Archive of SID

http://ui.ac.ir/en

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
Vol. 35, Issue 3, No. 76, Autumn 2019
pp. 37-56
Received: 07.12.2018 Accepted: 28.05.2019

Role of authigenic clay minerals in preserving primary porosity and permeability of the sandstone hydrocarbon reservoirs

Masoumeh Kordi
Assistant Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran.
masoumeh.kordi@utexas.edu

Abstract
Among different diagenetic alterations, quartz cements are the foremost porosity and permeability destroying cement in deeply buried (>2 km) sandstones. Clay minerals are also known to commonly reduce reservoir quality of sandstones, however, detailed diagenetic studies, has suggested that in some diagenetic situations, the authigenic clay minerals not only do not reduce the reservoir quality, but they can help in preserving primary porosity and permeability of sandstones. Based on this research, if during the eodiagenesis, the clay minerals, occur as well-formed, thick, and continuous clay coatings on grains, they inhibit formation of quartz cements, especially overgrowths, during mesodiagenesis. This results in preserving primary porosity and permeability, leading to high reservoir quality in deeply buried sandstones. Different studies show that among different authigenic clay minerals, chlorite is the first most and illite is the second most abundant and important clay minerals in sandstones. Investigation about the conditions of formation and extension of clay coating minerals in sandstones help us in prediction and recognition of strata with high reservoir quality for hydrocarbon exploration.
Keywords: Diagenesis; Sandstones reservoir quality; Grain coating clay minerals; Chlorite; Illite

Introduction

Prediction of the reservoir quality based on sedimentary and diagenetic processes within sedimentary basins is a curtail component for hydrocarbon exploration and risk assessment. Diagenetic alterations can reduce, increase or preserve primary porosity of the sediment and sedimentary rocks. Formation of authigenic clay minerals during diagenesis are commonly known to reduce reservoir quality. However more detailed petrographic studies of deeply buried sandstones have shown that under some diagenetic conditions, the clay minerals could play a different role, which is the subject of his study. This condition is mainly related to the clay minerals occurring as the form of grain coatings. In this paper, the different types of grain coating clays, source and mechanism of their development and their effects on reservoir quality of sandstones has been studied.

Material and Methods

In the last two decade, the role of authigenic clay minerals was subject of numerous studies and many papers have been published based on the case studies accordingly. In this paper, based on reviewing more than 100 papers and comparing two case studies, the circumstances in which clay minerals could help increase the reservoir quality of deeply buried sandstones is demonstrated. The case studies includes the Late Cretaceous Lower Tuscaloosa sandstone reservoir in the USA and the Cambrian-Ordovician Lower Sandstone Unit in Egypt. The sandstone intervals of the Lower Tuscaloosa Formation are high quality reservoir zone in subsurface of the Mississippi Interior Salt Basin, with average porosity of 25%, and average permeability of 50 md while the Lower Sandstone Unit in Egypt have very low porosity and permeability. The role of authigenic clay minerals, as the most important factor in construction of the reservoir quality, has been compared in these two case studies.

Discussion of Results & Conclusions

During diagenesis, the primary porosity may be reduced, mostly by compaction and cementation. Among all the diagenetic cements, quartz cement and specially quartz overgrowths are the most important and common alterations that could reduce or totally destroy the porosity and permeability of the deeply buried sandstones. If the authigenic clays form as well-formed, thick, and continuous clay coatings on grains in shallow to medium depth burial, they inhibit formation of quartz overgrowths in deep burial. Quartz cementation can be inhibited by the presence of grain coating clays, because quartz needs clean substrates to form and quartz crystal cannot nucleate on or through the coatings. This results in development of high reservoir quality in deep burial. By these processes, the well-formed, thick and continuous chlorite coatings in the Lower Tuscaloosa Formation inhibited formation of quartz overgrowth, resulted

*Corresponding Author
Copyright©2019, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (http://creativecommons.org/licenses/BY-NC-ND/4.0), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they can't change it in any way or use it commercially.
www.SID.ir
Doi: 10.22108/jssr.2019.114411.1080

Archive of SID

in high porosity and permeability after deep burial, whereas the Lower Sandstone Unit, without any clay coatings on the detrital grains, have been cemented by quartz overgrowths.

Type and amount of the clay mineral coatings depend on the sandstone composition and pore-water chemistry. Based on the literature, among all different authigenic clay coatings, chlorite and illite are the most common grain coating clay minerals in the sandstone reservoirs.

Availability of depositional and/or early diagenetic precursor clay minerals, primarily berthierine and odinite are important factor in development and type of the chlorite coats (Odin1988; Ehrenberg 1993; Aagaard et al. 2000; Dowey et al. 2017). To a lesser extent, magnesium and iron rich smectite tend to be chloritized during diagenesis (Chang et al. 1986; Anjos et al. 2003). Authigenic chlorite coats are usually iron-rich, but magnesium-rich chlorite has also been documented in sandstones (Pittman et al. 1992; Ehrenberg 1993; Ajdukiewicz et al. 2010). Chlorite coats usually are composed of relatively small chlorite crystals that form perpendicular to the detrital grain surface. Chlorite coatings around framework grains can prevent quartz cement growth by blocking silica from nucleating on the grain surface. This results in preserving primary porosity and permeability of sandstones during late diagenesis.

Authigenic illite can form by various processes including transformation of a clay precursor (smectite, montmorillonite and/or mixed-layer illite-montmorillonite), direct precipitation from pore-waters and replacement of other minerals (e.g. feldspar). However availability of precursor infiltrated clays, especially smectite, is the main factor in development of illite coats in shallower depth burial (Worden and Morad 2003). The authigenic illite usually occurs as irregular flake with lath-like projections. These projections may be relatively short or they may develop into curled fibrous projections up to 10 µm long, as fibrous and filamentous crystal habit, which extend into intergranular pore spaces. Unlike the chlorite and flake crystal habit of illite coatings, which lead to development of both high porosity and high permeability in deep burial, the fibrous and filamentous crystal habit of illite would reduce the pore and throat space, thus significantly decreasing reservoir quality, especially permeability (Wilson and Pittman 1977; Pittman et al. 1992; Wilson et al. 2014).

In conclusion, chlorite coatings, which are the most common and effective clay coats in sandstones, can prevent quartz cement growth by preventing silica from nucleating on the grain surface, resulting in preservation of primary porosity and permeability. Illite coatings could also prevent formation of quartz overgrowths. However, due to the fibrous and filamentous crystal habit of illite, illite could cause permeability deterioration in sandstone reservoirs.

www.SID.ir

Archive of SID

پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی
سال سی و پنجم، شماره پیاپی ۷۶، شماره سوم، پاییز ۱۳۹۸
تاریخ وصول: ۱۳۹۷/۰۹/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۳/۰۷
صص ۳۷-۵۶

نقش کانی‌های رسی اتوژنیک در حفظ تخلخل و تراوایی اولیه در مخازن هیدروکربنی ماسه‌سنگی (مقاله مروری)

معصومه کردی*، *استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران*
masoumeh.kordi@utexas.edu

چکیده

بین فرایندهای دیاژنزی، تشکیل سیمان‌های کوارتزی مهم‌ترین عامل کاهش‌دهندهٔ تخلخل و تراوایی در ماسه‌سنگ‌های با عمق تدفین زیاد (بیشتر از ۲ کیلومتر) است. کانی‌های رسی اغلب به‌عنوان کاهش‌دهندهٔ کیفیت مخازن هیدروکربوری ماسه‌سنگی شناخته می‌شوند؛ هرچند بررسی مقاله‌های گوناگون و مطالعه‌های دقیق فرایندهای دیاژنزی نشان می‌دهد تشکیل کانی‌های رسی اتوژنیک در برخی از شرایط دیاژنزی نه‌تنها موجب کاهش کیفیت مخزنی نمی‌شود، حفظ تخلخل و تراوایی اولیه را در پی دارد. در مقالهٔ حاضر، بررسی پژوهش‌های پیشین و مقایسهٔ نتایج با دو نمونهٔ شاهد نشان داد اگر در شرایط ائودیاژنز، کانی‌های رسی با شکل پوشانندهٔ ذرات به‌طور پیوسته سطح ذرات را بپوشانند، مانع از تشکیل سیمان کوارتزی در شرایط مزودیاژنز می‌شوند؛ این شرایط موجب حفظ تخلخل و تراوایی اولیه و درنتیجه، کیفیت مخزنی خوب درماسه‌سنگ‌های با عمق تدفین زیاد می‌شود. مطالعه‌های گوناگون نشان می‌دهند بین کانی‌های رسی اتوژنیک، کلریت در درجهٔ اول و ایلیت در درجهٔ دوم فراوان‌ترین و مهم‌ترین کانی‌های رسی اتوژنیک در ماسه‌سنگ‌ها هستند؛ بر این اساس، شناخت شرایط تشکیل و شیوهٔ گسترش کانی‌های رسی پوشانندهٔ ذرات به پیش‌بینی و معرفی توالی‌های با کیفیت مخزنی خوب در اکتشاف مخازن ماسه‌سنگی هیدروکربوری کمک بسیاری می‌کند.

واژه‌های کلیدی: دیاژنز، کیفیت مخازن ماسه‌سنگی، کانی‌های رسی با شکل پوشانندهٔ ذرات، کلریت، ایلیت

* نویسنده مسئول: ۰۲۳۳۲۳۹۲۲۰۴

Copyright©2019, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (http://creativecommons.org/licenses/BY-NC-ND/4.0), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they can't change it in any way or use it commercially.
Doi: 10.22108/jssr.2019.114411.1080

www.SID.ir

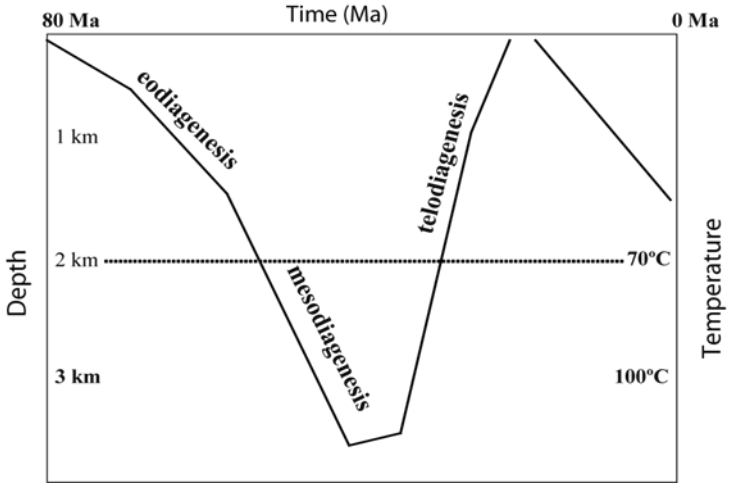
Archive of SID

مقدمه

پیش‌بینی ویژگی‌های مخزنی بر اساس فرایندهای رسوبی و دیاژنزی در مقیاس حوضهٔ رسوبی طی مراحل اکتشاف مخازن هیدروکربنی اهمیت بسیاری دارد. فرایندهای دیاژنزی که شامل تمام تغییرات فیزیکی، شیمیایی و زیستی اعمال‌شده روی رسوبات از زمان رسوب‌گذاری تا پیش‌از دگرگونی‌اند (Welton 1984)، باعث کاهش، افزایش و یا حفظ تخلخل و تراوایی اولیهٔ رسوبات می‌شوند. یکی از معمول‌ترین فرایندهای دیاژنزی در سنگ‌های تخریبی، تشکیل کانی‌های رسی اتوژنیک (Authigenic) یا درجازاست. در رژیم‌های مختلف دیاژنزی (شکل ۱)، تشکیل کانی‌های رسی اتوژنیک هم در شرایط ائودیاژنز با عمق تدفین کم و حرارت کم (عمق کمتر از ۲ کیلومتر و درجه‌حرارت کمتر از ۶۰ تا ۷۰ درجهٔ سانتی‌گراد) و هم در شرایط مزودیاژنز با عمق تدفین زیاد و حرارت زیاد (عمق بیشتر از ۲ کیلومتر و درجه‌حرارت بیشتر از ۶۰ تا ۷۰ درجهٔ سانتی‌گراد) امکان‌پذیر است (Worden and Morad 2003; Morad et al. 2000).

اگرچه در مخازن هیدروکربنی ماسه‌سنگی، کانی‌های رسی تشکیل‌شده طی مراحل دیاژنز اغلب به‌عنوان کاهش‌دهندهٔ کیفیت مخزنی (تخلخل مفید و تراوایی) شناخته می‌شوند، باتوجه‌به شرایط دیاژنزی خاص، این کانی‌ها می‌توانند نقش متفاوتی در کیفیت مخزن داشته باشند؛ موضوعی که در مقالهٔ حاضر به آن پرداخته می‌شود. شرایط دیاژنزی خاص با تشکیل کانی‌های رسی اتوژنیک با شکل پوشانندهٔ ذرات (Grain Coats/Rims) مرتبط است (e.g. Ketzer et al. 2003; Berger et al. 2009; Ajdukiewicz and Larese 2012; Dowey et al. 2012, 2017; Wilkinson 2015; Worden et al. 2018).

نخستین‌بار ویلسون و پیتمن (Wilson and Pittman 1977) شکل پوشانندهٔ ذرات را معرفی کردند. بلوچ و همکاران (Bloch et al. 2002) کانی‌های با شکل پوشانندهٔ ذرات را به این شکل تعریف کرده‌اند «کانی‌هایی که طی مراحل دیاژنز به‌شکل اتوژنز در سطح خارجی ذرات به‌سمت بیرون رشد می‌کنند.»



شکل ۱- رژیم‌های مختلف دیاژنزی بر اساس تقسیم‌بندی مراد و همکاران (Morad et al. 2000) که شامل ائودیاژنز (عمق کمتر از ۲ کیلومتر و درجه‌حرارت کمتر از ۷۰ درجهٔ سانتی‌گراد)، مزودیاژنز (عمق بیشتر از ۲ کیلومتر و درجه‌حرارت بیشتر از ۷۰ درجهٔ سانتی‌گراد)و تلودیاژنز (پس‌از بالاآمدگی‌های تکتونیکی و کوه‌زایی) است.

تاکنون مقاله‌های بسیاری به‌شکل مطالعهٔ موردی روی توالی‌های مختلف رسوبی در زمینهٔ کانی‌های رسی پوشانندهٔ ذرات چاپ شده‌اند (e. g. Ketzer et al. 2003; Berger et al. 2009; Ajdukiewicz and Larese 2012; Wells et al. 2015; Chudi

www.SID.ir

Archive of SID

et al. 2016; Tang et al. 2018). در مقالهٔ مروری حاضر بر اساس یافته‌های چاپ‌شده در مقاله‌های پیشین به معرفی انواع کانی‌های رسی پوشانندهٔ ذرات، منشأ و سازوکارهای کنترل‌کنندهٔ تشکیل و توزیع و همچنین تأثیر آنها بر کیفیت مخزن پرداخته شده است که باتوجه‌به اهمیت مسائل اکتشافی به‌ویژه در توالی‌های عمیق، شناخت کانی‌های رسی پوشانندهٔ ذرات، شرایط تشکیل و شیوهٔ گسترش آنها به پیش‌بینی و معرفی توالی‌های با کیفیت مخزنی خوب در اعماق زیاد کمک بسیاری خواهد کرد.

روش مطالعه

طی چندین سال اخیر، بحث‌های بسیاری در زمینهٔ نقش کانی‌های رسی اتوژنیک در کیفیت مخازن ماسه‌سنگی وجود داشته است و مقاله‌های بسیاری به‌شکل مطالعه‌های موردی چاپ شده‌اند. در مقالهٔ مروری حاضر بر اساس یافته‌های بیش از ۱۰۰ مقالهٔ چاپ‌شده در زمینهٔ توالی‌های ماسه‌سنگی حاوی کانی‌های رسی و مقایسهٔ نتایج با دو نمونهٔ شاهد سعی شده است دیدگاه تخصصی کامل و سازمان‌یافته‌ای از پژوهش‌های انجام‌شده دربارهٔ این موضوع در اختیار خوانندگان قرار گیرد. در مقالهٔ حاضر با بررسی مطالعه‌های انجام‌شده طی دو تا سه دههٔ اخیر به نوع کانی‌های رسی اتوژنیک با شکل پوشانندهٔ ذرات، سازوکار و شرایط تشکیل و تأثیر آنها بر کیفیت مخزن پرداخته شده است. دو نمونهٔ شاهد که نویسنده مطالعه کرده است، عبارتند از: سازندهای ماسه‌سنگی گروه تاسکولوسا با سن کرتاسهٔ بالایی در ایالت می‌سی‌سی‌پی آمریکا و سازندهای گروه ماسه‌سنگ زیرین با سن کامبرین- اردویسین در کشور مصر. توالی‌های ماسه‌سنگی تاسکولوسا با تخلخل و تراوایی زیاد، مخازن نفتی مهمی را تشکیل داده‌اند؛ درحالی‌که توالی‌های ماسه‌سنگی زیرین واحدهایی با تخلخل و تراوایی بسیار کم و بدون کیفیت مخزنی مناسبند (Kordi et al. 2010, 2011, 2017a). نقش کانی‌های رسی پوشانندهٔ ذرات به‌عنوان مهم‌ترین عامل مؤثر در ایجادشدن و یا ایجادنشدن مخازن دارای کیفیت مخزنی مناسب در این سازندها در نظر گرفته شده است.

چینه‌شناسی توالی‌های ماسه‌سنگی نمونه‌های شاهد

- **برش گروه تاسکولوسا در کشور آمریکا**

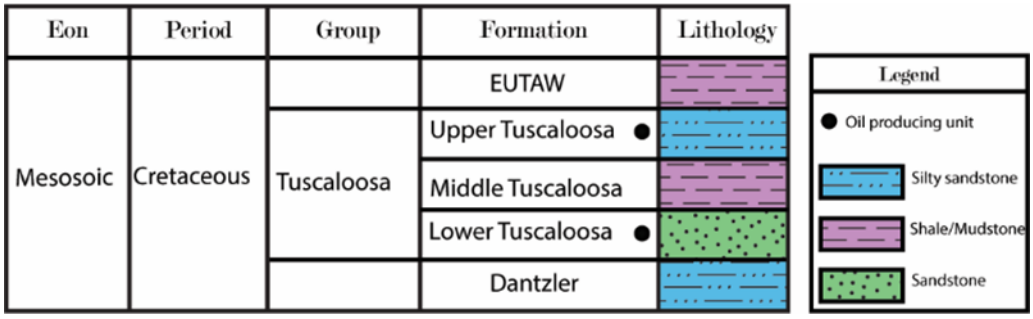
گروه تاسکولوسا در کشور آمریکا با سن کرتاسهٔ بالایی شامل سازندهای تاسکولوسای زیرین، میانی و بالایی است. این توالی‌ها از رخساره‌های ماسه‌سنگ، سیلتستون و شیل که در محیط رسوبی رودخانه‌ای ته‌نشست یافته‌اند، تشکیل شده‌اند (Kordi et al. 2010, 2017a). واحدهای ماسه‌سنگی سازندهای تاسکولوسای زیرین و بالایی با متوسط تخلخل ۲۵ درصد و متوسط تراوایی ۵۰ میلی‌دارسی، مخازن نفتی مهمی را در ایالت می‌سی‌سی‌پی تشکیل داده‌اند. شکل ۲ ستون چینه‌شناسی گروه تاسکولوسا را در یکی از چاه های نفتی ایالت می‌سی‌سی‌پی آمریکا نشان می‌دهد.

- **برش گروه ماسه‌سنگ زیرین در کشور مصر**

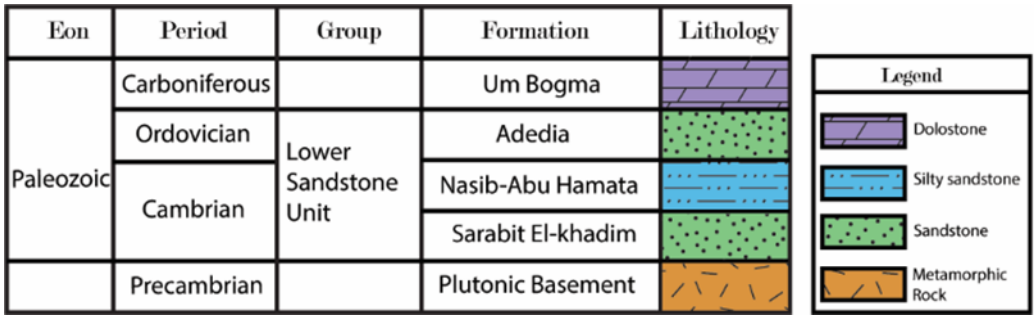
ماسه‌سنگ زیرین در کشور مصر با سن کامبرین- اردویسین شامل سازندهای سرابیت الخادم، نصیب- ابوحماتا و اددیا است. این توالی‌ها در محیط‌های رسوبی رودخانه تا ساب‌تایدال رسوب‌گذاری کرده‌اند؛ سنگ‌شناسی غالب در این سازندها، ماسه‌سنگ و سیلتستون با میان‌لایه‌های شیلی است (Kordi et al. 2011, 2017b) و واحدهای ماسه‌سنگی این توالی‌ها بدون تخلخل و تراوایی‌اند. شکل ۳ ستون چینه‌شناسی گروه ماسه‌سنگ زیرین در کشور مصر را نشان می‌دهد.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۲- ستون چینه‌شناسی گروه تاسکولوسا با سن کرتاسه در یکی از میادین نفت ایالت می‌سی‌سی‌پی آمریکا (Kordi et al. 2010; 2017a).



شکل ۳- ستون چینه‌شناسی گروه ماسه سنگ زیرین با سن کامبرین تا اردویسین در کشور مصر (Kordi et al. 2011; 2017b).

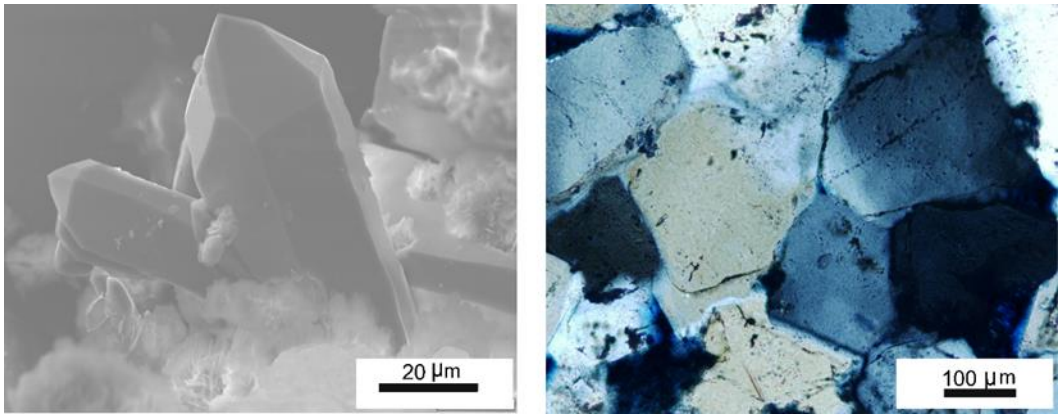
بحث

سیمان سیلیسی به‌عنوان مهم‌ترین سیمان کاهش‌دهندهٔ تخلخل اولیه در ماسه‌سنگ‌ها

مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی که باعث کاهش تخلخل اولیه در ماسه‌سنگ‌ها می‌شوند، عبارتند از: فشردگی و سیمانی‌شدن. فشردگی شامل دو نوع فشردگی مکانیکی و فشردگی شیمیایی (انحلال- فشاری) است. کوارتز، کانی‌های رسی، کربنات‌ها، اکسیدها، کانی‌های تبخیری و فلدسپات‌ها معمول‌ترین کانی‌های سیمانی‌اند که در ماسه‌سنگ‌ها ایجاد می‌شوند (Worden and Morad 2000, 2003; Worden et al. 2018). مطالعه‌های دیاژنزی دربارهٔ توالی‌های مختلف ماسه‌سنگی نشان می‌دهند بین سیمان‌های یادشده، سیمان سیلیسی معمول‌ترین و مهم‌ترین سیمان به‌ویژه در ماسه‌سنگ‌های با عمق تدفین زیاد (بیشتر از ۲ کیلومتر) است (Worden and Morad 2000; Giles et al. 2000; Lander et al. 2008; Lander and Laubach 2015; Nguyen et al. 2016). تشکیل سیمان کوارتزی با شکل رورشدی هم‌محور (Quartz Overgrowths) و یا پرکنندهٔ فضای خالی باعث کاهش محسوس و گاهی ازبین‌رفتن تمام تخلخل و تراوایی در ماسه‌سنگ‌ها می‌شود (Mc Bride 1989; Bjørlykke and Egeberg 1993; Morad et al. 2000; Kordi et al. 2011)؛ این مورد در نمونهٔ شاهد بررسی‌شده شامل توالی‌های کامبرین- اردویسین گروه ماسه‌سنگی زیرین در کشور مصر مشاهده می‌شود. مطالعه‌های پتروگرافی این توالی‌ها نشان می‌دهند ماسه‌سنگ‌ها کاملاً با سیمان کوارتزی سیمانی شده‌اند و تخلخل و تراوایی اولیهٔ آنها از بین رفته است (Kordi et al. 2011) (شکل ۴). شناخت عوامل کنترل‌کنندهٔ تشکیل و گسترش سیمان کوارتزی در کنترل کیفیت مخازن ماسه‌سنگی اهمیت بسیاری دارد.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۴- تصاویر پتروگرافی سیمان‌های کوارتزی در ماسه‌سنگ‌های کامبرین- اردویسین سازند ماسه‌سنگی واحد زیرین در کشور مصر که موجب ازبین‌رفتن تخلخل و تراوایی شده‌اند؛ الف. تصویر میکروسکوپ نوری (XPL) سیمان‌های کوارتزی با شکل رورشدی هم‌محور، ب. تصویر میکروسکوپ الکترونی (SEM) نشان‌دهندهٔ شکل‌های یوهدرال سیمان‌های کوارتزی (Kordi et al. 2011)

مطالعه‌های دیاژنزی نشان می‌دهند سیمان کوارتزی معمولاً در شرایط مزودیاژنز با عمق تدفین بیشتر از ۲ کیلومتر و درجه‌حرارت بیشتر از ۶۰ تا ۷۰ درجهٔ سانتی‌گراد تشکیل می‌شود(Mc Bride 1989; Marchand et al. 2000; Morad et al. 2000; Worden and Morad 2000; Taylor et al. 2004). تشکیل سیمان کوارتزی به فرایندی سه‌مرحله‌ای شامل انحلال سیلیس، حمل سیلیس به‌شکل محلول و درنهایت ته‌نشست سیمان وابسته است. منشأ سیلیس برای تشکیل سیمان کوارتزی از تبدیل کانی‌های رسی به یکدیگر، انحلال فشاری بین ذرات کوارتزهای تخریبی و استیلولیتی‌شدن، تجزیهٔ شیمیایی فلدسپات‌های تخریبی، انحلال سیلیس بی‌شکل و منشأ بیوژنیکی است (Bjørlykke and Egeberg 1993; Giles et al. 2000; Kraishan et al. 2000; Lander and Laubach 2015). سیلیس به‌شکل محلول در فاصله‌ای نسبتاً کوتاه انتشار می‌یابد و سپس روی سطوح کوارتز تخریبی ته‌نشست می‌شود؛ هنگامی مرحلهٔ ته‌نشینی اتفاق می‌افتد که آب‌های منفذی از سیلیس اشباع شوند، دمای زیرسطحی به بیش از ۶۰ تا ۷۰ درجهٔ سانتی‌گراد برسد و سطوح تمیز ذرات تخریبی در دسترس باشند (Mc Bride 1989; Marchand et al. 2000; Taylor et al. 2004; Walderhaug et al. 2006; Wells et al. 2015; Worden et al. 2018)؛ باوجوداین، سرعت سیمانی‌شدن بیش از آنکه به سرعت تولید و یا انتقال سیلیس وابسته باشد، به سرعت رشد بلورهای کوارتز بستگی دارد (Walderhaug 2000; Marchand et al. 2001; Lander et al. 2008).

باوجود منشأهای مختلف سیلیس، وقتی توالی‌های ماسه‌سنگی در شرایط عمق تدفین و حرارت مزودیاژنز قرار می‌گیرند، سیمان‌های کوارتزی روی سطوح تمیز ذرات کوارتز تخریبی رسوب می‌کنند؛ این فرایند باعث کاهش شدید و یا ازبین‌رفتن تخلخل و تراوایی اولیهٔ ماسه‌سنگ‌ها می‌شود.

کانی‌های رسی اتوژنیک در ماسه‌سنگ‌ها

کانی‌های رسی در ماسه‌سنگ‌ها به دو شکل مشاهده می‌شوند: گروه اول، کانی‌های رسی آلوژنیک یا تخریبی‌اند که در زمان رسوب‌گذاری و یا اندکی پس‌از رسوب‌گذاری نهشته می‌شوند. سیستم‌های رسوب‌گذاری نوع، مقدار و شیوهٔ گسترش این گروه از کانی‌های رسی را کنترل می‌کنند (Wilson and Pitman 1977). گروه دوم کانی‌های رسی که موضوع موردبحث در مقالهٔ حاضر است، کانی‌های رسی اتوژنیک هستند که طی فرایندهای دیاژنزی تشکیل می‌شوند؛ این گروه از کانی‌های رسی هم در شرایط ائودیاژنز و هم در شرایط مزودیاژنز از رسوب شیمیایی آب‌های منفذی، تجزیهٔ شیمیایی ذرات تخریبی و یا از تبدیل کانی‌های رسی تخریبی

www.SID.ir

Archive of SID

تشکیل می‌شوند (Worden and Morad 2003). در دو دهۀ اخیر، مطالعه‌های پتروگرافی دقیق‌تر ماسه‌سنگ‌ها با میکروسکوپ‌های الکترونی (Secondary Electron Microscope/SEM) نشان می‌دهند کانی‌های رسی اتوژنیک فراوان‌تر از حدی‌اند که پیش‌ازاین تشخیص داده می‌شدند (Bjørlykke and Aagaard 1992; Morad et al. 2010; Wooldridge et al. 2017a,b; Worden et al. 2018).

کانی‌های رسی اتوژنیک در ماسه‌سنگ‌ها می‌توانند با شکل‌های پرکنندۀ فضاهای خالی، جانشینی پزودومورف و یا پوشانندۀ سطح ذرات تشکیل شوند؛ در این میان، کانی‌های رسی با شکل پوشانندۀ ذرات(Clay Coating) مهم‌ترین نقش را در کنترل کیفیت مخزنی ماسه‌سنگ‌ها ایفا می‌کنند. مطالعه‌های موردی گوناگون نشان می‌دهند اگر کانی‌های رسی با ضخامت مناسب و به‌طور پیوسته سطح ذرات را بپوشانند، مانع از تشکیل سیمان کوارتزی به‌ویژه با شکل رورشدی هم‌محور می‌شوند (Ramm and Ryseth 1996; Anjos et al. 2003; Billault et al. 2003; Lander and Bonnell 2010; Ajdukiewicz and Larese 2012; Wilson et al. 2014)؛ زیرا رشد سیمان کوارتزی به هستۀ اولیه (Nucleation Area) برای رشد بلورهای کوارتز نیاز دارد و رشد بلورهای کوارتز روی کانی‌های پوشانندۀ غیرکوارتزی انجام نمی‌شود (Pittman et al. 1992; Marchand et al. 2001; Worden et al. 2018)؛ بنابراین، تشکیل کانی‌های رسی با شکل پوشانندۀ ذرات تأثیر بسزایی در گسترش‌یافتن و یا گسترش‌نیافتن سیمان کوارتزی و کیفیت مخزنی ماسه‌سنگ‌ها دارد. اگر کانی‌های رسی اتوژنیک در مراحل عمق تدفین کم و درجه‌حرارت کم ائودیاژنزی تشکیل شوند و سطح ذرات را بپوشانند، مانع از تشکیل سیمان کوارتزی در مراحل عمق تدفین زیاد و درجه‌حرارت زیاد مزودیاژنزی می‌شوند؛ این فرایند باعث حفظ تخلخل اولیه و ایجاد مخازن با کیفیت خوب در اعماق زیاد می‌شود. بررسی‌های گوناگون نشان می‌دهند نمونه‌های بسیاری از مخازن ماسه‌سنگی با کیفیت زیاد متأثر از این عملکرد متقابل بین کانی‌های رسی پوشانندۀ ذرات و سیمان کوارتزی وجود دارند (e.g. Anjos et al. 2000; Berger et al. 2009; Ajdukiewicz et al. 2010; Al-Ramadan 2013; Cao et al. 2018; Tang et al. 2018). نوع و مقدار کانی‌های رسی پوشانندۀ ذرات به ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی ماسه‌سنگ‌ها و ترکیب شیمیایی آب‌های منفذی بستگی دارد. مرور مقاله‌های مختلف نشان می‌دهد بین انواع کانی‌های رسی اتوژنیک (کائولینیت، اسمکتیت، ایلیت، کلریت، برزرین، گلوکونیت، مخلوط لایه‌های ایلیت/اسمکتیت و کلریت/اسمکتیت)، کانی‌های کلریت در درجۀ اول و ایلیت در درجۀ دوم فراوان‌ترین و مهم‌ترین کانی‌های رسی با شکل پوشانندۀ ذرات در ماسه‌سنگ‌ها هستند (Houseknecht and Pittman 1992; Anjos et al. 2003; Berger et al. 2009; Taylor et al. 2010; Stricker and Jones 2016).

منشأها و سازوکارهای کنترل‌کنندۀ تشکیل و توزیع کانی‌های رسی پوشانندۀ ذرات

همان‌طور که گفته شد، منشأ کانی‌های رسی پوشانندۀ ذرات در دو گروه مرتبط با فرایندهای رسوب‌گذاری و مرتبط با فرایندهای دیاژنزی قرار می‌گیرد. منشأهای مرتبط با فرایندهای رسوب‌گذاری شامل کانی‌های رسی تخریبی‌اند که هنگام رسوب‌گذاری یا اندکی پس‌از رسوب‌گذاری وارد توالی‌های ماسه‌سنگی شده‌اند؛ این فرایندها شامل نفوذ کانی‌های رسی به‌شکل مکانیکی توسط آب‌های فرورو، زیست‌آشفتگی و فعالیت‌های زیستی و رسوب‌گذاری هم‌زمان کانی‌های رسی به‌شکل موروثی‌اند (McIlroy et al. 2003; Needham et al. 2004, 2005, 2006; Worden et al. 2006). منشأهای مرتبط با فرایندهای دیاژنزی نیز شامل تبدیل کانی‌های رسی تخریبی، انحلال ذرات تخریبی و رسوب شیمیایی از آب‌های منفذی‌اند (De Ros et al. 1994; Blackbourn and Thomson 2000; Pay et al. 2000; Anjos et al. 2003).

در ادامه به تفسیر و بررسی هریک از فرایندها و منشأهای یادشده پرداخته می‌شود:

www.SID.ir

Archive of SID

منشأهای مرتبط با فرایندهای رسوب‌گذاری

• **منشأ در اثر نفوذ کانی‌های رسی به‌شکل مکانیکی توسط آب‌های فرورو (Mechanical Infiltration Clay Minerals)**

اگر آب‌های سطحی حاوی رسوبات دانه‌ریز معلق فراوان باشند و این آب‌ها به داخل رسوبات متخلخل و غیراشباع فرو روند، مواد دانه‌ریز به داخل رسوبات دانه‌درشت وارد می‌شوند؛ در این حالت، رسوبات دانه‌درشت مانند فیلتر عمل می‌کنند و رسوبات دانه‌ریز در بین رسوبات دانه‌درشت ته‌نشست می‌شوند و سطح ذرات را می‌پوشانند. فرایند یادشده با عنوان نفوذ کانی‌های رسی به‌شکل مکانیکی نامیده می‌شود (Moraes and De Ros 1990, 1992; Ajdukiewicz et al. 2010; Herringshaw and McIlroy 2013; Worden et al. 2018)؛ محیط‌های رودخانه‌ای، زون‌های وادوز در رسوبات آبرفتی، پهنه‌های جزرومدی، خلیج‌های دهانه‌ای و دلتاها محیط‌های رسوبی مناسب برای این فرایند هستند. چنانچه در این گونه محیط‌های رسوبی، آب شیرین با آب شور دریا مخلوط شود، مقادیر کانی‌های رسی کلوئیدی افزایش می‌یابد و باوجود رسوبات متخلخل غیراشباع در این محیط‌ها، نفوذ کانی‌های رسی به‌شکل مکانیکی توسط آب‌های فرورو بسیار گسترش می‌یابد (Geyer 1993; Barrie et al. 2015; Worden et al. 2018). نفوذ کانی‌های رسی به‌شکل مکانیکی یکی از روش‌های متداول شناخته‌شده است که باعث افزوده‌شدن رسوبات دانه‌ریز رسی به رسوبات تمیز و دانه‌درشت ماسه‌سنگی می‌شود (Dowey et al. 2017). در مراحل دیاژنز، تبدیل این نوع کانی‌های رسی تخریبی به کانی‌های رسی اتوژنیک یکی از مهم‌ترین منشأهای کانی‌های رسی با شکل پوشانندهٔ ذرات است (Pittman et al. 1992; Ehrenberg 1993; Wilson 1992; Bloch et al. 2002; Dowey et al. 2012).

• **منشأ زیست‌آشفتگی و فعالیت‌های زیستی (Bioturbation and Biological Activities)**

ریزموجودات، باکتری‌ها و یا موجودات میکروسکوپی‌ای (Micro Fauna) که فعالیت‌های زیستی را در سطح و نزدیک به سطح رسوبات انجام می‌دهند، باعث تغییرات فیزیکی و شیمیایی گوناگونی در رسوبات می‌شوند؛ یکی از این تغییرات، تولید ژل‌های پلیمری زیستی (Bio Film) است (McMahon et al. 1992; Wooldridge et al. 2017 a, b). وجود ژل‌های پلیمری زیستی در سطح ذرات رسوبی به جذب و رسوب ذرات دانه‌ریزتر مانند رس‌ها در اطراف ذرات تخریبی منجر می‌شود (McIlroy et al. 2003; Needham et al. 2004, 2005, 2006; Worden et al. 2006; Schindler et al. 2015; Wooldridge et al. 2017 a, b). این کانی‌های رسی تخریبی یکی از منشأهای کانی‌های رسی اتوژنیک با شکل پوشانندهٔ ذرات در شرایط دیاژنزی محسوب می‌شوند.

• **منشأ کانی‌های پوشانندهٔ موروثی هم‌زمان با رسوب‌گذاری (Inherited Grain Coating)**

در برخی از محیط‌های رسوبی مانند محیط‌های بیابانی، رودخانه‌ای، نزدیک به ساحل و محیط‌های دریایی کم‌عمق، کانی‌های رسی تخریبی و یا اکسیدهای آهن روی ذرات رسوبی درشت‌تر را می‌پوشانند و هنگام رسوب‌گذاری همراه با آنها ته‌نشست می‌شوند (Wilson 1992; Cao et al. 2018; Tang et al. 2018)؛ این کانی‌های پوشانندهٔ موروثی تخریبی در شرایط دیاژنزی به‌عنوان منشأ کانی‌های رسی اتوژنیک با شکل پوشانندهٔ ذرات عمل می‌کنند.

منشأهای مرتبط با فرایندهای دیاژنزی

• **منشأ از تبدیل کانی‌های رسی تخریبی به کانی‌های رسی اتوژنیک (Clay Minerals Transformation)**

مطالعه‌های گوناگون نشان می‌دهند کانی‌های رسی اتوژنیک با شکل پوشانندهٔ ذرات از تبدیل کانی‌های رسی تخریبی که به روش‌های مختلف ته‌نشست شده‌اند، به دست می‌آیند؛ بررسی توالی‌های مختلف از سطح تا عمق تدفین و وجود مخلوط لایه‌ها در عمق‌های حدواسط دلیلی برای اثبات این ادعاست؛ برای نمونه، در مطالعهٔ ماسه‌سنگ‌های حاوی کلریت پوشانندهٔ ذرات، وجود مخلوط لایه‌های کلریت/سرپانتین و یا

www.SID.ir

Archive of SID

کلریت/اسمکتیت در اعماق نزدیک‌تر به سطح مشاهده می‌شود؛ به‌طوری‌که با افزایش عمق و درجه‌حرارت به‌طور تدریجی از مقدار مخلوط لایه‌ها کاسته و به مقدار کلریت پوشانندهٔ ذرات افزوده می‌شود (Ehrenberg 1993; Ryan and Reynolds 1997; Stokkendal et al. 2009; Pe-piper and Weir-Murphy 2008).

- **منشأ از انحلال ذرات تخریبی (Detrital Grain Dissolution)**

در مراحل دیاژنزی، انحلال ذرات تخریبی مختلف منشأ مهمی برای عناصر لازم و رسوب شیمیایی کانی‌های رسی اتوژنیک پوشانندهٔ ذرات است. مطالعه‌های گوناگون ارتباط مثبت بین میزان انحلال ذرات تخریبی غنی از آهن و منیزیم مانند خرده‌سنگ‌های ولکانیکی و میزان کانی‌های رسی پوشانندهٔ ذرات را نشان می‌دهند (Thomson and Stancliffe 1990; Valloni et al. 1991; De Ros et al. 1994; Blackbourn and Thomson 2000; Pay et al. 2000; Bonnel et al. 2014).

نقش کانی‌های کلریت و ایلیت اتوژنیک با شکل پوشانندهٔ ذرات در کیفیت مخزن

همان‌طور که اشاره شد بین انواع کانی‌های رسی اتوژنیک، کانی‌های کلریت در درجهٔ اول و ایلیت در درجهٔ دوم فراوان‌ترین و مهم‌ترین کانی‌های رسی با شکل پوشانندهٔ ذرات در ماسه‌سنگ‌ها هستند. در ادامه به معرفی این دو کانی رسی و نقش آنها در کیفیت مخزن پرداخته می‌شود.

کلریت

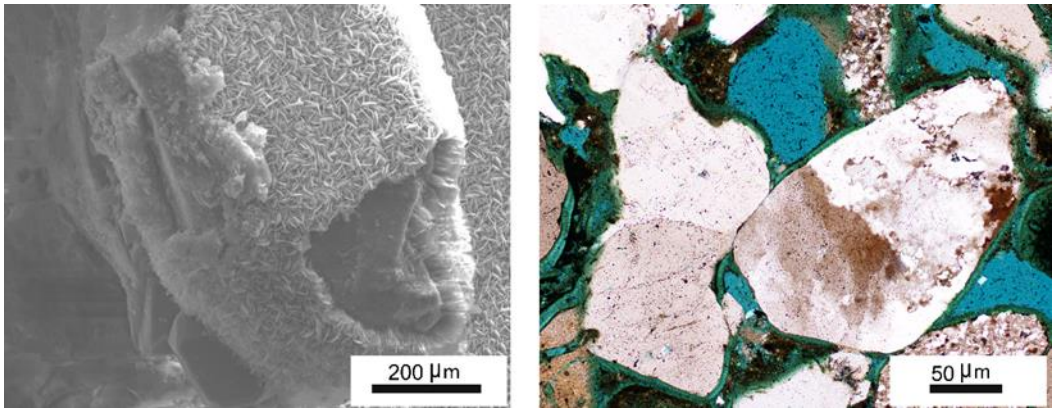
کلریت با فرمول کلی ۶ [(Si, Al)4O10](OH)8](Mg, Al, Fe) گروهی از کانی‌های رسی غنی از آلومینیوم، منیزیم و آهن را شامل می‌شود. کلریت ساختار ۲:۱:۱ دارد و از میان‌لایه‌های تتراهدرال- اکتاهدرال- تتراهدرال تشکیل شده که بین این لایه‌ها، یک اکتاهدرال همراه با کاتیون‌ها و هیدروکسیل در فضای بین‌لایه‌ای قرار گرفته است (Grim 1962). کلریت ازنظر ترکیب شیمیایی می‌تواند ترکیب متنوعی داشته باشد، ولی دو نوع غنی از آهن و غنی از منیزیم فراوان‌ترند (Bloch et al. 2002; Worden and Morad 2003). تشخیص این دو نوع کلریت معمولاً از طریق تجزیه‌وتحلیل‌های عنصری با میکروپروب انجام می‌شود.

کلریت اتوژنیک متداول‌ترین و مهم‌ترین کانی رسی با شکل پوشانندهٔ ذرات در ماسه‌سنگ‌هاست که هم در شرایط ائودیاژنز و هم در شرایط مزودیاژنز تشکیل می‌شود. کلریت پوشانندهٔ ذرات از مجموعه‌ای از بلورهای کوچک پولکی‌شکل کلریت تشکیل می‌شود که به‌طور عمود بر سطح خارجی دانه‌های تخریبی رشد می‌کنند (شکل‌های ۵ و ۶). اگر کلریت‌ها با شکل پوشانندهٔ ذرات در مراحل ائودیاژنز به‌طور کامل سطح خارجی ذرات تخریبی را بپوشانند، مانع از تشکیل سیمان کوارتزی در مراحل مزودیاژنز می‌شوند و این فرایند باعث حفظ تخلخل و تراوایی اولیهٔ رسوبات می‌شود (Ehrenberg 1993; Ramm and Ryseth 1996; Bloch et al. 2002; Storvoll et al. 2002; Anjos et al. 2003)؛ این مورد در ماسه‌سنگ‌های گروه تاسکولوسا با سن کرتاسهٔ بالایی در کشور آمریکا که به‌عنوان نمونهٔ شاهد بررسی شدند، مشاهده می‌شود. مطالعه‌های پتروگرافی این توالی‌ها نشان می‌دهند تشکیل کانی‌های کلریت اتوژنیک با شکل پوشانندهٔ ذرات مانع از تشکیل سیمان کوارتزی و درنتیجه، موجب تخلخل و تراوایی زیاد در اعماق شده است (Kordi et al. 2010, 2017a) (شکل‌های ۵ و ۶).

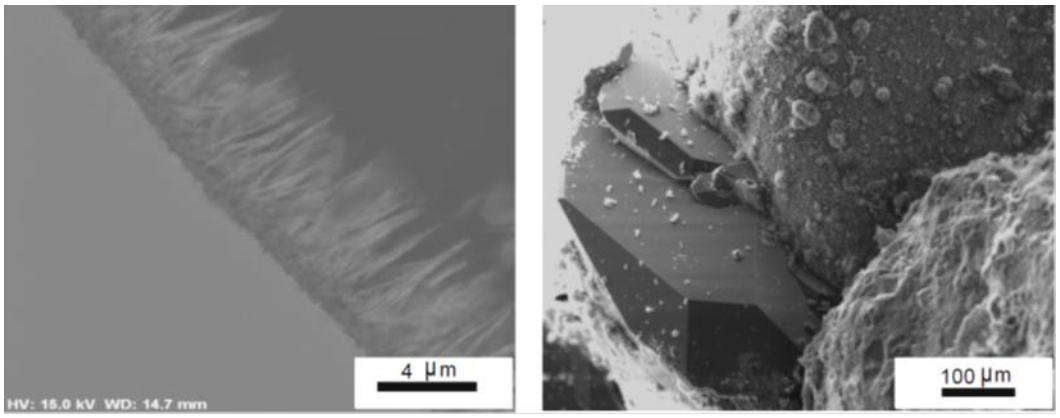
میزان پوشش سطح خارجی ذرات و ضخامت کلریت پوشاننده عواملی‌اند که میزان ممانعت از تشکیل سیمان کوارتزی را کنترل می‌کنند؛ اگر سطح پوشش و ضخامت کافی باشد، مانع از تشکیل هستهٔ اولیه برای رشد بلورهای کوارتز می‌شود (Berger et al. 2009; Anjos et al. 2003; Billault et al. 2003; Lander et al. 2008; Islam 2009; Bonnel et al. 2014).

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۵- تصاویر پتروگرافی کانی رسی کلریت با شکل پوشانندهٔ ذرات در ماسه‌سنگ‌های کرتاسهٔ بالایی سازند تاسکولوسا در کشور آمریکا؛ الف. تصویر میکروسکوپ نوری (XPL) تشکیل کلریت با شکل پوشانندهٔ ذرات را نشان می‌دهد که مانع از تشکیل سیمان کوارتزی و درنتیجه، حفظ تخلخل و تراوایی شده است، ب. تصویر میکروسکوپ الکترونی (SEM) بلورهای کوچک پولکی‌شکل کلریت را نشان می‌دهد که سطح خارجی ذرات را پوشانده‌اند (Kordi et al. 2010, 2017a).



شکل ۶- تصاویر پتروگرافی کانی رسی کلریت با شکل پوشانندهٔ ذرات در ماسه‌سنگ‌های کرتاسهٔ بالایی سازند تاسکولوسا در کشور آمریکا؛ الف. تصویر میکروسکوپ الکترونی (SEM) تشکیل سیمان کوارتزی در محل‌هایی را نشان می‌دهد که کانی رسی کلریت با شکل پوشانندهٔ ذرات وجود ندارد، ب. تصویر الکترونی بک اسکترد (Back Scattered Electrons/BSE) بلورهای کوچک کلریت اتوژنیک را نشان می‌دهد که به‌شکل عمود بر سطح خارجی دانه‌های تخریبی رشد کرده‌اند (Kordi et al. 2010, 2017a).

در شرایط دیاژنزی، باتوجه‌به قابلیت انحلال کم SiO2و Al2O3، تشکیل کلریت بیشتر در محیط دیاژنزی بسته و محدود (در مقیاس منطقه‌ای و یا در حد لایه) انجام می‌شود (Bjørkum and Gjelsvik 1988; Ramm and Ryseth 1996; Chuhan et al. 2000)؛ بنابراین، عوامل کنترل‌کننده در تشکیل و نوع کلریت تا حد زیادی با ترکیب شیمیایی کانی‌های اولیه و شرایط رسوب‌گذاری آنها مرتبط هستند. با شناخت محیط رسوبی و منشأ اولیهٔ رسوبات در توالی‌های رسوبی، تشکیل‌شدن و یا تشکیل‌نشدن کلریت طی مراحل دیاژنزی تا حدی قابل‌پیش‌بینی است و درنتیجه، احتمال یافتن توالی‌های دارای کیفیت مخزنی زیاد دور از انتظار نیست.

مطالعه‌های مختلف نشان می‌دهند کلریت پوشانندهٔ ذرات در رسوبات نهشته‌شده در محیط‌های رسوبی مختلف یافت می‌شود؛ ولی محیط‌های دلتایی در درجهٔ اول و محیط‌های

www.SID.ir

Archive of SID

رودخانه‌ای در درجهٔ دوم مساعدترین محیط‌ها برای تشکیل آن هستند (Dowey et al. 2012)؛ فراوانی کلریت پوشانندهٔ ذرات در این محیط‌ها به منشأهای مرتبط با فرایندهای رسوب‌گذاری مربوط است. بیشتر کلریت‌های پوشانندهٔ ذرات در رسوبات نهشته‌شده در عرض‌های جغرافیایی N60° تا S60° یافت می‌شوند و این نشان می‌دهد شرایط آب‌وهوایی معتدل تا گرم و مرطوب برای تشکیل رسوباتی مساعد است که کلریت پوشانندهٔ ذرات طی مراحل اولیهٔ دیاژنز در آنها تشکیل می‌شود؛ این امر با هوازدگی شیمیایی بیشتر در حدفاصل این عرض‌های جغرافیایی مرتبط است (Dowey et al. 2012). کلریت‌های غنی از آهن بیشتر در محیط‌های ساحلی- دلتایی و مخلوط کلریت‌های غنی از آهن و منیزیم در محیط‌های دریایی و خشکی یافت می‌شوند. بر اساس بررسی‌های مختلف، کلریت‌های با شکل پوشانندهٔ ذرات معمولاً کلریت‌های آهن‌دار هستند (Pittman et al. 1992; Ehrenberg 1993; Ajdukiewicz et al. 2010). کانی‌های رسی تخریبی برزرین (کانی رسی کائولینیت- سرپانتین غنی از آهن، ۱:۱، A۷°) و ادینیت (Berthierine and Odinite) مهم‌ترین منشأهای کانی‌های کلریت اتوژنیک با شکل پوشانندهٔ ذرات هستند (Odin 1988; Ehrenberg 1993; Ryan and Reynolds 1997; Aagaard et al. 2000; Ehrenberg 2002; Dowey et al. 2017)؛ این کانی‌ها با افزایش عمق و حرارت به‌طور تدریجی به کلریت پوشانندهٔ ذرات تبدیل می‌شوند. بررسی‌های مختلف مشخص کرده‌اند کانی‌های برزرین و ادینیت تخریبی در آب‌وهوای گرم و مرطوب و در محیط‌های دلتایی، ساحلی و کم‌عمق دریایی که محیط‌های رودخانه‌ای به آنها می‌ریزند، فراوان‌ترند (Odin 1988; Aagaard et al. 2000; Baker et al. 2000; Pe-Piper and Weir-Murphy 2008; Stokkendal et al. 2009). در مقیاس کمتر نسبت به برزرین و ادینیت، کانی‌های کائولینیت و اسمکتیت غنی از آهن و منیزیم نیز به‌عنوان منشأ کلریت اتوژنیک شناخته شده‌اند (Chang et al. 1986; Humphreys et al. 1989; Hillier and Velde 1992; Bloch et al. 2002; Anjos et al. 2003; Ajdukiewicz et al. 2010). اگر ذرات تخریبی در مراحل رسوب‌گذاری با اکسیدهای آهن پوشیده شده باشند، در مراحل دیاژنز اولیه می‌توانند به اسمکتیت و سپس به کلریت تبدیل شوند؛ این فرایندها به‌طور متوالی از سطح به عمق در نقاط مختلف مشاهده شده‌اند (Pay et al. 2000; Bloch et al. 2002; Anjos et al. 2003; Luo et al. 2009; Ajdukiewicz et al. 2010). محیط‌های رودخانه‌ای و ساحلی که رودخانه‌ها به آنها می‌ریزند به‌عنوان منشأ مهم مواد معلق رسی و اکسیدآهن موجود در رسوبات شناخته می‌شوند (Odin 1988). نفوذ کانی‌های رسی توسط آب‌های فرورو در این محیط‌ها می‌تواند منشأ کلریت‌های اتوژنیکی پوشانندهٔ ذرات در شرایط دیاژنزی باشد (Luo et al. 2009). کلریت پوشانندهٔ ذرات می‌تواند از انحلال ذرات تخریبی غنی از آهن و منیزیم مانند خرده‌سنگ‌های ولکانیکی و رسوب شیمیایی کلریت روی سطح خارجی ذرات تخریبی تشکیل شود (Blackbourn and Thomson 2000; Al-Dahan and Morad 1986; Valloni et al. 1991; Pay et al. 2000; Anjos et al. 2000, 2003; Worden and Morad 2003; Kordi et al. 2010, 2017a). انحلال بخشی و یا کامل ذرات یادشده به تشکیل کلریت‌های مختلف با طیف وسیعی از ترکیبات شیمیایی منجر می‌شود (Dowey et al. 2012).

ایلیت

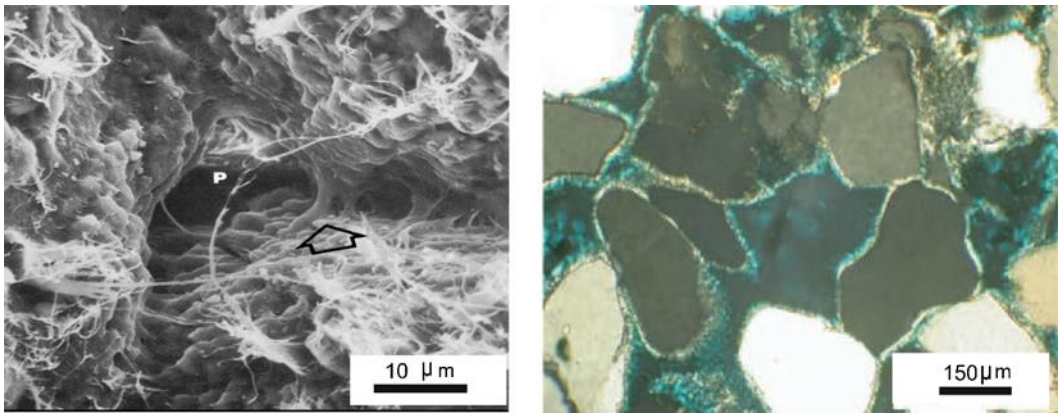
فرمول عمومی ایلیت Ky Al4 (Si8-y Aly) O20 (OH)4 است که y معمولاً کمتر از ۲ است (Velde 1985). ایلیت اتوژنیک با شکل‌های پوشانندهٔ ذرات، پولکی یا صفحه‌ای و رشته‌ای (فیبری، سوزنی و یا مومانند) مشاهده می‌شود و معمولاً به‌عنوان کانی‌ای شناخته می‌شود که روی کیفیت مخزن تأثیر منفی دارد؛ ولی اگر ایلیت یا مخلوط لایه‌های ایلیت/اسمکتیت و ایلیت/کلریت با شکل پوشانندهٔ ذرات تشکیل شوند، می‌توانند باعث تشکیل‌نشدن سیمان کوارتزی شوند (شکل ۷) (Pittman et al. 1992; Bjørkum et al. 1993; Storvoll et al. 2002; Taylor et al. 2010, Tang et al. 2018). ایلیت پس‌از کلریت، فراوان‌ترین کانی رسی پوشانندهٔ ذرات

www.SID.ir

Archive of SID

در ماسه‌سنگ‌هاست (Pittman et al. 1992; Morad et al. 2000; Storvoll et al. 2002; Sanjuan et al. 2003; Taylor et al. 2010; Al-Ramadan 2012). ایلیت اتوژنیک در اثر فرایندهای مختلفی مانند تبدیل کانی‌های رسی (اسمکتیت، مونتموریونیت و یا مخلوط لایه‌های ایلیت/مونتموریونیت)، رسوب‌گذاری مستقیم از آب منفذی و از جانشینی کانی‌های دیگر (مانند فلدسپات‌ها) تشکیل می‌شود (Thyne et al. 2001)؛ اما مهم‌ترین عامل تشکیل ایلیت با شکل پوشانندهٔ ذرات، وجود و نوع کانی‌های رسی نفوذکرده به‌شکل مکانیکی در زمان رسوب‌گذاری و به‌ویژه کانی رسی اسمکتیت است (Boles and Franks 1979; Worden and Morad 2003; Tang et al. 2018). ترکیب شیمیایی اسمکتیت اولیه تعیین‌کنندهٔ نوع کانی رسی پوشانندهٔ ذرات در مراحل دیاژنز است؛ اسمکتیت‌های غنی از آهن و منیزیم معمولاً به کلریت و اسمکتیت‌های غنی از پتاسیم، کلسیم و سدیم به ایلیت تبدیل می‌شوند (Chang et al. 1986; McKinley et al. 2003; Tang et al. 2018). اسمکتیت‌های تخریبی در نواحی با شرایط هوازدگی شیمیایی کم مانند نواحی با آب‌وهوای گرم و خشک و یا بسیار سرد با ارتفاع زیاد تشکیل می‌شوند. محیط‌های رسوبی بیابانی، رودخانه‌ای، دریاچه‌ای و فن‌های زیردریایی در مناطق عمیق دریایی بیشترین گسترش اسمکتیت‌های تخریبی را دارند (Bjørlykke and Aagaard 1992; Chamley 1994; Hartmann et al. 1999; McKinley et al. 2003).

ایلیت اتوژنیک اگر به‌شکل پولک‌ها و صفحه‌های نامنظم سطح خارجی ذرات تخریبی را بپوشاند، مانع از تشکیل سیمان کوارتزی در شرایط مزودیاژنز می‌شود؛ ولی گاهی‌اوقات پولک‌های ایلیت در بخش‌های انتهایی باریک‌تر می‌شوند و به‌شکل رشته‌های بلند با طول تا ۱۰ میکرومتر رشد و شکل رشته‌ای را ایجاد می‌کنند. رشد رشته‌های باریک ایلیت باعث نفوذ آنها به داخل فضاهای خالی بین ذرات می‌شود و گلوگاه‌های بین ذرات را مسدود می‌کند (شکل ۷). بررسی‌ها نشان می‌دهند تبدیل کانی‌های رسی اسمکتیت به ایلیت معمولاً باعث ایجاد شکل پولکی و صفحه‌ای می‌شود؛ ولی رسوب شیمیایی ایلیت از آب منفذی باعث ایجاد شکل رشته‌ای و مومانند ایلیت می‌شود (Pollastro 1985; Bjørkum et al. 1993; Sanjuan et al. 2003; Lander and Bonnell 2010; Al-Ramadan 2013; Nguyen et al. 2016)؛ درنتیجه، تشکیل شکل پولکی و صفحه‌ای ایلیت باعث حفظ تخلخل و تراوایی اولیه و درنهایت، افزایش کیفیت مخزنی می‌شود و در مقابل، اگرچه تشکیل شکل رشته‌ای و مومانند روی کاهش تخلخل اولیه تأثیر چندانی ندارد، باعث کاهش تراوایی و درنهایت، کاهش کیفیت مخزنی می‌شود.



شکل ۷- تصاویر پتروگرافی کانی رسی ایلیت؛ الف. تصویر میکروسکوپ نوری (XPL) تشکیل ایلیت با شکل پوشانندهٔ ذرات را نشان می‌دهد که مانع از تشکیل سیمان کوارتزی و درنتیجه حفظ تخلخل و تراوایی می‌شود (Al-Ramadan et al. 2012)، ب. تصویر میکروسکوپ الکترونی (SEM) ایلیت با شکل رشته‌ای یا مومانند را نشان می‌دهد که با نفوذ رشته‌های باریک به داخل فضاهای خالی و مسدودکردن گلوگاه‌های بین ذرات موجب کاهش تراوایی می‌شود (Welton 1984).

www.SID.ir

Archive of SID

نتیجه

در شرایط دیاژنزی، باوجود منشأهای مختلف سیلیس، تشکیل سیمان کوارتزی در ماسه‌سنگ‌ها بسیار متداول است؛ این فرایند در شرایط مزودیاژنز باعث کاهش شدید و یا ازبین‌رفتن تخلخل و تراوایی اولیهٔ ماسه‌سنگ‌ها می‌شود (شکل های ۴ و ۸)؛ بااین‌حال، رشد سیمان کوارتزی به هستهٔ اولیه برای رشد بلورهای کوارتز نیاز دارد و رشد بلورها روی کانی‌های پوشانندهٔ غیرکوارتزی انجام نمی‌شود؛ بنابراین، اگر کانی‌های رسی اتوژنیک با شکل پوشانندهٔ ذرات در مراحل اولیهٔ دیاژنزی تشکیل شوند و سطح ذرات را بپوشانند، مانع از تشکیل سیمان کوارتزی در مراحل ثانویه می‌شوند.

منشأ کانی‌های رسی پوشانندهٔ ذرات با فرایندهای رسوب‌گذاری شامل نفوذ کانی‌های رسی به‌شکل مکانیکی توسط آب‌های فرورو، زیست‌آشفتگی و فعالیت‌های زیستی و رسوب‌گذاری هم‌زمان کانی‌های رسی به‌شکل موروثی مرتبط است. در شرایط دیاژنزی، تبدیل این نوع کانی‌های رسی تخریبی به کانی‌های رسی اتوژنیک و همچنین انحلال ذرات تخریبی غنی از آهن و منیزیم و رسوب شیمیایی از آب‌های منفذی باعث تشکیل کانی‌های رسی با شکل پوشانندهٔ ذرات می‌شود.

کلریت اتوژنیک متداول‌ترین و مهم‌ترین کانی رسی با شکل پوشانندهٔ ذرات در ماسه‌سنگ‌هاست و کانی‌های رسی تخریبی برزرین و ادینیت مهم‌ترین منشأهای کانی‌های کلریت اتوژنیک با شکل پوشانندهٔ ذرات هستند. کانی‌های برزرین و ادینیت تخریبی در آب‌وهوای گرم و مرطوب و در محیط‌های دلتایی، ساحلی و کم‌عمق دریایی که محیط‌های رودخانه‌ای به آنها می‌ریزند، فراوان‌ترند. کانی‌های کائولینیت و اسمکتیت غنی از آهن و منیزیم نیز به‌عنوان منشأ کلریت اتوژنیک شناخته می‌شوند. اگر ذرات تخریبی در مراحل رسوب‌گذاری با اکسیدهای آهن پوشیده شده باشند، در مراحل دیاژنز اولیه به اسمکتیت و سپس به کلریت تبدیل می‌شوند. محیط‌های رودخانه‌ای و ساحلی که رودخانه‌ها به آنها می‌ریزند به‌عنوان منشأ مهم مواد رسی و اکسیدآهن موجود در رسوبات شناخته می‌شوند. این کانی‌ها با افزایش عمق و حرارت به‌طور تدریجی به کلریت پوشانندهٔ ذرات تبدیل می‌شوند. کلریت پوشانندهٔ ذرات از مجموعه‌ای از بلورهای پولکی و صفحه‌ای کوچک کلریت تشکیل شده است که به‌شکل عمود بر سطح خارجی دانه‌های تخریبی رشد می‌کنند؛ این فرایند مانع از تشکیل سیمان کوارتزی در مراحل مزودیاژنز، حفظ تخلخل و تراوایی اولیه و درنهایت، افزایش کیفیت مخزنی می‌شود (شکل‌های ۵، ۶ و ۸).

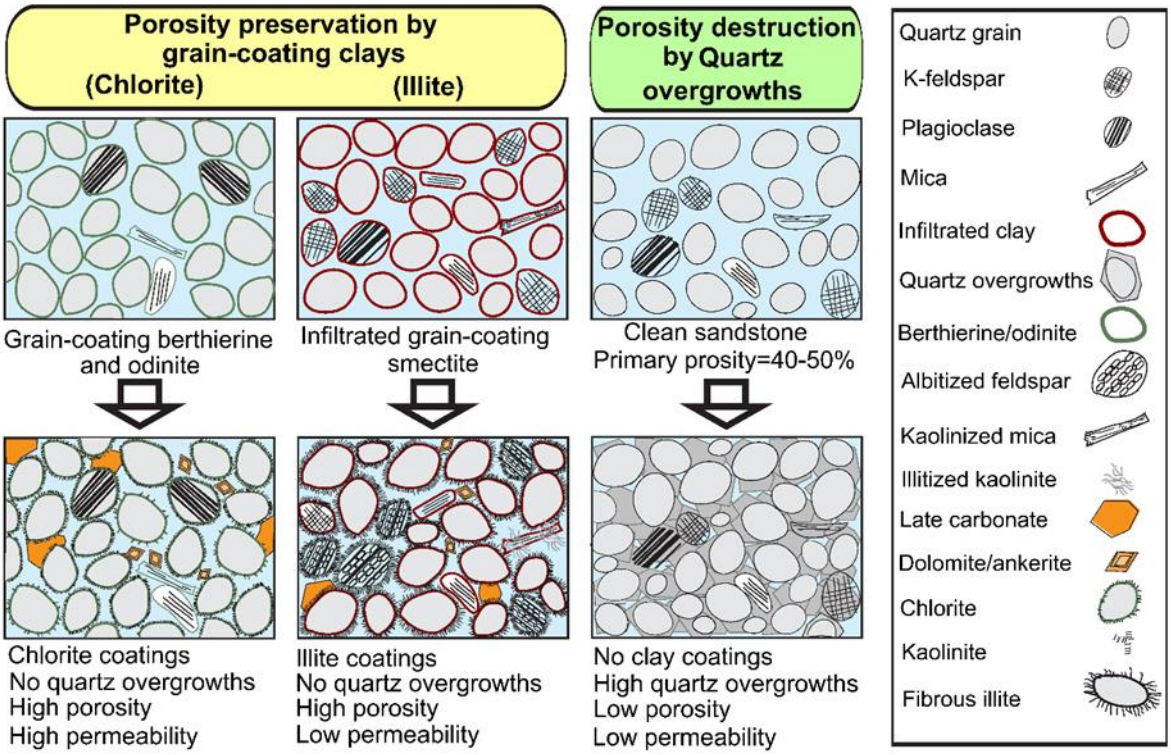
ایلیت اتوژنیک در درجهٔ دوم اهمیت برای تشکیل کانی رسی با شکل پوشانندهٔ ذرات در ماسه‌سنگ‌ها قرار دارد. مهم‌ترین عامل تشکیل ایلیت اتوژنیک، وجود کانی رسی اسمکتیت تخریبی است. اسمکتیت‌های تخریبی در محیط‌های با شرایط هوازدگی شیمیایی کم، معمولاً در شرایط آب‌وهوایی گرم و خشک و یا نواحی بسیار سرد با ارتفاع زیاد تشکیل می‌شوند. محیط‌های رسوبی بیابانی، رودخانه‌ای، دریاچه‌ای و فن‌های زیردریایی مناطق عمیق محیط‌های مساعد برای تشکیل اسمکتیت‌های تخریبی‌اند. اسمکتیت‌های غنی از پتاسیم، کلسیم و سدیم که هنگام رسوب‌گذاری یا اندکی پس‌از رسوب‌گذاری تشکیل می‌شوند، معمولاً در شرایط دیاژنزی به ایلیت با شکل پوشانندهٔ ذرات تبدیل می‌شوند. تبدیل کانی‌های رسی اسمکتیت به ایلیت باعث ایجاد شکل پولکی و صفحه‌ای و رسوب شیمیایی ایلیت از آب منفذی باعث ایجاد شکل رشته‌ای ایلیت می‌شود؛ بنابراین، تشکیل شکل پولکی و صفحه‌ای ایلیت باعث حفظ تخلخل و تراوایی اولیه و درنتیجه، افزایش کیفیت مخزنی می‌شود؛ در مقابل، تشکیل شکل رشته‌ای تأثیر چندانی روی کاهش تخلخل اولیه ندارد، ولی باعث کاهش تراوایی و درنتیجه، کاهش کیفیت مخزنی می‌شود (شکل های ۷ و ۸).

در نهایت، با شناخت محیط رسوبی، آب‌وهوای دیرینه و منشأ اولیهٔ رسوبات در توالی‌های رسوبی می‌توان تا حدی تشکیل‌شدن و یا تشکیل‌نشدن کانی‌های رسی طی مراحل

www.SID.ir

Archive of SID

دیاژنزی را پیش‌بینی کرد و درنتیجه، احتمال یافتن توالی‌هـای دارای کیفیت مخزنی خوب در مقیاس حوضهٔ رسـوبی دور از انتظار نیست.



شکل ۸- طرح شماتیک نشان‌دهندهٔ مراحل مختلف و تأثیر کانی‌های رسی اتوژنیک با شکل پوشانندهٔ ذرات بر کیفیت مخزن (با تغییر از Morad et al. 2010).

References

Aagaard P. Jahren J.S. Harstad A.O. Nilsen O. and Ramm M. 2000. Formation of grain-coating chlorite in sandstones. Laboratory synthesized vs. natural occurrences, Clay Minerals. 35 (1): 261–269.

Ajdukiewicz J.M. and Lander R.H. 2010. Sandstone reservoir quality prediction: the state of the art. AAPG Bulletin, 94: 1083–1091.

Ajdukiewicz J.M. and Larese R.E. 2012. How clay grain coats inhibit quartz cement and preserve porosity in deeply buried sand stones: observations and experiments. AAPG Bulletin, 96: 2091-2119.

Ajdukiewicz J.M. Nicholson P.H. and Esch W.L. 2010. Prediction of deep reservoir quality using early diagenetic process models in the Jurassic Norphlet Formation, Gulf of Mexico. AAPG Bulletin, 94 (8): 1189–1227.

Al-Dahan A.A. and Morad S. 1986. Chemistry of detrital biotites and their phylosillcate intergrowths in sandstones. Clays and Clay Minerals, 34 (5): 539–548.

Al-Ramadan K. 2013. Illitization of Smectite in Sandstones: The Permian Unayzah Reservoir, Saudi Arabia. Arabian Journal for Science and Engineering, 39(1): 407–412.

Al-Ramadan K. Morad S. Norton A. K. and Hulver M. 2012. Linking Diagenesis and Porosity Preservation to Sequence Stratigraphy of Gas Condensate Reservoir Sandstones, the Jauf Formation (Lower to Middle Devonian), Eastern Saudi Arabia, in S., Morad, J., M., Ketzer, L., F., De Ros, (Eds.), Linking Diagenesis to Sequence Stratigraphy, International Association of Sedimentologists, Special Publication, 45: 297–335.

Anjos S.M.C. De Ros L.F. Schiffer de Souza R. Assis Silva C.M. and Sombra C.L. 2000. Depositional and diagenetic controls on the reservoir quality of Lower Cretaceous

www.SID.ir

Archive of SID

Pendencia sandstones, Potiguar rift basin, Brazil. AAPG Bulletin, 84 (11): 1719–1742.

Anjos S.M.C. De Ros L.F. and Silva C.M.A. 2003. Chlorite authigenesis and porosity preservation in the Upper Cretaceous marine sandstones of the Santos Basin, offshore eastern Brazil. In: Worden, R.H. and Morad, S. (Eds.), Clay Mineral Cements in Sandstones. International Association of Sedimentologists, 291–316.

Baker J. C. Havord P.J. Martin K.R. Ghori K. A.R. 2000. Diagenesis and petrophysics of the early Permian moogooloo sandstone, southern Carnarvon basin, Western Australia. AAPG Bulletin, 84: 250–265.

Barrie G.M. Worden R.H. Barrie C.D. and Boyce A.J. 2015. Extensive evaporation in a modern tem-perate estuary: stable isotopic and compositional evidence. Limnology and Oceanography, 60: 1241–1250.

Berger A. Gier S. and Krois P. 2009. Porosity-preserving chlorite cements in shallow marine volcaniclastic sandstones: Evidence from Cretaceous sandstones of the Sawan gas field, Pakistan. AAPG Bulletin, 93(5): 595–615.

Billault V. Beaufort D. Barronnet A. and Lacharpagne J.-C. 2003. A nanopetrographic and textural study of grain-coating chlorites in sandstone reservoirs. Clay Minerals, 38: 315–328.

Bjørkum P.A. and Gjelsvik N. 1988. An isochemical model for formation of authigenic kaolinite, K-feldspar and illite in sediments. Journal of Sedimentary Research, 58: 506-511.

Bjørkum P.A. Walderhaug O. and Aase N.E. 1993. A model for the effect of illitization on porosity and quartz cementation of sandstones. Journal of Sedimentary Petrology, 63, 1089–1091.

Bjørlykke, K. and Aagaard, P. 1992. Clay minerals in the North Sea sandstones. In: Origin, Diagenesis and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 47 (Ed. by D.W. Houseknecht and E.D. Pittman), Tulsa, Oklahoma, 65–80.

Bjørlykke K. and Egeberg P.K. 1993. Quartz cementation in sedimentary basins. AAPG Bulletin. 77: 1538–1548.

Blackbourn G.A. and Thomson M.E. 2000. Britannia Field, UK North Sea: petrographic constraints on Lower Cretaceous provenance, facies and the origin of slurry-flow deposits. Petroleum Geosciences, 6(4): 329–343.

Bloch S. Lander R.H. and Bonnell L. 2002. Anomalously high porosity and permeability in deeply buried sandstone reservoirs: Origin and predictability. AAPG Bulletin, 86(2): 301–328.

Boles J. R. and Franks S. G. 1979. Clay diagenesis in the Wilcox sandstones of southwest Texas-Implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. Journal of Sedimentary Petrology, 49: 55-70.

Bonnell L.M. Lander R.H. and Larese R.E. 2014. Prediction of the formation of grain coating chlorite by the in situ alteration of volcanic rock fragments. (Abstract.) Reservoir Quality of Clastic and Carbonate Rocks: Analysis, Modelling and Prediction. Geological Society, London, 112–113.

Cao Z. Liu G. Meng W. Wang P. and Yang C. 2018. Origin of different chlorite occurrences and their effects on tight clastic reservoir porosity. Journal of Petroleum Science and Engineering, 160: 384–392.

Chamley H. 1994. Clay mineral diagenesis. In: Quantitative Diagenesis: Recent Developments and Applications to Reservoir Geology (Ed. by A. Parker and B.W. Sellwood), Kluwer Academic, Dordrecht, 161–188.

Chang H.K. Mackenzie F.T. and Schoonmaker J. 1986. Comparisons between the diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectite, Brazilian offshore basins. Clays and Clay Minerals, 34: 407-423.

Chuhan F.A. Bjørlykke K. and Lowrey C. 2000. The role of provenance in illitization of deeply buried reservoir sandstones from Haltenbanken and north Viking Graben, offshore Norway. Marine and Petroleum Geology, 17: 673-689.

Chudi O.K. Lewis H. Stow D.A.V. and Buckman J.O. 2016. Reservoir quality prediction of deep-water Oligocene sandstones from the west Niger Delta by integrated petrological, petrophyscial and basin modelling. In: Armitage, P.J., Butcher, A. et al. (Eds.) Reservoir Quality of Clastic and Carbonate Rocks: Analysis, Modelling and Prediction. Geological Society, London, Special Publications, 435.

De Ros L.F. Anjos S.M.C. and Morad S. 1994. Authigenesis of amphibole and its relationship to the diagenetic evolution of Lower Cretaceous sandstones of the Potiguar rift basin, northeastern Brazil. Sedimentary Geology, 88: 253–266.

Dowey P.J. Hodgson D.M. and Worden R.H. 2012.

www.SID.ir

Archive of SID

Pre-requisites, processes, and prediction of chlorite grain coatings in petroleum reservoirs: a review of subsurface examples. Marine and Petroleum Geology, 32: 63–75.

Dowey P.J. Worden R.H. Utley J. and Hodgson D.M. 2017. Sedimentary controls on modern sand grain coat formation. Sedimentary Geology, 353: 46–63.

Ehrenberg S.N. 1993. Preservation of anomalously high porosity in deeply buried sandstones by grain-coating chlorite; Examples from Norwegian Continental Shelf. AAPG Bulletin, 77 (7): 1260–1286.

Ehrenberg S. N. Pickard N. A. H. Svånå T. A. and Oxtoby N. H. 2002. Cement geochemistry of photozoan carbonate strata (Upper Carboniferous–Lower Permian), Finnmark carbonate platform, Barents Sea. Journal of Sedimentary Research, 72: 95–115.

Houseknecht D.W. and Pittman E.D. 1992. Origin, Diagenesis and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones. SEPM Special Publications, 47, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK.

Geyer W. 1993. The importance of suppression of turbulence by stratification on the estuarine turbidity maximum. Estuaries and Coasts, 16 (1): 113–125.

Giles, M.R., Indrelid, S.L., Beynon, G.V. and Amthor, J. 2000. The origin of large-scale quartz cementation:evidence from large data sets and coupled heat-fluid mass transport modelling. In: Worden, R.H. and Morad, S. (Eds.) Quartz Cement in Sandstones. Blackwells, Oxford, 21–38.

Grim R.E. 1962. Applied Clay Mineralogy: McGraw-Hill, New York.

Hartmann B.H. Bodnár K.J. Ramseyer K. and Matter A. 1999. Effect of Permo- Carboniferous climate on illite–smectite, Haushi Group, Sultanate of Oman. Clay and Clay Minerals, 47: 131–143.

Herringshaw L.G. and McIlroy D. 2013. Bioinfiltration irrigation-driven transport of clay particles through bioturbated sediments. Journal of Sedimentary Research, 83: 443–450.

Hillier S. and Velde B. 1992. Chlorite interstratified with a 7-A Mineral e an example from offshore Norway and possible implications for the interpretation of the composition of diagenetic chlorites. Clay Minerals. 27: 475–486.

Humphreys B. Smith S.A. and Strong G.E. 1989. Auithigenic chlorite in Late Triassic sandstones from the Central Graben, North Sea. Clay Minerals, 24: 427–444.

Islam M.A. 2009. Diagenesis and reservoir quality of Bhuban sandstones (Neogene), Titas Gas Field, Bengal Basin, Bangladesh: Journal of Asian Earth Sciences, 35 (1): 89–100.

Ketzer J.M. Morad S. and Amorosi A. 2003. Predictive diagenetic clay-mineral distribution in siliciclastic rocks within a sequence stratigraphic framework, in Worden, R.H. and Morad, S. (Eds.), Clay Mineral Cements in Sandstones. , Special Publication number 34 of the International Association of Sedimentologists, 43–61.

Kordi M. Hovorka S.D. Milliken K. Trevino R. Lu J. 2010. Diagenesis and reservoir heterogeneity in the Lower Tuscaloosa Formation at Cranfield Field, Mississippi, Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 60: 809.

Kordi M. Turner B. and Salem A. 2011. Linking diagenesis to sequence stratigraphy in fluvial and shallow marine sandstones: evidence from the Cambriane-Ordovician lower sandstone unit in southwestern Sinai, Egypt. Marine Petroleum Geology, 28:1554–1571.

Kordi M. Fisher W. Hovorka S. D. Mc Bride E. and Lu J. 2017a. Origin of Chlorite Coating and Its Effect on Reservoir Quality of the Lower Tuscaloosa Sandstones at Cranfield Field, Mississippi, USA. AAPG Annual Conference and Exhibition, Houston, Texas, USA.

Kordi M. Morad S. Turner B. and Salem A.M.K. 2017b. Sequence stratigraphic controls on formation of dolomite: Insights from the Carboniferous Um Bogma Formation, Sinai-Egypt. Journal of Petroleum Science and Engineering, 149: 531-539.

Kraishan G.M. Rezaee M.R. and Worden R.H. 2000. Significance of trace element composition of quartz cement as a key to reveal the origin of silica in sandstones: an example from the Cretaceous of the Barrow sub-basin, Western Australia. In: Worden, R.H. and Morad, S. (Eds.) Quartz Cementation in Sandstones. International Association of Sedimentologists, Special Publications, 29: 317–332.

Lander R.H. and Bonnell L.M. 2010. A model for fibrous illite nucleation and growth in sandstones. American AAPG Bulletin, 94: 1161–1187.

Lander R.H. Larese R.E. and Bonnell L.M. 2008. Toward more accurate quartz cement models; the importance of euhedral versus noneuhedral growth rates. AAPG Bulletin,

www.SID.ir

Archive of SID

92: 1537-1563.

Lander R.H. and Laubach S.E. 2015. Insights into rates of fracture growth and sealing from a model for quartz cementation in fractured sandstones. Geological Society of America Bulletin, 127: 516–538.

Luo J.L. Morad S. Salem A. Ketzer J.M. Lei X.L. Guo D.Y. and Hlal O. 2009. Impact of diagenesis on reservoir-quality evolution in fluvial and lacustrine-deltaic sandstones: evidence from Jurassic and Triassic sandstones from the Ordos Basin, China. Journal of Petroleum Geology, 32: 79–102.

Marchand A. M. E. R. S. Haszeldine C. I. Macaulay R. Swennen and Fallick A. E. 2000. Quartz cementation inhibited by crestal oil charge: Miller deep water sandstone, UK North Sea. Clay Minerals, 35: 205–214.

Marchand A. M. E. R. S. Haszeldine P. C. Smalley C. I. Macaulay and Fallick A. E. 2001. Evidence for reduced quartz cementation rates in oil-filled sandstones. Geology, 29: 915– 918.

McBride E. F. 1989. Quartz cement in sandstones: a review: Earth Science Reviews, 26: 69–112.

McIlroy D. Worden R.H. and Needham S.J. 2003. Faeces, clay minerals and reservoir potential. Journal of the Geological Society of London, 160: 489–493.

McKinley J. M. Worden R. H. and Ruffell A. H. 2003. Smectite in sandstones: a review of the controls on occurrence and behaviour during diagenesis. In: Worden, R. H. and Morad, S. (Eds.) Clay Mineral Cements in Sandstones. International Association of Sedimentologists, Special Publications, 34, 109– 128.

McMahon P.B. Chapelle F.H. Falls W.F. and Bradley P.M. 1992. Role of microbial processes in linking sandstone diagenesis with organic rich clays. Journal of Sedimentary Petrology, 62: 1–10.

Morad S. Al-Ramadan Kh. Ketzer J. M. and De Ros L. F. 2010. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. AAPG Bulletin, 94(8): 1267–1309.

Morad S. Ketzer J. M. and De Ros F. 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. Sedimentology, 47 (1): 95–120.

Moraes M.A.S. and De Ros L.F. 1990. Infiltrated clays in fluvial Jurassic sandstones of Recoˆncavo Basin, north-eastern Brazil. Journal of Sedimentary Petrology, 60: 809–819.

Moraes M.A.S. De and Ros L.F. 1992. Depositional, infiltrated and authigenic clays in fluvial sandstones of the Jurassic Sergie Formation, Reconcavo Basin, Northeastern Brazil. Origin, Diagenesis and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones. SEPM Special Publication, 47: 197–208.

Needham S.J. Worden R.H. and Cuadros J. 2006. Sediment ingestion by worms and the production of bio-clays: a study of macrobiologically enhanced weathering and early diagenetic processes. Sedimentology, 53: 567–579.

Needham S.J. Worden R.H. and McIlroy D. 2004. Animal sediment interactions: the effect of ingestion and excretion by worms on mineralogy: Biogeosciences Discussions, 1: 533–559.

Needham S.J. Worden R.H. and McIlroy D. 2005. Experimental production of clay rims by macrobiotic sediment ingestion and excretion processes. Journal of Sedimentary Research, 75: 1028–1037.

Nguyen D.T. Horton R.A. and Kaess A.B. 2016. Diagenesis, plagioclase dissolution and preservation of porosity in Eocene and Oligocene sandstones at the Greeley oil field, southern San Joaquin basin, California, USA. In: Armitage, P.J., Butcher, A. et al. (Eds.) Reservoir Quality of Clastic and Carbonate Rocks: Analysis, Modelling and Prediction. Geological Society, London, Special Publications, 435.

Odin G.S. 1988. The verdine facies: Introduction to the verdine facies, in Odin, G.S. (Ed.), Green Marine Clays: Oolitic Ironstone Facies, Verdine Facies, Glaucony Facies and celadonite-bearing Facies - A Comparative Study, Elsevier, Amsterdam.

Pay M.D. Astin T.R. Parker A. 2000. Clay mineral distribution in the Devoniane Carboniferous sandstones of the Clair Field, west of Shetland, and its significance for reservoir quality. Clay Minerals, 35: 151-162.

Pe-Piper G. and Weir-Murphy S. 2008. Early diagenesis of inner-shelf phosphorite and iron-silicate minerals Lower Cretaceous Canada. AAPG Bulletin, 92: 1153-1168.

Pittman E.D. Larese R.E. and Heald M.T. 1992. Clay coats: Occurence and relevance to preservation of porosity in sandstones, in Houseknecht, D.W. and Pittman, E.D. eds., Origin, diagenesis, and petrophysics of clay minerals in sandstones, SEPM (Society for Petroleum Geology), Tulsa, Oklahoma, 241–

www.SID.ir

Archive of SID

255.

Pollastro R. M. 1985. Mineralogical and morphological evidence for the formation of illite at the expense of illite/ smectite. Clays and Clay Minerals, 33: 265-274.

Ramm M. and Ryseth A.E. 1996. Reservoir quality and burial diagenesis in the Statfjord Formation, North Sea: Petroleum Geosciences, 2(4): 313–324.

Ryan P.C. and Reynolds R.C. 1997. The chemical composition of serpentine/chlorite in the Tuscaloosa Formation, United States Gulf Coast: EDX vs XRD determinations, implications for mineralogic reactions and the origin of antase. Clays and Clay Minerals, 45(3): 339–352.

Sanjuan B. Girard J.P. Lanini S. Bourguinon A. and Brosse E. 2003. Geochemical modelling of diagenetic illite and quartz cement formation in Brent sandstone reservoirs: example of the Hild Field, Norwegian North Sea. In: Worden, R.H. and Morad, S. (Eds.), Clay Mineral Cements in Sandstones. International Association of Sedimentologists, Special Publications. Blackwell Science, Oxford, 425–452.

Schindler R.J. Parsons D.R. et al. 2015. Sticky stuff: redefining bedform prediction in modern and ancient environments. Geology. 43: 399–402.

Stokkendal J. Friis H. Svendsen J.B. Poulsen M.L.K. Hamberg L. 2009. Predictive permeability variations in a Hermod sand reservoir, Stine Segments, Siri Field, Danis North Sea. Marine and Petroleum Geology, 26: 397–415.

Storvoll V. Bjørlykke K. Karlsen D. and Saigal G. 2002. Porosity preservation in reservoir sandstones due to grain-coating illite: a study of the Jurassic Garn Formation from the Kristin and Lavrans fields, offshore Mid-Norway. Marine and Petroleum Geology, 19 (6): 767–781.

Stricker S. and Jones S.J. 2016. Enhanced porosity preservation by pore fluid overpressure and chlorite grain coatings in the Triassic Skagerrak, Central Graben, North Sea, UK. Geological Society, London, Special Publications, 435. 4.

Taylor T.R. Giles M.R. Hathon L.A. Diggs T.N. Braunsdorf N.R. Birbiglia G. V. Kittridge M.G. Macaulay C.I. and Espejo I.S. 2010. Sandstone diagenesis and reservoir quality prediction: Models myths, and reality: AAPG Bulletin, 94 (8): 1093–1132.

Taylor T.R. Stancliffe Macaulay C. and Hathon L.A. 2004. High temperature quartz cementation and the timing of hydrocarbon accumulation in the Jurassic Norphlet Sandstone, offshore Gulf of Mexico, USA. In: Cubbit, J.M., England W.A. and Larter S.R. (Eds.), Understanding Petroleum Reservoirs; Toward an Integrated Reservoir Engineering and Geochemical Approach. Geological Society, London, Special Publications, 237, 257–278.

Tang L. Gluyas J. Jones S. 2018. Porosity preservation due to grain coating illite/smectite: Evidence from Buchan Formation (Upper Devonian) of the Ardmore Field, UK North Sea. Proceedings of the Geologsts' Association. 129 (2): 202-214.

Thomson A. and Stancliffe R.J. 1990. Diagenetic controls on reservoir quality, eolian Norphlet Formation, South State Line field, Mississippi. In: Barwis, J.H., McPherson, J.G., Studlick, R.J. (Eds.), Sandstone Petroleum Reservoirs. Springer Verlag, New York, 205-224.

Thyne G. Boudreau B.P. Ramm M. and Midtbo R.E. 2001. Simulation of potassium feldspar dissolution and illitization in the Statfjord Formation, North Sea. AAPG Bulletin, 85: 621–635.

Valloni R. Lazzari D. and Calzolari M.A. 1991. Selective alteration of arkose framework in Oligo-Miocene turbidites of the Northern Apennines foreland: impact on sedimentary provenance analysis, in Morton, A.C., Todd, S.P., and Haughton, P.D.W. (Eds.), Developments in Sedimentary Provenance Studies, The Geological Society, London, 125–136.

Walderhaug O. 2000. Modeling quartz cementation and porosity loss in Middle Jurassic Brent Group sandstones of the Kvitebjørn field, northern North Sea. AAPG Bulletin, 84: 1325–1339.

Walderhaug O. Bjørkum P.A. and Aase N.E. 2006. Kaolin-coating of stylolites, effect on quartz cementation and general implications for dissolution at mineral interfaces. Journal of Sedimentary Research, 76: 234– 243.

Wells M. Hirst P. Bouch J. Whear E. and Clark N. 2015. Deciphering multiple controls on reservoir quality and inhibition of quartz cement in a complex reservoir: Ordovician glacial sandstones, Illizi Basin, Algeria. In: Armitage, P.J., Butcher, A. et al. (Eds.) Reservoir Quality of Clastic and Carbonate Rocks: Analysis, Modelling and Prediction. Geological Society, London, Special

www.SID.ir

Archive of SID

Publications, 435.

Welton J. E. 1984. SEM Petrology Atlas, AAPG, Tulsa, OK, 237.

Wilkinson M. 2015. Does the nucleation of clay minerals control the rate of diagenesis in sandstones? Clay Minerals, 50: 275–281.

Wilson M.D. 1992. Inherited grain-rimming clays in sandstones from eolian and shelf environments: Their origin and control on reservoir properties, in Origin, diagenesis and petrophysics of clay minerals in sandstones: SEPM Special Publication, 47: 208–225.

Wilson M.D. and Pittman E.D. 1977. Authigenic clays in sandstones: Recognition and influence on reservoir properties and paleo-environmental analysis. Journal of Sedimentology Petrology, 47: 3-31.

Wilson M. Wilson L. and Patey I. 2014. The influence of individual clay minerals on formation damage of reservoir sandstones: a critical review with some new insights. Clay Minerals, 49(2): 147-164.

Wooldridge L.J. Worden R.H. Griffiths J. Thompson A. Chung P. 2017a. Biofilm origin of clay-coated sand grains. Geology. 45: 875–878.

Wooldridge L.J. Worden R.H. Griffiths J. and Utley J.E. 2017b. Clay-coated sand grains in petroleum reservoirs: understanding their distribution via a modern analogue. Journal of Sedimentary Research, 87: 338–352.

Worden R.H. Armitage P.J. Butcher A. Churchill J. Csoma A. Hollis C. Lander R.H. and Omma J. 2018. Petroleum reservoir quality prediction: overview and contrasting approaches from sandstone and carbonate communities. In: Armitage, P.J., Butcher, A., Churchill, J., Csoma, A., Hollis, C., Lander, R.H., Omma, J., Worden, R.H. (Eds.), Reservoir Quality Prediction in Sandstones and Carbonates. 435. Geological Society Special Publication, 1–32.

Worden R.H. and Burley S.D. 2003. Sandstone Diagenesis: The Evolution of Sand to Stone, in Sandstone Diagenesis, International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd, 1–44.

Worden R.H. Morad S. 2000. Quartz cementation in sandstones: a review of the key controversies. Quartz Cementation in Sandstones. International Association of Sedimentologists Special Publications, 1–20.

Worden R.H. and Morad S. 2003. Clay minerals in sandstones: Controls on formation, distribution and evolution, in Worden, R.H. and Morad, S. (Eds.), Clay Mineral Cements in Sandstones, International Association of Sedimentologists, Special Publication, 34: 3–41.

Worden R.H. Needham S.J. and Cuadros J. 2006. The worm gut; a natural clay mineral factory and a possible cause of diagenetic grain coats in sandstones. Journal of Geochemical Exploration, 89: 428–431.

www.SID.ir