

DOMAINE : Sciences de la Terre et de l'Univers

Les minéralisations par médiation bactérienne

OUALI MEHADJI Abdelkader*

Laboratoire de Paléontologie Stratigraphique & Paléoenvironnements (LPSP) -
Université d'Oran 2,

Résumé

La présence de matière organique dans les sédiments, en quantité suffisante, déclenche une chaîne de réactions géochimiques sous médiation d'un consortium bactérien. Insoupçonnées, ces archae (bactéries), produisent du méthane (= méthane biogénique), reminéralisent leurs environnements (sidérite, barytine, carbonate...), régulent le CO₂ océanique (interactions plancton-chaîne alimentaire et acidification océanique) et atmosphérique (échange entre la surface de l'océan et l'atmosphère) entretenant une part des cycles géochimiques du globe terrestre, et dont les impacts sont à peine dévoilés ces dernières années.

Sur une ligne temps géologique, cette bio-géo-minéralisation retrouve une dimension volumétrique et événementielle grâce aux outils d'investigations de plus en plus performants. Les techniques utilisées vont de la photo satellite, à la géophysique, la biologie (paléontologie), jusqu'aux analyses isotopiques (C, O, N, Mg...) qui constituent d'excellents traceurs des réactions géochimiques. Désormais, le géologue ne peut plus se contenter de la simple « observation » des affleurements sans les supports géochimiques qui deviennent de plus en plus incontournables.

Les dizaines ou centaines de mètres de « certains » calcaires au sommet de pics montagneux, des faciès de type calcaires noduleux, des gisements miniers ou encore certains mouvements tectoniques (pneumatolytique) ne sont que des facettes d'œuvre microbiens induits dans un jeu à « effet domino ».

I. Introduction

La présence de matière organique dans les sédiments entraîne des réactions géochimiques sous médiation bactérienne (Fig 1). Sur le fond marin, à l'interface eau/sédiment, ou encore tout juste après quelques centimètres d'enfouissement, se déclenche, en présence d'oxygène, d'abord une dépolymérisation bactérienne, ensuite par fermentation, les sucres se transforment en alcools, en acides volatils, en H_2 et en CO_2 (Fenchel & Jorgensen, 1977 ; Froelich *et al.*, 1979 ; Chaduteau, 2008).

L'épuisement de l'oxygène entraîne des conditions d'anoxie qui déclenchent i) la dénitrification, ii) la réduction des oxydes de Mn et du Fe^{3+} pour arriver à iii) la réduction des sulfates (Ritger *et al.*, 1987 ; Boetius *et al.*, 2000) et enfin iv) la méthanogenèse (Floodgate & Judd, 1992 ; Hovland *et al.*, 1993;). Ces mécanismes de bio-géo-minéralisations, sous estimés, prennent de plus en plus d'importance dans la compréhension et l'interprétation des profils de minéralisations de la matière organique et des conséquences sédimentologiques. Les moyens d'investigations géologiques classiques (loupe, microscopie) deviennent impuissants devant de telles transformations. La géochimie et le microscope électronique à balayage (MEB) se placent comme outils de base pour l'avenir de la géologie fondamentale et la géologie appliquée à la recherche des matériaux à intérêts économiques.

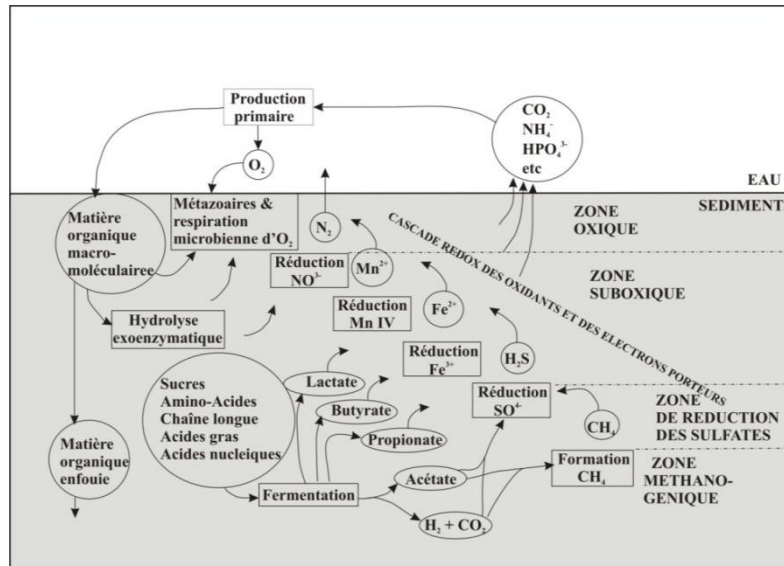


Fig. 1 : Voies de dégradation de la matière organique (Fenchel & Jorgensen, 1977).

Au niveau régional : des fractures, des glissements de terrains, des dépôts turbiditiques, des minerais, des niveaux à coquilles, des récifs.... autant d'éléments pouvant être induits par simples suintements de méthane biogénique ou thermogénique. La cause est la même mais l'expression est différente. Les scénarios qui seront présentés (par différents géologues), pour chaque élément cité dessus, seront tous plausibles, cependant une seule sera vérifiable, et justifiée aux différentes échelles. L'emboîtement parfait.

II. Médiations bactériennes et conséquences minérales

II.1. Carbonates :

La réduction des sulfates constitue la première phase de la diagenèse précoce en présence de la matière organique (Bernier, 1985; Boetius *et al.*, 2000 ; Dewagan *et al.*, 2013) grâce aux bactéries filamenteuses (*Beggiatoa* et autres prokaryotes) sous forme :

$2(\text{CH}_2\text{O}) + \text{SO}_4^{2-} \longrightarrow 2\text{HCO}_3^- + \text{H}_2\text{S}$. La circulation des fluides contenus dans les pores des roches va déterminer les conditions régnantes à l'interface eau/sédiment.

La présence de pyrite framboïdale est considérée aujourd'hui comme une preuve suffisante de la médiation bactérienne (Wilkin & Barnes, 1997). Cependant, dans certains cas, si les réactions géochimiques sont incomplètes (épuisement des sulfures), le stade de la pyrite n'est pas atteint. On voit des nodules de Greigite (Berner, 1984; Dewangan *et al.*, 2013) ; ces deux variétés de sulfures sont formellement identifiées dans un niveau (FBV) du Dévonien inférieur de la Saoura (Région de Béni-Abbès, Algérie).

Le stade suivant, après la réduction des sulfates, est la méthanogenèse biogénique (bactérienne), soit par réduction du CO_2 : $\text{CO}_2 + 4\text{H}_2 \longrightarrow \text{CH}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$ (fréquente dans les dépôts marins) ou par fermentation de l'acide acétique : $\text{CH}_3\text{COOH} \longrightarrow \text{CH}_4 + \text{O}_2$ (fréquente dans les dépôts d'eau douce) (Whiticar *et al.*, 1986 ; Chaduteau, 2008). Ces deux réactions sont assurées par des bactéries (*archae*) méthanogènes. La méthanogenèse nécessite la présence de matière organique (minimum 0,5%), un environnement anoxique sous une température entre 35 à 45°C, une faible concentration en sulfates et un taux de sédimentation compris entre 20 et 100 cm / ka (Rice, 1992 *in* Chaduteau, 2008).

Le méthane biogénique formé à moins d'un mètre de profondeur va induire des conséquences qui sont restées insoupçonnées :

En premier lieu, le phénomène d'oxydation anaérobie du méthane (= AOM) (Reeburgh, 1976) assure le contrôle de la concentration des sulfates : $\text{CH}_4 + \text{SO}_4^{2-} \longrightarrow \text{HCO}_3^- + \text{HS}^- + \text{H}_2\text{O}$. La calcite authigénique dérivée du méthane (MDAC) est la forme minérale la plus répandue de la médiation bactérienne lors de l'AOM

(Ritger et al., 1987; Boetius et al., 2000; Hovland et al., 2012). Ainsi, ce méthane permet la précipitation de carbonates conforme à cette réaction: $\text{Ca} + \text{HCO}_3^- \rightarrow \text{CaCO}_3$ d'où le minéral commun formé est souvent de la micrite de diagenèse précoce, du ciment aragonitique fibreux et de l'aragonite microcristalline ou de la dolomite parfois abondante localement (Aloisi et al., 2000). La silicification de corps calcaires a été aussi observée (Smerzka, 2015). Cette diagenèse précoce se voit évoluée vers une forme cristalline de type cemenstone (au sens de Flüggel, 2010) donnant des nodules (cm à métrique) baignant dans les argiles (souvent confondues avec les olistolithes), et des calcaires noduleux ou pseudonoduleux (Gluyas, 1984 ; Zhan et al., 2016). Ces faciès noduleux ont été interprétés différemment (voir travaux sur les faciès noduleux). Cependant, les travaux de Gluyas (1984) et ceux de Munneke & Samtleben (1996) sont restés inexploités. Il a fallu attendre les années 2010-2015 pour voir des analyses isotopiques (sigma $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$), reprendre les modèles de Gluyas (1986) et Munneke & Samtleben (1996) et remettre en cause la précipitation directe. Sous le terme de « bioturbation » à connotation mécanique, ont été englobés divers mécanismes de transformations dont l'ingestion plusieurs fois de matière organique par les organismes fouisseurs (Myers, 1977 ; Gilbert, 2003), et les bactéries aidant, dégradant l'organique en minéral. *"Ces faciès (noduleux) ne sont pas formés par sédimentation directe mais par cimentation diagénétique précoce"*. A mon avis, il reste encore quelques zones d'ombre pour finaliser ce modèle (notamment, les textures packstones, grainstones et la juxtaposition de faunes de milieux et/ou d'âges différents posent quelques soucis de compréhension(s). Ces éléments de remise en cause doivent faire intervenir (dans le modèle) les arrêts sédimentaires, les vitesses de sédimentation et les ré-affleurements et allochtones de faunes et microfaunes. Tous ces éléments ont été

vérifiés dans les calcaires griottes de la région de Ben Zireg (Béchar) et de Marhouma (Béni Abbès).

De même, pour les carbonates de magnésium, l'action biotique est certaine (Fig. 2), cependant la signature isotopique serait limitée (mais à ce jour ignorée de combien ?) à l'échelle des temps géologiques (Mavromatis *et al.*, 2015).



A

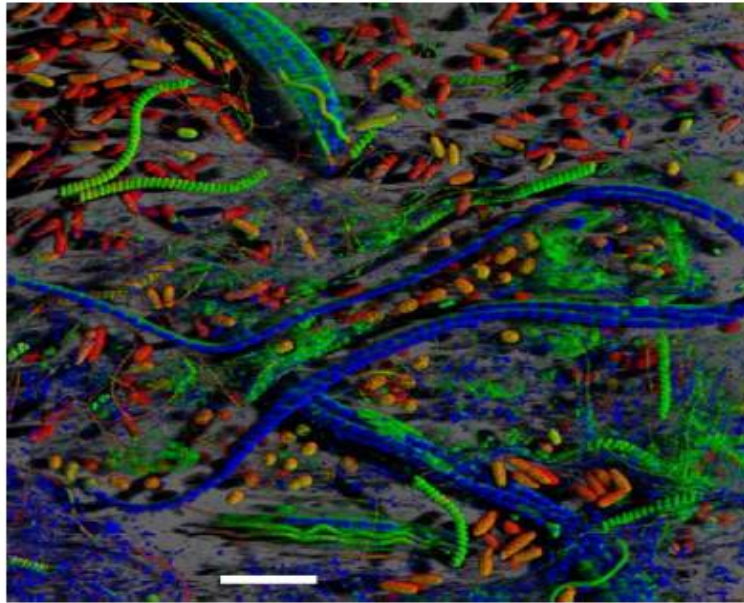


Fig. 2. A : Tapis microbiens (en blanc, carbonate de calcium ; en vert, niveau cyanobactérien). B : cyanobactéries (en fausses couleurs) du niveau verdâtre de A. (Vasconcelos *et al.*, 2006).

En outre, la dolomitisation en eau profonde est inéluctablement liée aux zones à méthanogenèse (Meister *et al.*, 2011). C'est le cas des dépôts pélagiques dolomitisés des calcaires du Chefar el Ahmer de la Saoura, des calcaires de Haci Abdeladhim (Timimoun) et de l'Azzel Matti et l'Ahnet.

II.2. Instabilité du substrat et faune :

Le méthane biogénique, formé à moins d'un mètre, peut s'échapper (= seepage) sous forme de bulles (de méthanes) le long de conduits, de fractures ou de toute irrégularités (anisotropie des faciès) pour arriver à l'interface eau/sédiment. Libéré en quantité suffisante, (Fig. 3 et 5) ce méthane peut développer des structures (pockmarks, gaspipe, cone in cone, slumps...) et autres formes sédimentaires et entités bio-sédimentaires (Tapis alguaures, mud-mounds, niveaux

coquilliers..) et induire : i) de nouvelles relations biologiques (Suess *et al.*, 1985 ; Sahling *et al.*, 2003) au niveau de la chaîne alimentaire en privilégiant la chimiosynthèse à la photosynthèse (modèle le plus répandu) et donc des bioaccumulations à signature géochimique particulière, inscrite dans les coquilles des faunes contemporaines, ii) acidification des eaux et conséquences (paléo)écologiques (mort collective, échouages, nanismes...), iii) des instabilités de terrain (au niveau du talus surtout) par pressions des fluides des pores (gaz et eaux) par fragilisation du substrat : les circuits de fuites constituent ultérieurement les failles, ou encore des glissement (slumps) et effondrement de pans (collapse) le long des pentes ou des fractures générées, et iv) précipitation de ciments et de nodules.

Les travaux d'exploration dans l'actuel montrent l'impact des fluides (gazeux et liquides) sur la genèse des fractures aux niveaux des talus (hydraulic model, Hovland *et al.*, 2001), par fragilisation du substrat et migration latérale.

Lorsque la profondeur est importante, le méthane sous pression sera piégé dans des capsules d'eau (hydrate de méthane) donnant un aspect de glace sur les fonds marins. Enfouis, "ces glaces" lorsqu'elles atteignent une profondeur (Fig. 5) de quelques mètres (augmentation de la température) ou réchauffées par une source de chaleur (hydrothermalisme, volcanisme...) font libérer le méthane encapsulé (1 m^3 de méthane hydraté se transforme en 67 m^3 de méthane gazeux) et provoquer des implosions sous marines (Hovland, 2015), des effondrements (collapse), des glissements... Ce phénomène s'est produit dans les terrains du Dévonien supérieur de la Saoura où les indices d'instabilité ont été démontrés par divers auteurs (Nedjari *et al.*, 2007). Cependant, personne n'a encore lié cette instabilité à la présence d'hydrate de méthane. Aujourd'hui, il faudra parler de "tectonique pneumatolytique" et dont à l'origine, les (bio)acteurs

(bactéries !) ne seront mis en cause que d'une façon indirecte et géochimique.

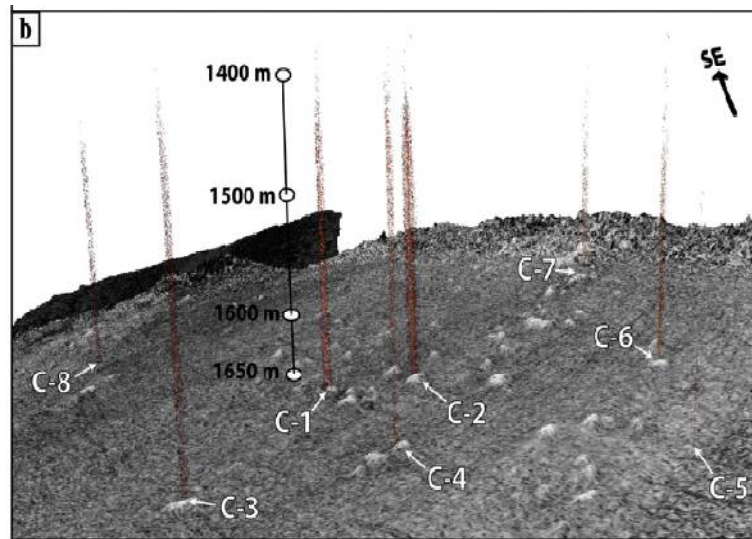


Fig. 3 : Suintements de méthane en Méditerranée (Römer *et al.*, 2014)

Il faut souligner, afin d'éviter certaines confusions, que le méthane thermogénique (à distinguer du méthane abiogénique), formé à deux kilomètres de profondeur, peut provoquer les mêmes effets, s'il arrive à remonter en surface (suintements ou ventiation). Seules les analyses isotopiques peuvent donner les indications sur l'origine de ce méthane.

Nous (doctorants de l'Université d'Oran 2) tentons de développer des méthodes indirectes pour « court-circuiter » l'exigence isotopique. En effet, chaque phénomène porte une signature particulière (en dehors de la géochimie) qu'il faudra combiner à d'autres indices (structuraux, faunique, sédimentologiques) pour identification(s).

Ces mécanismes où se mêlent des interactions géochimiques sous médiation bactériologique avec les mécanismes sédimentaires

(sédimentologiques) induisent des confusions dans les interprétations géologiques mettant en confrontation des visions diamétralement opposées.

II.3. Autres minéralisations par médiation bactérienne :

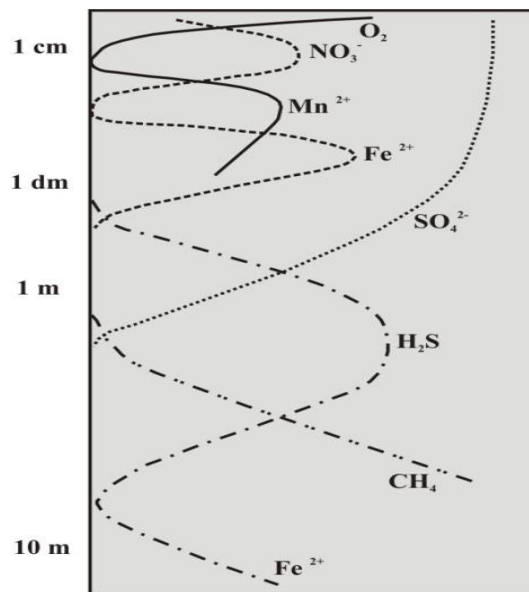


Fig. 4 : Distribution verticale des processus de minéralisation (Profils chimiques des eaux interstitielles) (Froelich *et al.*, 1979).

Les enchainements géochimiques suivent un ordre qui répond aux conditions thermodynamiques et organiques. Les bactéries et autres prokaryotes jouent un rôle clef dans les fronts de minéralisations. Cependant, le moment de fossilisation figent le dernier moment ; les événements se télescopent et ne seront distingués que ceux ayant produits une quantité appréciable et remarquable et qui oblitérent et altèrent les stades antécédants. Une connaissance des différents stades (« séquençage » !) permet non seulement de prévenir les

minéralisations en pronodeur mais aussi de prévoir leurs érosions et éventuellement leurs accumulations en d'autres endroits (lessivages, détritismes...).

Les minéralisations (Fig. 4) de type Sidérite (Fe CO_3) dans les sédiments marins sont liés au méthane biogénique et à la dégradation de la matière organique (Matsumoto, 1989 ; Lebeau *et al.*, 2014). C'est ainsi que le gisement de fer de Gara Djebilet serait formé par médiation bactérienne. Un travail est en cours pour traiter cet aspect.

Les minéralisations de baryte (Torres *et al.*, 1996 ; Derkatchev *et al.*, 2015) prennent naissance dans la zone de réduction des sulfates, dont certaines, associées aux gisements stratiformes peuvent constituer des indices de « cold seeps » (suintements froids). D'autres minéralisations (Cu, Fe...) semblent trouver leurs explications dans l'hydrothermalisme en associations avec ce modèle de médiation bactérienne.

Les concentrations de barytine (dans les carbonates : exemple du Pic de l'Ouarsenis ; Gisement de l'Ougarta), seraient des minéralisations diagénétiques sous médiation bactérienne.

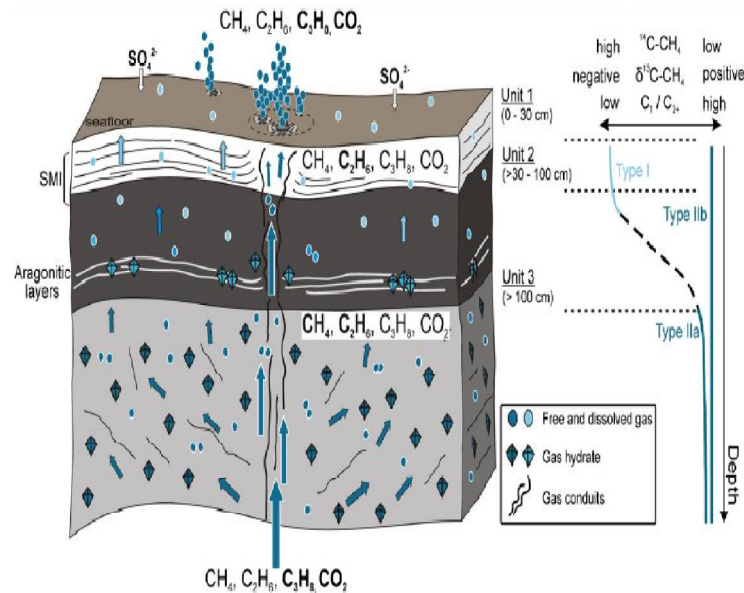


Fig. 5 : Modèle conceptuel de l'activité du méthane dans l'actuel (Région de Batumi, Pape et al., 2010).

Les travaux en cours sur la médiation bactérienne montrent aussi l'influence des milieux biotiques (comparés aux milieux abiotiques) dans la libération du calcium et donc la précipitation des carbonates par illitisation de la montmorillonite grâce à *Paenibacillus* sp. (Xiaoyin et al., 2016).

Certains laboratoires ont commencé à identifier les séquences ADN (bactériennes) pour d'éventuelles productions artificielles.

Conclusion

Les minéralisations par médiation bactérienne exigent des moyens d'analyses géochimiques (géochimie isotopique) indisponibles pour le moment dans les universités algériennes.

En fonction de la quantité de la production organique primaire, les enchaînements géochimiques vont induire des signatures isotopiques sous diverses expressions allant d'un simple banc calcaire et pouvant aller par « effet domino » à des effondrements de pans entiers.

Il est donc impératif de définir des macro-indices (directs et indirects) liés aux minéralisations de la matière organique. Trois grandes catégories peuvent être distinguées : indices sédimentologiques, indices fauniques et indices structuraux. Cet inventaire permet au moins d'actualiser nos lectures des phénomènes géologiques afin de mesurer la part du biotique de l'abiotique et surtout de comprendre les données liées au paléo-environnement de celles en relation avec la diagenèse (précoce et tardive). Nous sommes encore au stade préliminaire de ce type de prospection et recherche en continent.

Dans l'état actuel, la méditerranée et diverses autres zones océaniques promettent une source d'énergie (hydrate de méthane) et des minerais dont la technologie de prospection (géologie en zones marines) et éventuellement d'exploitation exigent i) une formation adéquate (à tous les stades de la filière) et des moyens technologiques de précisions (images satellites, Rov, Rx...).

Références bibliographiques

- Aloisi, G., Pierre, C., Rouchy, J.M., Foucher, J.P., Woodside, J., MEDINAUT Scientific Party, 2000. Methane-related authigenic carbonates of eastern Mediterranean Sea mud volcanoes and their possible relation to gas hydrate destabilisation. *Earth Planetary Science Letters*, 184, 321–338.
- Berner R.A., 1984. Sedimentary pyrite formation: an update. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 48 (4), 605-615.
- Boetius A, Ravensschlag K, Schubert CJ, Rickert D, Widdel F, Gieseke A, Amann R, J, Orgensen B.B., Witte U, Pfannkuche O. 2000. A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane. *Nature*, 407:623-626.
- Chaduteau C., 2008. Origine et circulation des fluides dans les sédiments des marges . Contribution de l'hélium et du méthane dans la compréhension des processus. Etude de 2 zones actives. *Thèse Doctorat, Université Bretagne occidentale*, 1-151.
- Derkachev A. N., Nikolaeva N. A., Barinov N. N., Mozherovski A. V., Minami H., Hachikubo A., Shji H., 2015. Manifestation of carbonate – Barite mineralization around methane seeps in the Sea of Okhotsk (the western slope of the Kuril basin). *Marine Geology*, 55, 3, 390-399.
- Dewangan P., Basavaiah N., Badesab F.K., Usapkar A., Mazumdar A., Ramprasad T. 2013. Diagenesis of magnetic minerals in a gas hydrate/cold seep environment off the Krishna-Godavari basin, Bay of Bengal. *Marine Geology*, 340, 57-70.
- Fenchel T. M., and Jorgensen B. B. 1977. Detritus food chains of aquatic ecosystems: the role of bacteria. *Advances in Microbial Ecology*, 1, 1-58.
- Floodgate G.D. & Judd A.G. 1992. The origins of shallow gas. *Continental Shelf Research*, 12, 10, 1145-1156.
- Flüggel E. 2010. Microfacies of carbonate rocks. Analysis, Interpretation and application. *Springer edition*.
- Froelich P. N., Klinkhammer G. P., Bender M. L., Luedtke N. A., Heath G. R., Cullen D., Dauphin P., Hammond D., Hartman B., and Maynard V., 1979. Early Oxidation of Organic-matter in Pelagic Sediments of the Eastern Equatorial Atlantic - Suboxic Diagenesis, *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 43, 1075-1090.
- Gilbert F., 2003. Bioturbation et biogéochimie des sédiments marins côtiers : cycle de l'azote et devenir de la matière organique. Habilitation à diriger des recherches, *Centre d'Océanologie de Marseille*, 1-103.
- Gluyas J. G., 1984. Early carbonate diagenesis within phanerozoic shales and sandstones of the new european shelf. *Clays minerals*, 19, 309-321.
- Hovland M., 2015. Was the Makarov bank natural blowout, 1958, supersonic?. *Researchgate.net* (as technical note).
- Hovland M. & Judd, A.G., 1988. Seabed Pockmarks and Seepages: Impact on Geology, Biology and the Marine Environment. *Graham & Trotman*, London, 1-293.

Hovland M., Judd A.G., Burke Jr. 1993. The global flux of methane from shallow submarine sediments. *Chemosphere*, 26, 559-578.

Lebeau O., Busigny V., Chaduteau C. and Magali A. 2014. Organic matter removal for the analysis of carbon and oxygen isotope compositions of siderite. *Chemical Geology*, 372, 54–61.

Matsumoto R., 1989. Isotopically heavy oxygen-containing siderite derived from the decomposition of methane hydrate. *Geology* 17, 707–710.

Mavromatis V., Bundeleva I. A., Shirokova L.S., Millo C., Pokrovsky O.S., Bénézeth P., Ader M., Oelkers E.H. 2015. The continuous re-equilibration of carbon isotope compositions of hydrous Mg carbonates in the presence of cyanobacteria. *Chemical Geology*, 404, 41–51.

Meister P., Gutjah M., Frank M., Bemasconi S.M., Vasconcelos C. and McKenzie J. 2011. Dolomite formation within the methanogenic zone induced by tectonically driven fluids in the Peru accretionary prism. *Geology*, 39, 6, 563-566.

Munneke A. & Samtleben K. 1996. The formation of micritic limestone and the development of limestone-marl alternation in the Silurian of Gotland, Sweden. *Facies*, 34, 159-176.

Myers A., 1977. Sediment processing in a marine subtidal sandy bottom community. I Physical aspects. *Journal of Marine Research*, 35, 609-632.

Nedjari, A. 2007. Le bassin de l'Ougarta au Paléozoïque : une mobilité permanente. Livret guide du Field trip. Avec la contribution de Aït-Ouali R., Chikhi-Aouimeur F. et Bitam L. *Mémoire du Service Géologique National*, 14.

Pape T., Bahr A., Rethemeyer J., Kessler J.D., Sahling H., Hinrichs K.U., Klapp S.A., Reeburgh W.S., Bohrmann G. 2010. Molecular and isotopic partitioning of low-molecular-weight hydrocarbons during migration and gas hydrate precipitation in deposits of high-flux seepage site. *Chemical Geology*, 269, 350-363.

Rice D. D., 1992. Controls, habitat and resource potential of ancient bacterial gas, In *Bacterial Gas*, edited by R. Vially, 91-118. *Editions Technip*, Paris.

Ritger S.D., Carson B. and Suess E., 1987. Methane-derived authigenic carbonates formed by subduction-induced pore water expulsion along the Oregon/Washington margin. *Bulletin of the Geological Society of America*, 98, 147-156.

Römer M., Sahling H., Pape T., Ferreira C.D.S., Wenzhöfer F., Boetius A., Bohrmann G. 2014. Methane fluxes and carbonate deposits at a cold seep area of the Central Nile Deep Sea Fan, Eastern Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 347, 27-42.

Sahling H., Galkin S.V., Salyuk A., Greinert J., Foerstel H., Piepenburg D., Suess E., 2003. Depth-related structure and ecological significance of cold-seep communities—a case study from the Sea of Okhotsk. *Deep-Sea Research I*, 50, 1391–1409.

Smrzka D., Kraemer S.M., Zwicker J., Birgel D., Fischer D., Kasten S., Goedert J.L., Peckmann J., 2015. Constraining silica diagenesis in methane-seep deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 420, 13–26.

Suess E., Carson B., Ritger S.D., Moore, J.C., Jones, M.L., Kulm, L.D., Cochrane, G.R. 1985. Biological communities at vent sites along the subduction zone off Oregon. *Bulletin of the Biological Society of Washington*, 6, 475–484.

Torres, M.E., Brumsack, H.J., Bohrmann, G., and Emeis, K.C., 1996. Barite front in continental margin sediments: a new look at barium remobilization in the zone of sulfate reduction and formation of heavy barites in diagenetic fronts. *Chemical Geology*, 127, 125-139.

Vasconcelos C., Warthmann R., McKenzie J., Visscher P.T., Bittermann A.G. and Van Lith Y. 2006. Lithifying microbial mats in Lagoa Vermelha, Brazil : Modern Precambrian relics? *Sedimentary Geology*, 185, 175-183.

Wilkin, R.T., Barnes, H.L., 1997. Formation processes of framboidal pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61 (2), 323–339.

Xiaoyin R., Funchu L., Yuafeng C., Jiani C. 2016. *Paenibacillus* sp. strain SB-6 Induces Weathering of Ca-montmorillonite: Illitization and Formation of Calcite. *Geomicrobiology*, DOI:

10.1080/01490451.2015.1129472.

Zhan R., Jin J., Liu J. and Wei X. 2016. Meganodular limestone of the Pagoda formation : A time-specific carbonate facies in the Upper Ordovician of South China. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. DOI:

10.1016/j.palaeo.2015.07.039.