HAL
open science

La Méditerranée s'assèche à la fin du Messinien

Jean-Claude Hippolyte, Jean-Pierre Suc, Christian Gorini, Jean-Loup Rubino, Damien Do Couto

To cite this version:

Jean-Claude Hippolyte, Jean-Pierre Suc, Christian Gorini, Jean-Loup Rubino, Damien Do Couto. La Méditerranée s'assèche à la fin du Messinien. Bouridey J. La géologie des Bouches du Rhône, Roches et paysages remarquables, BRGM Edition, pp.145-160, 2020. hal-03035408v2

HAL Id: hal-03035408

https://hal.science/hal-03035408v2

Submitted on 17 Nov 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

2.8

La Méditerranée s'assèche à la fin du Messinien

Jean-Claude HIPPOLYTE, Jean-Pierre SUC, Christian GORINI, Jean-Loup RUBINO et Damien DO COUTO

Hippolyte, J.-C., Suc, J.-P., Gorini, C., Rubino, J.L. et Do Couto D., 2020. La Méditerranée s'assèche à la fin du Messinien. In : Bouridey J. [coord] 2020 - La géologie des Bouches du Rhône, Roches et paysages remarquables, BRGM Edition, Orléans, pp. 145-160.

Jean-Claude Hippolyte *: Aix Marseille Univ, CNRS, IRD, INRA, Coll France, CEREGE, Aix-en-Provence, France*
Jean-Pierre Suc, Christian Gorini, Damien Do Couto *: Sorbonne Université, CNRS-INSU, Institut des Sciences de la Terre Paris, ISTeP UMR 7193, F-75005 Paris, France.*
Jean-Loup Rubino *: TOTAL, TG/ISS, CSTTF, Avenue Laribeau, 64018 Pau Cedex, France.*

La Crise messinienne est probablement l'évènement géologique qui a eu le plus fort impact environnemental depuis la crise biologique et géologique de la fin du Crétacé. Elle est caractérisée par une chute spectaculaire du niveau de la Mer Méditerranée, mais son impact est également spectaculaire sur bien d'autres plans qui restent des domaines de recherche sous-explorés (cf. Suc et al., 2019) : disparition du benthos marin pendant la durée de la crise (mollusques, échinodermes, crustacés, bryozoaires), migrations nord-sud croisées de mammifères, augmentation drastique des températures et de la xéricité dans le fond du bassin, réduction des précipitations autour du bassin méditerranéen asséché, creusement de systèmes karstiques profonds, variations eustatiques mondiales, baisse de salinité de l'océan mondial, réajustements isostatiques du bassin et de ses marges, intensification du volcanisme, réactivation de failles, création ou modifications des gisements d'hydrocarbures…

L'évènement messinien est également appelé Crise de salinité messinienne car il correspond à la fin du Messinien (dernier étage du Miocène) au dépôt d'une masse importante d'évaporites (gypse, halite, anhydrite, sels de Potassium et de Magnésium) dans les bassins périphériques et dans les bassins centraux de la Méditerranée. Ces évaporites ont d'abord été identifiées par la prospection sismique, mais leur nature n'a été prouvée pour la première fois qu'en 1970, lors de la campagne 13 du *Deep Sea Drilling Project* dont les forages ont seulement traversé les couches sommitales (Ryan et al., 1973). Après de longues et vives polémiques sur leur mode de dépôt, dans un bassin profond ou un bassin non profond, la plupart des chercheurs admettent maintenant le modèle d'un bassin méditerranéen profond qui s'est presque entièrement asséché, ne laissant qu'un bassin résiduel.

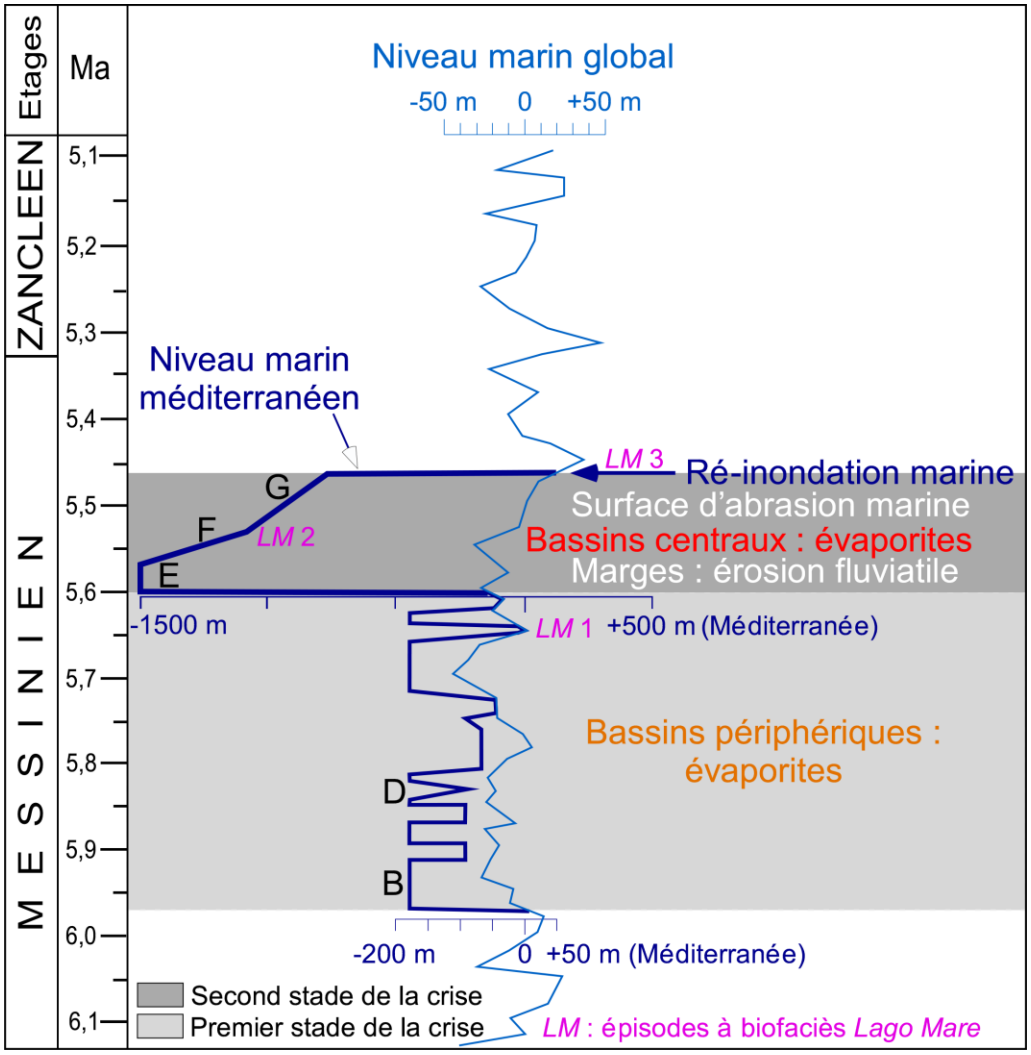

Figure 1 : Courbes du niveau océanique global et du niveau marin méditerranéen tantôt couplées tantôt découplées et stades de l'évènement (Suc et al., 2019).

Un argument imparable pour ce modèle a été avancé par Georges Clauzon, un enseignant-chercheur d'Aix-en-Provence. Il s'agit de la mise en évidence du creusement, au Messinien, du Rhône et de ses affluents depuis la base du talus continental jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres à l'intérieur des terres (Clauzon, 1979, 1982). Le canyon du Rhône, qui a atteint 1300 m de profondeur au droit du littoral actuel (Guennoc et al., 2000), implique une chute du niveau de base de la Méditerranée d'au moins autant. A la suite des travaux de Fontannes (1882) et Denizot (1952), Georges Clauzon a cartographié les canyons messiniens du sud de la France, en particulier dans le Roussillon, les Bouches-du-Rhône et les Alpes-Maritimes. Il a ensuite mis en évidence l'existence de ces canyons subaériens profonds en maints endroits du pourtour méditerranéen.

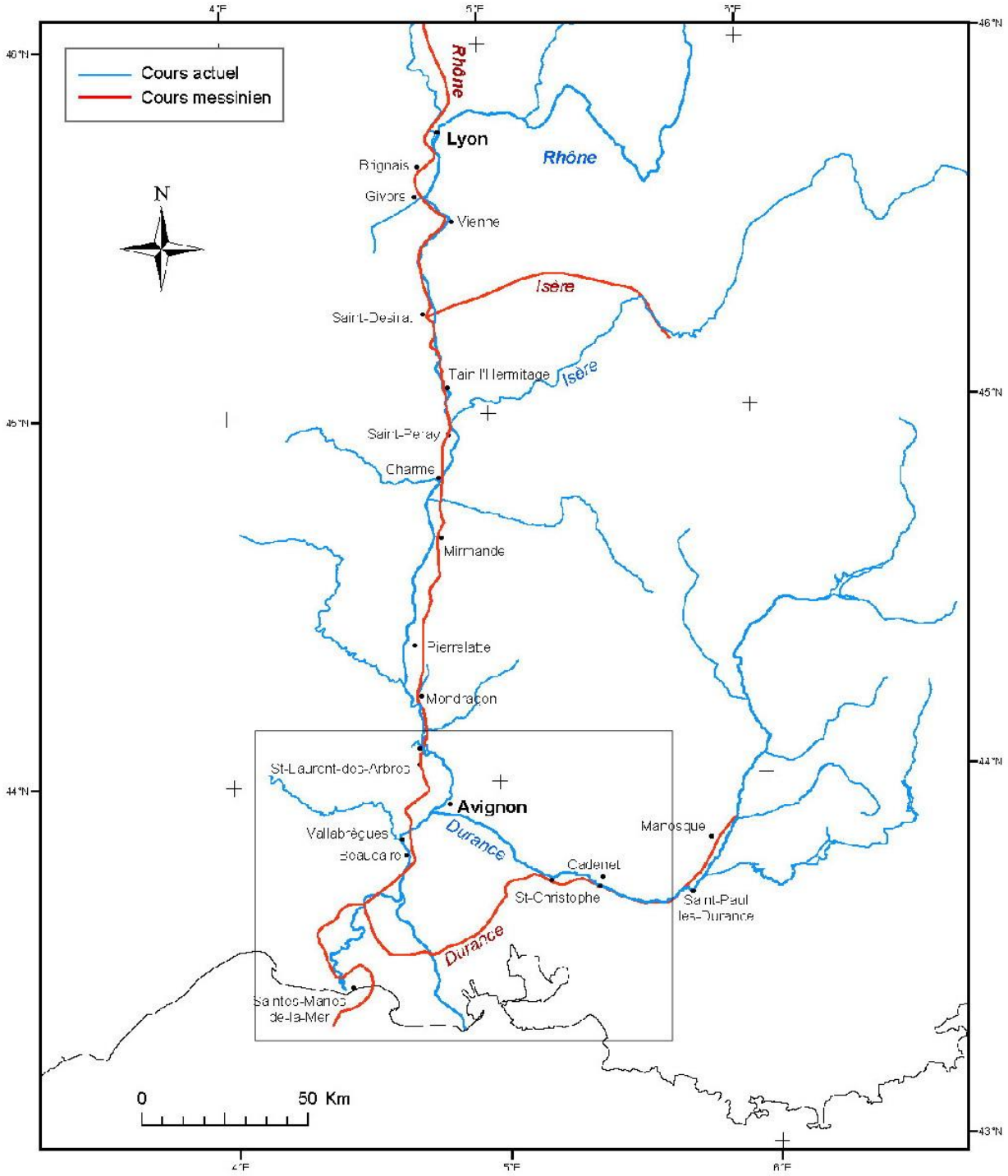

Figure 2 : Les cours et canyons messiniens du Rhône, de l'Isère et de la Durance (en rouge) par rapport à leur cour actuel (en bleu) (Clauzon et al., 1995, modifié). Le domaine encadré correspond à la carte de la Figure 3.

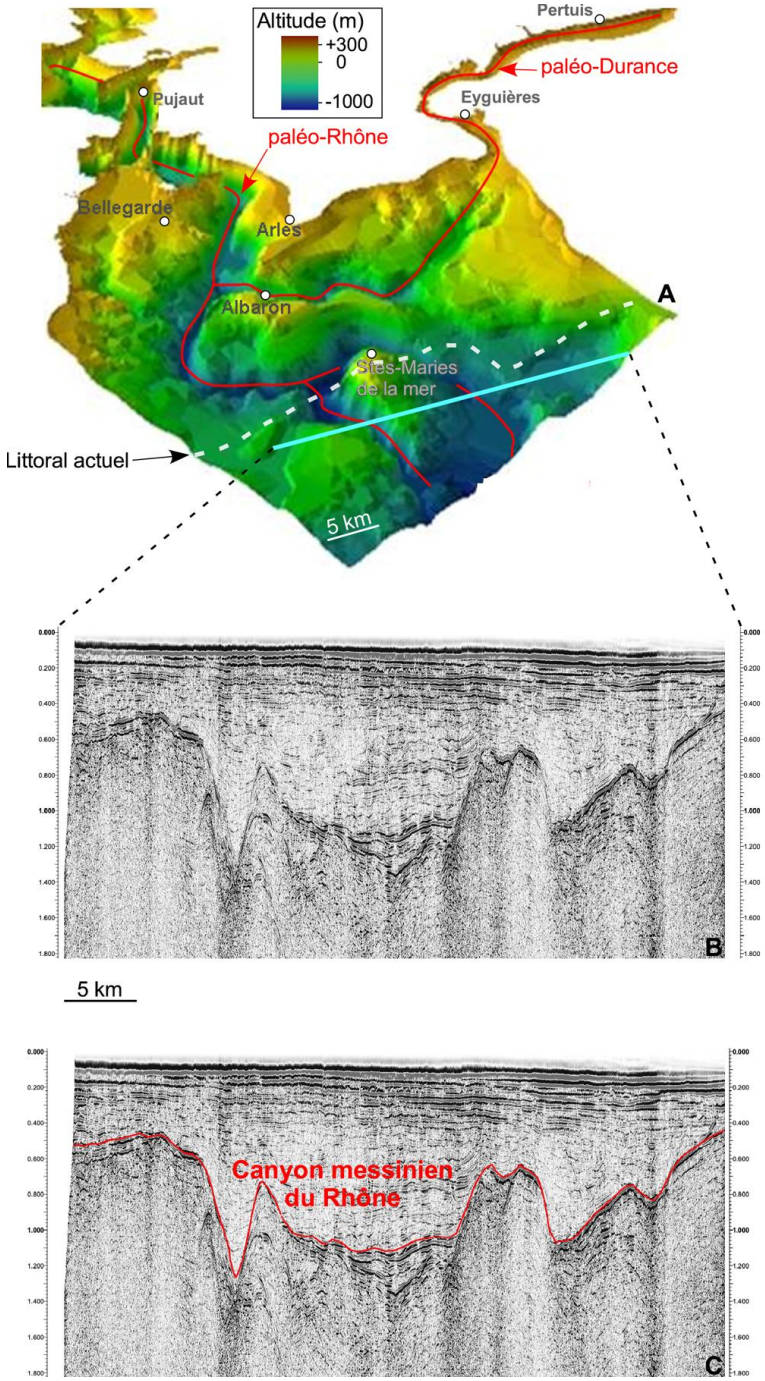

Figure 3 : La Surface d'érosion messinienne du Rhône et de la Durance ©J.-L. Rubino., C. Gorini, D. Do Couto A : Reconstitution en trois dimensions de cette surface à partir de nombreux profils sismiques et de forages. B : Profil sismique en mer parallèle au littoral actuel. C : Même profil sismique interprété avec positionnement de la Surface d'érosion messinienne (en rouge). A noter la sinuosité complexe du paléo-cours du Rhône sous la Camargue qui est liée à la fois à la structure du substratum ante-messinien héritée notamment du rifting oligocène (Guennoc et al., 2000) (voir le chapitre « Corse et Sardaigne larguent les amarres et prennent le large ») et à la sinuosité du cours juste avant la Crise messinienne (au Tortonien et au Messinien Inferieur) lorsque le fleuve était aggradant.

La chute du niveau de base de la Mer Méditerranée jusqu'à son confinement dans les plaines abyssales est maintenant bien établie à travers l'enfoncement des réseaux hydrographiques sur le pourtour de toute la Méditerranée et de la Mer Noire, ainsi qu'en Mer Caspienne qui lui était momentanément connectée. Cette chute est une conséquence de l'isolement de la Mer Méditerranée vis-à-vis de l'Océan Atlantique par un arc volcanique situé à l'est de Gibraltar (Booth-Rea et al., 2018) généré à la suite de la dérive vers l'Ouest du bloc Alboran (Rif marocain et Cordillères bétiques espagnoles ; voir le chapitre « Corse et Sardaigne larguent les amarres et prennent le large »).

Les apports d'eau douce des fleuves et rivières du bassin méditerranéen ne suffisent pas à compenser l'évaporation de cette mer dont le niveau est encore de nos jours maintenu essentiellement grâce aux apports de l'océan mondial par le détroit de Gibraltar. Il suffisait donc que la connexion avec l'océan mondial ait été réduite ou supprimée pour que la Méditerranée s'asséchât. L'isolement, par un arc volcanique, d'un bassin suspendu à l'est de Gibraltar a été récemment proposée avec une surverse d'eaux océaniques ayant faiblement alimenté le fond asséché du bassin méditerranéen et favorisé la formation des évaporites (Booth-Rea et al., 2018). Une combinaison de mouvements tectoniques, volcaniques et une légère baisse du niveau océanique global (à minima de l'ordre de 60-70 m) sont donc les causes les plus probables de la Crise messinienne. Avec la convergence des plaques Afrique et Eurasie, qui entraînera dans un avenir lointain la fermeture inévitable de la Mer Méditerranée, la reproductibilité d'un évènement d'assèchement de la Méditerranée est probable dans les prochains millions d'années.

Georges Clauzon a montré que l'évènement messinien était « hors norme », mais pas uniquement pour ce qui concerne la variation du niveau marin. Cet évènement, bien que de relative brève durée à l'échelle des temps géologiques (entre 5,9 et 5,4 Ma), a eu des conséquences différées sur des millions d'années pendant tout ou partie du Pliocène. Sur les continents, la Crise messinienne et sa cicatrisation se sont déroulées en plusieurs étapes depuis l'incision des cours d'eau jusqu'au remblaiement sédimentaire rapide et progradant, en raison d'une remise en eau foudroyante (Clauzon, 1996). Lors de ces étapes il y eut formation de quatre niveaux-repères principaux soit morphologiques, soit stratigraphiques : la surface d'abandon pré-évaporitique (au Messinien), la surface d'érosion messinienne, la transition marin-continental pliocène, la surface d'abandon pliocène (Clauzon, 1996). A l'exception de la transition marin-continental, ces surfaces sont isochrones et bien datées.

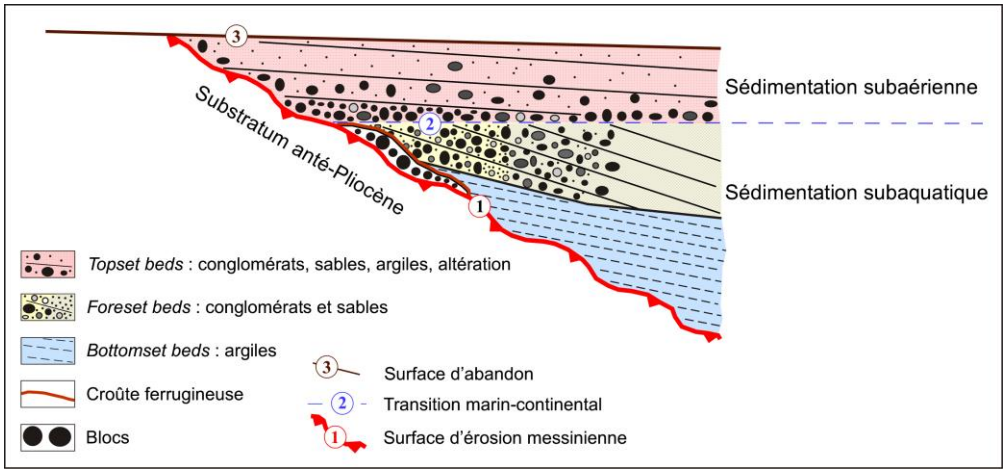

Figure 4 : Représentation d'un Gilbert delta avec trois des quatre surfaces-repères liées à la Crise messinienne (Clauzon, 1990).

1- Le premier stade de la Crise messinienne :

Le modèle proposé par G. Clauzon et al. (1996), aujourd'hui unanimement accepté, montre que la Crise messinienne, au moins en Méditerranée Occidentale, se caractérise par deux stades évaporitiques successifs correspondant à deux temps de l'affaissement du niveau marin. Dans le premier stade, qui débute à 5,97 Ma et s'achève autour de 5,62 Ma, une chute d'environ 150 m du niveau de la mer a provoqué le dépôt d'évaporites dans des bassins périphériques peu profonds des marges de la Méditerranée, souvent isolés par des seuils d'origine tectonique : bassin de Caltanissetta en Sicile, bassin de Sorbas en Andalousie, plaine du Pô, bassins marocains et algériens (Fig. 5). Son impact géographique limité n'est pas clairement identifié dans les Bouches du Rhône sauf peut-être sous la Crau ou le Canyon de la Durance montre un palier horizontal marqué (Fig. 6).

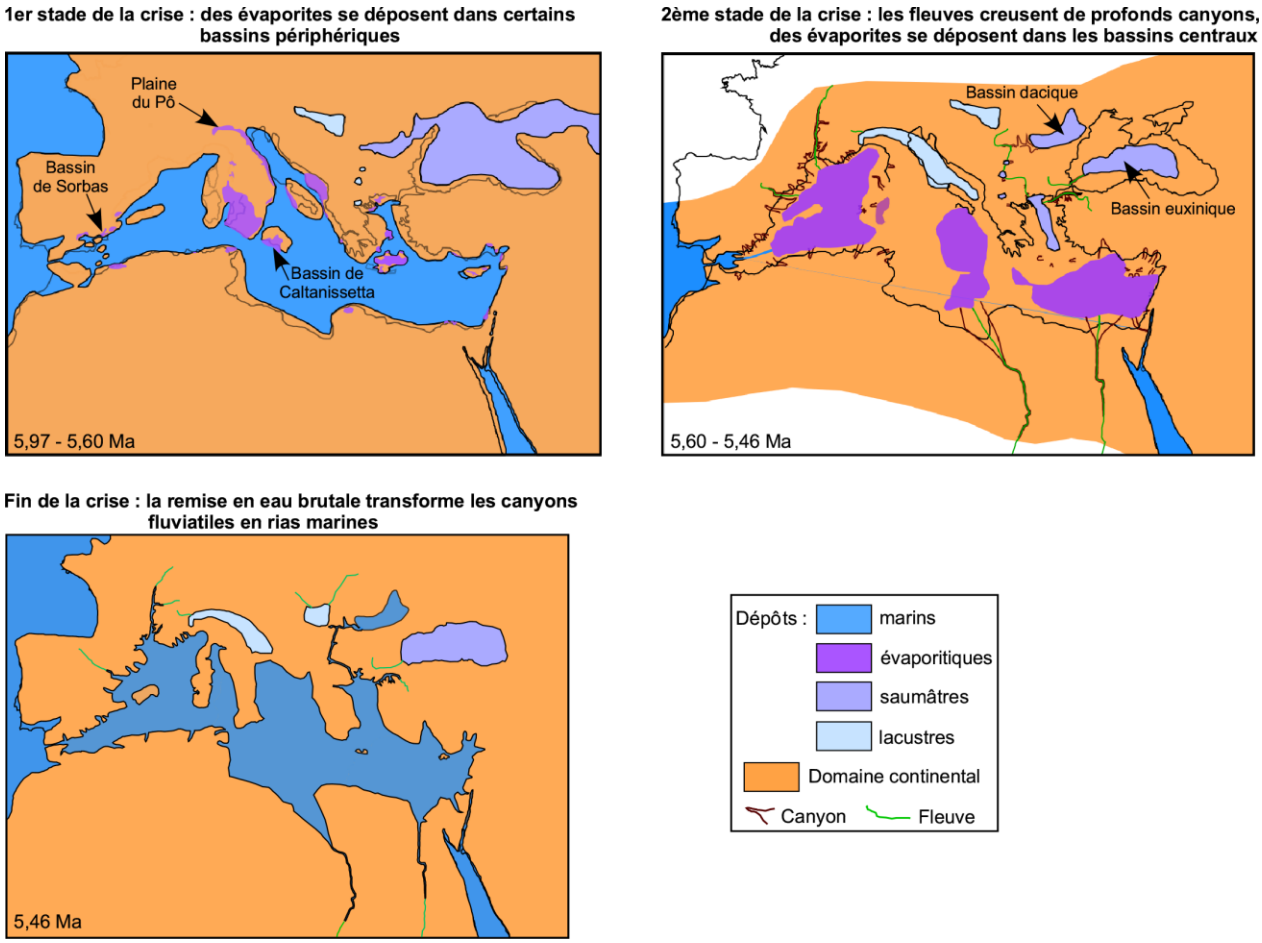

Figure 5 : Paléogéographie du bassin méditerranéen aux deux temps de la Crise messinienne (5,97-5,60 Ma puis 5,60-5,46 Ma) et lors de la remise en eau (5,46 Ma) (Suc et al. 2019, modifié).

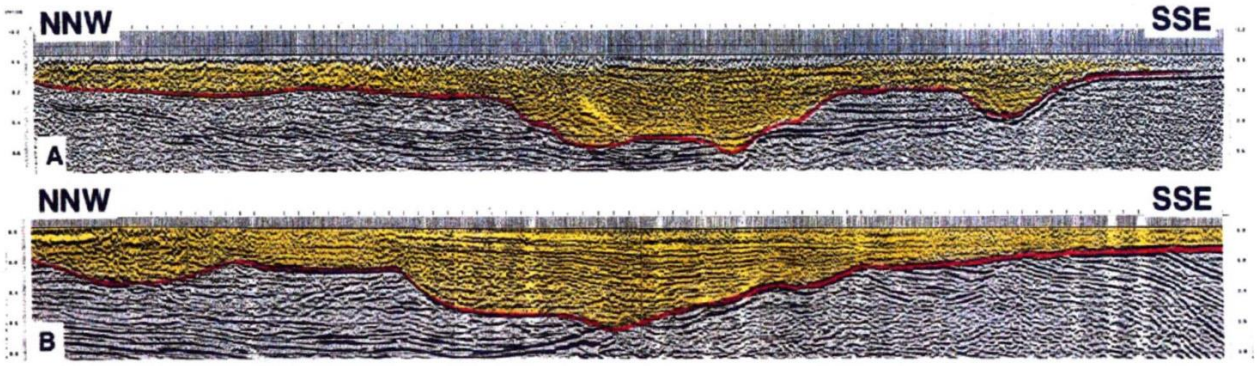

Figure 6 : Le canyon messinien de la Durance sous la Crau, en aval des Alpilles (Clauzon et al., 1995 modifié). Ce profil montre clairement un pallier subhorizontal qui pourrait suggérer une incision en deux temps (les deux phases de la Crise de salinité), la seconde étant plus profonde.

2- Le deuxième stade : paroxysme de la dessiccation de la Méditerranée et le creusement de canyons

Ce second stade correspond à une chute de l'ordre de 1500 m du niveau marin (Clauzon, 1982; Guennoc et al., 2000). Durant ce stade, les évaporites se sont déposées dans les bassins centraux, au fond de la Méditerranée, dans des fonds quasi asséchés. Toutefois pour expliquer le volume des évaporites centrales, correspondant à près de huit fois ce que produirait la seule dessiccation de la Méditerranée, il est nécessaire que des entrées d'eaux atlantiques continues ou discontinues aient existé permettant des apports d'eaux salées, avant la remise en eau. La majeure partie des évaporites centrales aurait donc été déposée pendant une alimentation puis ré-inondation lente du bassin, précédant l'ennoiement brutal lié à l'effondrement par érosion régressive du seuil à l'est de Gibraltar (Bache et al., 2015).

Ce deuxième stade a eu un impact sur l'ensemble du domaine méditerranéen et même un impact légèrement différé jusqu'à la Paratéthys orientale (bassins dacique et euxinique ; Fig. 5). Bien qu'il n'ait duré que près de 140.000 ans, il a laissé des traces spectaculaires dans ces deux domaines, en particulier par le creusement de canyons et de réseaux karstiques très profonds. Une partie de ces derniers réseaux drainent encore les circulations souterraines, comme à la Fontaine de Vaucluse. Des portions de ces réseaux karstiques ont été colmatées par des sédiments marins du Pliocène, comme le conduit observable au fond des Gorges de Régalon, sur le versant sud du Luberon.

La baisse du niveau de base des fleuves a provoqué l'enfoncement des réseaux hydrographiques avec un rééquilibrage de la pente des cours d'eau par érosion régressive qui a pu être mise en évidence sur plus de 600 kilomètres le long du Rhône, mais aussi sur plus d'une centaines de kilomètres de long du Var ou de la Durance. Le Rhône s'est enfoncé de près de 1300 m au droit de la côte, et dans une moindre mesure dans sa partie amont jusque à la Cluse des Hôpitaux traversant le Jura pas encore soulevé à l'époque. Par exemple, sous la Camargue dans la région de Charnier, la profondeur du canyon reconnu en sismique et par forage est de 1050 m. La Durance, qui au Miocène rejoignait le Rhône en aval d'Arles, s'est enfoncée à ce niveau lors du creusement messinien, et son érosion régressive est identifiable jusque dans les Alpes (Hippolyte et al., 2011).

Le stade paroxysmal de la Crise messinienne a créé deux surfaces-repères : la Surface d'abandon pré-évaporitique, et la Surface d'érosion messinienne.

La première correspond au toit de remplissage des bassins miocènes. C'est une surface isochrone datant la fin de l'aggradation miocène et le début de l'incision fluviale, au moment de la chute brutale du niveau de la mer à 5,62 Ma. Les dépôts qui s'empilent pendant le Miocène sont d'abord marins, au Burdigalien, puis deviennent localement continentaux, au Tortonien, comme le montrent les calcaires lacustres coiffant les reliefs en rive gauche de la Durance en aval de la Clue de Mirabeau, ou les limons roses de même âge près des Baux de Provence. Cette première formation lacustre est antérieure au paroxysme de la Crise messinienne. C'est à cette formation que sont rattachés les dépôts travertineux supportant le château de Peyrolles (Association « Peyrolles Rétro », 2011). Sur le flanc nord de la butte du château, la « Grotte aux palmiers » est un témoin remarquable de la flore tropicale ou subtropicale du Miocène supérieur. Les parois de cette cavité présentent une quinzaine d'empreintes de troncs de palmiers en position de vie, le plus grand mesurant 1 m de diamètre et 2 m de hauteur. La surface d'abandon pré-évaporitique se situait au-dessus de ces travertins miocènes, au sommet de la formation conglomératique de Valensole I, qui n'est préservée le long de la Durance qu'en amont et en aval de ce site.

Figure 7 : La Grotte aux palmiers des Peyrolles. Des empreintes de troncs de palmiers en position de vie dans des dépôts travertineux témoignent de l'environnement miocène supérieur avant le déclenchement de la Crise messinienne. ©J-C Hippolyte

La deuxième surface-repère est la Surface d'érosion messinienne qui se forme pendant le bas-niveau de la Méditerranée à partir de 5,6 Ma, et probablement pendant seulement 140.000 ans jusqu'à la remontée subite du niveau de base. Elle correspond à une surface de ravinement, de pente variable, qui inclut les parois des canyons incisés au Messinien.

Ces canyons messiniens sont maintenant en majeure partie comblés par des sédiments d'âge pliocène et des alluvions quaternaires, mais leur partie sommitale reste visible notamment à des franchissements de clues. L'exemple le plus spectaculaire est la Clue de Mirabeau, qui franchit la structure anticlinale de même nom. Le pli anticlinal de Mirabeau est un pli d'âge pyrénéen (Crétacé supérieur-Eocène) qui appartient à la chaîne Pyrénéo-Provençale bien développée plus au sud. Il montre dans son cœur des couches du Jurassique et sur ses flancs des couches du Crétacé inférieur. Son sommet est tronqué par une surface d'érosion résultant de l'abrasion marine miocène, localement surmonté de dépôts d'âge tortonien (Miocène supérieur). Ce pli a été incisé perpendiculairement par la Durance, ce qui correspond à la définition d'une cluse, ou clue.

La Clue de Mirabeau est superposée au canyon messinien de la Durance (Clauzon, 1988). Un forage pétrolier de 1799 m, le forage de Pont-de-Mirabeau 1, documenté sur le site infoterre du BRGM sous la référence BSS002HASH, mettait en évidence dès 1960, sous les alluvions récentes de la Durance, le remplissage par des marnes grises et des alluvions d'un canyon de plus de 147 m de profondeur. Le rapport de fin de sondage proposait que les marnes grises, épaisses de 72 mètres, soient le remplissage pliocène d'un lit de la Durance, ce qui est maintenant confirmé par des affleurements voisins. Ces marnes se sont déposées lorsque le canyon fut transformé en ria marine à la suite du retour de la Mer Méditerranée à son haut niveau. Elles sont surmontées de 19 m de sables bruns que G. Clauzon (1988) a interprétés comme des dépôts de transition marin-continental, et 56 m de galets et graviers interprétés comme d'âge quaternaire, mais qui pourraient pour partie être d'âge pliocène (Clauzon, 1988).

D'autres sondages effectués dans la clue, à proximité du forage pétrolier, atteignent les roches calcaires sous les alluvions quaternaires à moins de 44 m de profondeur. Il faut en déduire que le canyon messinien de la Durance, était moins large que la clue actuelle (environ 120 m), mais il en était plus profond d'environ 147 m. On n'est pas certain que le forage, qui traverse les calcaires jurassiques à 87 m d'altitude, ait atteint le fond du canyon. Cependant, la forte déclivité des flancs du canyon messinien, et de l'imagerie géophysique voisine, réalisée par injection d'un courant continu et mesure de la résistivité électrique apparente du sous-sol le long d'un profil, suggèrent que le talweg messinien soit proche de cette altitude.

En comparant la morphologie de la Clue de Mirabeau avec les unités stratigraphiques affleurant près de Pertuis, Clauzon et al. (1995) ont montré que le creusement de cette clue avait commencé avant l'évènement messinien par une incision de l'ordre de 200 m par rapport à la surface d'abrasion marine qui coiffe le pli anticlinal. L'incision messinienne, qui a été révélée par le forage pétrolier, serait uniquement d'environ 300 mètres. Au stade paroxysmal de la Crise messinienne, la Durance a donc incisé la Clue de Mirabeau à cet endroit parce que ce franchissement de l'anticlinal lui était imposé depuis le Miocène.

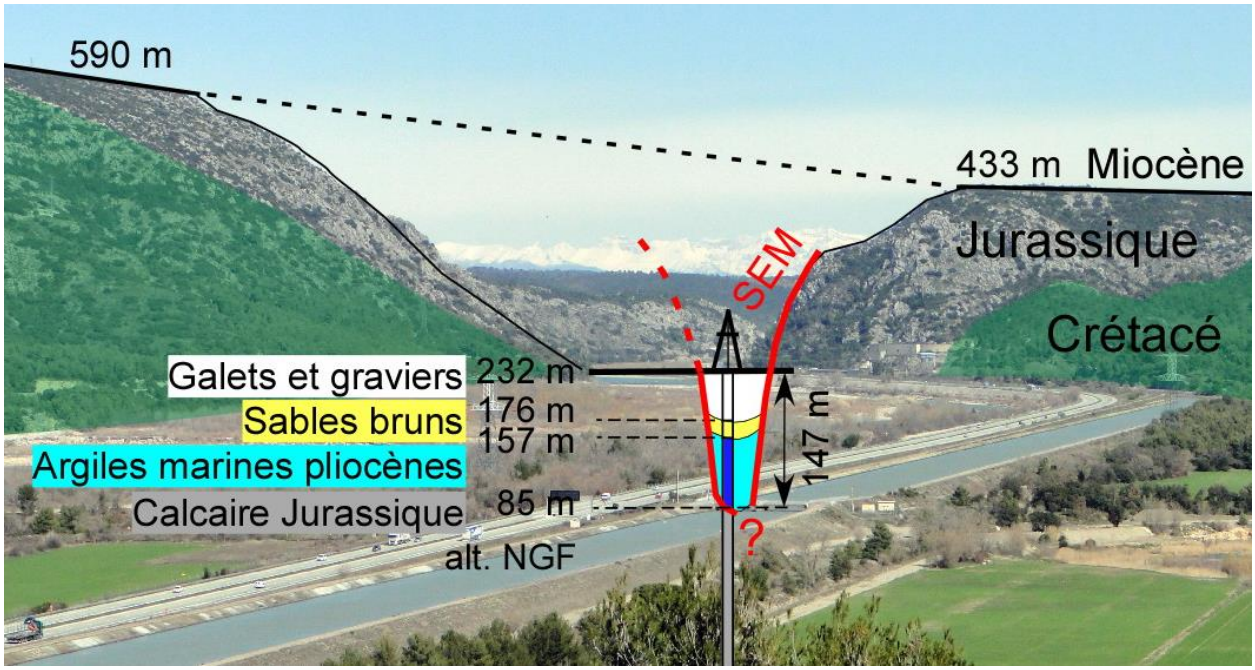

Figure 8 : Sortie du canyon messinien de la Durance dans la Clue de Mirabeau avec localisation du forage PM1 (Photographie depuis l'Abbaye N.D. de la Fidélité). ©J-C Hippolyte

Un autre exemple de canyon creusé au Messinien est le franchissement des Alpilles par l'ancien cours de la Durance au niveau du Vallon des Glauges, situé à l'Ouest d'Eyguières. Le long de ce vallon, le flanc occidental du Mont Menu correspond à peu près au flanc du canyon messinien reconnu par géophysique en profondeur. Le talweg est à environ 130 m sous le niveau actuel du vallon. Plus en aval, le canyon messinien est maintenant caché sous la plaine de la Crau, mais des profils sismiques révèlent que son talweg à environ 500 m de profondeur au niveau de Saint-Martin de Crau (Fig. 6), et environ 1050 m près de sa paléo-confluence avec le canyon du Rhône qui était située à l'ouest d'Arles (Fig. 3).

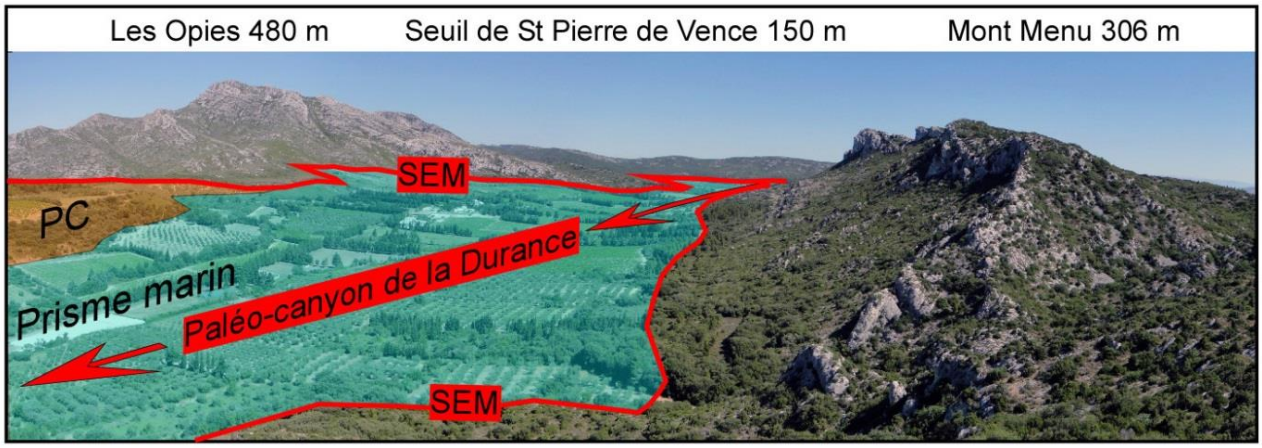

Figure 9: Le canyon messinien de la Durance à travers les Alpilles au Vallon des Glauges (photographié du sud de Coste Ferre). SEM = Surface d'érosion messinienne. ©J-C Hippolyte

Le canyon de la Durance a été colmaté par des sédiments et alluvions d'âge pliocène (voir ci-après). Au niveau du Vallon des Glauges ce canyon est devenu une vallée morte, sans drainage significatif depuis le déplacement de la Durance vers l'Est. Durant le Pliocène le cours de la Durance était resté presque superposé au canyon messinien dans l'actuel Vallon des Glauges. Mais après son détournement, et pendant la plus grande partie du Quaternaire, la Durance se déversa dans le delta de la Crau par le seuil de Lamanon (Fig. 10). Enfin, à la faveur d'un second détournement, depuis le Würm la Durance passe par le seuil d'Orgon pour se jeter directement dans le Rhône au sud d'Avignon. Elle a perdu son statut de fleuve, et le delta de la Durance dans la Crau n'est plus actif.

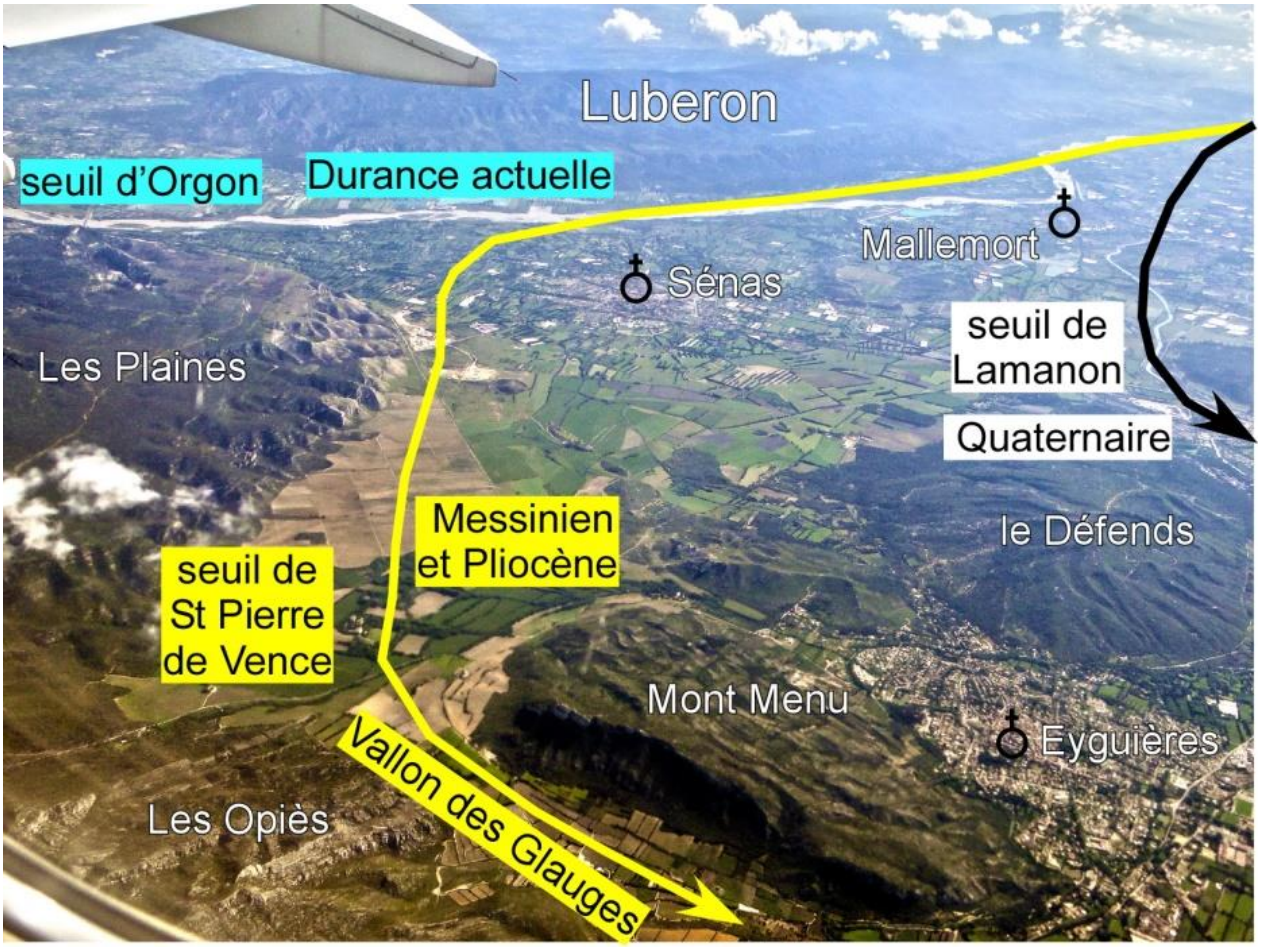

Figure 10 : Vue aérienne illustrant les trois cours de la Durance depuis le Messinien dans le secteur Sénas-Eyguières. ©J-C Hippolyte

3- L'ennoiement des canyons : les rias pliocènes

Avec le retour de la Mer Méditerranée à son haut niveau, commence une période de « remblaiement sédimentaire » des incisions fluviatiles messiniennes. Classiquement située à 5,33 Ma, la remise en eau brutale du bassin méditerranéen est maintenant considérée comme légèrement antérieure à l'apparition d'un nannofossile marin *Ceratolithus acutus*, soit à 5,46 Ma (Bache et al., 2012).

Le ré-ennoiement de la Méditerrannée ne s'est pas restreint à son bassin. Les canyons ayant été creusés à des altitudes négatives, la mer les a envahis sur des centaines de kilomètres créant de longues rias marines à l'intérieur du continent. Ainsi, la mer a pu remonter jusqu'à Oraison par la ria de la Durance.

Avant que des sédiments provenant de l'érosion des reliefs alpins et provençaux ne viennent les combler, ces rias sont instantanément devenues de profonds canyons sous-marins, particulièrement profonds dans leur partie aval (dont les Calanques, à la profondeur près, constituent un bon analogue). Sur les flancs calcaires de ces canyons se sont formés des encroûtements ferrugineux. Ces parois inondées sont également souvent caractérisées par des perforations d'animaux lithophages (figure 12) et par le placage d'huîtres fossiles. Tel est le cas d'une paroi fossile du canyon messinien de la Durance qui forme actuellement la bordure nord du lac de Saint-Christophe, et qui est bien exposée le long de la route D66R immédiatement à l'ouest de ce bassin (Fontannes, 1878 ; Ballesio, 1972) (figure 11).

Figure 11 : Flanc du canyon de la Durance près du barrage de Saint-Christophe montrant une surface encroutée d'oxyde de fer parsemée de fossiles d'huîtres datant de l'ennoiement du canyon par la mer

pliocène. Les huîtres du Pliocène inférieur sont à 180 m d'altitude, comme dans d'autres endroits en Provence. ©J-C Hippolyte

Figure 12 : Flanc du canyon de la Durance dans le Vallon des Glauges montrant des perforations de lithophages marins. ©J-C Hippolyte

4- Colmatage des canyons en Gilbert deltas

G. Clauzon a montré que dès que les canyons ont été ennoyés (de façon subite), ils ont piégé les sédiments apportés par les rivières selon un régime progradant, c'est-à-dire une avancée du

remblaiement par les sédiments d'amont vers l'aval. Ce processus de remblaiement sédimentaire particulier s'est mis en place sous la forme de deltas nommés Gilbert deltas, décrits pour la première fois dans le lac américain de Bonneville par G.K. Gilbert (1890). Les Gilbert deltas se forment dans des milieux côtiers abrupts avec un arrière-pays fortement penté, et se distinguent des deltas de plate-forme par un angle de dépôt des sédiments très prononcé (10° à 35°), et une sédimentation généralement plus grossière, qui est dominée par des avalanches turbides sous-marines le long d'un talus progradant (figure 13A).

Les Gilbert deltas succédant à l'épisode messinien sont reconnaissables par l'organisation des sédiments déposés en contexte sous-aquatique et subaérien, et par la présence de surfaces caractéristiques (Clauzon, 1975 ; 1990 ; Clauzon et al., 1995). Ils sont constitués par un prisme sédimentaire marin, caractérisé par des couches généralement inclinées appelées « *foreset beds* », et des couches plus profondes et plus argileuses appelées « *bottomset beds* ». Ce prisme marin est surmonté par un prisme continental, caractérisé par des dépôts alluviaux sub-horizontaux souvent grossiers à très grossiers appelés « *topset beds* » (Fig. 13).

Ces corps sédimentaires sont limités vers le bas par la Surface d'érosion messinienne et vers le haut par une surface d'abandon. Les « *foreset beds* » sont séparés des « *topset beds* », continentaux, qui les surmontent, par une surface appelée la transition marin-continental qui souvent correspond à une rupture franche du pendage des couches, et comporte des niveaux à plantes ou couches de lignite. Dans ces Gilbert deltas s'observe donc un troisième niveau-repère qui est un marqueur altimétrique puisqu'il correspond au niveau marin de l'époque. Par contre cette surface de transition marin-continental n'est pas isochrone car les Gilbert deltas se sont construits de façon asynchrone d'amont en aval. Cette surface s'est élaborée pendant le Pliocène, au fur et à mesure du remplissage des canyons par les Gilbert deltas.

Ces Gilbert deltas pliocènes ont été particulièrement étudiés dans des têtes de canyons messiniens, notamment dans le Roussillon, et dans la basse vallée du Var à Nice (Clauzon et al., 1995). Le remplissage sédimentaire du canyon de la Durance est observable localement, notamment dans le défilé de Saint-Pierre de Vence (Clauzon, 1988), ou Roquemartine, qu'on appelle couramment le Vallon des Glauges. A la différence des Gilbert deltas du Var ou du Roussillon, qui montrent des « *foreset beds »* conglomératiques très inclinés reposant sur *des « bottomset beds »* argileux peu épais (figure 13A), le prisme marin du canyon de la Durance, comme celui du Rhône, est caractérisé à l'affleurement par une grande épaisseur d'argilites bleues litées (Fig. 13). Nous interprétons le fort développement des faciès argileux par le jeu de deux facteurs qui sont liés : (1) l'éloignement des reliefs, qui n'est pas une situation favorable à l'arrivée rapide de matériel grossier dans la ria ; (2) la dominance d'un transport sédimentaire par suspension sur celui gravitaire dans le cas de longs cours d'eau.

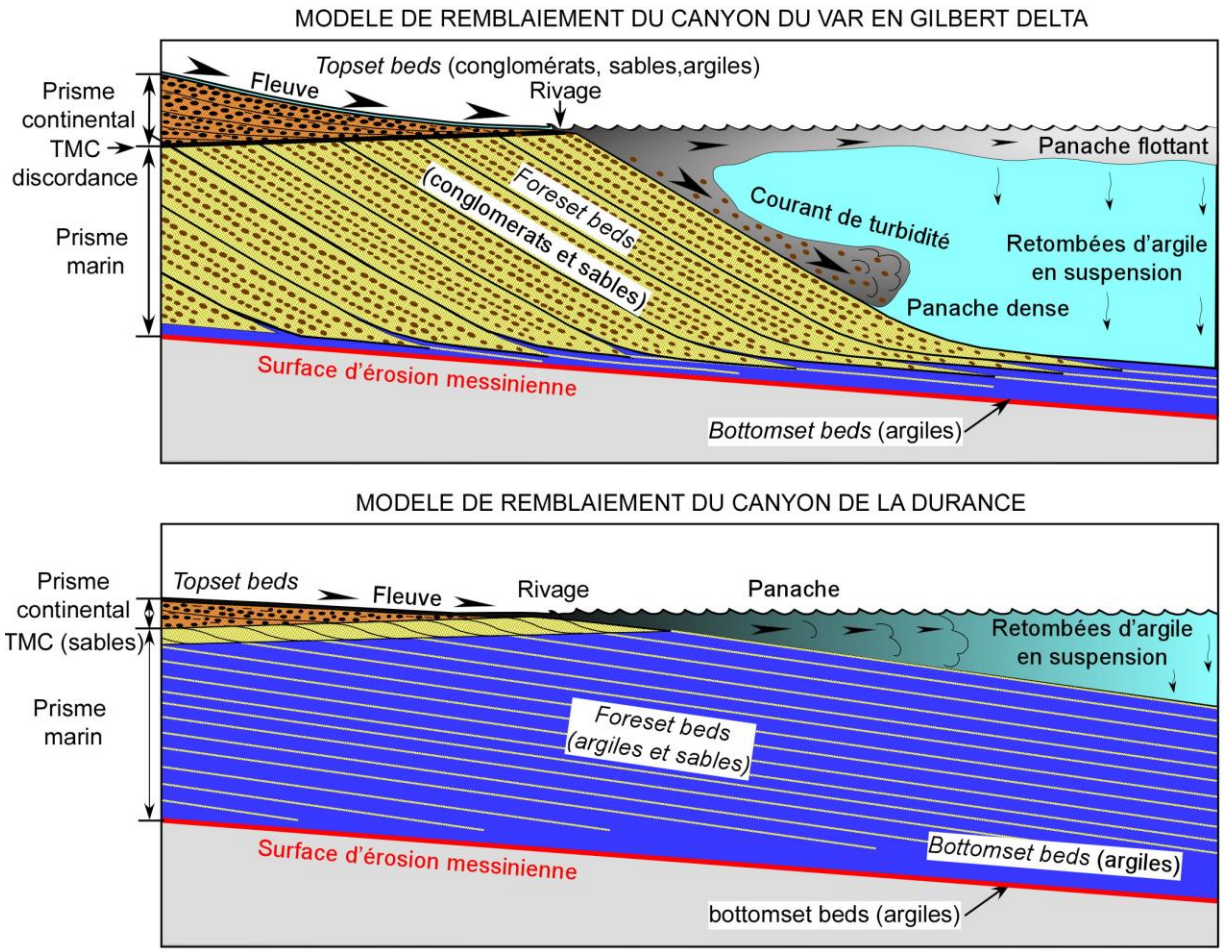

Figure 13. Modèles de remplissage des canyons messiniens, avec construction d'un Gilbert delta (cas du canyon du Var), ou d'une structure proche d'un delta classique lorsque le transport sédimentaire par suspension domine sur celui gravitaire (cas du canyon de la Durance, au Vallon des Glauges). ©J-C Hippolyte

Figure 14 : Argilites marines litées du Pliocène dans le canyon de la Durance. ©J-C Hippolyte

La transition marin-continental est marquée dans le canyon de la Durance par 10 à 20 mètres de grès à stratifications entrecroisées (litage oblique) déposés par des chenaux de distribution dans un l'environnement littoral de delta, comme l'indiquent la faune (pectens, oursins, etc.) et des rides de vagues (Clauzon, 1988) (Fig. 15). Dans le Vallon des Glauges, les premiers niveaux de cette formation à la transition marin-continental sont des grès alternant avec des argilites qui ont livré des fossiles de feuilles de ripisylve et montrent des traces de racines (Fig. 16). Au-dessus, les 20 mètres de sables marins à stratifications entrecroisées témoignent de la montée continuelle du niveau marin après le ré-ennoiement brutal. Ces grès passent ensuite progressivement à des dépôts subaériens fluviatiles représentés par les conglomérats qui forment la première nappe alluviale des « cailloutis » (galets et graviers) de la Crau.

Figure 15 : Grès marins à radioles d'oursins et lamellibranches de la « transition marin-continental ». ©J-C Hippolyte

Figure 16 : Feuilles fossiles préservées dans les argilites et grès du canyon de la Durance au niveau de la transition des prismes marins et continentaux. ©J-C Hippolyte

On retrouve aussi les « topset beds » préservés, un peu amont d'Arles, associée à la Ria du Rhône dans le défilé de Vacquières (Théziers) au débouché du fossé de Pujaut. A leur base, ils présentent une organisation singulière qui révèle l'existence de cycles de marées soulignés par la présence de dépôts rythmiques dans des sables fins (Fig. 17). Cas unique dans tous les remplissages pliocènes péri-méditerranéens, cette influence tidale pourrait être liée à la configuration de ce défilé situé à l'apex du triangle camarguais, où l'on aurait le double phénomène de résonnance et d'amplification par constriction qui caractérise souvent les zones à fort marnage. Au sommet des « topset beds » et plus en amont du défilé, dans la tranchée du TGV, la partie continentale est ensuite caractérisée par des sables grossiers formant des dunes hydrauliques métriques, diagnostic d'un système de rivières en tresses (Fig. 18).

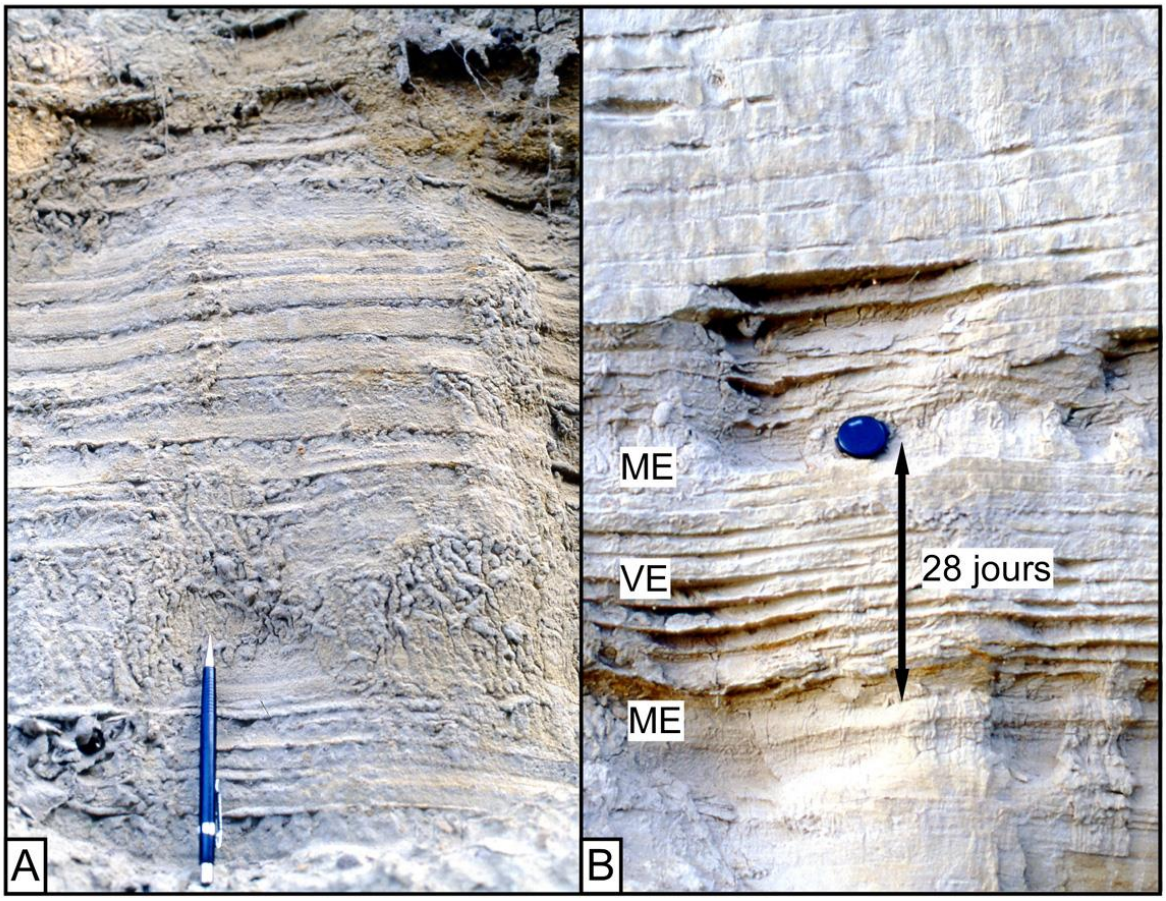

Fig. 17. Rythmites tidales enregistrant la cyclicité lunaire au débouché du fossé de Pujaut (Commune de Théziers), témoignant de l'amplification du signal de marée à l'apex de la Camargue, dans les « topsets » pliocènes. A : empilement de cycles, B : Zoom sur un cycle lunaire. ME, Mortes eaux, VE, Vives Eaux. ©J.-L. Rubino

Figure 18 : « Topsets » continentaux du Rhône, le long de la voie du TGV dans la traversée du Fossé de Pujaut, montrant des dunes hydrauliques métriques unidirectionnelles dans des sables grossiers, caractéristiques d'un système de rivières en tresses, les dunes migrant vers le SW. ©J.-L. Rubino

L'absence de séries classiques en transgression (y compris dans le talweg des canyons comme le montrent les forages de Montcalm et de Charnier sous la Camargue), et la mise en évidence des ces édifices en Gilbert deltas, illustrent le retour soudain de la Mer Méditerranée à son haut niveau (Clauzon, 1990 ; Bache et al., 2012). On sait de plus que le comblement de l'ensemble des rias pliocènes a été très rapide puisque les âges des fossiles marins et des pollens montrent que la construction du prisme sédimentaire marin s'est achevée pendant le Pliocène inférieur (Zancléen), avec la régularisation du trait de côte. Ainsi parle-t-on de Gilbert deltas zancléens. Mais le prisme continental du Gilbert delta de la Durance a continué à se construire pendant une grande partie du Pliocène et du Quaternaire puisque sa surface sommitale est localement représentée par la plaine de la Crau, qui est d'âge Plio-Quaternaire.

5- La surface d'abandon pliocène :

Le colmatage (remblaiement) du réseau hydrographique messinien se termine avec la formation d'une surface topographique appelée surface d'abandon pliocène, ou dans notre région, surface d'abandon du Valensole II (Clauzon et al., 1995 ; Clauzon, 1996). Il s'agit du quatrième et dernier niveau-repère des Gilbert deltas définies par Georges Clauzon. Cette surface marque la fin de l'aggradation du prisme continental.

Les exemples de cette surface les plus remarquables en Provence sont le plateau de Valensole et la plaine de la Crau. Les cailloutis de la Crau sont des dépôts alluviaux avec un cortège pétrographique d'origine alpine (en partie des roches des domaines internes des Alpes comme les quartzites et les roches vertes) montrant qu'ils ont été transportés jusqu'à la Crau par la Durance. La Crau s'est formée par juxtaposition des cônes de déjection successifs de la Durance. On divise la Crau en au moins deux ensembles, au Nord la Vieille Crau, qui s'étend depuis le débouché du Vallon des Glauges jusqu'au Rhône, et au Sud la Jeune Crau, qui prend naissance au Col de Lamanon et se développe au sud de la Vieille Crau (Collot, 1904). Tandis que l'âge de la Vieille Crau est estimé « villafranchien » (Pliocène supérieur-Quaternaire inférieur), l'âge de dépôt des cailloutis de la Jeune Crau ne fait pas l'unanimité : rissien ou würmien. Certains divisent la Jeune Crau en deux ensembles, la Crau de Miramas, et la Crau de Luquier (Colomb et Roux, 1978), mais cette distinction n'est fondée que sur une différence de granulométrie et d'altération des galets (granulométrie plus faible pour la Crau de Miramas). Dans leur synthèse cartographique, Roure et al. (2004) attribuent la Vieille Crau au Villafranchien inférieur, la Crau du Luquier au Riss, et la Crau de Miramas entre l'interglaciaire Riss-Würm et le Würm I. Ces âges sont compatibles avec la découverte de vestiges d'industrie préhistorique attribuables à l'Acheuléen moyen ou supérieur (antérieur à 200 ka) dans les formations supérieures de la Crau du Luquier (de Lumley et al., 1973). Ils ne sont pas remis en question par des profils de concentration de nucléides cosmogéniques dont la modélisation suggère un âge autour de 180 ka pour la surface de la Crau du Luquier et autour de 75 ka pour la surface de la Crau de Miramas (Molliex et al., 2013).

Ramenées au modèle des Gilbert deltas, les nappes alluviales de la Crau correspondent au prisme continental. Ce prisme progradant des Alpes a franchi les Alpilles par le seuil de Saint-Pierre de Vence et le Vallon des Glauges, pour former le delta de la Crau, pendant qu'en amont il continuait de remplir les canyons messiniens de la Durance et de ses affluents par rétrogradation (Hippolyte et al., 2011). Les épandages conglomératiques atteignent 50 m de puissance à Saint-Martin de Crau (Roure et al., 2004). Si ce large delta est divisé en Vieille et Jeune Crau c'est que l'aggradation (empilement vertical des dépôts) s'est arrêtée avec l'apparition des variations eustatiques du Quaternaire, vers 2,6 Ma. Cette date de fin d'aggradation se retrouve également pour le Plateau de Valensole et dans la Vallée du Var (Clauzon, 1996). La particularité de la Crau est que ce delta a continué de déposer des alluvions pendant le Quaternaire sous forme de cônes de déjection juxtaposés de la Durance. Pendant le Pliocène, les alluvions de la Vieille Crau se déposaient en aggradation. Puis, pendant le Quaternaire, les cailloutis de la Jeune Crau se sont déposés latéralement et au sud de la Vieille Crau, alors qu'en amont, le long de la Durance, se formaient des terrasses emboîtées. Ces deux parties du prisme continental correspondent également à deux cours successifs de la Durance : (1) au Messinien et au Pliocène, les eaux de la Durance arrivaient dans le delta de la Crau par le seuil de Saint-Pierre de Vence (Vallon des Glauges) ; (2) au Quaternaire elles arrivaient par le seuil de Lamanon. Les changements de cours d'une rivière sont fréquents à la fin de la construction d'un Gilbert delta.

La surface d'abandon pliocène, équivalente à la surface du Plateau de Valensole, correspond au sommet des alluvions de la Vieille Crau. Cette surface est à 80-90 m d'altitude au sud d'Aureille. Dans la Crau on peut distinguer une surface d'abandon plus récente, qui correspond au sommet des alluvions de la Jeune Crau. C'est l'essentiel de la plaine de la Crau. Elle se raccorde à la surface d'abandon qui couronne les conglomérats de la Vieille Crau et qui a probablement évolué en glacis. Cette surface résulte de l'arrêt des apports de la Durance au moment de son détournement par le seuil d'Orgon. La capture de la Durance par le Rhône s'est probablement réalisée au Würm par l'érosion régressive du seuil d'Orgon. A noter que certains auteurs l'attribuent à un affaissement tectonique dans le secteur d'Orgon, mais sans qu'une seule preuve d'affaissement ait pu être apportée à cette heure (Gouvernet, 1959 ; Colomb et Roux, 1978, Molliex et al., 2011). Cette Capture quaternaire de la Durance par le Rhône n'est pas sans rappeler la situation qui prévalait pendant le paroxysme de la Crise messinienne où la Durance convergeait déjà vers le Rhône mais au sud des Alpilles en aval d'Arles (Fig. 3).

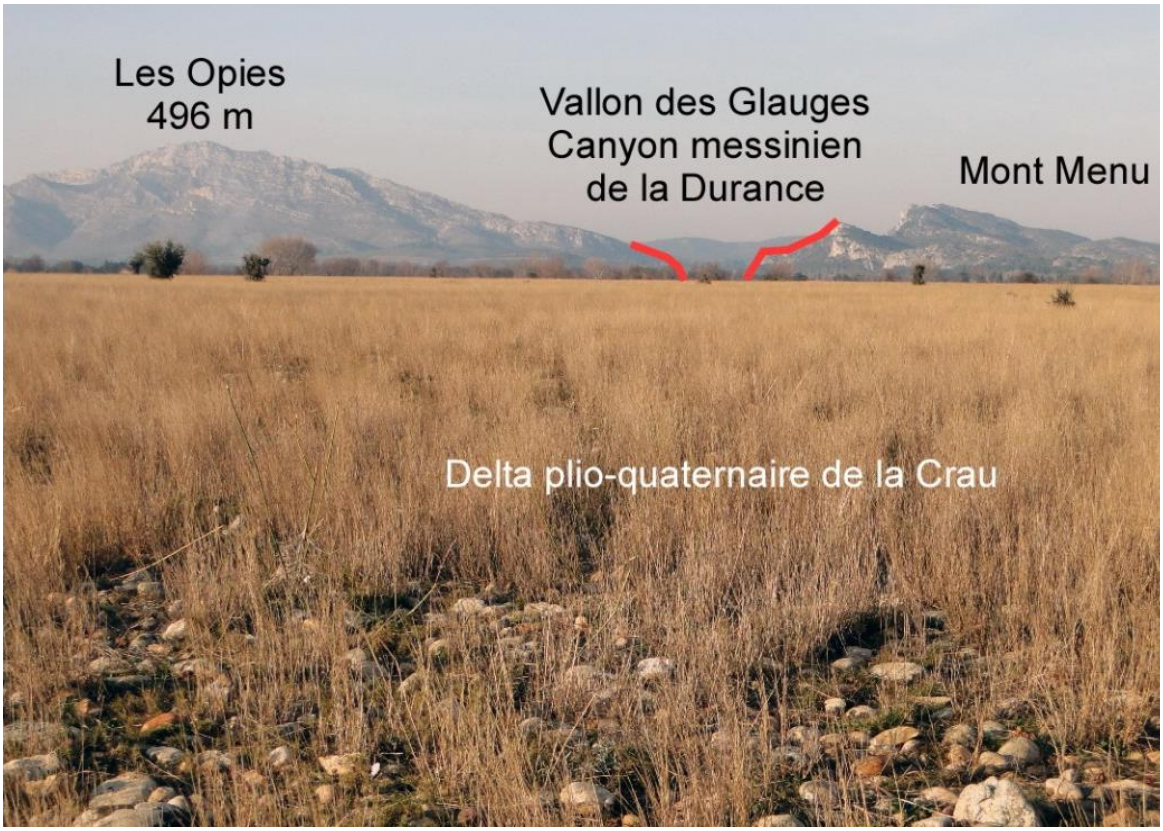

Figure 19 : Prisme sédimentaire continental de la Crau à la sortie du canyon de la Durance par le Vallon des Glauges. ©J-C Hippolyte

6- Le détournement des rivières par épigénie d'aggradation :

En géomorphologie, on nomme épigénie (du grec epi, au-dessus, et geneia, naissance) un phénomène par lequel un cours d'eau qui coulait sur une surface plane, se trouve, par incision, traverser des structures (généralement un anticlinal) sans que leurs roches résistantes n'aient dévié son trajet. L'épigénie est à l'origine de la traversée par les cours d'eau de plis anticlinaux, en clues ou cluses. On connait classiquement deux mécanismes d'épigénie : la surimposition, et l'antécédence. Dans le cas de la surimposition le cours d'eau coulait sur une surface plane qui masquait la structure des couches inférieures, et en incisant ces couches elle a gardé son orientation primitive. Dans le cas de l'antécédence, le cours d'eau coulait avec son orientation sur une surface avant que la structure (pli, chevauchement…) ne se forme, et il s'est progressivement enfoncé dans les terrains plissés ou faillés, en gardant son orientation primitive. La reconnaissance de ce mécanisme peut être utilisée pour dater des structures tectoniques et même reconnaitre des structures sismiquement actives.

Les deux mécanismes peuvent jouer ensemble. Dans le cas de la Clue de Mirabeau, la Durance a traversé l'anticlinal d'âge Pyrénéen au Miocène supérieur par surimposition car la structure était enfouie sous les couches discordantes du Tortonien. Mais puisque son cours miocène est antérieur aux derniers mouvements de surrection et plissement du Miocène supérieur, entre 9 et 6 Ma (Clauzon et al., 2011), il y a également antécédence.

L'aggradation considérable qui est caractéristique des Gilbert deltas qui ont remblayé les canyons messiniens est à l'origine d'un troisième type d'épigénie mis en évidence par Clauzon et al. (1995) et Clauzon (1996): l'épigénie d'aggradation. Par ce mécanisme une rivière a pu s'extraire de son canyon messinien. Ce mécanisme a d'abord été proposé pour la plaine du Var où le cours actuel du fleuve est complétement déconnecté du canyon messinien du Var (Clauzon et al., 1995).

Ce phénomène d'épigénie d'aggradation peut être décrit le long de la Durance en amont de la Clue de Mirabeau. Alors que le remblaiement conglomératique du canyon messinien de la Durance est présent immédiatement au nord de la Clue de Mirabeau, dans l'axe du torrent de Saint Marcel arrivant vers le vignoble de Clapier, la Durance coule actuellement plus à l'Est, entre Saint Paul-lès-Durance et le Château de Caradache. Cette rivière s'est donc extraite de son canyon messinien et s'est déplacée vers l'Est en franchissant le Rocher de Saint-Eucher culminant à 340 m d'altitude. Une telle translation n'a été possible qu'à la faveur de l'aggradation du prisme continental, raison pour laquelle ce mécanisme a été désigné sous le nom d'épigénie d'aggradation (Clauzon et al., 1995)

On peut décomposer cette épigénie d'aggradation en trois étapes (Fig. 20) : (1) remblaiement du canyon messinien par aggradation du prisme continental conglomératique ; (2) déplacement vers l'Est de la Durance sur la surface sommitale du prisme continental ; (3) incision de la vallée actuelle par épigénie, durant le Quaternaire. Dans cet exemple, l'étape deux, caractérisée par un déplacement vers l'Est de la Durance, est probablement liée au basculement vers l'Est de la surface sommitale par la faille active de la Moyenne Durance (Clauzon et al., 2011) mais elle peut être également due à la simple divagation naturelle du cours d'eau.

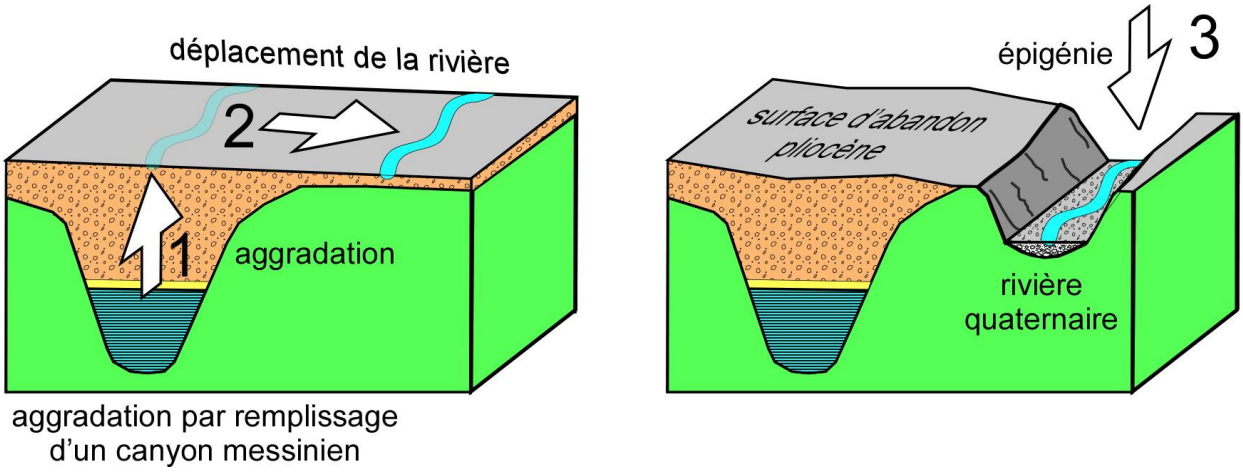

Figure 20 : Principe de l'extraction d'une rivière de son canyon messinien par épigénie d'aggradation au Pliocène et Quaternaire inférieur. ©J-C Hippolyte

<u>7- Impacts de l'évènement messinien sur les réseaux karstiques et au large de la Provence :</u>

L'évènement messinien a également marqué la Provence calcaire aux environs de Marseille à terre et en mer. Au large de Cassis et de La Ciotat, les travaux de Tassy et al. (2014) mettent en évidence un canyon E-W qui est rempli de 600 m de sédiments pliocènes et quaternaires. Il s'agit probablement du canyon messinien du Gapeau qui tournait ensuite vers le Sud, et sur lequel s'est mis en place le canyon sous-marin actuel de Cassidaigne. L'érosion messinienne du canyon de Cassidaigne confirme par ailleurs que le niveau de la mer était descendu de près de 1500 m. Curieusement, l'Huveaune, qui draine actuellement les bassins d'Aubagne et de Marseille, n'a pas de canyon messinien connu. Une explication pourrait être que ce fleuve côtier actuel disparaissait au sud d'Aubagne dans un réseau karstique profond (Tassy et al., 2014).

Des travaux en Ardèche et en Provence (Mocochain et al., 2006 ; Mocochain et al., 2011) ont mis en évidence différents impacts du cycle eustatique messinien-pliocène sur les systèmes karstiques. Dans un premier temps, la baisse du niveau marin a été accompagnée par l'enfoncement des systèmes karstiques. Ensuite, la remontée de la mer, puis le colmatage des canyons au Pliocène ont été accompagnés de restructurations des drains avec spéléogenèse *per ascensum,* caractérisée par le développement de conduits ascendants, de puits-cheminées et enfin l'apparition de sources vauclusiennes.

La résurgence de Fontaine de Vaucluse est issue du cycle eustatique messinien-pliocène, avec un karst qui descend à plus de 224 m sous le niveau de la mer (Bayle and Graillot, 1987). Dans les Bouches-du-Rhône, La source sous-marine de Port-Miou est également une conséquence du cycle eustatique messinien-pliocène (Mocochain et al., 2011). Cette rivière souterraine sort en tête de la Calanque de Port Miou à 10 m de profondeur, mais elle a été explorée jusqu'à sur 179 m de profondeur (Douchet et Fage, 1993 ; Blavoux et al., 2004). Elle a un débit qui varie entre 3 m^3/s et 100 m^3/s, et elle est alimentée par le drainage de 1000 km^2 de karst (Gilli, 2001). Cet exutoire fonctionne à la suite du blocage du réseau

karstique profond messinien par l'eau salée de la Méditerranée qui pénètre dans l'aquifère sur plusieurs kilomètres, ce qui explique la salinité de la source (Gilli, 2001). Au Messinien, l'écoulement karstique profond se raccordait vraisemblablement au canyon messinien de Cassidaigne, en sortant dans une reculée de ce canyon (Mocochain et al., 2011).

Figure 21 : Résurgence sous-marine de Port-Miou, une des résurgences les plus importantes de la Méditerranée. ©J-C Hippolyte

7- Conclusion :

La Crise messinienne déclenchée à 5.97 Ma n'a été que de courte durée pour sa phase paroxysmale (140.000 ans), mais celle-ci a eu un impact différé sur plus de 4 millions d'années avec le comblement sédimentaire des canyons sous la forme de Gilbert deltas. Les conséquences de cet évènement sont parfois inattendues comme la modification des cours des rivières, ou la réorganisation des systèmes karstiques. Tous ces aspects sont bien représentés dans le département des Bouches-du-Rhône qui, étant bordé par la Méditerranée, a été particulièrement affecté. Même si les incisions fluviales liées à cet évènement eustatique hors norme sont quasi « cicatrisées », les traces de ce bouleversement environnemental restent visibles dans les paysages avec les surfaces morphologiques et stratigraphiques repères.

L'étude des impacts de cet évènement n'est pas terminée en Provence car il faut utiliser des méthodes de prospection géophysiques pour caractériser la géométrie profonde des canyons colmatés par des sédiments à terre comme en mer. La reconnaissance des réseaux hydrographiques et karstiques messiniens et la cartographie des niveaux-repères peuvent avoir plusieurs applications comme la quantification les déformations tectoniques récentes ou actives, la connaissance des réserves en eaux souterraines, des circulations karstiques, en vue de leur protection. En Méditerranée, la reconnaissance des évaporites messiniennes a eu un impact considérable sur la recherche pétrolière. Les recherches passées et actuelles menées sur l'évènement messinien et ses conséquence différées mettent toutes en évidence l'aspect extraordinaire de cet évènement, qui pourtant n'a été révélé que tardivement et reste encore peu enseigné.

Références bibliographiques :

Association « Peyrolles Rétro », 2011. Les travertins de Peyrolles et la grotte aux palmiers. Livret guide de l'excursion de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire (AFEQ) du 21 au 23 Juin 2011, sous la conduite de : Vincent Ollivier, Jean Louis Guendon, Adam Ali, Michel Dubar, Frédéric Magnin et Paul Roiron. pp. 35-37. Aix-en-Provence, LAMPEA Ed.

Bache, F., Gargani, J., Suc, J.-P., Gorini, C., Rabineau, M.,Popescu, S.-M., Leroux, E., Do Couto, D., Jouannic, G., Rubino, J.-L., Olivet, J.-L., Clauzon G., Dos Reis A.T., Aslanian D., 2015. Messinian evaporite deposition during sea level rise in the Gulf of Lions (Western Mediterranean). Mar. Pet. Geol., 66, 262-277.

Bache, F., Popescu, S.-M., Rabineau, M., Gorini, C., Suc, J.-P., Clauzon, G., Olivet, J.-L., Rubino, J.-L., Melinte-Dobrinescu, M.C., Estrada, F., Londeix, L., Armijo, R., Meyer, B., Jolivet, L., Jouannic, G., Leroux, E., Aslanian, D., Dos Reis, A.T., Mocochain, L., Dumurdžanov, N., Zagorchev, I., Lesić, V., Tomić, D., Çağatay, M.N., Brun, J.-P., Sokoutis, D., Csato, I., Ucarkus, G., Çakir, Z., 2012. A two-step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis. *Basin Research*, 24,125-153.

Ballesio, R., 1972. Etude stratigraphique du Pliocène rhodanien. Doc. Lab. Géol. Fac. Se. Lyon, 53, 333 p.

Blavoux, B., Gilli, E., et Rousset, C., 2004. Alimentation et origine de la salinité de l'émergence karstique sous-marine de Port Miou, Marseille – Cassis (Bouches-du-Rhône). C.R. Geosciences, 336, 523-533.

Booth-Rea, G., Ranero, C.R., Grevemeyer, I., 2018. The Alboran volcanic-arc modulated the Messinian faunal exchange and salinity crisis. Sci. Rep., 8, 13015.

Clauzon, G. 1979. Le canyon messinien de la Durance (Provence, France): une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 29, 15-40.

Clauzon, G., 1982. Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du "*desiccated deep-basin model*". Bul. Soc. géol. France, 24, 597-610.

Clauzon, G., 1988. Evolution géodynamique pliocène du bassin de Cucuron, Basse-Durance (Provence, France): une megaséquence régressive de comblement d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. Géologie Alpine, Mém. H.S. n°14, 1388, 215-226.

Clauzon G., 1990. Restitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du Roussillon et de l'unité adjacente des Corbières d'après les données écostratigraphiques et paléogéographiques. Paléobiol. Cont., 17, 125-155.

Clauzon, G., 1996. Limites de séquences et évolution géodynamique / Sequence boundaries and geodynamic evolution. Géomorphologie : relief, processus, environnement, v. 2, n°1. pp. 3-21; doi : https://doi.org/10.3406/morfo.1996.867, https://www.persee.fr/doc/morfo_1266-5304_1996_num_2_1_867

Clauzon, G., Fleury, T.-J., Bellier, O., Molliex, S., Mocochain, L., Aguilar, J.-P., 2011. Morphostructural evolution of the Luberon since the Miocene (SE France). Bull. Soc. Géol. France. 182, 2, pp. 95-110.

Clauzon, G., Rubino, J.-L., Savoye, B., 1995. Marine Pliocene Gilbert-type deltas along the French Mediterranean coast. A typical infill feature of preexisting subaerial Messinian canyons – 5ème Congrès Français de Sédimentologie-ASF Field Trip Guide Book. Publication ASF, Paris, 23, 145-219.

Clauzon, G., Suc, J.P., Gautier, F., Berger, A., Loutre, M.F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved ?, Geology, 24, 4, 363-366.

Collot, L., 1904. Pliocène et Quaternaire de la région du Bas-Rhône. Bul. Soc. géol. France, IV, 401-415.

Colomb, E., Roux, R.-M., 1978. La Crau. Données nouvelles et interprétation. Géologie Méditerranéenne, V, n°3, 303-324.

De Lumley, H., Miskovsky, J.C., et al. 1973. Dépôts du Riss et du Riss-Wurm dans le Midi méditerranéen. Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire, supplément 36, 62-67.

Denizot, G., 1952. Le Pliocène dans la vallée du Rhône. Rev. Géogr. Lyon, 27, 4, 327-357.

Douchet, M. et Fage, L., 1993. En plongée sous les calanques. Port Miou et le Bestouan. Spéléo, 12, 3-6.

Fontannes, F., 1878. Les terrains néogènes du plateau de Cucuron (Vaucluse). Bull. Soc. géol. Fr., 3, VI, 469-512.

Gilbert, G.K., 1890. Lake Bonneville. Monographs of the U. S. Geol. Surv., Washington, v. 1, 438 p.

Gilli, E., 2001. Compilation d'anciennes mesures de débit à Port Miou. Apport à l'hydrogéologie de la Provence. – 7e Colloque d'hydrogéologie en pays calcaire et milieu fissuré, 157-160.

Gouvernet, C., 1959. Evolution géologique des relations Bas-Rhône - Basse Durance pendant les temps pliocènes et quaternaires. Annales de la Faculté des Sciences de Marseille, 29, 273-279.

Hippolyte, J.C. Clauzon, G. and Suc, J-P., 2011. Messinian-Zanclean canyons in the Digne nappe (southwestern Alps): tectonic implications. Bull. Soc. Géol. France. 182, 2, 111-132. doi:10.2113/gssgfbull.182.2.111

Mocochain, L., Clauzon, G., Bigot, J.-Y., 2006. Réponses de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise messinienne. Bull. Soc. Géol. Fr., 177 (1), 27-36.

Mocochain, L., Audra, P., Bigot, J.-Y., 2011. Base level rise and *per ascensum* model of speleogenesis (PAMS). Interpretation of deep phreatic karsts, vauclusian springs and chimney-shafts. Bull. Soc. Géol. France. 182, 2, 87-93.

Molliex, S., Bellier, O., Terrier, M., Lamarche, J., Martelet, G, Espurt, N., 2011. Tectonic and sedimentary inheritance on the structural framework of Provence (SE France): Importance of the Salon-Cavaillon fault. Tectonophysics, 501, 1-16. doi:10.1016/j.tecto.2010.09.008.

Molliex, S., Siame, L., Bourlès, D., Bellier, O., Braucher, R.,Clauzon, G., 2013. Quaternary evolution of a large alluvial fan in a periglacial setting (Crau Plain, SE France) constrained by terrestrial cosmogenic nuclide (10Be). Geomorphology, 195, pp. 45–52. Doi: 10.1016/j.geomorph.2013.04.025

Roure, S., Duvail, C., Aunay, B., Le Strat P., 2004. Géodynamique des systèmes plio-quaternaires des nappes alluviales de la plaine de la Crau. Rapport final BRGM/RP-53088-FR

Suc, J.P., Gorini, C., Rabineau, M., Rubino, J.L., Popescu, S.M., Leroux, E., Bache, F., Do Couto, D., Melinte-Dobrinescu, M.C., Jolivet, L., Gargani, J., Loget, N., Mocochain, L., Pellen, R., Hippolyte, J.C., Le Strat, P., Aslanian, D., 2019. La Crise de salinité messinienne, Géochronique, 151, pp. 24-30. ISSN : 0292-8477

Tassy, A., Fournier, F., Munch, P., Borgomano, J., Thinon, I., Fabri, M.-C., Rabineau, M., Arfib, B., Begot, J., Beslier, M.-O., Cornée, J.-J., Fournillon, A., Gorini, C., Guennoc, P., Léonide P., Oudet, J., Paquet, F., Sage F., Toullec, R., 2014. Discovery of Messinian canyons and new seismic stratigraphic model, offshore Provence (SE France): Implications for the hydrographic network reconstruction. Mar. Pet. Geol., 57, 25-50.