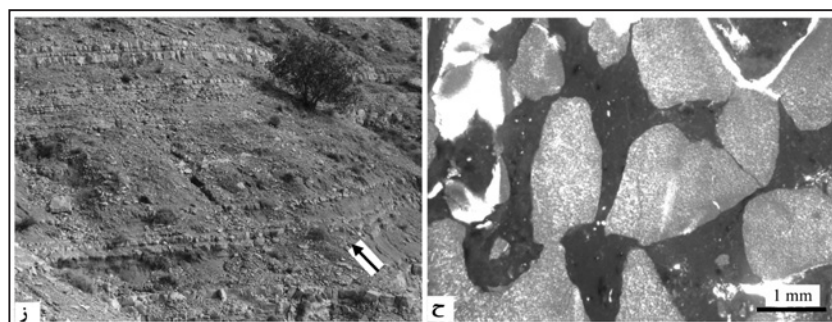




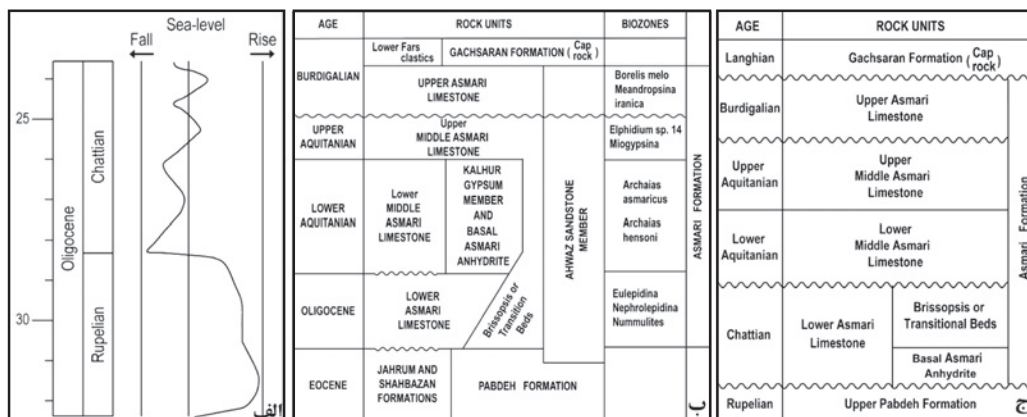
شکل ۳- (ه) عکس میکروسکوپی از توفاهای لامینه‌ای. بین لامینه‌ها پلت است و ژئیس جانشین بخش‌هایی از آن شده است، نور طبیعی. (و) رخساره باندستون استروماتولیتی، لامینه‌ها موجی و در اندازه میلی متر هستند. سیمانی شدن همزمان با رسوب گذاری به پدید آمدن ساختار تی پی (پیکان) منجر شده است. ز- ح) افق قرمز چرتی (1) در زیر زبانه انیدریتی.



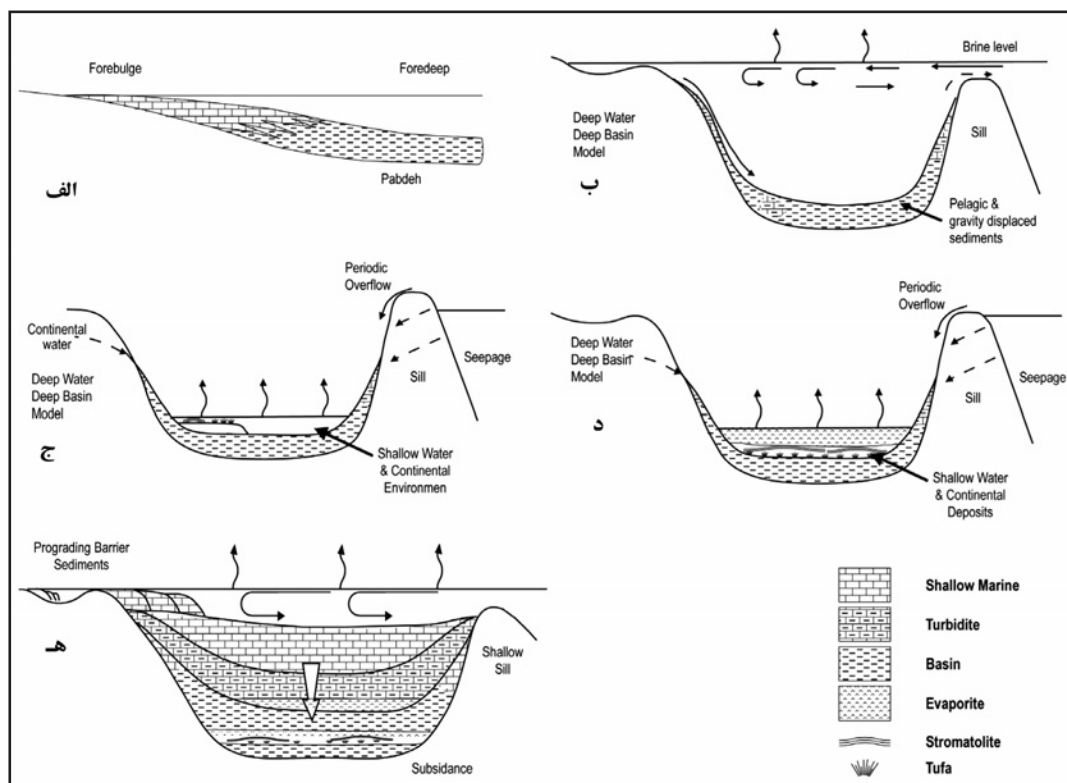
شکل ۴- الف) عکس صحرایی از زبانه انیدریت پایه در کوه آسماری. در این برش انیدریت پایه افق قرمز هوازده را پوشانده (شکل‌های ۳- ز- ح) و با افق نهشته‌های وامانده (دایره) پوشیده شده است. ب- ج) نماهای نزدیک از زبانه انیدریت پایه که رخساره میکروبی را پوشانده است. د) نهشته‌های وامانده بر روی افق انیدریت پایه، آنها در هنگام پیشروی بیشتر سطح دریا ساخته شده اند. ه- و) مقطع‌های میکروسکوپی از انیدریت پایه، بخش‌های کوچکی از انیدریت‌ها به دلیل آبگیری به ژئیس (1) تغییر یافته است، نور پلاریزه.



شکل ۴- (ز) نمای دور از واحد تدریجی بین سازندهای آسماری و پابده، این واحد بر روی افق تبخیری جای دارد (پیکان بالای چینه‌ها را نشان می‌دهد). (ح) رخساره پیکستون ایستری؛ زمین‌لرزه به شکسته شدن ایسترها انجامیده است. نفوذ گل کرنانی از پایین به بین آنها به جابه‌جایی قطعه‌ها و برشی شدن آن منجر شده است، نور طبیعی.



شکل ۵- الف) تغییرات جهانی سطح نسبی دریاهای بر پایه کار (Golanka & Kiessling, 2002). ب) زون‌بندی زیستی و سن بخش‌های پایینی، میانی و بالایی سازند آسماری (Adams & Bourgeois, 1967). بر اساس این زون‌بندی زیستی سن انیدریت پایه (اکیتانین پیشین) از واحد تدریجی (الیگوسن) که در بالای آن جای دارد، جوان‌تر است. ج) سن انیدریت پایه و مرز سازندهای پابده و آسماری بر اساس این بررسی در برش الگو.



شکل ۶- مدل‌های رسوبی سازند آسماری در برش الگو، الف) پیش از بارگذاری راندگی مرز روپلین- شاتین، ب) پس از بارگذاری و پدید آمدن سد، ج) پدید آمدن نهشته‌های میکروبی (توفا و استروماتولیت) پس از پایین افتادن سطح دریا از سد، د) بالا آمدن سطح دریا و ورود آب دریا به حوضه ژرف و ساخته شدن نهشته‌های تبخیری (پس از تبخیر آب‌ها). ه) فرسایش سد و پر شدن تدریجی حوضه با نهشته‌های ژرف تا کم ژرف (بر پایه مدل Kendall, 1992).

کتابنگاری

- آرام، ع.، ۱۳۸۳- سکانس استراتیگرافی سازند آسماری و بررسی محیط رسوبی آن در میدان نفتی رامین. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۴۸ صفحه.
- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ [۶۱۹] صفحه.
- اطلس راه‌های ایران، ۱۳۸۵- انتشارات موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، ۲۵۶ صفحه.
- امیدپور، آ.، ۱۳۸۳- سکانس استراتیگرافی سازند آسماری و بررسی دیاژنز و محیط رسوبی آن در میدان نفتی کوپال. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۷۸ صفحه.
- امین‌رسولی، ه.، ۱۳۸۶- چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری و نهشته‌های هم ارز آن (بخش بالایی سازند پابده) در زاگرس چین خورده، جنوب باختر ایران. رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم، ۱۶۰ صفحه.
- امین‌رسولی، ه.، لاسمی، ی.، ۱۳۸۷- رخساره‌های مرز روپلین- شاتین در برش کوه آسماری: گواهی بر این که مرز روپلین- شاتین در ایران ناپیوسته است. مجموعه مقالات دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- رئیس، و.، ۱۳۷۷- بررسی رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری (الیگو- میوسن) در فروافتادگی دزفول جنوبی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۸۴ صفحه.
- زاهدی نژاد، ج.، ۱۳۶۶- مطالعه زمین‌شناسی بخش ماسه‌سنگی اهواز در حاشیه جنوب غربی حوضه رسوبی آسماری. گزارش شماره ۴۰۲۸، مناطق نفت خیز جنوب، ۱۲۵ صفحه.
- لاسمی، ی. و امین‌رسولی، ه.، ۱۳۸۲- چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در بخش مرکزی حوضه ایران مرکزی: ارزش زمان چینه‌شناختی سکانس‌ها در تشخیص سن عضوها. مجموعه مقالات بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، صفحه‌های ۴۷۶-۴۷۵.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲- زمین‌شناسی ایران: چینه‌شناسی زاگرس. طرح تدوین کتاب، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۱، ۵۳۶ صفحه.
- نجفی، د.، ۱۳۷۷- میکروبیو استراتیگرافی سازند پابده در شمال شرق فروافتادگی دزفول و ارتباط چینه‌ای آن با سازندهای تله زنگ، کشکان و شهبازان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۹۶ [۱۱۶] صفحه.

References

- Adams, T.D., 1969- The Asmari Formation of Lurestan and Khuzestan Province: Company Report, No. 1154.
- Adams, T.D. & Bourgeois, F., 1967- Asmari Biostratigraphy: Iranian Oil Operation Companies, Geological and Exploration Division, Report No. 1074: 6-11.
- Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution: American Journal of Science, 304: 1-20.
- Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, H. & Taheri, A., 2007- Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chaman-Bolbol, Zagros Basin, Iran: Journal of Asian Earth Sciences, 29(5-6): 947-959.
- Askari, Z. & Lasemi, Y., 1997- Highstand shedding of carbonate platform: Evidence from the Middle-Upper Jurassic Chaman-Bid Formation (Lower Zuni Sequences) from the Kopet-Dagh Basin, Northeast Iran: CSPG-SEPM joint convention program and Abstract, Calgary, Canada, 28 p.
- Blomeier, D.P.G. & Reijmer, J.J.G., 2002- Facies architecture of an Early Jurassic carbonate platform slope (Jbel Bou Dahar, High Atlas, Morocco): Journal of Sediment. Res., 72: 462-475.
- Burchette, T.P. & Wright, V.P., 1992- Carbonate ramp depositional systems. Sedimentary Geology, 79: 3-57.
- Conalongo, M.L. & Posini, G., 1997- The Messinian historical stratotype and the Tortonian/Messinian boundary. In: A. Montanari, G.S. Odin & R. Coccioni (eds.), Miocene Stratigraphy- An Integrated Approach: Elsevier, 15: 107-123.
- Dipova, N. & Doyuran, V., 2006- Characterization of the Antalya (Turkey) tufa deposits: Carbonates and Evaporites, 21 (2): 144-160.
- Donaldson, W.S., Plint, A.G. & Longstaffe, F.J., 1999- Tectonic and eustatic control on deposition and preservation of Upper Cretaceous ooidal ironstone and associated facies: Peace River Arch area, NW Alberta, Canada: Sediment., 46: 1159-1182.
- Droste, H., 1990- Depositional cycles and source rock development in an epeiric intra-platform basin: the Hanifa Formation of the Arabian Peninsula: Sediment. Geol., 69: 281-296.
- Dunham, R. J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W. E. Ham (ed.), Classification of Carbonate Rocks: AAPG Mem., 1: 108-121.
- Emery, D. & Meyers, K., 1996- Sequence stratigraphy: Blackwell, Science, 279 p.
- Flügel, E., 2004- Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application: Berlin, Springer-Verlag, 976p.
- Geel, T., 2000- Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 155: 211-238.
- Golonka, J. & Kiessling, W., 2002- Phanerozoic Time scale and definition of Time Slices. In: W. Kiessling, E. Flügel & J. Golonka (eds.), Phanerozoic reef patterns: SEPM Spec. Publ., 72: 11-20.
- Hsu, K.J., Montadert, L., Bernoulli, D., Cita, M.B., Erickson, A., Garrison, R.E., Kidd, R.B., Melieres, F., Miller, C. & Wright, R., 1977- History of the Mediterranean salinity crisis: Nature, 267: 399-403.
- James, G.A. & Wynd, J.G., 1965- Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area: AAPG Bull., 49: 2182-2245.

- Jones, R.W., Racey, A., 1994- Cenozoic stratigraphy of the Arabian Peninsula and Gulf. In: Simmons, M.D. (ed.), *Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East*: Chapman and Hall, London, pp. 273–307.
- Kendall, A.C., 1992- Evaporites. In: R.G. Walker & N.P. James (eds.), *Facies models: Response to sea level*: St. John's, Newfoundland, Geol. Assoc. of Canada, 259–296 pp.
- Lasemi, Z., Norby, R.D., Utgaard, J.E., Ferry, W.R., Cuffey, R.J. & Dever, Jr., G.R., 2003- Mississippian carbonate buildups and cool-water-like carbonate platforms in the Illinois Basin, Midcontinent U.S.A. In: W.M. Ahr, P.M. Harris, W.A. Morgan & I.D. Somerville (eds.), *Permo-Carboniferous Carbonate Platforms and Reefs*: SEPM Spec. Publ., 78 and AAPG Mem., 83: 69-95.
- Lees, G.M., 1933- Reservoir rocks of Persian oil fields: AAPG Bull., 17: 229-240.
- Middleton, G.V., 1973- Johannes Walther's law of the correlation of facies: GSA Bull., 84: 979-988.
- Murris, R.J., 1981- Middle East: Stratigraphic evolution and oil habitat: AAPG Bull., 64: 597–618.
- Nolan, S.C., Skelton, P.W., Clissold, B.P. & Smewing, J.D., 1990- Maastrichtian to early Tertiary stratigraphy and palaeogeography of the Central and Northern Oman Mountains: Geological Society of London, Special Publication, 49:495-519.
- Read, F., 1985- Carbonate platform facies models: AAPG Bull., 69 (1):1-21.
- Richardson, R.K., 1924- The geology and oil measures of southwest Persia: Journal Inst. Petr. Tech., 10 (43): 256-283.
- Rodrigues, R., 2005- Chemostratigraphy. In: E.A.M. Koutsoukos (ed.), *Applied Stratigraphy*: Springer, chapter 8: 165-178.
- Rouchy, J.M. & Saint-Martin, J.P., 1992- Late Miocene events in the Mediterranean as recorded by carbonate-evaporite relations: *Geology*, 20: 629–632.
- Sarg., J.F., 2001- The sequence stratigraphy, sedimentology, and economic importance of evaporate-carbonate transitions: a review: *Sediment. Geol.*, 140: 9-42.
- Scholl, D.W. & Taft, W.H., 1964- Algal contributors to the formation of calcareous tufa, Mono Lake, California: *J. Sediment. Pet.*, 34: 309-319.
- Seyrafian, A., 2000- Microfacies and depositional environment of the Asmari Formation at Deh-Dez area (A correlation across Central Zagros Basin): *Carb. & Evap.*, 5: 121-129.
- Stoneley, R., 1975- Asmari and younger Formations. Inter office memo. O.S. Co. (unpubl.).
- Thomas, A.N., 1950- Facies variations in the Asmari Limestone: International Geological Congress, London, 74-82 p.
- Titschack, J., Bromley, R.C. & Freiwald, A., 2005- Plio-Pleistocene cliff-bound, wedge-shaped, warm-temperate carbonate deposits from Rhodes (Greece), *Sedimentology and facies*: *Sediment. Geol.*, 180: 29–56.
- Tucker, M.E., 1993- Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy: *Sedimentology Review*, 1: 51-72.
- Tucker, M.E. & Wright, V.P., 1990- *Carbonate Sedimentology*: Blackwell, Oxford, 482P.
- Van Simaey, S., De Man, E., Vandenbergh, N., Brinkhuis, H. & Steurbaut, E., 2004- Stratigraphic and palaeoenvironmental analysis of the Rupelian–Chattian transition in the type region: evidence from dinoflagellate cysts, foraminifera and calcareous nanofossils: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 208: 31– 58.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M. & Taheri, A., 2005- Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran: *Facies*, 52 (1): 41-51.
- Wynd, J.G., 1965- Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area: IOOC report no. 1082 (unpublished), 89 p.

the lithologic units, alteration, geophysical and geochemical results, tectonics, and copper mineralization. As a accurate decision can have a considerable effect on exploration plans, so in this research efforts have been made to make use of new combination methods including index overlay method, fuzzy logic method, and the analytical hierarchy process. These three methods support and complement each other and have revealed highly potential copper and gold mineralization areas. Among these methods, Analytical hierarchy process is the best method for combining the exploration data in this area. The investigations (for instance field evidences of outcrops, mineralization and also sampling of 7 trenches) carried out in the study area confirm this matter. Based on achieved results, geological perspective in central of studied area is appropriate for continuing mining exploration, especially for subsurface exploration in future.

Key words: Porphyry, Dali, Index overlay Method, Fuzzy logic method, Analytical hierarchy process.

For Persian Version see pages 49 to 58

*Corresponding author: S. Yousefifar; E-mail: s.yousefifar@srbiau.ac.ir

The Pabdeh-Asmari Boundary Facies in Kuh e-Asmari Section :Evidence for Unconformable Ruplian-Chattian Boundary in Iran

H. Amin-Rasouli ^{1*}, Y. Lasemi ², M. Ghomashi ³, S. Zaheri ⁴

¹Dept. of Geosciences, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

² Illinois State Geological Survey, Champaign, Illinois, USA

³Department of Geology, Sistan and Baluchestan University, Zahedan, Iran

⁴Administer Education of Sanandaj, Sanandaj, Iran

Received: 2009 June 17

Accepted: 2010 September 28

Abstract

The uppermost layers of the Pabdeh Formation in Kuh e-Asmari section consist of microbial (tufa and stromatolite) facies interpreted to have been deposited in a lacustrine environment. These deposits are unconformably overlain by basal anhydrite and transitional zone of the Asmari and Pabdeh Formations. The transitional zone is correlated with the lower Asmari (with a basal unconformity or correlative conformity) in the Gachsaran No. 31 and Aghajari No. 61 wells and in Kuh e-Mish, Shahzadeh Abdullah, Tang-Sorgh and Rag-Sefid surface sections. Therefore the basal anhydrite and transitional zone should be considered as a part of the Asmari Formation. The drastic facies change near the Pabdeh and Asmari contact is due to thrust-loading, relative sea-level changes and climatic variations close to Ruplian-Chattian boundary.

Keywords: Pabdeh Formation, Asmari Formation, Kuh e-Asmari, Ruplian, Chattian

For Persian Version see pages 59 to 66

*Corresponding author: H. Aminrasouli; E-mail:h.aminrasouli@uok.ac.ir

Study of Mineralogy and Geochemistry of Manganese Ore and Host Rocks of the Robat Karim Manganese Deposit, Southwest Tehran

S. J. Moghaddasi^{1*} & Y. Negahban¹

¹Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran.

Received: 2010 January 16

Accepted: 2010 October 05

Abstract

Robat Karim manganese deposit is located in 7 km northwest of Robat Karim (southwest of Tehran), within northeastern margin of Orumiye-Dokhtar volcanic belt. Based on regional geology, the studied area is situated in the northern Saveh Eocene volcanic assemblage, composed of rhyolite, trachyte, andesite and basalt. Manganese mineralization is occurred as veins, in faults, joints and fractures that crosscut the volcanic rocks. According to mineralogical studies, the manganese ore of the studied area is composed of pyrolusite, psilomelane, ramsdellite and