

Université Montpellier  
Master Géologie de l'exploration et des réservoirs

Etudes de mesures en forage pour caractériser le  
fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère  
Plio-Quaternaire de la Plaine du Roussillon

Colin Hamel  
Rapport de stage du 15/03/2021-31/07/2021

Encadrants :

Philippe Pezard, Directeur de recherche au CNRS et au laboratoire Géoscience  
Montpellier

Yvan Caballero, BRGM Montpellier

## Table des matières

Remerciements.....	2
Structure d'accueil.....	2
Calendrier des tâches.....	2
Introduction.....	2
1/Problématique générale.....	3
A/ Les Intrusions salines dans les aquifères côtiers.....	3
B/ Historique des projets de recherche dans le Roussillon.....	4
C/ Dem'Eaux Roussillon.....	5
D/ Objectifs du Stage.....	5
2/Contexte géologique et hydrodynamique du bassin du Roussillon.....	5
A/ Contexte géologique et histoire géodynamique régionale.....	6
B/ Modèle hydrogéologique de la plaine du Roussillon.....	10
3/ Moyens et méthodes.....	15
A/ Les sites trois d'études.....	15
Tableau 1. Tableau récapitulatif des sites expérimentaux.....	16
B/ Analyse des carottes de Bar-1 et du site Dem'Mer.....	16
Mesures pétrophysiques en milieu non consolidé.....	20
Problématique du gamma naturel et évaluation de la fraction argileuse (Vsh).....	20
C/ Mesures pétrophysiques.....	21
D/ Géophysique en forage.....	24
Les outils utilisés.....	24
E/ Autres mesures en forage.....	25
Echantillonnage de fluide par dispositif Westbay.....	25
Tests hydrodynamiques, échantillonnage de fluide par le BRGM.....	26
4/ Analyse mesures in-situ.....	27
A/Construction d'un modèle de conductivité des aquifères du Roussillon.....	27
Analyse des mesures électriques par induction.....	27
B/ Porosité à partir des mesures RMN.....	32
C/ Conductivité hydraulique à l'échelle métrique à partir des mesures RMN.....	34
5/ Discussion et perspective.....	36
A/ Comparaison des 3 sites expérimentaux.....	36
B/Variation temporelle : exemple du Barcarès P2.....	39
C/Variations latérales le long du littoral P1 SN4.....	39
Conclusions.....	40
Bibliographie.....	41
Annexes.....	44

## Remerciements

Au terme de ce stage, je tiens à remercier :

Monsieur Philippe Pezard, directeur de recherche au CNRS et au laboratoire Géosciences Montpellier pour avoir accepté ma demande de stage, pour son accueil, son encadrement et ses précieux conseils.

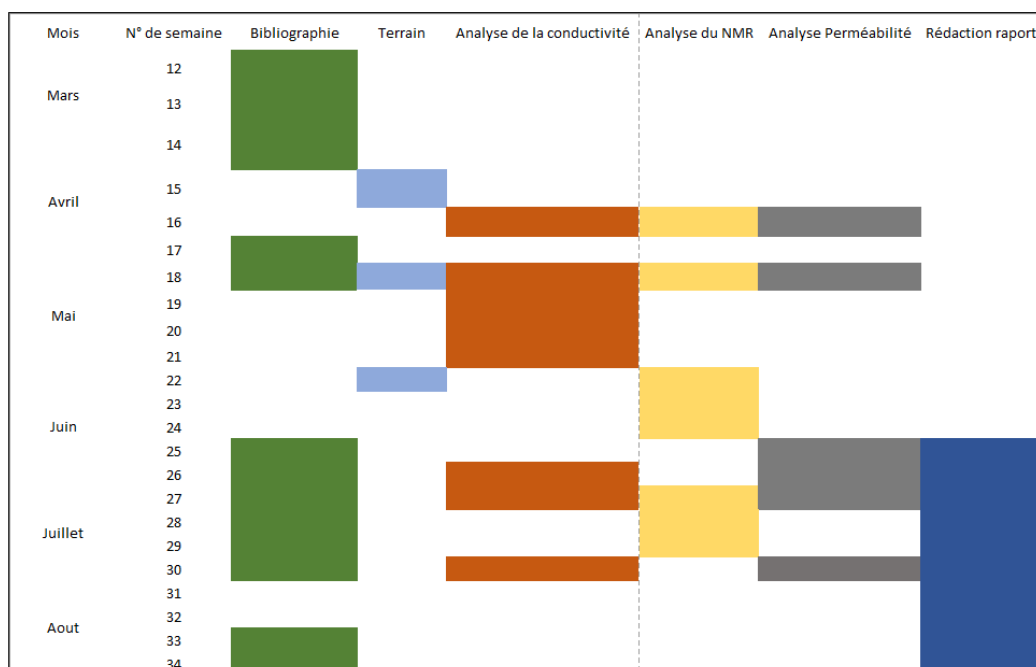
Madame Johanna Lofi, Docteur en Géologie marine et Géophysique sédimentaire, pour sa patience, son écoute, ses précieux conseils et son encadrement tout au long de ce stage.

Les personnes qui ont contribué à l'acquisition des données : Madame Muriel Geereart, Messieurs Gilles Henry, Laurent Brun et Erwan Le-ber pour leur accueil sympathique et leur aide durant le stage.

## Structure d'accueil

Le laboratoire Géosciences Montpellier est une unité mixte de recherche du CNRS et de l'Université de Montpellier. Géosciences Montpellier regroupe des moyens en recherche et en enseignement (Licence & Masters) dans le domaine des Sciences de la Terre à Montpellier. La mission du laboratoire consiste à développer des connaissances nouvelles sur la dynamique terrestre et ses manifestations de surface, en prenant en compte les couplages entre différentes enveloppes (atmosphère, hydrosphère, croûte, manteau). L'objectif est d'améliorer la compréhension des processus géodynamiques aux différentes échelles de temps et d'espace, et de contribuer aux recherches sur la prévision des aléas naturels et la gestion des ressources. Le laboratoire revendique une large diversité de pôles d'intérêt et d'expertises tels que la structure et la déformation du manteau, de la lithosphère et des bassins, en utilisant les outils de la tectonique, de la géochimie, de la géophysique, de la sédimentologie ainsi que de l'hydrologie. Mon stage s'est déroulé au sein de l'équipe « Transferts en Milieux Poreux » qui étudie la dynamique des réservoirs géologiques.

## Calendrier des tâches



## Introduction

Étendu sur près de 7500 km de long, le littoral français représente un lieu de développement économique, urbain et démographique important. Cet environnement fragile est soumis à différents aléas, et présente un

équilibre précaire. Parmi les problématiques concernant le littoral français la salinisation des aquifères côtiers représente un enjeu d'avenir car ce phénomène naturel peut être accentué par des causes anthropiques : surexploitation, mauvaise gestion, forage défectueux... Situé au pied des Pyrénées et encore artésiens il y a quelques décennies, les aquifères côtiers de la plaine du Roussillon constituent un exemple régional de cette problématique à l'échelle mondiale. L'enregistrement sédimentaire dans lequel se développent ces aquifères dépend de deux facteurs principaux directement liés à l'évolution géodynamique post-rift de la marge du golfe du Lion : la subsidence thermique et les variations climato eustatiques. Ainsi en résulte une géologie sur toute la marge ce qui complexifie l'étude des aquifères côtiers. Ce stage s'effectue dans le cadre des projets Dem'Eaux et Grain d'sel qui se proposent de développer et de valider de nouvelles approches pour la connaissance et la compréhension des aquifères côtiers aussi bien à l'échelle locale que régionale.

## **1/Problématique générale**

### **A/ Les Intrusions salines dans les aquifères côtiers**

Le terme aquifère côtier désigne les réservoirs d'eau douce souterraine situés dans la zone littorale et dont la quantité est suffisante pour être exploitée. Communément on dénombre trois grands types d'aquifère côtier : les aquifères karstiques carbonatés, les aquifères alluviaux situés dans les vallées et les deltas et les aquifères de bassin sédimentaire détritique. Dans le cadre des projets Dem'eaux (FEDER) et Grain d'sel (ANR) les aquifères considérés sont de type détritique. D'autres exemples de tels types d'aquifères se retrouvent par exemple sur le pourtour méditerranéen comme dans la plaine du Pô en Italie, dans le delta du Nil en Egypte, dans le delta de l'Ebre en Espagne ou encore en France avec le delta du Rhône, la plaine de Camargue et du Roussillon.

Les aquifères côtiers se subdivisent en deux familles, les aquifères libres par oppositions au aquifères dit captifs ou semi-captifs. Ces derniers peuvent également présenter certaines spécificités comme une structure multicouches. Les aquifères côtiers libres sont surtout présents au niveau des cordons dunaires littoraux et des plaines côtières tandis que les aquifères captifs ou semi captifs se retrouvent au niveau des deltas et des bassins sédimentaires proches du littoral. Les aquifères multicouches correspondent à une superposition de plusieurs aquifères captifs ou semi-captifs. Dans la plupart des aquifères côtiers, l'excès d'eau douce s'écoule en direction de la mer ou de l'océan. Lorsque ceux-ci sont extrêmement proches de la mer, l'eau salée peut pénétrer dans les aquifères de façon naturelle et se positionne sous l'eau douce (Ghyben & Herzberg, 1890). Ce phénomène qui résulte de la différence de densité entre l'eau douce ( $\rho=1000\text{g/l}$ ) et l'eau salée ( $\rho=1025\text{g/l}$ ) génère une zone de mélange que l'on nomme biseau salée et qui sépare les deux zones ayant des densités de fluide différentes.

La géométrie et l'épaisseur de la zone de mélange dépend de l'aquifère (puissance, propriétés hydrauliques, géométrie...), des paramètres de transport (advection, diffusivité) et du gradient hydraulique (dépendant notamment de la recharge et des paramètres hydrodynamiques). La forme et le développement du biseau salé dépendent également du degré d'hétérogénéité de l'aquifère et ceci à plusieurs échelles, de celle du pore à celle des corps sédimentaires. Le cas des aquifères de la plaine du Roussillon est particulier car ce sont des aquifères dits multicouches. La caractéristique de ce type d'aquifère est que chaque niveau aquifère est affecté par une zone de mélange dont la géométrie et l'extension dépendent de la charge hydraulique.

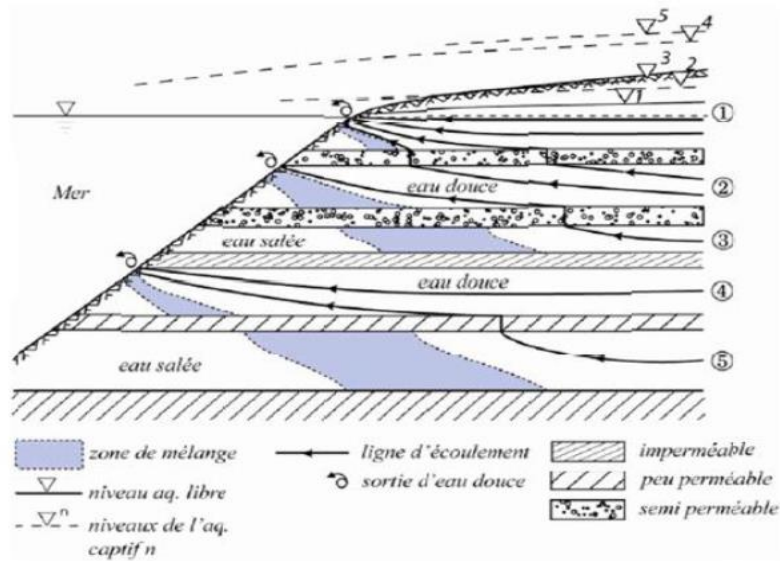


Figure 1. Zones de transition au sein d'un aquifère multicouche (d'après Custodio, 2002 extraits de Montety, 2008).

Les intrusions salines dans les aquifères côtiers font partie d'un processus naturel qui peut être observé en cas de sécheresse et d'abaissement saisonnier des charges hydrauliques. Cependant, en raison par exemple d'une affluence touristique importante durant le période estivale ces phénomènes deviennent récurrents. En effet, l'interface eau douce/eau salée n'est pas une zone statique et dépend notamment de l'exploitation de l'aquifère. Un pompage excessif dans les aquifères peut provoquer un déplacement vertical important du biseau salé. Si la surexploitation persiste, le biseau salé continue de progresser, polluant de façon irréversible les eaux souterraines. Actuellement, la Directive Cadre Européenne sur l'eau a fixé à 200 mg/l la concentration maximale en chlorures de l'eau destinée à la consommation. Sachant que la teneur en chlorure de l'eau de mer avoisine les 32,3 g/l, 2% d'eau de mer diluée dans un aquifère rend son eau impropre à la consommation. Comprendre et anticiper le fonctionnement des aquifères côtiers est donc primordial si l'on veut exploiter la ressource de manière pérenne.

Dans le cas du bassin du Roussillon, le biseau salé est fonction du pendage et des propriétés hydrodynamiques des formations isolant les aquifères profonds. Actuellement la plupart des aquifères profonds et captifs sont relativement bien préservés des intrusions marines grâce à la perméabilité des couches qui les isolent (Aunay, 2007). La charge hydraulique des aquifères assure le rôle de barrière face aux intrusions salines et contrôle les échanges entre l'aquifère et la mer. En effet, les intrusions marines peuvent s'effectuer lorsque la charge hydraulique de l'aquifère est plus faible que celle de la mer. Au contraire, des émergences d'eau douce peuvent se produire lorsque la charge de l'aquifère est supérieure à celle de la mer.

## **B/ Historique des projets de recherche dans le Roussillon**

Plusieurs projets visant à améliorer la compréhension et le suivi des aquifères du Roussillon ont été mis en place ces dix dernières années. Le projet Dem'Eaux Roussillon dans lequel est compris le projet Dem'Mer en association avec le projet Dem'Ter qui propose actuellement d'associer des compétences régionales en géologie, géophysique, géochimie, hydraulique, économie, électronique, imagerie spatiale et informatique pour débloquent des verrous de compréhension du comportement de l'aquifère Plio-Quaternaire du Roussillon, en intégrant l'ensemble des enjeux naturels et anthropiques qui lui sont associés et leur évolution future. Le projet Grain d'sel (ANR) quant à lui a proposé voici une dizaine d'années l'évaluation de nouvelles approches et un meilleur suivi des aquifères côtiers grâce à de nouveaux capteurs, ceci dans le but d'améliorer la surveillance des intrusions salines dans le bassin sédimentaire du Roussillon.

## **C/ Dem'Eaux Roussillon**

Le Projet Dem'Eaux consiste en priorité à mieux connaître les volumes d'eau pouvant être prélevés de manière durable dans l'aquifère côtier du Roussillon. Le projet Dem'Eaux Roussillon propose une démarche pluridisciplinaire qui associe un grand nombre de compétences scientifiques nécessaires à l'étude des réservoirs choisis et disponibles dans la région Languedoc-Roussillon. Il permettra à l'issue de la R&D conduite de disposer d'une compréhension du fonctionnement des réservoirs permettant l'optimisation de leur protection et de leur exploitation.

Le travail se compose de plusieurs approches complémentaires, à la fois géologique, socio-économique, littorale, géochimique, hydrologique, pétrophysique et géophysique, ceci dans le but d'établir un modèle conceptuel de fonctionnement de l'hydrosystème en l'intégrant au modèle géologique. Le projet Dem'Eaux Roussillon vise donc à développer des outils et des méthodes de caractérisation et de gestion des réservoirs, en misant sur la mise en commun des compétences et savoir-faire des établissements publics de recherche et des entreprises de la Région Occitanie. Les données acquises et produites sont publiques et mises à disposition sur simple demande.

## **D/ Objectifs du Stage**

Le stage consiste à analyser les données acquises au cours de ces dernières années dans différents forages de la plaine du Roussillon, et notamment sur trois sites expérimentaux situés à la fois en zone littorale à St Cyprien (Dem'Mer) et Barcarès (Grain d'Sel), et à l'intérieur des terres à Pollestres (Dem'Ter). Plus particulièrement, le stage est focalisé sur l'analyse des mesures hydrodynamiques et physico-chimiques du fluide poral dans les aquifères, ceci en relation avec la structure géologique décrite par des mesures comme la radioactivité naturelle gamma ("gamma ray") et la conductivité électrique de la roche pour ce qui est du contenu en fluide dans les aquifères. Les mesures de conductivité étant répétées dans le temps, il conviendra notamment de décrire les variations temporelles de la nature du fluide poral afin de mettre notamment en lumière le caractère saisonnier ou pluri-annuel des écoulements. Les données de Dem'Mer seront plus particulièrement analysées pour caractériser les intrusions salines en zone côtière et le risque de salinisation des aquifères associés.

## **2/Contexte géologique et hydrodynamique du bassin du Roussillon**

Située sur la bordure littorale du département des Pyrénées-Orientales, la plaine du Roussillon se trouve dans une des régions les plus arides de France avec une pluviométrie annuelle de 570 mm (moyenne sur la période 1980-2010). D'une superficie avoisinant les 800 km<sup>2</sup>, bordée au Nord par le massif des Corbières, au Sud par le massif des Albères et la côte Vermeille, à l'Ouest par le massif du Canigou et à l'Est par la Méditerranée. La plaine du Roussillon possède un cordon littoral d'une quarantaine de kilomètres de long et le quart des altitudes des terrains est inférieur à 10m NGF. Cette zone littorale touristique possède, en plus de nombreuses stations balnéaires, quelques réserves naturelles préservées (Réserve naturelle du Mas Larriou, étangs saumâtres de Canet ou de Salses-Leucate) (Aunay, 2007).

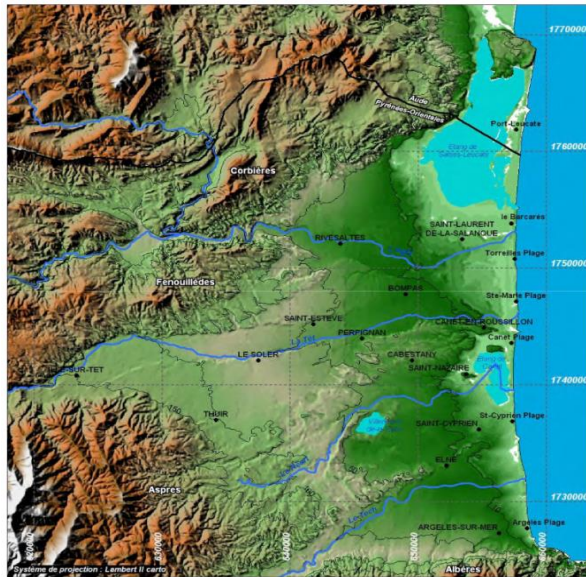


Figure 2. Localisation de la zone d'étude, la plaine du Roussillon.

## A/ Contexte géologique et histoire géodynamique régionale

L'histoire géologique du Bassin du Roussillon débute au cours de la distension Oligo-Aquitaniennne qui entraîne la formation de la marge passive du golfe du Lion liée au pivotement du bloc Corso-Sarde (Figure 3c et 3d). Cela résulte de l'ouverture de la Méditerranée occidentale en relation directe des mouvements relatifs entre les plaques Afrique et Europe qui convergent l'une vers l'autre (Figure 3a). Le Bassin du Roussillon et le golfe du Lion correspondent à la marge européenne du bassin Algéro Provençal, bassin d'arrière arc initié lors de la subduction au nord-ouest de la plaque Afrique (Téthys) sous la plaque Europe (Séranne, 1999).

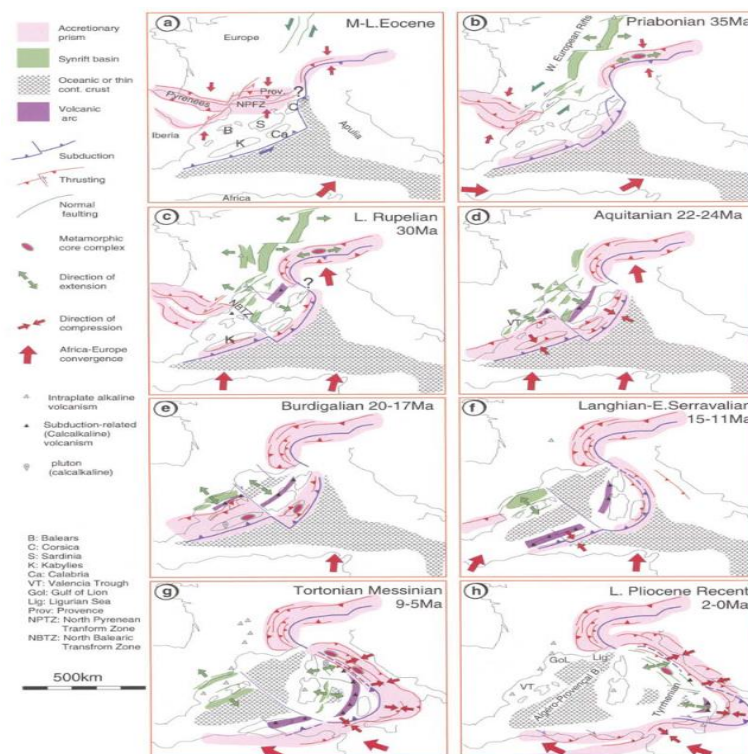


Figure 3. Les grandes étapes de l'évolution géodynamique de la Méditerranée nord-ouest depuis l'Eocène (Séranne, M. 1999).

La fin du stade de rifting et donc le début du poste rift est estimé à 23 Ma (Aquitaniens moyen, Miocène inférieur) et est relié à la rotation du bloc corso-sarde qui migre vers le sud-est au-dessus de la subduction de la Téthys (Séranne, 1999 ; Guennoc et al., 2000). La fin du rift est suivie d'un bref épisode d'accrétion océanique du bassin provençal du Burdigalien au Langhien (Figure 3e).

La crise de Salinité Messinienne commence vers 5,96Ma (Figure 3g) liée à un soulèvement tectonique au niveau du détroit de Gibraltar du Tortonien au Messinien supérieur et entraînant la fermeture progressive et partielle de la connexion entre l'océan Atlantique et la Méditerranée (Benson et al., 1991 ; Krijgsman et al., 1999). Cela bouleverse grandement l'aspect et la sédimentation de la marge. Cette crise se matérialise par une chute extrême du niveau de base de la Méditerranée, qui pourrait être de l'ordre de 1400 m (Lofi et al., 2005)

Suite à ces événements, d'épaisses séries d'évaporites se déposent dans le bassin profond tandis que la partie émergée des marges miocènes est érodée, notamment au niveau des différents fleuves côtiers. L'abaissement du niveau de base entraîne la migration des faciès provoquant l'incision du bassin et la création de canyons profonds par des érosions fluviales successives. En domaine offshore, cette érosion se matérialise par une surface d'érosion généralisée communément appelée surface d'érosion Messinienne (MES) qui est un important marqueur aussi bien sismique que stratigraphique. Le bassin se transforme à ce moment-là en un « deep dessicated basin » (Lofi et al., 2005)

Ainsi cette crise induit un large espace disponible lors du ré-ennoiment du système : les canyons sont transformés en rias et la mise en place des séries pliocènes du Zancéen se fait sous la forme de Gilbert deltas en amont (Clauzon et al., 1996) et des prismes progradants dans le domaine offshore (Figure 3h). A partir du quaternaire la géométrie se complexifie à cause des nombreuses variations glacio-eustatiques (Lofi et al., 2003).

Le bassin du Roussillon est donc un bassin détritique de type graben constitué d'un remplissage néogène issu des produits de l'érosion des reliefs environnant. Ce remplissage atteint en son centre plus de 1000 m d'épaisseur.

#### Les séries pré-rift

L'encaissant du bassin du Roussillon est constitué du nord au sud par :

- Des formations mésozoïques proches du massif des Corbières
- Un bassin conglomératique Oligocène au nord de Rivesaltes
- Des formations schisto-gréseuse paléozoïques des Fenouillèdes
- Les massifs granitiques de Millas
- Le socle métamorphique gneissique et schisteux précambrien du massif des Apres et des Albères

#### Les séries syn-rift du Cénozoïque

L'âge des séries syn-rift est globalement oligocène (Figure 3c et 3d) avec une partie du Miocène inférieur (Aquitaniens). La base des séries syn-rift la plus complète est constituée d'argile silteuse anhydritique d'âge Oligocène associé à un milieu de dépôt de type lagunaire-continental. Le sommet de cette formation est érodé par un conglomérat continental marquant la transition vers les séries de l'Aquitaniens. Ces dépôts syn-rift correspondent à une sédimentation de type laguno-lacustre et présentent des traces d'émergence au sommet. Cette série de l'Oligocène moyen se trouve suivi par des dépôts argileux et carbonatés évoluant vers des dépôts gréseux. Ces derniers dépôts marquent le passage d'une phase transgressive à une phase régressive (Duvail, 2008).

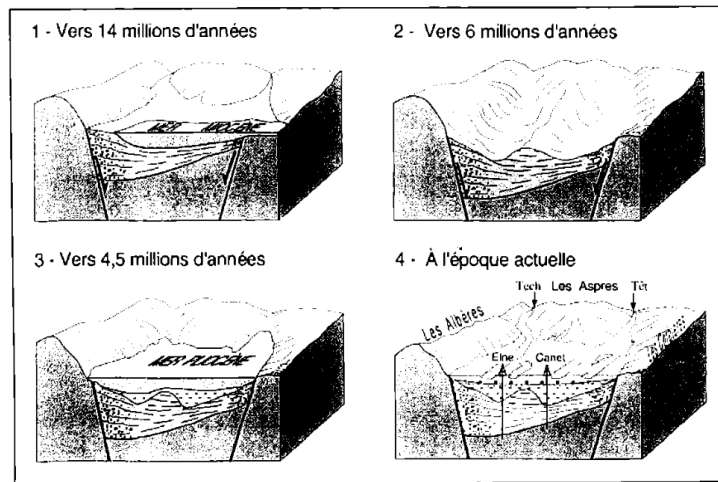
#### Les séries post-rift du Cénozoïque



Les séries post-rift du Miocène sont subdivisées en trois unités sédimentologique :

- Le Miocène inférieur (24 Ma - 16 MA) est constitué principalement de sédiments continentaux de type plaine d'inondation, on note aussi la présence de chenaux, c'est une formation très peu perméable.
- Le Miocène moyen (16 Ma - 11 Ma) est formé de sédiments marins de type molassique ou sableux pouvant avoir des propriétés aquifères.
- Le Miocène supérieur (11 Ma - 6 MA) correspond à des sédiments continentaux.

La crise de salinité messinienne modifie complètement la morphologie de la marge en créant un large espace disponible à la sédimentation plio-quaternaire (Figures 4 et 5). Ainsi, l'organisation des structures pliocènes et quaternaires est en remplissage des paléo vallées messiniennes préalablement creusées dans les séries miocènes.

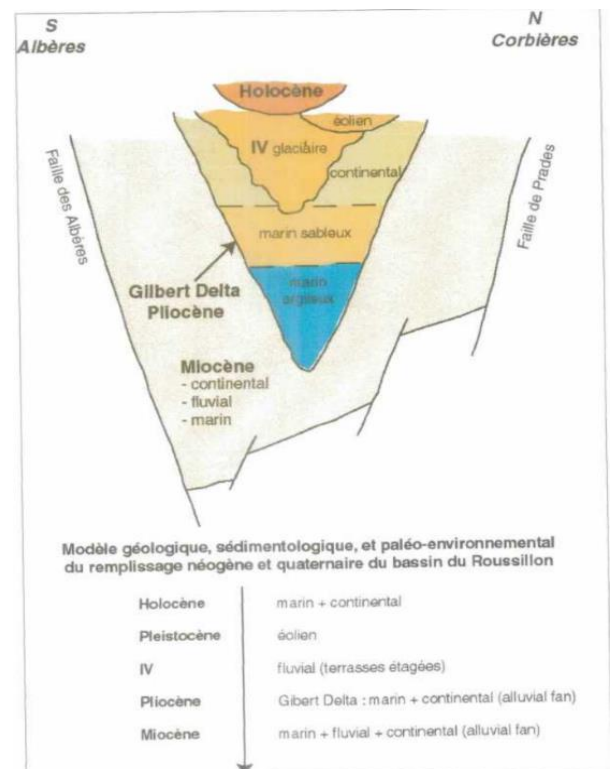


**Figure 4** Les quatre étapes principales de la formation du bassin du Roussillon (Bousquet, 1997).

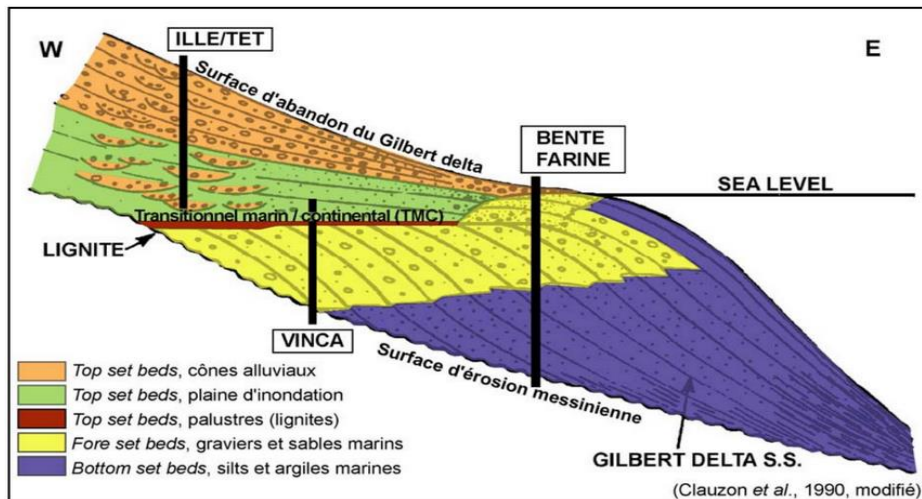
Les séries post-rift du Pliocène constituent la plus grande partie du remplissage du bassin du Roussillon, et sont organisées sous la forme de prismes progradants pouvant se subdiviser en trois principaux faciès sédimentaires (Figure 5) :

- Le Pliocène Continental (PC)
- Le Pliocène Marin Sableux (PMS)
- Le Pliocène Marin Argileux (PMA)

Dans la partie amont des paléo vallées messiniennes, l'organisation de ces prismes peut être déterminée selon le modèle génétique des Gilbert delta (Gilbert, 1980). La structure des Gilbert deltas se définit selon une trilogie (Figure 6), de la zone proximale à distale (rappelons que ces dépôts sont synchrones).



**Figure 5.** Modèle sédimentaire du remplissage Néogène et Quaternaire du Roussillon (Rapport BRGM).



**Figure 6.** Modèle génétique de comblement d'une ria pliocène. Répartition des faciès dans un Gilbert delta et surfaces caractéristiques. Modèle établi à partir de l'étude d'affleurements du bassin du Roussillon (d'après Clauzon et al., 1990, modifié par Duvail 2008).

- (1) Les sédiments de la partie sommitale d'un cortège sont appelés **topset beds** et correspondent à des dépôts conglomératiques à argileux d'environnement continental. La pente est subhorizontale. Cette unité se rapporte au Pliocène Continental (PC).
- (2) Les sédiments de la partie médiane d'un cortège sont appelés **foreset beds** et correspondent à des couches sableuses et graveleuses d'environnement marin. La pente peut aller jusqu'à 30°. Cette unité se rapporte au Pliocène Marin Sableux (PMS)
- (3) Les sédiments de la partie basale d'un cortège sont appelés **bottomset beds** et correspondent à des dépôts argilo-silteux d'environnement marin. La pente est subhorizontale. On peut rapporter cette unité au Pliocène Marin Argileux (PMA).

Un autre faciès sédimentaire qui sépare le PMS et le PC a également été identifié, il correspond à un horizon palustre constitué d'argile, de débris de végétaux et d'inter-lits sableux dont l'environnement de dépôt est similaire aux étangs littoraux actuels.

Les différents prismes progradants post messiniens portent des abréviations : PT1 et de P1 à P7 (Duvail, 2008, Figure 7). Le prisme Pt1 constitue la base du Pliocène inférieur et correspond au premier prisme rétrogradant déposé lors de la remise en eau du système au Zancléen après la crise de salinité messinienne. Ce prisme s'organise selon le modèle des Gilbert deltas. L'apport détritique est influencé par une dynamique gravitaire. Ensuite se déposent les prismes progradants P1 et P2 qui s'organisent aussi selon le modèle des Gilbert deltas.

Les prismes P3 et P4 correspondent à des prismes marins, dont l'un est dominé par des effets de houle (P3) et l'autre par des effets de marée (P4). Le prisme P3 est progradant tandis que P4 est un prisme en aggradation lié à une augmentation de l'accommodation pouvant être associée à la subsidence croissante du bassin et/ou à une diminution d'apports sédimentaires. Un retour temporaire de la sédimentation est observable sur le prisme P5 qui est progradant. Puis avec P6 qui est un prisme rétrogradant, cette tendance cesse. On observe une ré-augmentation de l'accommodation et une transgression marine. Le Prisme progradant P7 souligne de nouveau une régression (Duvail, 2008).

Deux éléments particuliers doivent être mis en évidence. En effet, tout comme le processus de sédimentation des Gilbert deltas, celle du PC, du PMS et du PMA est synchrone le long d'un même profil de dépôt. Cela signifie qu'au sein d'un même prisme, les transitions entre le PC, le PMS et le PMA sont diffuses tandis que ces

transitions correspondent à des limites nettes dans le cas de la superposition de plusieurs prismes. Ainsi on peut distinguer les surfaces isochrones des surfaces diachrones. Les surfaces isochrones séparent des ensembles de même âge mais de natures sédimentaires différentes tandis que les surfaces diachrones séparent des ensembles de même nature sédimentaire mais d'âges différents.

Les séries post-rift du Quaternaire sont composées de deux étages, le Pléistocène et l'Holocène. Ces périodes sont marquées par des variations glacio-eustatique de forte amplitude (figure 5) et de haute fréquence par rapport au Pliocène (niveau marin relativement stable). Les prismes Quaternaires portent aussi des abréviations. Pour le Pléistocène et l'Holocène marins indifférenciés, on a TQ1 et TQ2 qui correspondent à des ensembles conglomératiques associés aux terrasses alluviales.

Les prismes d'origine marine et les horizons palustres sont désignés par les abréviations PQ1 et PQ2. L'Holocène continental, associé à la période de haut niveau marin qui suit le dernier stade glaciaire, consiste en des dépôts d'alluvions de type conglomérat, sable et silt de plaine d'inondation (Duvail, 2008).

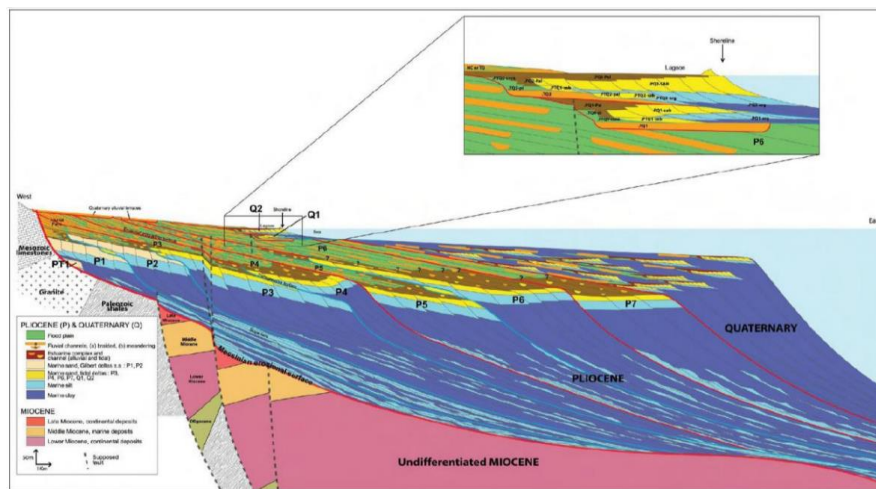


Figure 7. Modèle géologique des formations du Miocène, Pliocène et du Quaternaire (Duvail, 2008).

## **B/ Modèle hydrogéologique de la plaine du Roussillon**

En ce qui concerne la terminologie utilisée :

- aquitar correspond à une formation semi perméable capacitive,
- aquiclude correspond à une formation saturée dont la conductivité hydraulique est faible,
- aquifuge correspond à une formation imperméable, sans interstice connecté,

La géologie de la zone littorale du Roussillon est constituée de différentes entités sédimentaires mises en place au cours du Pliocène et du Quaternaire, selon une organisation singulière héritée d'un contexte géodynamique particulier postérieur à la crise de salinité messinienne.

Dans la zone littorale comprenant notamment la zone des lagunes et du cordon littoral, les prismes marins Quaternaire sont présents, séparés des formations continentales par un horizon d'argiles (Figure 8, schéma 1a). Ce prisme Quaternaire marin est double en salanque. A proximité du littoral, les formations du Pliocène occupent le plus grand volume sédimentaire occupent le plus grand volume sédimentaire. Elles sont constituées de plusieurs unités à dynamiques sédimentaires différentes et renfermant diverses lithologies en fonction par rapport à bassin de dépôt.

Ainsi les formations continentales du Pliocène (PC) sont caractérisées par la présence de chenaux sableux au sein d'une matrice argilo-silteuse. Ils sont représentés de manière arbitraire (Figure 8, schéma 1c). Ces unités continentales sont sous-jacentes aux terrasses Quaternaire et sus-jacentes aux prismes du Pliocène marin sableux (PMS). Un horizon palustre sépare le PMS du PC, appelé transitionnel marin continental (Figure 6).

La traduction en aquifères, aquitards, aquicludes et aquifuges des formations sédimentaires est donnée dans le schéma 2 figure 8. Les niveaux argileux constituent des aquifuges ou aquicludes. Le niveau palustre est d'une part discontinu à l'échelle de la plaine du Roussillon et, d'autre part présente des faciès sableux. En conséquence, il ne peut être caractérisé qu'à une échelle locale.

Les schémas 2 à 5 des Figures 8 et 9 illustrent différents contextes hydrogéologiques naturels et anthropiques, ainsi que les mécanismes de migration de l'interface eau douce/eau salée. Ces schémas synthétisent les différentes observations effectuées dans le cadre de ce travail de recherche, à l'aide notamment des analyses hydrochimiques et des investigations géophysiques (Aunay, 2007).

### Conditions hydrogéologiques

Le Pliocène continental et le Quaternaire sont regroupés sous le terme aquitard. D'une manière générale, les nappes du Quaternaire sont libres ou très légèrement captives. A proximité de la zone littorale, les charges hydrauliques augmentent avec l'accroissement de la profondeur des aquifères. La qualité de l'eau en zone littorale est influencée par la présence de la mer, mais également par les étangs et les zones à salinité résiduelle, telles que les anciennes zones humides asséchées au cours du temps. Le prisme marin quaternaire joue un rôle : protecteur des ressources profondes et vecteur de contamination pour les ressources superficielles (Aunay, 2007).

Dans le domaine offshore, l'intrusion saline prend vraisemblablement place au niveau du Pliocène Continental (Figure 9, schéma 2b). D'après l'extension du prisme marin argileux Quaternaire, cette intrusion se développe entre 2 et 3 kilomètres de la côte. La position de l'interface eau douce / eau salée au sein du Pliocène continental ne peut être déterminée avec précision car elle dépend de la distribution indéterminée des perméabilités et des charges dans le domaine offshore.

L'aquifère inférieur (c), correspond au pliocène marin sableux, qui n'est pas en contact direct avec la mer. Des émergences d'eau douce existent (d). En toute logique, leur position, leur position est fonction de la charge hydraulique et des perméabilités du Pliocène continental et du prisme Quaternaire (Aunay, 2007).

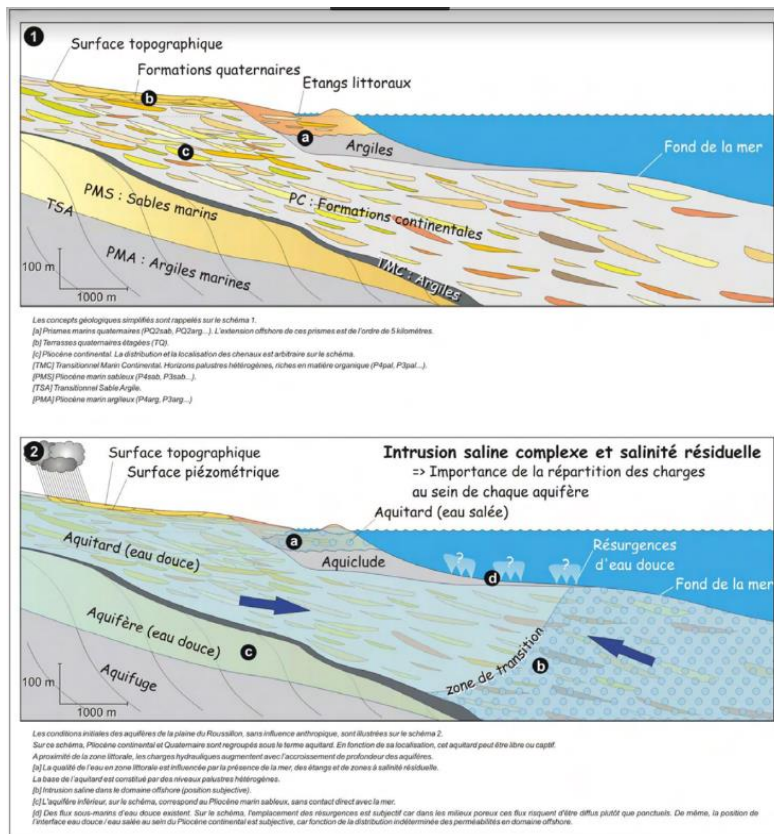


Figure 8. Géologie et hydrogéologie de la zone littorale du Roussillon (Aunay, 2007).

Le schéma 3 (Figure 9) permet d'expliquer l'augmentation de la salinité. L'aquitard du Pliocène continental est exploité par un pompage situé en amont du contact entre l'aquitard PC et l'aquifère PQ. L'interface eau douce / eau salée se déplace vers le domaine terrestre et la salinité résiduelle contribue à augmenter la minéralisation des forages, par diffusion.

Ces Phénomènes ne sont pas quantifiés dans le cas du Roussillon, la salinité résiduelle étant prépondérante sur des phénomènes d'intrusion saline, comme il a pu être observé à l'aide des mesures ponctuelles de conductivité hydraulique et d'analyses géochimiques.

Le cas illustré dans le schéma 3 est représentatif de la plaine de la Salanque, où l'eau de certains forages situés à 2 kilomètres des côtes est minéralisée (Ccl= 1 à 4 g/l). Le flux d'eau transitant dans le domaine offshore du PC (a) est illustré par une flèche, tout comme les effets de densité (b). Lorsque les aquifères sont exploités, les émergences d'eau douce tendent à diminuer.

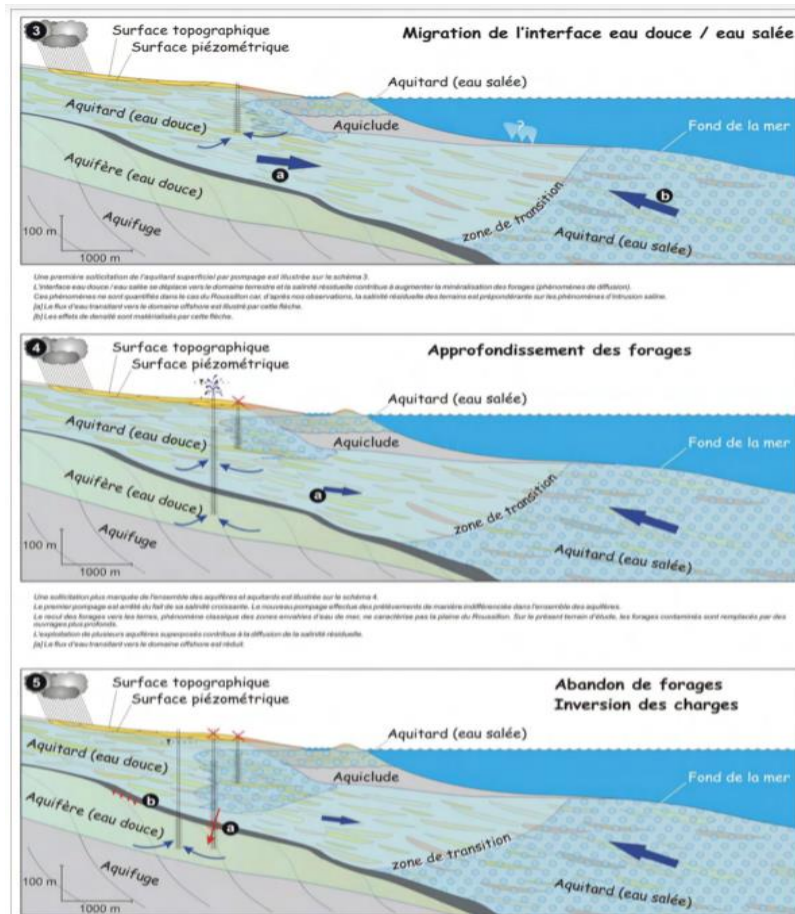


Figure 9. Géologie et hydrogéologie de la zone littorale du Roussillon depuis le début de l'exploitation des ressources en eau souterraine.

L'aquifère du pliocène de la plaine du Roussillon est donc subdivisé en plusieurs nappes (Figure 10) :

- les aquifères superficiels du Quaternaires regroupent les nappes du Pléistocène (nappe 2) et l'Holocène (nappe 1)
- la nappe 3 qui correspond au Pliocène Continental et est spécifique à la Salanque. Cette nappe qui est l'une des plus productive, se développe entre 40 et 60 m au sein de systèmes fluvio-deltaïques qui s'organisent selon une superposition de niveaux grossiers lenticulaire perméables au sein d'une matrice argileuse. Les aquifères de cette nappe sont généralement captifs. Avec un niveau piézométrique proche du sol et des transmissivités comprises entre  $1.10^{-4}$  et  $3.10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ .
- la nappe 4 correspond de manière indifférenciée aux sédiments du Pliocène continental et à ceux du pliocène marin sableux. Elle se développe au sein des prismes progradants situés dans la partie distale du bassin. Le pliocène marin sableux est généralement composé d'argile micacé et de silts mais aussi de niveaux sableux peu consolidés possédant un bon potentiel aquifère. A priori, la nappe 4 n'est pas en contact direct avec la mer, cependant certains secteurs semblent affectés par des minéralisations anormales associées à la présence de chlorures. L'origine de cette minéralisation est anthropique et elle serait due à l'existence de forage défectueux mettant en relation cette nappe avec les aquifères du quaternaire sus-jacents.

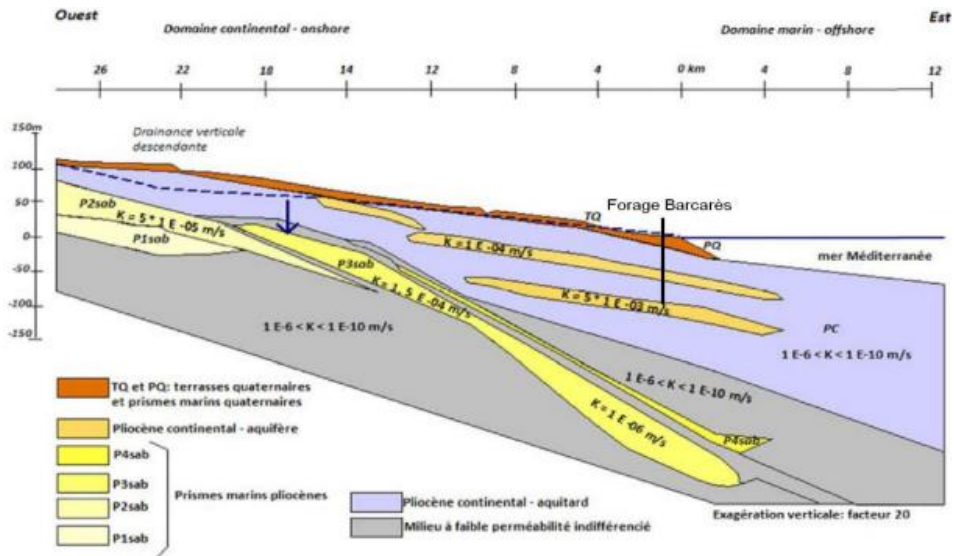


Figure 10. Coupe hydrogéologique interprétative de la plaine du Roussillon selon une coupe est-ouest (Aunay 2004).

De manière générale dans la partie aval du bassin les charges hydrauliques sont plus fortes pour les aquifères profonds. La drainance naturelle est ascendante. Cependant l'exploitation par forage des eaux souterraines profondes peut faire diminuer la charge hydraulique de l'aquifère créant une inversion du gradient hydraulique et ainsi provoquer l'entrée de l'eau de mer (Figure 9). En ce qui concerne la qualité des eaux souterraines, de nombreux suivis annuels sont effectués par le BRGM depuis 1982 et font l'objet d'un rapport public relatif à la surveillance des aquifères Plio-Quaternaire (Figure 11).

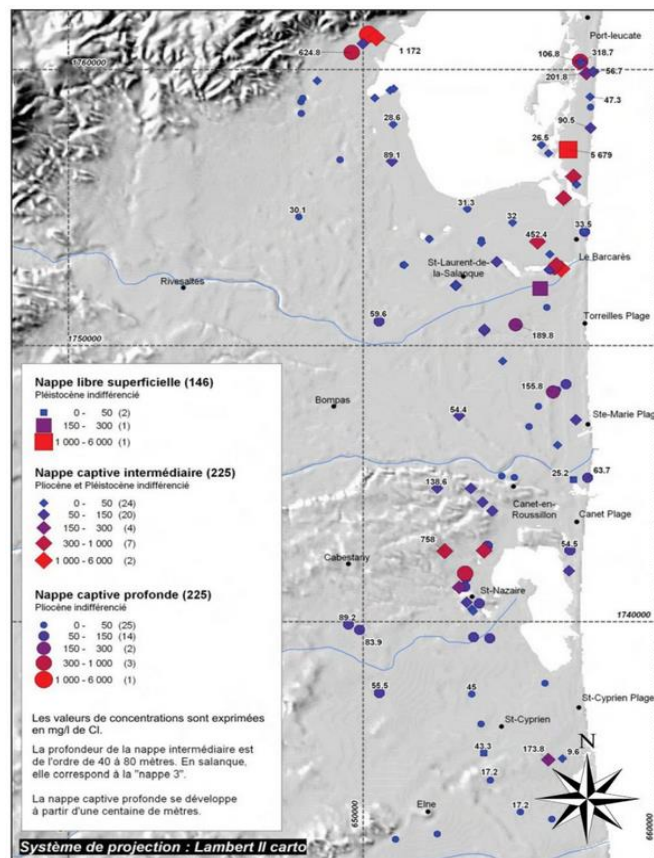


Figure 11. Carte des conductivités électriques (en  $\mu\text{S/cm}$ ) des eaux prélevées en tête de forage par pompage pour les nappes superficielles et intermédiaire du Roussillon (Aunay, 2007).

Les valeurs de conductivité électrique d'une eau potable sont inférieures à 1000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . De manière générale, les eaux souterraines de la plaine du Roussillon possèdent des conductivités électriques de l'ordre de 400 à 500  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Des valeurs supérieures à 1000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  indiquent la présence d'une minéralisation anormale dont les origines peuvent être naturelles (évaporite, intrusion saline...) ou anthropique (rejet d'eau usée, surconsommation, puits défectueux...). L'eau de mer possède en Méditerranée des valeurs de conductivité électrique de l'ordre de 54 000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  à 25°C.

Plusieurs secteurs présentent des conductivités électriques élevées comprises entre 2000 et 6000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Figure 11). Aux alentours de Barcarès les conductivités électriques sont comprises entre 1000 et 4000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  pour les aquifères superficiels. Pour les aquifères profonds les valeurs sont comprises entre 500 et 6000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  pour les valeurs de conductivité électriques.

### 3/ Moyens et méthodes

#### A/ Les sites trois d'études

Les données de forage de plusieurs sites ont été utilisées durant le stage, Les deux principaux se trouvant en zone littorale à Barcarès (Grain d'sel) et Saint Cyprien (Dem'Mer). Un troisième site se situe dans les terres, à Pollestres (Dem'Ter).



**Figure 12.** Localisation des différents sites expérimentaux. De de haut en bas : site de Barcarès (Grain d'sel), site de saint Cyprien (Dem'Mer) et Pollestre (Dem'Ter).

Chaque site d'étude se compose de plusieurs puits, certains d'entre eux sont appareillé en continu afin d'avoir un suivi dans le temps des eaux souterraines, ces informations sont compilées dans le Tableau 1.



Barcarès			Profondeur
Bar1	Carotté+ dispositif d'échantillonnage Westbay profond de 27,5 à 113,5 m		117 m
Bar2	Dispositif d'échantillonnage Westbay équipé de 4,4 à 17,2 m		18 m
GDS2	Station de surveillance de la salinité SMD (SubSurface Monitoring Device)		70 m
P2	Piézomètre		80 m
P1	Piézomètre		85 m
St Cyprien			
Dem'Mer1	SMD		25 m
Dem'Mer2	SMD		41 m
Dem'Mer3	SMD		86 m
Dem'Mer4	SMD		177 m
Pollestre			
Dem'Ter1	SMD		15 m
Dem'Ter2	Piézomètre		58 m
Dem'Ter3	SMD+ Piézomètre		118 m

**Tableau 1. Tableau récapitulatif des sites expérimentaux.**

## **B/ Analyse des carottes de Bar-1 et du site Dem'Mer**

Durant ce stage aucune mesure sur carottes n'a été effectuée, ce travail ayant déjà été mené à bien par les stagiaires précédents ou lors d'analyses dans le cadre des projets existants. Cette section s'appuiera donc sur les résultats existants. Les deux jeux de carottes correspondent aux puits Bar-1 situé à Barcarès et Mer2 situé à St Cyprien, où différents types de mesures et d'analyses ont été effectués sur ces deux jeux de carottes.

Les mesures réalisées sur Bar-1 l'ont été réalisé par Castillo (2014) De nouveaux logs ont été obtenus à partir des mesures faites sur les carottes le tout corrélé avec les données géophysiques et les rapports de forage. Chaque séquence sédimentaire présente une forme diagraphique théorique (Annexe 1). On peut ainsi déterminer les différents environnements de dépôt associé à chaque type de formations ainsi que leurs âges. Cela a permis de construire un log sédimentaire pour Bar-1 (Figure 13 et 14), il est représentatif de l'ensemble de la zone d'étude pour le secteur du Barcarès et peut même être étendu à l'ensemble du front de mer (dans une moindre mesure).

De 123 m à 108 m : Cette unité est formée principalement d'argile grise et sombre et de niveaux sableux. La présence de nombreux débris coquillés ainsi qu'un niveau fin de lignite à 113 m témoigne d'un environnement palustre et marque la proximité avec la mer. Cette unité peut correspondre au pliocène Marin Sableux.

De 108 m à 50 : Le début de cette unité est marqué par un changement brutal de type d'argile indiquant la transition vers un autre milieu de dépôt. On passe d'argile grise à une argile ocre. Ce type d'argile caractérise un milieu oxydé typique d'un environnement continental. La présence de nodules carbonatés pédogénétique au sein de ces argiles marque la formation d'un sol et l'implantation de végétation matérialisant ainsi une plaine d'inondation. Cette formation est aussi marquée par la présence d'un système fluvial à méandres à 80 m. La base est constituée de galets centimétriques à pluri-centimétriques à matrice sablo-argileuse qui est surmonté par du sable grossier puis par une formation d'argile grise (clay-plug). La distribution aléatoire de niveau sableux fin au sein des argiles ocres matérialise le dépôt de levées ou de débordements. L'unité se termine avec la superposition de deux autres systèmes fluviaux à méandres dont les bases sont à 57,5 et à 52,5 m. Cette unité

peut correspondre au Pliocène Continental dont le toit devrait se situer vers 50 m dans cette zone ( Aunay, 2007, annexe 2).

De 50 m à 4 m : Cette unité consiste en une alternance d'argile beige et de niveaux sableux. De 42 à 30 m se trouve une formation marno-argileuse possédant de nombreuses coquilles de bivalves indiquant un environnement de type palustre ou marécageux. Elle est ensuite surmontée par deux systèmes fluviatiles à méandres à 30 m et à 27,5 m. De 25 à 20 m se trouvent deux séquences sédimentaires particulières séparées par un niveau fin limoneux. La base de ces séquences est constituée d'argiles grises riches en coquille de bivalve suggérant un milieu de dépôt de type lacustre peu profond. Progressivement on passe à des argiles de plus en plus noires et riches en matière organique évoquant une bathymétrie importante avec une faible énergie de courant. Ces séquences témoignent d'une montée du niveau de base puisqu'on passe d'un environnement peu profond à profond. Ensuite on a une descente du niveau de base puisque l'unité s'achève avec le passage de deux autres systèmes fluviatiles à méandre. Cette unité peut correspondre au Pléistocène.

De 4 m à 0 m : Formée d'argile grise et d'un bac sableux à son sommet, cette unité peut être définie comme appartenant à l'Holocène.

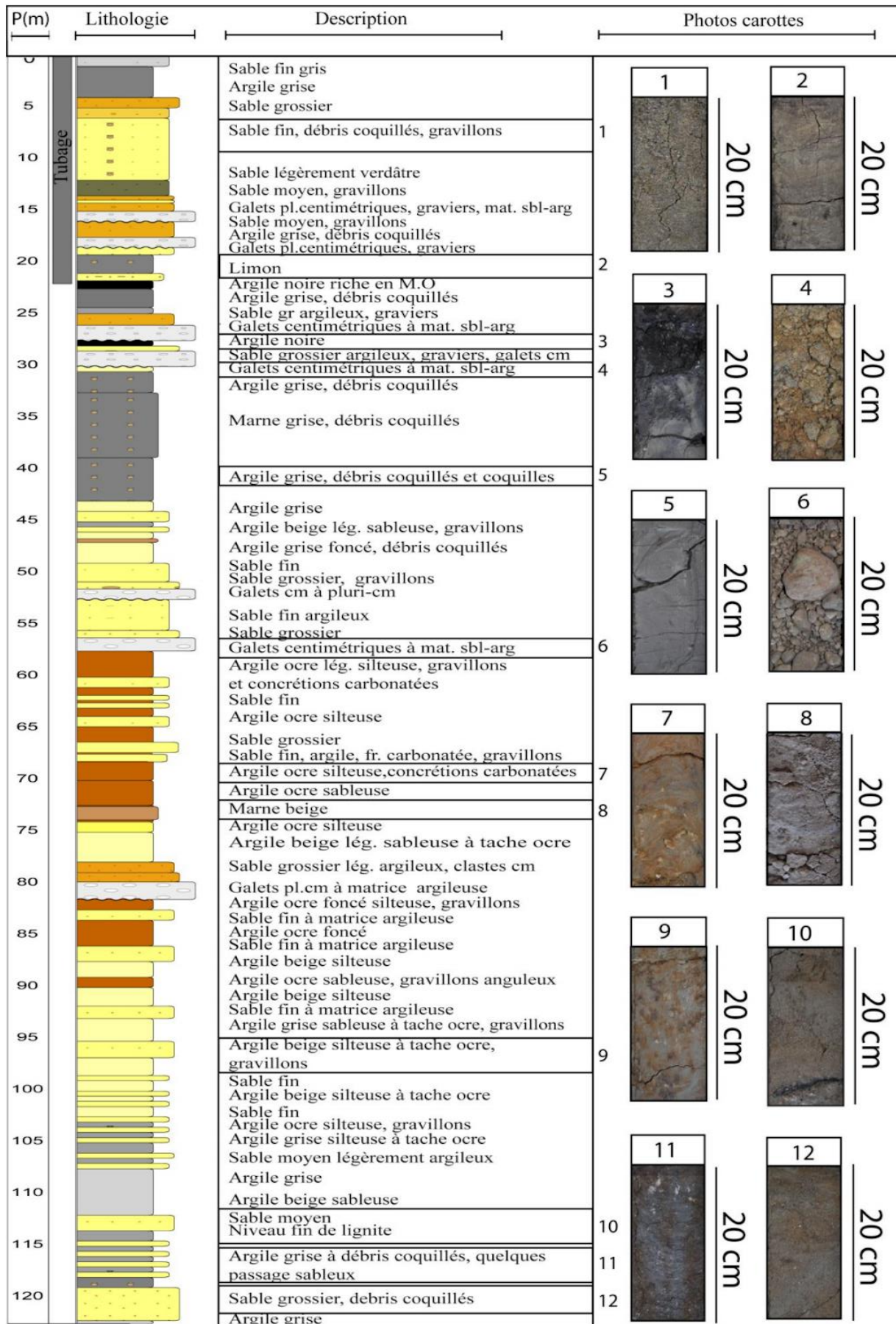


Figure 13. Log sédimentaire du puits Bar-1 construit via le logiciel Wellcad et son module Lithcad.

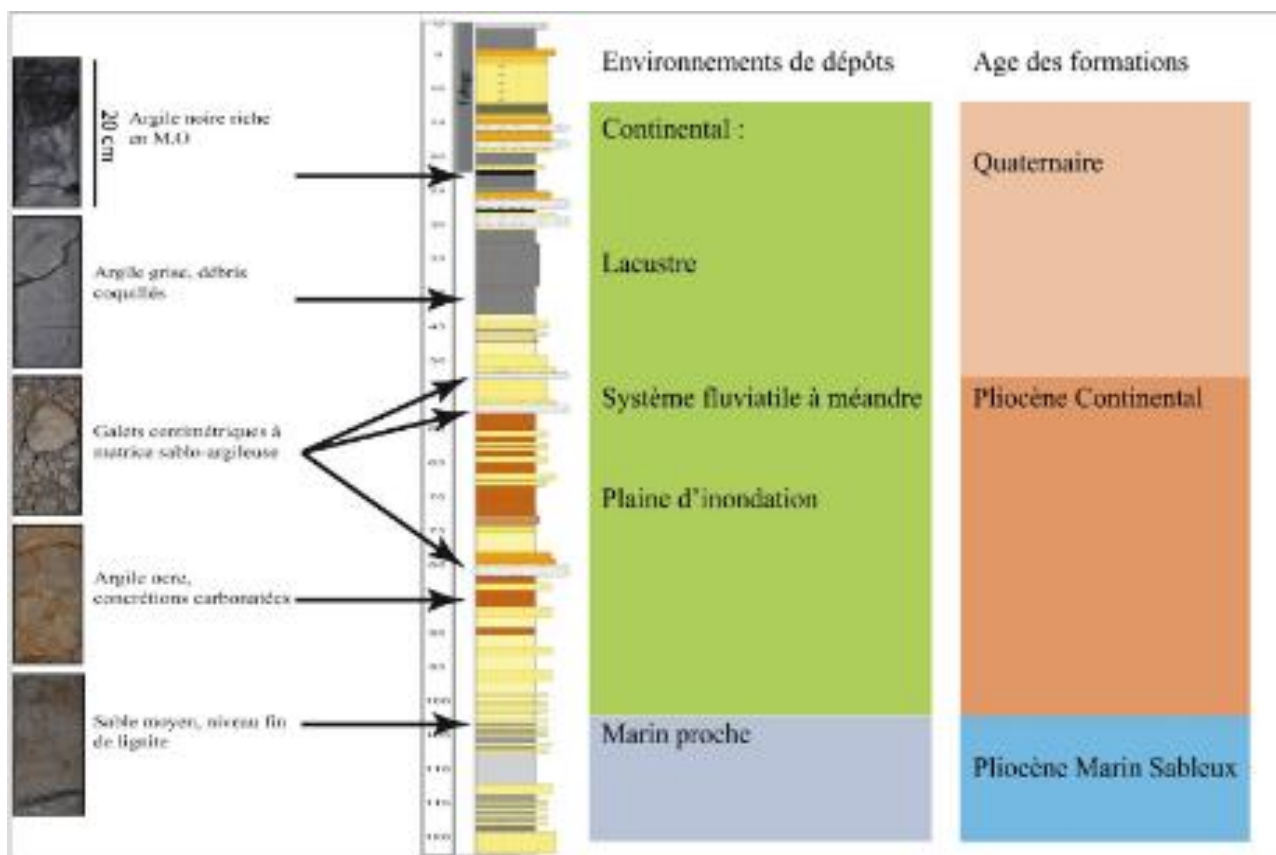


Figure 14. Correspondance entre les carottes, les Environnements de dépôts et l'âge des formations.

Pour Mer2 un échantillonnage sur 20 niveaux a été réalisé sur les carottes dont les résultats sont présentés dans le tableau 2. Cela a permis d'établir la lithologie que l'on considère comme valable sur l'ensemble du site Dem'Mer du fait de la proximité des puits. Les échantillons obtenus ont été soumis à des mesures de porosité via le système du porosimètre à hélium (Annexe 3).

Echantillon	Profondeur sommet (m)	Profondeur base (m)	Lithologie
1	61,3	61,45	Sable moyen bien trié ocre
2	61,85	62	Sable grossier à graviers sub-anguleux, ocre
3	66	66,15	Argile silteuse ocre
4	66,25	66,35	Argile silteuse ocre
5	88,8	88,9	Sable fin à moyen, à graviers, gris beige
6	90,9	91	Sable moyen silto argileux à graviers, mal bien trié
7	140,1	140,2	Argile noire
8	140,5	140,6	Argile noire à graviers flottants - lignite

9	141,1	141,2	Argile silteuse à calcrète
10	206,2	206,3	Argile grise
11	209,3	209,4	Argile brune plastique
12	213,5	213,6	Sable grossier grisâtre bien trié homogène / passées riches en graviers
13	214	214,1	Sable grossier à graviers
14	270,9	271	Argile gris sombre à fragments de coquilles
15	271,15	271,3	Argile gris bleue
16	275,3	275,4	Argile plastique gris bleue
17	277,15	277,3	Argile plastique noirâtre
18	285,05	285,6	Grès bien trié propre
19	288,5	288,6	Sable moyen gris, bien trié à fragments de coquilles
20	290,5	290,6	Sable et graviers arrondis quartzueux et fragments de coquilles

**Tableau 2. Récapitulatif des échantillonnages réalisés sur les carottes de Mer2**

### **Mesures pétrophysiques en milieu non consolidé**

Les méthodes développées pour déterminer la porosité et la perméabilité l'on majoritairement été dans l'optique de la recherche pétrolière. Cela a pour conséquence que les équations développées correspondent à des milieux profonds (supérieurs à 1500 m de façon assez générale).

Carman (1948) discute de la possibilité d'appliquer l'équation de Kozeny pour déterminer la porosité d'un milieu poreux consolidé si certaines conditions sont remplies, Wyllie et al (1956) relie la vitesse d'onde à la porosité dans des sables consolidé et saturé pour une large gamme de porosité, cette équation empirique ne peut pas être utilisée pour relier la porosité dans les milieux non consolidé. Atkins et Smith (1961) démontrent qu'un système de particule cohésive obéit à la Loi d'Archie, des investigations supplémentaires ont montré qu'une large variété de sédiment non consolidé obéit à la loi d'Archie. Brace et al (1965) ont montré que pour des roches pressurisées le facteur de formation  $m$  est de 2 (sans fissure). Taylor-Smith (1971) utilise les résultats se rapportant aux sédiments marins et suggère que pour tout type de matériel cohésif ou non on a un facteur de connectivité entre les pores dit de « cimentation »  $m$ , qui varie entre 1,5 et 2,0 (Jackson, 1978).

### **Problématique du gamma naturel et évaluation de la fraction argileuse (Vsh)**

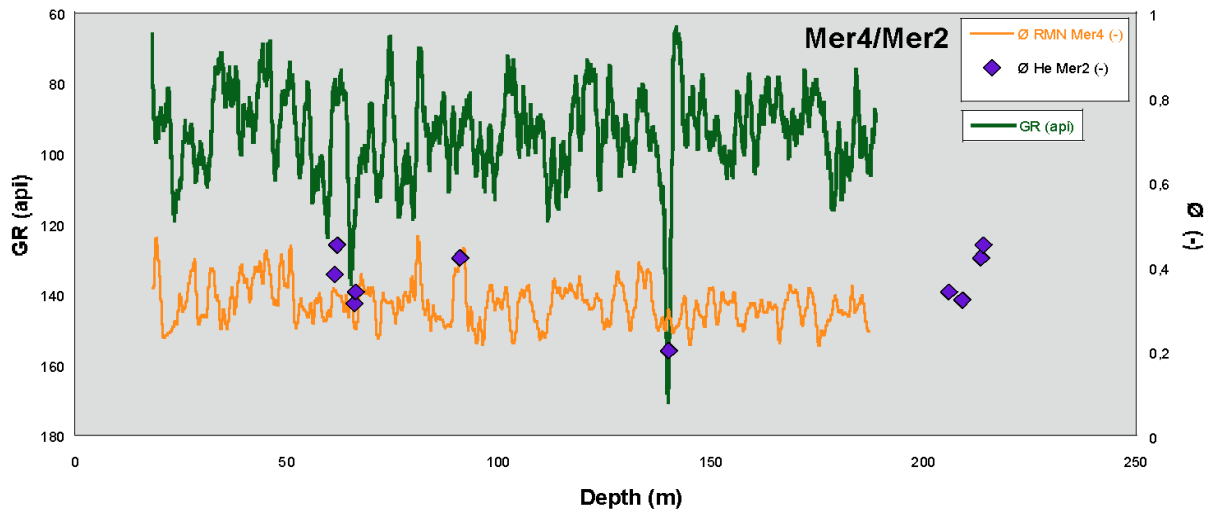
Les mesures de gamma naturel (GR) se basent sur la part de minéraux riches en éléments radiogénique afin de déterminer la lithologie au premier ordre. Néanmoins du fait de la proximité avec l'orogène pyrénéenne ou la majorité des fleuves du Roussillon prennent leur source, ces résultats peuvent être faussés. En effet les éléments radiogéniques (U, Th, K) qui donnent le signal du GR ont tendance en temps normal à se fixer uniquement dans les niveaux argileux riches en matière organique. Du fait de l'érosion des Pyrénées, ils peuvent se retrouver dans des niveaux où la portion d'argile est faible du fait de la présence de sables riches en minéraux contenant notamment du potassium, comme les feldspaths par exemple. Cela a pour conséquence de parfois fausser le signal GR obtenu in-situ pour ce qui est de l'identification sans ambiguïté des passées argileuses. Cette problématique rajoute des incertitudes au niveau de l'analyse du GR et qu'il faudra considérer.

## **C/ Mesures pétrophysiques**

Les mesures traditionnelles de porosité sur mini carottes cylindriques ne pouvant être réalisées sur des milieux non consolidés, il est nécessaire d'utiliser une autre méthode. Le porosimètre à Hélium (Annexe 3) permet de réaliser des mesures sur un tel milieu, donnant la porosité et la densité matricielle du milieu. Par contre, le degré de compaction des échantillons est difficile à évaluer. Pour cela, plusieurs mesures ont été réalisées avec différents degrés de tassement. Les résultats donnant une densité matricielle proche de celle obtenue par diffraction RX ont été conservés. Ces mesures ont été réalisées pour le puits Dem-Mer2 avant le début de son stage (Tableau 3). Les valeurs de porosité sont élevées (supérieures à 0,30), excepté à 285 m. Afin de confirmer les résultats obtenus par le porosimètre à Hélium on les compare aux résultats obtenus via des mesures de diffraction des rayons X (RX), ces résultats présentent des densités de grains issus des deux méthodes (Tableau 3, Figure15), ces résultats peuvent être remis en question du fait de certaines différences, néanmoins ils semblent suffisants pour évaluer et valider les valeurs de porosités obtenues sur carottes à l'aide du porosimètre à hélium.

Echantillon	Lithologie	Profondeur	Rho grain DRX	Rho Grain He
1	Sable	61,3	2,65	2,68
2	Sable	61,85	2,57	2,65
3	Argile	66,00	2,73	2,62
4	Argile	66,25	2,72	2,63
5	Sable	88,8	2,59	
6	Sable	90,9	2,64	2,61
7	Argile	140,1	2,68	2,39
8	Argile	140,5	2,75	
9	Argile	141,1	2,74	
10	Argile	206,2	2,74	2,63
11	Argile	209,3	2,73	2,62
12	Sable	213,5	2,68	2,62
13	Sable	214	2,71	2,63
14	Argile	270,9	2,77	2,66
15	Argile	271,15	2,77	2,67
16	Argile	275,3	2,65	2,74
17	Argile	277,15	2,79	2,58
18	Sable	285,05	2,83	2,72
19	Sable	288,5	2,68	2,68
20	Sable	290,5	2,69	2,68

[Tableau 3. Récapitulatif des porosités associées aux échantillons des carottes de Mer2](#)



**Figure 15.** Porosité obtenue par RMN dans le puits Mer4 (courbe orange) comparé aux échantillons ou la porosité a été déterminée au porosimètre à hélium pour Mer2 (points violets).

La représentation graphique des porosités hélium et RMN (Figure 15) montre peu de différences. Celles que l'on peut noter peuvent être dues à l'incertitude expérimentale de la mesure par hélium, en effet la faiblesse de cette méthode de mesure est que l'échantillon n'est pas soumis aux mêmes conditions que dans le milieu (Pression et Température) ce qui peut faire varier la porosité. Pour le site du Barcarès, une acquisition électrique sur carottes a été effectuée à l'aide de l'outil MSCL-S (Multi Sensor Core Logger Standar), développé par Geotek à la disposition du laboratoire Géoscience par EPC (Consortium Européen de Pétrophysique) afin d'effectuer les mesures de résistivité électrique et de susceptibilité magnétique sur des carottes issues du puits Bar-1 avec un pas de mesure de 2 cm. Ces mesures ont permis de fournir les éléments nécessaires à la construction d'un modèle général pour le site de Barcarès (Figure 16).

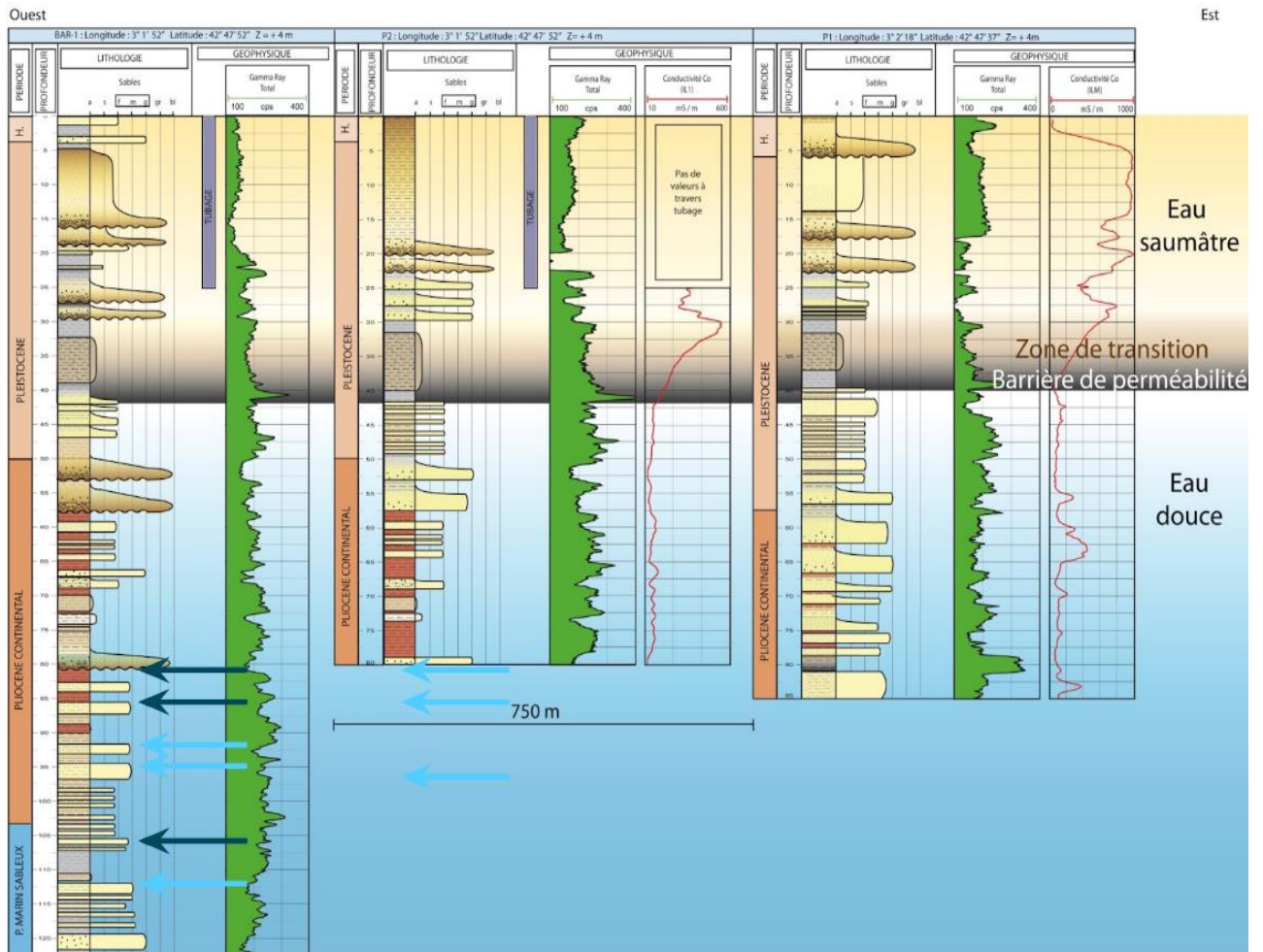


Figure 16. Modèle général de distribution des fluides dans les aquifères en association avec la stratigraphie et le gamma ray pour Bar-1, P2 et P1



## D/ Géophysique en forage

Les sondes de mesures géophysique en forage réalisent des mesures des propriétés physico-chimiques in-situ des formations traversées. L'enregistrement des données est réalisé principalement à la remontée de la sonde qui, reliée à un câble électro-porteur, envoie les mesures à un module d'acquisition situé en surface.

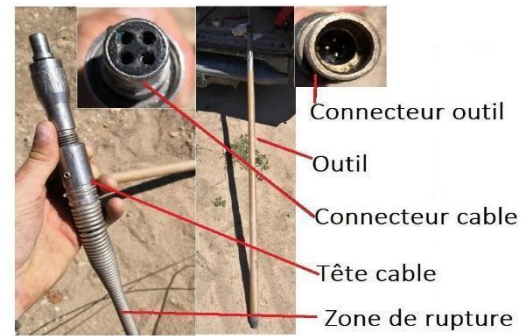


Figure 17. Photo C.Hamel (2021)

### Les outils utilisés

Lors du stage des mesures géophysiques en forage ont été réalisées à l'aide de plusieurs outils analysés conjointement dans ce qui suit.

L'outil de conductivité électrique par induction permet de mesurer la conductivité électrique/résistivité d'un milieu poreux dans les puits ouvert ou à travers un tubage PVC. Son principe se base sur l'utilisation de l'induction électromagnétique. Il s'agit de la création d'un champ magnétique primaire issu de la circulation d'un courant à 10 kHz dans un solénoïde émetteur au sein de l'outil. Ce champ magnétique primaire induit des courants électriques dans le milieu poreux, de façon concentrique par rapport à l'axe du forage. Ces courants induits dans les différentes couches sont source d'un champ magnétique secondaire qui lui-même induit un courant électrique selon les lois de Maxwell dans un solénoïde récepteur situé dans l'outil. Par couplage direct entre solénoïdes émetteur et récepteur, une détection des argiles par mesure de la susceptibilité magnétique du milieu est également obtenue lors de ces mesures. Cet outil permet d'identifier à échelle métrique la nature, plus ou moins salée, du fluide poral contenu dans l'aquifère. La variation de la conductivité/résistivité dépend notamment de plusieurs paramètres :

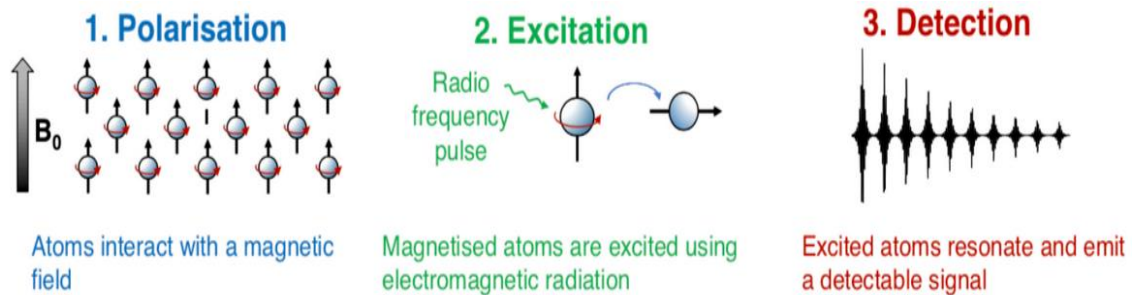
- de la nature sédimentaire de la formation et notamment de sa teneur en argile,
- de la conductivité/résistivité propre du fluide poral qui dépend principalement de la salinité et de la température,
- du degré de saturation et de la porosité matricielle de la roche.

L'outil de mesure de radioactivité naturelle (Gamma Ray) qui enregistre à la fois le rayonnement total et permet de distinguer les différents éléments radioactifs : Uranium (U), Potassium (K) et Thorium (Th). L'analyse du spectre permet d'identifier la source de la radioactivité venant de ces trois éléments s'associant de manière courante dans les argiles et avec la matière organique. L'avantage de ce type de diagraphe est qu'elle fonctionne à travers les parois en acier, ciment ou PVC des forages tubés. Bien que le béton et l'acier absorbent une partie du rayonnement gamma, une quantité suffisante se déplace à travers l'acier et le ciment pour permettre des déterminations qualitatives. Un tube PVC affecte lui très peu le rayonnement gamma.

La sonde sonique est également qualifiée de sonde acoustique. Le système dispose d'une source à 20 kHz qui propage les ondes (ex : cellule en céramique) et de deux récepteurs espacés de 30 cm qui enregistrent le temps de propagation des ondes réfractées dans le puits. Les données sont directement enregistrées en surface via un module d'acquisition.

L'outil de susceptibilité magnétique mesure la présence de minéraux qui ont la capacité à s'aimanter sous l'effet d'une sollicitation magnétique. En forage, cette propriété est mesurée par induction électromagnétique directe, à l'aide de la sonde permettant également de mesurer la conductivité électrique du milieu. En résumé, pour ces deux derniers outils, les mesures donnent une indication de la nature minéralogique des couches traversées.

La sonde RMN ou « NMR » (Nuclear Magnetic Resonance). Les données RMN sont issues d'un phénomène physique dans lequel les noyaux (H) des formations traversées sont soumis à un champ magnétique qui les excite. Quand les noyaux reviennent à leur état initial, ils émettent un signal de précession qui induit un champ magnétique et peut donc être détecté (Figure 18). La forme de ce signal dépend de la vitesse de retour des noyaux à leur état initial. Dans un milieu poreux on aura différents types de signaux dépendant de la distribution de l'eau dans le milieu poral.



**Figure 18.** Fonctionnement du NMR à l'échelle atomique

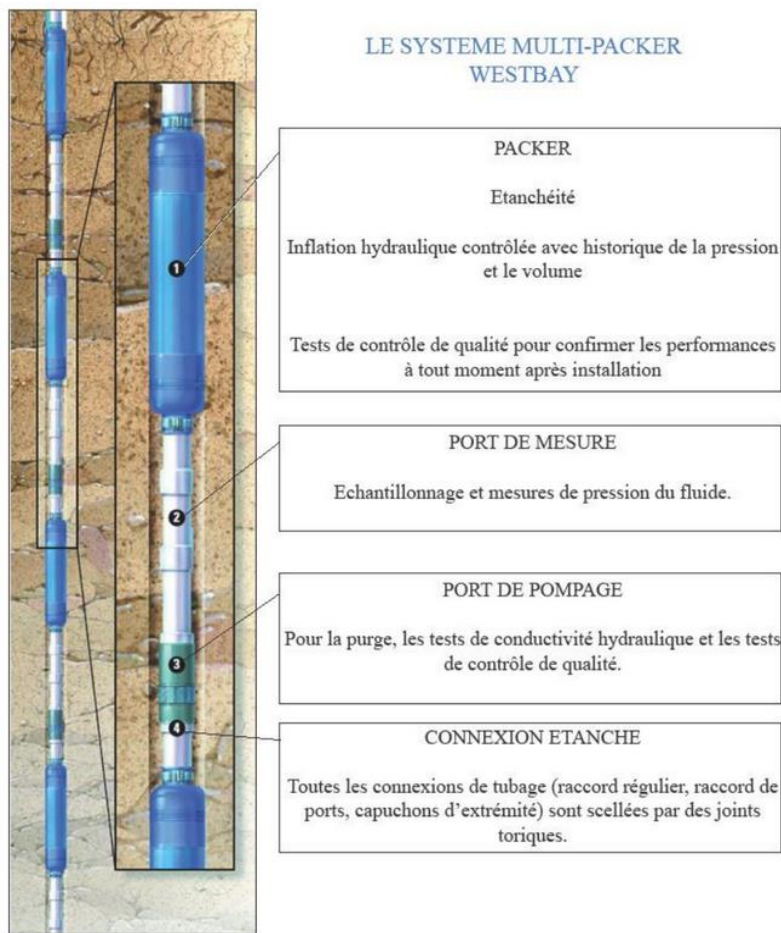
Les mesures RMN permettent d'estimer la quantité d'eau dans le milieu et donc par conséquent la porosité totale. De ces données peuvent découler de nombreuses autres données issues de calcul tel que la perméabilité, la conductivité hydraulique ou la transmissivité hydraulique.

## **E/ Autres mesures en forage**

### **Echantillonnage de fluide par dispositif Westbay**

Comme mentionné précédemment, ce travail s'inscrit dans la continuité d'autres travaux effectués. En amont, des données existent donc déjà. Ces données existantes sont issues des outils mentionnés dans la partie 3B. La plupart des puits ont été mesurés et le sont encore régulièrement afin d'observer l'évolution des milieux étudié (Westbay) au cours du temps, d'autres disposent d'observatoires permanents comme les puits de mesure hydrologique du BRGM (sonde piézométrique et mesure de conductivité SMD).

Le dispositif Westbay de son vrai nom Multi Packer Westbay permet, dans un même forage, d'isoler différents niveaux pour y effectuer des mesures hydrodynamiques (pression, température, PH, conductivité de fluide) et des prélèvements d'eau (pH et conductivité du fluide). Les prélèvements nécessaires sont effectués via des ports de mesures situées le long du système de forage. L'orifice de mesure est actionné au moyen de la sonde Westbay descendue dans le tubage au niveau du port. Les échantillons ainsi prélevés sont recueillis dans une bouteille prévue à cet effet. Cela permet de récupérer les échantillons in-situ afin d'avoir les informations les plus précises possibles sur l'état du fluide in-situ. Dans un puits, les différentes zones de contrôle sont séparées soit par des couches imperméables soit par des packers gonflés d'eau (Figure 19).



**Figure 19. Système multi-packer Westbay**

### **Tests hydrodynamiques, échantillonnage de fluide par le BRGM**

En charge du projet Dem'Eaux Roussillon, et donc des sites Dem'Ter et Dem'Mer le BRGM effectue un suivi permanent des puits sur les sites de Pollestres et St Cyprien, avec des mesures du niveau piézométrique ainsi que des mesures de conductivité. La prise de ces mesures étant pluri-journalière, on a un suivi très précis des aquifères. Cependant, la méthode utilisée par le BRGM pour la mesure des conductivités de fluide se fait sur l'ensemble de l'intervalle crépiné, qui traverse plusieurs niveaux de nature différente. Ceci a pour conséquence de donner des valeurs moyennes pour un intervalle donné et non des valeurs précise pour chaque niveau ce qui augmente les incertitudes.

## 4/ Analyse mesures in-situ

### A/Construction d'un modèle de conductivité des aquifères du Roussillon

A l'aide des nouvelles données obtenues par les outils d'induction et NMR, on peut construire différents modèles de conductivité du fluide poral  $C_w$  et de perméabilité  $K$ . Ces différents modèles sont ici comparés avec les mesures et les suivis réalisés sur les différents sites à savoir Pollestres (Dem'Ter), St Cyprien (Dem'Mer) et Barcarès. Le but de la construction de ces modèles est d'obtenir une modélisation à l'échelle métrique du sous-sol la plus fiable possible à ce stade du projet à partir des mesures géophysiques.

### Analyse des mesures électriques par induction

Les outils d'induction permettent d'obtenir la conductivité de l'ensemble du milieu (matrice et fluide) noté  $C_0$ . Le but est d'obtenir la conductivité électrique du fluide poral notée  $C_w$ , qui varie principalement en fonction de la salinité et de la température. La conductivité de fluide est reliée à la conductivité électrique  $C_0$  via l'équation de Waxman et Smits (1968) (Eq.1) :

$$C_0 = \left( \frac{C_w}{F} \right) + C_{se} \quad (1)$$

avec  $C_{se}$  qui correspond à la conductivité surfacique des argiles et  $F$  (Eq. 2), le facteur de formation, qui est relié à la porosité par l'équation d'Archie (1942) :

$$F = \varphi S^{-m} \quad (2)$$

avec  $\varphi S$  la porosité et  $m$  le terme de connectivité entre les pores, souvent appelé facteur de cimentation dans le domaine pétrolier.

La première étape de la construction du modèle électrique consiste en la détermination de la conductivité surfacique électrique des argiles notée  $C_{se}$ . Pour l'obtenir, on calcule la conductivité surfacique de la fraction argileuse notée  $C_{smax}$  à partir de mesures sur carottes et avec l'équation de Revil et Glover (1998) (Eq. 3) :

$$C_{smax} = \left( \frac{2}{3} \right) \rho_{ma} \cdot \beta_s \cdot CEC_{max}. \quad (3)$$

Pour le site Dem'MER, un jeu d'échantillons a été envoyé à l'INRA d'Arras pour mesure du CEC en début de stage. Pour diverses raisons liées en partie à la crise sanitaire en cours, les résultats ne nous sont pas encore parvenus. En conséquence, nous avons choisi pour chaque site et à l'aide des profils de conductivité électrique obtenu in-situ avec l'outil par induction plusieurs valeurs de  $C_{se}$  en face de couches d'argiles identifiées dans les carottes. Ces différentes valeurs permettent d'obtenir différents modèles pour calculer  $C_w$  et d'évaluer la sensibilité de ce modèle au choix de  $C_{se}$ .

La deuxième étape de cette modélisation consiste à faire varier le terme de connectivité entre les pores  $m$  de l'équation d'Archie. En effet,  $m$  peut varier avec la géométrie des pores entre 1 et 4. Sen et al. (1981) montrent que dans le cas des milieux poreux granulaires, (Eq. 2) peut-être dérivé de l'équation de conservation de charge. Ils ont calculé une valeur théorique de  $m=1,5$  en utilisant une approche différentielle du milieu effectif pour un assemblage de grains sphériques parfaits. Pour des sables plus ou moins grossier

avec une large gamme de porosités (0,03-0,30) les valeurs de  $m$  se situent entre 1,5 et 2,0 (Revil et Cathles, 1999). Le facteur  $m$  contrôle en partie les propriétés de transport dans un milieu avec des pores interconnectés. Ne pouvant être mesuré en laboratoire pour un milieu granulaire non consolidé, nous ferons varier ici  $m$  entre 1,5 et 2,0, ce qui permet là aussi d'évaluer la sensibilité dû à ce terme de connectivité entre les pores. Ainsi on peut déterminer  $C_w$  d'après l'équation de Waxman et Smits (1968) (Eq. 4) qui donne :

$$C_w = (C_0 - C_{se}) \cdot F \quad (4)$$

Les profils de conductivité électrique de fluides obtenus sont présentés ici pour le forage P2 (Figure 20) au Barcarès en mS/m et peuvent ainsi être comparés avec les données obtenues à partir du dispositif Westbay.

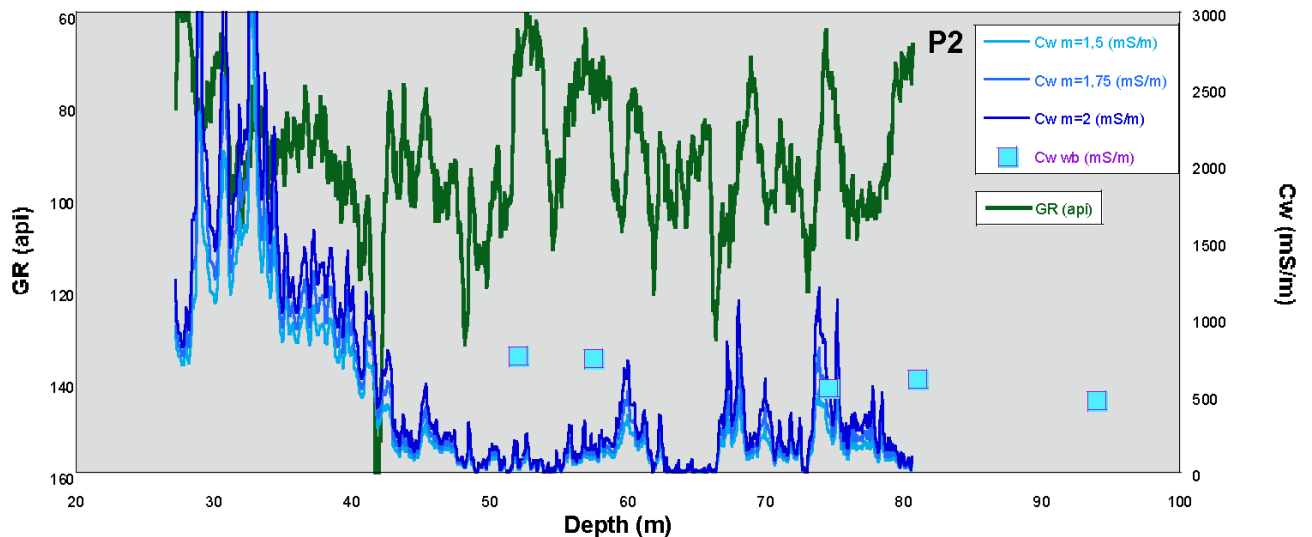


Figure 20. Calculs de  $C_w$  pour P2 et 3 valeurs de  $m$  comparés aux données issues des prélèvements directs de fluides à l'aide du Westbay pour une valeur de  $C_{se}$  fixe de 140 mS/m. Le profil de radioactivité naturelle gamma est utilisé ici comme dans ce qui suit comme référence lithologique afin de mettre en évidence les passées argileuses principales ainsi que les zones les moins argileuses.

Les ordres de grandeur de  $C_w$  obtenus (Figure 20) par le calcul correspondent à ceux venant du dispositif Westbay. Dans ce qui suit, une unique valeur de  $m=1.75$  sera utilisée en se basant sur Revil et Cathles (1999). Le seul paramètre que l'on fera alors varier est  $C_{se}$ . Comme  $C_{se}$  est principalement contrôlé par la présence d'argiles, il est traditionnel et simple de déduire  $C_{se}$  de la quantité d'argile  $V_{sh}$  (Eq. 5) à partir de la radioactivité naturelle gamma (SGR) mesurée en forage lorsque la matrice minérale ne contient pas de potassium (ce qui n'est pas le cas en Roussillon). On utilise alors la formule linéaire :

$$V_{sh} = (GR - GR_{min}) / (GR_{max} - GR_{min}) \quad (5)$$

Pour les trois sites, on obtient alors :

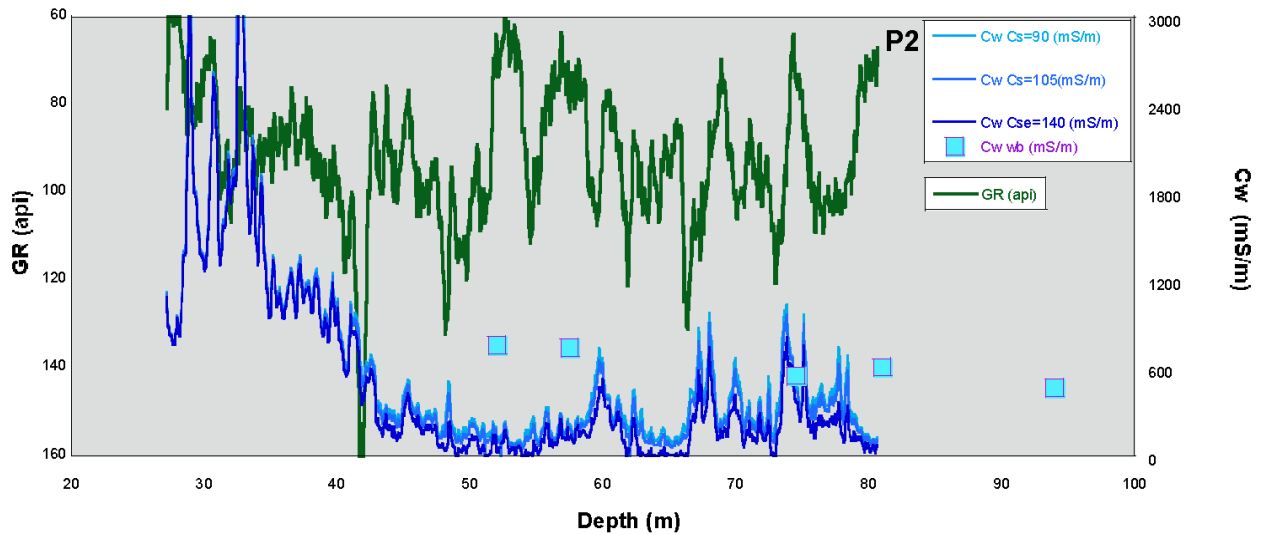


Figure 21. Calcul de Cw pour P2 et 3 valeurs de Cse comparé aux données issues des prélèvements directs de fluides à l'aide du Westbay pour une valeur de m fixe de 1,75. Le profil de radioactivité naturelle gamma est utilisé ici comme référence lithologique afin de mettre en évidence les passées argileuses principales ainsi que les zones moins argileuses.

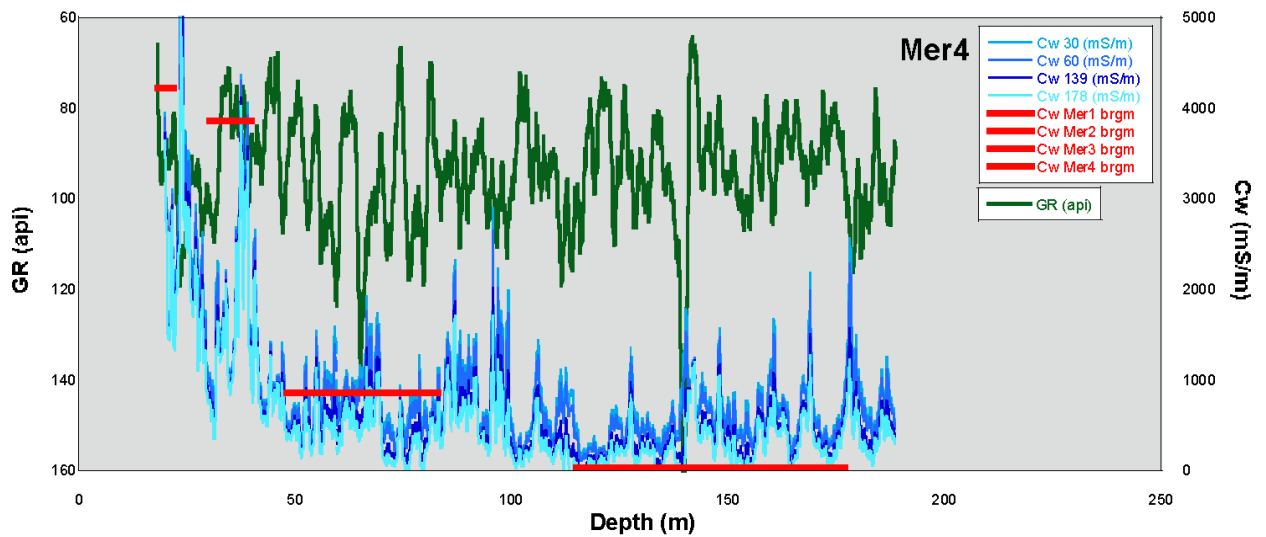


Figure 22. Calcul de Cw pour Mer4 et 4 valeurs de Cse comparé aux données issues du suivi permanent des différents puits du site Dem'Mer pour une valeur de m fixe de 1,75. Le profil de radioactivité naturelle gamma est utilisé ici comme référence lithologique afin de mettre en évidence les passées argileuses principales ainsi que les zones moins argileuses.

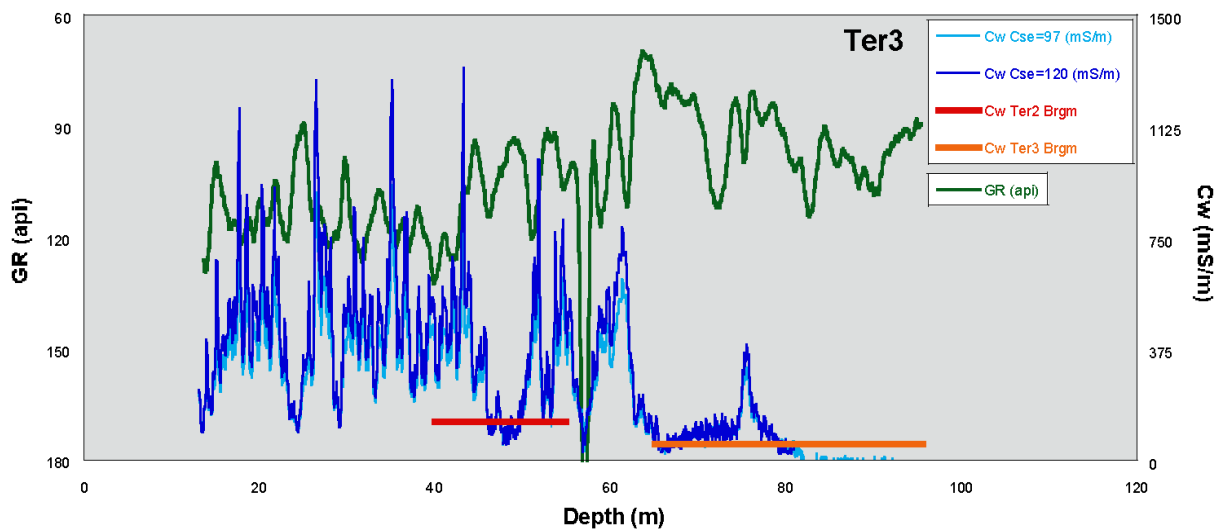


Figure 23. Calcul de  $C_w$  pour Mer4 et 4 valeurs de  $C_{se}$  comparé aux données issues du suivi permanent des différents puits du site Dem'Ter pour une valeur de  $m$  fixe de 1,75. Le profil de radioactivité naturelle gamma est utilisé ici comme référence lithologique afin de mettre en évidence les passées argileuses principales ainsi que les zones moins argileuses.

Le choix des valeurs de  $C_{se}$  c'est fait par lecture graphique en fonction des mesures de conductivité acquises par induction dans le puits. La conductivité surfacique des argiles est déterminée en face des niveaux argileux. On estime donc  $C_{se}$  en fonction de la conductivité totale et du GR. Cependant comme mentionné précédemment, certains niveaux non argileux peuvent avoir un signal de GR fort. Afin de palier à cette incertitude, on choisit des conductivités associées à plusieurs hauts niveaux de GR afin d'étudier la sensibilité de notre modèle à ce paramètre. Sur l'ensemble des graphiques on constate que plus le  $C_{se}$  est élevé plus les valeurs de  $C_w$  obtenue sont faibles. L'impact des variations de  $C_{se}$  et de l'ordre de 5% (Figure 24) en moyenne, mais cela reste une moyenne et l'on peut supposer qu'il peut être plus grand pour certains intervalles.

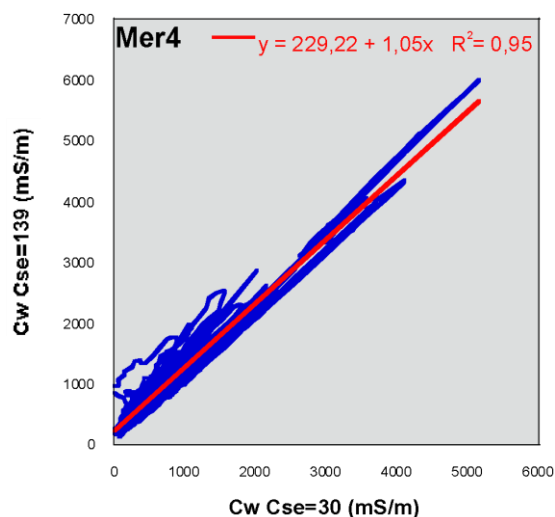


Figure 24. Rapport des  $C_w$  calculé pour des  $C_{se}$  différents pour Mer4

Les résultats obtenus sont cohérents avec les mesures effectuées aussi bien via un suivi que via une prise de mesure Westbay. Les valeurs de  $C_w$  obtenues par le BRGM sont celles qui correspondent le mieux aux valeurs calculées. Cela s'explique par le fait que les mesures in-situ de  $C_w$  pour Mer4 et Ter3 sont des moyennes. Les valeurs obtenues par prélèvement direct à l'aide du Westbay à Barcarès diffèrent en certains points (50, 58 et 80

m) des valeurs calculées. Cela correspond à chaque fois à des niveaux sableux ce qui pourrait indiquer un début d'intrusion saline.

La comparaison entre le modèle et les mesure sur P2 (Figure 21) montre les mêmes ordres de grandeur, il est à noter que le modèle diverge des valeurs mesure entre 50 m et 60 m, intervalle où l'on retrouve deux bancs sableux dans le pliocène continental, on peut associer ce phénomène avec de possibles intrusions d'une eau plus minéralisée à ces niveaux. Le modèle P2 correspond également aux connaissances que l'on possède à propos de cet aquifère puisqu'il évolue pour donner des  $C_w$  plus importants au-dessus de 40 m dans le Pléistocène. Aucune valeur de  $C_{se}$  choisie ne semble plus pertinente qu'une autre dans ce cas. De plus, ces résultats sont concordants avec ceux obtenues sur le site du Barcarès par Petelet-Giraud et al. (2016; Figure 25). Les résultats de Petelet-Giraud et al. sont exprimés en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Figure 25). Les nôtres sont en  $\text{mS}/\text{m}$ .

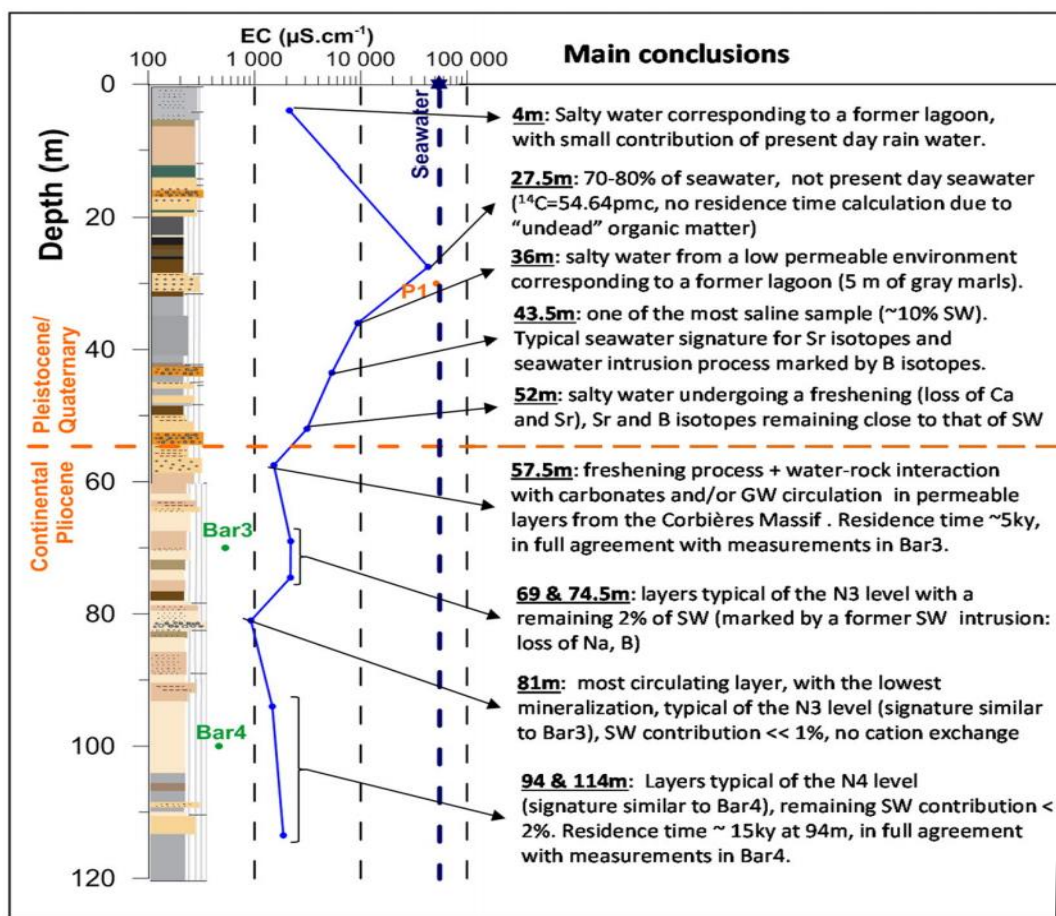


Figure 25. Résultats des analyse de Petelet-Giraud et al (2016) pour Bar-1 (Barcarès)

Le cas de Mer4 est intéressant puisque les puits qui l'entourent dans un rayon proche (30 m) bénéficient d'un suivi par le BRGM on a donc plusieurs niveaux crépinés pour discriminer notre modèle. Néanmoins la faiblesse de ce type de suivi est qu'il mesure plusieurs niveaux proches en une seule fois ce qui ne donne qu'une valeur moyenne de  $C_w$ . Le modèle de  $C_w$  pour Mer4 correspond à ce qui est mesuré (Figure 22), il semble particulièrement bien correspondre aux valeurs mesurées avant 100 m notamment pour les valeurs de  $C_{se}$  139 et 178 ( $\text{mS}/\text{m}$ ). Au-delà de 100 m le modèle diffère un peu de la mesure on reste cependant proche en termes d'ordre de grandeur, on peut imputer cette différence au type de suivi, la valeur de  $C_{se}$  qui semble correspondre le plus est 178 ( $\text{mS}/\text{m}$ ). Les pics observés sur le modèle semblent correspondre à des niveaux plus sableux.

Ter3 qui a la particularité d'être à l'intérieur des terres de ce fait les valeurs de  $C_w$  aussi bien calculé que mesuré sont bien plus faible que celles de P2 et Mer4. Ter3 est également équipé d'un système suivi par le BRGM tout



comme son puits voisin Ter2. Les valeurs obtenues par le calcul sont similaires à celles obtenues par le suivi (Figure 23), qui correspondent principalement à trois zones d'eau douce avec entre 50-58 m, 60-70 m et 73-80 m des niveaux avec une conductivité  $C_w$  faible, ces niveaux doivent avoir une faible conductivité hydraulique forte car les valeurs de  $C_w$  de ces niveaux correspondent à la moyenne des valeurs sur ces intervalles c'est-à-dire que ces niveaux sont ceux ayant les circulations d'eau les plus importantes.

## **B/ Porosité à partir des mesures RMN**

Comme mentionné plus haut, le NMR permet d'estimer la quantité d'eau dans un milieu et donc, par déduction, sa porosité (Figure 26). A partir de la porosité ( $\Phi$ ), plusieurs modèles permettent d'évaluer la perméabilité notée  $k$ . Trois modèles sont utilisés ici pour déterminer  $k$  avec Timur-Coates (1972) (Eq. 6), Schlumberger (Kleinberg, 1992) (Eq. 7) et Revil et Cathles (1998) (Eq. 8).

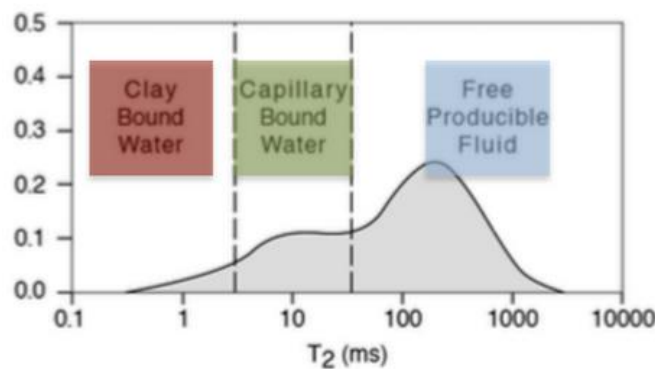
$$k_{\text{Coates}} = \left[ \left( \frac{\phi}{C} \right)^2 \frac{\text{MFFI}}{\text{MBVI}} \right]^2, \quad (6)$$

$$k_{\text{SDR}} = C \times T_{2gm}^2 \times \phi^4, \quad (7)$$

$$k_{RC} = (d^2 \Phi^{3m}) / 24 \quad (8)$$

avec  $d$  le diamètre des grains et  $\Phi$  la porosité

Les modèles de perméabilité ( $k$ ) de Timur-Coates (6) et Schlumberger (Eq. 7) sont particulièrement complexes et ne seront pas développés ici. L'équation de Revil et Cathles (1999) (Eq. 8) est par ailleurs conçue pour estimer la perméabilité dans des milieux clastiques peu consolidés, ce qui correspond bien à notre zone d'étude. Néanmoins on peut légitimement s'interroger sur la pertinence et l'efficacité de cette équation au vu du peu de variables qui la compose. La première étape consiste à extraire la porosité NMR, cela se fait par lecture graphique ce qui fera inéluctablement varier la porosité en fonction du lecteur.



**Figure 26. Détermination de la porosité à partir du RMN**

La seconde étape consiste à calculer les perméabilités à l'aide des différents modèles. Pour le modèle de Revil et Cathles (Eq. 8) qui s'exprime à l'aide du facteur de connectivité entre les pores  $m$  que l'on fait varier comme précédemment en prenant trois valeurs plausibles 1,50-1,75 et 2,00.

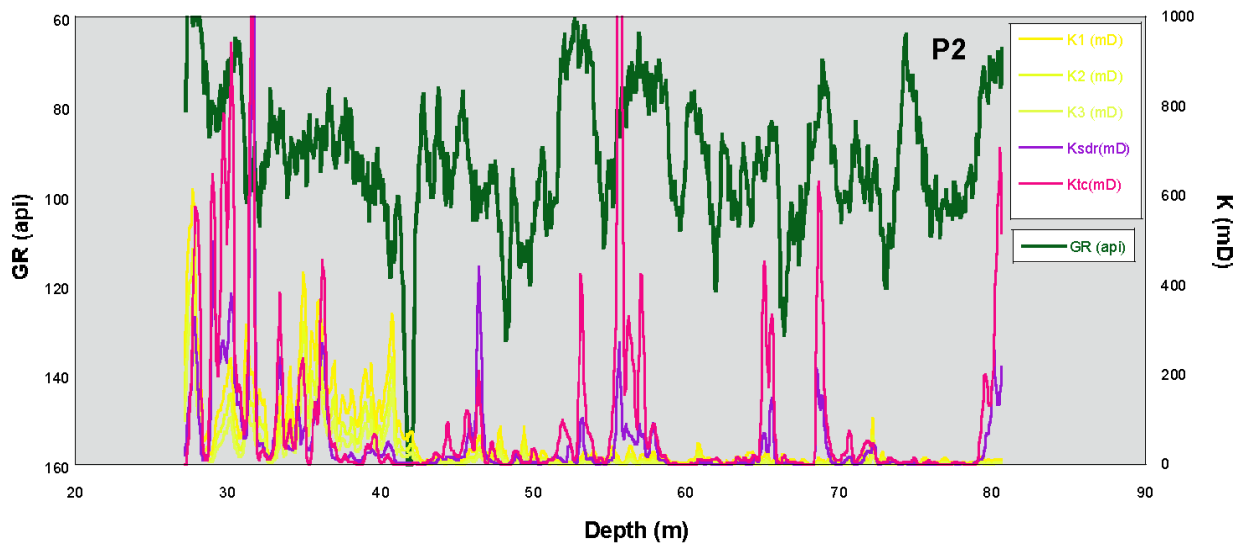


Figure 27. Calcul des perméabilités k sur P2 avec le modèle de Révil et Cathles (en Jaune) ou l'on fait varier le facteur m (1,5 ; 1,75 ;2) Ksdr (en violet) et Ktc (en rose) correspondent respectivement à la méthode de calcul Schlumberger et Timur-Coates. Le profil de radioactivité naturelle gamma est utilisé ici comme référence lithologique afin de mettre en évidence les passées argileuses principales ainsi que les zones moins argileuses

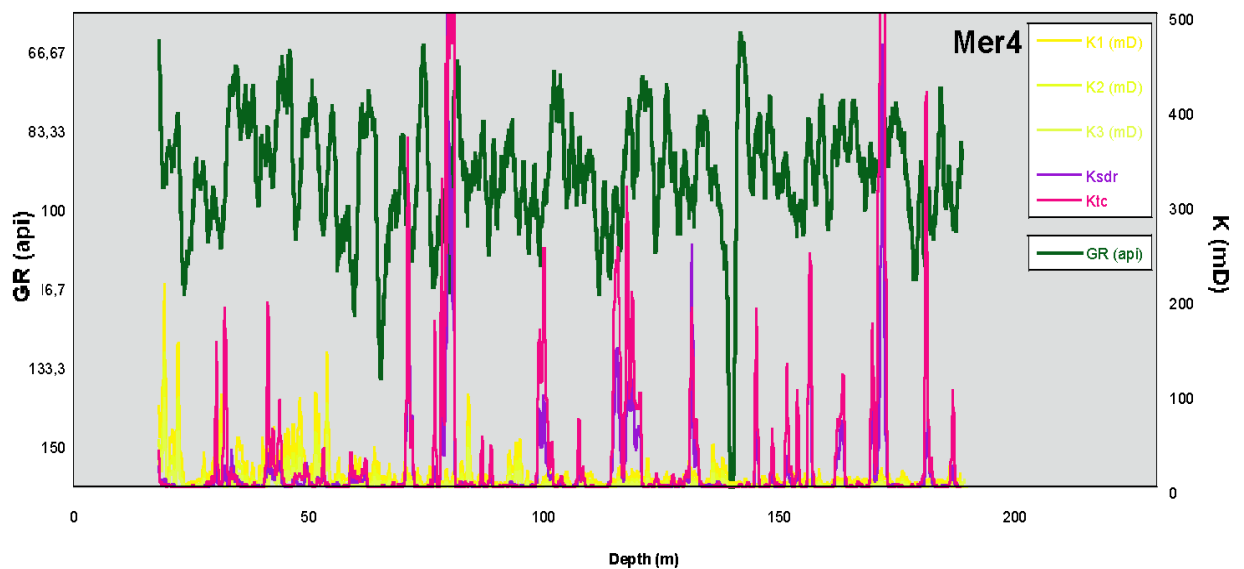


Figure 28. Calcul des perméabilités k sur Mer4 avec le modèle de Révil et Cathles (en Jaune) ou l'on fait varier le facteur m (1,5 ; 1,75 ;2) Ksdr (en violet) et Ktc (en rose) correspondent respectivement à la méthode de calcul Schlumberger et Timur-Coates. Le profil de radioactivité naturelle gamma est utilisé ici comme référence lithologique afin de mettre en évidence les passées argileuses principales ainsi que les zones moins argileuses

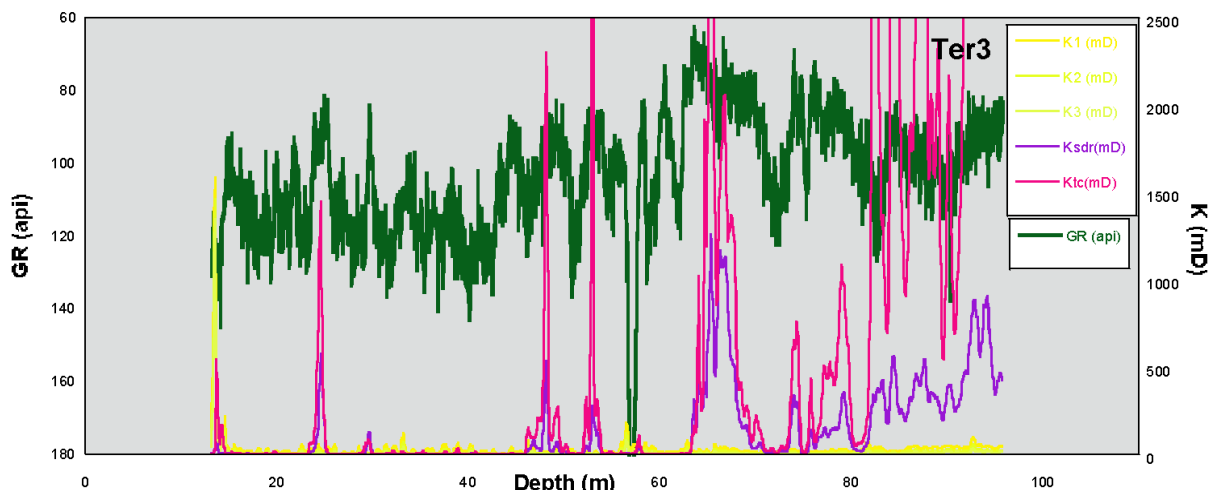


Figure 29. Calcul des perméabilités k sur Ter3 avec le modèle de Révil et Cathles (en Jaune) ou l'on fait varier le facteur m (1,5 ; 1,75 ; 2) Ksdr (en violet) et Ktc (en rose) correspondent respectivement à la méthode de calcul Schlumberger et Timur-Coates. Le profil de radioactivité naturelle gamma est utilisé ici comme référence lithologique afin de mettre en évidence les passées argileuses principales ainsi que les zones moins argileuses.

Les résultats obtenus sur l'ensemble des graphes semblent cohérents. On observe des pics de perméabilité aux niveaux où le Gamma Ray est faible, correspondant à des niveaux plus grossiers donc de plus forte perméabilité. Pour P2 les trois modèles se retrouvent dans les mêmes ordres de grandeur jusqu'à entre 40 et 50 m (Figure 27), au-delà le modèle de Révil et Cathles (Eq. 8) ne donne pas de résultat satisfaisant. Au-delà de 40 m les modèles Schlumberger (Eq. 7) et Timur-Coates (Eq. 6) indiquent des pics de perméabilité dans les zones avec un faible GR, le modèle Timur-Coates (Eq. 7) donne cependant des valeurs de perméabilité plus importantes que celui Schlumberger.

Mer4 et Ter3 donnent des résultats similaires à P2 pour ce qui est de la réaction du signal face à des niveaux à faible GR (Figure 28 et 29). Le Modèle de Révil et Cathles (Eq. 8) suit les deux autres modèles sur les 40 à 50 premiers mètres pour Mer4 alors qu'il semble moins pertinent pour Ter3. Les Modèles Timur-Coates (6) et Schlumberger (7) montrent une augmentation globale de la perméabilité (k) au-delà de 70 m pour Ter3.

### C/ Conductivité hydraulique à l'échelle métrique à partir des mesures RMN

La conductivité hydraulique (Eq. 9) est une grandeur qui dépend à la fois des propriétés du milieu poreux ou de l'écoulement à lieu (granulométrie, forme des grains, cimentation...), des propriétés du fluide qui s'écoule (viscosité, densité) et du degré de saturation du milieu poreux. La conductivité hydraulique, qui a la dimension d'une vitesse [L T<sup>-1</sup>], est généralement exprimée en mètres par seconde (m/s). La loi de Darcy exprime le débit filtrant au travers d'un milieu poreux en fonction de la conductivité hydraulique et du gradient de pression. La conductivité hydraulique s'exprime en fonction des propriétés intrinsèques du milieu poreux et de celles du fluide :

$$K = \frac{k \rho g}{\mu} \quad (9)$$

Avec k pour la perméabilité intrinsèque du milieu poreux (m<sup>2</sup>), ρ pour la masse volumique du fluide (kg/m<sup>3</sup>), g pour l'accélération de la pesanteur (m/s<sup>2</sup>), μ pour la viscosité dynamique du fluide (Pa s = kg m<sup>-1</sup> s<sup>-1</sup>).

Pour μ la viscosité de l'eau, on prendra une valeur moyenne de 1,04\*10<sup>-3</sup> sachant que pour l'eau de mer cette valeur est de 1,07\*10<sup>-3</sup>. Pour ρ on prendra une valeur moyenne de 1016 kg/m<sup>3</sup> sachant que l'eau de mer est à 1032 kg/m<sup>3</sup>.

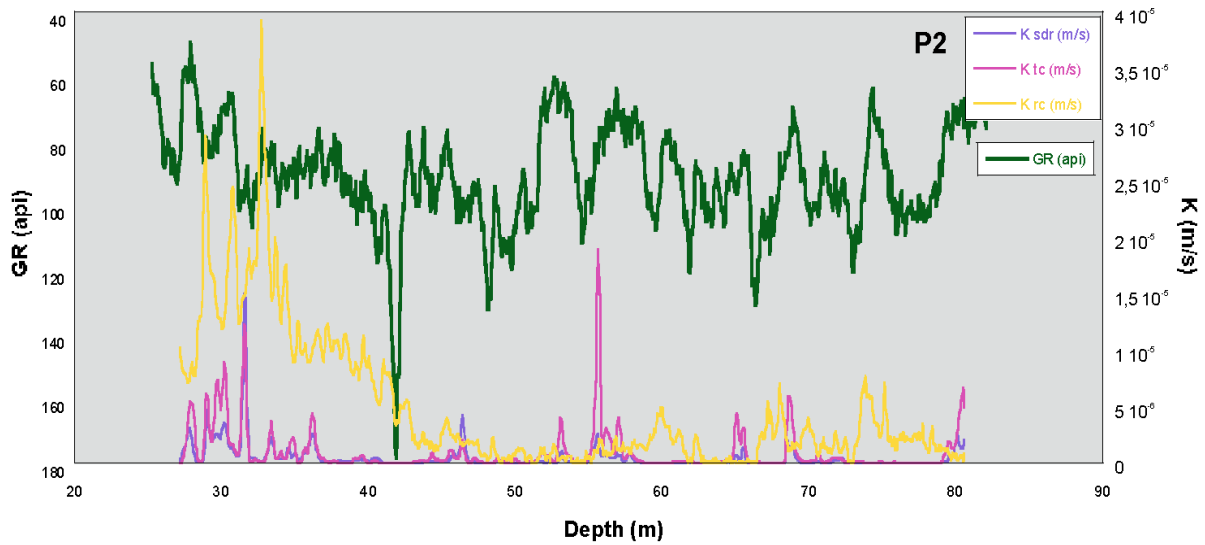


Figure 30. Calcul des conductivités Hydraulique K à partir des perméabilités (k) issue des différents modèles, en jaune Revil et Cathles, (en violet) Schlumberger et (en rose) Timur Coates. Le profil de radioactivité naturelle gamma est utilisé ici comme référence lithologique afin de mettre en évidence les passées argileuses principales ainsi que les zones moins argileuses.

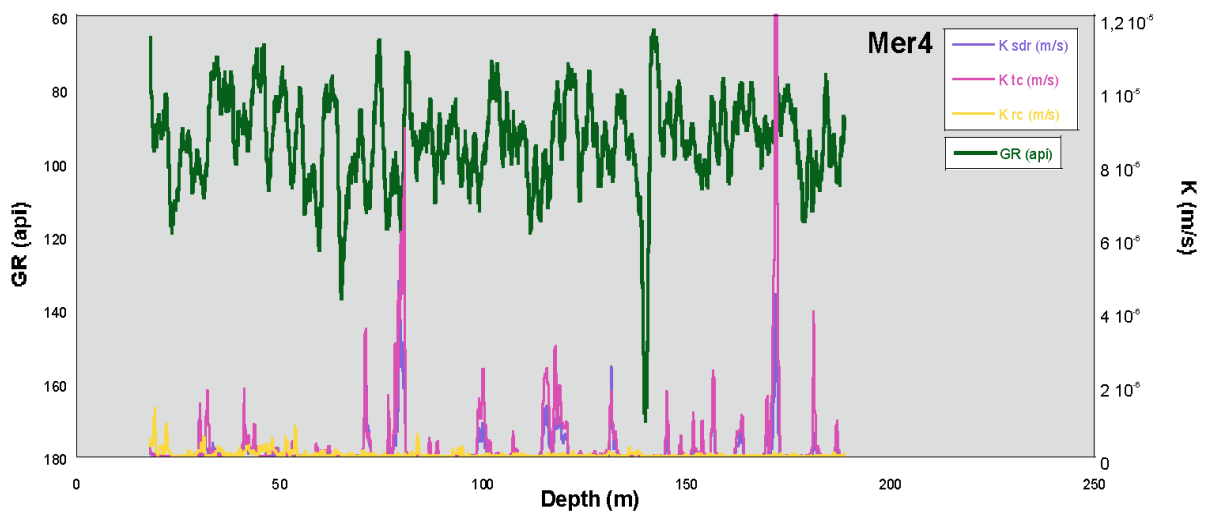


Figure 31 Calcul des conductivités Hydraulique K à partir des perméabilités (k) issue des différents modèles, en jaune Revil et Cathles, (en violet) Schlumberger et (en rose) Timur Coates. Le profil de radioactivité naturelle gamma est utilisé ici comme référence lithologique afin de mettre en évidence les passées argileuses principales ainsi que les zones moins argileuses.

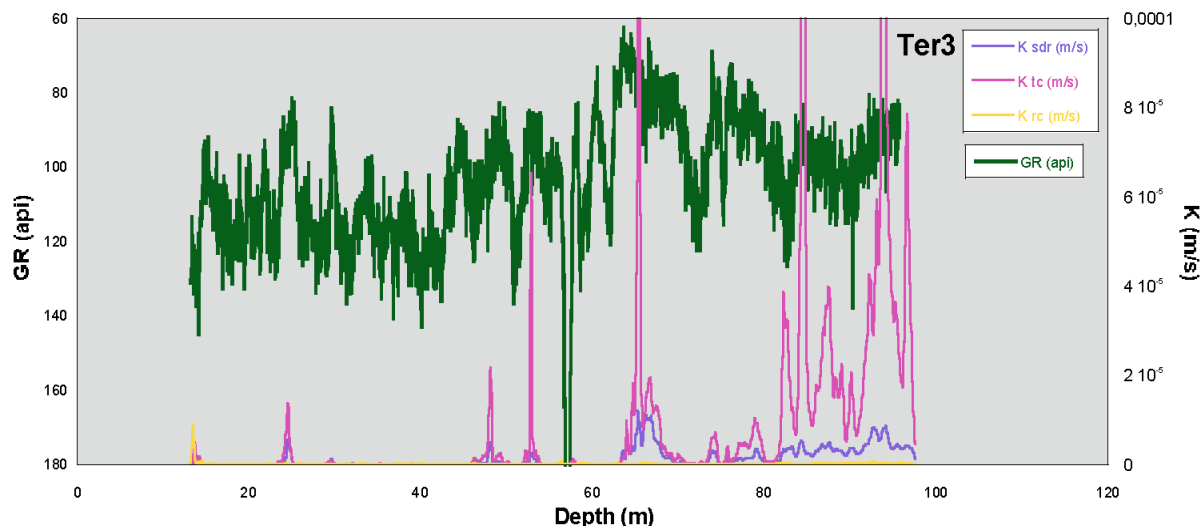


Figure 32 Calcul des conductivités Hydraulique K à partir des perméabilités (k) issue des différents modèles, en jaune Revil et Cathles, (en violet) Schlumberger et (en rose) Timur Coates. Le profil de radioactivité naturelle gamma est utilisé ici comme référence lithologique afin de mettre en évidence les passées argileuses principales ainsi que les zones moins argileuses.

Les différents modèles de conductivité hydraulique étant reliés à la perméabilité par le calcul, il est logique que l'on retrouve des similitudes entre les deux modèles (Figure 29, 30 et 31). Les pics de K visible sur l'ensemble des graphs correspondent à des niveaux plus sableux, les valeurs de K pour les niveaux sableux varie entre  $10^{-5}$  et  $10^{-4}$  ce qui est caractéristique de milieu perméable. Pour P2 K issue de Revil et Cathles (Eq. 8) montre des valeurs plus importantes que K sdr et K tc qui sont encore une fois très similaires. On peut s'interroger sur la différence de K rc sur P2 par rapport à Ter3 et Mer4, cela peut potentiellement s'expliquer par le caractère plus homogène des dépôts dans le P2 et qui possède moins d'alternance que Mer4 et Ter3.

## 5/ Discussion et perspective

### A/ Comparaison des 3 sites expérimentaux

Les courbes de conductivité électrique  $C_w$  calculées et celles de perméabilité k donnent un ordre d'idée quant à l'évolution verticale de la conductivité mais aussi horizontale car une augmentation ou une diminution de  $C_w$  associée à une augmentation de k indique les niveaux où circule une eau plus salée ou plus douce. Il est donc pertinent de comparer ces données pour chaque puits étudié.

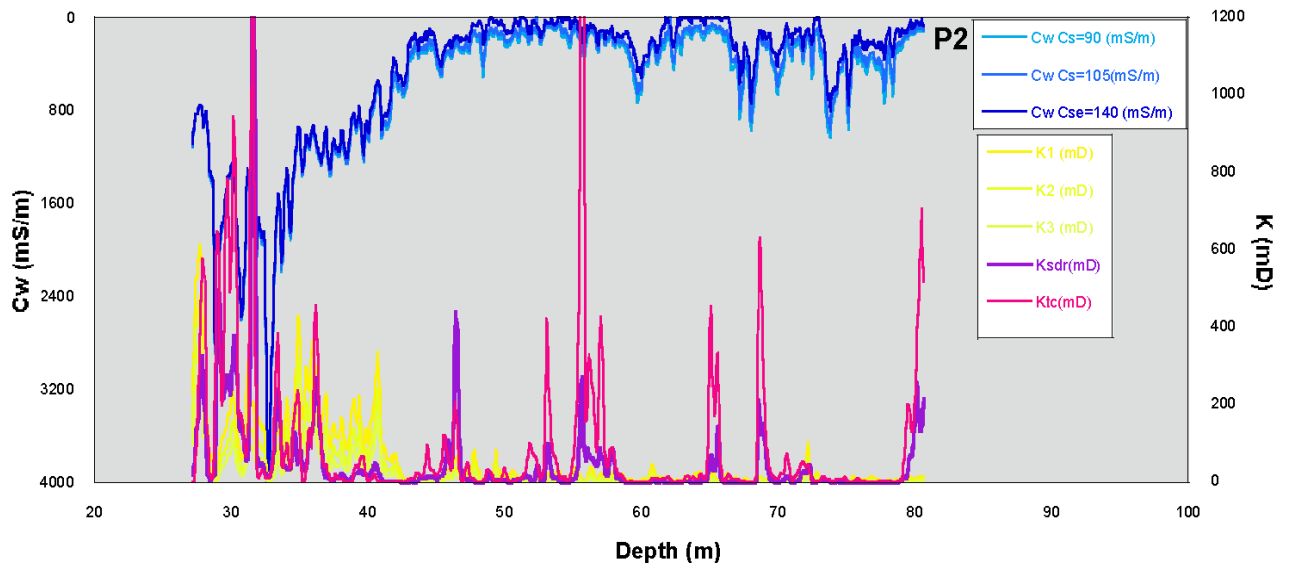


Figure 33. Calcul de Cw pour P2 pour une valeur de m fixe de 1,75 et trois valeurs de Cse différentes (30, 105 et 140) comparé au calcul de Perméabilité (k) calculé par les différentes méthodes calcul des perméabilités k sur Ter3 avec le modèle de Révil et Cathles (en Jaune) ou l'on fait varier le facteur m (1,5 ; 1,75 ; 2) Ksdr (en violet) et Ktc (en rose) correspondent respectivement à la méthode de calcul Schlumberger et Timur-Coates

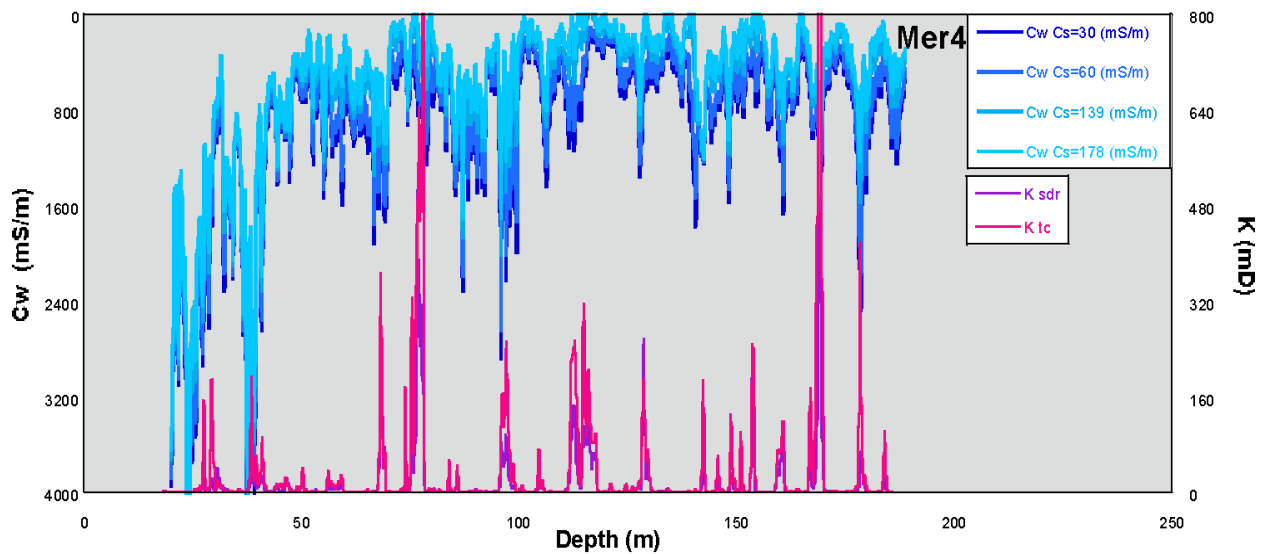


Figure 34. Calcul de Cw pour P2 pour une valeur de m fixe de 1,75 et trois valeurs de Cse différentes (30, 60, 139 et 178) comparé au calcul de Perméabilité (k) calculé par les différentes méthodes de calcul des perméabilités k sur Ter3 avec les modèles Schlumberger (Ksdr) (en violet) et Timur-Coates (Ktc) (en rose)

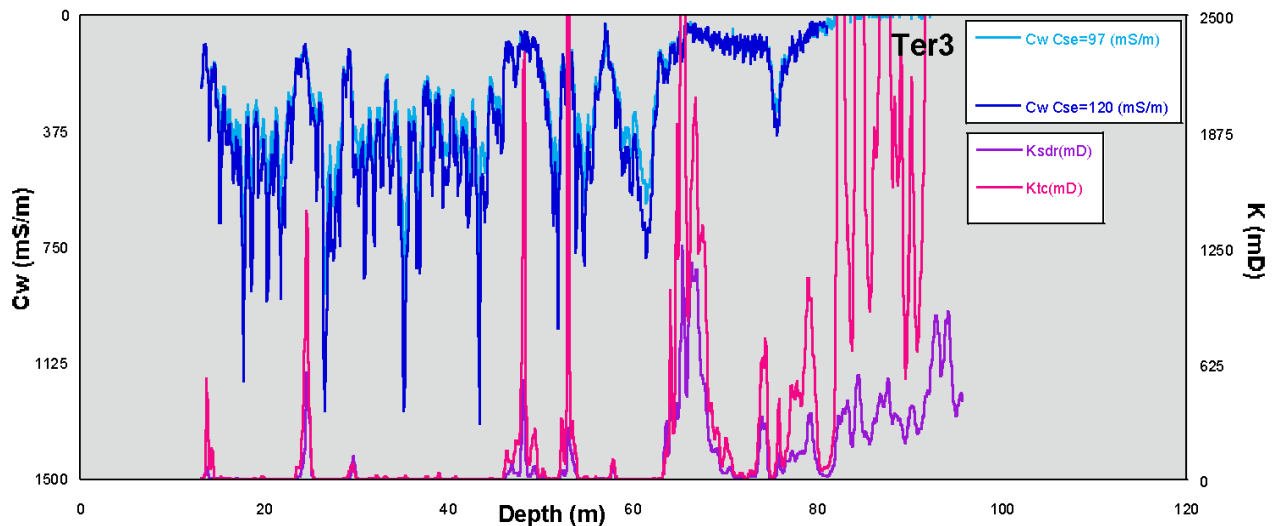


Figure 35. Calcul de  $C_w$  pour Ter3 pour une valeur de  $m$  fixe de 1,75 et trois valeurs de  $C_{se}$  différentes (97 et 120) comparé au calcul de Perméabilité ( $k$ ) calculé par les différentes méthodes de calcul des perméabilités  $k$  sur Ter3 avec les modèles Schlumberger ( $K_{sdr}$ ) (en violet) et Timur-Coates  $K_{tc}$  (en rose)

Pour P2 on obtient de fortes valeurs de  $C_w$  associés à des  $k$  important de 25 à 35 m. En-dessous, deux pics de  $k$  sont associés à de faibles valeurs de  $C_w$  à 70 m ainsi qu'à 80 m (Figure 33). Les fortes valeurs de  $C_w$  qui ne sont pas associés avec des pics de  $k$  peuvent être dus à une minéralisation naturelle de l'eau par le milieu. L'absence de pics de  $C_w$  en face de pics de perméabilité peut indiquer une circulation d'eau douce. Mer4 associe de nombreux pics de  $C_w$  et  $k$ . Cela semble traduire une avancée du biseau salé sur l'ensemble de la colonne (Figure 34). Ter 3 associe de faibles niveaux de  $C_w$  à des hauts niveaux de  $k$  ce qui semble traduire des circulations d'eau douce dans l'aquifère, comme prévu dans cette zone de recharge située loin du littoral (Figure 35).

Sur les différents sites, on constate que les valeurs de perméabilité élevées sont associées à des GR faible ainsi qu'à des extremums de  $C_w$ , ce qui souligne la dynamique des fluides dans le milieu et permet de déterminer une dominance dans le milieu (eau de mer/eau douce). Le site P2 semble dominé par les circulations d'eau douce sur sa partie inférieure avec néanmoins des intrusions salines de faible importance et d'eau de mer sur sa partie supérieure, Mer4 est dominé par des intrusions salines et Ter3 par des intrusions d'eau douce.

La position des trois sites peut expliquer ces observation, Mer4 qui est le puits le plus proche de la mer n'est que soumis aux intrusions salées, P2 un peu plus éloigné subis les deux phénomènes qui semble s'équilibrer et Ter3 qui est dans les terres ne subit que l'influence de l'eau douce.

## **B/Variation temporelle : exemple du Barcarès P2**

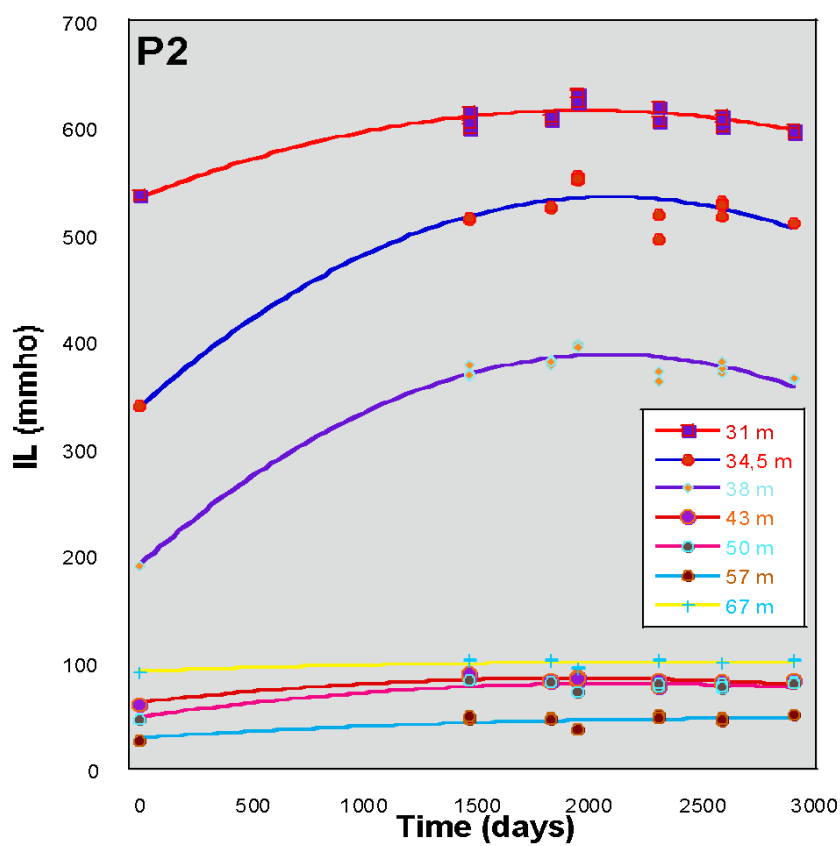


Figure 36. Évolutions temporelles de la conductivité du milieu à différents niveaux depuis 2014

Le suivi sur plusieurs années de P2 entre 2014 et 2021 (Figure 36) montre une évolution importante des parties supérieures (au-dessus des 40 m) qui après une augmentation de la conductivité pendant environ 6 ans, contrairement aux parties inférieures (sous les 40 m) qui ne semble pas évoluer. Cette variation des parties supérieures peut avoir plusieurs raisons comme une augmentation des précipitations sur une période ou un pompage moindre dans les aquifères. On peut s'interroger sur ces résultats et se demander si cette évolution de l'aquifère est naturelle ou si elle comporte des facteurs anthropiques. Un suivi sur une plus longue période avec des données de pluviométrie ainsi que de fréquentations du littoral pourrait donner des éléments de réponse sur cette évolution.

On constate également que la partie supérieure correspond à la zone de plus forte perméabilité sur P2 ce qui explique cette évolution « relativement » rapide des conductivités au cours du temps. La partie inférieure qui n'évolue pas ou très peu possède des niveaux perméables, on peut donc supposer que ces niveaux ont un apport en eau en provenance des terres avec une pression hydraulique supérieure ou égale à celle de la mer.

Le suivi des aquifères sur le long terme permet une d'émettre des prévisions pour la suite et planifier des plans d'action de gestion de l'eau sur le long terme c'est d'autant plus important pour le secteur du Roussillon qui est sujet à la sécheresse et subit une forte affluence touristique sur son littoral tous les étés.

## **C/Variations latérales le long du littoral P1 SN4**

Comparaison des valeurs de conductivité électrique entre P2 et SN4 (Figure 37). Situé sur le cordon littoral entre Barcarès et Port Leucate, le puits SN4 est situé dans une zone similaire au P2. Les conductivités mesurées



dans les deux puits sont similaires au-delà de 40 m. La différence majeure se situe entre 30 et 40 m où les valeurs de conductivité diffèrent. La différence de valeur de GR est due aux outils utilisés qui étaient différents pour la prise de mesures.

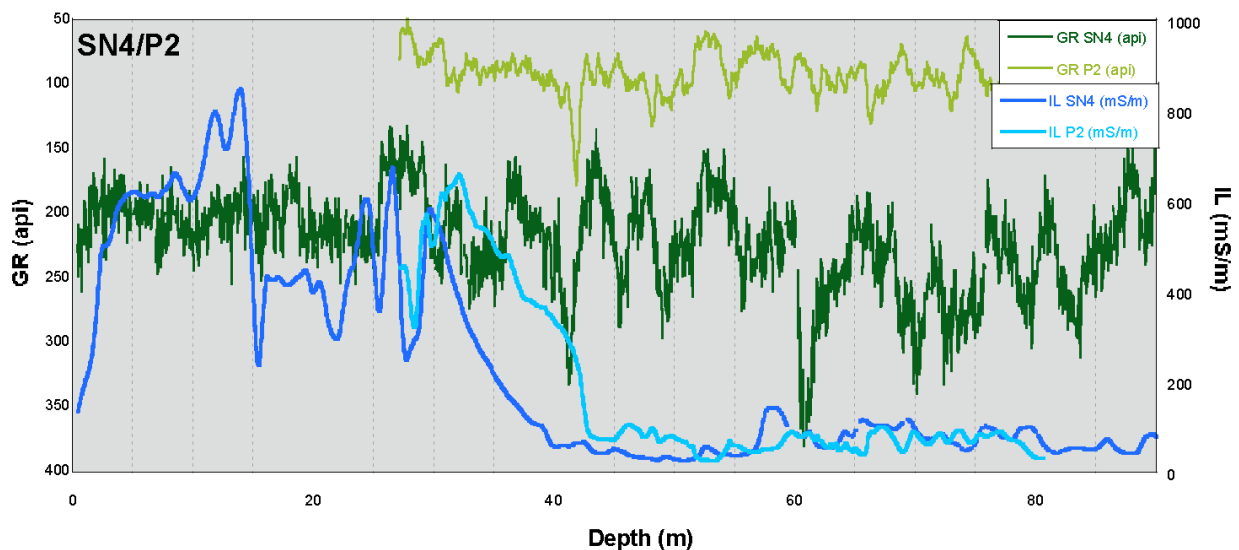


Figure 37. Comparaison des conductivités de milieu entre les 2 puits SN4 et P2 qui sont relativement (moins de 1000m) afin de mettre en évidence l'évolution latérale des conductivités pour des lithologies proches. Les mesures de gamma naturel diffèrent car les outils d'acquisition ont été différents.

La différence de conductivité entre 30 et 40 m n'est pas encore bien comprise et il existe plusieurs hypothèses. La première hypothèse est qu'il pourrait s'agir d'une contamination des niveaux supérieurs par les niveaux inférieurs dans le SN4, due à un forage pas totalement imperméable, il s'agirait donc dans ce cas d'un problème localisé relatif à l'ouvrage. La deuxième hypothèse est que la contamination des niveaux supérieurs par ceux inférieurs pourrait être due à des incisions du niveau argileux à 40 m par des chenaux fluviaux, dans ce cas-ci le problème serait naturel, pouvant avoir un impact régional puisque potentiellement récurrent. Cela nécessiterait un approfondissement des connaissances à ce sujet pour déterminer son origine.

## Conclusions

Les nombreuses données d'induction et de NMR ont permis d'affiner les modèles existant autour de ces projets, la construction des différents modèles de conductivité de fluides et de perméabilité a permis de préciser le rôle dans l'hydrodynamique des différents niveaux. Ces modèles restent néanmoins de premier ordre et nécessitent d'être affinés afin d'obtenir plus de précision.

Les variations de conductivité électrique au sein des réservoirs peuvent être liées à des intrusions de fluides de nature et d'origine différentes. Ces intrusions provoquent des échanges cationiques avec l'eau qu'elles rencontrent. L'échange d'ions est un processus d'équilibre qui se traduit par un remplacement stœchiométrique entre les ions fixés sur la surface de l'échangeur et de ceux de la solution mise à son contact. L'utilisation des différents modèles permet une prédiction des  $C_w$  qui seront mesurés par le biais de mesures physiques. Les valeurs élevées au sein de l'aquifère superficiel peuvent être dues à des intrusions salines (De la mer) qui, du fait de leur proximité avec la mer, s'infiltraient dans cet aquifère libre (Duvail, 2008).

Les variations de perméabilité dépendent des variations lithologiques mais aussi de la compaction et de la fracturation, l'atout des mesures RMN est que la mesure prend en compte les pores isolés. Cela permet de déterminer une porosité de façon relativement précise, l'utilisation de ces données a permis dans notre cas de déterminer la pertinence des différents modèles. Timur Coates (Eq. 6) et Schlumberger (Eq. 7)

donnent des résultats très similaires sur l'ensemble de la colonne. En revanche celui de Revil et Cathles (Eq. 8) donne des résultats pertinents que sur les 40 à 50 premiers mètres. Ce modèle conçu initialement pour des modèles de perméabilité des fonds marins non consolidé et qui a été adapté à notre zone présente des avantages tel que sa simplicité d'utilisation car il considère que peu de variables et reste précis en sub-surface. Il peut donc sembler pertinent d'améliorer ce modèle.

Pour conclure, du fait de la complexité géologique et hydrologique de la plaine du Roussillon, l'organisation de la dynamique des fluides au sein des aquifères du Pliocène est extrêmement complexe à déterminer. En effet, il serait judicieux d'établir des modèles 3D en association avec les modèles géophysique établie afin d'avoir une couverture maximum de la zone d'étude.

L'enregistrement sédimentaire de la plaine du Roussillon est en lien étroit avec la mise en place et l'évolution géodynamique de la marge passive du golfe du Lion. La sédimentation post-rift de la marge est conditionnée par la subsidence thermique et les variations climatiques et eustatiques. La géométrie des prismes plio-quadernaires matérialise ainsi ces variations climato-eustatiques et d'apports sédimentaires. Le contexte géologique dans lequel se développent les aquifères côtiers de la plaine du Roussillon est donc considéré comme complexe et très hétérogène à l'échelle de toute la marge. D'un point de vue hydrologique, ces aquifères sont regroupés au sein de nappes qui possèdent chacune des caractéristiques hydrodynamiques communes.

La description lithologique a permis de définir la nature et l'organisation des dépôts qui traversent les forages à Barcarès. Cette étude, associée aux données de conductivité électrique de fluide a permis l'identification de réservoir potentiel. L'apport des mesures RMN ont été la porosité dont découle la perméabilité et la conductivité hydraulique ce qui permet d'affiner la connaissance en déterminant quels sont les niveaux plus perméables on identifie les niveaux les plus productifs donc exploitable. Ces éléments sont très importants à définir puisqu'ils donnent les propriétés hydrodynamiques d'un réservoir.

La localisation des intrusions salées s'est faite à l'aide des données de conductivité électrique de fluide, de géologie et des valeurs de perméabilité. Cependant ces intrusions sont difficilement imputables à la progression du biseau salé dans les terres. En effet, la position de ce biseau salé n'est pas directement influencée par les prélèvements en raison d'écoulements contrôlés par des phénomènes de diffusion au sein de formations géologiques très peu perméables (Aunay, 2007). L'origine de ces intrusions peut être due à un forage défectueux mettant en relation l'aquifère du Quaternaire (proche de la côte, en lien avec la mer) avec l'aquifère du Pliocène Continental.

De plus ces réservoirs peuvent être affectés par un pompage excessif et/ou une recharge pas assez conséquente. Espace parmi les plus convoités, le littoral est aussi parmi les plus fragiles. Le tourisme, l'agriculture, l'urbanisation sont autant de problèmes rajoutés aux aléas naturels que connaît cet espace. L'impact des activités anthropiques étant grandissant, une meilleure connaissance de la variabilité géologique dans laquelle évoluent les aquifères côtiers semble de plus en plus indispensable.

## **Bibliographie**

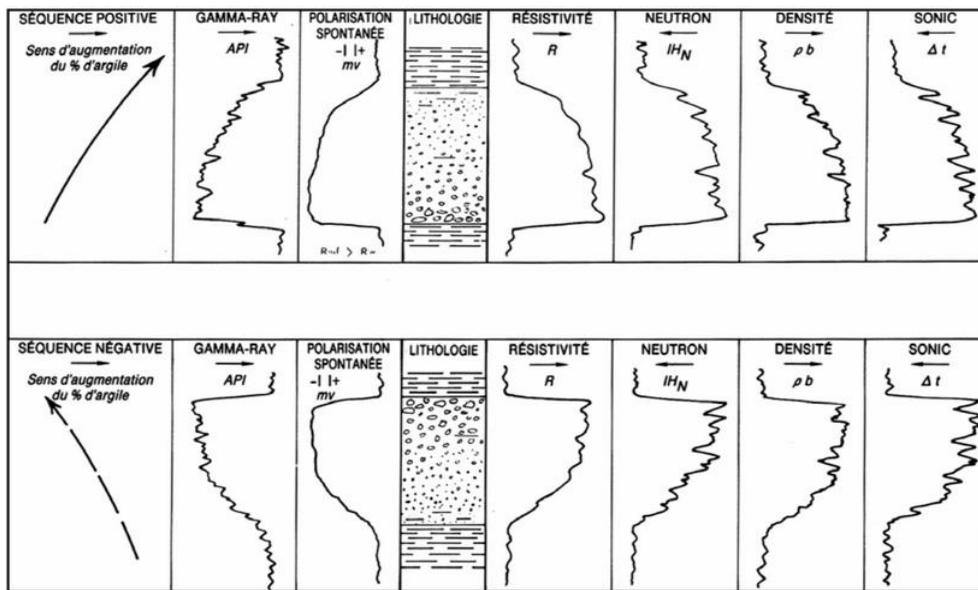
Aunay Bertrand (2007) : Apport de la stratigraphie séquentielle à la gestion et à la modélisation des ressources en eau des aquifères côtiers [en ligne], Thèse de doctorat, Université de Montpellier 2, 370 p,

Benedicto A. (1996), Modèles tectono sédimentaires de bassin en extension et style structural de la marge passive du golfe du Lion (partie nord), sud-est France. Thèse de doctorat, Université de Montpellier 2, 242 p.

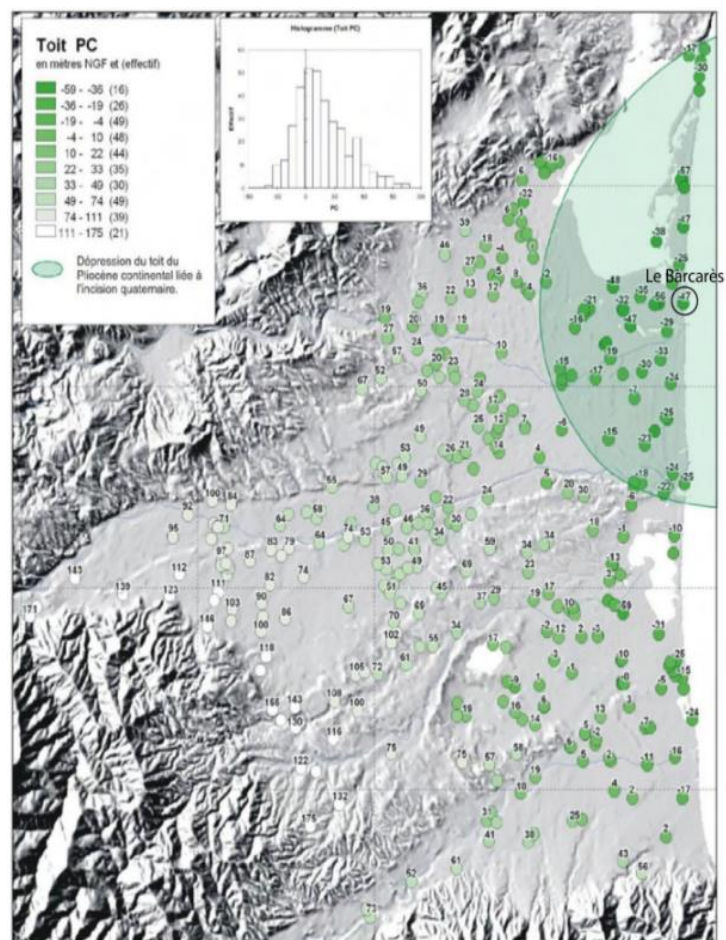
- Benson R.H, Rakic el bied K. et Bonaduce G. (1991), An important current reversal in the Rifian corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary : the end of the Tethys Ocean. *Paleoceanography*, 6 (1), pp 1664-192.
- Brace, W. F.; Orange, A. S.; Madden, T. R. (1965). *The effect of pressure on the electrical resistivity of water-saturated crystalline rocks*. *Journal of Geophysical Research*, 70(22), 5669–5678. doi:10.1029/jz070i022p05669
- Carman, P. C., *Farad. Soc. Discussions*, "Interaction of Water and Porous Materials", 72 (1948).
- Chabart M. (1996), La recharge de l'aquifère multi-couche du Roussillon et les conséquences d'un éventuel changement climatique sur la gestion de la ressource en eau (Pyrénées Orientales). Documents du BRGM n°257, Orleans.299 p.
- Clauzon G. (1982), Le canyon Messinien du Rhône ; une preuve décisive du « desiccated deep basin model » (Hsu, Cita and Ryan, 1973). *Bull.Soc.Seol.France.*,4(3),pp 597-610.
- Clauzon G., Aguilar J.P, Michaux J. (1987), Le bassin Pliocène du Roussillon : exemple de l'évolution géodynamique d'une ria Pliocène consécutive à la crise de salinité Messinienne.C.R Arcard SC Paris.
- Clauzon G. (1990), Restitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du Roussillon et de l'unité adjacente des Corbières d'après les données écostratigraphiques et paléogéographiques.Paléobiologie continentale, 17, pp 125-155.
- Courtois N., Le Strat P., Marcha1 J.P. (2001) - Synthèse hydrogéologique de la vallée de la Têt (Pyrénées Orientales). BRGM/RP-5 132 1-FR
- Cravatte J., Dufaure P., Prim M. et Rouaix S. (1974), Les sondages du golfe du Lion : stratigraphie et sédimentologie. Notes et Mém. C.FP, 2, pp 209-274.
- Cojan I. et Renard M. (2013), *Sédimentologie*, Paris : édition Dunod, n°3, 480 p.
- Custodio E. (1997), *Seawater intrusion in coastal aquifers-Guideline for study, monitoring and control*. FAO Water Reports,FAO. 152 p.
- Dlubac, K., R. Knight, Y.-Q. Song, N. Bachman, B. Grau, J. Cannia, and J. Williams (2013), Use of NMR logging to obtain estimates of hydraulic conductivity in the High plain aquifer, Nebraska USA, *Water Resour.Res.*,49,1871-1886, doi :10.1002/wr.
- Duvail C., Le Strat P. et Bourguin B. (2001), Atlas géologique des formations plio-quadernaires de la plaine du Roussillon (Pyrénées Orientales). BRGM, Montpellier, 44 p.
- Duvail C., Gorini C., Lofi J., Le strat P., Clauzon G., Tadeu Dos Reis A. (2005), Correlation between onshore and offshore Pliocene-Quaternary systems tracts below the Roussillon Basin (eastern Pyrenees, France), *Marine and Petroleum Geology* [en ligne], 22 (6-7) pp 747-756
- Duvail Cédric (2008) : Expression des facteurs régionaux et locaux dans l'enregistrement sédimentaire d'une marge passive. Exemple de la marge du Golfe du Lion, étudiée selon un continuum terre-mer.
- Genesseeux M. et Lefebvre D. (1980), Le golfe du Lion et le paléo-rhône messinien.*Geologie Méditerranéenne*, 7(1), pp 71-80.
- Girard Jean-François. Contribution à l'Hydro-Géophysique: Développements et Applications de la Résonance Magnétique Protonique et des Méthodes Electromagnétiques. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Strasbourg, 2010.
- Gorini C., Lofi J., Duvail C., Tadeu Dos Reis A., Guennoc P., Le strat P., Mauffret A. (2005), The late Messinian salinity crisis and Late Miocene tectonism : Interaction and consequences on the physiography and post-rift evolution of the Gulf of Lions margin, *Marine and Petroleum Geology* [en ligne], 22 (6–7), pp 695-712,
- Gueguen Y., Palciauskas V. (1992), *Introduction à la physique des roches*, Paris : édition Hermann, 299 p.
- Guennoc P., Gorini C., Mauffret A. (2000), Histoire géologique du golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne, *Geologie de la France* [en ligne], 3, pp 67-97, <http://geolfrance.brgm.fr/revues%5Carticles%5CGF3-3-2000.pdf> (consulté le 12/03/2014).

- Hsu K.J, Ryan W.B.F et Cita M.B (1973), Late Miocene Desiccation of the Mediterranean. *Nature*, 242, 5395.
- Jackson, N. (1978), *Civil Engineering Materials*, 3rd Edition, Mack Press Ltd, London.
- Jackson P.D., Taylor Smith. D., Stanford. P.N (1977), Resistivity-porosity-particle shape relationships for marine sands.
- Knight & al (2012), Field experiment provides ground truth for surface nuclear magnetic resonance measurement, *Geophysical Research Letters*, Vol. 39, L03304, doi :10.1029/2011GL050167
- Lofi J., Berne S., Clauzon G., Gorini C., Ryan W.B.F, Steckler M, Tadeu Dos Reis A. (2003), Erosional processes and paleo-environmental changes in the western gulf of lion (SW France) during the Messinian salinity crisis (5.96-5.32 My.), *Marine Geology [en ligne]*, 217(1-2), pp 1-30.
- Lofi, J., Inwood, J., Proust, J.-N., Monteverde, D. H., Loggia, D., Basile, C., ... Pezard, P. A. (2013). Fresh-water and salt-water distribution in passive margin sediments: Insights from Integrated Ocean Drilling Program Expedition 313 on the New Jersey Margin. *Geosphere*, 9(4), 1009–1024. doi :10.1130/ges00855.1
- Lofi J., Pezard P., Bouchette F., Raynal O., Sabatier P., Denchik N., Dezileau L., Certain R. (2013), Integrated onshore-offshore géophysical investigation of a layered coastal aquifer, NW Mediterranean. *Ground Water* ?????
- Mauffret A., Durand de Groussouvre B., Dos reis A.T, Gorini C. et Nercessian A. (2001), Structural geometry in the eastern Pyrenees and western gulf of Lion (western mediterranean). *Journal of Stuctural Geology*, 23, pp 1701-1726.
- Paul Ambert, Jean-Pierre Aguilar & Jacques Michaux (1998) Évolution géodynamique messino-pliocène en Languedoc central : le paléo-réseau hydrographique de l'Orb et de l'Hérault (Sud de la France), *Geodinamica Acta*, 11:2-3, 139-146, DOI:10.1080/09853111.1998.11105315
- Revil A., Glover P.W.J. (1998), Nature of surface electrical conductivity in natural sands, sandstones, and clays, *Geophysical research letters*, 25, p 691-694.
- Revil A., Cathles L.M., Losh S., Nunn J.A. (1998), Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications, *Journal of geophysical research*, 13, p 23, 925-23,936.
- Seranne M., Benedicto A., Sanchis E., Labaume P., Seguret M., Riftong Oligocène en Languedoc : un modèle d'extension de couverture. Université de Montpellier.
- Seranne M., L'ouverture du Golfe du Lion et la géodynamique de la Méditerranée Occidentale. Université de Montpellier.
- Tesson. M, Labaune C., Gensous B., Suc J.P, Melinte M., Parize O., Imbert P., Delhaye-Prat V. (2001), Quaternary « compound » incised valley in a microtidal environment. Université de Perpignan.
- Timur, 1972. Nuclear magnetic resonance study of carbonate rocks. *The Log Analyst* 13(5) pp 3- 11.
- Waxman, M.H. and Smits, L.J.M. (1968) Electrical Conductivities in Oil-Bearing Shaly Sands. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 8, 107-122. <http://dx.doi.org/10.2118/1863-A>

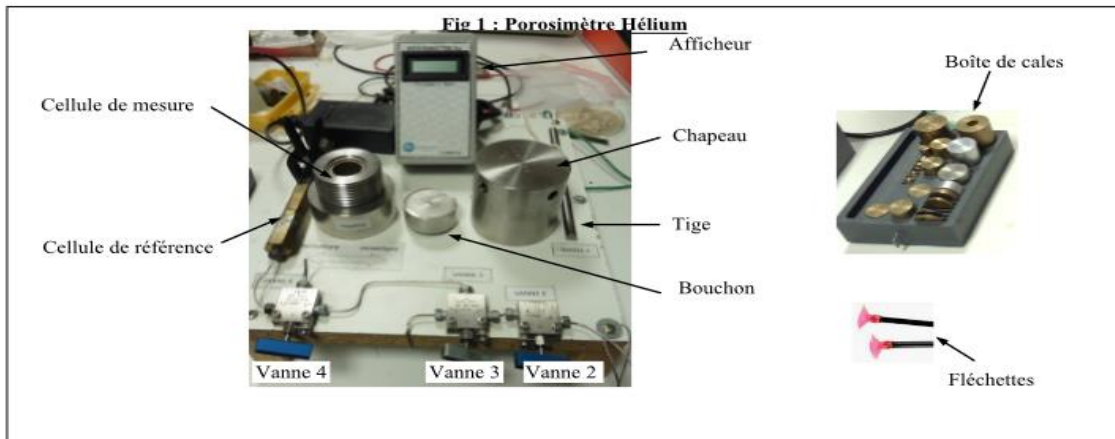
## Annexes



Annexe 1. Images diagraphiques théoriques des séquences sédimentaires positives et négatives



Annexe 2. Profondeur du toit du Pliocène Continental dans la plaine du Roussillon. La profondeur du Pliocène Continental est estimée à 47 m à Barcarès (Aunay, 2007)



[Annexe 3. Appareil de mesure par porosité Hélium](#)