

## کانی شناسی رس های موجود در رسوبات فلات قاره دریای عمان - ناحیه چابهار و ارتباط آن با برخاستگاه رسوبات

صدیقه امجدی<sup>۱</sup>، رضا موسوی حرمی<sup>۲\*</sup>، محمدحسین محمودی قرائی<sup>۳</sup>، اسداله محبوبی<sup>۴</sup>، حمید علیزاده کتک لاهیجانی<sup>۵</sup>

۱- کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، استان خراسان، مشهد، پست الکترونیکی: [se.am412@gmail.com](mailto:se.am412@gmail.com)

۲- عضو هیئت علمی گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، استان خراسان، مشهد، پست الکترونیکی: [harami2004@yahoo.com](mailto:harami2004@yahoo.com)

۳- عضو هیئت علمی گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، استان خراسان، مشهد، پست الکترونیکی: [gharaie2000@yahoo.com](mailto:gharaie2000@yahoo.com)

۴- عضو هیئت علمی گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، استان خراسان، مشهد، پست الکترونیکی: [amahboobi2001@yahoo.com](mailto:amahboobi2001@yahoo.com)

۵- عضو هیئت علمی موسسه ملی اقیانوس شناسی، استان تهران، تهران، پست الکترونیکی: [hamidaki@yahoo.com](mailto:hamidaki@yahoo.com)

تاریخ پذیرش: ۹۰/۷/۵

\* نویسنده مسوول

تاریخ دریافت: ۸۹/۱۲/۱۷

© نشریه علمی - پژوهشی اقیانوس شناسی ۱۳۹۰، تمامی حقوق این اثر متعلق به نشریه اقیانوس شناسی است.

### چکیده

شرایط آب و هوایی، ترکیب کانی شناسی سنگ های منشاء و میزان هوازگی آن و همچنین فرآیندهای حمل و نقل و رسوبگذاری نقش مهمی در تشکیل انواع کانی های رسی دارند. در این پژوهش، کانی های رسی فلات قاره دریای عمان در ناحیه چابهار به منظور تعیین منشا رس ها مورد مطالعه قرار گرفته است. مطالعه کانی شناسی رس ها (آنالیزهای XRD, EDS و SEM) پس از کلسیمتری نمونه ها در سه مغزه، به شناسایی چهار نوع کانی رسی کائولینیت، کلریت، اپلیت و اسمکتیت منجر شده است. کائولینیت با بیشترین درصد فراوانی نشان دهنده ی هوازگی فلدسپات و حاصل از فرسایش سنگ های منشا با ترکیب اسیدی و حد واسط است. پس از کائولینیت، بیشترین درصد را اپلیت تشکیل می دهد. اپلیت و کائولینیت در نمونه های رسوبی مورد مطالعه نشان دهنده ی چرخه های مجدد رسوبگذاری و آبتوی مکرر در پهنه های کشندی فلات قاره دریای عمان هستند. در نمونه های مورد مطالعه، درصد کلریت پایین و درصد اسمکتیت ناچیز است که دلیل آن می تواند در ارتباط با نبود شرایط مناسب جهت تشکیل کلریت و اسمکتیت در منطقه ی مورد مطالعه باشد.

کلمات کلیدی: کانی های رسی، کائولینیت، سنگ منشاء، هوازگی، فلات قاره دریای عمان

### ۱. مقدمه

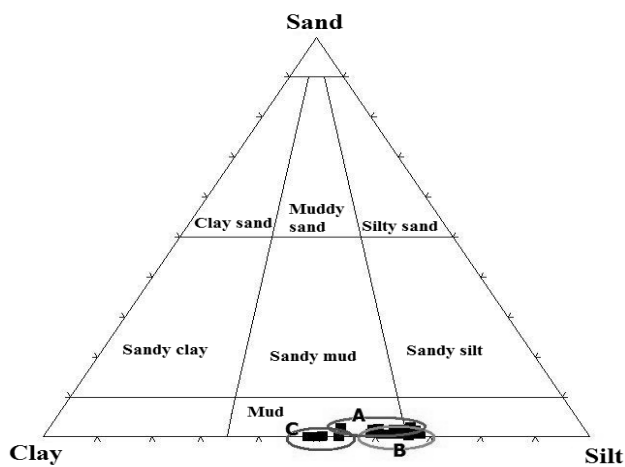
مورد استفاده قرار می گیرند و در سال های اخیر استفاده از کانی های رسی جهت تعیین منابع اصلی تولید رسوب و اهمیت نسبی آنها در حوضه های مختلف رودخانه ای، دریاچه ای و دریایی

کانی های رسی عموماً برای تعیین بر خاستگاه انواع نهشته ها

مختلف زمین‌شناسی، فرایندهای هوازدگی و فرسایش و نیز فعالیت‌های زمین‌ساختی ناشی از فرورانش صفحه عمان و بالایآمدگی صفحه‌ی مکران، ساختارهای منحصر به فردی داشته و به‌طور عمده از سنگ‌های سیلیسی آواری تشکیل شده است (افشار، ۱۳۷۲). واحدهای سنگی مختلف در منطقه‌ی ساحلی و خشکی‌های مشرف به دریا عبارتند از واحدهای مارنی به سن میوسن، واحدهای مارنی و ماسه سنگی میوسن - پلیوسن، رسوبات ماسه‌ای و سیلتی مخروط‌های افکنه، رسوبات مربوط به پهنه‌های گلی، پهنه‌های ماسه‌ای، تپه‌های ماسه‌ای طولی و همچنین نهشته‌های فراکشندی ساحلی و فراساحلی است (شکل ۱).

## ۲. روش مطالعه

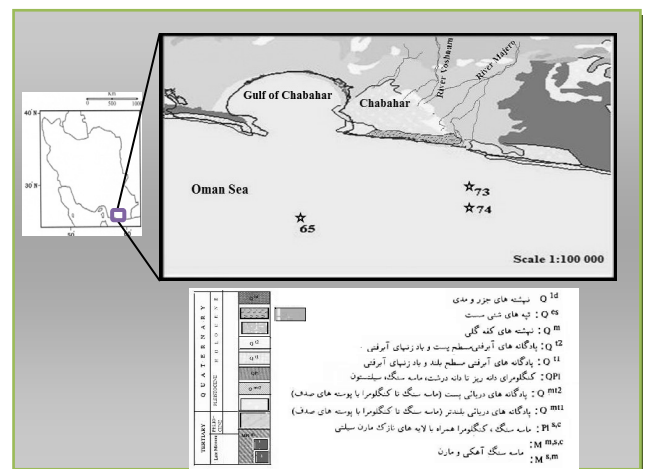
نمونه‌برداری با استفاده از مغزه گیروزنی (Gravity core) و توسط مؤسسه ملی اقیانوس‌شناسی انجام شده است. تعداد ۱۱ نمونه از سه مغزه (شکل ۱) به شماره‌های ۷۳ هفت نمونه، ۷۴ دو نمونه و از مغزه ۶۵ نیز دو نمونه جهت آنالیز XRD و مطالعه کانی‌شناسی رس‌ها انتخاب شده و در آزمایشگاه شرکت کانپژوه آنالیز شده است. مختصات جغرافیایی مغزه‌ها، فاصله هر کدام از مغزه‌ها نسبت به ساحل، عمق برداشت و طول مغزه‌ها در جدول ۱ ارائه شده است. آنالیز دانه‌سنجی نمونه‌ها با استفاده از دستگاه دانه‌سنجی لیزری (Laser particle analyzer) در آزمایشگاه مؤسسه ملی اقیانوس‌شناسی در تهران انجام شده است. درصد فراوانی ذرات (سیلت، رس و ماسه) با استفاده از نرم افزار Triplot بر روی مثلث فولک (۱۹۷۴) پلات شده است (شکل ۲).



شکل ۲- درصد فراوانی ماسه، رس، سیلت بر روی دیاگرام فولک (۱۹۷۴)، (A مغزه ۶۵، B مغزه ۷۳، C مغزه ۷۴)

مشخص شده است (خدای و همکاران، ۱۳۸۵ و Kuhlmann et al., 2004). برای تعیین برخاستگاه رسوبات، از خصوصیات مختلف فیزیکی، شیمیایی و زیست‌شناختی نظیر کانی‌شناسی، خواص مغناطیسی و عناصر شیمیایی موجود در آنها استفاده می‌شود (Ehrmann et al., 2005). هدف از این پژوهش، مطالعه کانی‌های رسی در رسوبات بخش فلات قاره دریای عمان، در ناحیه چابهار به منظور تعیین منشا و محیط تشکیل آنها است.

ناحیه‌ی مورد مطالعه، در منتهی الیه جنوب منطقه مکران ساحلی در جنوب شرقی ایران واقع شده و بخشی از محدوده شهرستان چابهار را در بر می‌گیرد (شکل ۱).



شکل ۱- نقشه ساده شده زمین‌شناسی و موقعیت ناحیه مورد مطالعه که محل برداشت مغزه‌های ۷۳، ۷۴ و ۶۵ با علامت ستاره در آن نشان داده شده است (اقتباس با تغییراتی از جعفریان و عبدلی، ۱۳۷۴).

در منطقه‌ی مورد مطالعه، آب و هوا نیمه بیابانی تا گرم و خشک است (افشار، ۱۳۷۲). بارندگی‌های سالیانه کم و نامنظم بوده و میزان تبخیر در سال به مراتب بیشتر از نزولات جوی است (جعفریان و عبدلی، ۱۳۷۴). رودخانه‌های موجود در منطقه فصلی‌اند و از رودخانه‌های مهم منطقه می‌توان به وشنام و ماجرو واقع در شمال ناحیه اشاره کرد (شکل ۱). از نظر توپوگرافی، کوه‌های اطراف چابهار از ارتفاع نسبتاً کمی برخوردارند. شهر چابهار که بر روی پادگانه‌های<sup>۱</sup> ساحلی دریایی بنا شده است حدود ۱۰ متر از سطح دریا ارتفاع دارد. کوه‌های ناحیه دارای روند شرقی - غربی بوده و سطح آنها اغلب مسطح است. منطقه‌ی چابهار از جمله مناطقی است که به دلیل شرایط خاص اقلیمی و زمین‌شناسی از جمله نوسانات سطح آب دریا در طی زمان‌های

<sup>1</sup> Terraces

جدول ۲- درصد فراوانی کانی‌های رسی در نمونه‌های بسیار دانه ریز (<4μ)

شماره مغزه	شماره نمونه	کائولینیت %	ایلیت %	کلریت %	اسمکتیت %	درصد کل کانی‌های رسی در نمونه
	۶	۵۸	۲۷/۵	۱۴	۰/۵	۱۰۰
	۲۲	۵۲	۳۶	۱۲	-	۱۰۰
	۳۶	۵۳	۳۲	۱۴/۵	۰/۵	۱۰۰
۷۳	۵۴	۵۸	۲۸	۱۴	-	۱۰۰
	۶۰	۵۶	۳۲	۱۲	-	۱۰۰
	۶۶	۵۸	۳۰	۱۲	-	۱۰۰
	۴۴	۵۵	۳۰	۱۵	-	۱۰۰
۷۴	۱۲	۷۴	۱۰	۱۰/۵	۱/۵	۱۰۰
	۱۰	۵۸	۲۹	۱۲/۵	۰/۵	۱۰۰
	۱۲	۷۴	۱۳	۱۳	-	۱۰۰
۶۵	۱۰	۵۷	۳۱/۵	۱۱	۰/۵	۱۰۰

### ۳. نتایج

تعداد یازده نمونه از رسوبات دریائی منطقه مکران در جنوب چابهار (شکل ۱- جدول ۳) مورد آنالیز دانه سنجی و کلسیمتری قرار گرفته است. رسوبات عمدتاً از در اندازه گل (mud) بوده و متشکل از ذرات سیلت و رس هستند (شکل ۲). فراوانی ذرات درحد سیلت در نمونه‌های مختلف از ۴۵ تا ۶۵ درصد در تغییر است؛ در حالی که ذرات در اندازه رس مقادیری از ۲۸ تا ۵۵ درصد را نشان می‌دهند (جدول ۳).

جدول ۳- درصد فراوانی ذرات سیلت، رس، ماسه (از نظر باقی‌مانده) و میزان کربنات در نمونه‌های برداشت شده از منطقه مورد مطالعه

شماره مغزه	شماره نمونه	% ماسه	% سیلت	% رس (<4μ)	CaCO3%
	۶	۱/۹۷	۶۵/۶۸	۳۲/۳۵	۱۵/۱۶
	۲۲	۱/۵۷	۶۴/۹۷	۳۲/۴۷	۱۳/۲۳
	۳۶	۰/۶۴	۶۳/۵۹	۳۵/۷۷	۱۴/۵۲
۷۳	۴۴	۰/۶۴	۶۵/۵۸	۳۳/۷۸	۱۶/۷۷
	۵۴	۰/۹۶	۷۰/۳۲	۲۸/۷۲	۱۴/۸۴
	۶۰	۰/۶۴	۶۴/۵۹	۳۴/۷۸	۱۵/۸۱
	۶۶	۱/۶۵	۶۳/۹۳	۳۴/۴۲	۱۶/۴۵
۷۴	۱۰	۰	۵۷/۰۰	۴۲/۰۰	۱۱/۶۱
	۱۲	۰	۵۸/۰۰	۴۲/۰۰	۱۱/۹۴
	۱۰	۰	۴۵/۹۰	۵۴/۱۰	۹/۷۰
۶۵	۱۴	۰	۵۱/۲۰	۴۸/۸۰	۸/۷۹

نمونه‌های مورد مطالعه از رسوبات آواری و کربنات تشکیل شده است که فراوانی کربنات در نمونه‌های مختلف از ۸ تا ۱۷ درصد در تغییر است (جدول ۳). با انجام آزمایش پراش پرتو ایکس (XRD) بر روی نمونه‌های در اندازه رس، کانی‌های رسی کائولینیت، ایلیت، کلریت و اسمکتیت مورد شناسایی قرار گرفتند. به دلیل اینکه درصد کانی‌های رسی در نمونه‌های مربوط به هر

در تجزیه کلسیمیتری با استفاده از کلسی متر برنارد، میزان دی‌اکسیدکربن حاصله از نیم گرم نمونه که با ۵ سی سی اسید کلریدریک (HCl) ۲ نرمال در آزمایشگاه این مؤسسه اندازه‌گیری شده و سپس با استفاده از رابطه زیر میزان کربنات کلسیم نمونه محاسبه و به صورت زیر تعیین شده است:

$$\text{میزان CO}_2 \text{ قرائت شده برای نمونه} \times 100 = \frac{\text{میزان CO}_2 \text{ قرائت شده در کربنات کلسیم خالص}}{\text{میزان}}$$

نمونه‌ها همچنین توسط SEM (مدل دستگاه LEO 1450 VP) مجهز به آنالیز EDS در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد مورد مطالعه قرار گرفته‌اند.

جدول ۱- مشخصات کلی مغزه‌های برداشت شده از فلات قاره دریای عمان

شماره مغزه	طول و عرض جغرافیایی	عمق برداشت (m) از سطح آب	طول مغزه ها (cm)	فاصله مغزه ها از ساحل (km)
۷۳	۲۵° ۸۳' N ۶۰° ۴۹' E	۱۰۰	۱۴۱	۱۳/۱۱
۷۴	۲۵° ۵۹' N ۶۰° ۵۰' E	۱۹۰	۳۰	۱۶/۷۶
۶۵	۲۵° ۴۱' N ۶۰° ۳۰' E	۲۰۰	۲۸۵	۲۳/۴۳

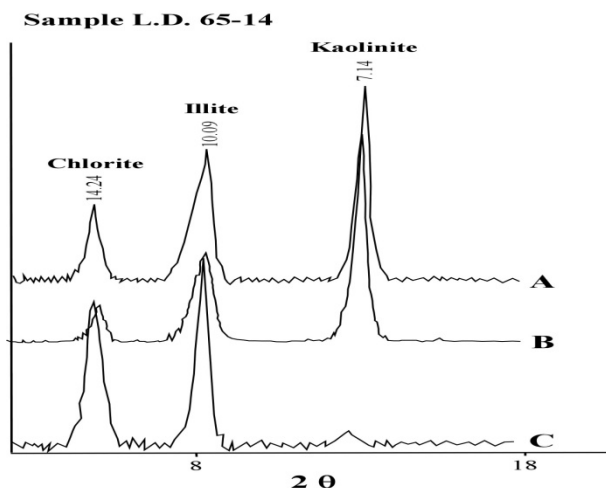
آماده‌سازی نمونه‌ها جهت آنالیز XRD و کانی‌شناسی رس‌ها از طریق شستشو و حذف کربنات توسط محلول استات با اسیدیته ۵ (Grassman and Milet, 1961) صورت گرفته است. جداسازی مواد آلی با استفاده از آب اکسیژنه (Kunze, 1965) و همچنین تیمار حرارتی و تیمار اشباع اتیلن گلیکول (Whitting, 1965) برای شناسایی بهتر کانی‌های رسی بر روی نمونه‌ها انجام شده است. برای تجزیه و تحلیل نیمه کمی داده‌های حاصل از تجزیه XRD از فرمول پیشنهادی ویر و همکاران (۱۹۷۵)، مطابق رابطه زیر استفاده شده است:

$$I_{\text{Kaolinite}/2.5} + I_{\text{Illite}} + I_{\text{Smectite}} + I_{\text{Chlorite}/2} = 100\%$$

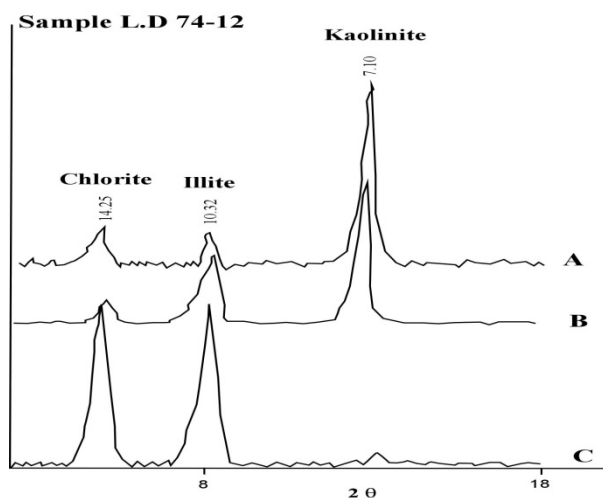
در این فرمول I مطابق با بزرگترین پیک مربوط به هر کانی رسی نسبت به خط مبنا است. پیک‌های حاصل از اشباع اتیلن گلیکول (Net et al., 2002; Khormali et al., 2005) برای اندازه‌گیری و محاسبات بعدی انتخاب شدند. همچنین برای تعیین درصد هر کدام از کانی‌ها، می‌توان از روش مثلث‌بندی (Moor and Reynolds, 1989) که مساحت زیر پیکها را محاسبه و درصدبندی می‌کند، استفاده کرد (جدول ۲).

نمونه‌های مورد مطالعه به‌ترتیب، کائولینیت با ۵۲-۷۴٪، ایلیت با ۱۰-۳۶٪، کلریت با ۱۰-۱۵٪ و اسمکتیت با کمتر از ۲٪ است (جدول ۲).

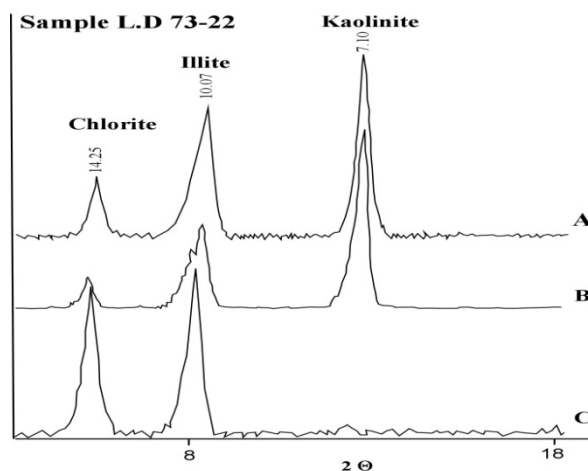
مغزه از رسوبات فلات قاره دریای عمان (منطقه چابهار) به‌طور کم و بیش یکسان است از هر مغزه یک نمونه ارائه شده است (شکل‌های ۳، ۴ و ۵). درصد فراوانی کانی‌های رسی در



شکل ۳- نمودارهای پراش پرتو ایکس، نمونه ۱۴ از مغزه ۶۵ (A) در حالت نرمال، (B) اشباع شدگی با اتیلن گلیکول، (C) تحت حرارت ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد



شکل ۴- نمودارهای پراش پرتو ایکس، نمونه ۱۲ از مغزه ۷۴ (A) در حالت نرمال، (B) اشباع شدگی با اتیلن گلیکول، (C) تحت حرارت ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد



شکل ۵- نمودارهای پراش پرتو ایکس، نمونه ۲۲ از مغزه ۷۳ (A) در حالت نرمال، (B) اشباع شدگی با اتیلن گلیکول، (C) تحت حرارت ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد

کانی‌شناسی رس‌ها در طول زمان رسوبگذاری، بازتاب شدت هوازگی در توده‌های خشکی موجود در مناطق مجاور آن است (Griffin, 1962). از بیشترین شواهد تغییرات آب و هوای گذشته، علاوه بر فوناهای جانوری و فسیل‌های گیاهی (Francis, 1984)، می‌توان به کانی‌شناسی رس‌ها نیز اشاره کرد

#### ۴. بحث

منشا کانی‌های رسی به ترکیب سنگ منشا، شیمی محیط هوازگی، و فرآیندهای اقلیمی حاکم بر مناطق منشا و رسوبگذاری وابسته است (Ehrmann et al., 2005). ترکیب

هوازدگی و فرسایش فلدسپات‌هایی باشد که در مراحل بعدی از جمله مرحله آبشویی در پهنه جزرومدی به کاتولن تبدیل شده‌اند. فرایندهای زمین‌ساختی به صورت غیرمستقیم بر تشکیل کاتولینیت تاثیر دارد و بالآمدگی ناشی از فرورانش پوسته زیرین باعث فرسایش بیشتر و در نتیجه افزایش سطوح سنگی در معرض فرسایش می‌شود (Schnyder et al., 2005). با توجه به اینکه منطقه‌ی چابهار دارای آب و هوای گرم و خشک بوده است (افشار، ۱۳۷۲)، بنابراین کاتولینیت نمی‌تواند مستقیماً بر اثر هوازدگی در منشا تشکیل شده باشد. به عبارتی عامل هوازدگی تحت شرایط گرم و مرطوب نمی‌تواند در تولید کاتولینیت در این منطقه نقش داشته باشد. اما این امکان وجود دارد که رسوبات حاصله پس از فرسایش از سنگ منشا و رسوبگذاری در پهنه‌های کشندی تحت تاثیر آبشویی متوالی ناشی از چرخه‌های مجدد رسوبگذاری (Hosseini - Barzi, 2010) قرار گرفته و منجر به تشکیل کانی کاتولینیت به مقدار فراوان شده باشد.

#### ایلینیت:

کانی ایلینیت از کانی‌های عمده شیل‌ها و گل‌سنگ‌ها محسوب می‌شود (Worden and Barclay, 2003). اعضای گروه ایلینیت به وسیله پیک‌های  $10^\circ A^\circ$  ( $001$ )،  $5^\circ A^\circ$  ( $003$ ) و  $3^\circ A^\circ$  قابل تشخیص هستند. این اعضاء به وسیله‌ی اتیلن گلیکول، اشباع شدگی پتاسیم و در حرارت  $550^\circ$  درجه سانتیگراد دگرسان نمی‌شوند (Peuraniemi et al., 1997). پیک این کانی در نمونه‌های مورد مطالعه  $10^\circ A^\circ$  است (شکل‌های ۳، ۴ و ۵). فرمول کلی ایلینیت  $K(Al_4Si_2O_{20}(OH)_2)$  بوده و دارای ساختار لایه‌ای سه ورقه‌ای شامل یک ورقه اکتاهداری است که بین دو ورقه تتراندر سیلیسی قرار گرفته است (شکل ۶B). از آنجایی که در این ساختار امکان جانشینی وجود دارد، جانشینی  $Al^{+3}$  به جای  $Si^{+4}$  در لایه تترانداری، یا جانشینی  $Mg^{+2}$  و یا  $Fe^{+3}$  به جای  $Al^{+3}$  در لایه اکتاهداری دیده می‌شود (شکل VB)، و معمولاً  $K^+$  کاتیون بین لایه‌ای است (Worden and Barclay, 2003). ایلینیت که یک کانی رسی غالب در سنگ‌های رسوبی است، از هوازدگی سنگ‌های آذرین غنی از فلدسپات و مسکویت به وجود آمده (Nelson, 2006) و سنگ‌های رسوبی و دگرگونی حاوی میکا نیز منشا مهمی برای آن هستند (Oliveira et al., 2002). علاوه بر آن، ایلینیت از طریق دگرسان شدن دیگر کانی‌های رسی

(Allen, 1998). در نمونه‌های رسوبی مورد مطالعه، کانی‌های رسی کاتولینیت، ایلینیت، کلریت و اسمکتیت با استفاده از پراش پرتو ایکس (XRD) و به شرح زیر مورد شناسایی قرار گرفتند.

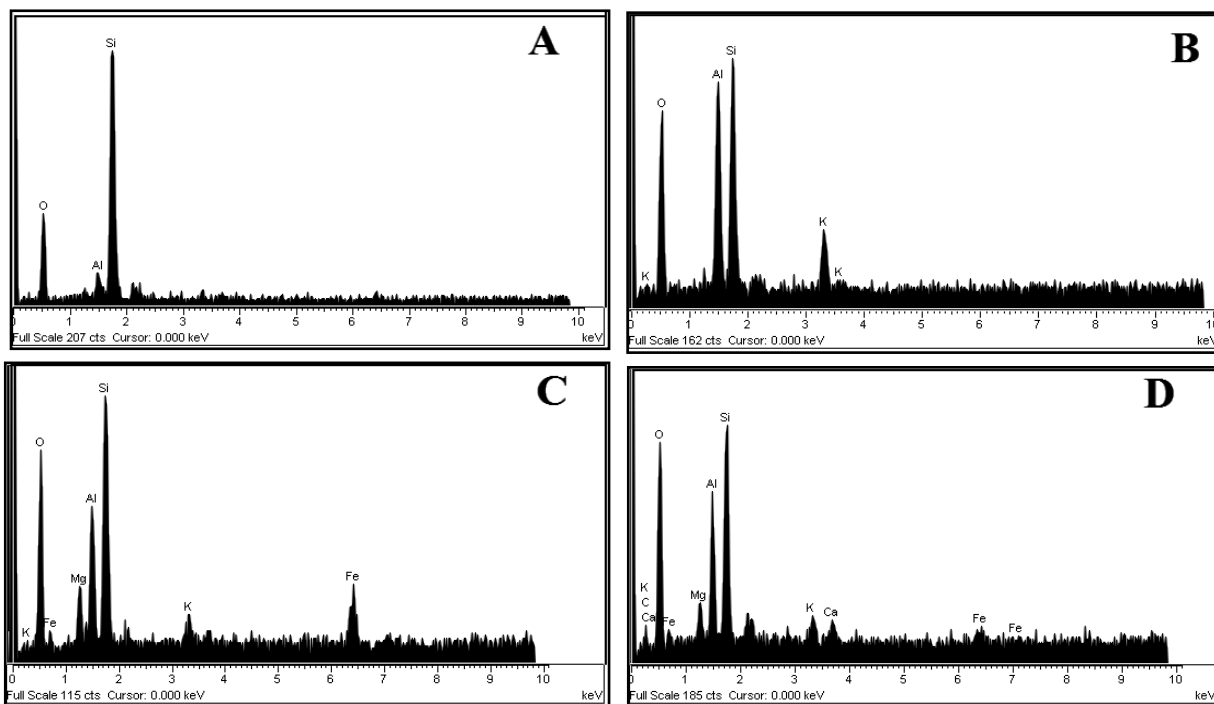
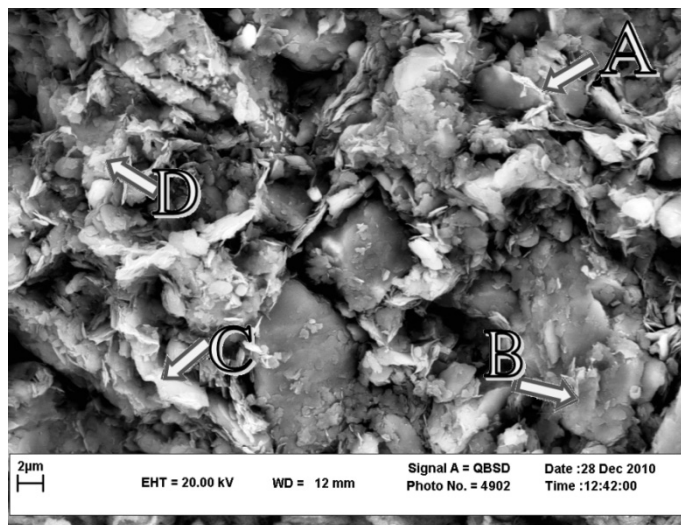
#### کاتولینیت:

پیکهای کاتولینیت بین  $14.7^\circ A^\circ$  ( $004$ )،  $7.7^\circ A^\circ$  ( $003$ ) و  $3.3^\circ A^\circ$  است. محل پیکهای این کانی همانند کانی ایلینیت با اضافه شدن در حلال اتیلن گلیکول، تغییر درجه حرارت و اشباع شدگی یونی جا به جا نمی‌شود (Peuraniemi et al., 1997). پیک کاتولینیت در نمونه‌های مورد مطالعه با  $7.2^\circ A^\circ$  مشخص شده است (شکل‌های ۳ و ۴ و ۵). تصاویر میکروسکپ الکترونی و نتایج آنالیز EDS کانی کاتولینیت در نمونه ۱۴ از مغزه ۶۵ در شکل ۶A نشان داده شده است. اگر چه فرمول کلی کاتولینیت  $(Al_2Si_2O_5(OH)_2)$  است، اما گاه ممکن است آنالیزهای شیمیایی مقداری ناخالصی از یونهای مختلف همچون  $K$ ،  $Fe$ ،  $Cr$ ،  $Ti$ ،  $Mg$  را نشان دهند (شکل ۷A) که در واقع مربوط به ناخالصی موجود در کانی‌های رسی بوده و یا ممکن است به صورت ترکیبات بین لایه‌ای وجود داشته باشند. کاتولینیت مرکب از لایه‌هایی است که هر لایه شامل یک ورقه اکتاهداری و یک ورقه تترانداری با یک لایه مشترک از اتمهای اکسیژن است. لایه‌ها توسط پیوندهای هیدروژنی با یکدیگر نگه داشته شده‌اند، به طوری که مانع هر گونه آبیگری بین لایه‌های شده و دارای ساختار بلوری پزودوهگزاگونال هستند (Worden and Barclay, 2003). کانی کاتولینیت عموماً در عرض‌های جغرافیایی پایین و معمولاً در شرایط آب و هوای گرم و مرطوب در اثر خاک زایی تشکیل شده و به عبارتی محصول هوازدگی شیمیایی کانی‌های آلومینوسیلیکاته، به ویژه فلدسپات‌ها، محسوب می‌شوند (Schnyder et al., 2005). از دیگر دلایل تشکیل کاتولینیت می‌توان به آبشویی فراوان رسوبات در مناطقی که تحت تاثیر بالا آمدگی<sup>۱</sup> و چرخه‌های مجدد رسوبگذاری قرار گرفته‌اند اشاره کرد (Schnyder et al., 2005). با توجه به اینکه ترکیب اصلی رسوبات دریای عمان از نوع کوارتز، فلدسپات، کربنات و کانیهای رسی است (Prins et al., 2000)، و همچنین با توجه به ترکیب سنگ‌های آذرین حاوی فلدسپات فراوان در بخش‌های شمالی منطقه مکران (سهندی و پاداشی، ۱۳۸۴)، کاتولینیت موجود در رسوبات مورد مطالعه می‌تواند حاصل

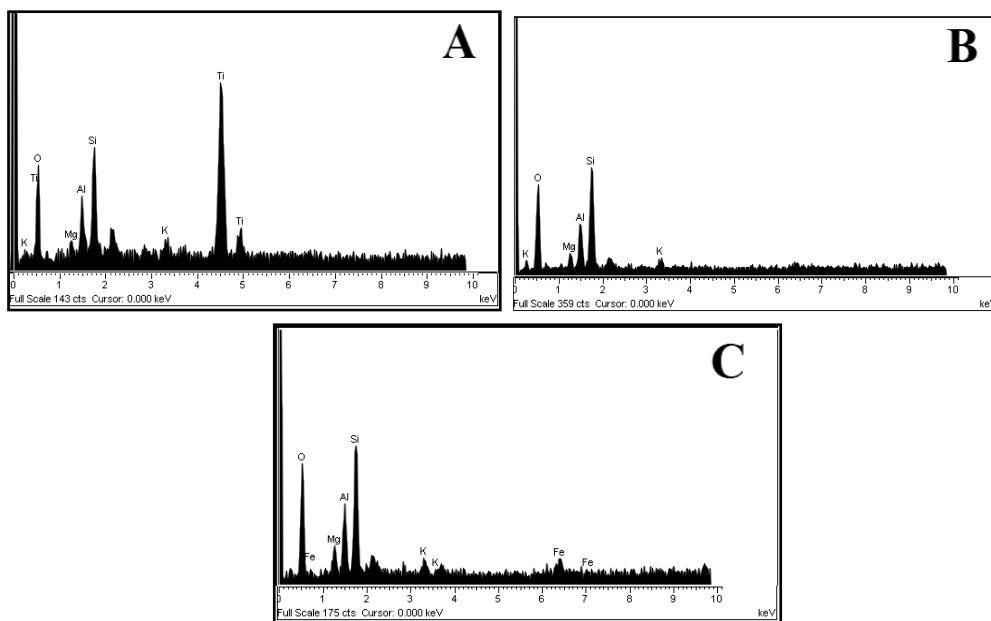
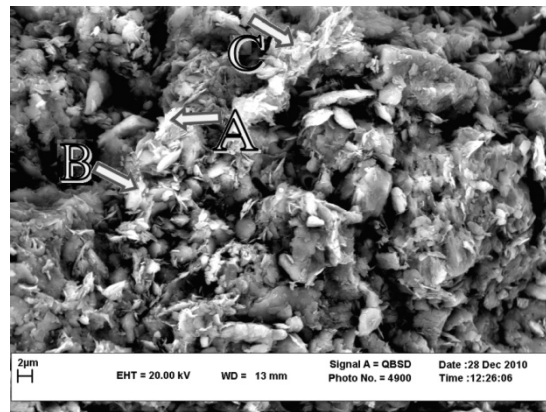
<sup>۱</sup> uplift

شرایط آب و هوایی گرم و خشک آن، شرایط تشکیل ایلیت را می‌توان در ارتباط با چرخه‌های مجدد رسوبگذاری و آبشویی رسوبات غنی از فلدسپات و مسکویت در نظر گرفت؛ فرایندی که حاصل بالآمدگی مکرر رسوبات دریایی در اثر فرورانش فعال در منطقه مکران بوده و نوسانات سطح دریا را به دنبال داشته است (Hosseini-Barzi, 2010).

نیز حاصل می‌شود (Deer, 1966). اگر چه وجود این کانی معمولاً شرایط آب و هوایی معتدل همراه با هوازدگی شیمیایی را در ناحیه منشا منعکس می‌کند (Oliveira et al., 2002)، اما هوازدگی شیمیایی در طی چرخه‌های دوباره رسوبگذاری نیز می‌تواند به تشکیل ایلیت منجر گردد (Worden and Barclay, 2003). با توجه به عرض جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه و



شکل ۶- تصویر میکروسکوپ الکترونی (SEM) بالا و آنالیز EDS پایین از نمونه ۱۴، مغزه ۶۵. (A) کانی کائولینیت، (B) کانی ایلیت، (C) کانی کلریت، (D) کانی اسمکتیت



شکل ۷- تصویر میکروسکوپ الکترونی (SEM) بالا و آنالیز EDS پایین از نمونه ۲۲، مغزه ۰.۳ (A) کانی کائولینیت، (B) کانی ایلیت، (C) کانی کلریت

#### کلریت و اسمکتیت:

می‌یابد (Peuraniemi et al., 1997). این کانی در نمونه‌های مورد مطالعه با پیک  $14^\circ A$  شناسایی شده است (شکل‌های ۳، ۴ و ۵). کانی اسمکتیت با استفاده از تیمار شیمیایی و حرارتی قابل شناسایی است. هنگامی که اسمکتیت به وسیله ایتیلن گلیکول اشباع شده باشد، بازتاب  $0.01$  آن از دیگر کانیها بیشتر خواهد بود و در حدود  $17^\circ A$  است. (Peuraniemi et al., 1997). کانی اسمکتیت با پیک  $17^\circ A$  در سه نمونه از یازده نمونه مورد مطالعه با درصد پایین (کمتر از  $1/3$ ) مشخص شده است (شکل‌های ۳، ۴ و ۵). دلیل پایین بودن درصد کلریت ( $1/15$ ) و اسمکتیت (کمتر از  $1/3$ ) در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به کائولینیت و ایلیت می‌تواند در ارتباط با شرایط تشکیل آنها باشد. شرایط آبشویی

کلریت‌ها معمولا از دگرسانی ذرات ولکانی کلاستیک از قبیل بیوتیت و آمفیبول تشکیل می‌شوند و جزء اصلی گل‌سنگ‌ها هستند، در حالی که اسمکتیت حاصل دگرسانی کائولینیت و یا حاصل هوازدگی سنگهای بازیک است (Moor and Reynolds, 1989). پیکهای استاندارد کانی کلریت بین  $4/14^\circ A$  تا  $10/10^\circ A$  است و همچنین با فاصله‌های  $7/2^\circ A$ ،  $4/7^\circ A$  و  $3/55^\circ A$  نیز در XRD تعیین می‌شود. پیکهای این کانی تحت تاثیر حلال ایتیلن گلیکول و اشباع‌شدگی یونی تغییر نمی‌کند و فقط زمانی که درجه حرارت به  $620$  درجه برسد، پیک  $14^\circ A$  به  $13^\circ A$  تغییر

ضعیف و همچنین وجود سنگ منشا بازالتی برای تشکیل کلریت و اسمکتیت مناسب‌تر است (Robert et al., 2005)، در حالی که در منطقه مورد مطالعه شرایط آبشویی زیاد در طی چرخه‌های مجدد رسوب‌گذاری حاکم بوده است (Hosseini- Barzi, 2010) و همچنین سنگ‌های آذرین موجود در نواحی مجاور بیشتر از نوع سنگ‌های فلسیک است (سهندی و پاداشی، ۱۳۸۴)، که نمی‌تواند منشا مناسبی برای تشکیل کانی‌های اسمکتیت و کلریت باشد.

نسبت درصد فراوانی کائولینیت به ایلیت در نمونه‌های مورد مطالعه حدود دو برابر است (جدول ۳). هر دو کانی کائولینیت و ایلیت از هوازدهی فلدسپات به‌وجود می‌آیند. سنگ‌های گرانیتی و گرانودیوریتی به‌خاطر غنی بودن از فلدسپات، منشا مناسبی برای تشکیل کائولینیت است (Deer et al., 1966). از طرفی ترکیب سنگ‌های آذرین حاصل از زون فرورانش می‌تواند در بر دارنده سنگ‌های فلسیک و حدواسط نیز باشد که وجود این‌گونه سنگ‌ها (گرانودیوریت، داسیت، آندزیت) در نقشه‌های زمین‌شناسی تفتان و بزمان در شمال منطقه مورد مطالعه گزارش شده است (سهندی و پاداشی، ۱۳۸۴). بنا براین می‌تواند به‌عنوان سنگ منشا کانی‌های رسی مورد مطالعه در نظر گرفته شود. اگرچه برخی از شرایط هوازدهی فلدسپات‌ها به کائولن و ایلیت از قبیل آب و هوای گرم و مرطوب در منطقه‌ی مکران وجود نداشته است، ولی عوامل دیگر از جمله فرسایش ناشی از تکتونیک فعال و بالآمدگی ادامه‌دار ناشی از فرورانش در منطقه‌ی مکران، چرخه‌ی رسوب‌گذاری مجدد را موجب شده و شرایط آب‌شویی فراوان رسوبات در حاشیه دریا را به‌وجود آورده است (Hosseini- Barzi, 2010). در چنین شرایطی، آبشویی شدید نقش زیادی در انجام واکنش‌های هوازدهی شیمیایی و به‌ویژه تبدیل فلدسپات به کائولینیت دارد.

## ۵. نتیجه‌گیری

نتایج حاصله از آزمایش پراش پرتو ایکس در نمونه‌های مورد مطالعه بر وجود ۴ نوع کانی رسی شامل کائولینیت، ایلیت، کلریت و اسمکتیت دلالت می‌نماید. کائولینیت حدود ۵۸ درصد، ایلیت ۲۵ درصد، کلریت ۱۵ درصد و اسمکتیت حدود ۲ درصد کانی‌های رسی موجود در رسوبات مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. به‌دلیل وجود آب و هوای گرم و خشک در منطقه مورد

مطالعه عامل هوازدهی تحت شرایط گرم و مرطوب نمی‌تواند در تولید کائولینیت در این منطقه نقش داشته باشد. این امکان وجود دارد که رسوبات پس از فرسایش از سنگ منشا و رسوبگذاری در پهنه‌های کشندی تحت تاثیر آبشویی متوالی ناشی از چرخه‌های مجدد رسوبگذاری قرار گرفته و منجر به تشکیل کائولینیت به مقدار فراوان شده باشند. شرایط تشکیل ایلیت را می‌توان در ارتباط با هوازدهی سنگ‌های آذرین حدواسط و اسیدی غنی از فلدسپات و مسکویت و همچنین دگرسان‌شدگی دیگر کانی‌های رسی از جمله کائولینیت، تحت شرایط هوازدهی شیمیایی در چرخه‌های دوباره رسوبگذاری در پهنه‌های جزر و مدی در نظر گرفت. دلیل پایین بودن فراوانی کلریت و اسمکتیت نسبت به کائولینیت و ایلیت می‌تواند در ارتباط با عدم وجود شرایط تشکیل آن‌ها بوده و یا به عدم وجود کانی‌های مولد آن مربوط باشد. سنگ‌های آذرین موجود در نواحی مجاور منطقه مورد مطالعه بیشتر از نوع سنگ‌های فلسیک است. از طرفی چرخه‌های مجدد رسوب‌گذاری با شرایط آبشویی زیاد همراه بوده است که هیچ‌کدام نمی‌تواند منشا مناسبی برای تشکیل کانی‌های اسمکتیت و کلریت بوده باشد.

## ۶. سپاسگزاری

این تحقیق با پشتیبانی مؤسسه ملی اقیانوس‌شناسی انجام شده است. بدین وسیله مراتب تشکر مؤلفین از مسوولین این مؤسسه و سرکار خانم مونا حسین‌دوست ابراز می‌گردد. همچنین از گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد به‌دلیل در اختیار قرار دادن امکانات و استفاده از آزمایشگاه و همچنین معاونت پژوهشی دانشکده به‌دلیل پرداخت هزینه‌های مربوط به استفاده از میکروسکوپ الکترونی و EDS تقدیر و تشکر می‌گردد.

## منابع

افشار، الف، ۱۳۷۲. چابهار و دریای پارس. انتشارات صدیقی. چاپ اول. صفحات ۳۰ - ۱۰۵.  
جعفریان، م؛ عبدلی، ب.م، ۱۳۷۴. نقشه زمین‌شناسی چابهار. مقیاس ۱:۱۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی کشور.  
خدای، م؛ محبوبی، ا؛ فیض‌نیا، س؛ موسوی حرمی، ر. و فتاحی اردکانی، ف، ۱۳۸۵. کاربردهای کانی‌های رسی به‌عنوان شاخصهای



- palaeoclimatic implications. *Clay Minerals*, 40: 191-203.
- Kuhlmann, G.; Poppe, L.; de Boer, P.L.; Pedersen, R.B.; Wong, T.E., 2004. Provenance of Pliocene sediments and paleoenvironmental changes in the southern North Sea region using Samarium–Neodymium (Sm/Nd) provenance ages and clay mineralogy. *Sedimentary Geology*, 171: 205–226.
- Kunze, C.W., 1965. Pretreatment for mineralogical analysis, in: *Methods of soil analysis*, Black C.A. et al, Amer. Soc. of Agronomy, 568-577.
- Moor, D.M.; Reynolds, R.C., 1989. X – Ray Diffraction and the Identifications and Analysis of Clay Minerals . Oxford, Oxford University Press, 337pp.
- Nelson, S.A., 2006. *Clay minerals: Earth Materials*, 211pp.
- Net, I.L.; Alonso, M.S.; Limarino, C.O., 2002. Source rock and environmental control on clay mineral associations, Lower Section of Paganzo Group (Carboniferous), Northwest Argentina. *Sedimentary Geology*, 152: 183-199.
- Oliveira, A.; Vitorino, J.; Rodrigues, A.; Jouanneau, J.M.; Dias, J.M.A.; and Weber, A., 2002. Nepheloid layer dynamics of the northern Portuguese shelf: *Progress in Oceanography*, 195–213.
- Peuraniemi, V.; Aario, R.; Pulkkinen, P., 1997. Mineralogy and geochemistry of the clay fraction of till in northern Finland. *Sedimentary Geology*, 111: 313-327.
- Prins, M.A.; Postma, G.; Weltje, G.J., 2000. Controls on terrigenous sediment supply to the Arabian Sea during the Late Quaternary: the Makran continental slope. *Marine Geology*, 169: 351–371.
- Robert, C.; Diester-Haass, L.; Paturol, J., 2005. Clay mineral assemblages, siliciclastic input and paleoproductivity at ODP Site 1085 off Southwest: A late Miocene-early Pliocene history of Orange river discharges and Benguela current activity, and their relation to global sea level change. *Marine Geology*, فرسایش: مثالی از حوضه آبخیز لانتشور. جنوب شرق تهران. مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران. شماره ۲. صفحات ۲۴۷–۲۶۲.
- سهندی، م.ر.؛ پاداشی، م.، ۱۳۸۴. نقشه زمین شناسی بزمان و نفتان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی کشور.
- Allen, P., 1998. Purbeck–Wealden (Early Cretaceous) climates. *Proceedings of the Geologists’ Association* 109: 197– 236.
- Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J., 1966. An introduction to the rock forming minerals. Longman, New York, 528 p.
- Ehrmann, W.; Setti, M.; Marinoni, L., 2005. Clay minerals in Cenozoic sediments off Cape Roberts (McMurdo Sound, Antarctica) reveal the paleoclimatic history. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229: 187- 211.
- Folk, R.L., 1974. *Petrology of sedimentary rocks*, Hemphill, Austin, Texas, 159 pp.
- Francis, J.E., 1984. The seasonal environment of the Purbeck (Upper Jurassic) fossil forests. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 48: 285–307.
- Grassman, R.B.; Milet, J.C., 1961. Carbonate removal from soils by a modification of the acetate buffer method: *Journal of Soil*, 25: 325-326.
- Griffin, G.M., 1962. Regional clay – mineral facies – products of weathering intensity and current distribution in the Northeastern Gulf of Mexico . *Geol . Soc . Amer . Bull*, 73: 737-768 .
- Hosseini-Barzi, M., 2010. Spatial and temporal diagenetic evolution of syntectonic sediments in a pulsatory uplifted coastal escarpment, evidenced from the Plio-Pleistocene, Makran subduction zone, Iran. In: *Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic*, (Ed. By P.Leturmy and C. Robin) Geological Society Special Publication, 330:273-289.
- Khormali, F.; Abtahi, A.; Owliaie, H.R., 2005. Late Mesozoic- Cenozoic clay of southern Iran and their

- Whitting, L.D., 1965. X-Ray diffraction techniques for mineral identification and mineralogical composition. In: *Methods of Soil Analysis*, Black C.A. et al, Amer. Soc. of Agronomy. Madison, Wisconsin. USA, 671-698 pp.
- Worden, R.H.; Barclay, S.A., 2003. The effect of oil emplacement on diagenetic clay mineralogy: the Upper Jurassic Magnus Sandstone Member, North Sea. In: *Clay Mineral Cements in Sandstones*, (Ed. by R.H. Worden and S. Morad) International Association of Sedimentologists Special Publication 34, Blackwell Publishing, Oxford, 453-469 pp.
- 216: 221-238.
- Schnyder, J.; Gorin, G.; Soussi, M.; Baudin, F.; Deconinck, J.F., 2005. Enregistrement de la variation climatique au passage Jurassique/Cretace sur la marge sud de la Tethys: mineralogie des argiles et palynofacies de la coupe du Jebel Meloussi (Tunisie Centrale, Formation Sidi Kralif). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 176 (2): 171-182.
- Weir, D.L.; Ormerod, E.C.; Ei-Mansey, M.L., 1975. Clay mineralogy of sediment of western Nile Delta: *Journal of Clay Mineralogy*, 10: 369-386.