GÉOCHRONIQUE

n°162

Magazine des Géosciences
Juin 2022 / 20 €

Les deltas

GÉOPATRIMOINE
Les lithothèques académiques

une coédition
Société Géologique de France
Géosciences pour une Terre durable brgm

GÉOCHRONIQUE

Revue d'information trimestrielle
en sciences de la Terre, coéditée par
la Société géologique de France et le BRGM.

ISSN : 0292-8477

© ESA

Vue satellite du delta Yukon (Alaska),
un des plus vastes du monde.

Comité de direction
Directeur de la publication : François Baudin
Rédacteur en chef : Bernard Fourcade
Rédacteur adjoint : Jérémie Melleton
Conseillers : Jacqueline Lorenz, Daniel Raymond, Nicole Santarelli
Secrétaire de rédaction : Christine Appia
Trésorier de la coédition : Daniel Obert
Représentant du BRGM : Nicolas Charles
Représentant de la SGF : Jean-Jacques Jarrige

Comité de rédaction
Jacques-Marie Bardintzeff - Bernard Bonin
Françoise Debrenne - Françoise Dreyer
Alexandre Fournel - Emmanuelle Jammart
Jean Labourguigne -Philippe Lagny
Jacques Lambotte - Pascal Marteau
Michel Millet - Jacky Rousselle
Catherine Viaux

Correspondants
Pascal Barrier - Jean-Paul Deroin
Jean Féraud -Pierre Nehlig - Jérémy Martin
Emilien Oliot - Vincent Thiéry

Administration
Revue fondée en 1982 par Geneviève Faury, Claude Lorenz et Claude Mégnien.
Siège : Société géologique de France,
77 rue Claude Bernard, 75005 Paris
ISSN : 0292-8477 — CPPAP n°0124 G 88662
Tirage : 1 500 exemplaires.
Dépôt légal : juin 2022
Maquette : Happygraphie Manuel Pichon
Imprimerie : Chevillon imprimeur
26 boulevard Kennedy, 89100 Sens

IMPRIM'VERT

Le prochain numéro paraîtra en septembre 2022.

Les opinions exprimées dans les articles de cette revue n'engagent que les auteurs.

Contact : geochronique@geosoc.fr

Insertions publicitaires | SGF, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris
01 43 31 77 35 - *accueil@geosoc.fr*

Pas encore abonné à
GÉOCHRONIQUE
simple et rapide en quelques clics sur
www.geosoc.fr/geochronique

Ce numéro comporte un bulletin d'abonnement en fin de numéro

Société Géologique de France

Géosciences pour une Terre durable
brgm

SOMMAIRE

SOMMAIRE n°162 / Juin 2022

ACTUALITÉS 2

- Les Journées Uranium d'Orsay
- En Guyane, l'exploitation du gisement Montagne d'or toujours en question
- Une algue d'un milliard d'années
- La dent qui vaut 10 000 ans
- Des dolines sous-marines abyssales au pied de l'escarpement « Blake Bahama »
- Le Tour de France : une occasion de faire connaître la géologie

HOMMAGES 6

- Claude Lepvrier, Robert Michel et Paul Robert

GÉOPATRIMOINE 8

- Les lithothèques académiques

REGARDS SUR... 11

- Campo de Dalias, la région horticole de l'Europe

DOSSIER 14

Les deltas
Jean-Loup Rubino (coordinateur)

1 › Historique, définition et classifications des deltas
Jean-Loup Rubino et François Lafont
- Une brève histoire des deltas 16
- Définition d'un delta 18
- Classification et modèles de deltas 19

2› Quelques exemples de deltas
- Le delta du Rhône : chronique d'une plaine de niveau de base aujourd'hui 26
Gilles Arnaud-Fassetta
- La Mahakam, un delta moderne à influence mixte fluvio-tidale 30
Dominique Laurier
- Le delta de l'Omo, un delta à dominante rivière en contexte lacustre 35
M. Schuster, F. Zainescu, A. Nutz, J.E.A. Storms, H. van der Vegt, G. Bozetti, J.-H. May, S.M. May, J.R. Boisserie, T. Ragon, F. Bouchette, J.-F. Ghienne

3 › Un delta extraterrestre
- Kodiak, premières vues de terrain d'un Gilbert delta sur Mars 39
G. Dromart, N. Mangold et G. Carav

4› Économie et ressources
- Deltas et hydrocarbures 45
Bernard Fourcade
- Deltas et charbon 47
Alain Yves Huc
- Deltas et uranium 48
Olivier Parize

RÉALITÉ TERRAIN I-VII

- Comparaison des systèmes deltaïques de l'Éocène sud pyrénéen

ANALYSES D'OUVRAGES 54

2 › Quelques exemples de deltas

Le delta du Rhône

Chronique d'une plaine de niveau de base aujourd'hui

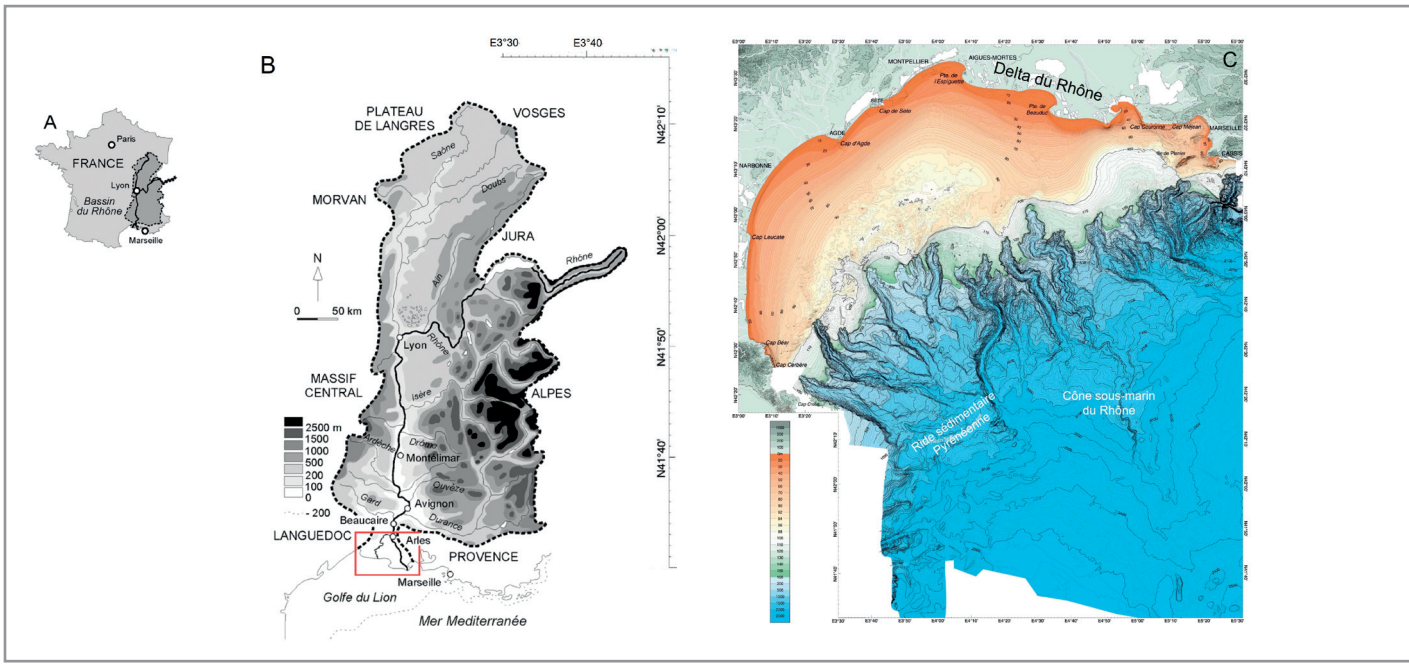
■ **Gilles Arnaud-Fassetta**[1]

Introduction

En aval d'un bassin-versant de 97 800 km² (fig. 2-1A,B), le delta du Rhône est situé sur la côte de la Méditerranée française dans le golfe du Lion (marge passive). Au sud, son front deltaïque précède une plate-forme continentale large de 50 à 60 km et en pente très faible (0,5 – 0,3 %), qui se développe entre 0 et 165 m[1] de profondeur, dominant un talus découpé par de profonds canyons sous-marins dont les tracés sont suivis jusqu'à plus de 2 000 m de profondeur ; c'est au débouché de celui du « Petit Rhône » que s'est construit le « delta sous-marin profond » (fig. 2-1C). Le delta émergé (Grand-Plan-de-Bourg, Grande Camargue, Petite Camargue) est bordé au nord-ouest par les Costières de Nîmes et de Générac, au nord-est par le chaînon calcaire des Alpilles et à l'est par les méga-cônes torrentiels graveleux de la Crau mis en place par la Durance au Pléistocène (fig. 2-1D). Au cours des bas niveaux marins pléistocènes, le delta a existé mais plus au sud (jusqu'à 40 km) et beaucoup plus profond (jusqu'à -135 m) sur la plate-forme continentale, lorsque le niveau de la Méditerranée était plus déprimé. Aucune trace identifiée, en revanche, du delta éémien (130 – 115 ka cal. BP[2]), sans doute dans une position géographique très proche de l'actuelle et en grande partie démantelé par l'érosion lors de la phase d'abaissement de la Méditerranée au cours de la dernière période glaciaire (115 – 11,7 ka cal. BP). Les temps forts décrits ici de l'histoire du delta du Rhône débutent il y a environ 11,5 ka (Holocène) lorsque la Méditerranée, dont le niveau s'est abaissé jusqu'à -135 m au dernier maximum glaciaire (20 ka cal. BP), remonte à -40 m. L'organisation des sédiments qui le constituent est typiquement deltaïque (fig. 2-1E). Les facteurs de contrôle de la plaine deltaïque sont le fleuve, la mer (à la fois sur le temps court par le biais des houles, des courants et des tempêtes et sur le temps long avec les fluctuations eustatiques qui, combinées aux irrégularités du soubassement pléistocène, conditionnent la géométrie de l'espace d'accommodation) et les actions/activités anthropiques (locales et dans le bassin-versant). Les mouvements négatifs du sous-sol (hors compaction) sont faibles (0,4 à 1,2 mm/a), ce qui est confirmé par la position des vestiges archéologiques antiques (Cabassole, Carrelet, Combettes, Mornès, Capelière) et médiévaux (Abbaye d'Ulmet) dans la plaine deltaïque (Arnaud-Fassetta, 1998). Le diagramme triangulaire de Galloway (1975) permet de saisir toute la complexité de la dynamique géomorphologique du delta du Rhône à l'Holocène (fig. 2-4). ●●●

[1] *Toutes les cotes (positives et négatives) sont exprimées en m NGF (nivellement général français) dans le texte et les figures.*
[2] *Cal. BP = date calibrée par rapport à aujourd'hui (1950).*

[1] *Université Paris Cité, UMR 8586 PRODIG*



La prédominance actuelle de la houle (et des structures anthropiques) dans le façonnement général du delta du Rhône

Aujourd'hui dominé par la houle, le delta du Rhône (1 742 km²) est traversé par deux bras [densité de drainage* (D_d) : 0,06 km/km², un minimum absolu au cours de l'Holocène] en aval de la diffluence de Fourques : le Grand Rhône (85 – 90 % des apports liquides) à l'est et le Petit Rhône à l'ouest (fig. 2-1D). Le débit moyen du Rhône à Beaucaire (en amont de la diffluence) est de 1 701 m³/s. Ses apports solides se sont taris depuis le XIXe siècle, passant de 30 – 22 Mt/an au début du XXe siècle à 9,6 – 7,4 Mt/an au début du XXIe siècle. Cette diminution s'explique par la moindre fréquence des crues annuelles en lien avec la fin du Petit âge glaciaire (Pichard *et al.*, 2017) ; elle est aggravée par les effets du déficit sédimentaire provoqué dans le bassin versant par la déprise agricole, la reforestation et les actions dans les cours d'eau (barrages hydro-électriques, extraction de graviers et sables, endiguement et cloisonnement du lit fluvial). La frange deltaïque, essentiellement sableuse, s'étire sur près de 90 km entre la flèche de la Gracieuse (à l'est de l'embouchure du Grand Rhône) et la flèche de l'Espiguette (à l'ouest de l'embouchure du Petit Rhône ; fig. 2-2A). Dès le début du XVIIIe siècle, sa position géographique s'approche dans ses grandes lignes de l'actuelle (Pichard *et al.*, 2014) et le déplacement des embouchures provoque l'abandon en mer des sous-deltas fossiles. Ces derniers sont repris par l'action de la houle pour alimenter les flèches sableuses (Sabatier et Suanez, 2003). Par exemple, la crue de 1711 provoque la défluviation* vers le sud-est du Bras de Fer dans le Grand Rhône. Celle-ci a été grandement aidée par les ingénieurs de la Marine, trouvant ainsi la solution au problème de l'ensablement récurrent de l'embouchure du Rhône, via le raccourcissement de la longueur du chenal qui conduisit à l'accroissement de la pente hydraulique et de la force tractrice. Le lobe deltaïque du Bras de Fer ainsi abandonné va servir de stock sédimentaire à la formation de la flèche de Beauduc plus à l'ouest. Au cours du XIXe siècle, la migration de l'embouchure du Grand Rhône répond aussi à un forçage anthropique. Les trois embouchures (Piémanson, Roustan et Pégoulier) sont artificiellement réduites à une seule, celle-ci migrant d'abord (1872) vers le sud-est (Pégoulier) puis (1892) vers le sud (Roustan). Aujourd'hui, le delta du Rhône est dans une phase de progradation limitée (compromise) en lien avec la remontée lente (2 mm/an) du niveau marin relatif et la réduction des apports alluviaux. L'aire deltaïque ne s'est accrue que de 2 % depuis le début du XVIIIe siècle, et elle ne progresse plus qu'aux abords de l'embouchure du Grand Rhône et au niveau des flèches de Beauduc et de l'Espiguette (Sabatier *et al.*, 2009). Le littoral est hautement artificialisé dans les secteurs à enjeux, condition *sine qua non* d'une défense efficace du littoral (fig. 2-2B).

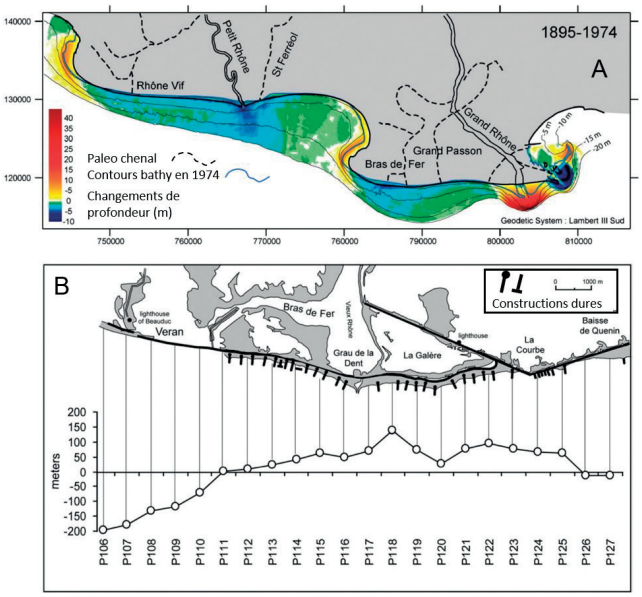


Fig. 2-2. - Évolution récente de la frange littorale du delta du Rhône (modifiée d'après Sabatier *et al.*, 2009). A) Analyse diachronique (1895 – 1974) de la bathymétrie et du bilan sédimentaire entre les flèches de la Gracieuse (à l'est) et de l'Espiguette (à l'ouest). B) Simulation de l'efficacité des structures hydrauliques lourdes (digues, épis, brises lames) imposées au littoral camarguais (Faraman) pour fixer le trait de côte 2000. Les valeurs positives indiquent un gain sédimentaire, les valeurs négatives une perte en sédiments en lien avec les structures.

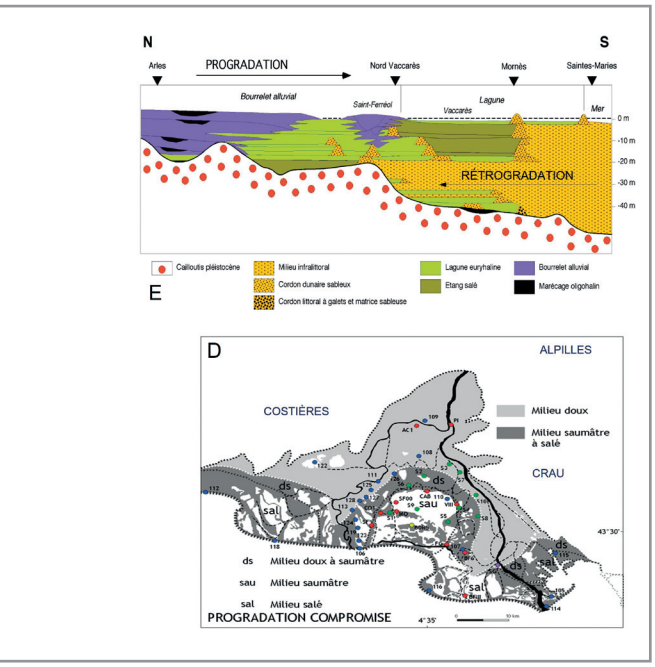


Fig. 2-1. - Localisation du delta du Rhône. A) Le bassin versant rhodanien. B) Le delta dans son bassin versant. C) Carte morpho-bathymétrique du golfe du Lion (modifiée d'après Berné *et al.*, 2004). Les valeurs indiquent les profondeurs. D) Le delta du Rhône aujourd'hui (modifiée d'après Arnaud-Fassetta, 2007). Les points colorés matérialisent l'emplacement des carottages profonds (bleu : 1964 – 1970 ; vert : 1970 ; violet : 1974 ; rouge/jaune : récent). E) Les grandes étapes de la construction du delta du Rhône à l'Holocène (modifiée d'après Pons *et al.*, 1979). Rétrogradation* (11,5 – 7,7 ka cal. BP) : remontée rapide du niveau marin (accroissement important de l'espace d'accommodation, houles efficaces) et apports détritiques abondants ; progradation (> 7,7 ka cal. BP) : décélération lente puis rapide de la vitesse de remontée du niveau marin, dans un contexte d'apports sédimentaires variables, à l'origine de la construction de plusieurs bourrelets alluviaux.

Les influences eustatiques, fluviales et marines du delta du Rhône à l'Holocène

Les douze derniers millénaires montrent un delta différent de l'actuel, d'abord dominé par la houle et les courants fluvio-marins (11,4 – 8,2 ka cal. BP), puis par les apports fluviaux (à partir de 7,7 – 5,6 ka cal. BP), dans un contexte eustatique instable (fig. 2-3, fig. 2-4).

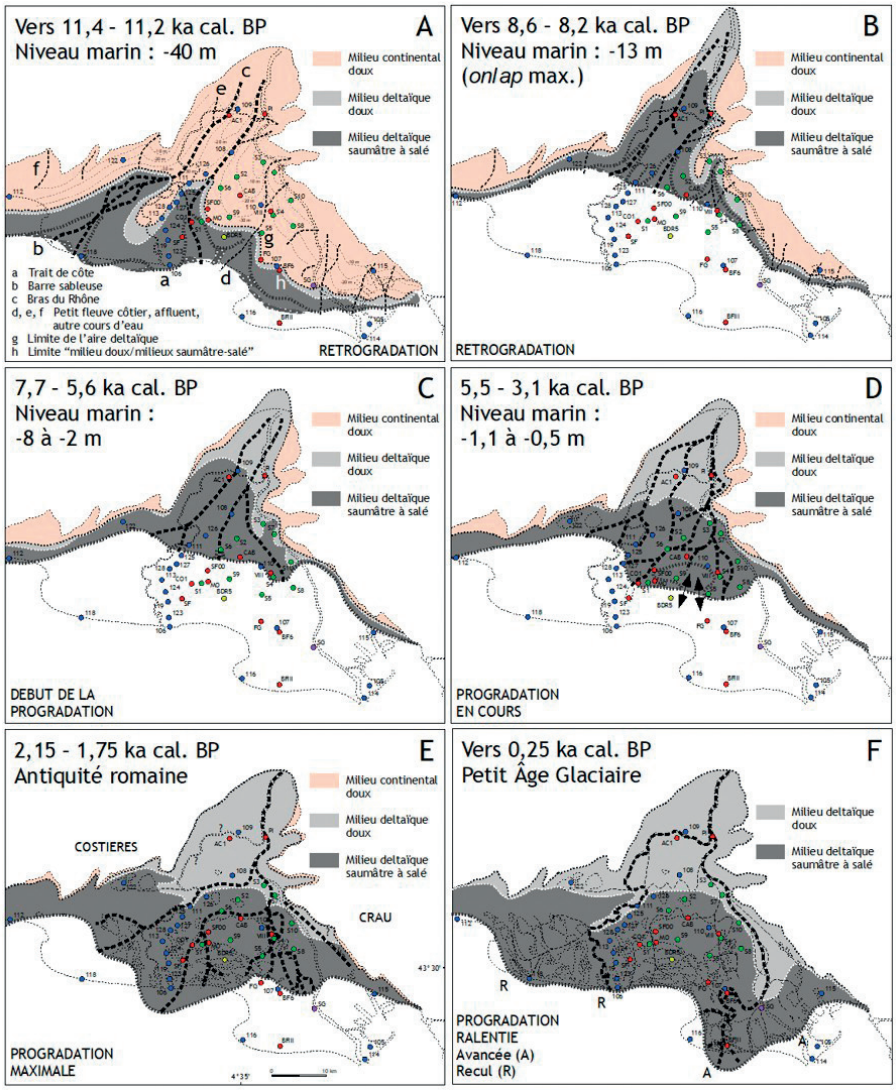


Fig. 2-3. - Évolution géomorphologique du delta du Rhône à l'Holocène (modifiée d'après Arnaud-Fassetta, 2007). Les points colorés matérialisent l'emplacement des carottages profonds (bleu : 1964 – 1970 ; vert : 1970 ; violet : 1974 ; rouge/jaune : récent).

Vers 11,4 – 11,2 ka cal. BP, le niveau marin se situe vers -40 m (fig. 2-3A). La remontée rapide de la Méditerranée crée un espace d'accommodation important, rapidement remblayé par d'abondants apports sédimentaires. Se déplaçant vers l'amont, le prisme deltaïque s'emboîte dans les séquences rétrogradantes précédemment déposées ou s'appuie sur la surface de ravinement polygénique glaciaire/postglaciaire qui affecte le toit du cailloutis pléistocène. La plaine deltaïque, qui représente seulement 629 km² (soit 36 % de l'actuel delta), est formée par une coalescence de plusieurs deltas alimentés par le Rhône ou de petits fleuves côtiers. Celui du Rhône (deux branches distinctes) est constitué de deux deltas dont les apex sont séparés par un interfluve. Dans la partie amont du delta, les deux branches principales du Rhône (D_d* : 0,17 km/km²) sont encore bien encaissées dans leur vallée (ria) ; à leurs débouchés se mettent en place de puissantes accumulations sédimentaires que les houles marines et la dérive littorale redistribuent sous forme de flèches sableuses. Ces accumulations, qui viennent barrer partiellement les exutoires, sont le témoin d'une charge sédimentaire abondante mais aussi et surtout, elles témoignent de l'influence déterminante qu'ont exercé les houles et les courants fluvio-marins (remontée eustatique rapide) sur le façonnement du front deltaïque de cette époque.

Vers 8,6 – 8,2 ka cal. BP, le niveau marin est remonté très rapidement jusqu'à -13 m (fig. 2-3B). Les cordons littoraux fossiles identifiés au nord de l'actuelle limite septentrionale du Vaccarès enregistrent l'*onlap** maximum holocène. Le delta du Rhône est devenu une seule et même unité, mais une bonne partie de l'aire deltaïque continue de se construire grâce aux apports adjacents des petits fleuves côtiers. Moins nombreux qu'auparavant, ces derniers participent *de facto* moins

activement au bilan sédimentaire de la plaine deltaïque, d'autant que leur force tractrice s'est amoindrie par réduction de la pente hydraulique, et que la dynamique marine remanie sans cesse leurs alluvions qui parviennent au rivage. Au total, l'aire deltaïque subit une érosion sévère sur ses deux marges : sa surface passe à 539 km² (31 % de la surface actuelle), soit une réduction de 14 % par rapport à la période précédente. Les deux embouchures rhodaniennes semblent s'être rapprochées, continuant de se concentrer dans la partie axiale de la ria (D_d : 0,24 km/km²) où elles subissent l'effet de puissants courants fluviatiles et marins. Le delta est alors dans un stade estuarien terminal et la faible pente du thalweg de la ria favorise la remontée de l'aire deltaïque à l'intérieur du continent, à une latitude très certainement proche de celle où se trouvent aujourd'hui Tarascon et Beaucaire. Durant toute cette première partie de la construction deltaïque, les bouches du Rhône sont des rias estuariennes. Des hauts fonds subsistent et des barres sableuses encombrent les exutoires, du fait de la dominance de la dynamique marine sur la dynamique fluviatile.

Entre 7,7 et 5,6 ka cal. BP s'affirme l'édification du prisme de haut niveau globalement progradant vers le sud (fig. 2-3C). La progradation n'est pas très rapide car le niveau marin, qui se situe alors entre -8 et -2 m, remonte encore significativement mais moins vite qu'auparavant. Les effets de la décélération lente de la remontée de la Méditerranée sont compensés par d'abondants apports alluviaux. La plaine deltaïque (598 km²) occupe 34 % de la surface actuelle. Elle est alimentée par plusieurs bras fluviatiles (D_d : 0,15 km/km²) dont les alluvions accumulées aux embouchures contribuent à accroître l'aire deltaïque de 11 % par rapport à la période précédente. La branche orientale serait la plus active, participant alors au développement d'un delta dominé par le fleuve.

Entre 5,5 et 3,1 ka cal. BP, l'aire deltaïque (766 km²) s'est accrue de 28 % par rapport à la période précédente, occupant alors 44 % de la surface deltaïque actuelle (fig. 2-3D). Cette progradation rapide s'explique par la décélération lente de la vitesse de remontée du niveau marin, qui limite la création de l'espace d'accommodation, et par des apports en sédiments conséquents accumulés sur la plaine et le front deltaïques par plusieurs branches fluviales hiérarchisées (D_d : 0,23 km/km²) dont les plus actives semblent se situer dans les parties centrale et orientale. La redistribution des alluvions aux embouchures par la houle et la progradation rapide des environnements fluvio-lagunaires favorisent le développement de cordons littoraux en avant de bassins d'inondation plus ou moins connectés à la mer ouverte. L'un de ces bassins correspond à l'assise de celui qu'occupera plus tard l'actuel étang de Vaccarès. Le caractère plurilobé du delta conforte sa dominance par le fleuve.

Entre 2,15 et 1,75 ka cal. BP, le niveau marin est très proche de l'actuel (fig. 2-3E). Le delta du Rhône connaît une avancée vers le sud sans précédent, alors même que se développent de nombreux habitats sur les bourrelets alluviaux du Rhône. Sa surface s'est accrue de 71 % (record absolu) par rapport à la période précédente, atteignant 1 310 km², soit 72 % de la surface deltaïque actuelle. La plaine deltaïque est drainée (D_d : 0,24 km/km²) par trois branches principales (d'ouest en est : Peccaïs, Saint-Ferréol, Ulmet). Un climat certainement plus humide, associé aux effets de l'anthropisation sur les interfluves en amont, est à l'origine d'une crise hydrosédimentaire reconnue à l'échelle de tout le bassin rhodanien. Le lobe de Saint-Ferréol connaît un développement sans précédent vers le sud, dont témoignent les épaves antiques échouées le long du front deltaïque (barre proximale) de l'époque, confirmant ainsi dans cette partie du delta la dominance du fleuve.

Vers 0,25 ka cal. BP, le processus de progradation n'agit plus uniformément sur l'ensemble de la plaine deltaïque (fig. 2-3F). Seul le lobe du Bras de Fer (1587 – 1711) connaît une avancée rapide, alors que les fronts des lobes de Saint-Ferréol et de Peccaïs sont en cours de démantèlement. La réduction considérable de la densité de drainage (0,09 km/km²) est d'origine anthropique (fermeture du Rhône de Saint-Ferréol en 1440 et du Rhône de Peccaïs en 1552). La progression rapide vers le sud du lobe du Bras de Fer s'explique essentiellement par des apports détritiques abondants, dans le contexte de crise climatique du Petit âge glaciaire, exacerbée par les effets de l'érosion des sols dans les montagnes fortement occupées. La plaine deltaïque occupe 98 % de sa surface actuelle, soit 1 710 km². L'aire deltaïque s'est accrue de 30 % par rapport à la période précédente, dans un contexte où le delta termine d'être dominé par le fleuve, pour passer ensuite à un delta dominé par la houle, ce qu'il restera jusqu'à aujourd'hui.

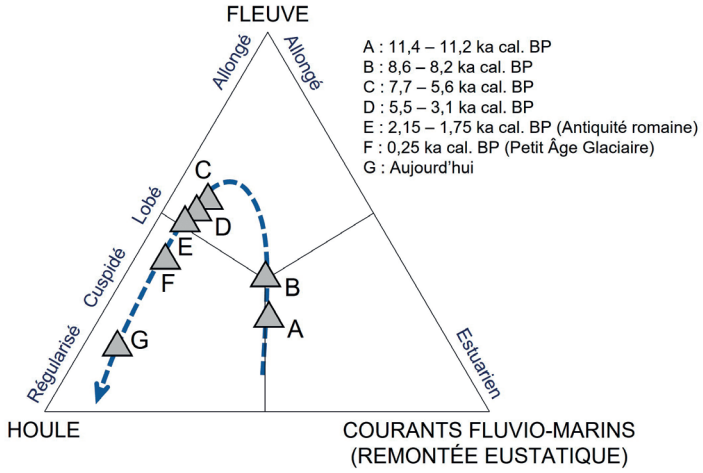


Fig. 2-4. - Le recours au diagramme triangulaire (modifié) de Galloway (1975) pour suivre l'évolution géomorphologique du delta du Rhône au cours de l'Holocène. En raison du caractère micro-tidal (marnage : 30 – 60 cm) du plan d'eau méditerranéen et de la faiblesse des courants associés dans la zone d'étude, nous avons modifié la figure originale en remplaçant « tidal » par « courants fluvio-marins/remontée eustatique ».

Conclusion

Le diagramme triangulaire de Galloway (1975), modifié, a permis de suivre l'évolution géomorphologique du delta du Rhône au cours de l'Holocène, montrant quand et comment le delta est passé des influences fortes de la houle et des courants fluvio-marins (remontée eustatique rapide ; 11,4 – 8,2 ka cal. BP) à un delta dominé par le fleuve (7,7 – 0,2 ka cal. BP) puis par la houle (aujourd'hui). Au cours des prochaines décennies, le delta du Rhône restera-t-il pour autant dominé par la houle ? Oui, certainement car il faudrait, sinon, pouvoir réactiver les apports alluviaux rhodaniens. Force est de constater la difficulté à accomplir cette tâche et c'est plutôt l'inverse qui se profile. En effet, 1) l'accroissement des actions de reboisement sur les versants ou de restauration fluviale dans les fonds de vallée, comme le décorsetage latéral des affluents, favorise l'élargissement des bandes actives de tressage, ce qui signifie la rétention des alluvions dans le bassin ; 2) la réactivation des lônes du Rhône est censée aboutir à la remise en mouvement des vieilles alluvions qui y sont piégées mais le gain sédimentaire qui profiterait à la frange deltaïque reste à démontrer. L'action des houles sur le façonnement de la frange deltaïque n'est donc pas prête à s'interrompre ni à s'atténuer. De surcroît, on prévoit une augmentation des températures de surface au-dessus de la mer, ce qui va intensifier la cyclogenèse intra-méditerranéenne (*i.e.* augmenter la hauteur des surcotes marines ainsi que la fréquence et l'impact des tempêtes). Espace sensible en raison de la vulnérabilité (structurelle, fonctionnelle, humaine) des populations qui y vivent, le delta du Rhône n'en reste pas moins une terre d'adaptation des sociétés face à la contrainte du milieu (Arnaud-Fassetta et Landuré, 2015), à l'image de la plupart des plaines deltaïques aujourd'hui dominées par la houle (Anthony *et al.*, 2021). ■

La Mahakam
un delta moderne à influence mixte fluvio-tidale

■ **Dominique Laurier**[1]

Le delta actuel du fleuve Mahakam est l'exutoire des nombreuses rivières qui drainent le bassin de Kutaï dans la partie orientale de l'île de Bornéo en Indonésie, province de Kalimantan (fig. 2-5). D'une surface approximative de 5 000 km², il débouche dans le détroit de Makassar, large d'environ 200 km, qui sépare Bornéo de l'archipel des Célèbes. Il s'y développe une sédimentation argilo-détritique très active depuis le Miocène à partir d'un bassin versant pratiquement inchangé. Étant situé à l'équateur, il subit un régime pluvial intense, un des plus élevés de tous les grands deltas, et des courants de marée importants qui ont façonné un modèle sédimentaire caractéristique où l'influence de la houle et des vagues océaniques joue un rôle mineur. Il est ainsi historiquement considéré comme un exemple type d'édifice à influence mixte fluvio-tidale selon la classification de Galloway (1975), ce que tous les travaux initiaux de Allen *et al.* avaient solidement établis et qui a toujours été confirmé depuis.

Cadre morphologique et géologique

Le bassin de Kutaï, de 77 000 km² de surface (fig. 2-5) est équivalent à celui de la Seine et bien plus petit que celui des grands deltas connus dans le monde (Amazone, Niger, Mississipi, Nil). Il est bordé au nord-est par les monts de Mangkalihat, au nord-ouest par le bombement de Kuching et au sud par les monts Meratus. Ces reliefs sont essentiellement constitués de roches cristallines et métamorphiques et culminent à moins de 2 000 m en moyenne. Le delta s'est formé après la phase orogénique de l'Oligocène supérieur qui a structuré cette zone. L'origine de la déformation a été l'objet de multiples interprétations successives : diapirisme, glissement gravitaire, plis de détachement sur une structure inversée, et l'inversion de failles de croissance de Ferguson et McClay (1997), hypothèse toujours en cours. Depuis le Miocène, s'est accumulée une épaisse séquence fluvio-détritique où alternent des séquences sableuses, argileuses avec des intercalations de bancs de charbon. Ce contexte sédimentaire, associé à une subsidence rapide du bassin sera donc favorable à la formation d'hydrocarbures, comme l'attestent des découvertes d'huile et de gaz depuis 1887.

Le delta s'est développé dans un contexte climatique équatorial caractérisé par une pluviométrie importante (plus de 2 000 mm/an), donc un débit fluvial élevé, estimé à 1 500 m³/s à l'entrée de l'appareil deltaïque où sont concentrés les apports de plus de 20 rivières tributaires de l'amont hydrologique. Il en résulte un apport sédimentaire important, variable selon les périodes de pluviosité, estimé à 6,5 millions de tonnes par an, sans tenir compte des apports en suspension tels que les silts fins. On estime, grâce aux forages et à la sismique enregistrée, que l'épaisseur des sédiments accumulés depuis la fin de l'Oligocène est supérieure à 8 000 m. Les influences marines sont essentiellement celles

[1] *Ex-Ingénieur géologue TotalEnergies*