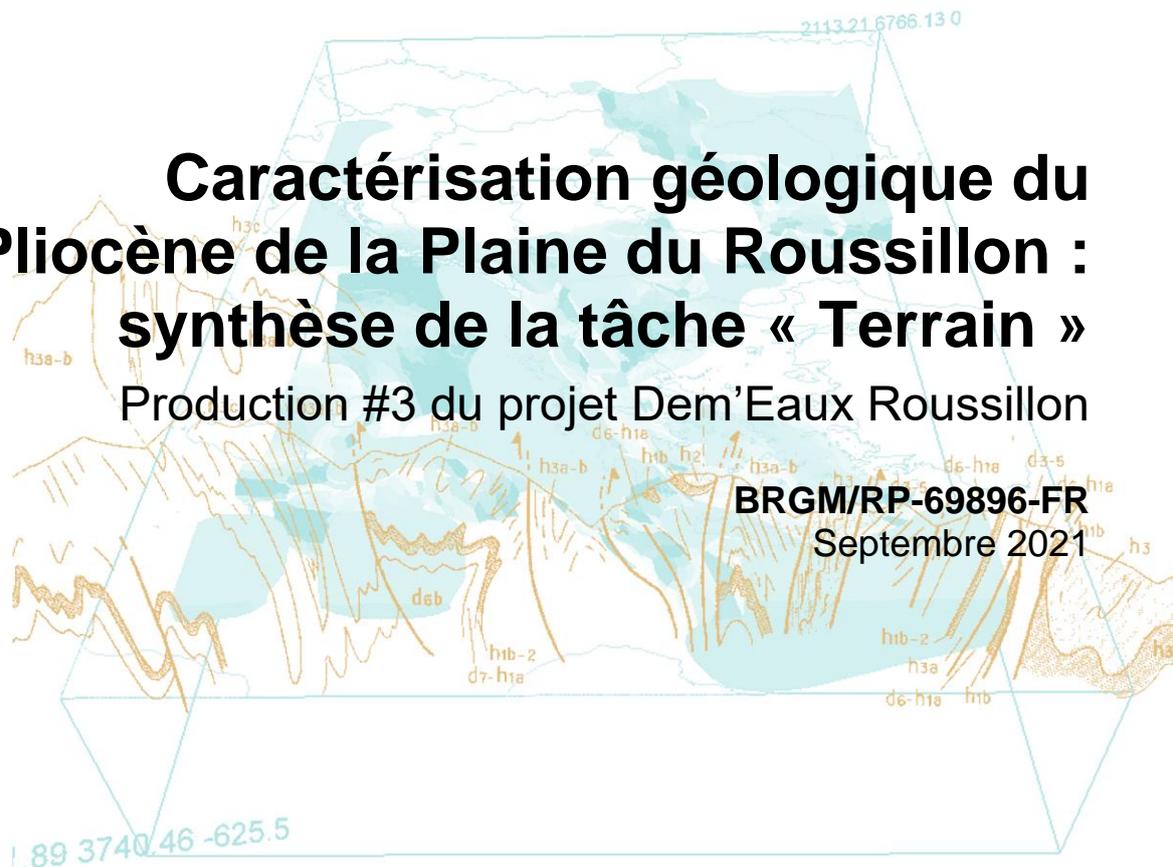




Caractérisation géologique du Pliocène de la Plaine du Roussillon : synthèse de la tâche « Terrain »

Production #3 du projet Dem'Eaux Roussillon

BRGM/RP-69896-FR
Septembre 2021



Projet cofinancé par le Fonds Européen de Développement Régional

Caractérisation géologique du Pliocène de la Plaine du Roussillon : synthèse de la tâche « Terrain »

Production #3 du projet Dem'Eaux Roussillon

BRGM/RP-69896-FR

Septembre 2021

Réalisé avec le concours financier de l'Etat et de la Région Occitanie (dans le cadre du Contrat de Plan Etat-Région 2015-2020), du FEDER, de l'Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse, de Perpignan Méditerranée Métropole et de Conseil Départemental des Pyrénées Orientales



Benoit Issautier, Cedric Duvail, Justine Briais, Eric Lasseur

Vérificateur :

Nom : O. SERRANO

Fonction : Resp. Unité DGR/GBS

Date : 25/05/2020

Signature :

Approbateur :

Nom : Y. CABALLERO

Fonction : CDP Hydrogéologue

Date : 02/09/2021

Signature :

Le système de management de la qualité et de l'environnement est certifié par AFNOR selon les normes ISO 9001 et ISO 14001.

Contact : qualite@brgm.fr



Projet cofinancé par le Fonds Européen de Développement Régional

Mots-clés : Roussillon, Delta, Pliocène, Fluvatile, Gilbert Delta

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Issautier, B., Duvail, C., Briaïs, J., Lasseur, E (2021) – Caractérisation géologique du Pliocène de la Plaine du Roussillon : synthèse de la tâche « terrain ». Production #3 du projet Dem'Eaux Roussillon, Rapport final. BRGM/ RP-69896-FR, 73 p., 65 fig

Synthèse

La mise à jour des faciès sédimentaires et de l'organisation des dépôts pliocènes et quaternaires de la plaine du Roussillon, entreprises dans le cadre du projet Dem'Eaux Roussillon, a donné lieu à deux importantes phases d'acquisitions de terrain sur la géologie. Ces campagnes de terrain mettent en évidence l'existence de 4 grands systèmes sédimentaires partiellement imbriqués pour certains.

Le système le plus emblématique, le plus connu et le plus âgé du bassin Pliocène est celui des Gilbert delta Zancéen. Ces derniers correspondent aux remplissage détritique post-crise Messinienne. Ce sont des édifices deltaïques extrêmement grossiers qui remanient le substratum cristallin et sédimentaire anté Messinien. Ils correspondent à des cônes sub-aquatique de très forte pente, mis en place sur des pentes particulièrement raides, expliquant en grande partie leur caractère gravitaire. Leur développement permet de lisser ces pentes et de tendre vers des deltas plus "plans".

Ils laissent donc naturellement place à des systèmes deltaïques dominés houle. Ces derniers se développent sur un profil sédimentaire plus plan, car en partie équilibrée par les Gilberts Deltas. Ces édifices correspondent à des cônes alluviaux se jetant immédiatement dans la mer (Fan delta). Le stock sédimentaire y est alors remanié par les processus de houle sous la forme de grands cordons sableux littoraux. Ils passent en distal aux argiles bleues, similaires aux emblématiques « bottomset » des « Gilbert deltas ». Dans les dépôts de « foreshore » à « shoreface », les figures de houle se manifestent par des « swaley cross stratifications » (SCS), « ridge and runnels », rides oscillatoires et petites rides 3D, le tout dans un matériel à granulométrie relativement bien calibrée. Ces faciès de haute énergie passent en distal à des sables plus fins organisés en séquence progradantes qui débutent par des sables massifs bioturbés évoluant vers des mégarides 3D dans des sables grossiers mal triés, où les rides subordonnées sont nombreuses et indiquent un remaniement tidal. Pour terminer, ces faciès passent verticalement à des sables mieux triés à SCS attestant d'une dominante des processus de houle de tempêtes. En distal, l'incorporation graduelle d'argiles bleues bioturbées à petites « Hummocky Cross Stratifications » (HCS) indiquent un passage à un environnement de dépôt de type shoreface inférieur. Ces deltas ont pour effet de lisser encore un peu plus le profil de dépôt, et permettent, in fine, d'installer une dynamique côtière et un delta plus complexe dominé par les processus oscillatoires et tidaux. Les faciès qui permettent cette interprétation sont typiques d'une lagune (milieu réducteur) abritée par un cordon sableux littoral et dans laquelle sédimentent des dépôts boueux. Le cordon sableux abritant la lagune est localement entaillé par les processus de crues, ce qui permet l'instauration d'une dynamique tidale responsable du développement de barres sableuses assez allongées qui, dans leur partie la plus interne, sont typiquement dominées par les phénomènes de crues (absence de tri et nombreuses surfaces de réactivation avec des paléo-courants très dispersés)

Le dernier système correspond au Pliocène continental sensu stricto. Il correspond essentiellement à des dépôts dits de débordement, c'est-à-dire des bancs sableux de faible épaisseur (infra-métrique) noyés dans des argiles silteuses marmorisées de plaine d'inondation. De nombreux paléosols carbonatés se développent, caractérisant un milieu assez humide probablement en contexte de « haut-niveau » marin. Un point marquant est la très rare présence de corps chenalisés, témoignant de la difficulté de développement d'un réseau hydrographique pérenne. C'est la conséquence d'un système se développant en contexte très aggradant dans lequel les processus d'avulsion dominant, et qui ne permet pas l'installation de chenaux bien

développés. C'est seulement dans la partie supérieure du Pliocène continental que s'installent les premiers « vrais » systèmes chenalisés de type sinueux voire en tresses, marquant une diminution probable de l'espace disponible et une diminution des processus d'avulsion logiquement combinée à une progradation des environnements plus proximaux.

Schématiquement, les deltas dominés houle laissent place à un système sédimentaire beaucoup plus allongé où des cônes alluviaux borduriers alimentent une plaine d'inondation puis une plaine côtière où les rivières se déconfinent et mettent en place des grands systèmes d'épandages sub-aquatique (Pliocène continental de « transition »). Sous cette configuration, le Pliocène Continental, tel qu'on le conçoit, est diachrone puisque mis en place en amont de ces deltas. Il se met en place dans un cadre de progradation généralisé pour finalement recouvrir la plaine dans son ensemble.

Une vallée incisée, d'orientation plus ou moins N10°E, a été identifiée dans cette séquence en amont du Réart et Canterane. Celle-ci capture les apports d'une rivière au sud (la Tech ?) en direction du nord puis de l'est, au nord de la Plaine du Roussillon. Sa mise en place est probablement liée à une chute du niveau marin relatif, ou à un basculement vers l'est des séries au niveau de Pollestre, mis en évidence par les corrélations de puits. Ce basculement serait responsable d'une franche rupture du profil d'équilibre forçant les processus d'érosion en partie proximale à le rééquilibrer via le développement de vallées incisées.

Pour finir, le Pliocène Continental se singularise au niveau de la Tech et du Têt où les faciès sont particulièrement grossiers. Ils correspondent à des cônes alluviaux adossés aux failles de la Têt et du Tech, deux failles actives au cours du Pliocène. Ces dernières ont probablement pour effet de modeler le paysage en bordure du Bassin et permettre l'accumulation de faciès grossiers borduriers en direction du centre du bassin.

Le projet Dem'Eaux Roussillon (2017-2021) a mobilisé des organismes de recherche (BRGM – coordinateur, INRAE, les Universités de Montpellier et de Perpignan Via Domitia), des entreprises spécialisées en géosciences (BRL Ingénierie, FUGRO Geoter et Yellowscan) et en informatique (Synapse Informatique), ainsi que les gestionnaires de la ressource en eau du territoire (Syndicat Mixte des Nappes de la Plaine du Roussillon et Syndicat Mixte de la Têt Bassin Versant) et des collectivités locales (Conseil Départemental, Communauté Urbaine, Région). Son financement a été assuré à 20% par l'État et par la Région Occitanie / Pyrénées-Méditerranée (dans le cadre du Contrat de Plan Etat-Région 2015-2020), à 15% par le fonds européen FEDER, à 15% également par l'Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse, à 5% par Perpignan Méditerranée Métropole Communauté Urbaine et à 3% par le Conseil Départemental des Pyrénées Orientales. Le reste du financement du projet (42%) a été apporté par les partenaires du projet, sur fonds propres.

Sommaire

1. Introduction	9
2. Les Gilbert Delta Zacléens : la remise en eau post-Mesinienne	11
2.1. GILBERT DELTA : DEFINITION	11
2.2. LES GILBERT DELTA DE LA TET.....	12
2.2.1. Secteur de Millas	13
2.2.2. Ile sur Têt.....	19
2.3. LES GILBERT DELTA DU TECH.....	22
2.4. ASPECT RESERVOIR.....	28
3. Le Pliocène « Marin »	30
3.1. DELTAS DOMINES HOULE	30
3.1.1. Description des faciès	30
3.1.2. Deltas dominés houle, aspect réservoir	37
4. Les Deltas dominés houle/tidale : transition vers le Pliocène Continental	39
4.1. DESCRIPTION DES FACIES	39
4.2. ASPECT RESERVOIR.....	44
5. Le Pliocène continental	45
5.1.1. Bordure Ouest	46
5.1.2. Plateau du Boulou.....	49
5.1.3. Plaine du Roussillon	51
5.1.4. Pliocène continental : Aspect réservoir	61
6. Conclusions et Implications	65
7. Glossaire.....	69
8. Bibliographie	71

Liste des figures

Figure 1 : Couverture des observations terrain réalisées. Plus de 180 points ont été acquis couvrant les Gilbert deltas le long de la Têt et du Tech, le Pliocène marin dans le Réart et la Canterane et enfin le Pliocène Continental dans la plaine.	9
Figure 2 : Anatomie d'un Gilbert Delta (Clauzon et al., 1990).....	11
Figure 3 : Affleurements dans la vallée de la Têt. Ce sont des faciès gravitaires s'échelonnant depuis des conglomérats de foreset supérieurs jusqu'à des alternances sablo-argileuses de bottomsets.	12
Figure 4 : foreset conglomératiques à rares niveaux lenticulaires clasts supportés	13
Figure 5 : Contact (sédimentaire) discordant entre le socle granitique (Granite blanc à biotites) et les conglomérats et sables conglomératiques à grandes obliques.	14
<i>Figure 6 : Foresets du Gilbert des Estanyols. L'amplitude de ces derniers atteint environ 30m ..</i>	<i>15</i>
<i>Figure 7 : Détail sur les dunes à l'intérieur des « foreset » ces dernières montrent une géométrie sigmoïdale.....</i>	<i>15</i>
<i>Figure 8 : Contact Socle (gauche) – couverture (droite). La bande grisâtre entre le socle et les faciès conglomératiques plus sombres à droite correspond à la première génération de conglomérats dont les clasts sont alignés parallèlement au contact socle-sédiment.</i>	<i>15</i>
<i>Figure 9 : Faciès de bottomset à figures de glissement (slumps).....</i>	<i>16</i>
<i>Figure 10 : foreset tronqués par des faciès organisés en lamines planes de haute énergie.....</i>	<i>17</i>
<i>Figure 11 : Faciès à cachet fluvial dans les topsets.....</i>	<i>17</i>
Figure 12 : Coupe BI189, illustrant l'empilement de deux Gilbert deltas	19
<i>Figure 13 : Faciès de Gilbert proximaux latéralement au site des Orgues d'île sur Têt. Ces conglomérats sont totalement chaotiques montrant une absence totale d'organisation suggérant des processus d'éboulement gravitaire.....</i>	<i>20</i>
<i>Figure 14 : Panorama des foresets d'un Gilbert Delta (haut) et détail d'un foreset (gauche).....</i>	<i>21</i>
<i>Figure 15 : faciès de grainflow en position de foreset inférieur.....</i>	<i>22</i>
<i>Figure 16 : Faciès de bottomset : drapage d'argiles bleues sur des sables fins bien triés.....</i>	<i>22</i>
Figure 17 : Grandes obliques granoclassées dans des sables moyens à grossiers. Au niveau du cache objectif, de beaux granoclassements inverses sont visibles. A noter également les clasts flottant dans la matrice en base de la photo.	23
Figure 18 : Géométrie de transition Foreset-bottomsets en bordure du Tech.	23
Figure 19 : bottomsets argilo-sableux en base surmontés par des sables conglomératiques à gros blocs d'argiles emballés.	24
<i>Figure 20 : Log sédimentologique du Gilbert du Boulou.....</i>	<i>25</i>
Figure 21 : Gilbert delta dans la carrière du Boulou. A noter en base des sables massifs (bottomsets supérieur) relativement fins (1), passant à des conglomérats peu organisés, et grands lobes sableux s'ouvrant en direction du sud ((2) droite photo). Ces lobes correspondent à des faciès de foreset inférieurs, et les conglomérats peu organisés à des faciès de foreset supérieurs.	27
<i>Figure 22 : Faciès « lit de traction » au sein des lobes du Gilbert delta de la carrière du Boulou27</i>	<i>27</i>
Figure 23 : Passage latéraux des différentes formations. On y voit les séries conglomératiques du paléo tech passer latéralement au Pliocène continental s.s. A noter le potentiel réservoir au sud, là où les Gilbert deltas, le Pliocène marin et les conglomérats du Plateau du Boulou sont en contact.	28

<i>Figure 24 : Profil de dépôt des Gilbert deltas et faciès associés</i>	29
Figure 25 : Cônes alluviaux et géométrie des corps conglomératiques. On voit de manière assez nette la géométrie très plane de ces niveaux grossiers	31
<i>Figure 26 : Détail sur les faciès de ces cônes alluviaux. Les conglomérats montrent un début d'organisation (auges frustrées), mais l'essentiel de ce faciès correspond à des conglomérats supportés matrice.....</i>	31
<i>Figure 27 : Grandes obliques de faible pendage et très bien triées</i>	32
Figure 28 : Faciès typique de sables grossiers mal triés à ridge and runnels. Ces mégardies indiquent une direction de déferlement vers la gauche de la photo (ouest), soit la position du rivage. En conséquent, le profil de dépôt s'ouvre vers l'est.....	33
<i>Figure 29 : SCS en accrétion latérale à gauche (Faciès S13). Et HCS très aggradantes à droite (Faciès S13). Ces structures sédimentaires témoignent de tempêtes de forte énergie.....</i>	34
<i>Figure 30 : SCS en accrétion latérale sur plusieurs mètres (Faciès S13). Sous ces dunes hydrauliques, on trouve des sables bioturbés (Faciès S15).....</i>	34
<i>Figure 31 : En haut, Alternance de sables bien triés à SCS et de sables mal triés à petites rides sigmoïdales. A gauche, détail sur les rides tangentielles.....</i>	35
<i>Figure 32 : Faciès sableux massif bien trié et homogène. Ce faciès peut s'empiler sur plusieurs mètres d'épaisseur indiquant une importante tranche d'eau.....</i>	36
<i>Figure 33 : Intercalation d'argiles plastiques bleues bioturbées dans les faciès de front de delta homogènes sableux.....</i>	37
<i>Figure 34 : Profil de dépôt des deltas dominés houle et faciès associés</i>	38
<i>Figure 35 : Développement de paléosols assez massifs dans la plaine alluvial.....</i>	39
<i>Figure 36 : Environnement de cône distal à plaine d'inondation. L'étude détaillée de cet affleurement montre que dans la partie ouest se mettent plutôt en place des dépôts sablo-conglomératiques mal triés à intercalations de chenaux conglomératiques (cône médian à distal). La proportion de sables diminue au profit d'argiles plus claires, et les corps chenalisés s'individualisent dans ces argiles. Par ailleurs, ils montrent de belles accrétions latérales témoignant d'un début de sinuosité.</i>	40
Figure 37 : Chenal méandrique dans une plaine côtière. A noter en base de chenal un niveau de tourbe en partie remanié dans le chenal. Ce dernier est par ailleurs capé par un sol carbonaté corrélable sur plusieurs coupes.	41
Figure 38 : Détail de la partie basale d'un chenal de plaine côtière. A noter les nombreux niveaux charbonneux remaniés laminés plans ou en auges. De grandes accrétions latérales se mettent en place au-dessus.....	42
Figure 39 : Faciès de barre d'embouchure.	42
Figure 40 : Argiles verdâtres à terriers.	42
Figure 41 : Faciès silto-sableux assez massifs (quelques rides 3D) et intercalations plus grossières et mal triées.	43
Figure 42 : Terriers verticaux de crustacés dans des silts massifs. Ils témoignent d'une bathymétrie très faible	43
<i>Figure 43 : Niveau carbonaté lacustre en position de maximum de progradation au-dessus d'une alternance de plaine côtière/barres d'embouchures.....</i>	44
Figure 44 : Zonation du Pliocène continental en trois grands domaines. Ces ensembles délimitent des lithologies très tranchées.	46

<i>Figure 45 : sables conglomératiques à mégarides 3D. La partie inférieure est plutôt dominée par des microconglomérats à clasts jointifs, par opposition à la partie supérieure dominée par des clasts supportés par une matrice argilo-sableuse.</i>	47
Figure 46 : Transition cône / plaine d'inondation. A noter la géométrie convexe des corps conglomératiques caractérisant des lobes de déconfinement.....	47
Figure 47 : Paléosol carbonaté dans la plaine d'inondation en aval des cônes rutilants	48
Figure 48 : Dépôts de débordement sableux à microconglomératiques.	48
<i>Figure 49 : Sables grossiers mal triés à obliques conglomératiques. La matrice revêt localement un caractère argileux marqué, suggérant des écoulements de type coulées de débris.</i>	49
Figure 50 : Chenal sableux à la base passant à des grandes barres longitudinales conglomératiques.....	50
<i>Figure 51 : Système de rivière sinueuse sablo-conglomératique (Miall, 1985).....</i>	50
<i>Figure 52 : Sables grossiers mal triés à obliques conglomératiques. La matrice revêt localement un caractère argileux marqué, suggérant des écoulements de type coulées de débris.</i>	51
Figure 53 : Environnement de dépôts continentaux. Gauche : faciès conglomératiques à grandes obliques ; Droite : une plaine d'inondation (1) et ses chenaux (2).....	52
Figure 54 : Coupe des Tuilières. Celle-ci démarre dans des faciès marins bien triés et homogènes à grands cordons conglomératiques. Ils passent sans transition (à 5m) à des sols continentaux à niveaux de crues (sables boueux en bancs décimétriques). Le sommet de la coupe voit se multiplier les corps grossiers témoins de la progradation des environnements proximaux dans la plaine du Roussillon.	53
Figure 55 : Faciès proximaux conglomératiques au sommet de la coupe des Tuilières.	55
Figure 56 : Géométrie de chenal sablo-conglomératique d'épaisseur métrique (2m max). En détail, la base du chenal est constituée de conglomérats désorganisés jointifs (Faciès Cg3), ou à stratifications en auges (Cg5) passant verticalement à des sables laminés plans (S5) et grandes accrétions latérales (Faciès S9).	55
Figure 57 : détail de la base d'un chenal. Noter le caractère grossier et relativement peu organisé des conglomérats passant verticalement à des sables laminés plans.	56
Figure 58 : Barre d'embouchure proximale caractérisée par de grands foresets 2D métriques orientés vers l'est.	57
<i>Figure 59 : Comparaison entre la coupe d'Ille sur Têt (gauche) et une coupe de la corniche de la Têt (droite). Elles sont distantes de 15km et montrent une différenciation proximale distale sur un axe est-ouest comme attendu.</i>	59
<i>Figure 60 : Vue de la coupe des orgues. En haut, vue en contreplongée ; en bas illustration des faciès sablo-conglomératiques à base parfois chenalisante.</i>	60
Figure 61 : Sol carbonaté au sein des faciès de plaine d'inondation (Faciès Sh6).....	61
<i>Figure 62 : Ratio Largeur/Epaisseur basé sur une compilation bibliographique (Gibling 2006). Ces trois diagrammes permettent d'estimer en fonction d'une épaisseur ou largeur de chenal sa dimension totale. On y voit des courbes pour les rivières en tresse (A), les rivières méandriformes (B) et les distributaires deltaïques en bas.</i>	62
<i>Figure 63 : Ratio Largeur/Epaisseur basé sur une compilation bibliographique (Church and Rood, 1983 ; Hey and Thorne ,1986).</i>	63
Figure 64 : Graphe épaisseur/largeur des dépôts de crevasses et approximation par deux courbes (polynomiale en haut ; linéaire en bas).....	63
Figure 65 : Image d'entraînement issue des travaux de terrain.	66

1. Introduction

L'aquifère Plio-Quaternaire du Roussillon est un aquifère multicouche constitué de formations alluviales du Quaternaire surmontant des niveaux de sables et argiles du Pliocène, sur une épaisseur pouvant dépasser les 300 m. La mise à jour des faciès sédimentaires et de l'organisation des dépôts pliocènes et quaternaires de la plaine du Roussillon entreprise dans le cadre du projet Dem'Eaux Roussillon, a donné lieu à deux importantes phases d'acquisitions de terrain sur la géologie: la première en juillet-août 2017, et la seconde courant mars 2018 (Figure 1).

La première phase faisait suite à la mission de lancement en mai 2017, au cours de laquelle il avait été convenu d'estimer rapidement l'étendu du travail à mener sur le Pliocène continental (Pc) ainsi que sur la problématique des Gilbert delta, premiers édifices deltaïques Post-Messinien.

La seconde phase était dédiée au levé de deux coupes dans le Pliocène Marin (Pm) des rivières de la Canterane et du Réart. L'objectif était de comprendre les faciès qui constituent ces prismes sableux marins, leur évolution latérale et verticale. Ce travail permettra de comprendre à partir de quand la plaine du Roussillon a acquis sa morphologie actuelle ainsi que les éventuels échanges hydrologiques entre le Pc et le Pm.

Dans les prochains chapitres, nous détaillerons les résultats de ces différentes phases de terrain en débutant par les Gilbert delta, les deltas dominés houle, la frange deltaïque transitionnelle puis le Pliocène continental, en nous appuyant régulièrement sur la classification présentée sur le Tableau 1.

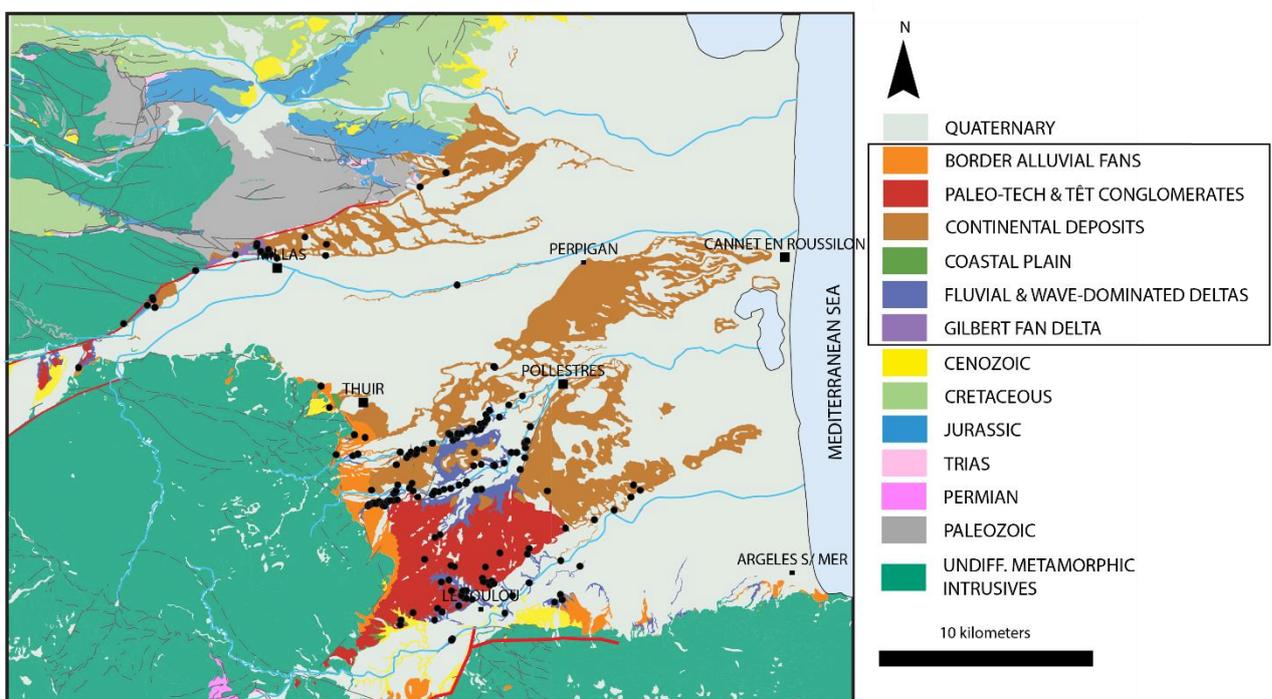


Figure 1 : Couverture des observations terrain réalisées. Plus de 180 points ont été acquis couvrant les Gilbert deltas le long de la Têt et du Tech, le Pliocène marin dans le Réart et la Canterane et enfin le Pliocène Continental dans la plaine.

2. Les Gilbert Delta Zacléens : la remise en eau post-Messinienne

Dans la plaine du Roussillon, ces édifices deltaïques correspondent aux premiers dépôts Pliocène. Ils marquent la remontée du niveau marin de la Mer Méditerranée suite à la crise de salinité Messinienne. Décrits par Clauzon dans les années 90 (Clauzon et al., 1990 ; Figure 2), ils affleurent essentiellement le long de la Tête et du Tech, ce qui représente une superficie minimale comparativement à la plaine du Roussillon.

Nous définirons dans un premier temps ce que sont les Gilbert deltas, et dans un second temps, nous nous attacherons à décrire ces corps le long de la Tête puis du Tech.

2.1. GILBERT DELTA : DEFINITION

Ce type de delta singulier a été décrit pour la première fois aux Etats-Unis sur des dépôts Pléistocènes du lac Bonneville (Gilbert, 1885).

La particularité de ces édifices est le très faible transport du stock sédimentaire. Ils présentent des pentes sédimentaires très prononcées, de l'ordre de 10 à 35° et une granulométrie particulièrement grossière. Les clinofformes qui se mettent en place sont en limite de stabilité, et l'ensemble est donc soumis à des processus gravitaires.

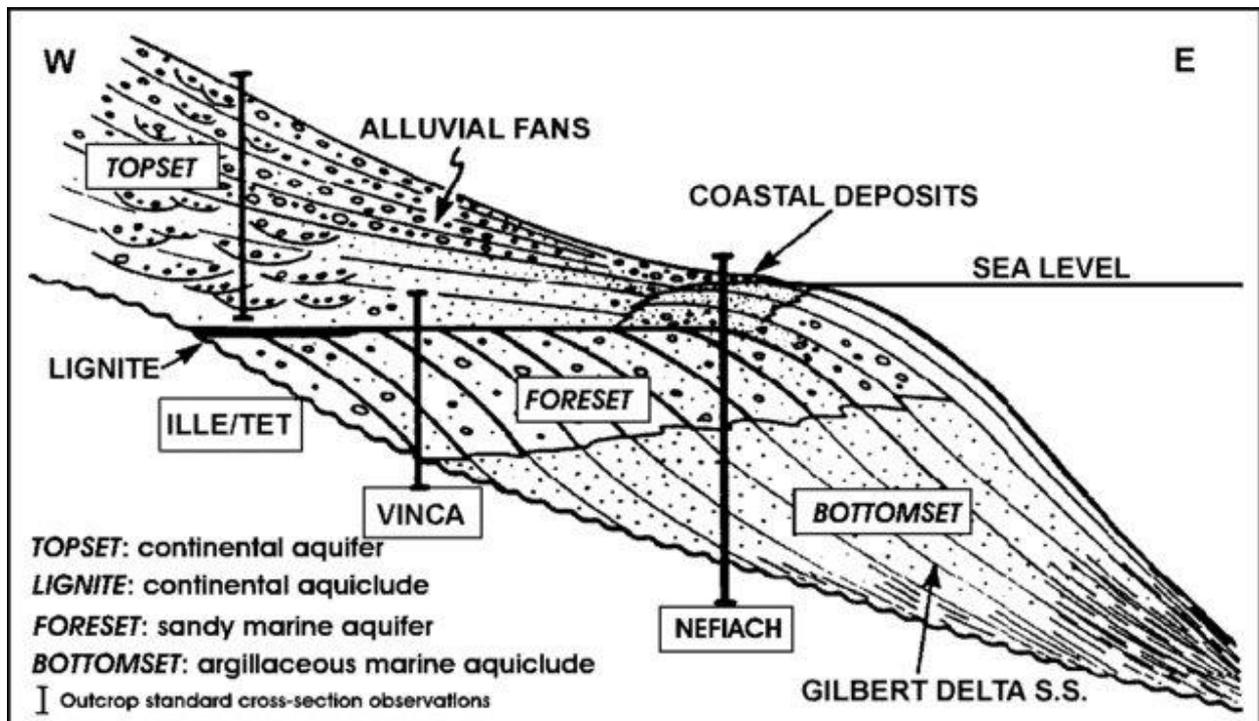


Figure 2 : Anatomie d'un Gilbert Delta (Clauzon et al., 1990)

L'architecture d'un « gilbert delta » se compose de trois ensembles (Figure 2)

- Les « Topsets » qui correspondent à la partie proximale de l'édifice et se caractérisent par des dépôts sub-aériens littoraux à cônes alluviaux. Ils montrent une géométrie assez plane
- Les « foreset » et « bottomsets » sableux, en partie médiane représentent l'essentiel du volume d'un Gilbert delta. Ils sont caractérisés dans leur partie sommitale par des troncatures (« toplaps »), et les dépôts qu'ils contiennent sont sub-aquatiques uniquement, et s'étalent entre des conglomérats en partie proximale et des sables en partie distale.
- Les bottomsets argileux, dans la partie distale de l'édifice correspondent au pied du delta et présentent une géométrie assez plane. Ils correspondent à des dépôts sablo-argileux très fortement bioturbés.

2.2. LES GILBERT DELTA DE LA TÊT

Les affleurements se concentrent globalement entre Millas et les orgues d'Île sur Têt, soit sur un peu plus de 6km (Figure 3). Ils sont en contact direct avec le bâti Paléozoïques qu'ils remobilisent sous la forme de blocs, galets et sables grossiers. En bordure de la Têt, ils sont en contact anormal avec le Pliocène continental, via la faille normale de la Têt qui affaisse le compartiment méridional.

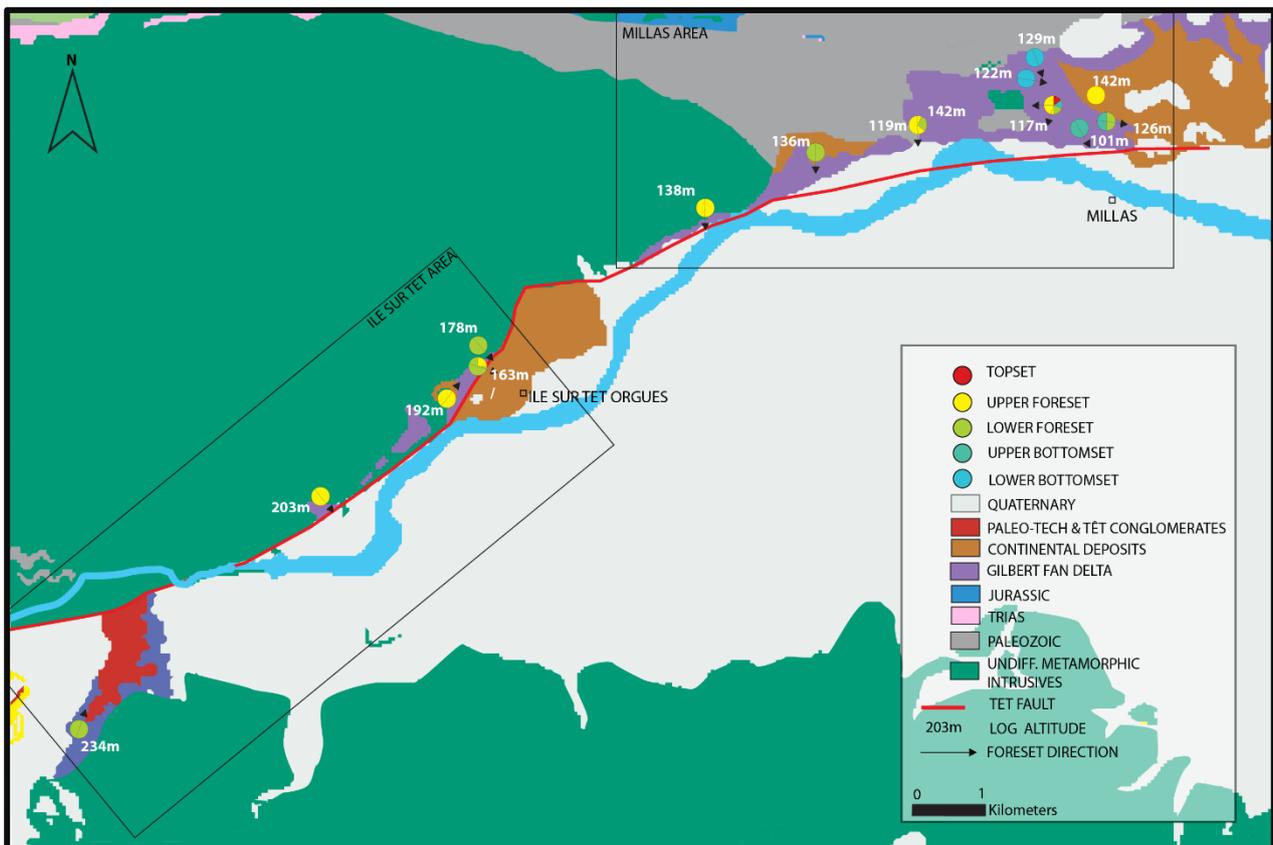


Figure 3 : Affleurements dans la vallée de la Têt. Ce sont des faciès gravitaires s'échelonnant depuis des conglomérats de foreset supérieurs jusqu'à des alternances sablo-argileuses de bottomsets.

2.2.1. Secteur de Millas

Le secteur de Millas comporte beaucoup d'affleurements dans une zone relativement restreinte. Trois sont majeurs, car ils illustrent le contact (sédimentaire) socle Paléozoïque- couverture. Les faciès les plus proximaux se localisent à l'ouest de la zone avec notamment le Gilbert des Estanyols.

Tout à l'ouest, un affleurement relativement isolé, en bordure de la Têt montre une succession épaisse de faciès conglomératiques monogéniques (clasts de leucogranites) chaotiques, organisés en grands « foresets » dirigés plein sud (Figure 4). Les faciès consistent en des conglomérats supportés matrice (Tableau 1 ; Cg1 : matrice argileuse ou Cg2 : matrice sableuse) et supportés clasts (Tableau 1 ; Faciès Cg3). Quelques faciès sableux à gros clasts flottants sont visibles (Tableau 1 ; Faciès S3). Ces faciès définissent plutôt les « foreset » supérieurs, et ils sont en contact immédiat avec des leucogranites à biotites qu'ils remanient (Figure 5). Le sommet de la coupe montre une diminution des faciès grossiers au profit de faciès plus sableux à lentilles conglomératiques supportés clasts. Ces faciès, plus typiques des « foreset » inférieurs suggèrent une rétrogradation du système et des cônes mis en place en contexte plutôt transgressifs.

Plus à l'est, une carrière active exploite les sables et conglomérats du Gilbert des Estanyols (Figure 6). Ce dernier n'a pas été étudié en détail, cependant lors du lancement du projet une excursion réalisée sur cet objet permet une description relativement complète. La base de la carrière débute dans des faciès de « foresets » de forte amplitude (de l'ordre de 30m), constitués principalement de sables grossiers à granoclassements inverses (Tableau 1 ; Faciès S2). Dans la carrière, ces « foresets » correspondent à un ensemble de dunes hydrauliques déposées en compensation. Ces dernières montrent une géométrie sigmoïdale qui pourrait éventuellement marquer une influence tidale (Figure 7). Cependant aucuns critères tidaux typiques n'ont été observés (Tidal bundles, drapages argileux sur rides, rides subordonnées).

La partie supérieure de la carrière montre des faciès conglomératiques sous la forme de grands épandages sub-horizontaux, discordant donc sur les « foresets » sous-jacents. Ces faciès constituent l'association de faciès « topset » caractérisant la partie aérienne du « Gilbert delta » (cône alluvial).



Figure 4 : foreset conglomératiques à rares niveaux lenticulaires clasts supportés

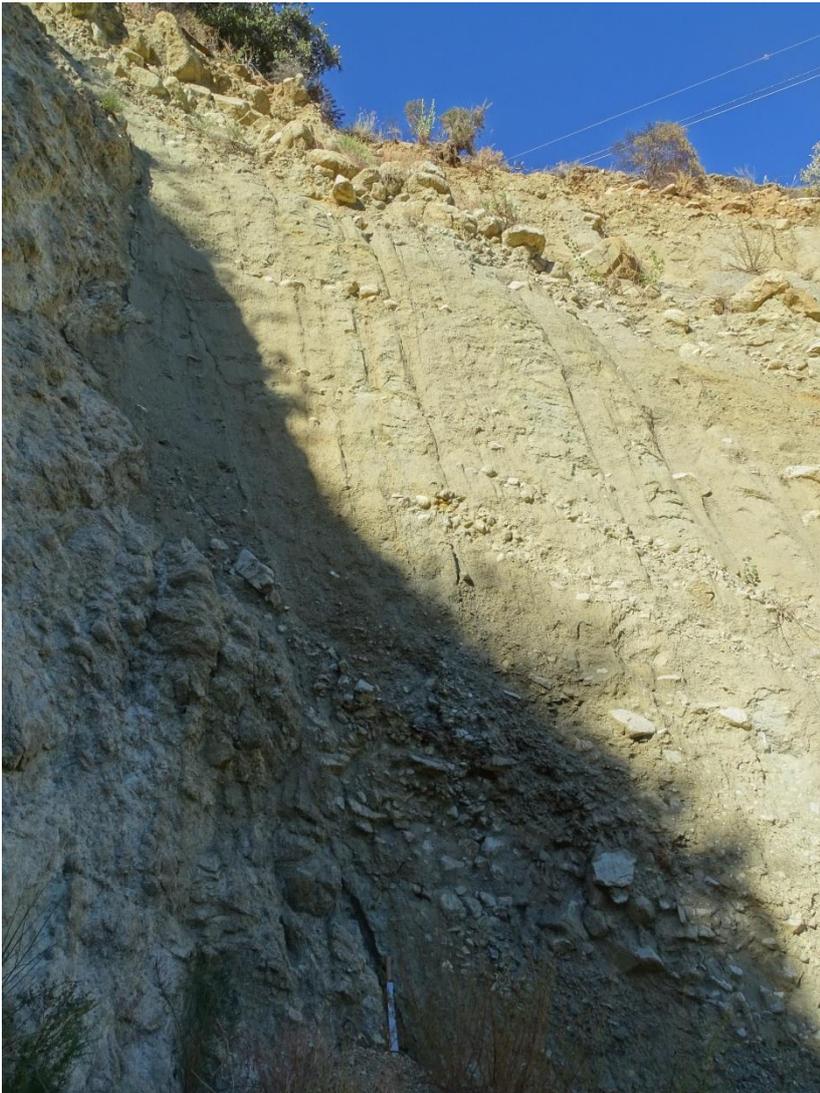


Figure 5 : Contact (sédimentaire) discordant entre le socle granitique (Granite blanc à biotites) et les conglomérats et sables conglomératiques à grandes obliques.

A l'est des Estanyols, le contact socle-couverture affleure particulièrement bien le long de la route (nord de Néfiach). Il se caractérise par le dépôt d'un premier conglomérat dont les clasts sont orientés parallèlement à l'interface socle-couverture indiquant un contact sédimentaire de type colluvion le long d'une paléo-topographie (

Figure 8). Une seconde génération de conglomérats vient ensuite « buter » en onlap sur ces conglomérats de première génération. Ce second remplissage correspond à de grands foresets orientés plein sud, et ils montrent une dynamique gravitaire relativement proximale (Tableau 1 ; faciès supportés matrices : Cg1 et Cg2) suggérant une association de type foreset supérieur.



Figure 6 : Forsets du Gilbert des Estanyols. L'amplitude de ces derniers atteint environ 30m



Figure 7 : Détail sur les dunes à l'intérieur des « foreset » ces dernières montrent une géométrie sigmoïdale.



Figure 8 : Contact Socle (gauche) – couverture (droite). La bande grisâtre entre le socle et les faciès conglomératiques plus sombres à droite correspond à la première génération de conglomérats dont les clasts sont alignés parallèlement au contact socle-sédiment.

Plus à l'Est encore, on retrouve des faciès de « bottomset » : argiles silteuses à petits litages sableux millimétriques (Tableau 1 ;Faciès Sh3, Figure 9) et figures de déformations plastiques de type « slumps ». Ils témoignent de la présence d'une pente instable en amont de ces « bottomset ».

Dans ce secteur, le socle Paléozoïque est drapé par une génération de conglomérats à blocs anguleux très grossiers orientés parallèlement à la surface d'érosion. Ces derniers sont ensuite

discordés en « onlap » par des argiles, argiles silteuses à lits sableux millimétriques à centimétriques. Elles sont à nouveau typiques des « bottomset » et témoignent d'une rétrogradation des faciès



Figure 9 :
Faciès de
bottomset à
figures de
glissement
(slumps)

A la même altitude mais plus au sud, ces faciès passent à la coupe de « *Correc de Saint Marti* » qui est clef dans l'étude car elle contient 2 Gilbert distincts séparés par un intermédiaire argileux de « bottomset ».

La coupe débute dans des faciès grossiers dominés par des processus gravitaires. Ce sont des microconglomérats à grandes obliques dans lesquelles la texture est supportée clast (Figure 10), avec localement de petites lentilles décimétriques. Ces derniers alternent avec des faciès plus matriciels de type dépôt d'écoulement hyperconcentré (Tableau 1 ; Cg2). La forte inclinaison ainsi que l'amplitude des « foresets » impliquent une importante tranche d'eau, incompatible avec des systèmes sub-aériens du Pliocène, ce qui leur confère un environnement de dépôt type « foresets ». Ils sont tronqués par une surface remarquable assez plane (Figure 10) constituée d'alternances sablo-conglomératiques avec beaucoup de galets imbriqués, de mégarides 3D, de litages plans et géométries de chenaux (Figure 11). Ils sont représentatifs d'un milieu continental, probablement de type cône alluvial/systèmes en tresse (association de « topset »). Les « foresets » surmontés par un cône alluvial épais de quelques mètres marquent donc le comblement d'un premier édifice deltaïque.



Figure 10 : foreset tronqués par des faciès organisés en lamines planes de haute énergie.



Figure 11 : Faciès à cachet fluvial dans les topsets

Ces faciès sont surmontés par des argiles silteuses bleues à petits bancs sableux grossiers. Ces derniers montrent un granoclassement frustré et très rares inverses (Sh3). Ils correspondraient à des faciès de « bottomset » traduisant un ennoisement des précédents dépôts continentaux et la mise en place d'un nouveau « Gilbert delta » déconnecté du précédent par ces argiles (Figure 12).

Les argiles de « bottomset » sont surmontées par des faciès sablo-conglomératiques, à grandes auges 3D et galets flottants. La plus faible proportion de galets et blocs ainsi que les clasts « flottants » attestent d'écoulement gravitaire de type concentré, et donc plus distaux que ceux décrits précédemment (Tableau 1 ; Faciès Cg3, Cg5 et S3). Ils marquent très probablement la transition « foreset » supérieur-inférieur.

Cet agencement suggère une mise en place des Gilbert deltas dans un contexte là encore transgressif, indiquant que le flux de matériel ne suffit pas à compenser la création d'espace disponible. Les Gilbert deltas sont classiquement interprétés comme des édifices progradant en réponse à un volume de sédiment très largement supérieur au volume disponible pour leur dépôt. Les Gilbert de la Têt montrent pour le moment l'inverse, et cette différence majeure devra être considérée et expliquée.

Enfin, plus au sud de cette coupe, affleure le long de la D612 une grande séquence régressive qui démarre dans des alternances sables argiles en séquences progradantes bioturbées (Tableau 1 ; faciès Sh4 et Sh3) passant verticalement à des sables grossiers en grandes obliques (« foresets ») granoclassées (Tableau 1 ; S3 à S7). Cette coupe marque donc un troisième édifice.

A Millas, on dénombre donc trois Gilbert deltas de petites dimensions qui témoignent d'édifices assez marginaux, probablement en bordure de vallée.

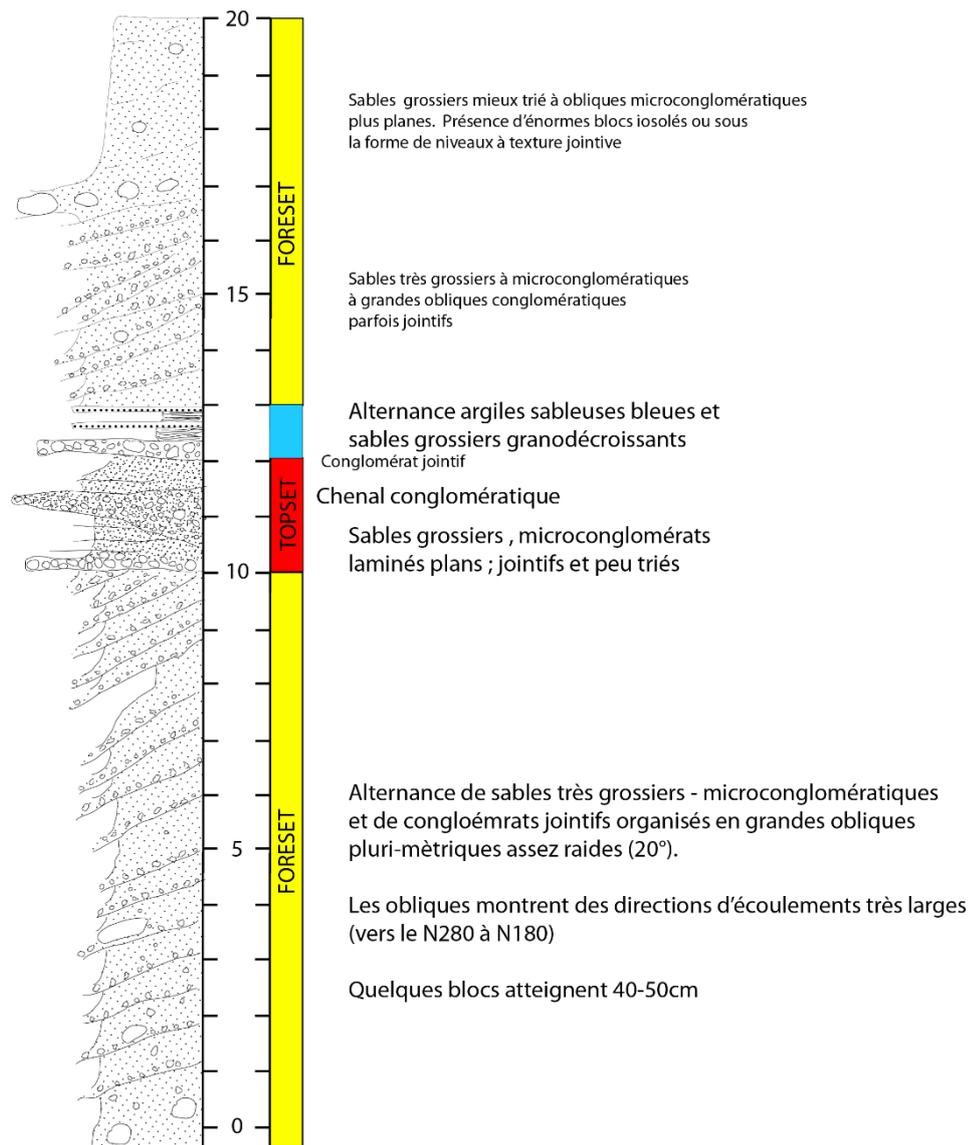


Figure 12 : Coupe B1189, illustrant l'empilement de deux Gilbert deltas

2.2.2. Ile sur Têt

Les faciès rencontrés sont principalement conglomératiques. Les clasts peuvent être énormes (1m³), et ils sont soit jointifs, soit supportés matrice (Tableau 1 ; Faciès Cg1-2-3). Ils témoignent de processus gravitaires en position assez proximale (écoulements cohésifs à hyperconcentrés). Ils sont bien plus grossiers que ceux observés dans le secteur de Millas (Figure 13).



*Figure 13 :
Faciès de Gilbert
proximaux
latéralement au
site des Orgues
d'île sur Têt. Ces
conglomérats
sont totalement
chaotiques
montrant une
absence totale
d'organisation
suggérant des
processus
d'éboulement
gravitaire.*

Plus à l'ouest, les faciès sont mieux organisés, et s'agencent en grands « foresets » indiquant des directions de transport vers le SE (Figure 14). La granulométrie est toujours aussi grossière, les conglomérats sont monogéniques et constitués de clasts de granites blancs de dimension variable (centimétrique à pluri métrique). Ils peuvent être arrondis comme anguleux. Les faciès conglomératiques sont essentiellement de type hyper-concentrés (Tableau 1 ; Cg2 et plus rarement Cg3), et des faciès sableux commencent à s'intercaler, témoignant d'un début de ségrégation des écoulements turbiditiques (écoulement bipartite, Lowe, 1982). Les faciès sableux sont de type lit de traction (Tableau 1 ; S2) et grain-flow (Tableau 1 ; S3)

Au Nord des orgues d'île sur Têt, les Gilbert deltas montrent une succession de faciès plus distale avec des sables grossiers à galets flottants alignés (Tableau 1 ; « Grainflow » : S3, Figure 15), mais aussi des sables fins, bien triés, homogènes, à drapages argileux en obliques sub-horizontales caractéristiques de pied de delta (Tableau 1 ; S7, « bottomset », Figure 16).

Le passage de faciès assez rapide entre les « foresets » inférieurs et les alternances sables/argiles de « bottomset » suggèrent des corps aux dimensions modestes (de l'ordre du kilomètre de rayon ?).

L'affleurement le plus à l'ouest du secteur (Col de Rodès) consiste en des sables grossiers organisés en « foresets » orientés N20 et en séquences granoclassées majoritairement normales (Tableau 1 ; S3), mais également dans une moindre mesure inverses (Tableau 1 ; S2, Figure 17). Ils évoquent des processus gravitaires relativement matures en comparaison aux faciès conglomératiques décrits jusqu'à présent, exception faite du flan nord des orgues d'île sur Têt.



Figure 14 : Panorama des foresets d'un Gilbert Delta (haut) et détail d'un foreset (gauche)

Les « foresets » de Rodès se mettent probablement en place sur le versant sud de la ria de la Têt (direction N20 des foresets) par opposition aux « foresets » d'Ile sur Têt montrant des directions plus Sud.

Cette disposition suggère à nouveau une vallée incisée relativement modeste flanquée de petits édifices. La transition rapide vers des faciès de « bottomset » et une faible capacité à ségréger les écoulements turbiditiques attestent d'une faible capacité de transport probablement liée à la forte pente et petite dimension de ces corps. Par ailleurs, l'amplitude modeste des « foresets » (de l'ordre de la trentaine de mètres), suggère une bathymétrie relativement faible qui tranche assez nettement avec ce qui est classiquement considéré dans le remplissage post-Messinien. La singularité de ce dispositif pourrait s'expliquer par une position relativement perchée voire endoréique des plans d'eau dans lesquels se déversaient les décharges clastiques (sorte de lacs saumâtres sur les flancs de vallées incisées).

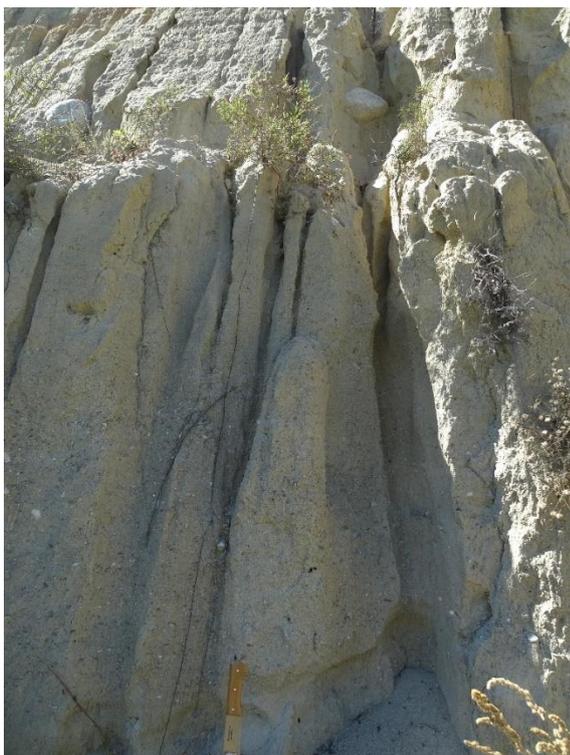


Figure 15 : faciès de grainflow en position de foreset inférieur



Figure 16 : Faciès de bottomset : drapage d'argiles bleus sur des sables fins bien triés

2.3. LES GILBERT DELTA DU TECH

Les affleurements se concentrent autour du Boulou, et ils montrent des faciès relativement distaux. Dans le méandre du stade du Boulou (Figure 18), une coupe de vingtaine de mètres a été réalisée (Figure 20). Elle met en avant à la base des faciès argilo-sableux de « bottomset » (Tableau 1 ; Sh3-4) à rares « debris flow » cohésif (Tableau 1 ; Cg1). Ces faciès sont surmontés par des conglomérats peu organisés à gros paquets argileux emballés (Tableau 1 ; Cg2, Figure 19). Les blocs d'argiles correspondent aux sédiments non consolidés arrachés par les courants de turbidités en pied de pente. Les granoclassement normaux sont nombreux (Tableau 1 ; S2) et l'on compte quelques granoclassements inverses (Tableau 1 ; S3). Le tout suggère des écoulements hyper concentrés à concentrés, en position de « bottomset » supérieur. Le sommet de la coupe montre des alternances sableuses granoclassées et des niveaux argileux ; témoignant donc d'une transition vers des faciès de « bottomset » purs (Tableau 1 ; Sh3)



Figure 17 : Grandes obliques granoclassées dans des sables moyens à grossiers. Au niveau du cache objectif, de beaux granoclassements inverses sont visibles. A noter également les clasts flottant dans la matrice en base de la photo.



Figure 18 : Géométrie de transition Foreset-bottomsets en bordure du Tech.



Figure 19 : bottomsets argilo-sableux en base surmontés par des sables conglomératiques à gros blocs d'argiles emballés.

En direction de l'est, les faciès sont de plus en plus argileux et admettent de moins en moins d'intercalations sableuses; ce qui témoigne de l'installation de faciès profond de « bottomset » (Tableau 1 ; Sh3-4).

Au nord du Boulou, affleure en carrière une belle coupe qui n'a pu être levée faute d'autorisation. Néanmoins elle montre une grande séquence progradante depuis des sables massifs de « foresets » inférieurs (ou « bottomsets » supérieur) vers des « foresets » sablo-conglomératiques puis des lobes sableux qui ont été observés latéralement.

Les faciès consistent en des sables massifs à dragées de quartz, évoluant vers des sables grossiers conglomératiques à granoclassement inverses (Lits de Traction, Lowe, 1982 ; Figure 22). Ces faciès sont représentatifs de milieu de « foresets » inférieurs / « bottomset » supérieur, et à mesure que l'on remonte dans le corps deltaïque, la fraction conglomératique augmente significativement, montrant des faciès de foresets supérieurs (Tableau 1 ; Cg2-3). La partie supérieure de ce corps correspond à des conglomérats et chenaux sableux indiquant le passage à des cônes alluviaux (Tableau 1 ; Cg2-4-5).

Le premier plateau de la carrière (base de la Figure 21) a été foré et a livré, à environ 20m de profondeur, des faciès d'argiles bleues sombres à coquilles, correspondant probablement à des faciès de « bottomset ».

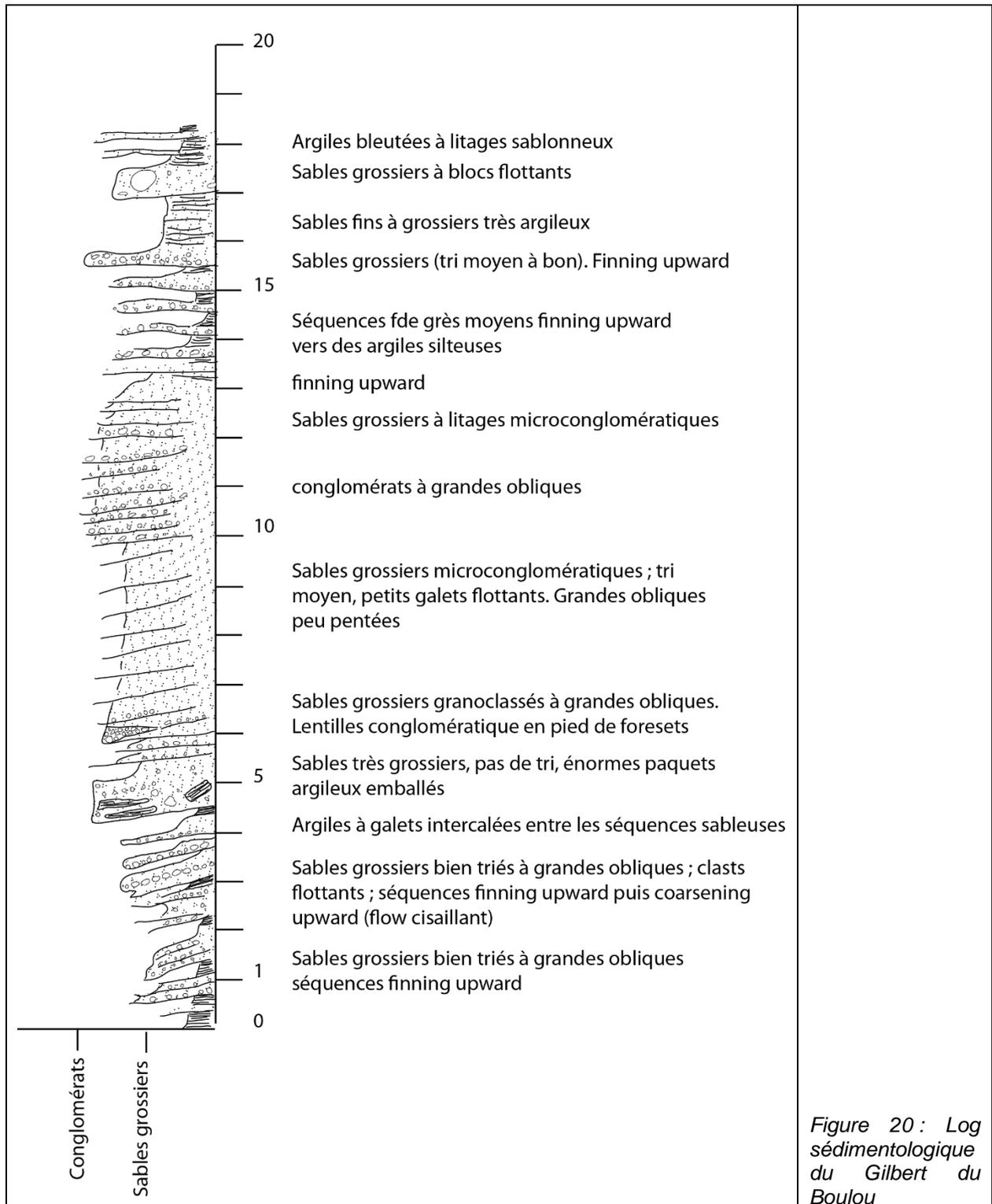


Figure 20 : Log sédimentologique du Gilbert du Boulou



Figure 21 : Gilbert delta dans la carrière du Boulou. A noter en base des sables massifs (bottomsets supérieur) relativement fins (1), passant à des conglomérats peu organisés, et grands lobes sableux s'ouvrant en direction du sud ((2) droite photo). Ces lobes correspondent à des faciès de foreset inférieurs, et les conglomérats peu organisés à des faciès de foreset supérieurs.



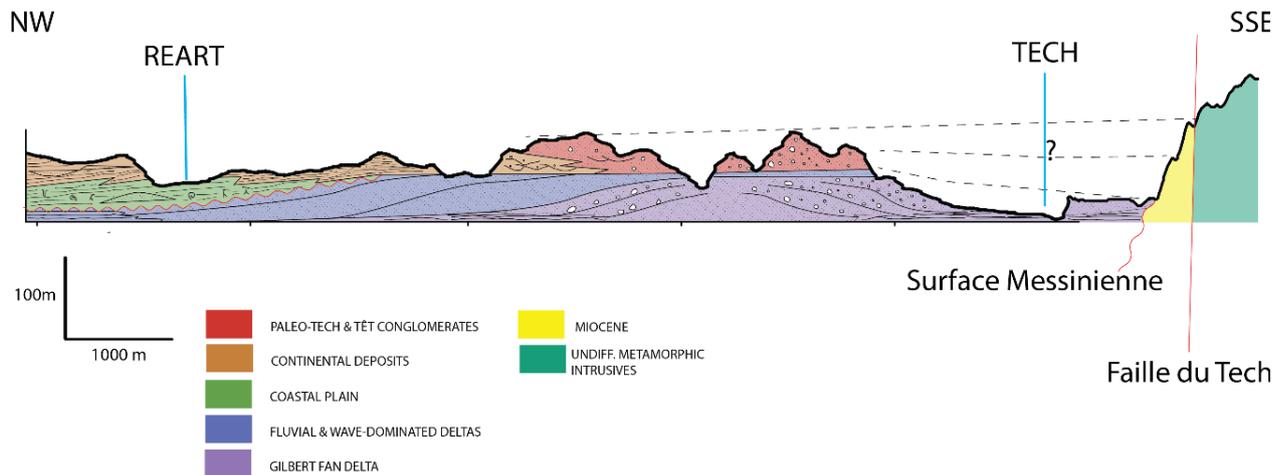
Figure 22 : Faciès « lit de traction » au sein des lobes du Gilbert delta de la carrière du Boulou

2.4. ASPECT RESERVOIR

L'étude de terrain montre que les Gilberts affleurant sont principalement des édifices borduriers mis en place sur les flancs des vallées incisées par les paléo-tech et paléo-Têt. Par conséquent, ils ont des dimensions assez limitées de l'ordre de la centaine de mètres.

Ces corps sont potentiellement très poreux au vu du matériel grossier qui les compose. Cependant la préservation de cet espace intergranulaire est complexe et soumise aux problèmes (i) de percolation d'argiles ainsi qu'aux (ii) problèmes de géométrie du réseau poral potentiellement obstrué par des clasts anguleux.

Ils constituent en terme de volume, des aquifères potentiellement significatif d'autant qu'ils sont connectés au bordure du bassin et se rechargent probablement très bien. Au niveau de la Têt, ils sont en contact latéral, via la faille de la Têt, avec le Pliocène continental (PC). Les circulations de fluide entre les deux ensembles ne sont pas à négliger pour comprendre les recharges potentielles dans le PC. De même dans la Tech, ils voient se superposer le Pliocène marin sableux et sont surmontés par d'épais cônes alluviaux (Figure 23). Cependant, la distillation rapide des Gilbert en aval du Boulou témoigne d'un potentiel volume aquifère assez marginal en subsurface, sauf peut-être dans les deltas dominés houle.



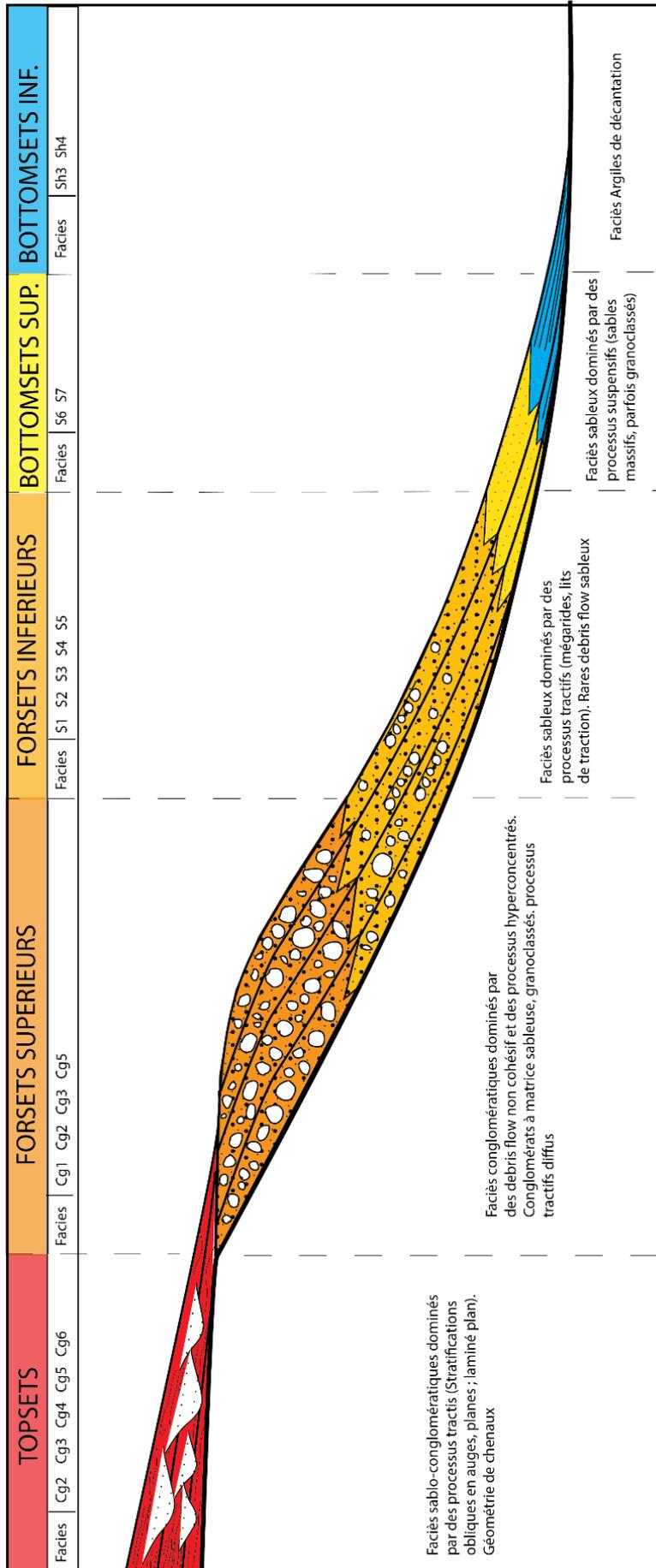


Figure 24 : Profil de dépôt des Gilbert deltas et faciès associés

3. Le Pliocène « Marin »

L'appellation abusive « Pliocène marin », issue de de la carte géologique au 50.000^e, est une formation caractérisée par des sables à coquilles et figures de tempête. La description, même parcellaire, résume bien la génération de deltas dominés houle qui font suite à la première génération de Gilbert deltas. En pratique nous avons cartographiquement identifié dans ce Pliocène Marin une seconde formation qui correspond à des dépôts côtiers/lagunaires et qui vient au-dessus des deltas dominés houle. Une attention particulière doit donc être portée à ce Pliocène Marin.

Nous nous attacherons dans un premier temps à décrire les deltas dominés houle, puis dans un second temps, nous décrirons la frange plus littoral qui constitue les deltas dominés houle/tidaux.

3.1. DELTAS DOMINES HOULE

3.1.1. Description des faciès

C'est une formation qui affleure relativement peu, cantonnée essentiellement à la rive gauche du Tech ainsi qu'aux lits de la Canterrane et du Réart. Contrairement au Pliocène continental, la répartition des faciès permet des observations assez continues ce qui donne une bonne vision de l'évolution verticale et longitudinale de ces systèmes. Les faciès peuvent être regroupés en quatre grands environnements de dépôts : cônes alluviaux, « foreshore », « shoreface » et pour finir « offshore ».

Les cônes alluviaux se matérialisent par des « fan deltas », correspondant à des cônes alluviaux se jetant immédiatement dans un plan d'eau. Ici, la partie subaérienne se matérialise par de grandes barres de très faible pendage, voire tabulaires et sans base érosive (Figure 25 ; Tableau 1 ; Faciès Cg6). Elles suggèrent une dynamique d'épandage plutôt que chenalissantes. Des barres à graviers et conglomérats à grandes obliques sont également visibles, suggérant un dépôt plus contenu de type barre d'accrétion latérale ou longitudinale (Tableau 1 ; Cg4)

On y trouve à la fois des conglomérats supportés matrice (Tableau 1 ; Faciès Cg1 et Cg2) et supportés clasts (Tableau 1 ; Faciès Cg3-5) ce qui signifie une conjugaison des processus gravitaires et plus tractifs, bien que les debris-flow hyper-concentrés semblent être majoritaires (Figure 26), ce qui implique des édifices raides et de petites dimensions.



Figure 25 : Cônes alluviaux et géométrie des corps conglomératiques. On voit de manière assez nette la géométrie très plane de ces niveaux grossiers



Figure 26 : Détail sur les faciès de ces cônes alluviaux. Les conglomérats montrent un début d'organisation (auges frustrées), mais l'essentiel de ce faciès correspond à des conglomérats supportés matrice.

Les cônes alluviaux passent latéralement à l'association de Faciès Plage (ou « foreshore »). Celle-ci comprend un ensemble de faciès mis en place sous l'influence du déferlement. Le

premier correspond à des sables fins à moyens bien triés, organisés en grandes stratifications planes entrecroisées de grande longueur d'onde et faible pendage (Figure 27 ; Tableau 1 ; Faciès S11). Ces figures sont typiques de la zone de déferlement des vagues (« swash zone »)



*Figure 27 :
Grandes
obliques de
faible pendage
et très bien
triées*

En latéral et en arrière de ces faciès, on trouve des sables beaucoup moins bien triés organisés en grandes surfaces d'affouillement (« scour ») à mégarides 3D, dont les angles varient fortement. Ces figures communément appelées ridges and runnels correspondent à des dépôts de vagues puissantes dépassant la zone de déferlement (« wash-over ») pour s'épandre dans de petites dépressions en arrière de la plage. (Tableau 1 ; Faciès S12, Figure 28). La direction du déferlement indique la localisation du rivage à l'ouest ; soit un profil de dépôt polarisé d'ouest en est.



Figure 28 : Faciès typique de sables grossiers mal triés à ridge and runnels. Ces mégardies indiquent une direction de déferlement vers la gauche de la photo (ouest), soit la position du rivage. En conséquent, le profil de dépôt s'ouvre vers l'est

L'assemblage de ces deux faciès caractérise le « foreshore », et ils sont fréquemment surmontés par un faciès assez fin d'argiles plastiques vertes à petits passages racinaires (Tableau 1 ;Faciès Sh5). Ils correspondent à de l'arrière-plage, zone rarement atteinte par les vagues, dans laquelle décantent les particules fines apportées en période de tempêtes.

L'association de faciès « foreshore » passe latéralement à la zone de « shoreface », caractérisée dans sa partie supérieure par des faciès sableux très bien triés à nombreuses mégarides 3D témoignant de courants littoraux (Tableau 1 ;Faciès S4). A mesure que l'on « descend » le « shoreface », les mégarides disparaissent au profit de rides 3D (Tableau 1 ;Faciès S10), dans des sables à la granulométrie de plus en plus homogène, indiquant une diminution de l'intensité des courants (« shoreface » supérieur).

Le « shoreface » médian voit graduellement disparaître les faciès contrôlés par les vagues de beau temps au profit de faciès contrôlés par les vagues de tempêtes (Tableau 1 ;Faciès S13). Ils correspondent à des sables plutôt fins à moyen très bien triés, organisés en HCS et SCS. Les HCS montrent une géométrie assez aggradante suggérant une tranche d'eau relativement importante ; les SCS quant à elles sont plutôt à accretion latérale suggérant à l'opposé une faible tranche d'eau, et leur dimension sont assez impressionnante (50cm de hauteur pour plusieurs mètres de large). Ces dernières correspondent donc à des courants de tempêtes de très forte énergie, alors que les HCS se retrouvent en position plus distale soumise à de fortes tempêtes mais dans l'ensemble moins énergétique.



Figure 29 : SCS en accréation latérale à gauche (Faciès S13). Et HCS très aggradantes à droite (Faciès S13). Ces structures sédimentaires témoignent de tempêtes de forte énergie.

Une des SCS montre une très belle géométrie d'alternance latérale métrique de mégarides sigmoïdales et de mégarides concaves. Cette dynamique pourrait signer une alternance des processus de marée et des processus de houle (« tidal bundle »).



Figure 30 : SCS en accréation latérale sur plusieurs mètres (Faciès S13). Sous ces dunes hydrauliques, on trouve des sables bioturbés (Faciès S15)

En limite basse d'action des vagues de beau temps (« shoreface » inférieur), on retrouve ces faciès dans des dimensions beaucoup plus modestes (Tableau 1 ;Faciès S14) très fréquemment en alternance avec des sables mal triés à petites rides sigmoïdales « fining upward » vers des sables très bien triés à galets d'argiles et bioturbations. Exceptionnellement, quelques rides subordonnées sont observables en pied de rides sigmoïdales suggérant un courant bimodal. Tous les critères ne sont pas réunis pour affirmer que ces faciès sont contrôlés par des phénomènes de marée, néanmoins le caractère sigmoïdal et les rides subordonnées en pied de dune attestent très probablement de conditions de dépôt tidales.



Figure 31 : En haut, Alternance de sables bien triés à SCS et de sables mal triés à petites rides sigmoïdales. A gauche, détail sur les rides tangentielles

Ces faciès sont donc interprétés comme des faciès tidaux s'exprimant en période de calme relatif de la tranche d'eau. Ces faciès passent latéralement à des sables massifs très bien triés à granules de quartz flottants et galets mous d'argiles plastiques (Tableau 1 ;S16). L'absence de figures sédimentaires et l'importante épaisseur de ce faciès suggèrent une tranche d'eau importante (Figure 32). Ils correspondent au front de delta, et leur aspect massif peut correspondre (i) à des dépôts hyperpicnaux développés en fin de crue lorsqu'ils sont granoclassés (Tableau 1 ;S7), (ii) à un calibre trop homogène pour exprimer des figures sédimentaires ou/et (iii) un taux de sédimentation très élevé.

En latéral, le contenu en argiles augmente significativement ainsi que la bioturbation du sédiment (Figure 33; Tableau 1 ;Faciès S7, Sh3 et Sh4). Aucunes figures hydrodynamiques

ne sont visibles signifiant une position sous la limite d'action des vagues de tempêtes (« offshore »). Ils correspondent aux « bottomsets » de ce delta dominé houle.



*Figure 32 :
Faciès sableux
massif bien trié
et homogène. Ce
faciès peut
s'empiler sur
plusieurs mètres
d'épaisseur
indiquant une
importante
tranche d'eau.*



Figure 33 : Intercalation d'argiles plastiques bleues bioturbées dans les faciès de front de delta homogènes sableux

3.1.2. Deltas dominés houle, aspect réservoir

L'ensemble de ces faciès constitue un delta dominé houle. La particularité de ces deltas est leur capacité à trier les sédiments et donc de former d'excellents réservoir. Ici, les paquets sableux mesurent plusieurs mètres d'épaisseur, voire une dizaine de mètres pour le front de delta.

Les mesures de paléo-courant indiquent une progradation du système vers l'est, et la dynamique de houle implique que ces corps sont plus allongés latéralement (en N-S) que longitudinalement par l'effet de la dérive littorale.

Les corps sableux de ce type sont donc d'excellents réservoirs, de direction d'allongement plutôt nord-sud. Lorsqu'ils affleurent, ils servent probablement de zone de recharge pour les prismes plus profonds à l'est sous la plaine. Cependant à mesure que l'on se déplace vers l'est, les prismes deltaïques intègrent de plus en plus d'argiles de « bottomsets » (distallisation), ce qui entraîne une dégradation des propriétés réservoir, voire une déconnexion partielle des corps réservoirs en partie distale.

Toutefois, ils offrent très certainement le meilleur potentiel réservoir du bassin, de par leur épaisseur (décamétrique) et leur très bon tri. Ce dernier paramètre permet d'optimiser l'agencement des grains et donc de maximiser la porosité.

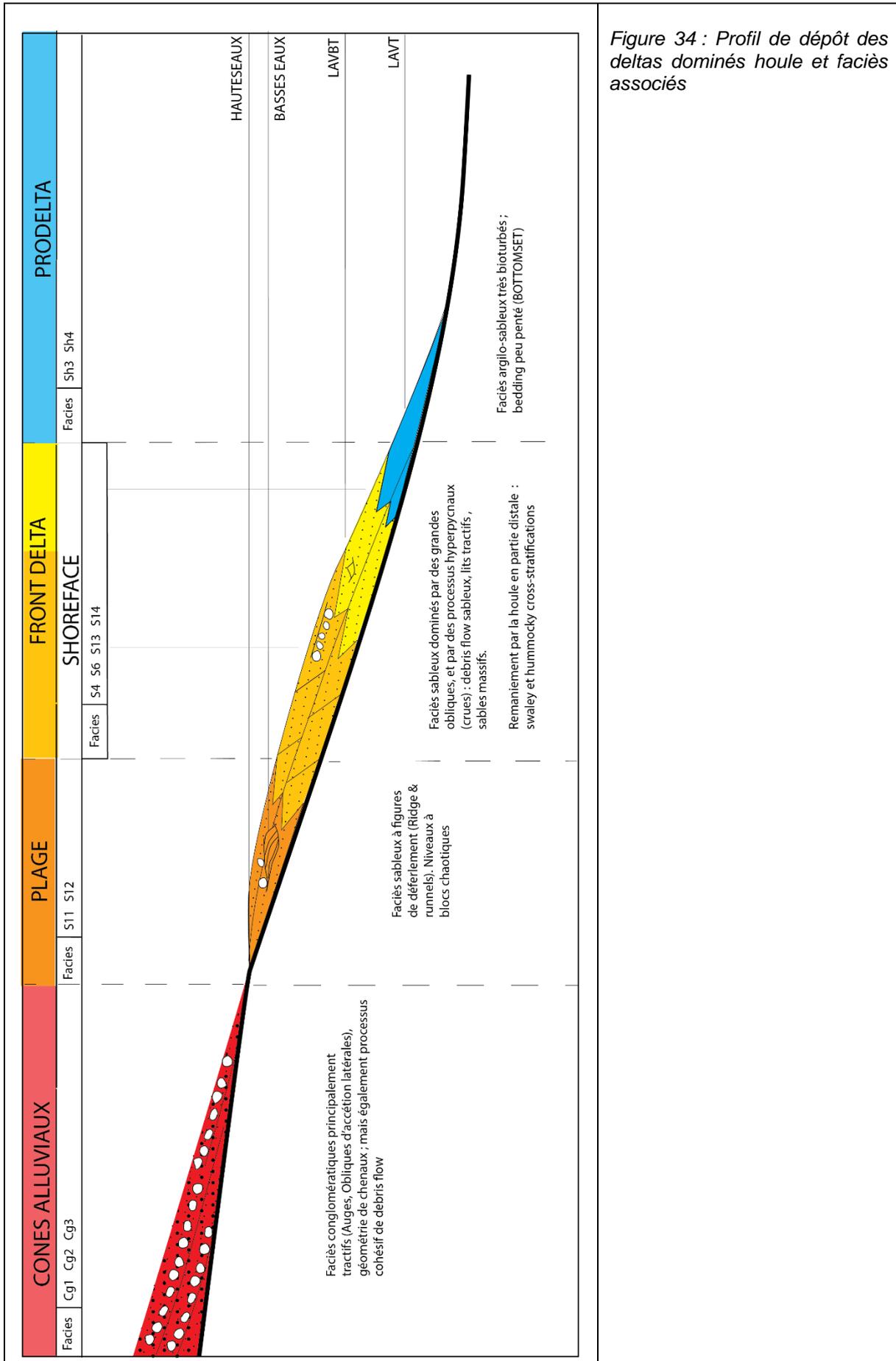


Figure 34 : Profil de dépôt des deltas dominés houle et faciès associés

4. Les Deltas dominés houle/tidale : transition vers le Pliocène Continental

4.1. DESCRIPTION DES FACIES

Ces deltas se mettent en place au-dessus des deltas dominés houle. Ils correspondent à un profil de dépôt beaucoup plus plan, beaucoup plus allongé. Cette morphologie a pour effet de séparer la zone d'apport proximal du rivage, via le développement d'une plaine d'inondation. A l'opposé, dans les deltas dominés houle les cônes alluviaux alimentent immédiatement le delta sous-aquatique (« Fan delta ») dominé par les processus de houle.

La partie proximale de ces deltas correspond à des cônes alluviaux en très grande partie similaire à ceux de la bordure ouest du Pliocène continental et qui seront décrits plus tard dans ce document.

Ces cônes reposent sur des faciès de front de-delta du Pliocène Marin sous-jacent. La transition cône-plaine affleure particulièrement en amont du Réart où l'on voit sur plusieurs centaines de mètres de long se succéder des corps chenalisés en tresse dans sables grossiers mal triés laminés plans (Tableau 1 ;S5 ; Figure 36). Ces sables disparaissent graduellement au profit d'argiles à nodules calcaires (Tableau 1 ;Sh6), et les chenaux s'individualisent dans la plaine d'inondation. Ces derniers montrent de belles accrétions latérales, attestant d'une nature sinueuse de ces chenaux (Tableau 1 ;Cg4).

La plaine alluviale correspond essentiellement à des silts argileux à niveaux sableux et nombreux sols carbonatés d'aspects très nodulaires voire béchiques (Figure 35). Leur épaisseur peut excéder 1 mètre, et les niveaux fins sont particulièrement marmorisés (Tableau 1 ;Sh6) De minces niveaux sableux s'intercalent en bancs centimétriques à décimétriques, correspondant à des dépôts de débordement.



Figure 35 : Développement de paléosols assez massifs dans la plaine alluviale.

La plaine d'inondation vers l'est devient de plus en plus riche en niveaux calcaires grumeleux, et les argiles, d'abord couleur crème, deviennent plus sombres et verdâtres, indiquant le passage à un milieu plus réducteur (Tableau 1 ; Sh5). Les corps chenalisés disparaissent graduellement au profit de barres sableuses particulièrement grossières en base, mal triées et riches en matières organiques (Tableau 1 ; S8 ; Figure 39 et Figure 38). Ces faciès de barres d'embouchures proximales sont systématiquement surmontés par des argiles plastiques à débris de coquilles et forte bioturbation, leur conférant donc un caractère marin très peu profond (Tableau 1 ; Sh5 ; Figure 40). Cette association de faciès correspond à des barres d'embouchure en arrière/latéral desquelles prograde une lagune/baie argileuse, ce qui témoigne de paraséquences typiquement deltaïques en comblement.



Figure 36 : Environnement de cône distal à plaine d'inondation. L'étude détaillée de cet affleurement montre que dans la partie ouest se mettent plutôt en place des dépôts sablo-conglomératiques mal triés à intercalations de chenaux conglomératiques (cône médian à distal). La proportion de sables diminue au profit d'argiles plus claires, et les corps chenalisés s'individualisent dans ces argiles. Par ailleurs, ils montrent de belles accrétions latérales témoignant d'un début de sinuosité.



Figure 37 : Chenal méandrique dans une plaine côtière. A noter en base de chenal un niveau de tourbe en partie remanié dans le chenal. Ce dernier est par ailleurs capé par un sol carbonaté corréable sur plusieurs coupes.

Plus rarement, les barres d'embouchures passent en latéral et vertical à des sables très fins, voire des silts à petites rides 3D et grands terriers verticaux de crustacés (Sh2). Dans ces faciès fins, de petites passées sableuses grossières et mal triées suggèrent un fort hydrodynamisme épisodique. Ces faciès sont interprétés comme des faciès d'inter-barre ou d'abandon en période d'avulsion.



Figure 38 : Détail de la partie basale d'un chenal de plaine côtière. A noter les nombreux niveaux charbonneux remaniés laminés plans ou en auges. De grandes accrétions latérales se mettent en place au-dessus.



Figure 39 : Faciès de barre d'embouchure.



Figure 40 : Argiles verdâtres à terriers.



Figure 41 : Faciès silto-sableux assez massifs (quelques rides 3D) et intercalations plus grossières et mal triées.



Figure 42 : Terriers verticaux de crustacés dans des silts massifs. Ils témoignent d'une bathymétrie très faible



Figure 43 : Niveau carbonaté lacustre en position de maximum de progradation au-dessus d'une alternance de plaine côtière/barres d'embouchures

Dans plusieurs coupes, un niveau carbonaté assez épais (supérieur à 1m), crayeux, à débris de coquilles et nombreuses géodes est observable. Il marque un niveau repère dans la partie amont de la Canterane. Des géométries d'obliques sont visibles et sa texture assez irrégulière et laminée semble suggérer une origine microbienne. Ces calcaires sont probablement des niveaux lacustres marquant un maximum de progradation de la plaine côtière sur l'embouchure marine du delta.

4.2. ASPECT RESERVOIR

Contrairement aux deltas dominés houle qui présentent des prismes sableux bien triés, avec relativement peu d'hétérogénéités internes, les deltas dominés fluviatiles présentent une architecture beaucoup plus complexe.

La première complexité réside dans la déconnexion des faciès de « bordures » à savoir les cônes alluviaux et chenaux en tresses et des faciès marins sableux. La conséquence est une recharge des corps marins probablement beaucoup plus contrainte car la plaine alluviale qui la sépare des cônes alluviaux agit probablement comme barrière latérale aux écoulements.

La seconde complexité est liée à l'hétérogénéité du système de barres d'embouchures. Ces dernières correspondent au débouché des rivières dans la mer et à l'épandages du stock sableux sous la forme de barres étroites et allongées. La prédominance des processus de crue entraîne la sédimentation d'un matériel peu trié dont la porosité peut souffrir de percolations d'argiles, voire de l'existence d'une matrice argileuse dominante dans le cas des faciès d'écoulement concentré cohésif (« debris flow »). Ces barres sont séparées par des argiles sableuses bioturbées, à coquilles qui correspondent à des faciès de baie, mise en place en zone d'inter-barre. Ces argiles constituent une hétérogénéité interne non négligeable car elles peuvent totalement isoler les corps réservoirs si la divagation des barres n'est pas assez forte ou si le système deltaïque avulse.

5. Le Pliocène continental

Le Pliocène continental est la principale formation affleurante dans le Bassin Pliocène du Roussillon. Sur une simple spatialisation des lithologies dominantes (cartes géologiques au 50.000^{ème} du BRGM), trois domaines se distinguent (Figure 44) : (i) La bordure Ouest, (ii) La Plaine du Roussillon et (iii) le Plateau du Boulou.

Dans la plaine du Roussillon, le Pliocène continental comprend essentiellement des silts-argileux de plaine d'inondation, et dans une moindre mesure à des chenaux sablo-conglomératiques et de petits dépôts de débordement. De nombreux paléosols à concrétions plus ou moins carbonatées sont visibles dans les faciès silto-argileux (Tableau 1 ;Sh6).

4 principales associations de faciès caractérisent le Pliocène continental : les cônes alluviaux, la plaine alluviale ou plaine d'inondation, les chenaux méandriformes et pour finir les chenaux en tresses.

Sur la bordure ouest, de puissants cônes alluviaux se mettent en place au contact du substratum qu'ils démantèlent. Ces édifices admettent très rapidement des intercalations silto-argileuses dans leur partie distale, témoignant de la transition cône-plaine.

Le plateau du Boulou correspond quant à lui à une épaisse succession de faciès conglomératiques attribués sur la carte au 1/50 000^e aux dépôts de la paléo-Tech. Une formation similaire se développe plus au Nord en amont de la Têt. Au niveau du Boulou, cette formation mesure plus de 100m d'épaisseur, tout comme le long de la Têt, au niveau du site des orgues d'Ile sur Têt.

Le plateau du Boulou est essentiellement constitué de dépôts sablo grossiers à grandes obliques alternant avec des chenaux sableux. Le dispositif est assez similaire au niveau des faciès conglomératiques en bordure de la Têt. Ces séries sont relativement anomaliques dans le paysage au regard de la grande monotonie du Pliocène continental. La proximité des failles de la Têt et du Tech, deux segments actifs au cours du Pliocène (e.g. Delcaillau et al., 200 ; Taillefer, 2017) doivent être considérées afin d'expliquer la localisation et la forte épaisseur de ces séries

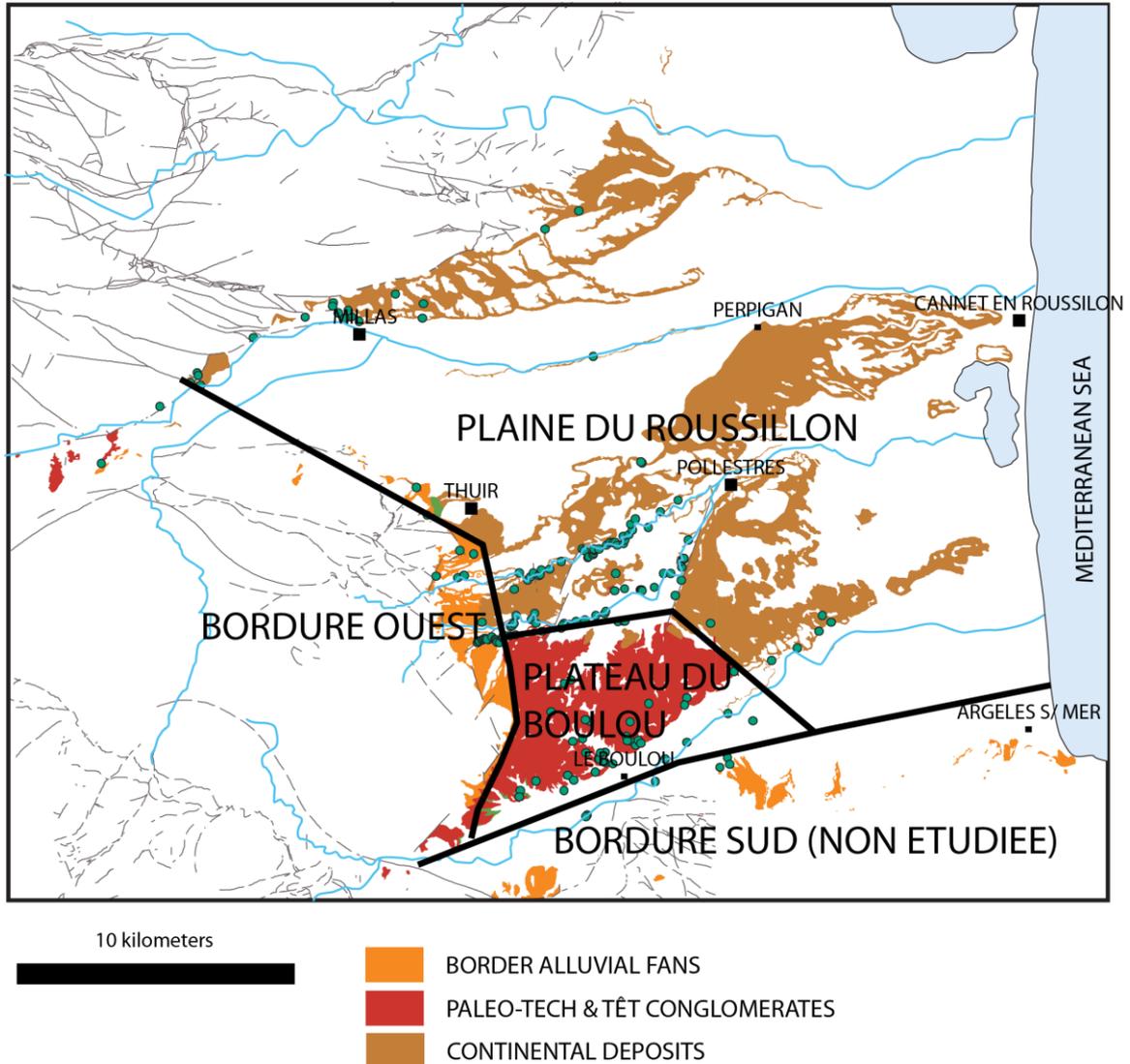


Figure 44 : Zonation du Pliocène continental en trois grands domaines. Ces ensembles délimitent des lithologies très tranchées.

5.1.1. Bordure Ouest

Sur la bordure ouest du bassin, on retrouve des faciès rouge brique conglomératiques, caractérisés par des sables argileux, grossiers, à litages conglomératiques (Tableau 1 ; Faciès Cg1-Cg2-Cg5). Ces faciès montrent une importante proportion de matrice fine emballant des clasts de dimensions très variables et peu triés (quelques centimètres à pluri-centimétriques). Peu de chenaux sont visibles, ce qui suggère des édifices proximaux dominés par les processus de crue de type coulée de débris, alternant avec des périodes d'étiage caractérisés par de petits cours d'eau peu profonds drainant le cône.



Figure 45 : sables conglomératiques à mégarides 3D. La partie inférieure est plutôt dominée par des microconglomérats à clasts jointifs, par opposition à la partie supérieure dominée par des clasts supportés par une matrice argilo-sableuse.

Ils passent latéralement à des faciès beaucoup plus silto-argileux marmorisés, à lentilles sableuses convexes, grossières mal triées (Tableau 1 ;Faciès Cg3). Dans les niveaux fins, de nombreux paléosols à nodules carbonatés voire des niveaux de calcrêtes souvent épais (Figure 47 ; 50cm) s'intercalent (Tableau 1 ;Faciès Sh6). Ces dépôts correspondent à la transition entre les cônes alluviaux précédents et la plaine d'inondation en aval de ces édifices. La géométrie convexe des lentilles suggère un déconfinement du cône et la mise en place de lobes grossiers.



Figure 46 : Transition cône / plaine d'inondation. A noter la géométrie convexe des corps conglomératiques caractérisant des lobes de déconfinement.

Les « argiles » de plaine d'inondation admettent, outre les niveaux à calcrêtes, de fins bancs sableux (i) de granulométrie fine, bien triés, et (ii) plus grossiers, mal triés et parfois argileux. Tous deux correspondent à des dépôts de débordement de types crevasse et levées (Tableau 1 ;Faciès Sh1).



Figure 47 : Paléosol carbonaté dans la plaine d'inondation en aval des cônes rutilants



Figure 48 : Dépôts de débordement sableux à microconglomératiques.

Le passage latéral entre le cône et la plaine se fait en moins d'un kilomètre (~600m), ce qui, conjugué au régime torrentiel du cône et à la proximité des sources d'apports suggère des édifices de petites dimensions (infra-kilométrique).

D'un point de vue réservoir, la dimension modeste de ces édifices, leur position marginale et l'absence ou le faible nombre de relation géométrique avec des corps de types chenaux suggèrent une connexion assez faible en sub-surface avec les niveaux réservoirs. Cette connectivité n'est cependant pas à exclure. Par ailleurs, la forte proportion de matrice argilo-sableuse détériore significativement la qualité de ces potentiels aquifères tout en leur conférant un probable fort coefficient d'emmagasinement.

5.1.2. Plateau du Boulou

Cette aire géographique comprend essentiellement des dépôts conglomératiques dont l'épaisseur excèdent la centaine de mètres (BI17-166). Cette formation affleure à la faveur de ravines sur la rive gauche du Tech au niveau du Boulou. C'est une série relativement monotone de sables très grossiers à grandes obliques conglomératiques (Tableau 1 ;Faciès Cg4) alternants avec des conglomérats plutôt dominés par une matrice argileuse (Tableau 1 ;Faciès Cg1 ; Figure 49).



Figure 49 : Sables grossiers mal triés à obliques conglomératiques. La matrice revêt localement un caractère argileux marqué, suggérant des écoulements de type coulées de débris.

Peu de géométries chenalisantes sont visibles (BI17-165) et elles correspondent à des sables grossiers bien triés à galet flottant, passant à des conglomérats à grandes obliques vers le N0 et des sables grossiers à lamines conglomératiques (Tableau 1 ;Faciès Cg5, S4 ; Figure 50). Les grandes obliques plein nord correspondent à des barres d'accrétions longitudinales, typiques des systèmes de rivière en tresse. Leur direction d'accrétion suggère donc un drainage sud-nord.



Figure 50 : Chenal sableux à la base passant à des grandes barres longitudinales conglomératiques.

En partie plus distale, les termes conglomératiques deviennent plus minoritaires et le système gagne en sables de granulométrie grossière (BI17-145). La géométrie des niveaux conglomératiques devient beaucoup planaire (très faible pendage), et caractérisés par l'absence de matrice (Tableau 1 ;Faciès Cg3 ; texture jointive). Cette évolution suggère l'établissement plus pérenne de courants de traction, et le passage d'un cône torrentiel à un cône dominé fluvial.

Un peu plus d'un kilomètre au nord, le point BI17-144 correspond à une falaise d'une trentaine de mètres de hauteur caractérisée par une alternance d'argiles sableuses et de corps chenalisés tantôt sableux, tantôt conglomératiques. Ces chenaux atteignent une épaisseur de 3m maximum. Ceux qui sont accessibles montrent un remplissage basal de conglomérats à obliques (Tableau 1 ;Faciès Cg4 ; barres à graviers latérales), s'affinant verticalement vers des sables grossiers puis des silts (Tableau 1 ;Faciès Cg6 et S7). Cette séquence est typique des rivières sinueuses, et la granulométrie particulièrement grossière suggère un système de type « méandrique gravelo-sableux » (Miall, 1985 , Levey, 1978). Le sommet de la coupe voit se multiplier les corps grossiers

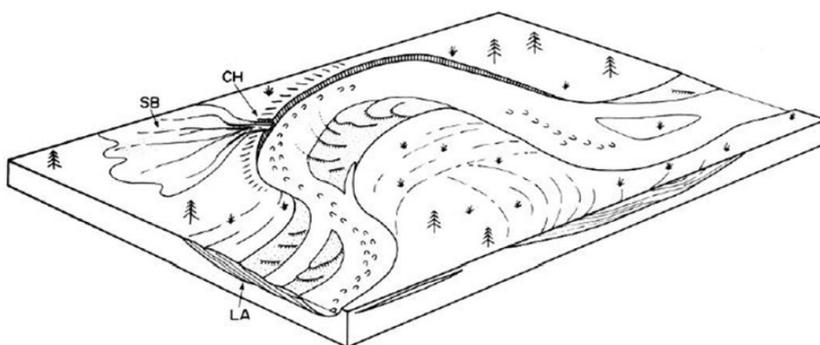


Figure 51 : Système de rivière sinuose sablo-conglomératique (Miall, 1985).

On trouve également des bancs de sables fins plutôt massifs et bien triés suggérant des dépôts de débordement de type « *sheet-sandstone* » (Tableau 1 ;Faciès Sh6 ; Miall, 1996).



Figure 52 : Sables grossiers mal triés à obliques conglomératiques. La matrice revêt localement un caractère argileux marqué, suggérant des écoulements de type coulées de débris.

5.1.3. Plaine du Roussillon

Ce domaine couvre la très grande majorité du bassin. Il correspond à des séries silto-argileuses à petits chenaux sablo-conglomératiques. Ces derniers sont en tout point similaire aux chenaux décrits en bordure nord du plateau du Boulou.

Plusieurs coupes d'une vingtaine de mètres maximums ont été réalisées. La base des coupes montre généralement des faciès très argileux, à niveaux de calcrêtes parfois très épais (50cm) et intercalations sablo-conglomératiques strato et grano croissantes. Cette tendance suggère une dynamique régressive assez nette depuis la base jusqu'au sommet du Pliocène dit Continental.

Il convient tout de même de préciser que l'essentiel de la plaine semble montrer une dominance des argiles et une très faible proportion de corps sableux. Ces derniers semblent se localiser préférentiellement à proximité du cours actuel de la Têt et du Tech.

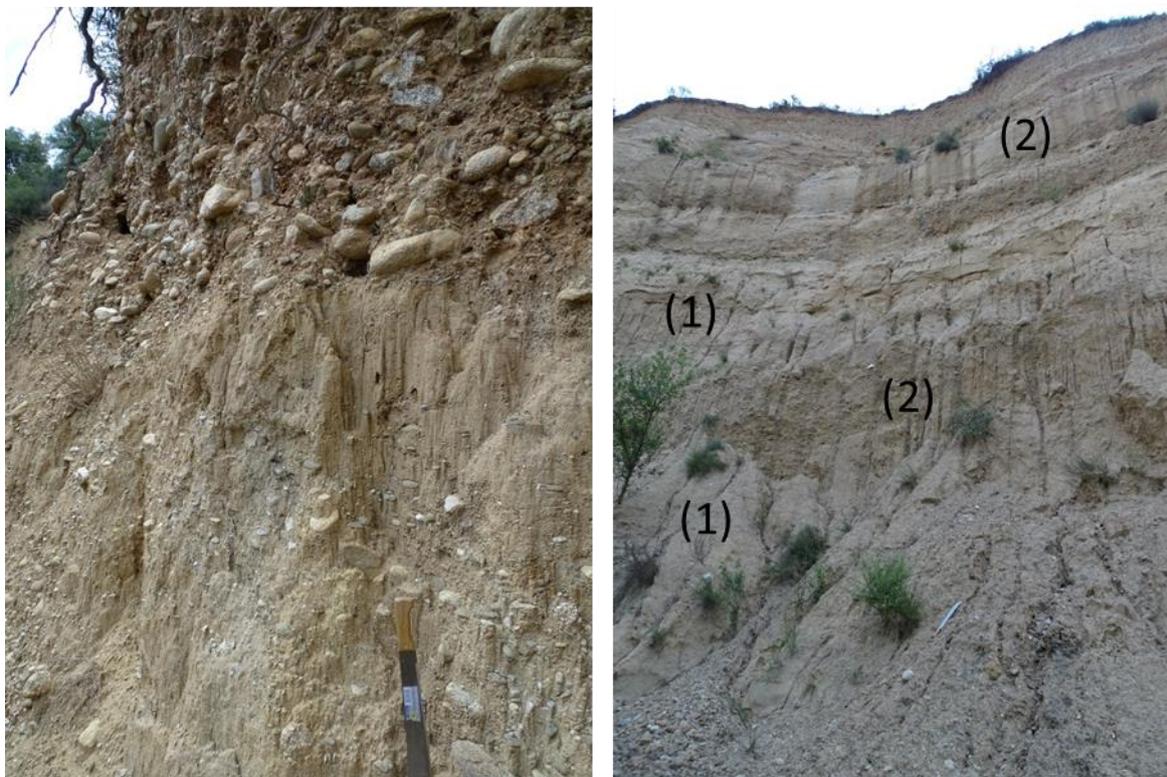


Figure 53 : Environnement de dépôts continentaux. Gauche : faciès conglomératiques à grandes obliques ; Droite : une plaine d'inondation (1) et ses chenaux (2)

Trois principaux corps sableux sont discernables :

- Petits bancs argilo-sableux ou sableux massifs en passées décimétriques dans les silts de plaine alluviale (Tableau 1 ;Faciès Sh1 et Sh6) correspondant aux dépôts de débordement
- Chenaux mètriques à plurimètriques plutôt à tendance finning upward depuis des conglomérats en auges (Tableau 1 ;Cg5) vers des sables mal triés (Tableau 1 ;S6) puis des sables à obliques (S9). Cet empilement de faciès matérialise des séquences de comblement de chenaux probablement sinueux à en croire l'existence de barres d'accrétions latérales. Là encore, la coexistence de faciès sableux et conglomératiques témoigne d'un système intermédiaire tresse-méandriforme.
- Sables conglomératiques à auges (Tableau 1 ;Faciès Cg5), à grandes obliques (Tableau 1 ;Cg4) et passées sableuses finning upward (S6). Cet assemblage est caractéristique de chenaux en tresses. Sur certaines coupes, ces dépôts passent verticalement à des conglomérats assez peu organisés (Tableau 1 ;Faciès Cg2 et Cg3), interprétés comme des cônes alluviaux relativement distaux. L'absence de faciès de types debris flow cohésif (Tableau 1 ;faciès Cg1) suggère une géométrie de cône beaucoup plus « plan » que ceux décrits dans le secteur bordurier.

Derniers mètres peu précis en terme d'épaisseur car peu accessible.

A retenir : installation d'un système plus grossier/proximal (?)

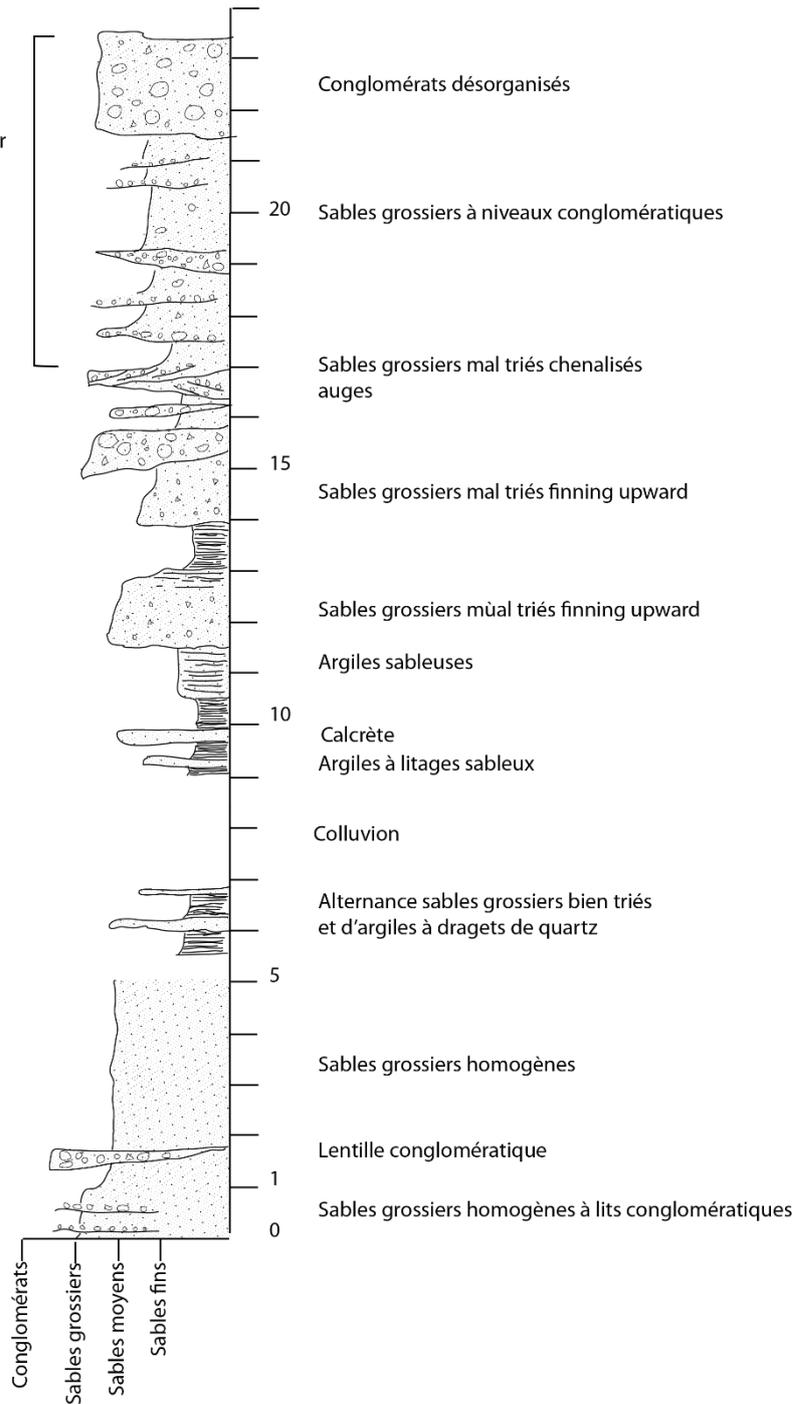


Figure 54 : Coupe des Tuilières. Celle-ci démarre dans des faciès marins bien triés et homogènes à grands cordons conglomératiques. Ils passent sans transition (à 5m) à des sols continentaux à niveaux de crues (sables boueux en bancs décimétriques). Le sommet de la coupe voit se multiplier les corps grossiers témoins de la progradation des environnements proximaux dans la plaine du Roussillon.



Figure 55 : Faciès proximaux conglomératiques au sommet de la coupe des Tuilières.



Figure 56 : Géométrie de chenal sablo-conglomératique d'épaisseur métrique (2m max). En détail, la base du chenal est constituée de conglomérats désorganisés jointifs (Faciès Cg3), ou à stratifications en auges (Cg5) passant verticalement à des sables laminés plans (S5) et grandes accrétions latérales (Faciès S9).



Figure 57 : détail de la base d'un chenal. Noter le caractère grossier et relativement peu organisé des conglomérats passant verticalement à des sables laminés plans.

La coupe de Canohés débute dans des faciès de plaine d'inondation (Tableau 1 ;Faciès Sh6) et dépôts de débordement (Tableau 1 ;Faciès Sh6 et Sh1) puis voit se développer un chenal fluvial à sables grossiers mal triés (Tableau 1 ;Faciès S6) passant latéralement à des levées argilo-sableuses (Tableau 1 ;Faciès Sh1). L'extension latérale de ce corps excède la centaine de mètres pour 2 mètres d'épaisseur. Des conglomérats à grands litages obliques (Tableau 1 ;Faciès Cg4) viennent au-dessus de ces sables et sont probablement associés à une rivière en tresse ; l'épaisseur du stock sableux devient ici intéressante d'un point de vue réservoir (~6m).

Pc aux alentours du Tech

En rive Nord du Tech, les escarpements correspondent en base à de probables séries marines relativement proximales (Barres embouchures – distributaire fluviale), passant à de systèmes nettement plus continentaux de types plaine alluviale et chenaux en tresse au sommet. Une coupe composite permet d'estimer au moins 40m d'épaisseur de ces faciès.

A la base de la coupe, et cartographiés en PC, les faciès sont silto-argileux, de couleur crème avec quelques niveaux de sables intercalés (Tableau 1 ;Faciès Sh6). Une barre sablo-conglomératique se met en place au-dessus, sur une épaisseur d'environ 6m (Figure 58). Elle montre une base concave et semble s'épaissir sur l'est. Son remplissage est complexe, comme en témoignent les nombreuses surfaces de réactivations et d'érosion internes. Les faciès sont essentiellement une alternance de sables grossiers peu à pas triés (Tableau 1 ;Faciès S6), à belles mégarides 3D (Tableau 1 ;Faciès S4), et laminé plan de haute énergie (Tableau 1 ;Faciès

S6), et faciès à grandes obliques 2D (Tableau 1 ;Faciès S14) et nombreuses surfaces d'affouillement, remplies par des conglomérats à mégarides 3D (Tableau 1 ;Faciès Cg5). Dans les forsets 2D, de beaux granoclassements inverses sont visibles, témoignant d'une dynamique d'avalanche en réponse à des décharges clastiques importantes (Tableau 1 ;Faciès S2).

Cet assemblage de faciès suggère un milieu très dynamique, en perpétuel remaniement. Il est difficile d'affirmer une origine marine à ce corps en l'absence d'évidences nettes (coquilles par exemple), cependant les multiples réactivations associées à des changements de direction du courant, ainsi que l'absence de tri dans du matériel sableux suggère plutôt un milieu de barre d'embouchure en position très proximale. Le sommet de la coupe voit se mettre en place des conglomérats peu triés à matrice sableuse et à grandes obliques (Tableau 1 ;Faciès Cg4), séparés de la barre sableuse sous-jacente par des niveaux silto-argielux (Tableau 1 ;Faciès Sh6). Ce corps grossier pourrait correspondre à l'installation de systèmes fluviaux en tresse. Ils sont surmontés par 6m de dépôts argilo-sableux typiques de plaine d'inondation (Tableau 1 ;Faciès Sh6)..



Figure 58 : Barre d'embouchure proximale caractérisée par de grands forsets 2D métriques orientés vers l'est.

Pc aux alentours de la Têt

A Proximité de la Têt, les coupes montrent un stock sableux plus important qu'ailleurs dans la plaine et en particulier au niveau des Orgues d'Ile sur Têt (Figure 59). Les 40m de coupe y mettent en évidence une superposition de corps sablo-conglomératiques à géométries chenalisantes mais plus souvent assez planes suggérant une dominance des processus d'épandages (Figure 60). Le sommet de la coupe est inaccessible mais montre une dominance des corps conglomératiques.

L'essentiel des faciès est tractif et de relativement haute énergie dans les sables (Tableau 1 ; laminé plan S5), mégarides 3D mal triées (Tableau 1 ;Faciès S4), et beaucoup de sables massifs non triés (Tableau 1 ;Faciès S6). La même tendance est observée dans les conglomérats avec une dominance des faciès à texture supportée clasts (Tableau 1 ;faciès Cg5 et Cg3).

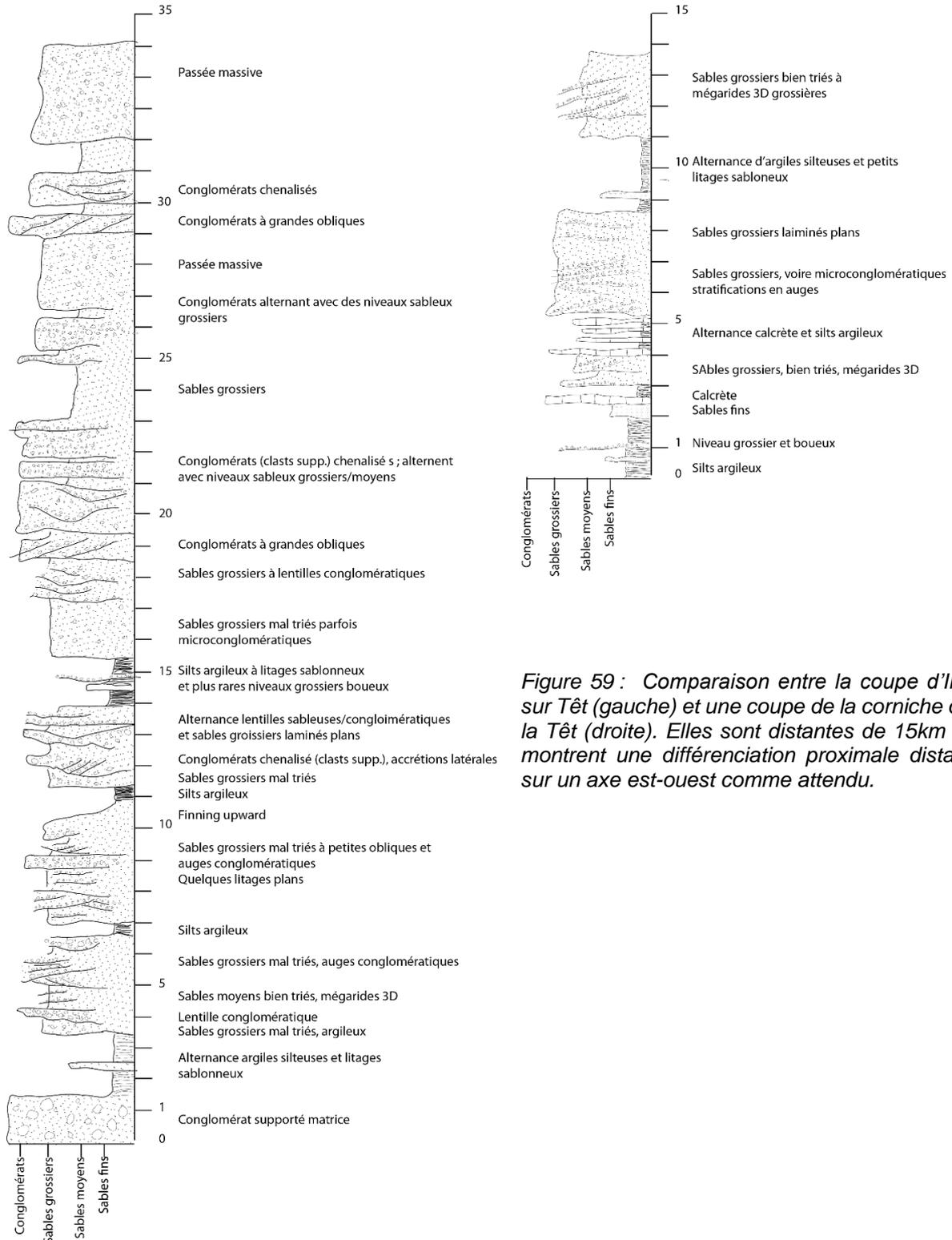


Figure 59 : Comparaison entre la coupe d'Ille sur Têt (gauche) et une coupe de la corniche de la Têt (droite). Elles sont distantes de 15km et montrent une différenciation proximale distale sur un axe est-ouest comme attendu.

Quelques niveaux granoclassés (Tableau 1 ;Faciès Cg6) témoignent de phases d'étiage.

La faible présence de faciès de débris flow (Tableau 1 ;Faciès Cg et Cg2) montre une dominance des processus tractifs, et hyperconcentrés, caractéristiques d'un cône peut penté et assez allongé. Les géométries planes témoignent d'épandages sur un cône alluvial relativement distal drainé par de petits chenaux en tresse.

Cette dynamique est assez proche de celle observée sur la bordure ouest, à savoir une dynamique grossière proximale de type cône bordurier. Ce trait paléogéographique semble être confirmé par les coupes plus orientales (Figure 60) qui voient dans l'ensemble se multiplier les paléosols (Figure 61 ; Tableau 1 ; Faciès Sh6), suggérant un milieu de plaine alluviale. On retrouve des corps sableux assez grossiers sur la corniche sud de la Têt, caractérisés par des sables grossiers – micro conglomératiques relativement bien triés à mégarides 3D (Tableau 1 ;Faciès S4) et laminés plans (Tableau 1 ;Faciès S5). Ils caractérisent des systèmes méandriques grossiers (Miall, 1985).

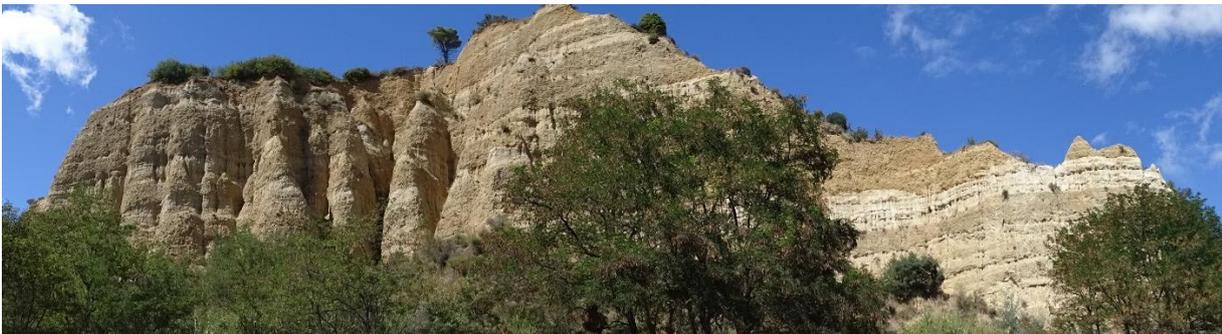


Figure 60 : Vue de la coupe des orgues. En haut, vue en contreplongée ; en bas illustration des faciès sablo-conglomératiques à base parfois chenalissante.



Figure 61 : Sol carbonaté au sein des faciès de plaine d'inondation (Faciès Sh6).

5.1.4. Pliocène continental : Aspect réservoir

En dehors des faciès conglomératiques qui montrent probablement de très bons coefficients d'emmagasinement, voire de bonnes perméabilités (Plateau du Boulou), le reste de la plaine est très franchement dominée par des dépôts silto-argileux.

Les coupes levées à proximité du Tech et de la Têt indiquent que le stock sableux y est plus important qu'ailleurs, suggérant une paléo-position de ces cours d'eau relativement peu éloignée de leur position actuelle. Ce sont bien entendu les corps réservoirs les plus intéressants au regard de la faible quantité d'argiles qu'ils contiennent. Cependant ils semblent malgré tout être très mineurs dans le système Pliocène continental, et les deux forages le confirment.

Un point intéressant est la tendance générale à la progradation dans la partie supérieure de la formation du Pliocène continental. Elle témoigne d'une progradation nette des environnements de dépôt en réponse à une diminution de l'espace disponible (flux sédimentaire trop élevée ? chute niveau marin relatif ?). Associée à cette phase de relative faible espace, il faut s'attendre à une plus forte divagation latérale des systèmes fluviatiles et un probable un passage de système sinueux à des systèmes en tresses plus classiques. Il est probable que ces géométries sous couvert alluvionnaire et quaternaire soient d'assez bons corps réservoirs.

Très peu d’affleurements permettent d’estimer la dimension de ces corps, en raison des faibles conditions d’affleurement. Cependant, au niveau de Canohès, nous avons pu estimer que les chenaux excèdent la centaine de mètres de large, ce qui en fait de relativement petits systèmes. Leur épaisseur est pluri-métrique, atteignant 5m au maximum. En se référant aux travaux de Gibbling (2006), on peut estimer qu’un chenal de 5m d’épaisseur voit sa largeur s’étaler entre 50m (ratio largeur/épaisseur :10) et 5000m (ratio largeur/épaisseur :1000) ; soit une médiane d’environ 500m (Figure 62). D’autres études fournissent un ratio moyen d’environ 20 ; suggérant pour un chenal de 5m d’épaisseur une largeur maximale de 100m (Figure 63 ; Church and Rood, 1983 ; Hey and Thorne ,1986). Ces dimensions semblent assez concordantes avec nos estimations terrain.

L’abaque de Gibbling (2006), servira à estimer dans quelles proportions faire varier les dimensions de corps au cours de la modélisation 3D des faciès.

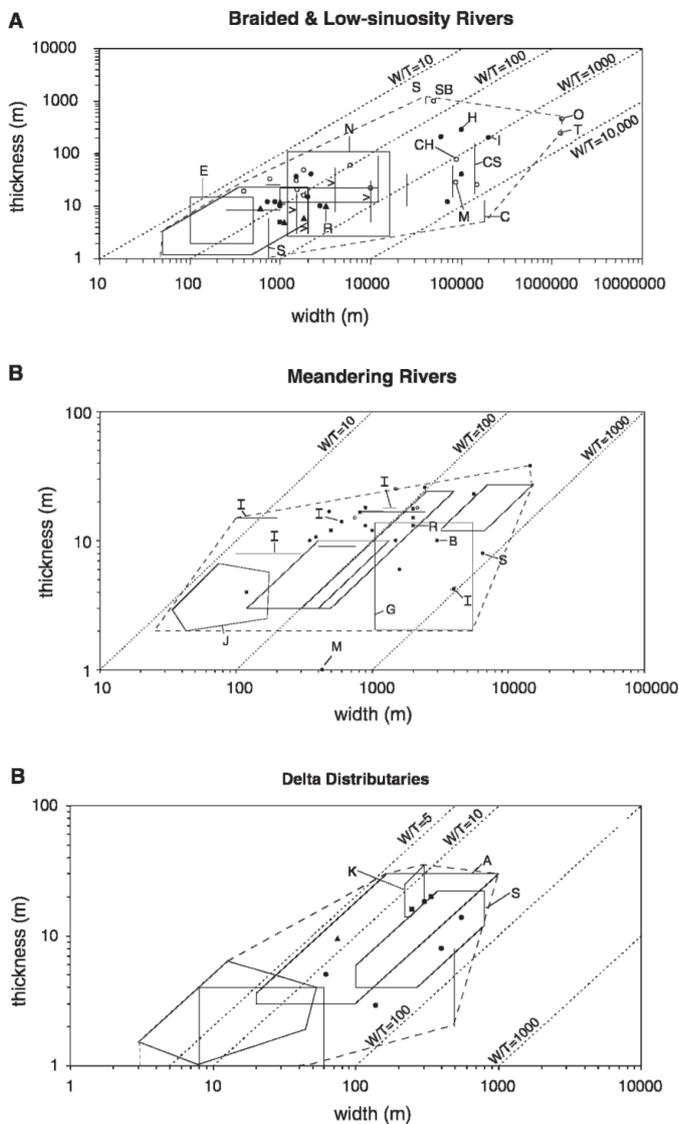


Figure 62 : Ratio Largeur/Epaisseur basé sur une compilation bibliographique (Gibbling 2006). Ces trois diagrammes permettent d’estimer en fonction d’une épaisseur ou largeur de chenal sa dimension totale. On y voit des courbes pour les rivières en tresse (A), les rivières méandriformes (B) et les distributaires deltaïques en bas.

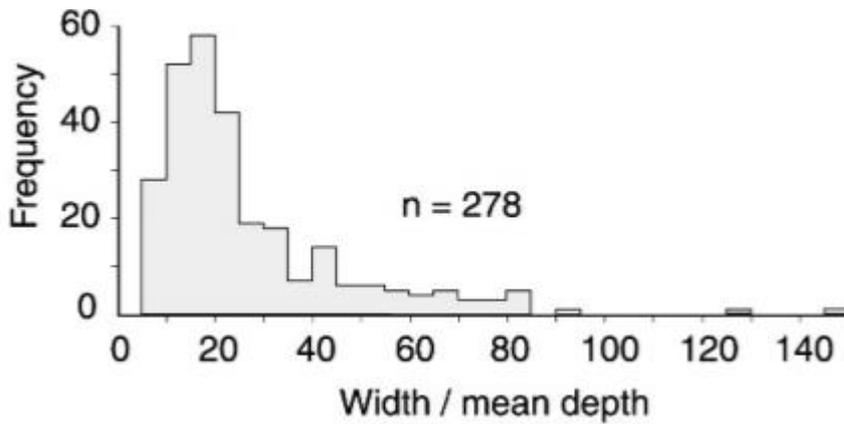


Figure 63 : Ratio Largeur/Épaisseur basé sur une compilation bibliographique (Church and Rood, 1983 ; Hey and Thorne ,1986).

Les faciès fins de la plaine ont toujours un fond silto-sableux, leur conférant très clairement une perméabilité supérieure à ce que l'on conçoit dans des faciès argileux. De plus ces séries admettent une quantité notable de dépôts de débordement d'épaisseur infra métriques, de l'ordre de 30cm. La lithologie de ces derniers est variable, fonction du contenu argileux relié directement au mode de mise en place (décantation vs. Mud-flow). En dépit de leurs épaisseurs assez modestes, ils peuvent assurer de bonnes connexions entre des chenaux, au regard de leur extension latérale probablement supérieure à celle des chenaux. Les travaux sur l'estimation de la dimension de dépôts de crevasse par rapport à leur épaisseur sont beaucoup plus disparates. Néanmoins Burns et al., 2017 proposent des valeurs que nous avons rassemblé sous un graphe pour approcher au mieux la dimension de ces corps (Figure 64).

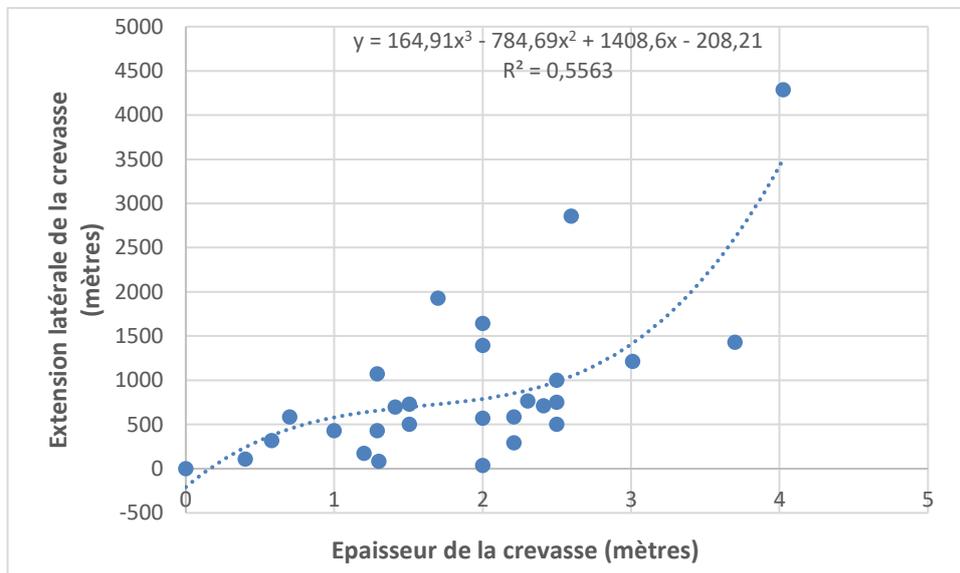
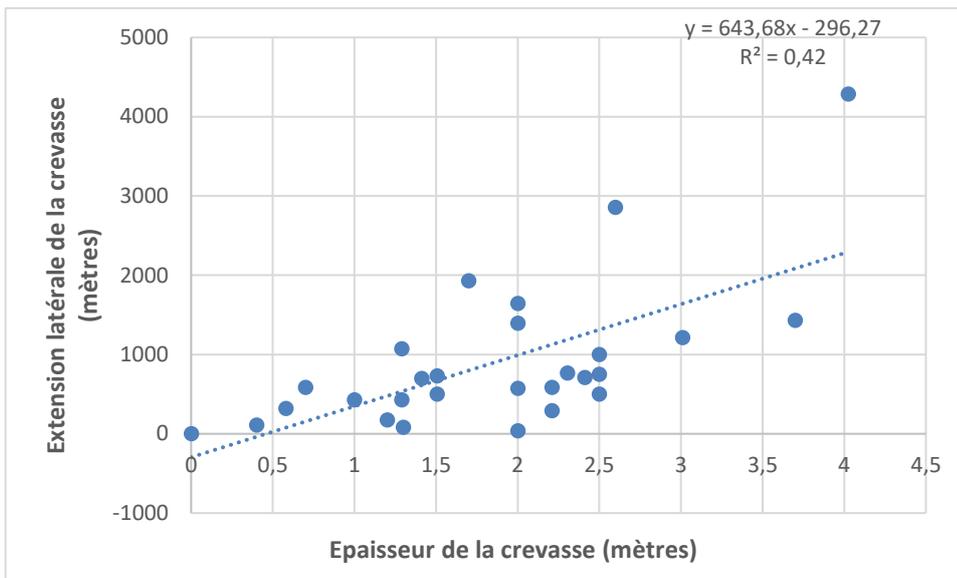


Figure 64 : Graphe épaisseur/largeur des dépôts de crevasses et approximation par deux courbes (polynomiale en haut ; linéaire en bas)



Nous obtenons ainsi avec une loi polynomiale d'ordre 3 permettant d'estimer une largeur de crevasse d'environ 320m pour une épaisseur de 50cm. Là encore, ces courbes seront essentielles au dimensionnement des corps dans le modèle.

6. Conclusions et Implications

La caractérisation faciès du Pliocène de la plaine du Roussillon avait 2 grands objectifs.

Le premier est de mieux appréhender le remplissage séquentiel des séries pliocènes depuis la mise en place des séries post Messiniennes jusqu'à la Plaine « actuelle ». L'identification des faciès et des géométries sédimentaires permettent de réviser les corrélations de puits à la lumière des objets identifiés et de leur modalité d'empilement. C'est d'autant plus important pour une approche en subsurface dont l'objectif est de :

- Comprendre la géométrie du Pliocène marin sensu stricto (delta dominé houle) : se servir du nombre de séquences identifiées sur le terrain comme guide aux corrélations de puits
- Comprendre la géométrie et la transition entre ces séries marines et le Pliocène continental sensu stricto; en d'autres termes, déterminer est la géométrie du profil de dépôts des séries dites palustres.

Le second objectif est à vocation de modélisation 3D. La compréhension des faciès et leur association au sein des corps sédimentaires permet de mieux appréhender la dimension de ces corps et donc des unités réservoirs. C'est une sorte de catalogue d'hétérogénéité permettant le dimensionnement des corps dans le modèle géologique 3D. Par ailleurs, l'approche de modélisation étant une modélisation multipoint, une image d'entraînement est nécessaire. Cette image d'entraînement (Figure 65) n'est ni plus ni moins que la juxtaposition et la mise en cohérence des différentes observations terrain sur une illustration à un temps « T » du système étudié. Nous nous servons de ce document pour synthétiser les résultats de l'étude terrain.

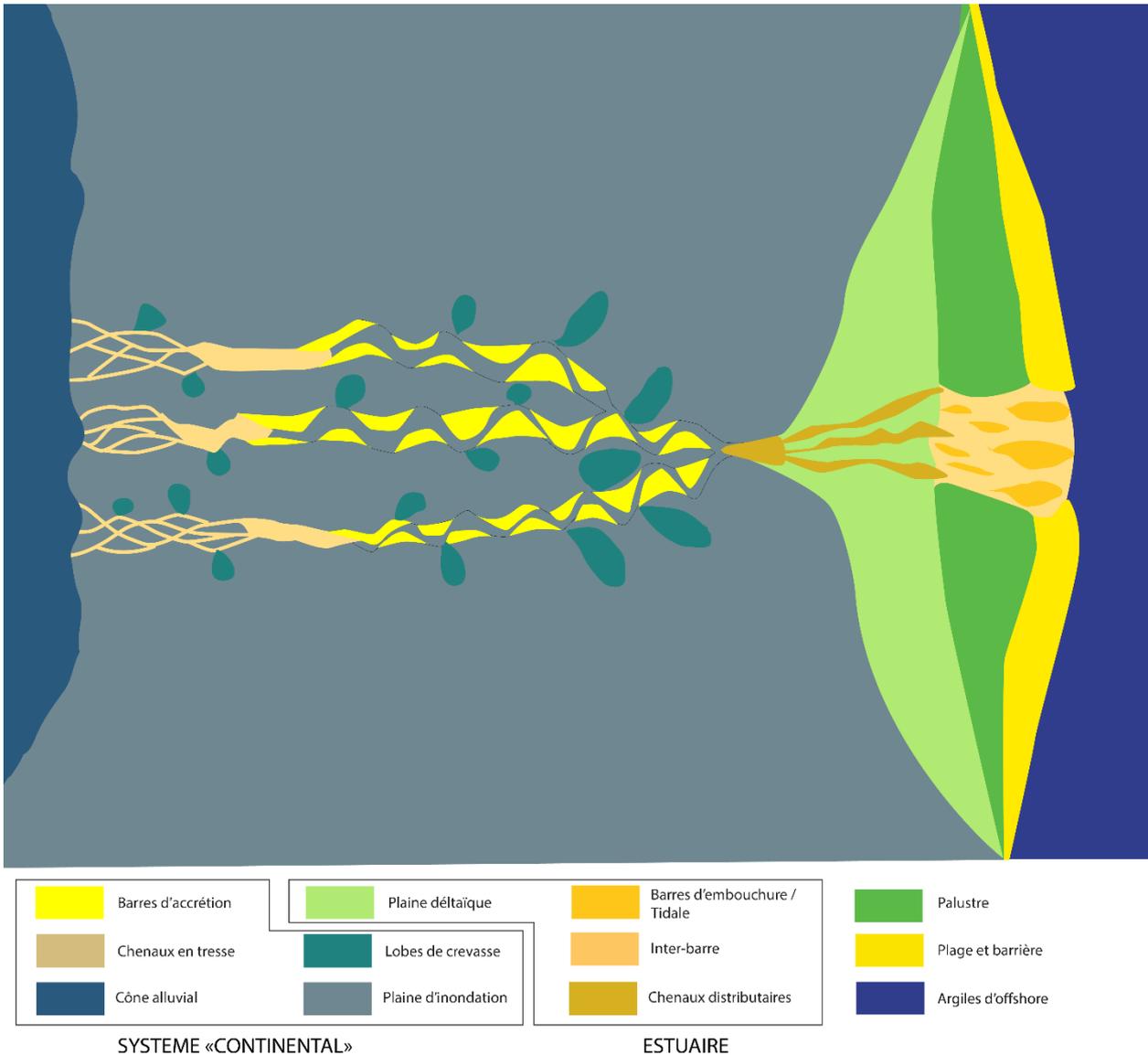


Figure 65 : Image d'entraînement issue des travaux de terrain.

Sur un profil proximal (terre)-distal (mer), cette image d'entraînement montre le développement de cônes alluviaux qui assez rapidement se déconfinent et aboutissent à une plaine alluviale dans laquelle se développe des systèmes anastomosés dits en tresse. L'analyse faciologique des cônes alluviaux révèle dans l'ensemble une dominante des processus de debris flow témoins de petits édifices pentés. C'est seulement dans les derniers stades de remplissage du Pliocène continental que s'expriment principalement les écoulements hyperconcentrés et tractifs, attestant de cônes plus grands et moins pentés.

Les rivières en tresses, qui résultent de la chenalisation des apports du cône alluvial, sont la résultante d'une pente raide qui annihile toute possibilité de divagation. La faible proportion de barre d'accrétion latérale observée en témoigne.

A mesure que l'on s'éloigne des reliefs, la pente s'adoucit ainsi que les décharges/flux sédimentaire. Une grosse partie du stock est déjà déposé dans le domaine proximal. Cette combinaison conduit à l'établissement de système de plus en plus sinueux.

Dans un premier temps, les rivières sont assez rectilignes et caractérisées par des barres d'accrétion longitudinales (faible sinuosité). Lorsque les rivières commencent à divaguer, des barres d'accrétions de faible dimension et peu matures se développent sur les berges (barres d'attachement). Ces systèmes correspondent probablement aux barres d'accrétion conglomératiques observées dans des rivières tresses-sinueuses. La diminution de pente et de flux s'accroissant vers l'aval, les systèmes deviennent beaucoup plus sinueux, permettant le développement de belles barres d'accrétions latérales.

Il faut noter, et c'est un point majeur pour les aspects réservoirs, que ces barres sont déconnectées lors des processus d'avulsion, le chenal abandonné étant rempli par des dépôts fins de débordement (oxbow lake). Cela implique des réservoirs de taille modeste mais de bonne facture. Par ailleurs, très peu de ces barres ont été observées, ce qui suggère que le caractère très aggradant des séquences dans le Pliocène continental favorise les phénomènes d'avulsion, empêchant donc le développement d'un réseau chenalisé pérenne.

Finalement, le système sédimentaire « continental » débouche sur la frange littorale. Cette transition est complexe, marquée par le développement d'une plaine côtière (beaucoup plus humide que la plaine d'inondation) drainée par de petits chenaux (distributaires). Ces systèmes affleurent particulièrement bien en amont de la Canterane et du Réart, au sein d'une Vallée incisée.

Les apports détritiques débouchent dans un estuaire où les processus de marée s'expriment. Ils sont favorisés par la construction d'une flèche sableuse qui abrite un domaine de préservation des faciès tidaux. Les corps sableux s'allongent sous l'effet des courants de marée, et des sables fins-silts s'intercalent entre ces barres. Latéralement à l'estuaire, et donc à l'axe du système drainant, une lagune se met en place. Elle est composée essentiellement de faciès boueux déposés par décantation lors de crues. A nouveau, ces corps affleurent bien dans la partie amont de la Canterane et du Réart, ainsi qu'aux alentours de Nyls. Cette dynamique complexe d'estuaire/lagune n'est rendue possible, nous l'avons vu, que par la mise en place d'une flèche sableuse qui résulte de la redistribution du stock sableux exporté par l'estuaire par les courants de dérive littoral. Cette flèche correspond à une plage et un shoreface dont les caractéristiques ont été décrites dans le corps du rapport.

7. Glossaire

B

bottomsets : traduit la partie distale d'un clinoforme, qui sur profil sismique montre des géométries relativement planes en pied de clinoforme

Debris flow : processus de transport où une matrice fine (argileuse/boueuse) permet de transporter des clasts. Correspond en Français à une coulée de débris.

F

Fan Delta : voir Gilbert Delta

Finning upward : granoclassement normal et tendance à voir une granulométrie de plus en plus fine vers le sommet d'un banc/corps sédimentaire

Foreshore : plage ou estran

G

Gilbert Delta : morphologie atypique de deltas caractérisés par des édifices deltaïques à faible capacité de transport et granulométrie grossière. Ce sont des cônes alluviaux qui se jettent immédiatement en mer et qui sont essentiellement contrôlés par les processus gravitaires. Ils sont aussi appelés Fan Delta

Grainflow : processus de transport de particules où ces dernières se déplacent par chocs successifs. Le processus de choc permet aux grains de rester en suspension dans un fluide (air/eau) sans jamais toucher le substrat.

H

Hummocky cross-stratifications : famille de stratifications entrecroisées dans lesquelles sont préservées essentiellement les dômes (« Hummock »). Elles témoignent d'épisodes de tempêtes.

O

Offshore : zonation bathymétrique et sédimentologique localisée sous la limite d'action des vagues de tempête

Onlap : succession de strates de plus en plus jeunes verticalement et latéralement qui viennent draper une surface d'érosion. Typique d'un contexte « transgressif » ou rétrogradant

R

Ridge and runnels : alternance de figures typiques de plage (Ridge / stratifications entrecroisées de faible pendage et grande longueur d'onde) et d'arrière plage (Runnels) où des dépressions sont remplies par des figures de déferlement.

S

Scour : surface d'affouillement

Shoreface : avant-plage. C'est le domaine affecté par les vagues de beau temps

Slumps : Figure de déformation gravitaire. Se produit dans des sédiments non ou peu consolidés qui vont glisser sur la pente et se structurer

Swaley cross stratifications : famille de stratifications entrecroisées dans lesquelles sont préservées essentiellement les surfaces d'affouillement (dépressions). Elles sont typiques des zones de déferlement et des tempêtes de haute énergie.

Swash zone : zone de déferlement

T

Tidal bundle : alternance de mégarides dilatées et plus resserrées qui témoignent de l'alternance des cycles lunaires et des périodes de vives eaux (dilatation des mégarides) et mortes eaux (mégarides plus resserrées)

Toplaps : Géométrie de « troncatures » en sommet de cliniforme. Elles traduisent en fin de vie d'un cliniforme une incapacité du système sédimentaire à déposer le stock sédimentaire (faible espace disponible). Ce dernier transit donc en direction de la partie distale (processus de bypass)

Topset : Partie supérieure d'un cliniforme dans laquelle la strates s'horizontalisent. Les topset sont très souvent associés à des dépôts continentaux.

W

Wash over : zone en arrière de la plage seulement recouverte en période de hautes-eaux

8. Bibliographie

- Allen J.R.L., 1982. *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Bases*, Vol. 1. *Developments in Sedimentology* 30. Elsevier Science Publishers: Amsterdam; 593 pp.
- Blair T.C., McPherson, J.G., 1994a. Alluvial fan processes and forms. In: Abrahams AD, Parsons A (eds.) *Geomorphology of desert environments*. Chapman Hall, London, pp. 354-402
- Blair T.C., McPherson, J.G., 1994b.. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and faciès. *Journal of Sedimentary Research* A64: 451-490
- Bouma, A.H. 1962. *Sedimentology of Some Flysch Deposits*. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- BRISTOW, C.S., 1987. Brahmaputra River: channel migration and deposition, in Ethridge, F.G., Flores, R.M., and Harvey, M.D., eds., *Recent Developments in Fluvial Sedimentology: SEPM, Special Publication 39*, p. 63-74
- L. Buatois & M. G. Mangano 2011. *Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time*. xii + 358 pp. Cambridge University Press.
- Burns, C.E., Mountney, N.P., Hodgson, D.M.; Colombera, L. 2017. Anatomy and dimensions of fluvial crevasse-splay deposits: examples from the Cretaceous Castlegate Sandstone and Neslen Formation, Utah, U.S.A. *Sedimentary Geology*, 351. pp. 21-35. ISSN 0037-0738
- Clauzon G., Suc J-P., Aguilar J-P., Ambert P., Cappetta H., Drivaliari A., Domenech R., Dubar M., Leroy S., Martinell J., Michaux J., Roiron P., Rubino J-L., Savoye B. and Vernet J-L., 1990. Pliocene geodynamic and climatic evolutions in the French Mediterranean region. *Paleontologia i Evolucio, Mem. Esp.* 2, p. 131-186.
- Clauzon, G., Le Strat, P., Duvail, C., Do Couto, D., Suc, J.P. 2015. The Roussillon Basin (S. France): A case-study to distinguish local and regional events between 6 and 3 Ma. *Marine and Petroleum Geology*, Elsevier, 66, pp. 18-40.
- Collinson, J.D., Mountney, N., Thompson, D.B., 2006. *Sedimentary Structures 3rd Edition*. Terra Publishing: Harpenden: 130-131.
- Dabrio C.J., 1982. Sedimentary structures generated on the foreshore by migrating ridge and runnel systems on microtidal and mesotidal coasts of S. Spain. *Sediment. Geol.*, 32, pp. 141-151
- Delcaillau, B., Carozza, J.M., Font, M. 2004. Le segment nord de la faille de la Tet (Pyrénées-Orientales) : fonctionnement néogène et implications géomorphologiques. *Bulletin Société Géologique de France*, Société Géologique de France, pp. 257-272. fflhal-01131366f
- Church M., Rood K. 1983. *Catalogue of alluvial river channel regime data*. Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada. Dept. Geology Univ. British Columbia, Vancouver, B.C.
- Gibling, M.R., 2006. Width and Thickness of Fluvial Channel Bodies and Valley Fills in the Geological Record: A Literature Compilation and Classification. *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, n°5, pp. 731-770. <https://doi.org/10.2110/jsr.2006.060>

Gilbert, G.K., 1885. The topographic features of the shorelines. *Us Geol. Surv. Rep.*, 5, Washington DC, pp. 75-123

Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., AND Walker, R.G., 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences: SEPM, Short Course Notes 2, 161 p

Hey, R. D., Thorne, C. R., 1986. Stable channels with mobile gravel beds. *Journal of the Hydraulics Division-ASCE* 112 (8), 671–689.

Hunter, R.E., Clifton, H.E., Phillips, R.L. 1979. Depositional processes, sedimentary structures, and predicted vertical sequences in barred nearshore systems, southern Oregon coast. *J. Sediment. Petrol.*, 49 , pp. 711-726

Kelley, M. L., OLSEN, H., 1993. Terminal fans - a review with reference to Devonian examples. In: FIELDING, C. R. (ed.) *Current Research in Fluvial Sedimentology. Sedimentary Geology, Special Volume*, 85, 339-374.

Levey, R.A., 1978. Bedform distribution and internal stratification of coarse-grained point bars, Upper Congaree River, S.C. A.D Miall (Ed.), *Fluvial Sedimentology, Mem. Can. Soc. Pet. Geol.*, 5 , pp. 105-128

Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sediment. Petrol.* 52, 279–297.

Miall, A.D., 1985. Architectural-Element Analysis: A New Method of Faciès Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth-Science Reviews*, 22, 261-308. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252\(85\)90001-7](http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252(85)90001-7)

Miall A. D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Faciès, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer Verlag, Berlin; Heilderberg; New York, 582 p

Middleton, G.V., 1967. Experiments on density and turbidity currents, III, Deposition of sediment *Can. J. Earth Sci.*, 4 (1967), pp. 475-505

Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48, 269-299.

Mutti, E., 1977. Distinctive thin-bedded turbidite faciès and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (southcentral Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, 24: 107-131.

Mutti, E., 1985. Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In: G.G. Zuffa (Editor), *Provenance of Arenites*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, pp. 65-93.

Mutti, E., 1992, AGIP Italy in E. Mutti, (ed.), *Turbidite sandstones*: 275 p.

Rohais, S., Eschard, R. & Guillocheau, F., 2008. Depositional model and stratigraphic architecture of rift climax Gilbert-type fan deltas (Gulf of Corinth, Greece), *Sediment. Geol.*, 210, 132–145.

Southard, J. B. (1975). Bed Configutations. In J. C. Harms, J. B. Southard, D. R. Spearing, and R. G. Walker, *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences, Lecture Notes for Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course No. 2, Dallas, Texas*, p. 5–43

Taillefer, A..2017. Interactions entre tectonique et hydrothermalisme : rôle de la faille normale de la Têt sur la circulation hydrothermale et la distribution des sources thermales des Pyrénées Orientales. Sciences de la Terre. Université Montpellier.

Reading, H. G., ed., 1978. Sedimentary Environments and Faciès. New York: Elsevier, 557p.

Reading, H.G. and Collinson, J.D. (1996) Clastic Coasts. In: Reading, H.G. Ed., Sedimentary Environments: Process, Faciès and Stratigraphy, Blackwells, Cornwall, 154-231

Walker, R. G., Plint, A.G., 1992. Wave- and storm- dominated shallow marine systems, in Faciès Models - Response to Sea Level Changes, edited by R. G. Walker and N. P. James, pp. 219-238, Geological Association of Canada, St John.

Wright L.D., 1977. Sediment transport and deposition at river mouths: A synthesis. Geol. Soc. Am. Bull., 88 (1977), pp. 857-868

Zavala, C., J. Carvajal, J. Mercano, and M. Delgado, 2008a, Sedimentological indices: A new tool for regional studies of hyperpycnal systems, in J. J. Ponce and E. B. Olivero, conveners, Sediment transfer from shelf to deepwater—Revisiting the delivery mechanisms: Conference Proceedings, AAPG Search and Discovery Article 50076, AAPG Hedberg Conference, March 3–7, 2008, Ushuaia-Patagonia, Argentina, 4 p.



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Centre scientifique et technique

3, avenue Claude-Guillemain
BP 36009

45060 – Orléans Cedex 2 – France

Tél. : 02 38 64 34 34 - www.brgm.fr

Direction régionale Occitanie

1039 rue de Pinville

34000 – Montpellier – France

Tél. : 04 67 15 79 80