

I. SPECIFICITES ET PROBLEMATIQUES DES AQUIFERES CÔTIERS

« Enfin la terre est formée d'une substance perméable, étroitement jointe aux rivages de la mer, qu'elle entoure d'une ceinture adhérent de toutes parts ; en conséquence se produit un double mouvement des eaux terrestres qui se déversent dans la mer et de l'eau salée qui rentre dans la terre. »

Lucrèce, *Chant VI*, De rerum natura

Compte tenu de l'ampleur du sujet, l'ensemble des phénomènes associés aux aquifères côtiers n'est pas présenté en détail dans ce manuscrit ; le lecteur pourra se référer à Custodio (1985; 1997; 2002) et Bear *et al.* (1999) pour une présentation complète. Cependant, il a semblé utile de revenir sur deux notions essentielles associées aux aquifères côtiers et qui font souvent l'objet de vision erronée (Custodio, 2004) : l'interface eau douce/eau de mer et l'origine de la salinité des aquifères côtiers.

I.1. Transition eau douce/ eau salée dans les aquifères côtiers

En raison de la présence d'eau de mer dans les formations aquifères sous le niveau de la mer, une zone de contact se forme entre l'eau douce plus légère (masse volumique $\rho_f \sim 1000 \text{ g/l}$) s'écoulant vers la mer et l'eau de mer sous-jacente plus lourde (masse volumique $\rho_s \sim 1025 \text{ g/l}$). Déterminer la forme ainsi que la position de la zone de contact entre l'eau douce et l'eau de mer a motivé de nombreuses recherches depuis plus d'un siècle ; les premières recherches correspondant à celles de Ghyben (1889) et Herzberg (1901) à la fin du 19^{ème} siècle.

L'approximation de Ghyben-Herzberg

Dans certains cas « simples », l'interface entre l'eau douce et l'eau de mer peut être assimilée à une limite franche. Les conditions d'équilibre entre l'eau douce et l'eau salée peuvent alors être décrites par le principe de Ghyben-Herzberg. Cette approximation correspond au cas de 2 fluides non miscibles, de densités différentes, en équilibre hydrostatique (Fig. 1). L'eau de mer est considérée

comme immobile et l'aquifère est supposé homogène avec une répartition hydrostatique des pressions. On considère plus fréquemment un équilibre dynamique, en régime permanent, où la composante verticale de l'écoulement dans l'aquifère est négligeable (hypothèse de Dupuit).

La profondeur de l'interface est déterminée en résolvant l'équation d'équilibre entre les charges de 2 fluides de densité différente (cas analogue à un tube en U ; Fig. 1). La profondeur de l'interface est alors proportionnelle à la piézométrie ; la référence étant le niveau moyen local de la mer ($Z_{\text{éro}_{\text{NGF}}}$ en France). Le coefficient de proportionnalité α est fonction du contraste entre les masses molaires des deux fluides et vaut approximativement 40 pour l'océan (salinité=35g/l) mais plus que 33 pour la Méditerranée de salinité et donc de densité supérieure à celle de l'océan (38 à 40g/l ; cf. encart Fig. 1).

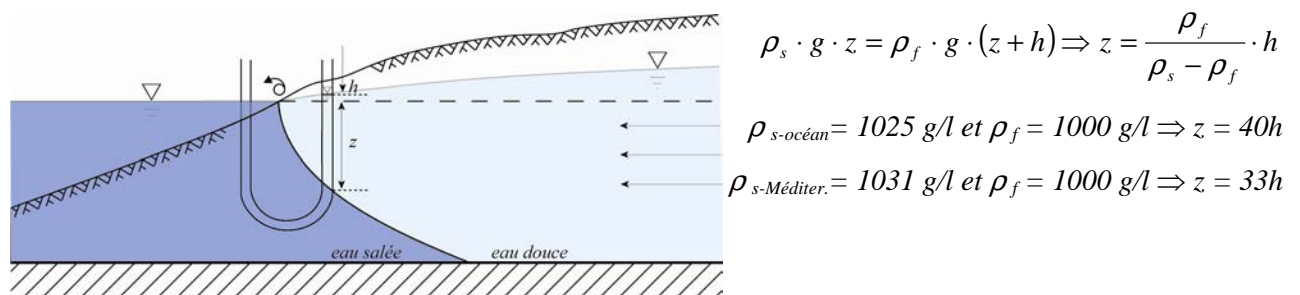


Fig. 1. Position de l'interface selon le modèle de Ghyben-Herzberg (d'après Custodio (2002) ; modifié) et détermination de la profondeur de l'interface. L'échelle verticale a été exagérée par rapport à l'échelle horizontale.

Cependant, cette hypothèse néglige la composante verticale de l'écoulement, ce qui est de moins en moins vérifié lorsque l'on s'approche de la mer. En considérant une approche dynamique (Hubbert, 1940; Glover dans Cooper et al., 1964) l'exutoire du flux d'eau douce en mer n'est plus restreint à un seul point. Près de la côte, l'interface avec l'eau de mer se situe donc plus en profondeur que ce que prédit le principe de Ghyben-Herzberg (Fig. 2).

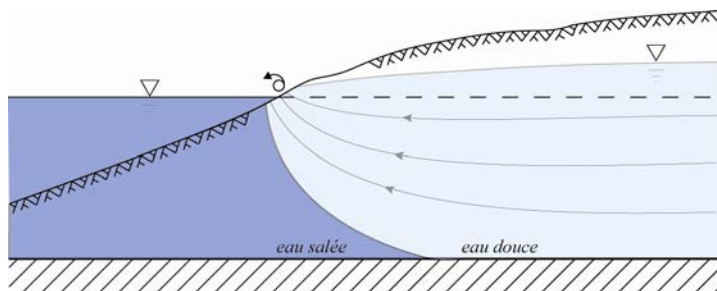


Fig. 2. Conditions de flux « réel » près de la côte (d'après Custodio (2002) ; modifié) : contrairement au cas précédent, les composantes verticales de l'écoulement ne sont plus négligées.

La réalité est bien sûr plus complexe et doit être décrite en terme de circulation d'eau souterraine en tenant compte des phénomènes de diffusion.

La zone de transition

L'eau douce et l'eau de mer étant des fluides miscibles, la zone de contact entre ces deux fluides prend la forme d'une zone de transition (ou zone de mélange) induite par les phénomènes de dispersion hydrodynamique (Cooper *et al.*, 1964; Bear et Verruijt, 1987). A l'intérieur de cette zone, la densité varie depuis celle de l'eau douce jusqu'à celle de l'eau de mer (Fig. 3).

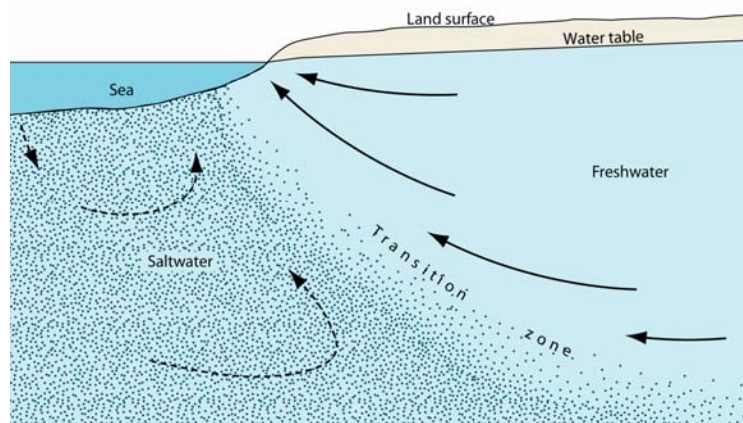


Fig. 3. Vue en coupe d'une zone de transition eau douce/eau de mer et de l'organisation des écoulements dans un aquifère côtier homogène (d'après Cooper *et al.*, 1964; dans Barlow, 2003)

Sous certaines conditions, l'épaisseur de cette zone peut effectivement être très fine, notamment au regard de l'épaisseur de l'aquifère, de sorte que la zone de transition progressive entre l'eau de mer et l'eau douce peut être approximée à une limite abrupte (Bear et Verruijt, 1987). Reilly et Goodman (1985) estiment que l'hypothèse d'interface abrupte est acceptable si l'épaisseur de la zone de transition est inférieure au tiers de la hauteur de la zone d'eau douce. Sakr (1999) montre qu'en régime permanent l'approche d'une interface étroite est valide seulement lorsque le système est dominé par l'advection ou lorsque le facteur d'alimentation est important.

Néanmoins, dans de nombreux aquifères, il n'existe pas d'interface franche qui sépare l'eau douce de l'eau de mer, mais on observe une large zone de transition dont l'épaisseur est fonction des caractéristiques géologique et hydrodynamique de l'aquifère (perméabilité, diffusivité, flux d'eau douce) (Cooper *et al.*, 1964; Custodio, 1985). Ainsi dans les aquifères côtiers présentant de faibles gradients hydrauliques, la zone de transition peut s'étendre sur plusieurs kilomètres (Kohout dans Cooper *et al.*, 1964).

Enfin, l'épaisseur de la zone de transition tend à augmenter sous l'influence de facteurs extérieurs qui modifient l'équilibre entre la charge d'eau douce et la charge d'eau de mer, comme la marée (Kim *et al.*, 2006) et la variation de la recharge (naturelle ou anthropique) de l'aquifère (Custodio, 1985).

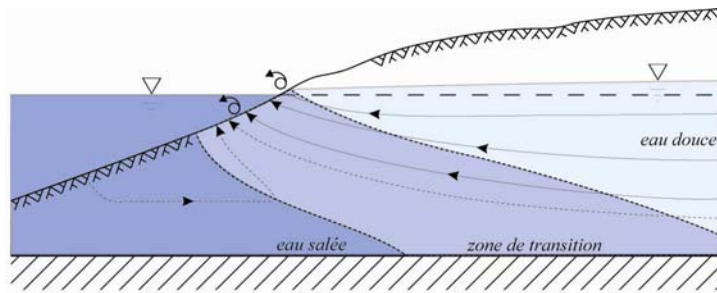


Fig. 4. Extension de la zone de transition en régime permanent dans un aquifère côtier homogène présentant de faibles gradients hydrauliques (d'après Custodio, 2002)

Dans le cas des nappes captives, les principes évoqués ci-dessus restent sensiblement les mêmes. Cependant, la sortie d'eau douce en mer, directe ou au travers de niveaux « perméables » ne peut exister que si la charge d'eau douce est suffisante pour compenser la densité de la colonne d'eau de mer susjacent. Dans le cas contraire, la décharge d'eau douce en mer n'est pas possible et la mer envahit partiellement voire totalement l'aquifère captif.

Dans un système aquifère multicouche, chaque aquifère présente avec la mer une zone de transition différente qui dépend en partie de la charge d'eau douce dans la zone continentale de chaque aquifère mais également de la perméabilité de la couche le confinant (Fig. 5). Ainsi dans ces systèmes multicouches complexes, l'aquitard joue un rôle important et peut déterminer la profondeur de l'interface, sa distance par rapport à la côte et l'épaisseur de la zone de mélange (Back, 1986).

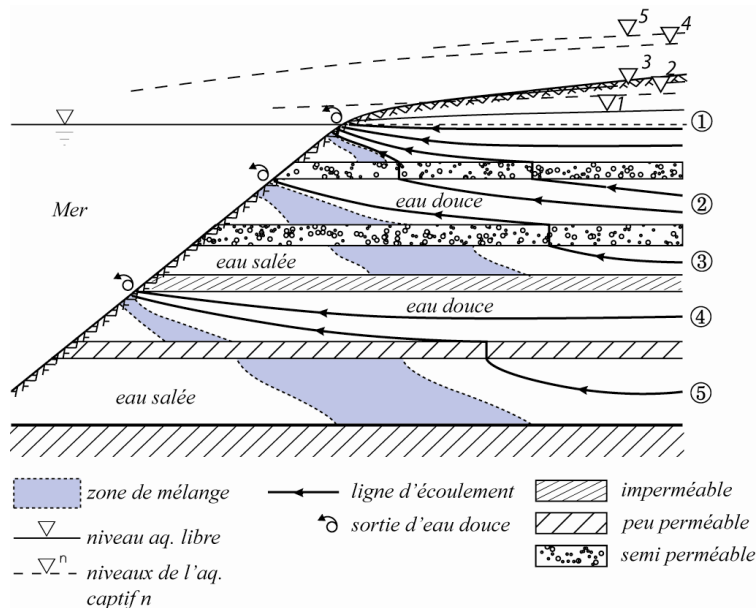


Fig. 5. Zones de transition dans un système aquifère côtier multicouche (d'après Custodio, 2002; modifié)

De nombreux modèles numériques ont depuis été développés pour simuler la forme et la position de la zone de transition, principalement motivés par les problématiques d'exploitation des ressources en eau, soit l'évaluation des réserves et la prédiction d'une intrusion marine. Une revue des modèles existants et de leur application est présentée en détail dans Bear *et al.*(1999).

Synthèse

Les conditions hydrodynamiques actuelles mais également passées conditionnent donc la présence d'eau de mer dans les aquifères côtiers et l'épaisseur de la zone de transition eau douce/eau de mer. L'investigation hydrodynamique des aquifères côtiers est donc essentielle pour appréhender l'équilibre des charges entre l'eau douce et l'eau de mer permettant de repousser l'eau salée et de maintenir une réserve d'eau douce exploitable.

I.2. Origines de la salinité des aquifères côtiers

Origines de la salinité

Bien que le phénomène d'intrusion marine soit une des origines principales de la salinisation des aquifères côtiers, il est important de mentionner qu'il existe d'autres origines de la salinité (Custodio, 1997; Bear et al., 1999; Barlow, 2003) telles que :

- les apports d'embruns marins qui peuvent être une source non négligeable en particulier dans les plaines basses côtières
- l'évaporation et la reconcentration des eaux de surface ou d'aquifères libres peu profonds
- la dissolution d'évaporites présentes dans les formations aquifères en particulier les évaporites de la crise du Messinien (Miocène) pour les régions méditerranéennes
- une eau de mer fossile piégée dans des parties non lessivées de l'aquifère
- un déplacement d'eau salée depuis les formations aquifères et aquitard sous jacents ou adjacents
- une pollution d'origines diverses incluant les effluents d'industrie ou les eaux de colatures des zones irriguées.

L'intrusion marine

Le phénomène d'intrusion saline est un processus actif qui correspond à une rupture de l'équilibre hydrodynamique entre l'eau douce et l'eau de mer par (i) une baisse importante de la charge et des flux d'eau douce et/ou (ii) une augmentation de la charge d'eau de mer. Ce déséquilibre se traduit par une avancée de l'eau de mer dans l'aquifère et une dégradation souvent importante de la ressource en eau douce, sensible dès que la part d'eau de mer atteint 2% (Custodio, 1997).

Une des raisons les plus communes de ce déséquilibre est la surexploitation des aquifères côtiers, exacerbée par la population toujours croissante de ces zones, mais le déséquilibre peut également résulter d'une baisse naturelle de la recharge ou d'une montée du niveau marin (Fig. 6).

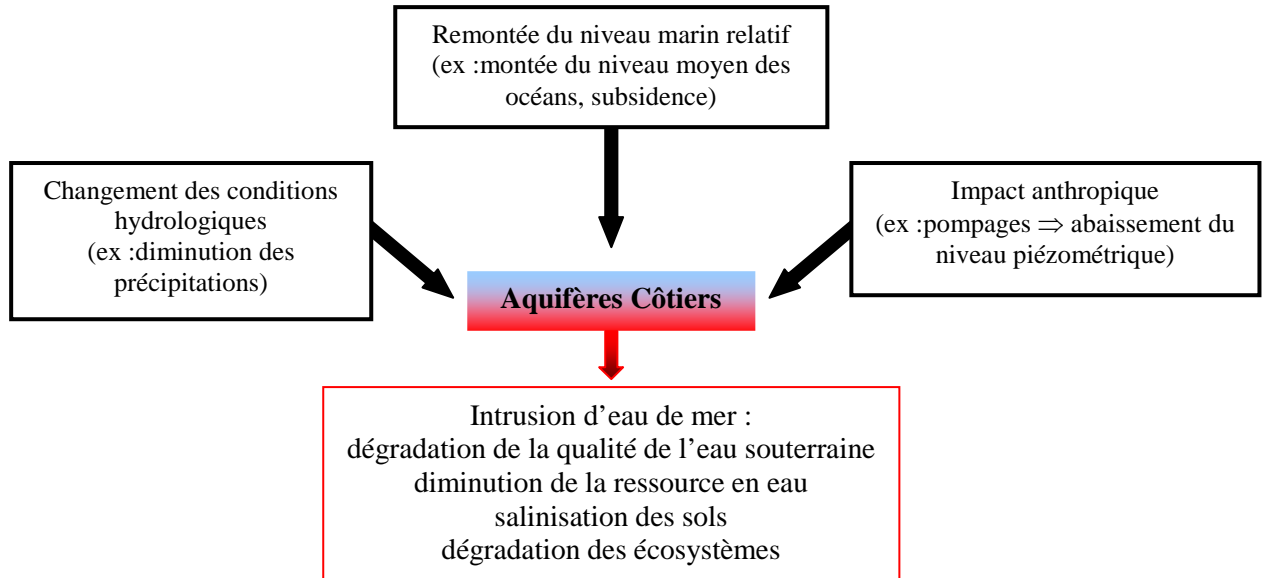


Fig. 6. Exemple et conséquences des différentes pressions s'exerçant sur un aquifère côtier

On peut distinguer 2 facteurs principaux ayant pu causer une intrusion marine : un facteur naturel « géologique » et un facteur anthropique.

(i) Le facteur géologique correspond à la remontée du niveau marin depuis l'Holocène. Le niveau marin a fortement varié depuis 10 000 ans (d'une centaine de mètres environ) et n'a atteint une certaine stabilité que depuis ~6000 ans (e.g. Labeyrie et al., 1976; L'Homer et al., 1981; Edmunds et al., 2001; Vella et al., 2005). Durant la remontée importante du niveau marin, les aquifères côtiers, mis en place pendant les périodes de bas niveaux marins des glaciations quaternaires, ont été envahis par la mer. Depuis la stabilisation du niveau marin, les eaux marines ont pu être repoussées dans les aquifères où le gradient piézométrique était suffisamment élevé. Pour des aquifères à faibles gradients hydrauliques, l'intrusion marine n'a pas toujours pu être repoussée (Edmunds et Milne, 2001; Custodio, 2002; Post, 2004).

La présence d'eau marine dans un aquifère peut donc correspondre à une intrusion ancienne.

(ii) Le facteur anthropique correspond à la surexploitation d'un aquifère. On parle de surexploitation lorsque les prélèvements d'eau excèdent la recharge et conduit à un abaissement du niveau piézométrique. Durant les 30 à 40 dernières années, le développement socio-économique et agricole des zones littorales a entraîné une forte augmentation des prélèvements d'eau, en particulier dans les régions où des ressources en eau alternatives, comme les eaux de surface, sont insuffisantes (Fig. 7).

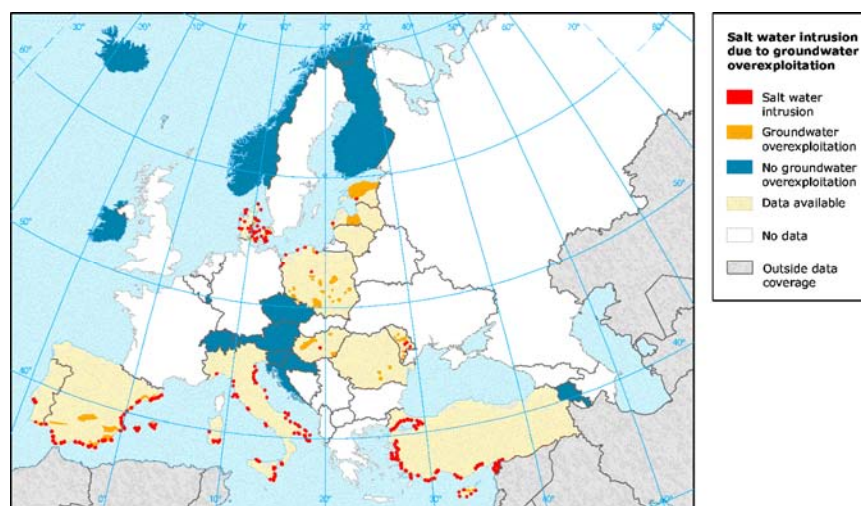


Fig. 7. Surexploitation de l'eau souterraine et intrusion marine en Europe (EEA, 2005)

Le degré de l'intrusion marine dépend des conditions hydrogéologiques de l'aquifère (géométrie, perméabilité,...) ; les conséquences et l'importance de l'intrusion sont donc très variables suivant les endroits allant d'une contamination locale restreinte dans une petite partie de l'aquifère, à une contamination régionale affectant fortement la ressource en eau. Une étude spécifique de l'intrusion est donc nécessaire pour chaque aquifère (Custodio, 1985).

Une fois l'intrusion d'eau de mer effective, le retour à des conditions d'eau douce (i.e. de bonne qualité) est généralement impossible car très coûteux et très long (Oude Essink, 2001; Custodio, 2002). L'intrusion saline doit donc être considérée comme quasi-irréversible à notre échelle de temps et la prévention reste donc la méthode la plus efficace pour lutter contre la salinisation des eaux souterraines.

Les aquifères côtiers restent cependant une ressource en eau importante qu'il est possible d'exploiter sans pour autant provoquer une intrusion saline, grâce à une bonne connaissance de l'hydrogéologie et à une gestion raisonnée (Custodio, 2002).

Synthèse

Conclure sur une intrusion marine actuelle en faisant abstraction des différentes origines de salinité précédemment mentionnées peut entraîner de sérieuses erreurs dans la gestion et la protection de la ressource en eau. Les investigations géochimiques et isotopiques demeurent dans ce cas un atout essentiel pour l'identification de la source de salinité.

Conclusion

D'un point de vue hydrogéologique, les systèmes littoraux constituent des aquifères complexes de par l'interaction des eaux marines avec les eaux douces continentales. La répartition simple de la salinité avec des eaux douces flottant sur des eaux marines actuelles selon le principe de Ghyben-Herzberg nécessite l'existence d'un équilibre eau douce/eau salée stable sur un temps suffisamment long. Or les importantes variations du niveau marin, en particulier pendant le Quaternaire ont pu fortement modifier cet équilibre (Edmunds et Milne, 2001). La détermination de la répartition spatiale et temporelle des eaux douces et salées par une approche hydrodynamique couplée à une approche géochimique et isotopique constitue donc un point clef dans la compréhension de la minéralisation des eaux de ces aquifères.

II. L' AQUIFERE CAPTIF DE CAMARGUE ET SON ENVIRONNEMENT

II.1. Présentation du site d'étude : la Camargue

*Sous les feux que juin verse, comme l'éclair,
Mireille court, court et court.
De soleil en soleil et de vent en vent, elle voit
Une plaine immense, des savanes
Qui n'ont à l'œil ni fin ni terme ;
De loin en loin et pour toute végétation,
De rares tamaris... et la mer qui paraît.*

Frédéric Mistral, *Mirèio*, Chant X

Localisation

Situé au Sud-Est de la France le long de la côte Méditerranéenne, le delta du Rhône (~1740 km²) est le deuxième delta de Méditerranée après celui du Nil (Fig. 8). Le delta du Rhône est délimité au Nord-Ouest par les Costières du Gard, au Nord-Est par l'extrémité des Alpilles et à l'Est par la vaste plaine de la Crau (Fig. 9). La plaine deltaïque débute à Arles, à une distance d'environ 30 km de la mer. A ce niveau, le fleuve se divise en deux bras : le Petit Rhône à l'Ouest et le Grand Rhône à l'Est qui représente 90% du flux.

Situé entre les deux bras du Rhône, la Camargue ou Ile de grande Camargue, d'une superficie d'environ 750 km², représente près de la moitié de la surface totale du delta. Cette vaste plaine deltaïque abrite une importante zone humide connue pour la richesse biologique de ses écosystèmes.

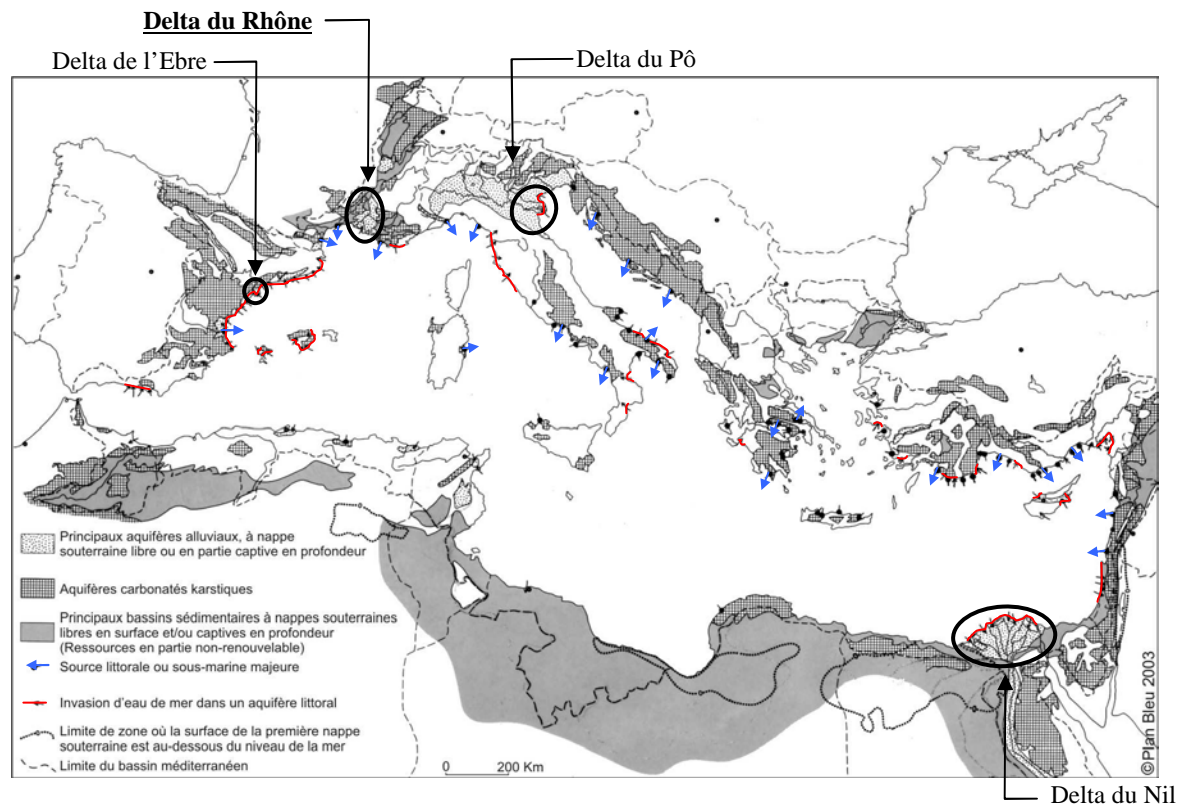


Fig. 8. Aquifères deltaïques dans le bassin méditerranéen (d'après Margat, 2004; modifié). Les zones d'intrusion marine et les sources littorales majeures ont été reportées.

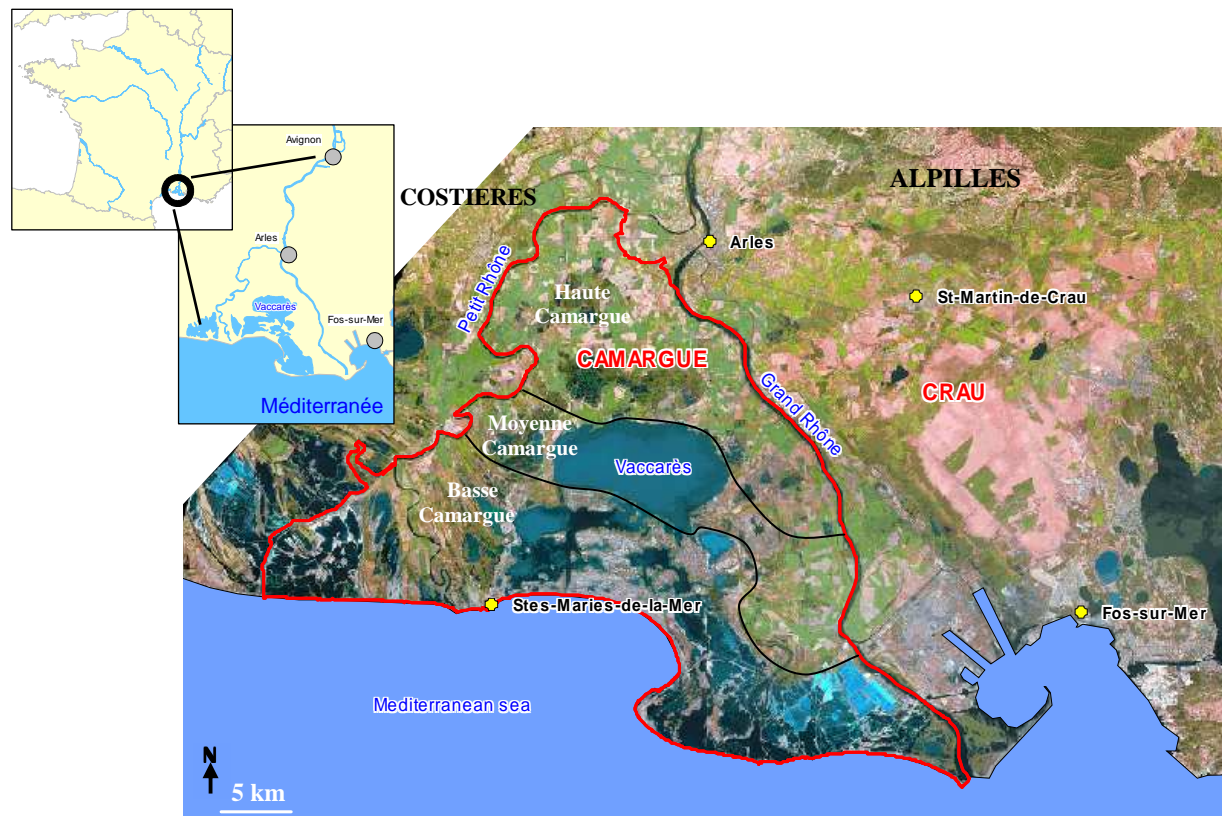


Fig. 9. Le delta du Rhône (image LANDSAT TM7, CRIGE PACA)

Les paysages de Camargue

La Camargue est une plaine basse subhorizontale à faibles variations topographiques. La pente d'Arles à la mer est en moyenne de 0.17‰ (0.27‰ au nord du Vaccarès et 0.07‰ au sud ; Heurteaux (1969)). A l'exception des dunes qui peuvent constituer des points hauts (7 m à Beauduc), les altitudes les plus élevées dépassent rarement 4 m tandis que les zones déprimées s'abaissent un peu en dessous du niveau de la mer (~-2 m au fond du Vaccarès).

La Camargue présente, du Nord au Sud, un paysage très contrasté en relation avec la morphologie du delta. Celle-ci a été façonnée par le tracé des anciens chenaux du Rhône et des cordons littoraux dunaires qui constituent des bombements topographiques de forme allongée. Au nord, les bourrelets alluviaux sont nombreux et bien marqués puis s'estompent au sud, laissant place aux cordons dunaires. Les bourrelets alluviaux et les alignements dunaires constituent un maillage de zones hautes qui délimitent des dépressions occupées par des étangs, des marais ou des lagunes (Bouteyre et Toni, 1972).

La Camargue peut être subdivisée, du Nord au Sud, en 3 grands domaines (Fig. 9) :

- la « **Haute Camargue** » ou « Tête de Camargue », qui s'étend d'Arles au Vaccarès, est caractérisée par un niveau topographique plus élevé. La pente générale permet le drainage gravitaire mettant le sol à l'abri des remontées de sel. C'est la partie la plus exploitée au point de vue agricole. On y pratique de l'arboriculture et de la culture irriguée (riz principalement).

- la « **Moyenne Camargue** » est d'aspect proche de la Haute Camargue. La riziculture y est très développée et contribue, grâce à l'irrigation qu'elle nécessite, à la protection des sols contre la salinisation (Godin, 1990). C'est à cette partie qu'est rattaché le vaste étang du Vaccarès (~6500 hectares). Il est délimité au sud par un grand cordon dunaire au travers duquel il communique avec les « étangs inférieurs » de la basse Camargue.

- la « **Basse Camargue** », s'étend du Vaccarès jusqu'à la mer. Elle est principalement constituée par des étangs salés de faible profondeur (-0.5 m) qui se relaient jusqu'à la mer. Le phénomène essentiel y est le salant, remontée de sel à la surface du sol qui laisse un tapis blanc (Marinos, 1969). Le paysage typique de cette zone est la sansouïre¹, caractérisée par une végétation rase et clairsemée ainsi qu'un sol souvent craquelé où des efflorescences salines sont souvent visibles. En raison du caractère très salé de ces sols, seule une flore halophile spécifique s'y développe (salicorne, saladelle, soude,...). En hiver, ces terres basses sont recouvertes par les eaux. Dans cette partie les cultures sont rares. Les terrains y sont plutôt utilisés pour l'élevage (taureaux et chevaux) ou par les salins. Cette zone de très faible altitude est particulièrement exposée aux risques d'une remontée du niveau marin dont les conséquences iraient jusqu'à la disparition des terres (Sabatier et Provansal, 2002).

¹ Terme issu du provençal «sansouïro» désignant des terres basses limoneuses et salées.

Le climat

Le climat Camarguais est de type méditerranéen, chaud et sec en été, avec des précipitations intenses en septembre-octobre. Il est caractérisé par des vents fréquents (plus de 200 jours de vent par an) et violents principalement du NNW -le mistral- et dans une moindre mesure du SE -le marin. Les précipitations moyennes annuelles sont de 600 mm mais présentent une variabilité interannuelle importante, caractéristique du climat méditerranéen. On distingue (i) une période pluvieuse de septembre à décembre, où tombe en général plus de 50% de la pluviométrie annuelle, (ii) d'une période sèche de mai à août (Fig. 10). La période de janvier à avril est une phase transitoire de pluviométrie moyenne.

Températures élevées et vent violent entraînent une forte évaporation conduisant à un déficit hydrique (P-ETP) pour 7 mois de l'année (Mars à Septembre) et estimé à environ 600 mm à l'échelle annuelle (Heurteaux, 1969; Chauvelon, 1996). Cette forte évaporation a un impact important sur les bilans hydriques et contribue à la salinisation des sols.

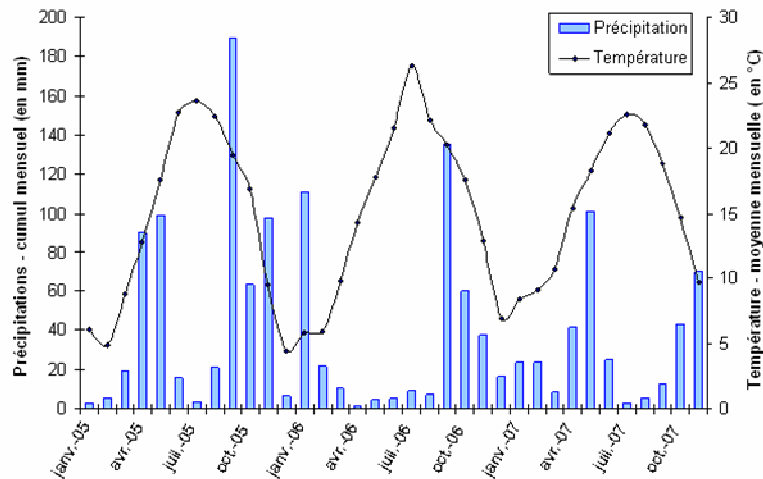


Fig. 10. Pluviométrie (cumul mensuel) et température moyenne mensuelle mesurée à la Tour du Valat pendant la période d'étude

Equipement du site d'étude par la DDA en 1970

Une partie importante des connaissances géologiques et hydrogéologiques de l'île de grande Camargue provient des études entreprises en 1970 par la Direction Départementale de l'Agriculture (DDA) des Bouches du Rhône, en collaboration avec la Compagnie Nationale d'Aménagement de la Région du Bas Rhône et du Languedoc (Rapport « Camargue » (1970)). Pour cette étude, un important réseau de mesures a été mis en place (Fig. 11) :

- 69 couples de piézomètres, l'un court (de 2 à 4 m de profondeur) et l'autre long (de 5 à 7 m), ont été implantés pour étudier l'aquifère superficiel et les évolutions de salinité sur les premiers mètres de l'aquifère.

- 10 sondages profonds ont été forés jusqu'à l'aquifère captif des cailloutis, pénétrant de 5 m à 12 m dans les cailloutis (Tableau 1) ; cette partie a été crépinée.

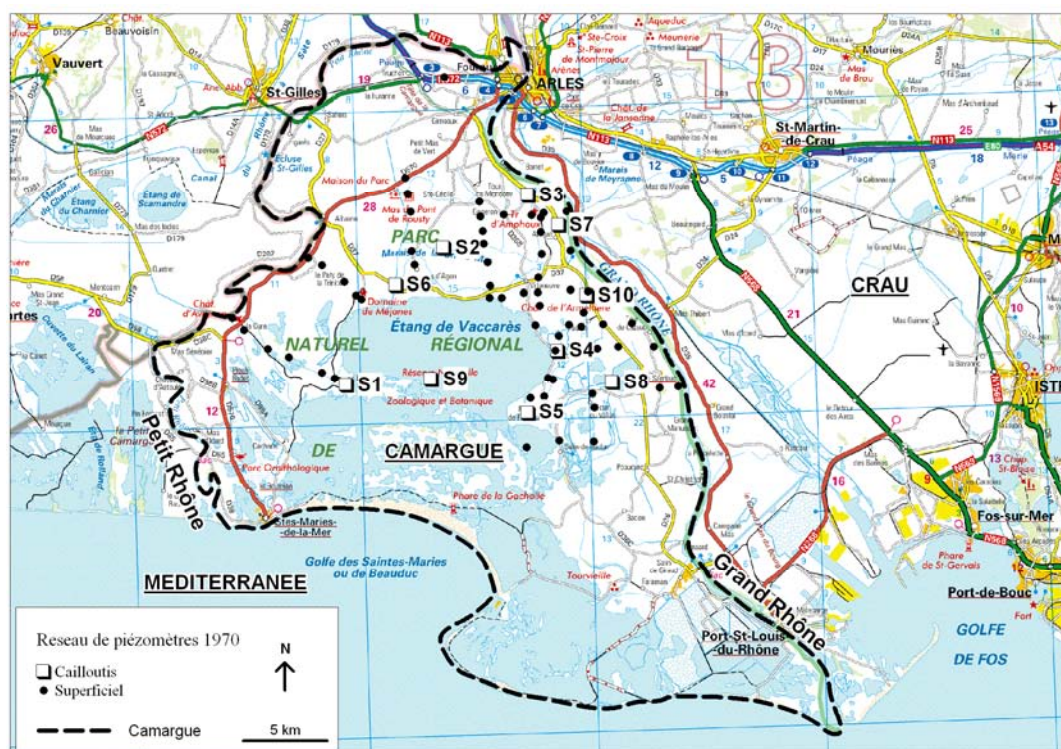


Fig. 11. Localisation du réseau de mesure mis en place en 1970

Nom du sondage	Cote des cailloutis (m/NGF)	Cote du bas du tube (m/NGF)
S ₁	-41.7	-46.5
S ₂	-23.7	-30.0
S ₃	-11.4	-20.0
S ₄	-24.4	-31.7
S ₅	-36.3	-42.0
S ₆	-31.7	-43.6
S ₇	-10.4	-17.2
S ₈	-23.3	-30.3
S ₉	-32.0	-39.6
S ₁₀	-5.8	-11.9

Tableau 1. Cotes atteintes par les sondages profonds. Les forages ont été crépinés sur toute la hauteur du cailloutis rencontré.

Les études réalisées à partir de ce réseau de piézomètres ont permis de préciser la structure géologique du delta.

II.2. Structure et contexte géologique du delta du Rhône

II.2.1. Contexte géologique (d'après Marinós (1969) et L'Homer *et al.* (1987))

La Camargue est une plaine alluviale de constitution récente. La structure profonde de la région est acquise à la fin de l'Eocène : la phase orogénique pyrénéo-provençale (Bartonien) provoque la surrection des Alpilles et des chaînes de la Fare et de la Nerthe. Une phase d'extension s'en suit à l'Oligocène à l'origine des grands fossés d'effondrement NE-SW que constituent les bassins de Marseille et d'Aix et du Bas-Rhône.

Le relâchement des contraintes se poursuit pendant le Miocène et entraîne un affaissement généralisé de la marge continentale sud-ouest provençale. Ainsi, une phase transgressive s'amorce à l'Aquitanién avec des dépôts de molasse et de marnes et se poursuit jusqu'au Vindobonien provoquant la remontée de la mer dans les vallées du Rhône et de la Durance. Au Miocène supérieur, la phase orogénique alpine rajeunit les plis formés lors de la phase pyrénéenne et déforme le Miocène. Les Alpilles alors pénéplanées se surélèvent à nouveau tandis qu'au Sud, la région s'affaisse formant une dépression dans laquelle arrivent les eaux du Rhône et de la Durance, alors séparés.

Début Pliocène, le relâchement des contraintes tectoniques permet un affaissement général de l'aire qui constituera le berceau du futur delta rhodano-durancien plio-quadernaire. Dans le même temps, la crise du Messinien provoque un intense ravinement des marges exondées de la Provence. L'abaissement du niveau de base de plus 1500 m entraîne un surcreusement considérable des paléovallées du Rhône et de la Durance (cañons) (Clauzon, 1982) qui entaillent les terrains miocènes et antérieurs (Fig. 12).

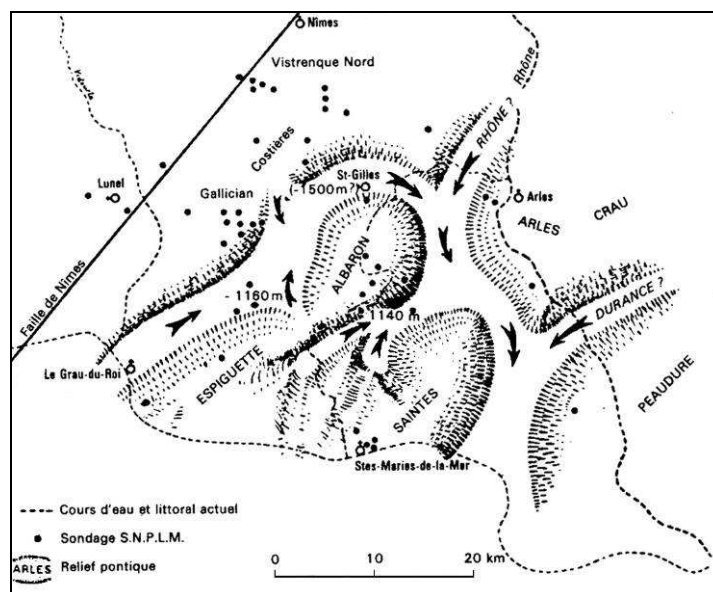


Fig. 12. Esquisse du soubassement pliocène et interprétation de la topographie pontienne (d'après L. Beaufort, J. Bruneau, A. Grepin et Y. Jullian (1954), in L'Homer *et al.* (1987))

La remise en eau brutale de la Méditerranée au Plaisancien entraîne une importante transgression : la mer envahit la vallée du Rhône atteignant une côte maximum estimée à 180 m. Un épais corps sédimentaire marin vient ainsi combler les incisions méssiniennes (marnes gris-bleus du Plaisancien ; sables et argiles jaunes ou verdâtres de l'Astien).

Au Pliocène supérieur, des mouvements épirogéniques positifs probablement associés aux premières grandes glaciations provoque une nouvelle régression. Celle-ci sera responsable de l'érosion des dépôts marneux pliocènes qui ne subsisteront que dans le fond des fossés subsidents. Ainsi, sous la Camargue, le Pliocène (Plaisancien et Astien) présente une puissance très variable : il est absent dans la région des Saintes-Maries alors qu'en rive occidentale du Vaccarès, il a une épaisseur de plus de 1000 m. Le Rhône et la plupart de ses affluents s'installent alors dans les vallées héritées du réseau prépliocène.

A la fin du Pliocène, les bas niveaux marins associés aux grandes glaciations quaternaires permettent le dépôt d'une série continentale. Un vaste épanchement caillouteux se met en place donnant naissance aux Costières à l'Ouest, alors qu'à l'Est, la Durance construit la Crau (Fig. 13). La sédimentation sera terrigène durant tout le Pléistocène jusqu'au dernier maximum glaciaire (LGM ; 18000 ans BP). A l'Holocène, une dernière transgression (Versilienne/Flandrienne) entraîne l'édification du delta actuel avec des dépôts fluviatiles et marins. Ces formations quaternaires constituent les principaux réservoirs aquifères de la région Crau-Camargue.

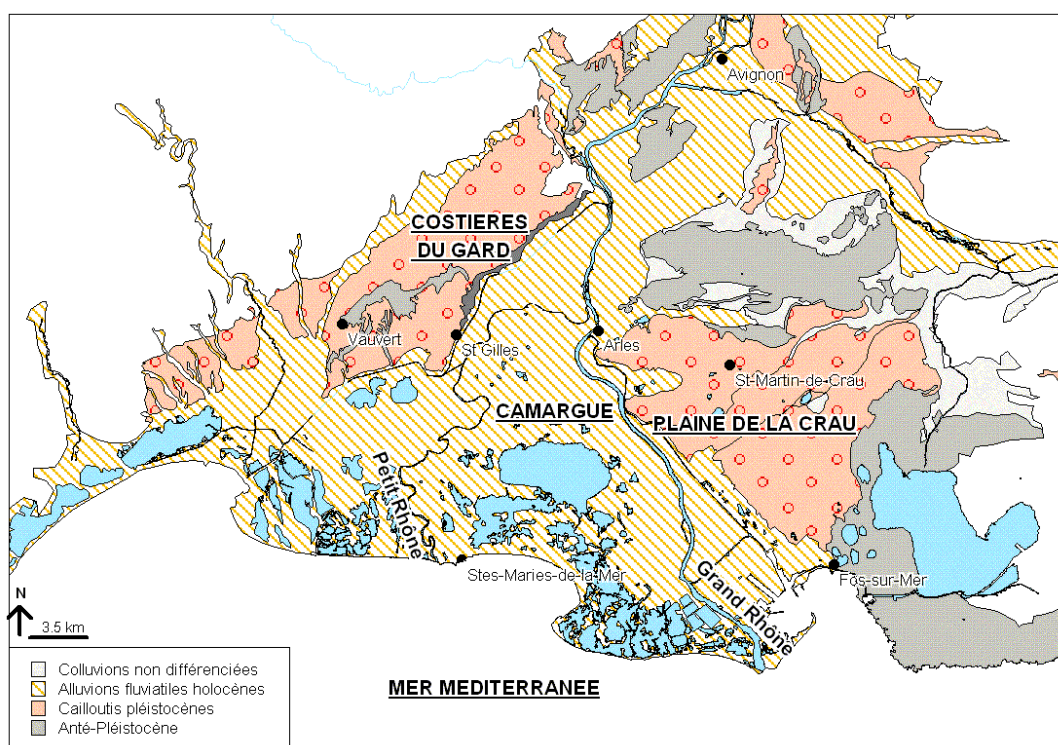


Fig. 13. Affleurement des cailloutis dans la basse vallée du Rhône

II.2.2. Les cailloutis plio-pléistocènes

II.2.2.1. Mise en place

Du Villafranchien (fin Pliocène- début Quaternaire) jusqu'au Würm (Pléistocène supérieur), plusieurs phases de dépôts de cailloutis se sont succédées dans la vallée du Rhône pour lesquels deux origines sont distinguées: une origine rhodanienne au nord-ouest (Costière du Gard, plaine de Beaucaire) et une origine durancienne à l'Est (Plaine de la Crau) caractérisée par son taux élevé en galets calcaires.

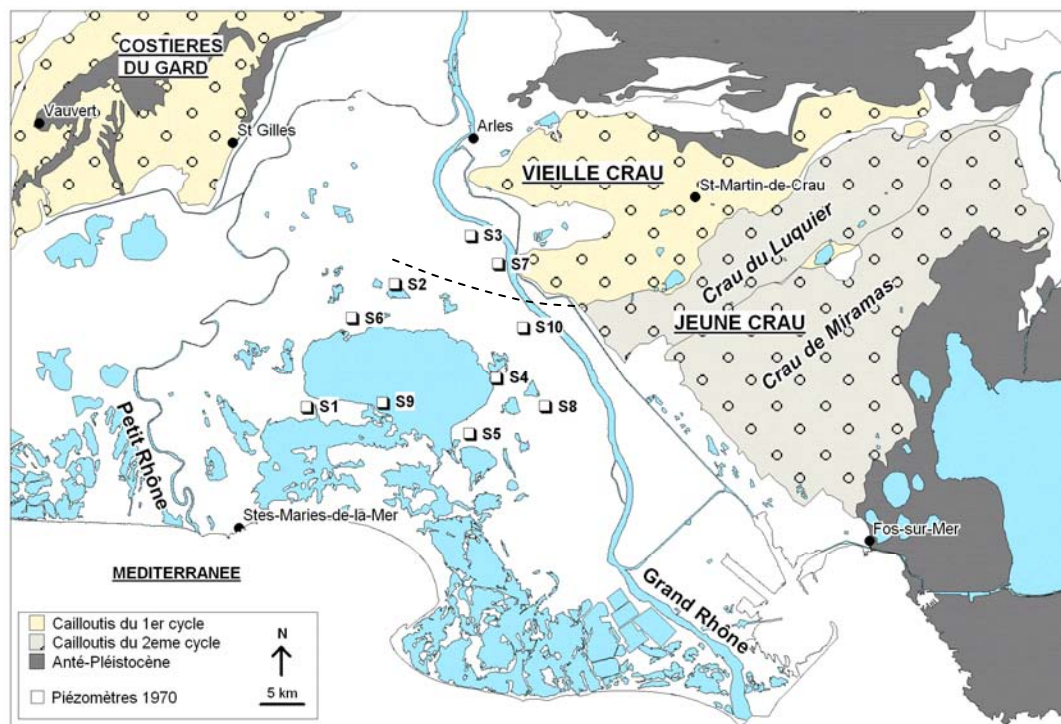


Fig. 14. Localisation des dépôts de cailloutis du 1^{er} et 2^{ème} cycle. La limite d'extension sous la Camargue des cailloutis de la Jeune Crau a été figurée en pointillé (d'après Marinos, 1969).

Les Cailloutis du premier cycle

- A l'est, la première phase de dépôt correspond aux cailloutis de la « Vieille Crau » (Fig. 14). Cette formation durancienne est attribuée au Pliocène supérieur (Villafranchien inférieur) en raison de sa continuité stratigraphique avec le Pliocène marin (Denizot, 1953 ; Demarcq, 1961 ; Ballesio, 1972 ; *in* Coulomb et Roux 1986). D'orientation Nord-Est/Sud-Ouest, la formation de la Vieille Crau s'étendrait jusqu'au droit de Vauvert, à l'Ouest du Petit Rhône (L'Homer *et al.*, 1987) soit sous tout le delta de Camargue.

- A la même période, une nappe rhodanienne s'est également mise en place à l'Ouest jusqu'au sud de Montpellier.

Les Cailloutis du deuxième cycle

Entre le Mindel et le Riss, un affaissement au droit de la Camargue actuelle entraîna la déviation vers l'Est du cours du Rhône et l'occupation progressive de sa vallée actuelle (L'Homer *et al.*, 1987). Ainsi, à l'Ouest du delta, les nappes rhodano-cévenoles ont migré progressivement vers le Sud-Est formant globalement 4 terrasses distinctes. Parmi ces dernières, seules les alluvions des « basses terrasses », mises en place à la fin du Würm et plongeant sous les dépôts holocènes du delta, pourraient se retrouver dans de la partie occidentale de la Camargue (Marinos, 1969; L'Homer *et al.*, 1987).

A l'Est du delta, en Crau, les cailloutis du 2^{ème} cycle forment la « Jeune Crau » (Fig. 14), constituée de plusieurs terrasses d'âge rissien à würmien (Crau du Lucquier, Crau de Miramas; Colomb et Roux, 1986). Ces niveaux caillouteux se sont disposés en éventail de cartes à jouer avec glissement des nappes successives vers le Sud (L'Homer *et al.*, 1987). Ce n'est que vers la fin du Würm que la Durance s'est détournée du seuil de Lamanon pour rejoindre le Rhône à Avignon. La formation de la Jeune Crau est d'orientation générale NE-SW. Elle recouvre par son côté nord la Vieille Crau tandis qu'elle s'enfonce régulièrement vers le Sud (Colomb et Roux, 1986). A l'Ouest, la Jeune Crau disparaît sous les marais Holocène du Rhône ; ses limites d'extension sous la Camargue restent incertaines.

Synthèse

Dans le delta de Camargue, les cailloutis sont donc essentiellement rattachés aux cônes de dépôts duranciens bien que la partie occidentale du delta puisse contenir des dépôts rhodaniens.

Les cailloutis sont présents en Camargue sous les formations holocènes du delta du Rhône. Leur observation était donc limitée et leur connaissance se basait essentiellement sur les observations des zones limitrophes où les cailloutis sont affleurants (Fig. 13 ; Poggi (1968) dans Marinos (1969) pour les Costières et la plaine de Beaucaire ; Denizot (1933; 1934), Colomb et Roux (1986) et plus récemment Roure *et al.* (2004) pour la Crau).

II.2.2.2. Nature minéralogique des Cailloutis

Aux deux phases de dépôts décrites précédemment pour le cône durancien correspondent des différences minéralogiques importantes, bien visibles dans les forages réalisés en Camargue. Ainsi, on distingue en Camargue, de bas en haut:

- un cailloutis à matrice sableuse jaune et galets altérés
- un cailloutis à matrice sableuse grise, ne présentant pas de trace d'altération.

Un cailloutis intermédiaire, à matrice sableuse gris-jaune, présent sous le cailloutis gris est également mentionné pour 4 sondages (S₁, S₂, S₅, S₉).

Marinos (1969), en se basant sur des critères lithologiques et d'altération, rattache le cailloutis jaune à la Vieille Crau lui attribuant donc un âge villafranchien à pléistocène inférieur. Le cailloutis gris est,

lui, rattaché à la Jeune Crau et daterait donc du Würm (Pléistocène supérieur), âge plus généralement admis pour cette formation.

Minéralogie des dépôts du premier cycle et leur répartition en Camargue

La formation de la Vieille Crau, à matrice jaune, est principalement caractérisée par la nature de ses galets et leur fort degré d'altération. Ce cailloutis a été rencontré sur toute l'épaisseur traversée pour les sondages S₃ et S₇ (Fig. 14) et existe sous le cailloutis gris des sondages S₄, S₈, S₁₀, et vraisemblablement sous un cailloutis intermédiaire où ont été arrêtés les sondages S₁, S₂, S₅, S₉.

- Cette formation est constituée majoritairement de galets calcaires du Jurassique et Crétacé sub-alpins, de quartzites du Trias alpin et de très rares galets de roches vertes généralement très altérés. Dans les niveaux supérieurs, les galets calcaires sont décalcifiés à leur périphérie (Marinos, 1969).

- La matrice, de couleur ocre-jaune est sableuse, parfois marneuse. Par endroit (S₇), elle est consolidée en un ciment grésocalcaire (Marinos, 1969). En Crau, Roure *et al.* (2004) décrivent une matrice argilo-gréseuse à montmorillonite dominante.

Minéralogie des dépôts du deuxième cycle et leur répartition en Camargue

La formation de la Jeune Crau, à matrice grise, est absente en haute Camargue (S₃ et S₇) et recouvre les cailloutis du 1^{er} cycle dans le reste de la Camargue. Elle a une épaisseur peu importante (2 à 4 m) hormis au S₆ où elle atteindrait plus de 12 m.

- Les galets ne présentent aucune trace d'altération et sont plus diversifiés que dans le cailloutis jaune. Ainsi, bien que les calcaires et quartzites restent majoritaires, le cailloutis gris se caractérise par sa richesse en roches endogènes (roches vertes, conglomérats de faciès *verrucano*, variolites) provenant de l'érosion des Alpes (Marinos, 1969; Roure *et al.*, 2004).

- La matrice est sablo-argileuse. Sa réaction à l'acide est plus forte que pour la matrice à sable jaune.

La partie supérieure du cailloutis des sondages S₂, S₅, S₇ et S₈ (mais aussi S₃, S₄, S₉, et S₁₀) présente une faune plus ou moins abondante de mollusques. Alors que dans la partie la plus au Nord du delta (S₇) la faune semble indiquer la présence d'un étang, cette dernière présente, dans la partie sud, un caractère plus marin et pourrait même indiquer un premier maximum de transgression marine au S₈ (Marinos, 1969).

II.2.2.3. Structure

En Crau, les nappes plio-pléistocènes montrent toutes des directions préférentielles NE-SW ; leur épaisseur totale est en moyenne de 10 à 20 m mais peut atteindre localement 50 m (à l'Ouest de St Martin de Crau) et quasi disparaître près des étangs des Aulnes et d'Entressen (Roure *et al.*, 2004). En leur sein, l'épaisseur de la jeune Crau est variable pouvant dépasser 20 m.

En Camargue, les prospections géophysiques menées par la DDA (Rapport Camargue; 1970) associées aux carottages profonds effectués dans le delta confirment le pendage NE-SW de la nappe des cailloutis (Fig. 15). La limite d'extension des cailloutis sous la mer pourrait être localisée au niveau de la rupture du plateau continental, à une distance d'environ 30 km de la côte (Fig. 20). Dans le détail, la surface du toit des cailloutis pléistocènes présente une paléotopographie très contrastée dans laquelle trois chenaux principaux peuvent être distingués (Fig. 15). D'après Boyer (2003), la géométrie de ces vallées fini-pléistocènes ne semble pas avoir été influencée par la localisation du canyon messinien. Malheureusement, l'existence ainsi que la position d'éventuelles vallées à la base des cailloutis, qui pourraient donner lieu à des écoulements préférentiels au sein de l'aquifère, reste inconnues.

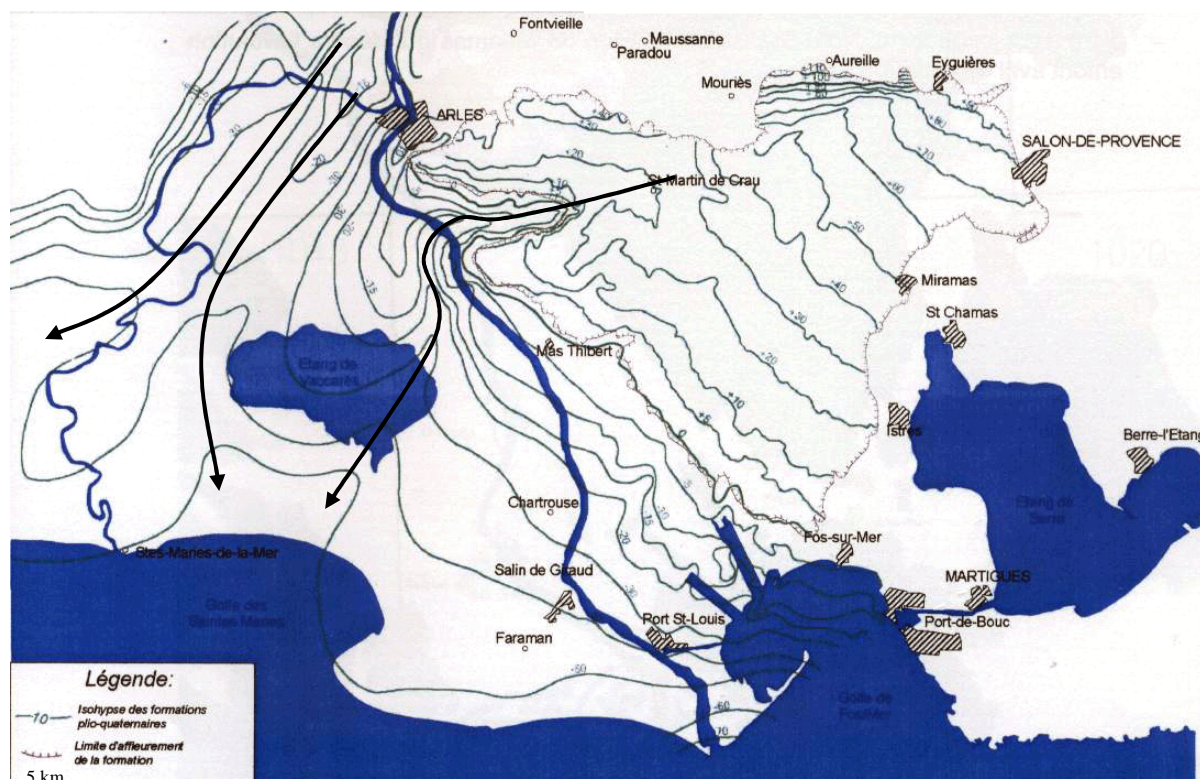


Fig. 15. Carte des isohypses du toit des cailloutis plio-pléistocènes de la Crau et du delta du Rhône (d'après Roure *et al.*, 2004; complété). Les principales vallées du toit des cailloutis ont été figurées par des flèches.

Concernant l'épaisseur, peu de forages ont traversé en totalité les formations de cailloutis en Camargue, ce qui explique que l'on ne dispose pas d'une cartographie détaillée des isopaques. Néanmoins, les données disponibles montrent que l'épaisseur des cailloutis est peu importante, variable, avec un accroissement vers le sud. D'après les sondages pétroliers, l'épaisseur est de 20 à 30 m en tête de Camargue, elle est de 31 m à Beauduc et de 60 m aux Saintes-Maries-de-la-Mer (Marinos, 1969).

II.2.3. Edification holocène du delta du Rhône

Ces dépôts recouvrent l'aquifère captif des cailloutis. Il est donc important de connaître leur nature et leur dynamique de mise en place afin de pouvoir évaluer leur influence hydrogéologique.

La mise en place des dépôts du delta du Rhône à l'Holocène se révèle d'une grande complexité. Cette question a fait et fait encore l'objet de nombreux travaux mais n'a pas été développée dans la présente étude. Ainsi, cette partie résume les travaux développés par d'autres auteurs comme L'Homer (1981), Arnaud-Fassetta (1998), Boyer (2005), Vella (2005) reprenant également des travaux plus anciens (Oomkens, Krui, Barrière).

II.2.3.1. Mise en place des dépôts

L'évolution du delta du Rhône à l'Holocène résulte de l'interaction entre les dynamiques fluviales et marines.

L'interprétation par corrélation de faciès des logs des forages réalisés pour le Rapport Camargue (1970) ainsi que des datations au Carbone-14 ont permis de reconstituer l'historique de la mise en place des dépôts post-glaciaires en Camargue.

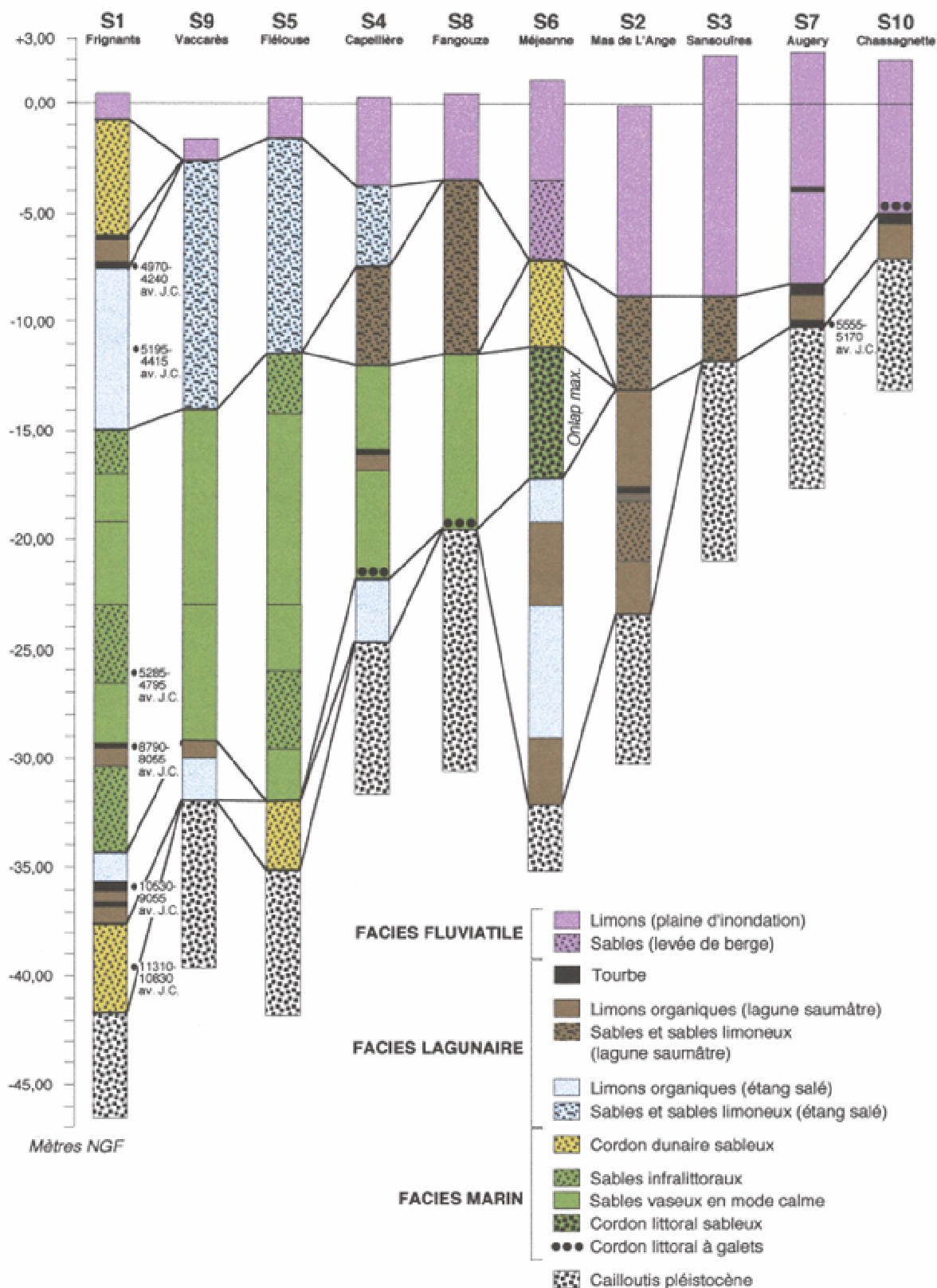


Fig. 16. Les étapes de l'édification holocène du delta du Rhône (d'après le Rapport Camargue (1970), in Arnaud-Fassetta (1998))

Fig. 16) et -17 m (log de S₄) ont permis d'identifier deux phases d'arrêt dans cette période de transgression vers 10000 BP et 6000 BP respectivement. Entre ces 2 arrêts, la transgression aurait atteint le stade d'onlap maximal vers 7200 BP (L'Homer *et al.*, 1981) (niveau marin vers -19 m). Le rivage se serait situé au niveau de la rive nord actuelle du Vaccarès.

➤ *La phase progradante* (Fig. 18)

A partir de 6500-5500 BP, un ralentissement de la remontée du niveau marin et/ou une recrudescence des apports détritiques entraînent la progradation du trait de côte vers le sud.

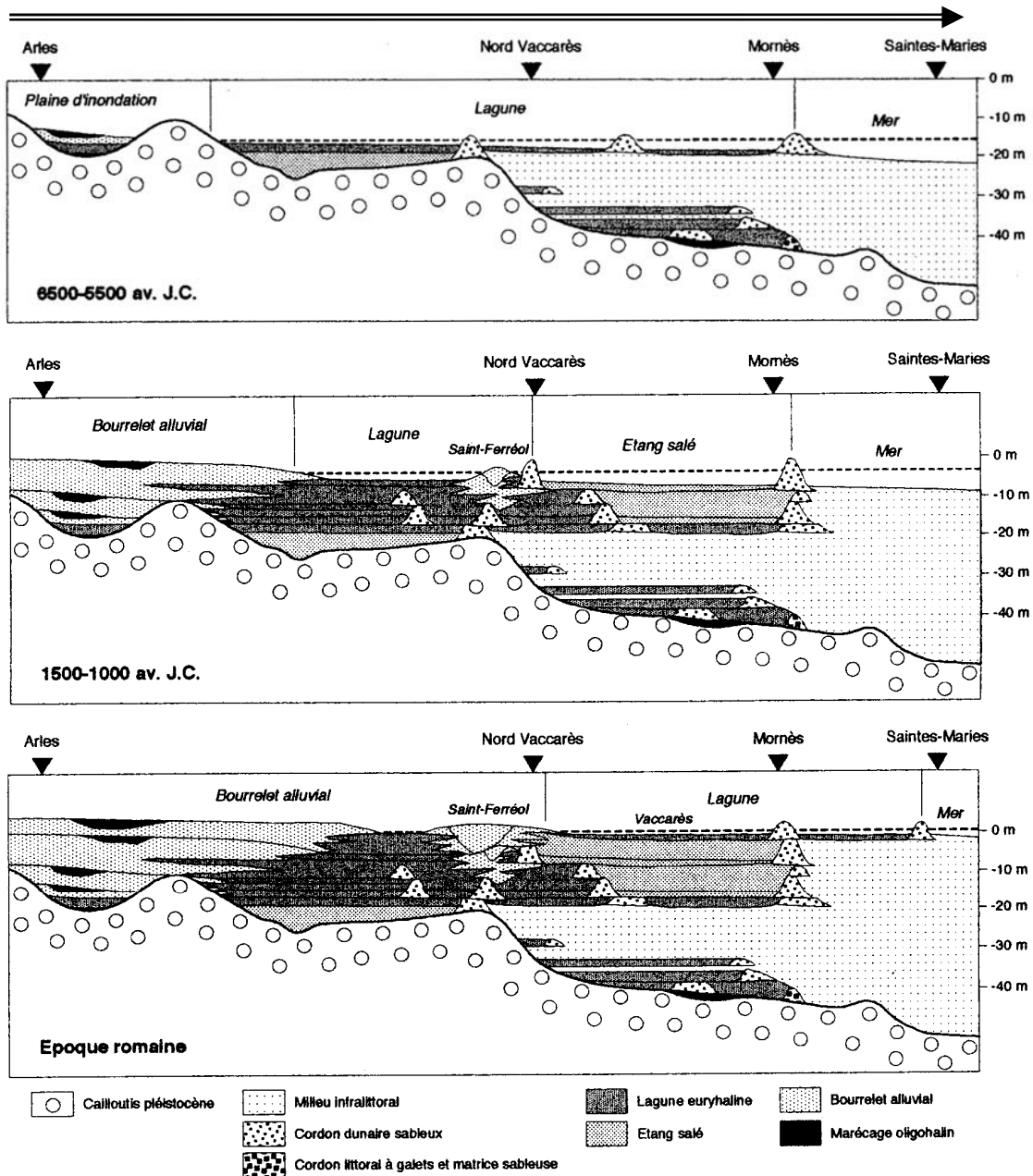


Fig. 18. Géomorphologie (en coupe) du delta du Rhône entre 6500 BP et l'époque romaine (d'après Pons *et al.* (1979), in Arnaud-Fassetta (1998))

Au sud du delta, un imposant cordon dunaire se met en place individualisant ainsi une zone de lagune, alors que dans la partie nord du delta, le Rhône commence à édifier ses bourrelets alluviaux (St Ferréol ; Fig. 19). Vers 5000 BP, en arrière du cordon dunaire se met en place un grand étang salé dans lequel se développe un complexe limono-sableux à passées tourbeuses. On distingue alors, du Nord au Sud du delta, un bourrelet alluvial, une lagune, un étang salé et la mer (Fig. 18). Ce schéma restera identique jusque vers 1000 BP ; seule l'extension de ces différentes parties varie, conduisant à une réduction de la zone de lagune. En effet, à partir de 4500 BP, la décélération de la vitesse de remontée du plan d'eau facilite la progradation des apports fluviaux (vers le sud) tandis que le grand étang littoral connaît une extension croissante vers le nord entre 4500 et 1000 BP sans toutefois dépasser l'actuelle rive nord du Vaccarès.

Enfin, vers 1500-1000 BP, la remontée du niveau marin aurait favorisé la mise en place d'une lagune saumâtre (le Vaccarès), bordée au sud par le cordon de Mornès et au nord par le bourrelet alluvial du Rhône de Saint-Ferréol. Lors des ralentissements de la transgression, des milieux plus doux et des tourbes se développent. La progradation du trait de côte depuis 7000 BP s'est accompagnée d'une évolution de la morphologie du delta en relation avec le fonctionnement successif de différentes branches du fleuve (paléo-Rhône ; Fig. 19).

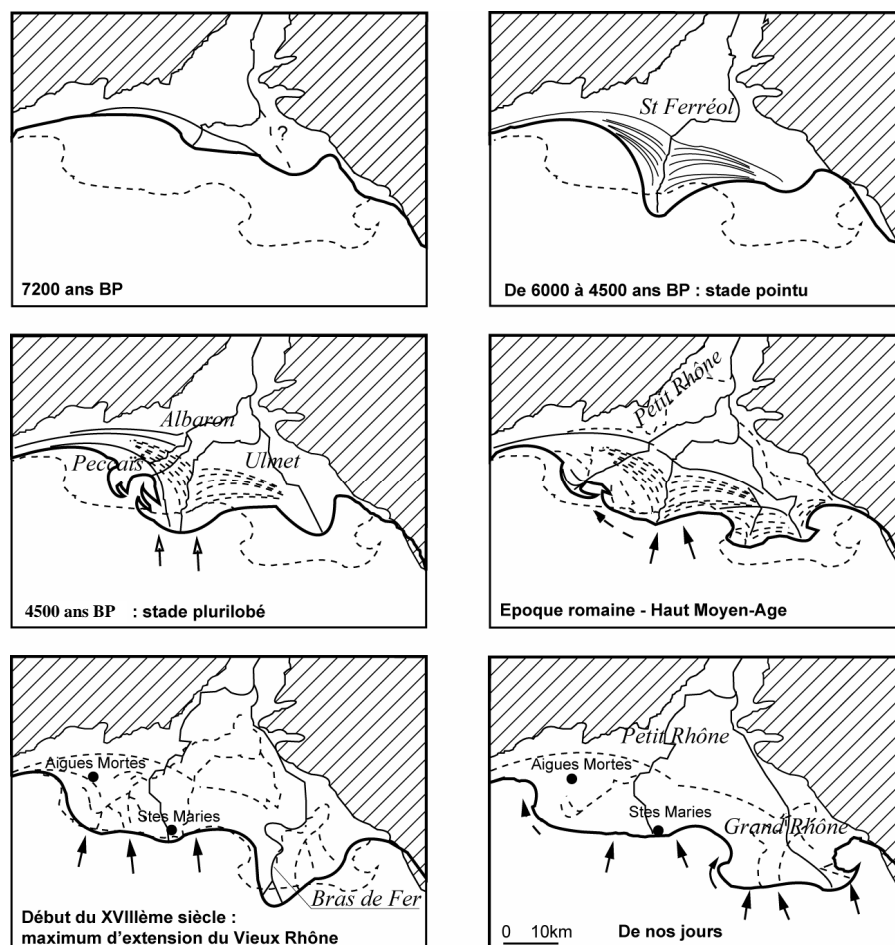


Fig. 19. Evolution du delta du Rhône (vue aérienne) : édification des différents lobes deltaïques (d'après L'Homer *et al.* (1981) dans Vella *et al.* (2005); modifié)

2.2.3.2. Structure et nature des dépôts postglaciaires

L'interprétation des dépôts post-glaciaires a fortement évolué depuis l'utilisation de la stratigraphie séquentielle. Ainsi, les log des forages ne sont plus interprétés par corrélation de faciès (Barrière, dans le Rapport Camargue) mais par des corrélations basées sur les lignes temps obtenues par sismique. Les descriptions sédimentologiques faites dans les années 70 restent cependant la référence.

Les apports de la stratigraphie séquentielle et génétique

Boyer *et al.* (2003) ont validé, à l'aide d'un atelier de puits diagradiés, l'utilisation des méthodes de stratigraphies séquentielles et génétiques pour les corrélations géométriques dans les dépôts postglaciaires du delta du Rhône.

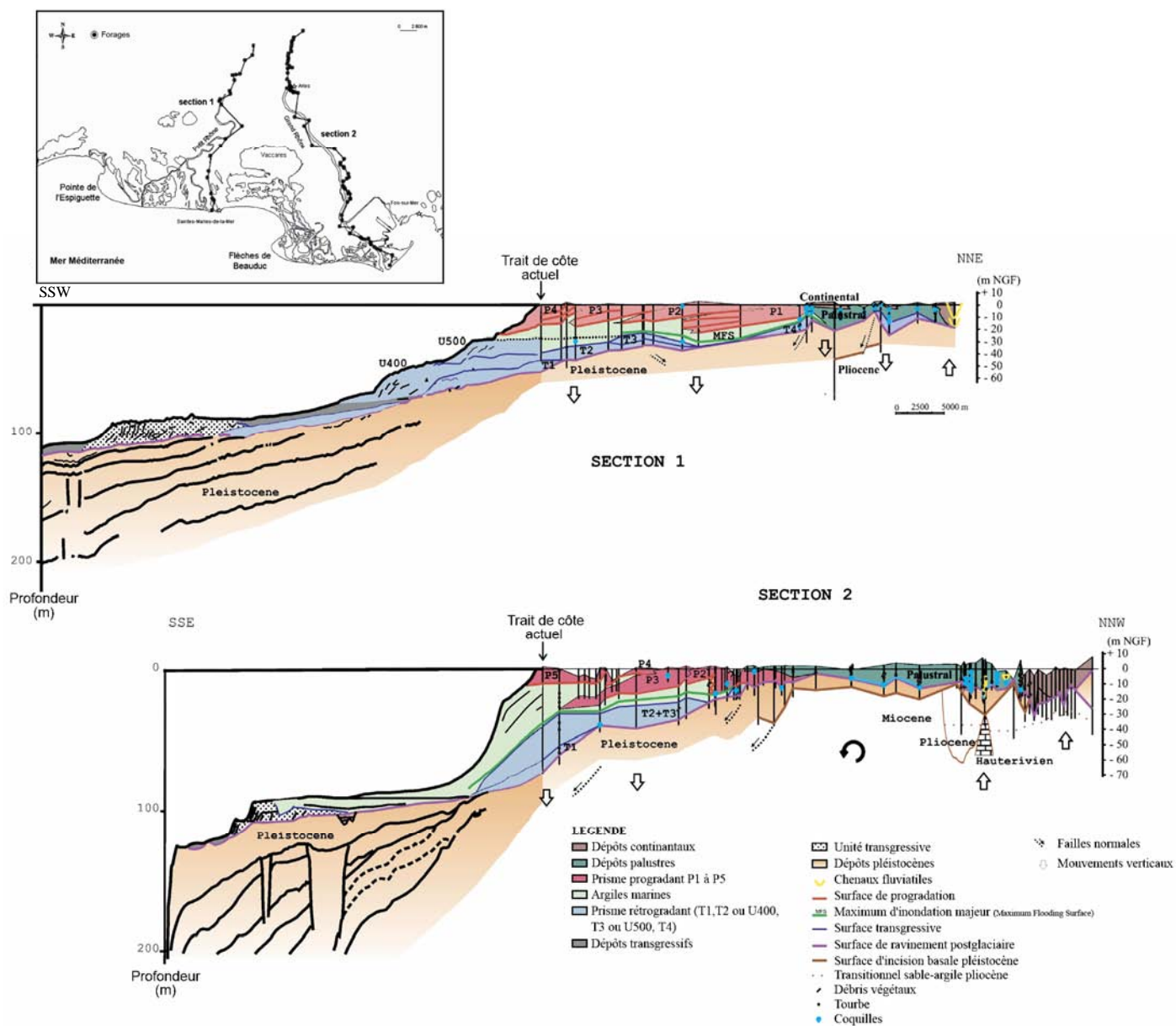


Fig. 20. Coupes Nord-Sud dans l'axe du Petit et du Grand Rhône (d'après Boyer *et al.*, 2005; modifié)

L'analyse par la stratigraphie séquentielle de grands profils en subsurface a permis de mettre en évidence de la base au sommet (Fig. 20; Section 1 et 2):

- une dynamique rétrogradante ; les prismes qui en découlent sont le reflet de transgressions rapides suivies d'une phase de ralentissement ou de stabilisation permettant la préservation des dépôts transgressifs.

- une dynamique progradante qui s'exprime (i) en position distale par 5 lobes deltaïques et (ii) en position proximale par une alternance de périodes d'incision et de périodes d'aggradation des dépôts palustres et continentaux .

D'autres deltas méditerranéens tel les deltas du Pô, de l'Ebre ou du Nil présentent une organisation stratigraphique similaire (Boyer *et al.*, 2005).

Nature des dépôts postglaciaires (Boyer *et al.*, 2005)

Les dépôts post-glaciaires peuvent être subdivisés en 2 grands ensembles séparés par le maximum d'inondation majeur (MFS ; Fig. 20) :

- la partie inférieure qui recouvre les cailloutis Pléistocènes est constituée d'argiles et de limons contenant une faune d'eau saumâtre à douce ainsi que d'abondants débris de plantes, passant progressivement à des argiles entrecoupées de couches sableuses puis à des argiles marines pour les termes supérieurs,

- la partie supérieure est composée d'argile à faune marine, puis de couches de sables (marin à marin et fluviatile) bien triés devenant plus grossiers vers le haut puis de dépôts argileux (lagunaires) parfois entrecoupés de dépôts riches en matière organique (quelques lits de tourbes). Des dépôts continentaux modernes constituent les termes supérieurs.

D'après la géologie, deux grands ensembles morphologiques sont donc ainsi distingués (Bouteyre et Toni, 1972) : (i) la Camargue fluvio-lacustre au Nord (Haute et Moyenne Camargue) composée d'une couverture fluviatile avec de larges bourrelets alluviaux recouvrant des formations lagunaires salées antérieures et (ii) la Camargue laguno-marine (Basse Camargue) au Sud comprenant une couverture fluviatile très limitée et des dépôts marins à lagunaires en profondeur.

2.2.3.3. La dissymétrie du delta

Dans le détail, les dépôts supérieurs du delta du Rhône présentent une nette dissymétrie entre la partie orientale et occidentale. Suivant les auteurs, plusieurs hypothèses sont envisagées pour en expliquer les causes.

- Boyer *et al.* (2005) soulignent l'importance du rôle de la subsidence dans l'organisation des dépôts et l'illustrent dans leur modèle sédimentologique par des mouvements verticaux descendants dans la partie sud du delta (Fig. 20). Ainsi, ils interprètent la variation géographique des dépôts centres

des log des forages (diachronisme du maximum majeur d'inondation) comme une intervention de la subsidence. Le phénomène de subsidence s'exprimerait également sur les profils en long par (i) l'aggradation d'unités globalement progradantes, (ii) l'inclinaison d'unités transgressives et enfin par (iii) la déformation de surfaces remarquables dans le Pliocène. Ces mouvements liés à la compaction et surtout à la tectonique seraient en accord avec le basculement de la marge déjà observé en d'autres points du Golfe du Lion.

La dissymétrie entre la partie occidentale et la partie orientale du delta résulterait donc de variations du niveau marin relatif (essentiellement liées à la subsidence) et non de variations eustatiques (qui auraient affectés de façon équivalente l'ensemble du delta).

- Pour Vella *et al.* (2005), cette différence soulignerait au contraire le rôle de l'espace de sédimentation disponible au niveau de l'embouchure du fleuve. Une nouvelle carotte effectuée au sud des Frignants (SF) a permis de mettre en évidence, entre 30 et 40 m de profondeur, la présence d'une paléo-plaine deltaïque émergée. Ce paléo-delta aurait favorisé l'importante aggradation observée au S₁ (20 m de sédiments entre ~6140 et ~5730 ans BP ; cf. log de S₁) et la construction d'un épais prodelta. Par la suite, la progradation dans la partie Ouest du delta aurait été facilitée par un espace de remplissage disponible réduit et la faible pente sous marine. Ainsi, le faible espace d'accumulation serait à l'origine de la forme pointue du lobe de St Ferréol (stade pointu vers 6000 ans BP ; Fig. 19).

A l'opposé, dans la partie Est du delta, la surface transgressive repose directement sur le toit des cailloutis pléistocènes. Bien que le substrat pléistocène se situe à une profondeur similaire sous les paléo-embouchures du Rhône d'Ulmet et de St Ferréol (-40 m environ), les lobes de ces deux paléo-Rhône présentent des morphologies diamétralement opposées. Ainsi, le vaste espace d'accumulation disponible dans la partie Est du delta (absence de paléo-vallée dans le toit des cailloutis) aurait conduit à la formation pour le Rhône d'Ulmet d'un lobe de forme complexe, composé de nombreux chenaux à méandres bien marqués.

La dissymétrie entre la partie occidentale et la partie orientale du delta serait donc en relation avec l'espace d'accumulation disponible. Cette espace d'accumulation serait fonction de la géométrie de la surface topographique des cailloutis pléistocènes ainsi que des caractéristiques du comblement sédimentaire au/du début de l'Holocène. Ainsi, Vella *et al.* (2005) comparent l'avancée des lobes deltaïques avec la surface du toit des cailloutis (Fig. 21). Selon les auteurs, la progradation des dépôts autour de St-Ferréol aurait été facilitée par l'existence préalable de vallées dans la topographie des cailloutis pléistocènes.

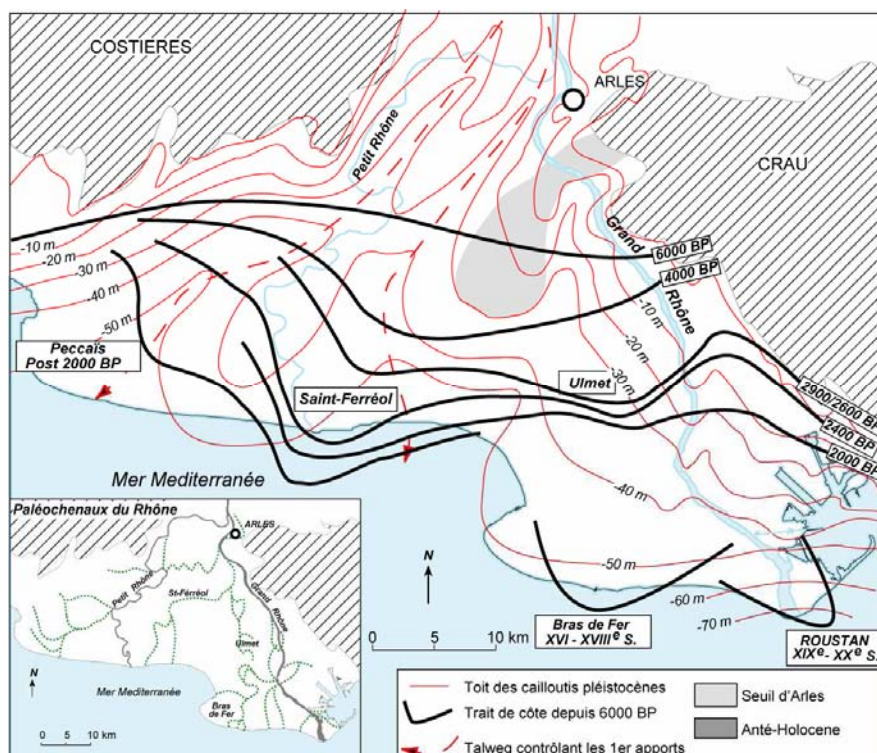


Fig. 21. Comparaison de la progradation des lobes deltaïques avec les isobathes du toit des cailloutis (dans Vella *et al.* (2005))

II.2.4. Synthèse

Le delta du Rhône s'est principalement formé pendant le Quaternaire. Lors du dernier maximum glaciaire (LGM), le très bas niveau marin atteint par la Méditerranée (~120 m sous le niveau actuel, il y a 18 000 a BP; (Edmunds *et al.*, 2001)) a permis le dépôt de sédiments continentaux (terrasses de cailloutis fluviale). La remontée rapide du niveau marin et son ralentissement progressif depuis 7000 BP a favorisé la construction du delta du Rhône sensu-stricto, avec la progradation de corps sédimentaires sous l'influence de flux sédimentaire d'origine fluviale (Boyer *et al.*, 2005; Vella *et al.*, 2005).

Le delta du Rhône présente une structure en 3 couches dans laquelle on distingue, de la base au sommet :

- un niveau constitué de dépôts alluviaux pléistocènes (cailloutis principalement calcaire dans une matrice sablo-argileuse) déposé par la Durance en Crau et en Camargue. Les cailloutis sont affleurant en Crau et plongent progressivement vers le Sud-Ouest jusqu'à -50 m au niveau du rivage ; leur épaisseur varie de 10 m à 70 m (Marinos, 1969; DDA des Bouches du Rhône, 1970; Boyer *et al.*, 2005). Ce niveau contient l'aquifère étudié.