

THÈSE DE L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER - GRENOBLE 1

n° attribué par la bibliothèque

/ _ / _ / _ / _ / _ / _ / _ / _ / _ /

Utilisation d'une approche couplée hydrogéophysique pour
l'étude des aquifères

Applications aux contextes de socle et côtier sableux

Johan Hoareau

Action Contre la Faim (ACF)

Laboratoire d'études des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE)

Equipe « HydroGéoPhysique » (HGP)

Ecole Doctorale « Terre, Univers, Environnement »

présentée le 16 décembre 2009

devant la commission d'examen :

M.	Roger GUÉRIN	Professeur, UPMC, Paris	(Rapporteur)
M.	Pascal SAILHAC	MC, IPGS-EOST, Strasbourg	(Rapporteur)
M.	Jean-Jacques BRAUN	DR IRD, LMTG, Toulouse	(Examineur)
M.	Guillaume FAVREAU	CR IRD, HSM, Montpellier	(Examineur)
M.	Jean-François GIRARD	Ingénieur, BRGM, Orléans	(Examineur)
M.	Anatoly LEGTCHENKO	DR IRD, LTHE, Grenoble	(Directeur)
M.	Jean-Michel VOUILLAMOZ	CR IRD, LTHE, Grenoble	(co-Directeur)

Résumé

La caractérisation d'un aquifère est classiquement réalisée à partir d'études géologiques, piézométriques, géochimiques et de pompages d'essai. Ces techniques d'étude présentent certaines limites, qui peuvent néanmoins être réduites par l'utilisation de méthodes complémentaires comme certaines méthodes géophysiques.

L'objectif de cette thèse est de quantifier l'amélioration apportée par les informations géophysiques dans la caractérisation hydrogéologique des aquifères. Deux contextes géologiques sont sélectionnés pour les difficultés qu'ils posent à la caractérisation hydrogéologique, l'importance des questions sociétales qui s'y posent et leur pertinence dans le cadre des interventions humanitaires : les aquifères de socle cristallin et les lentilles d'eau douce des cordons sableux côtiers.

Les résultats d'une étude numérique et leur validation sur deux sites expérimentaux en Inde montrent que les informations complémentaires apportées par la technique de panneau électrique et la méthode de sondage par résonance magnétique des protons (RMP) permettent de préciser l'interprétation de pompages d'essai en contexte de socle. L'incertitude sur la transmissivité est réduite en moyenne de 39 % et celle sur le coefficient d'emménagement de 34 %. Cette approche hydrogéophysique permet ainsi de mieux décrire le milieu souterrain, et de proposer des modèles conceptuels plus complets.

En milieu côtier sableux dans le Sud de l'Inde, l'utilisation combinée d'observations piézométriques, de la loi d'Archie et des méthodes de sondage électromagnétiques en domaine temporel (TDEM) et RMP permet de quantifier un volume d'eau douce disponible de 510 litres en moyenne par mètre carré de surface au sol avant la mousson dans la partie inhabitée (contre 420 L/m² dans la partie habitée), et 670 L/m² après la mousson (contre 450 L/m² dans la partie habitée). Ces volumes auraient été surestimés de près de 40 % si une approche basée uniquement sur le TDEM et la loi d'Archie avait été utilisée. Le suivi temporel des mesures géophysiques permet également d'estimer la recharge nette de l'année hydrologique 2008 à 140 mm sur ce cordon (pour 2030 mm de précipitations).

De plus, ce cordon sableux présente un champ géomagnétique hétérogène, qui rend la mesure de signaux de *Free induction decay*, (*FID*, classiquement enregistrés en sondage RMP)

difficile. Une nouvelle procédure de mesure et d'interprétation basée sur des signaux d'écho de spin a donc été testée et validée expérimentalement. La caractérisation du milieu avec ce nouveau protocole permet de préciser la teneur en eau du milieu, sous-estimée de 26 % par le protocole *FID*. Ce résultat ouvre de nouvelles perspectives dans la recherche d'une relation quantifiée entre la teneur en eau RMP et les différentes porosités hydrogéologiques.

Mots clefs : pompage d'essai, limite à flux nul, hydrogéologie, hydrogéophysique, méthodes électriques et électromagnétiques, panneau électrique, imagerie de résistivité électrique, tomographie de résistivité électrique, sondages électromagnétiques en domaine temporel (TDEM), sondage par résonance magnétique des protons (RMP), aquifère de socle, cordon sableux côtier, lentille d'eau douce, loi d'Archie, hétérogénéité de champ géomagnétique, écho de spin, Inde.

Préambule

Cette thèse s'inscrit dans le cadre d'un projet de « recherche opérationnelle » financé conjointement par l'organisation non-gouvernementale humanitaire *Action Contre la Faim*, l'*Institut de Recherche pour le Développement*, la *Croix Rouge Française* et le *Ministère des Affaires Etrangères*.



Les activités de recherche se sont déroulées dans le cadre de différents partenariats, notamment en Inde au sein du *National Institute of Technology of Karnataka* (NITK), de l'*Indian Institute of Sciences* (IISc) à travers la *Cellule Franco-Indienne de Recherche en Sciences de l'Eau* ainsi qu'en France au sein du *Laboratoire d'Etude des transferts en Hydrologie et en Environnement* (LTHE, UMR 5564) de l'Université Joseph Fourier (Grenoble 1) et du l'Unité Mixte de Recherche Sisyphe (UMR 7619) de l'Université Pierre et Marie Curie (Paris VI).



Nous tenons à remercier toutes ces organisations et institutions pour avoir rendu ce travail possible.

Avant de commencer

Waouw...

Quatre années incroyables et mouvementées, parfois belles, parfois moins, énormément de découvertes, d'échanges, d'aide et d'amitié, que ce soit en France, au Sri Lanka, en Inde et partout ailleurs.

Un grand merci à tous ceux qui ont rendu ce travail possible ! Du côté administratif, comme du côté recherche et technique, sur le terrain, au(x) bureau(x) mais aussi dans la vie de tous les jours. Merci à tous pour vos encouragements, votre bonne humeur, votre patience, vos sourires et vos critiques (bien que je préfère les sourires).

Merci à Jean-Michel Vouillamoz qui a initié et encadré ce projet. Merci à Véronique Léonardi, Yves Albouy, Jean-Jacques Braun, Jean-Martial Cohard, Marc Descloîtres, Roger Guérin, Jean-Paul Laurent, Anatoly Legtchenko, Jean-Christophe Maréchal, Lakshman Nandagiri, Jean Riotte pour leur encadrement et leurs conseils durant les différentes étapes du travail. Merci à Jean Lapègue pour le suivi technique chez *Action Contre la Faim*. Merci aux membres du Jury pour tout le travail qu'ils ont réalisé et pour leurs commentaires constructifs.

Un grand merci à tous mes collègues de nationalités variées au sein des différentes équipes de travail ! De Paris en passant par Batticaloa, Trincomalee, Colombo, Bangalore, Mangalore, Grenoble... une pensée pour vous tous ! Merci au groupe de Bangalore, pour les week-ends incroyables, les soirées sur la terrasse, Parata Piazza, l'Empire et les livreurs du New Kadai, les barbecues inimaginables chez « les iraniens » (je garde un souvenir ému d'un barbecue avec 12 kg de viande pour... 12 personnes).

Dans la partie culinaire, n'oublions pas le terrain et ses *golden fried prawns* et autres *rava prawns*, *egg noodles*, *pomfret*, *channa parata*, les fameux *North* et *South indian thali*, les *banana milkshakes* et autres *grape juice*... Par contre, si cela ne vous dérange pas, oublions le *Sula* et le *Golconda*.

Merci Asha pour ton aide précieuse et ton amitié. Merci à Gopal et merci aux différents ouvriers de terrain qui nous ont accompagnés au cours de ces travaux ! Je garde également une pensée particulière pour les habitants des villages de Navalady et de Sasihithlu, pour leur gentillesse et leurs grands sourires.

Véronique, Anatoly, Jean-Michel, Roger, merci pour tout. Chacun de vous a vu sa patience et sa disponibilité mises à rude épreuve, mais vous avez toujours répondu à mes (très nombreuses et parfois répétitives) questions et m'avez poussé à mieux faire. Pour cela, je vous suis vraiment reconnaissant.

Une pensée émue pour les différentes escapades musicales aussi variées soient-elles et de leur rôle particulier au fur et à mesure de l'avancée des travaux. De Iron Maiden à Tina Turner (merci Mathilde !), en passant par Mark Knopfler (merci Papa !), U2 (merci Julien !) et Leonard Cohen, que de grands moments !

Merci Saraly et Maman pour la chasse aux coquilles ! Merci Kostas et Thib pour vos conseils de dernière minute dans un moment de détresse intellectuelle intense ! Merci Olivier pour ta formation éclair à la rhétorique pour la soutenance de thèse.

Adrien, qu'est ce que je peux dire ? Moissonneuse batteuse ? Un énorme merci, et tu sais bien pourquoi !

Et enfin, Mathilde... Regarde, j'ai l'écriture qui sourit !

Johan

Table des matières

Résumé	iii
Préambule	v
Avant de commencer...	vii
Introduction générale	1
I Méthodes utilisées	7
1 Les pompages d'essai	9
1.1 Principe	9
1.2 Méthode d'interprétation	10
1.3 Limitations	18
1.3.1 Ambigüité de l'interprétation	18
1.3.2 Non-applicabilité dans les milieux « fragiles »	19
1.4 Synthèse	19
2 Les méthodes géophysiques	21
2.1 Les méthodes électriques et électromagnétiques	21
2.1.1 Résistivité électrique et paramètres descriptifs des roches	21
2.1.2 Les sondages et panneaux électriques	24
2.1.3 Les sondages électromagnétiques en domaine temporel	28
2.2 La méthode de sondage par résonance magnétique des protons	31

2.2.1	Principe	31
2.2.2	Résultats et paramètres descriptifs des roches	34
Synthèse : intérêt d’une approche couplée		39
II Etude numérique et méthodologique		41
3	Etude numérique de l’efficacité d’une approche hydrogéophysique pour interpréter un pompage d’essai en contexte de socle	43
3.1	Approche proposée	43
3.2	Modèle utilisé	44
3.3	Résultats	47
3.3.1	Impact de l’incertitude de la position d’une limite à flux nul sur l’interprétation d’un pompage d’essai	47
3.3.2	Précision de la technique de panneau électrique pour localiser une structure conductrice verticale	50
3.3.3	Amélioration de l’interprétation d’un pompage d’essai en utilisant l’approche hydrogéophysique	52
3.4	Conclusion	53
4	Extension des capacités de la méthode de sondage RMP en présence d’hétérogénéités de champ géomagnétique	55
4.1	Présentation du protocole d’écho de spin pour la RMP	56
4.2	Etude numérique des signaux mesurés avec les protocoles <i>FID</i> et <i>ECHO</i> . . .	60
4.3	Vérification expérimentale	61
4.4	Conclusion	62
III Application des résultats pour l’étude des aquifères		65
5	Interprétation hydrogéophysique de pompages d’essai en domaine de socle	67
5.1	Utilisation de l’information géophysique pour améliorer le modèle conceptuel du milieu	68
5.1.1	Introduction	68

5.1.2	Précision de la localisation des limites à flux nul	74
5.1.3	Précision du choix de la solution analytique	84
5.1.4	Amélioration du modèle conceptuel	87
5.1.5	Conclusion	92
5.2	Utilisation de l'information géophysique pour réduire les incertitudes de l'interprétation	93
5.2.1	Introduction	93
5.2.2	Précision du choix de la solution analytique	98
5.2.3	Réduction des incertitudes de l'interprétation	100
5.2.4	Conclusion	104
6	Utilisation combinée de méthodes hydrogéologiques et géophysiques pour estimer les ressources en eau en milieu côtier sableux	107
6.1	Caractérisation du milieu avec la méthode RMP	108
6.1.1	Mise en évidence d'hétérogénéités du champ géomagnétique	108
6.1.2	Effet des hétérogénéités de champ géomagnétique sur la mesure RMP	111
6.1.3	Impact sur la caractérisation du réservoir	116
6.1.4	Conclusion	119
6.2	Estimation des volumes d'eau douce disponibles	120
6.2.1	Intérêt d'une approche couplée	120
6.2.2	Estimation de la quantité d'eau douce disponible	123
6.2.3	Estimation de la recharge annuelle nette	123
6.2.4	Conclusion	126
	Conclusion générale	129
	Références bibliographiques	135
IV	Annexes	149
A	Résultats de l'interprétation des pompages d'essai synthétiques en présence d'une limite à flux nul	151

B	Illustration du phénomène d'écho de spin	157
C	Informations complémentaires sur le bassin de Mule Hole	159
C.1	Logs de forages	159
C.2	Analyse des données de pompages d'essai réalisés	164
C.3	Détail des interprétations hydrogéophysiques	170
D	Analyse du pompage d'essai réalisé sur le site du NITK	173
D.1	Panneau électrique	173
D.2	Logs des forages	174
D.3	Analyse du rabattement au niveau du puits Bh01	181
E	Informations complémentaires sur le site de Sasihitlu	183

Introduction générale

Contexte

L'organisation non-gouvernementale humanitaire *Action Contre la Faim* (ACF) est présente sur la scène internationale depuis 1979 pour venir en aide aux populations vulnérables face aux situations de malnutrition aiguë, ainsi qu'aux urgences liées aux conflits et aux catastrophes naturelles. Elle intervient dans une quarantaine de pays, notamment dans les secteurs de l'eau, de l'assainissement et de l'hygiène pour aider à fournir de l'eau en quantité et qualité acceptables à ces populations.

A la suite du *tsunami* du 26 décembre 2004, un projet a été initié entre l'*Institut de Recherche pour le Développement* (IRD) et *Action Contre la Faim*, afin d'évaluer l'impact de ce raz-de-marée sur les ressources en eau des zones affectées. L'objectif de ce projet, financé conjointement par *Action Contre la Faim*, la *Croix Rouge Française*, l'*Institut de Recherche pour le Développement* et le *Ministère des Affaires Etrangères* était alors de préciser la caractérisation des aquifères de ces zones, afin de répondre efficacement et durablement aux besoins en eau potable des populations.

Ce projet s'est focalisé sur les contextes hydrogéologiques des zones d'intervention d'ACF au Sri-Lanka et plus particulièrement sur les contextes de socle et côtiers sableux. Au-delà de leur importance dans ce pays, ces contextes sont communs à l'échelle du globe, , largement représentatifs des contextes d'intervention classiques des ONGs humanitaires, et les aquifères qui s'y développent présentent certaines particularités qui peuvent rendre leur exploitation difficile (Custodio et Bruggeman, 1987; Bear, 2005; Lachassagne et Wyns, 2005) :

- les aquifères en place dans les formations de socle ne présentent généralement qu'une productivité modeste et une certaine hétérogénéité;
- en zone côtière sableuse, les intrusions salines et les éventuelles pollutions de surface

affectent la qualité de l'eau souterraine et réduisent la disponibilité en eau douce.

L'exploitation durable de ces aquifères repose donc sur la connaissance la plus précise possible de leurs différentes caractéristiques et de leur fonctionnement hydrodynamique.

Le travail de thèse a commencé en octobre 2005, et les activités expérimentales en février 2006 sur différents sites côtiers au Sri-Lanka. En août 2006, suite à une reprise violente du conflit séparatiste, de graves incidents se sont produits dans l'Est de l'île avec des conséquences directes pour l'ONG, entraînant l'arrêt immédiat des projets de ACF dans ce pays. Les activités de recherche du projet ont dû être déplacées en Inde, dans le cadre d'un partenariat existant entre l'IRD et l'*Indian Institute of Sciences* (IISc). Les travaux se sont alors focalisés sur un bassin versant expérimental situé en zone de socle, suivi depuis 2002 par ces deux instituts.

En mai 2007, un nouveau partenariat a été développé avec le *National Institute of Technology of Karnataka* (NITK), un institut technique indien. Dans le cadre de ce partenariat, des activités de recherche ont pu être conduites en zone de socle et en milieu côtier sableux sur la côte Ouest de l'Inde.

Problématique scientifique

L'hydrogéologue dispose de différentes méthodes pour caractériser un aquifère et établir son modèle conceptuel. Ces méthodes reposent sur l'observation et la caractérisation du milieu, à partir – notamment – de la mise en place de forages et la réalisation de pompages d'essai. Bien qu'il s'agisse d'un outil classique de l'hydrogéologie, cette méthode de pompage d'essai présente certaines limites :

- d'un point de vue pratique, la réalisation d'un pompage d'essai peut se heurter à des problèmes de coûts, de temps, d'accessibilité aux zones étudiées et nécessite un forage et au moins un piézomètre d'observation correctement réalisés et équipés ;
- l'interprétation d'un pompage d'essai peut présenter des incertitudes, en particulier pour les milieux hétérogènes ;
- la mise en place de forages suffisamment profonds en milieu sableux non-consolidé est techniquement compliquée, et la réalisation de pompages d'essai dans ce genre de milieu peut provoquer des intrusions salines ;
- enfin, la spatialisation des résultats peut nécessiter (en fonction de la géométrie et des

caractéristiques du système étudié) la réalisation de nombreux essais, scénario rarement envisageable d'un point de vue logistique et financier.

Afin de contourner ces limites, l'hydrogéologue peut chercher à obtenir le maximum d'informations sur le milieu qu'il étudie à l'aide de méthodes complémentaires (Chapuis, 2007). Parmi les différents outils envisageables, les méthodes géophysiques non-intrusives présentent un certain intérêt (Guérin, 2005; Hubbard et Rubin, 2005; Kirsch, 2006).

Ces méthodes permettent en effet de recueillir des informations sur le milieu souterrain directement depuis la surface du sol. De plus, leur utilisation peut permettre d'obtenir des résultats spatialisés de manière plus simple et plus rapide qu'une étude basée exclusivement sur des forages et des pompages d'essai. Certaines de ces méthodes sont fréquemment employées pour les études hydrogéologiques, comme par exemple les méthodes électriques et électromagnétiques (Goldman et Neubauer, 1994).

La méthode de sondage par résonance magnétique des protons (RMP) présente l'intérêt de mesurer un signal directement lié à la présence d'eau dans le sous-sol (Legchenko *et al.*, 2002). Elle permet de localiser les aquifères, d'estimer la teneur en eau du milieu souterrain, ainsi que certains de ses paramètres hydrodynamiques à partir de relations empiriques. Elle constitue ainsi un outil particulièrement adapté aux études hydrogéologiques. Toutefois, une des conditions nécessaires à l'utilisation actuelle de cette méthode est l'homogénéité du champ géomagnétique à l'échelle du volume de terrain investigué, ce qui n'est pas toujours le cas en milieu naturel.

L'objectif général de ce travail de thèse consiste à estimer l'efficacité d'une approche couplée « hydrogéophysique » pour la caractérisation des aquifères en contexte de socle et en milieu côtier sableux. Pour cela, nous présenterons de manière plus spécifique :

1. comment une approche couplée hydrogéophysique peut permettre de préciser l'interprétation de pompages d'essai en contexte de socle ;
2. comment l'utilisation d'un protocole de mesure adapté peut permettre la réalisation de mesures RMP en présence d'un champ géomagnétique hétérogène, et comment le fait de négliger cette hétérogénéité peut mener à des résultats erronés ;
3. comment une approche couplée hydrogéophysique peut contribuer à la quantification des volumes d'eau douce disponibles en milieu côtier sableux.

Méthodologie

La méthodologie envisagée consiste, à partir d'une modélisation numérique :

1. à estimer les incertitudes de l'interprétation d'un pompage d'essai en zone de socle et l'éventuelle amélioration qu'entraînerait l'utilisation de résultats géophysiques ;
2. à valider une nouvelle procédure d'acquisition et d'interprétation pour la méthode de sondage RMP (mesure de signaux d'écho de spin), en comparant son efficacité par rapport à celle de la procédure classique (mesure de signaux de *Free Induction Decay*).

Les résultats de ces études seront ensuite utilisés dans le cadre d'études expérimentales en contextes de socle et côtiers. Les sites étudiés ont été choisis de façon à être représentatifs de ces deux contextes, afin de pouvoir étendre les résultats obtenus et les méthodes proposées aux zones présentant des contextes géologiques similaires.

Plan du document

La première partie de ce document présente les méthodes utilisées dans le cadre de cette étude : les pompages d'essai, les sondages électriques, la tomographie de résistivité électrique, les sondages TDEM et les sondages RMP. Le principe, l'intérêt et les principales limitations de ces différentes techniques sont soulignés, et l'intérêt d'une approche couplée est présenté.

La seconde partie regroupe :

- les résultats de l'étude numérique visant à définir l'efficacité de l'approche couplée hydrogéophysique pour l'interprétation des pompages d'essai en domaine de socle ;
- la présentation du protocole de mesure d'« écho de spin » développé pour la mesure RMP en présence d'hétérogénéité de champ géomagnétique et les résultats de l'étude numérique des signaux mesurés à l'aide de ce protocole. Une vérification expérimentale est également présentée, à partir de mesures réalisées sur un site côtier présentant un champ géomagnétique hétérogène.

La troisième partie présente les résultats des études expérimentales menées sur trois sites d'étude en Inde :

- deux en contexte de socle, où l'interprétation de pompages d'essais est précisée à partir de résultats de prospection géophysique ;

- un en milieu côtier sableux, où (1) l'intérêt du protocole d'écho de spin est illustré, et (2) l'utilisation conjointe des méthodes TDEM et RMP permet de contribuer à la quantification des volumes d'eau douce disponibles et de la recharge nette annuelle.

Première partie

Méthodes utilisées

Chapitre 1

Les pompages d'essai

La caractérisation d'un aquifère est classiquement réalisée à partir d'une étude géologique, d'un suivi piézométrique et de la réalisation de pompages d'essai. En fonction des informations dont on dispose *a priori*, ces pompages d'essai permettent d'estimer les propriétés hydrodynamiques d'un certain volume de terrain autour d'un puits, les limites de ce volume, ou le type d'écoulement au sein de ce volume. L'objectif de ce chapitre est de présenter cette méthode, ainsi que ses principales limitations.

1.1 Principe

Réaliser un pompage d'essai consiste à étudier l'influence d'un pompage effectué à un débit connu Q sur le niveau piézométrique d'un aquifère. L'évolution du niveau piézométrique est mesurée et interprétée dans le puits de pompage et, en fonction des objectifs de l'essai, dans un ou plusieurs piézomètre(s) situé(s) à proximité. La réalisation d'un tel essai peut répondre à deux objectifs distincts (Kruseman et de Ridder, 1990) :

1. estimer les propriétés hydrauliques d'un puits à travers un *essai de puits* ;
2. déterminer les propriétés hydrodynamiques équivalentes, la géométrie et le type d'écoulement d'un certain volume de l'aquifère que ce puits permet d'exploiter, par le biais d'un *essai de nappe*.

L'intérêt principal de cette méthode est qu'elle peut permettre – en fonction du débit, de la durée du pompage et des caractéristiques du milieu – de caractériser un volume de terrain important à partir d'une mesure *in situ*. Cette échelle d'étude est considérée comme

appropriée pour les études hydrogéologiques, pour lesquelles les systèmes étudiés peuvent présenter des dimensions considérables, mais des hétérogénéités à plus petite échelle.

L'interprétation permet de décrire le milieu influencé par le pompage avec un modèle « homogène équivalent », dont les paramètres T et S correspondent aux moyennes (arithmétiques et géométriques) des valeurs estimées au niveau des différents puits disponibles (Meier *et al.*, 1998; Sanchez-Vila *et al.*, 1999; de Marsily *et al.*, 2005; Wu *et al.*, 2005). Les méthodes alternatives comme les mesures sur échantillons ou les *slug tests* permettent également d'estimer certains paramètres hydrodynamiques, mais ceux-ci ne sont représentatifs que d'un volume réduit du milieu, et sont sensibles à des effets d'échelle et à différents artefacts (Butler et Healey, 1998).

1.2 Méthode d'interprétation

L'interprétation d'un pompage d'essai consiste classiquement à utiliser un modèle mathématique d'écoulement qui permette de reproduire les rabattements observés au cours de l'essai. Les caractéristiques du milieu y sont exprimées de manière simplifiée, à l'aide – notamment – de conditions limites. Ce modèle, ou solution analytique, repose généralement sur la résolution de l'équation de diffusivité en coordonnées radiales centrées sur le puits de pompage (de Marsily, 1981) :

$$\frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} + \frac{\partial^2 h}{\partial r^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1.1)$$

où r représente la distance par rapport au puits de pompage (en m), h la charge piézométrique (en m), S le coefficient d'emmagasinement (sans unité), T la transmissivité de l'aquifère (en m^2/s) et t le temps (en s). Dans le cas où le rabattement est mesuré dans un piézomètre distinct du puits de pompage, l'ajustement de la solution analytique permet classiquement d'obtenir les valeurs de T et S du milieu. En revanche, si le puits de pompage est le seul ouvrage disponible, seule la valeur de T pourra être estimée. En fonction de la solution analytique utilisée, des paramètres additionnels peuvent être estimés, comme la distance à d'éventuelles limites ou le type d'écoulement.

Les solutions analytiques

De nombreuses solutions analytiques ont été développées pour reproduire les différentes configurations d'aquifères possibles. Le choix de la solution à employer est dicté par la connaissance que l'on a du système étudié *a priori*, ainsi que par le biais d'informations obtenues au cours de l'essai à travers l'analyse de l'évolution du rabattement et l'utilisation de courbes diagnostics, comme la dérivée logarithmique du rabattement (Bourdet *et al.*, 1989; Bourdarot, 1996; Schlumberger, 2002; Beauheim *et al.*, 2004; Renard *et al.*, 2008) ou les *flow diagnostic plots* (Horne, 1990; Bourdet, 2002). Ces outils permettent notamment d'identifier la géométrie des écoulements à partir de la forme des différentes courbes.

Dans la suite de cette section, nous présenterons plus en détail certaines de ces solutions, développées pour différentes configurations d'aquifères captifs non-artésiens. Nous ne présenterons pas les solutions développées pour les aquifères libres. L'historique de ces méthodes, ou le détail des solutions sont présentés abondamment dans la littérature, notamment par Hantush (1964); Kruseman et de Ridder (1990); Fetter (1994) ou encore Renard (2005a,b) et Chapuis (2007).

Pour un aquifère captif : solution de Theis (1935)

La solution de Theis simule le comportement transitoire d'un aquifère captif infini et homogène, avec un niveau statique initial horizontal, soumis à un pompage à débit constant, dans un puits complet, parfait (hydrauliquement parlant) et de diamètre négligeable (Figure 1.1a). Le rabattement s (en m) s'exprime par :

$$s(r; t) = \frac{Q}{4\pi T} \cdot W\left(\frac{r^2 S}{4Tt}\right) \quad (1.2)$$

où W représente la fonction du puits définie par Theis (1935), Q le débit de pompage (en m^3/s), r la distance au puits de pompage (en m) et t le temps de pompage (en s).

Des travaux ultérieurs ont permis d'étendre l'applicabilité de cette solution pour les puits incomplets (Hantush, 1961), les effets de capacité (Papadopoulos et Cooper, 1967), les pertes de charge quadratiques (Bierschenk, 1963; Hantush, 1964), les effets de peau (Agarwal *et al.*, 1970) et les variations de débit. Cette solution est une des plus communément utilisée pour l'interprétation des pompages d'essais. Bien que ses conditions d'application soient restrictives, elle constitue la base de nombreuses solutions plus complexes, développées pour reproduire le

fonctionnement d'aquifères moins « idéaux ». Une simplification de la fonction de puits W a également été développée par Cooper et Jacob (1946) pour les essais suffisamment longs.

Prise en compte d'éventuelles limites

Les solutions analytiques ont été développées initialement pour simuler le fonctionnement d'aquifères infinis, alors que ces derniers sont en réalité limités par d'autres formations plus ou moins transmissives ou des plans d'eau. Ces limites vont jouer un rôle sur les écoulements au sein de ces milieux, et doivent donc être prises en compte pour l'interprétation.

Lorsque les conditions d'application de la solution de Theis sont respectées, l'effet d'une limite est mathématiquement équivalent à l'effet d'un puits imaginaire situé de l'autre côté de la limite réelle du milieu (Renard, 2005b). En présence d'une limite à flux nul (contact avec une formation imperméable), ce puits « image » pompe un débit égal au débit de pompage Q . Inversement, en présence d'une limite à charge imposée (contact avec un plan d'eau par exemple), ce puits image injecte un débit Q dans le milieu. Ainsi, le rabattement s à une distance r du puits de pompage s'exprime par (Theis, 1941) :

$$s(r; t) = \frac{Q}{4\pi T} \cdot \left[W\left(\frac{r^2 S}{4Tt}\right) + \beta \cdot W\left(\frac{r_i^2 S}{4Tt}\right) \right] \quad (1.3)$$

où r_i correspond à la distance entre le puits imaginaire et le point d'observation situé à la distance r du puits de pompage (en m). Le paramètre β (sans unité) est tel que $\beta = 1$ pour une limite à flux nul (augmentation du rabattement) et $\beta = -1$ pour une limite à charge imposée (stabilisation du rabattement) (Figure 1.1b et c). Une particularité de la solution de Cooper et Jacob (1946) est que la présence d'une limite à flux nul entraîne un doublement de la pente du rabattement (en fonction du temps) dans un graphe semi-log, et inversement, une division de cette pente par deux pour une limite à charge imposée.

La localisation précise du puits image nécessite au moins trois puits d'observation positionnés de façon précise : un puits trop près de la limite sera influencé de la même manière par le puits de pompage et le puits image, et ne reflétera pas de changement de géométrie d'écoulement lorsque la limite sera atteinte. Selon Chapuis (1994a,b), lorsqu'une limite est située à une distance d du puits de pompage, seuls les puits situés à une distance inférieure à $d/5$ de cette limite permettront de la localiser efficacement.

1.2 Méthode d'interprétation

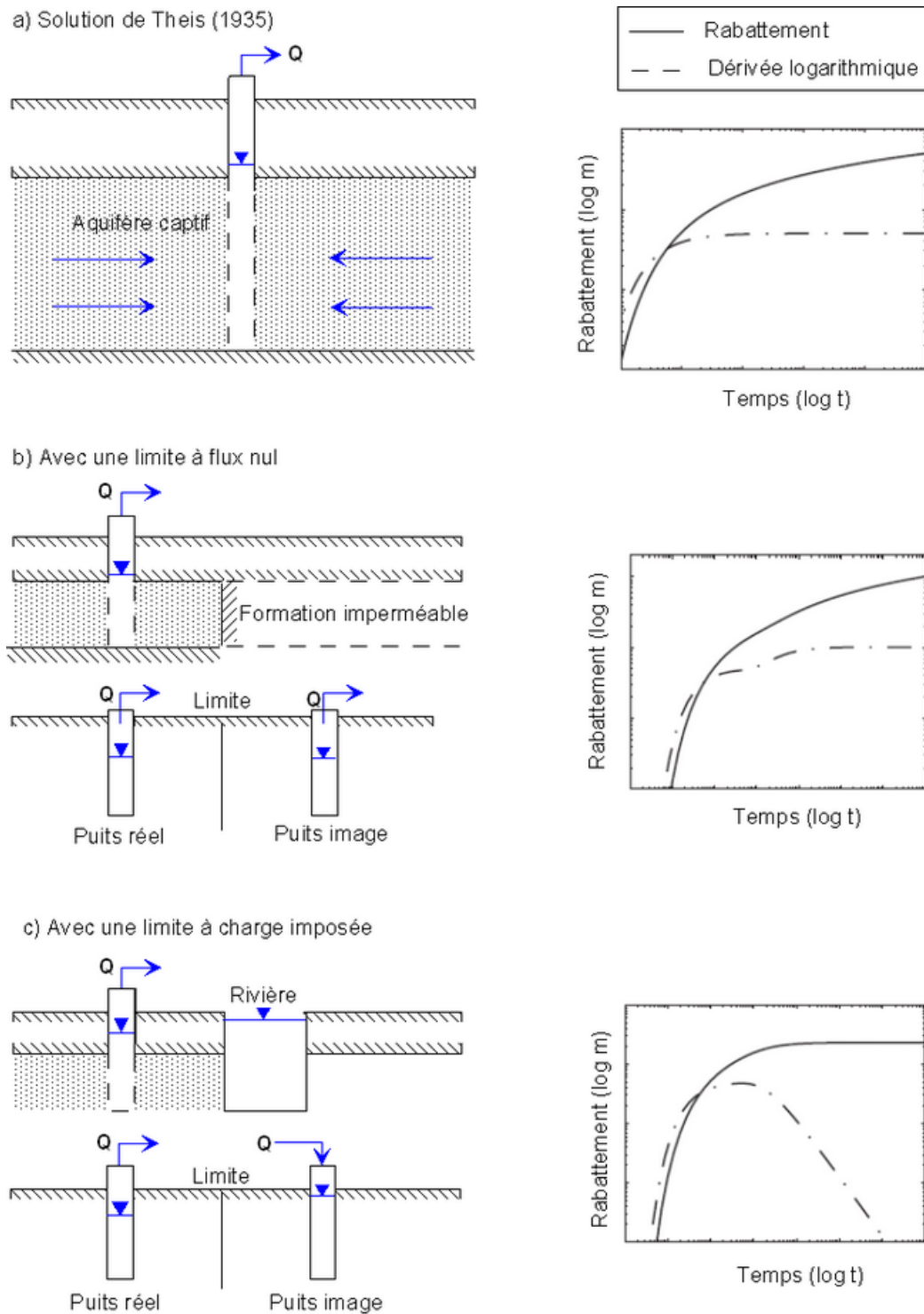


FIGURE 1.1 – Modèles conceptuels de la solution de Theis et effets des limites, modifié d'après Renard (2005b)

Pour un aquifère captif avec un phénomène de drainance : solution de Hantush (1955)

La plupart des aquifères captifs sont en réalité semi-captifs, et reçoivent une certaine quantité d'eau en provenance de formations sus ou sous-jacentes (Renard, 2005b). La solution de Hantush et Jacob (1955) a été développée pour simuler un pompage dans un aquifère horizontal infini et homogène, rendu semi-captif par un aquitard (infini et homogène) à travers lequel percole un flux en provenance d'un réservoir sus ou sous-jacent non-exploité par ce pompage. Ce flux vertical constitue une source d'eau additionnelle pour le réservoir pompé, et limite le rabattement (Figure 1.2d). En complément des paramètres hydrodynamiques de la solution de Theis (T et S), cette solution repose sur un paramètre de drainance B (en m) tel que (Equation 1.4) :

$$B = \sqrt{\frac{T \cdot b'}{K'}} \quad (1.4)$$

où T représente la transmissivité du réservoir semi-captif pompé, et b' et K' l'épaisseur (en m) et la conductivité hydraulique de l'aquitard (en m/s).

Des travaux ultérieurs ont permis d'utiliser cette solution pour interpréter des essais réalisés dans des puits incomplets (Hantush, 1964), et pour différentes configurations d'aquitard (Hantush, 1960; Neuman et Witherspoon, 1969). Elle permet notamment d'estimer les paramètres hydrodynamiques de formations peu perméables de manière indirecte (Renard, 2005b), formations dans lesquelles un pompage d'essai aurait été difficile à réaliser.

Pour un aquifère fracturé : solution de Moench (1984)

Parmi les solutions disponibles pour les milieux fracturés, la solution à double porosité simule les écoulements au sein d'un milieu constitué d'un réseau de fractures transmissives et peu capacitives, recoupant des blocs de matrice rocheuse peu transmissifs mais relativement plus capacitifs (Barenblatt *et al.*, 1960). L'écoulement y est assuré en premier lieu par le réseau de fracture, puis, au fur à mesure que la charge y diminue, par les blocs. Cette arrivée d'eau ralentit – et éventuellement stabilise – le rabattement. Lorsque le débit du réseau de fractures égale le flux en provenance des blocs, le rabattement augmente et l'aquifère se comporte comme un milieu à une seule porosité avec les propriétés combinées des blocs et des fractures

(Renard, 2005b) (Figure 1.2e). Chaque sous-système (blocs et fractures) est caractérisé par une transmissivité et un coefficient d'emmagasinement.

Différents modèles ont été développés à partir de cette conceptualisation, avec des distinctions au niveau des modalités d'écoulement entre les fractures et les blocs. Parmi ces développements, Moench (1984) a introduit un effet de peau au niveau des fractures, afin de simuler l'effet de la cristallisation au sein du réseau de fractures sur les écoulements en provenance des blocs.

Cette solution permet d'interpréter les essais réalisés dans les aquifères fracturés pour lesquels l'approximation d'un écoulement à géométrie radiale autour du puits de pompage est valide. Lorsque ce n'est pas le cas, d'autres solutions peuvent être envisagées, comme les solutions de Gringarten et Witherspoon (1972) ou Gringarten *et al.* (1974), qui simulent le cas d'un puits recoupant une fracture (unique) verticale avec différents modes d'écoulement au sein de la fracture, ou la solution de Gringarten et Ramey (1974) pour un puits recoupant une fracture unique horizontale.

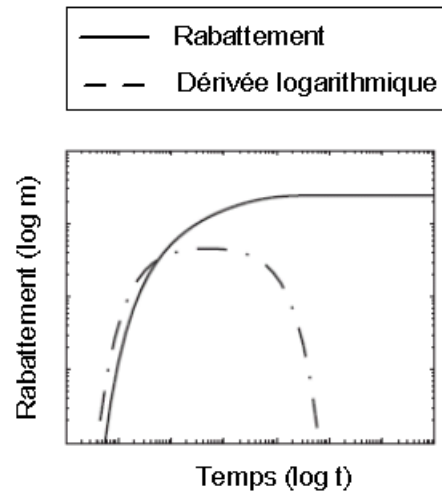
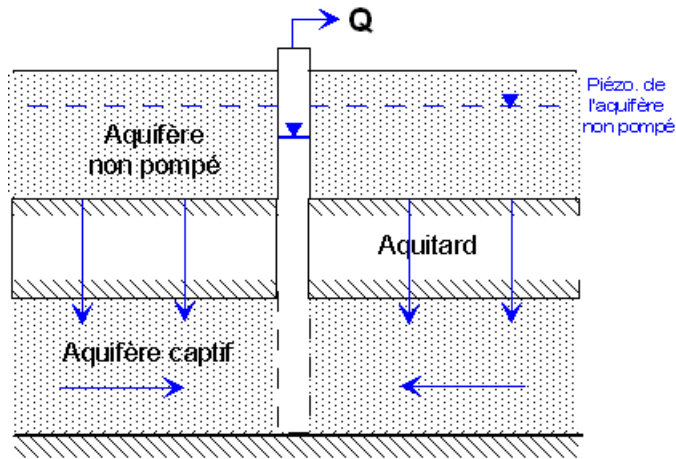
Pour « tout type d'aquifère captif » : modèle de Barker (1988)

Le modèle d'Écoulement Radial Généralisé (ou *Generalized Radial Flow*) développé par Barker (1988) correspond à une généralisation des équations définies pour des écoulements à géométrie radiale à n'importe quelle dimension n . Ce modèle permet notamment de simuler des écoulements à géométrie linéaire ($n = 1$), radiale ($n = 2$) ou sphérique ($n = 3$) (Figure 1.3), ainsi que toutes les dimensions intermédiaires correspondant à des valeurs de n non-entières. Les équations présentées Figure 1.3 font intervenir K et S_s , représentant respectivement la conductivité hydraulique (en m/s) et le coefficient d'emmagasinement spécifique du milieu (en m^{-1}), tels que $K = T/b$ et $S_s = S/b$ avec b l'épaisseur (en m) de l'aquifère.

D'un point de vue mathématique, ce modèle considère la section à travers laquelle passe l'écoulement au sein du milieu. La dimension d'écoulement n est liée à la puissance avec laquelle l'aire de cette section varie en fonction de la distance au puits de pompage (Barker, 1988; Beauheim *et al.*, 2004). Ainsi, lorsque le milieu dans lequel se produit l'écoulement est homogène, la dimension n renseigne sur la géométrie de ce milieu.

Cependant, cette dimension d'écoulement n'est pas liée à la géométrie de manière univoque : différentes géométries peuvent donner la même valeur de n (Walker et Roberts, 2003).

d) Solution de Hantush et Jacob (1955)



e) Solution pour aquifère à double porosité

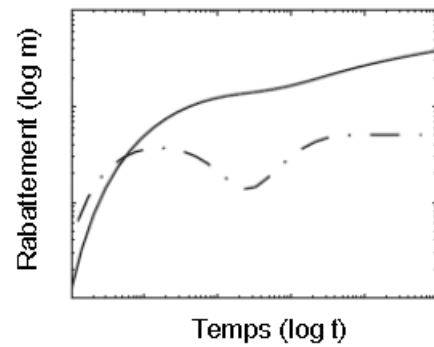
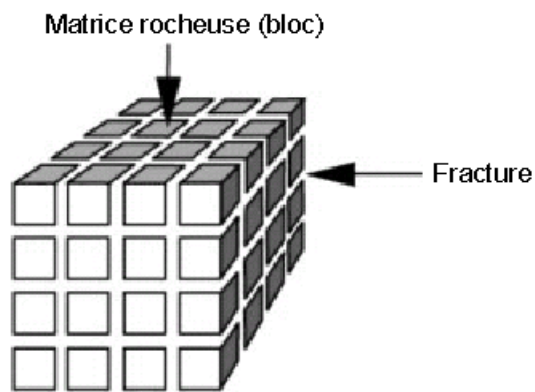
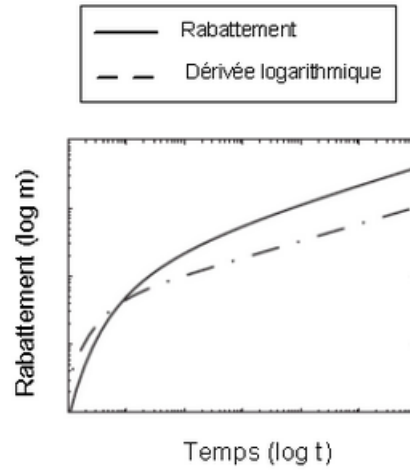
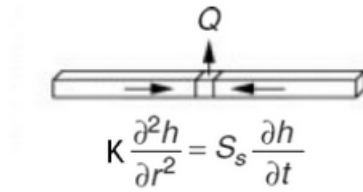


FIGURE 1.2 – Modèles conceptuels des solutions analytiques de Hantush et de Moench et évolutions piézométriques associées, modifié d'après Renard (2005b)

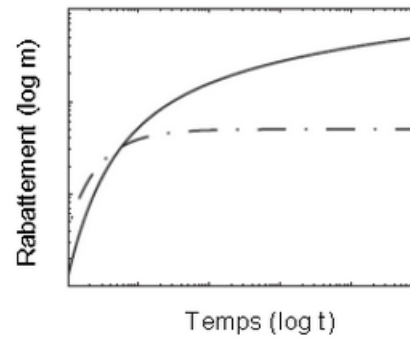
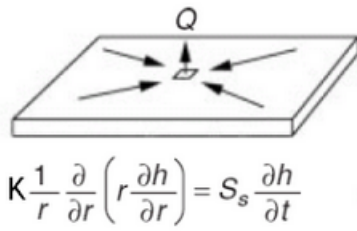
Modèle de Barker (1988) pour un écoulement de dimension n

$$K \frac{1}{r^{n-1}} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^{n-1} \frac{\partial h}{\partial r} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t}$$

f) Ecoulement linéaire, n = 1



g) Ecoulement radial, n = 2 - Solution de Theis (1935)



h) Ecoulement sphérique, n = 3

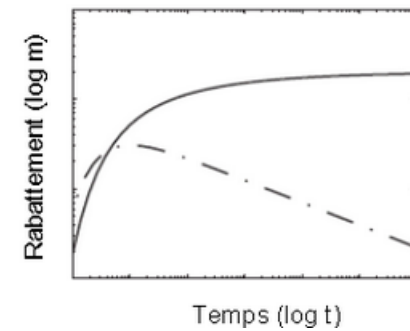
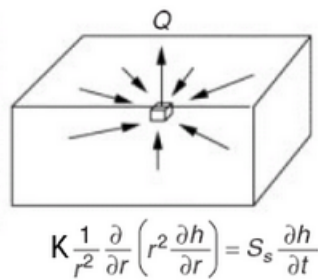


FIGURE 1.3 – Exemples d'écoulements simulés par le modèle de Barker (Renard, 2005b) parmi lesquels figurent les écoulements linéaire (n=1), radial (n=2) et sphérique (n=3).

Ce modèle présente toutefois l'avantage de reproduire le comportement de différents types d'aquifères en ajoutant un unique paramètre n (Renard, 2005b), et d'interpréter des essais dans des milieux dont la géométrie n'est pas connue *a priori* ou est difficile à définir, comme dans les milieux fracturés avec des directions d'écoulements privilégiées (Beauheim *et al.*, 2004; Le Borgne *et al.*, 2004; Lods et Gouze, 2004).

1.3 Limitations

Au delà des difficultés liées à leur mise en oeuvre, les principales limitations des pompages d'essai résident dans la non-unicité de l'interprétation et dans la non-applicabilité de cette méthode dans les milieux peu productifs.

1.3.1 Ambiguïté de l'interprétation

Pour qu'une interprétation réalisée à l'aide d'une solution analytique soit représentative du milieu pompé, la solution employée doit permettre de reproduire les effets des différents processus à l'œuvre au sein de ce milieu. La difficulté principale consiste à identifier ces processus, qui peuvent présenter des signatures similaires en termes d'évolution du rabattement, en particulier lorsque l'essai n'est pas suffisamment long, que le milieu est hétérogène et/ou que les données sont bruitées.

Il n'existe pas de durée « type » pour un pompage d'essai, mais dans la majorité des cas, pour des raisons logistiques ou financières, ceux-ci ne sont pas suffisamment longs. Ainsi, à moins de connaître les caractéristiques du milieu étudié *a priori*, différentes solutions analytiques pourront être envisagées pour interpréter certains essais.

Cette interprétation peut toutefois être contrainte en précisant le modèle conceptuel du milieu à l'aide d'informations complémentaires. Ceci permet de préciser le choix de la solution analytique et donc de réduire les incertitudes (Chapuis, 1994a,b; Raghavan, 2004). Parmi les outils disponibles, la dérivée logarithmique du rabattement, dont la pente est liée à la dimension n du modèle de Barker, est un outil intéressant. Son utilisation, classique pour l'industrie pétrolière, fait partie des développements récents de la méthode de pompage d'essai pour l'hydrogéologie (Renard *et al.*, 2008).

Dans le cadre de ce travail, nous étudierons comment certaines méthodes géophysiques

peuvent apporter des informations susceptibles de contraindre ces interprétations.

1.3.2 Non-applicabilité dans les milieux « fragiles »

Une autre limitation de cette méthode concerne le fait de devoir extraire de l'eau du sous-sol. Malgré tous les avantages en termes de connaissance du milieu, certains contextes géologiques ne sont tout simplement pas adaptés à cette méthode. C'est le cas notamment en zone côtière, où les pompages peuvent provoquer des intrusions salines, et réduire (encore plus) la faible disponibilité de l'eau douce (Bear, 2005). Nous verrons dans le cadre de cette étude comment l'utilisation de certaines méthodes géophysiques non-intrusives peut présenter un intérêt pour l'étude de ces milieux.

1.4 Synthèse

Lorsqu'un pompage d'essai est réalisé pour caractériser le milieu souterrain, son interprétation peut être guidée par l'utilisation des courbes diagnostic et de n'importe quelle information permettant de préciser le modèle conceptuel du milieu. Dans les contextes où l'emploi de cette méthode est moins approprié, des méthodes alternatives doivent être utilisées pour permettre cette caractérisation.

Les méthodes géophysiques renseignent sur certaines propriétés du milieu souterrain, et peuvent donc constituer des outils intéressants dans ces deux cas. Dans le cadre de cette étude, nous utiliserons différentes méthodes géophysiques, qui seront présentées dans le chapitre 2.

Chapitre 2

Les méthodes géophysiques

Les méthodes géophysiques sont des outils qui permettent d'étudier le sous-sol à partir des variations de certaines de ses propriétés physiques. Dans le cadre de cette étude, nous utiliserons les variations de la résistivité électrique du milieu (déterminées à l'aide de méthodes électriques ou électromagnétiques) et du signal de résonance magnétique des noyaux des atomes d'hydrogène des molécules d'eau liquide (mesurées à l'aide de la méthode de sondage par résonance magnétique des protons). Les sections suivantes présenteront ces deux paramètres, leur intérêt pour l'hydrogéologie ainsi que certaines limites de leur utilisation pour décrire le milieu souterrain.

2.1 Les méthodes électriques et électromagnétiques

2.1.1 Résistivité électrique et paramètres descriptifs des roches

La résistivité électrique d'un matériau, exprimée en $\Omega \cdot m$, représente la capacité de ce matériau à s'opposer au passage d'un courant électrique. Elle représente l'inverse de la conductivité électrique σ , exprimée en S/m.

A l'exception des minéraux métalliques, des argiles hydratées ou du graphite, les minéraux constitutifs des formations géologiques présentent majoritairement des résistivités élevées (Kirsch, 2006). Pour cette raison, la circulation de courant électrique dans le sous-sol s'effectue principalement par conduction volumique (ou électrolytique) à travers l'eau d'imbibition de ces formations (à travers la porosité matricielle des roches sédimentaires ou la porosité de fracture des roches fracturées). En présence de matériaux fins (comme les argiles), la circu-

lation de courant peut s'effectuer par conduction surfacique, due à la présence d'une double couche électrique et d'interactions à l'interface entre les particules solides et la phase liquide.

Ainsi, la résistivité électrique d'une formation ne contenant pas de minéraux conducteurs dépend majoritairement de la quantité d'eau présente, de la façon dont cette eau est distribuée à travers la formation et de sa minéralisation (McNeill, 1980). La distribution des valeurs de résistivité dans le sous-sol peut donc permettre de distinguer les formations géologiques présentes à travers la quantité d'eau qu'elles contiennent ou la qualité de cette eau.

La loi d'Archie généralisée synthétise l'influence des différents paramètres du milieu sur la valeur de la résistivité de la formation ρ_f (en $\Omega \cdot m$) pour des milieux sédimentaires ne contenant pas d'argile :

$$\rho_f = \frac{a \cdot \rho_w \cdot \Phi^{-m}}{S_w^n} \quad (2.1)$$

où ρ_w représente la résistivité électrique de l'eau d'imbibition (en $\Omega \cdot m$), Φ la porosité de la roche, m le facteur de cimentation, a le coefficient de saturation, S_w la saturation de la roche et n l'exposant de saturation (tous sans dimension). La valeur de m varie notamment avec la forme, la taille, le type de grains et de pores, l'anisotropie, la tortuosité, la compaction, et les propriétés isolantes de la cimentation (Ransom, 1984; Salem et Chilingarian, 1999; Kirsch, 2006). Le paramètre a est une constante traduisant l'influence des minéraux constitutifs de la matrice sur la circulation du courant (Kirsch, 2006). Ainsi, en zone saturée, lorsque la matrice est constituée de minéraux parfaitement isolants, alors $a = 1$ et (Worthington, 1993) :

$$\rho_f = \rho_w \cdot \Phi^{-m} \quad (2.2)$$

De nombreux auteurs ont travaillé à l'échelle de l'échantillon pour estimer les valeurs possibles des paramètres a et m en milieu saturé pour différents contextes géologiques (Archie, 1942; Jackson *et al.*, 1978; Keller, 1988). Quelques-unes de ces valeurs sont présentées dans le tableau 2.1.

D'après l'équation 2.1, un type de roche peut présenter différentes valeurs de résistivité, notamment en fonction de sa porosité, de la minéralisation de son eau d'imbibition et de la présence de minéraux conducteurs. L'interprétation d'une mesure de résistivité électrique en termes de géologie ou de qualité d'eau doit donc être contrainte par des informations relatives au contexte géologique du milieu étudié (à l'aide d'un forage par exemple).

Formation	Porosité (%)	m	a	Référence
Sable non consolidé	12 - 40	1,3	-	Archie (1942)
Grès	12 - 35	1,8 - 2,0	-	
Sphères	-	1,2	-	Jackson <i>et al.</i> (1978)
Sable à grains ronds	-	1,4	-	
Sable à fragments de coquilles	-	1,85	-	
Détritique faiblement cimentée	25 - 45	1,37	0,88	Keller (1988)
Sédimentaire modérément cimentée	18 - 35	1,72	0,62	
Sédimentaire fortement cimentée	5 - 25	1,95	0,62	
Volcanique très poreuse	20 - 80	1,44	3,50	
Cristalline ou métamorphique	< 4	1,58	1,40	

TABLE 2.1 – Paramètres de la loi d’Archie pour différents types de roches, modifié d’après Descloitres (1998)

De plus, à strictement parler, l'utilisation de la loi d'Archie n'est possible que pour les milieux ne contenant pas d'argile, situation peu courante en milieu naturel. Des formulations prenant en compte les phénomènes liés à la présence d'argile existent, mais leur utilisation nécessite – entre autres – la connaissance de la quantité et du type d'argile présente (Descloitres, 1998; Kirsch, 2006).

L'utilisation de la loi d'Archie (Equation 2.2) suppose également que l'on soit capable de définir la valeur de ses différents paramètres. Ainsi, pour estimer la minéralisation de l'eau d'imbibition ρ_w à partir de ρ_f en utilisant l'équation 2.2, il faut fixer les valeurs des paramètres m et Φ . Ainsi, certains auteurs préfèrent à la loi d'Archie l'utilisation de modèles fractales afin d'estimer les propriétés pétrophysiques des roches (Zadorozhnaya, 2007).

Certains auteurs se sont intéressés plus particulièrement aux liens entre les paramètres hydrodynamiques des formations (K et T) et leur résistivité électrique (Kelly, 1977; Heigold *et al.*, 1979; Kosinski et Kelly, 1981; Yadav et Abolfazli, 1998; Chandra *et al.*, 2008). Les résultats de ces études sont valides localement et rencontrent plus ou moins de succès en fonction du contexte géologique.

D'autres limitations de l'utilisation de ce paramètre « résistivité électrique » résident dans la façon dont ce paramètre est mesuré. Dans le cadre de cette étude, nous emploierons trois techniques différentes, présentées dans les sections suivantes : les sondages électriques, la tomographie de résistivité électrique, et les sondages électromagnétique en domaine temporel.

2.1.2 Les sondages et panneaux électriques

La résistivité apparente ρ_a peut être calculée à partir d'une mesure de la différence de potentiel ΔV (en volts) entre deux électrodes M et N pendant l'injection d'un courant continu I (en ampères) entre deux électrodes A et B. Celle-ci s'exprime alors par :

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad (2.3)$$

où K est un coefficient géométrique (en m) dépendant de la disposition des électrodes de courant (A et B) et de potentiel (M et N). Différents arrangements géométriques ou « dispositifs » sont possibles pour ces électrodes, chacun présentant une certaine sensibilité à la façon dont varie la résistivité au sein du milieu étudié (Dahlin et Zhou, 2004; Loke, 2004).

La profondeur d'investigation augmente avec les dimensions du dispositif utilisé : plus

l'écartement entre les électrodes augmente, plus la mesure concerne des terrains profonds. Cette augmentation de la profondeur s'accompagne toutefois d'une baisse de résolution, qui peut être conséquente pour les terrains profonds.

Sondage électrique

La réalisation d'un sondage électrique consiste à réaliser des mesures de résistivité apparente ρ_a en faisant varier l'écartement des électrodes de courant et de potentiel (les dimensions du dispositif de mesure) par rapport à un point central fixe (Figure 2.1). Les différentes mesures fournissent alors une courbe de sondage de la résistivité apparente en fonction des dimensions du dispositif (pseudo-profondeur). Cette courbe est ensuite inversée en considérant que les variations de résistivité électriques dans le terrain étudié ne se font qu'en une dimension (hypothèse 1D) pour obtenir la variation de résistivité en fonction de la profondeur.

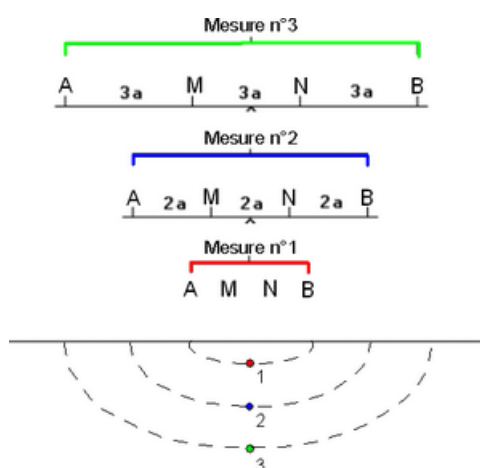


FIGURE 2.1 – Principe d'un sondage électrique avec le dispositif Wenner Alpha

Cette technique efficace et simple à mettre en place fournit une information en profondeur à partir d'une interprétation 1D des mesures. Elle est donc très sensible aux variations latérales de résistivité du sous-sol, qui ne sont pas prises en compte lors de l'interprétation. Elle n'est donc réservée qu'aux terrains tabulaires ne présentant pas de variations de résistivité significatives à l'horizontale dans la zone étudiée. Pour étudier les milieux à deux (ou trois) dimensions, le panneau électrique (ou le couplage de plusieurs panneaux) est plus approprié.

Panneau électrique

Le panneau électrique (appelée également imagerie de résistivité électrique ou tomographie de résistivité électrique) correspond à une succession de sondages électriques réalisés les uns à côté des autres. Pour cela, un réseau d'électrodes est installé le long d'un profil rectiligne avec un espacement constant a (Figure 2.2), choisi de façon à optimiser la longueur du profil, la profondeur d'investigation et la résolution désirée (Chapellier, 2000). Les mesures sont présentées sous forme de pseudo-section de résistivité apparente en fonction de la position le long du profil et de la pseudo-profondeur.

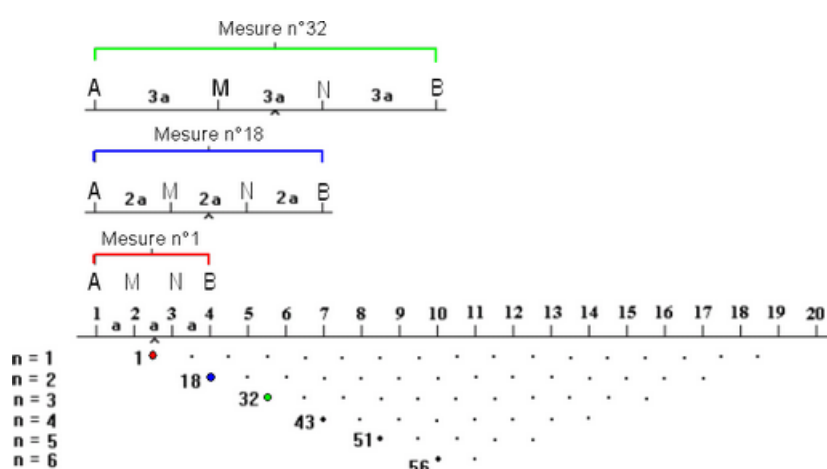


FIGURE 2.2 – Principe d'un panneau électrique à l'aide du dispositif Wenner Alpha, modifié d'après Loke (2004)

Ces techniques de sondage et de panneau sont classiquement utilisées pour définir les structures et la géométrie du milieu souterrain. Leur simplicité et leur faible coût les rendent populaires en milieu côtier (Urish et Frohlich, 1990; Frohlich *et al.*, 1994; Wilson *et al.*, 2006; Vouillamoz *et al.*, 2007b), de socle (Larsson, 1984; Durand, 2005; Dewandel *et al.*, 2006; Descloitres *et al.*, 2008), ou karstique (Vouillamoz *et al.*, 2003; Chalikakis, 2006).

Interprétation des mesures

L'interprétation des sondages ou panneaux électriques consiste, à l'aide d'une procédure d'inversion, à définir un modèle de structure du sous-sol (variation de la résistivité en fonction de la profondeur et – pour les panneaux – de la distance le long du profil) qui puisse reproduire

les données mesurées. Cette opération est aujourd'hui effectuée de manière routinière par des logiciels spécialisés. Le détail des algorithmes utilisés est présenté notamment par Loke (2000, 2004).

La solution définie par ce processus d'inversion n'est pas unique : lors de l'interprétation d'un sondage électrique, plusieurs modèles de structure du sol (résistivité/épaisseur) différents peuvent reproduire aussi bien une même mesure. Cette indétermination est illustrée en premier lieu par la notion d'équivalence, qui est particulièrement forte dans le cas où une couche conductrice fine est située entre deux couches résistantes. Dans ce cas, seul le rapport $\Delta z/\rho$ de cette couche (la conductance longitudinale) pourra être déterminé. De la même manière, pour une formation résistante fine située entre deux formations conductrices, seule la résistance transversale $\Delta z*\rho$ sera définie. Il existera donc une infinité de couples $(\Delta z_i ; \rho_i)$ permettant de caractériser ces couches. L'estimation de la résistivité des terrains profonds est également sujette à une certaine indétermination, due à un manque de résolution en profondeur.

Toutes ces solutions équivalentes ne sont toutefois que des solutions mathématiques : certaines peuvent être très différentes, voire complètement aberrantes par rapport à la structure du terrain étudié. La sélection du modèle « correct » parmi ces solutions nécessite donc des connaissances *a priori* sur le terrain étudié, ou l'acquisition d'informations complémentaires permettant de contraindre cette interprétation.

L'indétermination peut également être illustrée par la notion de suppression, qui masque les terrains ne présentant pas un contraste de résistivité suffisant par rapport aux formations avoisinantes. De manière générale, lorsqu'on ne dispose pas d'information *a priori*, on cherche à définir le modèle résistivité/épaisseur le plus simple possible pour interpréter des mesures. Si l'on dispose d'informations provenant d'un log de forage par exemple, celles-ci doivent obligatoirement être prises en compte dans l'interprétation.

Enfin, ces deux techniques sont basées sur une injection de courant dans le sol à partir d'un contact entre une électrode et le milieu étudié. Ceci peut s'avérer problématique dans le cas où le milieu est fortement résistant, comme le sable sec ou très dur, comme une roche saine affleurante. Dans ce genre de cas, l'utilisation de techniques de prospection électromagnétiques (comme les sondages électromagnétiques en domaine temporel) peut s'avérer plus pratique.

2.1.3 Les sondages électromagnétiques en domaine temporel

La méthode de sondage électromagnétique en domaine temporel, ou TDEM (pour *Time Domain Electro-Magnetism*) ou TEM pour *Transient Electro-Magnetism*), fait partie des méthodes de prospection électromagnétique. Elle permet de réaliser un sondage de conductivité électrique¹ à partir d'un dispositif constitué d'une (ou plusieurs) boucle(s) de câble électrique.

Ce sondage est réalisé grâce à l'induction électromagnétique produite par la coupure brusque d'un champ magnétique statique (Fitterman, 1987; Spies et Frischknecht, 1991). Ce champ statique, ou « primaire », est établi en surface par une boucle de câble dans laquelle circule un courant électrique continu (la boucle d'émission). La coupure brusque de ce courant induit une force électromotrice (fem), qui génère dans le sol une circulation de courant électrique (courant de Foucault) dont les lignes suivent une géométrie similaire à celle de la boucle d'émission (Nabighian et Macnae, 1991; McNeill, 1994).

L'intensité de ce courant diminue d'autant plus vite que les formations sont résistantes. Cette diminution induit une nouvelle impulsion de tension, génératrice d'un nouveau filet de courant induit à une distance et une profondeur plus importantes de la boucle de câble électrique (McNeill, 1994; Descloitres, 1998). L'intensité de cette nouvelle boucle de courant diminue également, ce qui produit une nouvelle boucle, et ainsi de suite (Figure 2.3). Nabighian (1979) compare ces boucles de courant qui se créent de plus en plus profondément en s'éloignant de la source d'émission à des « ronds de fumée ».

Ces courants génèrent un champ magnétique secondaire dont l'amplitude décroissante dans le temps est mesurée par une boucle de réception. Celle-ci peut être la même que la boucle d'émission (dans le cas du dispositif coïncident) ou une boucle distincte. Dans le cas du dispositif coïncident, la tension $v(t)$ mesurée aux bornes de la boucle de réception s'exprime, dans le cas d'un demi-espace homogène de conductivité σ par (Spies et Frischknecht, 1991) :

$$v(t) = -\frac{\sqrt{\pi}\mu_0^{\frac{5}{2}}}{20} \cdot \frac{I\sigma^{\frac{3}{2}}b^4}{t^{\frac{5}{2}}} \quad (2.4)$$

où I correspond à l'intensité du courant d'injection (en A), σ à la conductivité électrique (en S/m), μ_0 à la perméabilité magnétique dans le vide (en H/m), b au rayon de l'émetteur (en m), et t au temps (en s).

1. Afin de faciliter l'utilisation des résultats obtenus avec cette méthode, ceux-ci sont généralement exprimés en résistivité électrique.

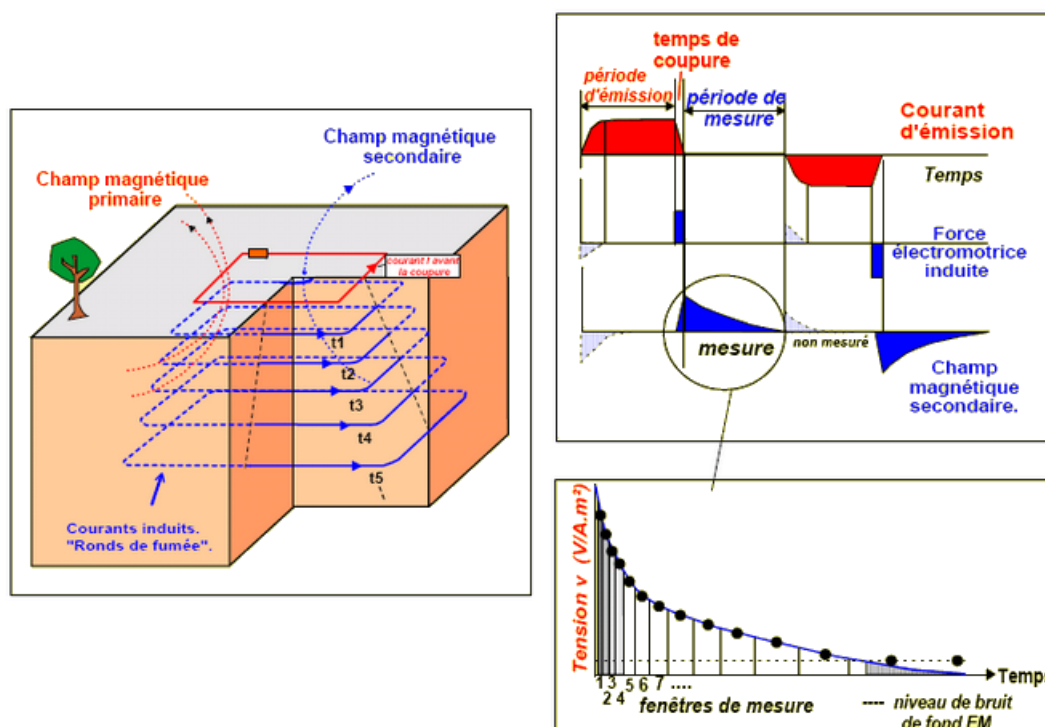


FIGURE 2.3 – Principe et diagramme temporel d'un sondage TDEM, modifié d'après Descloitres (1998)

La dépendance de la tension mesurée à $\sigma^{3/2}$ donne à cette méthode une meilleure résolution dans les terrains conducteurs que les techniques à courant continu (Descloitres, 1998) pour lesquelles la tension dépend de σ^{-1} (ou ρ , Equation 2.3). La courbe de sondage est généralement présentée sous forme de variation de la résistivité apparente (ρ_a) en fonction du temps, avec le temps jouant le rôle de pseudo-profondeur.

De par sa meilleure résolution dans les terrains conducteurs et son fonctionnement sans contact avec le milieu, cette méthode fait partie des méthodes privilégiées pour l'étude des intrusions salines en milieu côtier sableux (Goldman *et al.*, 1991; Kafri *et al.*, 1997; Fitterman *et al.*, 1999; Shtivelman et Goldman, 2000; Kafri et Goldman, 2005; Nielsen *et al.*, 2007; Duque *et al.*, 2008), ou en milieu côtier volcanique (Descloitres et Ritz, 1997; D'Ozouville *et al.*, 2008) ainsi que pour l'étude des zones avec des substratums conducteurs comme les substratums argileux ou saturés d'eau saumâtre (Guérin *et al.*, 2001; Danielsen *et al.*, 2003; Jørgensen *et al.*, 2003; Boucher *et al.*, 2009).

Interprétation des mesures

L'interprétation des mesures TDEM permet d'obtenir une distribution de la résistivité électrique en fonction de la profondeur à partir d'une procédure d'inversion. Le détail des équations utilisées est traité notamment par Nabighian et Macnae (1991).

Une des limites de cette méthode est qu'elle ne permet pas de caractériser les premiers terrains sous le dispositif d'émission/réception : en effet, les premières inductions se produisent dans le proche sous-sol alors que le courant primaire n'est pas totalement nul dans la boucle d'émission. L'interprétation des mesures ne concerne que les enregistrements réalisés après disparition complète du courant primaire : l'information des premiers terrains est ainsi perdue. Cette « épaisseur aveugle » varie avec le « temps de coupure » (Figure 2.3), qui varie selon la configuration du sondage : la taille de la bobine, l'intensité du courant injecté et l'appareil utilisé.

Cette méthode présente également l'inconvénient de ne pas pouvoir caractériser les terrains résistants (Spies et Frischknecht, 1991). Ainsi, dans le cas où elle est utilisée pour étudier un milieu côtier, elle ne pourra pas résoudre la résistivité d'une certaine épaisseur de la couche superficielle, ni celle des terrains profonds résistants, mais permettra de définir la résistivité du sable saturé d'eau salée et la position de l'interface eau saumâtre/eau salée avec grande précision (Fitterman et Stewart, 1986).

Synthèse : les méthodes électriques et électromagnétiques

Les méthodes électriques et électromagnétiques permettent d'imager les contrastes de résistivité ou de conductivité électrique du sous-sol et offrent ainsi la possibilité au géophysicien d'interpréter ces contrastes en termes de géologie et/ou de qualité d'eau. Ceci peut permettre d'établir un modèle conceptuel du milieu, et peut donc constituer un atout pour l'interprétation de pompages d'essai.

Toutefois, la résistivité électrique d'une formation n'est pas uniquement liée à la présence d'eau et à sa minéralisation, mais également à la quantité et aux caractéristiques minéralogiques des argiles que cette formation peut contenir. L'interprétation des mesures présente de plus une certaine équivalence, qui peut toutefois être contrainte par l'utilisation de méthodes géophysiques complémentaires, ou d'informations issues de forages.

Ces méthodes peuvent ainsi être limitées dans certains contextes. D'autres méthodes

comme la méthode de sondage par résonance magnétique des protons peuvent alors constituer un complément intéressant, en permettant de mesurer une information directement liée à l'eau présente dans le milieu.

2.2 La méthode de sondage par résonance magnétique des protons

La méthode de sondage par résonance magnétique des protons (RMP)² est une application récente de la résonance magnétique nucléaire (utilisée notamment par les pétroliers et le milieu médical) pour les sciences de l'eau (Legchenko *et al.*, 2002). Cette section présentera cette méthode et son intérêt pour les études hydrogéologiques dans le cadre de l'utilisation de l'appareil *Numis*, développé par Iris-Instruments pour la réalisation de sondages en milieu naturel.

2.2.1 Principe

La méthode de sondage RMP permet de mesurer un signal émis par une population de noyaux atomiques de la molécule d'eau (Vouillamoz, 2003), et plus particulièrement des noyaux des atomes d'hydrogène. Ces noyaux, constitués d'un proton, peuvent en effet absorber une partie de l'énergie d'un champ magnétique « d'excitation » oscillant à une fréquence spécifique : la fréquence de Larmor f_L . Lorsque ce champ d'excitation est coupé, l'énergie absorbée par ces protons est libérée sous forme d'un champ magnétique secondaire – dit « champ magnétique de relaxation » – dont l'amplitude est directement liée au nombre de protons excités, et donc à la quantité de molécules d'eau dans le volume investigué. Le détail de la méthode et des phénomènes physiques associés est présenté notamment par (Legchenko *et al.*, 2002; Vouillamoz, 2003; Plata et Rubio, 2007).

Réalisation d'un sondage

La réalisation d'une mesure RMP consiste à envoyer une impulsion d'un courant alternatif d'intensité I_0 (en A) à la fréquence de Larmor f_L (en Hz) pendant un temps défini τ (en ms) dans une boucle de câble posée sur le sol. L'énergie de cette impulsion est quantifiée par son

2. ou MRS, pour *Magnetic Resonance Sounding* dans la littérature anglophone.

moment q (en A.ms), tel que $q = I_0 \cdot \tau$. La fréquence f_L est calculée à partir de l'intensité du champ géomagnétique B_0 (en tesla) au droit du sondage :

$$f_L = \frac{\gamma B_0}{2\pi} \quad (2.5)$$

où γ représente le rapport gyromagnétique des protons constitutifs des atomes d'hydrogène ($4,258 \cdot 10^7$ Hz/T).

Après la coupure du courant dans cette boucle d'émission, le champ magnétique de relaxation induit un courant transitoire mesurable dans la boucle de réception (généralement la même que celle utilisée pour l'émission). En oscillant à la fréquence de Larmor, ce signal $e(t; q)$ décrit une enveloppe de forme exponentielle décroissante appelée *FID* (pour *Free Induction Decay*) qui dépend – notamment – du paramètre d'excitation q tel que :

$$e(t; q) = e_0(q) \cdot \exp\left(-\frac{t}{T_2^*}\right) \sin(\omega_0 t + \varphi_0) \quad (2.6)$$

où $e_0(q)$ représente l'amplitude initiale du signal (en V), T_2^* le temps de relaxation transversale observé (en s), ω_0 la pulsation du courant émis dans la boucle (en Hz), φ_0 la phase de ce signal (en radians) et t le temps de mesure (en s). Ces paramètres caractérisent la population de protons atteinte par l'impulsion électromagnétique. Le diagramme temporel du sondage est présenté Figure 2.4.

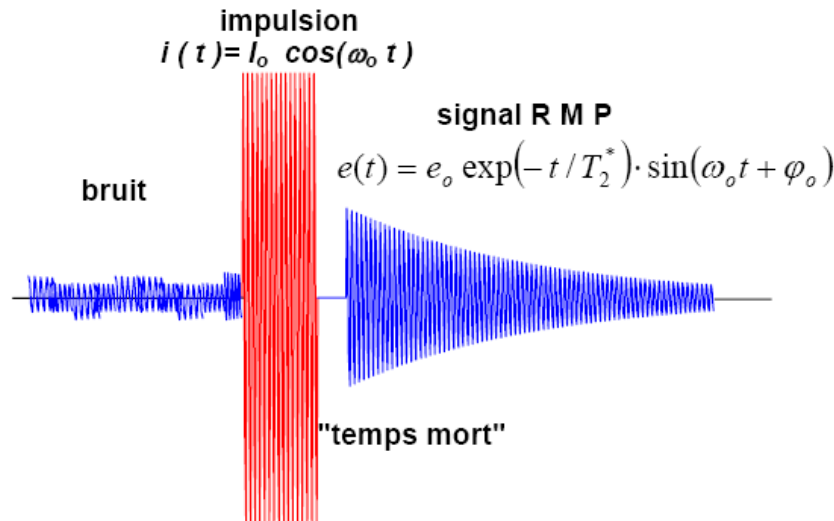


FIGURE 2.4 – Diagramme temporel d'un sondage RMP

La répétition de cette opération pour des intensités croissantes du courant d'injection (des moments q croissants) permet d'obtenir une information de plus en plus profonde : on réalise alors un sondage RMP, avec le paramètre q jouant le rôle de pseudo-profondeur. On considère généralement – en fonction de l'amplitude maximale du courant utilisé (du moment q) – que la profondeur d'investigation maximale est de l'ordre de la taille d'un côté de la boucle utilisée.

L'amplitude des signaux mesurés varie de quelques dizaines de nanovolts à quelques microvolts : cette méthode est donc sensible au bruit électromagnétique ambiant, dont l'effet peut être fortement diminué par des procédures de « *stacking* » (répétition et moyenne des mesures) et un traitement du signal approprié (Legchenko, 2007).

Interprétation des mesures

L'interprétation des mesures RMP fait appel à une procédure d'inversion, réalisée sur les paramètres $e_0(q)$, $T_2^*(q)$ et $\varphi_0(q)$.

L'inversion des données $e_0(q)$ fournit la profondeur, l'épaisseur et la teneur en eau θ_{RMP} de chaque couche. Cette amplitude initiale est estimée à partir de l'ajustement d'une fonction exponentielle sur la décroissance *FID* mesurée. Elle n'est pas mesurable directement en raison de l'existence d'un « temps mort » entre la coupure du courant d'émission et le début de la mesure, délai nécessaire pour assurer la commutation entre l'émission (qui peut atteindre jusqu'à plusieurs centaines d'ampères) et la réception (de quelques dizaines de nanovolts à quelques microvolts). Pour l'appareil *Numis* actuel, ce temps mort est de 40 ms.

La valeur de la constante de temps de relaxation $T_2^*(q)$ est liée à l'environnement dans lequel se situent les protons. Elle dépend de la taille moyenne des pores de la formation sondée, mais aussi de l'homogénéité du champ géomagnétique sous la boucle, et donc des propriétés magnétiques des roches (Schirov *et al.*, 1991; Kenyon, 1997). Pour s'affranchir de cette dépendance, on utilise la constante de relaxation longitudinale $T_1^*(q)$, dont la valeur ne dépend pas de ces propriétés magnétiques. Pour estimer ce T_1^* , une séquence à deux impulsions peut être utilisée (Figure 2.5) afin de résoudre l'équation 2.7 (Vuillamoz *et al.*, 2003).

$$\frac{e_{0-FID2}}{e_{0-FID1}} = 1 - \exp\left(-\frac{\Delta t}{T_1^*}\right) \quad (2.7)$$

où e_{0-FID1} et e_{0-FID2} correspondent aux amplitudes initiales respectives des premier et second signaux mesurés (en V), et Δt le délai entre les deux impulsions (en s). L'inversion de

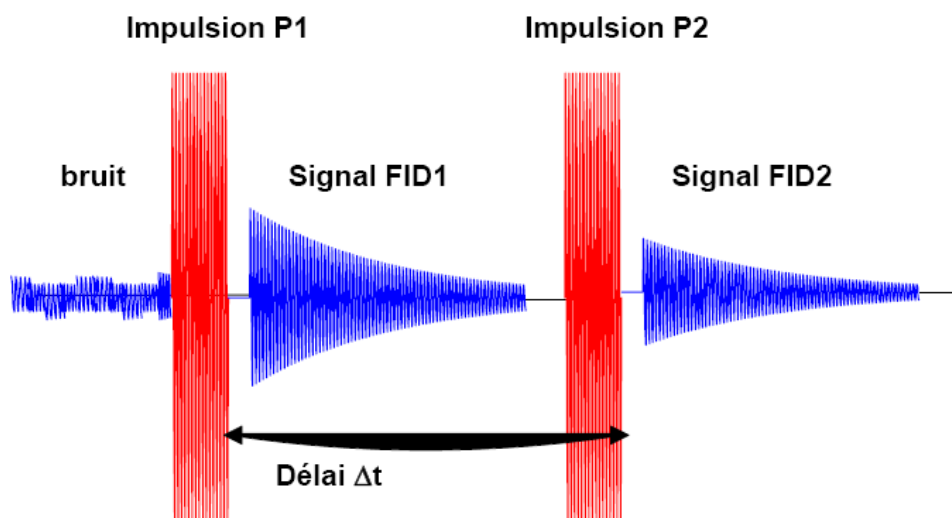


FIGURE 2.5 – Principe d'un sondage RMP à deux impulsions

ce paramètre permet d'estimer la variation avec la profondeur de la taille des pores du milieu.

La phase φ_0 renseigne sur la distribution des conductivités électriques du sous-sol. Ce paramètre doit être pris en compte lors de l'inversion lorsque les résistivités du milieu sondé sont inférieures à $10 \Omega \cdot m$ (Legchenko *et al.*, 2008).

Comme pour les méthodes électriques et électromagnétiques, l'interprétation des mesures RMP présente des équivalences. Ainsi, la quantité d'eau globale $\theta_{RMP} * \Delta z$ d'un terrain est bien définie, mais pas chacun des termes de son produit (Legchenko *et al.*, 2004, 2006).

2.2.2 Résultats et paramètres descriptifs des roches

Les porosités hydrogéologiques

Dans le cadre d'une étude hydrogéologique, on ne s'intéresse pas uniquement à la quantité d'eau qu'un réservoir peut contenir (quantifiée par la porosité totale n), mais aussi à la dynamique de cette eau au sein de ce réservoir : sa circulation et ses liaisons avec le milieu rocheux. Pour cela, on est amené à distinguer différents types de porosité, qui définissent différents types d'eau (Figure 2.6).

Pour qu'une circulation soit possible, il est avant tout nécessaire que les pores de la formation soient connectés. Certaines formations volcaniques (par exemple) comportent une certaine quantité de pores isolés ou en cul-de-sac, qui limitent les possibilités d'écoulement.

Les pores isolés forment la porosité « close », par opposition à la porosité « ouverte », qui regroupe les pores intercommunicants.

Une partie de l'eau contenue dans le réservoir est également retenue sur les particules solides de la matrice rocheuse par des forces d'attraction moléculaire (de Marsily, 1981). Ces forces décroissent avec la distance par rapport au grain, et conduisent à l'établissement d'une couche d'eau immobile dite « liée », qui ne participe pas à l'écoulement et que l'on considère – d'un point de vue hydrodynamique – comme faisant partie de la phase solide. De plus, lorsque le milieu n'est pas saturé, la présence d'air dans le réservoir entraîne une tension capillaire qui retient une partie de l'eau, appelée « eau capillaire ».

A partir de ces notions, on introduit deux porosités pour les études hydrogéologiques :

1. La porosité cinématique n_e , qui représente le volume relatif d'eau *mobile* dans un réservoir saturé sous l'effet d'un gradient de charge. Elle peut être définie comme le rapport de la vitesse de déplacement moyenne de l'eau en mouvement dans un milieu perméable à la vitesse de Darcy dans ce milieu.
2. La porosité de drainage (ou efficace) S_y , qui correspond au volume d'eau relatif qu'un aquifère peut libérer sous l'action de forces gravitaires. Elle représente en d'autres termes le volume d'eau que l'on peut obtenir en drainant un échantillon par égouttage. Sa valeur dépend du temps de drainage de l'échantillon : au cours de l'égouttage, la saturation de l'échantillon diminue, et une partie de l'eau initialement mobile est retenue par les forces de capillarité.

Cependant, la libération d'eau par un aquifère fait également intervenir des phénomènes de décompression de l'eau et de compaction du réservoir (suite au départ de l'eau), quantifiés par le coefficient d'emménagement S . Dans un système captif, ces phénomènes de décompression et de compaction sont majoritaires. En nappe libre, le volume d'eau libéré par une baisse de charge dépend essentiellement du volume d'eau gravitaire, et donc de la porosité de drainage. Le rôle des phénomènes de décompression et de compaction y est minoritaire : on considère pratiquement que l'emménagement peut être quantifié par S_y .

La teneur en eau RMP

La teneur en eau θ_{RMP} mesurée par la méthode de sondage RMP correspond au volume d'eau compris dans le volume de terrain sondé dont le temps de décroissance est supérieur au

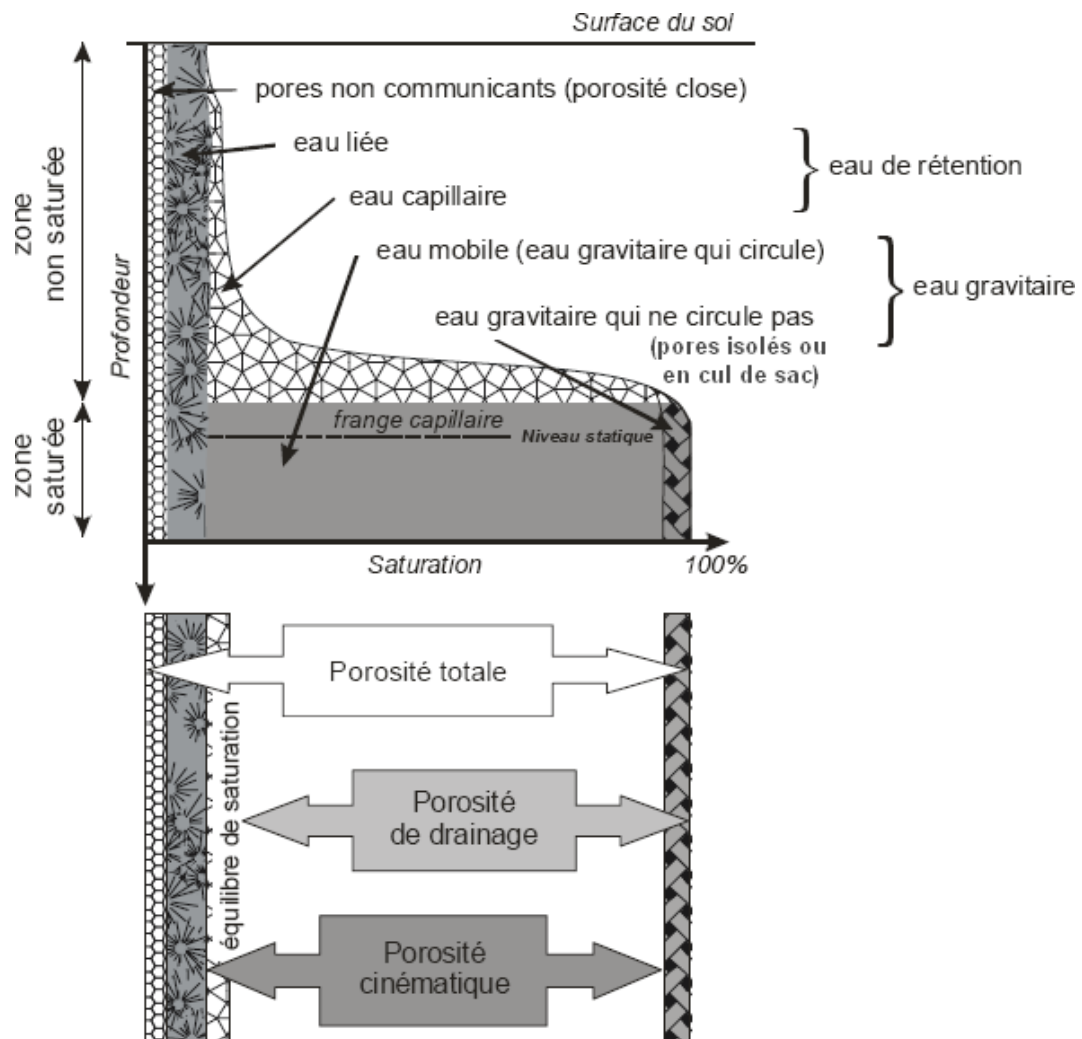


FIGURE 2.6 – Les différentes porosités des études hydrogéologiques, (modifié d'après Vouillamoz, 2003)

seuil de détection de l'appareil utilisé (40 ms pour l'appareillage *Numis* disponible).

Dans les formations sédimentaires non-consolidées, les porosités close et en cul-de-sac sont négligeables (Lubczynski et Roy, 2007). Le signal mesuré peut donc être assimilé à la porosité cinématique du milieu n_e (Vouillamoz, 2003; Lachassagne *et al.*, 2005; Lubczynski et Roy, 2005; Vouillamoz *et al.*, 2008). De plus, si la formation est constituée d'éléments grossiers formant un aquifère libre, on peut considérer que $S_y \approx n_e$. Ainsi, théoriquement et en l'absence de phénomènes perturbateurs, la teneur en eau mesurée dans ce genre de milieu pourrait être une bonne approximation de la porosité de drainage de la formation.

Lorsque la granulométrie des formations diminue, la porosité de drainage S_y devient faible devant la porosité cinématique n_e . La teneur en eau mesurée dans ces milieux est telle que $\theta_{RMP} \geq S_y$ (Lubczynski et Roy, 2007; Boucher *et al.*, 2009).

Enfin, la faible amplitude des signaux mesurés ne permet pas de détecter l'eau située dans les formations dont la teneur en eau RMP est inférieure à 1 % environ. L'applicabilité de cette méthode pour l'étude de formations peu fissurées ou fracturées est donc limitée (Vouillamoz *et al.*, 2005; Legchenko *et al.*, 2006).

Estimation des paramètres hydrodynamiques

Des lois empiriques ont été proposées par l'industrie pétrolière (pour la résonance magnétique nucléaire) pour estimer certains paramètres hydrodynamiques du milieu à partir des résultats d'inversion (Seevers, 1966; Kenyon, 1997). Des comparaisons entre mesures RMP et résultats de pompages d'essai ont permis d'estimer la conductivité hydraulique K_{RMP} et la transmissivité T_{RMP} (Legchenko et Valla, 2002; Vouillamoz *et al.*, 2002; Lachassagne *et al.*, 2005; Vouillamoz *et al.*, 2005), avec Δz l'épaisseur de l'aquifère estimée par la RMP (en m), C_k et C_T (en $\text{m} \cdot \text{s}^{-3}$), des constantes à caler (Vouillamoz *et al.*, 2007a) :

$$K_{RMP} = C_k \cdot (\theta_{RMP}) \cdot (T_1^*)^2 \quad (2.8)$$

$$T_{RMP} = C_T \cdot (\theta_{RMP} \cdot \Delta z) \cdot (T_1^*)^2 \quad (2.9)$$

Ces relations ont été validées dans différents contextes hydrogéologiques (Vouillamoz (2003), Vouillamoz *et al.*, 2007b). D'autres relations permettant d'estimer le coefficient d'emmagasinement pour un aquifère captif S_{C-RMP} et la porosité de drainage pour une nappe

libre S_{y-RMP} ont été développées, mais leur utilisation donne des valeurs moins fiables que celles fournies par les équations 2.8 et 2.9.

Cette méthode permet donc d'estimer la géométrie et la teneur en eau du milieu, et, une fois les constantes calées, la conductivité hydraulique et la transmissivité, le tout à partir d'une mesure non-intrusive. Elle peut donc permettre de préciser le modèle conceptuel du sous-sol et donc de réduire les incertitudes des pompages d'essai.

Son utilisation en milieu côtier sableux devrait également permettre de limiter le nombre de pompages d'essai nécessaires pour caractériser les aquifères. En effet, dans ce contexte, la teneur en eau θ_{RMP} correspond théoriquement à une bonne estimation de la porosité de drainage. Un ou plusieurs pompages d'essai seront toutefois nécessaires pour estimer les constantes C_k et C_T .

Applicabilité dans les milieux magnétiques

Une des conditions nécessaires pour la réalisation d'une mesure RMP avec le protocole *FID* est l'homogénéité du champ géomagnétique à l'échelle du milieu étudié. En présence d'un champ hétérogène (dû à la présence de formations magnétiques au sein ou à proximité du milieu sondé), la fréquence de précession des protons n'est pas la même dans tout le milieu. Un sondage *FID* réalisé dans ce genre de milieu mesurera donc des signaux réduits, et donnera des valeurs de $e_0(q)$ et de $T_2^*(q)$ sous-estimées, qui mèneront à une interprétation biaisée des caractéristiques du milieu. Dans le cas où T_2^* est inférieur à 40 ms (à cause des effets magnétiques), aucun signal ne sera mesuré, même pour des milieux saturés (Roy *et al.*, 2008).

Synthèse : intérêt d’une approche couplée hydrogéophysique

Les pompages d’essai permettent de caractériser un volume de terrain à une échelle jugée appropriée pour les études hydrogéologiques (en fonction des paramètres de l’essai et du milieu) à partir d’une mesure *in situ*. Toutefois, leur interprétation est rendue difficile par les équivalences entre certaines solutions analytiques et la difficulté d’obtenir des données non-bruitées. L’interprétation « correcte » d’un essai suppose que l’on puisse identifier un modèle conceptuel cohérent du système étudié.

Les méthodes géophysiques présentées dans ce chapitre permettent, sous certaines conditions, d’estimer les structures géologiques du sous-sol, la géométrie des réservoirs et la répartition de la quantité et de la qualité de l’eau dans le sol. Les informations obtenues et la caractérisation du milieu qui en découle sont valides à une échelle dépendant de la technique utilisée, des informations dont on dispose *a priori*, des paramètres de la mesure et du milieu étudié. L’interprétation des mesures présente des équivalences, notamment sur les couples de paramètres $(\rho; \Delta z)$ et $(\theta_{RMP}; \Delta z)$.

Ces deux types d’outils présentent donc des équivalences sur des paramètres différents. En les utilisant de manière complémentaire, il devrait être possible de contraindre les interprétations des pompages d’essai. Nous verrons dans la suite de cette étude différents exemples numériques et expérimentaux d’utilisation de cette approche couplée.

Deuxième partie

Etude numérique et
méthodologique

Chapitre 3

Etude numérique de l'efficacité d'une approche hydrogéophysique pour interpréter un pompage d'essai en contexte de socle

3.1 Approche proposée

Bien que l'objectif d'un pompage d'essai soit de préciser le modèle conceptuel d'un aquifère, son interprétation peut être facilitée par la connaissance de certains éléments de ce modèle conceptuel *a priori* (géométrie, paramètres hydrodynamiques, type d'écoulement).

En présence d'une limite à flux nul par exemple, l'essai doit être suffisamment long pour observer l'effet du puits image, et trois puits d'observation disposés d'une façon particulière sont nécessaires pour le localiser (Chapuis, 1994a). Ces conditions étant très difficiles à réunir, l'objectif de ce chapitre est d'estimer l'éventuelle amélioration que pourrait apporter la technique de panneau électrique dans ce genre de contexte.

L'approche proposée consiste dans un premier temps à interpréter des pompages d'essai synthétiques dans un aquifère captif recoupé par une formation imperméable. Ceci permettra d'évaluer les incertitudes des paramètres transmissivité (T) et coefficient d'emmagasinement (S) estimés lorsque l'interprétation est conduite sans connaître la position de cette limite (Fi-

gure 3.1). La précision avec laquelle la technique de panneau électrique permet de positionner cette limite sera ensuite quantifiée. Enfin, en combinant ces résultats, nous quantifierons l'erreur commise sur T et S lorsque l'interprétation de l'essai est réalisée avec une limite dont la position est précisée grâce à la technique de panneau électrique.

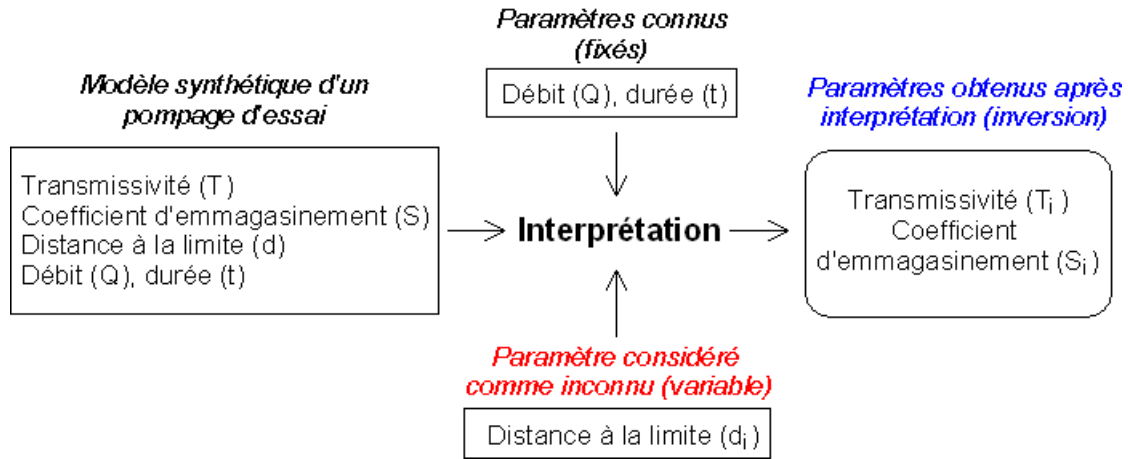


FIGURE 3.1 – Illustration de l'approche proposée pour l'étude numérique de l'impact de la méconnaissance de la position d'une limite à flux nul sur l'interprétation d'un pompage d'essai (la distance d à la limite n'est généralement pas donnée par les programmes d'interprétation)

3.2 Modèle utilisé

Présentation

Le modèle conceptuel utilisé consiste en un aquifère captif en domaine de socle, en contact avec une formation altérée argileuse considérée comme imperméable (Figures 3.2 et 3.3). Ce modèle correspond à un contexte réel rencontré en zone de socle, présenté plus en détail dans le chapitre 5.2. Ses paramètres hydrodynamiques sont définis à partir des travaux de Maréchal *et al.* (2004) et de Dewandel *et al.* (2006) dans ce genre de milieux : T varie entre 10^{-5} et 10^{-3} m^2/s , et S entre 10^{-4} et 10^{-3} . La durée de l'essai est de un à deux jours, durée prise volontairement courte pour se rapprocher des conditions réelles de la plupart des essais. Enfin, un bruit aléatoire de ± 2 cm est ajouté aux données synthétiques afin de simuler les effets de l'ensemble des processus affectant la qualité des données (erreur de mesure, filtrage des variations barométriques, variations involontaires du débit).

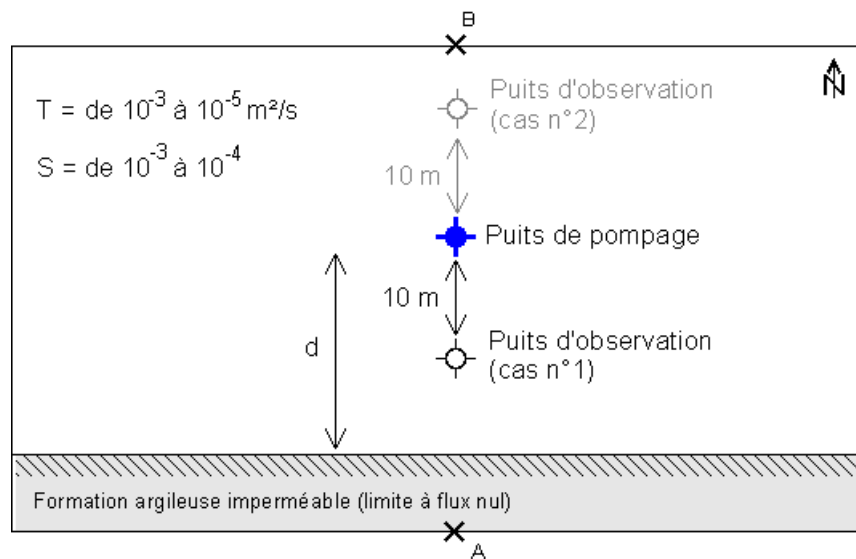


FIGURE 3.2 – Vue en plan du modèle synthétique utilisé

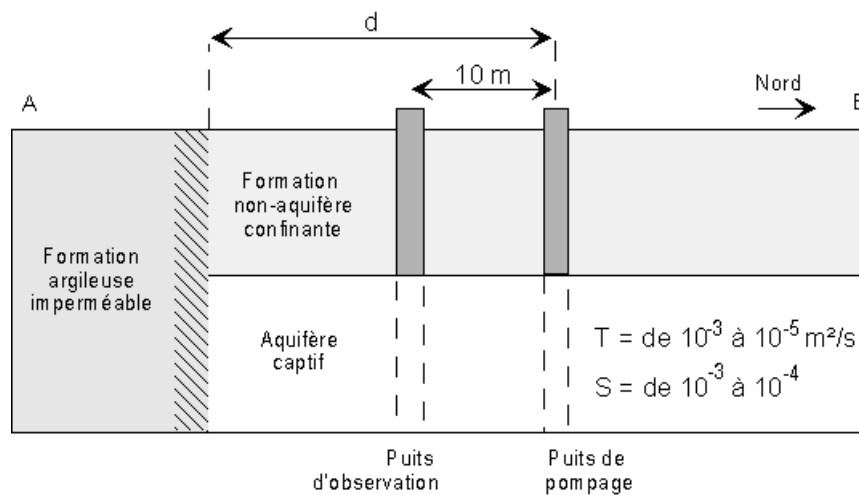


FIGURE 3.3 – Vue en coupe (suivant AB dans le cas n° 1, Figure 3.2) du modèle synthétique utilisé. Les deux puits sont considérés comme complets, parfaits (hydrauliquement parlant) et de diamètre négligeable

Le puits d'observation est positionné volontairement au plus près de la limite à flux nul, afin de maximiser l'influence du puits image par rapport à celle du puits de pompage. Ceci permet d'estimer l'incertitude maximale possible dans une telle situation. Une étude avec le puits d'observation situé à une distance plus importante de la limite sera également conduite, afin d'évaluer l'incertitude de l'interprétation dans un cas plus favorable. Trois valeurs de distance d seront considérées : 15, 25 et 50 m.

Les données synthétiques sont générées avec la solution de Theis en présence d'une limite à flux nul (Equation 1.3). Les traitements des données (modélisation et interprétation) sont réalisés avec le logiciel AQTESOLV (HydroSOLVE Inc.).

Indicateurs

Deux types d'indicateurs seront utilisés dans cette section :

- la moyenne des écarts quadratiques RMS (*root mean square*) entre les données synthétiques ($Obs_{(i)}$) et les données calculées par l'interprétation ($Calc_{(i)}$), afin d'estimer la qualité de l'ajustement de la solution analytique sur les données synthétiques (Equation 3.1, avec N le nombre de valeurs) ;

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \left(Obs_{(i)} - Calc_{(i)} \right)^2}{N}} \quad (3.1)$$

- le rapport $R(X)$ entre les valeurs maximale X_{max} et minimale X_{min} de chaque paramètre X , afin d'évaluer l'étalement des solutions équivalentes à l'aide d'un critère simple (Equation 3.2).

$$R(X) = \frac{X_{max}}{X_{min}} \quad (3.2)$$

La stratégie de modélisation consiste, pour différentes valeurs de d , à estimer T et S jusqu'à ce que l'écart RMS atteigne le double de l'écart RMS obtenu pour la distance d réelle (15, 25 et 50 m).

3.3 Résultats

3.3.1 Impact de l'incertitude de la position d'une limite à flux nul sur l'interprétation d'un pompage d'essai

Exemple de résultats pour $T = 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et $d = 15 \text{ m}$

Le tableau 3.1 présente les valeurs de T et S estimées pour une transmissivité de $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, une limite à flux nul située à 15 m du puits de pompage et deux valeurs de S (10^{-3} et 10^{-4}). Dans ce cas, l'interprétation est mal contrainte : la position de la limite n'est pas résolue, et les intervalles des valeurs possibles de T et de S sont larges. L'utilisation des rapports $R(T)$ et $R(S)$ permet de simplifier la lecture de ce tableau : lorsque $R(X)$ tend vers 1, l'intervalle des valeurs de X est étroit, et ce paramètre est bien contraint. Les résultats du tableau 3.1 peuvent ainsi être résumés dans le tableau 3.2.

L'analyse de ces résultats montre que l'interprétation est mieux contrainte pour les débits de pompage importants : le rapport moyen $\bar{R}(S)$ calculé à partir de l'ensemble des interprétations réalisées pour un même débit passe ainsi de 6,2 à 3,7 lorsque ce débit augmente de 1 à 5 m^3/h . $\bar{R}(T)$ reste égal à 2,0 pour ces valeurs de T et d .

L'augmentation de la durée de l'essai est quasiment sans effet sur T , mais entraîne une moins bonne estimation de S : $\bar{R}(S)$ passe de 4,6 à 5,3. Prolonger la durée de l'essai est sans effet sur le début de la courbe de rabattement, où le bruit synthétique provoque des oscillations fortes qui dominent le calcul du RMS, surtout lorsque T est faible.

Nous présenterons dans la suite de cette section les variations de $R(S)$ et $R(T)$ en fonction du débit pour les différentes valeurs des paramètres de l'essai et du milieu.

Résultats pour l'ensemble des interprétations

Les résultats de l'ensemble des interprétations sont présentés dans le tableau 3.3. Les rapports moyens $\bar{R}(T)$ et $\bar{R}(S)$ correspondent aux moyennes obtenues sur l'ensemble des interprétations pour une transmissivité et une distance données. Le détail des valeurs de $R(T)$ et $R(S)$ de chaque essai est fourni Annexe A.

Lorsque la transmissivité est élevée ($10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$), l'estimation de T est mal contrainte, et ce quelle que soit la position de la limite : le rapport moyen $\bar{R}(T)$ varie entre 2,0 et 1,6. Pour les transmissivités plus faibles, l'interprétation est mieux contrainte : $\bar{R}(T)$ varie entre 1,5 et

$$T = 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s} \text{ et } d = 15 \text{ m}$$

S	Q (m ³ /h)	Durée (j)	d	T (10 ⁻³ m ² /s)	S
10 ⁻³	1	1	[1 ; +∞]	[0, 51 ; 1, 0]	[0, 36 ; 1, 7] (10 ⁻³)
10 ⁻³	5	1	[1 ; +∞]	[0, 50 ; 1, 0]	[0, 54 ; 1, 9] (10 ⁻³)
10 ⁻³	1	2	[1 ; +∞]	[0, 50 ; 1, 0]	[0, 33 ; 1, 8] (10 ⁻³)
10 ⁻³	5	2	[1 ; +∞]	[0, 50 ; 1, 0]	[0, 56 ; 1, 9] (10 ⁻³)
10 ⁻⁴	1	1	[1 ; +∞]	[0, 51 ; 1, 0]	[0, 31 ; 1, 9] (10 ⁻⁴)
10 ⁻⁴	5	1	[1 ; +∞]	[0, 50 ; 1, 0]	[0, 46 ; 1, 9] (10 ⁻⁴)
10 ⁻⁴	1	2	[1 ; +∞]	[0, 50 ; 1, 0]	[0, 22 ; 1, 9] (10 ⁻⁴)
10 ⁻⁴	5	2	[1 ; +∞]	[0, 50 ; 1, 0]	[0, 49 ; 1, 9] (10 ⁻⁴)

TABLE 3.1 – Intervalles des paramètres utilisés (d) et estimés (T et S) lors de l'interprétation du pompage d'essai en présence d'une limite à flux nul

S	Q (m ³ /h)	Durée (j)	R(T)	R(S)
10 ⁻³	1	1	2, 0	4, 8
10 ⁻³	5	1	2, 0	3, 5
10 ⁻³	1	2	2, 0	5, 4
10 ⁻³	5	2	2, 0	3, 4
10 ⁻⁴	1	1	2, 0	6, 1
10 ⁻⁴	5	1	2, 0	4, 1
10 ⁻⁴	1	2	2, 0	8, 7
10 ⁻⁴	5	2	2, 0	3, 9
Rapport moyen $\bar{R}(X)$			2, 0	5, 0

TABLE 3.2 – Rapports $R(T)$ et $R(S)$ correspondants

	d = 15 m		d = 25 m		d = 50 m	
	$\bar{R}(T)$	$\bar{R}(S)$	$\bar{R}(T)$	$\bar{R}(S)$	$\bar{R}(T)$	$\bar{R}(S)$
$T = 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$	2,0	5,0	1,8	4,7	1,6	3,4
$T = 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$	1,5	1,9	1,1	1,3	1,2	1,1
$T = 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,0

TABLE 3.3 – Rapports moyens $\bar{R}(T)$ et $\bar{R}(S)$ calculés à partir des résultats de l’interprétation hydrogéologique seule

1,1 lorsque $T = 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ et entre 1,1 et 1,0 lorsque $T = 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$.

Les mêmes conclusions peuvent être tirées pour S : pour une transmissivité de $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, $\bar{R}(S)$ varie entre 5,0 et 3,4. Lorsque la transmissivité diminue, $\bar{R}(S)$ ne varie plus qu’entre 1,9 et 1,0. A partir du détail des résultats (Annexe A), nous pouvons également observer que l’interprétation est légèrement moins bien contrainte pour les faibles valeurs de S .

L’influence du débit de pompage reste la plus importante : le rapport moyen $\bar{R}(T)$ calculé à partir de *toutes* les interprétations réalisées pour un même débit passe de 1,5 à 1,2 lorsque ce débit augmente de 1 à 5 m^3/h . $\bar{R}(S)$ passe de 2,8 à 1,7.

Conclusion

L’interprétation d’un pompage d’essai en contexte de socle avec une limite à flux nul peut donc être mal contrainte (jusqu’à 2,0 pour $R(T)$ et 8,7 pour $R(S)$), en particulier lorsque la transmissivité du milieu est importante et que le débit employé est faible. De manière générale pour les essais présentés, la résolution est meilleure lorsque T diminue et/ou que S , Q et d augmentent.

En conséquence, et surtout lorsque la transmissivité du milieu étudié est importante, la connaissance de la position de la limite devrait permettre de préciser l’interprétation de l’essai. Lorsque la transmissivité est plus faible, ou que la limite est plus éloignée, la connaissance précise de sa position devrait permettre d’améliorer la géométrie du modèle conceptuel, mais présente moins d’intérêt pour contraindre les paramètres hydrodynamiques.

3.3.2 Précision de la technique de panneau électrique pour localiser une structure conductrice verticale

Modèle utilisé

Le modèle utilisé pour cette étude correspond à une coupe Nord-Sud du milieu présenté Figure 3.2. Le profil de résistivité électrique correspondant est présenté Figure 3.4. Le contact entre la formation altérée argileuse (imperméable) et le réservoir est supposé vertical et net, au niveau de l'abscisse $x = 100$ m. Différentes valeurs de résistivité sont considérées pour la formation altérée argileuse : 10, 40 et 100 $\Omega \cdot m$.

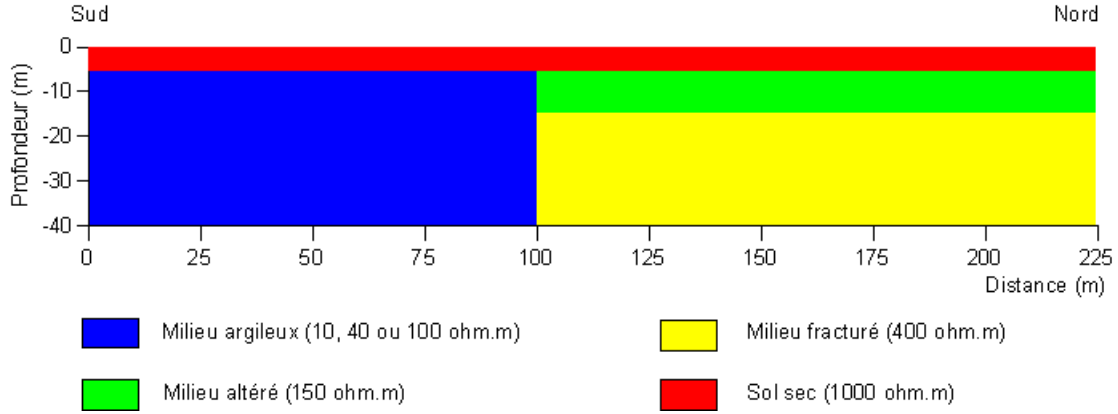


FIGURE 3.4 – Profil des résistivités électriques du terrain étudié

Les données synthétiques sont générées à l'aide des logiciels Res2dMod (Geotomo Software) et X2ipi (Moscow State University). Les dispositifs *Wenner Alpha* et *Wenner Beta* sont utilisés conjointement avec un espacement inter-électrode de 4 m et un bruit aléatoire de 5 % sur les valeurs de ρ_a . L'utilisation conjointe de ces deux dispositifs permet de maximiser les résolutions verticale et horizontale des mesures tout en offrant un bon compromis en termes de profondeur d'investigation. Afin de localiser la limite, nous nous intéressons à la position des deux iso-contours correspondants aux valeurs de la résistivité de la formation imperméable (10, 40 ou 100 $\Omega \cdot m$) et du socle fissuré (400 $\Omega \cdot m$). Les résultats seront donc les écarts entre la position de ces iso-contours dans le modèle initial ($x = 100$ m) et leur position définie par l'inversion.

Résultats

Les inversions des données sont réalisées à l'aide du logiciel Res2dInv (Geotomo Software). Un exemple d'inversion pour une résistivité de $10 \Omega \cdot m$ est présenté Figure 3.5. Les résultats de l'ensemble des tests sont présentés dans le tableau 3.4. Les écarts sont comparables pour les trois valeurs de résistivité : entre 2 et 4 m pour l'iso-contour du milieu argileux, et entre 8 et 10 m pour l'iso-contour du milieu fracturé. Ainsi, dans ce cas, la position du contact est donnée avec une précision comprise entre -4 et $+10$ m.

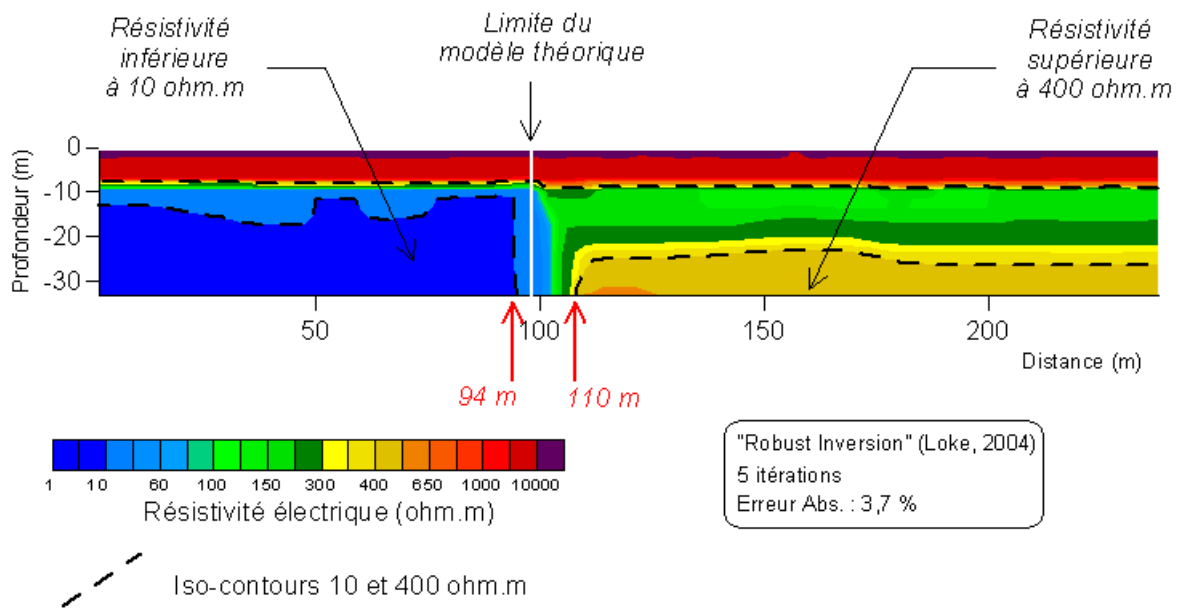


FIGURE 3.5 – Positions des iso-contours 10 et $400 \Omega \cdot m$ obtenues après inversion des données synthétiques pour une résistivité électrique du milieu argileux de $10 \Omega \cdot m$

Résistivité ($\Omega \cdot m$)	Position de l'iso-contour du milieu argileux (m)	Ecart (m)	Position de l'iso-contour du milieu fracturé (m)	Ecart (m)
10	96	-4	108	+8
40	96	-4	110	+10
100	98	-2	108	+8

TABLE 3.4 – Précision de la localisation de la limite par la tomographie de résistivité électrique

3.3.3 Amélioration de l'interprétation d'un pompage d'essai en utilisant l'approche hydrogéophysique

En combinant les résultats obtenus pour ces deux études numériques, nous estimons la gamme d'erreur obtenue pour T et S lorsque l'interprétation de l'essai de pompage est réalisée avec les résultats de panneau électrique. Le tableau 3.5 présente les résultats en termes de rapports moyens $\bar{R}(T)$ et $\bar{R}(S)$ pour les différentes configurations d'essai, avec et sans l'information complémentaire apportée par la géophysique.

En utilisant cette information géophysique, les valeurs des rapports moyens sont fortement réduites. La variation du paramètre $R(X)$ peut être calculée à l'aide de la formule présentée Equation 3.3, avec $R(X)_i$ et $R(X)_f$ les valeurs initiales (sans information géophysique) et finales (avec information géophysique) du paramètre considéré (respectivement). Celle-ci atteint près de 40 % pour $\bar{R}(T)$ et 60 % pour $\bar{R}(S)$ lorsque la transmissivité est élevée ($T = 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$) par exemple.

$$Var = \frac{R(X)_f - R(X)_i}{R(X)_i} \quad (3.3)$$

	d = 15 m		d = 25 m		d = 50 m	
	$\bar{R}(T)$	$\bar{R}(S)$	$\bar{R}(T)$	$\bar{R}(S)$	$\bar{R}(T)$	$\bar{R}(S)$
Sans géophysique						
$T = 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$	2,0	5,0	1,8	4,7	1,6	3,4
$T = 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$	1,5	1,9	1,1	1,3	1,2	1,1
$T = 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,0
Avec géophysique						
$T = 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$	1,1	2,1	1,1	1,9	1,1	1,1
$T = 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$	1,1	1,7	1,1	1,3	1,1	1,1
$T = 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,0

TABLE 3.5 – Valeurs des rapports moyens $\bar{R}(T)$ et $\bar{R}(S)$ avec et sans géophysique

La même étude réalisée avec le puits d'observation 10 m au Nord du puits de pompage (cas n° 2, Figure 3.2, page 45) donne des incertitudes légèrement plus faibles, mais permet d'obtenir les mêmes conclusions. Pour une transmissivité de $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, l'utilisation d'informations

géophysiques permet de réduire $\bar{R}(T)$ de 38 % et $\bar{R}(S)$ de 48 %.

3.4 Conclusion

L'utilisation de l'information géophysique lors de l'interprétation d'un pompage d'essai peut permettre de mettre en évidence et de positionner une éventuelle limite et ainsi de réduire les incertitudes sur les paramètres T et S : pour les essais présentés, l'incertitude moyenne sur la transmissivité est réduite de 24 %, et de 41 % pour le coefficient d'emménagement.

Pour le cas étudié dans cette section, l'interprétation n'est réellement améliorée que dans le cas où la transmissivité est élevée et que l'essai est réalisé avec un débit faible (ou que la limite est proche). Lorsque la transmissivité atteint $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$, ou lorsque le débit est plus important, les informations apportées par la tomographie de résistivité électrique ne permettent pas de contraindre l'interprétation, mais permettent de préciser le modèle conceptuel, en indiquant la position réelle de la limite, là où l'interprétation hydrogéologique ne donne qu'une distance radiale autour du puits. Les conclusions sont les mêmes lorsque le puits d'observation est plus éloigné de la limite.

Toutefois, lorsque le bruit aléatoire atteint $\pm 10 \text{ cm}$, les incertitudes sur T et S obtenues pour des transmissivités plus faibles (10^{-4} à $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$) augmentent. Dans ce cas, l'utilisation d'informations géophysiques peut permettre de réduire les incertitudes pour ces valeurs de T .

Notons également qu'en présence de deux limites à flux nul parallèles, les conclusions sont semblables, mais l'incertitude est plus importante : pour une transmissivité de $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, un débit de $5 \text{ m}^3/\text{h}$ et deux limites séparées de 50 m par exemple, $R(T) = 11,3$ et $R(S) = 3,5$. L'utilisation d'informations géophysiques réduit ces intervalles de 44 % et 33 % respectivement.

La pertinence de l'utilisation de méthodes géophysiques dépend donc de la configuration de l'essai et des caractéristiques du milieu. L'utilisation de la tomographie de résistivité électrique permet de réduire les équivalences sur les paramètres T et S , mais pas de les supprimer. Un exemple illustrant cette étude en milieu naturel sera présenté dans la section 5.2.

Chapitre 4

Extension des capacités de la méthode de sondage RMP en présence d'hétérogénéités de champ géomagnétique

L'efficacité de la méthode de sondage par résonance magnétique des protons en milieu sédimentaire non-consolidé a été démontrée grâce à de nombreuses études, notamment par les travaux de Legchenko *et al.* (2002); Roy et Lubczynski (2003); Vouillamoz *et al.* (2007a, 2008). En l'absence de phénomènes perturbateurs, la stratification généralement horizontale et la quantité importante d'eau libre de ces milieux sont autant de conditions favorables à la réalisation de sondages (Vouillamoz *et al.*, 2007a).

Certains contextes peuvent toutefois présenter plusieurs particularités, qui peuvent restreindre l'applicabilité de cette méthode, notamment les zones où le champ géomagnétique est hétérogène. Ainsi, Roy *et al.* (2008) n'ont mesuré aucun signal RMP dans des formations alluviales saturées contenant des minéraux magnétiques. Lorsque ces hétérogénéités magnétiques ne sont pas connues *a priori*, l'interprétation d'une mesure RMP peut ainsi mener à un modèle conceptuel erroné.

En laboratoire, afin de s'affranchir de ce problème, un protocole de mesure spécial, dit d'« écho de spin » (*spin echo*) a été développé par Hahn (1950). Ce protocole est classique-

ment utilisé par certains spectromètres, pour l’Imagerie par Résonance Magnétique (IRM) et pour les applications de Résonance Magnétique Nucléaire (RMN) en domaine pétrolier. L’objectif de ce chapitre est de présenter comment ce protocole peut être utilisé pour réaliser des sondages RMP en milieu naturel en adaptant le protocole d’acquisition de l’appareil existant *Numis*.

4.1 Présentation du protocole d’écho de spin pour la RMP

Mesure RMP en utilisant le protocole d’écho de spin

Lors d’un sondage RMP en présence d’un champ géomagnétique hétérogène, la précession des protons ne s’effectue pas à la même fréquence dans tout le milieu. Le paramètre T_2^* dépend alors de l’hétérogénéité du champ ΔB_0 à l’échelle du milieu sondé et des phénomènes de diffusion moléculaire (quantifiés par T_{2D}) tel que :

$$\frac{1}{T_2^*} = \frac{1}{T_2} + \frac{1}{T_{2D}} + (\gamma \cdot \Delta B_0) \quad (4.1)$$

Le protocole de mesure d’écho de spin consiste en une séquence à deux impulsions : une première impulsion q_1 suivie d’une seconde impulsion q_2 après un temps τ_e . Cette seconde impulsion génère un phénomène dit « d’écho », qui correspond à une refocalisation transitoire de l’ensemble des protons (Dunn *et al.*, 2002). Ce signal est observé après un temps τ_e suivant la seconde impulsion (Figure 4.1).

Pour son application à la mesure RMP, la seconde impulsion est générée pendant un temps deux fois plus important que la première, et ce afin d’augmenter l’amplitude du signal d’écho.

De plus, contrairement aux mesures réalisées à l’aide d’un spectromètre (en champ totalement contrôlé), le champ d’excitation n’est pas homogène à l’échelle du volume sondé lors d’une mesure RMP. Ceci implique que les angles de rotation des moments magnétiques ne sont pas tous les mêmes dans le volume investigué, et donc que la valeur du temps de décroissance T_2 estimée peut être biaisée. Il est toutefois possible de préciser cette estimation en s’inspirant de la procédure de *rotary spin echo* (Solomon, 1959), qui consiste à inverser la phase de la seconde impulsion.

En résumé, la seconde impulsion pour la réalisation de sondage RMP avec le protocole d’écho de spin est telle que $q_2 = -2q_1$. Une illustration du protocole est donnée Annexe B.

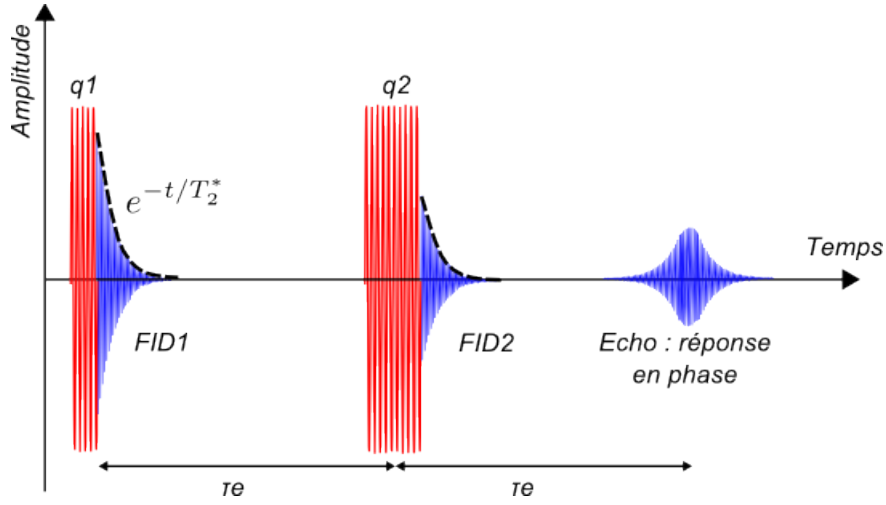


FIGURE 4.1 – Illustration du phénomène d'écho de spin au bout d'un temps $2\tau_e$ après la première impulsion

Temps de décroissance

En considérant que la fréquence des impulsions est égale à la fréquence de Larmor, et que l'amplitude du courant est la même pour ces deux impulsions, la composante transversale de la magnétisation des protons s'exprime, avec $q = q_2 = 2q_1$, par (Bloom, 1955) :

$$M_{\perp} = -M_0 \cdot \sin^3 \left(\frac{1}{2} \cdot \gamma \cdot I_0^{-1} \cdot B_1 \cdot q \right) \quad (4.2)$$

où M_0 représente la magnétisation des protons à l'équilibre (en A/m) et B_1 la composante du champ d'excitation perpendiculaire au champ géomagnétique B_0 (en T). L'amplitude du signal d'écho mesuré après un temps $2\tau_e$ après la première impulsion s'exprime par :

$$E_e = E_0 \cdot \exp \left(-\frac{2\tau_e}{T_{2MRS}} \right) \quad (4.3)$$

où T_{2MRS} correspond au temps de décroissance observé, affecté des phénomènes de relaxation et de diffusion moléculaire tel que :

$$\frac{1}{T_{2MRS}} = \frac{1}{T_2} + \frac{1}{T_{2D}} \quad (4.4)$$

avec :

$$\frac{1}{T_{2D}} = \frac{D (\gamma \nabla G \tau_e)^2}{3} \quad (4.5)$$

où ∇G correspond au gradient de champ « interne » dû aux contrastes de susceptibilité magnétique entre les pores et la phase solide de la formation sondée (Keating et Knight, 2008) et D au coefficient de diffusion du milieu.

L'appareil *Numis* ne permettant pas la réalisation d'une séquence à plus de deux impulsions q_i , il n'est donc pas possible de générer une série d'impulsions pour mesurer les signaux d'écho pour différents τ_e en une seule fois. Une solution alternative consiste à réaliser plusieurs mesures individuelles à deux impulsions pour différentes valeurs de τ_e , afin de mesurer séparément le signal d'écho de spin pour chacune de ces valeurs. Ces signaux sont ensuite regroupés pour estimer le temps de décroissance T_{2MRS} et l'amplitude initiale du signal E_0 en ajustant une courbe exponentielle sur l'enveloppe décrite par les signaux d'écho au temps $t = 2\tau_e$ pour différentes valeurs de τ_e (Figure 4.2).

Notons également qu'en présence d'un gradient de champ ∇G , la courbe enveloppe du signal d'écho ne sera pas forcément de forme exponentielle. Ceci peut donc provoquer des erreurs lors de l'estimation de T_{2MRS} et de E_0 .

Teneur en eau

La teneur en eau RMP θ_{RMP} estimée en utilisant le protocole classique *FID* correspond au volume relatif d'eau du milieu présentant un temps de décroissance supérieur à la limite de détection de l'appareil utilisé (40 ms pour le *Numis*) (Legchenko et Valla, 2002). Les signaux non-détectés correspondent à (une partie de) l'eau liée, ainsi qu'aux noyaux d'hydrogène des molécules d'eau dont la précession est affectée par des phénomènes d'hétérogénéités de champ géomagnétique.

En utilisant un protocole d'écho de spin, les protons dont la précession est normalement affectée par des phénomènes d'hétérogénéités de champ sont pris en compte dans la mesure. Ainsi, en fonction du contexte géologique, seule l'eau liée, ou une partie de celle-ci, n'est pas détectée. Ce protocole devrait donc permettre de préciser les teneurs en eau des milieux présentant des hétérogénéités de champ faibles (permettant la mesure de signaux *FID* réduits), mais également d'estimer la teneur en eau des milieux affectés par des hétérogénéités de champ qui empêchent normalement la mesure de signaux *FID*.

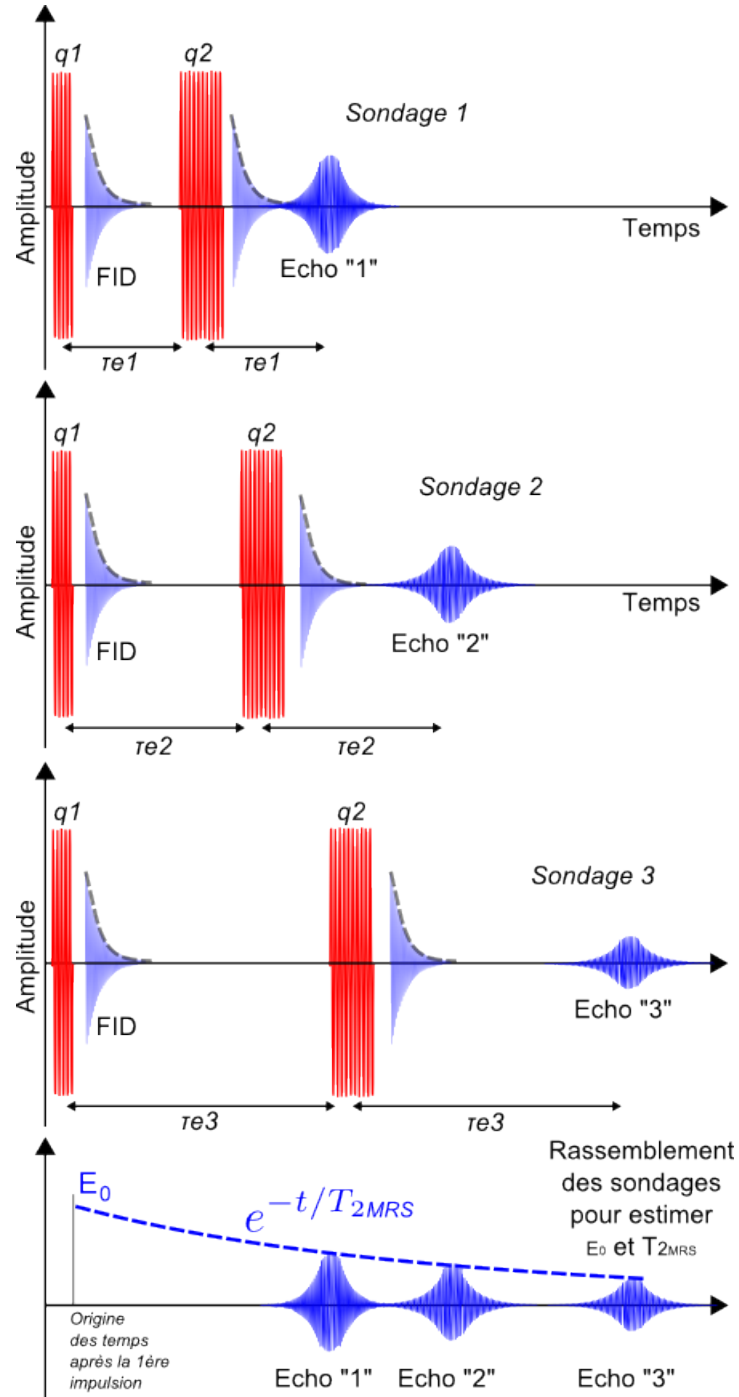


FIGURE 4.2 – Protocole utilisé pour réaliser des sondages avec écho de spin avec le *Numis*

4.2 Etude numérique des signaux mesurés avec les protocoles *FID* et *ECHO*

La vérification de l'applicabilité de ce nouveau protocole peut être réalisée dans un premier temps à partir d'une modélisation numérique. Celle-ci permet en effet de comparer les signaux obtenus avec les protocoles *FID* et *ECHO*, et d'estimer les limites de ce nouveau protocole. Les sondages synthétiques utilisés pour cette étude sont réalisés avec une bobine d'émission/réception carrée de 75 m de côté, une fréquence de Larmor de 2000 Hz et une inclinaison du champ géomagnétique de 55°.

Amplitude du signal

La figure 4.3 présente l'amplitude initiale des signaux obtenus avec les protocoles *FID* et *ECHO* pour un terrain de 5 m d'épaisseur avec une teneur en eau θ_{RMP} de 20 % et une résistivité de 50 $\Omega \cdot m$, situé à une profondeur de 10 ou 60 m.

Bien que les deux courbes de sondage présentent des formes comparables, l'amplitude initiale des signaux *ECHO* (SE sur la figure 4.3) est systématiquement inférieure à celle des signaux *FID*, d'environ 25 %. La réalisation d'un sondage avec un protocole d'écho de spin implique donc que l'on soit capable de mesurer des signaux plus faibles que les signaux mesurés habituellement avec le protocole *FID*. Ceci est un inconvénient lors de la réalisation de sondages avec un rapport signal/bruit faible.

Profondeur d'investigation

La réalisation d'un sondage *ECHO* implique généralement l'utilisation d'impulsions plus courtes que pour le protocole *FID* (10 ms contre 40 ms pour la première impulsion par exemple) afin d'émettre dans une bande fréquentielle plus large. Ainsi, ces impulsions vont produire des moments q inférieurs, et devraient permettre de sonder moins profondément qu'un sondage *FID* réalisé avec la même boucle.

La figure 4.4 présente l'amplitude du signal généré par un terrain d'1 m d'épaisseur, composé uniquement d'eau ($\theta_{RMP} = 100$ %) et situé à différentes profondeurs. Avec un appareil présentant un seuil de détection de 10 nV, la profondeur d'investigation du protocole *ECHO* est d'environ 60 m, contre près de 100 m pour le protocole *FID*. S'il était possible

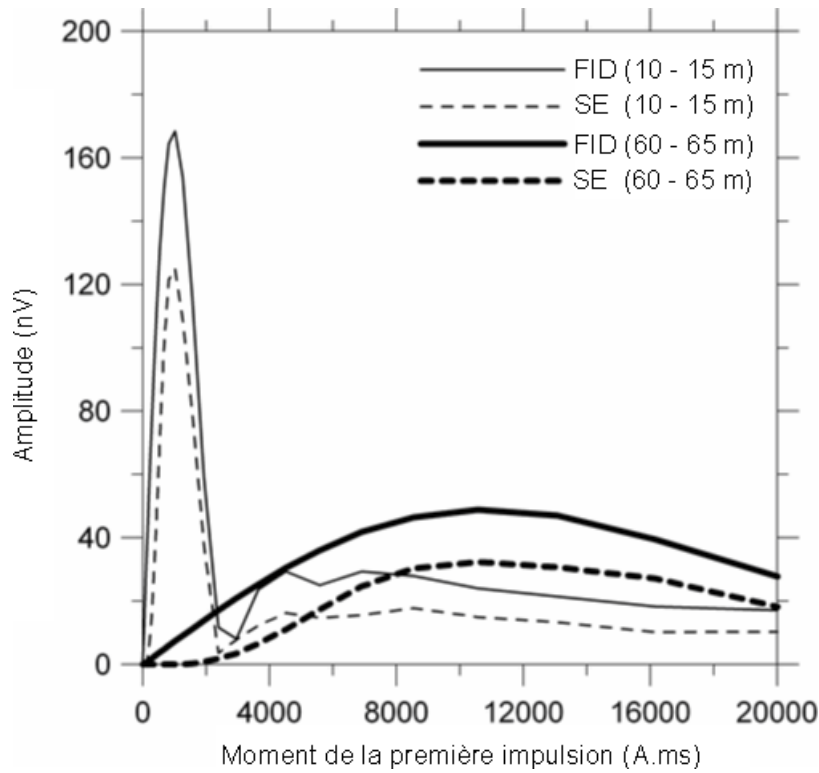


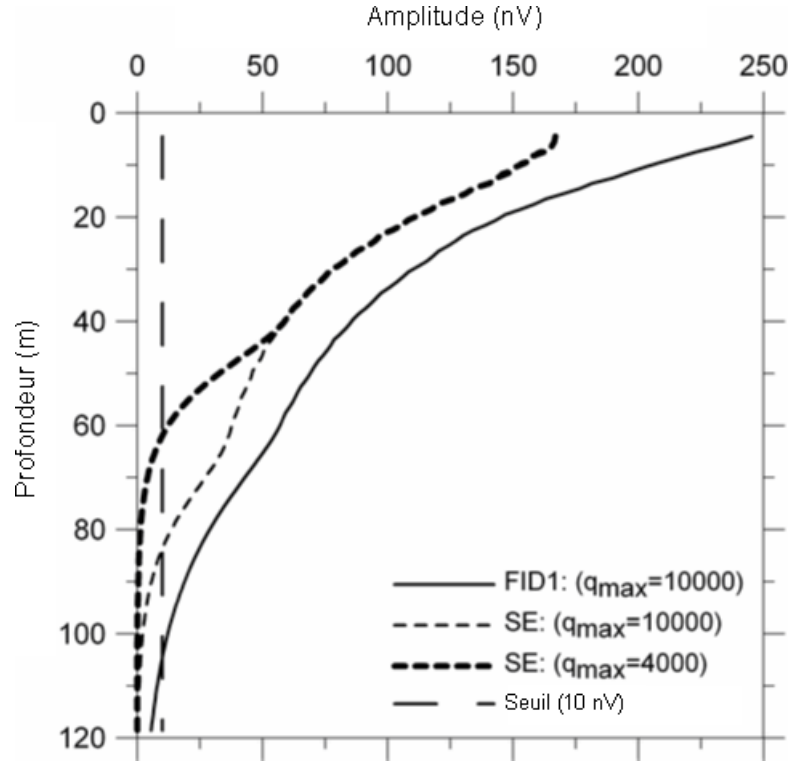
FIGURE 4.3 – Courbes de sondage RMP obtenues avec les protocoles *FID* et *ECHO* (SE) pour différentes profondeurs du niveau saturé d’eau

d’obtenir une impulsion *ECHO* avec un moment égal au moment maximal obtenu pour les impulsions *FID* (10000 A.ms), la profondeur d’investigation serait plus importante (de l’ordre de 80 m), mais tout de même inférieure à celle obtenue avec le protocole *FID*.

4.3 Vérification expérimentale

Des sondages RMP avec le protocole d’écho de spin ont été réalisés sur un cordon côtier sableux situé en Inde du Sud. Ce cordon présente une anomalie magnétique interprétée comme la présence d’un dyke de roche magnétique sous la couverture sableuse. L’épaisseur de cette couverture – estimée à partir de mesures TDEM – varie entre 12,5 et 20 m. Un aquifère peu profond (moins de 2 m par rapport au sol) y est en place. Cette étude est présentée de manière plus détaillée dans le chapitre 6.

La figure 4.5A présente les signaux *ECHO* mesurés pour deux délais τ_e (690 et 890 ms)

FIGURE 4.4 – Evaluation de la profondeur d’investigation du protocole *ECHO* (SE)

pour un même moment $q = 110 \text{ A}\cdot\text{ms}$. L’amplitude maximale de ces signaux est atteinte au temps $2\tau_e$ après la première impulsion et se distingue du bruit électromagnétique ambiant. Ces signaux correspondent donc bien à l’écho de spin des noyaux d’hydrogène des molécules d’eau contenues dans ce milieu. L’ajustement d’une courbe exponentielle sur les données mesurées pour différents délais τ_e (Figure 4.5B) permet d’estimer l’amplitude initiale à 400 nV et le temps de décroissance T_{2MRS} à 900 ms. L’ajustement de l’ensemble des données permet d’estimer la teneur en eau du milieu à 26 % et le T_{2MRS} moyen à près de 1000 ms. L’incertitude de ce résultat, due notamment au délai important entre l’origine des temps et le premier point du signal d’écho utilisé (Figure 4.5), n’a pas été estimée dans le cadre de ce travail.

4.4 Conclusion

Il est possible d’adapter la méthode de sondage par résonance magnétique des protons pour lui permettre de réaliser des sondages en présence d’un champ géomagnétique hétérogène.

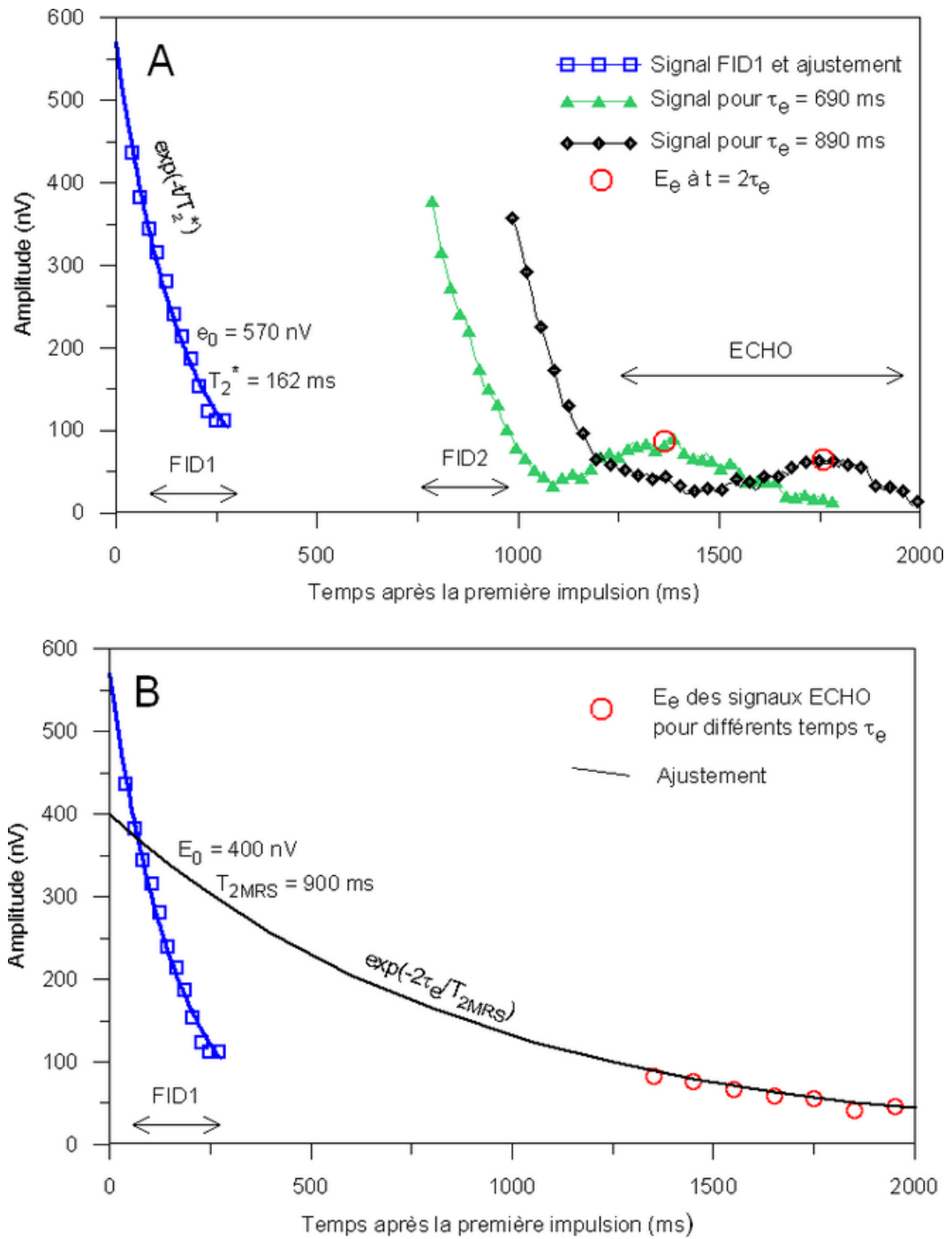


FIGURE 4.5 – Signaux *FID* et *ECHO* observés en milieu naturel et estimation des amplitudes initiales et des temps de décroissance correspondants (pour $q = 110$ A.ms)

Cette adaptation peut être réalisée pour l'appareil de mesure *Numis*, sans modification de la structure interne de l'appareil. Seuls la séquence d'acquisition et le procédé d'inversion sont modifiés. Ce protocole présente l'avantage de permettre de mesurer un signal non-affecté par les propriétés magnétiques du milieu, et donc de permettre d'estimer la répartition de la teneur en eau dans des milieux que le protocole *FID* ne permet pas de caractériser correctement.

L'utilisation d'un tel protocole d'acquisition suppose toutefois que l'on puisse générer des impulsions courtes, mais suffisamment puissantes pour permettre d'observer un phénomène d'écho de spin mesurable, et que l'on soit capable de mesurer des signaux dont l'amplitude est inférieure aux signaux habituels *FID*. Il s'agit également de pouvoir distinguer le signal *ECHO* du signal *FID* dans le cas où le temps de décroissance apparent T_2^* est important.

D'un point de vue opérationnel, il s'agit également de réaliser en un même point plusieurs sondages complets pour différentes valeurs de τ_e , ce qui implique un temps de mesure total plus important. À terme, le développement d'un générateur plus puissant et permettant des séquences de plus de deux impulsions permettrait de réduire la durée nécessaire pour un sondage avec ce protocole d'acquisition.

Troisième partie

Application des résultats pour l'étude des aquifères

Chapitre 5

Interprétation hydrogéophysique de pompages d'essai en domaine de socle

Objectif

L'interprétation d'un pompage d'essai en domaine de socle est rarement univoque, notamment à cause de l'hétérogénéité des formations. Contraindre une telle interprétation nécessite des informations complémentaires sur le milieu, qui peuvent être obtenues à partir de mesures géophysiques. Dans le cadre de ce travail, et en se basant sur les résultats obtenus lors de l'étude numérique (Chapitre 3), nous présenterons les résultats de deux études hydrogéophysiques réalisées en Inde entre 2006 et 2008 et pour lesquelles l'utilisation de méthodes géophysiques a permis de préciser les résultats de pompages d'essai :

- un premier cas où les mesures géophysiques ont permis d'améliorer le modèle conceptuel du milieu ;
- un second cas où ces mesures ont permis de réduire l'incertitude des valeurs des paramètres hydrodynamiques estimés.

5.1 Utilisation de l'information géophysique pour améliorer le modèle conceptuel du milieu

5.1.1 Introduction

Contexte de l'étude

Le bassin de Mule Hole ($11^{\circ}44'N$, $76^{\circ}27'E$) est un bassin versant forestier de $4,7 \text{ km}^2$ situé dans le parc national de Bandipur, dans l'état du Karnataka, en Inde (Figure 5.1). Il est en place sur des formations métamorphiques précambriennes du groupe Dharwar, constituées principalement de gneiss avec intrusions d'amphibolites et de dykes de quartzite (Moyen *et al.*, 2001). Ces gneiss présentent une foliation orientée principalement $N80^{\circ}$ et des pendages variant entre 75 et 90° (Barbiéro *et al.*, 2007).

Les précipitations annuelles moyennes (sur 20 ans) avoisinent 1120 mm, répartis entre la mousson du Sud-Ouest (de mai à septembre) et la mousson du Nord-Est (d'octobre à décembre). La couverture forestière provoque une évapotranspiration de l'ordre de 80 à 90% de la pluie (Maréchal *et al.*, 2009) et la température moyenne annuelle est de $27^{\circ}C$. Ce bassin est suivi depuis 2002 par les équipes de l'*Indian Institute of Sciences* et de l'*Institut de Recherche pour le Développement*. Leur objectif est de caractériser les processus d'altération et d'érosion qui contrôlent la qualité des eaux de drainage. Dans cette optique, de nombreuses missions de prospection géologique, géophysique et hydrogéologique ont été réalisées, afin de décrire ce système et comprendre son fonctionnement hydrodynamique.

L'objectif de notre étude est de préciser le modèle conceptuel de ce système complexe. Dans le cadre d'une stratégie de modélisation hydrogéologique, cette première étape permet d'identifier les processus à l'œuvre, les données nécessaires et le code approprié afin de simuler le fonctionnement du système étudié.

Pompages d'essai réalisés

Cinq pompages d'essai ont été réalisés à l'exutoire de ce bassin (Figure 5.2). L'eau de pompage a été rejetée dans un cours d'eau situé en aval du bassin. Les modèles de Theis (1941) et de Barker (1988) ont permis d'interpréter certains essais et d'estimer une géométrie et des valeurs pour les paramètres hydrodynamiques du milieu (Beck, 2006). Toutefois, certaines interprétations présentent des écarts *RMS* importants (jusqu'à 0,25 m), qui peuvent être dus

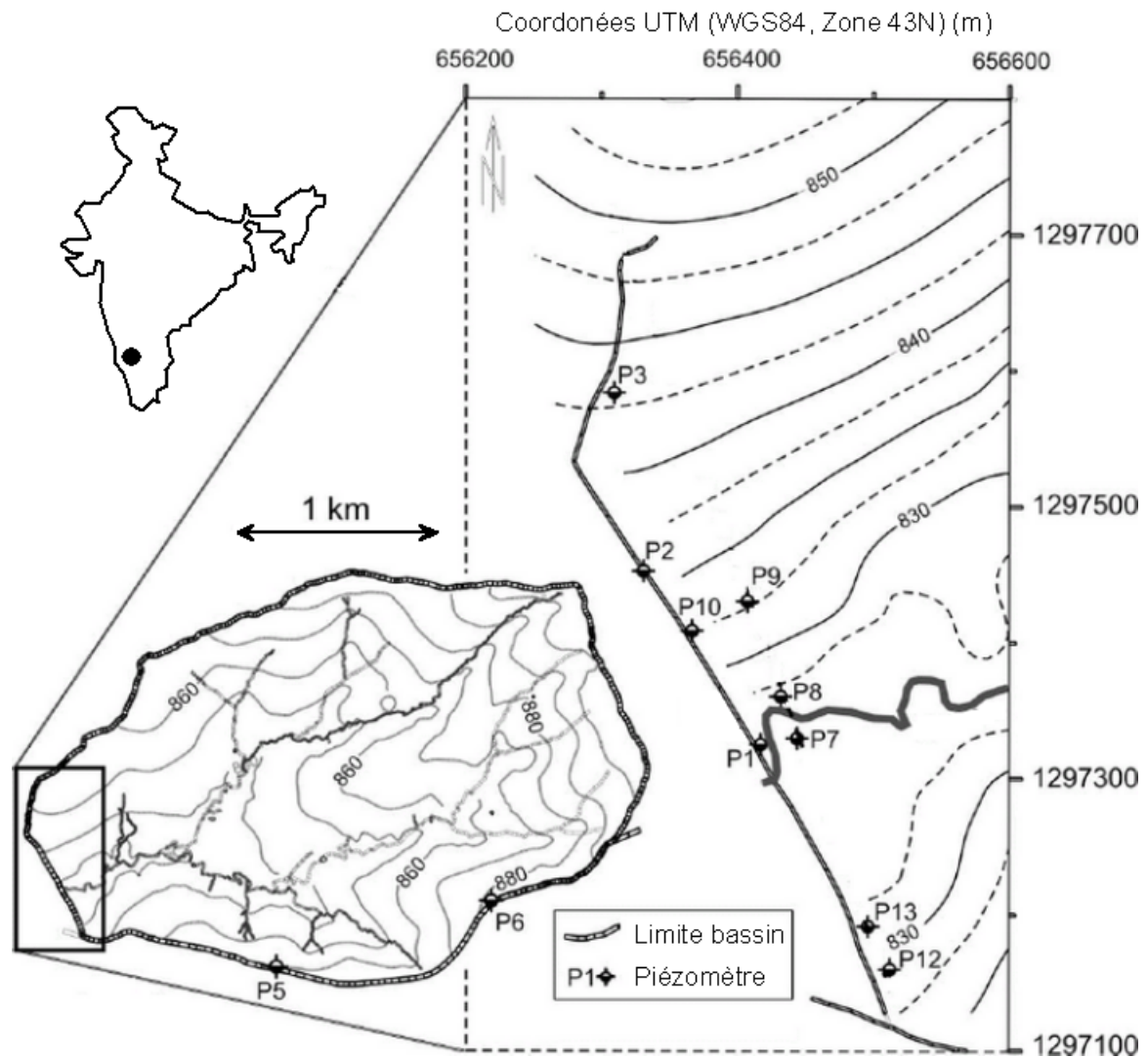


FIGURE 5.1 – Localisation et présentation du bassin versant de Mule Hole, modifié d'après Descloitres *et al.* (2008)

au choix d'une solution analytique non-adaptée. Pour certains essais, seules les mesures au puits de pompage sont disponibles, ce qui limite les possibilités d'interprétation. Les logs de suivi de forage (Annexe C) n'étant pas suffisamment précis, ces derniers n'ont pas pu être utilisés.

Les données présentées dans les sections suivantes ont été corrigées des pertes de charge quadratiques (pour le puits de pompage) et de la tendance piézométrique (définie à l'aide de mesures piézométriques automatisées en forage avant et après les essais). En l'absence de mesure barométrique, les variations de pression atmosphérique n'ont pas pu être corrigées automatiquement, et ont dû être filtrées.

Résultats géophysiques

Deux méthodes géophysiques ont été utilisées dans le cadre de cette étude : une méthode électrique (le panneau électrique) et la méthode de sondage par résonance magnétique des protons (Figure 5.3). Ces deux méthodes permettant la mesure de propriétés différentes du sol, leur utilisation couplée permet d'obtenir une information plus complète. Les données et les interprétations présentées dans cette section sont issues des travaux de Legchenko *et al.* (2006), Descloitres *et al.* (2008) et (Braun *et al.*, 2009) sur ce bassin.

L'utilisation de la technique de panneau électrique le long de profils répartis sur l'ensemble du bassin a permis de mettre en évidence de forts contrastes de résistivité, suivant une structure à deux dimensions (Figure 5.4a). Ces contrastes ont été interprétés en termes de modèle géologique à l'aide de piézomètres forés au droit des structures géo-électriques principales au niveau de l'exutoire (Figure 5.3) et d'analyses géochimiques sur les échantillons de forage. Ce modèle a révélé une structure géologique en « dents de scie », perpendiculaire à la direction principale de schistosité, avec une épaisseur d'altération très variable (de 2,5 à 25 m, Figure 5.4b). Aucune relation simple n'est apparue entre la résistivité électrique et la piézométrie : des comportements piézométriques très différents ont été mis en évidence entre les différentes structures géo-électriques, mais également au sein de structures présentant les mêmes gammes de résistivité.

L'utilisation de la méthode de sondage par résonance magnétique des protons a permis de définir la distribution latérale et verticale de la teneur en eau (Figure 5.4c) le long du même profil à l'exutoire (Legchenko *et al.*, 2005, 2006). Au Sud et au centre du profil, celle-ci

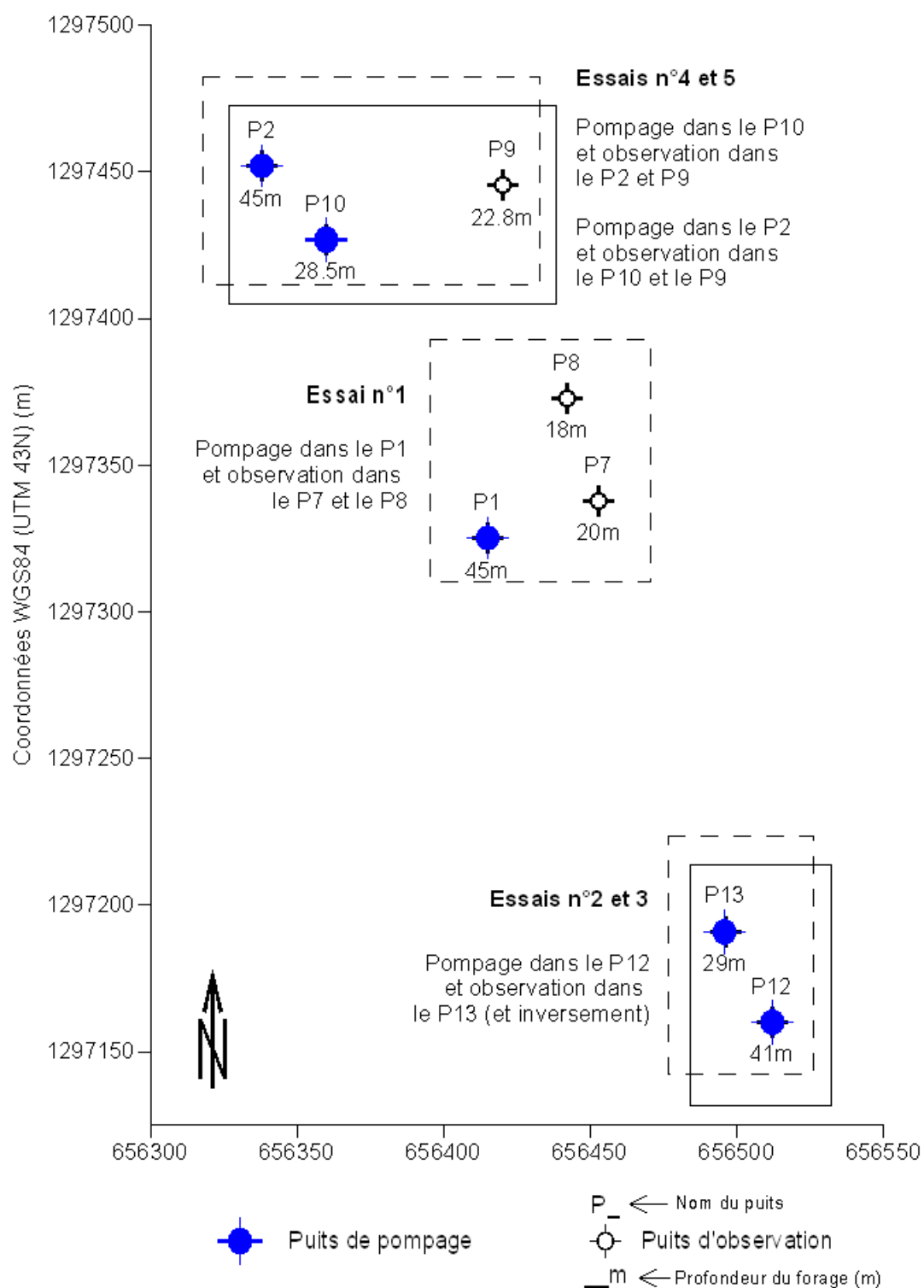


FIGURE 5.2 – Configuration des pompes d'essais réalisés à l'exutoire du bassin de Mule Hole

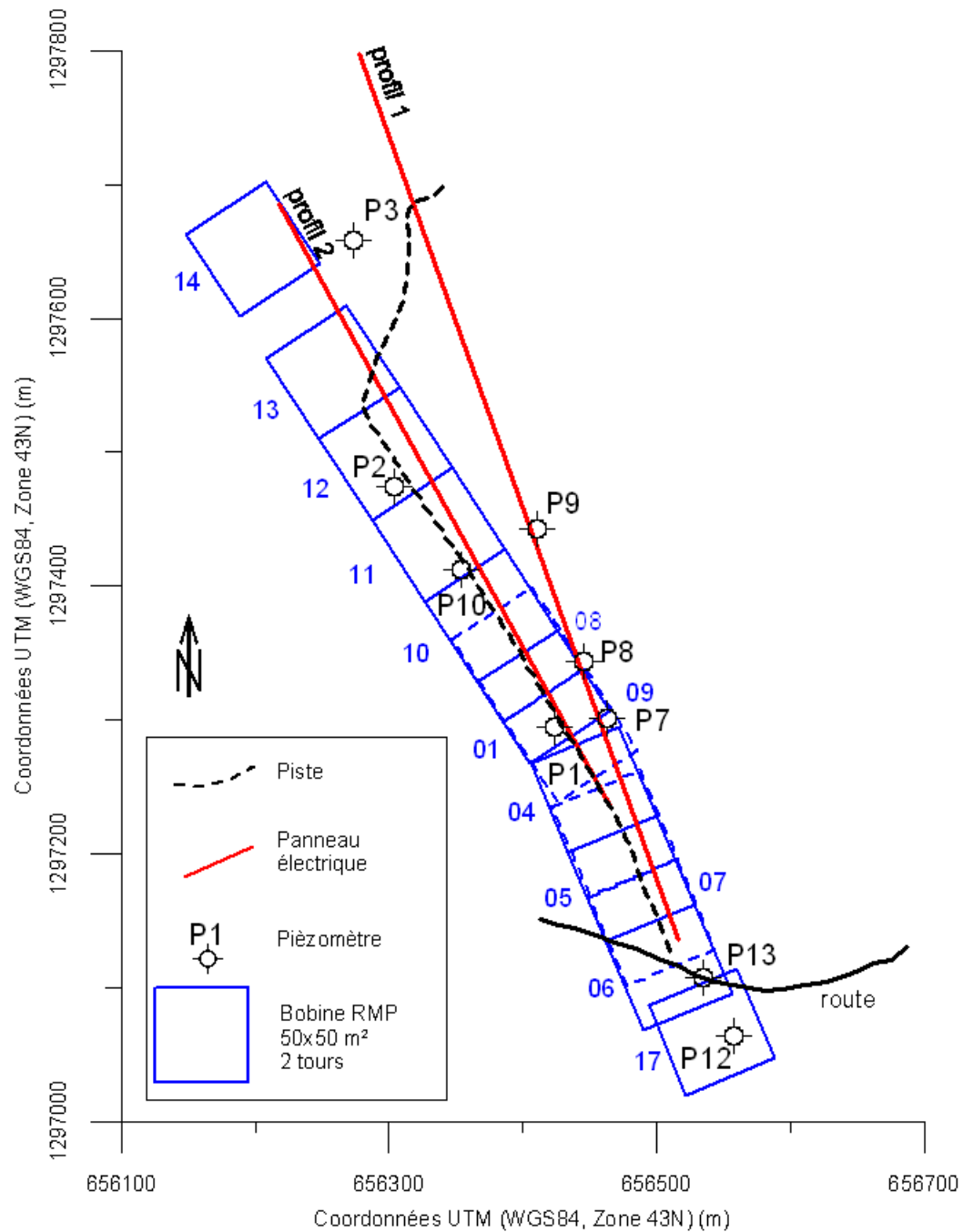


FIGURE 5.3 – Localisation des mesures géophysiques et des piézomètres à l'exutoire du bassin de Mule Hole

décrit une structure soulignée par les iso-contours 500-3000 $\Omega.m$ de résistivité électrique, qui délimitent l'horizon fissuré. Au Nord du profil, les sondages RMP n'ont pas détecté d'eau pour des valeurs identiques de résistivités électriques, alors que les puits P2 et P3 confirment la présence d'eau à des profondeurs correspondant au gneiss fissuré. Il s'agit d'une limite de la méthode RMP qui ne permet pas de détecter l'eau située dans les formations dont la teneur en eau RMP est inférieure à 1 % environ, comme les milieux peu fissurés ou fracturés (Vouillamoz *et al.*, 2005).

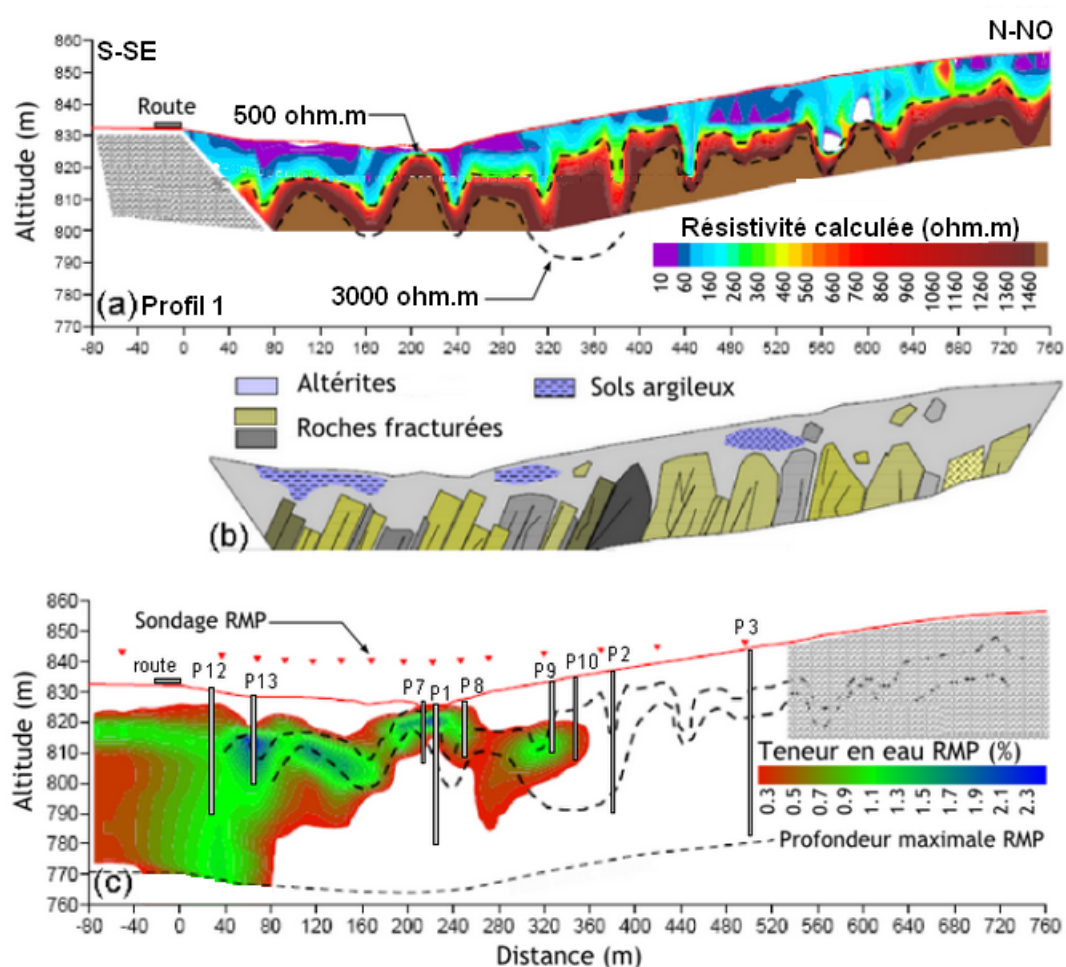


FIGURE 5.4 – Profil de résistivité électrique (a), modèle géologique correspondant (b, Desclotres *et al.*, 2008) et profil de teneur en eau RMP (c, Legchenko *et al.*, 2006) à l'exutoire du bassin de Mule Hole

Les prochaines sous-sections présenteront différents exemples de problèmes rencontrés

lors de l'interprétation des pompages d'essai à l'exutoire du bassin de Mule Hole. L'analyse détaillée des courbes de rabattement est présentée Annexe C. Les gammes des valeurs de T et S estimées sont résumées dans le tableau 5.7.

5.1.2 Précision de la localisation des limites à flux nul

Essai n° 1 : puits P7

Le puits P1 a été pompé sans interruption pendant 18 heures, à un débit moyen de $1,8 \text{ m}^3/\text{h}$. L'effet de ce pompage a pu être observé dans les puits P7 et P8, tous deux peu profonds (20 et 18 m respectivement). Au niveau du P8, le rabattement n'a pas été suffisamment important (moins de 10 cm) pour permettre une interprétation. Les données sont présentées Figure 5.5.

L'analyse du rabattement au niveau du puits P7 permet de mettre en évidence l'effet d'une limite à flux nul. L'utilisation de la solution de Cooper-Jacob permet d'estimer la transmissivité ($3,2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$) et le coefficient d'emmagasinement ($1,1 \cdot 10^{-3}$). Le puits image peut être positionné dans un rayon de 93 m (Figure 5.6).

La solution de Barker avec une dimension d'écoulement de 1,7 ajuste également ces données, avec une RMS de 0,012 m et des valeurs de T et S différentes ($2,5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ et $2,0 \cdot 10^{-3}$). Le fait que la dimension n soit légèrement inférieure à 2 pourrait valider la présence d'une limite à flux nul (Figure 5.6).

Ce puits capte donc un milieu peu profond qui peut être assimilé aux altérites. Celles-ci se comportent comme un aquifère captif borné par une limite à flux nul dont la position exacte ne peut pas être définie. Ces résultats sont résumés dans le tableau 5.1.

Puits	Cooper-Jacob			Barker		
	T (m^2/s)	S	d_r (m)	T (m^2/s)	S	n
P7 (OW)	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	93	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	1,7
P8 (OW)	Indéfinissable			Indéfinissable		

TABLE 5.1 – Paramètres T et S calculés pour les puits P7 et P8

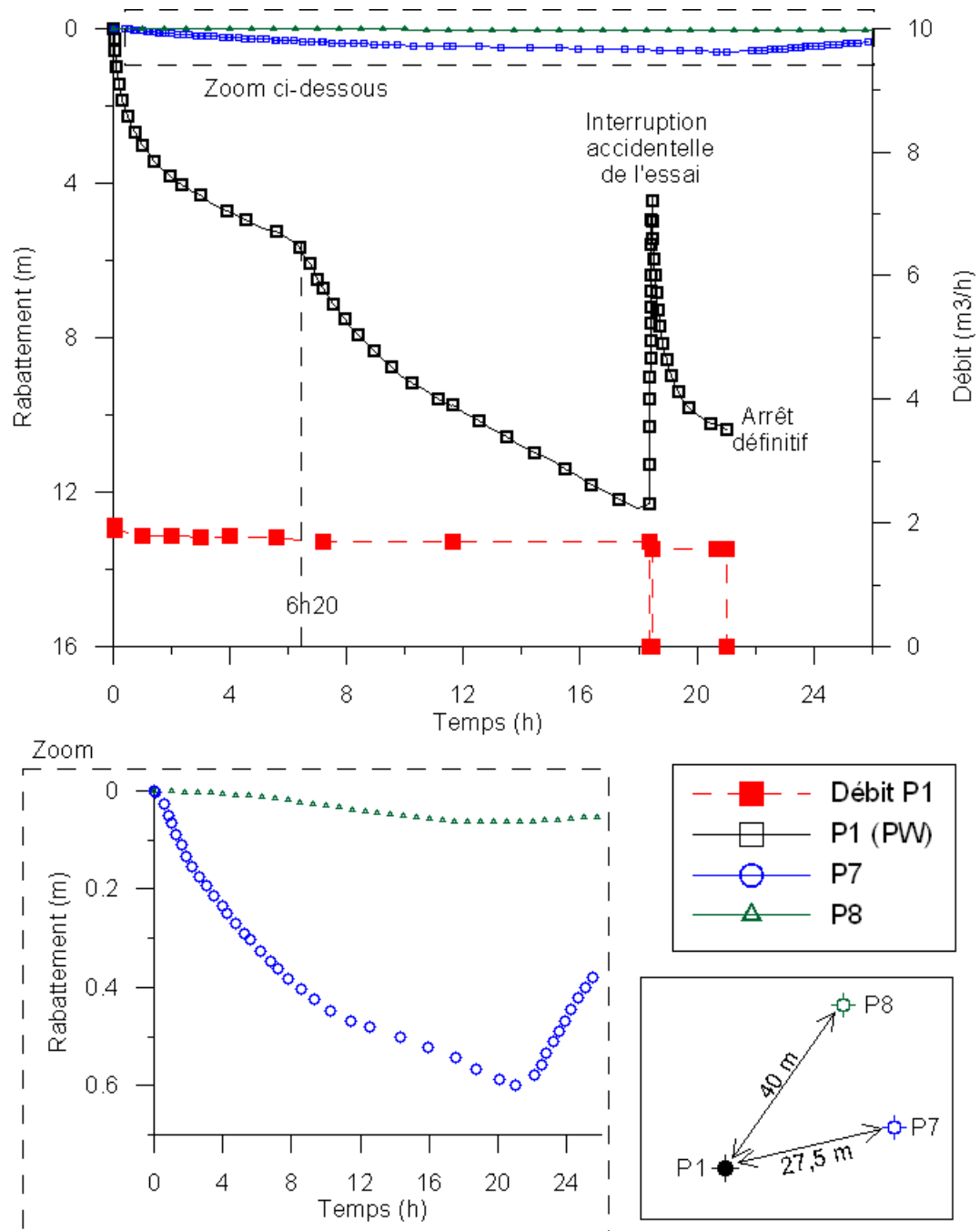


FIGURE 5.5 – Rabattements observés dans les puits P1, P7 et P8 au cours du pompage dans le P1 et distance entre les puits

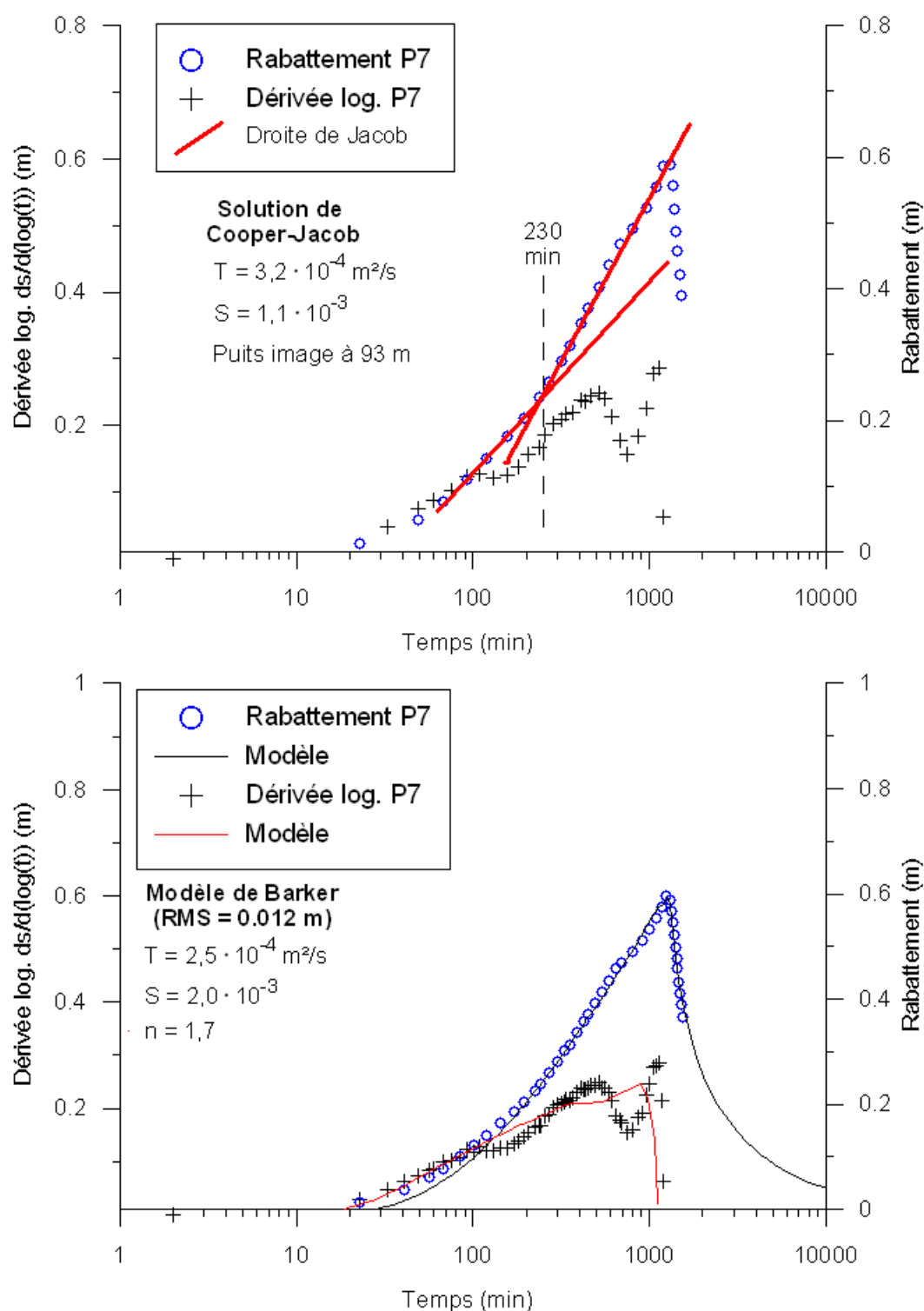


FIGURE 5.6 – Interprétations possibles du rabattement observé au niveau du puits P7 avec les solutions de Cooper-Jacob (en haut) et de Barker (en bas)

Apport des résultats géophysiques

Les résultats géophysiques permettent de préciser l'orientation des limites à flux nul : celles-ci peuvent être alignées perpendiculairement à la structure en « dents de scie » révélée par l'interprétation des panneaux électriques. La répartition de la teneur en eau RMP peut nous permettre de localiser leur position sur ce profil. Ainsi, la limite observée sur le rabattement au puits P7 peut être placée au niveau d'une variation importante de la profondeur du niveau présentant une teneur en eau RMP de l'ordre de 1 % entre les abscisses 250 et 350 m. Cette variation peut être interprétée comme la présence d'une limite à flux nul, que l'on peut placer à une distance comprise entre 60 et 70 m du puits (entre les abscisses 280 et 290 m). En utilisant cette gamme de distance, les valeurs possibles de T et S sont précisées : T est estimée entre 1,9 et $2,0 \cdot 10^{-4}$ m²/s, et S entre 1,5 et $1,6 \cdot 10^{-3}$. L'utilisation des résultats géophysiques au puits P7 permet donc de diminuer l'incertitude de T et S : $R(T)$ est réduit de 15 % et $R(S)$ de 39 % (Equation 3.3, page 52).

Essais n° 2 et 3 : puits P13

Les puits P12 et P13 ont fait l'objet de deux essais. Dans un premier temps, le P12 a été pompé pendant 50 heures à un débit moyen de 0,85 m³/h, avec le P13 comme puits d'observation. Dans un deuxième temps, le puits P13 a été pompé pendant 23 heures à un débit moyen de 0,17 m³/h avec le P12 comme puits d'observation. Pour ce deuxième essai, la faiblesse du débit (choisi de manière à ne pas dénoyer le puits) et de la durée de l'essai n'ont pas permis d'observer de réaction dans le puits P12. Les données sont présentées Figure 5.7.

Lorsque le puits P12 est le puits de pompage, le doublement de la pente de la droite de Jacob au niveau du P13 révèle l'effet d'une limite à flux nul (Figure 5.8). La transmissivité estimée est de $6,5 \cdot 10^{-5}$ m²/s, le coefficient d'emménagement de $1,0 \cdot 10^{-3}$ et la distance radiale au puits image de 103 m.

Le modèle de Barker permet de reproduire ces données avec une RMS de 0,039 m, pour des paramètres hydrodynamiques proches : $5,4 \cdot 10^{-5}$ m²/s pour T et $1,5 \cdot 10^{-3}$ pour S et une dimension de 2,1. Cette interprétation « équivalente » se distingue toutefois de la précédente car l'écoulement est très proche d'un écoulement radial ($n = 2,1$) et ne traduit pas l'effet d'une limite.

Lorsque le P13 est utilisé comme puits de pompage, la solution de Theis ajuste les don-

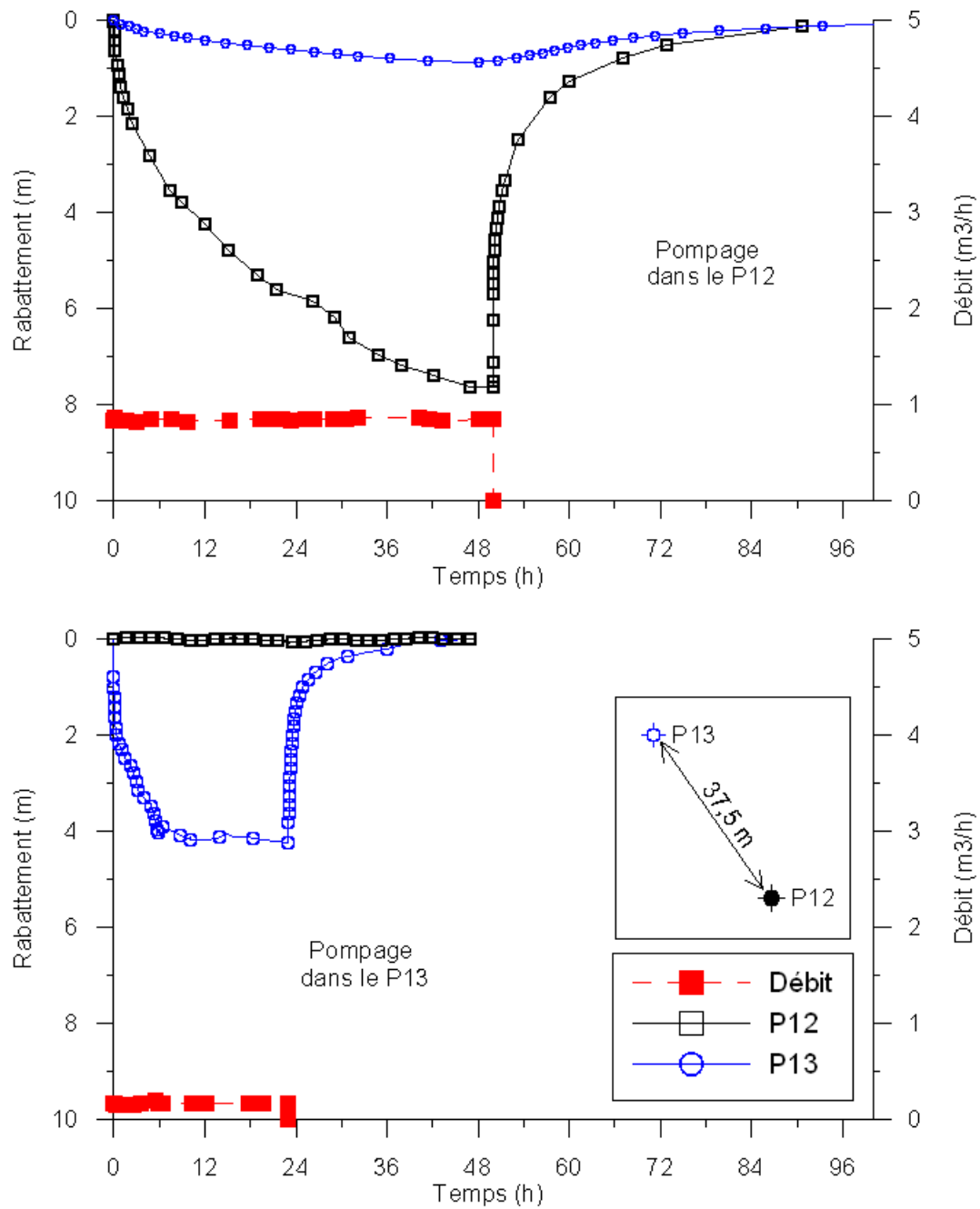


FIGURE 5.7 – Rabattements observés dans les puits P12 et P13 au cours du pompage dans le P12 (en haut), au cours du pompage dans le P13 (en bas) et distance entre les puits

nées sans limite à flux nul avec une RMS de 0,25 m. La chronique de mesure présente des variations brusques, en raison – notamment – de variations de débit au cours de l’essai et des variations de pression atmosphérique. L’éventuelle limite à flux nul n’est pas détectée à cause de la faiblesse du débit de pompage et de la durée de l’essai. La transmissivité estimée est inférieure à celle obtenue lors du pompage dans le P12. La solution de Barker ajuste les données avec des valeurs de T et S très proches et une dimension d’écoulement n de 2,1 (Tableau 5.2).

Plusieurs raisons peuvent justifier les valeurs différentes obtenues entre ces deux essais : l’interprétation est généralement moins fiable au niveau du puits de pompage, et le débit et la durée de cet essai peuvent être trop faibles pour faire apparaître l’effet d’une limite. Cela peut également être dû au fait que l’interprétation est conduite sans limite à flux nul alors que le milieu en comporte une.

Le puits P13 capte donc un aquifère peu profond, dans une formation altérée avec un coefficient d’emmagasinement proche de 10^{-3} et une transmissivité moyenne comprise entre $2,3$ et $6,5 \cdot 10^{-5}$ m²/s. Une incertitude demeure sur la présence d’une limite à flux nul à proximité de ce puits. Ainsi, la transmissivité estimée pourrait correspondre à la moitié de la transmissivité réelle du milieu (Chapuis, 1994a). Les valeurs des paramètres estimés sont résumées dans le tableau 5.2.

Puits	Theis			Barker		
	T (m ² /s)	S	d _r (m)	T (m ² /s)	S	n
P13 (OW)	$6,5 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	103	$5,4 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	2,1
P13 (PW)	$2,4 \cdot 10^{-5}$	-	non	$2,3 \cdot 10^{-5}$	-	2,1

TABLE 5.2 – Paramètres T et S calculés pour le puits P13 (les termes « OW » et « PW » indiquent que le puits est le « puits d’observation » ou le « puits de pompage »)

Apport des résultats géophysiques

Le profil de répartition de la teneur en eau RMP nous permet de positionner deux limites aux alentours de P13 : une entre 25 et 35 mètres au Nord, et une autre plus lointaine, entre 80 et 90 mètres au Sud du profil, à proximité du puits P12. En tenant compte de ces deux

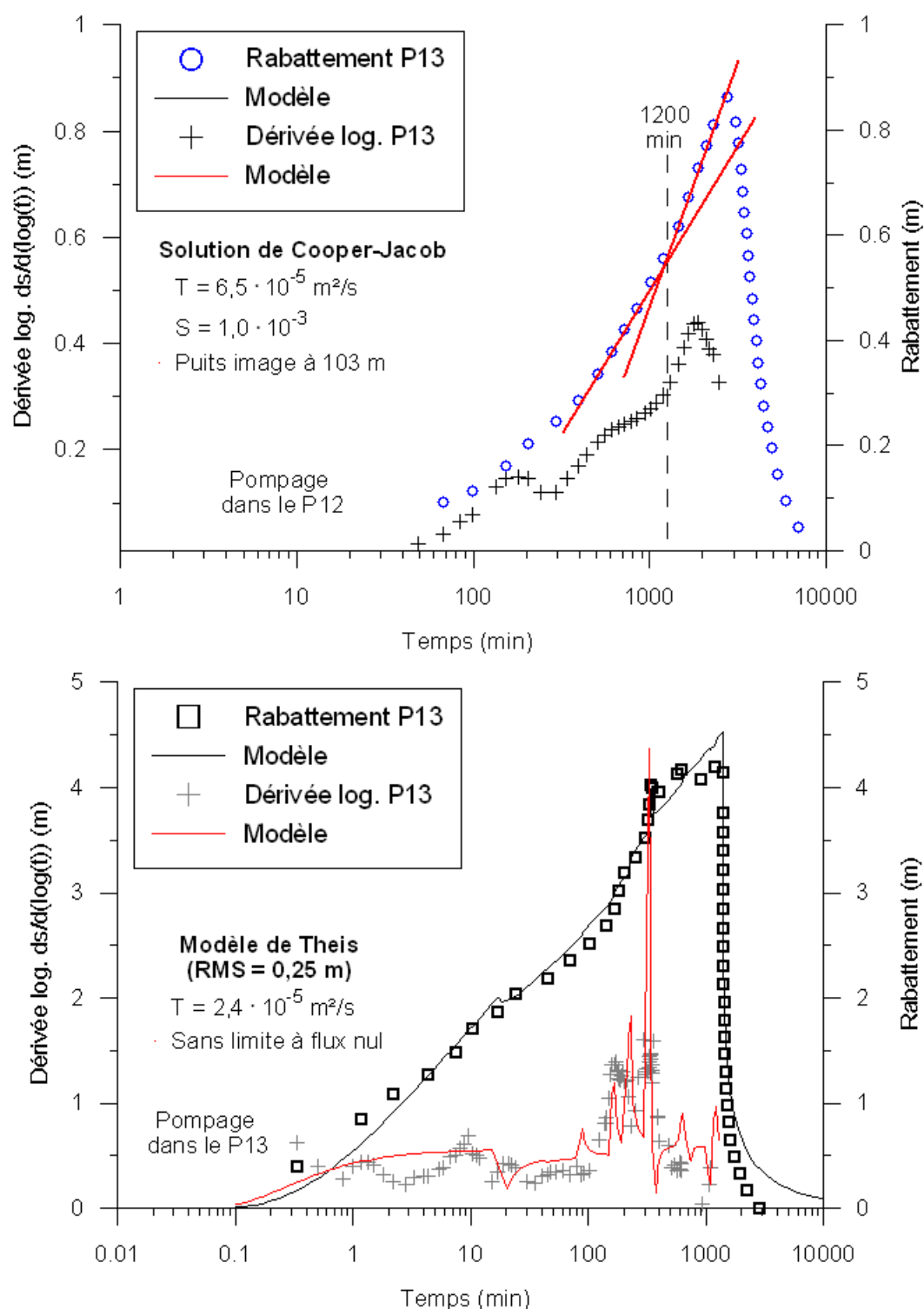


FIGURE 5.8 – Interprétations possibles du rabattement observé au niveau du puits P13 avec la solution de Cooper-Jacob (en haut, lors du pompage dans le P12) et avec la solution de Theis (en bas, lors du pompage dans le P13)

limites, les valeurs de T et S sont modifiées : T est estimée entre $1,1$ et $1,5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$, et S entre $1,7$ et $2,0 \cdot 10^{-3}$. Dans ce cas, l'utilisation des informations complémentaires apportées par la géophysique permet :

1. dans un premier temps, de réduire l'incertitude des paramètres T et S : les valeurs des rapports $R(T)$ et $R(S)$ sont en effet réduites de 50 % et de 20 % respectivement ;
2. mais également d'estimer la transmissivité dans une gamme de valeurs plus élevée (de l'ordre de $10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ contre $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ initialement), ce qui ne peut pas être exprimé par le paramètre $R(X)$.

Essai n° 4 : puits P10

Le puits P10 a été pompé avec un débit de $1,2 \text{ m}^3/\text{h}$ pendant 26 heures. Aucun effet de ce pompage n'a été observé dans les piézomètres P2 et P9, et le rabattement maximal au puits de pompage a été faible : $1,36 \text{ m}$. Les données sont présentées Figure 5.9.

L'utilisation du modèle de Barker avec une dimension d'écoulement n de 1,3 permet de reproduire l'essai avec une RMS de $0,048 \text{ m}$ (Figure 5.10). La transmissivité estimée est élevée ($4,4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$), ce qui suggère plutôt un milieu fracturé.

	Theis			Barker		
Puits	T (m^2/s)	S	d_r (m)	T (m^2/s)	S	n
P10 (PW)	-	-	-	$4,4 \cdot 10^{-3}$	-	1,3
P9 (OW)	Indéfinissable			Indéfinissable		

TABLE 5.3 – Paramètres T et S calculés pour le puits P10 (puits de pompage)

Apport des résultats géophysiques

Au regard des résultats géophysiques, ce puits P10 présente une contradiction : il est en place dans un niveau interprété comme un milieu altéré selon la géophysique, alors que l'essai présente plutôt les caractéristiques d'un milieu fracturé. Le profil de teneur en eau RMP permet de localiser deux limites à flux nul autour de ce puits. L'interprétation avec la solution de Theis et la position de ces deux limites permet de reproduire les données quasiment aussi bien qu'avec le modèle de Barker (avec une RMS de $0,066 \text{ m}$). Cependant, la transmissivité

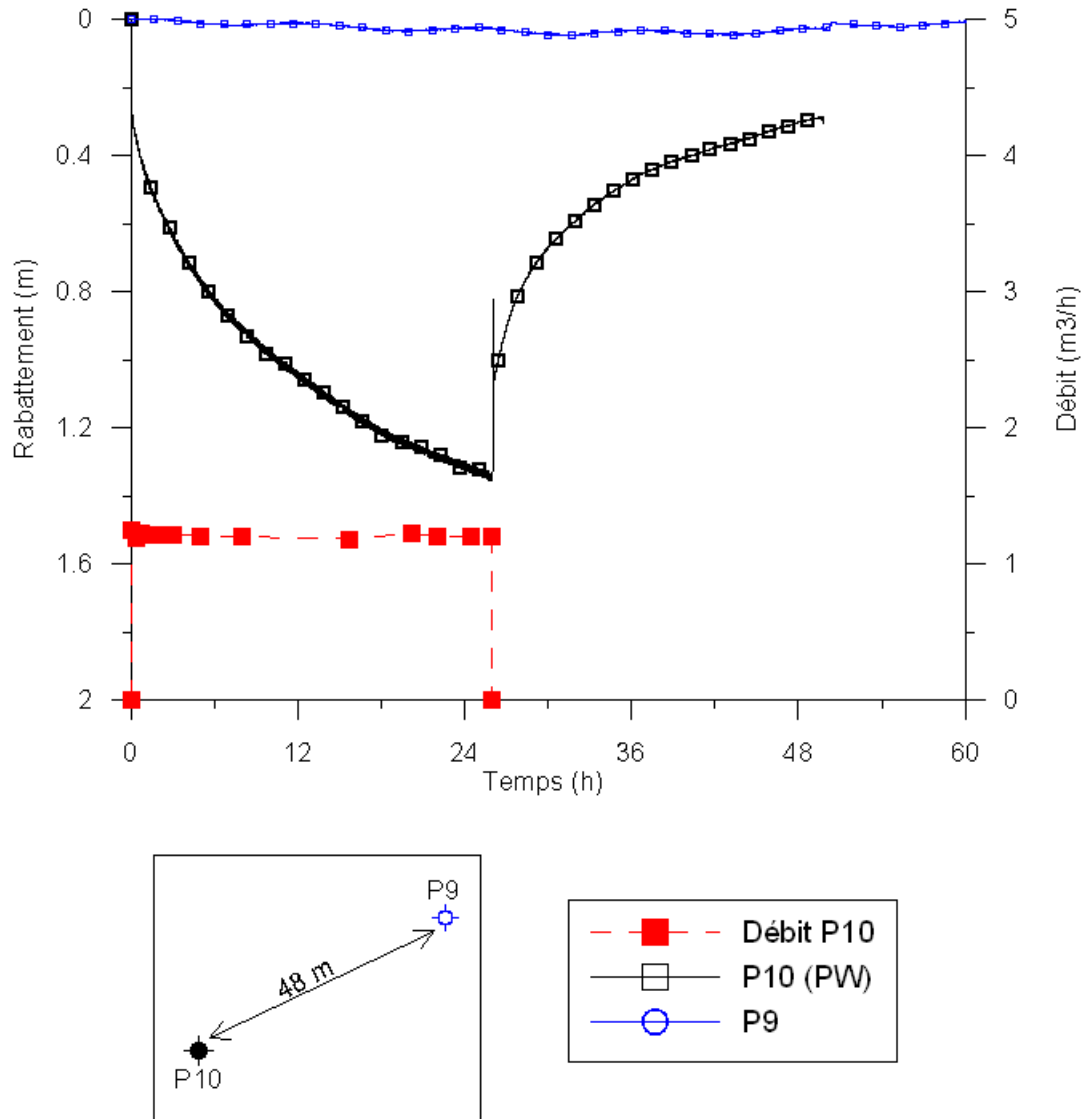


FIGURE 5.9 – Rabattements observés dans les puits P10 et P9 au cours du pompage dans le P10 et distance entre les puits

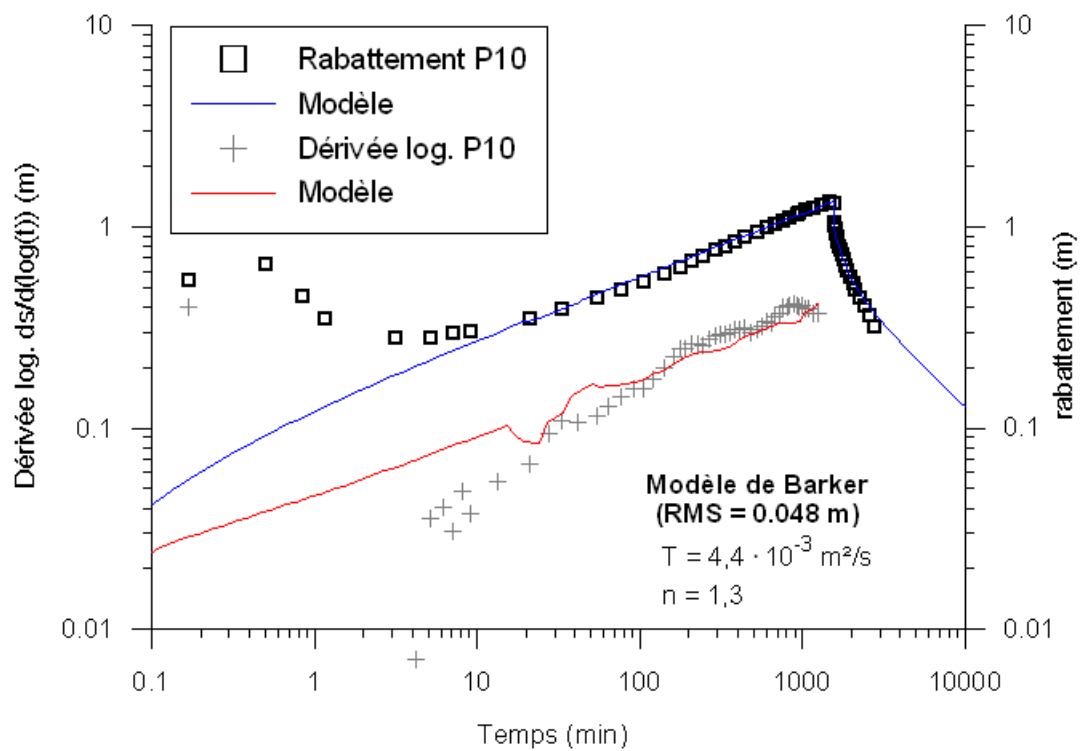


FIGURE 5.10 – Interprétation de l'essai au puits P10 à l'aide du modèle de Barker

estimée à l'aide de cette nouvelle interprétation (Annexe C) est près de trois fois plus faible : $1,3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ contre $4,4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$.

Conclusion : localisation des limites

L'utilisation des informations apportées par la géophysique permet de positionner les limites présentes autour des puits à l'exutoire du bassin, et donc de préciser les interprétations (Tableau 5.4). Pour le puits P10, les informations apportées par la géophysique permettent surtout de définir une nouvelle gamme de valeur pour T , sans forcément réduire l'incertitude sur ce paramètre. Ainsi, nous n'indiquerons que la valeur de rapports $R(T)$ tenant compte des résultats géophysique dans le tableau 5.4.

Puits	Sans géophysique		Avec géophysique	
	R(T)	R(S)	R(T)	R(S)
P7	1,3	1,8	1,1	1,1
P8	-	-	-	-
P10	-	-	1,1	-
P9	-	-	-	-
P13	2,8	1,5	1,4	1,2

TABLE 5.4 – Evolution des rapports $R(T)$ et $R(S)$ avec la prise en compte des résultats géophysiques

5.1.3 Précision du choix de la solution analytique

Essai n° 1 : puits P1

L'allure de la courbe de rabattement au puits P1 laisse clairement apparaître un changement de géométrie d'écoulement après 380 minutes de pompage (Figure 5.5). Les solutions analytiques ne permettent pas de reproduire un tel changement : l'interprétation n'est donc possible que pour le début de l'essai. Celle-ci peut être conduite avec le modèle de Theis (RMS de 0,14 m) ou de Barker (RMS de 0,08 m) avec une dimension n de 1,6 (Annexe C). L'écart RMS plus élevé du modèle de Theis peut être dû au fait que l'interprétation est réalisée au niveau du puits de pompage.

Les transmissivités estimées par ces deux solutions sont très différentes (Tableau 5.5). Les modèles conceptuels associés diffèrent également : l'écoulement est radial pour le modèle de Theis, et restreint par au moins une limite pour le modèle de Barker.

Puits	Theis			Barker		
	T (m ² /s)	S	d _r (m)	T (m ² /s)	S	n
P1 (PW)	$3,5 \cdot 10^{-5}$	-	?	$1,6 \cdot 10^{-4}$	-	1,6

TABLE 5.5 – Valeurs des paramètres calculés pour le puits P1 (puits de pompage)

Apport des résultats géophysiques

Au centre du profil, dans le milieu capté par P1, la RMP ne détecte pas d'eau et la résistivité est élevée. Toutefois, le puits P1 présente une productivité relativement importante, caractéristique d'un milieu fissuré ou fracturé dans ce genre de contexte. Le modèle de Barker (1988) est donc plus indiqué pour interpréter cet essai. Préciser le choix de cette solution permet de trancher en faveur d'une solution représentant un milieu fracturé, et de réduire l'intervalle des valeurs possibles de T de près de 78 %.

Conclusion : précision du choix de la solution analytique

Pour ce puits, sélectionner le modèle « correct » parmi les différentes solutions possibles nécessite des informations complémentaires. Ces informations sont apportées par la géophysique : P1 est en place dans un milieu fissuré. Le rapport $R(T)$ correspondant à ces interprétations est présenté dans le tableau 5.6

Puits	Sans géophysique		Avec géophysique	
	R(T)	R(S)	R(T)	R(S)
P1	5,5	-	1,2	-

TABLE 5.6 – Evolution du rapport $R(T)$ au puits P1 avec la prise en compte des résultats géophysiques

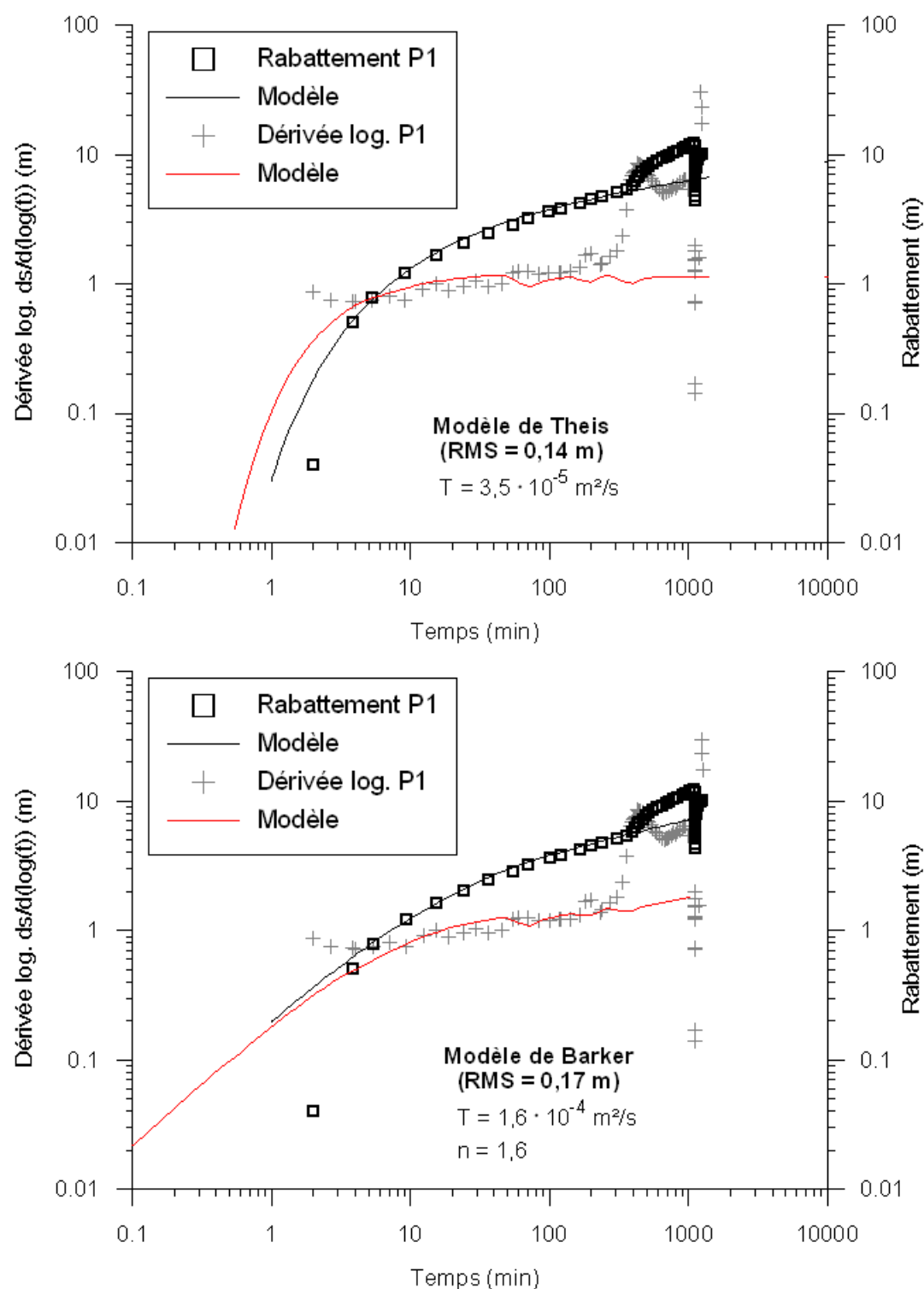


FIGURE 5.11 – Interprétations possibles du rabattement observé au niveau du puits P1 avec le modèle de Theis (en haut) et le modèle de Barker (en bas)

5.1.4 Amélioration du modèle conceptuel

Informations apportées par les pompages d'essai

L'interprétation des pompages d'essai réalisés à l'exutoire du bassin de Mule Hole révèle des comportements et des paramètres hydrodynamiques différents d'un forage à l'autre, attestant d'une certaine hétérogénéité.

Les types d'écoulements et les paramètres hydrodynamiques estimés sont résumés Figure 5.12. Aucun puits image – et donc aucune limite – ne peut être positionné à partir de ces seules interprétations. L'essai réalisé dans le puits P2 n'a pas pu être interprété, car le puits a été dénoyé en moins d'une heure malgré un débit de pompage faible ($0,26 \text{ m}^3/\text{h}$). Dans le puits P12, aucun ajustement ne s'est révélé satisfaisant.

En ne considérant que ces résultats, certaines questions restent donc en suspens :

- la position des limites à flux nul n'est pas connue, seule les distances radiales au puits image le sont ;
- les interprétations au niveau des puits P1, P12 et P10 doivent être confirmées ;
- les écoulements au niveau du P8 et du P9 ne sont pas définis car ces deux puits n'ont pas réagi suffisamment au cours des essais.

Informations apportées par la géophysique

L'utilisation conjointe de la tomographie de résistivité électrique et de la méthode de sondage par résonance magnétique des protons permet d'établir un modèle conceptuel *géophysique* de ce profil, présenté Figure 5.13. Celui-ci révèle un approfondissement des altérites au Sud. Le milieu souterrain est constitué majoritairement de socle sain ou peu fissuré, avec quelques formations fissurées au contact des altérites.

Amélioration du modèle conceptuel à partir de l'approche combinée hydrogéophysique

L'utilisation conjointe des informations apportées par ces deux méthodes permet de mieux comprendre les écoulements souterrains à l'exutoire du bassin de Mule Hole.

Au Sud et au centre du profil, la structure révélée par la distribution de teneur en eau RMP correspond à une zone altérée ou densément fissurée, qui peut être assimilée à un milieu

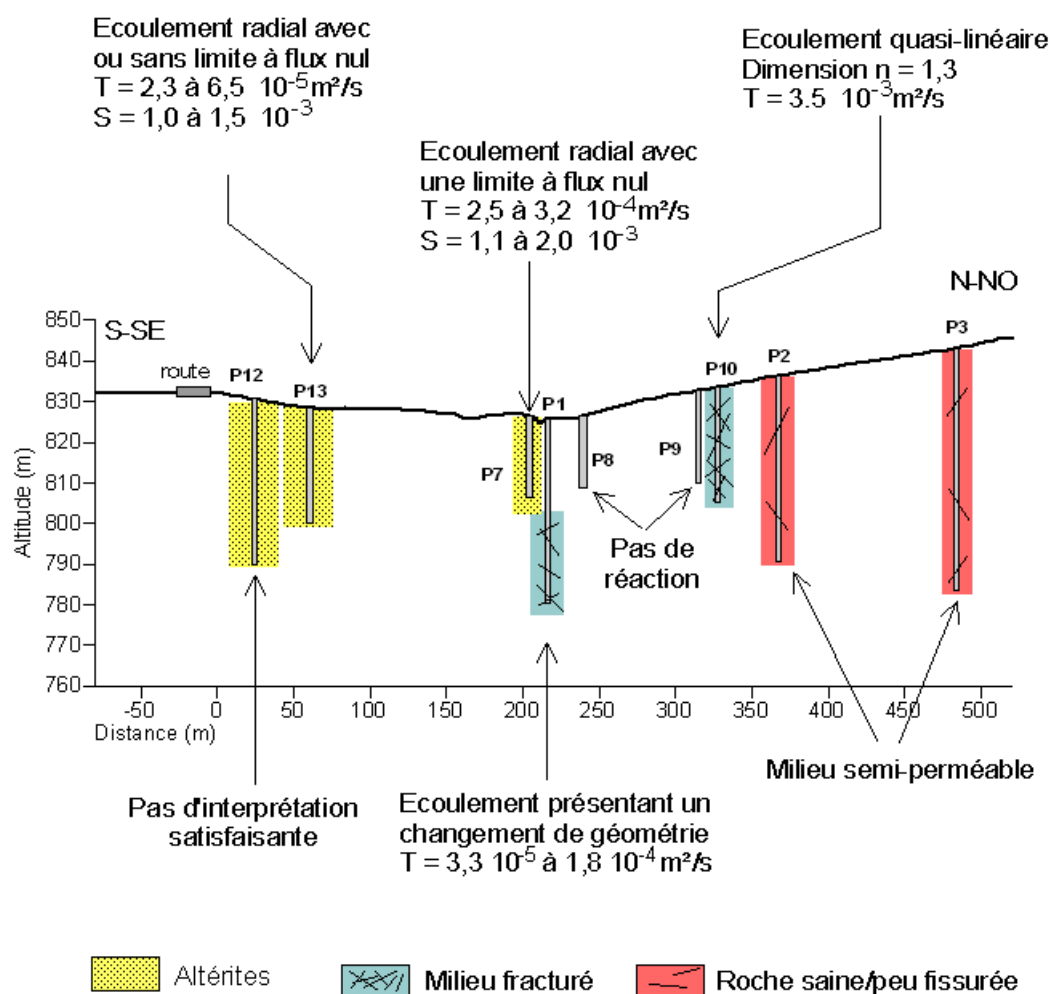


FIGURE 5.12 – Résumé des interprétations hydrogéologiques et des questions en suspens

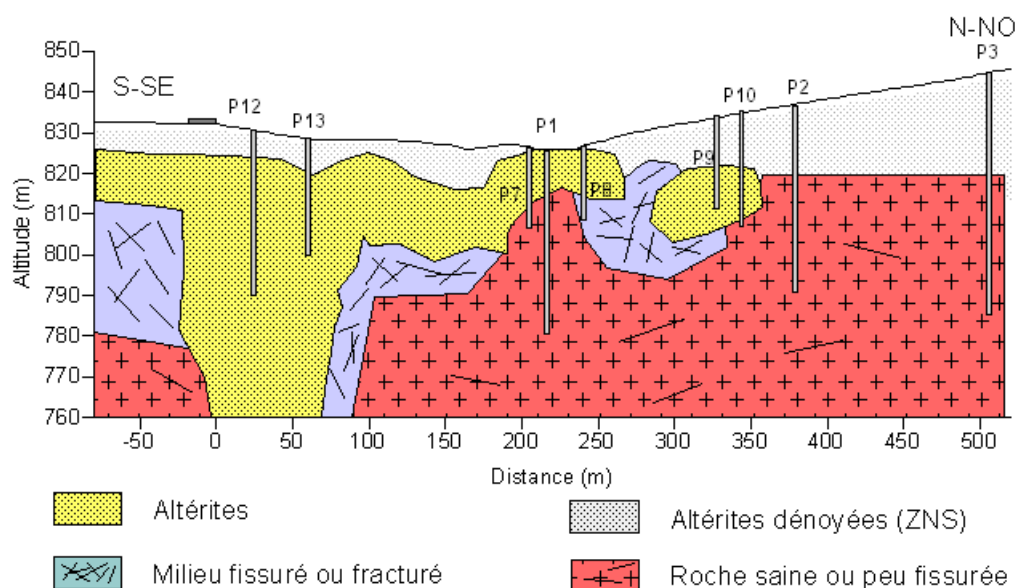


FIGURE 5.13 – Modèle conceptuel proposé à partir de l'interprétation des données géophysiques seules, modifié d'après (Legchenko *et al.*, 2005)

poreux relativement homogène. Les essais qui y sont réalisés (P7, P8, P12 et P13) peuvent donc être interprétés à l'aide du modèle de Theis et les limites (éventuelles) positionnées grâce aux résultats géophysiques. Le milieu au droit du puits P8 présente vraisemblablement les mêmes caractéristiques qu'au droit du P7.

Au Nord du profil, la RMP ne détecte pas d'eau, alors que la tomographie de résistivité électrique révèle les mêmes formations qu'au Sud. Les niveaux piézométriques sont bas, et les essais réalisés révèlent une perméabilité très faible au niveau des puits P2 et P3. Les altérites étant dénoyées, ces puits sont alimentés par quelques fissures locales qui affectent le socle quasiment sain.

Au centre du profil, le puits P1 est en place dans un milieu fissuré pour lequel la RMP ne détecte pas d'eau et la résistivité électrique est élevée. Ce pompage révèle toutefois une productivité non-négligeable avec une transmissivité de l'ordre de $1,5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$, valeur correspondant à un milieu fissuré.

Ces conclusions permettent de proposer un modèle conceptuel plus complet pour cet exutoire, présenté Figure 5.14. Les gammes des valeurs des paramètres hydrodynamiques estimés avec et sans informations géophysiques sont présentées dans le tableau 5.7, et les

rapports $R(T)$ et $R(S)$ correspondants dans le tableau 5.8.

La transmissivité des altérites varie de 10^{-5} à 10^{-3} m²/s. Dans la partie fissurée, T avoisine 10^{-4} m²/s. Ces ordres de grandeur sont compatibles avec les valeurs obtenues classiquement pour ce genre de milieu (Maréchal *et al.*, 2004; Dewandel *et al.*, 2006). Le coefficient d'emmagasinement (lorsqu'il est estimé) est de l'ordre de 10^{-3} , et ne correspond pas à la teneur en eau mesurée par la RMP, qui tend vers 10^{-2} . Ceci est dû au fait que la RMP mesure une teneur en eau proche de la porosité cinématique du milieu, alors que le coefficient d'emmagasinement estimé traduit les effets du comportement élastique de l'aquifère (Vouillamoz *et al.*, 2005).

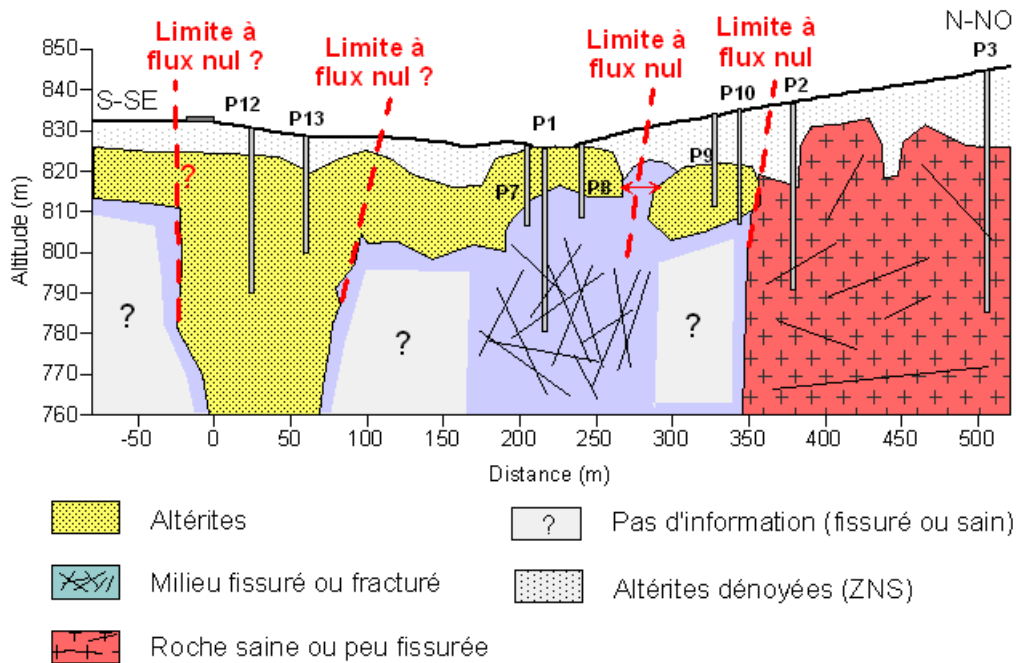


FIGURE 5.14 – Modèle conceptuel proposé à partir de l'approche hydrogéophysique

Puits	Sans géophysique			Avec géophysique		
	T (m ² /s)	S (10 ⁻³)	Limite (m)	T (m ² /s)	S (10 ⁻³)	Modèle
P1	$3,3 \cdot 10^{-5}$ à $1,8 \cdot 10^{-4}$	-	?	1,5 à $1,8 \cdot 10^{-4}$	-	Barker (n = 1, 6)
P7	2,5 à $3,2 \cdot 10^{-4}$	1,1 à 2,0	60-70 (N)	1,9 à $2,0 \cdot 10^{-4}$	1,5 à 1,6	Theis
P8	?	?	25-35 (N)	de 1 à $2 \cdot 10^{-4}$	de 1 à 2	Theis
P9	?	?	25-35 (N) et 45-55 (S)	$\approx 10^{-3}$	?	Theis
P10	4,1 à $4,6 \cdot 10^{-3}$	-	15-25 (N) et 60-70 (S)	1,2 à $1,3 \cdot 10^{-3}$	-	Theis
P12	?	?	?	Indéfinissable		
P13	2,3 à $6,5 \cdot 10^{-5}$	1,0 à 1,5	25-35 (N) et 80-90 (S)	1,1 à $1,5 \cdot 10^{-4}$	1,7 à 2,0	Theis

TABLE 5.7 – Gammes des valeurs des paramètres calculés avec et sans géophysique (N et S indiquent les limites Nord et Sud)

Puits	Sans géophysique		Avec géophysique	
	R(T)	R(S)	R(T)	R(S)
P1	5, 5	-	1, 2	-
P7	1, 3	1, 8	1, 1	1, 1
P8	-	-	-	-
P9	-	-	-	-
P10	-	-	1, 1	-
P12	-	-	-	-
P13	2, 8	1, 5	1, 4	1, 2

TABLE 5.8 – Evolution des rapports $R(T)$ et $R(S)$ avec la prise en compte des informations apportées par les méthodes géophysiques

5.1.5 Conclusion

Préciser les interprétations des pompages d'essai à l'exutoire du bassin de Mule Hole à l'aide de résultats géophysiques permet de réduire l'incertitude des paramètres hydrodynamiques estimés et d'améliorer le modèle conceptuel du milieu souterrain.

En précisant la position des limites à flux nul, l'incertitude sur T est diminuée de 15 à 50 %, et l'incertitude sur S de 20 à 39 %. De la même manière, en permettant de sélectionner la solution analytique appropriée pour l'interprétation, la valeur de T au niveau du puits P1 est réduite de 78 %.

L'utilisation de l'information apportée par les méthodes géophysiques permet également d'extrapoler les résultats au niveau des puits pour lesquels les données manquent.

Un modèle conceptuel issu de l'utilisation conjointe de ces données est ainsi proposé, plus complet que les modèles estimés par chacune de ces méthodes prise séparément.

Les informations apportées par les méthodes géophysiques peuvent donc être utilisées de manière complémentaire avec les interprétations hydrogéologiques afin de tirer le maximum des données de pompage d'essai. Cette approche combinée ne permet toutefois pas de répondre à toutes les questions, ni de remplacer le besoin de réaliser un nouvel essai dans le puits P12 pour en préciser les résultats.

5.2 Utilisation de l'information géophysique pour réduire les incertitudes de l'interprétation

Une prospection géophysique a été conduite dans le district du Dakshina Kannada, sur la côte Ouest indienne, afin d'identifier des sites favorables pour l'implantation de forages pour l'alimentation en eau potable. Un milieu fracturé productif a été identifié, et a fait l'objet d'un pompage d'essai. L'interprétation de cet essai a pu être précisée par l'utilisation de méthodes hydrogéologiques, géochimiques et géophysiques.

5.2.1 Introduction

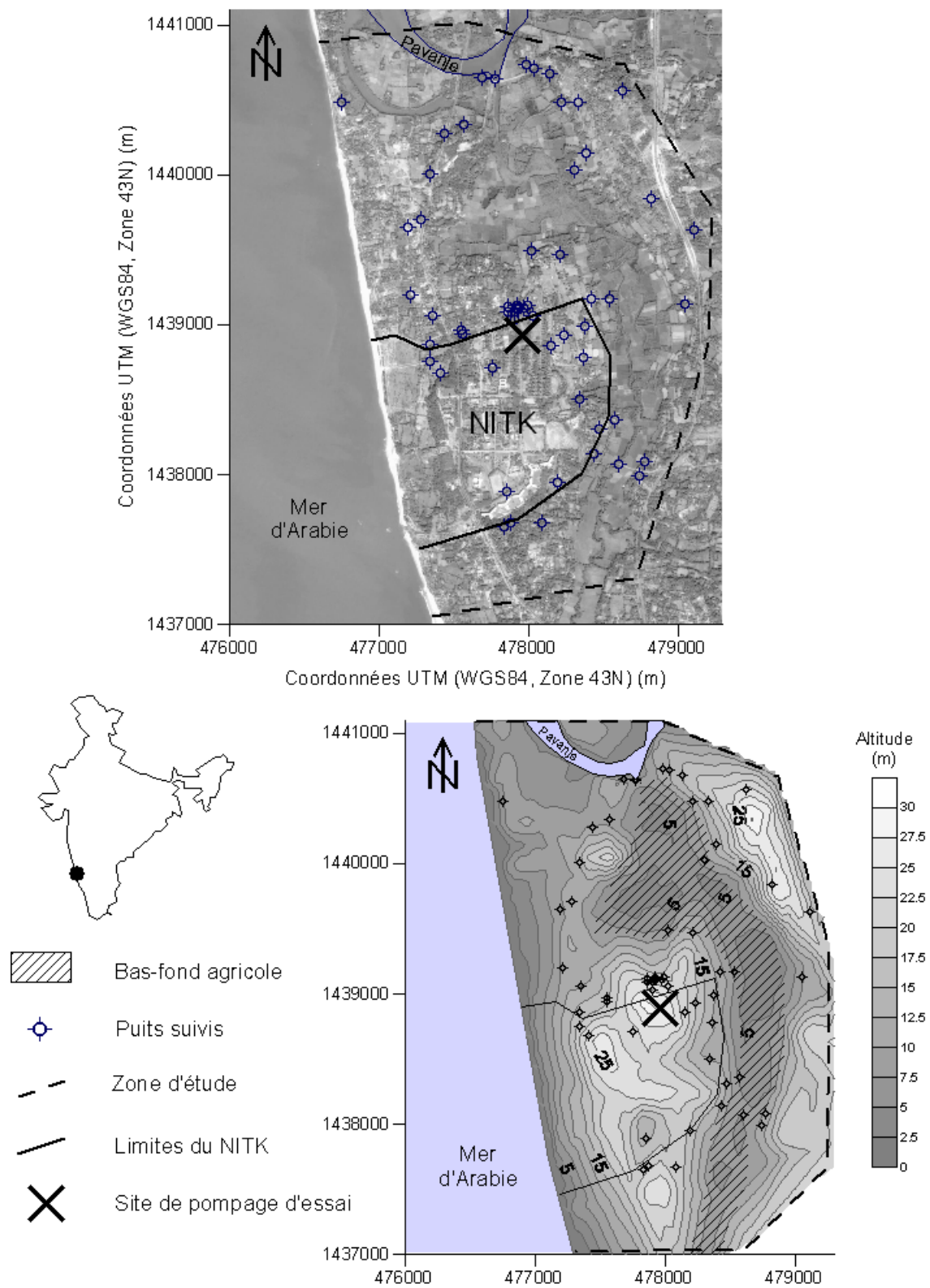
Contexte de l'étude

La zone étudiée (13°01'N, 74°79'E) est située à l'intérieur du campus du *National Institute of Technology of Karnataka* (NITK), à 30 km de la ville de Mangalore. Elle est bordée par la mer d'Arabie à l'Ouest et par un cours d'eau intermittent à l'Est (Figure 5.15). Ce cours d'eau traverse un bas fond-agricole situé en aval d'une petite colline, sur laquelle le NITK est en place.

Cette région de l'Inde du Sud est soumise à un climat tropical humide, avec deux saisons bien marquées : une saison sèche d'octobre à mai et une saison humide de juin à septembre. La saison humide est due à la mousson du Sud-Ouest, qui apporte en moyenne 3800 mm de pluie sur la côte en l'espace de 4 mois.

A l'image de l'Inde péninsulaire, le socle de cette région est constitué de roches cristallines anciennes (gneiss archéens), recoupées notamment par de nombreux dykes de dolérite (Manjunatha et Harry, 1994). Excepté le cas de certaines collines ou bas-fonds où elles affleurent, ces roches sont recouvertes dans l'ensemble de la région par des formations latéritiques. Deux types de latérites se distinguent notamment (Widdowson et Gunnell, 1999) :

- les latérites autochtones (*high level laterites*), compactes et homogènes, issues de l'altération en place des roches cristallines et que l'on observe aux altitudes moyennes (entre 80 et 200 m) ;
- les latérites allochtones (*low level laterite*), hétérogènes, composées de matériaux remaniés par des processus érosifs, transportés et incorporés dans de jeunes latérites en formation. On les observe principalement dans les zones de faible altitude, le long des



estuaires et à proximité de la côte. Ces latérites ont la particularité d'être en contact discordant avec le substratum, là où les latérites autochtones présentent une séquence d'altération graduelle.

L'approvisionnement en eau dans cette région est réalisé par le biais de puits peu profonds (5 à 10 m) qui captent un aquifère situé dans la couverture latéritique, ou de forages profonds (50 à 200 m) qui permettent de capter les fractures du socle sain.

En tant que première ressource d'eau douce de la région, le milieu superficiel a fait l'objet de nombreuses études qui visent essentiellement à définir ses paramètres hydrodynamiques (Vaidya, 1981; Thippeshi, 1982; Chandrakantha, 1987; Srinivas, 1996; Ravichandran, 2004). Le milieu profond, en revanche, est mal connu. Les forages profonds présentent des productivités très variables, qui soulignent l'hétérogénéité de ce milieu.

Pompage d'essai réalisé

Le pompage d'essai étudié a été réalisé avec deux débits enchaînés (7 et 16 m³/h, pendant 49 et 51 heures respectivement, soit un total de 100 heures). L'eau de pompage a été refoulée en aval du site dans un conduit d'évacuation des eaux de ruissellement. Les niveaux piézométriques ont été suivis dans quatre piézomètres situés dans un rayon de 25 m autour du puits de pompage (Figure 5.16) : deux profonds (Bh01 et Bh03) et deux peu profonds (Bh06 et Bh07). Les rabattements présentés Figure 5.17 ont été corrigés des variations barométriques, des pertes de charge quadratiques et de la tendance piézométrique (de l'ordre de 2 cm par jour).

La particularité de cet essai réside dans le fait que les rabattements observés dans les puits d'observation Bh01 et Bh03 sont très proches du rabattement du puits de pompage (Figure 5.17). Ces trois puits ont réagi avec un déphasage inférieur au pas de temps des mesures (30 secondes), attestant ainsi d'un milieu très transmissif. Aucune influence du pompage n'a été observée dans les forages peu profonds (Bh06 et Bh07) ni dans le forage profond Bh02.

Pour les deux débits, l'évolution du rabattement présente un ralentissement qui donne lieu à une pseudo-stabilisation du niveau piézométrique (Figure 5.17). Des oscillations d'une périodicité de douze heures ont été observées et interprétées comme l'influence de la marée terrestre. L'effet (temporaire) d'un autre pompage est observé au bout de 93 heures.

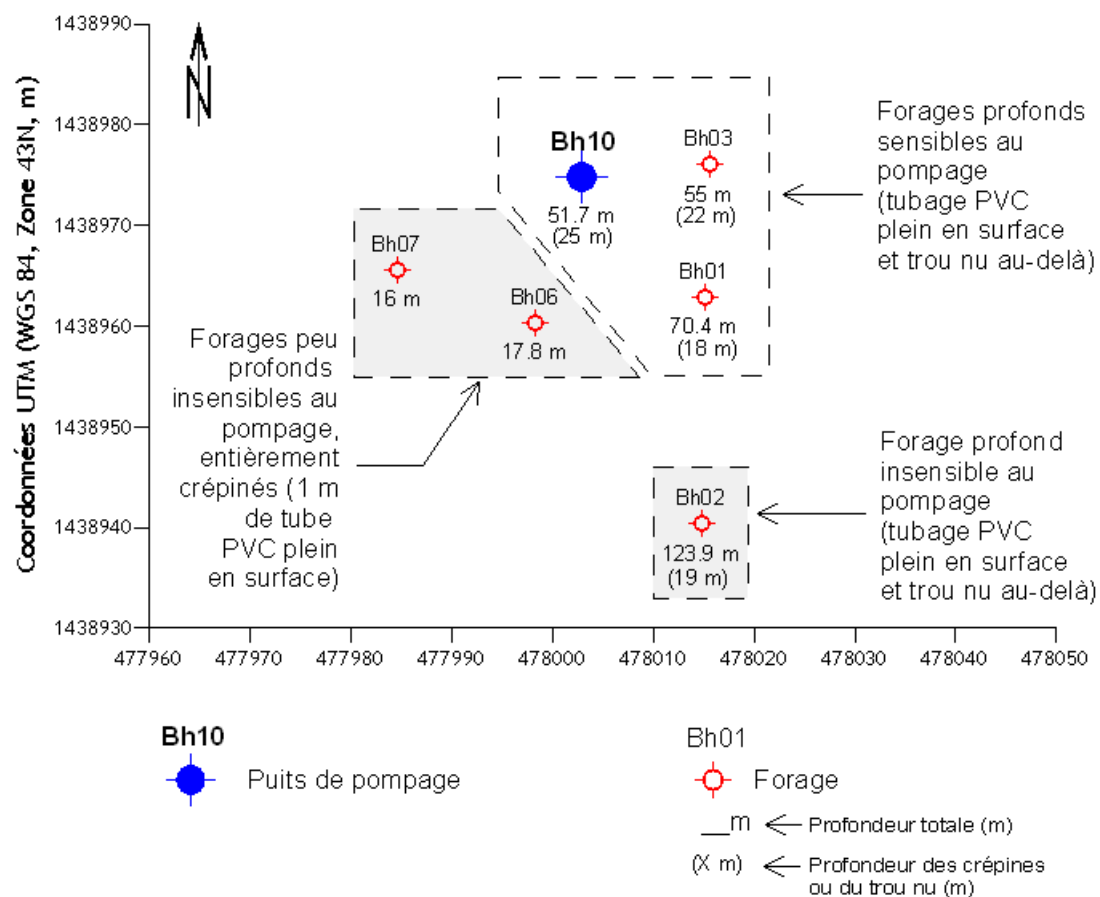


FIGURE 5.16 – Position des forages suivis pendant le pompage d'essai dans le Bh10, localisé Figure 5.15

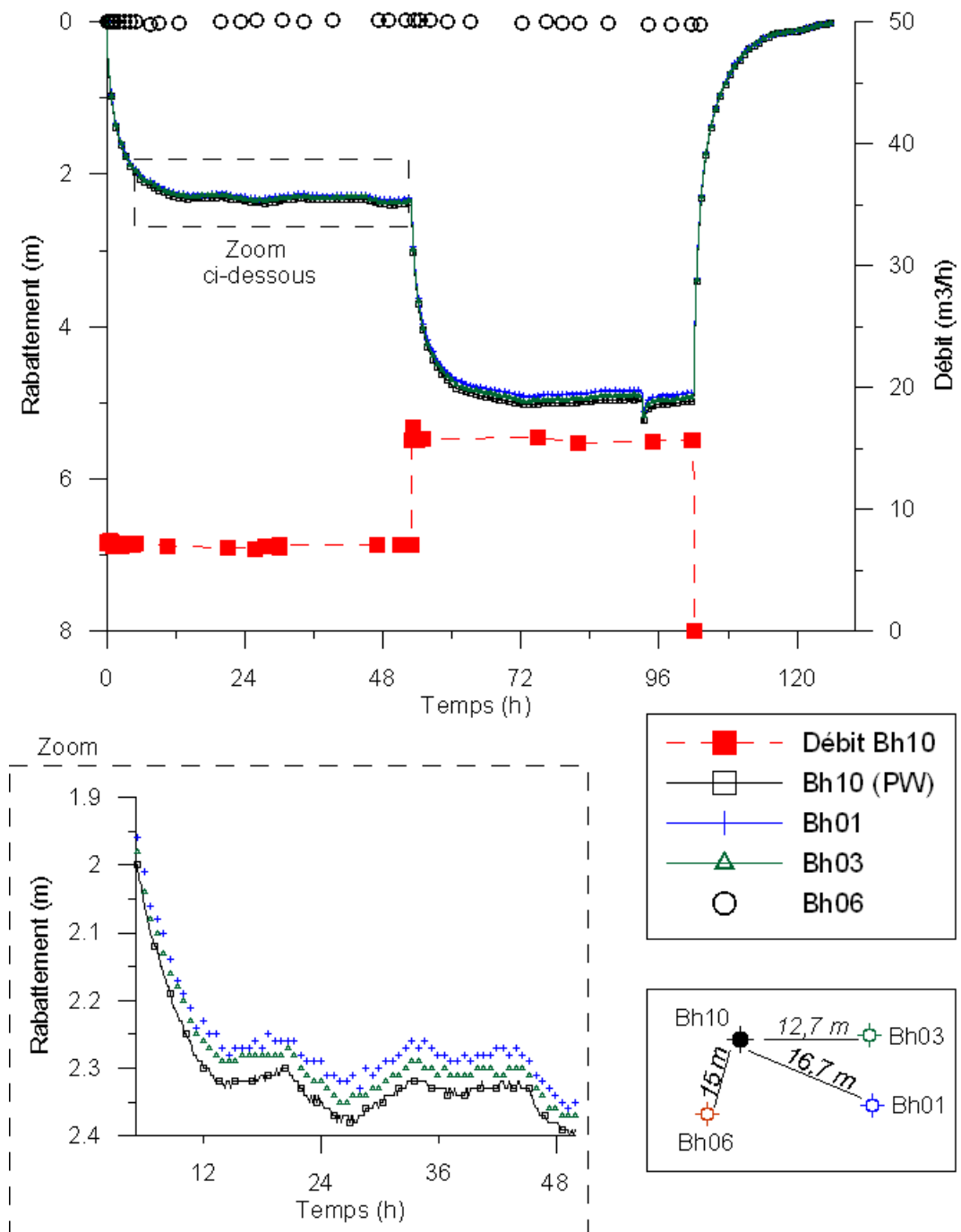


FIGURE 5.17 – Evolution du rabattement en fonction du débit dans le puits de pompage (Bh10) et les puits d'observation

5.2.2 Précision du choix de la solution analytique

Solutions analytiques envisageables

L'analyse de l'évolution du rabattement et de sa dérivée logarithmique (présentée en Annexe D) permet d'identifier une géométrie d'écoulement quasi-linéaire au début de l'essai, modifiée rapidement par l'arrivée d'une source d'eau complémentaire, qui entraîne une pseudo-stabilisation du rabattement. D'un point de vue conceptuel, cette pseudo-stabilisation peut correspondre :

1. à l'influence d'une limite à charge imposée ;
2. à l'effet du drainage d'une deuxième porosité au sein du réservoir ;
3. à l'effet d'une drainance en provenance d'un autre réservoir.

Différentes solutions peuvent ainsi être envisagées. Afin de reproduire la géométrie d'écoulement linéaire, la solution utilisée peut être contrainte par deux limites à flux nul parallèles. La largeur L du domaine (entre les deux limites) sera alors ajustée au même titre que les autres paramètres de la solution.

Le modèle de Barker (1988) ajuste le début de l'essai, mais ne permet pas de reproduire la pseudo-stabilisation du rabattement. L'utilisation de la solution de Theis (1941) avec deux limites à flux nul et les différents plans d'eau pouvant jouer le rôle de limite à charge imposée (la mer, la rivière Pavanje et le cours d'eau dans le bas fond) ne permet pas non plus de reproduire les observations.

En revanche, le modèle à double porosité de Moench (1984) et le modèle de drainance de Hantush (1964) permettent de reproduire l'intégralité de l'essai de manière correcte (RMS de 0,081 et 0,077 m respectivement) pour des largeurs de domaine comprises entre 13 et 75 m (Figure 5.18). Les paramètres estimés par ces deux solutions présentent des valeurs proches : T varie entre 4,0 et $4,4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et S entre 8,0 et $8,1 \cdot 10^{-4}$ pour une largeur L de 30 m. Ces deux solutions décrivent donc des milieux différents en termes de fonctionnement, mais similaires en termes de paramètres hydrodynamiques.

Précision du choix de la solution

Des analyses géochimiques réalisées sur l'eau de pompage révèlent un enrichissement de l'eau en ions chlorure au cours de l'essai : de 55,5 à 96,6 mg/L en l'espace de trois jours.

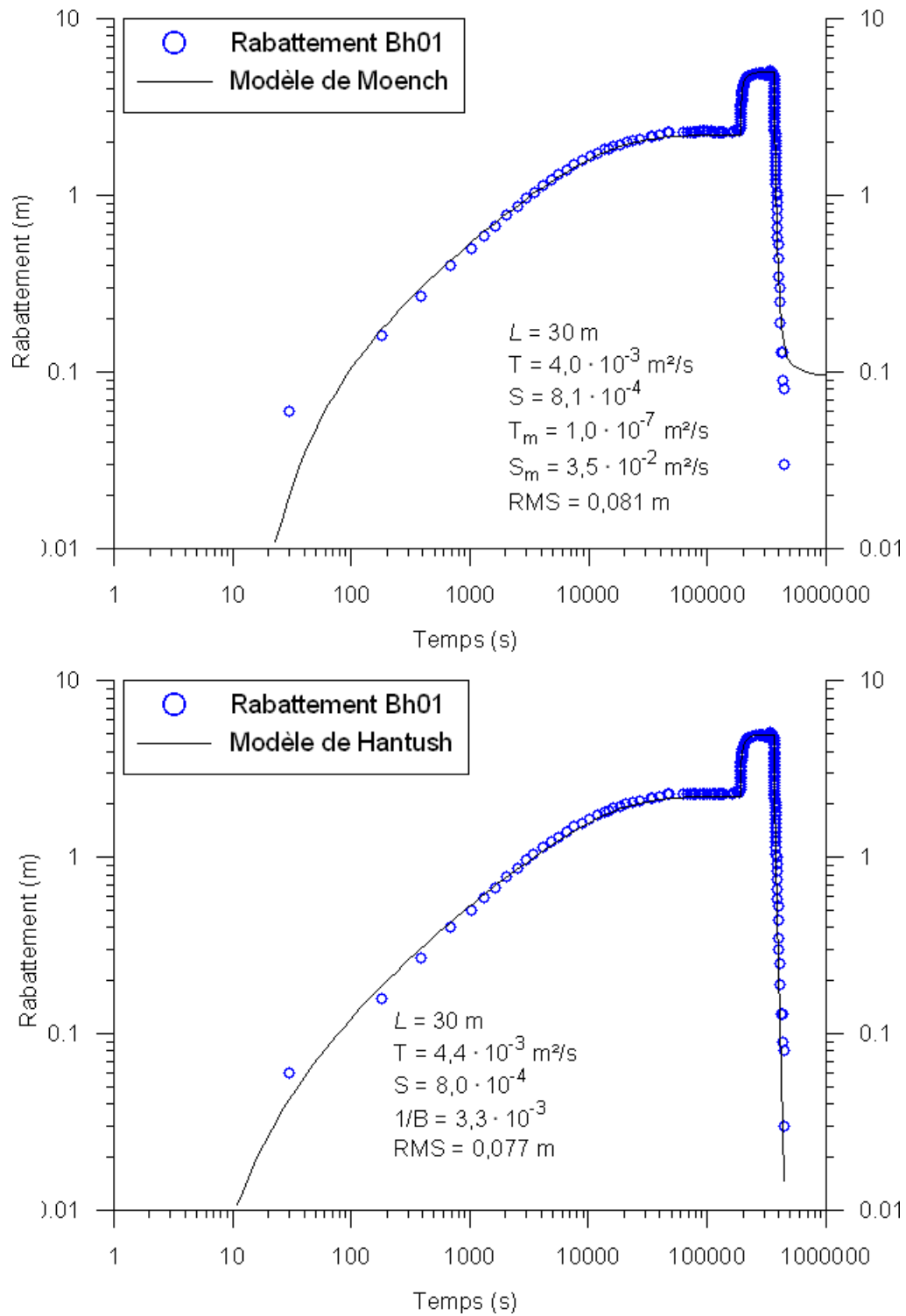


FIGURE 5.18 – Observations et interprétation du rabattement au niveau du puits Bh01 avec les modèles de Moench (en haut) et de Hantush (en bas)

Les rapports Na/Cl correspondant (à partir des teneurs en $\mu\text{eq/L}$) sont de 0,365 et 0,326 respectivement, attestant d'un appauvrissement relatif de l'eau en sodium au cours de l'essai. Ces rapports étant très inférieurs au rapport marin (0,847), cet excès de Cl^- ne peut pas être d'origine marine, mais plutôt anthropique. Ce premier résultat confirme que la mer ne joue sans doute pas de rôle de limite à charge imposée pendant cet essai.

Cette région étant une région agricole, les engrais comme la potasse (KCl) peuvent provoquer un enrichissement de l'eau d'infiltration en Cl^- . Cette eau est présente dans l'aquifère superficiel, et peut ensuite être drainée au cours du pompage vers l'aquifère profond, et constituer ainsi la seconde source d'eau. La proximité des bas-fonds agricoles du site de pompage pourrait expliquer cet enrichissement. Cet argument va donc dans le sens d'un phénomène de drainance de l'aquifère superficiel vers l'aquifère profond, et privilégie la solution de Hantush (1964) pour l'interprétation de cet essai.

Cette solution considère une drainance en provenance d'un réservoir dont le niveau piézométrique reste constant pendant la durée de l'essai. Ce réservoir peut correspondre dans notre cas à l'aquifère superficiel, qui n'a montré aucune réaction au pompage.

Interprétation de l'essai

L'interprétation permet de définir la largeur du domaine et les paramètres hydrodynamiques correspondants à partir d'une procédure par « essai et erreur ». Les valeurs des paramètres estimés sont résumées dans le tableau 5.9. Les rapports $R(L)$, $R(T)$ et $R(S)$ présentent des valeurs importantes, attestant de l'incertitude de cette interprétation. Seul le paramètre $1/B$ est relativement bien contraint, avec un rapport de 1,6.

5.2.3 Réduction des incertitudes de l'interprétation

Résultats géophysiques

La technique de panneau électrique a été utilisée pour estimer les structures géologiques du milieu souterrain (Figure 5.19). La qualité des mesures s'est révélé bonne sur l'ensemble des profils. Il n'a pas été possible d'effectuer de sondages RMP, en raison d'un niveau de bruit électromagnétique ambiant trop important. Quelques sondages TDEM ont également été réalisés, mais ont présenté des rapports signal/bruit faibles.

L'interprétation combinée des mesures de résistivité électrique et des informations tirées

Paramètre	L (m)	T (m ² /s)	S	1/B (m ⁻¹)
Largeur minimale	13	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$
$\frac{1}{B}$ minimal	30	$4,9 \cdot 10^{-3}$	$7,2 \cdot 10^{-4}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$
S minimal	60	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$4,1 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$
Largeur maximale	75	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-4}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$
R(X)	6,5	8,8	4,1	1,6

TABLE 5.9 – Valeurs possibles des paramètres hydrodynamiques de l’aquifère obtenues à partir de l’interprétation par « essai et erreur » sur la position des limites

des logs de forages au droit des structures géo-électriques principales a permis d’établir des correspondances entre certaines gammes de résistivité électrique et les formations géologiques présentes. Ces correspondances, présentées dans le tableau 5.10, permettent d’interpréter les profils de résistivité électrique en termes de modèle géologique. Le modèle défini à proximité du puits pompé est présenté Figure 5.20.

Gamme de résistivité ($\Omega \cdot m$)	Type de roche
moins de 80	Formations argileuses
entre 80 et 400	Formations altérées
entre 400 et 800	Formation densément fissurée / fracturée
de 800 à 8000	Roche peu fissurée / saine

TABLE 5.10 – Correspondances entre résistivité et géologie sur le site du NITK

Ce modèle met en évidence un passage brusque entre la couverture superficielle latéritique et le socle. Ceci confirme la nature allochtone des altérites, présumée dans cette région basse et proche de la mer (Widdowson et Gunnell, 1999). Une structure conductrice ($60 \Omega \cdot m$) altérée recoupe le milieu plus résistant (entre 400 et $800 \Omega \cdot m$) capté par les forages Bh10, Bh01 et Bh03. Cette formation joue le rôle d’une limite à flux nul, rôle illustré par le forage profond Bh02 qui n’a présenté aucune réaction au pompage.

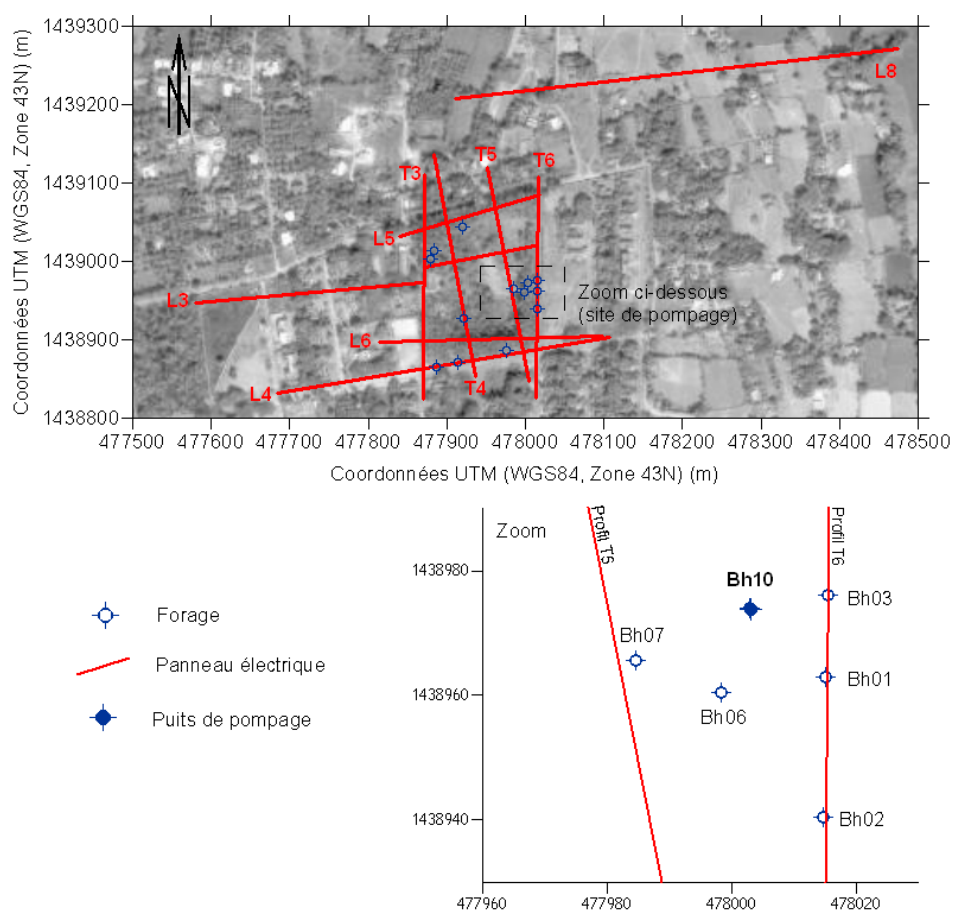


FIGURE 5.19 – Localisation des profils de tomographie de résistivité électrique et des forages sur le site du NITK (les tubages de forage sont en PVC)

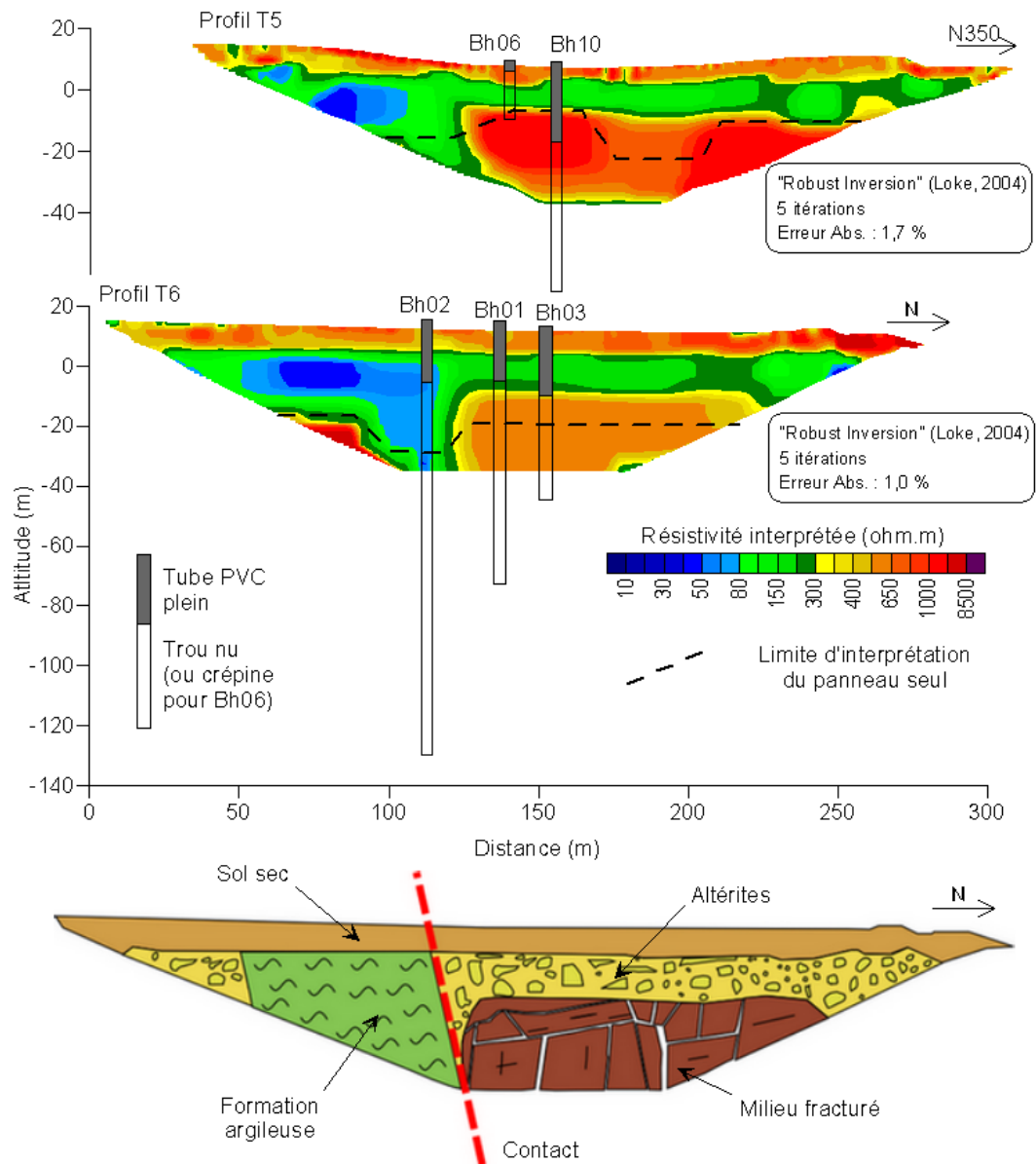


FIGURE 5.20 – Profils de résistivité électrique T5 et T6 réalisés sur le site du NITK au niveau des puits de pompage et d'observation et modèle géologique associé (pour le profil T6). La limite d'interprétation des panneaux est estimée à partir de l'analyse de sensibilité de l'interprétation géophysique réalisée par le logiciel Res2dInv (Geotomo Software)

Interprétation compte tenu des résultats géophysiques

Les résultats géophysiques permettent donc de positionner une limite à flux nul orientée Est-Ouest, à une distance $d = 26$ m (entre 22 et 36 m) au Sud du puits de pompage. Un autre panneau électrique réalisé 250 m au Nord n'a pas montré de milieu correspondant au socle fracturé, malgré une profondeur d'investigation plus importante (Profil L8, Figure 5.19). Ces informations permettent ainsi de restreindre les valeurs de L possibles pour l'interprétation.

L'utilisation de la distance d à la première limite définie par la technique de panneau électrique permet donc de restreindre l'incertitude des paramètres hydrodynamiques du milieu : de 50 % pour T , et de 44 % pour S . Les valeurs correspondantes sont présentées dans le tableau 5.11. L'incertitude du paramètre de drainance n'est pas modifiée par cette approche combinée, mais sa valeur est relativement bien contrainte lors de l'interprétation de l'essai sans information géophysique.

Discussion

La valeur de transmissivité importante ($3 \cdot 10^{-3}$ m²/s en moyenne) est en accord avec les comportements piézométriques observés dans les différents puits lors de l'essai. Cette valeur importante explique également l'importance des valeurs de $R(T)$ et $R(S)$, comme présenté dans l'étude numérique (chapitre 3).

Le coefficient d'emménagement est relativement faible (entre 10^{-4} et 10^{-3}), mais reste en accord avec les valeurs obtenues pour ce genre de milieu (Maréchal *et al.*, 2004; Vouillamoz *et al.*, 2005). Si on considère que la transmissivité est de 10^{-3} m²/s, il est possible d'estimer les paramètres de l'aquitard correspondant à partir de l'équation 1.4 (page 14), qui se simplifie suivant $K' = 10^{-9} \cdot b'$.

Ainsi, si on considère un aquitard de 15 m d'épaisseur (épaisseur entre la base des altérites et la fracture captive au droit de l'essai), alors sa conductivité hydraulique avoisine $1,5 \cdot 10^{-8}$ m/s. Cette valeur faible correspond aux valeurs estimées par Maréchal *et al.* (2004) pour la matrice de socle sain d'un aquifère granitique indien.

5.2.4 Conclusion

Sur ce site, l'utilisation des données hydrogéologiques seules permet d'identifier deux solutions analytiques différentes pour interpréter le pompage d'essai réalisé : la solution à double

Distance	Paramètre	L	T	S	(1/B)
d		(m)	(m ² /s)		(m ⁻¹)
d = 22 m					
	Largeur minimale	23	$5,7 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$
	Largeur maximale	50	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$5,7 \cdot 10^{-4}$	$3,9 \cdot 10^{-3}$
d = 26 m					
	Largeur minimale	27	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$9,6 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$
	Largeur maximale	60	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$
d = 36 m					
	Largeur minimale	37	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$9,5 \cdot 10^{-4}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$
	Largeur maximale	70	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$4,9 \cdot 10^{-4}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$
	R(X) sans géophysique	6,5	8,8	4,1	1,6
	R(X) avec géophysique	3,0	4,4	2,3	1,6

TABLE 5.11 – Gammes des valeurs des paramètres hydrodynamiques estimées en tenant compte des résultats géophysiques

porosité de Moench (1984) et la solution de drainance de Hantush (1964). Des analyses géochimiques de l'eau de pompage mettent en évidence un enrichissement en chlore au cours de l'essai, interprété comme un phénomène de drainance de l'aquifère superficiel dans les bas-fonds agricoles. Ces résultats permettent donc de privilégier la solution de Hantush, et d'interpréter cet essai.

L'utilisation des données de tomographie de résistivité électrique permet de fixer la distance d'une des limites du milieu, et donc de restreindre le domaine de valeurs possibles. Ainsi, l'incertitude moyenne sur T est réduite de 50 %, et l'incertitude sur S de 44 %. Le paramètre de drainance est relativement bien contraint par l'interprétation du pompage d'essai seule ($R(T) = 1,6$), son incertitude n'est pas modifiée par cette approche combinée.

Chapitre 6

Utilisation combinée de méthodes hydrogéologiques et géophysiques pour estimer les ressources en eau en milieu côtier sableux

La caractérisation des aquifères côtiers sableux est rendue compliquée par la difficulté de réaliser des forages profonds dans le sable non-consolidé et l'impossibilité d'utiliser certaines méthodes « classiques » comme les pompages d'essai. Nous présenterons dans ce chapitre comment le couplage des méthodes TDEM et RMP peut contribuer à la quantification des ressources en eau disponibles dans ce genre de milieu. Pour cela, nous présenterons l'étude hydrogéophysique d'un cordon sableux situé sur la côte Ouest indienne :

- dans un premier temps, nous présenterons les résultats d'une prospection RMP illustrant la nécessité de l'utilisation du protocole d'écho de spin sur ce site ;
- dans un deuxième temps, nous présenterons comment – et avec quelles limites – l'utilisation conjointe des méthodes de sondage TDEM et RMP peut permettre d'estimer les ressources en eau disponibles pour ce genre de milieu.

Dans la suite de ce chapitre, nous considérerons l'eau « douce » comme l'eau dont la conductivité électrique (pour une température de référence de 25 °) est inférieure à 1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Cette limite est prise en considérant une conductivité électrique due essentiellement au sel

marin, au delà de laquelle l'eau présente un goût trop fort pour être consommée.

Contexte de l'étude

La frange côtière du district du Dakshina Kannada se caractérise par la présence de longues plages étroites et de cordons sableux reposant sur le socle gneissique. La couverture sableuse (non-consolidée) de ces structures provient de l'érosion des Ghâts occidentaux (Jayappa et Subramanya, 1991). L'estuaire de la rivière Pavanje est formé notamment par un de ces cordons (le cordon de Sasihithlu), qui s'étire parallèlement à la côte sur cinq kilomètres, avec une largeur moyenne de 250 m (Figure 6.1).

L'approvisionnement en eau sur ce cordon est assuré par une nappe peu profonde (1 à 2 m par rapport au sol), captée par des puits peu profonds exploités de façon manuelle. La conductivité électrique de l'eau souterraine varie au cours de l'année avec les précipitations (3800 mm en moyenne), ainsi qu'en fonction de la localisation sur le cordon. Une prospection géophysique impliquant les méthodes TDEM et RMP a été réalisée dans la partie Nord de ce site au cours de l'année 2008.

6.1 Caractérisation du milieu avec la méthode RMP

6.1.1 Mise en évidence d'hétérogénéités du champ géomagnétique

Sur le cordon de Sasihitlu, la susceptibilité magnétique du sable constituant la couverture est faible (moins de 10^{-5} S.I.), condition favorable pour la réalisation de mesures RMP. Toutefois, les mêmes mesures réalisées sur différents affleurements de substratum de la région et sur des échantillons de forages révèlent des susceptibilités comprises entre 10^{-3} et 10^{-2} S.I., laissant supposer l'existence d'un socle magnétique sous le sable, et donc de l'existence d'un gradient vertical de champ.

Une prospection magnétique sur ce site a révélé l'existence d'une anomalie magnétique importante (900 nT sur 100 m), interprétée – au vu du contexte géologique régional – comme un dyke recoupant le socle. Cette anomalie provoque une hétérogénéité en termes de fréquence de Larmor qui peut atteindre 15 Hz à l'échelle d'une boucle d'émission/réception de 25 m de côté (Figure 6.2).

Ainsi, sur ce site, l'utilisation de la méthode de sondage RMP va se faire en présence d'un

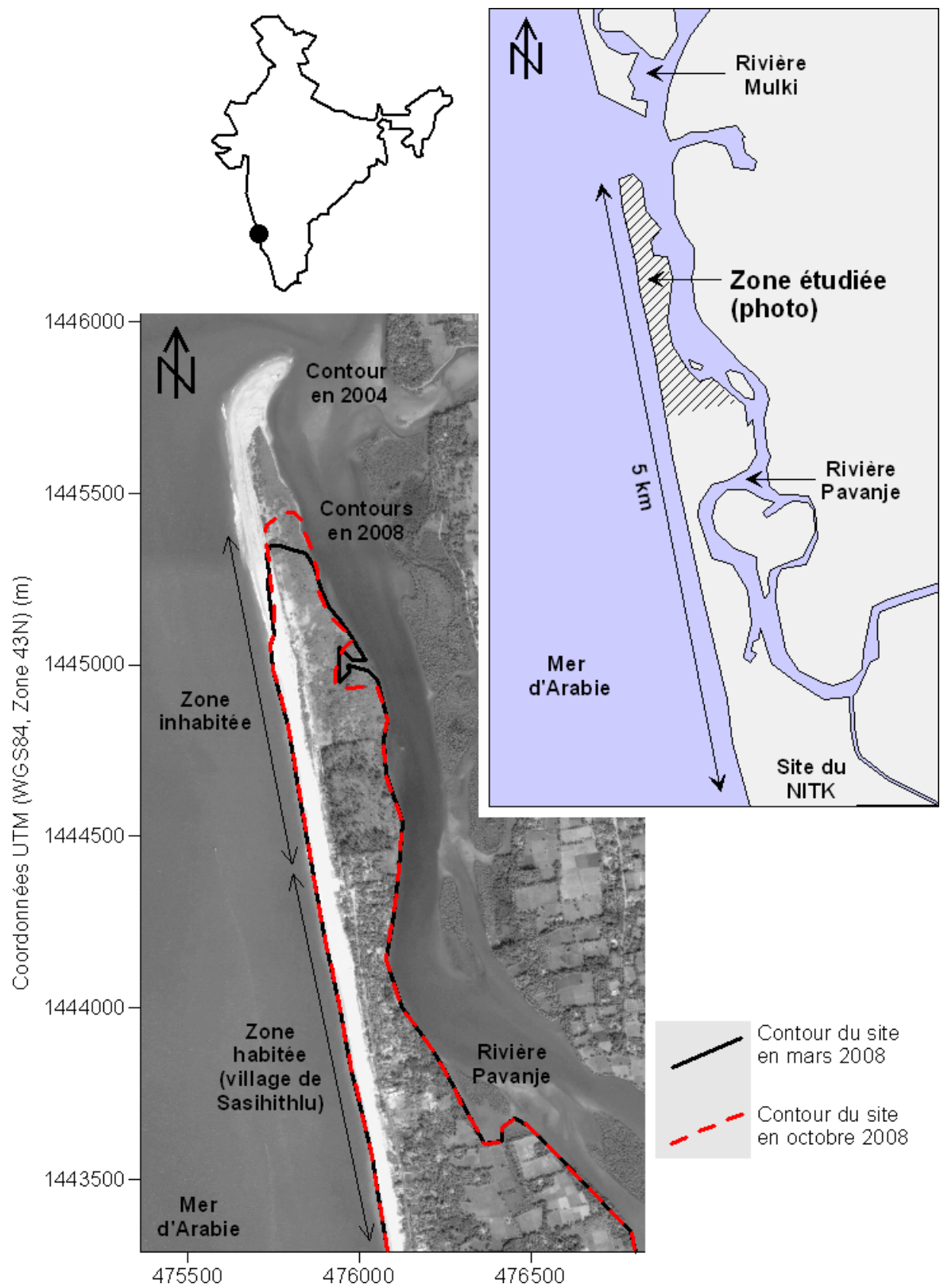


FIGURE 6.1 – Localisation du cordon sableux de Sasihithlu (Photo : Google Earth, 2004)

gradient vertical de champ dû à la proximité du socle magnétique, ainsi que d'une variation latérale due à la présence d'un dyke de roche plus magnétique que l'encaissant. Des signaux *FID* et *ECHO* ont pu être enregistrés sur l'ensemble du site, offrant ainsi la possibilité de comparer les résultats obtenus par ces deux approches.

Six sondages ont été réalisés conjointement avec ces deux protocoles (Figure 6.2). Les mesures de signaux *ECHO* ont été réalisées avec un minimum de trois délais τ_e afin de permettre l'estimation du temps de décroissance T_{2MRS} . Des boucles de 50 m de côté (avec 2 tours) ont été employées, excepté pour le sondage *P3-River* qui a été réalisé avec une boucle à double tour de 25 m.

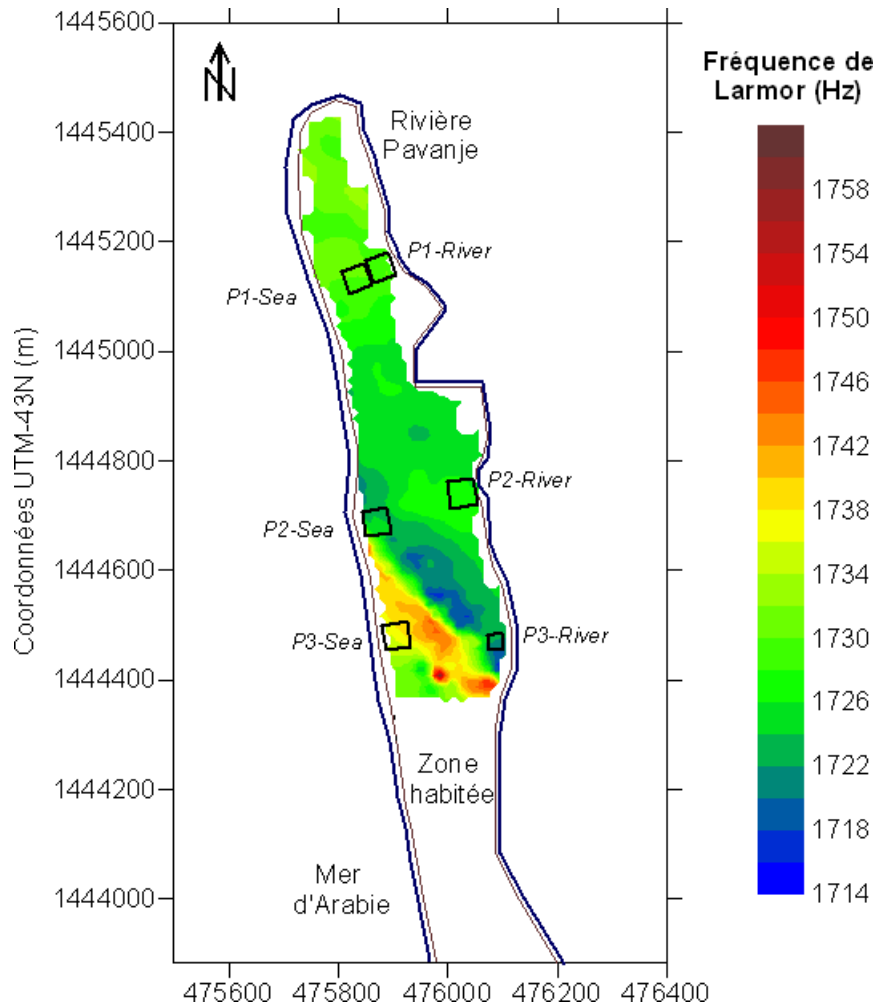


FIGURE 6.2 – Anomalie en termes de fréquence de Larmor et sondages RMP effectués sur le site de Sasihitlu

6.1.2 Effet des hétérogénéités de champ géomagnétique sur la mesure RMP

Cas d'une hétérogénéité importante

Le sondage *P3-River* a été effectué au niveau du contact Nord entre le socle et l'anomalie magnétique (Figure 6.2). Le champ géomagnétique présente une variation de 15 Hz en termes de fréquence de Larmor à l'échelle de la boucle d'émission/réception, attestant ainsi d'une forte hétérogénéité, observable directement depuis la surface.

Les caractéristiques des signaux *FID* mesurés sont présentées Figure 6.3. Ceux-ci présentent une amplitude maximale de 70 nV et un temps de décroissance moyen T_2^* de 84 ms – valeurs faibles pour un milieu sableux moyen à grossier saturé – et une fréquence de Larmor instable avec la profondeur. L'utilisation du protocole d'écho de spin permet de mesurer des signaux avec un bon rapport signal sur bruit pour des valeurs de τ_e variant entre 69 et 309 ms (Figure 6.4). Le temps de décroissance moyen estimé à partir de ces signaux tend vers 1000 ms.

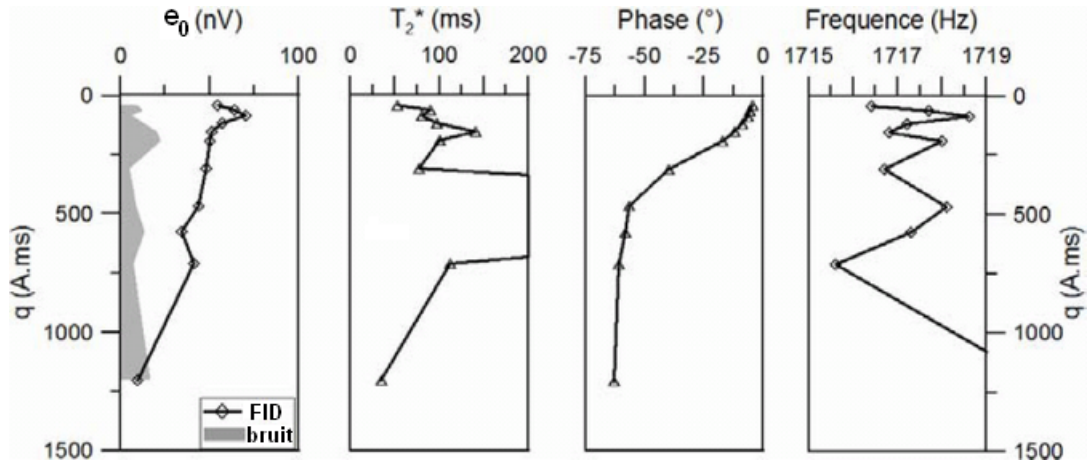


FIGURE 6.3 – Résultats du sondage *P3-River* avec le protocole *FID* : (de gauche à droite) amplitude initiale e_0 , temps de décroissance T_2^* , phase et fréquence de Larmor du signal

Les inversions des données *ECHO* et *FID* sont présentées Figure 6.5A et Figure 6.5B. Les solutions sont acceptables en termes d'écart RMS (inférieurs à 6,5 % pour les données *ECHO*, légèrement supérieur pour les données *FID*). Les géométries obtenues pour le réservoir saturé sont proches, mais les teneurs en eau moyennes diffèrent : 26 % sur 20 m d'épaisseur pour les signaux *ECHO*, contre 8,3 % sur 14 m pour les signaux *FID*, soit une sous-estimation de près de 68 % de la teneur en eau.

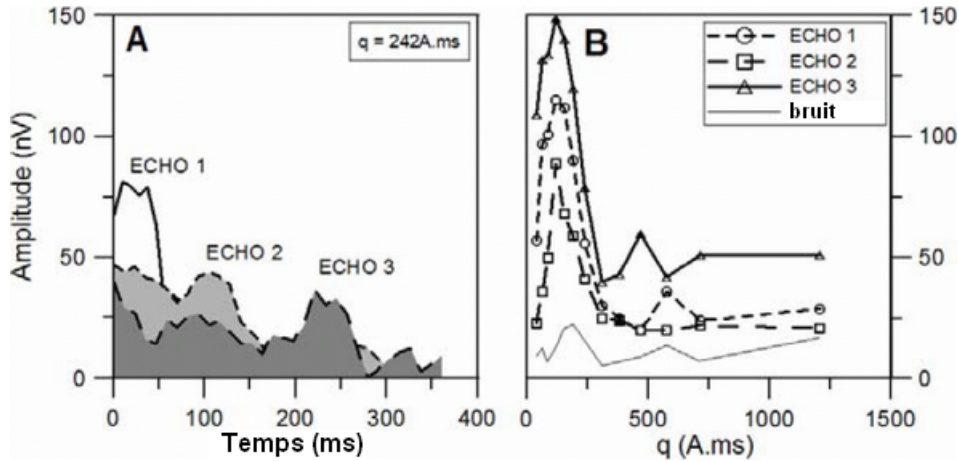


FIGURE 6.4 – Résultats du sondage P3-River avec le protocole *ECHO* : signaux mesurés pour $q = 242 \text{ A.ms}$ (A) et sondages complets pour 3 valeurs de τ_e différentes (B)

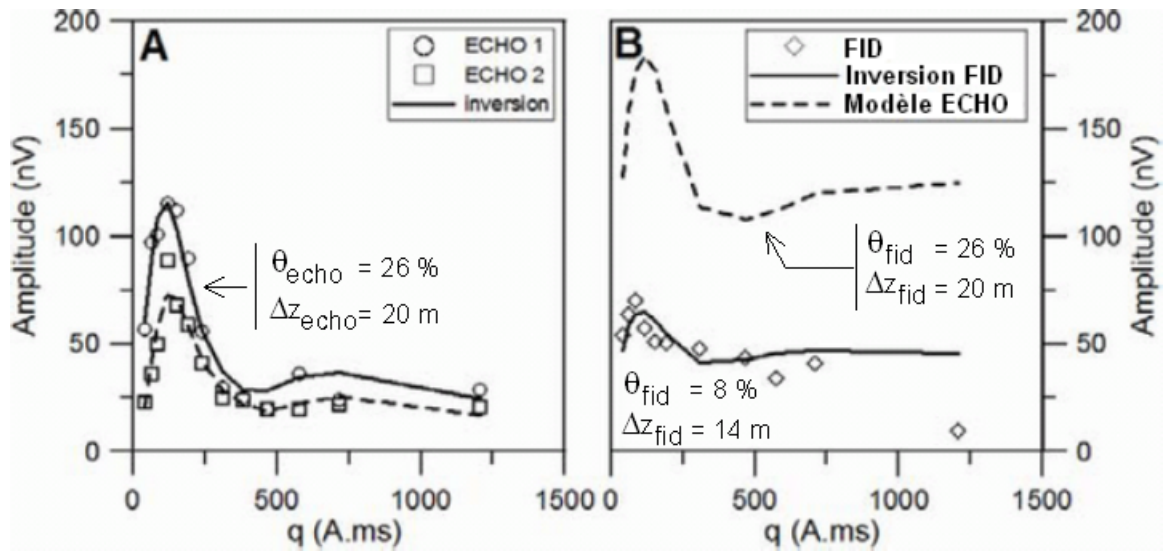


FIGURE 6.5 – Inversion des signaux *ECHO* (A) et *FID* (B) pour le sondage *P3-River* et modèles moyens associés. Le trait pointillé sur l'image B (à droite) représente le signal *FID* modélisé à partir des résultats de l'inversion des signaux *ECHO* (A). Il représente ainsi le signal *FID* que l'on devrait observer en l'absence d'une hétérogénéité de champ géomagnétique.

Cas d'une hétérogénéité importante non-détectée

Le sondage *P2-Sea* a été effectué en bordure Nord du dyke (Figure 6.2), avec une hétérogénéité de champ géomagnétique de 3 Hz à l'échelle de la boucle d'émission/réception.

Les signaux *FID* présentent une amplitude maximale de 200 nV, résultat en accord avec les valeurs attendues pour un sable moyen à grossier, un temps de décroissance moyen T_2^* de 125 ms stable avec la profondeur et une fréquence du signal stable avec la profondeur dans le sable saturé d'eau (pour des moments inférieurs à 500 A.ms, Figure 6.6). L'effet d'une hétérogénéité de champ n'est donc pas visible sur ces mesures.

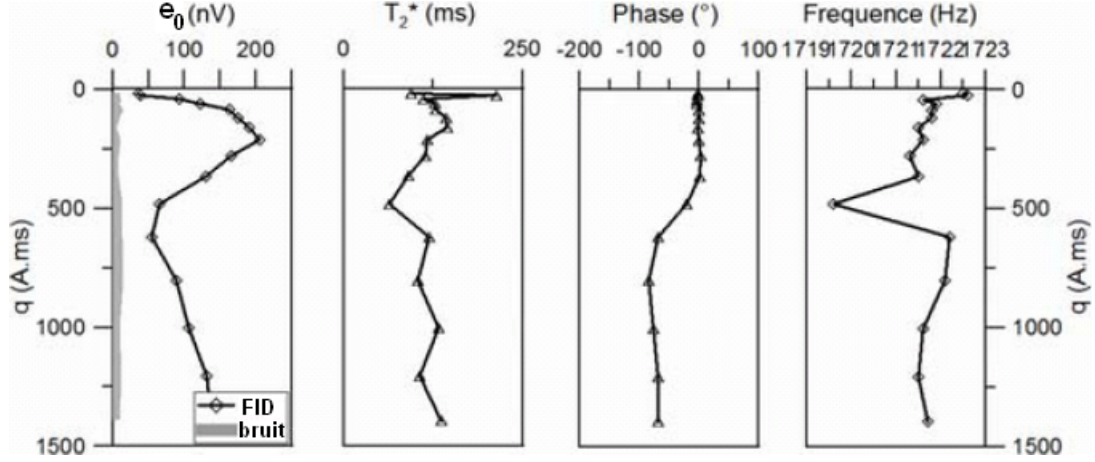


FIGURE 6.6 – Résultats du sondage *P2-Sea* avec le protocole *FID* : (de gauche à droite) amplitude initiale e_0 , temps de décroissance T_2^* , phase et fréquence de Larmor du signal

Des signaux *ECHO* ont pu être mesurés pour trois valeurs de τ_e comprises entre 210 et 509 ms, attestant de la présence d'une hétérogénéité de champ géomagnétique. L'inversion des mesures *ECHO* ajuste les signaux mesurés avec des écarts *RMS* compris entre 4,3 et 5,8 % (Figure 6.7A et B). La teneur en eau estimée à partir des résultats *ECHO* atteint 23 % sur 21 m, contre 14 % sur 12 m pour les résultats *FID*.

Ainsi, sur ce site, mis à part les faibles valeurs des temps de décroissance T_2^* pour un sable grossier, les signes d'une hétérogénéité de champ géomagnétique n'apparaissent pas clairement sur les mesures RMP. L'utilisation du protocole *FID* entraîne pourtant une sous-estimation de la teneur en eau de 39 %.

Cas d'une faible hétérogénéité

Le sondage *P1-Sea* est situé près de 600 m au Nord de l'anomalie magnétique, dans une zone où les variations de champ mesurées en surface n'excèdent pas 2 Hz en termes de fréquence de Larmor. Le signal *FID* présente une amplitude maximale de 417 nV (Figure 6.8),

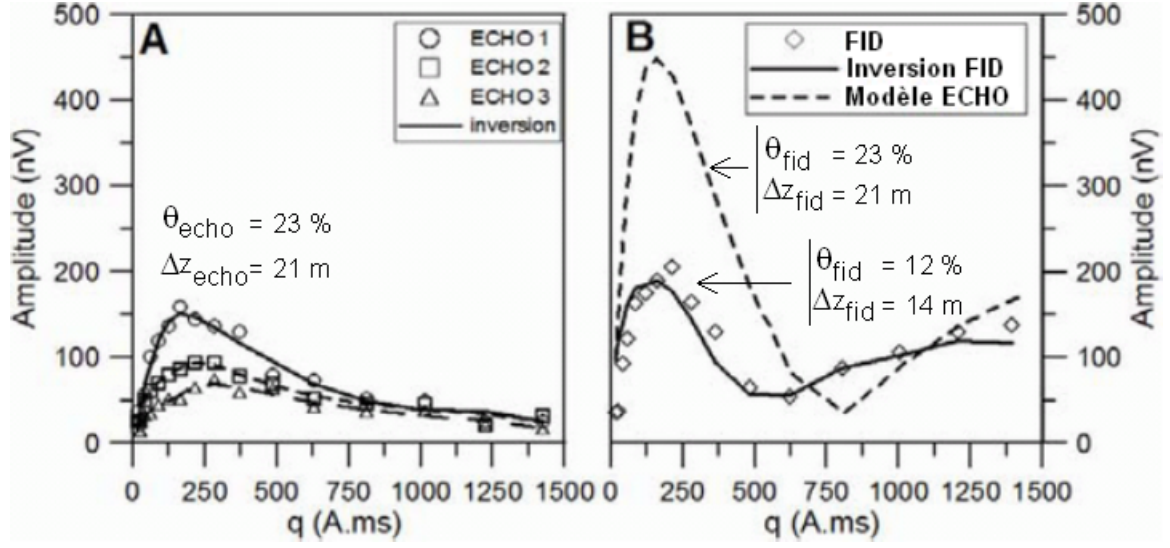


FIGURE 6.7 – Inversion des signaux *ECHO* (A) et *FID* (B) pour le sondage *P2-Sea* et modèles moyens associés. Le trait pointillé sur l'image B (à droite) représente le signal *FID* modélisé à partir des résultats de l'inversion des signaux *ECHO* (A). Il représente ainsi le signal *FID* que l'on devrait observer en l'absence d'une hétérogénéité de champ géomagnétique.

bien supérieure à l'amplitude obtenue à proximité du dyke. Le temps de décroissance moyen T_2^* diminue avec la profondeur de 165 à 90 ms, et la fréquence de Larmor augmente de 1 Hz dans la partie constituée de sable saturé d'eau (pour des moments q inférieurs à 500 A.ms). Ces variations peuvent indiquer la présence d'un léger gradient vertical de champ.

Des mesures d'écho de spin ont été réalisées pour des valeurs de τ_e comprises entre 320 et 820 ms (Figure 6.9). L'utilisation de délais si importants est due au fait que l'amplitude importante du signal *FID2* tend à masquer le signal d'écho pour des délais courts (Figure 6.9A).

L'inversion des signaux *ECHO* ajuste les données mesurées pour chacun des sondages avec des écarts *RMS* compris entre 3,1 et 4,9 % (Figure 6.10A et B). Les teneurs en eau moyenne *FID* et *ECHO* sont très proches (24 et 23 %), mais les temps de décroissance moyens différent : $T_{2MRS} = 1100$ ms pour les données *ECHO*, et $T_2^* = 165$ ms pour *FID*.

Ainsi, bien qu'un léger gradient de champ soit présent, celui-ci entraîne une diminution du temps de décroissance moyen de 85 %.

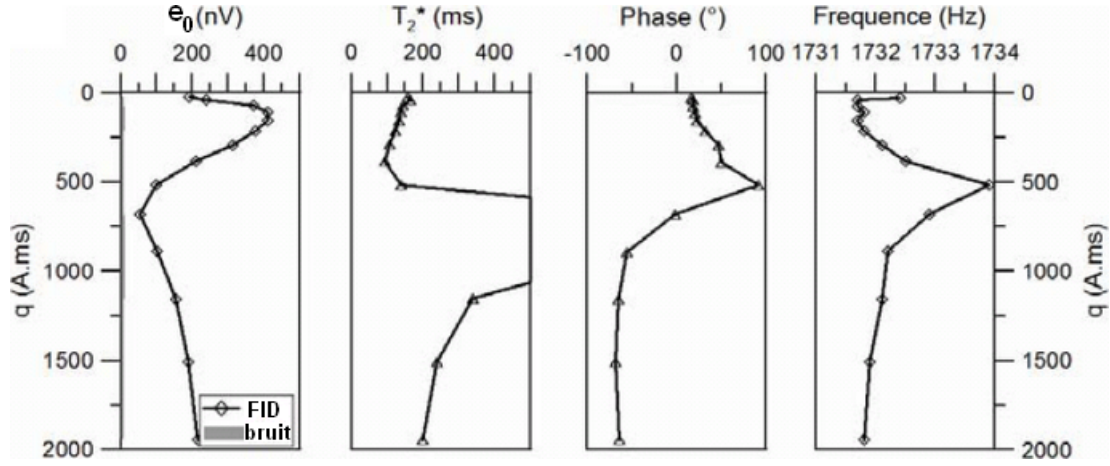


FIGURE 6.8 – Résultats du sondage *P1-Sea* avec le protocole *FID* : (de gauche à droite) amplitude initiale e_0 , temps de décroissance T_2^* , phase et fréquence de Larmor du signal

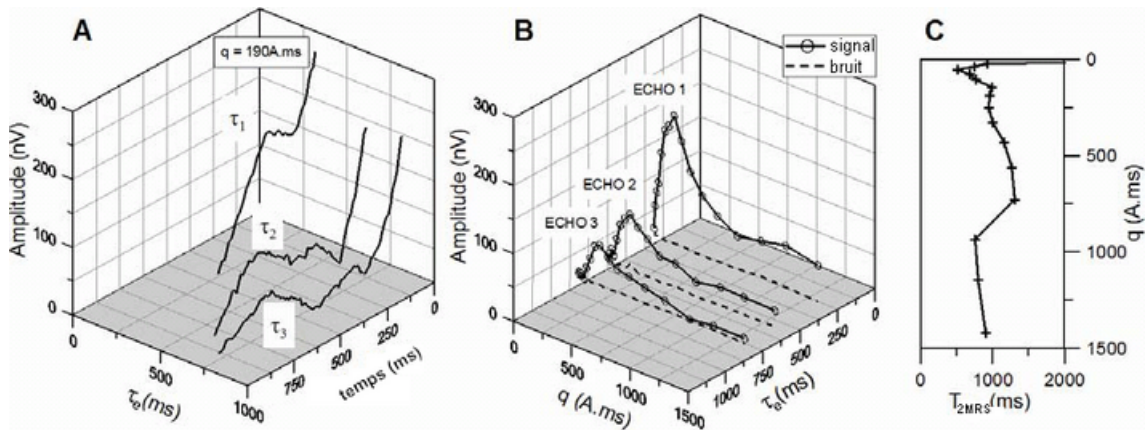


FIGURE 6.9 – Signaux *ECHO* pour un moment de 190 A.ms et différents τ_e (A), sondages *ECHO* (B) et temps de décroissance apparent T_{2MRS} correspondant (C)

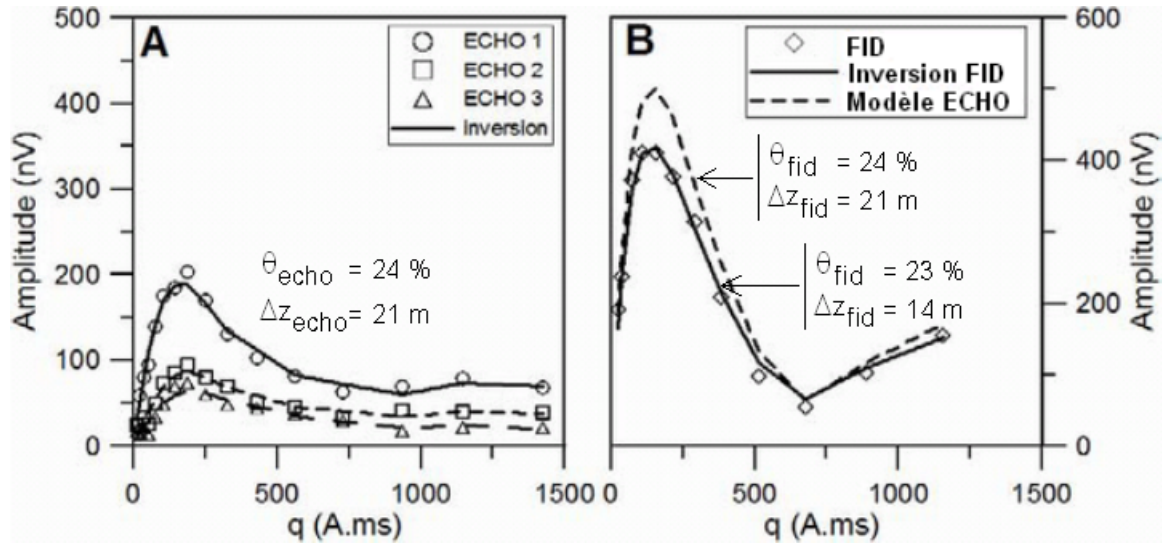


FIGURE 6.10 – Inversion des signaux *ECHO* (A) et *FID* (B) pour le sondage *P1-Sea* et modèles moyens associés. Le trait pointillé sur l'image B (à droite) représente le signal *FID* modélisé à partir des résultats de l'inversion des signaux *ECHO* (A). Il représente ainsi le signal *FID* que l'on devrait observer en l'absence d'une hétérogénéité de champ géomagnétique.

6.1.3 Impact sur la caractérisation du réservoir

Géométrie du réservoir

Chaque lieu de sondage RMP a fait l'objet d'un sondage TDEM en configuration coïncidente, à l'aide d'une boucle d'émission/réception de 25 m de côté. Cette configuration a été sélectionnée comme la plus efficace sur ce site après plusieurs essais réalisés en configurations centrale et coïncidente pour différentes tailles de boucle (50, 25 et 12,5 m).

Les sondages TDEM ainsi obtenus ont été interprétés avec les logiciels TEM-RES-Win (AEMR Software) et IX1D (Interpex Ltd.). Les modèles obtenus ont présenté un milieu à trois terrains :

- un premier terrain dont la résistivité avoisine une dizaine d' $\Omega \cdot m$, regroupant le sable sec, l'eau douce et l'eau saumâtre, sur une épaisseur moyenne de 4,8 m ;
- un second terrain dont la résistivité est inférieure à 1 $\Omega \cdot m$, interprété comme le sable saturé d'eau salée ;
- un troisième terrain dont la résistivité varie entre une dizaine et une centaine d' $\Omega \cdot m$,

correspondant au socle résistant, considéré comme le mur de l'aquifère dans le cadre de cette étude.

Une étude numérique a été conduite à partir de ces résultats afin de définir comment le mur du second terrain était résolu dans ces gammes d'épaisseur et de résistivité pour un milieu à trois terrains. Pour cela, différents modèles synthétiques à trois terrains ont été générés et inversés à l'aide du logiciel IX1D (Interpex Ltd.). Les résultats de cette étude ont montré que dans ces gammes d'épaisseur et de résistivité, le toit du socle était résolu à $\pm 0,5$ m. Ce résultat nous permet ainsi d'utiliser les résultats obtenus avec le TDEM comme les valeurs de référence pour la profondeur du mur de l'aquifère.

La Figure 6.11 compare les géométries du réservoir estimées par la méthode RMP (protocoles *FID* et *ECHO*) et par la méthode TDEM. L'utilisation du protocole classique *FID* sous-estime cette profondeur de 2,9 m en moyenne, contre 0,80 pour le protocole *ECHO*. Ainsi, sur ce site, les hétérogénéités de champ entraînent une sous-estimation de l'épaisseur du réservoir par la méthode RMP de près de 14 % pour le protocole *FID*, et de 4 % pour les données *ECHO*.

Teneur en eau

La teneur en eau moyenne obtenue sur ce site avec le protocole *ECHO* est de 23 %, contre 17 % avec le protocole *FID*. L'écart maximal est obtenu pour le sondage *P3-River*, pour lequel la teneur en eau est sous-estimée de 68 %. En présence d'une hétérogénéité de champ légèrement plus faible, indétectable sur les signaux *FID*, cette sous-estimation atteint jusqu'à 42 % (*P2-Sea* et *P3-Sea*).

La Figure 6.12 présente les valeurs des rapports des teneurs en eau $\theta_{ECHO}/\theta_{FID}$ et des volumes d'eau estimés $\theta_{ECHO} * \Delta z / \theta_{FID} * \Delta z$ par rapport à la distance au dyke. Les mesures *FID* réalisées à moins de 200 m du dyke sous-estiment la teneur en eau du réservoir, d'un facteur variant entre 2 et 3. Au delà de cette distance, les deux protocoles donnent des valeurs quasiment identiques. Le gradient vertical de champ est donc suffisamment faible pour permettre une estimation correcte des teneurs en eau au-delà de l'influence du dyke.

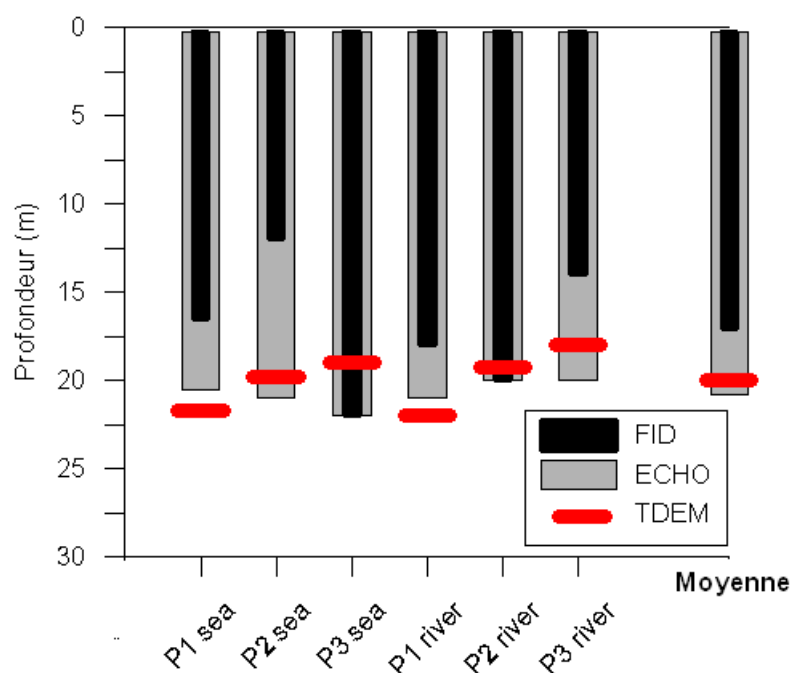


FIGURE 6.11 – Comparaison de la géométrie du réservoir obtenue avec les protocoles *FID*, *ECHO* et par la méthode TDEM pour les différents sondages

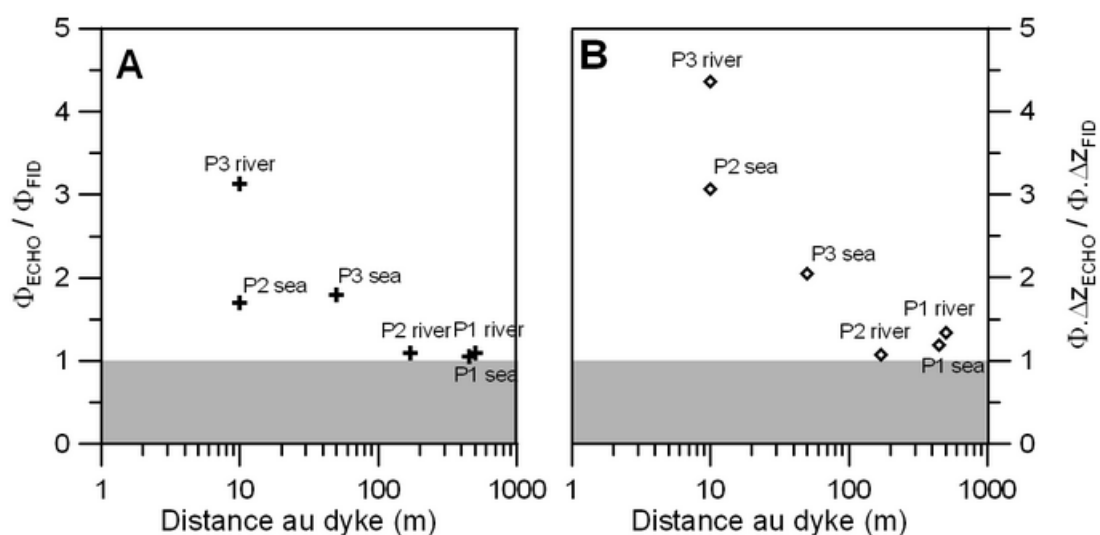


FIGURE 6.12 – Effet de la distance au dyke sur la pertinence des résultats obtenus avec le protocole *FID* par rapport au protocole *ECHO*

Volumes d'eau

Le milieu étant constitué de sable moyen à grossier et les temps de décroissance apparents T_{2MRS} étant élevés, la teneur en eau mesurée peut être considérée comme un bon équivalent de la porosité de drainage S_y (Vouillamoz *et al.*, 2008). Ainsi, le volume d'eau moyen estimé à partir des mesures avec écho de spin est de $4,3 \text{ m}^3/\text{m}^2$, contre $2,5 \text{ m}^3/\text{m}^2$ pour les signaux obtenus avec le protocole *FID*.

6.1.4 Conclusion

En présence d'hétérogénéités magnétiques, les signaux mesurés à l'aide du protocole *FID* sont perturbés, et mènent à une caractérisation erronée du milieu. C'est le cas par exemple pour le sondage *P3-River*, effectué au niveau de l'anomalie magnétique, pour lequel l'interprétation du signal *FID* sous-estime la teneur en eau de 68 % par rapport au signal *ECHO*. Cependant, pour ce sondage, les signes de la présence d'une hétérogénéité sont suffisamment importants pour émettre des doutes sur la validité des signaux *FID* mesurés.

La situation est différente pour le sondage *P2-Sea*, pour lequel les mesures *FID* ne traduisent pas d'effets d'une hétérogénéité de champ. L'interprétation des ces signaux *FID* sous-estime la teneur en eau de 42 %.

L'utilisation d'un protocole d'écho de spin permet donc d'améliorer les résultats des mesures RMP en milieu naturel en permettant de réaliser des mesures en présence d'hétérogénéités de champ géomagnétique. Sur le site de Sasihithlu, l'utilisation du protocole *FID* pour estimer les volumes d'eau disponibles mène à une sous-estimation de ces volumes de 42 % en moyenne.

6.2 Estimation des volumes d'eau douce disponibles

6.2.1 Intérêt d'une approche couplée

Appliquée à l'étude d'un cordon sableux côtier, la méthode de sondage par résonance magnétique des protons permet de définir le volume moyen d'eau disponible. Cette information précieuse, obtenue uniquement à partir de mesures non-intrusives, ne renseigne toutefois pas sur l'évolution de la minéralisation (donc de la qualité) de l'eau avec la profondeur. Cette information peut être obtenue à partir de méthodes basées sur la mesure de la résistivité électrique du sous-sol. Nous présentons dans cette section un exemple d'utilisation couplée des sondages TDEM, RMP et de la loi d'Archie sur le cordon sableux de Sasihithlu pour estimer le volume d'eau douce moyen sur ce site.

Résultats des sondages TDEM

Deux campagnes de sondages TDEM ont été conduites, avant et après la saison humide. Les mesures ont été réalisées avec une boucle de 25 m de côté en configuration coïncidente. Les résultats en termes de profondeur de l'interface eau saumâtre/eau salé sont présentés Figure 6.13.

La profondeur moyenne de cet interface varie entre 4 et 5 m. La résolution de la méthode TDEM dans ces gammes de profondeur a pu être estimée à partir d'une étude numérique (section 6.1.3, 116) : le toit du sable saturé d'eau salée est résolu avec une écart de $\pm 0,2$ m, et le toit du socle avec un écart de $\pm 0,5$ m.

Dans cette gamme de profondeur, la caractérisation des premiers terrains n'est pas possible avec la méthode TDEM seule. Ainsi, la grande majorité des sondages est interprétée à l'aide d'un modèle trois terrains, pour lequel le sable sec, le sable saturé d'eau douce (lorsqu'il y en a) et la zone de mélange sont englobés dans un terrain « équivalent » d'une dizaine d' $\Omega \cdot m$ en moyenne. La résistivité minimale du socle a pu être estimée à $400 \Omega \cdot m$ à partir de l'interprétation de sondages électriques.

Résultats des sondages RMP

Les mesures RMP ont été présentées en partie dans la section précédente, et ne seront pas détaillées à nouveau ici. Seuls les résultats des sondages effectués avec le protocole *ECHO*

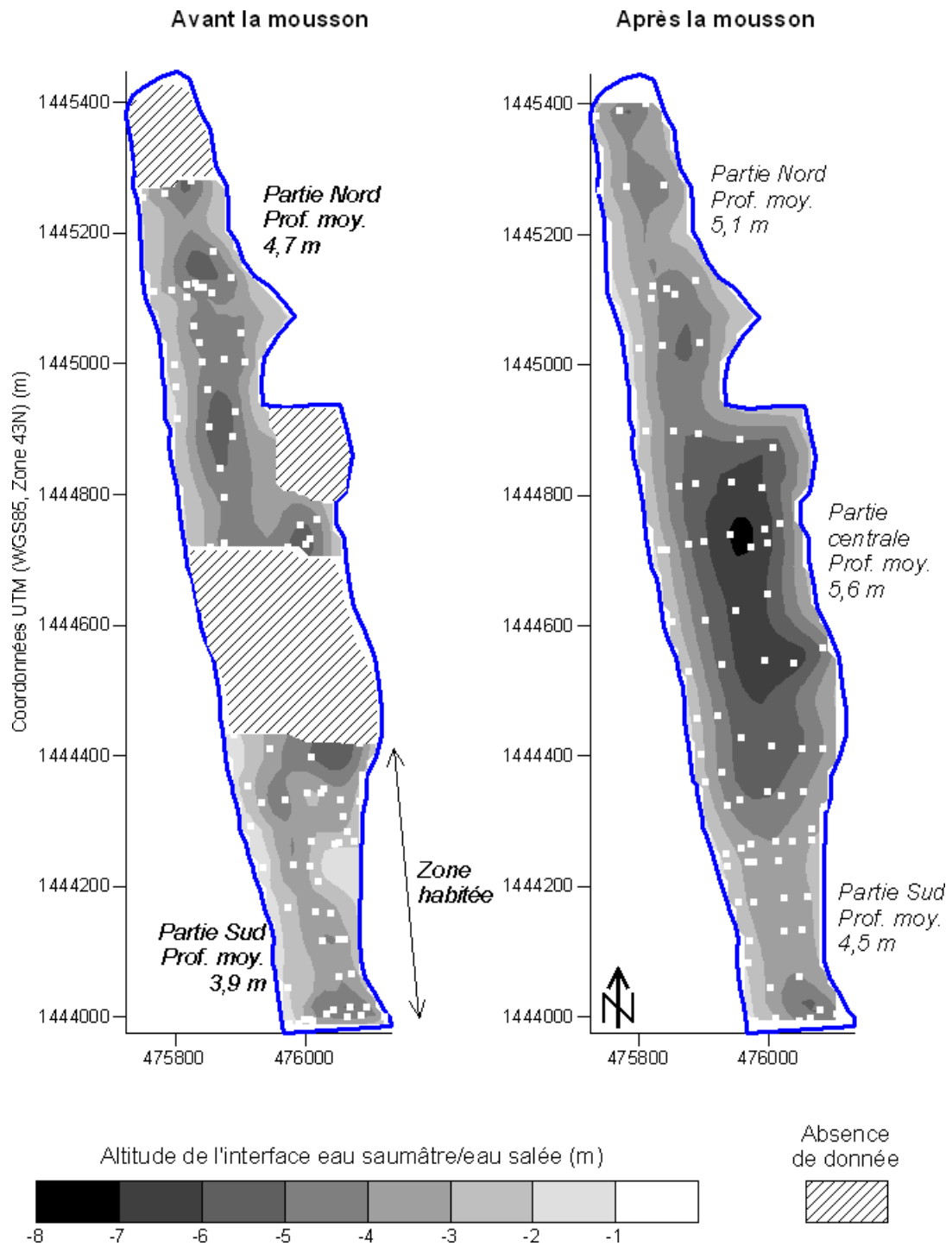


FIGURE 6.13 – Altitude du toit de l'interface eau saumâtre/eau salée avant et après la saison des pluies obtenue à partir de l'interprétation des sondages TDEM (carrés blancs). Les variogrammes utilisés pour le krigeage sont présentés Annexe E

seront utilisés. Le milieu étant constitué de sable moyen à grossier, nous pouvons considérer que la teneur en eau θ_{RMP} correspond à une bonne approximation de la porosité de drainage S_y (Vouillamoz *et al.*, 2008).

Paramétrisation de la loi d'Archie

Cinq échantillons de sable ont été collectés à différents endroits sur le site de Sasihithlu, entre 1 et 2,3 m de profondeur (profondeur maximale à laquelle il est possible de forer manuellement). Ces échantillons ont fait l'objet d'une analyse volumétrique par pesée et de mesures RMP en laboratoire, qui ont confirmé le bon accord des résultats des sondages RMP avec le protocole *ECHO*, avec des teneurs en eau comprises entre 26 et 38 %. Ce milieu sableux peut être décrit par la loi d'Archie comme un sable sans argile. Estimer la résistivité électrique de l'eau souterraine nécessite donc de résoudre un système à trois inconnues :

$$\rho_w = \rho_f \cdot \Phi^m \quad (6.1)$$

Kafri et Goldman (2005) proposent de fixer la valeur du facteur de cimentation m à partir de valeurs définies sur échantillon (notamment par Archie, 1942; Jackson *et al.*, 1978; Keller, 1988) et d'estimer Φ à partir de la conductivité de l'eau de mer et de la résistivité mesurée pour le sable saturé d'eau salée avec la méthode TDEM.

L'approche utilisée dans le cadre de cette étude est sensiblement différente : si on considère que la porosité d'Archie peut être assimilée à la porosité cinématique (Worthington, 1993; Singha et Gorelick, 2005; Vereecken *et al.*, 2005) et donc à la teneur en eau mesurée par la RMP, il devient possible d'estimer directement m à partir de mesures TDEM dans la partie saturée d'eau salée et de la conductivité de l'eau de mer.

La teneur en eau RMP moyenne sur ce site est de 23 %. La conductivité de l'eau de mer a été mesurée entre mars 2008 et janvier 2009, et a varié entre 51 et 53 mS/cm. La résistivité moyenne du sable saturé d'eau salée varie entre 0,87 et 0,83 $\Omega \cdot m$ entre la saison sèche et la saison humide. A partir de ces informations, le facteur de cimentation peut être estimé entre 0,98 et 1,04. Ces valeurs sont inférieures à la valeur de 1,3 couramment utilisée pour ce genre de milieu sableux non-consolidé (Archie, 1942; Kafri et Goldman, 2005), mais restent toutefois dans la gamme définie pour ce genre de formation (Worthington, 1993).

6.2.2 Estimation de la quantité d'eau douce disponible

Approche proposée

En utilisant la loi d'Archie « calée » sur ce site, la résistivité minimale de la lentille d'eau douce ($\sigma_w \leq 1500 \mu\text{S/cm}$) peut être calculée à $28 \Omega\cdot\text{m}$. Toutefois, sur ce cordon, celle-ci n'étant pas suffisamment épaisse pour que sa résistivité puisse être estimée par la méthode TDEM seule, une approche simplifiée est proposée pour définir l'épaisseur d'eau douce.

L'approche proposée consiste à considérer que la résistivité varie de façon linéaire entre le toit de la lentille d'eau douce et l'interface avec l'eau salée (Figure 6.14, Annexe E). De cette façon, si l'on calcule la résistivité au niveau du toit de la nappe (à partir d'une mesure de conductivité dans un piézomètre peu profond et de la loi d'Archie), il devient possible d'estimer la profondeur de l'iso-contour $28 \Omega\cdot\text{m}$, et donc l'épaisseur d'eau « douce ». Nous considérons également que la température ne joue pas de rôle prépondérant sur la valeur de la résistivité.

Résultats

Ne disposant pas d'une mesure de niveau piézométrique et de conductivité pour chaque sondage TDEM (en particulier dans les zones inhabitées du cordon), la moyenne des valeurs mesurées à proximité (dans les puits et les piézomètres disponibles sur ce site) est utilisée. Les résultats sont présentés dans le tableau 6.1.

Partie du cordon	Volume moyen d'eau douce (L/m^2)	
	mars	octobre
Zone non-habitée (parties Nord et centrale)	510	670
Zone habitée (partie Sud)	420	450

TABLE 6.1 – Quantité d'eau douce estimée à partir des résultats de l'utilisation conjointe des méthodes TDEM, RMP et de la loi d'Archie

6.2.3 Estimation de la recharge annuelle nette

Entre la saison sèche et la saison humide, l'infiltration des précipitations provoque une diminution de la conductivité électrique mesurée dans les puits de la zone habitée de 74 % en

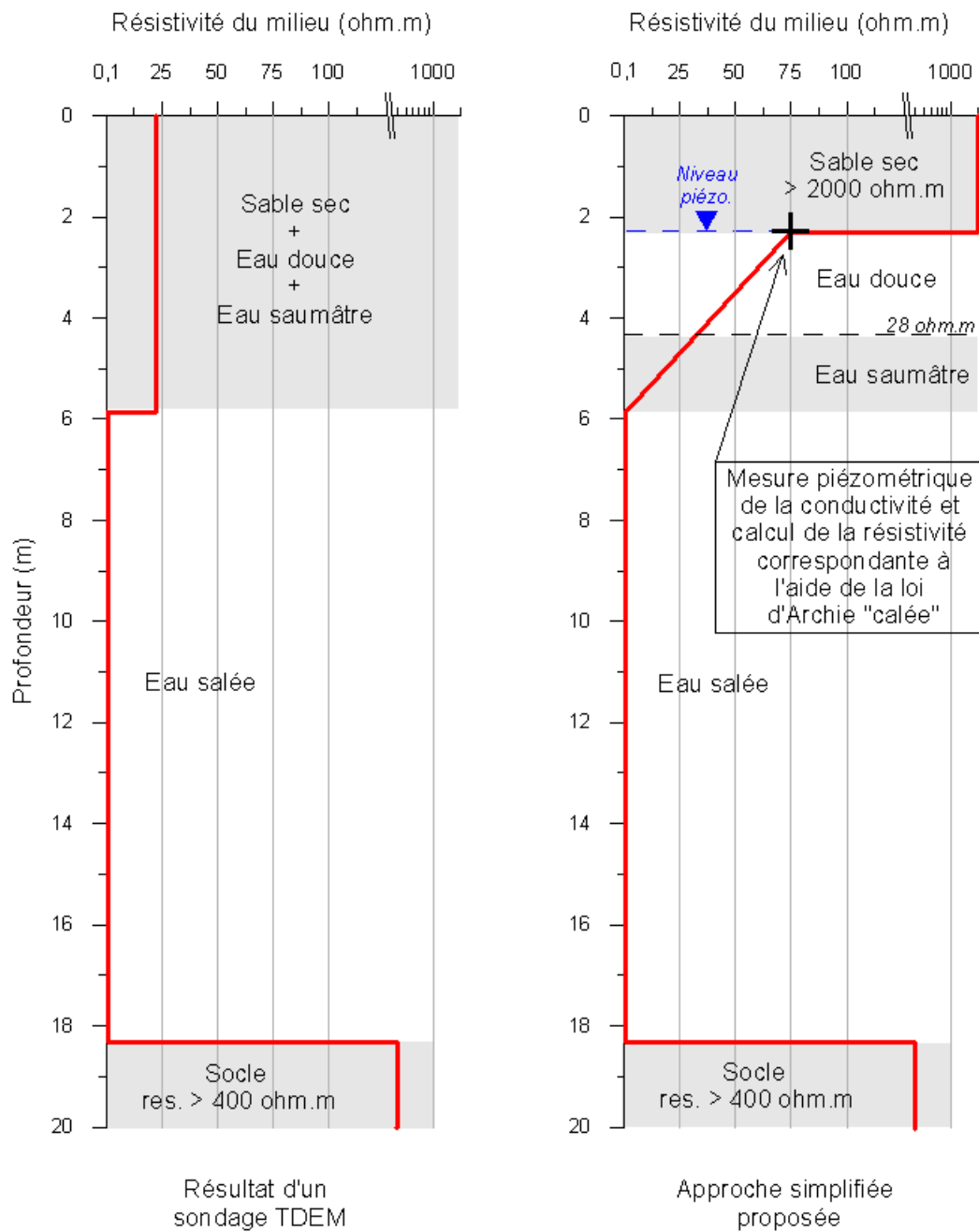


FIGURE 6.14 – Approche proposée pour estimer l'épaisseur d'eau douce à partir d'un sondage TDEM, d'une mesure de conductivité dans un piézomètre peu profond et de la loi d'Archie « calée » (l'axe des valeurs de résistivité est en échelle linéaire de 0,1 à 125 $\Omega \cdot m$, et en échelle logarithmique au-delà)

moyenne. L'utilisation de la *water table fluctuation method* (Healy et Cook, 2002; Sanford, 2002; Scanlon *et al.*, 2002) permet d'estimer la recharge instantanée à l'échelle des premiers événements pluvieux à 76 % de la pluie.

Toutefois, le niveau piézométrique moyen n'augmente pas de façon notable entre les deux saisons (Figure 6.15). Ceci est interprété comme l'effet de l'évacuation d'une partie de l'eau souterraine par le biais de flux souterrains suite à l'infiltration de l'eau de pluie. Ainsi, à partir des valeurs de la porosité de drainage (23 %) et de la variation moyenne de la profondeur de l'interface eau saumâtre/eau salée entre les deux saisons (0,6 m), la recharge nette sur ce cordon sableux entre mars et octobre 2008 peut être estimée à 7 % de la pluie. En comparaison, la recharge nette estimée à partir des résultats de l'approche simplifiée atteint 8 % dans la zone non-habité et 1,5 % dans la zone habitée.

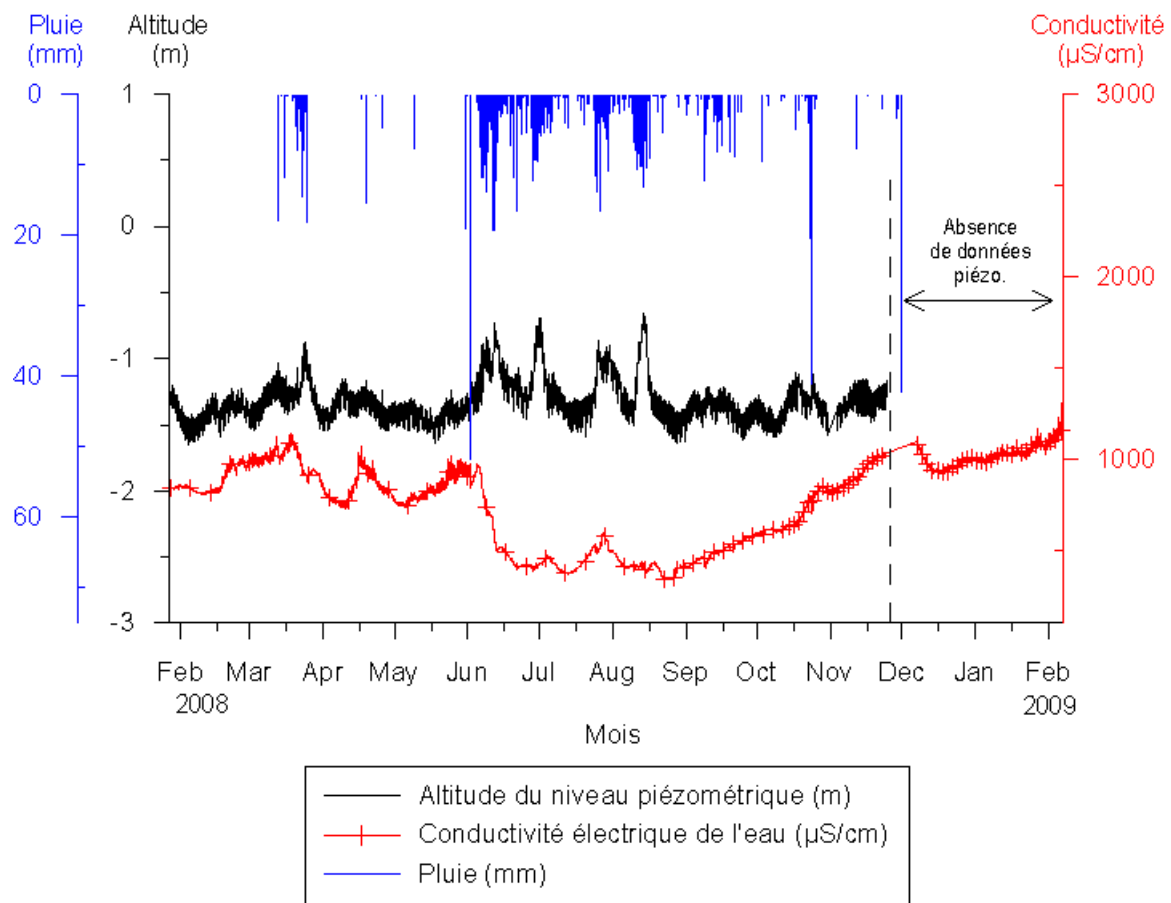


FIGURE 6.15 – Mesure de l'évolution de la piézométrie, de la pluviométrie et de la conductivité de l'eau au pas de temps horaire dans un puits de la zone habitée

6.2.4 Conclusion

La méthodologie employée pour estimer les volumes d'eau douce disponibles sur le site de Sasihithlu consiste à :

1. estimer la porosité de drainage à partir de la teneur en eau mesurée par la RMP ;
2. paramétrer la loi d'Archie (le facteur de cimentation m) à partir des résultats des mesures RMP, TDEM et de la conductivité de l'eau de mer ;
3. estimer l'épaisseur de la lentille d'eau douce et le volume correspondant en combinant les résultats des sondages RMP et TDEM avec la loi d'Archie calée en considérant un gradient de résistivité linéaire.

Une des limites de cette approche réside dans la nécessité d'une mesure du niveau piézométrique et de la conductivité. Techniquement, ceci est réalisable tant que la nappe est peu profonde et que le terrain est constitué de sable non-consolidé, mais peut s'avérer compliqué si la nappe est profonde. Toutefois, dans ce cas, le TDEM peut permettre une meilleure estimation de la résistivité des premiers terrains.

Ainsi, sur le site de Sasihithlu, le facteur de cimentation m est estimé entre 0,98 et 1,04. A partir de ce résultat, le volume d'eau douce disponible pendant la saison sèche et la saison humide est estimé entre 510 et 670 L/m² respectivement dans la zone inhabitée, et entre 420 et 450 L/m² dans la zone habitée. En utilisant l'approche classique qui consiste à fixer $m = 1,3$ la porosité ϕ aurait été estimée entre 31 et 33 %, et le volume d'eau aurait été surestimé de 35 à 44 %.

La recharge nette entre mars et octobre 2008 est estimée à partir du suivi temporel TDEM à 7 % de la pluie brute, alors que la recharge instantanée est proche de 76 % à l'échelle d'un événement pluvieux. Cette différence est interprétée comme l'effet de l'évacuation d'une partie de l'eau infiltrée par le biais de flux souterrains vers la mer et la rivière.

Conclusion générale

Les travaux de recherche réalisés dans le cadre de cette thèse ont permis, à travers la réalisation d'études numériques et expérimentales, de quantifier :

1. l'efficacité de l'utilisation combinée des pompages d'essai, de la tomographie de résistivité électrique et des sondages RMP pour préciser la caractérisation des aquifères en contexte de socle ;
2. l'efficacité d'un protocole d'écho de spin pour la réalisation de mesures RMP en présence d'un champ géomagnétique hétérogène ;
3. un volume d'eau douce disponible sur un cordon sableux en zone côtière et la recharge annuelle nette pour l'année 2008 à partir de l'utilisation combinée de sondages TDEM, RMP, de la piézométrie et de la loi d'Archie.

Principaux résultats

Amélioration de l'interprétation d'un pompage d'essai en contexte de socle

A partir d'une étude numérique (Chapitre 3, page 43), ce travail montre que l'interprétation d'un pompage d'essai en présence d'une limite à flux nul peut être mal contrainte, en particulier lorsque la transmissivité du milieu est élevée. En précisant la position de cette limite dans un certain intervalle, l'utilisation de la tomographie de résistivité électrique permet de contraindre l'interprétation des pompages d'essai synthétiques : l'incertitude moyenne sur T est réduite de 24 % et l'incertitude sur S de 41 %. En présence de deux limites à flux nul parallèles (soit une géométrie d'écoulement linéaire) et d'une transmissivité élevée, les incertitudes sur T et S sont réduites de 44 % et 33 % respectivement.

L'application de cette approche couplée (pompages d'essai, tomographie de résistivité électrique et sondages RMP) à l'exutoire du bassin versant de Mule Hole (Section 5.1, page

68), a permis de réduire l'incertitude des valeurs de T et de S estimées de 36 % et 30 % en moyenne. Ces résultats ont conduit à l'établissement d'un modèle conceptuel plus complet que le modèle défini par chaque méthode utilisée seule.

Sur le site du NITK (Section 5.2, page 93), des résultats d'analyses géochimiques ont permis de contraindre le choix de la solution analytique à employer. L'utilisation de la tomographie de résistivité électrique a permis de fixer (dans un certain intervalle) la position d'une des deux limites nécessaires pour reproduire la géométrie d'écoulement quasi-linéaire observée. Grâce à ces informations, l'incertitude moyenne sur T a été réduite de 50 %, et l'incertitude sur S de 44 %.

Ainsi, l'interprétation d'un pompage d'essai réalisé en zone de socle peut être précisée par l'utilisation de méthodes géophysiques appropriées. Celles-ci permettent de préciser le modèle conceptuel du milieu dans lequel se produit l'écoulement (géométrie, type d'écoulement) et ainsi de réduire les incertitudes des paramètres hydrodynamiques estimés.

Utilisation de la méthode de sondage RMP en présence d'un champ géomagnétique hétérogène

La méthode RMP est particulièrement adaptée pour les études hydrogéologiques. Toutefois, une des conditions nécessaires à la réalisation de mesures de signaux *FID* est l'homogénéité du champ géomagnétique à l'échelle du volume investigué, ce qui n'est pas toujours le cas en milieu naturel. Ce travail a présenté comment l'utilisation d'un protocole d'écho de spin pouvait permettre la réalisation de mesures en présence d'un champ géomagnétique hétérogène.

L'efficacité de ce nouveau protocole a été évaluée à partir d'une étude numérique (Section 4.2, page 60). Celle-ci a montré que, pour une même configuration de sondage et un même terrain sondé, les signaux *ECHO* présentent des amplitudes maximales 25 % plus faibles que les signaux *FID*, ce qui peut être un inconvénient en présence de bruit électromagnétique important. La profondeur d'investigation maximale est réduite de 40 % avec l'instrumentation actuellement disponible, mais pourrait être augmentée en développant un générateur plus puissant.

L'intérêt de ce nouveau protocole a été illustré sur le cordon sableux de Sasihitlu (Section 6.1, page 108). Des signaux *FID* ont été mesurés sur l'ensemble du cordon, et leur interpré-

tation a permis d'estimer la teneur en eau moyenne du milieu à 16 %. Toutefois, des signaux *ECHO* ont également été mesurés, attestant de l'existence d'un champ géomagnétique hétérogène, et mettant ainsi en doute les résultats des mesures *FID*. La teneur en eau estimée à partir des mesures *ECHO* atteint 23 %. L'utilisation du protocole *FID* sur ce cordon sableux entraîne donc une sous-estimation de θ_{RMP} de 29 % et du volume d'eau disponible $\theta_{RMP} * \Delta z_{RMP}$ de 42 %.

De plus, les signaux *FID* de certains sondages ne révèlent pas la présence d'une hétérogénéité de champ géomagnétique : celle-ci peut donc passer inaperçue, et mener à une caractérisation erronée du milieu.

Ainsi, ce nouveau protocole d'écho de spin permet :

1. d'utiliser la méthode RMP dans les zones présentant des hétérogénéités de champ importantes, qui peuvent aller jusqu'à empêcher de mesurer un signal *FID* pour des formations pourtant saturées ;
2. de mieux décrire le milieu souterrain (les paramètres θ_{RMP} et Δz_{RMP}) en s'affranchissant d'hétérogénéités de champ faibles et difficiles à détecter, qui peuvent perturber le signal *FID*.

Estimation de la quantité d'eau douce disponible en zone côtière sableuse

Une méthodologie permettant l'estimation de la quantité d'eau douce disponible en zone côtière sableuse est proposée. Celle-ci consiste à :

1. estimer la porosité de drainage moyenne à partir de mesures RMP ;
2. paramétrer la valeur du facteur de cimentation m de la loi d'Archie à partir des résultats des mesures RMP, TDEM et de la conductivité de l'eau de mer dans la partie de l'aquifère envahie d'eau salée ;
3. estimer la minéralisation de l'eau d'imbibition, l'épaisseur de la lentille d'eau douce et le volume correspondant en combinant les résultats des sondages RMP et TDEM avec la loi d'Archie calée.

Cette approche se distingue de l'utilisation classique de la loi d'Archie pour l'étude des milieux sableux, qui consiste à imposer une valeur de m issue de la littérature pour estimer la porosité. Sur le cordon sableux de Sasihitlu, cette approche classique (avec $m = 1,3$) aurait mené à une surestimation du volume d'eau disponible de 35 à 44 % en moyenne.

Toutefois, cette méthodologie proposée a dû être adaptée sur le site de Sasihitlu. En effet, l'interface entre l'eau saumâtre et l'eau salé étant située à faible profondeur (entre 4 et 5 m en moyenne), la résolution de la méthode TDEM n'est pas suffisante pour caractériser la variation verticale de résistivité au sein des premiers terrains. Une simplification a donc été proposée : celle-ci consiste à considérer un gradient de résistivité électrique vertical linéaire entre le toit de la nappe et le toit de l'interface eau saumâtre/eau salée. Cette simplification permet d'estimer un volume d'eau disponible « au mieux ».

La recharge nette à l'échelle de la saison des pluies 2008 a également été quantifiée, à partir du suivi temporel TDEM, des mesures RMP et de chroniques piézométriques et pluviométriques. Celle-ci atteint 7 %, pour une recharge instantanée de 76 % à l'échelle d'un événement pluvieux. Ceci met en évidence l'évacuation d'une grande partie de l'eau infiltrée par le biais de flux souterrains.

Perspectives

Intégration des résultats hydrogéophysiques dans les modèles hydrogéologiques

L'utilisation d'une approche couplée hydrogéophysique en contexte de socle et en milieu côtier sableux permet de préciser le modèle conceptuel du milieu. Différents éléments de ce modèle peuvent être décrits, comme notamment la géométrie des différents compartiments, le(s) type(s) d'écoulement(s), la minéralisation de l'eau souterraine ou les paramètres hydrodynamiques.

Dans le cadre de ce travail, ces résultats ont été utilisés essentiellement de manière séquentielle : par exemple, sur le site du NITK, les résultats de prospection géophysique ont permis de positionner les forages, dont la réalisation a permis de contraindre certaines interprétations géophysiques, qui ont permis à leur tour de contraindre l'interprétation des pompages d'essai.

La prochaine étape de ce travail pourrait consister à intégrer ces informations dans des modèles numériques d'écoulements. Ces modèles offrent la possibilité de simuler n'importe quel scénario et d'évaluer son impact sur le fonctionnement du milieu, mais nécessitent cependant une grande quantité de données, aussi bien pour leur développement que pour leur calage. Intégrer directement les résultats obtenus à partir d'une étude hydrogéophysique devrait ainsi permettre de faciliter ces étapes.

Sur les site de Mule Hole et de Surathkal, et plus généralement en contexte de socle hétéro-

gène, ce genre de modèle pourrait être utilisé pour interpréter des pompages d'essai à partir de caractéristiques mesurées ou estimées du milieu. Ceci permettrait d'identifier les informations manquantes ou incomplètes de ces sites, qui ne peuvent pas être obtenues de manière précise avec les solutions analytiques : l'évolution du type d'écoulement dans l'espace, l'évolution des paramètres hydrodynamiques ou encore la valeur du coefficient d'emmagasinement au niveau des puits de pompage par exemple.

De la même manière, disposer d'un modèle numérique du cordon sableux de Sasihitlu permettrait de quantifier l'impact d'une augmentation du niveau marin ou d'une variation de la pluviométrie sur les ressources en eau douce de ce cordon. Ces scénarii sont envisagés dans cette région côtière comme des conséquences possibles du changement climatique. Ce modèle pourrait également permettre d'estimer la forme du gradient de conductivité de l'eau souterraine, et donc de quantifier les volumes d'eau douce disponibles. Il serait intéressant de comparer le résultat de ce calcul aux volumes estimés à partir de l'approche simplifiée présentée section 6.2. Enfin, un plan de gestion approprié pour cet aquifère pourrait être établi, afin de l'exploiter de manière durable.

Enfin, après le développement et le calage de ces modèles, il pourrait être intéressant de comparer (1) les incertitudes de leurs résultats et (2) le volume de données nécessaire pour leur calage selon qu'ils sont construits à partir des résultats hydrogéophysiques ou non. Ceci permettrait de quantifier directement l'apport de l'information hydrogéophysique dans la modélisation hydrogéologique.

Amélioration de la caractérisation des aquifères à partir de sondages par résonance magnétique des protons

Le développement du protocole d'acquisition d'écho de spin est une avancée importante pour la méthode de sondage RMP. Un des intérêts de ce protocole est qu'il permet l'estimation d'un nouveau temps de décroissance : T_{2MRS} . L'utilisation de ce nouveau paramètre devrait permettre d'établir des nouvelles relations empiriques entre signaux RMP et paramètres hydrodynamiques des aquifères (K , T , S_y , S), et donc d'étendre les capacités de cet outil pour les études hydrogéologiques.

Disposer d'une relation fiable liant la teneur en eau θ_{RMP} et la porosité de drainage S_y ou le coefficient d'emmagasinement S serait particulièrement intéressant et avantageux. En

effet, les modèles numériques d'écoulement sont généralement très sensibles à ce paramètre. L'incertitude de leurs résultats serait donc fortement diminuée s'il était possible d'estimer S_y ou S à partir de mesures de surface plus facilement spatialisables que des pompages d'essai. Des comparaisons entre mesures RMP avec ce protocole d'écho de spin et des résultats de pompages d'essai sont donc nécessaires afin d'établir et de valider une relation.

Toutefois, l'incertitude des résultats obtenus avec ce protocole d'écho de spin n'a pas encore été estimée. Celle-ci peut s'avérer importante, pour deux raisons :

1. la valeur du temps de décroissance T_{2MRS} est obtenue en ajustant une courbe exponentielle décroissante sur un nombre réduits de points ;
2. cette courbe est ensuite extrapolée sur un intervalle de temps important (entre la fin de la première impulsion et le premier signal d'écho utilisé) afin d'estimer l'amplitude initiale E_0 .

Ainsi, l'ajustement de cette courbe exponentielle peut mener à des valeurs différentes de T_{2MRS} et de E_0 , qui donneront, après inversion, autant de teneurs en eau, de géométries et de valeurs de paramètres hydrodynamiques différentes. Une estimation de l'incertitude est donc nécessaire avant d'utiliser ces résultats et d'établir des relations.

L'intégration de résultats de la caractérisation hydrogéophysique des aquifères dans les modèles numériques d'écoulement devrait ainsi permettre de faciliter le développement de ces modèles. Parmi les méthodes utilisées, la méthode de sondages par résonance magnétique des protons offre des perspectives intéressantes pour estimer les paramètres sensibles de ces modèles de manière non-intrusive et pour spatialiser les informations obtenues au niveau de forages.

Références bibliographiques

Agarwal R. G., Al-Hussainy R. et Ramey H. J. J. (1970). An investigation of wellbore storage and skin effect in unsteady liquid flow. *Society of Petroleum Engineers Journal* **10**, pp. 279–290.

Archie G. E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoirs characteristics. *Transaction of the Society of Petroleum Engineers of the American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers*. **146**, pp. 54–62.

Barbiéro L., Parate H. R., Descloitres M., Bost A., Furian S., Mohan Kumar M. S., Kumar C. et Braun J.-J. (2007). Using a structural approach to identify relationships between soil and erosion in a semi-humid forested area, South India. *Catena* **70**, pp. 313–329.

Barenblatt G. I., Zheltov I. P. et Kochina I. N. (1960). Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks (strata). *Journal of Applied Mathematics and Mechanics* **24**, pp. 1286–1303.

Barker J. A. (1988). A generalized radial flow model for hydraulic tests in fractured rock. *Water Resources Research* **24**(10), pp. 1796–1804.

Bear J. (2005). Sea water intrusion into coastal aquifers. In M. Anderson (Ed.), *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, Chapitre 157, pp. 2431–2442. John Wiley & Sons.

Beauheim R. L., Roberts R. M. et Avis J. D. (2004). Well testing in fractured media: flow dimensions and diagnostic plots. *Journal of Hydraulic Research* **42**, pp. 69–76.

- Beck M.** (2006). *Hydraulic tests in heterogeneous hard rock aquifer: Mule Hole watershed, Karnataka, southern India*. Rapport de Master, Centre of hydrogeology - University of Neuchâtel, Switzerland.
- Beck M. et Girardet D.** (2002). *Apport des diagraphies électriques expéditives lors de la mise en oeuvre de l'hydrofracturation au Burkina Faso*. Rapport de Master, Université de Lausanne.
- Bierschenk W. H.** (1963). Determining well efficiency by multiple step-drawdown tests. *International Association of Hydrological Sciences Publications* **64**, pp. 493–507.
- Bloom A. L.** (1955). Nuclear induction in inhomogeneous fields. *Physical Review* **98**(4), pp. 1105–1116.
- Boucher M., Favreau G., Descloitres M., Vouillamoz J.-M., Massuel S., Nazoumou Y., Cappelaere B. et Legchenko A.** (2009). Contribution of geophysical surveys to groundwater modelling of a porous aquifer in semiarid Niger: an overview. *Comptes Rendus Geoscience* **341**(10-11), pp. 800–809.
- Bourdarot G.** (1996). *Essais de puits : méthodes d'interprétation*. Institut Français du Pétrole.
- Bourdet D.** (2002). *Well test analysis: the use of advanced interpretation models*, Volume 3 de *Handbook of Petroleum Exploration & Production*. Elsevier, pp. 426.
- Bourdet D., Ayoub J. A. et Pirard Y. M.** (1989). Use of pressure derivative in well test interpretation. *Society of Petroleum Engineers Formation Evaluation* **4**, pp. 293–302.
- Braun J.-J., Descloitres M., Riotte J., Fleury S., Barbiéro L., Boeglin J. L., Violette A., Lacarce E., Ruiz L., Sekhar M., Mohan Kumar M. S., Subrahmanian S. et Dupré B.** (2009). Regolith mass balance inferred from combined mineralogical, geochemical and geophysical studies: Mule Hole gneissic watershed, South India. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **73**(4), pp. 935–961.
- Butler J. J. et Healey J. M.** (1998). Relationships between pumping-test and slug-test parameters: scale effect or artifact? *Ground Water* **36**(2), pp. 305–313.

- Chalikakis K.** (2006). *Application de méthodes géophysiques pour la reconnaissance et la protection des ressources en eau dans les milieux karstiques*. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), France.
- Chandra S., Ahmed S., Ram A. et Dewandel B.** (2008). Estimation of hard rock aquifers hydraulic conductivity from geoelectrical measurements: a theoretical development with field application. *Journal of Hydrology* **357**, pp. 218–227.
- Chandrakantha G.** (1987). *Geo-hydrological and geochemical studies of groundwater relating to irrigation and rural water supply in Dakshina Kannada district of Karnataka*. Thèse de Doctorat, Department of Geology & Department of Chemistry, Mangalore University, India.
- Chapellier D.** (2000). Prospection électrique de surface. In *Cours online de géophysique de l'Université de Lausanne - IFP* (<http://www-ig.unil.ch/cours/>). Université de Lausanne, Suisse.
- Chapuis R. P.** (1994a). Assessment of methods and conditions to locate boundaries: I. one or two straight impervious boundaries. *Ground Water* **32**(4), pp. 576–582.
- Chapuis R. P.** (1994b). Assessment of methods and conditions to locate boundaries: II. one straight recharge boundary. *Ground Water* **32**(4), pp. 583–590.
- Chapuis R. P.** (2007). *Guide des essais de pompage et leurs interprétations*. Québec, Canada: Service de l'aménagement et des eaux souterraines - Ministère du développement durable, de l'environnement et des parcs.
- Cooper H. H. et Jacob C. E.** (1946). A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. *Transactions of the American Geophysical Union* **27**, pp. 526–534.
- Custodio E. et Bruggeman G. A.** (1987). *Groundwater problems in coastal areas*. Number 45 in Studies and reports in hydrology. United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO), Paris, France, pp. 596.
- Dahlin T. et Zhou B.** (2004). A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting* **52**, pp. 379–398.

- Danielsen J. E., Auken E., Jørgensen F., Søndergaard V. et Sørensen K. I. (2003). The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. *Journal of Applied Geophysics* **53**, pp. 181–198.
- de Marsily G. (1981). *Hydrogéologie quantitative*. Masson.
- de Marsily G., Delay F., Gonçalves J., Renard P., Teles V. et Violette S. (2005). Dealing with spatial heterogeneity. *Hydrogeology Journal* **13**, pp. 161–183.
- Descloitres M. (1998). *Les sondages électromagnétiques en domaine temporel (TDEM) : application à la prospection d'aquifères sur les volcans de Fogo (Cap Vert) et du Piton de la Fournaise (La Réunion)*. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), France.
- Descloitres M. et Ritz M. (1997). Electrical structure beneath the eastern collapsed flank of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island: implications for the quest for groundwater. *Water Resources Research* **33**(1), pp. 13–19.
- Descloitres M., Ruiz L., Sekhar M., Legchenko A., Braun J.-J., Mohan-Kumar M. S. et Subramanian S. (2008). Characterization of seasonal local recharge using electrical resistivity tomography and magnetic resonance sounding. *Hydrological Processes* **22**(3), pp. 384–394.
- Dewandel B., Lachassagne P., Wyns R., Maréchal J.-C. et Krishnamurthy N. S. (2006). A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *Journal of Hydrology* **330**, pp. 260–284.
- D'Ozouville N., Auken E., Sorensen K., Violette S., de Marsily G., Deffontaines B. et Merlen G. (2008). Extensive perched aquifer and structural implications revealed by 3D resistivity mapping in a Galapagos volcano. *Earth and Planetary Science Letters* **269**, pp. 518–522.
- Dunn K. J., Bergman D. J. et LaTorraca G. A. (2002). *Nuclear magnetic resonance: petrophysical and logging applications*. Handbook of Geophysical Exploration: Seismic Exploration. Elsevier.

- Duque C., Calvache M. L., Pedrera A., Martin-Rosales W. et Lopez-Chicano M.** (2008). Combined time domain electromagnetic soundings and gravimetry to determine marine intrusion in a detrital coastal aquifer (Southern Spain). *Journal of Hydrology* **349**, pp. 536–547.
- Durand V.** (2005). *Recherche multidisciplinaire pour caractériser deux aquifères fracturés : les eaux minérales de Plancoët en contexte métamorphique, et de Quezac en milieu carbonaté*. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), France.
- Fetter C. W.** (1994). *Applied hydrogeology* (3^{ème} éd.). Prentice-Hall.
- Fitterman D. V.** (1987). Examples of transient sounding for ground water exploration in sedimentary aquifers. *Ground Water* **25**(6), pp. 685–692.
- Fitterman D. V., Deszcz-Pan M. et Stoddard C. E.** (1999). Results of time-domain electromagnetic soundings in Everglades national park, Florida. Rapport Technique 99-426, U.S. Geological Survey.
- Fitterman D. V. et Stewart M. T.** (1986). Transient electromagnetic soundings for groundwater. *Geophysics* **51**(4), pp. 995–1005.
- Frohlich R. K., Urish D. W., Fuller J. et O' Reilly M.** (1994). Use of geoelectrical methods in groundwater pollution surveys in a coastal environment. *Journal of Applied Geophysics* **32**, pp. 139–154.
- Goldman M., Gilad D., Ronen A. et Melloul A.** (1991). Mapping of seawater intrusion into the coastal aquifer of Israel by the time domain electromagnetic method. *Geoexploration* **28**, pp. 153–174.
- Goldman M. et Neubauer F. M.** (1994). Groundwater exploration using integrated geophysical techniques. *Surveys in Geophysics* **15**(3), pp. 331–361.
- Gringarten A. C. et Ramey H. J.** (1974). Unsteady state pressure distributions created by a well with a single horizontal fracture, partial penetration or restricted entry. *Society of Petroleum Engineers Journal* **14**(4), pp. 413–426.

- Gringarten A. C., Ramey H. J. J. et Raghavan R.** (1974). Unsteady-state pressure distributions created by a well with single infinite-conductivity vertical fracture. *Society of Petroleum Engineers Journal* **14**(4), pp. 347–360.
- Gringarten A. C. et Witherspoon P. A.** (1972). A method of analyzing pump test data from fractured aquifers. *International Society of Rock Mechanics and International Association of Engineering Geologists, Proceedings of Symposium on Rock Mechanics* **3-B**, pp. 1–9.
- Guérin R.** (2005). Borehole and surface-based hydrogeophysics. *Hydrogeology Journal* **13**(1), pp. 251–254.
- Guérin R., Descloitres M., Coudrain A., Talbi A. et Gallaire R.** (2001). Geophysical surveys for identifying saline groundwater in the semi-arid region of the central Altiplano, Bolivia. *Hydrological Processes* **15**, pp. 3287–3301.
- Hahn E. L.** (1950). Spin echoes. *Physical Review* **80**, pp. 580 – 594.
- Hantush M. S.** (1960). Modification of the theory of leaky aquifers. *Journal of Geophysical Research* **65**(11), pp. 3713–3725.
- Hantush M. S.** (1961). Drawdown around a partially penetrating well. *Journal of the Hydraulics Division - Proceedings of the American Society of Civil Engineers* **87**(HY4), pp. 83–98.
- Hantush M. S.** (1964). Hydraulics of wells. In V. Chow (Ed.), *Advance in Hydrosience*, Volume 1, pp. 281–432. Academic Press Inc.
- Hantush M. S. et Jacob C. E.** (1955). Non-steady radial flow in an infinite leaky aquifer. *Transactions of the American Geophysical Union* **36**, pp. 95–100.
- Healy R. W. et Cook P. G.** (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal* **10**, pp. 91–109.
- Heigold P. C., Gilkeson R. H., Cartwright K. et Reed P. C.** (1979). Aquifer transmissivity from surficial electrical methods. *Ground Water* **17**(4), pp. 338–345.

- Horne R. N.** (1990). *Modern well test analysis - A computer based approach*. Petroway, Inc, pp. 185.
- Hubbard S. S. et Rubin Y.** (2005). Introduction to hydrogeophysics. In Y. Rubin et S. S. Hubbard (Eds.), *Hydrogeophysics* (1^{ère} éd.), Volume 50 de *Water Science and Technology Library*, Chapitre 1, pp. 3–21. Netherlands: Springer.
- Jackson P. D., Smith D. T. et Stanford P. N.** (1978). Resistivity-porosity-particle shape relationships for marine sands. *Geophysics* **43**, pp. 1250–1268.
- Jayappa K. S. et Subramanya K. R.** (1991). A textural and mineralogical study of the beach sands between Talapady and Surathkal, Karnataka. *Journal of the Geological Society of India* **37**, pp. 151–163.
- Jørgensen F., Sandersen P. B. E. et Auken E.** (2003). Imaging buried Quaternary valleys using the transient electromagnetic method. *Journal of Applied Geophysics* **53**, pp. 199–213.
- Kafri U. et Goldman M.** (2005). The use of the time domain electromagnetic method to delineate saline groundwater in granular and carbonate aquifers and to evaluate their porosity. *Journal of Applied Geophysics* **57**, pp. 167–178.
- Kafri U., Goldman M. et Lang B.** (1997). Detection of subsurface brines, freshwater bodies and the interface configuration in-between by the time domain electromagnetic method in the Dead Sea Rift, Israel. *Environmental Geology* **31**, pp. 42–49.
- Keating K. et Knight R.** (2008). A laboratory study of the effect of magnetite on NMR relaxation rates. *Journal of Applied Geophysics* **66**, pp. 188–196.
- Keller G. V.** (1988). Rock and mineral properties. In M. Nabighian (Ed.), *Electromagnetic methods in applied geophysics - Theory*, Volume 1, Chapitre 2, pp. 13–51. Society of Exploration Geophysicists.
- Kelly W. E.** (1977). Geoelectric sounding for estimating aquifer hydraulic conductivity. *Ground Water* **15**, pp. 420–425.
- Kenyon B., Straley C., Gubelin G. et Morriss C.** (1995). Nuclear magnetic resonance imaging - Technology for the 21st century. *Oilfield Review* **7**(3), pp. 19–33.

- Kenyon W. E.** (1997). Petrophysical principles of applications of NMR logging. *The Log Analyst* **38**(2), pp. 21–43.
- Kirsch R.** (2006). *Groundwater geophysics - A tool for hydrogeology* (1st éd.). Springer.
- Kosinski W. K. et Kelly W. E.** (1981). Geoelectric soundings for predicting aquifer properties. *Ground Water* **19**(2), pp. 163–171.
- Kruseman G. P. et de Ridder N. A.** (1990). *Analysis and evaluation of pumping test data* (2^{ème} éd.). Wageningen, The Netherlands: International Institute for Land Reclamation and Improvement.
- Lachassagne P., Baltassat J.-M., Legchenko A. et Machard de Gramont H.** (2005). The links between MRS parameters and the hydrogeological parameters. *Near Surface Geophysics* **3**, pp. 259–265.
- Lachassagne P. et Wyns R.** (2005). Aquifères de Socle : nouveaux concepts. Application à la prospection et à la gestion des ressources en eau. *Geosciences* **2**, pp. 32–37.
- Larsson I.** (1984). *Ground water in hard rocks*. Number 33 in Studies and reports in hydrology - International Hydrological Programme. Project 8.6. United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO), Paris, France, pp. 228.
- Le Borgne T., Bour O., de Dreuzay J. R., Davy P. et Touchard F.** (2004). Equivalent mean flow models for fractured aquifers: insights from a pumping tests scaling interpretation. *Water Resources Research* **40**, pp. W03512.
- Legchenko A.** (2007). MRS measurements and inversion in presence of EM noise. *Boletín Geológico y Minero* **118**(3), pp. 489–508.
- Legchenko A., Baltassat J.-M., Beauce A. et Bernard J.** (2002). Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists. *Journal of Applied Geophysics* **50**, pp. 21–46.
- Legchenko A., Baltassat J.-M., Bobachev A., Martin C., Robain H. et Vouillamoz J.-M.** (2004). Magnetic resonance sounding applied to aquifer characterization. *Ground Water* **42**(3), pp. 363–373.

- Legchenko A., Descloitres M., Bost A., Ruiz L., Reddy M., Girard J.-F., Sekhar M., Mohan Kumar M. et Braun J.-J.** (2006). Resolution of MRS applied to the characterization of hard-rock aquifers. *Ground Water* **44**(4), pp. 547–554.
- Legchenko A., Descloitres M., Bost A., Ruiz L., Reddy M., Sekhar M., Mohan Kumar M. et Braun J.-J.** (2005). Characterization of anisotropic crystalline basement aquifers using magnetic resonance soundings (Southern India). Rapport technique, Institut de Recherche pour le Développement (IRD) - Indian Institute of Sciences (IISc).
- Legchenko A., Ezersky M., Girard J.-F., Baltassat J.-M., Boucher M., Camerlynck C. et Al-Zoubi A.** (2008). Interpretation of magnetic resonance soundings in rocks with high electrical conductivity. *Journal of Applied Geophysics* **66**, pp. 118–127.
- Legchenko A. et Valla P.** (2002). A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. *Journal of Applied Geophysics* **50**, pp. 3–19.
- Lods G. et Gouze P.** (2004). WTFM, software for well test analysis in fractured media combining fractional flow with double porosity and leakance approaches. *Computer & Geosciences* **30**, pp. 937–947.
- Loke M.-H.** (2000). Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies - A practical guide to 2-D and 3-D surveys. Rapport technique, Geotomo Software.
- Loke M.-H.** (2004). Tutorial - 2D and 3D electrical imaging surveys. Rapport technique, Geotomo Software.
- Lubczynski M. et Roy J.** (2005). MRS contribution to hydrogeological system parametrization. *Near Surface Geophysics* **3**(3), pp. 131–139.
- Lubczynski M. W. et Roy J.** (2007). Use of MRS for hydrogeological system parametrization and modeling. *Boletín Geológico y Minero* **118**(3), pp. 509–530.
- Manjunatha B. R. et Harry N. A.** (1994). Geology of western coastal Karnataka. In *Geo Karnataka*, Volume MGD Centenary Volume, Chapitre 8, pp. 109–116. Karnataka Assistant Geologists Association.

- Maréchal J.-C., Dewandel B. et Subrahmanyam K.** (2004). Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer. *Water Resources Research* **40**, pp. W11508.
- Maréchal J.-C., Varma M. R. R., Riotte J., Vouillamoz J.-M., Mohan Kumar M. S., Ruiz L., Sekhar M. et Braun J.-J.** (2009). Indirect and direct recharges in a tropical forested watershed: Mule Hole, India. *Journal of Hydrology* **364**, pp. 272–284.
- McNeill J. D.** (1980). Electrical conductivity of soils and rocks (Technical Note TN-5). Rapport technique, Geonics Limited.
- McNeill J. D.** (1994). Principles and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity sounding (Technical Note TN-27). Rapport technique, Geonics Limited.
- Meier P. M., Carrera J. et Sanchez-Vila X.** (1998). An evaluation of Jacob's method for the interpretation of pumping tests in heterogeneous porous media. *Water Resources Research* **34**, pp. 1011–1025.
- Moench A. F.** (1984). Double-porosity models for a fissured groundwater reservoir with fracture skin. *Water Resources Research* **20**(7), pp. 831–846.
- Moyen J. F., Martin H. et Jayananda M.** (2001). Multi-element geochemical modeling of crust-mantle interactions during late-Archean crustal growth: the Closepet Granite (South India). *Precambrian Research* **112**, pp. 87–105.
- Nabighian M. N.** (1979). Quasi-static transient response of a conducting half-space - An approximate representation. *Geophysics* **44**(10), pp. 1700–1705.
- Nabighian M. N. et Macnae J. C.** (1991). Time domain electromagnetic prospecting methods. In M. Nabighian (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Volume 2, Chapitre 6, pp. 427–520. Society of Exploration Geophysicists.
- Neuman S. P. et Witherspoon P. A.** (1969). Theory of flow in a confined two aquifer system. *Water Resources Research* **5**(4), pp. 803–816.
- Nielsen L., Jørgensen N. O. et Gelting P.** (2007). Mapping of the freshwater lens in a coastal aquifer on the Keta Barrier (Ghana) by transient electromagnetic soundings. *Journal of Applied Geophysics* **62**, pp. 1–15.

- Papadopoulos I. S. et Cooper H. H.** (1967). Drawdown in a well of large diameter. *Water Resources Research* **3**(1), pp. 241–244.
- Plata J. L. et Rubio F. M.** (2007). Basic theory of the magnetic resonance sounding method. *Boletín Geológico y Minero* **118**(3), pp. 441–458.
- Raghavan R.** (2004). A review of applications to constrain pumping test responses to improve on geological description and uncertainty. *Reviews of Geophysics* **42**, pp. RG4001.
- Ransom R. C.** (1984). A contribution towards a better understanding of the modified Archie formation resistivity factor relationship. *The Log Analyst* **25**(2), pp. 7–12.
- Ravichandran N.** (2004). *Assessment of groundwater and identification of recharge and discharge zones in Gurpur river basin*. Rapport de Master, National Institute of Technology of Karnataka (previously Karnataka Regional Engineering College), India.
- Renard P.** (2005a). The future of hydraulic tests. *Hydrogeology Journal* **13**(1), pp. 259–262.
- Renard P.** (2005b). Hydraulics of wells and well testing. In M. Anderson (Ed.), *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, Volume 4, Chapitre 151, pp. 2323–2340. John Wiley & Sons.
- Renard P., Glenz D. et Mejias M.** (2008). Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. *Hydrogeology Journal* **17**(3), pp. 589–600.
- Roy J. et Lubczynski M.** (2003). The magnetic resonance sounding technique and its use for groundwater investigations. *Hydrogeology Journal* **11**, pp. 455–465.
- Roy J., Rouleau A., Chouteau M. et Bureau M.** (2008). Widespread occurrence of aquifers currently undetectable with the MRS technique in the Grenville Geological Province, Canada. *Journal of Applied Geophysics* **66**, pp. 82–93.
- Salem H. S. et Chilingarian G. V.** (1999). The cementation factor of Archie's equation for shaly sandstone reservoirs. *Journal of Petroleum Science and Engineering* **23**, pp. 83–93.
- Sanchez-Vila X., Meier P. M. et Carrera J.** (1999). Pumping tests in heterogeneous aquifers: an analytical study of what can be obtained from their interpretation using Jacob's method. *Water Resources Research* **35**(4), pp. 943–952.

- Sanford W.** (2002). Recharge and groundwater levels. *Hydrogeology Journal* **10**, pp. 110–120.
- Scanlon B. R., Healy R. W. et Cook P. G.** (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* **10**, pp. 18–39.
- Schirov M., Legchenko A. et Creer G.** (1991). New direct non-invasive ground water detection technology for Australia. *Exploration Geophysics* **22**(2), pp. 333–338.
- Schlumberger** (2002). *Well test interpretation*. Schlumberger Testing Services. Schlumberger.
- Seevers D. O.** (1966). A nuclear magnetic method for determining the permeability of sandstones. In . Society of Petrophysicists & Well Log Analysts (Ed.), *7th Annual Logging Symposium*.
- Shtivelman V. et Goldman M.** (2000). Integration of shallow reflection seismics and time domain electromagnetics for detailed study of the coastal aquifer in the Nitzanim area of Israel. *Journal of Applied Geophysics* **44**, pp. 197–215.
- Singha K. et Gorelick S. M.** (2005). Saline tracer visualized with three-dimensional electrical resistivity tomography: field-scale spatial moment analysis. *Water Resources Research* **41**, pp. 1–17.
- Solomon I.** (1959). Rotary spin echoes. *Physical Review Letters* **2**, pp. 301–302.
- Spies B. R. et Frischknecht F. C.** (1991). Electromagnetic sounding. In M. Nabighian (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Chapitre 5, pp. 285–425. Society of Exploration Geophysicists.
- Srinivas G.** (1996). *Assesment of aquifer parameters and water quality around K.R.E.C. campus*. Rapport de Master, National Institute of Technology of Karnataka (previously Karnataka Regional Engineering College), India.
- Theis C. V.** (1935). The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground water storage. *Transactions of the American Geophysical Union* **16**, pp. 519–526.

- Theis C. V.** (1941). The effect of a well on the flow of a nearby stream. *Transactions of the American Geophysical Union* **22**, pp. 734–738.
- Thippeshi G. C.** (1982). *Groundwater potential and problems: a case study*. Rapport de Master, National Institute of Technology of Karnataka (previously Karnataka Regional Engineering College), India.
- Urish D. W. et Frohlich R. K.** (1990). Surface electrical resistivity in coastal groundwater exploration. *Geoexploration* **26**(4), pp. 267–289.
- Vaidya V. D.** (1981). *Hydrogeological investigations, groundwater quality and aquifer parameters - A case study near K.R.E College Suratkal*. Rapport de Master, National Institute of Technology of Karnataka (previously Karnataka Regional Engineering College), India.
- Vereecken H., Kemna A., Munch H.-M., Tillmann A. et Verweerd A.** (2005). Aquifer characterization by geophysical methods. In M. Anderson (Ed.), *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, Volume 4, Chapitre 148, pp. 2265–2284. John Wiley & Sons.
- Vouillamoz J.-M.** (2003). *La caractérisation des aquifères par une méthode non invasive : les sondages par résonance magnétique protonique*. Thèse de Doctorat, Université Paris-Sud (Paris XI), France.
- Vouillamoz J.-M., Baltassat J.-M., Girard J.-F., Plata J. et Legchenko A.** (2007a). Hydrogeological experience in the use of MRS. *Boletín Geológico y Minero* **118**(3), pp. 531–550.
- Vouillamoz J.-M., Chatenoux B., Mathieu F., Baltassat J.-M. et Legchenko A.** (2007b). Efficiency of joint use of MRS and VES to characterize coastal aquifer in Myanmar. *Journal of Applied Geophysics* **61**(2), pp. 142–154.
- Vouillamoz J.-M., Descloitres M., Bernard J., Fourcassier P. et Romagny L.** (2002). Application of integrated magnetic resonance sounding and resistivity methods for borehole implementation. A case study in Cambodia. *Journal of Applied Geophysics* **50**, pp. 67–81.
- Vouillamoz J.-M., Descloitres M., Toe G. et Legchenko A.** (2005). Characterization of crystalline basement aquifers with MRS : comparison with boreholes and pumping tests data in Burkina Faso. *Near Surface Geophysics* **3**, pp. 205–213.

- Vouillamoz J.-M., Favreau G., Massuel S., Boucher M., Nazoumou Y. et Legchenko A.** (2008). Contribution of magnetic resonance sounding to a better estimate of aquifer recharge in semiarid Niger. *Journal of Applied Geophysics* **64**, pp. 99–108.
- Vouillamoz J.-M., Legchenko A., Albouy Y., Bakalowicz M., Baltassat J.-M. et Al-Fares W.** (2003). Localization of saturated karst aquifer with magnetic resonance sounding and resistivity imagery. *Ground Water* **41**(5), pp. 578–586.
- Walker D. D. et Roberts R. M.** (2003). Flow dimension corresponding to hydrogeologic conditions. *Water Resources Research* **39**(12), pp. 1349.
- Widdowson M. et Gunnell Y.** (1999). Lateritization, geomorphology and geodynamics of a passive continental margin: the Konkan and Kanara coastal lowlands of western peninsular India. In M. Thiry et R. Simon-Coinçon (Eds.), *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits*, Volume 27 de *Special Publication*, pp. 245–274. International Association of Sedimentologists.
- Wilson S. R., Ingham M. et McConchie J. A.** (2006). The applicability of earth resistivity methods for saline interface definition. *Journal of Hydrology* **316**, pp. 301–312.
- Worthington P. F.** (1993). The uses and abuses of the Archie equations, 1: the formation factor-porosity relationship. *Journal of Applied Geophysics* **30**, pp. 215–228.
- Wu C. M., Yeh T. C. J., Zhu J., Lee T. H., Hsu N. S., Chen C. H. et Folch Sancho A.** (2005). Traditional analysis of aquifer tests: comparing apples to oranges? *Water Resources Research* **41**, pp. W09402.
- Yadav G. S. et Abolfazli H.** (1998). Geoelectrical soundings and their relationship to hydraulic parameters in semiarid regions of Jalore, northwestern India. *Journal of Applied Geophysics* **39**, pp. 35–51.
- Zadorozhnaya V.** (2007). Fractal model of rocks - A useful model for the calculation of petrophysical parameters. In *Australian Society Of Exploration Geophysicist Extended Abstracts - 19th Geophysical Conference*.

Quatrième partie

Annexes

Annexe A

Résultats de l'interprétation des pompages d'essai synthétiques en présence d'une limite à flux nul

Les tableaux A.1, A.2 et A.3 présentés dans cette Annexe regroupent les résultats en termes de $R(T)$ et $R(S)$ de l'étude numérique de l'interprétation d'un pompage d'essai en présence d'une limite à flux nul (Chapitre 3).

Lorsque l'interprétation est conduite en tenant compte des résultats géophysiques, seules les valeurs de $R(T)$ et $R(S)$ modifiées par l'utilisation de ces résultats sont indiquées. Lorsque les valeurs ne sont pas modifiées, l'interprétation est contrainte aussi bien sans l'information géophysique qu'avec.

Ces données sont également représentées sous forme graphique Figure A.1 et A.2.

Limite à 15 m				Sans géophysique		Avec géophysique	
T (m ² /s)	S	Q (m ³ /h)	Durée (j)	$R(T)$	$R(S)$	$R(T)$	$R(S)$
10 ⁻³	10 ⁻³	1	1	2,0	4,8	1,1	2,0
10 ⁻³	10 ⁻³	5	1	2,0	3,5	1,1	2,1
10 ⁻³	10 ⁻³	1	2	2,0	5,4	1,1	2,1
10 ⁻³	10 ⁻³	5	2	2,0	3,4	1,1	2,1
10 ⁻³	10 ⁻⁴	1	1	2,0	6,1	1,1	2,1
10 ⁻³	10 ⁻⁴	5	1	2,0	4,1	1,1	2,2
10 ⁻³	10 ⁻⁴	1	2	2,0	8,7	1,0	2,2
10 ⁻³	10 ⁻⁴	5	2	2,0	3,9	1,0	2,1
10 ⁻⁴	10 ⁻³	1	1	2,0	2,6	1,1	2,0
10 ⁻⁴	10 ⁻³	5	1	1,0	1,2	-	-
10 ⁻⁴	10 ⁻³	1	2	2,0	2,6	1,1	2,1
10 ⁻⁴	10 ⁻³	5	2	1,0	1,2	-	-
10 ⁻⁴	10 ⁻⁴	1	1	2,0	2,6	1,1	2,4
10 ⁻⁴	10 ⁻⁴	5	1	1,0	1,2	-	-
10 ⁻⁴	10 ⁻⁴	1	2	2,0	2,6	1,0	2,1
10 ⁻⁴	10 ⁻⁴	5	2	1,0	1,2	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻³	1	1	1,0	1,0	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻³	5	1	1,0	1,0	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻³	1	2	1,0	1,0	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻³	5	2	1,0	1,0	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻⁴	1	1	1,0	1,0	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻⁴	5	1	1,0	1,0	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻⁴	1	2	1,0	1,0	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻⁴	5	2	1,0	1,0	-	-

TABLE A.1 – Rapports $R(T)$ et $R(S)$ calculés pour une limite située à 15 m du puits de pompage avec et sans information géophysique

Limite à 25 m				Sans géophysique		Avec géophysique	
T (m ² /s)	S	Q (m ³ /h)	Durée (j)	$R(T)$	$R(S)$	$R(T)$	$R(S)$
10 ⁻³	10 ⁻³	1	1	2,0	4,2	1,2	2,3
10 ⁻³	10 ⁻³	5	1	1,2	3,1	1,1	1,8
10 ⁻³	10 ⁻³	1	2	2,0	4,6	1,1	1,9
10 ⁻³	10 ⁻³	5	2	1,1	2,8	1,1	1,9
10 ⁻³	10 ⁻⁴	1	1	2,0	6,5	1,1	2,0
10 ⁻³	10 ⁻⁴	5	1	2,0	4,8	1,1	2,0
10 ⁻³	10 ⁻⁴	1	2	2,0	7,0	1,1	1,8
10 ⁻³	10 ⁻⁴	5	2	2,0	5,0	1,1	2,0
10 ⁻⁴	10 ⁻³	1	1	1,3	1,5	1,1	1,4
10 ⁻⁴	10 ⁻³	5	1	1,1	1,1	-	-
10 ⁻⁴	10 ⁻³	1	2	1,1	1,5	1,1	1,4
10 ⁻⁴	10 ⁻³	5	2	1,1	1,1	-	-
10 ⁻⁴	10 ⁻⁴	1	1	1,1	1,7	1,1	1,5
10 ⁻⁴	10 ⁻⁴	5	1	1,0	1,1	-	-
10 ⁻⁴	10 ⁻⁴	1	2	1,1	1,6	1,1	1,4
10 ⁻⁴	10 ⁻⁴	5	2	1,0	1,1	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻³	1	1	1,0	1,0	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻³	5	1	1,0	1,0	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻³	1	2	1,1	1,0	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻³	5	2	1,0	1,0	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻⁴	1	1	1,0	1,0	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻⁴	5	1	1,0	1,0	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻⁴	1	2	1,0	1,0	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻⁴	5	2	1,0	1,0	-	-

TABLE A.2 – Rapports $R(T)$ et $R(S)$ calculés pour une limite située à 25 m du puits de pompage avec et sans information géophysique

Limite à 50 m				Sans géophysique		Avec géophysique	
T (m ² /s)	S	Q (m ³ /h)	Durée (j)	$R(T)$	$R(S)$	$R(T)$	$R(S)$
10 ⁻³	10 ⁻³	1	1	2,0	3,8	1,1	1,1
10 ⁻³	10 ⁻³	5	1	1,4	1,3	1,1	1,1
10 ⁻³	10 ⁻³	1	2	2,0	4,2	1,1	1,1
10 ⁻³	10 ⁻³	5	2	1,2	1,4	1,1	1,1
10 ⁻³	10 ⁻⁴	1	1	2,0	6,4	1,1	1,2
10 ⁻³	10 ⁻⁴	5	1	1,2	1,7	1,1	1,2
10 ⁻³	10 ⁻⁴	1	2	2,0	6,6	1,1	1,2
10 ⁻³	10 ⁻⁴	5	2	1,1	1,8	1,1	1,2
10 ⁻⁴	10 ⁻³	1	1	1,5	1,2	1,2	1,1
10 ⁻⁴	10 ⁻³	5	1	1,1	1,1	-	-
10 ⁻⁴	10 ⁻³	1	2	1,4	1,1	1,1	1,1
10 ⁻⁴	10 ⁻³	5	2	1,1	1,1	-	-
10 ⁻⁴	10 ⁻⁴	1	1	1,2	1,1	1,1	1,1
10 ⁻⁴	10 ⁻⁴	5	1	1,1	1,1	-	-
10 ⁻⁴	10 ⁻⁴	1	2	1,1	1,2	1,1	1,1
10 ⁻⁴	10 ⁻⁴	5	2	1,1	1,1	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻³	1	1	1,0	1,0	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻³	5	1	1,0	1,0	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻³	1	2	1,0	1,0	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻³	5	2	1,0	1,0	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻⁴	1	1	1,0	1,0	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻⁴	5	1	1,0	1,0	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻⁴	1	2	1,0	1,0	-	-
10 ⁻⁵	10 ⁻⁴	5	2	1,0	1,0	-	-

TABLE A.3 – Rapports $R(T)$ et $R(S)$ calculés pour une limite située à 50 m du puits de pompage avec et sans information géophysique

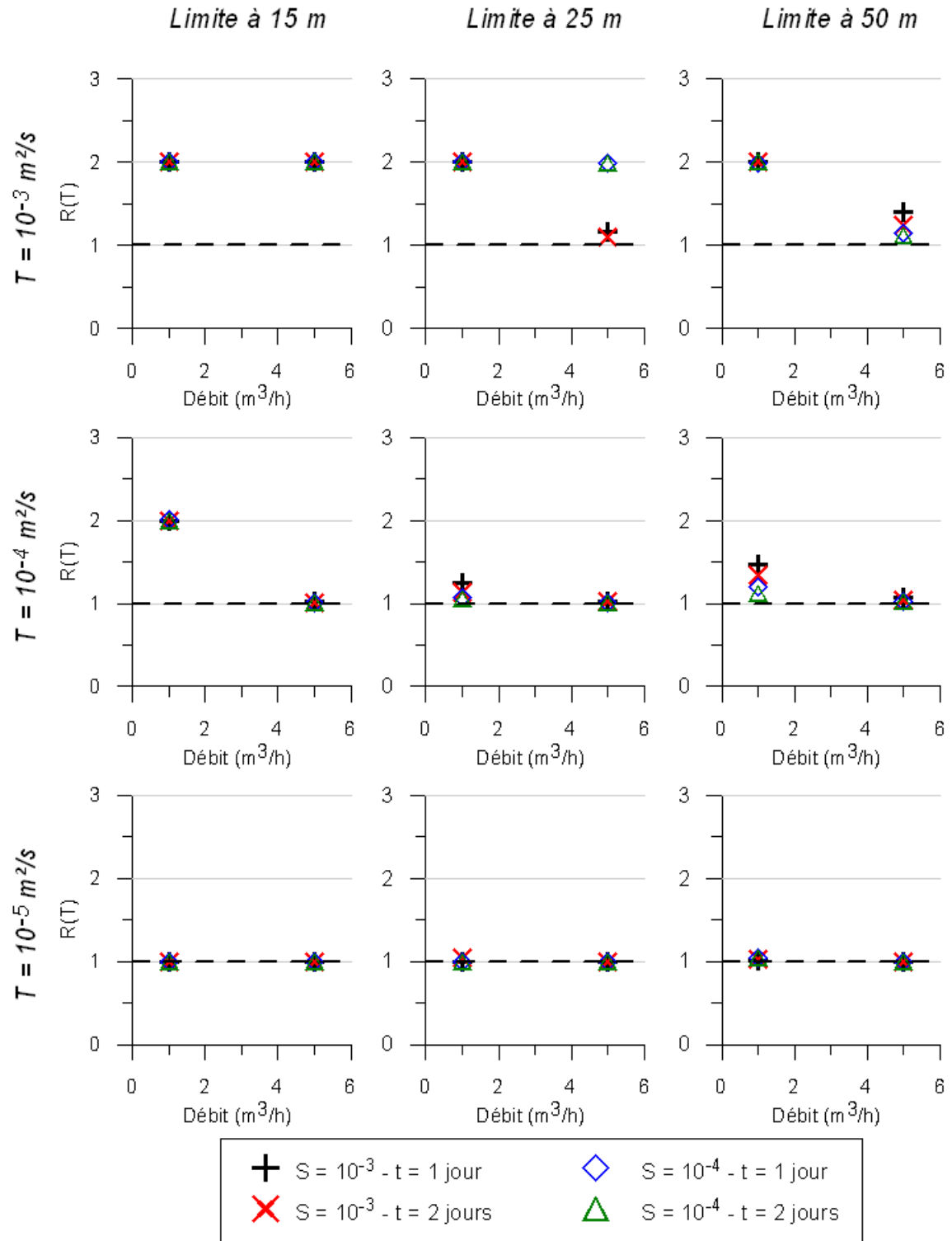


FIGURE A.1 – Représentation graphique de l'évolution du rapport R(T) de l'interprétation en fonction des différents paramètres de l'essai et du milieu

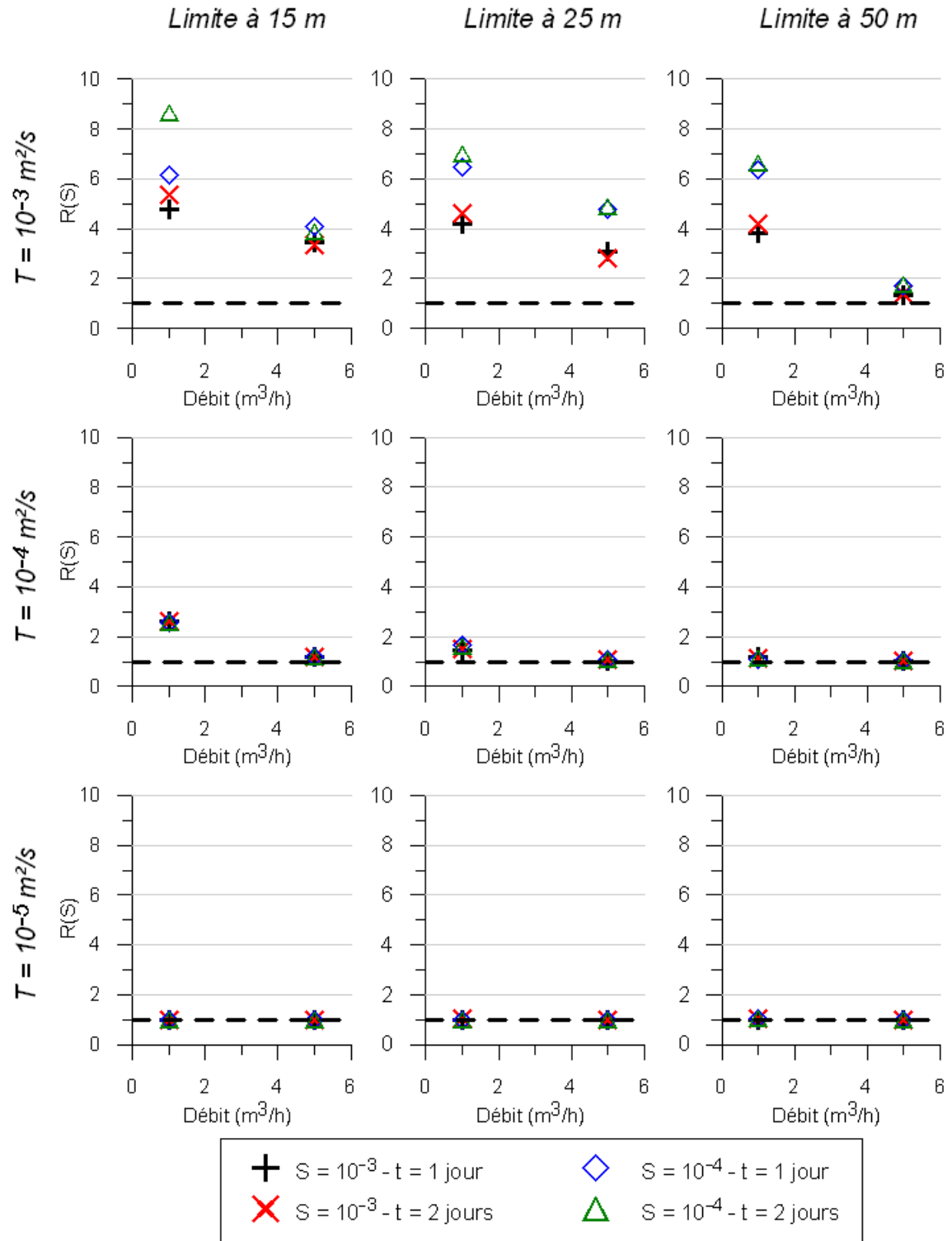


FIGURE A.2 – Représentation graphique de l'évolution du rapport $R(S)$ de l'interprétation en fonction des différents paramètres de l'essai et du milieu

Annexe B

Illustration du phénomène d'écho de spin

La Figure B.1 présente de manière imagée le principe du phénomène d'écho de spin, et plus particulièrement l'effet de la seconde impulsion en opposition de phase. Elle est issue de Kenyon *et al.* (1995).

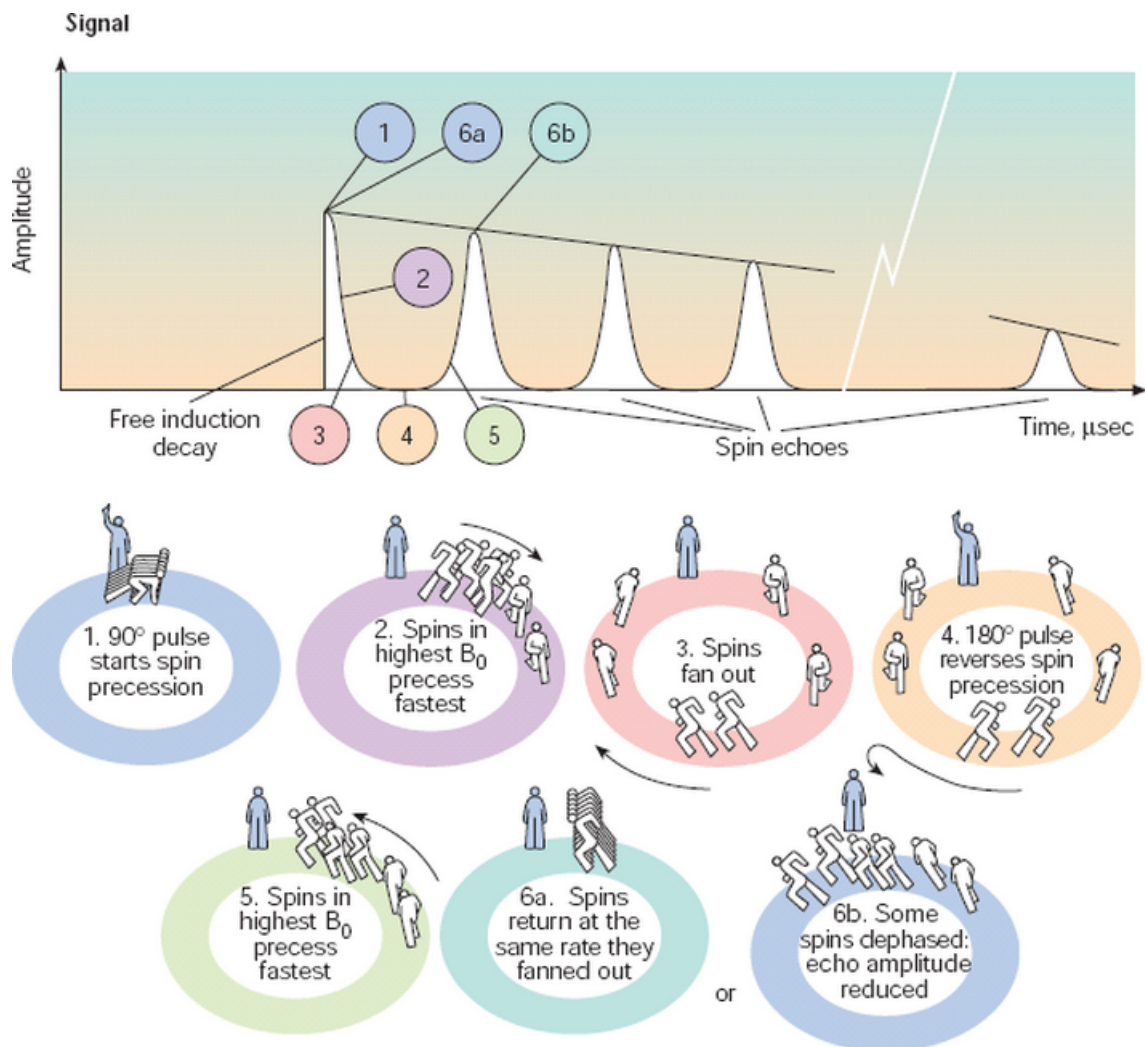


FIGURE B.1 – Illustration du phénomène d'écho de spin, modifié d'après (Kenyon *et al.*, 1995)

Annexe C

Informations complémentaires sur le bassin de Mule Hole

C.1 Logs de forages

Les figures suivantes (C.1, C.2, C.3, C.4) présentent les logs de forage utilisés dans la section 5.1 pour l'interprétation des essais réalisés sur le site de Mule Hole. Le CIA (Figure C.4), ou *Chemical Index of Alteration*, reflète la transformation des feldspaths en argile (kaolinite par exemple). Il augmente avec l'altération.

FIGURE C.1 – Log de forage des puits P1 et P2

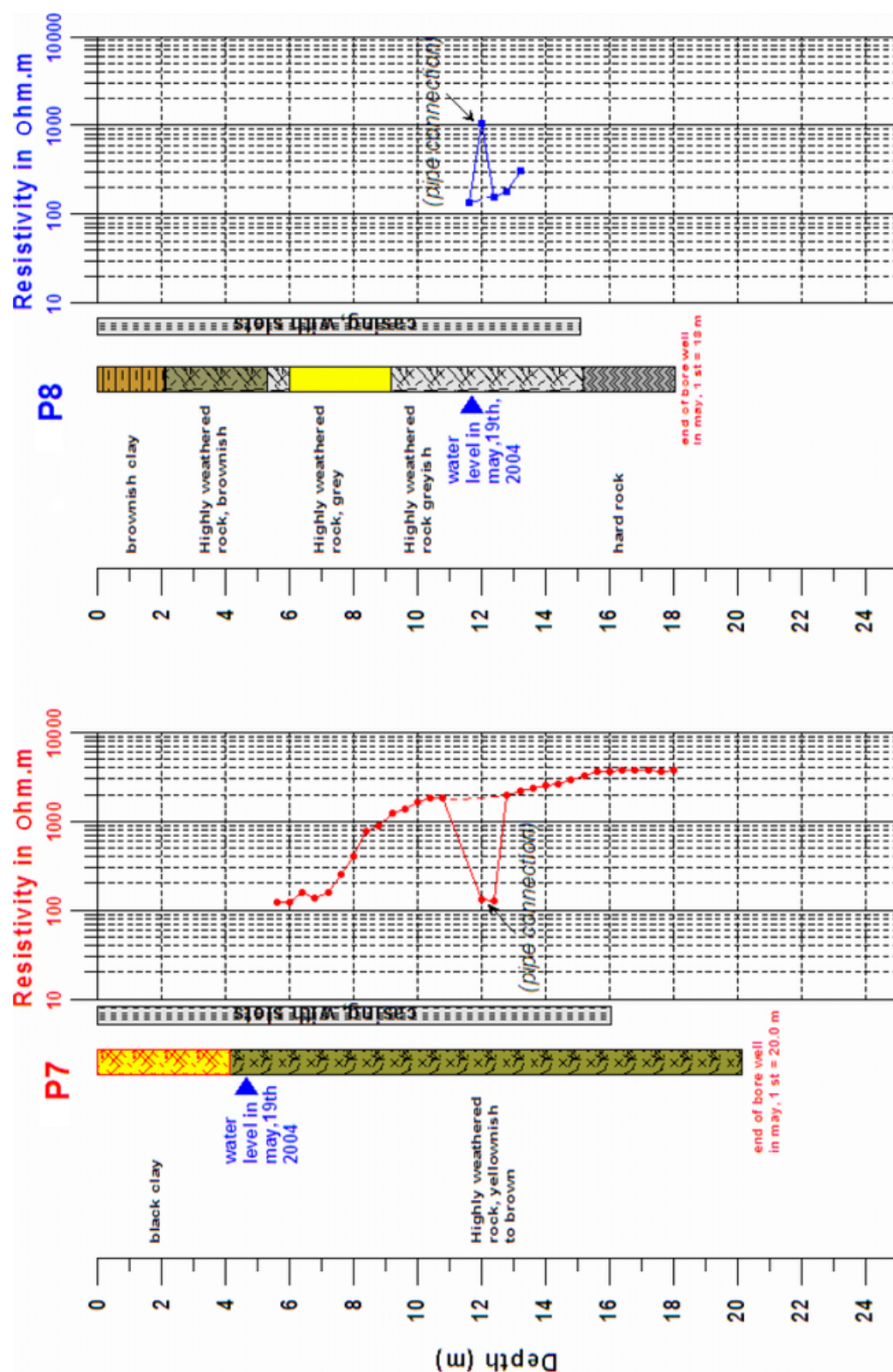


FIGURE C.2 – Log de forage des puits P7 et P8

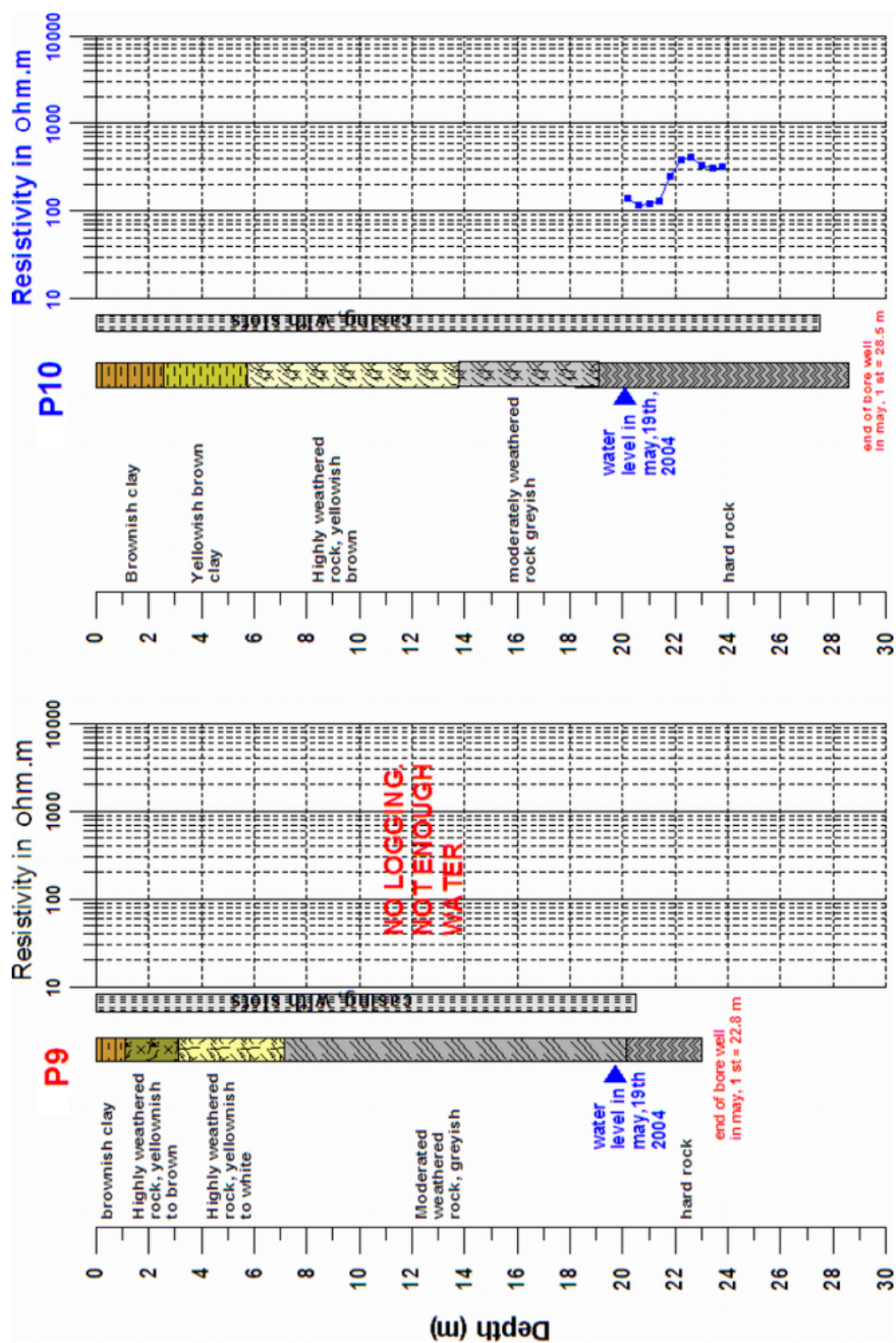


FIGURE C.3 – Log de forage des puits P9 et P10

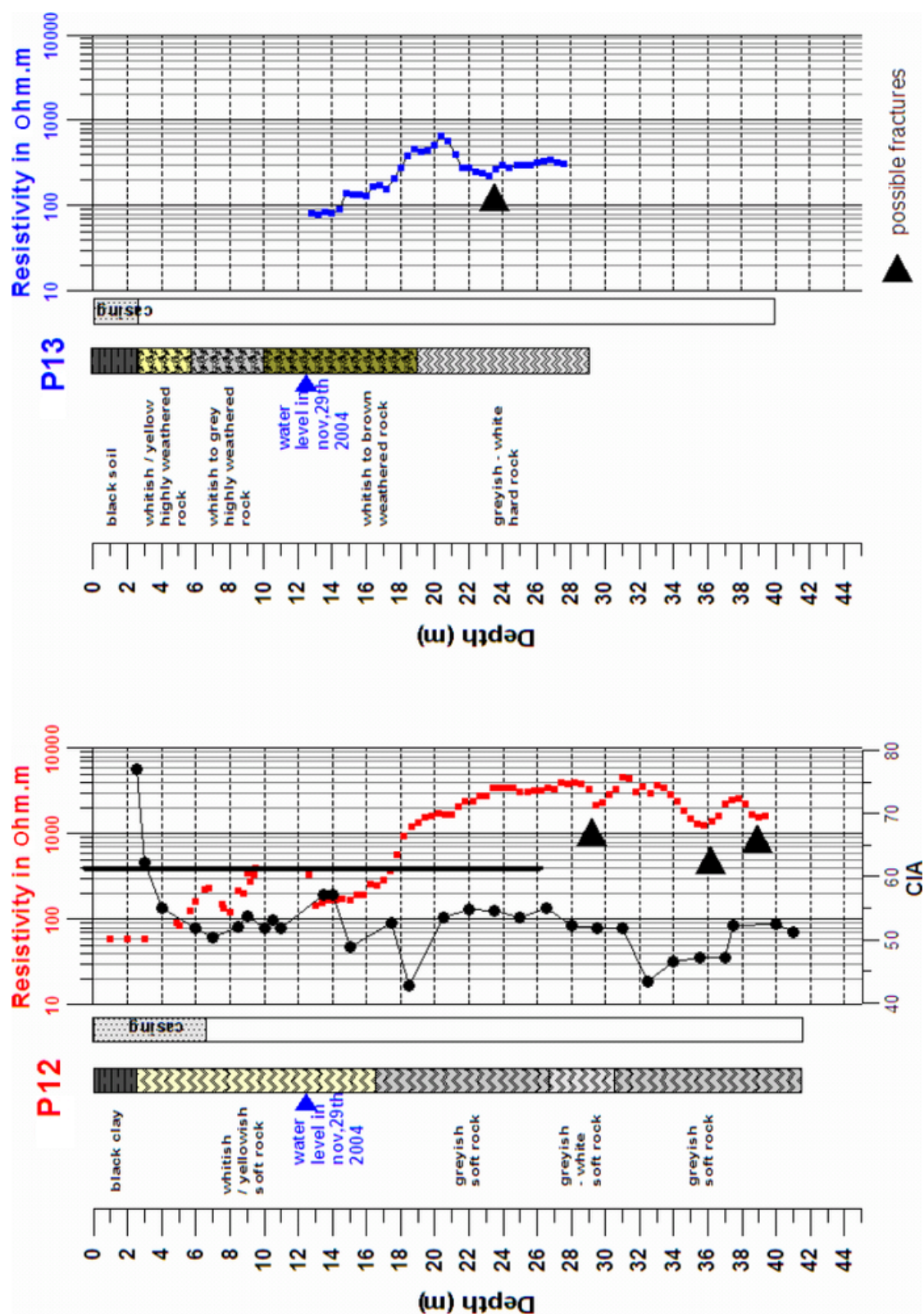


FIGURE C.4 – Log de forage des puits P12 et P13

C.2 Analyse des données de pompages d'essai réalisés

Essai n° 1 : pompage dans le P1

L'allure de la courbe de rabattement du puits de pompage laisse clairement apparaître un changement de géométrie d'écoulement après 380 minutes de pompage, au delà desquelles la pente du rabattement augmente brusquement (Figure 5.5, page 75). Avant ce changement, la dérivée logarithmique du rabattement présente une pente quasi-constante de 0,2 (Figure C.5), attestant d'une dimension d'écoulement n de 1,6 et donc d'un écoulement quasi-radial. Au-delà, la dérivée n'est plus suffisamment stable pour être interprétée correctement.

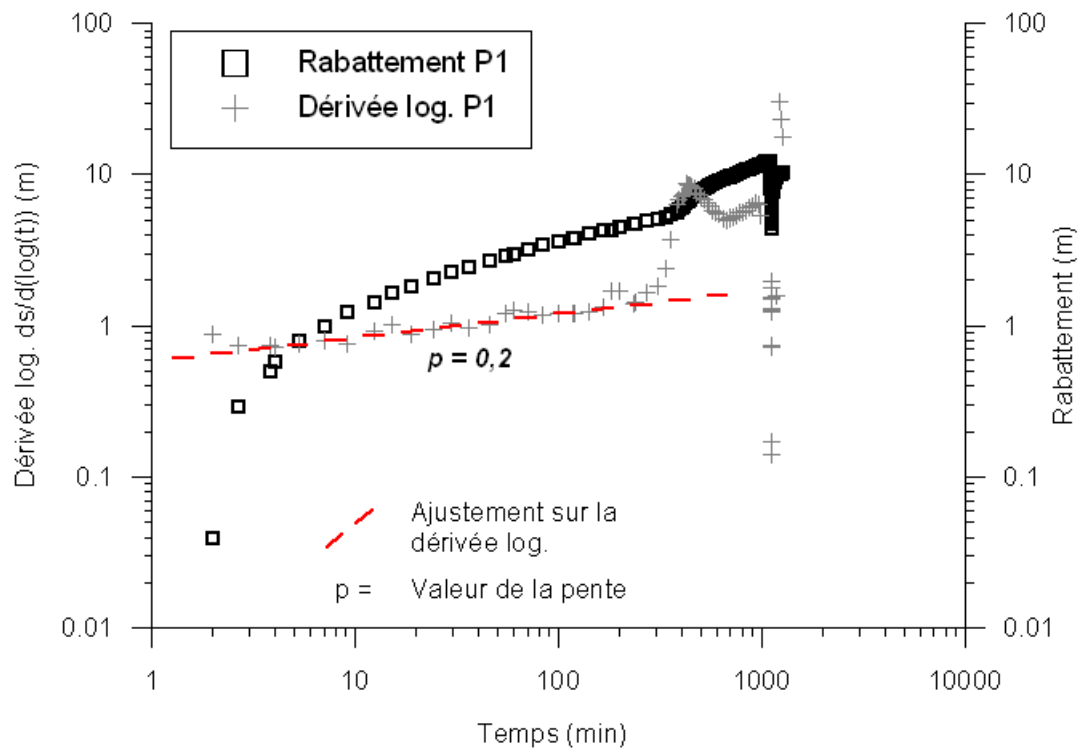


FIGURE C.5 – Analyse des courbes de rabattement pour le puits P1

Les données du puits P7 n'ont pas pu être filtrées efficacement des variations de pression atmosphérique, ce qui limite l'utilisation de la dérivée logarithmique pour ce puits. Les courbes diagnostics permettent d'identifier un écoulement radial au début de l'essai. La pente du rabattement est doublée au bout de 230 minutes de pompage (Figure C.6), révélant la présence d'une limite à flux nul dans un milieu radial. L'utilisation de la solution de Cooper-Jacob

permet de définir la transmissivité et de localiser le puits image correspondant dans un rayon de 93 m autour du puits P7.

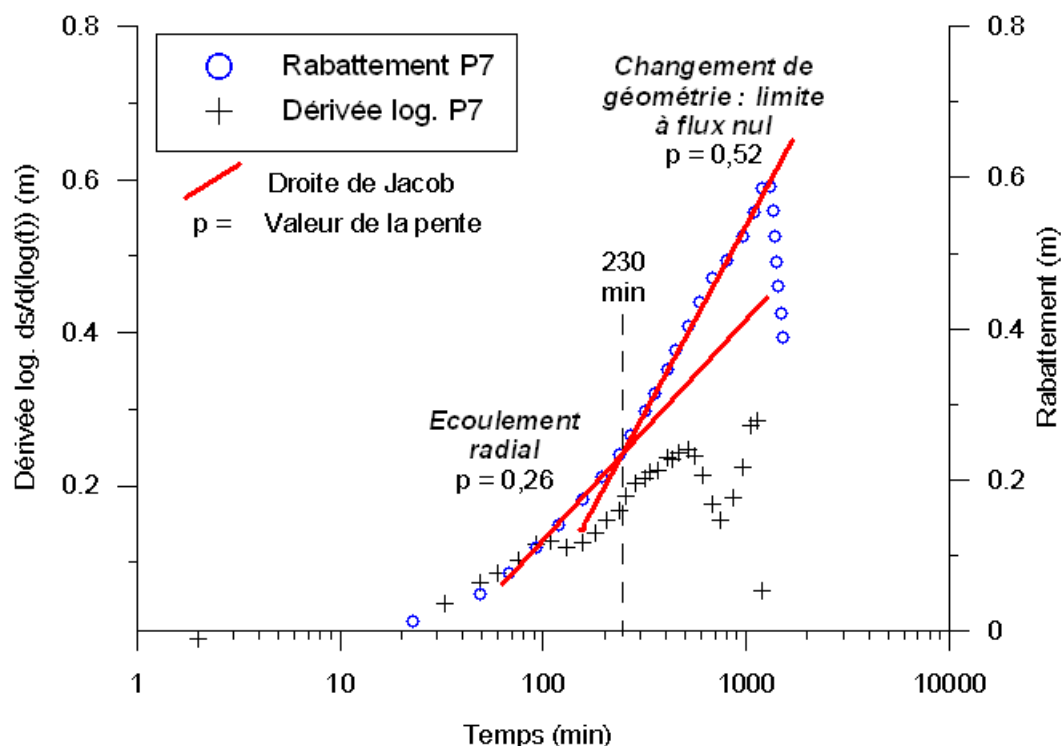


FIGURE C.6 – Analyse des courbes de rabattement pour le puits P7

Essai n° 2 : pompage dans le P12

La dérivée logarithmique du rabattement au puits de pompage présente une pente faible au début de l'essai (0,1), qui évolue rapidement vers une valeur de 0,4 (Figure C.7). Ceci peut être interprété comme un écoulement de type radial, évoluant vers un écoulement de type linéaire.

Au niveau du puits d'observation P13, les courbes diagnostics permettent d'identifier le même schéma : un écoulement radial, évoluant vers un écoulement linéaire. Le doublement de la pente du rabattement après 1200 minutes de pompage indique la présence d'une limite à flux nul qui pourrait provoquer ces changements de géométrie d'écoulement (Figure C.8). La distance radiale entre le puits P13 et le puits image peut être estimée à 103 m.

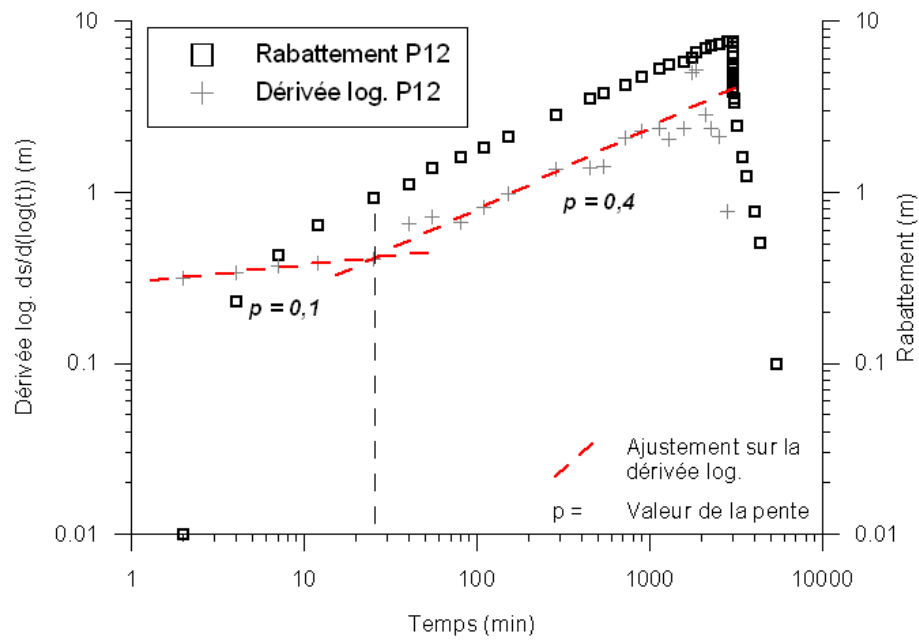


FIGURE C.7 – Analyse des courbes de rabattement pour le puits P12

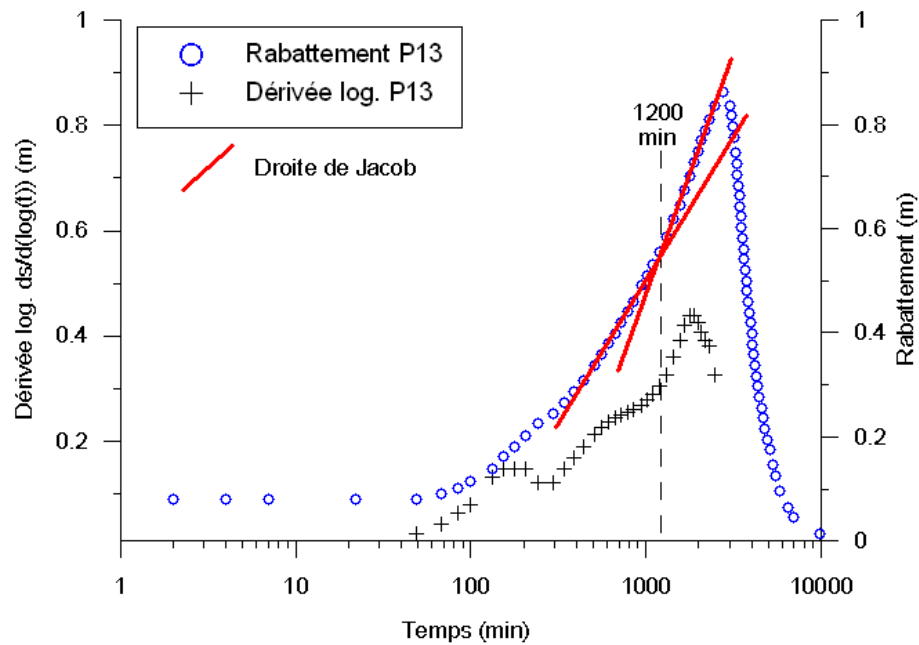


FIGURE C.8 – Analyse des courbes de rabattement pour le puits P13

Essai n° 3 : pompage dans le P13

Le débit de pompage ayant varié au cours de l'essai, toutes les variations du rabattement ne sont pas interprétables de la même façon. L'essai peut être découpé en quatre intervalles (Figure C.9) :

1. un premier intervalle de 0 à 135 minutes, pour lequel la dérivée logarithmique présente une pente quasi-nulle et le rabattement s'aligne selon une droite dans un graphe en semi-log. Ceci atteste de la présence d'un écoulement radial et donc de la validité de la solution de Theis ;
2. un second intervalle de 135 à 286 minutes, où les pentes du rabattement et de la dérivée logarithmique augmentent brusquement, sans que le débit ne change de manière significative ;
3. un troisième intervalle compris entre 286 et 330 minutes, où la pente du rabattement augmente suite à une hausse du débit ;
4. un quatrième et dernier intervalle pour lequel la pente du rabattement diminue et se stabilise quasiment à l'horizontale suite à une diminution et stabilisation du débit.

Si les variations de rabattement des intervalles 3 et 4 peuvent être expliquées par les variations de débit, il n'en est pas de même pour l'intervalle 2 : la hausse du rabattement correspondrait plutôt à un changement brusque de la géométrie d'écoulement, dû à une hétérogénéité du milieu. Il ne peut s'agir d'une limite à flux nul, car si c'était le cas, la pente du rabattement serait doublée entre les intervalles 1 et 2, et la pente du rabattement dans l'intervalle n° 4 serait la même que pour l'intervalle n° 2. Or, ce n'est pas le cas.

Essai n° 4 : pompage dans P10

Des oscillations ont été observées au moment de la mise en marche et de l'arrêt de la pompe. Celles-ci perturbent la mesure du rabattement, et limitent l'analyse du début de l'essai (des premiers points de la courbe). Au delà de trois heures de pompage, la dérivée se stabilise avec une pente de 0,3 attestant d'un écoulement à mi chemin entre radial et linéaire (Figure C.10). L'interprétation hydrogéologique ne peut être conduite qu'à partir du modèle de Barker. En utilisant les résultats géophysiques, il devient possible de positionner deux limites à flux nul et ainsi d'interpréter cet essai avec la solution de Theis.

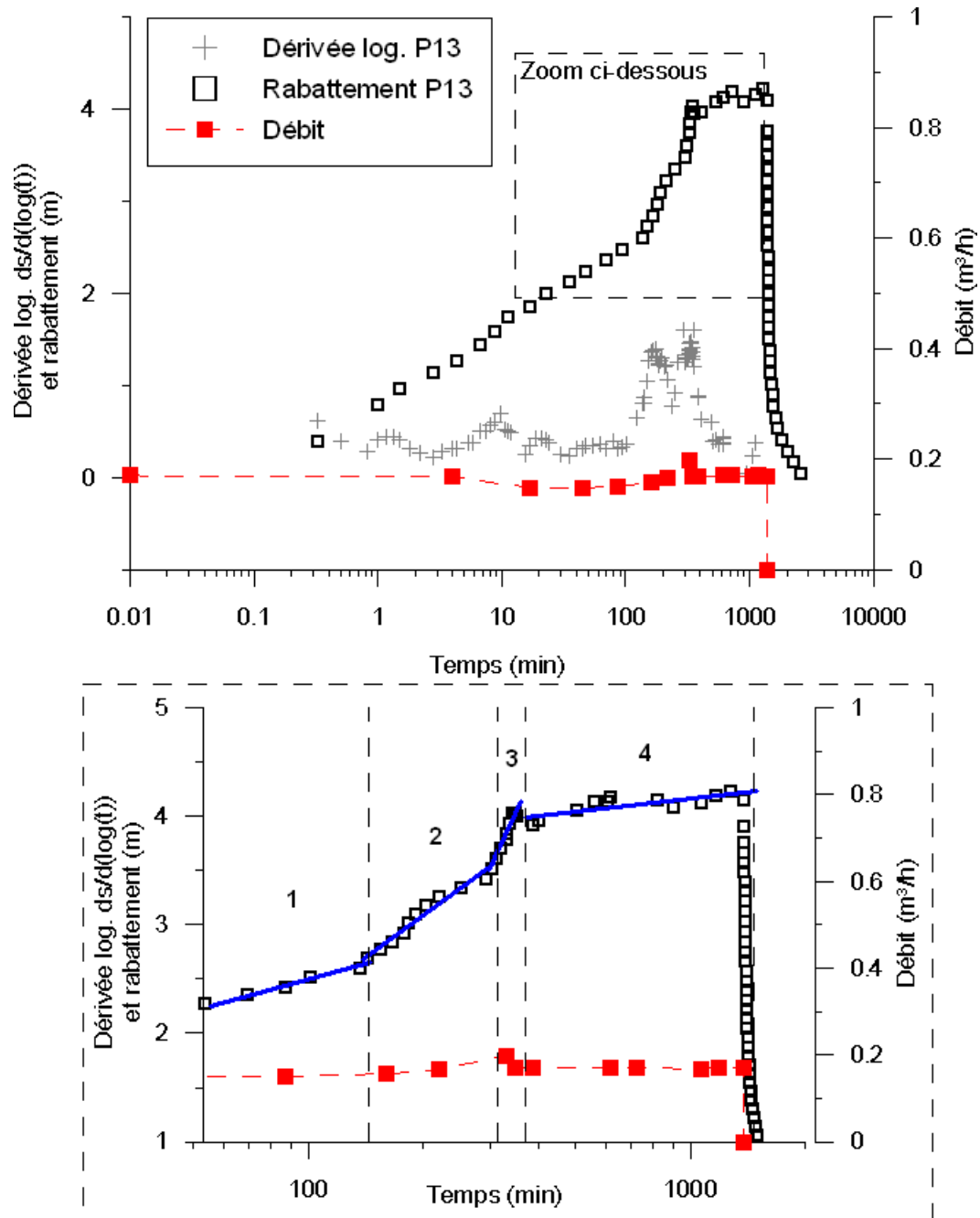


FIGURE C.9 – Analyse des courbes de rabattement pour le puits P13 et détermination des géométries d'écoulement

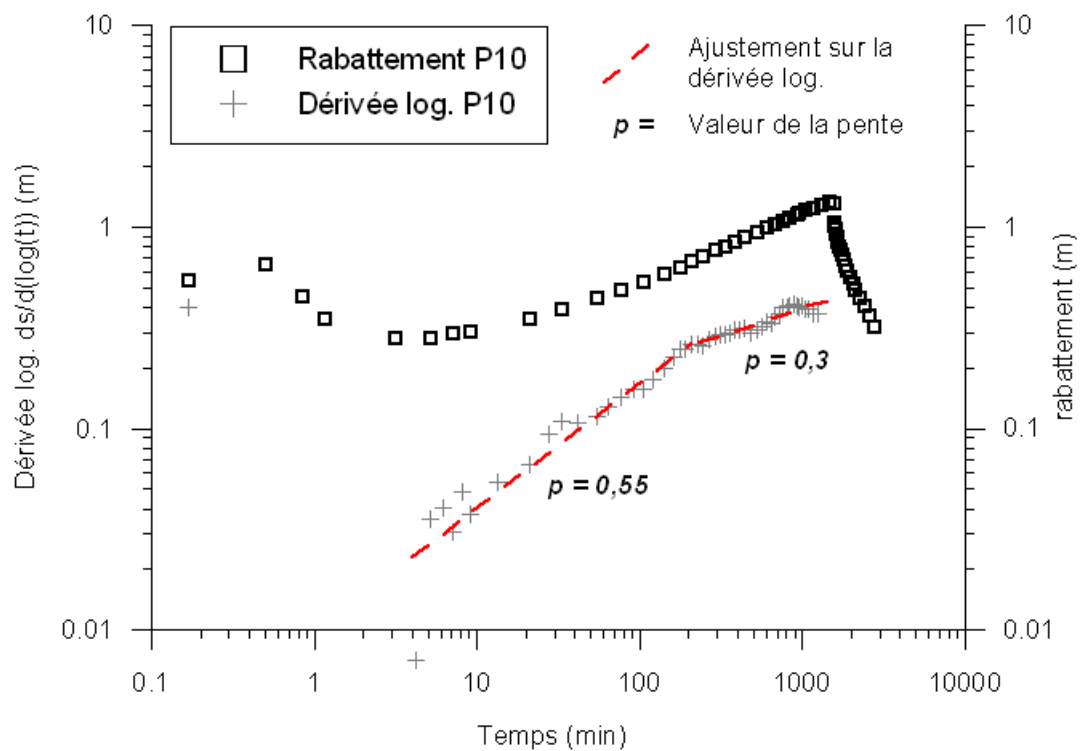


FIGURE C.10 – Analyse des courbes de rabattement pour le puits P10

C.3 Détail des interprétations hydrogéophysiques

Les figures suivantes présentent :

- l'interprétation hydrogéophysique au niveau du puits P7 (Figure C.11)
- l'interprétation hydrogéophysique au niveau du puits P10 (Figure C.12)
- les positions possibles des puits images estimées à partir de l'interprétation hydrogéologique seule (Figure C.13)

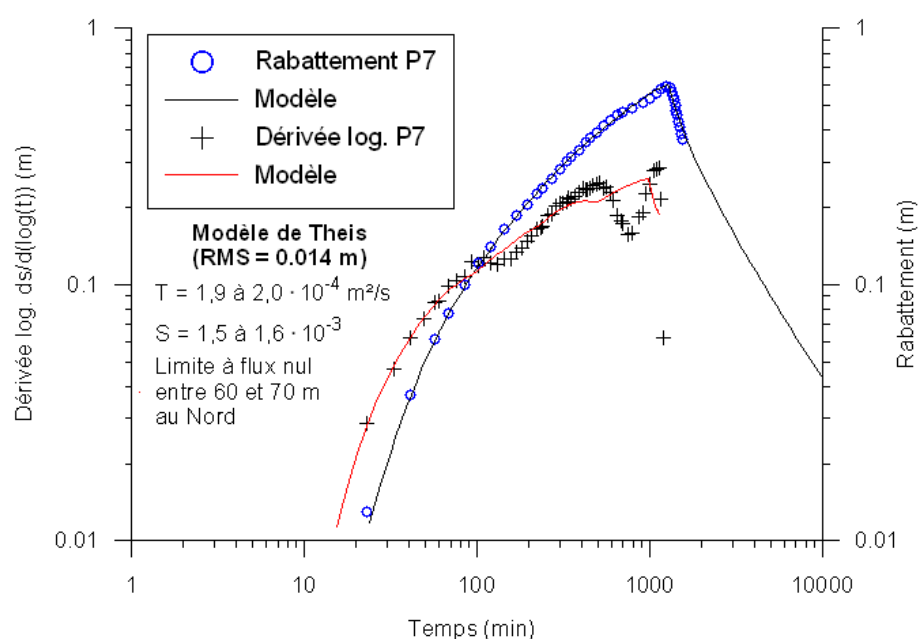


FIGURE C.11 – Interprétation hydrogéophysique de l'essai réalisé dans le puits P7

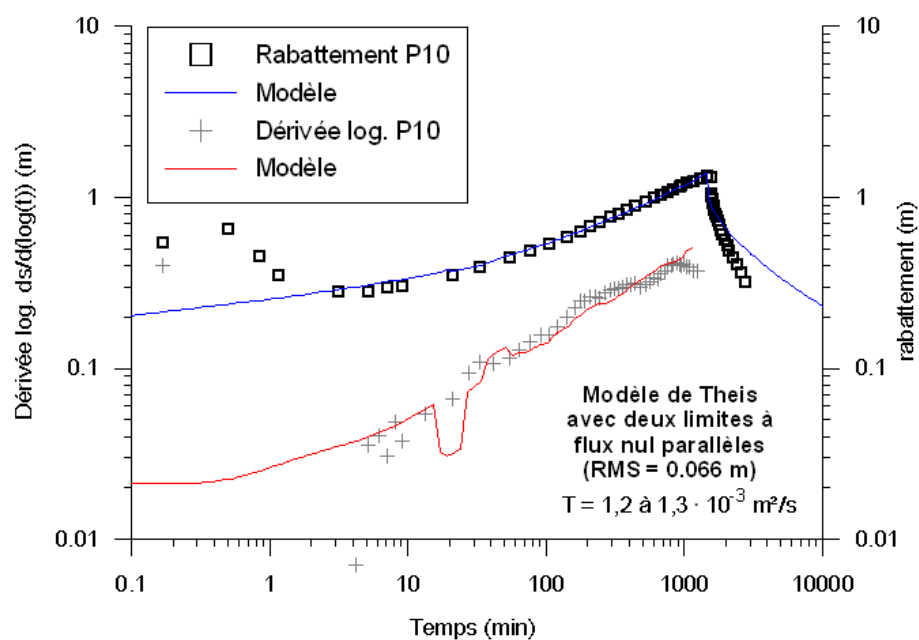


FIGURE C.12 – Interprétation hydrogéophysique de l'essai réalisé dans le puits P10

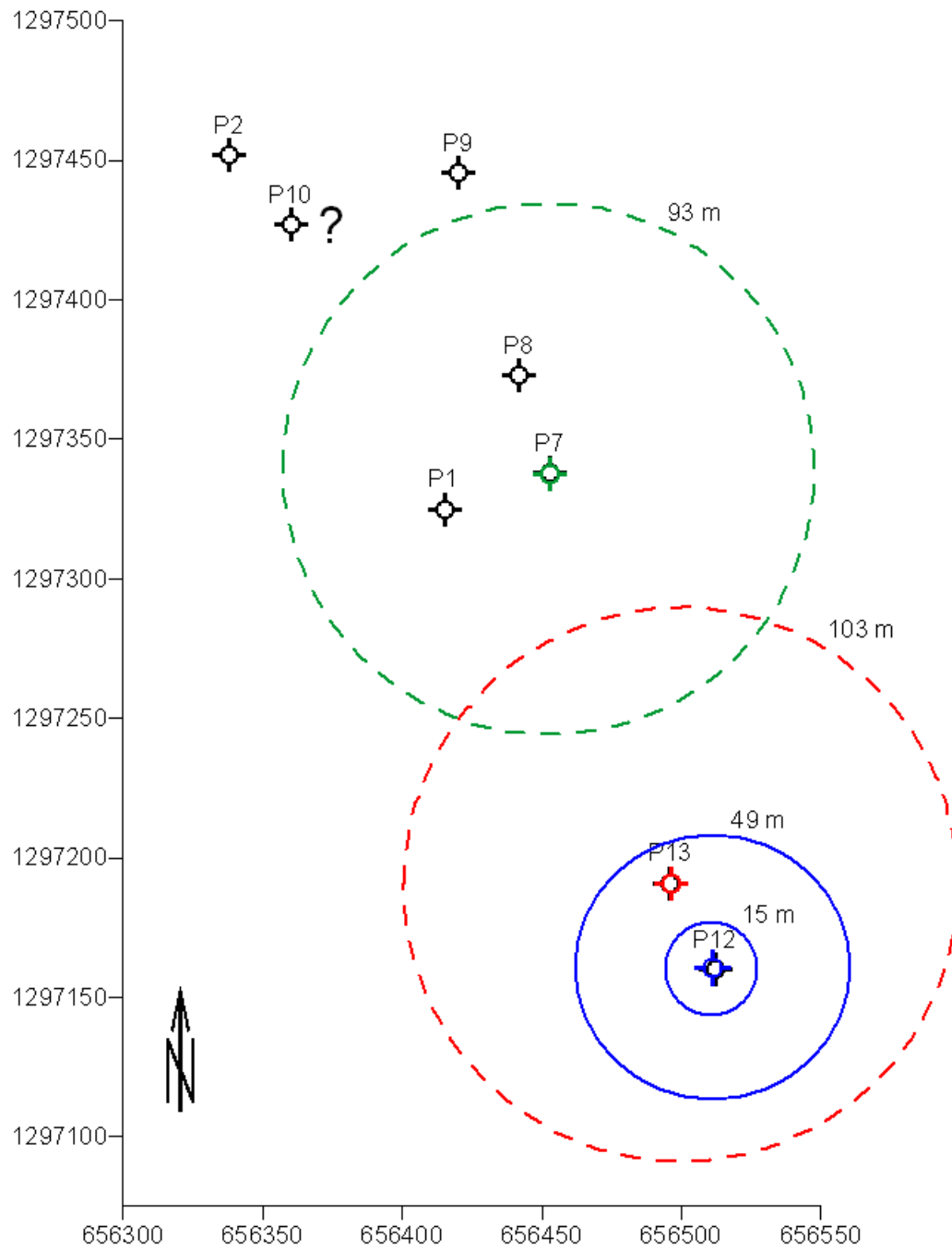


FIGURE C.13 – Positions possibles des puits images obtenues à partir des interprétations hydrogéologiques

Annexe D

Analyse du pompage d'essai réalisé sur le site du NITK

D.1 Panneau électrique

Le panneau électrique présenté Figure D.1 présente l'interprétation des données du profil T8 réalisé au Nord du site de pompage sur le site du NITK (Figure 5.19).

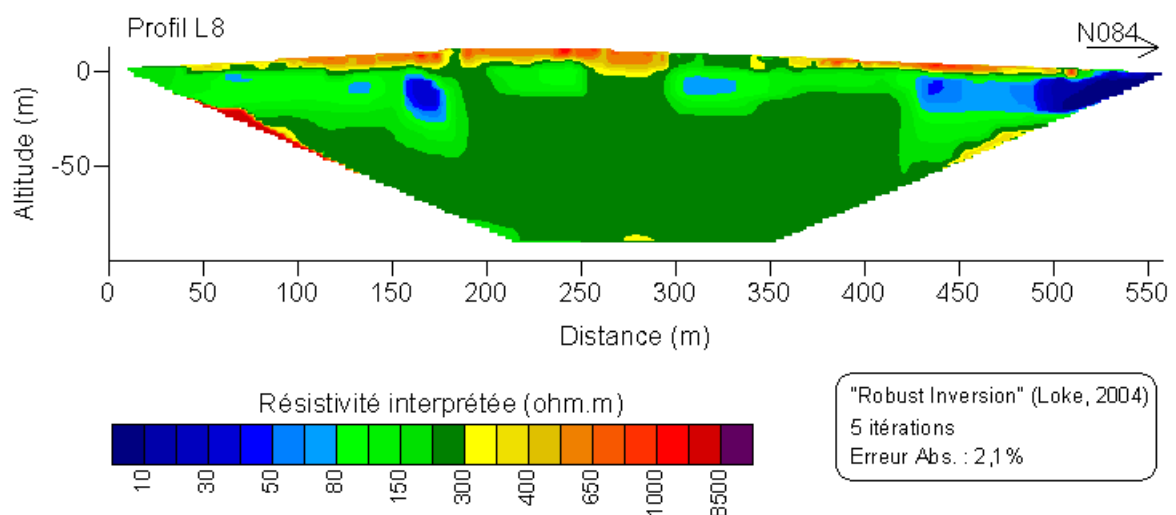


FIGURE D.1 – Profil de résistivité électrique L8 réalisé sur le site du NITK

D.2 Logs des forages

Les figures suivantes (D.3,D.4, D.5, D.6, D.7, D.8) présentent les logs des forages utilisés dans la section 5.2 pour l'interprétation de l'essai réalisé sur le site du NITK.

Les mesures de résistivité du fluide ont été réalisées à l'aide d'une sonde mutlti-paramètres conçue par Beck et Girardet (2002), constituée d'un quadripôle électrique en dispositif Wenner ($AM=MN=BN=2,5\text{ cm}$). La résistivité apparente en forage a été mesurée à l'aide de la même sonde, équipée d'un dispositif de mesure des normales avec deux espacements : $AM=40$ et $AM=160\text{ cm}$ (correspondant à 16 et 64 pouces (*inches*) respectivement). Le positionnement des forages est rappelé sur la figure D.2.

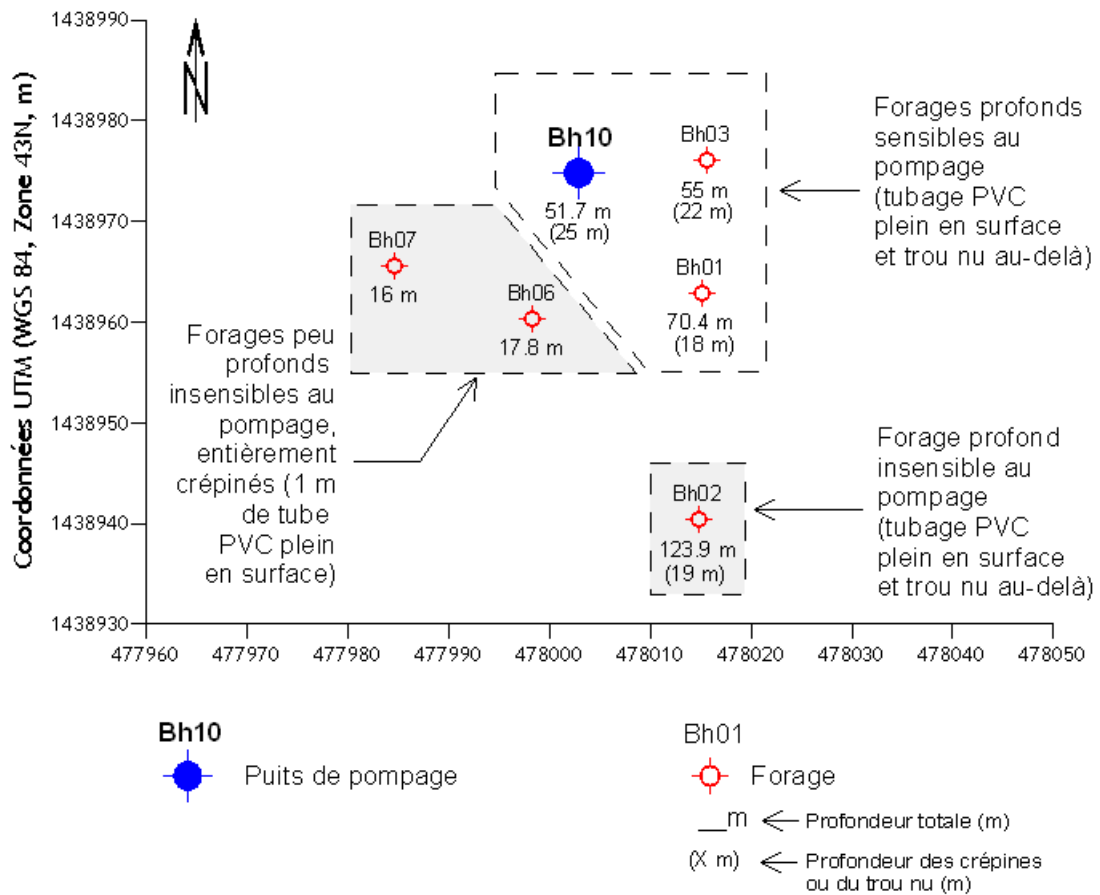


FIGURE D.2 – Position des forages suivis pendant le pompage d'essai dans le Bh10

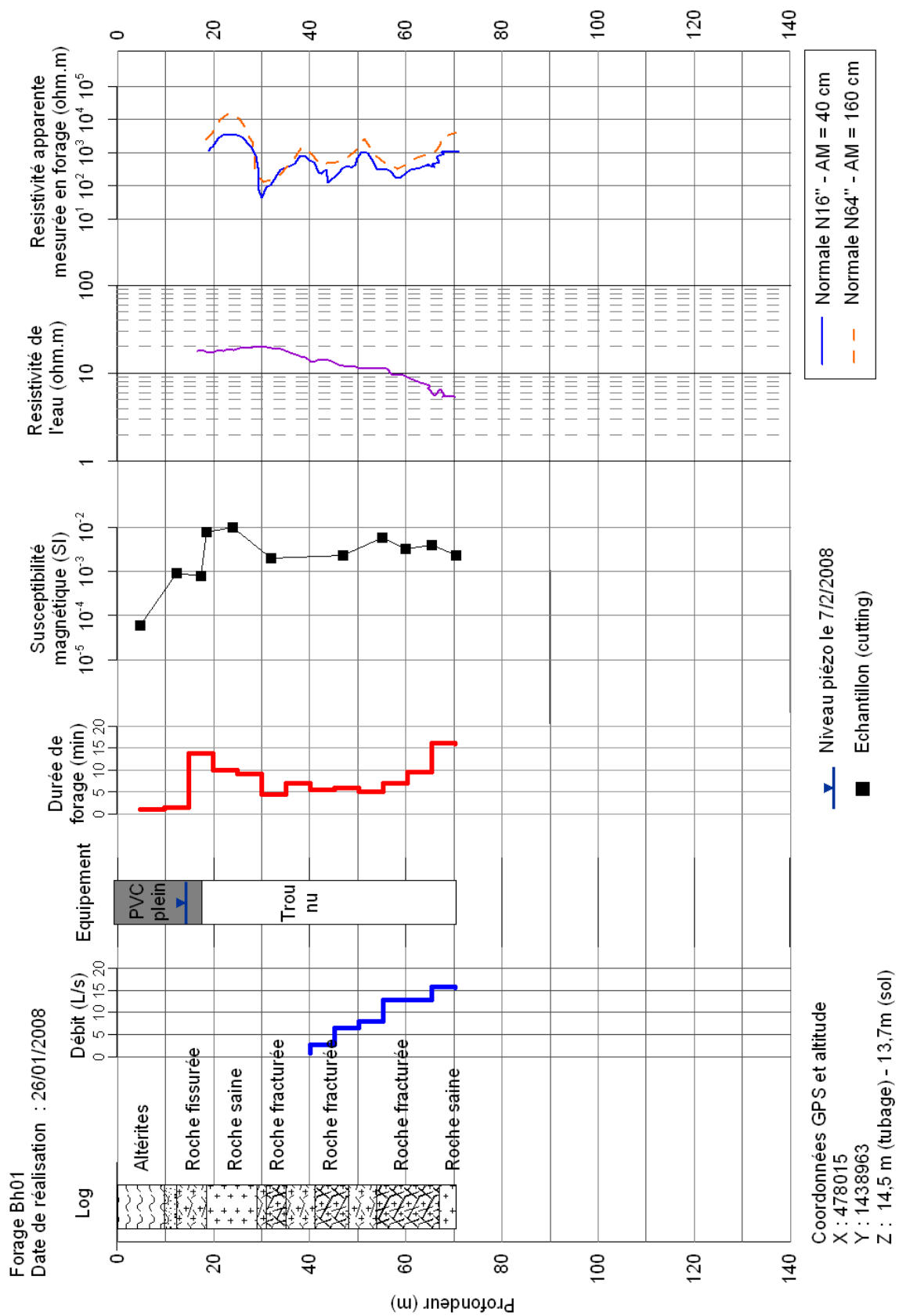


FIGURE D.3 – Log de forage du puits Bh01

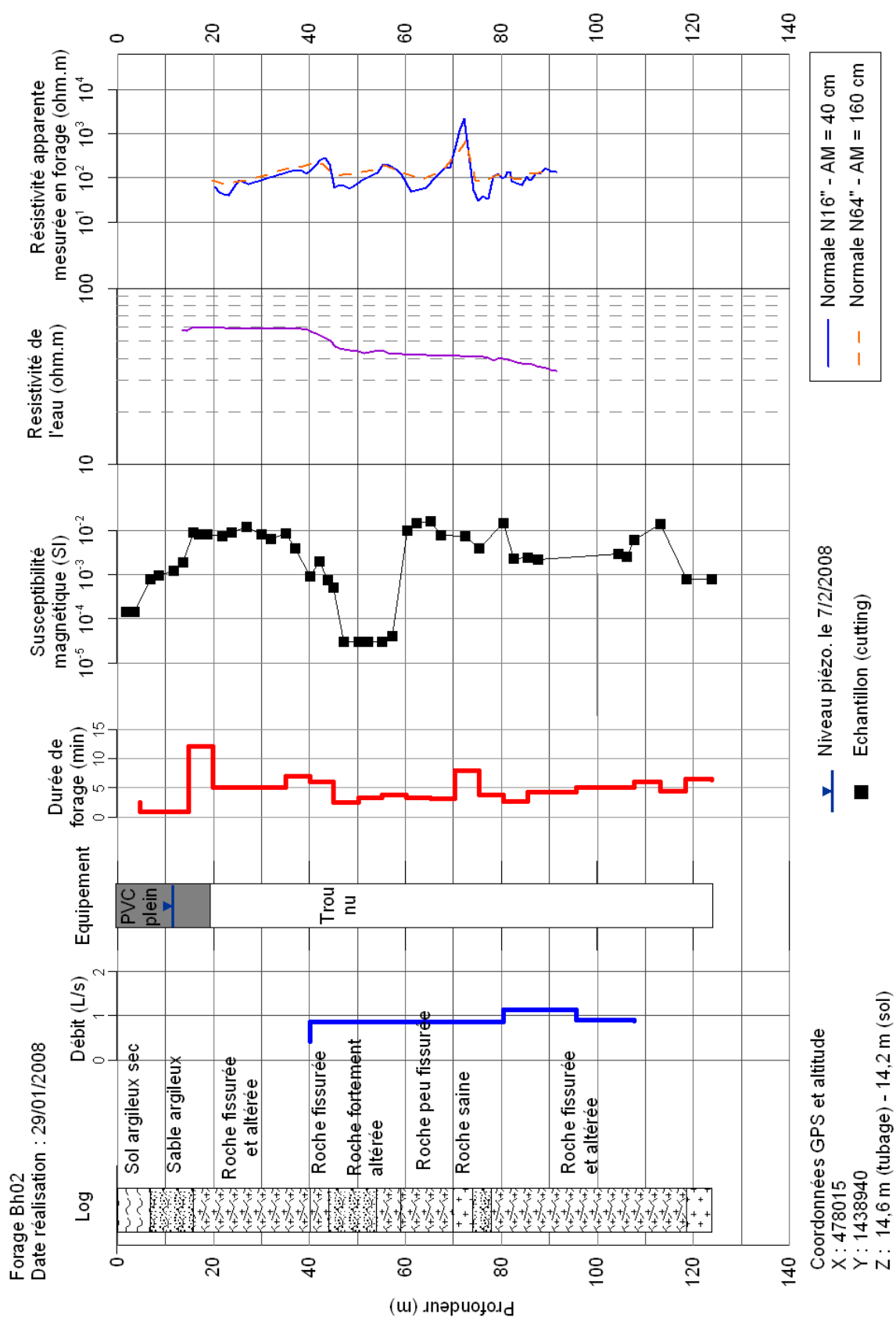


FIGURE D.4 – Log de forage du puits Bh02

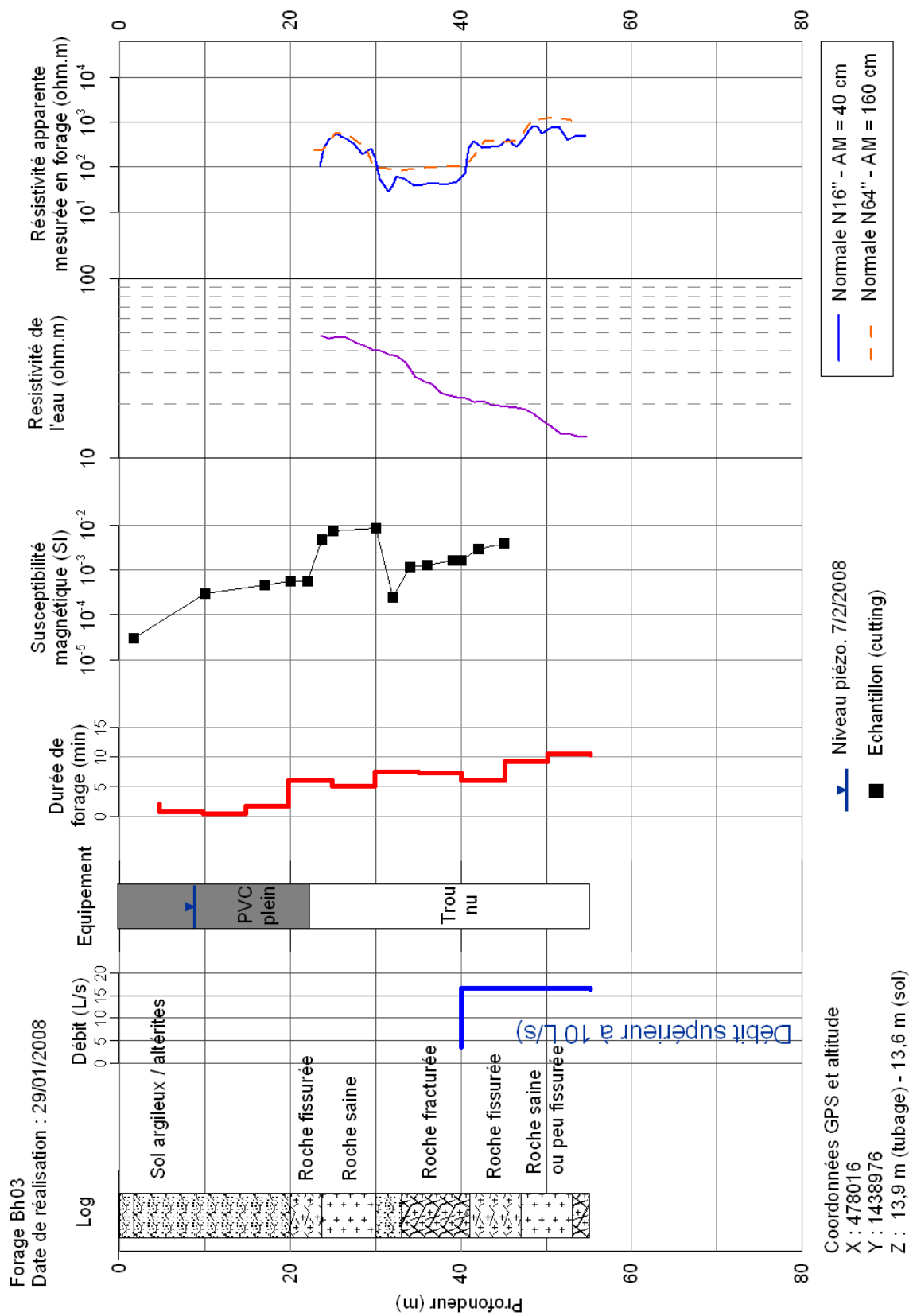
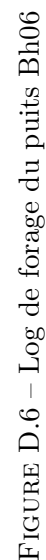


FIGURE D.5 – Log de forage du puits Bh03



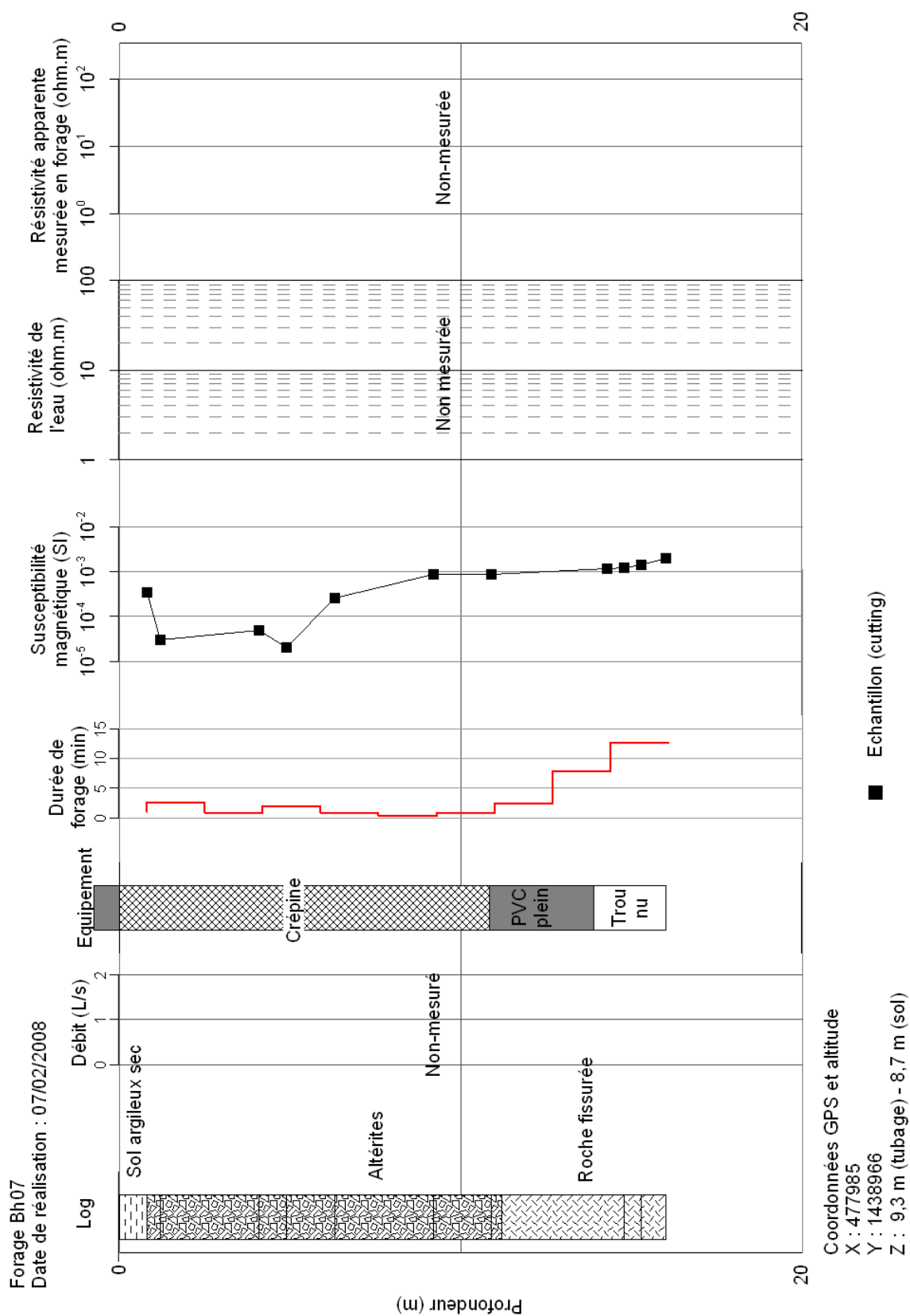


FIGURE D.7 – Log de forage du puits Bh07

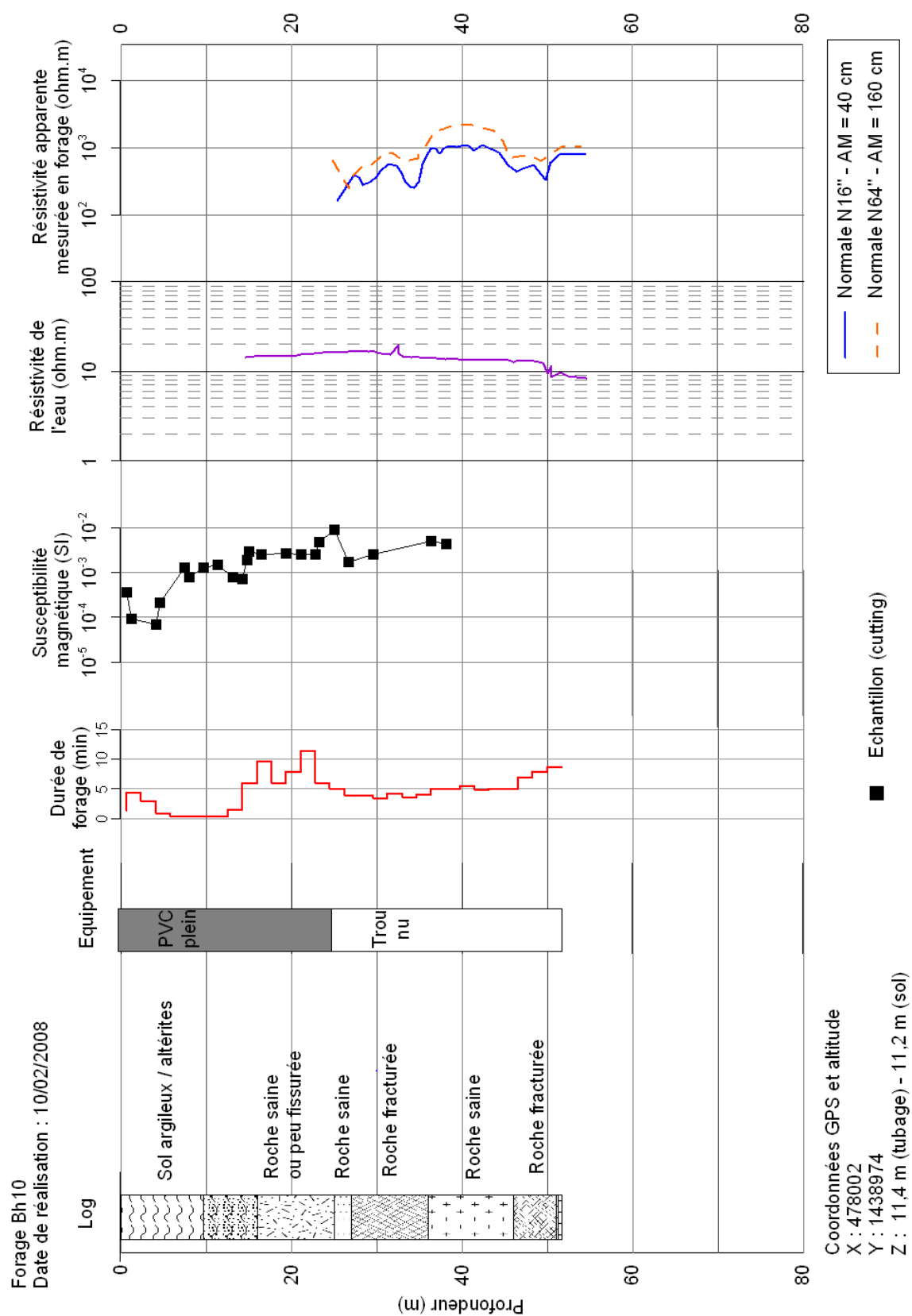


FIGURE D.8 – Log de forage du puits Bh10

D.3 Analyse du rabattement au niveau du puits Bh01

La dérivée logarithmique du rabattement au puits Bh01 (Figure D.9) présente une pente de 0,64 au début de l'essai, attestant d'un écoulement quasi-linéaire. Ce résultat est en accord avec les observations des échantillons de forage lors de la réalisation des forages Bh01, Bh03 et Bh10, qui faisaient état d'un milieu fracturé.

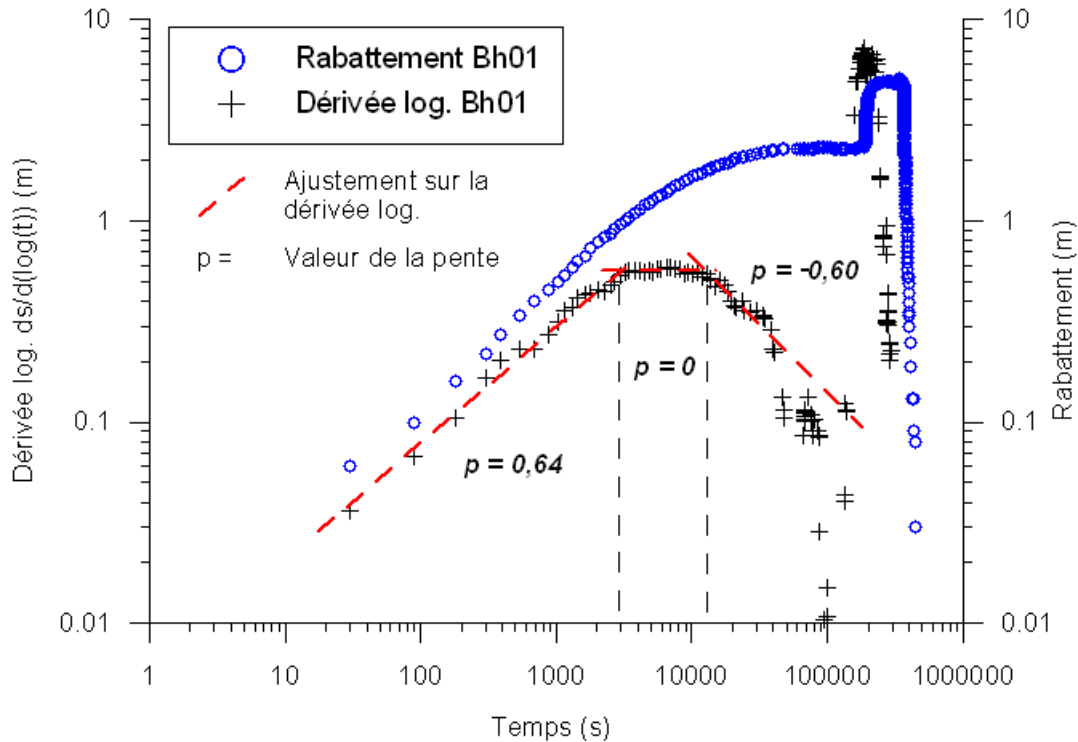


FIGURE D.9 – Rabattement et dérivée logarithmique du rabattement au puits Bh01. La pente de la dérivée permet de définir la géométrie d'écoulement.

La suite de l'essai est caractérisée par un changement dans la géométrie d'écoulement : la pente de la dérivée logarithmique diminue, et devient nulle au bout de deux heures. Ceci est dû à l'arrivée d'une seconde source d'eau, qui ralentit le rabattement. Après cela, la diminution de la dérivée avec une pente de $-0,60$ indique une transition, due à la participation croissante de la seconde source d'eau sur l'écoulement.

Au delà, la dérivée logarithmique devient plus délicate à exploiter à cause des oscillations qui affectent le rabattement, et qui sont amplifiées sur la courbe de la dérivée. La quasi-stabilisation du rabattement pourrait être interprétée comme l'influence dominante de la

seconde source d'eau. La deuxième partie de l'essai (le second débit) suit le même schéma, et ne sera pas détaillée ici. De la même façon, le rabattement au puits Bh03 présente les mêmes caractéristiques et ne sera donc pas présenté en détail.

Annexe E

Informations complémentaires sur le site de Sasihitlu

Les figures suivantes présentent :

1. les mesures de champ géomagnétique réalisées sur le cordon sableux de Sasihitlu en termes d'anomalie magnétique ramenée au pôle, afin de positionner l'anomalie en termes de géologie (Figure E.1) ;
2. le variogramme utilisé pour le krigeage des données TDEM pré-mousson (Figure E.2) ;
3. le variogramme utilisé pour le krigeage des données TDEM post-mousson (Figure E.3) ;
4. un exemple de calcul de la variation de conductivité de l'eau souterraine avec la profondeur en considérant un gradient de résistivité électrique de la formation linéaire (figure E.4).

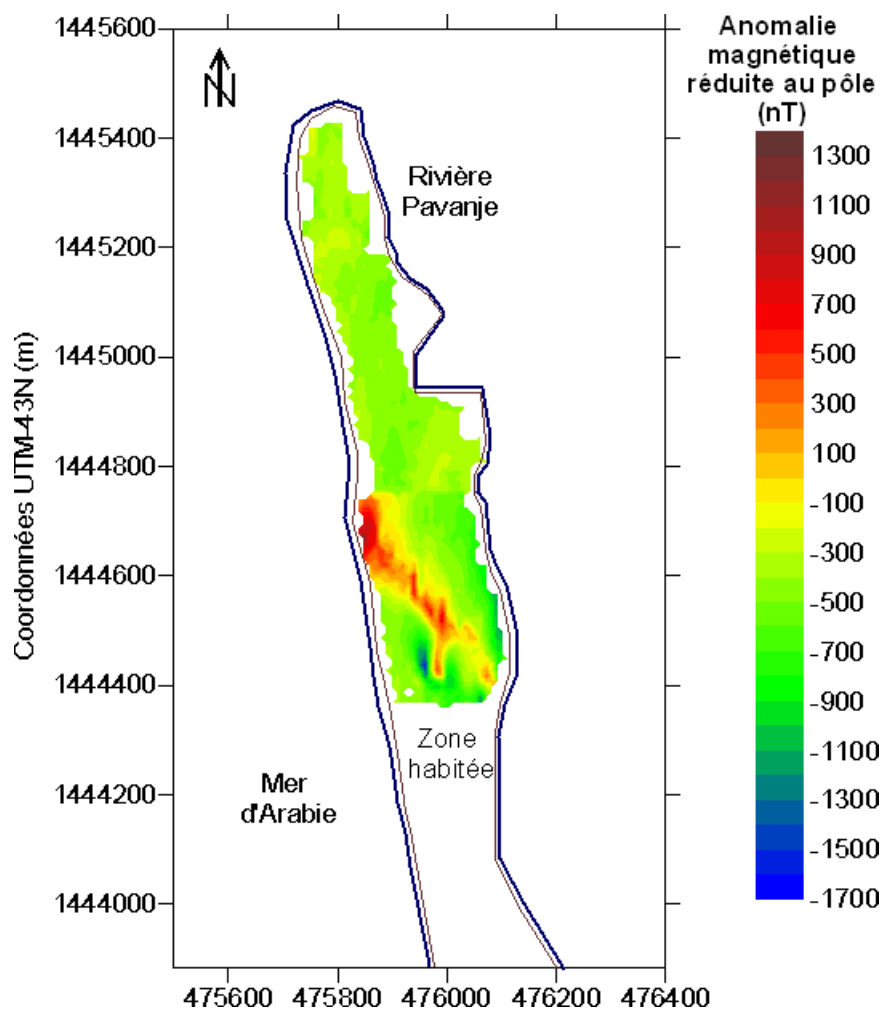


FIGURE E.1 – Mise en évidence d’une anomalie magnétique à partir d’une prospection magnétique : l’intensité du champ magnétique réduite au pôle révèle une anomalie orientée N-NO de près de 900 nT

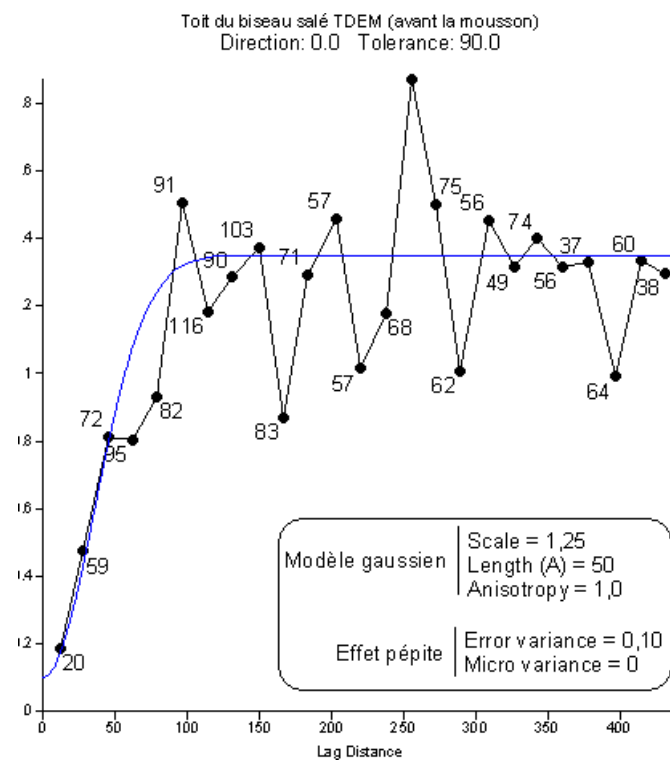


FIGURE E.2 – Variogramme utilisé pour le krigeage des données TDEM pré-mousson (logiciel SURFER, de Golden Software Inc.)

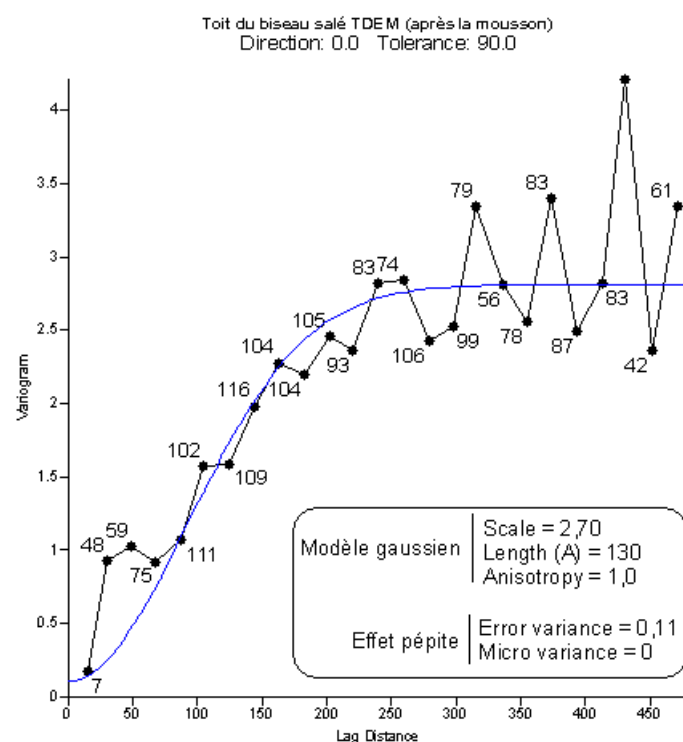


FIGURE E.3 – Variogramme utilisé pour le krigeage des données TDEM post-mousson (logiciel SURFER, de Golden Software Inc.)

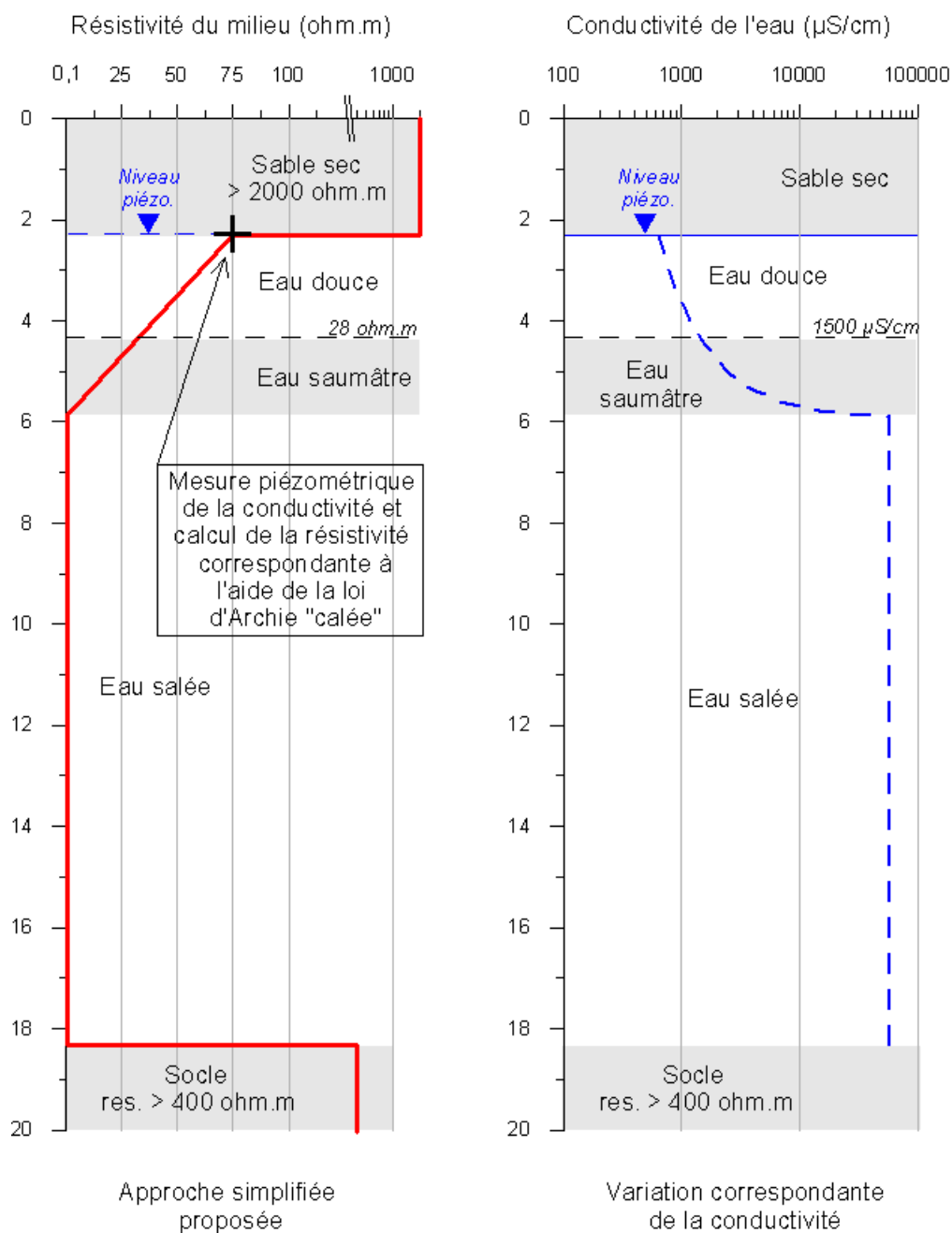


FIGURE E.4 – Variation de conductivité de l'eau souterraine avec la profondeur pour un gradient de résistivité linéaire

Table des figures

1.1	Modèles conceptuels de la solution de Theis et effets des limites	13
1.2	Modèles conceptuels des solutions analytiques de Hantush et de Moench . . .	16
1.3	Exemples d'écoulements simulés par le modèle de Barker	17
2.1	Principe d'un sondage électrique avec le dispositif Wenner Alpha	25
2.2	Principe d'un panneau électrique à l'aide du dispositif Wenner Alpha	26
2.3	Principe et diagramme temporel d'un sondage TDEM	29
2.4	Diagramme temporel d'un sondage RMP	32
2.5	Principe d'un sondage RMP à deux impulsions	34
2.6	Les différentes porosités des études hydrogéologiques	36
3.1	Illustration de l'approche proposée pour l'étude numérique	44
3.2	Vue en plan du modèle synthétique utilisé	45
3.3	Vue en coupe du modèle synthétique utilisé	45
3.4	Profil des résistivités électriques du terrain étudié	50
3.5	Positions des iso-contours 10 et 400 $\Omega\cdot\text{m}$ obtenues après inversion des données synthétiques pour une résistivité électrique du milieu argileux de 10 $\Omega\cdot\text{m}$. . .	51
4.1	Illustration du phénomène d'écho de spin au bout d'un temps $2\tau_e$ après la première impulsion	57
4.2	Protocole utilisé pour réaliser des sondages avec écho de spin avec le <i>Numis</i> .	59
4.3	Courbes de sondage RMP obtenues avec les protocoles <i>FID</i> et <i>ECHO</i> pour différentes profondeurs du niveau saturé d'eau	61
4.4	Evaluation de la profondeur d'investigation du protocole <i>ECHO</i>	62

4.5	Signaux <i>FID</i> et <i>ECHO</i> observés en milieu naturel et estimation des amplitudes initiales et des temps de décroissance correspondants	63
5.1	Localisation et présentation du bassin versant de Mule Hole	69
5.2	Configuration des pompages d'essais réalisés	71
5.3	Localisation des mesures géophysiques et des piézomètres à l'exutoire du bassin de Mule Hole	72
5.4	Profil de résistivité électrique, modèle géologique correspondant et profil de teneur en eau RMP à l'exutoire du bassin de Mule Hole	73
5.5	Rabattements observés dans les puits P1, P7 et P8 au cours du pompage dans le P1 et distance entre les puits	75
5.6	Interprétations possibles du rabattement observé au niveau du puits P7 . . .	76
5.7	Rabattements observés dans les puits P12 et P13 au cours du pompage dans le P12, au cours du pompage dans le P13 et distance entre les puits	78
5.8	Interprétations possibles du rabattement observé au niveau du puits P13 . . .	80
5.9	Rabattements observés dans les puits P10 et P9 au cours du pompage dans le P10 et distance entre les puits	82
5.10	Interprétation de l'essai au puits P10 à l'aide du modèle de Barker	83
5.11	Interprétations possibles du rabattement observé au niveau du puits P1 . . .	86
5.12	Résumé des interprétations hydrogéologiques	88
5.13	Modèle conceptuel proposé à partir de l'interprétation des données géophysiques seules	89
5.14	Modèle conceptuel proposé à partir de l'approche hydrogéophysique	90
5.15	Localisation et aperçu du site du NITK	94
5.16	Position des forages suivis pendant le pompage d'essai dans le Bh10	96
5.17	Evolution du rabattement en fonction du débit dans le puits de pompage et les puits d'observation	97
5.18	Observations et interprétation du rabattement au niveau du puits Bh01 avec les modèles de Moench et de Hantush	99
5.19	Localisation des profils de tomographie de résistivité électrique et des forages sur le site du NITK	102
5.20	Interprétation des profils de résistivité électrique sur le site du NITK	103

6.1	Localisation du cordon sableux de Sasihitlu	109
6.2	Anomalie en termes de fréquence de Larmor et sondages RMP effectués sur le site de Sasihitlu	110
6.3	Résultats du sondage <i>P3-River</i> avec le protocole <i>FID</i>	111
6.4	Résultats du sondage <i>P3-River</i> avec le protocole <i>ECHO</i>	112
6.5	Inversion des signaux <i>ECHO</i> pour le sondage <i>P3-River</i>	112
6.6	Résultats du sondage <i>P2-Sea</i> avec le protocole <i>FID</i>	113
6.7	Inversion des signaux <i>ECHO</i> pour le sondage <i>P2-Sea</i>	114
6.8	Résultats du sondage <i>P1-Sea</i> avec le protocole <i>FID</i>	115
6.9	Signaux <i>ECHO</i> pour un moment de 190 A.ms et différents τ_e	115
6.10	Inversion des signaux <i>ECHO</i> pour le sondage <i>P1-Sea</i>	116
6.11	Comparaison de la géométrie du réservoir obtenue avec les protocoles <i>FID</i> , <i>ECHO</i> et par la méthode TDEM pour les différents sondages	118
6.12	Effet de la distance au dyke sur la pertinence des résultats obtenus avec le protocole <i>FID</i> par rapport au protocole <i>ECHO</i>	118
6.13	Altitude du toit de l'interface eau saumâtre/eau salée avant et après la saison des pluies	121
6.14	Approche proposée pour estimer l'épaisseur d'eau douce à partir d'un sondage TDEM, d'une mesure de conductivité dans un piézomètre peu profond et de la loi d'Archie « calée »	124
6.15	Mesure de l'évolution de la piézométrie, de la pluviométrie et de la conductivité de l'eau au pas de temps horaire dans un puits de la zone habitée	125
A.1	Représentation graphique de l'évolution du rapport $R(T)$ de l'interprétation en fonction des différents paramètres de l'essai et du milieu	155
A.2	Représentation graphique de l'évolution du rapport $R(S)$ de l'interprétation en fonction des différents paramètres de l'essai et du milieu	156
B.1	Illustration du phénomène d'écho de spin	158
C.1	Log de forage des puits P1 et P2	160
C.2	Log de forage des puits P7 et P8	161
C.3	Log de forage des puits P9 et P10	162

C.4	Log de forage des puits P12 et P13	163
C.5	Analyse des courbes de rabattement pour le puits P1	164
C.6	Analyse des courbes de rabattement pour le puits P7	165
C.7	Analyse des courbes de rabattement pour le puits P12	166
C.8	Analyse des courbes de rabattement pour le puits P13	166
C.9	Analyse des courbes de rabattement pour le puits P13 et détermination des géométries d'écoulement	168
C.10	Analyse des courbes de rabattement pour le puits P10	169
C.11	Interprétation hydrogéophysique de l'essai réalisé dans le puits P7	171
C.12	Interprétation hydrogéophysique de l'essai réalisé dans le puits P10	171
C.13	Positions possibles des puits images obtenues à partir des interprétations hy- drogéologiques	172
D.1	Profil de résistivité électrique L8 réalisé sur le site du NITK	173
D.2	Position des forages suivis pendant le pompage d'essai dans le Bh10	174
D.3	Log de forage du puits Bh01	175
D.4	Log de forage du puits Bh02	176
D.5	Log de forage du puits Bh03	177
D.6	Log de forage du puits Bh06	178
D.7	Log de forage du puits Bh07	179
D.8	Log de forage du puits Bh10	180
D.9	Rabattement et dérivée logarithmique au puits Bh01	181
E.1	Mise en évidence d'une anomalie magnétique à partir d'une prospection ma- gnétique	184
E.2	Variogramme utilisé pour le krigeage des données TDEM post-mousson	185
E.3	Variogramme utilisé pour le krigeage des données TDEM post-mousson	186
E.4	Variation de conductivité de l'eau souterraine avec la profondeur pour un gra- dient de résistivité linéaire	187

Liste des tableaux

2.1	Paramètres de la loi d'Archie pour différents types de roches	23
3.1	Intervalles des paramètres utilisés (d) et estimés (T et S) lors de l'interprétation du pompage d'essai en présence d'une limite à flux nul	48
3.2	Rapports $R(T)$ et $R(S)$ correspondants	48
3.3	Rapports moyens $\bar{R}(T)$ et $\bar{R}(S)$ calculés à partir des résultats de l'interprétation hydrogéologique seule	49
3.4	Précision de la localisation de la limite par la tomographie de résistivité électrique	51
3.5	Valeurs des rapports moyens $\bar{R}(T)$ et $\bar{R}(S)$ avec et sans géophysique	52
5.1	Paramètres T et S calculés pour les puits P7 et P8	74
5.2	Paramètres T et S calculés pour le puits P13	79
5.3	Paramètres T et S calculés pour le puits P10	81
5.4	Evolution des rapports $R(T)$ et $R(S)$ avec la prise en compte des résultats géophysiques	84
5.5	Valeurs des paramètres calculés pour le puits P1	85
5.6	Evolution du rapport $R(T)$ au puits P1 avec la prise en compte des résultats géophysiques	85
5.7	Gammes des valeurs des paramètres calculés avec et sans géophysique	91
5.8	Evolution des rapports $R(T)$ et $R(S)$ avec la prise en compte des informations apportées par les méthodes géophysiques	92
5.9	Valeurs possibles des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère obtenues à partir de l'interprétation par « essai et erreur » sur la position des limites . . .	101
5.10	Correspondances entre résistivité et géologie sur le site du NITK	101

5.11	Gammes des valeurs des paramètres hydrodynamiques estimées en tenant compte des résultats géophysiques	105
6.1	Quantité d'eau douce estimée à partir des résultats de l'utilisation conjointe des méthodes TDEM, RMP et de la loi d'Archie	123
A.1	Rapports $R(T)$ et $R(S)$ calculés pour une limite située à 15 m du puits de pompage avec et sans information géophysique	152
A.2	Rapports $R(T)$ et $R(S)$ calculés pour une limite située à 25 m du puits de pompage avec et sans information géophysique	153
A.3	Rapports $R(T)$ et $R(S)$ calculés pour une limite située à 50 m du puits de pompage avec et sans information géophysique	154