

[Accueil](#) ▶ [Tous les numéros](#) ▶ [Volume 191 \(2020\)](#) ▶ [BSGF - Earth Sci. Bull., 191 \(2020\) 9](#) ▶ [HTML complet](#)

## Accès libre

Problème	BSGF - Earth Sci. Taureau. Volume 191, 2020
Numéro de l'article	9
Nombre de pages	12
EST CE QUE JE	<a href="https://doi.org/10.1051/bsgf/2020007">https://doi.org/10.1051/bsgf/2020007</a>
Publié en ligne	10 avril 2020

BSGF - Bulletin des sciences de la Terre 2020, 191, 9

## Nouvelle preuve onshore / offshore de la surface d'érosion messinienne dans des zones clés: le promontoire Ibiza-Baléares et la marge Orosei-Est de la Sardaigne

### Découverte de la surface d'érosion messinienne onshore / offshore dans deux lieux clés: le Promontoire Baléares (Ibiza) et la marge est-sarde (Orosei)

Agnès Maillard<sup>1\*</sup>, Virginie Gaullier<sup>2</sup>, Carine Lézin<sup>1</sup>, Frank Chanier<sup>2</sup>, Francis Odonne<sup>1</sup> et Johanna Lofi<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Géosciences Environnement Toulouse (GET), Observatoire Midi-Pyrénées, Université de Toulouse, CNRS, IRD, UMR 5563, 14, Avenue E. Belin, F31400 Toulouse, France

<sup>2</sup> Univ. Lille, CNRS, Univ. Littoral Côte d'Opale, UMR 8187, LOG, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, F59000 Lille, France

<sup>3</sup> Univ. Montpellier, CNRS, UMR 5243, Laboratoire Géosciences, 34095 Montpellier, France

\* Auteur correspondant: [Agnes.MAILLARD-LENOIR@Get.omp.eu](mailto:Agnes.MAILLARD-LENOIR@Get.omp.eu)

Reçu le 16 juillet 2019 Accepté le 2 mars 2020

#### Abstrait

La baisse du niveau de la mer messinienne associée à la crise de salinité messinienne étant toujours remise en question, nous proposons de montrer que la surface d'érosion largement répandue affectant les marges méditerranéennes est bien liée à une exondation démontrée à partir de données offshore et onshore. Notre étude présente une corrélation onshore à offshore complète de la surface d'érosion messinienne. Il se concentre sur les petits systèmes de drainage ou zones interfluves, en dehors des bassins d'évaporites ou des canyons incisés, où l'érosion messinienne n'avait pas encore été étudiée auparavant: autour d'Ibiza sur le promontoire des Baléares et autour d'Orosei sur la marge orientale de la Sardaigne, bassin tyrrhénien, les deux zones où de nouvelles données offshore ont été récemment acquises. Nous montrons que l'érosion messinienne tardive s'est formée dans des milieux subaériens, comme en témoignent les preuves d'événements de continentalisation, et atteste d'une phase de régression qui a été corrélée des pentes continentales offshore aux paléo-plates-formes onshore dans les deux zones. Les caractéristiques de cette érosion dans les deux zones d'étude renforcent le scénario avec au moins un bas niveau de la mer important pour la crise de salinité messinienne avec des sous-bassins d'évaporites situés à des profondeurs différentes et éventuellement déconnectés.

#### Reprendre

Depuis la découverte de la crise de salinité messinienne dans les années 70, le scénario proposant une chute importante du niveau marin associé à la mise en place des évaporites dans les plaines abyssales de la Méditerranée est régulièrement remis en cause. Nous montrons que la surface d'érosion affecte l'ensemble des marges est en effet lié à une émergence que l'on peut suivre à terre. Les observations exposées à terre

## Table des matières

## Article

[Abstrait](#)[HTML complet](#)[PDF \(7,095 Mo\)](#)[ePUB \(5,052 Mo\)](#)[Les références](#)

## Métrique

[Afficher les statistiques de l'article](#)

## Prestations de service

Mêmes auteurs

[- Google Scholar](#)[- Base de données EDP Sciences](#)[- PubMed](#)[Recommander cet article](#)[Envoyer sur mon Kindle](#)[Télécharger la citation](#)

## Articles Liés

[Cadre tectonostratigraphique pré-pliocène du plateau continental de Provence \(Est du Golfe du Lion, SE France\)](#)

Taureau. Soc. géol. France, 2016, vol. 187, n° 4-5, pp. 187-216

[Bassins extensionnels messiniens en Méditerranée centrale \(Calabre, Italie\): nouvelles connaissances stratigraphiques et tectoniques](#)

Science et technologie du pétrole et du gaz - Rév.IFP Energies nouvelles 73, 45 (2018)

[Évolution tectono-stratigraphique de la marge sud de la Campanie: un domaine clé pour l'évolution du système Tyrrhénien-Apennin](#)

Science et technologie du pétrole et du gaz - Rév.IFP Energies nouvelles 73, 39 (2018)

Plus

## Bookmarking

[Services aux lecteurs](#)[Alerte email](#)

s'attachent aux zones d'interfluves en dehors des bassins évaporitiques périphériques, là où la surface d'érosion messinienne n'a pas été étudiée: autour de l'île d'Ibiza dans les Baléares et autour d'Orosei sur la marge est-sarde. La surface d'érosion messinienne y est mise en évidence pour la première fois. Les données de sismique haute résolution acquises récemment dans ces deux zones nous permettent de présenter des corrélations terre-mer. Des événements marquant clairement une continentalisation caractérisent la limite Mio-Pliocène dans les deux régions et atteste une phase régressive que l'on peut suivre des paléo-plateformes continentales à terre aux pentes du domaine offshore. Ces observations attribuent des éléments pour étayer un scénario de la crise avec un bas niveau marin et des bassins évaporitiques à différentes paléobathymétries, possiblement déconnectés les uns des autres.

**Mots clés:** Crise de salinité messinienne (MSC) / Nord-ouest de la Méditerranée / surface d'érosion / Ibiza / marge orientale de la Sardaigne

**Mots clés:** Crise de salinité messinienne / Méditerranée nord-occidentale / surface d'érosion / Ibiza / marge est-sarde

© A. Maillard et al., Edité par EDP Sciences 2020



Il s'agit d'un article en libre accès distribué sous les termes de la licence d'attribution Creative Commons (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0>), qui permet une utilisation, une distribution et une reproduction sans restriction sur tout support, à condition que l'œuvre originale soit correctement citée.

## 1. Introduction

La Crise Messinienne de Salinité (MSC) en Méditerranée Occidentale a d'abord entraîné des précipitations par évaporites dans les bassins périphériques peu profonds («Primary Lower Gypsum»: PLG). Ensuite, les précipitations d'évaporite se sont déplacées vers les dépocentres les plus profonds des domaines bathyaux centraux avec une «trilogie de bassins profonds»; [Hsü et coll., 1973](#); [Ryan et Cita, 1978](#); [Lofi et coll., 2011](#); [Manzi et coll., 2018](#)), tandis que l'érosion affectait les zones de drainage méditerranéennes avec des incisions de vallées subaériennes profondes ([Chumakov, 1973](#); [Clauzon, 1973](#); [Barber, 1981](#); [Savoie et Piper, 1991](#)). Cette érosion est également observée au large sur la plupart des marges méditerranéennes actuelles comme une surface étendue à la base de la série Pliocène-Quaternaire et incisive dans la série pré-MSC, appelée Margin Erosion Surface (MES) ([Guennoc et coll., 2000](#); [Lofi et al., 2005](#); [Bache et al., 2009](#); [Lofi et coll., 2011](#)). Elle a été liée à une baisse d'amplitude débattue du niveau de la mer pendant le pic de la crise, de 5,6 à 5,32 Ma ([Cita et Ryan, 1978](#); [Clauzon, 1982](#); [Gautier et coll., 1994](#); [Rouchy et Caruso, 2006](#); [Ryan, 2009](#); [Manzi et coll., 2013](#)). Selon certains scénarios ([CIESM, 2008](#)), cette surface d'érosion doit donc être continue sur les paléo-plates-formes, et subaérienne. Cependant, le rabattement du niveau de la mer de grande amplitude est toujours débattu ([Hardie et Lowenstein, 2004](#); [Roveri et Manzi, 2006](#)) et de nouveaux résultats basés principalement sur l'analyse géochimique favorisent une interconnexion de tous les sous-bassins méditerranéens pendant le MSC, suggérant ainsi que les évaporites ont précipité à partir de la même masse d'eau au niveau de la mer élevé ([Roveri et coll., 2014](#); [Gvirtzman et coll., 2017](#); [Manzi et coll., 2018](#)).

Le MES est bien documenté dans les grands systèmes fluviaux tels que le Rhône, l'Èbre et le Nil où l'incision est observée en aval, *c'est-à-dire* sur les pentes continentales au large ([Lofi et al., 2005](#); [Bache et al., 2009](#); [Urgeles et coll., 2011](#); [Pellen et coll., 2019](#)), pour remonter, sur terre, jusqu'à Lyon dans la vallée du Rhône ou jusqu'à Assouan dans la vallée du Nil ([Chumakov, 1973](#); [Clauzon, 1973](#); [Guennoc et al., 2000](#)).

Dans les bassins périphériques peu profonds, actuellement onshore, le MES est également identifié mais sa position stratigraphique reste incertaine et débattue ([Roveri et al., 2014](#); [Clauzon et coll., 2015](#)). En effet, le MES offshore a été provisoirement corrélé à plusieurs surfaces clés identifiées dans les successions onshore, chacune d'elles ayant une relation différente en ce qui concerne le gypse inférieur primaire (PLG) et les unités distinctives du Miocène tardif, en particulier le complexe terminal carbonate (TCC; selon [Esteban, 1979](#); voir [Clauzon et al., 2015](#) pour un examen).

Ailleurs, dans des systèmes de drainage petits ou diffus, ou des zones interfluves, le MES a rarement été étudié ([Cornée et coll., 2008](#)). Pour mettre en évidence le MES dans de tels endroits, nous avons cherché à identifier sans équivoque l'érosion, permettant de dessiner un croquis onshore-offshore complet.

Au large, l'extension du MES (*c'est-à-dire* la surface d'érosion jusqu'à la transition vers les dépôts MSC) a été suivie tout le long des marges nord-ouest de la Méditerranée ([Fig. 1](#)), dans le cadre d'une étude intégrée de plusieurs zones-clés en différents contextes ([Lofi et al., 2011](#), [2018](#)). Dans ce contexte scientifique et avec une approche terre-mer, nous nous sommes concentrés sur deux zones, respectivement, le promontoire des Baléares à l'ouest et la marge orientale sarde dans le bassin tyrrhénien à l'est; les deux zones où le MES offshore a déjà été étudié ([Maillard et al., 2014](#); [Driussi et coll., 2015](#); [Lymer et coll., 2018](#)). À terre, nous documentons le MES pour la première fois:

Haut

Abstrait

1. Introduction

2 Données et méthode

3 MSC offshore ...

4 MSC à terre ...

5 Discussion-implications

6. Conclusion

Remerciements

Les références

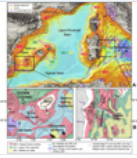
Liste des figures

1. autour d'Ibiza sur le promontoire des Baléares, dans la série Miocène-Pliocène affleurant sur la partie NE de l'île, qui sont pour la première fois interprétées à la lumière du MSC;

2. autour d'Orosei sur la marge orientale de la Sardaigne, bassin tyrrhénien, où le MES était inconnu.

Enfin, la corrélation du MES entre les pentes continentales offshore et les paléo-plates-formes onshore dans les deux zones peut être proposée.

Fig. 1



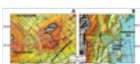
Extension des marqueurs de crise de salinité messinienne (MSC) et de la surface d'érosion des marges (MES) en Méditerranée occidentale. A. Carte bathymétrique régionale (de Brossolo et Masclé, 2008) avec l'emplacement des deux zones d'étude (rectangles noirs). La limite inférieure de la pente de la surface d'érosion des marges (MES), en pointillé rose, est également la limite supérieure de l'extension des unités MSC. B. Zoom sur les deux zones d'étude: cartes d'Ibiza (à gauche) et de la Sardaigne orientale (à droite). Les isobathes dessinent la base de l'unité Pliocène-Quaternaire dans sa morphologie actuelle. UU = unité supérieure; MU = unité mobile; BU = unité avec lit; PLG = unité de gypse inférieure primaire.

## 2 Données et méthode

Les lignes et cartes sismiques offshore résultent d'une grande base de données sismiques comprenant des profils sismiques académiques obtenus lors de plusieurs campagnes scientifiques et des profils pétroliers, améliorés par des profils sismiques haute résolution acquis récemment le long de la marge orientale de la Sardaigne et de la marge SE Corse lors du «METYSS 1» et les croisières «METYSS 3», respectivement en juin 2009 et avril 2011 (Gauillier *et coll.*, 2014) et sur le promontoire des Baléares lors de la croisière «SIMBAD» en janvier 2013 (Maillard *et al.*, 2014; Driussi *et al.*, 2015) (Fig. 2). Les profils ont été acquis sur le R/V «Téthys II» (INSU-CNRS / CIRMED) avec une source composée d'un pistolet à air mini-GI (SODERA) et d'un récepteur qui était un streamer 6 canaux de 25 m. Les données ont été traitées à l'aide du progiciel Géovecteur<sup>©</sup>. Localement, on peut différencier les différents types d'unités sismiques sur la base de leurs faciès acoustiques et de leurs géométries. Certaines des réflexions étaient liées à des puits et permettaient de corréler les unités sismiques aux couches stratigraphiques (Gauillier *et coll.*, 2014; Driussi *et coll.*, 2015; Lymer *et coll.*, 2018). Ils ont été prolongés latéralement sur les zones d'étude et vers la terre aussi peu profonds que possible. Sur les marges, les unités pré-MSC sont identifiées grâce à des troncatures en dessous d'une réflexion d'amplitude généralement élevée (Fig. 3). Ci-dessus, l'unité post-MSC liée à la base du Pliocène montre un faciès sismique presque transparent tel qu'observé sur tout le nord-ouest de la Méditerranée (Fig. 3). Il passe progressivement vers le haut vers des réflexions parallèles d'amplitude plus élevée. Sur ces bases et à partir de la corrélation avec certains puits industriels ou sites de forage profond, nous avons pu identifier le MES sur les lignes sismiques avec une grande confiance. Pour présenter des cartes offshore des marqueurs MSC dans les deux zones d'étude, nous avons utilisé d'anciens travaux de la même équipe de recherche (Gauillier *et al.*, 2014; Maillard *et al.*, 2014; Driussi *et al.*, 2015; Lymer *et al.*, 2018; Fig. 2) et a ajouté quelques détails, en regardant attentivement sur certaines lignes. La conversion temps-profondeur est effectuée en utilisant une vitesse de 1500 m/s dans l'eau et de 2000 m/s dans les sédiments du Pliocène-Quaternaire.

À terre, nous avons étudié la continuité latérale du MES en cartographiant la surface d'érosion à la base des dépôts marins du Pliocène dans le nord-est de la Sardaigne et par l'analyse stratigraphique détaillée des dépôts du Néogène tardif dans le nord-est de l'île d'Ibiza (Lézin *et coll.*, 2014, 2017; Giresse *et coll.*, 2015). Dans toutes les localités, nous avons entrepris une analyse détaillée des enregistrements stratigraphiques en mettant l'accent sur les discordances observées. Notre travail de terrain est principalement basé sur la cartographie, la diagraphie et l'échantillonnage pour la biostratigraphie afin d'établir l'évolution tectono-sédimentaire du Néogène tardif. Ces travaux ont été partiellement présentés pour la région d'Orosei dans Giresse *et al.* (2015) mais jamais analysés en terme de MSC. Pour l'Ibiza onshore, il n'a jamais été publié.

Fig. 2



Position des lignes sismiques utilisées dans cette étude sur la carte bathymétrique (d'après Brossolo et Masclé, 2008). A: pour la région d'Ibiza, lignes blanches: les lignes haute résolution SIMBAD et lignes bleu foncé: anciennes lignes industrielles et académiques; B: pour la zone d'Orosei, lignes bleu foncé: les lignes sismiques haute résolution «METYSS 1» et «METYSS 3».

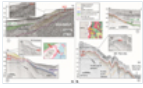


Fig. 3

Lignes sismiques affichant la surface d'érosion de la marge au large. A. Profils sismiques montrant un chevauchement de l'unité MSC sur le MES, pour le bassin de Valence (UU; ligne industrielle, A-1) et le promontoire des Baléares (BU; ligne à haute résolution académique Simbad-Cruise, A-2). Notez que UU est en contact principalement horizontalement et BU s'incline et glisse sur une surface de décollement basale. B. Profils sismiques montrant le MES sur la marge Est-Sardaigne, au chevauchement de l'unité MSC (UU) sur le MES (B-1); morphologie accidentée du MES dans la vallée d'Orosei (B-2). Les deux zones montrent la troncature des unités pré-MS. L'exagération verticale des lignes est d'environ x2,5 pour l'unité pré-MS et x5 pour les unités messiniennes à quaternaires. Chaque ligne est située sur sa carte de zone respective.

### 3 unités MSC offshore et surfaces d'érosion

Dans les bassins profonds de la Méditerranée occidentale, les évaporites liées au MSC ont été identifiées comme trois unités sismiques distinctes également appelées «trilogie des bassins profonds» messiniens (Hsü *et al.*, 1973; Montadert *et coll.*, 1978). Cette trilogie est composée, de haut en bas, de l'Unité Supérieure (UU, correspondant aux anciens «Evaporites Supérieures»), de l'Unité Mobile (MU, correspondant à l'ancienne «couche épaisse de sel») et de l'Unité Inférieure (LU, correspondant aux anciens «Evaporites inférieures») (Lofi *et al.*, 2011). C'est une séquence d'aggradation remplissant les dépressions topographiques préexistantes. Ces unités s'amincissent vers les marges passives du bassin méditerranéen occidental, se pincent à environ 2 à 3 s de profondeur *twtt* et passent latéralement vers le haut jusqu'au MES (Lofi *et al.*, 2011, 2018; Bache *et coll.*, 2012; Leroux *et coll.*, 2015). Une autre unité a été identifiée récemment dans les bassins de profondeur intermédiaire appelés Bedded Unit (BU) (Lofi *et al.*, 2018), située entre les unités d'évaporite des bassins profonds et les bassins périphériques remplis de l'unité PLG (Fig. 1).

Le promontoire des Baléares est une élévation continentale (500 km de long, 120 km de large) qui comprend les îles Baléares. Bien que situé entre les bassins d'extension, le bassin continental de Valence au nord, les bassins océaniques algérien et provençal au sud et à l'est respectivement, il est considéré comme le prolongement le plus à l'est de la ceinture de poussées bétiques (Sanz De Galdeano, 1990; Roca, 2001; Sabat *et coll.*, 2011; Fig. 1A). Sur le promontoire au large des Baléares, une petite unité MSC (BU) a été récemment mise en évidence (Maillard *et al.*, 2014; Driussi *et al.*, 2015), et semble largement distribuée dans de petits sous-bassins de profondeur intermédiaire (Fig. 1B). Sur la marge d'Alicante près de l'île d'Ibiza, des analyses de forage ont montré que cette unité correspond dans ce secteur du promontoire au PLG (Fig. 1; Ochoa *et coll.*, 2015). Bien qu'aucun bassin d'évaporites périphérique n'ait été décrit dans les îles Baléares, du gypse, probablement corrélé au PLG, a été foré sous l'aéroport dans le bassin de Palma sur l'île de Majorque et s'étend au large (Rosell *et coll.*, 1998; Mas *et al.*, 2012; Maillard *et coll.*, 2014). L'unité liée au MSC du promontoire baléaire en mer pourrait alors être composée, au moins en partie, de gypse inférieur primaire, et donc différer de celle des bassins profonds environnants remplis d'évaporites du bassin profond (MU et UU: Fig. 1).

Le MES a été particulièrement bien défini sur les marges de Valence, où il a été cartographié et foré par de nombreux puits (Mauffret *et coll.*, 1978; Lanaja, 1987; Field et Gardner, 1991; Escutia et Maldonado, 1992; Maillard *et coll.*, 2006; Maillard et Mauffret, 2006; Urgeles *et coll.*, 2011; Pellen *et coll.*, 2019). Dans le bassin de Valence, l'unité MSC (UU) chevauche le MES à environ 2 km de profondeur sur la marge nord catalane (Garcia *et coll.*, 2011; Pellen *et coll.*, 2016) mais s'amincit vers le promontoire des Baléares et drapant la pente des îles Baléares, en pinçant le MES à une profondeur moyenne de 0,8 s *twtt*, soit à environ 700 m de profondeur (Fig. 3A-1).

Autour d'Ibiza, le MES existe partout jusqu'à 500 m de profondeur (Fig. 1B). Il tronque les unités pré-MS et s'étend sous les cliniformes Pliocène-Quaternaire construisant le plateau actuel (Fig. 3A-2). En aval, il passe à la fine unité MSC (BU) drapant toutes les zones de dépression du Promontoire. Certaines unités clastiques (Lofi *et al.*, 2011) pourraient exister sous l'unité MSC, car des faciès sismiques chaotiques sont souvent observés, comme le montre le bassin de Valence (Maillard *et al.*, 2006; Pellen *et al.*, 2016).

Depuis le bassin de Valence, le MES peut être suivi en continu à travers le golfe du Lion, les marges de la Corse et jusqu'aux marges passives sardes (Fig. 1A; Sage *et al.*, 2005; Cornée *et coll.*, 2008; Thinon *et coll.*, 2016; Lymer *et coll.*, 2018). Dans la zone d'étude (Fig. 1B), la marge orientale de la Sardaigne s'approfondit assez brusquement à partir du plateau de la Sardaigne, se cassant vers le bassin tyrrhénien abyssal, traversant le bassin de 200-2000 m de profondeur Est-Sardaigne parallèle à la côte et le large et plat Terrasse Cornaglia avec des profondeurs d'eau allant de 2000 m à 3000 m. Au large du golfe d'Orosei, ces domaines sont incisés par le canyon d'Orosei. La mer Tyrrhénienne est un bassin d'arrière-arc lié à la migration vers l'est du système de subduction des Apennins de l'Oligo-Miocène à nos jours (Malinverno et Ryan, 1986; Gueguen *et coll.*, 1998; Sartori *et coll.*, 2001; Doglioni *et coll.*, 2004; Jolivet *et coll.*, 2006; Prada *et coll.*, 2016).

). Des observations récentes révèlent cependant que la marge orientale de la Sardaigne était déjà segmentée en horsts et grabens pendant le MSC et impliquent que le MSC s'est produit après la fin du rifting ( Lymer *et al.*, 2018 ).

Sur l'étagère, le MES approfondit progressivement depuis la côte vers le bassin de Sardaigne Est ( Lymer *et al.*, 2018 ; . La figure 1B ). Là, le MES affiche des morphologies rugueuses et en forme de vallée ( figures 1B et 3B-2 ). L'unité basale-pliocène, caractérisée par sa faible amplitude / faciès sismique presque transparent, est directement située au-dessus du MES et remplit les paléo-vallées du MSC. La profondeur d'incision des vallées MSC est généralement inférieure à 100 m (en supposant une vitesse interne moyenne de 2000 m / s dans l'unité PQ). La paléo-vallée principale du MSC a incisé la série pré-MSC d'environ 280 m ( Fig. 3B-2 ). En descente, le MES est nettement plus lisse ( Fig. 3B-1 ). Il passe latéralement à l'unité MSC (UU) près du fond du bassin Est-Sardaigne à 2,9 s twtt., Soit à environ 2,3 km de profondeur. Le MES existe ainsi beaucoup plus profondément que sur le promontoire des Baléares, montrant un recouvrement de l'UU à une profondeur compatible avec celle habituellement observée autour des marges nord-ouest de la Méditerranée ( soit 2 à 3 km, Lofi *et al.*, 2011 ; Leroux *et coll.*, 2019 ). L'unité clastique, largement présente dans d'autres bassins méditerranéens, n'est visible que très localement dans notre zone d'étude, le long du flanc de certains sommets structuraux.

## 4 unités MSC terrestres et surfaces d'érosion

### 4.1 Île d'Ibiza, Baléares

À la fin du Miocène (phase post-bétique), seule une petite zone du nord-est d'Ibiza a enregistré une sédimentation marine peu profonde et une transition vers des dépôts continentaux (Durand-Delga *et coll.*, 1993 ). Nous avons identifié les quatre unités sédimentaires suivantes du Miocène tardif au Plio-Plio-Pléistocène (U1-U4), de bas en haut ( figures 4A et 5A ) ( Lézin *et al.*, 2014, 2017 ).

Fig. 4

Images montrant la surface d'érosion de la marge à terre. A. La partie nord-est de l'île d'Ibiza. A-1: Carte montrant l'extension de l'unité U4 Plio-Plio-Pléistocène remplissant les vallées messiniennes (MNE de la topographie actuelle). A-2: Incision du MES dans les unités du Miocène U1 et U2 à Portinatx (île d'Ibiza), montrant une petite vallée remplie de dépôts du Pliocène (localisation sur la carte 4A-1). A-3: Vue rapprochée du MES à Portinatx. A-4: MES incisant des roches mésozoïques (étoile noire située sur la carte 4A-1). B. Orosei, centre-est de la Sardaigne. B-1: Carte géologique schématique de la région d'Orosei avec la localisation des affleurements marins du Pliocène (modifiée de Beccaluva *et coll.*, 1983) et l'emplacement de la vallée MSC. B-2a: Site de Chiesa (localisation sur la carte 4B-1): lits nivelés de dépôts torrentiels mal triés au sommet du socle granitique (granit recouvert d'une couche de blocs angulaires granitiques chaotiques provenant d'avalanches de roches). Ligne pointillée noire: discordance entre le socle paléozoïque et les dépôts continentaux du Miocène (discordance alpine-pyrénéenne). B-2b: Les dépôts continentaux du Miocène sont incisés par une surface d'érosion qui est recouverte par les dépôts marins du Pliocène. Cette surface d'érosion est donc attribuée au MES (en rouge). B-3: Site de Fiuli (emplacement sur la carte 4B-1): Sédiments sableux marins peu profonds du Pliocène reposant en discordance sur le socle pré-néogène (ligne rouge: MES). B-4: Vue du MES (ligne rouge) sous les dépôts marins du Pliocène sur le site d'Onifai (emplacement sur la carte 4B-1).

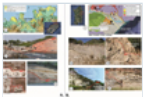
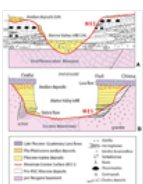


Fig. 5

Représentation schématique de la stratigraphie terrestre illustrant la relation géométrique entre les unités pré- et post-MSC au-dessus et au-dessous du MES. La figure 4A montre le croquis d'Ibiza: des unités du Miocène tardif déposées en discordance sur un socle carbonaté mésozoïque et le MES dessinant une vallée remplie d'U4, comme à Portinatx. 4B présente le croquis de la Sardaigne Est: différents types de sous-sol érodé, des détritiques réduits du Miocène pré-MSC (?) Témoins de la continentalisation et du Pliocène marin bien développé remplissant le MES. Voir la figure 3 pour les emplacements.



#### 4.1.1 Description

L'unité U1 est principalement composée de calcaires riches en fossiles (foraminifères benthiques, coraux, rhodolithes, vermétides, céridithides...) et localement de calcaires riches en Cnidaires avec d'abondants *Tarbellastrea* sp. accumulés dans des environnements marins peu profonds ( Fig. 5A ).

L'unité U2 de forme conique met en place le long des failles N70 ° à N 110 °. La partie proximale des ventilateurs alluviaux sédimentaires est composée de matériel détritique polygénique (métrique à plurimétrique) issu de l'érosion du socle mésozoïque. La partie médiane de l'éventail est caractérisée par des couches décimétriques composées de galets centimétriques subangulaires qui alternent avec des conglomérats à des grès grossiers à granulométrie normale, des siltstones roses avec des traces de microcodium et de racines ( Fig.5A ) et des marnes avec des foraminifères benthiques bien conservés et des foraminifères planctoniques retravaillés. Les canaux fluviaux tressés, les paléosols hydromorphes et les dépôts d'inondation en nappe attestent des conditions continentales et / ou côtières, tandis que le contenu paléontologique des argilites avec des foraminifères indique un milieu marin. Dans la partie distale, seul le milieu marin peu profond est enregistré. L'unité U2 est une unité clastique mise en place par des processus gravitationnels et fluviaux en milieu littoral permettant l'édification des cônes alluvionnaires côtiers. Elle est contrôlée par le développement de failles extensionnelles syn-sédimentaires ( Lézin *et al.*, 2017 ).

L'unité U3 est principalement carbonatée avec de la pierre à grain oolithique et des microbialites (stromatolites et thrombolites, figure 5A ) développées en milieu marin peu profond. Ces dépôts sont déformés par des structures de boudinage synsédimentaires à grande échelle (Odonne *et coll.*, 2019 ) et sont localement recouvertes par des séries marneuses avec des traces de racines, des microcodiums attestant leur origine continentale (paléosol).

Une importante surface d'érosion et de karstification incise ces trois unités ( figures 4A-2 et 4A-3 ), jusqu'aux unités mésozoïques sous-jacentes ( figure 4A-4 ). Cette surface d'érosion / dissolution est localement couverte par l'unité U4 formée par des calcarénites marines peu profondes avec des gastéropodes, des foraminifères benthiques et planctoniques ( *ex: Globorotalia puncticulata* et *Globigerinoides extremus* déterminés par F.Sierro, voir Lézin *et al.*, 2017 ), algues rouges ou sables biodétritaux avec des grains bien triés, des gastéropodes *Helix* et des litières croisées avec un pendage supérieur à 30 ° témoignant d'un contexte de dépôt éolien ( figures 4A et 5A ).

#### 4.1.2 Interprétation

Les unités du Miocène présentent des caractéristiques communes avec d'autres unités tortoniennes-messiniennes connues à Majorque ou dans les bassins périphériques espagnols du MSC comme dans le bassin de Sorbas. L'unité 1 présente de fortes similitudes de faciès avec le complexe récifal décrit précédemment dans le bassin de Majorque (Pomar *et coll.*, 1996 ,Pomar, 2001 ) et pourrait donc être d'âge du tortonien tardif au messinien inférieur. De par son faciès caractéristique, l'Unité 3 peut être interprétée comme le TCC (Terminal Carbonate Complex) trouvé ailleurs en Espagne (Esteban *et coll.*, 1996 ;Riding *et coll.*, 1999 ;Cornée *et coll.*, 2004 ;Braga *et coll.*, 2006 ;Soria *et coll.*, 2008 ;Roveri *et coll.*, 2009 ;Lugli *et coll.*, 2010 ), et datée de 5,67 à 5,54 ma (Bourillot *et coll.*, 2010 ). Les deux unités 1 à 3 ont été déposées en eau peu profonde ou en milieu côtier et enregistrent une tendance générale transgressive.

Après le dépôt du TCC (Unité 3), le développement des paléosols et l'importante surface d'érosion et de karstification attestent d'une baisse relative importante du niveau de la mer. L'U4 marin a été échantillonné et contient des foraminifères planctoniques attribués au Pliocène inférieur (moins de 4,7 ma). L'unité marine U4 enregistre un renoyage, avec un niveau de la mer proche de celui enregistré lors du dépôt du TCC, qui doit être lié au renoyage régional de Zanclean du bassin méditerranéen occidental à la fin du MSC.

Les sables biodétritaux éoliens ont été attribués au Pléistocène supérieur à moyen à Cala Xuclar ( Fig. 4A-1 ;Del Valle *et coll.*, 2016 ). De plus, si U4 est principalement trouvé localement sur le MES dans les vallées creusées dans les unités ci-dessus ( Fig.4A ), il repose également sous forme de couches minces au sommet des falaises du Miocène supérieur, atteignant l'altitude de 60 m et attestant le haut relatif Niveau de la mer pliocène. Selon Miller *et coll.* (2005) , le niveau supérieur de la mer de Zanclean était à 20 m au-dessus du niveau actuel de la mer. Compte tenu de ces valeurs, un éventuel soulèvement d'environ 40 m devrait être envisagé.

Nous supposons donc que l'exondation est liée au pic de la crise de salinité messinienne, correspondant au rabattement du MSC. La forte érosion et la karstification qui en résultent des séries du Miocène supérieur et du Mésozoïque sont donc le MES ( Fig. 4A-3 ), qui a creusé quelques petites vallées puis comblées par la partie marine de U4 (Pliocène précoce). Les vallées côtières sont corrélées aux rentrants côtiers, appelés «calas» en Espagne, qui reflètent le paysage actuel ( Fig. 4A-1 ). Ce réseau d'érosion diffuse messinienne onshore, en raison de l'absence d'un important système de drainage à Ibiza, doit être relié au MES observé sur le domaine amont offshore d'Ibiza.

## 4.2 Région d'Orosei, est de la Sardaigne

Des études récentes sur le terrain visaient à identifier et à caractériser la surface d'érosion sous les dépôts marins du Pliocène dans la région d'Orosei, le long de la rivière Cedrino, à l'est de la Sardaigne ( Fig. 4B ).

#### 4.2.1 Description

Dans cette zone, le socle pré-néogène est principalement constitué de roches granitiques hercyniennes et de schistes mineurs avec localement une couverture sédimentaire du Mésozoïque au début du Cénozoïque (principalement des calcaires de plate-forme) qui a été déformée au cours de l'orogénie pyrénéo-alpine (Dieni *et coll.*, 2008 ). Le socle pré-néogène le long de la vallée de Cedrino est recouvert d'amont en aval par des blocs chaotiques, suivis par des accumulations de conglomérats et de brèches polygéniques ou monogéniques et de grès grossiers arénacés atteignant jusqu'à 40 m d'épaisseur. Ces dépôts clastiques évoluent vers le haut et latéralement (vers le littoral actuel) pour devenir des dépôts torrentiels puis fluviaux avec des séquences de sable canalisé et de galets arrondis ( figures 4B-2 et 4 ). Ces dépôts clastiques continentaux sont observés localement inconformables sur les calcaires de l'Éocène, et ils sont considérés comme du Miocène en âge sur la base de faciès similaires dans d'autres régions de la Sardaigne (Calvino *et coll.*, 1972 ; Dieni *et coll.*, 2008 ). Ils sont profondément incisés par une vallée Paléo-Cedrino, puis remplis de dépôts marins de sable fin, au début du Pliocène ( Giresse *et al.*, 2015 ; Fig. 5B ). La surface d'érosion recoupe non seulement les clastiques du Miocène, mais incise également le socle mésozoïque et paléozoïque (socle pré-néogène, figures 4B-3 et 4B-4 ). Sur cette discontinuité majeure, l'unité sédimentaire du Pliocène débute localement avec de minces dépôts de coulées de débris. Les blocs de sous-sol retravaillés par les coulées de débris comprenant des éléments de calcaire nummulitique de l'Éocène dans une matrice marine à grain fin comprenant des bioclastes et des foraminifères (Fig. 4B-4 ) ou dominée par des clastes granitiques ( Fig. 4B-3 ). La sédimentation évolue rapidement vers une formation marine de sable fin ( Fig. 5B ), jusqu'à 30 m d'épaisseur, fortement bioturbée et contenant occasionnellement des lits de gravier de coquille, de 20 à 30 cm d'épaisseur. Il comprend principalement des huîtres, des pectens, des épines d'oursins, des gastéropodes et diverses microfaunes benthiques et planctoniques qui ont permis d'affiner l'âge des dépôts marins les plus anciens exposés sur la surface de l'érosion ( Fig. 4B-3 ). La présence et l'occurrence courante de *Globorotalia punctulata* (FO 4,52 Ma; LO 3,57 Ma; Sierro *et coll.*, 2003 ) dans les lits basaux de la formation marine du Pliocène atteste d'un âge inférieur à 4,52 Ma pour cette formation ( Giresse *et al.*, 2015 ). Ces dépôts du Pliocène sont recouverts par des coulées de lave du Pliocène tardif au Quaternaire qui ont permis la préservation des dépôts du Pliocène ( Calvino *et al.*, 1972 ; Beccaluva *et al.*, 1983 ; figures 4B-3 et 5B ).

#### 4.2.2 Interprétation

Les coupes observées montrent que la principale surface d'érosion correspond localement à un écart stratigraphique entre les dépôts de l'Éocène et du Pliocène inférieur. La discordance post-tectonique de l'orogénie pyrénéo-alpine est comprise dans cet intervalle de temps. Cependant, dans certaines localités ( *par exemple* «Chiesa», Fig. 4B-2 ), la surface d'érosion pré-pliocène incise également des dépôts clastiques continentaux du Miocène qui se trouvent en discordance sur le socle post-orogénique. Ainsi, il existe deux surfaces d'érosion successives dans la région d'Orosei: la première étant liée à la fin de l'orogénèse alpine-pyrénéenne en Sardaigne à l'Éocène supérieur ( *par exemple* Dieni *et al.*, 2008 ), il y a environ 40 à 35 Ma ( Fig. 4B-2a), et le second, positionné stratigraphiquement entre les dépôts du Miocène et du début du Pliocène ( Fig. 4B-2b ), s'étant développé lors de l'événement messinien principal. Cette deuxième surface remarquable est donc interprétée comme le MES ( Fig. 5B ).

## 5 Discussion-implications

### 5.1 Exposition subaérienne et déstabilisation par gravité

Le MES est lié aux processus continentaux et s'est donc produit dans des conditions subaériennes. Les deux zones d'étude présentent des différences mais aussi des similitudes. Sur l'île d'Ibiza, la baisse relative majeure du niveau de la mer est enregistrée après le dépôt du TCC (unité U3) et se traduit par des marqueurs continentaux: le MES et localement la formation de paléosols au sommet du TCC ( Lézin *et al.*, 2017 ). Un changement de niveau de la mer de grande amplitude est également considéré comme un déclencheur probable d'instabilités dues à la gravité telles que la déformation douce en flexion affectant U3 ( Odonne *et al.*, 2019). S'il est difficile d'apprécier la chronologie exacte entre le MES, les instabilités de gravité en contexte continental et les paléosols, ils sont tous postérieurs aux dépôts marins du Miocène supérieur et ils sont tous des preuves d'événements subaériens pendant un intervalle de temps lié au bas-peuplement. niveau de la mer (pic MSC). La déformation gravitationnelle doit être considérée en relation avec les processus à grande échelle d'effondrement des marges lors de l'abaissement du niveau de la mer messinienne, proposés ailleurs dans le bassin méditerranéen ( Lofi *et al.*, 2005 ; Del Olmo *et coll.*, 2011 ; Bache *et coll.*, 2015 ; Cameselle *et Urgeles*, 2017 ; Micallef *et coll.*, 2018 ). Si une telle déstabilisation subaérienne a été mise en évidence sur les pentes offshore, des exemples similaires du plateau restent mal documentés, sauf là où des évaporites PLG sont présentes dans la succession pré-MSU du Miocène tardif, permettant le vol à voile (Chypre: Orszag-Sperber *et coll.*, 2009 ; Sorbas: Bourillot *et al.*, 2010 ; Clauzon *et coll.*, 2015 ). Sur la marge orientale de la

Sardaigne, la plus jeune série marine pré-MSC est d'âge Éocène. Par conséquent, nous supposons que l'exondation a duré longtemps et que le dépôt clastique continental du Miocène aurait pu commencer avant la fin du Miocène et ainsi, il ne peut sans doute être uniquement lié au pic MSC mais aussi à une phase d'érosion plus longue. Dans la marge ouest de la Sardaigne, comme dans le golfe d'Oristano, il existe des calcaires marins du Miocène supérieur appartenant au TCC, et un plateau karstique qui s'est développé à leur sommet a également été interprété comme le MES ( [Cornée et al. , 2008](#) ). De plus, les similitudes du Pliocène marin remplissant le MES dans les deux zones d'étude favorisent l'interprétation d'au moins la partie supérieure du clastique continental d'Orosei comme marqueurs de l'intervalle de temps de continentalisation MSC.

Dans les bassins périphériques (Boudinar au Maroc, Sorbas à terre en Espagne), le MES s'est également avéré se former dans des environnements subaériens au-dessus du TCC. Sa géométrie n'est que localement bien préservée, lorsqu'elle est recouverte par des clastiques continentaux déposés avant le renouveau de Zanclean ( [Do Couto et al. , 2015](#) ; [Clauzon et coll. , 2015](#) ; [Cornée et coll. , 2016](#) ), avec des incisions suggérant qu'un réseau fluvial a façonné le paysage au sommet du MSC. Les coulées de débris ( [Fig. 5B](#) ) déposées au-dessus de la surface d'érosion dans l'est de la Sardaigne semblent être l'équivalent de ces dépôts continentaux.

En mer, des instabilités de gravité sont également observées sur le domaine de pente des Baléares au sein de l'unité MSC ( [Fig.3B](#) ; [Maillard et al. , 2014](#) ), mais elles montrent une déformation du radeau typique des processus de glissement qui pourrait s'expliquer par une nature évaporitique du MSC unité (BU dans ce cas). Certaines unités détritiques minces ont été signalées localement sur la pente inférieure ( [Maillard et al. , 2006](#) ) interprétées comme des dépôts d'effondrement marin à grande échelle ( [Cameselle et Urgeles, 2017](#) ). Des unités détritiques minces et locales similaires sont également enregistrées le long de la marge de la Sardaigne ( [Lymer et al. , 2018](#) ) à l'extérieur de la profonde vallée d'Orosei. Dans les deux zones, les détritiques sont peu développés au large, principalement en raison de l'absence de grands réseaux de drainage des îles (Sardaigne et Baléares). Une autre raison de cette rareté des dépôts détritiques pourrait être la déstabilisation à terre mise en évidence par les dépôts gravitaires piégeant les sédiments en amont avec de faibles déplacements horizontaux. Dans les endroits où ils apparaissent au large, les plastiques sont souvent intercalés dans les unités MSC. Ils passent latéralement au MES, prouvant une fois de plus le caractère polygénique de l'érosion onshore et sur les pentes, durant tout le pic de Crise de Salinité.

## 5.2 Signification de la profondeur du MES

La limite des dépôts MES / MSC au large apparaît de 500 à 1000 m de profondeur sur les pentes d'Ibiza alors qu'elle se produit à environ 2000 à 2500 m de profondeur sur la marge orientale de la Sardaigne ( [Fig. 1B](#) ). La profondeur est également différente de chaque côté de l'île d'Ibiza, plus profonde du côté de Valence qui est reliée à des bassins plus profonds, moins profonde du côté des Baléares où les sous-bassins MSC sont perchés à différentes profondeurs sur le promontoire. Ces petits sous-bassins de profondeur intermédiaire auraient pu être partiellement fermés et déconnectés des évaporites des bassins profonds ( [Driussi et al. , 2015](#) ), au moins pour les précipitations de l'UG ( [Fig.1](#) ), étayant l'hypothèse de profondeur différente pour le dépôt des évaporites (hypothèse de sous-bassins étagés, [Cita et Ryan, 1978](#) ; [Ryan, 2008](#) ; [Maillard et coll. , 2014](#) ; [Roveri et coll. , 2014](#) ; [Pellen et coll. , 2016](#) ). Les dépôts terrestres du Miocène tardif du nord-est de l'île d'Ibiza, actuellement à une hauteur de 0 à 30 m, se sont formés dans l'environnement proche du rivage, éliminant la possibilité d'un grand mouvement vertical post-MSC qui aurait pu expliquer la profondeur différente actuelle des évaporites des deux côtés de l'île. Un éventuel soulèvement maximal de 40 m de l'unité 4 minimise également les éventuels mouvements verticaux. Ceci est conforme aux résultats préliminaires du backstripping sur le promontoire des Baléares montrant que la paléo-topographie pré-MSC n'était pas très différente de la bathymétrie actuelle ( [Mas et coll. , 2018](#) ; [Heida et coll. , 2019](#) ). En Sardaigne orientale, le rifting a été achevé dès le début du MSC, et a abouti à l'isolement du bassin de la Sardaigne orientale, donc déjà profond pendant le MSC. Une certaine réactivation post-rift s'est produite localement dans ce domaine, mais seuls des mouvements verticaux mineurs ont affecté la marge après le début de la propagation océanique dans le bassin profond ( *par exemple*, [Lymer et al. , 2018](#) ). Il faut donc supposer que les unités sédimentaires MSC se sont développées en plusieurs terrasses mises en place lors du rifting.

Par conséquent, les deux zones d'étude soutiennent l'hypothèse de l'existence de sous-bassins perchés à différentes profondeurs pendant la Crise, éventuellement remplis de différentes successions d'évaporites et éventuellement de manière diachronique. Avec l'érosion subaérienne, ce sont des arguments en faveur de la déconnexion de certains sous-bassins au plus fort de la crise, incompatibles avec le niveau élevé de la mer, au moins pendant toute la durée de la crise. Pour conclure, lors du MSC, les deux zones étaient d'ailleurs dans un contexte post-tectonique: post compression bétique pour Ibiza et rifting post-Tyrrhénien pour la marge Est de la Sardaigne. La déformation tectonique existe localement mais est régionalement faible au cours du Miocène / Pliocène supérieur et, contrairement aux explications proposées ( [Roveri et coll. , 2019](#) ), les mouvements verticaux (soulèvement / affaissement) ne sont pas le principal mécanisme de déclenchement, du moins à grande échelle, pour expliquer la profondeur différente actuelle des gisements MSC. Néanmoins, le rebond isostatique doit être pris en compte dans le scénario MSC (comme indiqué dans [Rabineau et coll. , 2014](#) ) et les mouvements verticaux seront soigneusement étudiés dans le projet



intégré SALTGIANT - Comprendre le géant du sel méditerranéen [Actions Marie Skłodowska-Curie - Réseaux de formation innovants (ITN)].

## 6. Conclusion

Le MES, surface d'érosion des marges de la crise de salinité messinienne, est décrit pour la première fois sur les terres d'Ibiza et de la Sardaigne orientale dans la région d'Orosei, montrant son existence à l'intérieur des terres en dehors des grands systèmes fluviaux et en dehors des bassins périphériques. Dans les deux cas, le MES s'étend au large et passe latéralement aux unités MSC en aval de la pente, la profondeur de la transition étant différente dans chaque marge. Cela démontre également sur terre le caractère polygénique de l'érosion qui a été proposée pour le MES offshore.

Dans les deux cas, le MES est recouvert de sédiments marins du Pliocène et du Plio-Pléistocène éolien, particulièrement bien observés dans les vallées. Dans la région d'Orosei, les coulées de lave du Pliocène supérieur au quaternaire ont permis de préserver ces dépôts tandis qu'à Ibiza, des dépôts marins du Pliocène se sont produits localement, remplissant de petites vallées et recouvrant le sommet des falaises du Miocène supérieur.

L'érosion est incisée dans diverses unités allant de l'unité pré-MSc jusqu'au sous-sol dans les deux cas. Sur l'île d'Ibiza, les incisions ont affecté les séries du Mésozoïque et du Miocène tardif marines sus-jacentes identifiées comme des unités régionales connues. L'érosion est clairement post-TCC. Sur les terres de l'est de la Sardaigne, il a affecté les unités du Mésozoïque et du Paléogène, mais les unités marines du Miocène tardif sont absentes.

Le MES formé lors du pic MSC est une surface d'érosion subaérienne comme en témoignent les évidences d'événements de continentalisation: karstification de la surface, détritifs et dépôts continentaux liés aux instabilités de gravité, mise en place de dunes éoliennes et de paléosols à terre. Ces dépôts continentaux minces et locaux fournissent de nouvelles preuves d'une phase de régression et, le cas échéant, ont préservé la géométrie originale du MES.

## Remerciements

Les auteurs remercient le programme INSU «Action Marges» pour le soutien financier de ce projet. Les auteurs remercient G. Mas-Gornal pour avoir partagé des discussions à Ibiza sur le terrain et Francisco Sierrro pour la détermination des foraminifères. Aloe Hok-Schlagenhaut a post-édité le style anglais qui a profondément enrichi le manuscrit. Nous souhaitons également exprimer notre gratitude à Marina Rabineau et à un critique anonyme qui ont fourni des commentaires très utiles qui ont grandement amélioré le manuscrit.

## Les références

Bache F, Olivet JL, Gorini C, Rabineau M, Baztan J, Aslanian D, *et al.* 2009. Crises d'érosion et de salinité messiniennes: vue du bassin provençal (Golfe du Lion, Méditerranée occidentale). *Earth Planet Sci Lett* 286: 139-157. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Bache F, Popescu SM, Rabineau M, Gorini C, Suc JP, Clauzon G, *et al.* 2012. Un processus en deux étapes pour le renoyage de la Méditerranée après la crise de salinité messinienne. *Basin Res* 24: 125-153. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Bache F, Gargani J, Suc JP, Gorini C, Rabineau M, Popescu SM, *et al.* 2015. Dépôt d'évaporite messinienne lors de l'élévation du niveau de la mer dans le golfe du Lion (Méditerranée occidentale). *Marine and Petroleum Geology* 66: 262-277. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Barber PM. 1981 Érosion subaérienne messinienne du delta du Proto-Nil. *Marine Geology* 44: 253-272. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Beccaluva L, Campredon R, Feraud G, Macciotta G. 1983. Etude des relations entre volcanisme plio-quaternaire et tectonique en Sardaigne à l'aide de l'analyse structurale des dykes. *Bull Volcanol* 46 (4): 365-379. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Bourillot R, Vennin E, Rouchy JM, Durllet C, Rommevaux V, Kolodka C, *et al.* 2010. Structure et évolution d'une plateforme siliclastique de carbonates mixtes messiniens: le rôle des évaporites (Bassin de Sorbas, sud-est de l'Espagne). *Sedimentology* 57: 477-512. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

- Braga JC, Martin JM, Riding R, Aguirre J, Sanchez-Almazo IM, Dinares-Turell J. 2006. Modèles de test pour la crise de salinité messinienne: le record messinien à Almería, SE Espagne. *Géologie sédimentaire* 188-189: 131–154. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Calvino F, Dieni I, Ferasin F, Piccoli G. 1972. Note illustrative alla Carta Geologica de Italia, Foglio 195-Orosei (Sardegna), Roma, pp. 9–39. [[Google Scholar](#)]
- Cameselle AL, Urgeles R. 2017. Effondrement de la marge à grande échelle pendant le rabattement précoce du niveau de la mer messinien: le creux sud-ouest de Valence, nord-ouest de la Méditerranée. *Basin Research* 29: 576–595. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Chumakov I. 1973. Dépôts du Pliocène et du Pléistocène de la vallée du Nil en Nubie et en Haute Égypte. Dans: Ryan WBF, Hsü KJ, *et al.*, éd. *Rapport initial du projet de forage en haute mer*, vol. 13. Washington: US Government Printing Office, pp. 1242–1243. [[Google Scholar](#)]
- CIESM, Anton J, CaGatay MN, De Lange G, Flecker R, Gaullier V, Gunde-Cimerman N, *et al.* 2008. Résumé exécutif. Dans: Briand F, éd. *La crise de salinité messinienne des méga-dépôts à la microbiologie - Un rapport de consensus*, Monographies d'atelier CIESM, vol. 33, pp. 7–28. [[Google Scholar](#)]
- Cita M, Ryan W. 1978. Surfaces d'érosion messiniennes en Méditerranée. *Marine Geology* 27: 193–365. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Clauzon G. 1973. L'hypothèse eustatique et le découpage pré-pliocène de la vallée du Rhône. Dans: Ryan WBF, Hsü KJ, éd. *Rapport initial du projet de forage en haute mer*, pp. 1251–1256. [[Google Scholar](#)]
- Clauzon G. 1982. Le canyon Messinien du Rhône: une preuve décisive du «modèle de bassin profond desséché» (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bull Soc Géol Fr* 24 (3): 597–610. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Clauzon G, Suc JP, Do Couto D, Jouannic G, Melinte-Dobrinescu MC, Jolivet L, *et al.* 2015. Nouvelles perspectives sur le bassin de Sorbas (SE Espagne): La référence onshore de la crise de salinité messinienne. *Marine and Petroleum Geology* 66: 71–100. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Cornée JJ, Saint Martin JP, Conesa G, Münch P, André JP, Saint Martin S, *et al.* 2004. Corrélations et modèle stratigraphique de séquence pour les plates-formes carbonatées messiniennes de la Méditerranée occidentale et centrale. *Journal international des sciences de la terre* 93: 621–633. [[Google Scholar](#)]
- Cornée JJ, Maillard A, Conesa G, Garcia F, Saint Martin JP, Sage F, *et al.* 2008. Reconstruction onshore à offshore de la surface d'érosion messinienne dans l'ouest de la Sardaigne, Italie: implications MSC. *Géologie sédimentaire* 210 (1-2): 48–60. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Cornée JJ, Münch P, Achalhi M, Merzeraud G, Azdimousa A, Quillévéré F, *et al.* 2016. La surface d'érosion messinienne et le débordement précoce du Pliocène dans la mer d'Alboran: nouvelles perspectives du bassin Boudinar, Maroc. *Géologie sédimentaire* 333: 115–129. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Del Olmo WM. 2011. Le Messinien dans le golfe de Valence et la mer d'Alboran (Espagne): implications paléogéographiques et paléocéanographiques. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 24: 1–22. [[Google Scholar](#)]
- Del Valle L, Gomez-Pujol LJ, Fornos J, Timar-Gabor A, Anechiteie-Deacu V, Pomar F. 2016. Champs de dunes du Pléistocène moyen à tardif dans les paramètres de la côte rocheuse à Cala Xuclar (Eivissa, Méditerranée occidentale): Reconnaissance, architecture et chronologie de la luminescence. *Quaternaire International*. [[Google Scholar](#)]
- Dieni I, Massari F, Médus J. 2008. Âge, environnement de dépôt et valeur stratigraphique du conglomérat de Cuccurue Flores: aperçu de l'évolution géodynamique du Paléogène au Miocène précoce de la Sardaigne. *Bull Soc Géol France* 179: 51–72. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Do Couto D, Gumiaux C, Jolivet L, Augier N, Le Bret Folcher N, Jouannic G, *et al.* 2015. Modélisation 3D du Bassin de Sorbas (Espagne): Nouvelles contraintes sur la morphologie de la surface érosionnelle messinienne. *Marine and Petroleum Geology* 66: 101–116. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Dogliani C, Innocenti F, Morellato C, Procaccianti D, Scrocca D. 2004. Sur l'ouverture de la mer Tyrrhénienne. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia* 64: 147–164. [[Google Scholar](#)]

Driussi O, Maillard A, Ochoa D, Lofi J, Chanier F, Gaullier V, *et al.* 2015. Dépôts de crise de salinité messinienne répandus sur le promontoire des Baléares: aperçu des nouvelles données sismiques à haute résolution. *Marine and Petroleum Geol* 66: 41–54. DOI: [10.1016 / j.marpetgeo.2014.09.008](#) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Durand-Delga M, Freneix S, Magné J, Méon H, Rangheard Y. 1993. La série saumâtre et continentale d'âge Miocène moyen et supérieur d'Eivissa (ex-Ibiza, Baléares). *Acta Geol Hisp Barcelona* 28 (1): 33–46. [[Google Scholar](#)]

Esteban M. 1979. Importance des récifs coralliens du Miocène supérieur de la Méditerranée occidentale. *Paléogéographie, paléoclimatologie, paléoécologie* 29: 169–188. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Esteban M, Braga JC, Martin JC, Santisteban C. 1996. Un aperçu des récifs miocènes des zones méditerranéennes: tendances générales et modèles de faciès. Dans: Franseen EK, Esteban M, Ward W, Rouchy JM, eds. *Modèles pour la stratigraphie carbonatée des complexes récifaux du miocène de la Méditerranée* . SEPM Concepts Sedimentol Paleontol, vol. 5, pp. 3–53. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Escutia C, Maldonado A. 1992. Implications paléogéographiques de la surface messinienne dans le creux de Valence, au nord-ouest de la mer Méditerranée. Dans: Banda E, Santanach P, eds. *Géologie et géophysique du creux de Valence, Méditerranée occidentale*. *Tectonophysics* 203: 263–284. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Field ME, Gardner JV. 1991. Gorges de Valence: possible canal de remplissage messinien pour la Méditerranée occidentale. *Geology* 19: 1129–1132. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Garcia M, Maillard A, Aslanian D, Rabineau M, Alonso B, Gorini C, *et al.* 2011. La marge catalane pendant la crise de salinité messinienne: physiographie, morphologie et enregistrement sédimentaire. *Marine Geology* 284: 158–174. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Gaullier V, Chanier F, Lymer G, Vendeville B, Maillard A, Thinin I, *et al.* 2014. Tectonique du sel et tectonique crustale le long de la marge orientale de la Sardaigne, Tyrrhénienne occidentale: nouvelles perspectives de la croisière «METYSS 1». *Tectonophysique* 615–616: 69–84. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Gautier F, Clauzon G, Suc JP, Cravatte J, Violenti D. 1994. Age et durée de la crise de salinité messinienne. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris* 318 (2): 1103–1109. [[Google Scholar](#)]

Giresse P, Bassetti MA, Chanier F, Gaullier V, Maillard A, Thinin I, *et al.* 2015. Environnement de dépôt et âge de certains dépôts clés du Pliocène tardif au Quaternaire précoce sur la paleovalley sous-remplie de Cedrino (Orosei): aperçu de l'évolution géodynamique néogène de la Sardaigne. *Quaternary International* 357: 220–236. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Gueguen E, Dogliani C, Fernandez M. 1998. Sur l'évolution géodynamique post-25 Ma de la Méditerranée occidentale. *Tectonophysics* 298: 259–269. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Guennoc P, Gorini C, Mauffret A. 2000. Histoire géologique du golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne. *Géol France* 3: 67–97. [[Google Scholar](#)]

Gvirtzman Z, Manzi V, Calvo R, Gavrielli I, Gennari R, Lugli S, *et al.* 2017. Surface de troncature intramessinienne dans le bassin du Levant expliquée par une dissolution subaquatique. *Geology* 45: 915–918. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Hardie LA, Lowenstein TK. 2004. La mer Méditerranée s'est-elle asséchée pendant le Miocène? Une réévaluation des preuves d'évaporite des cœurs DSDP Legs 13 et 42A. *Journal de Sed. Recherche* 74: 453–461. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Heida H, Garcia-Castellanos D, Jimenez-Munt I, Maillard A, Lofi J, Raad F. 2019. Topographie du promontoire des Baléares pendant la crise de salinité messinienne: réponse isostatique à la dessiccation et au dépôt d'évaporite. In: *CONFÉRENCE TOPO-EUROPE, 5-10 mai 2019, Grenade*. [\[Google Scholar\]](#)

Hsü KJ, Ryan WBF, Cita MB. 1973. Dessiccation de la Méditerranée au Miocène supérieur. *Nature* 242: 240-244. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Jolivet L, Augier R, Robin C, Suc JP, Rouchy JM. 2006. Contexte géodynamique à l'échelle lithosphérique de la crise de salinité messinienne. *Géologie sédimentaire* 188-189: 9-33. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Lanaja JM. 1987. Contribution de l'exploration pétrolière au conocimiento de la geologia de España. Madrid: IGME. Serv. Éditeurs Minnis. Industri. Energ. [\[Google Scholar\]](#)

Leroux E, Rabineau M, Aslanian D, Gorini C, Bache F, Moulin M, *et al.* 2015. Evolution post-rift de la marge du Golfe du Lion testée par modélisation stratigraphique. *Bulletin de la Société Géologique de France* 186: 291-308. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Leroux E, Aslanian D, Rabineau M, Gorini C, Rubino JL, Poort J, *et al.* 2019. ATLAS des marqueurs stratigraphiques en Méditerranée occidentale avec un focus sur le Messinien, le Pliocène et le Pléistocène du Golfe du Lion, 77 p. + DVD, éditeurs CCGM-CGMW. DOI: [10.14682 / 2019GULFLIONATL](https://doi.org/10.14682/2019GULFLIONATL) . [\[Google Scholar\]](#)

Lézin C, Driussi O, Bourillot R, Maillard A, Chanier F, Odonne F. 2014. Le Miocène terminal de l'île d'Ibiza: étude des dépôts liés à la crise messinienne. Affiche, 24<sup>e</sup> Réunion des Sciences de la Terre (RST), 27-31 octobre, Pau. [\[Google Scholar\]](#)

Lézin C, Maillard A, Odonne F, Colinet G, Chanier F, Gaullier V. 2017. Évolution tectono-sédimentaire de la série miocène-pliocène d'Ibiza: nouvelle preuve à terre de la crise de salinité messinienne. IAS octobre 2017, Toulouse. [\[Google Scholar\]](#)

Lofi J, Gorini C, Berne S, Clauzon G, Dos Reis AT, Ryan WBF, Steckler MS. 2005. Processus d'érosion et changements paléo-environnementaux dans l'ouest du golfe du Lion (sud-ouest de la France) pendant la crise de salinité messinienne. *Marine Geology* 217: 1-30. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Lofi J, Deverchère J, Gorini C, Gaullier V, Gillet H, Guennoc P, *et al.* 2011. Atlas des marqueurs de crise de salinité messinienne en Méditerranée et en mer Noire. *Mém Soc Géol Fr* 179: 72, Commission des cartes géologiques du monde. [\[Google Scholar\]](#)

Lofi J *et coll.* 2018. Atlas sismique des marqueurs de crise de salinité messinienne en Méditerranée et en mer Noire, vol. 2, *Mém Soc Géol Fr* 181, et Commission des cartes géologiques du monde, 72 p. [\[Google Scholar\]](#)

Lugli S, Manzi V, Roveri M, Scheiber C. 2010. Le gypse inférieur primaire en Méditerranée: une nouvelle interprétation du faciès pour la première étape de la crise de salinité messinienne. *Paléogéographie, paléoclimatologie, paléoécologie* 297: 83-99. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Lymer G, Lofi J, Maillard A, Thion I, Gaullier V, Sage F, *et al.* 2018. Marqueurs sismiques de la crise de salinité messinienne (MSC) le long de la marge Est-Sardaigne: nouvelles contraintes sur l'évolution de la marge. *Marine Geology* 398: 1-21. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Maillard A, Mauffret A. 2006. Relation entre les surfaces d'érosion et les dépôts de crise de salinité du Miocène supérieur dans le bassin de Valence (nord-ouest de la Méditerranée): preuve d'une baisse précoce du niveau de la mer. *Terra Nova* 18: 321-329. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Maillard A, Gorini C, Mauffret A, Sage F, Lofi J, Gaullier V. 2006. Preuve en mer de l'érosion polyphasée dans le bassin de Valence (nord-ouest de la Méditerranée): scénario de la crise de salinité messinienne. Dans: Rouchy JM, Suc JP, Ferrandini J, eds. *La crise de salinité messinienne revisitée* . *Géologie sédimentaire* 188-189: 69-91. [\[Google Scholar\]](#)

- Maillard A, Driussi O, Lofi J, Briais A, Chanier F, Hübscher C, *et al.* 2014. Un enregistrement complet des balises messiniennes dans la région du sud-ouest de Majorque (Baléares Promontoire, Espagne). *Marine Geol* 357: 304–302. DOI: [10.1016 / j.margeo.2014.10.001](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.10.001) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Malinverno A, Ryan W. 1986. Extension dans la mer Tyrrhénienne et raccourcissement dans les Apennins à la suite de la migration d'arc provoquée par le naufrage de la lithosphère. *Tectonics* 5: 227–245. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Manzi V, Gennari R, Hilgen F, Krijgsman W, Lugli S, Roveri M, *et al.* 2013. Affinement de l'âge de l'apparition de la crise de salinité messinienne en Méditerranée. *Terra Nova* 25: 315–322. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Manzi V, Gennari R, Lugli S, Persico D, Reghizzi M, Roveri M, *et al.* 2018. Le début de la crise de salinité messinienne dans le bassin profond de la Méditerranée orientale. *Terra Nova* 189-198. DOI: [10.1111 / ter.1232530](https://doi.org/10.1111/ter.1232530) . [[Google Scholar](#)]
- Mas GY, le juge Fornós. 2012. La Crisis de Salinidad del Messiniense en la cuenca sedimentaria de Palma (Majorque, Islas Baleares); Le record de crise de salinité messinienne dans le bassin de Palma (Majorque, Baléares). *Geogaceta* 52: 57–60. [[Google Scholar](#)]
- Mas G, Maillard A, Alcover JA, Fornós JJ, Bover P, Torres-Roig E. 2018. Colonisation terrestre des îles Baléares: nouvelles preuves de la baisse du niveau de la mer en Méditerranée pendant la crise de salinité messinienne. *Geology* 46: 527-530. DOI: [10.1130 / G40260.1](https://doi.org/10.1130 / G40260.1) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Mauffret A, Montadert L, Lavergne M, Wilm C. 1978. Contexte géologique et géophysique du site DSDP 372 (Méditerranée occidentale). Dans: Montadert L, Hsü KJ, éd. *Rapports initiaux du projet de forage en haute mer*, vol. 42. Washington DC: US Government Printing Office, pp. 889–896. [[Google Scholar](#)]
- Micallef A, Camerlenghi A, Garcia-Castellanos D, Cunarro Otero D, Gutscher MA, Barreca G, *et al.* 2018. Preuve de la méga inondation de Zanclean dans le bassin méditerranéen oriental. *Rapports scientifiques sur la nature* . DOI: [10.1038 / s41598-018-19446-3](https://doi.org/10.1038 / s41598-018-19446-3) . [[Google Scholar](#)]
- Miller KG, Kominz MA, Browning JV, Wright JD, Mountain GS, Katz ME, *et al.* 2005. L'enregistrement phanérozoïque du changement global du niveau de la mer. *Science* 310: 1293-1298. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Montadert L, Letouzey J, Mauffret A. 1978. Événement messinien: preuves sismiques. Dans: *Rapports initiaux du projet de forage en haute mer*, vol. 42 (1). Washington, DC: gouvernement américain. Printing Office, pp. 1037–1050. [[Google Scholar](#)]
- Ochoa D, Sierro FJ, Lofi J, Maillard A, Flores JA, Suarez M. 2015. Début synchrone des précipitations d'évaporites messiniennes: Premières preuves offshore méditerranéennes. *EPSL* 427: 112-124. DOI: [10.1016 / j.epsl.2015.06.059](https://doi.org/10.1016 / j.epsl.2015.06.059) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Odonne F, Maillard A, Lézin C, Chanier F, Gaullier V, Guillaume D. 2019. Boudinage à grande échelle de la série de plateformes du Miocène tardif déclenché par l'effondrement des marges lors de la crise de salinité messinienne (Ibiza, Espagne). *Marine and Petroleum Geology* 109: 852–867. DOI: [10.1016 / j.marpetgeo.2019.06.058](https://doi.org/10.1016 / j.marpetgeo.2019.06.058) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Orszag-Sperber F, Caruso A, Blanc-Valleron MM, Merle D, Rouchy JM. 2009. Le début de la crise de salinité messinienne: aperçus des sections chypriotes. *Géologie sédimentaire* 217: 52–64. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Pellen R, Aslanian D, Rabineau M, Leroux E, Gorini C, Silenziario C, *et al.* 2016. Le bassin de Minorque: une zone tampon entre les bassins de Valence et de Liguro-Provençal (nord-ouest de la mer Méditerranée). *Terra Nova* 28: 245–256. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Pellen R, Aslanian D, Rabineau M, Suc JP, Gorini C, Leroux E, *et al.* 2019. L'incision de l'Èbre messinien. *Changements mondiaux et planétaires* 181. DOI: [10.1016 / j.gloplacha.2019.102988](https://doi.org/10.1016 / j.gloplacha.2019.102988) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

- Pomar L. 2001. Contrôle écologique de l'hébergement sédimentaire: évolution d'une rampe carbonatée à un plateau bordé, Miocène supérieur, Iles Baléares. *Paléogéographie, paléoclimatologie, paléoécologie* 175 (1-4): 249. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Pomar L, Ward WC, Green DG. 1996. Complexe récifal du Miocène supérieur de la région de Llucmajor, Majorque, Espagne.). Dans: Franseen E, Esteban M, Ward WC, Rouchy JM, eds. *Modèles de stratigraphie carbonatée des complexes récifaux du miocène des régions méditerranéennes*. *Soc Econ Paleontol Mineral*, Concepts in Sedimentology and Palaeontology Serie, 5: 191–225. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Prada M, Ranero CR, Sallarès V, Zitellini N, Grevemeye I. 2016. Exhumation du manteau et séquence des événements magmatiques dans le bassin de Magnaghi - Vavilov (Tyrrhénienne centrale, Italie): Nouvelles contraintes des observations géologiques et géophysiques. *Tectonophysics* 689: 133–142. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Rabineau M, Leroux E, Aslanian D, Bache F, Gorini C, Moulin M, et al. 2014. Quantification de l'affaissement et de l'isostasie à l'aide de marqueurs paléobathymétriques: exemple du golfe du Lion. *EPSL* 388: 353–366. DOI: [10.1016/j.epsl.2013.11.059](#). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Équitation R, Braga JC, Martín JM. 1999. Dessiccation méditerranéenne du Miocène supérieur: topographie et importance de la surface d'érosion de la «crise de salinité» sur terre dans le sud-est de l'Espagne. *Géologie sédimentaire* 123: 1–7. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Roca E. 2001. Le bassin nord-ouest méditerranéen (Bassin de Valence, Golfe du Lion et bassins Liguro-Provençaux): structure et évolution géodynamique. Dans: Ziegler PA, Cavazza W, Robertson AFH, eds. *Mémoire de Peri-Tethys, IGCP 369: Peri Tethyan Rift / Wrench Basins and Passive Margins*. *Mem Mus Natl Hist Nat*, Paris, pp. 671–706. [[Google Scholar](#)]
- Rosell L, Orti F, Kasprzyk A, Playà E, Marek Peryt T. 1998. Géochimie du strontium du gypse primaire du Miocène: Messinien du sud-est de l'Espagne et de la Sicile et du Bade de Pologne. *Journal de recherche sédimentaire* 68: 63–79. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Rouchy JM, Caruso A. 2006. La crise de salinité messinienne dans le bassin méditerranéen: une réévaluation des données et un scénario intégré. *Géologie sédimentaire* 188-189: 35–67. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Roveri M, Manzi V. 2006. La crise de salinité messinienne: à la recherche d'un nouveau paradigme? *Paléogéographie, paléoclimatologie, paléoécologie* 238: 386–398. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Roveri M, Gennari R, Lugli S, Manzi V. 2009. The Terminal Carbonate Complex: the record of sea-level changes during the messinian salinity crisis. *GeoActa* 8: 57–71. [[Google Scholar](#)]
- Roveri M, Lugli S, Manzi V, Gennari R, Schreiber C. 2014. Stratigraphie isotopique de strontium à haute résolution des bassins méditerranéens profonds messiniens: implications pour la corrélation entre les bassins marginaux et centraux. *Marine Geol*. DOI: [10.1016/j.margeo.2014.01.002](#). [[Google Scholar](#)]
- Roveri M, Gennari R, Ligi M, Lugli S, Manzi V, Reghizzi M. 2019. L'expression sismique synthétique de la crise de salinité messinienne à partir des enregistrements onshore: implications pour les corrélations des eaux peu profondes à profondes. DOI: [10.1111 / bre.12361](#). [[Google Scholar](#)]
- Ryan WBF. 2008. Modélisation de l'ampleur et du moment du rabattement par évaporation pendant la crise de salinité messinienne. *Stratigraphie* 5 (1): 227–243. [[Google Scholar](#)]
- Ryan WBF. 2009. Décodage de la crise méditerranéenne de la salinité. *Sediment* 56 (1): 95-136. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Ryan WBF, Cita MB. 1978. La nature et la distribution des surfaces d'érosion messiniennes, indicateurs d'une Méditerranée de plusieurs kilomètres de profondeur au Miocène. *Marine Geology* 27: 193–230. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Sabat F, Gelabert B, Rodriguez-Perea A, Giménez J. 2011. Structure géologique et évolution de Majorque: implications pour l'origine de la Méditerranée occidentale. *Tectonophysics* 510: 217–238. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Sage F, Von Gronefeld G, Deverchere J, Gaullier V, Maillard A, Gorini C. 2005. Preuve sismique des dépôts détritiques messiniens à la marge occidentale de la Sardaigne, nord-ouest de la Méditerranée. *Marine and Petroleum Geology* 22: 757-773. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Sanz De Galdeano C. 1990. Évolution géologique des cordillères bétiques en Méditerranée occidentale, du Miocène à nos jours. *Tectonophysics* 172: 107-119. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Sartori R, Carrara G, Torelli L, Zitellini N. 2001. Évolution néogène du sud-ouest de la mer Tyrrhénienne (bassin de la Sardaigne et plaine bathyale occidentale). *Marine Geology* 175: 47-66. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Savoye B, Piper DJW. 1991. L'événement messinien au bord de la mer Méditerranée dans la région de Nice, sud de la France. *Mar Geol* 97: 279-304. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Sierro F, Flores J, Francés G, Vazquez A, Utrilla R, Zamarreño I, et al. 2003. Oscillations contrôlées par orbite dans les communautés planctiques et changements cycliques dans l'hydrographie de la Méditerranée occidentale au cours du Messinien. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 190: 289-316. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Soria JM, Caracuel JE, Corbí H, Dinarès-Turell J, Lancis C, Tent-Manclús JE, et al. 2008. L'enregistrement stratigraphique messinien-début du Pliocène dans le sud du bassin du Bajo Segura (Cordillère Bétique, Espagne): implications pour la crise de salinité méditerranéenne. *Géologie sédimentaire* 203 (3): 267-288. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

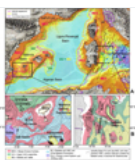
Thinon I, Guennoc P, Maillard A, Serrano O, Lasseure E, Rehault JP. 2016. Marqueurs sismiques de la crise de salinité messinienne dans un bassin de profondeur intermédiaire: données pour comprendre l'évolution néogène du bassin Corse (nord de la mer Tyrrhénienne). *Marine and Petrol Geol* 77: 1274-1296. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Urgeles R, Camerlenghi A, Garcia-Castellanos D, De Mol B, Garcés M, Vergés J, et al. 2011. Nouvelles contraintes sur le rabatement messinien du niveau de la mer à partir des données sismiques 3D de la marge de l'Èbre, Méditerranée occidentale. *Basin Research* 23: 123-145. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Citez cet article comme suit: Maillard A, Gaullier V, Lézin C, Chanier F, Odonne F, Lofi J. 2020. Nouvelle preuve onshore / offshore de la surface d'érosion messinienne provenant de zones clés: le promontoire Ibiza-Baléares et l'Orosei-Sardaigne orientale marge, *BSGF - Bulletin des sciences de la Terre* 191: 9.

## Tous les chiffres

Fig. 1



Extension des marqueurs de crise de salinité messinienne (MSC) et de la surface d'érosion des marges (MES) en Méditerranée occidentale. A. Carte bathymétrique régionale (de Brosolo et Mascle, 2008) avec l'emplacement des deux zones d'étude (rectangles noirs). La limite inférieure de la pente de la surface d'érosion des marges (MES), en pointillés rose, est également la limite supérieure de l'extension des unités MSC. B. Zoom sur les deux zones d'étude: cartes d'Ibiza (à gauche) et de la Sardaigne orientale (à droite). Les isobathes dessinent la base de l'unité Pliocène-Quaternaire dans sa morphologie actuelle. UU = unité supérieure; MU = unité mobile; BU = unité avec lit; PLG = unité de gypse inférieure primaire.

[↑ Dans le texte](#)

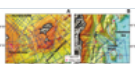


Fig. 2

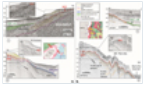
Position des lignes sismiques utilisées dans cette étude sur la carte bathymétrique (d'après Brosolo et Mascle, 2008). A: pour la région d'Ibiza, lignes blanches: les lignes haute résolution SIMBAD et lignes bleu foncé: anciennes lignes industrielles et

académiques; B: pour la zone d'Orosei, lignes bleu foncé: les lignes sismiques haute résolution «METYSS 1» et «METYSS 3».

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 3

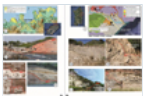
Lignes sismiques affichant la surface d'érosion de la marge au large. A. Profils sismiques montrant un chevauchement de l'unité MSC sur le MES, pour le bassin de Valence (UU; ligne industrielle, A-1) et le promontoire des Baléares (BU; ligne à haute résolution académique Simbad-Cruise, A-2). Notez que UU est en contact principalement horizontalement et BU s'incline et glisse sur une surface de décollement basale. B. Profils sismiques montrant le MES sur la marge Est-Sardaigne, au chevauchement de l'unité MSC (UU) sur le MES (B-1); morphologie accidentée du MES dans la vallée d'Orosei (B-2). Les deux zones montrent la troncature des unités pré-MSC. L'exagération verticale des lignes est d'environ x2,5 pour l'unité pré-MSC et x5 pour les unités messiniennes à quaternaires. Chaque ligne est située sur sa carte de zone respective.



[↑ Dans le texte](#)

Fig. 4

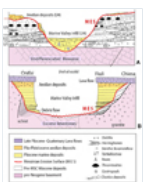
Images montrant la surface d'érosion de la marge à terre. A. La partie nord-est de l'île d'Ibiza. A-1: Carte montrant l'extension de l'unité U4 Plio-Plio-Pléistocène remplissant les vallées messiniennes (MNE de la topographie actuelle). A-2: Incision du MES dans les unités du Miocène U1 et U2 à Portinatx (île d'Ibiza), montrant une petite vallée remplie de dépôts du Pliocène (localisation sur la carte 4A-1). A-3: Vue rapprochée du MES à Portinatx. A-4: MES incisant des roches mésozoïques (étoile noire située sur la carte 4A-1). B. Orosei, centre-est de la Sardaigne. B-1: Carte géologique schématique de la région d'Orosei avec la localisation des affleurements marins du Pliocène (modifiée de [Beccaluva et coll., 1983](#)) et l'emplacement de la vallée MSC. B-2a: Site de Chiesa (localisation sur la carte 4B-1): lits nivelés de dépôts torrentiels mal triés au sommet du socle granitique (granit recouvert d'une couche de blocs angulaires granitiques chaotiques provenant d'avalanches de roches). Ligne pointillée noire: discordance entre le socle paléozoïque et les dépôts continentaux du Miocène (discordance alpine-pyrénéenne). B-2b: Les dépôts continentaux du Miocène sont incisés par une surface d'érosion qui est recouverte par les dépôts marins du Pliocène. Cette surface d'érosion est donc attribuée au MES (en rouge). B-3: Site de Fiuli (emplacement sur la carte 4B-1): Sédiments sableux marins peu profonds du Pliocène reposant en discordance sur le socle pré-néogène (ligne rouge: MES). B-4: Vue du MES (ligne rouge) sous les dépôts marins du Pliocène sur le site d'Onifai (emplacement sur la carte 4B-1).



[↑ Dans le texte](#)

Fig. 5

Représentation schématique de la stratigraphie terrestre illustrant la relation géométrique entre les unités pré- et post-MSC au-dessous et au-dessus du MES. La figure 4A montre le croquis d'Ibiza: des unités du Miocène tardif déposées en discordance sur un socle carbonaté mésozoïque et le MES dessinant une vallée remplie d'U4, comme à Portinatx. 4B présente le croquis de la Sardaigne Est: différents types de sous-sol érodé, des détritiques réduits du Miocène pré-MSC (?) Témoins de la continentalisation et du Pliocène marin bien développé remplissant le MES. Voir la [figure 3](#) pour les emplacements.



[↑ Dans le texte](#)



Rédacteur en chef: Laurent JOLIVET - [Comité de rédaction](#)

ISSN: 0037-9409 - eISSN: 1777-5817

© SGF ( [Société Géologique de France](#) )



[Mentions légales](#)

[Contacts](#)