



HAL
open science

**Apport de la tomographie électrique à la modélisation
des écoulements densitaires dans les aquifères côtiers -
Application à trois contextes climatiques contrastés
(Canada, Nouvelle-Calédonie, Sénégal)**

Jean-Christophe Comte

► **To cite this version:**

Jean-Christophe Comte. Apport de la tomographie électrique à la modélisation des écoulements densitaires dans les aquifères côtiers - Application à trois contextes climatiques contrastés (Canada, Nouvelle-Calédonie, Sénégal). Hydrologie. Université d'Avignon, 2008. Français. NNT: . tel-00381767v2

HAL Id: tel-00381767

<https://theses.hal.science/tel-00381767v2>

Submitted on 6 May 2009

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE

présentée pour obtenir le grade de Docteur en Sciences
de l'Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse

SPECIALITE : Hydrogéologie

APPORT DE LA TOMOGRAPHIE ELECTRIQUE A LA MODELISATION DES ECOULEMENTS DENSITAIRES DANS LES AQUIFERES COTIERS

APPLICATION A TROIS CONTEXTES CLIMATIQUES CONTRASTES
(CANADA, NOUVELLE-CALEDONIE, SENEGAL)

par **Jean-Christophe Comte**

soutenu le 5 décembre 2008 devant un jury composé de

M. Yves Travi	Professeur, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse	Président
M. Jean-Lambert Join	Professeur, Université de la Réunion	Rapporteur
M. Claudio Paniconi	Professeur, Institut National de la Recherche Scientifique (Québec, Canada)	Rapporteur
M. Francisco Padilla	Professeur, Université de A Coruña (Espagne)	Examineur
M. Marnik VanClooster	Professeur, Université Catholique de Louvain (Belgique)	Examineur
M. Olivier Banton	Professeur, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse	Directeur de Thèse

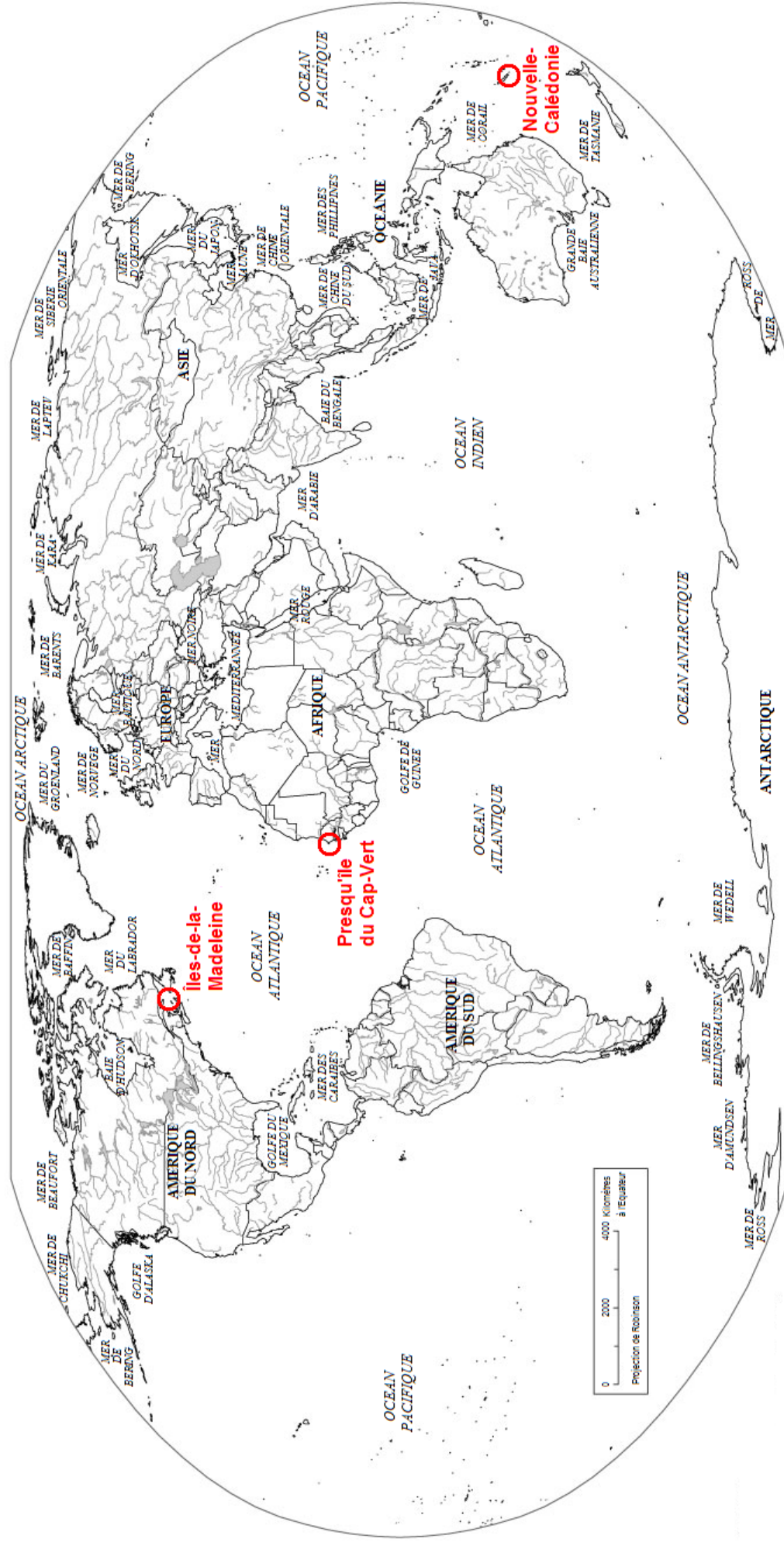
Ecole doctorale SIBAGHE : Systèmes Intégrés en Biologie,
Agronomie, Géosciences, Hydrosociences et Environnement

Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon



UMR 1114 INRA - UAPV
Environnement Méditerranéen et
Modélisation des Agro-Hydrosystèmes





Carte physique du monde indiquant les continents, les océans, les principales mers du globe et les trois sites d'étude [modifié d'après *Falkland & Custodio, 1991* et *Groupe Beauchemin Liée, 2003*]

Avant propos

Cette thèse a été réalisée dans le cadre d'une convention CIFRE (Convention Industrielle de Formation par la Recherche) délivrée par l'ANRT (Association Nationale de la Recherche et de la Technologie) et liant le Laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université d'Avignon (UMR EMMAH) et le bureau d'études HYDRIAD dirigé par Sylvie Saint-Pierre. La thèse s'est articulée autour de trois projets ayant servi de cadre de développement méthodologique et d'application pour le sujet traité.

Le projet de gestion des ressources en eaux souterraines et des intrusions salines aux Îles-la-Madeleine (2002-2007) avait pour financement le FAQDD (Fond d'Action Québécois pour le Développement Durable), le FMV (Fond Municipal Vert) et la Municipalité des Îles-de-la-Madeleine (Jeannot Gagnon). Il était réalisé par le consortium Madelin'Eau liant les sociétés AGÉOS (Denis Richard), Envir'Eau Puits (Renald McCormack) et HYDRIAD.

Le projet INTERFACE (2007-2011) subventionné par le programme VMC (Vulnérabilité Milieux et Climats) de l'ANR (Agence Nationale de la Recherche), réalisé par l'Université d'Avignon (Olivier Banton), l'Université de la Réunion (Jean-Lambert Join) et l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) à Nouméa (Guy Cabioch), a pour objet l'étude de la lentille d'eau douce des microsystèmes insulaires comme indicateur des forçages externes (climat, écosystèmes insulaires).

Le projet PASMI-CBS (Programme d'Appui au Secteur Minier - Cartographie du Bassin Sédimentaire, 2007-2009), financé par l'Union Européenne, avait pour objet la mise à jour de la cartographie géologique et hydrogéologique de la Presqu'Île du Cap-Vert pour le compte de la DMG (Direction des Mines et de la Géologie) du Sénégal. Il était réalisé par le consortium GEOTER (Bertrand Grellet) – BRGM (Jean-Marie Vagneron) – Université d'Avignon (Olivier Banton).

Ces travaux ont déjà fait l'objet de publications dans plusieurs actes de colloques et journaux scientifiques :

Comte J.-C. et Banton O. (2005), Apport de la tomographie électrique à la modélisation des intrusions salines dans les aquifères gréseux des Îles-de-la-Madeleine (Québec, Canada), *Actes du 5e colloque GEOFCAN*, Orléans, France, 20-21 septembre.

Comte J.-C. and Banton O. (2006), Modelling of Seawater Intrusion in the Magdalen Islands (Québec, Canada), *Proceedings 1st SWIM-SWICA Joint Saltwater Intrusion Conference*, Cagliari-Chia Laguna, Italy, September 24-29.

Comte J.-C. and Banton O. (2007), Cross-validation of geo-electrical and hydrogeological models to evaluate seawater intrusion in coastal aquifers, *Geophysical Research Letters*, 34, L10402.

Comte J.-C. et Banton O. (2007), Comparaison de dispositifs d'acquisition ERT pour l'imagerie géo-électrique des intrusions salines dans les aquifères côtiers, *Actes du 6e colloque GEOFCAN*, Bondy, France, 25-26 septembre.

Join J.-L., Banton O., **Comte J.-C.**, Bigot L., Finizola A., Ambrosi J.-P., Chabanet P., Yamano H. and Travi Y. (2008), Water resources of small coral islands facing climate change and disasters, *13th IWRA World Water Congress*, Montpellier, France, 1-4 September.

Comte J.-C., Banton O., Join J.-L. and Cabioch G. (2009), Evaluation of effective groundwater recharge on small islands by the cross-modeling of DC geo-electrical data and freshwater lens, soumis.

Remerciements

Nombreuses sont les personnes ayant jalonné et contribué plus ou moins directement à ce travail s'étalant sur plus de cinq ans d'activités discontinues et sur quatre continents. L'évocation première de la thèse fut suggérée dans l'été 2003 pendant que je participais, dans le cadre de mon stage de DESS impliquant la collaboration avec un consortium d'hydrogéologues franco-qubécois, à une vaste campagne de prospection ERT sur l'archipel québécois des Îles-de-la-Madeleine (Canada). Alors qu'à l'issue de ce stage j'intégrais le cabinet d'étude HYDRIAD, membre du consortium et basé en France, l'idée du travail de thèse mûrit grâce aux nombreuses données acquises et problèmes hydrogéologiques rencontrés aux Îles-de-la-Madeleine. Le démarrage effectif de la thèse dans l'hiver 2005 s'articula ainsi autour d'une convention CIFRE liant la société HYDRIAD et le Laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université d'Avignon. Bien que les premières activités avaient pour contexte les Îles-de-la-Madeleine, cette collaboration m'amena par la suite à étendre ces travaux en Océanie en été 2007, puis en Afrique en 2007-2008.

Afin de respecter cette chronologie, mes premiers remerciements vont naturellement à mon directeur de thèse Olivier Banton du LHA pour l'évocation première de ce travail à l'issue de discussions passionnantes et passionnées sur l'hydrogéologie des Îles-de-la-Madeleine et la caractérisation des intrusions salines, ainsi que sa grande disponibilité tout au long de la thèse, puis à Sylvie Saint-Pierre, présidente d'HYDRIAD, pour mon intégration dans la petite équipe du bureau d'étude et sa confiance et bienveillance sans cesse renouvelées.

Les quelques neufs mois de terrain réalisés aux Îles-de-la-Madeleine dans le cadre du projet FAQDD entre 2003 et 2004 n'ont été possibles que grâce à de nombreux collaborateurs pour lesquels ma reconnaissance est profonde : Jean-François Moreau, co-stagiaire, colocataire et partenaire des essais de pompages sous la neige et des premiers tirages de câbles électriques dans les épinettes ; Denis Richard, responsable du consortium Madelin'Eau et président du cabinet AGÉOS (Montréal), premier contact/débriefing du projet ; Renald McCormack, membre du consortium et président de la société Envir'Eau Puits (Québec), second contact sur le territoire madelinot pour le lancement des activités de terrain et la première poutine (!) ; Jeannot Gagnon, Directeur du Développement du Milieu et de l'Aménagement du Territoire et Jean Richard, Directeur des Travaux Publics à la Municipalité des Îles-de-la-Madeleine, pour leur intégration ô combien chaleureuse et amicale à l'équipe municipale ; Benoit Boudreau, géomaticien de la Municipalité, amoureux passionné de son territoire insulaire et brillant cartographe, initiateur aux gens et paysages madelinots, pour son amitié sincère et son hospitalité hivernale sous les tempêtes de neige (où les flocons tombent à l'horizontale !) ; Rosaire-Gil Arseneau et Julien Turbide, stagiaires madelinots en appui technique aux prospections ERT ; Jean-Maïc, le sculpteur de sable et serveur de grandes blondes (à bulles !) au Central ; Gabrielle et Karen, partenaires des café-cigarette et des soirées entre amis. Un seul paragraphe est durement insuffisant pour relater l'expérience des séjours aux Îles, la beauté et la pureté de ses paysages et la chaleur de ses habitants.

La période 2005 à 2007 est marquée par une longue période d'activité basée en France successivement à Mende, Montpellier, Avignon, Anduze et Nîmes. Cette période coïncide avec le démarrage, conjointement au lancement effectif de la thèse, des travaux couplés de modélisation hydrogéologique et géo-électrique des intrusions salines aux Îles-de-la-Madeleine, ainsi qu'à la participation aux projets techniques d'HYDRIAD et de recherche du LHA, principalement de prospection ERT et de modélisation des contaminations diffuses d'origine agricole. Je remercie tout particulièrement Cécile Doukouré, thésarde au LHA pour son amitié et sa participation aux nombreuses investigations ERT sur des sites variés du Sud de la France, Frédéric Lalbat, pour son implication dans les prospections du bassin de Carpentras, son territoire de thèse, ainsi que Véronique de Montety pour les bons moments du séjour de séminaire SWIM-SWICA en Sardaigne, sans oublier les autres thésards : Alex, Sylvain, Thibaut, Emilie, Benjamin pour les échanges amicaux au laboratoire, les pots de thèse et les soirées avignonnaises. Dans les dernières années, l'installation professionnelle au sein de l'incubateur de l'Université de Nîmes fut particulièrement facilitée par la convivialité exprimée par les thésards et les jeunes ingénieurs et maîtres de conférences de l'Université de Nîmes / Ecole des Mines. Je remercie très chaleureusement Yunyi, les deux Sandrine, Fabrice, Denis, Romain et Zohra pour leur grande ouverture à "l'ovni géographique" que j'étais au moment de mon installation à Nîmes.

L'année 2007 inaugura une reprise des activités à l'international et d'expatriation. Le démarrage du programme ANR "Interface" impliqua en août 2007 une mission de reconnaissance hydrogéologique et géophysique de trois semaines sur le premier site d'étude du programme, un îlot corallien quasi-vierge dans le lagon de Nouméa. Je remercie Jean-Lambert Join pour sa prise en charge efficace et amicale ainsi que les très bons moments partagés d'hydrogéologie d'exploration : camps de base, pêche et poissons grillés, forages à la tarière à main dans les sables coralliens, traçage de layons armés de boussole et machette à travers les gayacs touffus aux branches récalcitrantes ; Cécile Savin pour sa formation accélérée au matériel ERT de l'IRD, Guy Cabioch pour la logistique scientifique et le matériel embarqué, John Butscher pour son appui technique et ses délicieux poissons perroquets aux épices pêchés dans le récif proche, ainsi que Claude Ihily pour son élagage efficace et sans appel.

De fin 2007 à fin 2008, la participation au projet européen PASMI-CBS impliqua des missions de moyenne durée, totalisant 6 mois et basées à Dakar. En marge du travail de cartographie, la mise en œuvre d'investigations ERT dans les dépressions dunaires évaporatoires de la presqu'île, en collaboration avec l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar a fourni des données pertinentes pour la finalisation de mon travail de thèse. Les activités de géophysique n'ont été permises, pour la région de Pikine, que grâce à la grande implication de Soussou Sambou, hydraulicien du département de Physique ainsi que de ses étudiants de DEA. Pour la région du Lac Rose - Lac Tanma, je remercie la participation de Raymond Malou, hydrologue du département de Géologie ainsi que ses étudiants de DEA, Mansour Gueye et Abdoulaye Cissé. Pour les activités de cartographie dans les locaux de GEOTER à Dakar, je tiens à remercier Gérard Lignon, chef du projet CDCM, pour sa confiance bienveillante, ainsi que Bernard Noël, chef du projet CBS, pour sa disponibilité. Ma reconnaissance va également aux collègues experts en missions "discontinues" : Frédéric Rossi, Paul Castaigne, Cédric Duvail, Jack Roger, David Carbon, Frédéric Bouticourt, Olivier Monge ; mais également la bonne humeur et les sourires de Dieynaba, géomaticienne du projet, Adrienne, à l'administration, Bathy et Edouard, géologues d'appui, et Moktar, chef chauffeur et négociateur hors pair.

Mes passages souvent furtifs au LHA n'atténuent pas ma reconnaissance pour les membres du laboratoire, particulièrement Yves Travi, à plus forte raison par sa collaboration dans le projet Sénégal et ses multitudes d'anecdotes africaines, mais également Roland, Michel, Dominique, Milanka, Jean-Michel, Jean-Claude et Richard pour les pauses café et leur critiques pertinentes lors de la présentation.

Je suis également très reconnaissant à Jean-Lambert Join et Claudio Paniconi, qui ont accepté le rôle de rapporteurs, et à Francisco Padilla, Yves Travi et Marnik VanClooster, examinateurs, pour leurs remarques, leurs appréciations et leurs critiques pertinentes et constructives sur mon manuscrit et ma soutenance.

Enfin, une thèse n'aboutit que grâce à une ténacité grandement permise par l'écoute et le soutien de l'entourage personnel. Merci à mes amis lozériens, de toujours, Sylvain (S20), Cédric, Sylvain (Ratmann), Romain (le cousin), Luc et Angèle, aux collègues des années toulousaines, Bastien, Sylvain (Ripisylve), Manu, Arnaud et Carole ainsi que les collègues de la promo 2002-2003 du DESS d'hydrogéologie. A Blandine et Saïan pour leur courage et leur patience. A mes parents et ma sœur Caroline pour leur suivi attentif, en particulier ma mère pour la relecture d'orthographe du manuscrit et mon père pour le gros coup de main dans la prospection des dolines du Sauveterre (sous l'orage du Causse !) et puis, surtout, pour les bureaux improvisés à Mende lors de mes débarquements à la maison (rarement prévenus à l'avance) pour les semaines consécutives de travail ou de rédaction.

Avril 2009

Sommaire

<i>Introduction</i>	13
---------------------------	----

CHAPITRE 1 : REVUE DE LITTÉRATURE 15

1. Aquifères côtiers : objet et méthodes 17

1.1. Distribution géographique et dépendance humaine	17
1.2. Géologie et hydrogéologie des aquifères côtiers.....	18
1.3. Relations eau douce – eau salée : hydrodynamique et modélisation	19
1.4. Méthodes d'étude et de caractérisation	22
1.5. Gestion des aquifères côtiers	26

2. Tomographie de résistivité électrique 29

2.1. Développement historique des méthodes géo-électriques à courant continu (DC).....	29
2.2. Principes physiques	30
2.3. Acquisition des données et dispositifs	32
2.4. Modélisation géo-électrique directe.....	36
2.5. Modélisation géo-électrique inverse	37
2.6. Application aux aquifères côtiers.....	38

3. Modélisation des écoulements densitaires dans les aquifères 41

3.1. Phénomènes densitaires dans les eaux souterraines	41
3.2. Développement des modèles densitaires pour les aquifères côtiers	41
3.3. Lois générales de l'écoulement et du transport densitaires en milieu poreux.....	43
3.4. Modélisation numérique des écoulements densitaires.....	47

4. Couplage entre la tomographie électrique et la modélisation hydrogéologique..... 51

4.1. Validation des modèles hydrogéologiques.....	51
4.2. La géophysique comme outil de paramétrage et de validation des modèles	51
4.3. Utilisation de la géophysique électrique pour la validation des modèles densitaires appliqués aux aquifères côtiers	52
4.4. Relations hydro-pétrophysiques entre les données géo-électriques et les résultats des simulations hydrogéologiques	53

CHAPITRE 2 : DEVELOPPEMENT METHODOLOGIQUE 61

5. Développement d'une méthodologie de validation croisée des modèles géo-électriques et des modèles d'écoulement densitaire 63

5.1. Contexte : hydrogéologie des Îles-de-la-Madeleine (Québec, Canada).....	63
5.2. Développement d'une méthode de validation croisée des modèles géo-électriques et des modèles d'écoulement densitaire	67
5.3. Levés géophysiques ERT (étapes méthodologiques 1a, 2 et 3).....	71
5.4. Modélisation des intrusions salines (étapes méthodologiques 1b-4a-4b).....	79
5.5. Validation croisée du modèle hydrogéologique et du modèle géo-électrique (étapes méthodologiques 5-6-7-8)	85
5.6. Synthèse méthodologique : Article publié dans <i>Geophysical Research Letters</i> (2007).....	90

6. Amélioration et analyse de sensibilité de la méthode 97

6.1. Voies possibles d'amélioration de la méthode de validation croisée.....	97
6.2. Mesure et inversion des données géo-électriques	97
6.3. Modélisation des écoulements densitaires	101
6.4. Modélisation hydro-pétrophysique	102
6.5. Modélisation géo-électrique directe.....	106
6.6. Synthèse	115

CHAPITRE 3 : APPLICATIONS.....	121
7. Application à la lentille d'eau douce des îlots récifaux (cas du lagon de Nouméa, Nouvelle-Calédonie)	123
7.1. Dynamique de la lentille d'eau douce des petites îles	123
7.2. Îlot M' Ba, Nouvelle-Calédonie	126
7.3. Investigations hydrogéologiques et géophysiques	127
7.4. Evaluation de la recharge par couplage des modèles géo-électriques et hydrogéologiques : Article soumis	131
8. Application aux systèmes salins côtiers (cas de la presqu'île du Cap-Vert, Sénégal)	141
8.1. Dynamique des systèmes hydrogéologiques salins.....	141
8.2. Grande Niaye de Pikine, Sénégal.....	143
8.3. Prospection géophysique ERT.....	146
8.4. Modélisation des écoulements densitaires	149
8.5. Validation croisée des modèles géo-électrique et hydrogéologique.....	154
<i>Discussion générale et conclusion.....</i>	<i>159</i>
<i>Bibliographie</i>	<i>167</i>
<i>Liste des figures.....</i>	<i>187</i>
<i>Liste des tableaux</i>	<i>193</i>
<i>Table des matières.....</i>	<i>195</i>

Introduction

A la fin du deuxième millénaire, plus d'un être humain sur deux vivait à proximité de la mer [van Dam, 1997] et les estimations des Nations Unies prévoyaient que dans les années 2020, ce serait 75 % de la population mondiale qui vivrait en région côtière [UNESCO, 1998]. Les pays en voie de développement sont particulièrement concernés avec une démographie actuellement marquée par un important exode rural vers les grandes villes côtières en forte expansion [Creel, 2003].

Ainsi une grande proportion de la population mondiale est tributaire des ressources en eau côtières, et pour l'essentiel des ressources en eau souterraine. Les aquifères côtiers sont à l'heure actuelle déjà soumis à d'importantes pressions anthropiques auxquelles s'ajoute une forte vulnérabilité aux changements climatiques affectant l'environnement marin ou littoral.

Le caractère hydrogéologique singulier des aquifères côtiers tient à la rencontre, à l'intérieur même du réservoir souterrain, d'eaux douces continentales avec des eaux marines. Ce contact eau douce / eau de mer obéit à un équilibre fragile principalement conditionné par la différence de densité entre ces deux eaux et s'exprime par l'existence d'une zone de mélange généralement peu épaisse et de géométrie variable. Une rupture de cet équilibre conduit inévitablement à un déplacement et une dispersion de cette zone de mélange.

C'est ainsi que les pressions anthropiques, comme l'exploitation des nappes d'eau douce par des forages, peut provoquer soit la mise en place d'intrusions salines ponctuelles, soit une invasion latérale de l'eau de mer. Egalement, les changements climatiques, en particulier les variations du niveau marin et de la pluviométrie, modifient de manière diffuse l'extension de ces nappes. Ces deux phénomènes, qu'ils soient ponctuels ou diffus, peuvent compromettre sérieusement la pérennité de la ressource en eau potable, en termes à la fois qualitatif et quantitatif.

Les modèles mathématiques dits "d'écoulements densitaires" permettent de simuler adéquatement les écoulements ainsi que l'équilibre eau douce / eau salée en milieu souterrain et constituent donc des outils précieux de gestion de la ressource côtière. Toutefois, la grande sensibilité numérique de ces modèles nécessite une bonne connaissance préalable de la distribution du sel au sein de la nappe. Compte-tenu de la complexité de la géométrie tridimensionnelle de l'interface saline, les données ponctuelles de salinité (mesures dans les eaux de surface, dans l'océan ou en forage) sont très souvent insuffisantes pour définir cette géométrie. La validation des modèles densitaires reste alors délicate.

Pour résoudre ce problème de validation, les méthodes d'imagerie géophysique constituent des outils d'investigation d'une grande pertinence. En particulier, les méthodes électriques qui sont sensibles au contraste de résistivité existant entre l'eau douce et l'eau salé apparaissent comme des techniques privilégiées. Parmi elles, la tomographie de résistivité électrique (ERT) permet une caractérisation bi- ou tridimensionnelle des résistivités de sub-surface et donc une imagerie haute résolution de la distribution du sel dans les nappes phréatiques. Malheureusement, la modélisation

des données géo-électriques, nécessaire pour l'interprétation des mesures, reste, comme pour les modèles hydrogéologiques, soumise à des incertitudes et à des problèmes de représentativité.

L'objectif de ce travail concerne le développement d'une méthodologie de validation croisée entre les modèles hydrogéologiques d'écoulement densitaire en aquifères côtiers et les modèles géo-électriques de résistivité. Le développement, ainsi que l'application de cette méthodologie dans différents environnements côtiers caractéristiques, au Canada, en Nouvelle-Calédonie et au Sénégal, a montré une grande complémentarité des deux outils. Plus précisément, l'utilisation conjointe des modèles hydrogéologiques et géo-électriques permet de réduire significativement les incertitudes liées à l'un ou à l'autre de ces outils indépendamment utilisés. Finalement, le modèle hydrogéologique ainsi validé peut alors servir d'outil de gestion/protection/prédiction des ressources en eau côtières avec une bien plus grande fiabilité que les méthodes classiquement utilisées seules.

Le premier chapitre présente le contexte étudié : les aquifères côtiers, leurs caractéristiques et particularités en regard des autres milieux hydrogéologiques. Il dresse une revue bibliographique sur l'état des connaissances de ces milieux, en particulier leur caractérisation par méthodes géophysiques et leur modélisation hydrogéologique. Dans ce chapitre sont développées les bases théoriques nécessaires à l'application de la prospection géophysique ERT, de la modélisation directe et inverse des mesures géo-électriques, de la modélisation hydrogéologique des écoulements densitaires ainsi que les relations hydro-pétrophysiques liant la salinité et les propriétés électriques des aquifères et des nappes phréatiques.

Le deuxième chapitre expose, dans une première partie, le développement méthodologique de validation croisée des modèles géo-électriques et des modèles hydrogéologiques densitaires. L'exemple des intrusions salines affectant les pompages d'alimentation en eau potable des Îles-de-la-Madeleine (Québec, Canada) sert de cas d'application de la technique ERT, au développement des relations empiriques entre les propriétés géo-électriques et hydrogéologiques des aquifères et à la simulation/validation des modèles hydrogéologiques. La deuxième partie de ce chapitre s'attache au perfectionnement et à l'analyse de sensibilité de la méthode, avec la prise en compte de modèles hydrogéologiques densitaires 2D ou 3D, des différents dispositifs d'acquisition ERT, des modèles géo-électriques directs et inverses 2D ou 3D ainsi que des relations entre salinité et résistivité.

Dans un troisième chapitre, la méthodologie est appliquée d'abord à un contexte d'îlot récifal contrôlé par la recharge et le forçage climatique (îlot Mba, lagon de Nouméa, Nouvelle-Calédonie), puis à un contexte littoral d'affleurements inter-dunaires de nappes à très forte évaporation (Pikine, presque île du Cap-Vert, Sénégal).

La conclusion générale ouvre alors la discussion sur l'applicabilité et les améliorations possibles de la méthode pour les environnements côtiers et sa transposabilité à d'autres milieux, dans un objectif de gestion et protection des ressources en eau.

Chapitre 1

Revue de littérature

1. Aquifères côtiers : objet et méthodes

1.1. Distribution géographique et dépendance humaine

Plus de la moitié de la population mondiale vit en région côtière à moins de 100 km du littoral (Figure 1), et la majorité des mégapoles mondiales, en particulier 14 des 17 plus grandes villes de la planète sont côtières [Creel, 2003]. Dans les pays en voie de développement, les habitants des zones côtières représentaient déjà à la fin du siècle dernier 60 % de leur population, soit environ 4 milliards d'êtres humains [van Dam, 1997]. Dans ces pays particulièrement, compte-tenu de l'important exode rural vers les métropoles côtières, ce chiffre augmente d'année en année. Les estimations prédisent qu'en 2025, ce sera plus des 75 % de la population mondiale qui vivra à moins de 60 km de la mer [UNESCO, 1998].

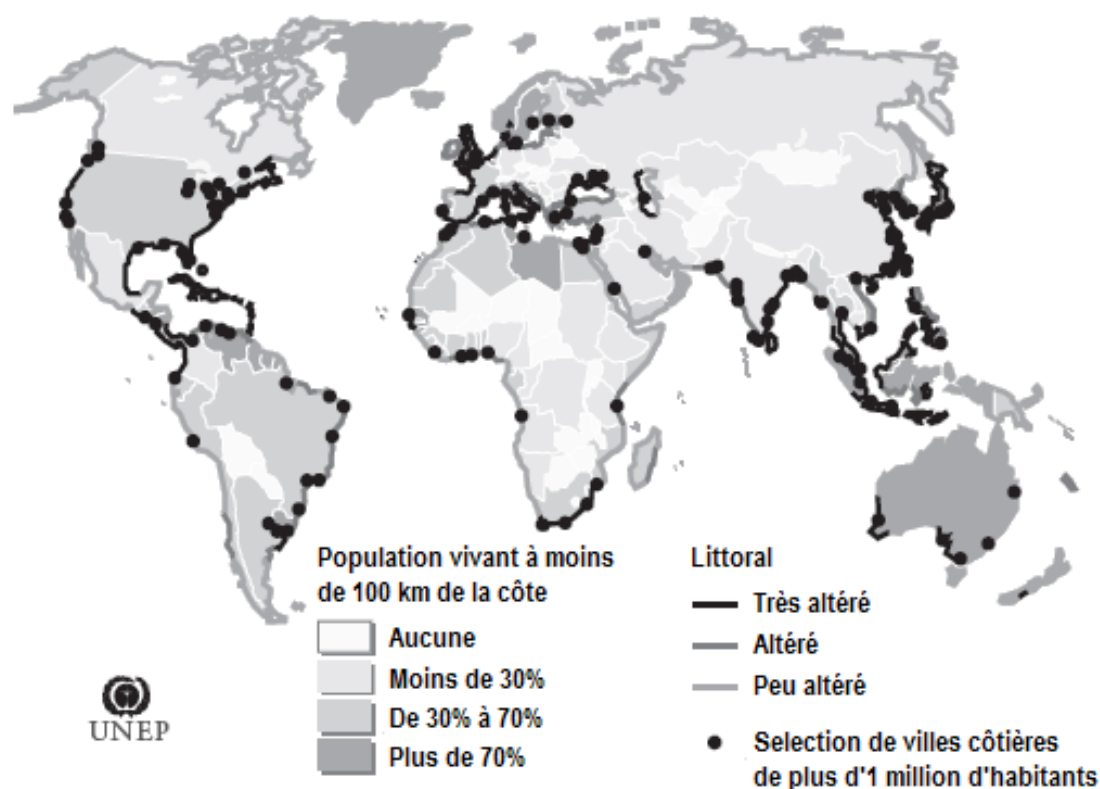


Figure 1 : Répartition mondiale des populations côtières et dégradation des côtes [d'après Creel, 2003, Burke et al., 2001, Harrison & Pearce, 2001].

La majorité de ces populations dépend directement des aquifères côtiers comme source d'alimentation en eau potable, agricole ou industrielle [Cheng & Ouazar, 2003]. Puisqu'un mélange de l'eau douce avec seulement 3 à 4 % d'eau de mer est suffisant pour la rendre impropre à la consommation [Custodio, 2005], la vulnérabilité des nappes côtières à la salinisation par sur-exploitation est importante. Mais outre le risque majeur d'invasion marine, la seule présence de population en région côtière constitue déjà une menace pour les eaux souterraines du fait, d'une part, des surfaces urbanisées

imperméabilisées causant une diminution de la recharge des nappes par les pluies et d'autre part, des nombreuses sources possibles de contamination d'origine anthropique [Bear, 2004, Post, 2005]. Par ailleurs, la grande fréquentation touristique des zones côtières, particulièrement dans les pays occidentaux, implique une forte pression à caractère généralement saisonnier coïncidant, qui plus est, avec les périodes de recharge minimale [Post, 2005]. Une gestion adaptée et durable des aquifères côtiers devient aujourd'hui une nécessité, voire une urgence.

1.2. Géologie et hydrogéologie des aquifères côtiers

Les aquifères côtiers présentent une grande diversité géologique. A travers le monde, tous les types de formations et structures géologiques sont représentés dans les environnements côtiers. Toutefois cette diversité n'implique pas une très grande variété dans la typologie des aquifères et nappes côtières, qui peuvent classiquement se regrouper en cinq grandes catégories [Custodio, 2005] : (1) les aquifères côtiers libres ; (2) les aquifères côtiers captifs ou semi-captifs ; (3) les aquifères côtiers multi-couches ; (4) les aquifères insulaires volcaniques ; et (5) les aquifères insulaires coralliens.

Pour chacun de ces systèmes, la position et la géométrie de la zone de transition eau douce / eau salée est généralement caractéristique. Ils sont décrits dans de nombreux ouvrages ou publications de base en hydrogéologie générale [Todd, 1959, de Wiest, 1965, et Bear, 1979], ou plus spécifiquement appliqués aux aquifères côtiers [Custodio & Llamas, 1983, Custodio & Bruggeman, 1987, van Dam, 1997, Bear et al., 1999].

Les aquifères côtiers libres sont largement représentés au niveau des plaines côtières et des cordons dunaires littoraux. Ils sont souvent constitués de matériaux silico-clastiques relativement homogènes. Le plancher de la nappe peut être situé à des profondeurs très variables. Lorsque la géomorphologie de la frange littorale est simple avec uniquement des terres émergées en direction du continent, l'interface eau douce / eau salée est également relativement simple, montrant un plongement progressif de la ligne de rivage vers l'intérieur des terres. Par contre, dans les zones littorales géomorphologiquement complexes, telles que les systèmes de lagunes, de polder ou de sebkhas côtières correspondant à des dépressions permettant l'affleurement de la nappe, l'interface saline présente une structure plus complexe. Le biseau salé apparaît alors plus à l'intérieur des terres, en amont hydraulique des dépressions littorales. Ces dernières sont saumâtres, salées, à sur-salées du fait d'une remontée de l'interface à leur aplomb. Sous le cordon, généralement dunaire, séparant la dépression de l'océan se développe une lentille d'eau douce dont la taille dépend des dimensions du cordon. Dans le cas des bassins fortement évaporatoires tel que les sebkhas côtières situées sous ou proche du niveau marin (voir typologie des systèmes salins côtiers décrits par Yechieli & Wood [2002]), la lentille d'eau douce du cordon est déconnectée de la nappe douce continentale. Au contraire, dans les systèmes de polders à affleurement de nappes, la lentille reste connectée à la nappe continentale par l'intermédiaire de la zone de mélange eau douce / eau salée.

Les aquifères côtiers captifs ou semi-captifs apparaissent dans les environnements deltaïques ou les bassins sédimentaires côtiers. La couche aquifère est alors surmontée par une couche de recouvrement peu à pas perméable et affleure en mer à une distance

variable de la ligne de côte. L'interface saline est alors repoussée en mer pour permettre la sortie de l'eau de la nappe.

Les aquifères multi-couches correspondent à un cas plus complexe d'aquifères captifs ou semi-captifs. Ils sont représentés par les grands bassins sédimentaires côtiers ou les importants systèmes deltaïques. Plusieurs aquifères captifs à semi-captifs se superposent, le plus superficiel pouvant être libre. Les différences de charge et de propriétés hydrogéologiques (et donc de débit de sortie) propres à chaque aquifère impliquent des positions de l'interface variables d'une couche à l'autre. De la même manière, l'épaisseur de la zone de transition peut varier.

Les aquifères insulaires volcaniques sont caractéristiques de nombreuses îles océaniques [voir *Falkland & Custodio*, 1991]. Leur géologie très hétérogène (alternance de coulées massives et de niveaux scoriacés, filons, fracturation) implique à petite échelle une hydrogéologie complexe avec co-existence de plusieurs types de nappes et de structure de l'interface saline. A grande échelle, la piézométrie est relativement haute et l'interface montre un plongement fort vers l'intérieur des terres tout autour de l'île.

Les aquifères insulaires coralliens sont représentatifs de nombreuses îles de la zone inter-tropicale. Les îles et atolls coralliens sont souvent voisins ou frangeants à des îles volcaniques. Leurs petites dimensions ainsi que leurs propriétés hydrogéologiques très perméables impliquent l'existence d'une lentille peu épaisse surmontant l'eau salée, avec une zone de transition diffuse [*Oberdorfer et al.*, 1970, *Falkland & Custodio*, 1991, *Underwood et al.*, 1992].

1.3. Relations eau douce – eau salée : hydrodynamique et modélisation

1.3.1. Concepts de base et modèles analytiques

En matière d'hydrodynamique des nappes côtières, et en particulier sur l'étude quantitative des relations eau douce / eau salée, les travaux pionniers et très largement cités sont ceux de *Badon-Ghijben* [1889] mis en œuvre aux Pays-Bas et de *Hertzberg* [1901], en Allemagne. *Reilly & Goodman* [1985] dressent une revue bibliographique sur l'évolution des idées et théories à partir de la fin du XIX^e siècle. Ont suivi, sur les bases conceptuelles et théoriques établies par *Badon-Ghijben* et *Hertzberg*, de nombreux travaux dont on retiendra les plus décisifs, en termes de compréhension et formalisme mathématique, de *Hubbert* [1940], *Cooper* [1959], *Glover* [1959], *Polubarinova-Kochina* [1962], *Cooper et al.* [1964], *Henry* [1964], *Pinder & Cooper* [1970], *Strack* [1976], *Bear* [1979] et *Cranks* [1984].

Ainsi, l'étude quantitative des écoulements densitaires en aquifères côtiers a commencé par la recherche de solutions analogiques ou analytiques 2D [*Oude Essink*, 2001b]. Deux types d'approches avaient et ont toujours cours pour ce qui est de la conception de la zone de contact souterrain entre l'eau douce et l'eau salée (Figure 2) : les modèles d'interface franche (ne supposant aucun mélange entre l'eau douce et l'eau salée) et les modèles d'interface diffuse (impliquant une zone de mélange, ou zone de transition, entre les deux masses d'eau).

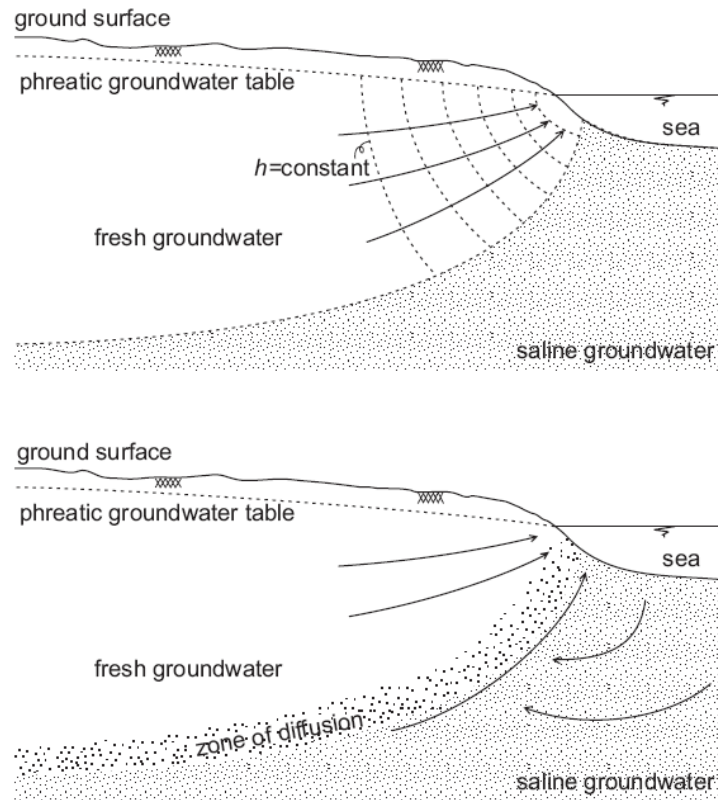


Figure 2 : Structure de la zone de contact entre eau douce et eau salée : en haut, modèle conceptuel d'interface considérant un écoulement de l'eau douce sur une masse d'eau salée immobile ; en bas, modèle conceptuel de zone de transition considérant une convergence des écoulements de l'eau douce et salée au niveau de la zone de mélange avec retour vers la mer [tiré de *Oude Essink*, 2001b, d'après *Henry*, 1964].

Les premiers travaux se sont attelés à trouver des solutions analytiques dans le cas d'une interface franche. La relation de Ghijben-Herzberg [*Badon-Ghijben*, 1889 et *Hertzberg*, 1901], considérant un équilibre statique entre l'eau douce et l'eau salée établit que la profondeur de l'eau salée par rapport au zéro marin (H) est reliée à la hauteur piézométrique au-dessus du zéro marin (h) suivant la relation :

$$H = \frac{\gamma_f}{\gamma_s - \gamma_f} \cdot h \quad (1)$$

$$\text{c'est-à-dire, } H = C \cdot h \quad (2)$$

Pour une masse volumique de l'eau de mer $\gamma_s = 1025 \text{ kg/m}^3$, et une masse volumique de l'eau douce $\gamma_f = 1000 \text{ kg/m}^3$, alors $C = 40$. Il en découle que pour une hauteur piézométrique de 1 m au-dessus du niveau marin, l'interface saline serait située à 40 m sous le niveau de la mer. Ainsi une nappe s'écoulant vers l'océan voit naturellement sa piézométrie diminuer, de même que la profondeur de l'interface qui remonte 40 fois plus rapidement. Dans le cas de systèmes à l'équilibre (régime permanent), cette approximation se révèle relativement correcte à condition que l'on s'éloigne suffisamment de la zone de décharge de la nappe en mer.

Bien plus tard, *Cooper* [1959, 1964] pousse les développements analytiques considérant une nappe d'eau douce en écoulement au dessus d'une masse d'eau de mer statique pour une nappe captive sous le niveau marin (Figure 3). Il montre en particulier l'existence nécessaire d'une zone de décharge en mer non permise par le modèle hydrostatique de Ghijben-Herzberg (dans ce dernier, si la piézométrie rejoint le niveau de la mer, c'est-à-dire $h = 0$, alors l'interface le rejoint aussi et $H = 0$). D'après Cooper, le modèle de Ghijben-Herzberg fournit un calcul exact de l'interface si l'on considère les hauteurs piézométriques le long de cette interface, alors que la profondeur calculée serait plus faible si l'on considérait les niveaux piézométriques en surface de nappe, ou pour des équipotentielles intermédiaires.

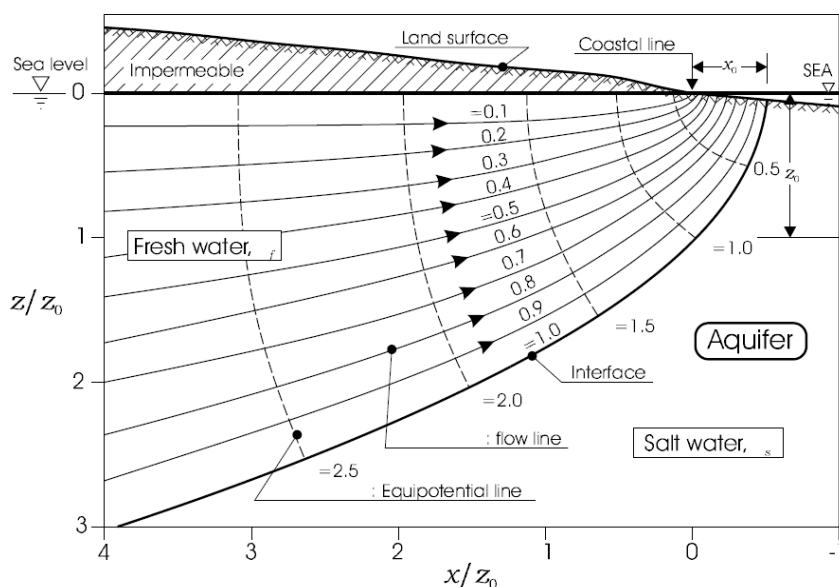


Figure 3 : Solution exacte 2D de Glover [*Cooper et al.*, 1964] pour un aquifère côtier épais et homogène s'écoulant sur une interface franche surmontant l'eau de mer immobile. z_0 est la profondeur sous le niveau marin de l'interface au niveau de la ligne de côte, $x_0 = z_0 / 2$ est la largeur horizontale de la zone de décharge de la nappe d'eau douce en mer, x est la distance au trait de côte et z la profondeur sous le niveau marin [tiré de *Custodio*, 2005].

1.3.2. Concepts modernes et modèles numériques

Les progrès informatiques et les développements numériques ont progressivement assis à partir des années 1980 le concept de zone de transition (Figure 2, section du bas) au sein d'un milieu hydraulique continu et dynamique [p. ex. *Voss & Souza*, 1984, *Voss*, 1984]. Les résolutions numériques tri-dimensionnelles de l'écoulement densitaire sont permises par la discrétisation et le couplage des équations de Darcy et de continuité pour l'écoulement, les équations de diffusion-dispersion pour le transport du sel [p. ex. *Darcy*, 1856, *Henry*, 1964, *Bear*, 1972] et l'équation d'état de l'eau [p. ex. *Sorey*, 1978, *Weast*, 1983, *Voss*, 1984, *Holzbecher*, 1998]. La discrétisation des équations fondamentales est classiquement effectuée selon deux techniques numériques [*Larabi & de Smedt*, 1997] : la technique des différences finies (FD) et la technique des éléments finis (FE).

Cette approche 3D avec zone de mélange est physiquement plus correcte que le concept d'interface franche, toutefois elle demeure souvent plus difficile à mettre en œuvre du fait du manque de données dans les propriétés 3D des aquifères, et en particulier des paramètres de dispersion dans l'équation du transport [Naji *et al.*, 1999]. Quelle que soit l'approche abordée, interface franche ou zone de transition, Custodio [1992] remarque que de bons résultats peuvent être obtenus si sont retenues les bonnes conditions et considérés les bons niveaux d'échelle.

Toutefois, lorsqu'on s'intéresse à la problématique de la déstabilisation transitoire de l'interface saline, comme dans le cas des remontées salines causées par des pompages, les modèles d'interface franche montrent alors rapidement leur limitation. En effet, de tels phénomènes transitoires génèrent d'importants mélanges entre l'eau douce et l'eau salée, qui dans la plupart des cas ne peuvent être abordés qu'avec une approche 3D considérant une zone de transition eau douce-eau salée [voir p. ex. Reilly & Goodman, 1987].

1.3.3. Etude et modélisation de l'intrusion saline causée par un pompage

L'intrusion saline au sens strict correspond à une déstabilisation de l'équilibre entre eau douce et eau salée conduisant à une invasion diffuse de l'aquifère par l'eau de mer ou, plus ponctuellement, à une remontée de l'eau salée en direction d'un puits de pompage [van Dam, 1997]. Le premier phénomène, bien que pouvant modifier de manière importante la position et l'épaisseur de la zone de transition, ne modifie pas fondamentalement la géométrie de l'interface. Au contraire, une intrusion causée par un captage crée une déformation locale de la zone de transition modifiant de manière importante sa géométrie. De nombreux travaux décrivent le phénomène, voir en particulier la revue de littérature de Zhou *et al.* [2005].

Le développement d'un cône de rabattement autour d'un puits de pompage génère une remontée conique de la zone de transition. Si la base du puits est atteinte par la remontée, la salinité augmente progressivement pendant le mouvement ascendant de la zone de mélange, jusqu'à atteindre sa base, c'est-à-dire l'eau salée. Les modèles numériques 3-D de mélange permettent de simuler précisément ce phénomène [p. ex. Sahni, 1973, Pinder & Page, 1977, Reilly & Goodman, 1987, Bear *et al.*, 1999], dès lors que l'on prend en considération la limite aval de la nappe, c'est-à-dire le contact avec l'eau de mer.

1.4. Méthodes d'étude et de caractérisation

Bien qu'à l'heure actuelle l'application des modèles analytiques et numériques permettent une bonne compréhension de l'hydrodynamique des nappes côtières et des intrusions salines, leur caractérisation sur le terrain reste délicate du fait de la profondeur du biseau salé, de la complexité de sa géométrie tri-dimensionnelle et de son évolution transitoire. Pourtant cette caractérisation est nécessaire à la validation des modèles.

Pour l'étude et la caractérisation des nappes côtières sont classiquement utilisées en premier lieu les méthodes d'investigations hydrogéologiques classiques (études

piézométriques, essais de pompage et de traçage, etc.). Toutefois la présence du biseau salé implique une caractérisation plus poussée, faisant appel à des techniques d'investigation avancées. De nombreux travaux appliqués existent sur la caractérisation et l'origine du sel dans les nappes côtières, dont les ouvrages précurseurs de *Todd* [1959], *Schoeller* [1962] et *Custodio & Llamas* [1983]. *Custodio* [1997] dresse un inventaire des principales techniques d'investigation des aquifères côtiers.

1.4.1. Approches hydrogéologiques classiques

Comme tout système hydrogéologique, les aquifères côtiers peuvent être caractérisés par les méthodes d'investigation classiquement employées pour l'étude des eaux souterraines. Les études piézométriques renseignent sur les sens d'écoulement, les essais de pompage sur les propriétés hydrodynamiques (transmissivité et emmagasinement) et les essais de traçage sur les paramètres hydrodispersifs (porosité cinématique et dispersivités). Toutefois ces techniques ne donnent de bons résultats que si on les applique dans les parties de l'aquifère à eau douce. Dès lors que l'on se rapproche de la zone de transition eau douce-eau salée, ces outils atteignent leurs limites et leur interprétation classique peut entraîner d'importants biais si l'on ne corrige pas les données en fonction des effets de densité, de viscosité, etc., liés à la concentration en sel [*Bear*, 1979, *Reilly & Goodman*, 1985]. En ce qui concerne la caractérisation du biseau salé, seule l'étude piézométrique peut dans certaines conditions fournir une évaluation très approximative de la profondeur de l'interface saline par application de la relation de Ghijben-Herzberg.

1.4.2. Méthodes géophysiques

Bien qu'utilisées depuis longtemps pour l'étude des eaux souterraines et des problèmes environnementaux les affectant [p. ex. *Keys*, 1989, *Ward*, 1990], les méthodes géophysiques appliquées à l'hydrogéologie suscitent un engouement scientifique important et sans précédent [*Rubin & Hubbard*, 2005], conduisant à l'émergence d'une nouvelle discipline : l'hydrogéophysique. Pour l'application aux aquifères côtiers et à la problématique de la salinité des eaux souterraines, les méthodes les plus pertinentes sont les méthodes électriques et électromagnétiques basées sur la mesure des conductivités (ou résistivités) électriques, du fait du contraste important de ce paramètre existant entre l'eau douce et l'eau salée.

Les diagraphies (méthodes géophysiques en forage) nécessitent l'existence ou la réalisation de forages et sont donc indirectement qualifiées de méthodes destructives. Au contraire, les méthodes géophysiques de surface présentent l'intérêt d'être non-destructives, c'est-à-dire que leur mise en œuvre ne requiert aucun creusement de tranchées, puits ou forage. Toutefois les mesures géophysiques de surface n'investiguent pas seulement la nappe mais également le milieu géologique, ce qui complique parfois l'interprétation hydrogéologique.

1.4.2.1. Diagraphies de conductivité électrique de l'eau

La méthode la plus utilisée pour la détection et le suivi du biseau est la mesure indirecte de la salinité totale par relevé ponctuel de conductivité électrique de l'eau

(notée EC ou σ) ou log vertical en forage [Custodio, 1997]. La conductivité électrique de l'eau de mer est en effet bien plus élevée que celle de l'eau douce. Cette mesure est possible par l'utilisation de sondes conductivimètres facilement transportables et d'un coût abordable. La salinité (solides totaux dissous : TDS) est déterminée grâce à l'utilisation de courbes de calibration (courbes standards généralement fournies avec le matériel) et l'enregistrement en simultané de la température (permettant de ramener les conductivités à une température de référence, classiquement 25 °C). L'utilisation de telles sondes implique toutefois l'existence de forages (dont les coûts de réalisation sont élevés) et reste soumise au problème de mélange des eaux douces et salées à l'intérieur des forages.

1.4.2.2. Diagraphies de résistivité électrique de l'aquifère

Les logs de résistivité (ou conductivité, son inverse) totale, c'est-à-dire impliquant à la fois la matrice rocheuse et l'eau de pore, peuvent être utilisés pour mettre en évidence les variations de résistivité de l'aquifère sur une verticale, c'est-à-dire indirectement, pour un aquifère côtier homogène, les variations de salinité. *Debuissou & Moussu* [1967] sont parmi les premiers à avoir appliqué cette méthode dans un aquifère côtier dunaire au Sénégal (Figure 4). Les mesures ont permis à la fois d'identifier la zone de transition eau douce-eau salée, mais également de suivre l'invasion marine volontairement provoquée par pompages [*Debuissou & Moussu*, 1967, *Debuissou*, 1970].

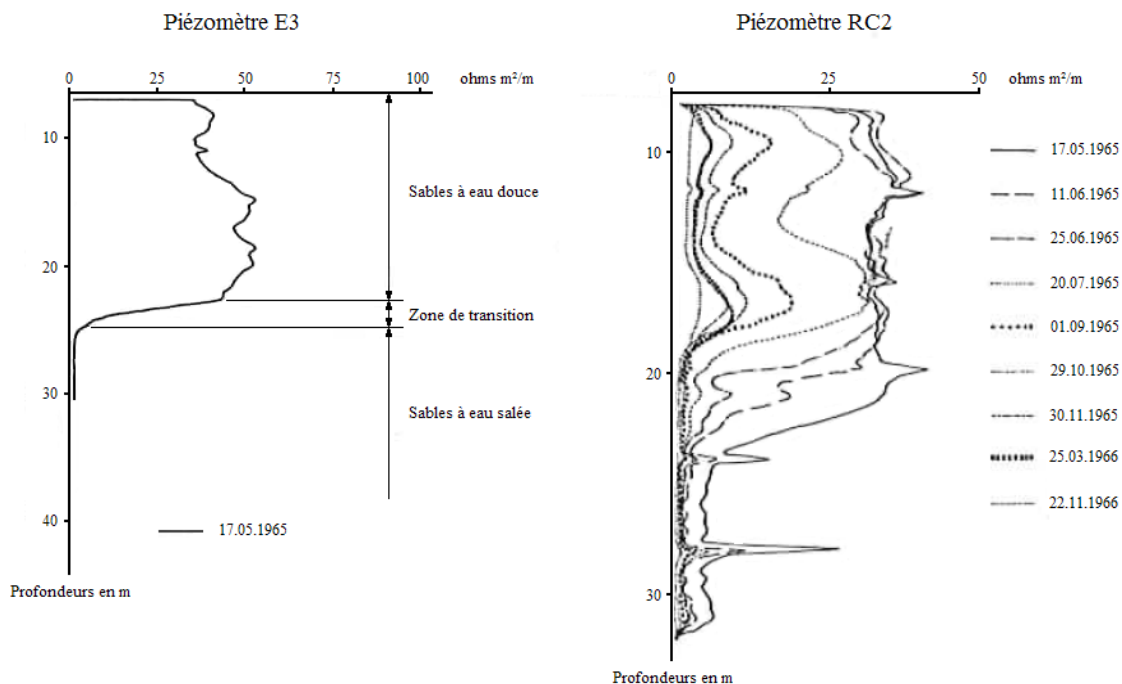


Figure 4 : Profils de résistivité électrique en forage [d'après *Debuissou*, 1970] : à gauche identification de la zone de transition eau douce-eau salée ; à droite suivi de l'intrusion marine provoquée par pompage (diminution des résistivités des sables à eau douce entre mai 1965 et novembre 1966).

1.4.2.3. Méthodes électriques de surface

Parmi les premières études de caractérisation du biseau salé réalisées grâce à la géophysique électrique, on peut citer les travaux de *van Dam & Meulankamp* [1967] et *Zhody* [1969]. Au Sénégal, *Debuissou & Moussu* [1967] et *Debuissou* [1970] ont montré que la mise en œuvre de sondages électriques verticaux (VES) permettait assez précisément de localiser et de suivre la zone de transition eau douce-eau salée. Leurs interprétations géophysiques ont été confirmées par les mesures de salinité et de résistivité en forage, et les sondages VES ont ainsi permis l'extrapolation de la position de la zone de transition dans les secteurs sans forages.

La technique d'imagerie de résistivité électrique (ERI), plus largement appelée tomographie de résistivité électrique (ERT), permet des prospections électriques plus poussées que les sondages 1D verticaux (VES) par mesure des variations de résistivité en 2D ou 3D grâce à des câbles multi-électrodes, puis modélisation des données acquises [*Dey & Morrison*, 1979, *Dahlin*, 1993, *Loke & Barker*, 1995, 1996, *Loke*, 2000]. L'ERT est donc particulièrement pertinente pour la caractérisation de la morphologie de la zone de transition eau douce-eau salée (Figure 5) : on peut citer par exemple *Abdul Nassir et al.* [2000], *Comte & Banton* [2005], *Wilson et al.* [2006], *Batayneh* [2006], *Kuras et al.* [2006] et *Kok* [2008].

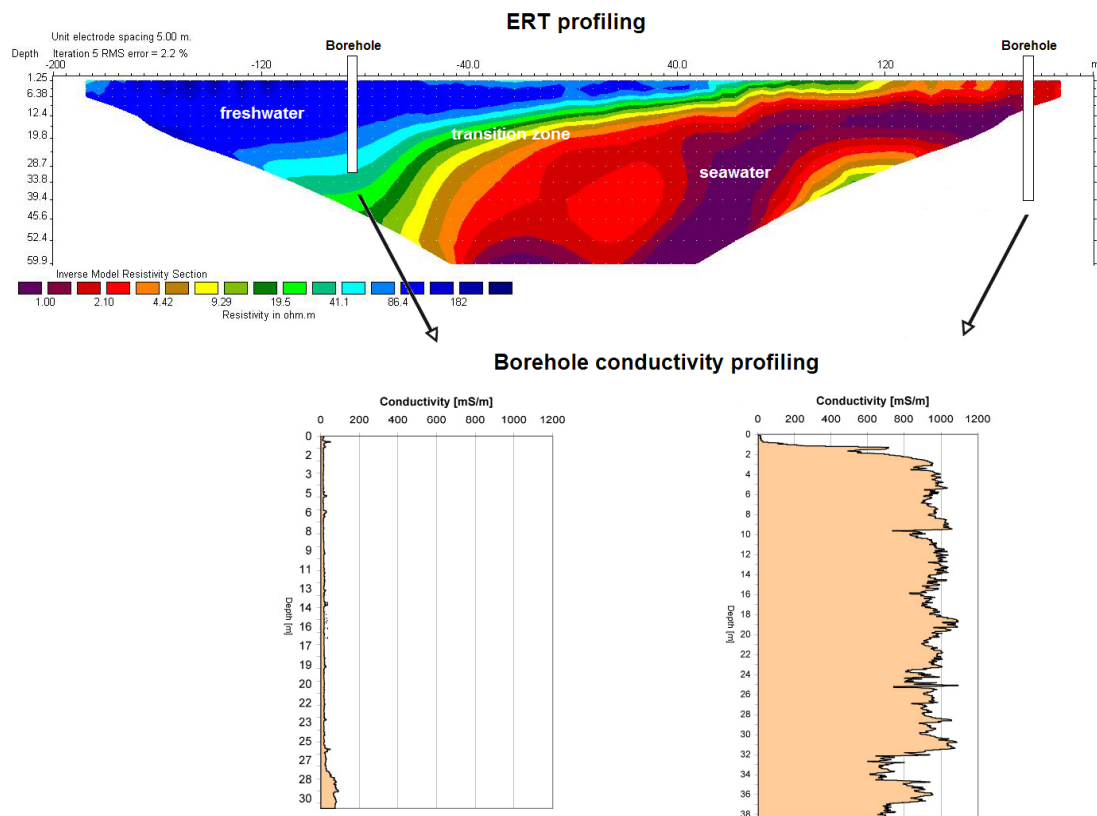


Figure 5 : Imagerie de résistivité électrique de l'interface saline dans un aquifère côtier et comparaison avec deux profils de conductivité électrique en forage, Ile de Terschelling, Pays-Bas [d'après *Kok*, 2008].

Bien que permettant une imagerie haute résolution de structures géologiques ou hydrogéologiques complexes, les principales limitations de l'ERT concernent, comme pour les VES [Goldman *et al.*, 2005] : d'une part une baisse importante de résolution avec la profondeur (dispersion du signal et prise en compte des hétérogénéités latérales parfois difficiles à restituer par le modèle d'inversion), et d'autre part la nécessité d'établir un bon contact électrique avec le sol. En zone côtière, ces deux points peuvent être problématiques lorsque l'interface est située à forte profondeur (p. ex. en limite inférieure de la fenêtre d'investigation) ou en région aride quand le milieu est fortement résistant du fait de sols très secs sur une importante épaisseur.

1.4.2.4. Méthodes électromagnétiques de surface

Les méthodes EM ont vu le jour dans les années 1950 et étaient initialement utilisées pour la prospection minière aéroportée. Dans les deux dernières décennies, elles se sont très fortement diversifiées d'abord dans la prospection hydrogéologique puis dans les études environnementales, géotechniques, de génie civil, etc. [Everett & Meju, 2005].

Comme les méthodes électriques, les méthodes électromagnétiques (EM) permettent de caractériser la résistivité ou conductivité du sous-sol et donc, en milieu côtier, les différences entre l'aquifère à eau douce et l'aquifère à eau salée. A cet effet, la technique EM dans le domaine des temps (time-domain electromagnetics : TDEM), aussi appelée EM transitoire (transient electromagnetics : TEM) est particulièrement utilisée [Mills *et al.*, 1988, Goldman *et al.*, 1991].

Bien qu'actuellement limité à des applications en sondage vertical (les outils récents d'acquisition et d'inversion ne permettent pas encore les interprétations 2D ou 3D), le TDEM présente les avantages de posséder une résolution importante en profondeur, de cibler spécifiquement les anomalies conductrices [Fitterman & Stewart, 1986], et surtout de ne pas être tributaire des contacts galvaniques avec le sol, ce qui limite l'application des méthodes électriques en particulier dans les régions arides (les sols très secs rendent les contacts électriques difficiles) au profit des méthodes EM [Everett & Meju, 2005]. Le TDEM permet d'identifier la superposition des couches du sous-sol présentant des contrastes de conductivité et donc la position de l'interface ou zone de transition saline [Paillet, 2001, Goldman *et al.*, 2005]. De la même manière que pour les sondages électriques, les corrélations latérales entre plusieurs sondages TDEM permettent d'évaluer la morphologie générale de l'interface. Par rapport à l'imagerie électrique, le TDEM présente cependant l'inconvénient assez significatif de pouvoir difficilement identifier la zone de diffusion eau douce-eau salée, ainsi que les géométries complexes telles que les remontées coniques ou les pendages forts de l'interface.

1.5. Gestion des aquifères côtiers

La gestion des aquifères côtiers s'appuie en premier lieu sur une bonne connaissance de la ressource en termes de comportement hydrodynamique, de renouvellement et de vulnérabilité à l'intrusion marine. La modélisation hydrogéologique est un outil quantitatif intégrateur permettant une bonne maîtrise du

fonctionnement de la ressource ainsi que de sa sensibilité aux variables extérieures, en particulier la variabilité du climat (facteur climatique) et les modalités d'exploitation et de gestion (facteur socio-économique). Sur cette base de compréhension du potentiel/vulnérabilité, une politique de gestion durable doit être menée avec la prise en compte des variables et contraintes affectant la ressource [Oude Essink, 2001a]. Cette prise en compte permet alors de maximiser l'exploitation des nappes côtières tout en maintenant un renouvellement suffisant pour maintenir une qualité (c'est à dire contenir l'invasion marine dans un état acceptable) ne remettant pas en cause le milieu naturel et le développement économique, agricole et humain [Bear, 2004].

Les principales techniques de gestion durable des nappes côtières concernent la maîtrise du facteur socio-économique [Oude Essink, 2001a, Bear, 2004, Post, 2005], puisque le facteur climatique échappe à tout contrôle direct. Ces techniques relèvent : (1) de l'optimisation des prélèvements (en termes de répartition spatiale et de débits de prélèvements) ; (2) de la diversification des prélèvements (captage d'eaux saumâtres ou salées pour les besoins industriels, agricoles ou touristiques, interception des sorties en mer, désalinisation, etc.) ; (3) de l'aménagement du territoire (minimisation des surfaces imperméabilisées, création de zones de recharge améliorée et/ou réduction de l'évaporation, maîtrise des risques de pollution à partir de la surface, etc.) ; et (4) le cas échéant, de la mise en œuvre de techniques de remédiation (recharge artificielle, restructuration des prélèvements, etc.) ou de limitation (barrières physiques à l'intrusion).

En termes de gestion "politique", les principaux éléments définis par Custodio [2005] permettant une gestion correcte des aquifères côtiers sont : (1) une bonne compréhension du fonctionnement de l'aquifère ; (2) un système de suivi public adéquat couplé d'un système d'alerte précoce ; (3) une volonté de la population et des autorités pour une utilisation durable de la ressource ; (4) une institution de gestion de l'eau possédant les outils et ressources adéquats pour réaliser le travail ; (5) une participation des organisations, entités gouvernementales ou individus concernés ; et (6) l'enseignement, la formation et la diffusion des connaissances et des données.

2. Tomographie de résistivité électrique

2.1. Développement historique des méthodes géo-électriques à courant continu (DC)

Les travaux consistant à injecter un courant électrique dans le sol pour des fins de prospection géologique ont commencé il y a plus d'un siècle [Dahlin, 2001]. Au départ, la méthode consistait à déplacer une électrode de mesure (électrode de potentiel) par rapport à un dipôle d'injection fixe (électrodes de courant) pour localiser qualitativement des anomalies conductrices (voir les travaux précurseurs de *Petersson* [1907] et *Bergström* [1913] réalisés en Suède). En France, Schlumberger démarra son travail pionnier sur la prospection électrique en 1912 [Schlumberger, 1920], largement cité comme les premiers balbutiements de la méthode électrique, suivi de près par Wenner aux Etats-Unis [p. ex. *Kunetz*, 1966].

Les principes du sondage électrique vertical (VES), consistant à mesurer les variations de résistivité du sous-sol sur une verticale en écartant successivement le dispositif d'électrodes autour d'un point central, ont été établis dans les années 1920 [p. ex. *Gish & Rooney*, 1925]. La méthode du trainé (ou profilage), enregistrant les variations horizontales de résistivité à l'aide d'un dispositif de taille fixe (donc à profondeur constante) a vu le jour à cette même période. Au début, l'interprétation des courbes verticales de résistivité restait qualitative, puis à partir des années 1930, le développement d'abaques a permis l'interprétation du milieu en séquence de couches de résistivités [Stefanescu *et al.*, 1930, *Slichter*, 1933]. Dans les années 1970, le développement des outils numériques a permis l'apparition de modèles de simulation, d'abord 1D [Ghosh, 1971, *Johansen*, 1977], puis 2D ou 3D [Dey & Morrison, 1979].

Au début des années 1980, la mise au point de câbles multi-électrodes avec système d'acquisition d'abord manuel [Barker, 1981], puis automatique assisté par ordinateur [Dahlin, 1989], a permis d'augmenter significativement la vitesse d'acquisition et dans le même temps de diminuer le nombre d'opérateurs sur le terrain. Toutefois les mesures restaient encore unidimensionnelles. Ce n'est que dans les années 1990 que les systèmes de câbles multi-électrodes ont été mis à profit pour l'acquisition 2D ou 3D à haute résolution spatiale, par combinaison de sondages et trainés [Griffiths *et al.*, 1990, Dahlin, 1993, Griffiths & Barker, 1993, Dahlin & Bernstone, 1997]. Conjointement, les techniques d'inversion automatique 2D ou 3D (modélisation numérique inverse), basées sur les méthodes des différences finies (FD) ou des éléments finis (FE) pour la résolution du problème direct, ont été développées en réponse au nouveau besoin [Li, 1992, Oldenburg & Li, 1994, Tsourlos, 1995, Zhang *et al.*, 1995, Loke & Barker, 1995, 1996a, 1996b] : on parle depuis lors d'imagerie de résistivité électrique ou tomographie de résistivité électrique (ERT).

A l'heure actuelle, l'ERT 2D est très largement et de plus en plus utilisée en hydrogéologie, alors que l'application de la 3D en est encore à ses premiers pas, du fait essentiellement de la lourdeur informatique des modèles d'inversion 3D [Dahlin, 2001], mais également des difficultés de mise en œuvre sur le terrain.

2.2. Principes physiques

En prospection électrique DC, les variations spatiales de résistivité ρ (en ohm.m) sont mesurées à l'aide d'un dispositif de quatre électrodes plantées dans le sol (Figure 6). Deux d'entre elles servent à générer un champ électrique dans le sous-sol : ce sont les électrodes d'injection, ou de courant, notées A et B ou C1 et C2. Les deux autres sont utilisées pour mesurer la différence de potentiel (c'est-à-dire le voltage) résultant entre deux points de la surface : ce sont les électrodes de mesures ou de potentiel, notées M et N ou P1 et P2.

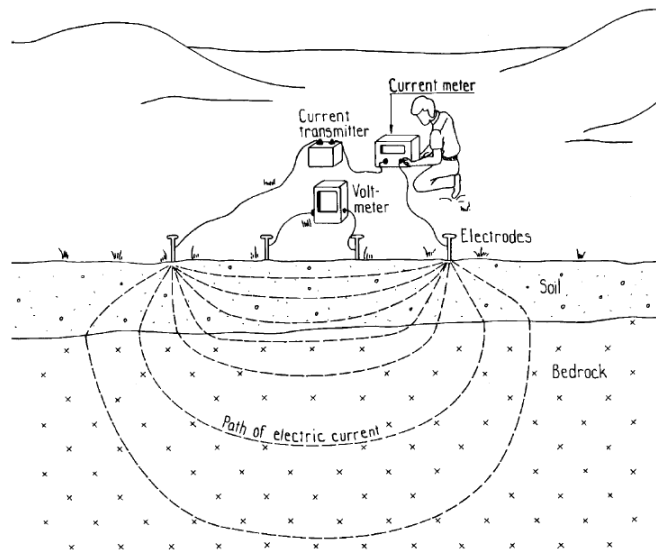


Figure 6 : Principe de la mesure de résistivité électrique DC sur le terrain, représentant la disposition des deux électrodes d'injection et des deux électrodes de mesures [tiré de Dahlin, 2001, d'après Robinson & Coruh, 1988].

Les principes théoriques de la prospection électrique sont bien posés dans les ouvrages de base en géophysique appliquée, tel que *Telford et al.* [1990], ou dans les cours universitaires en ligne (voir les cours en français de l'Université de Lausanne [Chapellier, 2001] et de l'École Polytechnique de Montréal [Chouteau & Giroux, 2006]).

Les principes de base en électricité s'appuient sur la loi d'Ohm [Ohm, 1827] qui définit, pour un matériau de dimensions finies, le paramètre de résistance R (en ohms) opposée au passage d'un courant d'intensité I (en ampères):

$$\Delta V = R \cdot I \quad (3)$$

ΔV (en volts) correspond à la différence de potentiel aux limites du matériau sur lequel est appliqué le courant. Toutefois, la résistance n'est pas un paramètre intrinsèque du matériau puisqu'elle dépend de ses dimensions. Pour un objet cylindrique de longueur L (en m) et de section A (en m²), la résistance R est fonction de sa résistivité ρ (en ohm.m) suivant la relation :

$$R = \rho \cdot \frac{L}{A} \quad (4)$$

La résistivité ρ est une propriété intrinsèque du matériau qui ne dépend ni de sa géométrie, ni de ses dimensions. La conductivité électrique σ est l'inverse de la résistivité électrique : $\sigma = 1/\rho$, exprimée en mho/m ou siemens/m (mho = 1/ohm = siemens). L'équation (3) est une forme simplifiée de la loi d'Ohm, qui s'écrit sous sa forme générale et élémentaire :

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} = \sigma \vec{\nabla} V \quad (5)$$

Où \vec{J} représente la densité de courant (en ampère/m²) et \vec{E} le champ électrique (en volt/m), qui est également le gradient du potentiel V . Considérant la conservation de la densité de courant produite par une source de courant ponctuelle I , c'est-à-dire :

$$\nabla J = \text{constante} \quad (6)$$

Le champ de potentiel électrique $V(r)$ produit à une distance r (en m) de la source, dans un milieu présentant une distribution 3D isotrope des conductivités σ est ainsi gouverné par l'équation de Poisson (avec $\delta(r)$ représentant la fonction Dirac) [Binley & Kemna, 2005] :

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = -I \delta(r) \quad (7)$$

Il en découle que pour un terrain homogène avec une électrode placée en surface du sol, la propagation du courant est réalisée sur une demi-sphère et la distribution des potentiels électriques est exprimée par la solution analytique suivante :

$$V(r) = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (8)$$

Donc, pour un quadripôle géo-électrique AB-MN de géométrie quelconque, le principe d'additivité des potentiels implique :

$$\Delta V_{MN} = \frac{\rho I_{AB}}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BM}} + \frac{1}{r_{BN}} \right) \quad (9)$$

En condition d'application réelle sur le terrain, présentant généralement une distribution hétérogène et anisotrope des résistivités, on définit alors la résistivité apparente ρ_a (en ohm.m) comme la résistivité équivalente à un milieu homogène et isotrope, par l'expression suivante :

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V_{MN}}{I_{AB}} \quad (10)$$

$$\text{où } K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_{AM}} + \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BM}} + \frac{1}{r_{BN}} \right)} \quad (11)$$

Le facteur géométrique K dépend uniquement de la configuration du quadripôle. La résistivité apparente est la variable mesurée sur le terrain en prospection électrique DC, que ce soit en sondage, en trainé ou en tomographie. La résistivité apparente ne traduit pas directement les résistivités réelles ni les profondeurs des matériaux du sous-sol. Pour cette raison, les données mesurées doivent être déconvoluées par modélisation de manière à reconstituer la distribution réelle des résistivités électriques.

2.3. Acquisition des données et dispositifs

En sondage VES ou en imagerie ERT les mesures des résistivités apparentes sont toujours réalisées à l'aide d'un dispositif quadripôle ABMN. Pour une même prospection, l'agencement du dipôle de mesure AB par rapport au dipôle d'injection MN est fixe, seuls les écartements inter-électrodes changent tout en maintenant les mêmes proportions dans la géométrie du dispositif.

En sondage VES, le quadripôle est successivement agrandi autour d'un point central permettant d'augmenter la profondeur d'investigation et ainsi de réaliser un profil vertical de résistivités apparentes. Une interprétation correcte des mesures VES implique la tabularité du terrain (c'est-à-dire son organisation en couches horizontales infinies) ; dans le cas contraire l'interprétation est biaisée.

En prospection ERT (Figure 7), un système de câbles multi-électrodes permet d'effectuer une grande combinaison de mesures à la fois verticalement (par écartement des électrodes) ou latéralement (par déplacement latéral du quadripôle), couvrant ainsi un domaine 2D, représenté sous la forme d'une pseudo-section de résistivité [Hallof, 1957, Edwards, 1977]. Les variations des résistivités latérales (le long du profil) et verticales, sont ainsi prises en compte, mais une interprétation correcte implique une continuité des structures perpendiculairement au profil. Seule l'acquisition ERT 3D permet d'interpréter correctement les structures 3D [Loke & Barker, 1996b].

Parmi les dispositifs classiquement utilisés en VES comme en ERT, on retiendra les dispositifs Wenner (α et β), Schlumberger, dipôle-dipôle, pôle-dipôle, pôle-pôle, gradient et γ . Chacun possède une profondeur d'investigation, une résolution spatiale et une sensibilité aux structures et au bruit différentes (Figure 8 et Figure 9). Dahlin & Zhou [2004] ont étudié et comparé chacun de ces dispositifs ERT 2D en termes de couverture et résolution spatiale, de sensibilité aux anomalies et au bruit et testé numériquement (à l'aide de modèles synthétiques 2D) leur capacité respective à imager correctement des structures géologiques variées.

Le dispositif Wenner- α ($W\alpha$) est le plus largement utilisé en ERT. Les quatre électrodes sont disposées à équidistance avec le dipôle de mesure situé à l'intérieur du dipôle d'injection : $AB = 3 MN$ (Figure 8), permettant un bon rapport signal/bruit. Sa couverture 2D est parfaitement homogène et sa profondeur d'investigation moyenne

(Figure 9). Le $W\alpha$ possède toutefois une assez faible résolution spatiale des structures mais une relativement bonne détermination en profondeur en comparaison avec d'autres dispositifs. Le $W\alpha$ est particulièrement adapté à l'imagerie des structures horizontales, telles que les milieux sédimentaires, mais beaucoup moins pour les structures verticales [Dahlin & Zhou, 2004].

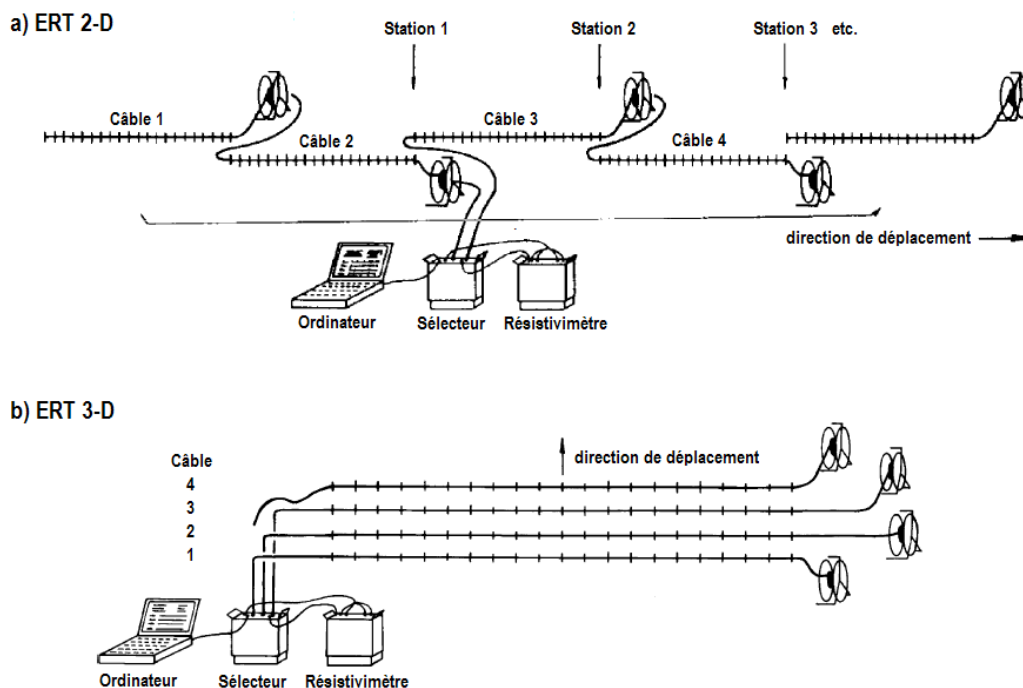


Figure 7 : Schéma d'investigations ERT à l'aide de câbles multi-électrodes : a) prospection 2D (levé sur un profil), à la fin de la séquence de mesure à quatre câbles centrée sur la station 1, le premier câble est déplacé à la suite du câble 4 et le matériel d'acquisition est déplacé en station 2 ; b) prospection 3D (levé sur une surface), à la fin de la séquence de mesure à 3 câbles, le câble 4 inutilisé est placé en parallèle du câble 3 et le matériel d'acquisition est déplacé d'un espacement inter-câbles [d'après Dahlin, 1996, Dahlin & Bernstone, 1997].

Le dispositif Schlumberger (SC) correspond à un $W\alpha$ modifié où l'écartement du dipôle d'injection est de taille supérieure ou égale à celui du $W\alpha$ (c'est-à-dire que $AB \geq 3 MN$). Ses caractéristiques sont proches de celles du $W\alpha$ avec toutefois un moins bon rapport signal/bruit, une couverture spatiale moins homogène, mais une profondeur d'investigation et une résolution plus importantes ainsi qu'une meilleure sensibilité aux structures obliques ou verticales. Le SC est beaucoup utilisé en hydrogéologie dans les milieux complexes [Dahlin & Zhou, 2004].

Le dispositif Wenner- β ($W\beta$) possède, comme le $W\alpha$, quatre électrodes équidistantes, mais les deux dipôles de mesure et d'injection sont disjoints. Sa couverture spatiale est homogène mais sa profondeur d'investigation faible. Sa résolution spatiale est importante, en particulier pour la détection des structures verticales ou obliques, mais son rapport signal/bruit reste faible. Le $W\beta$ est adapté à l'imagerie des milieux fracturés ou basculés [Dahlin & Zhou, 2004].

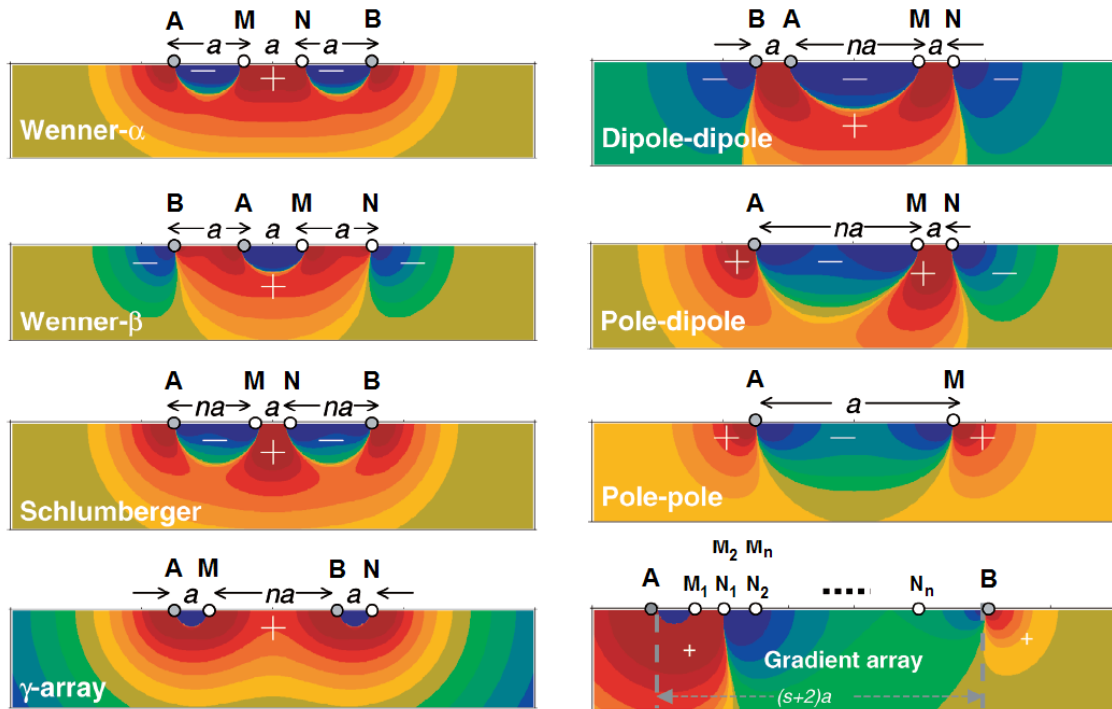


Figure 8 : Comparaison de huit dispositifs : géométrie du quadripôle et sensibilité spatiale en 2D ; a correspond à l'écartement unitaire et n au facteur d'écartement, le signe (+) représente les domaines à forte résolution et le signe (-) les domaines à faible résolution [d'après Dahlin & Zhou, 2004].

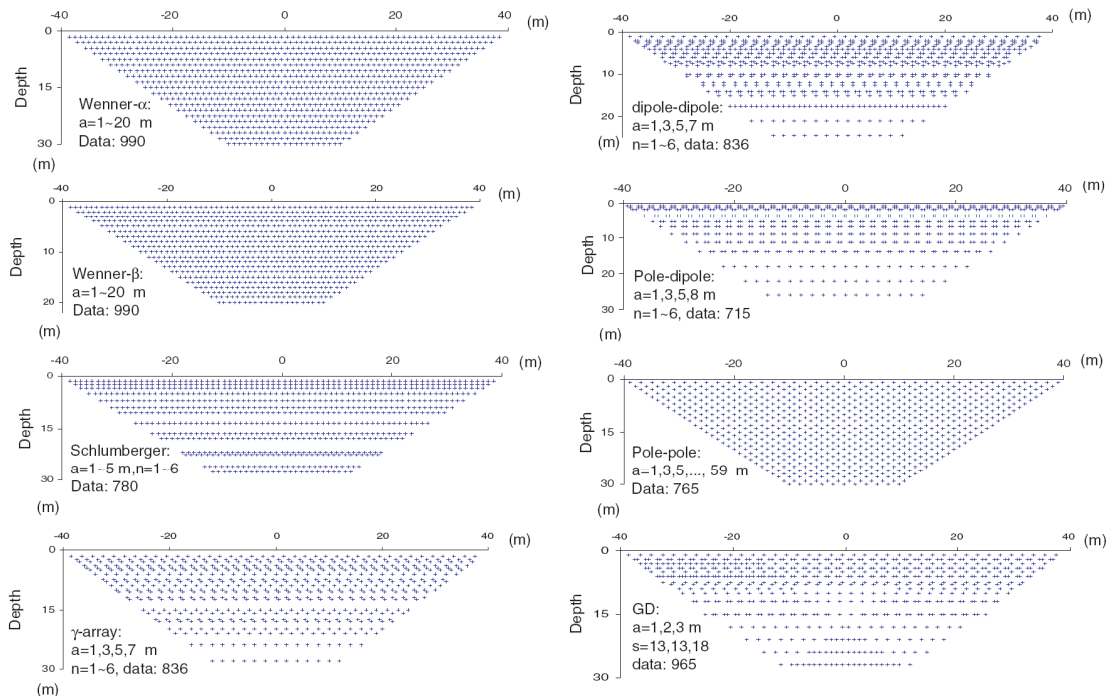


Figure 9 : Comparaison de la fenêtre d'investigation (pseudo-section) et de la densité de mesures de 8 dispositifs d'acquisition ERT en 2D, pour un système de 81 électrodes espacées de 1 m sur 4 câbles [d'après Dahlin & Zhou, 2004].

Le dispositif Dipôle-Dipôle (DD) correspond à un $W\beta$ pour lequel on agrandit la distance de séparation entre les deux dipôles AB et MN. Ses propriétés sont proches du $W\beta$ avec un rapport signal/bruit encore plus faible mais une meilleure résolution spatiale (bien que faible en profondeur) et une plus grande profondeur d'investigation. Le DD est particulièrement adapté à l'imagerie des structures verticales ou obliques (p. ex. les milieux fracturés) et des structures 3D [Dahlin & Loke, 1997, Dahlin & Zhou, 2004].

Le dispositif Pôle-Dipôle (PD) est un dispositif dissymétrique avec une électrode d'injection disposée à l'infini (c'est-à-dire à grande distance du dispositif). Les trois électrodes mobiles ont une configuration proche de celle du DD. Son rapport signal/bruit est relativement faible et sa couverture peu homogène mais sa résolution spatiale est assez bonne et sa profondeur d'investigation élevée. Le PD est adapté à l'imagerie des structures verticales et 3D [Dahlin & Zhou, 2004].

Le dispositif Pôle-Pôle (PP) possède deux électrodes disposées à l'infini (injection B et mesure N). Seules les électrodes A et M sont déplacées sur le site. Malgré une couverture homogène, sa résolution spatiale des structures est assez faible, avec un rapport signal/bruit moyen mais une profondeur d'investigation élevée. Le PP est plutôt adapté pour la prospection profonde et pour les structures 3D.

Le dispositif γ correspond à un DD croisé : AM d'un côté et BN de l'autre côté en variant l'écartement entre ces deux dipôles. Ce dispositif possède une faible sensibilité au bruit mais sa résolution spatiale reste faible. Son utilisation peut être intéressante en milieu géologique simple mais fortement bruité.

Le dispositif gradient (GD) correspond à un $W\alpha$ ou un SC pour lesquels le dipôle de mesure (situé à l'intérieur du dipôle d'injection) est mobile. Le GD possède un rapport signal/bruit moyen mais une bonne résolution spatiale des structures quelle que soit leur orientation horizontale, verticale ou oblique. Ce dispositif est recommandé pour les milieux géologiques complexes : fracture, juxtaposition de blocs, pendage, etc.

Ainsi, dans un milieu que l'on connaît mal, les dispositifs SC, DD, PD et GD doivent être privilégiés pour leurs qualités de résolution spatiale, parmi eux le SC et le GD semblent des meilleurs choix dans le cas de terrains bruités [Dahlin & Zhou, 2004].

Citons également les travaux de *Stummer et al.* [2004] qui ont développé un algorithme permettant d'identifier les dispositifs et les séquences de mesures qui fournissent l'imagerie ERT la plus correcte d'une structure prédéfinie. Ils ont montré en particulier que les séquences optimales comprenaient des dispositifs quelconques, en premier lieu proches du dispositif DD (DD non standards) et en second lieu un mélange de dispositifs DD non standard, de GD et de dispositifs quelconques. Toutefois l'application de cette méthode reste difficilement envisageable sur le terrain du fait (1) de la relative méconnaissance *a priori* des structures recherchées en prospection ERT et (2) du travail extrêmement fastidieux que représenterait la modélisation et la programmation des séquences de mesures optimales au cas par cas.

2.4. Modélisation géo-électrique directe

Pour interpréter les valeurs mesurées de résistivités apparentes, il est nécessaire de procéder à une déconvolution du signal mesuré, c'est-à-dire de reconstituer la distribution des résistivités vraies dans le sous-sol correspondant aux résistivités apparentes mesurées en surface. Cette déconvolution peut-être réalisée par méthode d'essai-erreur en réalisant une modélisation directe du milieu et une comparaison de l'effet théorique calculé (les résistivités apparentes calculées par le modèle) avec l'effet mesuré (les résistivités apparentes mesurées sur le terrain).

Les modèles géo-électriques directs permettent de simuler, dans un milieu de résistivité $\rho(x,y,z)$, la distribution des potentiels électriques $V(x,y,z)$ induite par une source de courant I en surface, grâce à la résolution de l'équation de Poisson [Dey & Morrison, 1979] :

$$\nabla \cdot \left(\frac{1}{\rho} \nabla V \right) = -I \delta \quad (12)$$

Cette équation est similaire à l'équation (7) exprimée en conductivités électriques au lieu des résistivités. En développant sous l'écriture en dérivées partielles on obtient :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial z} \right) = -I \delta(x) \delta(y) \delta(z) \quad (13)$$

Connaissant alors la distribution 3D des potentiels, et donc leur distribution en surface du sol, les équations (10) et (11) permettent ensuite de calculer les résistivités apparentes enregistrées par un dispositif quadripôle, quelle que soit sa configuration (p. ex. quelconque, Wenner, Schlumberger, Dipôle-Dipôle, etc.).

Les solutions analytiques découlant de l'équation (13) peuvent être utilisées dans des cas très simples, tel qu'une boule en milieu homogène, une juxtaposition de blocs homogènes séparés par une faille verticale, etc. Toutefois, du fait des distributions arbitraires des résistivités généralement rencontrées sur le terrain, les modèles numériques restent préférés aux modèles analytiques, et les plus largement utilisés depuis les années 1970 [Loke, 2004]. En contexte unidimensionnel vertical (en milieu tabulaire horizontal), la méthode du filtre linéaire était communément appliquée pour la résolution de l'équation (13) [Ghosh, 1971, Koefoed, 1979]. En 2D ou en 3D, la résolution est classiquement réalisée par la méthode numérique différences finies FD [Dey & Morrison, 1979, Loke, 1994] ou des éléments finis FE [Silvester & Ferrari, 1990] après discrétisation du milieu en mailles de résistivités fixées.

A l'heure actuelle les modèles directs les plus largement utilisés sont RES2DMOD [Loke, 2002] pour l'ERT 2D et RES3DMOD [Loke, 2005] pour l'ERT 3D. Le modèle 2D peut être divisé en un grand nombre de mailles rectangulaires auxquelles est affectée une valeur de résistivité. La pseudo-section est ensuite calculée par la méthode FE ou FD, pour n'importe quel type et n'importe quelle dimension du dispositif d'acquisition. En 3D, le maillage est tri-dimensionnel et les résistivités apparentes calculées sont représentées en séries de pseudo-sections verticales ou horizontales.

2.5. Modélisation géo-électrique inverse

Dans les modèles d'inversion, le travail de déconvolution est réalisé automatiquement par une routine d'inversion à partir des données mesurées. La routine d'inversion détermine automatiquement, par processus itératif convergent, la distribution des résistivités dont la réponse s'accorde avec les mesures [Loke & Dahlin, 2002]. En réalité les modèles d'inversion incluent à la fois le problème inverse (données mesurées → modèle) et le problème direct (modèle → données calculées).

La technique d'inversion la plus utilisée en ERT 2D et 3D est la méthode régularisée d'optimisation par moindres-carrés [Sasaki, 1989, deGroot-Hedlin & Constable, 1990, Oldenburg & Li, 1994, Loke & Barker, 1995, Loke & Barker, 1996b, Li & Oldenburg, 2000]. Dans cette technique, l'équation de Gauss-Newton est utilisée pour déterminer les modifications dans les paramètres du modèle qui réduisent la somme des erreurs au carré entre la réponse du modèle et les données observées [Lines & Treitel, 1984] :

$$\mathbf{J}_i^T \mathbf{J}_i \cdot \Delta \mathbf{p}_i = \mathbf{J}_i^T \mathbf{g}_i \quad (14)$$

\mathbf{J} représente la matrice Jacobienne des dérivées partielles, correspondant aux variations de réponse du modèle (les résistivités apparentes ρ_a calculées) par rapport à une variation des paramètres du modèle (les résistivités ρ), $\Delta \mathbf{p}$ est le vecteur de variation des paramètres du modèle, \mathbf{g} est le vecteur de disparité correspondant aux différences entre les résistivités apparentes mesurées et calculées, et i le nombre d'itération. $\mathbf{J}^T \mathbf{J}$ est le produit matriciel de la matrice Jacobienne avec elle-même, $\mathbf{J}^T \mathbf{g}$ est son produit matriciel avec le vecteur de disparité. Le calcul de résistivités apparentes correspondant au modèle est réalisé par modélisation directe (voir section précédente). Pour éviter l'apparition de résistivités non réalistes dans le modèle ($\Delta \mathbf{p}$ trop grand), un facteur d'amortissement est intégré dans l'équation (14) [Lines & Treitel, 1984].

Les méthodes d'inversion de Gauss-Newton et Gauss-Newton modifiée sont efficacement appliquées pour l'inversion des sondages électriques avec un faible nombre de couches [Loke, 2004]. Mais quand le nombre de paramètres est trop important, en particulier en 2D ou 3D avec un grand nombre de mailles de petite taille, les modèles générés par ces méthodes peuvent montrer une distribution erratique des résistivités [Constable et al., 1987, Loke, 2004].

Pour limiter les variations spatiales excessives des résistivités du modèle, deux méthodes de contrainte sont classiquement utilisées : la méthode L_2 -normée (ou méthode d'optimisation graduelle ; en anglais : méthode *standart* ou *smooth*) et la méthode L_1 -normée (ou méthode d'optimisation par blocs ; en anglais : méthode *robust* ou *blocky*) [Loke et al., 2003]. Dans la méthode L_2 -normée [deGroot-Hedlin & Constable, 1990, Ellis & Oldenburg, 1994], une matrice de filtrage grossier est intégrée dans l'équation (14) afin de minimiser la somme des carrés à la fois des variations spatiales des résistivités du modèle et de l'écart entre les valeurs calculées et mesurées. Cette méthode d'inversion est particulièrement adaptée aux contextes géologiques où les variations de résistivités sont douces, tel qu'un changement progressif de faciès, une limite de diffusion, un panache de polluant, etc. [Barker, 1996]. Toutefois, dans les

contextes géologiques à limites franches et à zones relativement homogènes (failles, dykes, etc.), la méthode L_1 -normée est plus adaptée (Figure 10). Cette méthode introduit des matrices de pondération (appliquée aux données et/ou appliquée au modèle), afin de minimiser non plus la somme des carrés, mais la somme des valeurs absolues des écarts mesures-calculs et de donner un poids identique entre cet écart et le lissage spatial du modèle par le filtre [Claerbout & Muir, 1973, Wolke & Schwetlick, 1988]. La méthode d'inversion L_1 -normée a alors tendance à produire un modèle en zones relativement homogènes de résistivité constante [Farquharson & Oldenburg, 1998].

Les codes d'inversion géo-électrique les plus utilisés sont RES2DINV [GEOTOMO SOFTWARE, 2007] pour l'ERT 2D et RES3DINV [GEOTOMO SOFTWARE, 2008] pour l'ERT 3D. Ces logiciels utilisent pour l'inversion la méthode d'optimisation par moindres-carrés Gauss-Newton ou quasi-Newton avec les méthodes de contrainte L_1 -normée ou L_2 -normée. Les simulations du modèle direct sont réalisées par la méthode des éléments finis ou des différences finies. Le maillage du modèle est généré automatique en fonction de la densité des points de mesures.

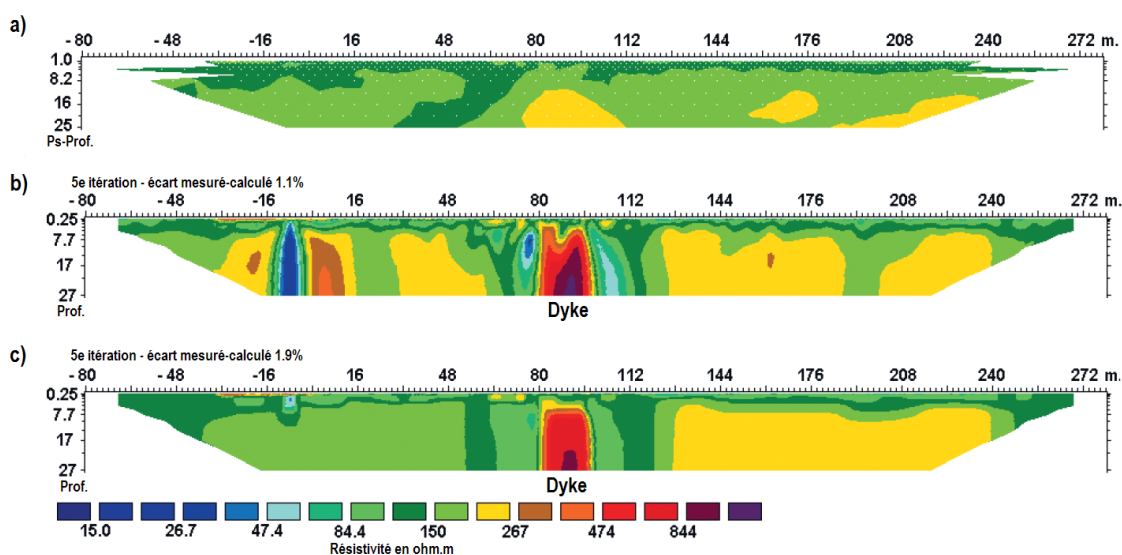


Figure 10 : Inversion avec RES2DINV des mesures de résistivité apparente réalisées en dispositif Wenner- α sur un dyke vertical résistant : a) pseudo-section des résistivités apparentes mesurées ; b) modèle d'inversion généré avec la méthode L_2 -normée (erreur 1.1 %) ; c) modèle d'inversion généré avec la méthode L_1 -normée (erreur 1.9 %) [d'après Loke *et al.*, 2003].

2.6. Application aux aquifères côtiers

Les méthodes ERT, et plus généralement les méthodes électriques DC, sont particulièrement adaptées à la reconnaissance des aquifères côtiers et des biseaux salés du fait du contraste important de résistivité existant entre un aquifère saturé en eau douce et un aquifère saturé en eau salée.

Les sondages électriques (VES) ont beaucoup été appliqués à la cartographie de l'intrusion saline depuis les années 1960 et ont montré la pertinence de la prospection électrique dans ce contexte [cf. *van Dam & Meulankamp*, 1967, *Zhody*, 1969, *Debuissou*, 1970, *Sabet*, 1975, *Bugg & Lloyd*, 1976, *Ginsberg & Levanton*, 1976, *Respond*, 1990, *Urish & Frohlich*, 1990, *Frohlich et al.*, 1994, *Diouf et al.*, 1997, *Nowroozi et al.*, 1999, *Albouy et al.*, 2001, *Choudhury*, 2001, *Hwang et al.*, 2004, *Adepelumi et al.*, 2008].

Bien que la méthode ERT soit effective depuis les années 1990 (avec la mise au point des systèmes de mesures multi-électrodes et des logiciels d'inversion 2D/3D), il faut attendre les années 2000 pour que soient mises en œuvre les premières applications de l'ERT pour l'imagerie de la zone de transition eau douce-eau salée. Les travaux d'*Abdul Nassir et al.* [2000] ont montré dans un aquifère côtier de Malaisie que l'interface saline, par croisement avec les données géologiques, de forages et les investigations VES antérieures, pouvait être précisément cartographiée. En Espagne, *Casas et al.* [2004] ont testé la capacité de différents dispositifs d'acquisition géo-électriques et de différentes méthodes d'inversion à imager et cartographier l'intrusion marine. En Nouvelle-Zélande, *Wilson et al.* [2006] ont confirmé cette capacité par comparaison des modèles géo-électriques avec des données hydrochimiques. Au Canada, *Comte & Banton* [2005, 2006] ont montré, par couplage avec un modèle hydrogéologique de biseau salé, qu'outre la zone de transition eau douce-eau salée, les cônes de remontées salines sous les forages d'eau surexploités pouvaient également être détectés. Citons également les travaux d'*Aracil* [2001], *Aracil et al.* [2004] et *Kuras et al.* [2006] en Espagne, *Batayneh* [2006] en Israël et *Kok* [2008] aux Pays-Bas qui ont localisé avec succès le plongement de l'interface saline dans l'aquifère côtier en bordure de l'étendue d'eau salée (respectivement la mer Méditerranée, la mer Morte et la mer du Nord).

Malgré le peu de références sur le sujet, toutes très récentes, la haute résolution 2D ou 3D de l'ERT en fait une méthode beaucoup plus adaptée que les sondages VES à la reconnaissance de la structure complexe de l'interface (pendages, zones de diffusion, remontées coniques, etc.). Les applications de l'ERT aux aquifères côtiers sont donc amenées à fortement se développer dans le futur (voir Figure 11).

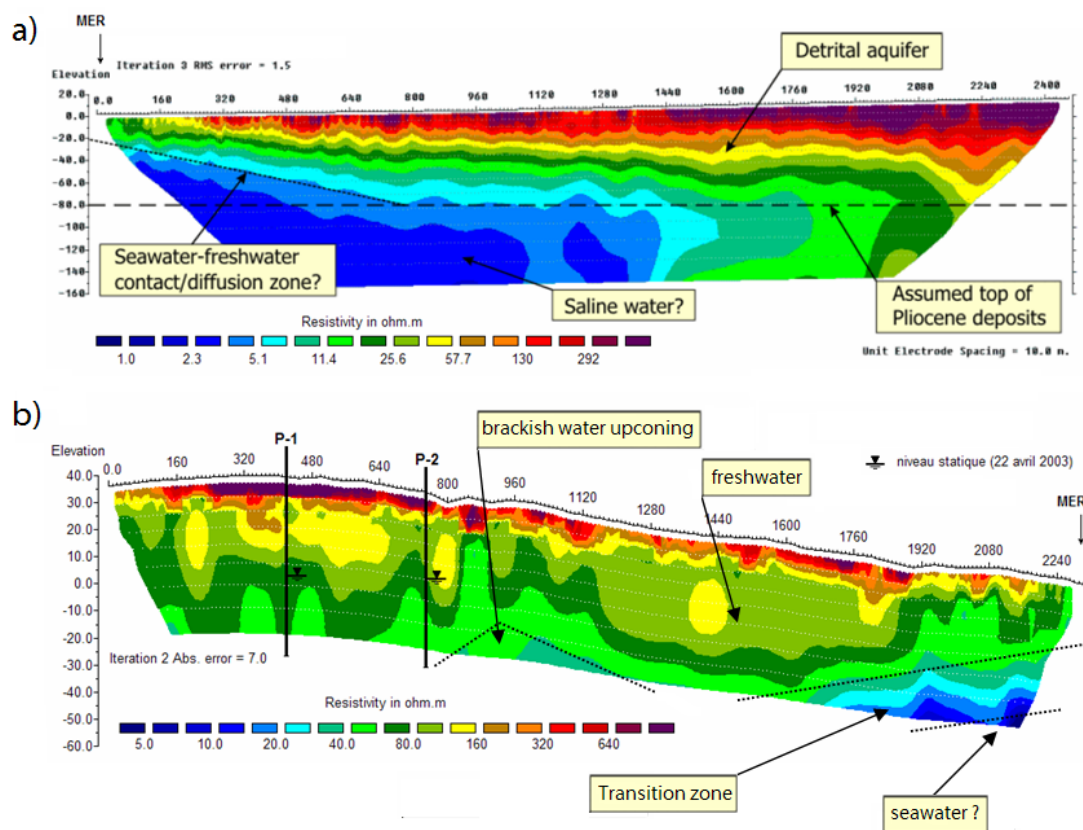


Figure 11 : Imagerie de résistivité électrique de l'interface saline dans les aquifères côtiers :
 a) plongement de l'interface dans un aquifère deltaïque, Espagne [d'après *Kuras et al.*, 2006] ;
 b) plongement de l'interface et remontée saline dans un aquifère gréseux exploité par deux puits de pompage P-1 et P-2, Canada [d'après *Comte & Banton*, 2005].

3. Modélisation des écoulements densitaires dans les aquifères

3.1. Phénomènes densitaires dans les eaux souterraines

Dans de nombreux fluides et de nombreuses situations, des variations significatives de densité existent du fait de variations de pression, de température ou de concentration des espèces en solution [Simmons *et al.*, 2001, Diersch & Kolditz, 2002]. Ces variations de densité génèrent par gravité des déplacements du fluide (convection libre) qui viennent s'ajouter ou s'opposer à son écoulement naturel (convection forcée sous l'effet d'un gradient hydraulique, communément appelée advection) : on qualifie ces écoulements de "densitaires". On parlera également d'écoulements à densité variable (*variable-density flow*), d'écoulements dépendant de la densité (*density-dependent flow*), ou encore d'écoulements conduits par la densité (*density-driven flow*).

Les écoulements densitaires jouent un rôle important et montrent de nombreuses et anciennes applications dans les champs disciplinaires tel que la mécanique des fluides, la métallurgie, la météorologie, l'océanographie, la limnologie, le stockage énergétique ou l'astrophysique [Diersch & Kolditz, 2002]. En milieu poreux, et plus particulièrement en hydrogéologie, l'intérêt pour la problématique des écoulements densitaires a subi dans les 20 dernières années une véritable explosion du fait des préoccupations croissantes des populations et des gouvernements en matière de gestion des ressources énergétiques, des ressources en eau et des pollutions environnementales [Simmons, 2005].

En effet, parmi les nombreuses applications aux eaux souterraines [voir les revues de littérature de Simmons *et al.*, 2001, Diersch & Kolditz, 2002 et Simmons, 2005], on retiendra : (1) la migration des panaches de contaminants denses non miscibles (DNAPL) dans les nappes ; (2) les sites d'enfouissement de déchets hautement radioactifs ; (3) le transport en zone non saturée ; (4) les systèmes géothermaux et l'énergie géothermique ; (5) la paléo-hydrogéologie, la diagenèse et les transports de masse et de chaleur dans les bassins sédimentaires ; (6) les processus sous les lacs salés, sebkhas, etc. ; (7) les effets gravitaires dans les essais de traçage et enfin, en ce qui concerne plus spécifiquement les aquifères côtiers (8), l'interface eau douce – eau salée, les lentilles d'eau douce ou saumâtre, l'intrusion marine, les cônes de remontée saline sous les forages et la décharge sous-marine (SGD).

A titre d'exemple, dans les nappes côtières l'importance des phénomènes densitaires est révélée par le simple fait que la mise en contact d'une eau douce avec une eau salée à 2 g/l (c'est-à-dire une eau contenant seulement 5 % d'eau de mer) induit déjà une force de déplacement densitaire (convection libre) équivalente à celle produite par un gradient hydraulique typique de 1 m/km (advection) [Simmons, 2005].

3.2. Développement des modèles densitaires pour les aquifères côtiers

Les travaux récents de Simmons *et al.* [2001], Diersch & Kolditz [2002] et Simmons [2005] dressent une revue de littérature et un état de l'art exhaustifs de la discipline. Le

transport convectif de soluté en milieu poreux a commencé à être étudié vers la fin des années 1950 [p. ex. *Saffman & Taylor*, 1958, *Wooding*, 1959, 1962, *List*, 1965], pour être ensuite couplé avec le transport de chaleur à partir de la fin des années 1960 [p. ex. *Nield*, 1968, *Taunton et al.*, 1972, *Rubin*, 1973, 1976, *Schenk et al.*, 1976] : on parle alors de convection thermohaline (aussi appelée convection double-diffusive). Depuis lors, les publications concernant les écoulements densitaires en milieu poreux ont suivi une progression exponentielle [*Diersch & Kolditz*, 2002].

L'intrusion marine et les remontées salines dans les nappes côtières constituent un cas naturel particulier d'écoulements densitaires en milieu poreux. La mise en contact au sein de l'aquifère de deux fluides miscibles de densités différentes (l'eau douce de masse volumique env. 1000 kg/m^3 et l'eau de mer de masse volumique moyenne de 1025 kg/m^3) induit naturellement des effets densitaires liés aux forces de gravité et à la diffusion de l'eau salée vers l'eau douce. A ce phénomène de convection libre s'ajoutent des phénomènes de convection forcée (advection) correspondant d'une part aux forces d'écoulement naturel de la nappe liées à l'existence d'un gradient hydraulique orienté de l'intérieur des terres vers le littoral, d'autre part aux prélèvements ponctuels par les puits (débit de pompage) ou diffus par évaporation (reprise évapotranspiratoire). L'écoulement et le transport du sel en aquifères côtiers obéit donc parfaitement aux lois physiques d'écoulements densitaires de soluté. Dans certains contextes hydrogéologiques peuvent également se surimposer des phénomènes convectifs thermiques causant de la convection thermohaline.

Bien avant les importants développements mathématiques et numériques initiés dès les années 1950 sur le transport densitaire de soluté en milieu poreux, les aquifères côtiers ont commencé à être étudiés à la fin du XIX^e siècle dans les travaux pionniers de *Badon-Ghijben* [1886] et *Herzberg* [1901] (cf. section 2.3.1). L'équilibre entre l'eau douce et l'eau salée était alors considéré par ces auteurs comme hydrostatique, ce qui aboutit au premier concept d'interface franche eau douce-eau salée, sans mélange, et à l'établissement de la relation de Ghijben-Herzberg (cf. section 2.3.1 et équations (1) et (2)). Le concept d'interface présentait l'avantage de fournir des solutions analytiques simples pour résoudre la position de l'interface et les phénomènes de remontées coniques, ce qui lui a valu de larges et nombreuses applications et améliorations au cours du XX^e siècle [p. ex. *Glover*, 1959, *Henry*, 1964, *Bear*, 1972, *Reilly & Goodman*, 1985, *Bear*, 1999, *Cheng & Ouazar*, 1999].

A partir des années 1960, les développements mathématiques et numériques ont permis au concept de zone de transition entre deux fluides miscibles, physiquement plus correct, de remplacer progressivement le concept d'interface [*Diersch & Kolditz*, 2002]. A cette période, les premières approches de cette nature sont dues à *Henry* [1964] et *Pinder & Cooper* [1970]. Les travaux de modélisation ont par la suite fortement évolué, en particulier en vue d'applications à l'intrusion marine [p. ex. *Ségol et al.*, 1975, *Huyakorn & Taylor*, 1976, *Frind*, 1982, *Voss*, 1984], aux remontées salines sous les puits de pompage [p. ex. *Diersch et al.*, 1984, *Reilly & Goodman*, 1987 et *Holzbecher*, 1995] et au stockage de déchets dans des formations salifères profondes [p. ex. *Herbert et al.*, 1988, *Oldenburg & Pruess*, 1995, *Younes et al.*, 1999].

Dans les dix dernières années, les travaux poussés sur la simulation des écoulements densitaires se sont attachés plus spécifiquement aux problèmes (1) de la dispersion hydrodynamique [p. ex. *Hassanizadeh & Leijnse*, 1995, *Hassanizadeh*, 1996, *Oswald*, 1998], (2) de l'effet de la salinité sur la viscosité [p. ex. *Ophori*, 1998, *Oswald*, 1998, *Boufadel et al.*, 1999], (3) du transport réactif [p. ex. *Freedman & Ibaraki*, 2003], (4) des milieux poreux à fractures [p. ex. *Shikaze et al.*, 1998, *Graf & Therrien*, 2005], (5) des méthodes numériques de discrétisation [p. ex. *Oltean & Bués*, 2001], (6) de la définition des conditions aux limites [p. ex. *Hassanizadeh & Leijnse*, 1995, *van Duijn & Schotting*, 1998], (7) du choix de maillage des modèles [p. ex. *Frolkovic & De Schepper*, 2001, *Johannsen et al.*, 2002], (8) de la modélisation inverse [p. ex. *Sanz & Voss*, 2006], ainsi que (9), de la vérification et la validation des modèles [p. ex. *Freedman & Ibaraki*, 2003, *Bakker et al.*, 2004, *Oswald & Kinzelbach*, 2004, *Weatherhill et al.*, 2004, *Ataie-Ashtiani & Aghayi*, 2006, *Johannsen et al.*, 2006].

Ce dernier point fait l'objet de nombreux travaux à l'heure actuelle. La vérification des modèles consiste à comparer les résultats du modèle numérique soit à un modèle élémentaire de solution connue (p. ex. analytique), soit à un modèle physique simplifié, on parle alors de "benchmarking" [*Diersch & Kolditz*, 2002]. Le benchmarking est très important lors du développement d'un code de simulation, il permet de valider la justesse de résolution numérique des équations, liée à la discrétisation et la convergence. Les problèmes classiquement utilisés pour la vérification des codes sont : (1) le problème de Henry [*Voss & Souza*, 1987, *Segol*, 1993] ; (2) le problème d'Elder [*Voss & Souza*, 1987] ; (3) le problème de l'HYDROCOIN [*Konikow et al.*, 1997] ; (4) le problème de la rotation de trois fluides immiscibles [*Bakker et al.*, 2004] ; (5) le problème de la piscine salée "saltpool" [*Johannsen et al.*, 2002] et (6) le problème du lac salé "salt lake" [*Wooding et al.*, 1997a, 1997b, *Simmons et al.*, 1999].

Par ailleurs, la validation des modèles consiste à comparer les résultats des modèles numériques à des observations réelles c'est-à-dire expérimentales ou de terrain [*Diersch & Kolditz*, 2002, *Hassan*, 2004]. Pour les modèles densitaires d'intrusion marine, la piézométrie et la salinité simulées sont classiquement comparées à celles observées en forage ou en surface. Le caractère instable et éminemment bi- ou tridimensionnel du transport densitaire implique de plus en plus la mise en œuvre de méthodes de caractérisation haute-résolution, tel que les méthodes géophysiques [*Simmons*, 2005]. La validation du modèle est obtenue lorsque les simulations et les observations s'ajustent correctement en regard d'un critère d'erreur défini.

La modélisation des écoulements densitaires en milieu poreux reste un champ disciplinaire aux nombreuses applications amené à encore fortement évoluer dans les années futures.

3.3. Lois générales de l'écoulement et du transport densitaires en milieu poreux

La compréhension physique et mathématique de l'écoulement et du transport en milieu poreux est basée sur l'hypothèse de continuité des propriétés physiques du milieu (porosité, perméabilité, etc.) et du fluide (vitesse, pression, concentration, température, etc.), dans l'espace et le temps [*Diersch & Kolditz*, 2002]. Les équations fondamentales

sont établies sur les principes de conservation de la masse, des moments et de l'énergie. Les écoulements densitaires sont ainsi gouvernés par cinq systèmes d'équations principaux : (1) l'équation de conservation de la masse de fluide, aussi appelée équation de continuité ou équation d'écoulement ; (2) l'équation de conservation de la masse de soluté, aussi appelée équation du transport de masse ; (3) l'équation de conservation de l'énergie, ou équation du transport de chaleur ; (4) l'équation de conservation de la quantité de mouvement, ou équation de conservation des moments et (5) l'équation d'état de l'eau, ou équation thermodynamique.

L'équation de conservation de la masse de fluide (écoulement) établit la relation fondamentale entre les propriétés physiques du milieu poreux (porosité ϕ [m^3/m^3], saturation en eau S [m^3/m^3], compressibilité ε [m^{-1}]) et les variations spatio-temporelles des propriétés physiques du fluide (densité γ [kg/m^3], pression p [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-2}$], vitesse de Darcy \mathbf{q} [m/s]). Elle s'exprime sous forme différentielle [Diersch & Kolditz, 2002] :

$$\phi S \frac{\partial \gamma}{\partial t} + \gamma \left(S \varepsilon \frac{\partial p}{\partial t} + \phi \frac{\partial S}{\partial t} \right) + \nabla \cdot (\gamma \mathbf{q}) = Q \quad (15)$$

Où t est le temps [s], ∇ est l'opérateur gradient [m^{-1}], \mathbf{q} est le tenseur des vitesses de Darcy [m/s] et Q [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{s}^{-1}$] est le terme de source de fluide. En mécanique des écoulements non densitaires (à densité γ constante), cette équation est simplifiée et représente l'écoulement pur du fluide dans le milieu poreux :

$$S \varepsilon \frac{\partial p}{\partial t} + \phi \frac{\partial S}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{q} = \frac{Q}{\gamma} \quad (16)$$

L'équation de conservation de la masse de soluté (transport de soluté) établit la relation fondamentale entre les variations spatio-temporelles de la concentration de l'espèce k en solution ω_k [kg/kg], des propriétés physiques du fluide (densité γ , diffusion moléculaire D_m [m^2/s], vitesse de Darcy \mathbf{q}) et du milieu poreux (porosité ϕ , saturation en eau S , tenseur de tortuosité $\boldsymbol{\tau}$ [m/m], tenseur de dispersion cinématique \mathbf{D}_c [m^2/s]). Elle s'écrit :

$$\phi \frac{\partial}{\partial t} (\gamma S \omega_k) + \nabla \cdot (\gamma \mathbf{q} \omega_k) - \nabla \cdot (\gamma \mathbf{D} \cdot \nabla \omega_k) = R_k + Q_k - Q \omega_k \quad (17)$$

$$\text{avec } \mathbf{D} = \phi S D_m \boldsymbol{\tau} + \mathbf{D}_c \quad (18)$$

Où R_k , Q_k et $Q \omega_k$ [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{s}^{-1}$] sont respectivement les termes source dus aux réactions chimiques, au flux entrant de soluté et au flux entrant de fluide à la concentration ω_k . L'équation (17) dérive de la loi fondamentale de Fick [1855], que l'on reconnaît dans le terme diffusif/dispersif : $\gamma \mathbf{D} \cdot \nabla \omega_k$. De la même manière que pour l'écoulement, si l'on néglige les effets densitaires, cette équation représente le transport pur de soluté et est résolue indépendamment à partir du champ de vitesse de Darcy, fourni par l'équation (16).

De manière analogue que pour le transport de soluté, l'équation de conservation de l'énergie (transport de chaleur) établit la relation entre les variations spatio-temporelles

de la température T [°C], des propriétés physiques du fluide (densité γ , chaleur spécifique c^l [m².s⁻².°C⁻¹], conductivité thermique λ^l [kg.m.s⁻³.°C⁻¹], vitesse de Darcy \mathbf{q}) et du milieu poreux (porosité ϕ , saturation en eau S , chaleur spécifique c^s , conductivité thermique λ^s , densité de la matrice γ^s , tenseur de dispersion thermique \mathbf{D}_T [m²/s]). Elle s'exprime :

$$\frac{\partial}{\partial t} [(\phi S \gamma c^l + (1-\phi) \gamma_s c_s) T] + \nabla \cdot (\gamma c^l \mathbf{q} T) - \nabla \cdot (\Lambda \cdot \nabla T) = H - Q c^l (T - T_0) \quad (19)$$

$$\text{avec } \Lambda = (\phi S \lambda^l + (1-\phi) \lambda^s) \mathbf{I} + \gamma c^l \mathbf{D}_T \quad (20)$$

Où H et $Q c^l (T - T_0)$ [kg.m⁻¹.s⁻³] sont respectivement les termes sources de chaleur de fluide entrant à la température T et \mathbf{I} le tenseur unitaire. L'équation (19) dérive de la loi fondamentale de *Fourier* [1807, 1822] que l'on reconnaît dans le terme diffusif/dispersif : $\Lambda \cdot \nabla T$.

La conservation de la quantité de mouvement implique que les forces \mathbf{F} de déplacement du fluide soient fonction des forces d'inertie (advection) et des forces de viscosité (diffusion), sous la forme :

$$\mathbf{F}_{\text{déplacement}} = \mathbf{F}_{\text{inertie}} - \mathbf{F}_{\text{viscosité}} \quad (21)$$

Dans la plupart des situations naturelles, en particulier en hydrogéologie, on néglige les forces de viscosité par rapport aux forces d'inertie et l'équation (21) prend alors la forme de la loi généralisée de Darcy, reliant la vitesse de Darcy \mathbf{q} avec la force externe de volume (p. ex. le vecteur gravité \mathbf{g} [m.s⁻²]) ainsi que les propriétés physiques du milieu poreux (tenseur de perméabilité \mathbf{k} [m²]) et du fluide (pression p , densité γ et viscosité dynamique μ [kg.m⁻¹.s⁻¹]) :

$$\mathbf{q} = -\frac{\mathbf{k}}{\mu} \cdot (\nabla p - \gamma \mathbf{g}) \quad (22)$$

Cette équation découle de la loi originelle de Darcy [*Darcy*, 1856] qui établit l'analogie entre la Loi de *Fourier* [*Fourier*, 1807], décrivant le transfert de chaleur dans un solide, et l'écoulement de l'eau dans un milieu poreux. Notons que la loi de Darcy est intégrée à la fois dans l'équation (15) de l'écoulement et dans les équations du transport de soluté (17) et de chaleur (19).

L'équation d'état de l'eau se décline en plusieurs équations d'état qui représentent les relations thermodynamiques entre la densité, la viscosité dynamique, la pression, la concentration et la température du fluide (voir Figure 12) :

$$\gamma = f(p, \omega_k, T) \quad \text{et} \quad \mu = f(T) \quad (23)$$

Elles permettent de lier entre elles les relations précédentes et ainsi de fermer le système d'équations [*Diersch & Kolditz*, 2002]. La densité γ de l'eau varie avec la pression p , la concentration de soluté ω_k et la température T suivant l'approximation linéaire :

$$\gamma = \gamma_0 [1 + \eta (p - p_0) + \alpha (\omega_k - \omega_{k0}) + \beta (T - T_0)] \quad (24)$$

Où γ_0 représente la densité de référence aux références de pression, concentration et température de, respectivement p_0 , C_0 et T_0 . η [$\text{kg}^{-1} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^2$] est la compressibilité du fluide, α [m/m] son coefficient d'expansion avec la concentration, et β [$^{\circ}\text{C}^{-1}$] son coefficient d'expansion thermique, supposés constants. Egalement, la viscosité dynamique μ est principalement fonction de la température T selon l'approximation suivante [Huyakorn & Pinder, 1983] :

$$\mu = (239.4 \cdot 10^{-7}) \cdot 10^{\left(\frac{248.37}{T+133.15}\right)} \quad (25)$$

Dans la plupart des aquifères côtiers, le transport de la chaleur et les variations de viscosité sont généralement négligés considérant une température constante des eaux souterraines ($T = \text{constante}$ et $\mu = \text{constante}$). La modélisation densitaire de l'équilibre entre l'eau douce et l'eau salée ne fait donc généralement intervenir que les équations de l'écoulement (15), du transport de soluté (17)-(18), de Darcy (22) et les équations d'état (24)-(25).

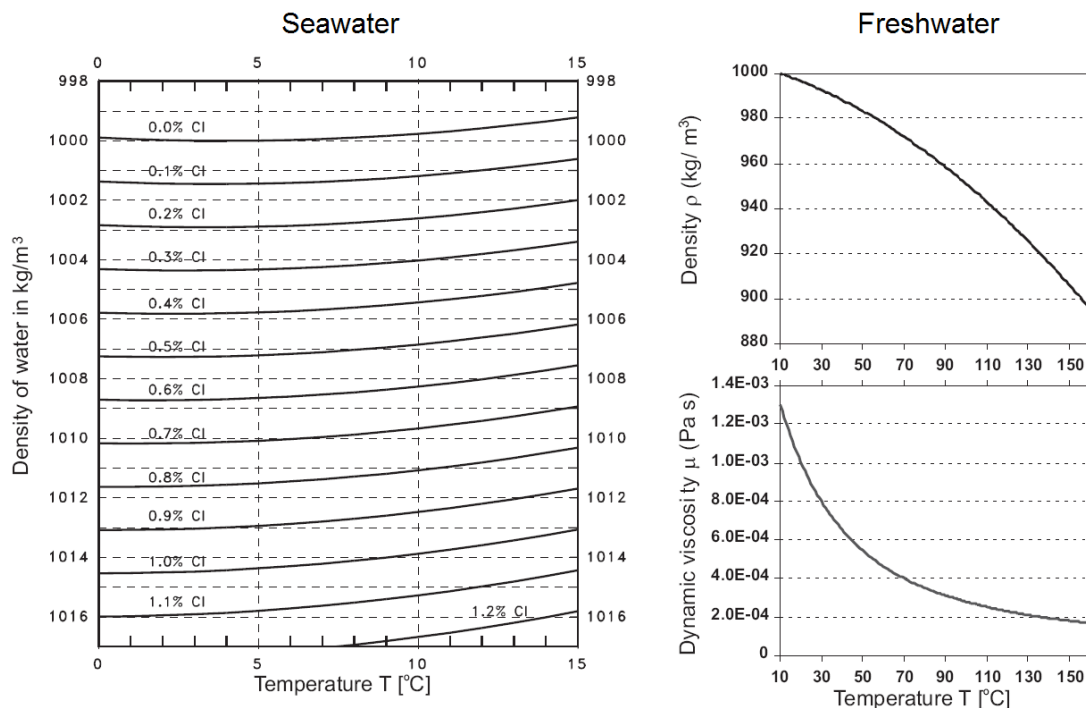


Figure 12 : Variation de la densité de l'eau de mer en fonction de la température et de la chlorinité (graphique de gauche, tiré de *Oude Essink* [2001], d'après *ILRI* [1972]) et variation de la densité et de la viscosité de l'eau douce en fonction de la température (graphiques de droite, d'après *Smith & Chapman* [1983]).

3.4. Modélisation numérique des écoulements densitaires

Dans les modèles numériques, une solution discrète est obtenue à la fois dans les domaines d'espace et de temps grâce à l'utilisation d'approximations numériques des équations aux dérivées partielles [Kumar, 2004]. Pour la résolution de ces équations, la technique numérique des éléments finis (FE) reste traditionnellement la plus largement utilisée bien que certains modèles utilisent la technique des différences finies (FD). Toutefois les codes de simulation dits en éléments finis correspondent en fait à des modèles hybrides qui utilisent la technique FE pour la résolution dans l'espace et la technique FD pour la résolution dans le temps [Voss, 1984, Simmons et al., 2001].

La simulation des écoulements densitaires implique la résolution couplée de l'écoulement et du transport, car le transport influence l'écoulement (convection) et l'écoulement influence le transport (advection). Les équations doivent donc être résolues simultanément par processus itératif à un pas de temps donné. Le champ de vitesse de Darcy nécessaire à la résolution du transport résulte de la résolution de l'écoulement (c'est-à-dire les pressions) à l'itération précédente. Une fois la solution stabilisée pour un pas de temps donné (on parle alors de convergence du modèle), les itérations sont reconduites pour le pas de temps suivant.

Pour la modélisation hydrogéologique, en particulier la simulation des phénomènes densitaires liés au transport du sel (p. ex. l'intrusion marine) ou de la chaleur (p. ex. la géothermie), les codes les plus largement utilisés et qui ont fait l'objet de très nombreuses publications, tant sur le plan théorique que dans les domaines appliqués, sont peu nombreux [Kumar, 2004]. Les principaux modèles existants sont présentés ci-après par ordre chronologique :

SUTRA – Saturated/Unsaturated TRAnsport [Voss, 1984] est un modèle d'écoulement et de transport couplés permettant de simuler les écoulements densitaires liés soit à la concentration en soluté, soit à la température. Il utilise une méthode numérique hybride, en éléments finis pour la résolution des équations dans l'espace et en différences finies pour la résolution dans le temps. Initialement développé en 2D, avec maillage régulier et distinction entre transport mono-espèce et de chaleur, la version SUTRA v 2.0 [Voss & Provost, 2002] a été étendue à la 3-D, puis la version SUTRA v 2.1 [Voss & Provost, 2008] à la définition d'un maillage en éléments de forme irrégulière et une plus grande flexibilité dans l'application des conditions aux limites et le traitement des résultats. La version SUTRA-MS [Hughes & Sanford, 2004], basée sur le code de 2002 (SUTRA v 2.0), permet la simulation de plusieurs espèces en solution en même temps que la chaleur (MS signifie *Multi-Species*).

MOC DENSE – Method of Characteristic for DENSITY [Sanford & Konikow, 1985] permet de simuler l'écoulement et le transport couplés en 2D. MOC DENSE est une version modifiée du modèle initial de Konikow & Bredehoeft [1978], qui simulait le transport dispersif sans tenir compte des effets densitaires. Dans la version modifiée, la densité est fonction de la concentration en soluté, l'écoulement est résolu en termes de pression (au lieu de charges hydrauliques) avec la méthode des différences finies et le transport avec la méthode des caractéristiques, comme dans le modèle initial. MOC DENSE3D [Oude Essink, 1998] est une version 3D révisée de MOC DENSE.

FEMWATER – Finite Element Model of WATER flow through saturated/unsaturated media [Lin *et al.*, 1997] est un modèle permettant de simuler l'écoulement et le transport densitaires en milieu poreux. Il combine les codes 3DFEMWATER pour l'écoulement et 3DLEWASTE pour le transport [Yeh *et al.*, 1992] en un seul modèle 3D d'écoulement et de transport, où les équations sont résolues par la méthode des éléments finis. Un certain nombre d'améliorations ont été apportées par rapport aux codes initiaux, en particulier sur l'augmentation de l'efficacité des solveurs. FEMWATER a été développé spécifiquement dans le but de fonctionner sous la puissante interface graphique GMS du Département de la défense américain et de traiter des études d'intrusion marine dans les aquifères côtiers.

FEFLOW – Finite Element FLOW [Diersch, 1993] est un modèle intégré pour la simulation en 2D ou 3D de l'écoulement et du transport. FEFLOW utilise la méthode numérique de résolution en éléments finis et intègre le transport simultané de soluté multi-espèces et de chaleur (transport thermohalin), la saturation du milieu poreux, les systèmes de nappes libres et perchées, les milieux fracturés, une discrétisation spatiale (le maillage) et temporelle (le pas de temps) adaptative, et surtout une interface graphique couplée à un système d'information géographique (SIG).

CODESA-3D – COupled variable DEensity and SAuration [Gambolati *et al.*, 1999] est un modèle tri-dimensionnel en éléments finis. Il permet la résolution des écoulements densitaires, à saturation variable, et du transport miscible du sel, en utilisant une approche numérique de type Eulérienne [Gray & Pinder, 1976, Kinzelbach, 1986]. Dans le code de simulation CODESA-3D, l'écoulement est exprimé en termes de hauteur d'équivalent d'eau douce [cf. Huyakorn *et al.*, 1987, Frind, 1982, Gambolati *et al.*, 1993].

SEAWAT – SEAWATER flow [Guo & Langevin, 2002] est un code 3D de simulation du transport couplé à l'écoulement en milieu poreux. Il a été développé en combinant en un seul code les programmes MODFLOW pour l'écoulement [McDonald & Harbaugh, 1988] et MT3DMS pour le transport de soluté multi-espèces [Zheng & Wang, 1998]. Comme les codes originels, les plus populaires en matière de modélisation hydrogéologique des écoulements et du transport non densitaires, SEAWAT utilise la méthode des différences finies. Il présente les avantages d'être à la fois compatible avec les modèles antérieurement développés sous MODFLOW et MT3D mais également d'être intégré à leurs interfaces graphiques, ainsi que leurs pré- et post-processeurs. L'effet de la température sur la densité n'est pas pris en compte.

Dans les aquifères côtiers, les applications concernent généralement des problématiques spécifiques, particulièrement : (1) l'intrusion marine diffuse, induite par prélèvements diffus [p. ex. Iribar *et al.*, 1997, Paniconi *et al.*, 2001] ; (2) l'intrusion marine ponctuelle, induite par pompage, c'est-à-dire les remontées coniques [p. ex. Shing Ma *et al.*, 1997, Gingerich & Voss, 2005] ; (3) la zone de décharge en mer (SGD) [p. ex. Kaleris *et al.*, 2002, Langevin, 2003] ; (4) la remontée du niveau marin due aux changements climatiques [p. ex. Bobba, 1998, Oude Essink, 2003] ; (5) l'effet des marées [p. ex. Mao *et al.*, 2006, Vandenbohede & Lebbe, 2007] ; (6) les systèmes évaporatoires, littoraux ou continentaux [p. ex. Zimmerman *et al.*, 2006, Bauer *et al.*,

2006] ; (7) les lentilles d'eau douce en milieu insulaire ou presque insulaire [p. ex. *Underwood et al.*, 1992, *Ghassemi et al.*, 1996, *Ghassemi et al.*, 2000, *Masterson*, 2004] et (8) le couplage avec la modélisation des eaux superficielles [p. ex. *Langevin et al.*, 2005].

4. Couplage entre la tomographie électrique et la modélisation hydrogéologique

4.1. Validation des modèles hydrogéologiques

Dans les dix dernières années, de nombreux travaux se sont attachés à déterminer et appliquer des procédures et tests de validation des modèles hydrogéologiques. La validation des modèles est à l'heure actuelle un enjeu d'autant plus important que leur complexité croissante crée un fossé entre les résultats de prédiction et la capacité à valider ou à avoir confiance dans ces prédictions [Hassan, 2004].

Les méthodes de validation des modèles peuvent être classées en deux catégories [Foglia *et al.*, 2007] : (1) les méthodes de discrimination (application, classement et sélection d'un certain nombre de modèles alternatifs) ; (2) les méthodes d'identification des paramètres importants (analyses de sensibilité), puis caractérisation de ces paramètres et comparaison avec les observations. Parmi les méthodes existantes, la méthode de validation croisée est utilisée à la fois pour la discrimination des modèles et les analyses de sensibilité [Foglia *et al.*, 2007]. Elle consiste à comparer plusieurs modèles indépendants en jouant sur les paramètres clés.

4.2. La géophysique comme outil de paramétrage et de validation des modèles

La validation des modèles hydrogéologiques par identification-caractérisation-comparaison nécessite d'autant plus d'observations que le modèle est complexe. Ceci implique qu'aux méthodes de validation traditionnelles, que sont par exemple les comparaisons avec les mesures de piézométrie ou de chimie, s'ajoutent des outils modernes de caractérisation haute résolution, et parmi eux les méthodes de caractérisation géophysique [Hubbard & Rubin, 2000]. L'intérêt et le besoin des méthodes géophysiques pour l'hydrogéologie a abouti au début des années 2000 à la naissance d'une discipline spécifique, l'hydrogéophysique, dont l'objet est de développer des outils et approches pour caractériser et suivre les paramètres et processus hydrogéologiques de manière non invasive et à des échelles pertinentes [U.S. Department of Energy, 2000, Rubin & Hubbard, 2005].

A l'heure actuelle, les résultats des investigations géophysiques sont essentiellement utilisés pour le paramétrage des modèles hydrogéologiques [p. ex. Hubbard & Rubin, 2000]. L'interprétation des données géophysiques permet de fournir à la fois une information structurale (définition des unités hydrostratigraphiques, failles et fractures) et une information sur les propriétés électriques caractéristiques du type de sol, de roche et de l'eau de pore, ce qui constitue des informations importantes pour contraindre les modèles hydrogéologiques [Lesmes & Friedman, 2005].

Concernant les méthodes électriques, White [1988, 1994] est parmi les premiers à utiliser les sondages électriques de surface (VES) pendant les essais de traçages en aquifères superficiels, pour le suivi et l'interprétation du transport de soluté. Il évalue la vitesse et direction des écoulements souterrains qui lui permettent ensuite de calculer

des conductivités hydrauliques de l'aquifère. Quelques années plus tard, l'imagerie électrique (ERT) est appliquée pour le suivi des traçages en zone non saturée [Daily et al., 1992, Binley et al., 1996, 2002, French et al., 2002], et en zone saturée [Bevc & Morrison, 1991, Slater et al., 2000, Kemna et al., 2002, Cassiani et al., 2005, Singha & Gorelick, 2005, Vanderborght et al., 2005]. Enfin, plus récemment, les effets densitaires liés au traceur ont été pris en compte par couplage des mesures ERT avec des modèles de transport densitaire [Slater et al., 2002, Beinhorn et al., 2005]. Ces travaux ont clairement montré le potentiel de la tomographie électrique (ERT) pour le suivi du transport dans les sols et les aquifères.

Toutefois l'approche de paramétrage des modèles hydrogéologiques à l'aide des interprétations géophysiques peut être dangereuse. Les méthodes géophysiques restent en effet des méthodes indirectes, ce qui signifie que les résultats d'acquisition bruts sont généralement interprétés par modélisation et soumis au problème de non-unicité des résultats [p. ex. Vanderborght et al., 2005]. Les paramètres ainsi estimés et incorporés dans les modèles hydrogéologiques restent sujets à incertitudes et les règles permettant la transformation des données géophysiques vers une information hydrogéologique quantitative unique nécessitent d'être claires et bien posées [Simmons, 2005]. Au contraire, une comparaison entre les résultats obtenus de façon indépendante par les modèles géophysiques et hydrogéologiques peuvent apporter des informations pertinentes permettant de réduire les incertitudes, à la fois des modèles hydrogéologiques et des modèles géophysiques. On peut citer les approches proposées par Bevc & Morrison [1991], Kemna et al. [2002], Singha & Gorelick [2005], Vanderborght et al. [2005], Antonsson et al. [2006a] et Hubbard et al. [2006].

4.3. Utilisation de la géophysique électrique pour la validation des modèles densitaires appliqués aux aquifères côtiers

Les modèles d'écoulements densitaires simulant le transport du sel, en milieu côtier, sont des modèles numériquement sensibles et parfois instables lorsque inadéquatement discrétisés ou paramétrés [Simmons, 2005]. Oude Essink & Boekelman [1996] font part d'un certain nombre de considérations et limitations qui s'appliquent à la modélisation de l'intrusion marine, en particulier pour les aquifères à grande échelle. Pour de tels aquifères, la dimension du maillage ne doit pas être beaucoup plus grande que l'ordre de grandeur de la dispersivité longitudinale, c'est la condition du nombre de Peclet [voir aussi Voss & Provost, 2002]. Ils remarquent également que des données suffisantes et fiables nécessaires à la calibration et à la validation des modèles ne sont, la plupart du temps, pas disponibles pour un tel maillage.

Oude Essink [2003] indique que la matrice 3D de densité de l'eau souterraine conditionne fortement la précision du champ de vitesse, mais qu'une distribution 3D précise des densités n'est généralement pas disponible. Il est donc essentiel, pour la modélisation des écoulements densitaires en aquifères côtiers, d'augmenter le nombre et la qualité des mesures de concentration en sel ou indirectement de conductivité de l'eau. De la même manière, du fait de la fréquente méconnaissance des dispersivités et des porosités, la modélisation nécessite souvent d'estimer ces paramètres, par exemple par essai-erreur en utilisant les informations provenant de cas géologiques similaires [p. ex. Faye et al., 2001].

Pour toutes ces raisons et considérant les larges variations de résistivité électrique entre l'eau douce et l'eau salée en milieu poreux, l'ERT semble une méthode de choix pour la caractérisation de la distribution du sel dans les aquifères côtiers. *Bates & Robinson* [2000] sont les premiers à proposer l'utilisation de la géophysique électrique pour contraindre l'application des modèles hydrogéologiques d'aquifères côtiers. *Antonsson et al.* [2006a, 2006b] montrent grâce à un modèle synthétique de biseau salé que l'ERT permet, après application d'une relation pétrophysique, de déterminer assez correctement la distribution du sel dans l'aquifère. Ils proposent d'utiliser ces résultats pour paramétrer les modèles densitaires par inversion. *Ogilvy et al.* [2006] envisagent l'utilisation de l'ERT pour l'imagerie dans le temps de l'évolution de l'intrusion saline dans le but de contraindre l'application des modèles densitaires.

4.4. Relations hydro-pétrophysiques entre les données géo-électriques et les résultats des simulations hydrogéologiques

4.4.1. Définitions

La comparaison-validation quantitative des modèles géo-électriques et hydrogéologiques densitaires nécessite d'établir la relation entre les résistivités déterminées par prospection géophysique et les salinités simulées par le modèle densitaire. Cette transformation, des propriétés géophysiques mesurées ou interprétées vers les paramètres hydrogéologiques, est basée sur des relations ou modèles pétrophysiques *s.l.* [p. ex. *Lesmes & Friedman*, 2005], que l'on peut qualifier d'hydro-pétrophysiques et qui permettent de quantifier cette corrélation.

Comme pour les modèles géophysiques, *Lesmes & Friedman* [2005] précisent que ces relations pétrophysiques *s.l.* sont relativement complexes et non uniques. Ceci implique de contraindre les paramètres des modèles avec le maximum d'informations géologiques fiables, ce qui est souvent difficile compte tenu du nombre de paramètres impliqués. Ils constatent que dans la pratique, des relations empiriques sont classiquement établies entre propriétés électriques et hydrogéologiques mesurées, ce qui permet de contourner ce problème de non unicité. Malheureusement, même si les résultats sont très souvent satisfaisants, ils remarquent que ces relations restent spécifiques à un site donné et rarement extrapolables. Pour s'affranchir de ce double problème, de non unicité dans un cas, de spécificité au site dans l'autre cas, ils proposent l'utilisation de modèles pétrophysiques suffisamment complets pour rendre compte des propriétés pertinentes du milieu mais suffisamment simples pour être applicables sur le terrain.

Les résultats des prospections géophysiques électriques sont exprimés en résistivité électrique du milieu poreux (*bulk resistivity*), ou conductivité électrique (son inverse : $\sigma = \rho^{-1}$), alors que les résultats des simulations des modèles densitaires sont exprimés en concentration (généralement en concentration en solides totaux dissous, *TDS*). Pour corréler ces deux paramètres, trois types de relations peuvent être distingués : (1) une relation pétrophysique *s.s.* entre résistivité électrique totale du milieu poreux et conductivité électrique de l'eau de pore ; (2) une relation physico-chimique entre conductivité électrique et concentration en soluté de l'eau de pore ; et (3) une relation

thermodynamique rendant compte des variations de la conductivité électrique de l'eau de pore avec la température.

Les modèles pétrophysiques *s.s.* permettent de relier les propriétés physiques apparentes du milieu, c'est-à-dire la réponse à la fois de la matrice solide et du milieu poreux sans distinction, avec celle du milieu poreux par le biais des paramètres pétrophysiques : porosité, etc. La relation empirique d'*Archie* [1942], dite loi d'*Archie*, est indiscutablement la plus largement utilisée pour prédire la conductivité de l'eau de pore σ_w à partir de la conductivité apparente (totale) du milieu σ . Elle s'exprime :

$$\text{En milieu saturé, } \sigma = \rho^{-1} = \frac{\sigma_w}{F} \quad (26)$$

$$\text{En milieu non saturé, } \sigma = \frac{\sigma_w}{F} \cdot S^d \quad (27)$$

Le facteur de formation $F = \phi^{-m}$ est un paramètre intrinsèque du milieu poreux représentant sa micro-géométrie, ϕ est la porosité du matériau, S la saturation du volume poreux, m et d sont des paramètres adimensionnels représentant respectivement le coefficient de cimentation et l'indice de saturation. Le coefficient de cimentation m s'étend de 1,2 pour des billes de verre sphériques [*Jackson et al.*, 1978], 1,3 pour un sable pur [*Archie*, 1942], environ 2 pour un grès consolidé [*Archie*, 1942] et jusqu'à 4,4 pour un tuf altéré [*Revil et al.*, 2002]. L'indice de saturation s'étend de 1,3 pour un sable non consolidé à 2 pour une roche consolidée [*Schön*, 1996].

Bien que la loi d'*Archie* ait montré une très bonne applicabilité pour les matériaux sableux propres, consolidés ou non, *Lesmes & Friedman* [2005] notent deux limitations importantes à cette relation. D'une part, la porosité effective du milieu poreux (c'est-à-dire celle qui participe à la migration des ions sous l'effet d'un champ électrique) est considérée égale à sa porosité totale sans tenir compte d'une porosité isolée, ce qui implique une surestimation de la conductivité totale. D'autre part, elle ne tient pas compte de la conductivité de surface des grains qui peut être importante dans le cas d'une solution d'imbibition très résistante et/ou de la présence de particules argileuses, ce qui aboutit dans ce cas à une sous-estimation de la conductivité totale.

Afin de rendre compte des phénomènes de conduction de surface liés aux particules argileuses, *Waxman & Smits* [1968] introduisent dans la loi d'*Archie* un paramètre de conductivité de surface σ_{surf} (voir Figure 13):

$$\sigma_{surf} = \frac{B Q_v}{F} \quad (28)$$

Où Q_v est la capacité d'échange cationique par unité de volume du matériau (équivalent à la teneur en argile) et B est un paramètre de conductance ionique équivalente de la solution due aux cations échangeables des particules argileuses. La loi d'*Archie* devient [*Waxman & Smits*, 1968] :

$$\text{En milieu saturé, } \sigma = \frac{\sigma_w}{F} + \sigma_{surf} = \frac{\sigma_w + BQ_v}{F} \quad (29)$$

$$\text{En milieu non saturé, } \sigma = S^d \cdot \left(\frac{\sigma_w}{F} + \frac{\sigma_{surf}}{S} \right) = \frac{S^d}{F} \cdot \left(\sigma_w + \frac{BQ_v}{S} \right) \quad (30)$$

Pour ces auteurs, le paramètre B dépend uniquement du type de solution d'imbibition et en particulier de sa conductivité σ_w . *Sen et al.* [1988] ont modifié la définition de B pour y incorporer, aux cotés de la conductivité σ_w , les effets de la lithologie grâce au facteur de cimentation m , ce qui a montré de bons résultats sur un grand nombre d'échantillons de sables argileux. Ils l'expriment :

$$B = \frac{1.93 m}{1 + 0.7 / \sigma_w} \quad (31)$$

De nombreux modèles plus complexes ont été développés en terme de double-couche électrique (*electrical double layer* : EDL) se formant entre les grains et la solution liquide. Ces modèles intègrent dans la conductivité de surface σ_{surf} la surface spécifique des grains S_s , leur densité de charge en surface Ω_0 , leur charge ionique e , leur mobilité ionique χ_s ainsi qu'un paramètre f caractérisant la tortuosité en surface [*Lesmes & Friedman, 2005*] :

$$\sigma_{surf} \cong \frac{e \chi_s \Omega_0 S_p}{f} \quad (32)$$

Egalement, le modèle de *Bussian* [1983], qui s'inspire de la loi d'Archie en milieu saturé, incorpore le paramètre de conductivité de la matrice solide σ_s , qui intègre à la fois la conductivité des grains solides et la conductivité de surface σ_{surf} . Il s'exprime selon l'équation suivante :

$$\sigma = \sigma_w \phi^m \cdot \left(\frac{1 - \sigma_s / \sigma_w}{1 - \sigma_s / \sigma} \right)^m \quad (33)$$

Dans cette formulation, pour les minéraux non métalliques, la conductivité des grains solides est nulle et dans ce cas $\sigma_s = \sigma_{surf}$. Bien que la conductivité de surface ne soit pas explicitement prise en compte dans ce modèle, *Lesmes & Friedman* [2005] soulignent que l'interaction entre les mécanismes de conduction de surface et ceux de conduction totale du milieu sont pris en compte de manière plus réaliste que dans le modèle de *Waxman & Smits* (équations (29) et (30)). Sur la base du modèle de *Bussian*, *Revil et al.* [1998] ont développé un modèle exhaustif (Figure 14) intégrant dans la conductivité solide σ_s les propriétés de double-couche (S_s , Ω_0 , e , χ_s , cf. équation (32)), la saturation S et la température T . Ils distinguent également, dans la couche de surface, les propriétés d'échange cationique Q_v propres à chaque type de minéraux argileux et, dans la solution, la différence de mobilité entre cations et anions, appelés nombres de transport de Hittorf [p. ex. *Revil & Glover, 1997*].

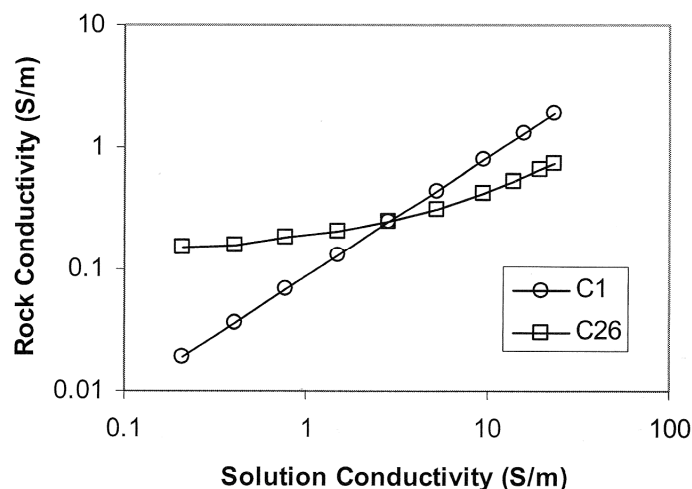


Figure 13 : Conductivités électriques de deux carottes de grès en fonction de la conductivité de la solution de pore (NaCl), d'après *Waxman & Smits* [1968]. Pour la carotte C1, la conductivité de surface σ_{surf} est négligeable, et la relation se réduit à la loi linéaire d'Archie (le facteur de formation F correspond à la pente de la droite, et $F = \sigma_w / \sigma$). Pour la carotte C26, σ_{surf} est significative du fait de la capacité d'échange cationique due à sa fraction argileuse, et la relation est non linéaire (σ_{surf} peut être déterminé pour $\sigma_w = 0$, et F peut être estimé à partir de la pente de la portion linéaire de la courbe pour les grandes salinités) [tiré de *Lesmes & Friedman*, 2005].

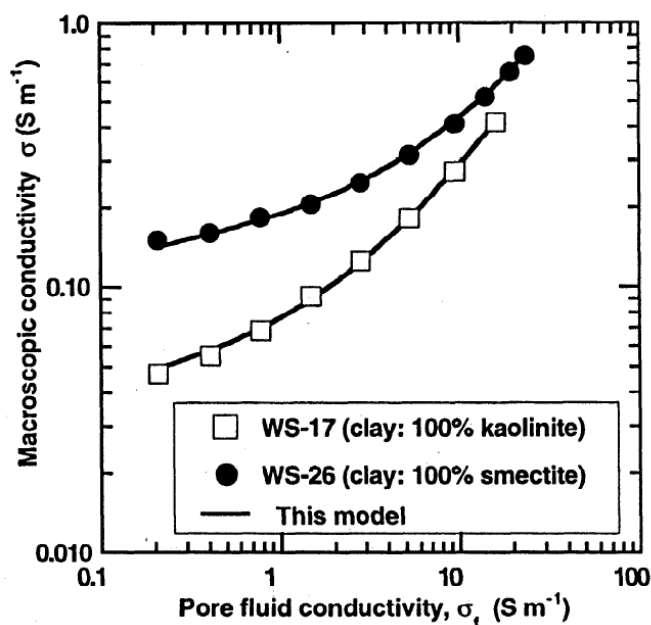


Figure 14 : Conductivités électriques de deux carottes de grès en fonction de la conductivité de la solution de pore (NaCl), d'après les données de *Waxman & Smits* [1968] et le modèle de *Revil et al.* [1998]. Les échantillons correspondent à des carottes de deux types d'argiles, kaolinite et smectique, possédant de fortes conductivités de surface [tiré de *Revil et al.*, 1998].

En Sciences du sol, le paramètre de teneur en eau volumique θ est préféré au paramètre de saturation S (avec $\theta = S \cdot \phi$). Dans ce cas, si l'on assimile le facteur de cimentation à l'index de saturation, c'est-à-dire $m = d$, la loi d'Archie s'écrit [Lesmes & Friedman, 2005] :

$$\sigma = \sigma_w \theta^m \quad (34)$$

Cette formulation a été modifiée par Rhoades *et al.* [1976] en y intégrant la conductivité de surface σ_{surf} et en la définissant comme indépendante de la teneur en eau θ et de la conductivité de la solution σ_w , c'est-à-dire :

$$\sigma = \sigma_w \theta \cdot (a \theta + b) + \sigma_{surf} \quad (35)$$

Les paramètres adimensionnels empiriques a et b sont fonction du type de sol : $a = 2,1$ et $b = -0,25$ pour les sols argileux alors que a est compris entre 1,3 et 1,4 et b entre -0,11 et -0,06 pour les sols limoneux [Rhoades *et al.*, 1976]. La relation de Rhoades *et al.* [1976] est la plus largement utilisée par les pédologues et physiciens du sol.

Remarquons finalement que pour un matériau dont la fraction et la taille des particules argileuses peuvent être négligées par rapport à celles des grains solides et/ou dont la conductivité de l'eau de pore est élevée, la capacité d'échange cationique en surface des grains devient alors négligeable [Ellis, 1987]. La conductivité de surface σ_{surf} devient elle aussi négligeable et ces modèles se réduisent tous à la loi d'Archie.

Les modèles physico-chimiques permettent quant à eux de relier les propriétés physiques du liquide poral (la conductivité électrique de l'eau de pore) avec ses propriétés chimiques (sa concentration en soluté).

La conductivité de l'eau est liée à sa composition ionique [Lesmes & Friedman, 2005], elle augmente avec la quantité d'ions présents en solution. La conductivité de l'eau pure est très faible, de l'ordre du centième de $\mu\text{S}/\text{cm}$ [Weast, 1983], mais elle augmente fortement dans les eaux naturelles du fait de la présence de sels dissous : elle affiche des valeurs de l'ordre de 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ dans les nappes d'eau douce à environ 200'000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ dans les saumures [Schön, 1996]. Une relation simple permet d'évaluer la conductivité d'une solution aqueuse en fonction de sa composition [Lesmes & Friedman, 2005] :

$$\sigma_w \cong \sum_{i=1}^n \delta_i c_i z_i \chi_i \quad (36)$$

Dans cette formulation, δ_i est le degré de dissociation de l'ion i , c_i sa concentration ionique, z_i sa valence et χ_i sa mobilité ionique. Griffin & Jurinak [1973] proposent une modification de cette relation en impliquant la force ionique de la solution I , la charge Z_i et la molarité m_i de l'espèce chimique i :

$$\sigma_w \cong \frac{I}{0.013} \quad (37)$$

$$\text{avec, } I = \frac{1}{2} \cdot \sum_{i=1}^n m_i Z_i^2 \quad (38)$$

Du fait de la grande diversité dans les types et les proportions d'ions présents dans les eaux naturelles, à moins d'être dans un contexte hydrogéologique particulier où la solution est nettement dominée par un nombre restreint d'espèces, ces expressions sont difficiles d'application car elles nécessitent de mesurer les concentrations de chaque espèce individuellement.

Hem [1985] propose une approximation empirique permettant de corrélérer linéairement, pour la plupart des eaux naturelles, la conductivité électrique de l'eau de pore σ_w [$\mu\text{S}/\text{cm}$] à 25 °C avec la concentration en solides totaux dissous *TDS* [mg/l] :

$$TDS = A \cdot \sigma_w^{25^\circ\text{C}} \quad (39)$$

Le facteur de calibration *A* n'est pas constant sur une large gamme de concentration ou de chimie des eaux, mais dans les nappes côtières dominées par le chlorure de sodium NaCl, *A* varie de 0.5 pour une eau douce à légèrement saumâtre, jusqu'à 0.6 pour l'eau de mer [*Hem*, 1985]. Cette expression est particulièrement commode pour l'étude des aquifères côtiers et des milieux salins où la *TDS* est le paramètre classiquement considéré dans les modélisations numériques et mesuré sur le terrain. Dans la pratique, le paramètre *A* peut être facilement déterminé par régression linéaire sur des jeux de données de terrain.

Les modèles thermodynamiques reflètent le fait que la conductivité électrique d'une solution augmente avec la température, d'environ 2 % par °C pour des températures comprises entre 20 et 30 °C, du fait de l'augmentation de la mobilité et du degré de dissociation ioniques [*Lesmes & Friedman*, 2005]. Les données de conductivité de l'eau doivent donc être systématiquement corrigées et ramenées à 25 °C pour l'application de la relation de Hem. Pour une solution de NaCl (composé généralement dominant dans les nappes côtières), la variation de conductivité avec la température est décrite par la relation empirique de *Arps* [1953] :

$$\sigma_w^{T_2} = \sigma_w^{T_1} \cdot \frac{T_2 + 21.5}{T_1 + 21.5} \quad (40)$$

La température *T* est exprimée en °C. La conductivité à 25 °C d'une eau dont la conductivité σ_w à la température T_w est connue, est donc donnée par la formule :

$$\sigma_w^{25^\circ\text{C}} = \frac{46.5 \sigma_w}{T_w + 21.5} \quad (41)$$

4.4.2. Application aux aquifères côtiers

La majorité des aquifères côtiers d'intérêt hydrogéologique (c'est-à-dire exploités et peu profonds) sont constitués de matériaux silico-clastiques ou calco-clastiques relativement grossiers pour lesquels la fraction argileuse est faible [p. ex. *Bhattacharya et al.*, 2004]. Par ailleurs, dans les nappes côtières la chimie de l'eau est généralement largement dominée par le chlorure de sodium d'origine marine et affiche des valeurs de conductivité relativement élevées.

Dans ces conditions, la conductivité électrique de surface peut-être négligée devant la conductivité de la solution de pore ($\sigma_w \gg \sigma_{surf}$) et les modèles pétrophysiques se réduisent à la loi d'*Archie* [1942] en conditions saturées (équation (26)). Comme dans toutes les nappes peu profondes, la température des eaux souterraines côtières reste relativement constante au sein de l'aquifère et sur l'année pour une région donnée [*Smith et al.*, 1982], la relation de *Arps* [1956] fournit donc un modèle correctif de température facilement applicable (équation (41)).

Dans les nappes côtières, le coefficient A (équation (39)) de la relation de *Hem* [1985] varie avec la teneur en solides totaux dissous. Si on pose l'hypothèse que cette variation est linéaire, alors :

$$A = A_1 \cdot TDS + A_2 \quad (42)$$

Puisque $A = 0.5$ pour une eau douce à faiblement saumâtre ($TDS \sim 500$ mg/l) et $A = 0.6$ pour une eau de mer ($TDS \sim 35'700$ mg/l), ceci implique que $A_1 = 2.84 \cdot 10^{-6}$ et que $A_2 = 0.50$. La relation (42) devient donc :

$$TDS \cong (2.84 \cdot 10^{-6} TDS + 0.50) \cdot \sigma_w^{25^\circ C} \quad (43)$$

Compte-tenu de ces hypothèses, la combinaison des équations (26), (41) et (43) permet de relier simplement, pour des nappes côtières, les résistivités totales ρ du milieu saturé obtenues en géophysique avec les teneurs en solides totaux dissous TDS simulées par les modèles densitaires, sous la formulation :

$$\rho = f(TDS) \cong \frac{1.32 TDS + 2.32 \cdot 10^5}{TDS (T_w + 21.5)} \cdot \phi^{-m} \quad (44)$$

$$\text{ou sa réciproque : } TDS = f^{-1}(\rho) \cong \frac{2.32 \cdot 10^5 \phi^{-m}}{\rho (T_w + 21.5) - 1.32 \phi^{-m}} \quad (45)$$

Dans ces deux expressions, la résistivité ρ est exprimée en ohm.m, la concentration TDS en mg/l et la température T en °C. Elles montrent clairement le caractère non linéaire des modèles hydro-pétrophysiques (Figure 15). Les paramètres de calibration ϕ et m peuvent être facilement soit ajustés sur des jeux de données expérimentales (ρ , T_w , TDS), soit fixés d'après des données de terrain (mesures *in situ*) ou d'après la compilation de données de littératures dans le contexte local (essais de nappe ou de

puits, essais de traçage, etc.) ou pour des formations géologiques similaires [p. ex. Archie, 1942, Guyot, 1944, Jackson *et al.*, 1976, Lesmes & Friedman, 2005].

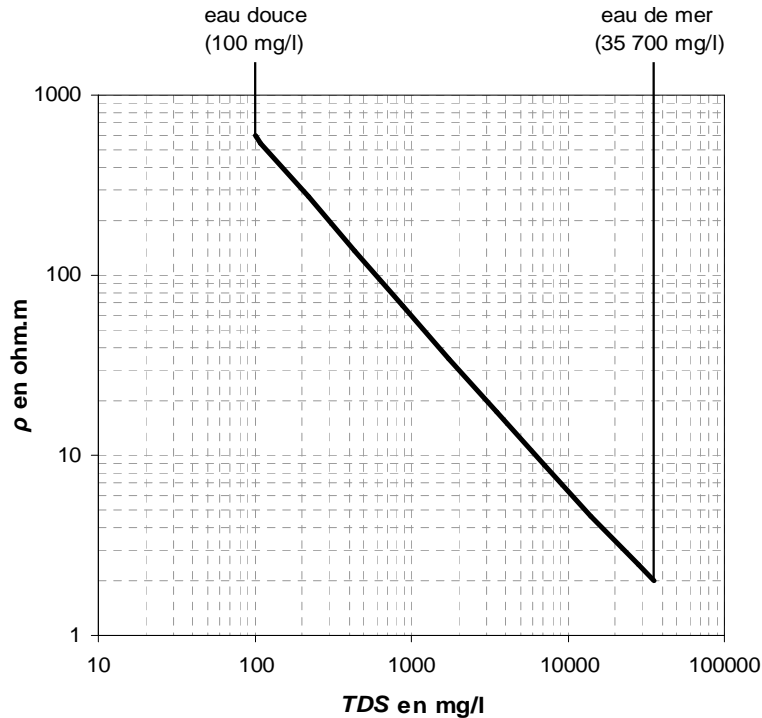


Figure 15 : Relation entre résistivité électrique et teneur en solides totaux dissous par application de l'équation (44) à un aquifère saturé sableux (p. ex., des sables dunaires), pour les gammes de *TDS* typiquement rencontrées dans les aquifères côtiers (Porosité = 20 %, $m = 1,3$ et $T_w = 10$ °C).

Chapitre 2

Développement méthodologique

5. Développement d'une méthodologie de validation croisée des modèles géo-électriques et des modèles d'écoulement densitaire

5.1. Contexte : hydrogéologie des Îles-de-la-Madeleine (Québec, Canada)

5.1.1. Géologie régionale

Dans son contexte régional, les Îles-de-la-Madeleine appartiennent au bassin carbonifère des Maritimes inclus dans la province géologique des Appalaches. Les Îles-de-la-Madeleine, qui occupent une position centrale par rapport aux limites de ce bassin sédimentaire, se localisent dans un ancien rift, appelé Bassin de Fundy [Poole, 1967] ou épi-eugéosynclinal de Fundy [Hacquebard, 1972].

Des sédiments terrigènes continentaux du Carbonifère Inf. et Permien Inf. constituent l'essentiel des matériaux de remplissage du bassin. Ils appartiennent à des faciès fluviaux, lacustres, palustres et éoliens accumulés sous des conditions morpho-climatiques variables [Richard *et al.*, 2004a], dans un contexte tectonique de bassin d'avant-pays post-orogénique relié à l'orogénèse Acadienne, d'âge dévonien [Hayward *et al.*, 2001]. Seules les incursions marines du Mississippien sont intercalées dans la séquence détritique continentale et ont déposé en majorité des mudstones, siltstones et grès néritiques [Howie & Barss, 1975] accompagnés de carbonates et d'évaporites.

A l'intérieur de ces niveaux continentaux et marins sont fréquemment interstratifiées des roches volcaniques et volcano-clastiques. Ces formations ignées, extrusives et intrusives, ne contribuent que pour un volume limité aux roches du bassin. À l'exception des Îles-de-la-Madeleine où les laves constituent une séquence relativement épaisse (au moins 150 mètres), les roches volcaniques appartiennent à des épanchements restreints, disséminés dans le bassin [Richard *et al.*, 2004a].

5.1.2. Lithostratigraphie

Selon Brisebois [1981], les roches observables en surface des Îles-de-La-Madeleine sont regroupées en deux assemblages principaux : (1) le Groupe de Windsor d'âge carbonifère inf. (Mississippien), regroupant les formations du Havre-aux-Maisons à sa base et du Cap-du-Diable au sommet, et (2) la Formation du Cap-aux-Meules, d'âge permien inf., reposant en discordance sur le Groupe de Windsor après une lacune de sédimentation de près de 50 millions d'années (Tableau 1).

Le Groupe de Windsor est caractérisé par une forte hétérogénéité lithologique avec mélanges, interstratifications et passages latéraux de faciès affectant les brèches d'effondrement, les mudstones, siltstones, grès, calcaires, dolomies, les formations de gypse et d'anhydrite, les basaltes et roches volcano-clastiques de la formation du Havre-aux-Maisons et les basaltes, roches pyroclastiques et calcaires cristallins de la formation du Cap-au-Diable (Tableau 1). Le Groupe de Windsor totalise une puissance de plusieurs centaines de mètres, dont environ 150 m pour la formation du Cap-au-Diable [Brisebois, 1981].

La formation du Cap-aux-Meules (Permien Inf.) se décompose en deux membres (Tableau 1). A la base, le membre de l'Etang-du-Nord se caractérise par des dépôts détritiques fluviomarins de grès, siltstones et mudstones essentiellement. Il laisse place dans les niveaux supérieurs au membre de l'Etang-des-Caps composé de grès éoliens mal consolidés et siltstones à laminations obliques géantes, atteignant une épaisseur totale d'environ 370 mètres [Brisebois, 1981].

Les glaciations du Quaternaire ont déposé localement des matériaux fluvioglaciaires de remplissage de paléo-vallées incisant la formation du Cap-aux-Meules. Ces vallées peuvent atteindre plus de 60 mètres de profondeur et sont comblées de sédiments tantôt sablonneux, tantôt silteux et souvent argileux [Sylvestre, 1969]. La plus longue paléo-vallée reconnue traverse longitudinalement l'île de La Grande-Entrée [Richard et al., 2004a]. Les dépôts post-glaciaires comprennent presque exclusivement des sables provenant de l'érosion des grès rouges de la formation de Cap-aux-Meules et accumulés en tombolos (dunes) qui relient les îles entre elles.

Tableau 1 : Lithostratigraphie du substratum infra-quaternaire des Îles-de-la-Madeleine, d'après Brisebois [1981] (Ma : millions d'années).

-290 Ma	PERMIEN INF.		Formation du Cap-aux-Meules	Membre de l'Etang-des-Caps	Grès rouges et siltstones éoliens à laminations obliques géantes
				Membre de l'Etang-du-Nord	Grès gris, siltstones, mudstones, conglomérats et calcaires
-323 Ma	C A R B O N I F E R E	Pennsylvanien			<i>lacune</i>
		Mississippien	Groupe de Windsor	Formation du Cap-au-Diable	basaltes, roches pyroclastiques, calcaires
Formation du Havre-aux-Maisons	mudstone, siltstone, grès, basalte, roches volcano-clastiques, calcaire, dolomie, gypse, anhydrite				
-363 Ma					<i>lacune</i>

5.1.3. Géologie structurale

C'est la présence d'importants volumes d'évaporites sous l'archipel des îles qui a conditionné sa structuration. La tectonique diapirique (halocinèse) est responsable de la formation de horsts et grabens à grande échelle et d'importantes déformations intraformationnelles (structures de type "cap-rocks") au sein du Groupe de Windsor [La Flèche et al., 1998]. Brisebois [1981] estime à 300 mètres l'amplitude des déplacements verticaux et réajustements des failles encadrant les horsts alors que le mouvement vertical des diapirs de sels pourrait atteindre 4875 mètres [Howie & Barss, 1975].

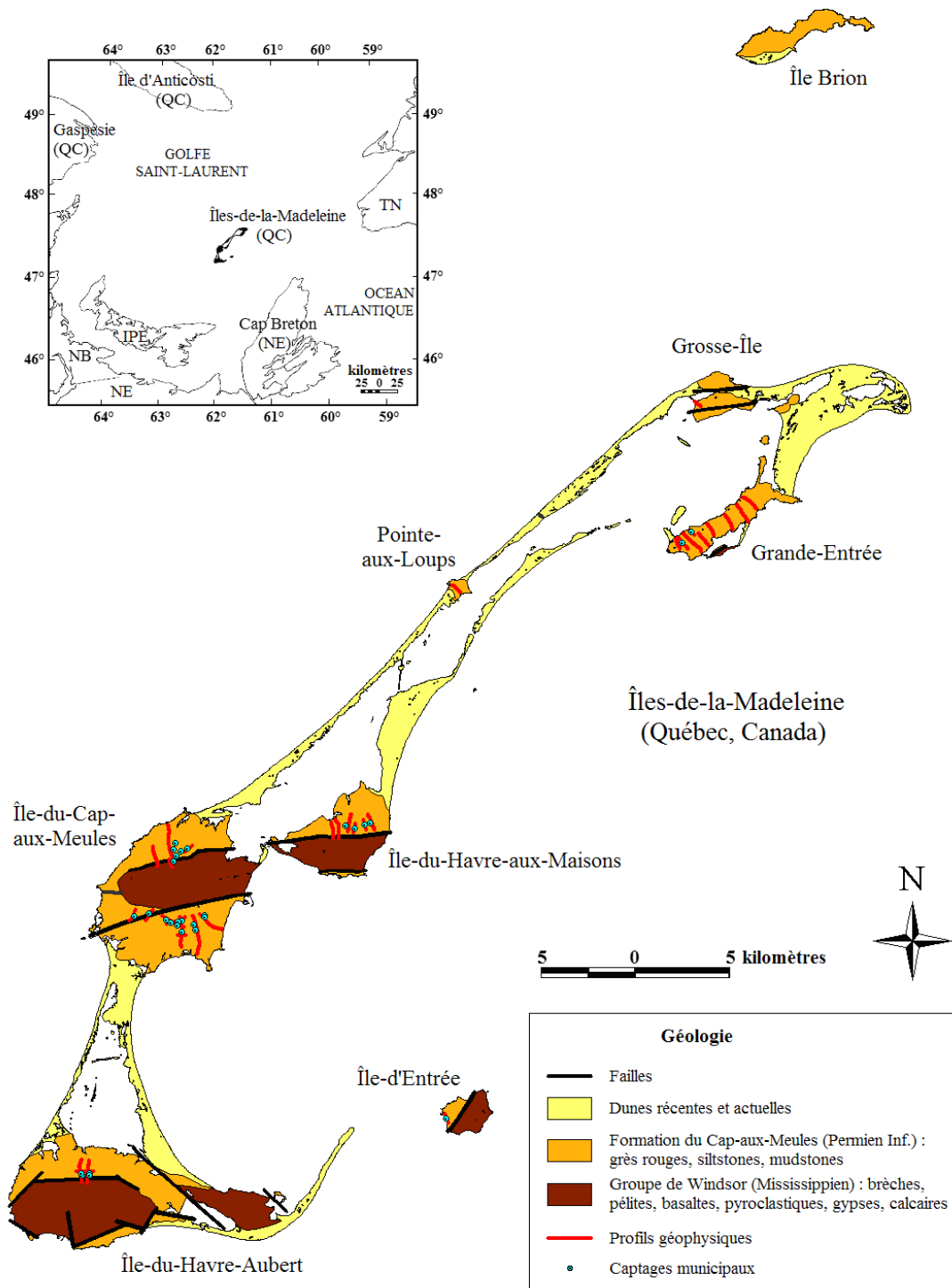


Figure 16 : Géologie simplifiée des Îles-de-la-Madeleine et localisation des captages municipaux et des profils ERT (IPE : Ile du Prince Edouard ; NB : Nouveau Brunswick ; NE : Nouvelle Ecosse ; TN : Terre-Neuve ; QC : Québec) [modifié d'après *Brisebois* 1981].

Les horsts, qui constituent la plupart des sommets des îles, sont constitués de roches mississippiennes alors que les grès affleurent dans les (demi-)grabens (Figure 16). Près des failles majeures délimitant les horsts et grabens, l'inclinaison des strates de la formation du Cap-aux-Meules peut atteindre 90 degrés. En s'éloignant des failles, les couches de la formation du Cap-aux-Meules deviennent sub-horizontales avec localement la présence de synclinaux ou anticlinaux peu marqués [Brisebois, 1981].

5.1.4. Hydrogéologie

La géométrie des réservoirs aquifères est étroitement associée à la lithostratigraphie des terrains décrite par Brisebois [1981] (Tableau 2). Selon Sylvestre [1979], le membre de l'Étang-des-Caps, constitué de grès éoliens à laminations obliques géantes, est l'unité géologique la plus perméable, donc, le meilleur aquifère. Sylvestre [1979] précise que le tiers de la surface totale des îles est recouvert par ce membre (Figure 16). C'est l'aquifère capté par les captages municipaux sur les îles –de Havre-Aubert, de Cap-aux-Meules et de Havre-aux-Maisons. Plus accessoirement, le membre de l'Étang-du-Nord constitue un aquifère de moindre importance. Les horsts constitutifs des parties centrales des îles jouent le rôle de limites imperméables.

Tableau 2 : Unités hydrostratigraphiques et propriétés hydrogéologiques des aquifères des Îles-de-la-Madeleine [tiré de Richard *et al.*, 2004, d'après Sylvestre, 1969 et Brisebois, 2004].

Géologie (Brisebois, 1981)		Hydrogéologie (Sylvestre, 1979)			
Formation	Lithostratigraphie	Puissance m	Transmissivité moyenne $\cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$	Débit moyen L/s	Risque de contamination (intrusion saline ou pollution de surface)
Quaternaire	Sable de plage (dunes) et tombolos	0 – 15+	0.9 – 1.7	15	Très élevé
	Argiles, sables, graviers glaciaires	1 – 60+	0.09	0.08	Elevé
Membre de l'Étang-des-Caps	Grès (quartzitiques) et silstones à laminations obliques géantes		1.7 – 3.5	30	Très élevé
		600+			
Membre de l'Étang-du-Nord	Grès, silstones, mudstones, conglomérats et calcaires		0.09	0.08	Elevé ou modéré
Formation du Cap-au-Diable	Basaltes, roches pyroclastiques, calcaire cristallin	15 – 60+	0.2	0.4	Faible
Formation du Havre-aux-Maisons	Brèches d'effondrement, mudstone, silstone, grès, calcaire, dolomie, gypse, anhydrite, basalte, roches volcanoclastiques	150+	0.001 – 0.09	0.01 – 0.05	Faible

L'aquifère qui renferme l'eau douce est partout en contact avec le littoral (Figure 16), donc, avec l'eau salée. La mauvaise répartition spatiale de la population et des captages génère une pression inégale sur la ressource ce qui a conduit, dans le passé à des intrusions salines. Mais les grès éoliens, quoique très vulnérables à la contamination par les eaux salées à cause de leur proximité de la mer, demeurent à toutes fins pratiques la seule formation capable de fournir de forts débits. Ils affichent des transmissivités de l'ordre de $4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, des coefficients d'emmagasinement de 0,08 à 3 %, des porosités

cinématiques de 1 à 2,5 % [Richard *et al.*, 2004a], avec une recharge annuelle moyenne de 230 mm [Leblanc, 1994]. L'eau de cette formation est d'excellente qualité. Cependant, elle peut être légèrement dure près des contacts avec la formation de Havreaux-Maisons et légèrement ferrugineuse au voisinage des vallées enfouies [Richard *et al.*, 2004a].

5.2. Développement d'une méthode de validation croisée des modèles géo-électriques et des modèles d'écoulement densitaire

Grâce à l'utilisation des deux outils que sont la tomographie électrique et la modélisation des écoulements densitaires pour l'étude des aquifères côtiers, une méthodologie de validation croisée peut être développée. Elle met en jeu plusieurs modèles, géo-électriques, hydrogéologiques et pétrophysiques, dont les paramètres d'entrée et/ou de sortie peuvent être comparés et croisés à plusieurs étapes de mise en œuvre de la méthode. La Figure 17 synthétise la démarche méthodologique proposée.

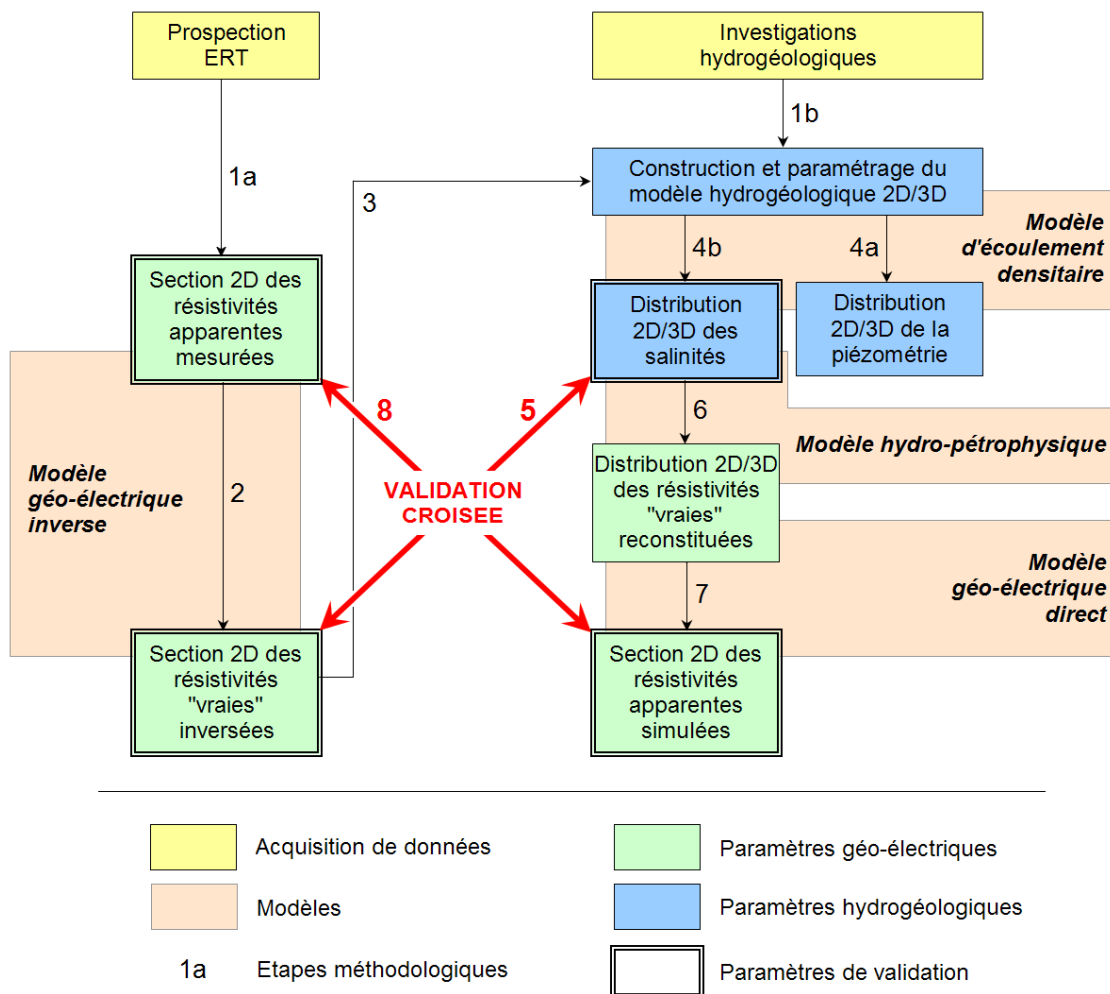


Figure 17 : Schéma méthodologique de validation croisée entre la géophysique électrique et la modélisation hydrogéologique.

5.2.1. Définitions : résistivité apparente et résistivité "vraie"

Au cours des différentes étapes méthodologiques, plusieurs types de résistivité sont considérés et méritent d'être définis (cf. aussi la section 3.2).

D'un côté, la résistivité apparente est la résistivité que l'on mesure sur le terrain. C'est une valeur globale (agrégée), observée à partir de la surface, des variations des résistivités de sub-surface. Il s'agit d'une intégration des différents ensembles de résistivité donnée traversés par le courant électrique et correspond à la résistivité équivalente à un milieu homogène et isotrope (cf. équation (10)). On distingue deux types de résistivités apparentes, celles mesurées sur le terrain (étape 1a : les "résistivités apparentes mesurées") de celles simulées par le modèle géo-électrique direct (étape 7 : les "résistivités apparentes simulées").

D'un autre côté, la résistivité vraie est la résistivité d'une parcelle élémentaire de terrain, correspondant à la valeur qui serait mesurée si l'on extrayait un petit volume de terrain à une profondeur choisie. Elle représente la résistivité "réelle" moyenne de ce petit volume, qui est alors égale à sa résistivité apparente. Le sous-sol est un assemblage de ces petites parcelles de résistivités vraies qui peut se traduire par de plus grands ensembles aux propriétés (c'est-à-dire aux résistivités) homogènes, par exemple des couches, des blocs, etc. On distingue deux types de résistivités vraies, celles déconvoluées par le modèle d'inversion (étape 2 : les "résistivités "vraies" inversées") de celles traduites de la distribution du sel calculée par le modèle hydrogéologique (étape 6 : les "résistivités "vraies" reconstituées"). Dans les deux cas, le terme "vrai" se rapporte à des valeurs calculées discrètes, d'où l'utilisation de guillemets.

5.2.2. Etape 1a : Investigations ERT

La méthode ERT est mise en œuvre sur le terrain, après avoir choisi le dispositif d'acquisition le plus approprié. Le jeu de données géo-électriques obtenu est représenté sous la forme d'une pseudo-section de résistivités apparentes. Les données peuvent être traitées à ce stade, par élimination des mesures aberrantes et réduction du bruit.

5.2.3. Etape 1b : Investigations hydrogéologiques et paramétrage du modèle densitaire

En parallèle des investigations ERT, la collecte d'informations hydrogéologiques est réalisée grâce à la mise en œuvre des outils classiques de caractérisation hydrogéologique (essais de pompages, essais de traçage, cartographie, piézométrie, etc.), mais également par la synthèse de l'information bibliographique existante. Cette étape permet la construction physique du modèle (géométrie 3D du réservoir) et fournit les paramètres d'entrée du modèle hydrogéologique : paramètres hydrodynamiques, hydrocinématiques et conditions aux limites.

5.2.4. Etape 2 : Inversion des mesures de résistivité apparente

Les mesures de résistivité apparentes sont déconvoluées par un modèle géo-électrique d'inversion. La section de résistivité obtenue représente la distribution 2D

vraisemblable des résistivités "vraies" du sous-sol. Ces résultats peuvent être interprétés qualitativement en termes géologiques (structure, lithologie, etc.) et hydrogéologiques (géométrie du réservoir, zones de recharge, position de l'interface saline, intrusions saline, etc.).

5.2.5. Etape 3 : Paramétrage complémentaire du modèle hydrogéologique

L'interprétation des sections géo-électriques inversées fournit une information géologique utile pour la construction physique du modèle hydrogéologique, en particulier sur la continuité des structures tel que le mur de l'aquifère, ses limites latérales, sa couverture. Elle peut fournir également une information hydrogéologique utile pour le paramétrage hydrodispersif du modèle (c'est-à-dire l'estimation des porosités cinématiques et des dispersivités), quand les résultats ERT peuvent être interprétés comme un traçage par l'observation de la migration d'un panache de soluté (voir section 5.2).

5.2.6. Etape 4a : Simulation de la piézométrie de la nappe

L'exécution du modèle d'écoulement densitaire fournit la distribution 2D ou 3D de la piézométrie au sein de la nappe. Les valeurs de pression ou de charge calculées peuvent être converties en termes d'altitude de la surface de la nappe et comparées aux mesures piézométriques réalisées dans les ouvrages d'observation. Cette étape est particulièrement importante dans la validation des paramètres hydrodynamiques appliqués au modèle.

5.2.7. Etape 4b : Simulation de la distribution des salinités dans la nappe

Simultanément au calcul piézométrique, le modèle d'écoulement densitaire fournit la distribution 2D/3D des concentrations en sel au sein de l'aquifère modélisé. Lorsque des mesures de salinité 3D sont disponibles, elles peuvent être comparées aux résultats du modèle hydrogéologique. Mais la densité spatiale et la précision des mesures, en particulier verticalement au sein des forages d'observation, sont rarement suffisantes pour valider les résultats des simulations.

5.2.8. Etape 5 : Comparaison résistivités inversées – salinités simulées

Une première comparaison peut être effectuée entre les résultats du modèle géo-électrique d'inversion (résistivités "vraies" du sous-sol) et les résultats du modèle d'écoulement densitaire (salinités de la nappe). Cette comparaison reste qualitative puisque les paramètres mis en relation sont différents. Toutefois les variations de résistivité associées à la zone de transition entre eau douce et eau salée au sein de l'aquifère fournit déjà une information précieuse permettant une première validation du modèle hydrogéologique. Dans le cas de différences importantes entre les deux résultats, le paramétrage du modèle d'écoulement densitaire doit être revu ou affiné de manière à améliorer la comparaison. Toutefois, les problèmes de non unicité de la solution reliée au modèle géo-électrique d'inversion ainsi que sa non prise en compte des structures 3D impliquent que cette comparaison doit rester qualitative et que les

résistivités inversées ne peuvent en aucun cas servir à la calibration fine du modèle hydrogéologique.

5.2.9. Etape 6 : Transformation des salinités simulées en résistivités

Afin de rendre possible une comparaison plus quantitative, les salinités calculées par le modèle d'écoulement densitaire doivent être converties en résistivités du milieu. L'application d'un modèle hydro-pétrophysique (cf. section 5.4) permet à la fois de convertir la salinité de l'eau de pore en conductivité électrique de l'eau de pore (modèle physico-chimique) puis la conductivité de l'eau de pore en résistivité du milieu incluant pores et matrice solide (modèle pétrophysique), en effectuant les corrections de température adéquates (modèle thermodynamique).

5.2.10. Etape 7 : Calcul direct des résistivités apparentes à partir des résistivités dérivées du modèle d'écoulement densitaire

A partir de la distribution 2D ou 3D des résistivités dérivées du modèle d'écoulement densitaire, l'application d'un modèle géo-électrique direct permet de simuler les pseudo-sections de résistivités apparentes. En 2D, une seule section est produite alors qu'en 3D le modèle fournit soit un volume 3D de résistivités apparentes, soit des coupes verticales sériées. A la différence du modèle inverse, le résultat du calcul direct est unique.

5.2.11. Etape 8 : Comparaison quantitative entre les résistivités apparentes mesurées et les résistivités apparentes dérivant du modèle d'écoulement densitaire

En complément de la comparaison qualitative de l'étape 5, une deuxième comparaison, plus quantitative, est réalisée entre les mesures de résistivités apparentes mesurées (ERT) et celles issues de la modélisation hydrogéologique. Dans cette comparaison, un seul paramètre est mis en relation. Comme le résultat du modèle géo-électrique est unique, la similitude entre la pseudo-section mesurée et la pseudo-section calculée permet de valider le modèle hydrogéologique. En retour, la comparaison entre la section de résistivité inversée et les résistivités dérivées du modèle hydrogéologique ainsi validé permet de valider cette fois-ci le modèle d'inversion géophysique. Par ailleurs, dans le cas d'un milieu à structures tridimensionnelles (p. ex. les cônes de remontées salines), la modélisation géo-électrique 3D directe permet, par prise en compte de ces structures, de mettre en évidence les effets 3D susceptibles d'exister dans la pseudo-section 2D mesurée. Dans les cas de nettes différences entre les sections mesurées et calculées, le modèle hydrogéologique peut être ajusté et re-calibré finement (retour aux étapes 1b et 3).

Cette double comparaison, plus qualitative (étape 5) et plus quantitative (étape 8), constitue une méthode de validation croisée entre le modèle d'écoulement densitaire et le modèle géo-électrique inverse. Le modèle d'écoulement densitaire ainsi validé peut être dès lors appliqué de manière fiable pour la simulation de scénarios hydrogéologiques d'impact, comme une modification des prélèvements, des changements climatiques, une modification de la recharge ou du niveau marin, etc..

5.3. Levés géophysiques ERT (étapes méthodologiques 1a, 2 et 3)

5.3.1. Travaux géophysiques antérieurs

En 1971 et 1976, le Ministère des Richesses naturelles du Québec a confié à la compagnie géophysique Géoterrex (Ottawa), l'exécution d'un double levé géophysique aux Îles-de-la-Madeleine [Richard *et al.*, 2004a]. Cette prospection par sondages électriques (VES) a montré de très bons résultats pour la détection et le suivi de l'interface saline dans les aquifères côtiers.

Outre la position du contact eau douce / eau salée sur un certain nombre de levés, les sondages de 1971 ont permis de déterminer que [Gilliand, 1971] : (1) le plancher de la nappe d'eau douce est constitué par les roches du groupe de Windsor, notamment les horizons argileux superficiels, à proximité des puits de pompage existants en 1971 (secteur du Cap-aux-Meules) ; (2) le front salin s'était déplacé vers l'intérieur des terres dans le secteur capté de Cap-aux-Meules et (3) là où les roches du groupe de Windsor sont trop profondes pour jouer le rôle de plancher imperméable, l'eau douce repose partout sur l'eau salée comme c'est le cas à l'Île de Pointe-aux-Loups et à l'Île de Grande-Entrée.

Les recommandations de 1971 étaient de fixer les débits d'exploitation (sans préciser les modalités du pompage prévalant à cette époque) en vue de contrôler le mouvement du front salin et d'installer deux puits équipés d'une sonde donnant les concentrations à différentes profondeurs. Enfin, les conclusions du levé réalisé en 1976 ont mis en évidence une avancée des eaux salées dans trois secteurs fortement pompés [Omnés, 1976].

5.3.2. Acquisition des données ERT (étape 1a)

36 profils ERT ont été réalisés à travers l'archipel des Îles-de-la-Madeleine (Figure 16) à l'aide d'un système ABEM Lund de 4 câbles de 100 m de long, et un espacement inter-électrode de 10 m. L'écartement maximal des électrodes de courant est de 360 m. Les sections géo-électriques varient de 400 m à 2.3 km de long totalisant une longueur cumulée de 37.6 km. L'acquisition des résistivités apparentes a été effectuée à l'aide du dispositif quadripôle Wenner-Alpha.

5.3.3. Modélisation des mesures ERT (étape 2)

Les interprétations des données acquises ont été réalisées grâce au logiciel de modélisation géo-électrique RES2DINV [GEOTOMO SOFTWARE, 2007]. Le calcul inverse est réalisé avec application de la contrainte L1-normée (plus adaptée à la mise en évidence d'interfaces minces séparant des milieux homogènes, tel que la zone de transition eau douce-eau salée, cf. section 3.5).

5.3.4. Mise en évidence des structures géologiques (étape 3)

En premier lieu, la mise en œuvre de panneaux électriques à l'échelle de l'archipel a permis de mettre en évidence les structures géologiques d'intérêt hydrogéologique. Sur

l'Île-du-Havre-aux-Maisons (Figure 18), les profils réalisés des collines intérieures en direction de la côte révèlent la structure géologique typique de fracturation en marches d'escalier en bordure des horsts. L'inversion des mesures affiche des valeurs de résistivité élevées caractérisant les roches mississippiennes (supérieures à 100 ohm.m), des valeurs moyennes caractérisant les grès compacts du Membre de l'Etang-du-Nord (de 60 à 100 ohm.m), et des valeurs faibles pour les grès éoliens mal-consolidés du Membre de l'Etang-des-Caps (moins de 60 ohm.m). On observe ainsi un affaissement relatif successif des blocs de l'intérieur de l'île vers le littoral illustrant la structure horst - (demi-)graben.

Sur l'île de La Grande-Entrée (Figure 19), les profils sériés de côte à côte mettent en évidence la présence de matériaux résistants (de résistivités supérieures à 150 ohm.m) comblant une paléovallée incisant les grès du Membre de l'Etang-des-Caps (valeurs de 40 à 100 ohm.m). L'allongement et la structure de la paléo-vallée d'origine péri-glaciaire peut être précisément reconstitué à l'échelle de l'île. Ainsi les reconnaissances géologiques antérieures [Sylvestre, 1979, Brisebois, 1981], qui n'avaient pu cartographier les limites de la paléo-vallée qu'en bordure des falaises littorales du fait des problèmes à la fois de la très grande similarité dans les faciès de remplissage et d'encaissant et de la densité de végétation à l'intérieur de l'île, ont pu être extrapolés grâce aux résultats de l'ERT. L'extension de la paléo-vallée a été ainsi cartographiée (Figure 20) et les données anciennes complétées [cf. Richard *et al.*, 2004a, 2004b].

5.3.5. Mise en évidence de l'interface saline et des lentilles d'eau douce (étape 3)

Dans un second temps, les panneaux électriques ont permis d'imager les différences de résistivité liées aux différences de salinité au sein des nappes. Pour les formations aquifères, c'est-à-dire pour les grès du Membre de l'Etang-du-Nord et du Membre de l'Etang-des-Caps, les résistivités de l'aquifère à eau douce peuvent être comprises entre 40 et 100 ohm.m, et les résistivités des grès à eau salée affichent des résistivités de l'ordre de 5 ohm.m.

Sur l'Île-du-Havre-aux-Maisons (Figure 18), à l'aplomb de la ligne de côte, peuvent être distingués les premiers niveaux de mélange entre l'eau douce et l'eau salée (résistivités inférieures à 40 ohm.m) saturant les grès du Membre de l'Etang-des-Caps. Le plongement de cette zone de transition est relativement fort et disparaît rapidement de la fenêtre d'investigation géo-électrique. Sur l'île de La Grande-Entrée (Figure 19), la structure lenticulaire de la nappe d'eau douce en équilibre au-dessus des niveaux saumâtres et salés est clairement identifiable. On observe ainsi un plongement plus faible lié à une piézométrie plus basse. Sur l'Île Centrale, dans les secteurs des champs captants de Fatima et de Cap-aux-Meules (Figure 21), la zone de transition apparaît également mais semble montrer une structure plus complexe avec de nombreuses oscillations liées à l'exploitation des captages (voir § suivant).

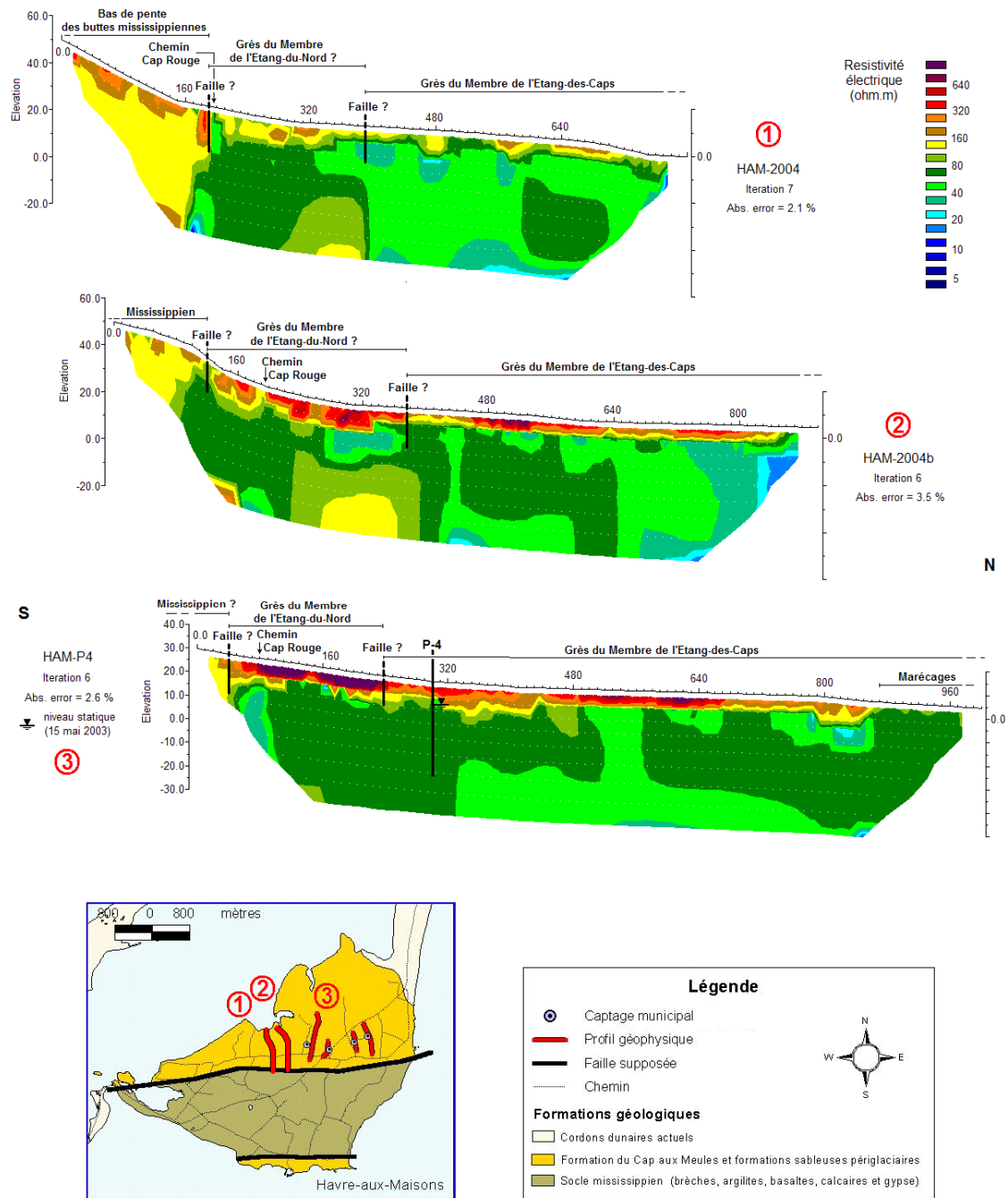
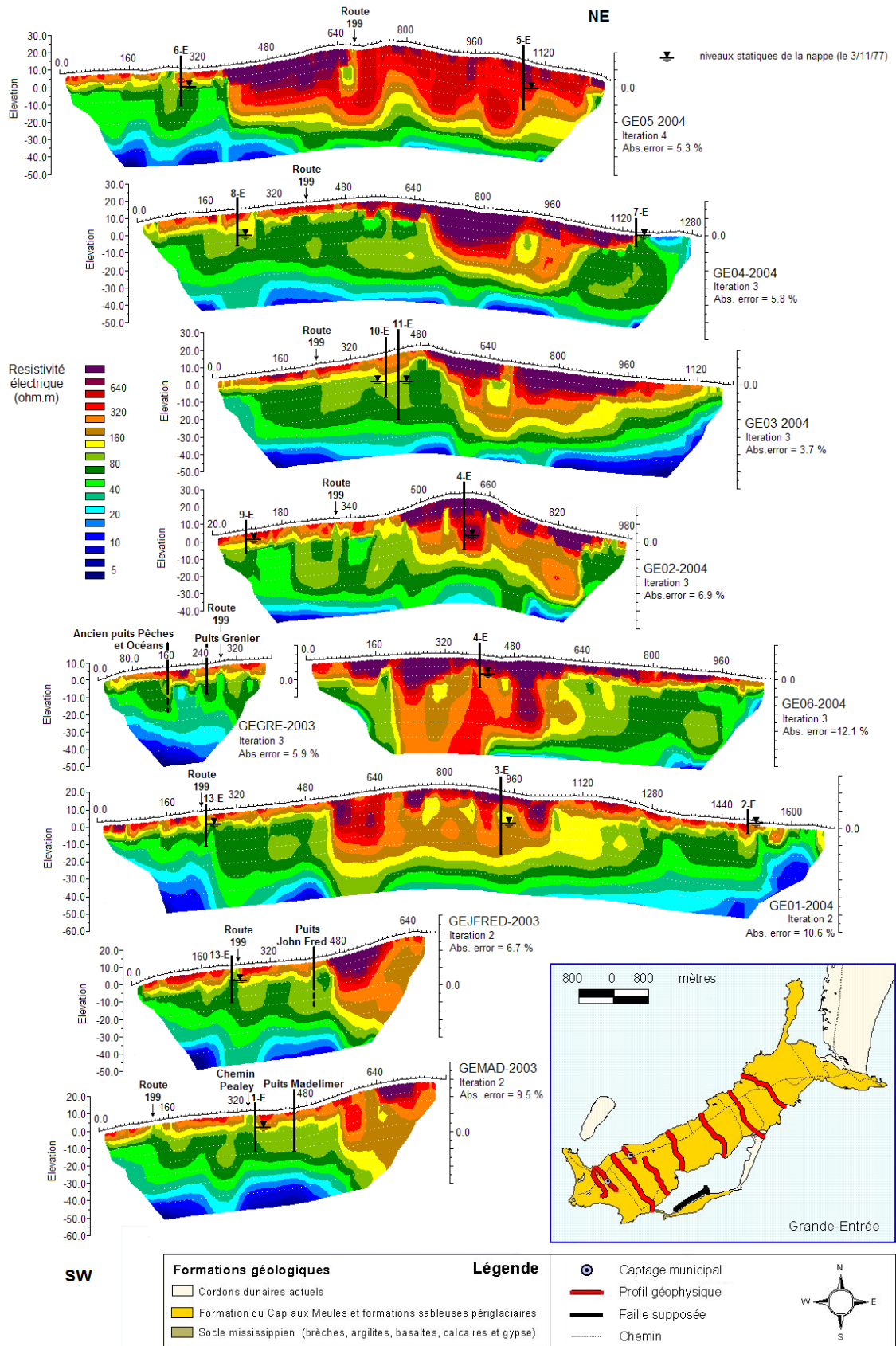


Figure 18 : Sections ERT inversées mettant en évidence la structure en marches d'escalier en bordure des horsts sur l'Île-du-Havre-aux-Maisons.



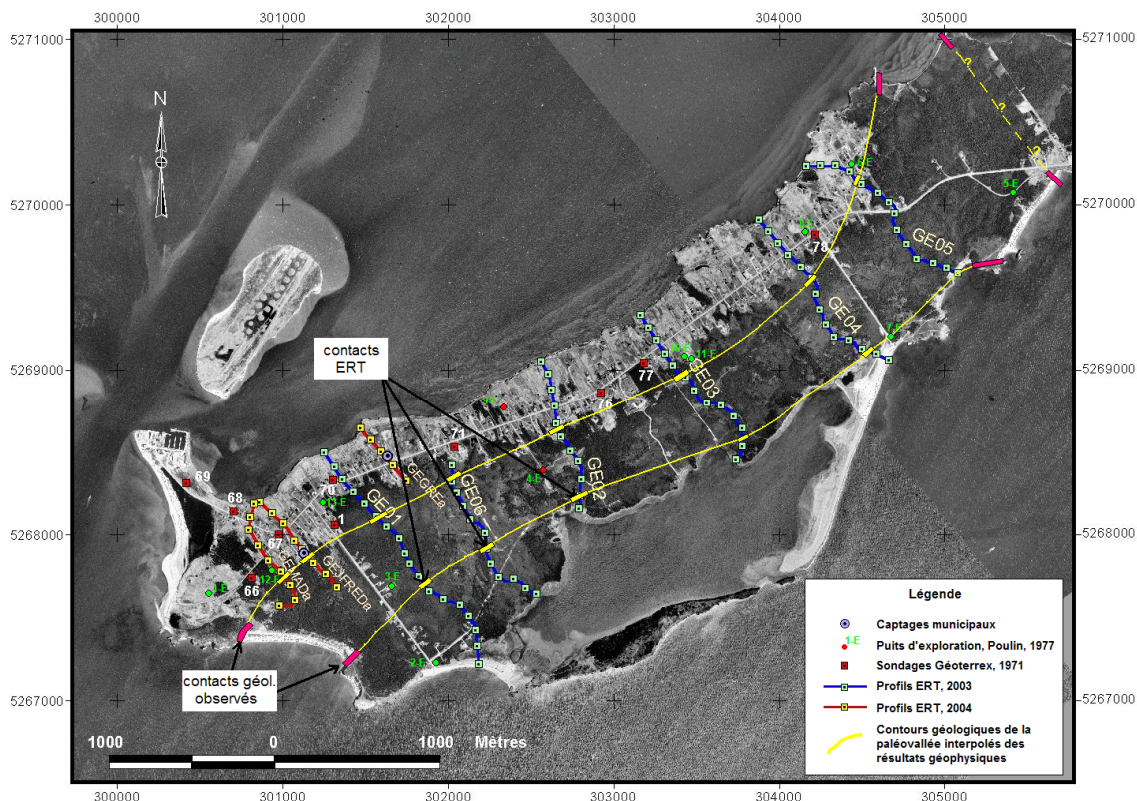


Figure 20 : Extrapolation des limites cartographiques de la paléo-vallée de l’île de La Grande-Entrée à partir des résultats des investigations ERT.

5.3.6. Mise en évidence des cônes de remontée saline (étape 3)

Dans les secteurs montrant une grande homogénéité lithologique du réservoir aquifère, ce qui est le cas pour les grès éoliens du Membre de l’Etang-des-Caps, la structure de la zone de transition eau douce – eau salée peut être qualitativement interprétée en termes d’intrusions ou de remontées salines à partir des sections ERT inversées. Sur les îles de La Grande-Entrée et Centrale, des dômes conducteurs se distinguent nettement sous certains captages : ce sont les cas des puits MadeliMer et John Fred à la Pointe de Grande-Entrée (Figure 19) et des captages PU-3 et PU-4 à Fatima et PU-9, PU-10, P-1, P-2 et P-3 à Cap-aux-Meules (Figure 21).

Les dômes conducteurs se caractérisent par des résistivités généralement comprises entre 20 et 40 ohm.m traduisant des niveaux faiblement saumâtres justifiant la potabilité de l’eau captée [Richard *et al.*, 2004a]. Toutefois ils indiquent vraisemblablement la mise en place d’une remontée saline plus en profondeur. A la pointe de La Grande-Entrée, les niveaux salés affichant des résistivités inférieures à 10 ohm.m sont très proches de la base du puits de l’usine de pêche MadeliMer, qui pompe une eau plus fortement saumâtre [Richard *et al.*, 2004b, 2005].

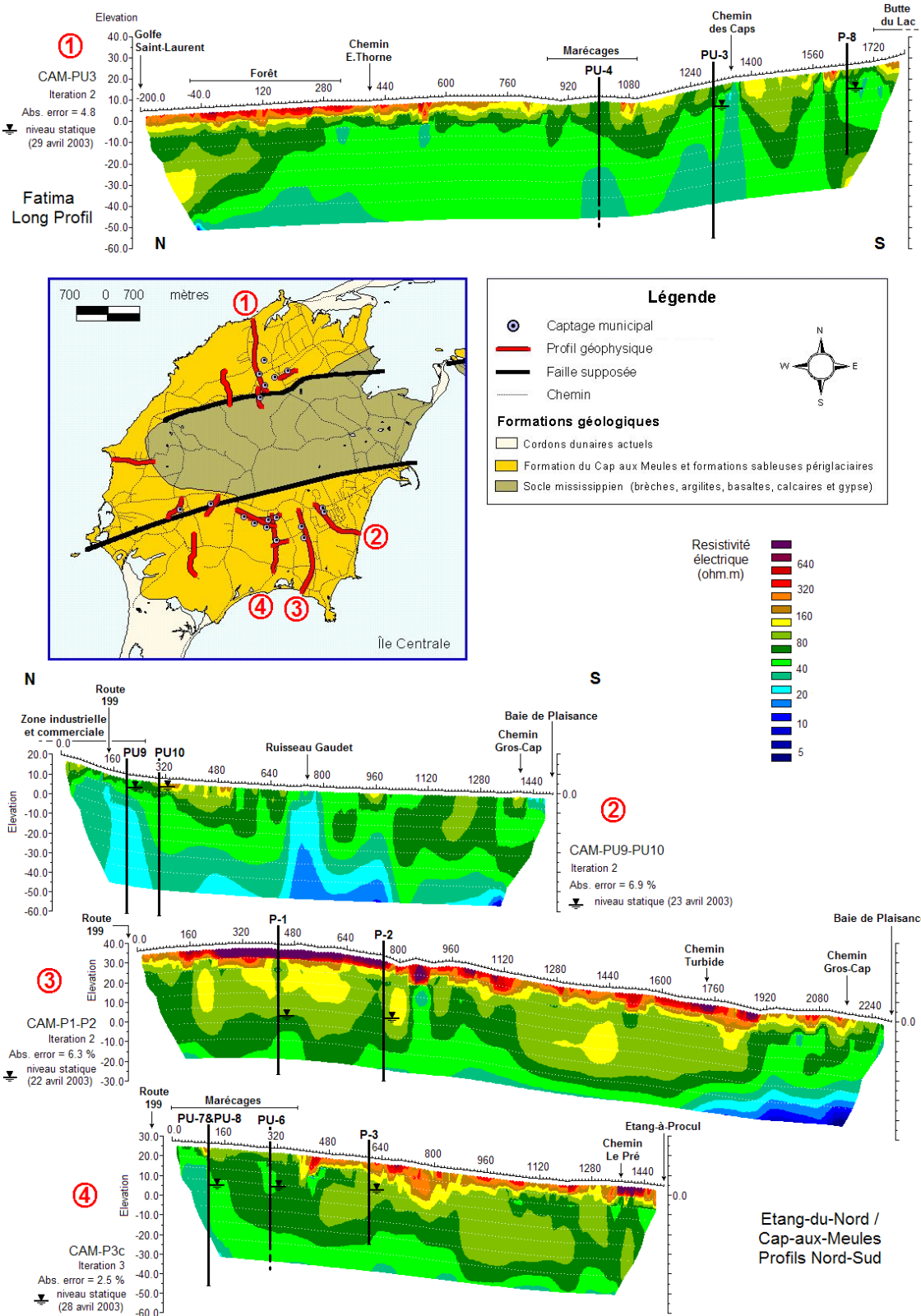


Figure 21 : Sections ERT inversées mettant en évidence les remontées salines sous les captages municipaux de l'Île Centrale.

5.3.7. Détermination des vitesses d'écoulement de la nappe (étape 3)

L'analyse plus fine de certains profils géophysiques a permis de mettre en évidence des anomalies conductrices, au sein des nappes, montrant une certaine cyclicité dans l'espace. Tous ces profils correspondent à des sections parallèles à l'écoulement. Ils ont été inversés avec la contrainte L2-normée, plus adaptée aux variations progressives de résistivité (cf. section 3.5). Le premier type d'anomalies, de forme plus ou moins circulaire, s'observe en surface de nappe dans les secteurs de passages de routes, alors que le deuxième type, plus allongé verticalement, s'observe en base de profils dans les secteurs de captages.

Dans les secteurs de passage de routes (Figure 22), les anomalies de surface de nappe sont interprétées comme des panaches de sels déglaçants, épandus deux fois par an (printemps et automne) pour dégeler les routes. Ces panaches sont entraînés par l'écoulement naturel de la nappe vers le Golfe, marquant ainsi une cyclicité bisannuelle d'amont en aval. Dans les secteurs captés (Figure 23), les anomalies de base de profils sont interprétées comme des niveaux saumâtres de remontées dues aux pompages. Les prélèvements étant plus importants l'été que le reste de l'année, un cône saumâtre se met en place une fois par an et, de la même manière que pour les panaches de sel, dérive ensuite par entraînement dans l'écoulement naturel de la nappe. Dans ce cas, la cyclicité des anomalies amont-aval est annuelle.

Ces deux types d'anomalies salines se comportent donc comme des traceurs qu'il est possible d'imager en ERT. L'intérêt de ce type de traçage et du caractère cyclique de ces anomalies est l'intégration d'une vaste longueur de nappe permettant la détermination de paramètres cinématiques intégrateurs, et non pas représentatifs de l'environnement proche du captage, souvent développé et peu représentatif de l'aquifère dans son ensemble.

Le traitement statistique des sections inversées de résistivité permet de bien mettre en évidence le caractère cyclique des panaches de sels (Figure 24) et des cônes de remontée (Figure 25). Les auto-corrélogrammes et variogrammes appliqués aux variations horizontales des résistivités intégrées sur la verticale permettent de calculer précisément la longueur d'onde moyenne du signal géophysique correspondant à la distance entre deux anomalies.

Dans le cas des panaches bisannuels de sels déglaçants, la vitesse moyenne correspond au double de la distance moyenne entre 2 anomalies (Figure 22 et Figure 24). Les meilleurs résultats sont obtenus en intégrant les résistivités des parties supérieures de la nappe, c'est-à-dire des profondeurs intermédiaires sur la section ERT. Dans le cas des cônes de remontées annuels, cette vitesse correspond directement à la distance moyenne entre deux anomalies (Figure 23 et Figure 25). Au contraire des panaches de sels, les meilleurs résultats sont obtenus en intégrant les résistivités des parties les plus profondes de la nappe, c'est-à-dire la base du profil ERT.

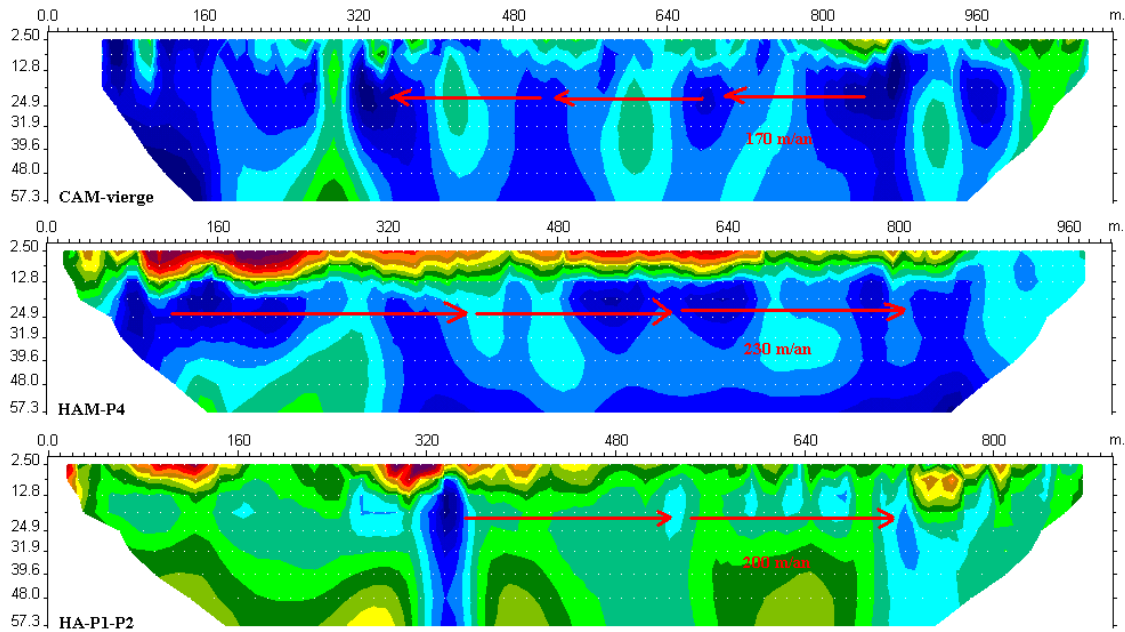


Figure 22 : Détermination des vitesses d'écoulement de la nappe à partir de l'imagerie ERT de la dérive inter-saisonnière des panaches de sels déglaçants.

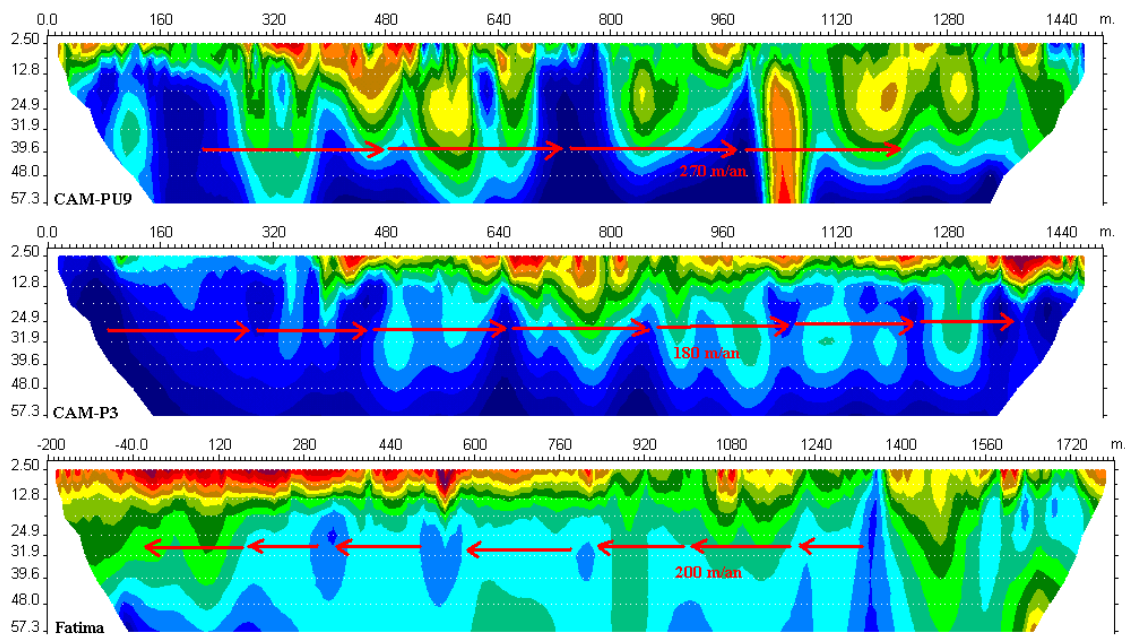


Figure 23 : Détermination des vitesses d'écoulement de la nappe à partir de l'imagerie ERT de la dérive inter-saisonnière des cônes de remontée saline.

La porosité cinématique ϕ , qui correspond à la porosité participant à l'écoulement, est donnée par le rapport entre la vitesse de Darcy v_{Darcy} et la vitesse réelle $v_{réelle}$ du fluide au sein du milieu poreux [m/s] :

$$\phi = \frac{v_{Darcy}}{v_{réelle}} \quad (46)$$

$$\text{avec, } v_{Darcy} = \frac{T}{b} \nabla h \quad (47)$$

T [m^2/s] est la transmissivité de l'aquifère et b [m] l'épaisseur de la nappe. $v_{réelle}$ est donnée par la vitesse d'écoulement déterminée par l'analyse de la dérive des anomalies géophysiques. Connaissant les autres paramètres, en particulier les valeurs de transmissivité ré-interprétées et harmonisées par modélisation (cf. Section suivante), la porosité cinématique se calcule facilement (Tableau 3). Ainsi aux Îles-de-la-Madeleine, les porosités cinématiques affichent des valeurs assez homogènes au sein de l'aquifère, de l'ordre de 1 à 4 %, ce qui traduit bien l'homogénéité lithologique des grès du Membre de l'Etang-des-Caps.

Tableau 3 : Vitesses d'écoulement et porosités cinématiques des grès éoliens calculées à partir des dérives observées sur les profils ERT et analysées par auto-corrélogramme et auto-variogramme.

Profil ERT	Secteur	Traceur	Vitesse d'écoulement m/an	Porosité cinématique (%)
EDN-vierge	Île Centrale Sud	Sels déglaçants	290	1.3
HAM-P4	Île-du-Havre-aux-Maisons	Sels déglaçants	223	1.3
HA-P1-P2	Îls-du-Havre-Aubert	Sels déglaçants	185	4.2
CAM-PU9	Île Centrale Sud	Cônes de remontées	216	3.2
CAM-P3	Île Centrale Sud	Cônes de remontées	148	4.2
Fatima	Île Centrale Nord	Cônes de remontées	196	1.4

5.4. Modélisation des intrusions salines (étapes méthodologiques 1b-4a-4b)

5.4.1. Code de simulation

En parallèle des interprétations géophysiques, une modélisation des écoulements densitaires sur le secteur de Cap-aux-Meules a été appliquée, dans l'objectif de simuler les intrusions salines actuelles et différents scénarios de gestion des prélèvements en regard du risque d'intrusion. Le code de simulation tridimensionnel SUTRA v 2.0 [Voss & Provost, 2002] a été utilisé avec le préprocesseur SutraPrep3D [Provost, 2002] et le post-processeur ModelViewer v 1.1 [Hsieh & Winston, 2002].

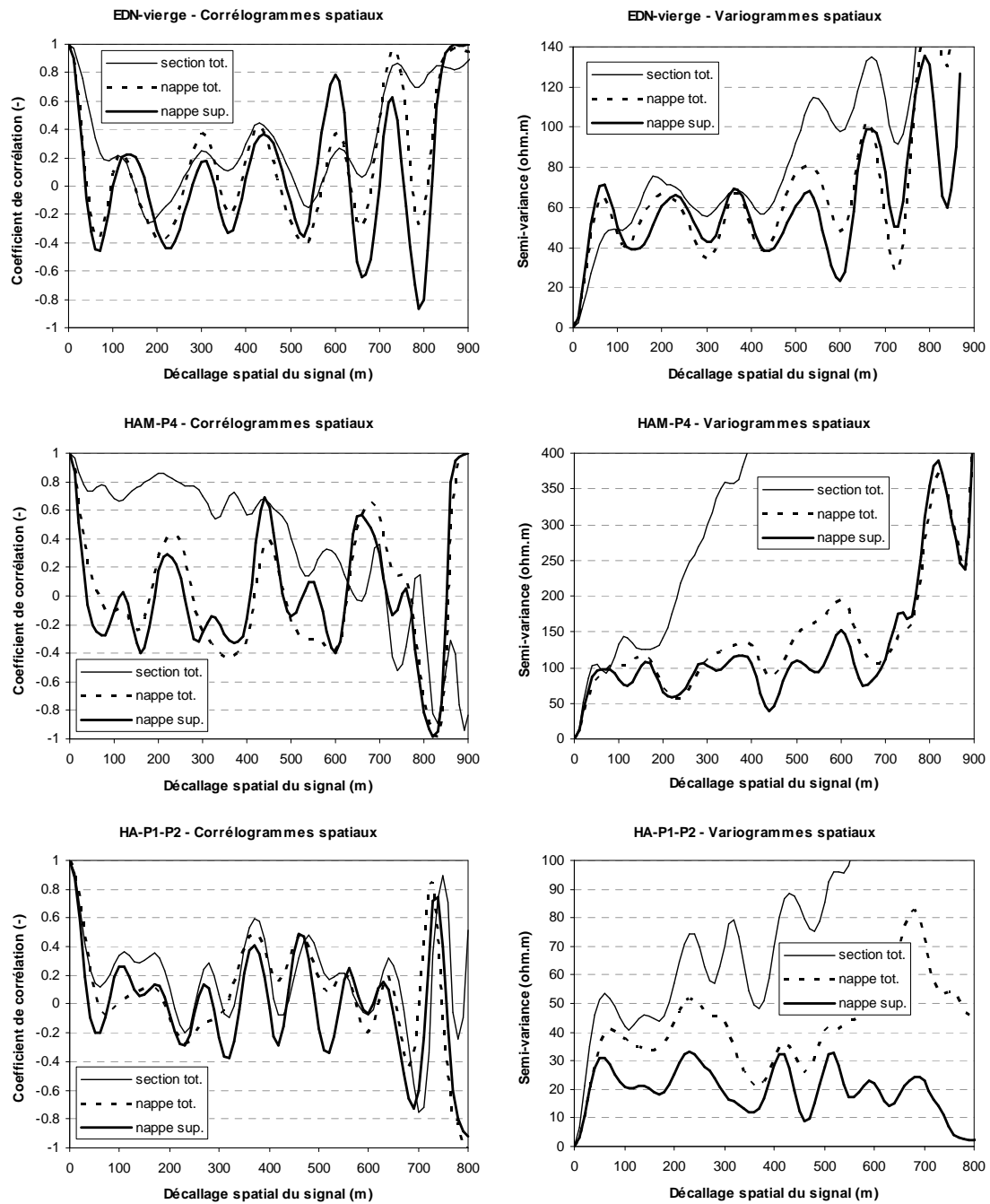


Figure 24 : Auto-corrélogrammes et auto-variogrammes des variations de résistivité dans le sens d'écoulement de la nappe, pour les sections montrant les dérives de panaches de sels déglaçants (Figure 22), et pour 3 cas d'intégration verticale des résistivités inversées.

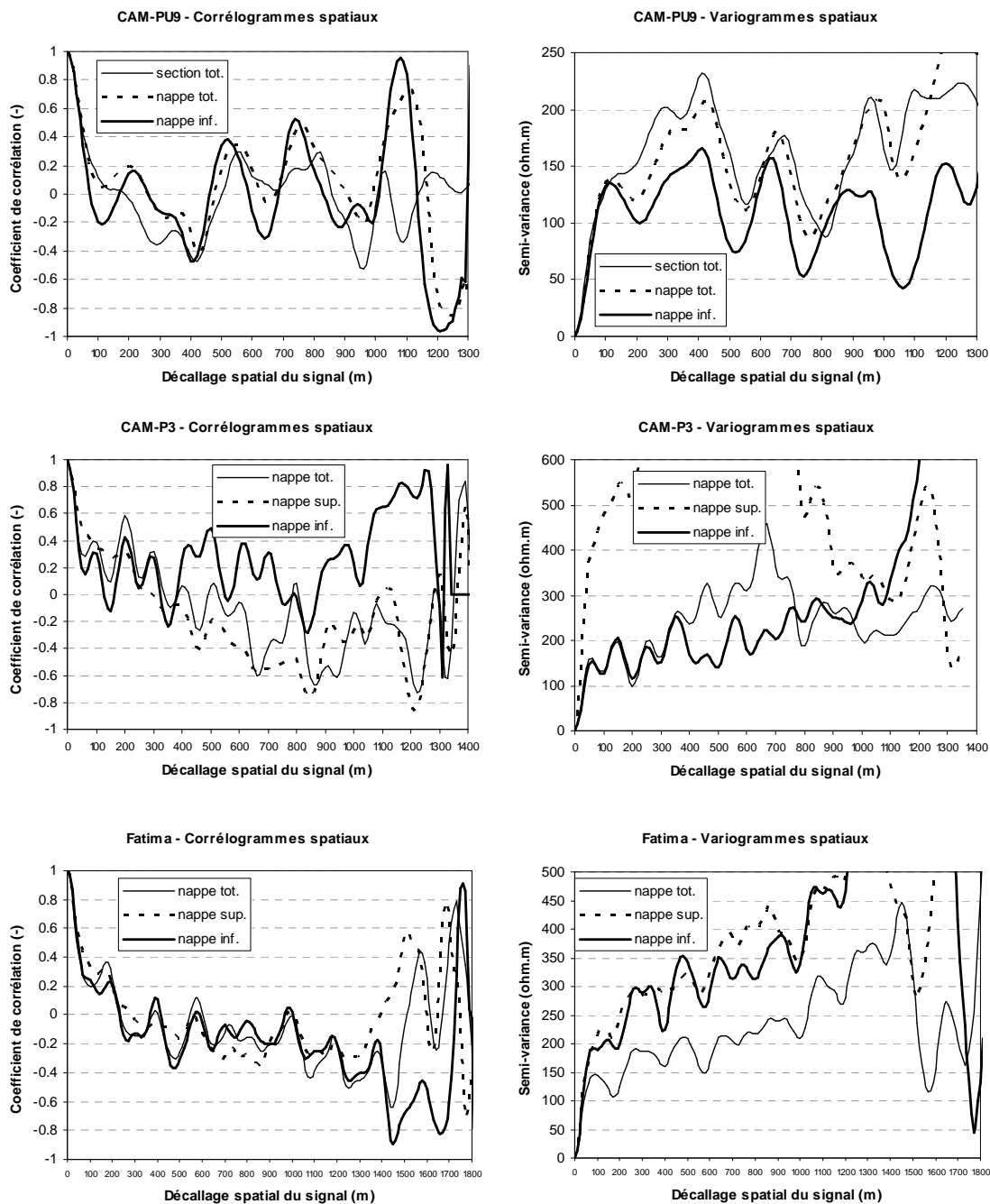


Figure 25 : Auto-corrélogrammes et auto-variogrammes des variations de résistivité dans le sens d'écoulement de la nappe, pour les sections montrant les dérives de cônes de remontées salines (Figure 23), et pour 3 cas d'intégration verticale des résistivités inversées.

5.4.2. Domaine modélisé (étape 1b)

Le domaine inclut le champ captant de Cap-aux-Meules situé sur le versant Sud et Sud-Est de l'Île-du-Cap-aux-Meules (Figure 27-a). Il intègre l'aquifère des grès du Membre de l'Etang-des-Caps, de son contact amont avec le horst mississippien jusqu'au littoral Sud et Sud-Est. Verticalement, il s'étend de la surface jusqu'à une profondeur de 500 m sous le niveau marin, de manière à intégrer la totalité de l'interface saline estimée *a priori* par application la relation de Ghijben-Herzberg (cf. Equations (1) et (2)).

5.4.3. Structure et paramétrage du modèle (étape 1b)

L'application du modèle a bénéficié à la fois (1) des données bibliographiques synthétisées (Tableau 2), (2) des données hydrogéologiques (débits de pompage, transmissivités et emmagasinevements) déterminées par les investigations hydrogéologiques traditionnelles (essais de pompages sur les captages, piézométrie), mais également (3) des données géologiques et structurales (géométrie du réservoir et conditions aux limites) ainsi que des porosités cinématiques fournies par l'interprétation des investigations ERT. Le modèle est structuré en quatre couches horizontales aux propriétés hydrogéologiques homogènes (Tableau 4) et discrétisé en maillage régulier octaédrique totalisant 66978 nœuds et 61200 éléments.

Tableau 4 : Paramètres hydrogéologiques et conditions aux limites appliqués au modèle (mEDC : membre de l'Etang-des-Caps ; mEDN : membre de l'Etang-du-Nord).

Paramètre	Unité	Valeur(s)			
Conditions aux limites					
Recharge	(mm/an)	230			
Entrées latérales amont	(L/s)	30			
Débit de pompage combiné	(L/s)	16 to 55 en fonction de la période			
Conductance de la condition de mer	(L.s)	0.00007			
Propriétés hydrogéologiques de l'aquifère					
		Couche 1: mEDC sup. (25 to -25 m)	Couche 2: mEDC inf. (-25 to -50 m)	Couche 3: mEDN inf. (-50 to -75 m)	Couche 4: mEDN inf. (-75 to -500 m)
Perméabilité isotrope	(m ²)	1.25 10 ⁻¹¹	2.65 10 ⁻¹²	6.1 10 ⁻¹³	1.4 10 ⁻¹³
Porosité efficace	(%)	16	-	-	-
Porosité cinématique	(%)	5	2	0.8	0.3
Dispersivité longitudinale isotrope	(m)	30	30	40	40
Dispersivité transversale isotrope	(m)	1.5	1.5	2	2

5.4.4. Modes de simulation (étapes 4a-4b)

Le modèle est exécuté en régime transitoire, considérant quatre grandes périodes d'exploitation des puits de pompage entre 1966 et 2003. Avant 1966, un régime permanent est obtenu considérant une absence de prélèvement. Après 1966, les prélèvements sont appliqués conformément aux quatre périodes de fonctionnement des champs captants et les autres conditions aux limites sont appliquées constantes sur ces quatre périodes (Tableau 4). Les résultats sont extraits en 2003 pour comparaison avec les données de terrain.

5.4.5. Piézométrie simulée (étape 4a)

La piézométrie calculée par le modèle reproduit l'écoulement de la nappe depuis le horst mississippien, où la piézométrie atteint 7.5 m, jusqu'au rivage, où la piézométrie est de l'ordre de 50 cm sur la ligne de côte (Figure 27-b). Les captages induisent un impact bien visible sur la piézométrie (rabattements marqués) et les directions d'écoulements (convergence des lignes d'écoulement dans le voisinage des captages). La piézométrie simulée s'accorde bien avec la piézométrie observée en 2003 (Figure 26), qui correspond à un état de hautes eaux. Les mesures effectuées au printemps [Richard *et al.*, 2004a] expliquent les niveaux observés légèrement plus hauts par rapport au modèle, dans lequel sont appliquées des conditions aux limites moyennes sur l'année.

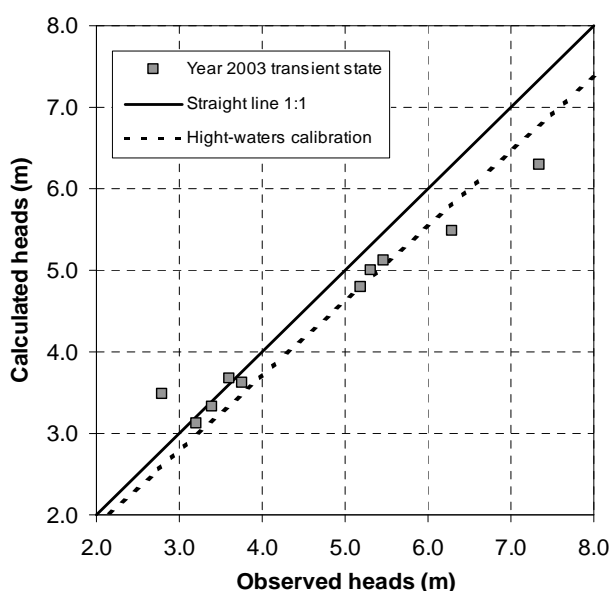
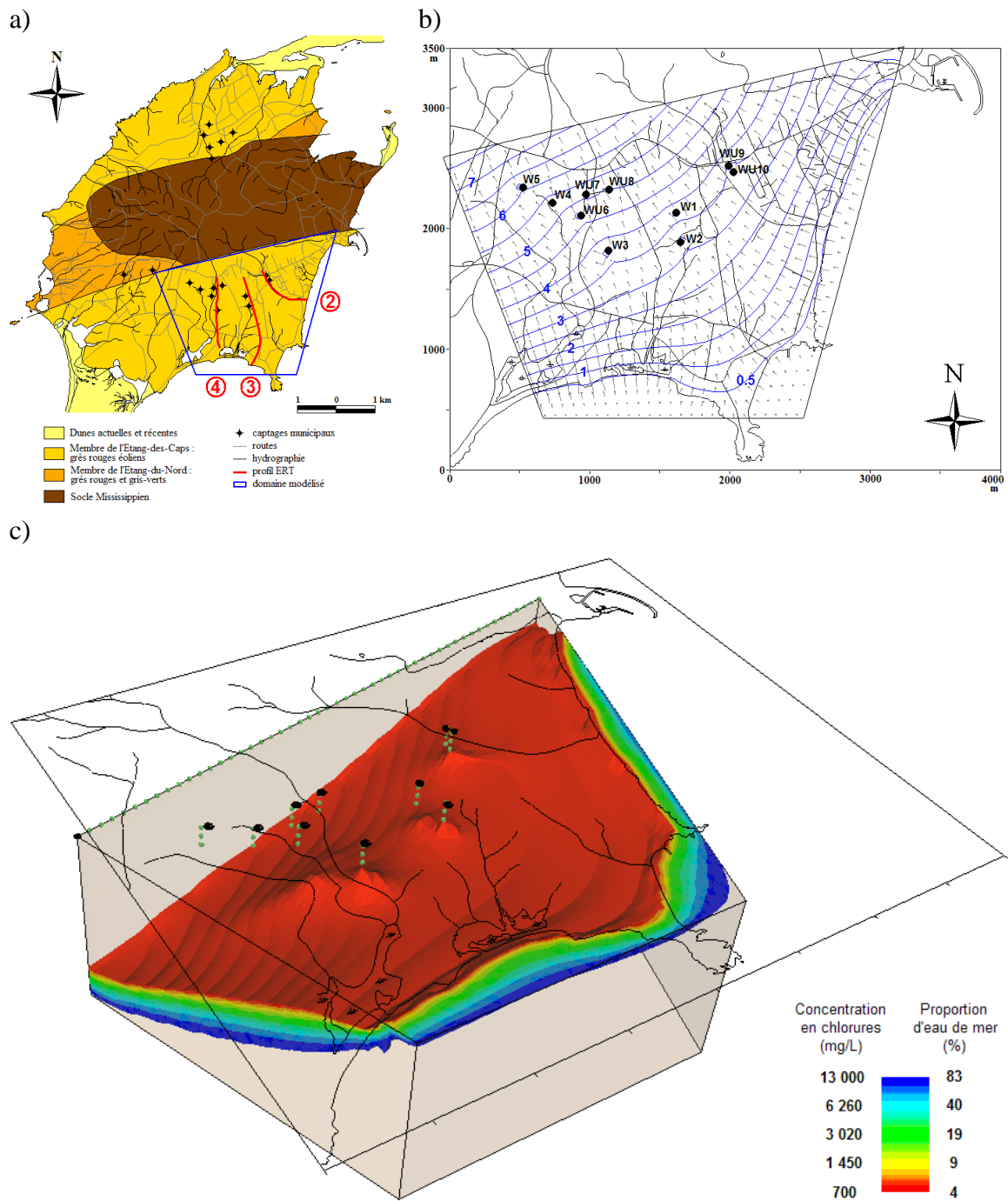


Figure 26 : Comparaison entre piézométries simulée et observée sur les captages de Cap-aux-Meules.

5.4.6. Simulation de la zone de transition et des intrusions salines (étape 4b)

Les salinités (concentrations en chlorures) calculées par le modèle font apparaître entre 1966 et 2003 la mise en place progressive d'intrusions salines sous les captages d'eau. En 2003, des cônes de remontées sont nettement observables sous huit des dix puits du champ captant, précisément ceux les plus proches du littoral et ayant les plus gros débits : PU-9, PU-10, P-1, P-2 et P-3 (Figure 27-c). Les captages PU-6, PU-7 et PU-8 implantés à faible distance les uns des autres induisent la formation d'une remontée saline unique. La position de la zone de transition ainsi que la présence des cônes de remontées est conforme aux résultats de la géophysique (voir les profils (2), (3) et (4) de la Figure 21). Parmi eux, le profil (3), nommé EDN-P1P2, peut être précisément mis en relation avec le modèle hydrogéologique qui révèle deux cônes de remontées sous chacun des deux puits.



5.5. Validation croisée du modèle hydrogéologique et du modèle géo-électrique (étapes méthodologiques 5-6-7-8)

5.5.1. Comparaison qualitative entre les résultats du modèle hydrogéologique et ceux du modèle géo-électrique d'inversion (étape 5)

Pour comparaison avec le profil de résistivité (3), passant par les puits P1 et P2 jusqu'à la côte, une section hydrogéologique 2D est extraite du modèle d'écoulement densitaire 3D (Figure 28). Les deux sections montrent de grandes similitudes et permettent de retrouver (1) le plongement du biseau vers l'intérieur de l'île au niveau de la zone littorale, caractérisé par de fortes salinités (> 2000 mg/L) et de faibles résistivités (< 10 ohm.m), et (2) la présence de deux cônes de remontée sous les deux forages (en particulier P1), se caractérisant par des salinités et des résistivités moyennes (resp., 60 à 150 mg/L et 40 à 80 ohm.m). Il semblerait toutefois que les remontées soient plus marquées sur le profil géophysique que sur la section de salinité. Précisons également que la zone non saturée n'est pas prise en compte dans le modèle hydrogéologique.

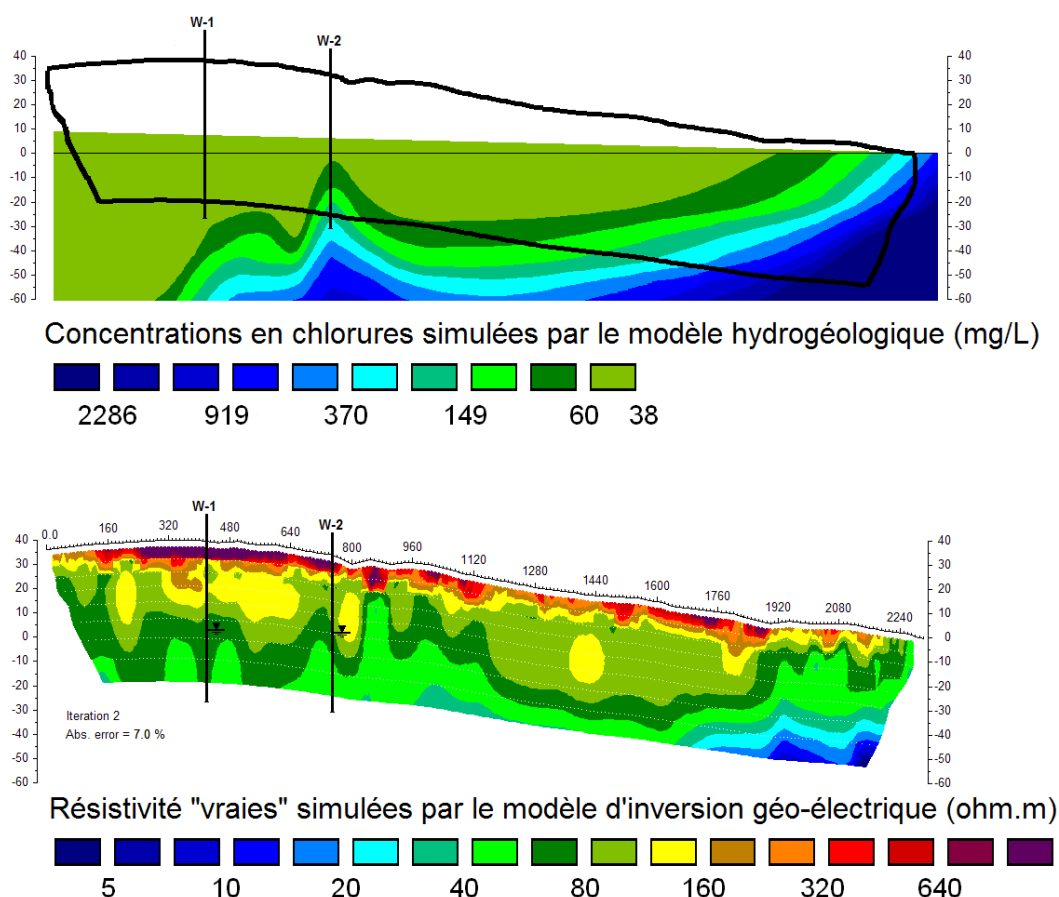


Figure 28 : Comparaison qualitative entre les salinités simulées par le modèle hydrogéologique et les résistivités calculées par le modèle d'inversion géo-électrique.

5.5.2. Etablissement des relations hydro-péetrophysiques entre salinité de l'eau et résistivité du milieu (étape 6)

Afin de procéder à une comparaison plus quantitative entre les deux modèles, géophysique et hydrogéologique, il est nécessaire d'établir une relation entre la concentration en chlorures simulée par le modèle d'écoulement densitaire et la résistivité du milieu géologique, comprenant l'espace poral et la matrice solide.

Dans un premier temps, une relation empirique est établie entre la conductivité électrique et la salinité de l'eau de pore grâce aux analyses chimiques des eaux dans les aquifères des Îles-de-la-Madeleine [Richard *et al.*, 2004a]. Dans ce contexte côtier, la composition ionique des eaux souterraines comprend essentiellement la présence du chlorure de sodium, mais également, dans une moindre mesure, celle du carbonate de calcium, résultant de la décimentation des grès, et du sulfate de calcium issu des formations gypseuses affleurant au niveau des horsts.

Dans un deuxième temps, la résistivité totale du milieu saturé est exprimée en fonction la conductivité électrique de l'eau de pore grâce à la loi empirique d'Archie [1942] (équation (26)), applicable pour un matériau très peu argileux (cf. section 5.4). Dans cette expression, la porosité totale est fixée à 40 %, conformément aux connaissances sur les grès des Îles-de-la-Madeleine [Richard *et al.*, 2004a], et le facteur de cimentation à 1,3, conformément aux données de littérature correspondant à ce type de matériau [Guyod, 1944].

Les nombreuses données hydrogéochimiques sur les eaux des Îles-de-la-Madeleine, qui comprennent des échantillonnages dans les captages d'eau souterraine et les eaux marines, permettent de corréliser la conductivité électrique de l'eau σ_w [$\mu\text{S}/\text{cm}$] avec la concentration en chlorures Cl [mg/L] et la teneur en solides totaux dissous TDS [mg/L]. Ces deux jeux de données s'ajustent bien à une fonction puissance, affichant de bons coefficients de détermination (Figure 29) :

$$\text{Pour les chlorures : } \sigma_w = 18.273 \cdot Cl^{0.761} ; R^2 = 0.944 \quad (48)$$

$$\text{Pour la TDS : } \sigma_w = 2.211 \cdot Cl^{0.926} ; R^2 = 0.999 \quad (49)$$

Les valeurs de ces coefficients indiquent que σ_w est mieux corrélé à la teneur en TDS qu'à la concentration en Cl (resp. $R^2 = 99,9$ % contre 94,4 %). Toutefois, les chlorures restent tout de même, par définition de R^2 , responsables pour plus de 90 % de la conductivité. Considérant d'une part les grandes variations des conductivités électriques et des concentrations en chlorures, et d'autre part le bruit de fond relativement constant des teneurs en carbonate de calcium et en sulfate de calcium dans les eaux des grès des Îles-de-la-Madeleines, la corrélation obtenue entre σ_w et Cl , dont Cl peut être considéré comme traceur de l'intrusion marine, est retenue pour comparer les sections géophysiques avec les résultats du modèle hydrogéologique.

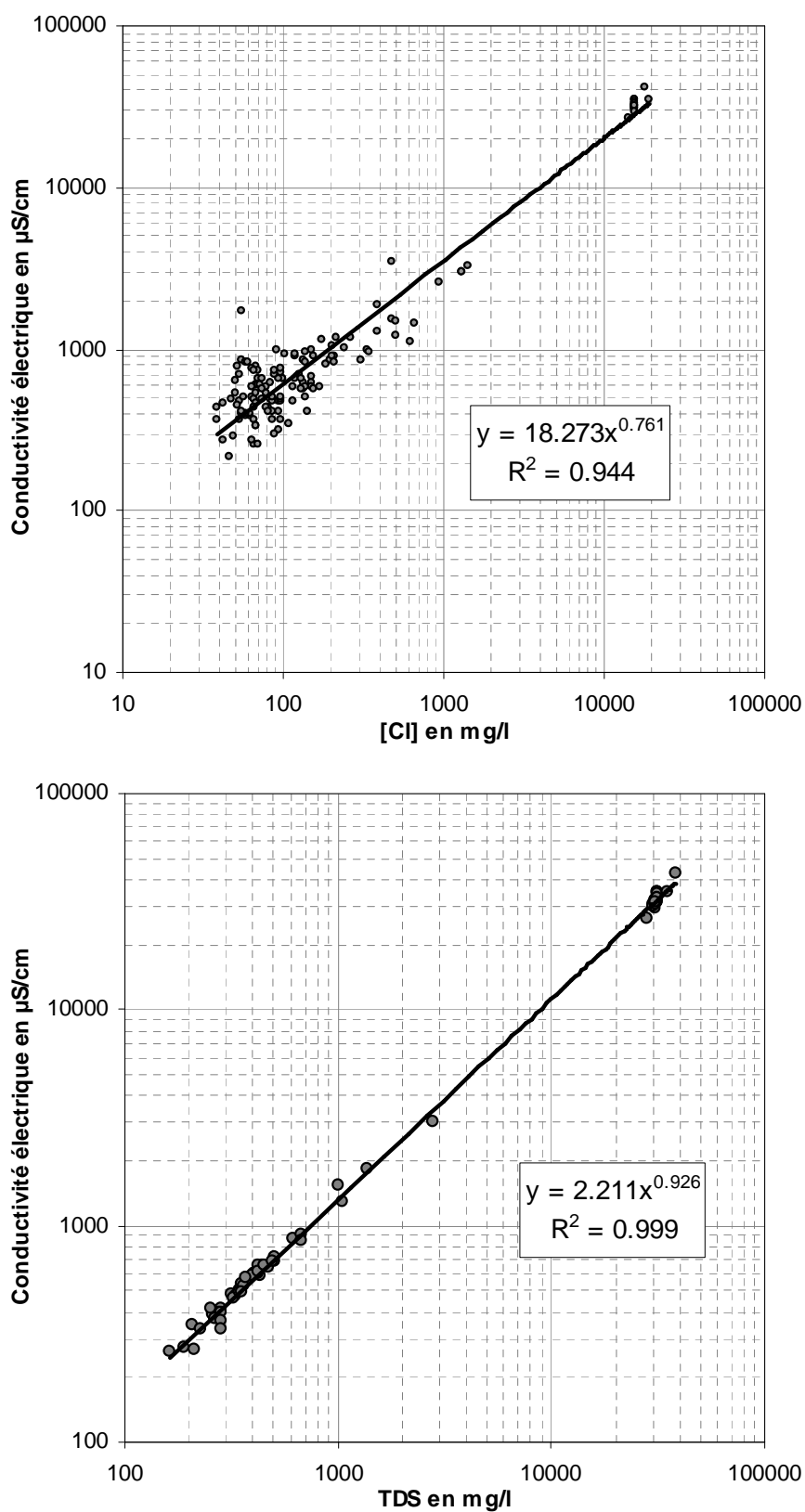


Figure 29 : Corrélations entre la conductivité électrique de l'eau de pore et la teneur en chlorures (graphe du haut) ou la teneur en TDS (graphe du bas) dans les eaux souterraines des Îles-de-la-Madeleine.

Enfin, l'effet de la température de l'eau est pris en compte en utilisant la relation de *Arps* [1953] (équation (40)). La température des eaux souterraines aux Îles-de-la-Madeleine est quasi-constante et d'environ 6,5 °C. Pour les eaux du Golfe Saint-Laurent, la température varie d'environ -1 à 18 °C en surface à environ -1 à 10 °C aux faibles profondeurs (5-50 m), en fonction de la saison et en particulier des cycles de glaces de mer [*Pêches et Océans Canada, Système de Gestion des Données Océanographiques (SGDO)*, 2005, <http://www.osl.gc.ca/sgdo/en/accueil.html>].

5.5.3. Modélisation géo-électrique directe des salinités obtenues du modèle hydrogéologique (étape 7)

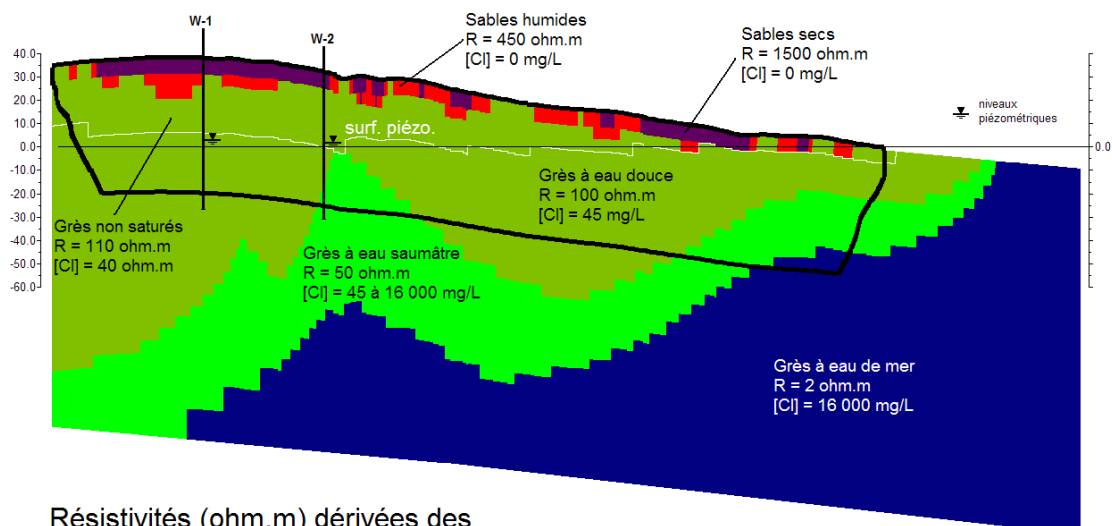
Un modèle géo-électrique direct est appliqué avec les résistivités électriques équivalentes des concentrations en chlorures. Le programme RES2DMOD [*Loke, 2002*] est utilisé à cette fin. La section de résistivité est discrétisée avec un maillage de 280 mailles x 29 couches = 8120 éléments (Figure 30, section du haut). Chaque élément a une largeur de 10 m et une hauteur de 5 m pour les 26 premières couches et de 10 m pour les 3 dernières, permettant de couvrir un domaine 2D de 2800 m sur une profondeur de 160 m.

Le domaine est paramétré avec six valeurs de résistivité "vraies" représentatives des six zones hydrogéologiques : (1) grès à eau salée, (2) zone de transition, (3) grès à eau douce, (4) grès non saturés, (5) sables superficiels humides et (6) sables superficiels secs. Pour la zone non saturée, qui n'a pas été simulée dans le modèle hydrogéologique, les résistivités "vraies" appliquées dans le modèle géo-électrique direct sont celles mesurées sur le terrain pour les faibles écartements inter-électrodes. L'exécution du programme géo-électrique permet alors le calcul des résistivités apparentes correspondant au dispositif d'acquisition Wenner-Alpha. Aucun bruit n'est ajouté à la simulation.

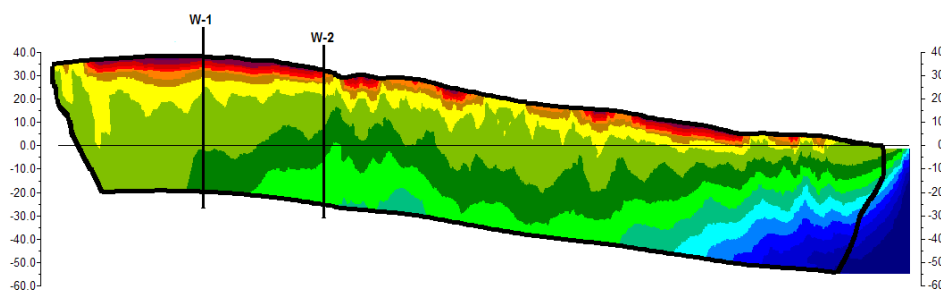
5.5.4. Comparaison quantitative entre résistivités apparentes mesurées et résistivités apparentes dérivant du modèle d'écoulement densitaire (étape méthodologique 8)

La pseudo-section de résistivités apparentes calculée peut alors être comparée avec celle mesurée sur le terrain (Figure 30). Les deux pseudo-sections montrent une grande similitude, ce qui permet de valider le modèle hydrogéologique.

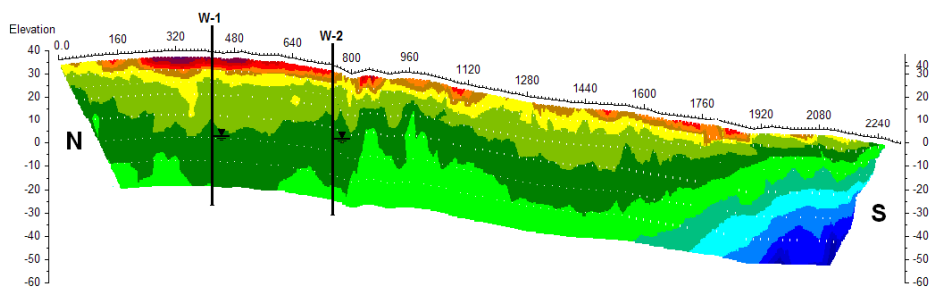
Cette approche quantitative de comparaison permet de valider le modèle hydrogéologique avec beaucoup plus de confiance que sa comparaison qualitative avec le modèle inverse. Avec cette approche complémentaire, le problème de non unicité de la solution inhérente au modèle géo-électrique d'inversion peut être supprimé. Également, les effets géo-électriques des niveaux profonds de la nappe, ici le biseau salé très conducteur dans les aquifères côtiers, sont pris en compte dans la modélisation directe, au contraire de la modélisation inverse qui tronque la base de la section à hauteur de la pseudo-profondeur maximale d'investigation. Il apparaît en effet que les profondeurs supérieures à cette pseudo-profondeur maximale ont un impact significatif sur les mesures de résistivités apparentes.



Résistivités (ohm.m) dérivées des concentrations en chlorures simulées par le modèle hydrogéologique



Résistivités apparentes calculées (ohm.m)



Résistivités apparentes mesurées sur le terrain (ohm.m)

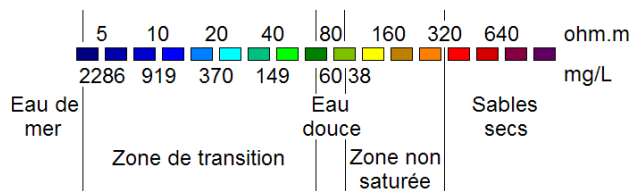


Figure 30 : Comparaison quantitative entre les résistivités apparentes dérivant du modèle hydrogéologique et celles mesurées sur le terrain par ERT.

Ceci est confirmé par le fait que le modèle géo-électrique direct (qui descend jusqu'à 160 m sous la surface du sol) montre une position de la zone de transition et des intrusions salines plus basse que le modèle inverse (qui est tronqué à 60 m sous la surface, la dernière couche étant considérée comme infinie). Ce dernier exagère l'intrusion saline de manière à compenser l'absence des niveaux profonds conducteurs

Un dernier avantage de l'application d'un modèle géo-électrique direct est la possibilité de prise en compte des effets 3D (c'est-à-dire des variations de résistivité latéralement à la pseudo-section), ce dont ne tient pas compte le modèle d'inversion 2D. Il s'agit de développer un modèle direct 3D, à partir du modèle hydrogéologique 3D, dont les résultats de résistivités apparentes, extraits pour la pseudo-section 2D voulue, peuvent être comparés à la pseudo-section 2D mesurée. Par ailleurs, les modèles géo-électriques d'inversion 3D ne permettent pas la déconvolution à partir de mesures réalisées en pseudo-section 2D (c'est-à-dire le long d'un transect), mais seulement pour des mesures effectuées en 3D, par couverture d'une surface de terrain (cf. section 3.3). Or, une couverture 2D d'un terrain (aboutissant à la mesure d'un pseudo-volume 3D de résistivités apparentes) est extrêmement contraignante et lourde pour des investigations régionales (c'est-à-dire à l'échelle des structures hydrogéologiques), qui nécessitent très souvent de couvrir d'importantes distances.

5.6. Synthèse méthodologique : Article publié dans *Geophysical Research Letters* (2007)



Cross-validation of geo-electrical and hydrogeological models to evaluate seawater intrusion in coastal aquifers

Jean-Christophe Comte^{1,2} and Olivier Banton¹

Received 12 March 2007; revised 16 April 2007; accepted 18 April 2007; published 18 May 2007.

[1] The validation of variable-density flow models simulating seawater intrusion in coastal aquifers requires information about concentration distribution in groundwater. Electrical resistivity tomography (ERT) provides relevant data for this purpose. However, inverse modeling is not accurate because of the non-uniqueness of solutions. Such difficulties in evaluating seawater intrusion can be overcome by coupling geophysical data and groundwater modeling. First, the resistivity distribution obtained by inverse geo-electrical modeling is established. Second, a 3-D variable-density flow hydrogeological model is developed. Third, using Archie's Law, the electrical resistivity model deduced from salt concentration is compared to the formerly interpreted electrical model. Finally, aside from that usual comparison-validation, the theoretical geophysical response of concentrations simulated with the groundwater model can be compared to field-measured resistivity data. This constitutes a cross-validation of both the inverse geo-electrical model and the groundwater model. **Citation:** Comte, J.-C., and O. Banton (2007), Cross-validation of geo-electrical and hydrogeological models to evaluate seawater intrusion in coastal aquifers, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L10402, doi:10.1029/2007GL029981.

1. Introduction

[2] More than 60% of the population of developing countries lives in the vicinity of the sea [*Food Agriculture Organization of the United Nations (FAO)*, 1997]. Coastal aquifers already constitute major potable water resources for numerous regions throughout the world [*Bear et al.*, 1999]. Such groundwater resources are very vulnerable to seawater intrusion, generally caused by anthropogenic overexploitation [*FAO*, 1997]. Because of increasing consumption and total dependency on coastal groundwater, the Magdalen Islands (Quebec, Canada) are a typical example of this hydrogeological problem.

[3] Because the presence of dissolved salt in pore water increases the bulk electrical conductivity of groundwater, electrical resistivity tomography (ERT) can be used to monitor seawater intrusion [*Abdul Nassir et al.*, 2000]. By establishing the relationship between measured geo-electrical properties and groundwater salinity, such field surveys can be used to delineate the saline interface and/or detect seawater intrusion [*Sherif et al.*, 2006; *Wilson et al.*, 2006].

[4] Nonetheless, an understanding of underground freshwater and seawater mixing processes and dynamics is

required to adequately manage and protect coastal groundwater. Variable-density flow modeling appears to be applicable for predicting seawater intrusion [*Oude Essink*, 2003]. However, model reliability and accuracy are often limited by the weakness of field data to constrain the calibration, particularly the distribution of salt water through the aquifer [*Antonsson et al.*, 2006; *Comte and Banton*, 2006].

[5] This paper presents a combined methodology for the validation of both the geo-electrical interpretation of geophysical investigations and groundwater flow modeling that is more consistent and reliable than the usual comparison-validation method.

2. Electrical Resistivity Tomography

[6] Electrical resistivity tomography (ERT) is a relatively recent geophysical technique that can be used to provide continuous characterization of subsurface electrical resistivity by means of a multi-electrode array driven into the soil and an automatic data acquisition system [*Dahlin*, 1993, 2001]. The distribution in the ground of electrical potential V [$L^2MT^{-3}I^{-2}$] induced by a current source I [I] is a function of the 3-D electrical resistivity tensor ρ [$L^3M^1T^{-3}I^{-3}$]. In a steady state condition, it is governed by a Poisson's equation combining the Ohm's Law and the conservation of current flow equation [*Telford et al.*, 1990]. The relationship between the measured apparent resistivity (ρ_a), the injected current (I), and the resulting potential difference (ΔV) is expressed as:

$$\rho_a = \frac{1}{\sigma_a} = K \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad (1)$$

where K represents a geometrical factor related to the type of acquisition array. Since measured apparent resistivities (ρ_a) cannot be interpreted directly as the true subsurface resistivity distribution $\rho(x, y, z)$, the latter must be determined by geo-electrical modeling.

[7] These equations are used by models such as RES2DMOD (M. H. Loke, RES2DMOD ver.3.01, Rapid 2D resistivity forward modeling using the finite-difference and finite-element methods, 2002) to compute apparent resistivity values from actual electrical resistivities of underground material. In contrast, an inverse modeling code such as RES2DINV [*Loke*, 2006] can be used to determine the true resistivity distribution from field-measured apparent resistivities. In RES2DINV inverse modeling, a mathematical optimization method [*deGroot-Hedlin and Constable*, 1990; *Sasaki*, 1994; *Loke and Barker*, 1996] is applied to minimize the differences between field-measured apparent resistivities and those computed by

¹Laboratoire d'Hydrogéologie, Université d'Avignon, Avignon, France.

²HYDRIAD, Saint-Bauzély, France.

forward modeling. The individual resistivity of each model cell is adjusted successively through an iterative process.

[8] Inverse modeling is very useful for obtaining an initial, rapid interpretation of geophysical investigations of hydrogeological media. However, inverse modeling is confronted with the problem of non-uniqueness of the solution, which means that different resistivity models can produce the same apparent geophysical effect. Geoelectrical models must therefore be constrained by geological and hydrogeological data to reduce this uncertainty.

3. Variable-Density Flow Modeling

[9] In a steady state condition, the freshwater/saltwater interface is related only to the ratio of their respective densities, 1.0 for freshwater and 1.025 for saltwater. Hence, under equilibrium conditions, freshwater floats on top of salt water, forming a freshwater lens in islands and a wedge in coastal aquifers. Because saltwater is slightly denser than fresh water, with a ratio of 41:40, the Ghyben-Herzberg relationship states that for every meter of groundwater above sea level there are forty meters of fresh water below sea level [Baydon-Ghyben, 1888–1889; Herzberg, 1901]. In reality, the interface is not a sharp boundary line but rather a transition zone of brackish water (freshwater/saltwater mixing) that is influenced by seasonal fluctuations in rainfall, tidal action, water withdrawal by humans and natural discharge.

[10] Simulating the freshwater/saltwater dynamic equilibrium and mixing processes in a coastal aquifer requires a numerical model that simultaneously solves flow and transport equations, taking into account the effect of density related to salt concentrations [Diersch and Kolditz, 2002]. The 3-D density-dependent flow in porous media is governed by the following equations:

$$\frac{\partial(\gamma n)}{\partial t} = -\frac{\partial(\gamma q)}{\partial x_i} + \gamma_s q_s \quad (2)$$

with

$$q = n_e v_p = -\frac{k_{ij}}{\mu} \left(\frac{\partial p}{\partial x_j} + \gamma g \frac{\partial z}{\partial x_j} \right) \quad (3)$$

where γ [ML⁻³] is the pore fluid density; q [LT⁻¹] is the specific discharge vector; v_p [LT⁻¹] is the pore velocity vector; n and n_e [dimensionless] are, respectively, the total and effective porosities of the porous medium; k_{ij} [L²] is the 3-D permeability tensor; μ [ML⁻¹T⁻¹] is the fluid dynamic viscosity; p [ML⁻¹T⁻²] is the pore fluid pressure; g [LT⁻²] is the gravitational constant; z [L] is the elevation of observed point; γ_s [ML⁻³] and q_s [T⁻¹] are, respectively, the density and the volumetric flow rate of the fluid source or sink term; and t [T] is the time. Equation (2) is the mathematical expression of the conservation of mass, and equation (3) is the generalized expression of Darcy's Law. The 3-D variable-density transport equation, derived from Fick's Law, solves the solute concentration of the pore fluid C [ML⁻³]. In variable-density modeling, equations of flow and transport must be linked because fluid density (γ) under

isothermal conditions depends on both fluid pressure (p) and solute concentration (C).

4. Application on the Magdalen Islands

[11] The Magdalen Islands are a part of the Canadian Maritimes Permo-Carboniferous Basin in the Northeastern Appalachian Geological Province [Brisebois, 1981]. Permian sandstones form the aquifers in the coastal areas while the centre of the islands is composed of impervious Carboniferous volcano-clastic horsts. With a mean transmissivity of 4.10⁻³ m²/s, sandstones can support very high pumping rates, with no consideration to water quality, *i.e.* seawater intrusion. However, factors such as limited recharge (230 mm/y), intense water withdrawal and the spatial organization of water wells have led to the intrusion of seawater over the past few years.

[12] On Grindstone Island (the largest and most populated island of the archipelago), ERT surveys were carried out along main wells from the hillside to the seashore. An ABEM Lund System (unit length of the system is 400 m, including 4 cables of 100 m long each), and the Wenner-Alpha array were used for data acquisition. The total number of electrodes is 41, which results in an unit measurement spacing of 10 m. Using this configuration and protocol, inverse modeling applied to field measurements provides an ERT profile to a 60-m depth. By rolling-along 1 cable after each unit system data acquisition (19 roll-alongs), the profile was extended to 2300 m long.

[13] Figure 1 (left) shows the classical approach to ERT interpretation using an inverse geo-electrical model such as RES2DINV. Applying inverse modeling to the field-measured data (apparent resistivity profile in Figure 1, top left) allows the determination of interpreted true resistivities (Figure 1, bottom left), *i.e.* the resistivity of each small volume of underground material. The ERT profiles obtained delineate the transition zone between conductive seawater and resistive freshwater, with resistivity decreasing with depth as water salinity increases (freshwater/saltwater transition zone). This ERT profile also reveals a conductive anomaly just beneath the most downstream water well that can be interpreted as saltwater upconing due to water well withdrawals.

[14] In order to simulate and optimize groundwater withdrawals on Grindstone Island, the finite-element numerical code SUTRA [Voss and Provost, 2003] was applied. The simulated area covers the southeastern part of the island where Permian aquiferous sandstones outcrop from the horst to the coastline. The model extends vertically to 500 m below sea level and includes 10 water wells. It is structured in 4 layers with permeability decreasing with depth, according to lithological features and decementation processes. It results in a transmissivity value of about 3.10⁻³ m²/s in the pumped sectors. Aquifer characteristics and limits are defined in conformity with both the geological and the geophysical surveys. Four types of boundary conditions were applied: pressure conditions (seawater edges and seafloor), surface flow conditions (freshwater recharge), linear flow conditions (freshwater input from horst runoff), and nodal flow conditions (water well with-

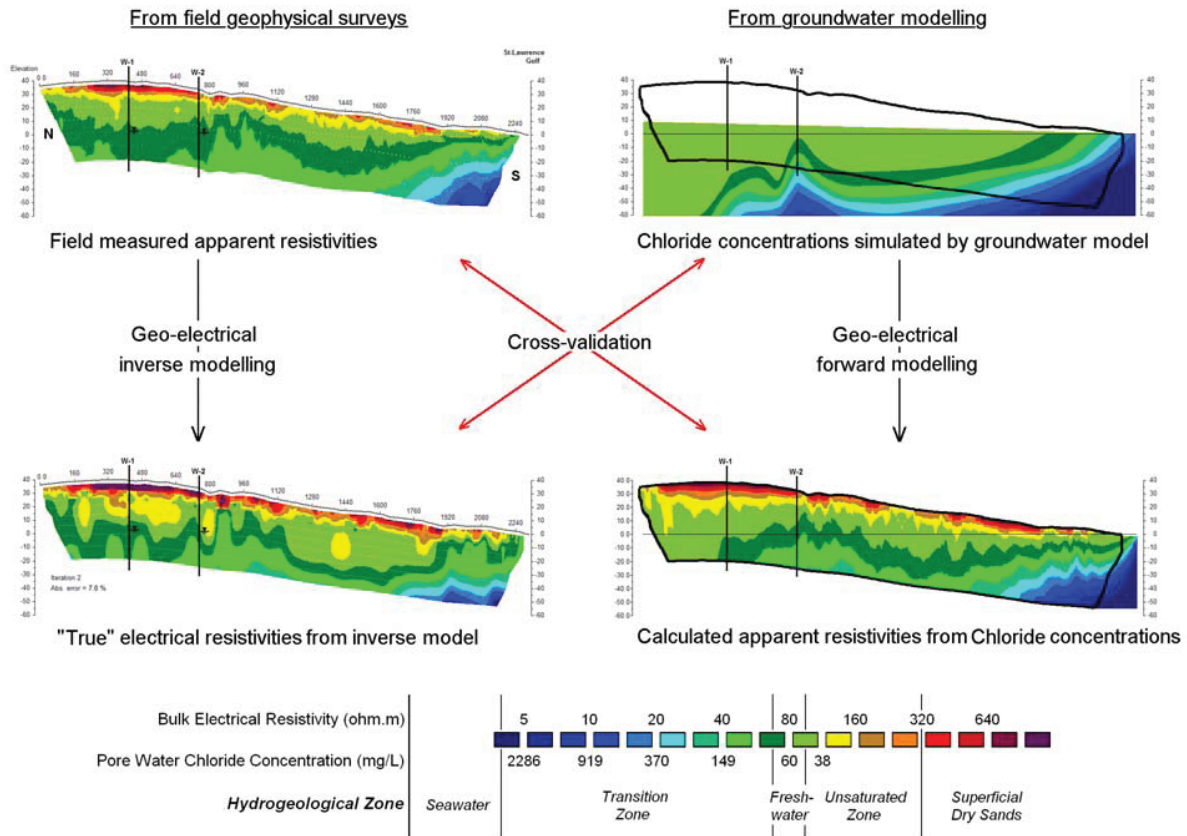


Figure 1. Cross-validation of geo-electrical model and groundwater variable-density flow model for characterization of seawater intrusion in coastal aquifers.

drawals). The model is used primarily to simulate the salt concentration distribution through the 3-D domain.

[15] Results of the 3-D variable-density flow model are shown (Figure 1, top right) as a 2-D profile of chloride concentrations throughout the aquifer (*i.e.* in the water-saturated zone). The groundwater model also accurately reproduces the upconing phenomenon identified with geophysical surveys. As computed, high pumping rates generate a salinity gradient under well W2 (upconing vertical saline spot) and an oblique spot downstream from W1. Simulated salt concentrations of the water pumped out by wells were confirmed by water quality analyses.

[16] As shown, the freshwater/saltwater interfaces obtained with ERT and groundwater models are similar and conform to the theory of variable-density flow. However, such a similarity is not sufficient to validate both the groundwater modeling and the geo-electrical inverse modeling, because of the non-uniqueness of the solutions. A complementary approach is therefore necessary to validate the reliability of both models. A relationship must also be established between the salt concentration of the water and its geo-electrical impact.

5. Relationship Between Electrical Resistivity and Pore Water Salinity

[17] To compare the results of the geo-electrical model (*i.e.* interpretation of geophysical surveys) with the concen-

tration results obtained using the variable-density flow model, a relationship between bulk electrical resistivity and pore water chloride concentration must be used. This relationship is defined by three elementary equations.

[18] Archie's Law [Archie, 1942] expresses the bulk electrical conductivity (σ) of a water-saturated material as a linear function of the pore water conductivity (σ_w) (and likewise for electrical resistivity, ρ):

$$\sigma = \sigma_w \cdot \frac{n^m}{a}; \quad \rho = \rho_w \cdot \frac{a}{n^m} \quad (4)$$

The electrical formation factor defined as $F = a \cdot n^{-m}$ is an intrinsic parameter representing the micro-geometry of the material where n is the total matrix porosity, a the coefficient of pore tortuosity, and m the coefficient of cementation. All these parameters are dimensionless. For the Magdalen Islands, n , m and a were calibrated at 0.4, 1.3 and 1, respectively. The porosity n was fixed from field data. Parameters a and m were adjusted from typical values for badly consolidated sandstone [Guyod, 1944]. Because of the petrophysical homogeneity of the Permian sandstone (*i.e.* n , m and a parameters), variations in measured electrical conductivity can be directly related to salinity variations, *i.e.* σ_w variations.

[19] In coastal areas, the ionic composition of groundwater is related to the presence of sodium chloride, but also to other natural salts like calcium carbonate, resulting

from the decementation of sandstone in the Magdalen Islands, and calcium sulfite, originating from gypsum formations in the horst zones. By collecting hydrogeochemical data from water wells and marine waters, water electrical conductivity (in $\mu\text{S}/\text{cm}$) was correlated to the chloride concentration and to the amount of total dissolved solids (TDS in mg/L). In both cases, a power function fit the data well, with a relatively good coefficient of determination:

for chloride :

$$\sigma_w = 18.273 \cdot Cl^{0.761}; R = 0.944 \quad (5)$$

for TDS :

$$\sigma_w = 2.211 \cdot TDS^{0.926}; R = 0.999 \quad (6)$$

These coefficients, which express the proportion of the total variation in the dependent variable that is explained or accounted for by the variation in the independent variable, clearly indicate that EC is more closely correlated to TDS than to chloride concentrations. However, they also show that chloride is responsible for more than 90% of EC. Considering the large variations in EC and chloride concentrations (over two magnitudes), the correlation obtained between chloride and EC can be used with certainty to compare geophysical profiles and groundwater model results.

[20] Finally, the temperature-dependence of the electrical conductivity of a sodium chloride solution is expressed as [Arps, 1953]:

$$\sigma_w(T_2) = \sigma_w(T_1) \cdot \frac{T_2 + 21.5}{T_1 + 21.5}; \text{ with temperature } T \text{ in } ^\circ\text{C} \quad (7)$$

Groundwater temperature in the Magdalen Islands is nearly constant and measured at about 6.5°C . Depending on the season (annual sea ice cycles in particular), seawater temperatures vary from about -1°C to 18°C at the surface and about -1°C to 10°C at shallow depths (5–50 m) (Fisheries and Oceans Canada, Oceanographic Data Management System (ODMS), 2005, available at <http://www.osl.gc.ca/sgdo/en/accueil.html>).

6. Cross-Validation of Geo-Electrical Modeling and Groundwater Modeling

[21] Figure 1 illustrates the methodology that was used to validate groundwater modeling on the one hand and the uniqueness of the geo-electrical inversion on the other hand. These validations are independent since each results from an independent procedure. Ultimately, this cross-validation should guarantee the accuracy and reliability of results.

[22] In Figure 1 (left), a classical interpretation of the ERT profile is performed using inverse geo-electrical modeling. In Figure 1 (top right) the results of the variable-density flow model are expressed as a 2-D distribution of chloride concentrations throughout the aquifer. These concentrations can be converted into equivalent resistivities using the three elementary equations defining the relationship between chloride concentration and EC, and taking into account material properties and temperature. Levels deeper than those displayed with the geophysical inverse model can

be considered. Furthermore, the resistivities and structure of the unsaturated zone (not taken into account in the groundwater model) must be added from field values obtained for small electrode spacing measurements. Thereafter, the forward geo-electrical model RES2DMOD can be applied, to calculate a theoretical apparent ERT profile, *i.e.* a numerically computed field-equivalent ERT profile, as shown in Figure 1 (bottom right). For comparisons with field data, RES2DMOD results were topographically corrected with uniform distortion (as used by RES2DINV). As local terrain slope is about 1.5%, the topography can be considered as non-significant for geophysical modeling. In comparison with the smooth results of the groundwater model, added resistivity values for the unsaturated zone are responsible of rough results obtained by forward geo-electrical modeling.

[23] Because of uncertainties in the groundwater flow model and the non-uniqueness of the inverse geo-electrical model, these results need to be validated to confirm their reliability and accuracy in characterizing seawater intrusion in coastal aquifers. A first comparison-validation can be made between results of the inverse geo-electrical model and those of the groundwater flow model, *i.e.* between the Figure 1 (bottom left) and Figure 1 (top right) 2-D sections. This is the kind of validation typically used in such work. However, the results of both models may be inaccurate but coincidentally similar, thus giving a semblance of correctness. In such a case, this type of comparison would not be sufficient to properly validate the results.

[24] The originality of the proposed approach is to further validate the modeling process by comparing the field-measured geophysical data (Figure 1, top left) with the resistivity distribution (Figure 1, bottom right) obtained by forward geo-electrical modeling applied to chloride concentrations computed by groundwater flow modeling. This comparison is more effective in validating the groundwater model results because of the uniqueness of the solution of the forward geo-electrical model and the confrontation/comparison with real field measurements. Moreover, in the case of seawater intrusion, it appears that highly conductive deeper levels (*i.e.* the base levels of the freshwater/saltwater transition zone located under the simulated area of the inverse geophysical model) significantly affect the surface-measured geophysical data.

[25] This second validation method is therefore more consistent and accurate than the first one which is subject to the uncertainties that exist in groundwater modeling and to both non-uniqueness and depth uncertainties in inverse geo-electrical modeling.

[26] **Acknowledgments.** This work has been carried out in the frame of a convention CIFRE-HYDRIAD-UAPV. The authors also thank D. Richard (Agéos Inc., Montreal, QC, Canada), R. McCormack (Environnement Eau Puits Inc., Quebec, QC, Canada), and J.-F. Moreau (Saint-Brieuc, France) for their collaboration in data acquisition.

References

- Abdul Nassir, S. S., M. H. Loke, C. Y. Lee, and M. N. M. Nawawi (2000), Salt-water intrusion mapping by geoelectrical imaging surveys, *Geophys. Prospect.*, 48(4), 647–661, doi:10.1046/j.1365-2478.2000.00209.x.
- Antonsson, A., P. Engesgaard, A. Kemna, and F. Nguyen (2006), A synthetic study on constraining a 2D density dependent saltwater intrusion model using time-lapse electrical resistivity data, paper presented at 1st International Joint Salt Water Intrusion Conference, UNESCO-IHP, Cagliari, Italy, 24–29 Sept.

- Archie, G. E. (1942), The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.*, 146, 54–62.
- Arps, J. J. (1953), The effect of temperature on the density and electrical resistivity of sodium chloride solutions, *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.*, 198, 327–330.
- Baydon-Ghyben, W. (1888–1889), Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij Amsterdam, *K. Inst. Ing. Tijdschrift*, 8–22.
- Bear, J., A.H.-D. Cheng, S. Sorek, D. Ouazar, and I. Herrera (Eds.) (1999), *Seawater Intrusion in Coastal Aquifers, Concepts, Methods and Practices*, 625 pp., Kluwer Acad., Dordrecht.
- Brisebois, D. (1981), Lithostratigraphie des strates permocarbonifères de l'archipel des Îles-de-la-Madeleine, *Rep. DPV-796*, 48 pp., Min. de l'Énerg. et des Ressources, Dir. Gén. des Énerg. Conv., Serv. de l'Explor., Québec City, Québec.
- Comte, J.-C., and O. Banton (2006), Modeling of seawater intrusion in the Magdalen Islands (Québec, Canada), paper presented at 1st International Joint Salt Water Intrusion Conference, UNESCO-IHP, Cagliari, Italy, 24–29 Sept.
- Dahlin, T. (1993), On the automation of 2D resistivity surveying for engineering and environmental applications, Ph.D. thesis, Dep. of Eng. Geol., Lund Univ., Lund, Sweden.
- Dahlin, T. (2001), The development of DC resistivity imaging techniques, *Comput. Geosci.*, 27(9), 1019–1029, doi:10.1016/S0098-3004(00)00160-6.
- deGroot-Hedlin, C., and S. Constable (1990), Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data, *Geophysics*, 55(12), 1613–1624, doi:10.1190/1.1442813.
- Diersch, H.-J. G., and O. Kolditz (2002), Variable-density flow and transport in porous media: Approaches and challenges, *Adv. Water Resour.*, 25(8–12), 899–944, doi:10.1016/S0309-1708(02)00063-5.
- Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO) (1997), *Seawater intrusion in coastal aquifers: Guidelines for study, monitoring and control*, edited by J. C. Van Dam, *Water Rep. 11*, 152 pp., FAO, Rome.
- Guyod, H. (1944), Fundamental data for the interpretation of electric logs, *Oil Weekly*, 115(38), 21–27.
- Herzberg, A. (1901), Die Wasserversorgung einiger Nordseebäder, *J. Gasbeleuchtung Wasserversorgung*, 44, 815–819, 842–844.
- Loke, M. H. (2006), RES2DINV ver.3.55, Rapid 2-D resistivity and IP inversion using the least-squares method, 139 pp., Geotomo Software, Penang, Malaysia, <http://www.geoelectrical.com/download.html>.
- Loke, M. H., and R. D. Barker (1996), Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method, *Geophys. Prospect.*, 44(1), 131–152, doi:10.1111/j.1365-2478.1996.tb00142.x.
- Oude Essink, G. H. P. (2003), Mathematical models and their application to salt water intrusion problems, in *Tecnología de la Intrusión de Agua de Mar en Acuiferos Costeros: Países Mediterráneos, Hidrogeol. Aguas Subterráneas Ser.*, vol. 8, edited by J. A. López-Geta et al., pp. 57–78, IGME, Madrid.
- Sasaki, Y. (1994), 3-D resistivity inversion using the finite-element method, *Geophysics*, 59(12), 1839–1848, doi:10.1190/1.1443571.
- Sherif, M., A. El Mahmoudi, H. Garamoon, A. Kacimov, S. Akram, A. Ebraheem, and A. Shetty (2006), Geoelectrical and hydrogeochemical studies for delineating seawater intrusion in the outlet of Wadi Ham, UAE, *Environ. Geol.*, 49(4), 536–551, doi:10.1007/s00254-005-0081-4.
- Telford, W. M., L. P. Geldart, and R. E. Sheriff (Eds.) (1990), *Applied Geophysics*, 2nd ed., 790 pp., Cambridge Univ. Press, New York.
- Voss, C. I., and A. M. Provost (2003), SUTRA: A model for saturated-unsaturated variable-density ground-water flow with solute or energy transport, *Water Resour. Invest. Rep. 02-4231*, 250 pp., U.S. Geol. Surv., Reston, Virginia, 21 June.
- Wilson, S. R., M. Ingham, and J. A. McConchie (2006), The applicability of earth resistivity methods for saline interface definition, *J. Hydrol.*, 316(1–4), 301–312, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.05.004.

O. Banton, Laboratoire d'Hydrogéologie, Université d'Avignon, 33 rue Louis Pasteur, Avignon F-84000, France.

J.-C. Comte, HYDRIAD, Route de Saint-Géniès, Saint-Bauzély F-30730, France. (comte@hydriad.com)

6. Amélioration et analyse de sensibilité de la méthode

6.1. Voies possibles d'amélioration de la méthode de validation croisée

Il existe principalement deux approches pour améliorer la méthodologie de validation croisée. La première approche consiste à affiner la comparaison de type qualitative entre les résultats du modèle géo-électrique d'inversion et les résultats du modèle d'écoulement densitaire (*étape méthodologique 5*, cf. Figure 17 et Figure 28). La deuxième approche consiste à affiner la comparaison de type quantitative entre les résistivités apparentes mesurées et les résistivités apparentes calculées à partir du modèle hydrogéologique (*étape méthodologique 8*, cf. Figure 17 et Figure 30).

Les deux approches nécessitent de travailler indépendamment sur 1/ la procédure d'acquisition des données géo-électriques (*étape 1a*) et 2/ le paramétrage et l'exécution du modèle hydrogéologique (*étapes 1b-4a-4b*). La première approche requiert spécifiquement de travailler 3/ sur l'inversion des mesures ERT (*étape 2*), alors que la deuxième approche concerne spécifiquement l'application à la fois 4/ du modèle hydrogéologique (*étape 6*) et 5/ du modèle géo-électrique direct (*étape 7*).

Un accent plus particulier est mis sur la procédure d'acquisition géo-électrique, qui conditionne en premier lieu la capacité de la technique ERT à imager la structure complexe de la zone de transition eau douce – eau salée et des cônes de remontée saline, mais également sur la modélisation géo-électrique directe qui conditionne la validation quantitative finale du modèle hydrogéologique (cf. section 6.2). C'est sur ces deux points que l'analyse de sensibilité a été la plus poussée.

6.2. Mesure et inversion des données géo-électriques

6.2.1. Procédure d'analyse

Le choix du dispositif d'acquisition géo-électrique a une très grande importance sur la qualité de la détection de l'objet ciblé. Egalement, le type de modélisation inverse peut jouer de façon plus ou moins importante sur la mise en valeur de l'objet pour un dispositif donné. Ces deux procédures, d'acquisition d'une part et de modélisation inverse d'autre part, peuvent être testées simultanément (Figure 31). Les principaux dispositifs d'acquisition classiquement utilisés en hydrogéologie sont appliqués sur le modèle de résistivité dérivant du modèle densitaire. La zone de transition est volontairement amincie par rapport au modèle initial de manière à renforcer les gradients de résistivité et accentuer les deux intrusions salines sous les deux captages.

Dans un premier temps, l'effet géophysique théorique du modèle d'intrusion saline a été calculé à l'aide du modèle RES2DMOD [Loke, 2002] pour cinq dispositifs d'acquisition (wenner-alpha WA, wenner-schlumberger WS, dipôle-dipôle DD, pôle-dipôle PD et pôle-pôle PP). Dans un deuxième temps, les résistivités électriques apparentes calculées pour chaque dispositif ont été inversées à l'aide du modèle RES2DINV [GEOTOMO SOFTWARE, 2007] pour reconstituer la distribution des résistivités. La profondeur ainsi que la finesse du maillage vertical du modèle direct sont plus importantes que celles du modèle inverse.

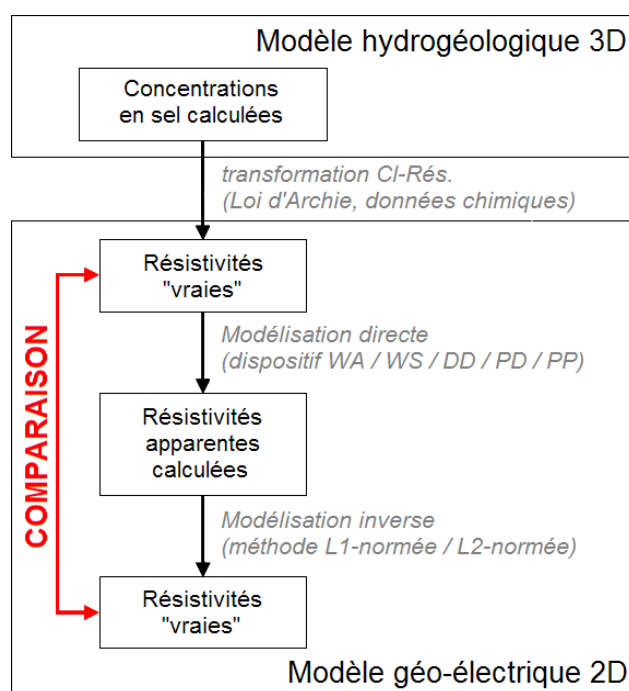


Figure 31 : Procédure d'analyse de sensibilité sur les dispositifs d'acquisition ERT et les techniques d'inversion des mesures de résistivité apparente.

6.2.2. Aptitude de différents dispositifs d'acquisition ERT

Les résultats des modèles d'inversion sont comparés au modèle d'intrusion saline initial (Figure 32 et Figure 33). Les dispositifs WA et WS présentent des profondeurs d'investigation faibles. Le plongement, les paliers horizontaux ainsi que l'épaisseur de la zone de transition eau douce / eau salée sont bien restitués. Les cônes de remontée apparaissent décalés en aval des puits. Le dispositif DD montre une profondeur d'investigation semblable au WS mais avec un cône de remontée saline mieux positionné et plus marqué. La géométrie du biseau salé sur le littoral est assez mal restituée. Enfin les dispositifs PD et PP permettent une profondeur d'investigation importante mais avec une dispersion de la zone de transition parfois importante. La géométrie du biseau sur le littoral est également mal restituée. En particulier le PD (combinant les dispositifs "forward" et "reverse"), montre de nombreux artéfacts résistants et de fortes oscillations de l'interface.

Tous les protocoles génèrent une zone supplémentaire de résistivité moyenne (150 à 200 ohm.m) dans la tranche d'eau douce (100 ohm.m), peut-être à cause de l'imprécision des calculs au voisinage des forts gradients de la zone d'interface. Egalement, plusieurs protocoles positionnent l'interface plus haut que de normal, peut-être à cause de la présence, dans les modèles directs, des niveaux très conducteurs situés au niveau de la dernière couche (d'épaisseur infinie) des modèles d'inversion. Les dispositifs WS et DD semblent les plus pertinents pour imager la géométrie de la zone de transition : plongements, paliers, individualisation des cônes d'intrusion.

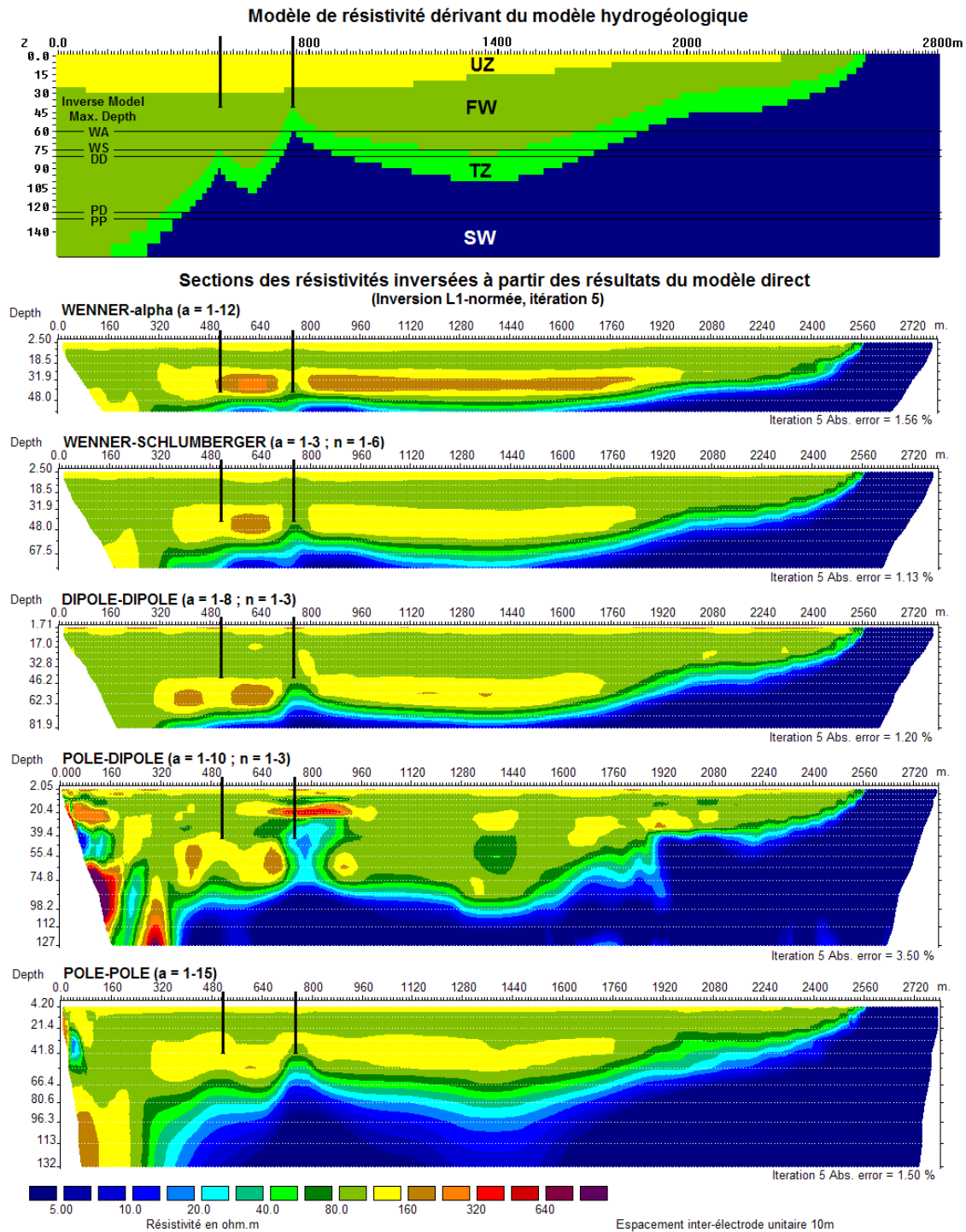


Figure 32 : Sections de résistivités inversées résultant de l'application de 5 dispositifs d'acquisition typiques et de la contrainte d'inversion L_1 -normée sur le modèle de résistivité dérivé d'un modèle hydrogéologique de remontées salines (les traits verticaux noirs gras indiquent la position des deux forages, les lignes horizontales matérialisent les pseudo-profondeurs atteintes par les différents dispositifs, UZ : zone non saturée ; FW : grès à eau douce ; TZ : zone de transition et SW : grès à eau salée).

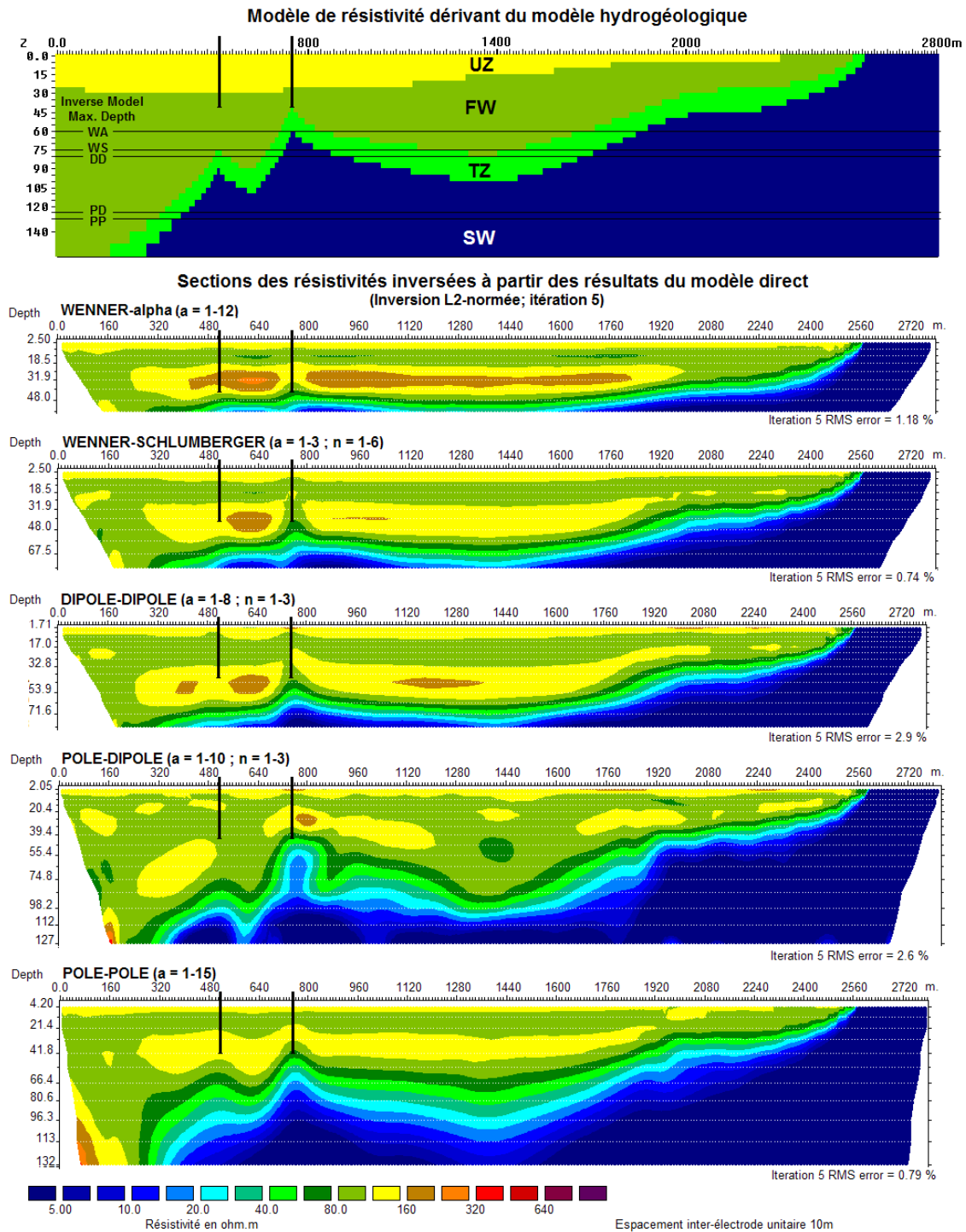


Figure 33 : Sections de résistivités inversées résultants de l'application de 5 dispositifs d'acquisition typiques et de la contrainte d'inversion L₂-normée sur le modèle de résistivité dérivé d'un modèle hydrogéologique de remontées salines (les traits verticaux noirs gras indiquent la position des deux forages, les lignes horizontales matérialisent les pseudo-profondeurs atteintes par les différents dispositifs, UZ : zone non saturée ; FW : grès à eau douce ; TZ : zone de transition et SW : grès à eau salée).

6.2.3. Méthodes de contrainte de l'inversion

Dans le processus d'inversion des mesures de résistivité apparentes, la méthode de contrainte (cf. section 3.5) joue un rôle important sur la distribution des résistivités du modèle résultant. Les deux méthodes L_1 -normée (méthode d'optimisation par blocs) et L_2 -normée (méthode d'optimisation graduelle) sont testées sur les différents jeux de données obtenus par les différents dispositifs d'acquisition (Figure 32 et Figure 33). Tel que maintes fois décrit dans la littérature [Loke *et al.*, 2003], la méthode L_1 -normée tend à reproduire des plages de résistivités plus homogènes avec des contacts plus francs que la méthode L_2 -normée qui a tendance à lisser les valeurs de résistivité, produisant des variations plus graduelles.

Dans un contexte tel que l'interface eau douce – eau salée, la méthode L_1 -normée semble donc plus adaptée et conduit à un résultat, en termes d'épaisseur de la zone de transition, plus fidèle au modèle de départ que l'autre technique, quel que soit le dispositif utilisé (Figure 32). Pour un même nombre d'itérations, les erreurs finales entre les données mesurées et les données simulées sont, en l'absence de bruit, très similaires pour les deux méthodes. En présence de bruit, la méthode L_1 -normée donne généralement de meilleurs résultats (c'est-à-dire une meilleure convergence du processus d'inversion).

Dans les cas des dispositifs PD et PP, utilisant respectivement une ou les deux électrodes d'injection placées à l'infini, l'inversion conduit à des différences notables entre les deux méthodes. Bien que la méthode L_1 -normée produise une interface eau douce – eau salée fidèle en épaisseur au modèle de départ, elle génère aussi d'importantes instabilités en bordure de l'interface et en particulier l'apparition de zones à très forte résistivité non réalistes (Figure 32). Dans ce cas la méthode L_2 -normée semble limiter l'apparition de tels contrastes (Figure 33) malgré une exagération significative de l'épaisseur de la zone de transition (dispersion).

6.3. Modélisation des écoulements densitaires

La sensibilité des modèles hydrogéologiques à densité variable appliqués aux aquifères côtiers a fait l'objet de nombreux travaux de recherche dans les dernières années [cf. p. ex. *Diersch & Kolditz*, 2002]. Dans les contextes où d'importantes incertitudes concernent les paramètres d'entrée du modèle appliqué (c'est-à-dire les propriétés hydrogéologiques et les conditions aux limites), une analyse de sensibilité du modèle aux variations de ces paramètres s'avère pertinente. Elle permet d'évaluer les modifications dans les résultats du modèle produites par des changements dans les paramètres d'entrée, effectués indépendamment les uns des autres.

Aux Îles-de-la-Madeleine, tous ces paramètres sont considérés comme connus de manière relativement fiable, d'après les nombreuses données de littérature et les investigations hydrogéologiques réalisées au cours de ce travail [*Richard et al.*, 2004]. Le seul paramètre affichant une incertitude significative correspond aux débits de pompage pratiqués dans les captages municipaux. L'analyse de sensibilité s'intéresse donc uniquement à cette condition aux limites. Deux cas sont considérés : (1) le modèle hydrogéologique retenu utilisant les débits moyens annuels 2003 et (2) le cas de

prélèvements doublés correspondant à la situation estivale (Figure 34). On remarque que dans le deuxième cas les intrusions salines sous les puits P-1 et P-2 sont beaucoup plus marquées, et en particulier pour le captage P-1, situé le plus en amont. Ceci confirme que dans la configuration de deux captages implantés dans le sens de l'écoulement naturel, l'intrusion se produit d'abord sur le plus aval qui est également le plus proche du littoral. L'intrusion gagne ensuite le forage amont.

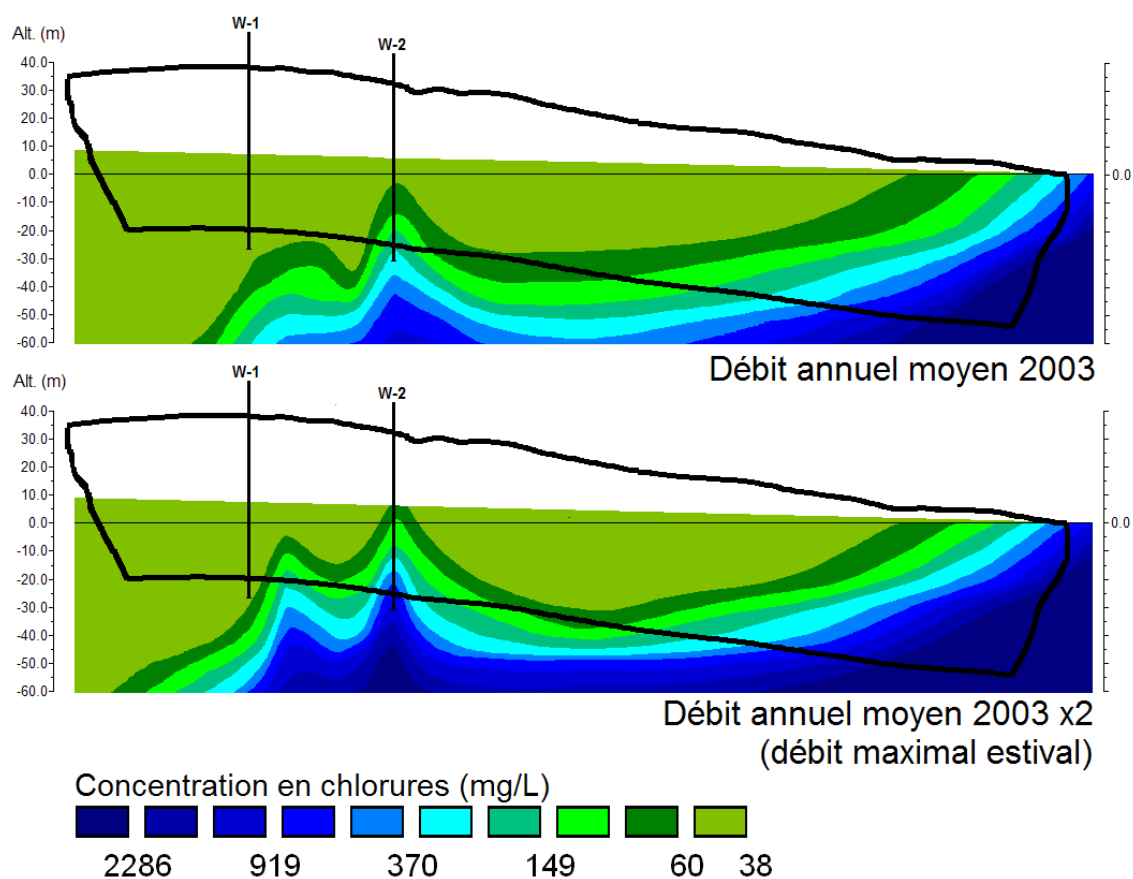


Figure 34 : Sensibilité du modèle hydrogéologique aux débits de pompage appliqués : cas de l'application du débit annuel moyen pratiqué en 2003 et de l'application de ce débit doublé, correspondant à la situation de prélèvements estivale (les deux captages P-1 et P-2 sont représentés par les traits verticaux noirs et, à titre indicatif, la fenêtre d'investigation géophysique est également représentée en trait gras noir).

6.4. Modélisation hydro-pétrophysique

Cette étape est particulièrement importante dans le processus de validation croisée puisqu'elle conditionne la représentativité du modèle géo-électrique direct par rapport à la distribution des salinités simulée par le modèle d'écoulement densitaire. La sensibilité des relations hydro-pétrophysiques se considère à deux niveaux indépendants : d'une part celle de la relation pétrophysique *s.s.* liant la résistivité totale du milieu avec la conductivité de la solution de pore, d'autre part celle de la relation physico-chimique entre conductivité et salinité (*TDS* ou concentration en chlorures *C*)

de l'eau de pore (cf. section 5.4). Dans cette analyse les conductivités électriques sont considérées à la température de référence, c'est-à-dire 25 °C, constante au sein du milieu aquifère.

6.4.1. Modèle pétrophysique

Concernant le modèle pétrophysique *s.s.*, deux cas sont testés : (1) le cas d'un milieu poreux aquifère dépourvu de particules argileuses (c'est-à-dire sans conductivité de surface de la matrice poreuse) pour lequel la loi d'*Archie* [1942] est applicable et (2), le cas d'un milieu poreux possédant une fraction argileuse non négligeable, impliquant une capacité d'échange cationique (CEC) importante et par conséquent une conductivité de surface des grains significative. Dans cette situation, on applique ici le modèle de *Waxman & Smits* [1968].

Le modèle d'*Archie*, négligeant les conductivités de surface dues aux particules argileuses, est testé considérant quatre types de matériaux caractéristiques : (1) un grès consolidé et peu poreux ($Por. = 20\%$; $m = 4$) ; (2) un grès consolidé et très poreux ($Por. = 40\%$; $m = 4$) ; (3) un grès mal consolidé et peu poreux ($Por. = 20\%$; $m = 1,3$) et (4) les grès éoliens des Îles-de-la Madeleine (IDL), mal consolidés et très poreux ($Por. = 40\%$; $m = 1,3$). Quelle que soit la conductivité de la solution de pores, la conductivité électrique totale du matériau augmente fortement avec la porosité et la décimentation (Figure 35, graphique du haut) : elle est d'environ 200 fois supérieure pour les grès des IDL que pour un grès consolidé peu poreux, les deux autres cas représentant les situations intermédiaires.

Le modèle de *Waxman & Smits* considère une conductivité due aux particules argileuse s'ajoutant à la conductivité "granulaire". Deux cas sont considérés pour les grès des IDL ($Por. = 40\%$; $m = 1,3$), inspirés des expérimentations de *Waxman & Smits* [1968] : (1) une faible teneur en argiles (capacité d'échange cationique volumique $Q_v = 0,17 \text{ méq/cm}^3$) ou (2) une forte teneur en argile ($Q_v = 1,47 \text{ méq/cm}^3$). L'augmentation de la conductivité électrique totale liée à la présence d'argile apparaît très significative pour les faibles conductivités de la solution de pores (les faibles salinités), mais négligeable pour les fortes conductivités de la solution (les fortes salinités, pour l'eau de mer, de conductivité environ 50 mS/cm, la conductivité liée aux argiles est négligeable devant celle de la solution saline) (Figure 35, graphique du haut). A faible salinité, cette augmentation est d'autant plus importante que la teneur en argile est élevée : d'un facteur de l'ordre de 50 pour une solution de 100 $\mu\text{S/cm}$ de conductivité, c'est-à-dire une eau douce.

6.4.2. Modèle physico-chimique

Concernant le modèle physico-chimique, deux relations sont comparées : (1) le modèle de *Hem* [1985] qui considère une relation linéaire entre la conductivité électrique de la solution saline et sa teneur en *TDS* (cf. la loi de *Hem* modifiée en section 5.4.3 : équation (43)), largement dominée par le chlorure de sodium, et (2) un modèle empirique, calé sur les mesures hydrochimiques régionales, correspondant à une relation puissance entre la conductivité et la *TDS*.

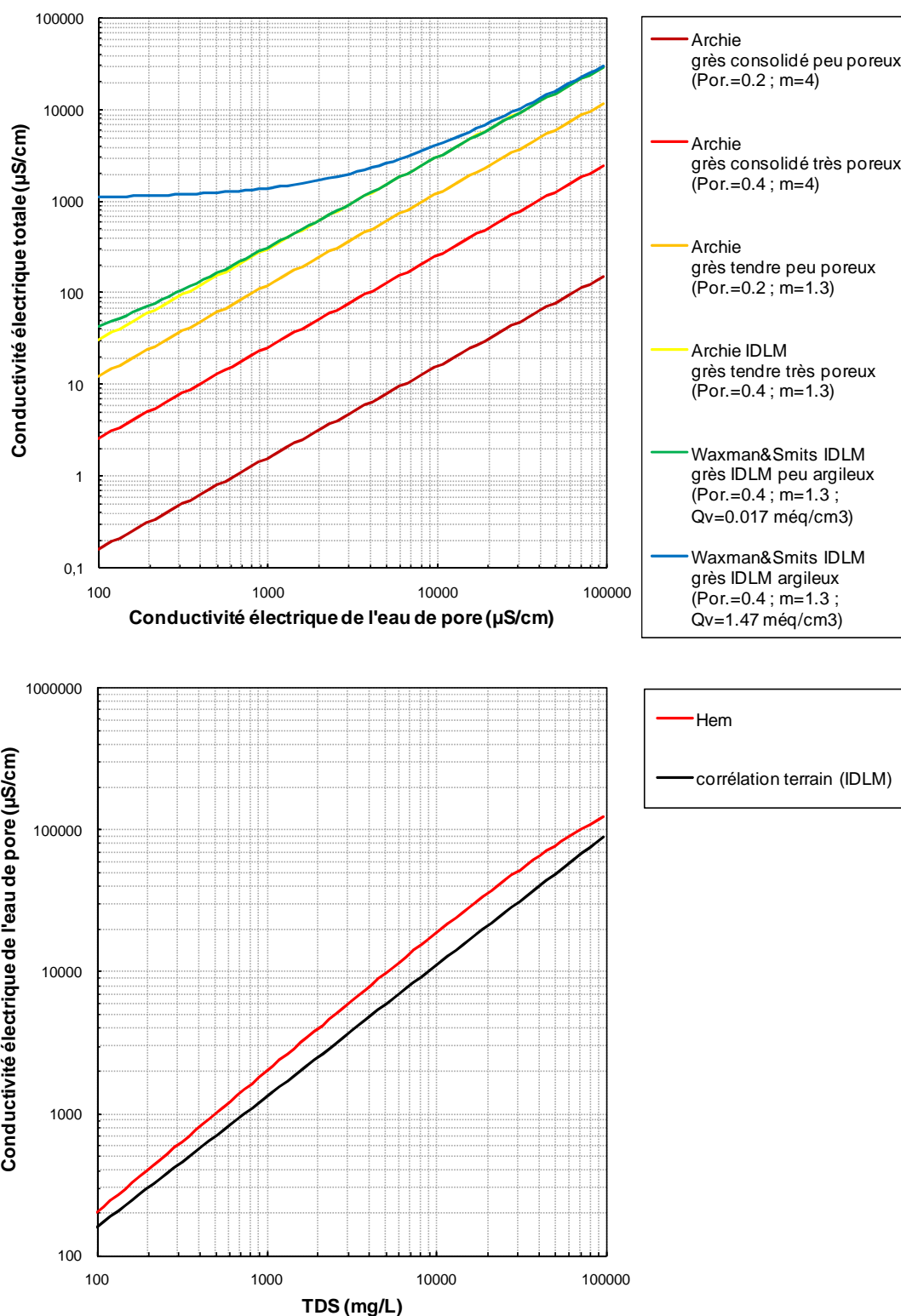


Figure 35 : Graphique du haut : comparaison des modèles pétrophysiques d'Archie [1942] correspondant à différents matériaux géologiques allant de grès consolidés à faible porosité aux grès mal consolidés et très poreux des Îles-de-la-Madeleine (IDLM), et effet de la teneur en argile sur les grès des IDLM, prise en compte par le modèle de Waxman & Smits [1968] ; Graphique du bas : comparaison du modèle physico-chimique empirique de Hem [1985] avec la corrélation puissance établie d'après les données hydrochimiques aux IDLM.

La comparaison des deux modèles montre des différences faibles mais non négligeables dans la restitution des conductivités à partir de la salinité de l'eau (Figure 35, graphique du bas) : le modèle de Hem conduit à des valeurs de conductivité de 1,3 à 2 fois supérieures à celles fournies par le modèle empirique régional. Cet écart est minimal pour les faibles salinités (l'eau douce) et les très fortes salinités (les eaux hypersalées de *TDS* supérieures à 40 g/L, c'est-à-dire supérieures à celle de l'eau de mer). L'écart est maximal pour les fortes salinités autour de 10 g/L (les eaux fortement saumâtres à marines).

6.4.3. Modèle hydro-pétrophysique intégré

De manière à relier directement la résistivité électrique totale du milieu hydrogéologique avec la salinité de l'eau de pore (*TDS*), les deux modèles, pétrophysiques *s.s.* et physico-chimiques, sont combinés. Ceci implique de considérer plusieurs cas différents (Figure 36) : (1) la combinaison de la loi d'Archie avec le modèle de Hem (correspondant au modèle intégré proposé en section 5.4.3 : équation (44)), (2) celle de la loi d'Archie avec le modèle empirique régional des IDLM, (3) celle du modèle de Waxman & Smits avec le modèle de Hem et enfin (4) celle du modèle de Waxman & Smits avec le modèle empirique régional. Dans l'application du modèle de Waxman & Smits, les deux cas expérimentaux de *Waxman & Smits* [1968] sont pris en compte : le cas d'un matériau faiblement argileux ($Q_v = 0.017 \text{ méq/cm}^3$) et le cas d'un matériau fortement argileux ($Q_v = 1.47 \text{ méq/cm}^3$).

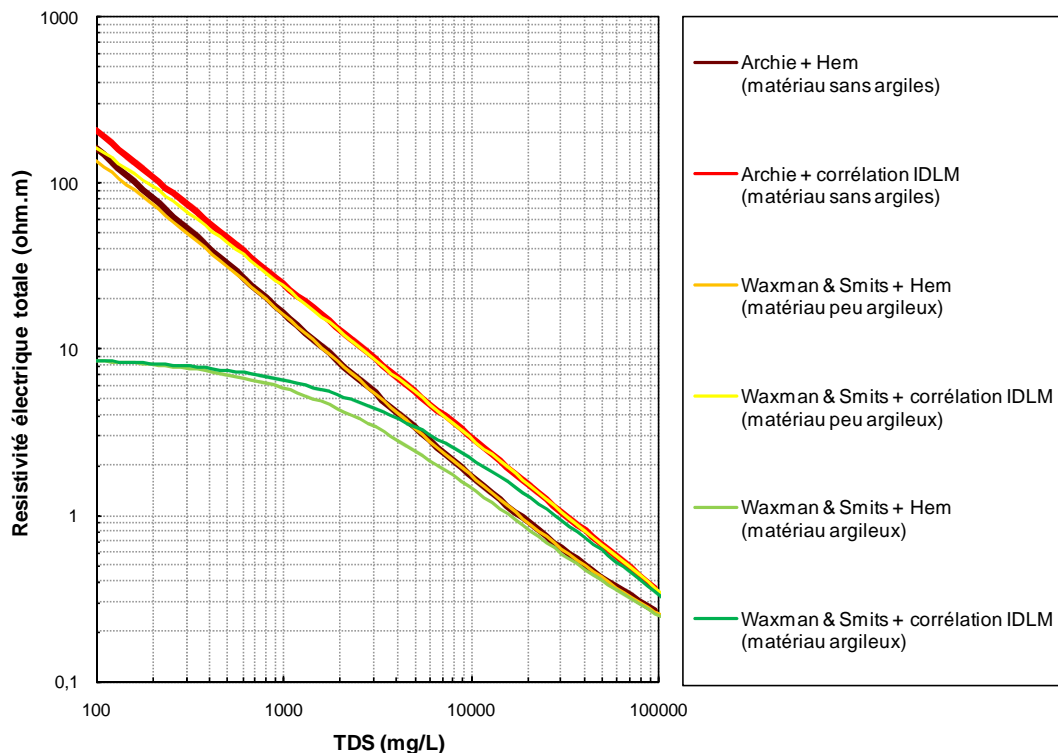


Figure 36 : Résultats des combinaisons des modèles pétrophysiques et physico-chimiques pour les grès des Îles-de-la-Madeleine (*Por.* : 40 % ; $m = 1.3$; $Q_v = 0.017 \text{ méq/cm}^3$ dans le cas d'une faible teneur en particules argileuses ; ou $Q_v = 1.47 \text{ méq/L}$ dans le cas d'une teneur importante en argiles).

Les modèles intégrés résultants montrent des différences importantes dans la restitution des résistivités électriques totales à partir de la teneur en TDS pour les faibles salinités, où le facteur d'écart peut atteindre 20, et des différences faibles pour les fortes salinités, où le facteur d'écart reste inférieur à 2. On remarque également que pour une eau douce à saumâtre (c'est-à-dire pour les faibles et moyennes salinités), le modèle est totalement contrôlé par la relation pétrophysique, en particulier la teneur en argiles du matériau géologique. Au contraire, pour les eaux saumâtres à hypersalées, incluant l'eau de mer, le modèle est contrôlé par la relation physico-chimique, c'est-à-dire les paramètres empiriques de calibration de la relation entre TDS et conductivité de l'eau.

6.5. Modélisation géo-électrique directe

La sensibilité des modèles géo-électriques directs aux paramètres d'entrée dans un contexte d'aquifères côtiers renseigne fortement sur la précision des résultats de résistivités apparentes dans un tel contexte et par suite celle de la comparaison entre ces résistivités calculées et celles mesurées. Elle conditionne la validation finale du modèle d'écoulement densitaire (étape méthodologique 8). Sont étudiés dans cette analyse de sensibilité le type de structure d'intrusion saline (coniques ou tubulaires), les effets 3D sur l'acquisition 2D, la prise en compte des hétérogénéités résistantes de surface, de la topographie, d'un bruit aléatoire sur la mesure et le type de technique numérique de modélisation (éléments finis ou différences finies). Le protocole décrit en section 6.2 (étape méthodologique 7) est également appliqué ici.

6.5.1. Type de structure 2D (tubes et cônes)

Deux types de structures 2D verticales (X,Z) de remontées salines sont analysées : les structures coniques, correspondant au cas naturel simulé par le modèle hydrogéologique aux IDLM, ainsi que les structures tubulaires qui peuvent à l'extrême représenter d'importantes intrusions ayant atteint les captages et étant entretenues par leur fonctionnement permanent (Figure 37). Les résultats montrent que l'intrusion est plus marquée dans le cas des tubes que dans le cas des cônes, se traduisant par des résistivités apparentes plus faibles pour les plus grandes pseudo-profondeurs sous les captages. Ceci est dû aux résistivités plus faibles du modèle appliquées jusqu'au sommet de la nappe. Egalement, les tubes facilitent la distinction entre les deux remontées correspondant à chacun des puits, alors que les cônes produisent une anomalie unique des résistivités apparentes. Cette différence de précision est liée à la baisse de résolution de la méthode ERT avec la profondeur.

La comparaison de ces résultats avec les données mesurées sur le terrain montre que les résistivités apparentes mesurées sont dans l'ensemble mieux reproduites par le modèle de cônes. La forme moyenne écrasée de l'anomalie de résistivités apparentes, correspondant aux mesures de grands écartements d'électrodes centrés sous les captages, est plus proche du résultat du modèle de cônes, alors que le modèle de tubes tend à produire une anomalie plus allongée verticalement. Egalement, la zone de creux de l'interface en aval des intrusions est mieux restituée par le modèle de cônes. Seules les oscillations verticales dans les mesures peuvent éventuellement se rapprocher des résultats du modèle de tubes. Toutefois, ces oscillations peuvent avoir une autre origine, telles que le montrent les analyses de sensibilités présentées dans les sections suivantes.

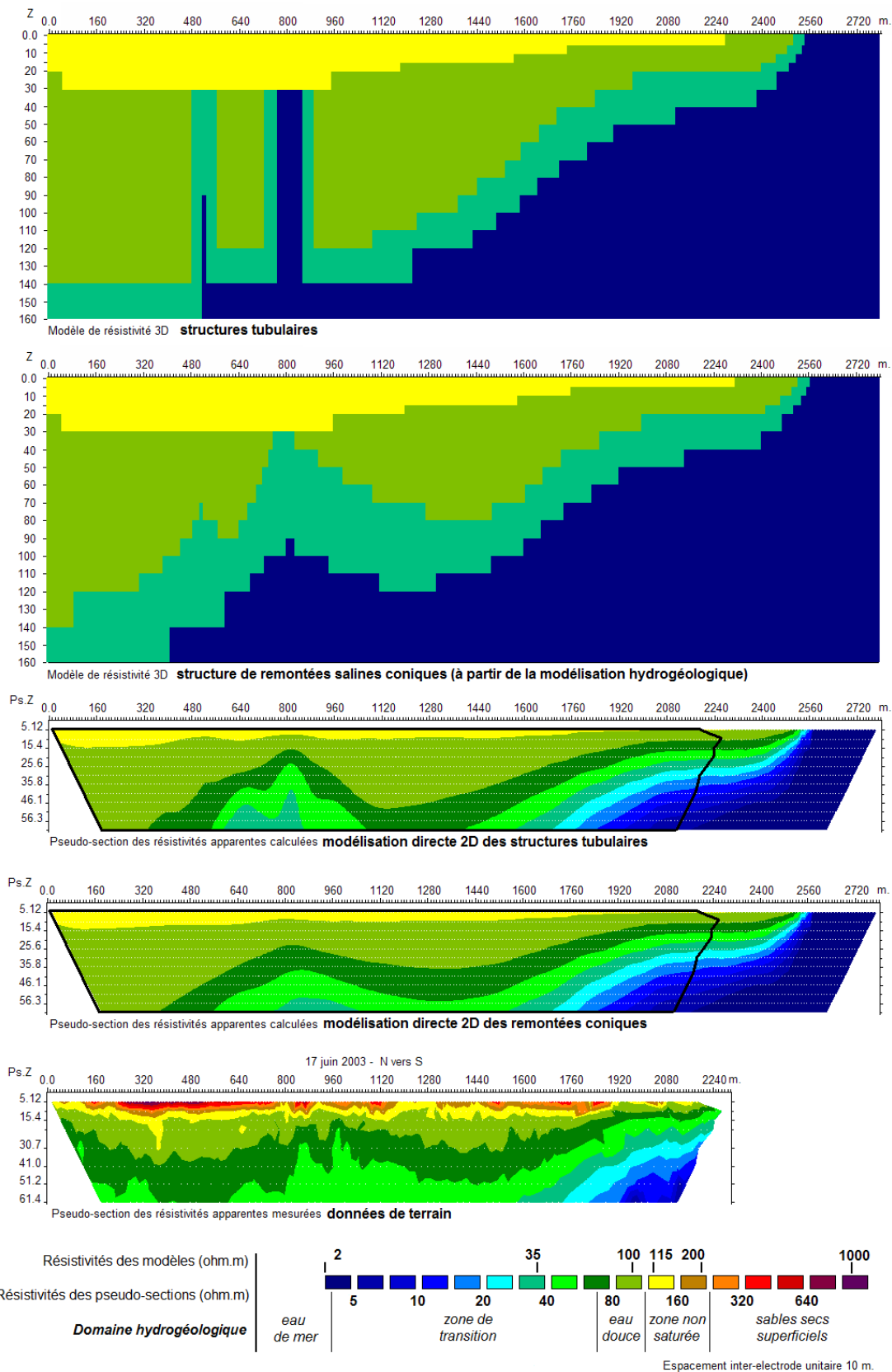


Figure 37 : Comparaison de l'effet géo-électrique théorique (les résistivités apparentes calculées) de structures coniques ou tubulaires sur les mesures de surface et rapprochement avec les données mesurées sur le terrain.

6.5.2. Prise en compte de la 3D

Ces deux mêmes structures d'intrusion, coniques et tubulaires, sont considérées cette fois-ci en 3D. Sont alors comparés les effets, en acquisition 2D (1) d'un modèle de résistivité 2D vertical (X,Z), (2) d'un modèle de résistivité 3D (X,Y,Z) mais pour lequel les résistivités latérales sont une projection des résistivités de la section centrale (c'est-à-dire un modèle vertical 2D (X,Z) avec infinité des structures dans la direction (Y)) et (3) un modèle 3D complet (X,Y,Z) pour lequel l'intrusion est maximale sous les captages et disparaît progressivement dans les directions (X) et (Y), c'est-à-dire latéralement. Pour ces deux modèles, le plongement du biseau à partir du littoral vers l'intérieur des terres reste 2D, car il ne varie que dans le plan vertical (X,Z).

Dans le cas des structures tubulaires (Figure 38) aussi bien que pour les structures coniques (Figure 39), les modèles 2D (X,Z) et 3D projeté (X,Y,Z) avec infinité des structures dans la direction (Y) donnent (tel qu'attendu) des résultats très similaires. La principale différence notable concerne les résistivités apparentes calculées pour la couche de terrain la plus superficielle, plus faibles pour le modèle 2D que 3D. Pour les structures tubulaires, la modélisation 3D produit des résistivités apparentes moins faibles sous les captages que les modèles 2D ou 3D projeté, ce qui est logique du fait de la disparition des tubes (de faible résistivité) dans la direction Y. Dans le cas des structures coniques, cette différence est moins marquée entre le modèle 3D d'une part et les modèles 2D et 3D projeté d'autre part, du fait de la baisse de précision de la méthode ERT en profondeur. Dans ce cas en effet, conjointement à cette baisse de résolution avec la profondeur, l'augmentation du diamètre des cônes de remontées avec la profondeur compense l'augmentation du volume de terrain traversé par le courant lié à l'agrandissement des électrodes d'injection.

Pour le modèle de tubes, la modélisation 3D permet clairement de rapprocher les résistivités apparentes calculées de celles mesurées, bien plus fidèlement que la modélisation 2D ou 3D projetée. Toutefois, dans la distribution moyenne des résistivités apparentes, le modèle de cônes reproduit mieux l'anomalie observée, ce qui confirme l'interprétation de la section précédente comparant les tubes et les cônes en 2D. Par rapport aux modèles de cônes en 2D ou 3D-projeté, l'anomalie conductrice des résistivités apparentes générée en modélisation 3D et qui correspond aux plus grandes profondeurs simulées sous les captages, se compare mieux aux observations.

6.5.3. Hétérogénéités résistantes de surface

L'effet des hétérogénéités de surface sur les mesures ERT, en particulier les niveaux résistants secs correspondant généralement aux formations très superficielles naturelles (sols meubles déstructurés, lessivés) ou d'origine anthropique (remblais, pistes), etc., est testé par modélisation directe 2D. Le paramétrage dans le modèle 2D des résistivités des niveaux superficiels est calé sur les résultats de l'inversion des mesures de résistivités apparentes, supposés représentatifs pour les faibles profondeurs de terrain.

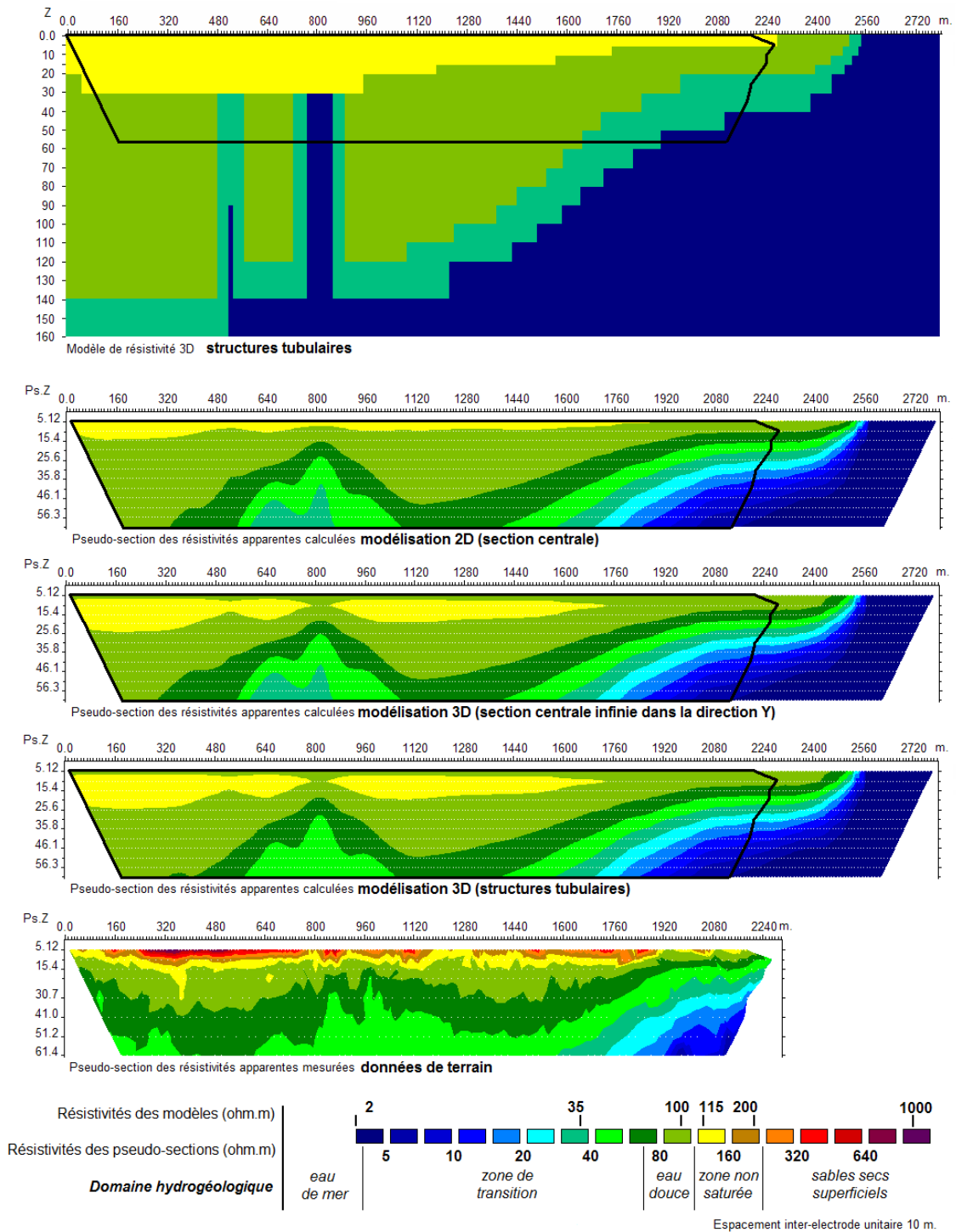


Figure 38 : Comparaison de l'effet théorique, représenté en pseudo-section, de la prise en compte des structures 3D dans le cas d'un modèle de résistivité à structures tubulaires d'intrusions salines et rapprochement avec les données mesurées sur le terrain.

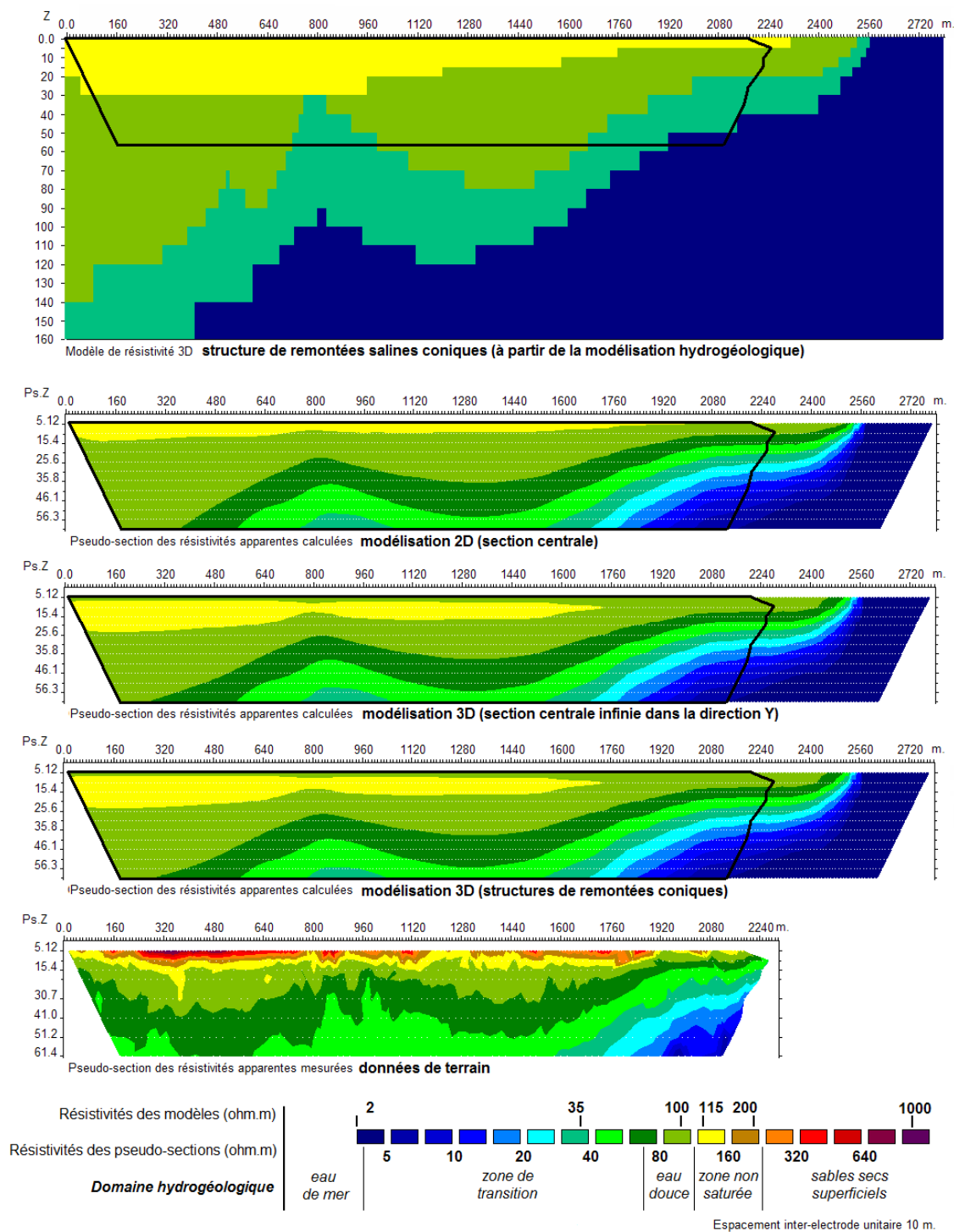


Figure 39 : Comparaison de l'effet théorique, représenté en pseudo-section, de la prise en compte des structures 3D dans le cas d'un modèle de résistivité à structures coniques d'intrusions salines et rapprochement avec les données mesurées sur le terrain.

Dans le contexte des Îles-de-la-Madeleine, deux nouvelles zones de résistivité sont ainsi ajoutées, une zone correspondant aux sables superficiels humides à 450 ohm.m surmontant les grès non saturés, et une zone correspondant aux sables superficiels très secs et donc très résistants, à 1500 ohm.m, recouvrant les sables humides ou directement la zone non saturée (Figure 40).

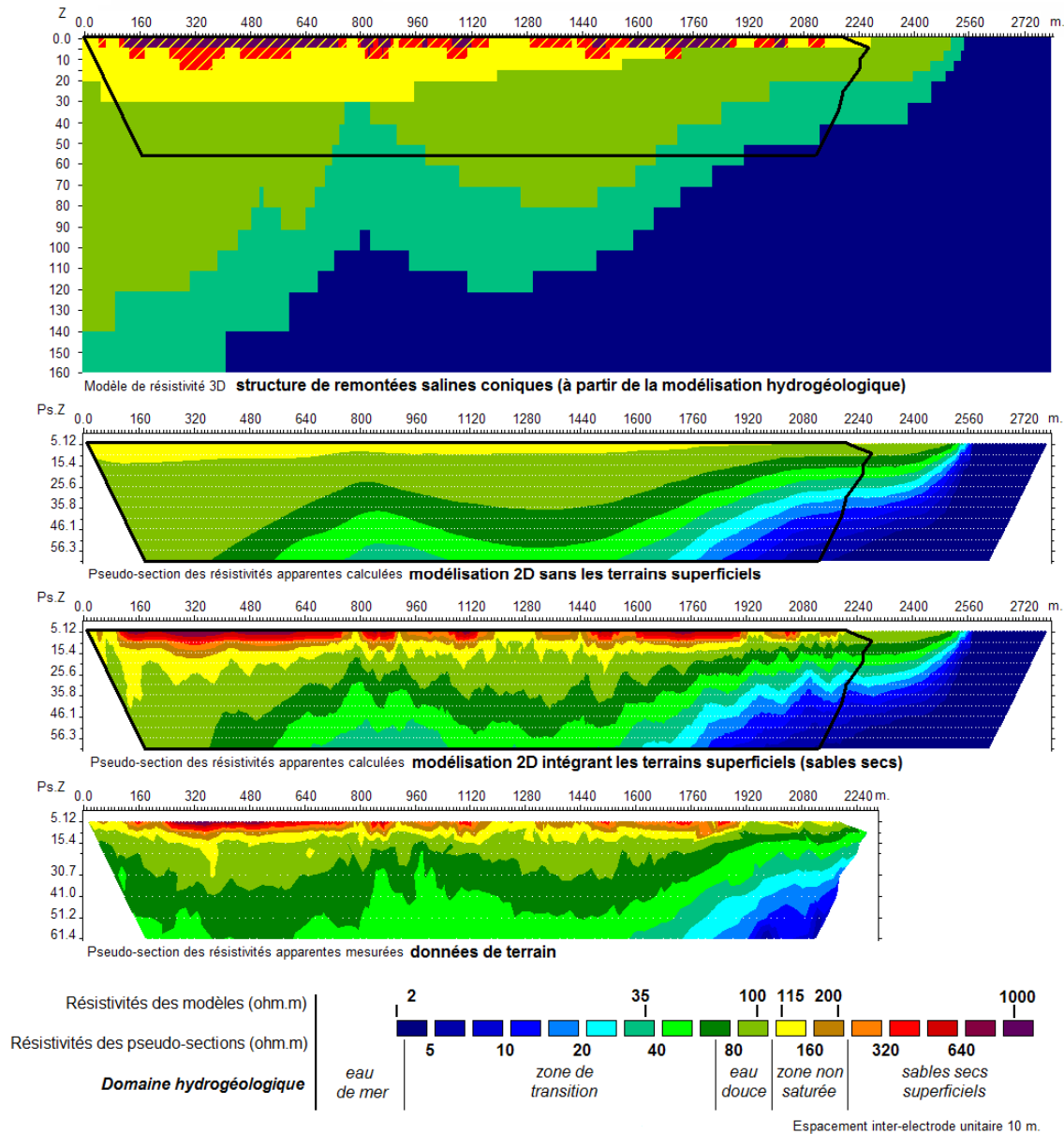


Figure 40 : Effet de la présence d’hétérogénéités de surface sur les mesures de résistivités apparentes et comparaison avec les données mesurées sur le terrain.

Les résultats des simulations directes montrent clairement l’effet important de ces hétérogénéités sur les mesures. Leur présence génère des oscillations verticales bien marquées sur toute la hauteur de la pseudo-section, correspondant à leur propagation de la surface jusqu’en profondeur, alors qu’en leur absence les contours de résistivités

apparentes sont bien lisses. Ces déformations verticales coïncident parfaitement avec les discontinuités des différentes zones de surface et semblent s'amplifier avec la profondeur, traduisant une dispersion des anomalies. Une grande partie des oscillations visibles dans les données de résistivités apparentes mesurées sur le terrain peuvent donc être attribuées à ces hétérogénéités.

6.5.4. Topographie

L'effet des variations topographiques en 2D sur les mesures de résistivités apparentes est testé. La topographie est directement incorporée dans le modèle de résistivité et est prise en compte dans le calcul direct des résistivités apparentes. Sont considérés : (1) le cas sans topographie (l'altitude est partout le niveau marin), (2) le cas réel avec la topographie relevée sur le terrain et les cartes et (3) le cas d'une topographie exagérée correspondant au cas réel x3 (Figure 41).

Les résultats des modèles 2D montrent que la topographie, même non exagérée, a un effet non négligeable sur les résistivités apparentes mesurées. Cet effet apparaît avec les petites variations topographiques, du fait de la déformation imposée au quadripôle de mesure-injection, mais semble négligeable avec les grandes variations topographiques, c'est-à-dire quand elles sont plus grandes que celles du quadripôle. La déformation du quadripôle se traduit naturellement par des distorsions dans le signal mesuré.

Il apparaît ainsi pour le cas des Îles-de-la-Madeleine que les ravins traversés au cours des investigations ERT (vers 800, 850 et 1900 m) se traduisent par des distorsions du signal mesuré se propageant de la surface jusqu'à la base de la pseudo-section, mais avec un maximum de distorsion aux pseudo-profondeurs moyennes (env. 20 à 45 m), c'est-à-dire celles pour lesquelles la déformation du quadripôle est maximale, correspondant dans ce cas précis à une dimension du dispositif Wenner-alpha AB~100 m (qui est également l'ordre de grandeur des dimensions des ravins traversés). Ces secteurs accidentés permettent donc en grande partie d'expliquer les distorsions des résistivités apparentes visibles sur les mesures de terrain pour les valeurs de 40 à 80 ohm.m. L'adéquation avec les observations pour le cas de topographie exagérée semble meilleure que pour le cas de topographie réelle, ce qui s'explique par le fait que pour le cas réel, la topographie appliquée au modèle (issue des cartes topographiques et de relevés ponctuels) est fortement lissée par rapport aux conditions naturelles de terrain.

Précisons également que, de la même manière que les variations topographiques de l'ordre de grandeur de la taille des dispositifs induisent une distorsion importante des mesures, le caractère non rectiligne (sinueux) du profil géophysique en surface peut induire ces mêmes distorsions. Cette situation n'a pas été simulée mais est parfaitement analogue aux variations de topographie, du fait de la propagation tridimensionnelle du signal géophysique dans le sol. Ainsi, aux IDLM, les nécessaires virages pris dans les ravins peuvent s'ajouter aux distorsions uniquement dues aux variations de topographie et ainsi amplifier les distorsions de manière à se rapprocher des données mesurées.

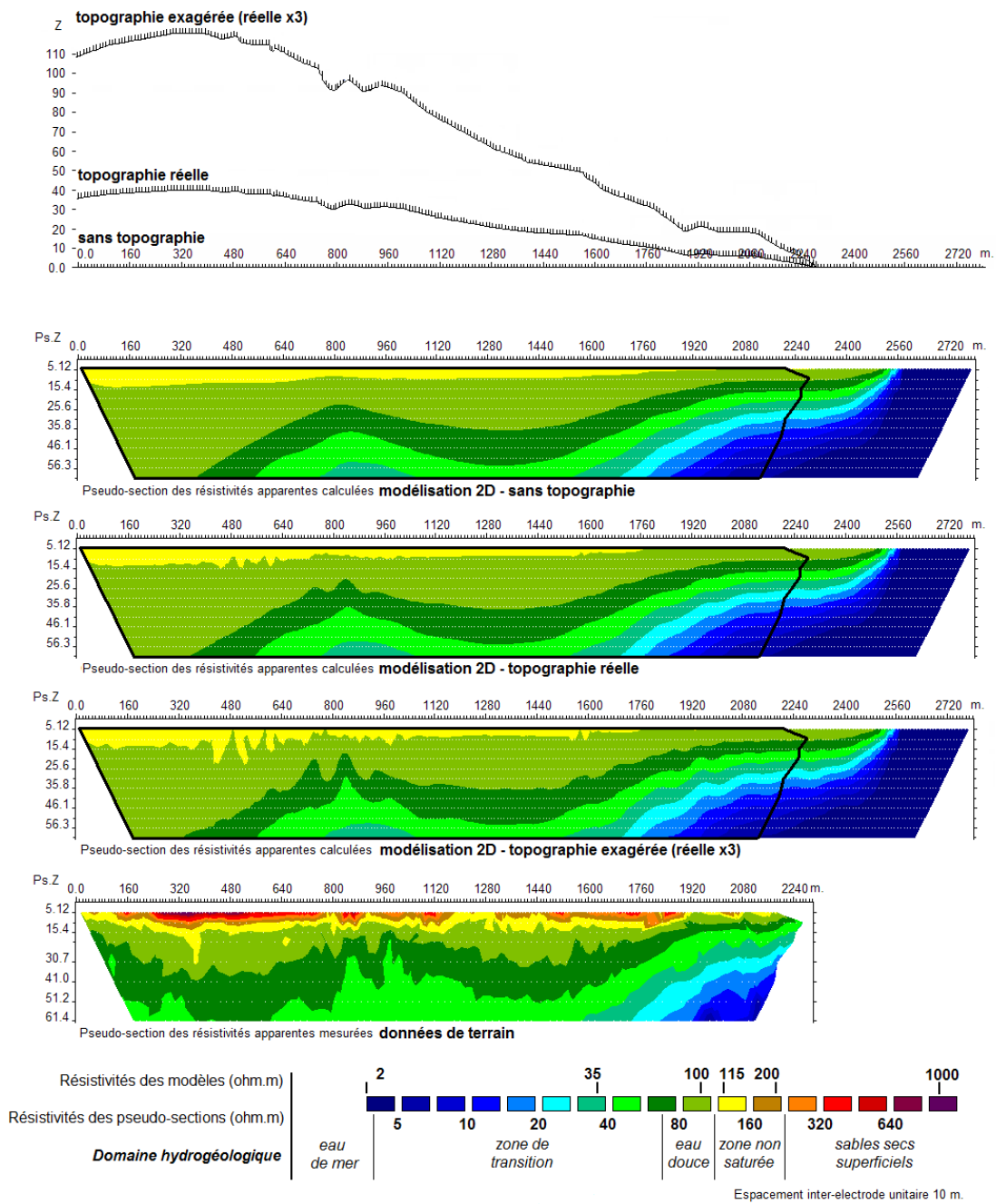


Figure 41 : Effet de la prise en compte de la topographie, pour le modèle d'intrusions coniques, sur les mesures de résistivité apparentes et comparaison avec les données mesurées sur le terrain.

6.5.5. Technique numérique (éléments finis-FE / différences finies-FD)

Pour la modélisation directe des résistivités apparentes à partir du modèle 2D de résistivités vraies les deux techniques numériques des éléments finis et des différences finies sont comparées (Figure 42). Ces deux techniques font appel à une méthode numérique de résolution par discrétisation des équations du modèle différent et peuvent donc conduire à d'importantes différences dans la précision des résultats obtenus. Il apparaît que dans le cas d'un modèle géo-électrique direct appliqué aux intrusions salines, les deux techniques conduisent à des distributions des résistivités apparentes très similaires. La seule différence, peu significative, s'observe au niveau de la restitution des niveaux les plus conducteurs correspondant à la base des intrusions salines (c'est-à-dire les mesures aux plus grands écartements d'électrodes centrés sur les captages). Cette grande similitude s'explique par l'identité du maillage du modèle (rectangulaire et homogène) auquel sont appliquées les deux techniques. L'utilisation d'un maillage différent, en particulier moins homogène avec distorsion des mailles, aurait vraisemblablement conduit à des différences plus importantes.

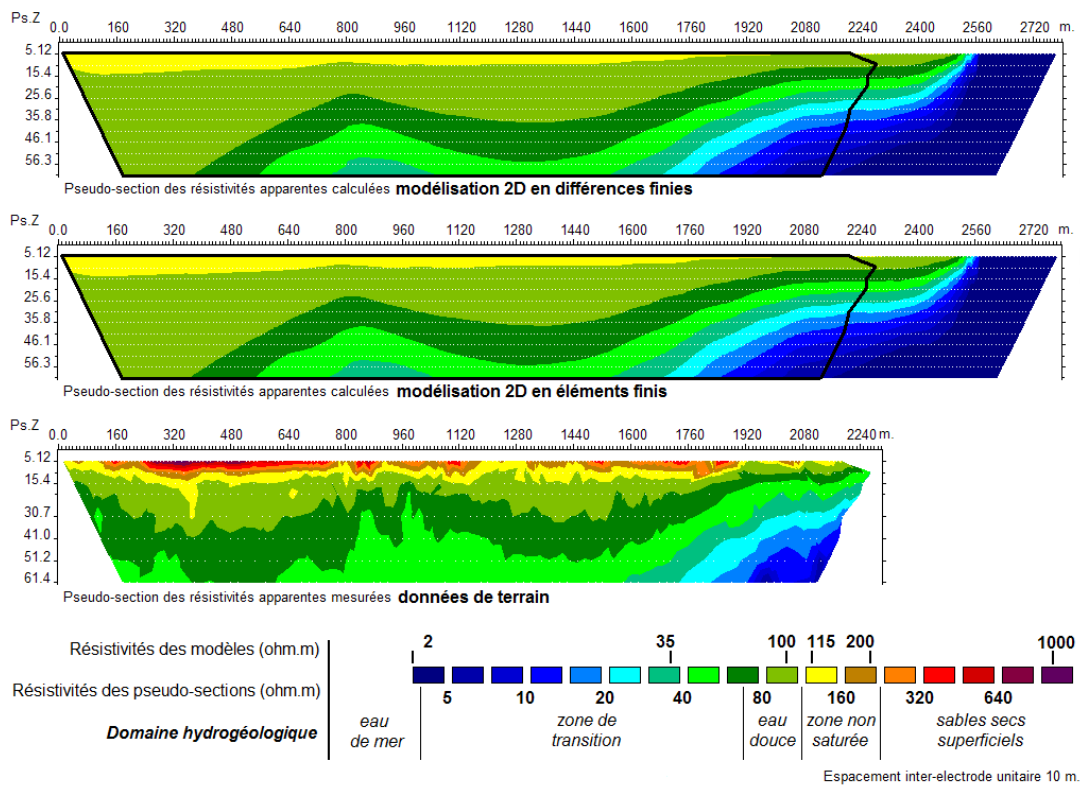


Figure 42 : Comparaison du calcul des résistivités apparentes, pour le modèle d'intrusions coniques, obtenues avec la technique numérique des différences finies (FD) ou celle des éléments finis (FE) et rapprochement avec les données mesurées sur le terrain.

6.5.6. Bruit

Le modèle RES2DMOD permet d'ajouter un bruit aléatoire aux données de résistivités apparentes calculées. Ce bruit aléatoire est donc automatiquement réparti de manière relativement homogène. Sa prise en compte peut permettre d'améliorer légèrement la comparaison finale entre les résultats du modèle et les mesures de terrain sans apporter toutefois d'éléments d'information pour l'interprétation des anomalies mesurées/calculées. Cinq situations de bruit aléatoire sont testées : (1) aucun bruit, (2) 1 % de bruit, (3) 2 % de bruit, (4) 5 % de bruit et (5) 10 % de bruit (Figure 43). Ces niveaux de bruits sont ceux classiquement rencontrés sur le terrain pour un dispositif Wenner-Alpha (qui est un dispositif peu sensible au bruit).

L'incorporation du bruit aux résultats du modèle direct d'intrusions salines se traduit par des perturbations aléatoires du signal, mais réparties de manière homogène sur la section. Dans cette situation de recherche de structures hydrogéologiques à grande échelle, en contexte côtier avec un dispositif Wenner-alpha, la présence de bruit ne modifie pas significativement la distribution des résistivités apparentes du fait des forts contrastes de résistivité observés et des dimensions des structures très largement supérieures à celles du dispositif. L'importance du bruit dans les interprétations serait plus significative pour l'imagerie d'objets de petites dimensions relativement à celles du dispositif, avec de faibles contrastes de résistivité et pour des dispositifs plus sensibles au bruit tel que le dipôle-dipôle par exemple.

6.6. Synthèse

Afin de rendre compte le plus fidèlement possible des acquisitions ERT réalisées aux Îles-de-la-Madeleine et ainsi valider définitivement le modèle d'écoulement densitaire (étape méthodologique 8), un modèle direct a été appliqué et calibré sur la base des résultats des analyses de sensibilité.

Dans un premier temps, la distribution des zones de résistivités a été paramétrée dans le modèle géo-électrique 2D par transformation des différents domaines hydrogéologiques (la zone non saturée, la nappe d'eau douce, la nappe saturée d'eau de mer et la zone de transition eau douce-eau salée) simulées par le modèle densitaire 3D, sur la section coïncidant avec la section d'acquisition ERT. Cette transformation a été effectuée grâce à la combinaison de la loi d'Archie (milieu considéré comme non argileux) et de la corrélation empirique entre la concentration en chlorure et la conductivité de l'eau de pore aux Îles-de-la-Madeleine. Cette distribution des résistivités, en particulier la géométrie des zones, ainsi que les valeurs de résistivités appliquées, a été légèrement recalée, sans modifications majeures par rapport à la structure hydrogéologique fournie par le modèle d'écoulement densitaire, et ce de manière à améliorer l'ajustement entre les résistivités apparentes résultantes et celles mesurées. Ce calage a concerné les résistivités apparentes faibles et moyennes correspondant aux écartements faibles et moyens du quadripôle investiguant la zone saturée de l'aquifère.

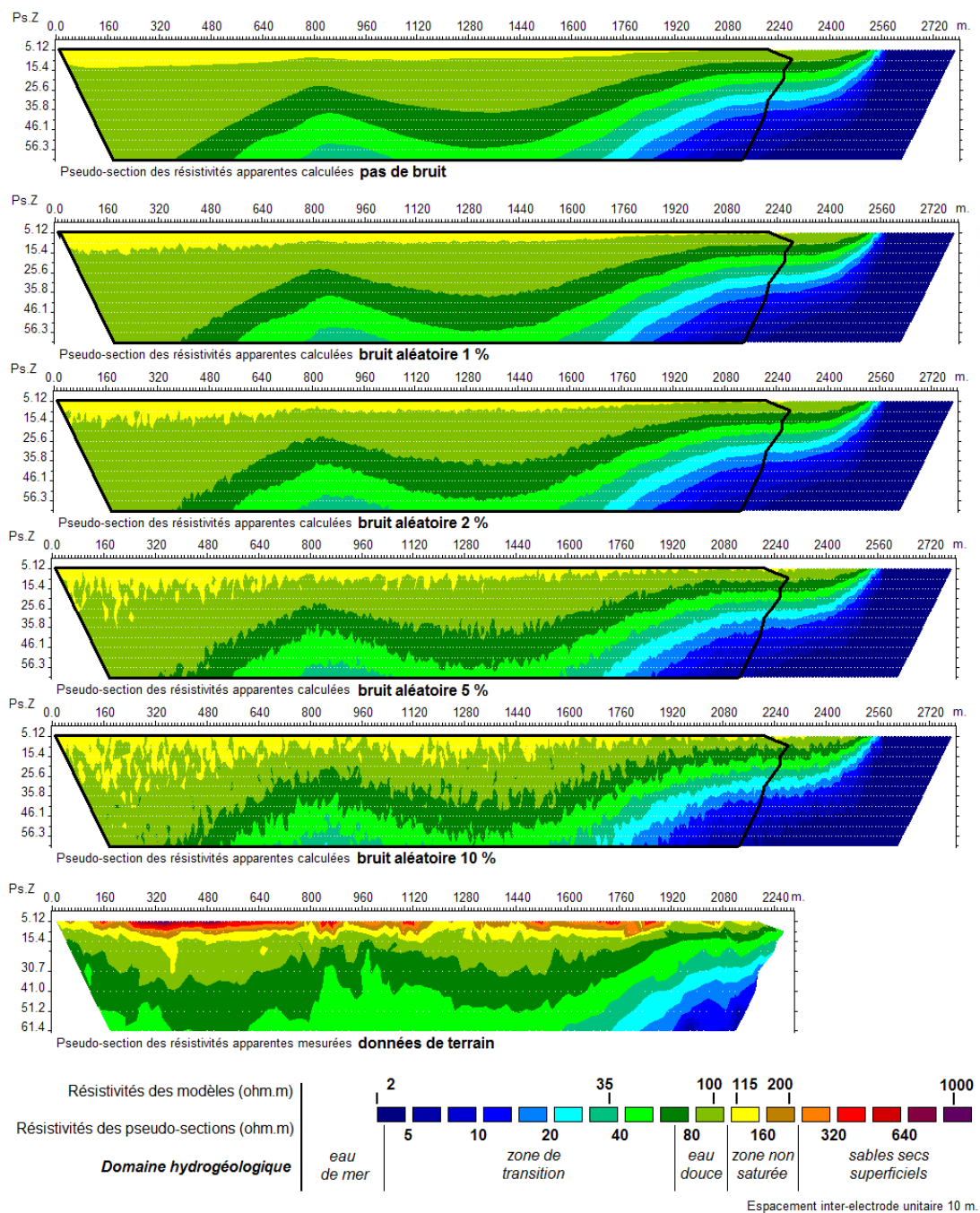


Figure 43 : Effet de l’incorporation de différents niveaux de bruit sur les résistivités apparentes calculées, pour le modèle d’intrusions coniques, et comparaison avec les mesures de terrain.

Dans un deuxième temps, les résistivités correspondant aux hétérogénéités de surface (sables meubles humides à très secs) ont été ajoutées au modèle géo-électrique d'après les résultats du modèle d'inversion supposé représentatif pour les faibles profondeurs. Les valeurs de résistivité des deux zones définies ont été légèrement calibrées afin de rendre compte au maximum des données observées pour les faibles écartements d'électrodes (en surface). La topographie du terrain a ensuite été incorporée d'après les données cartographiques les plus précises disponibles et les relevés de terrain. Enfin, un niveau de bruit réaliste de 1 % a été appliqué aux résultats du modèle.

Le modèle géo-électrique 2D a été exécuté pour un dispositif d'acquisition Wenner-Alpha utilisant la technique numérique des éléments finis. La distribution des résistivités ainsi paramétrées permet de retrouver assez précisément les principaux traits des résistivités apparentes observées sur le terrain (Figure 44).

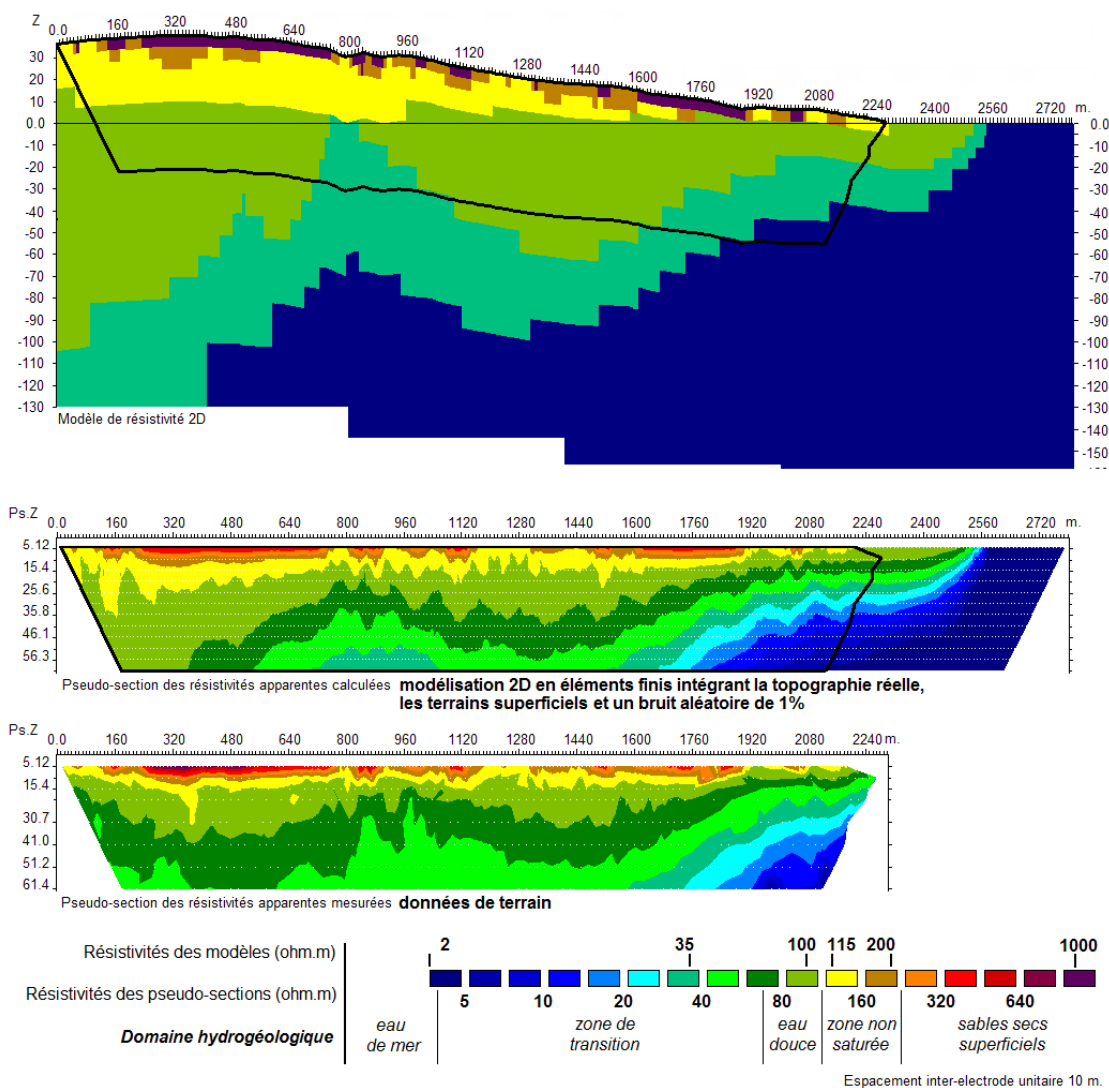


Figure 44 : Calcul des résistivités apparentes résultantes du modèle 2D d'intrusions coniques avec intégration de la topographie, des hétérogénéités de surface et de 1 % de bruit aléatoire et comparaison avec les données mesurées sur le terrain

D'une part la distribution moyenne des résistivités apparentes observées est correctement reproduite, pour les faibles, moyennes ou fortes résistivités : la structure correspondant au plongement de la zone de transitoire à partir de la côte, l'anomalie conductrice observée sous les captages ainsi que la distribution des résistivités apparentes pour les faibles écartements correspondant aux grès non saturés et aux sols meubles de surface. Le modèle géo-électrique, appliqué en 2D, fait apparaître une zone de résistivité apparente plus faible pour les écartements maximaux sous les captages, que celle apparaissant dans les données de terrain. Ceci peut avoir deux explications : (1) une exagération de la remontée des niveaux les plus salés de la zone de transition, c'est-à-dire, à l'origine une faible surestimation des débits appliqués aux deux puits P-1 et P-2 ; (2) un biais de modélisation 2D lié à la non prise en compte de l'atténuation en 3D des intrusions dans la direction perpendiculaire à la section modélisée. L'extension de ce modèle 2D en 3D aurait tendance à légèrement atténuer cette anomalie conductrice (cf. section 7.5.2).

D'autre part, les nombreuses oscillations et distorsions à petite échelle visibles dans les données observées sont également pour la plupart correctement reproduites par le modèle direct. Ces distorsions sont principalement attribuables à la propagation des anomalies de surface que sont les hétérogénéités de résistance et les variations abruptes de topographie. Celles qui ne sont pas reproduites par le modèle 2D mais également celles qui sont exagérées par ce même modèle pourraient certainement s'ajuster avec l'application d'un modèle 3D tenant compte de la distribution 3D des hétérogénéités en surface et de la topographie.

A ce stade de calibration, la non-application d'un modèle 3D s'est justifiée (1) par la difficulté d'extrapoler en 3D le zonage des hétérogénéités de surface, du fait de l'absence de mesures ERT latéralement au profil réalisé, et (2) par le manque de données topographiques latéralement au profil ERT et sa difficulté de paramétrage dans le logiciel géo-électrique 3D.

Afin de rendre quantitative la comparaison entre les résistivités apparentes calculées et observées, un diagramme de comparaison est établi et les erreurs (en l'occurrence la racine carré de la moyenne des écarts au carré : RMS) des résultats des modèles en regard des mesures sont calculées (Figure 45).

Sont comparés trois modèles géo-électriques : (1) le meilleur modèle 2D d'intrusions salines sans topographie, bruit ni hétérogénéités de surface (cf. Figure 37), (2) le modèle 3D correspondant à l'extension latérale de ce modèle 2D (cf. Figure 39) et (3) le meilleur modèle 2D incorporant topographie, bruit et hétérogénéités de surface (cf. Figure 44). Les principales différences de ces trois modèles dans leur ajustement aux observations concernent les fortes résistivités apparentes, non reproduites par les modèles ne tenant pas compte des hétérogénéités de surface (RMS = 70,55 et 73,71 %), alors que le meilleur ajustement est obtenu pour le modèle incorporant toutes les perturbations de surface (RMS = 35,42 %), c'est-à-dire la topographie et les hétérogénéités résistantes.

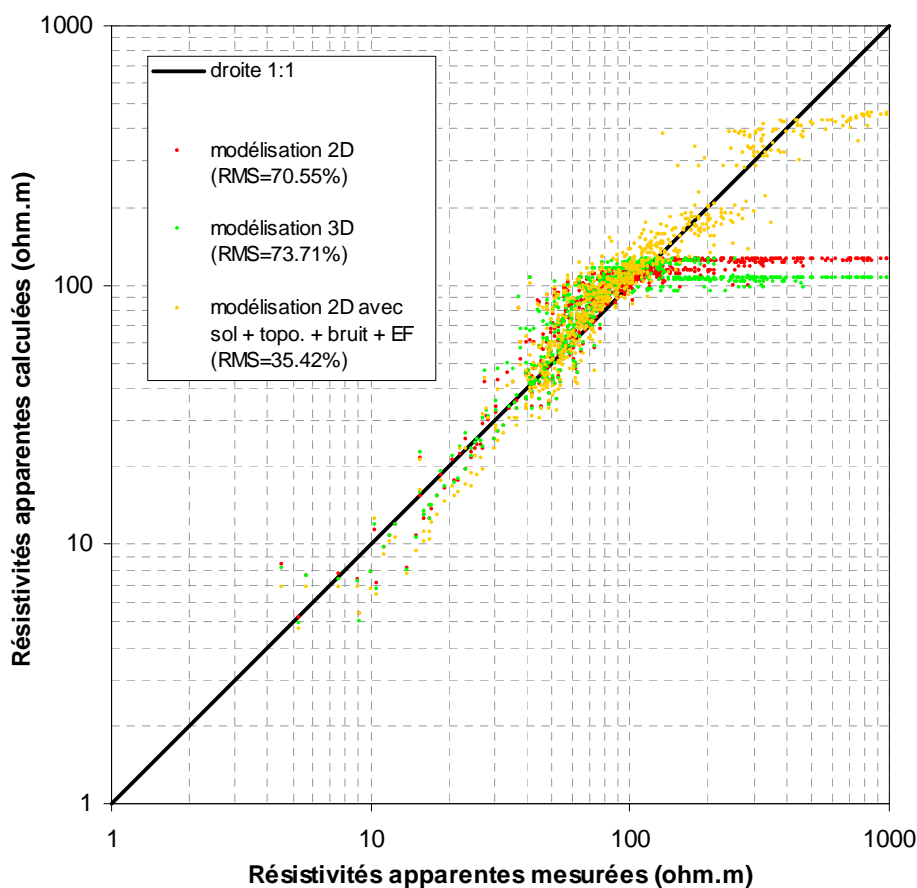


Figure 45 : Comparaison quantitative entre les résistivités apparentes calculées par modélisation directe et les résistivités apparentes mesurées aux Îles-de-la-Madeleine pour trois cas de modèles géo-électriques directs, avec erreurs associées.

Remarquons que le modèle 2D sans perturbation de surface conduit à une erreur RMS légèrement plus faible que son équivalent 3D. Ceci est lié au fait que la calibration a été d'abord réalisée avec le modèle 2D alors que le modèle 3D est une extension de ce modèle intégrant la structure 3D des cônes d'intrusion. La variation du signal dans la troisième dimension ajoutée détériore donc légèrement le calage. Ces erreurs RMS seraient inversées si la calibration initiale avait été réalisée avec le modèle 3D. Mais ceci signifie également qu'une amélioration significative de l'erreur du meilleur modèle 2D peut être obtenue par modélisation 3D, avec prise en compte des caractéristiques 3D des intrusions, de la topographie et des hétérogénéités de surface.

Finalement, cette représentation graphique couplée d'un calcul d'erreur constitue une approche quantitative de comparaison-validation du modèle d'écoulement densitaire 3D à partir de données d'acquisition ERT en 2D. En particulier, compte tenu du caractère extrêmement contraignant et fastidieux des prospections ERT en 3D à des échelles d'intérêt hydrogéologique, c'est-à-dire régionales, cette approche montre que la réalisation de prospections ERT en 2D, le long d'un profil judicieusement implanté eu égard à la cible recherchée et aux structures hydrogéologiques régionales peut être suffisant pour la validation des modèles hydrogéologiques 3D d'intrusions salines.

Chapitre 3

Applications

7. Application à la lentille d'eau douce des îlots récifaux (cas du lagon de Nouméa, Nouvelle-Calédonie)

7.1. Dynamique de la lentille d'eau douce des petites îles

Environ 50 000 petites îles, dont environ 8 000 sont habitées, parsèment la zone intertropicale à travers les océans Pacifique, Indien et Atlantique [White *et al.*, 2007a]. Lorsque leur surface est inférieure à 100 km² ou que leur largeur maximale est inférieure à 3 km, elles sont alors qualifiées de très petites îles et sont généralement d'origine récifale [White *et al.*, 2007a].

Dans ces îles récifales, les ressources en eau douce, nécessaires au développement végétal, à la vie animale et à l'alimentation des populations humaines, sont quasi-exclusivement souterraines et représentées par une lentille, en équilibre avec l'eau de mer sous-jacente (Figure 46), dont la forme et la taille sont variables en fonction du contexte [Falkland & Custodio, 1991]. Le volume d'eau potable (c'est-à-dire douce à très faiblement saumâtre) est proportionnel aux dimensions de l'île, impliquant des ressources d'autant plus limitées et sensibles aux variables hydroclimatiques (pluviométrie, variations du niveau marin) que l'île est de petite taille. Pour de nombreux écosystèmes de la zone intertropicale, en particulier les petites îles, îlots et atolls de la région Indo-Pacifique, la préservation de la lentille d'eau douce, entretenue par son renouvellement naturel, est d'importance vitale [Falkland, 1999].

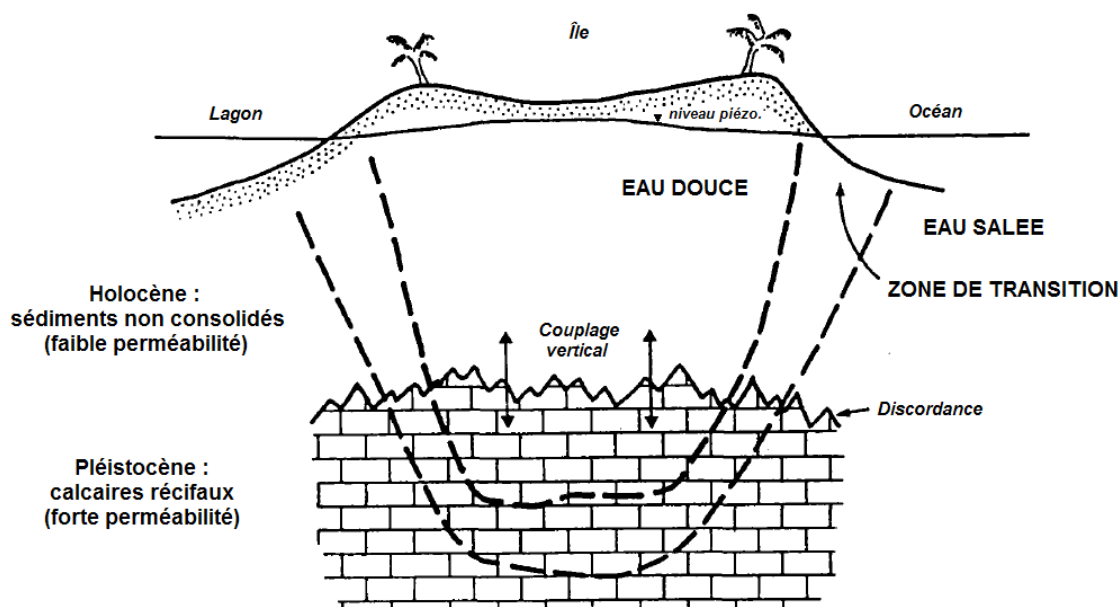


Figure 46 : Représentation schématique de la lentille d'eau douce au sein d'une petite île récifale [d'après Woodroffe, 1989 et Falkland & Custodio, 1991]. L'échelle verticale est fortement exagérée, la discordance Holocène/Pléistocène est typiquement rencontrée entre 10 et 40 m de profondeur alors que la largeur des îlots est typiquement de 300 à 1000 m.

Dans de tels micro-systèmes, le renouvellement de la lentille est exclusivement supporté par la recharge à partir des précipitations (Figure 47) [Falkland & Custodio, 1991, White, 1996, White et al., 2007b]. Cette recharge présente une très forte variabilité spatiale et temporelle liée à la variabilité de la pluviométrie, d'une région à l'autre, et de l'évapotranspiration au sein d'une même île (Figure 48). Malgré une pluviométrie souvent importante en zone intertropicale [Carpenter et al., 2002], la température élevée, la couverture végétale parfois importante, ainsi que la faible profondeur des nappes impliquent que seule une faible part des pluies participe au renouvellement de la ressource souterraine (Figure 47 et Figure 48). A titre d'exemple, le prélèvement et la transpiration d'un seul cocotier à partir de la nappe phréatique représente environ 150 L quotidiennement [White et al., 2007a], ce qui équivaut à une hauteur de pluie de 15 mm/j, soit plus de 5 m/an s'il couvre une surface de 10 m².

En l'absence de pompes et pour un aquifère insulaire aux propriétés hydrogéologiques (perméabilité) homogènes, ce sont les variations spatio-temporelles de la recharge qui conditionnent la morphologie de la lentille, en particulier ses variations d'épaisseur d'une zone à l'autre de l'île ou d'une période à l'autre [White et al., 2007b]. Par rapport à des secteurs à faible évapotranspiration, les secteurs à forte évapotranspiration (c'est-à-dire ceux possédant une couverture végétale importante) se caractérisent par une faible épaisseur de la lentille, puisque une grande partie de la recharge est interceptée par la végétation. Ainsi, l'évaluation de l'évapotranspiration est de première importance pour la compréhension du fonctionnement de la lentille, son évolution, sa capacité et sa vulnérabilité [White, 1996, White et al., 1999]. Seule cette compréhension rend possible la gestion durable de cette ressource [White et al., 2007a]. Pourtant, White [1996] précise que de tous les facteurs influençant la structure, l'évolution et la pérennité de la lentille dans les aquifères peu profonds, l'évapotranspiration, qui est un des plus importants, est aussi le moins bien caractérisé [voir aussi de Vries & Simmers, 2002, Scanlon et al., 2002, Bauer et al., 2004].

Parmi les méthodes permettant une évaluation de la recharge et de l'évapotranspiration des nappes phréatiques, la modélisation hydrogéologique est une méthode indirecte pertinente [Sanford, 2002, Scanlon et al., 2002]. L'utilisation de tels modèles permet en particulier d'établir des bilans hydrogéologiques à l'échelle du système insulaire. En effet, si la recharge (ou l'évapotranspiration) est le seul paramètre d'entrée mal connu, le calage des résultats du modèle sur les observations permet alors de calibrer spatialement ce paramètre [Sanford, 2002]. Scanlon et al. [2002] remarquent toutefois que seules, les observations piézométriques ne sont généralement pas suffisantes pour calibrer convenablement la recharge, du fait des problèmes de non unicité liés aux incertitudes sur les conductivités hydrauliques. Ce travail de calibration nécessite donc des données d'observation complémentaires sur la morphologie de la lentille en particulier sur les variations de son épaisseur, la dispersion de la zone de transition, etc.. La méthode géophysique ERT est particulièrement pertinente pour fournir une image, à un temps donné, de cette morphologie [Schneider & Kruse, 2001]. La méthode de validation croisée proposée dans ce travail, entre les résultats des modèles ERT et les résultats des modèles hydrogéologiques (cf. section 6), semble donc adaptée et pertinente pour l'évaluation et la spatialisation de la recharge et de l'évapotranspiration.

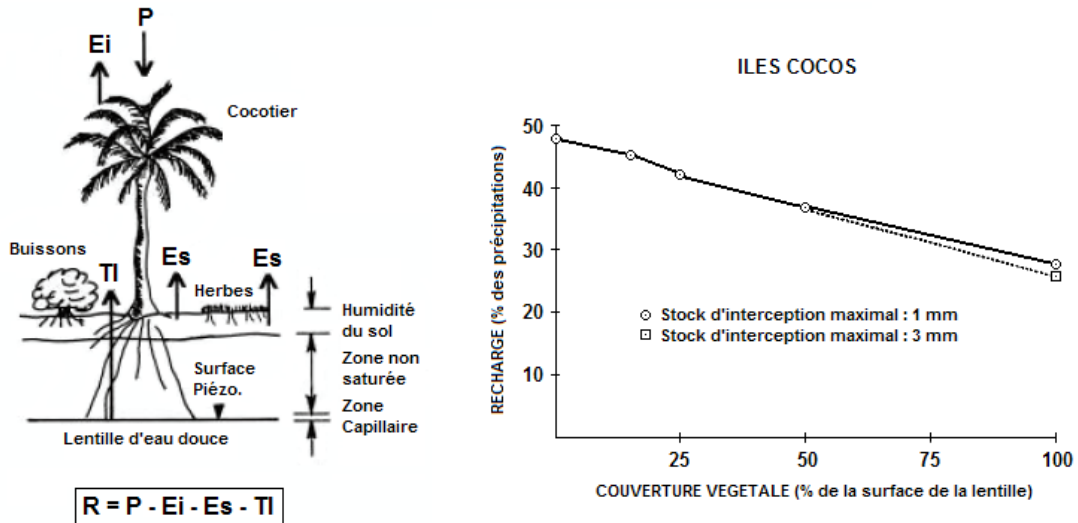


Figure 47 : Composantes de l'évaporation en milieu insulaire tropical (à gauche) et diminution de la recharge, avec la couverture végétale aux Îles Cocos, pour deux cas différents de stock d'interception (à droite) ; P : pluie, E_i : évaporation d'interception, E_s : évaporation et transpiration à partir du sol, T_i : transpiration par prélèvement des racines dans la nappe, R : recharge [d'après Falkland & Brunel, 1989 et Falkland, 1999].

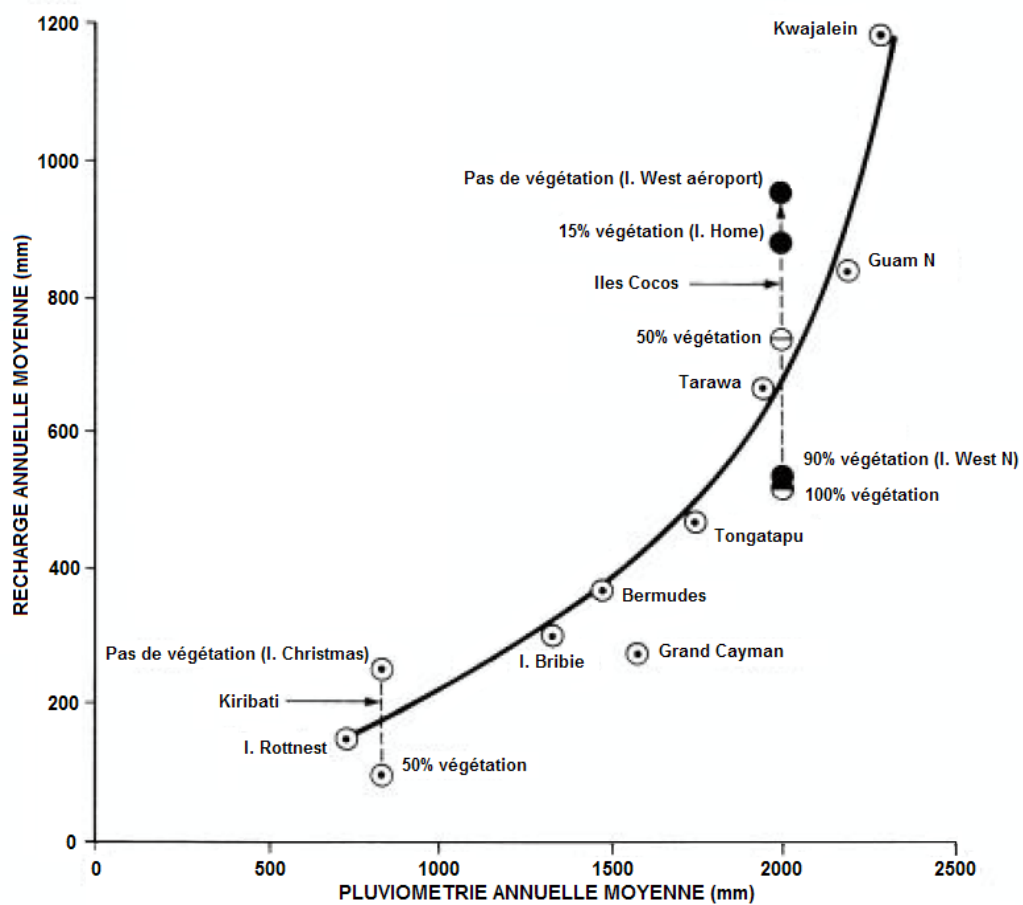


Figure 48 : Relation entre pluviométrie et recharge moyennes pour une sélection de petites îles [d'après Falkland & Brunel, 1989].

7.2. Îlot M’Ba, Nouvelle-Calédonie

Localisé à 1 500 km à l’Est de l’Australie, et couvrant une surface de 23 400 km², le récif calédonien est le second plus vaste système récifal au monde après la Grande Barrière de Corail australienne [Migon *et al.*, 2007]. L’îlot M’Ba est une toute petite île corallienne située dans le lagon de Nouméa, dans la partie sud-orientale du récif calédonien. L’îlot présente une forme allongée dans la direction NNW-SSE, avec une longueur de grand axe de 1 000 m et de petit axe de 400 m, totalisant une superficie de 0,33 km² (Figure 49).

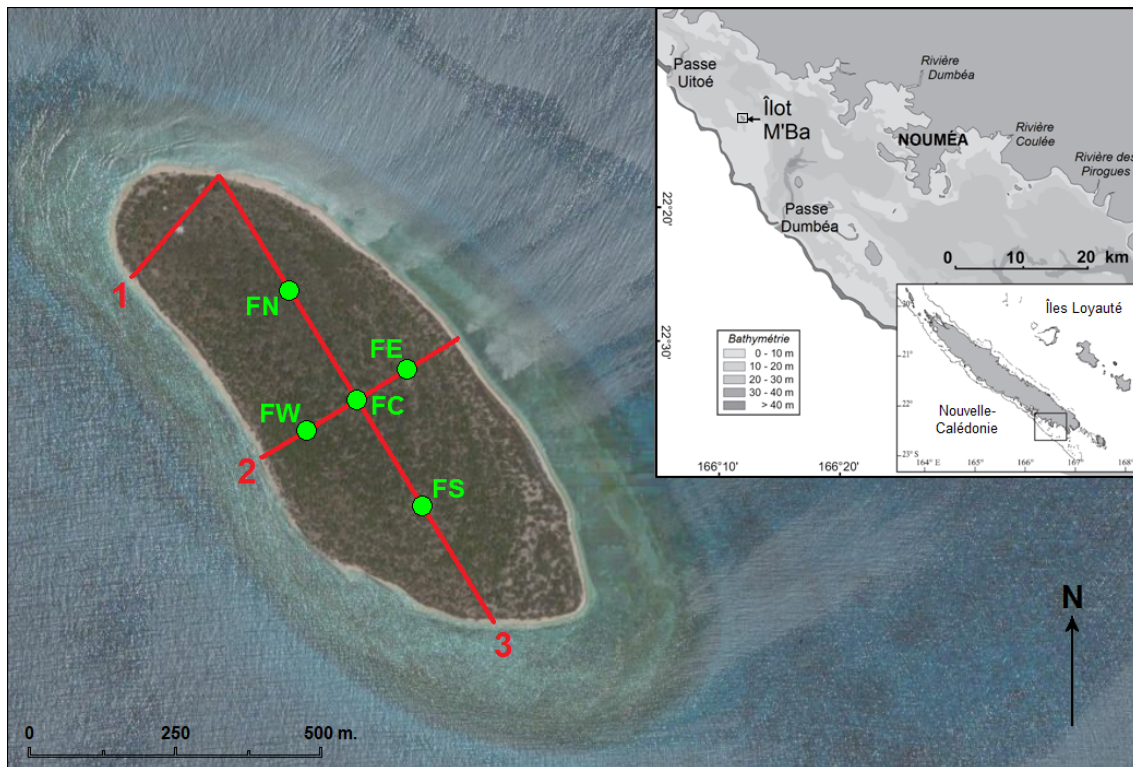


Figure 49 : Photo aérienne de l’îlot M’Ba et localisation dans le lagon de Nouméa, Nouvelle-Calédonie, avec positionnement des piézomètres en points verts (FC : forage central ; FE ; forage Est ; FN : forage Nord ; FW : forage Ouest et FS : forage Sud) et des profils ERT 1, 2 et 3 en trait gras rouge [modifié d’après Migon, 2007].

Le lagon de Nouméa est relativement peu profond, avec moins de 10 m de fond au voisinage des îlots, tel que M’Ba, jusqu’à environ 40 m dans les chenaux de passe, pour une profondeur moyenne de 17,5 m [Migon *et al.*, 2007]. La salinité moyenne de l’eau du lagon atteint 35,9 g/l, soit une valeur légèrement supérieure à celle des océans mondiaux (35,7 g/l) et sa température moyenne avoisine les 25 °C [Ouillon *et al.*, 2005].

L’îlot M’Ba est géologiquement représentatif des nombreuses micro-îles du lagon et plus généralement des petites îles récifales de la région Indo-Pacifique. Il est constitué de sédiments carbonatés d’âge Holocène produits du démantèlement du socle récifal construit d’âge Pléistocène, sur lequel ils reposent en discordance [Buddemeier, 1981,

Wheatcraft & Buddemeier, 1981, Marshall & Jacobson, 1985, Ayers & Vacher, 1986, Buddemeier & Oberdorfer, 1986, Oberdorfer & Buddemeier, 1986, Woodroffe et al., 1990, Falkland & Custodio, 1991, Castellaro, 1993, Purdy & Winterer, 2001. Les sédiments Holocène se caractérisent par des sables coralliens à grain fin à moyen contenant des débris de coraux et des niveaux discontinus consolidés (beach rocks). Le socle Pléistocène, reconnu sous les sables holocènes de M’Ba à plus de 26 m par les forages des années 1980, se caractérise par des séquences carbonatées de constructions coralliennes, de couches de débris alguaires et squelettaux, de sables et de cavités.

En termes de propriétés hydrogéologiques, les sédiments holocènes présentent des conductivités hydrauliques de quelques dizaines de mètres par jour, soit de plus d’un ordre de grandeur inférieures à celles des calcaires pléistocènes, atteignant plusieurs centaines de mètres par jour [*Oberdorfer & Buddemeier, 1985, Buddemeier & Oberdorfer, 1988, Ghassemi et al., 1999, Leclerc et al., 1999, Ghassemi et al., 2000, White et al., 2007b*]. Les porosités totales s’étendent de 10 à 30 % dans les sédiments holocènes et de 10 à 50 % dans les calcaires pléistocènes du fait de leur caractère cavitaire génétique et de leur karstification secondaire [*Johnston et al., 1996, Leclerc et al., 1999, Jones & Banner, 2003*]. Les porosités efficaces sont de l’ordre de 20 % pour les deux formations [*Buddemeier & Oberdorfer, 1988, Jones & Banner, 2003*].

7.3. Investigations hydrogéologiques et géophysiques

Dans le cadre du projet INTERFACE subventionné par l’ANR (programme Vulnérabilité, Milieux et Climats), des investigations ont été menées au mois d’août 2007 sur l’îlot M’Ba avec une équipe de six personnes et ont visé (1) la foration de 5 piézomètres (FC, FE, FW, FS et FN) répartis sur ces deux layons, (2) le nivellement de ces ouvrages ainsi qu’un levé topographique fin sur l’axe transversal, (3) l’équipement de ces ouvrages avec des sondes automatiques pour le suivi temporel des niveaux piézométriques et (4) des investigations géophysiques ERT sur les deux diamètres de l’île ainsi que sur la pointe Nord-Ouest de l’îlot (cf. Figure 49).

7.3.1. Forages et suivis piézométriques

Cinq forages ont été réalisés à l’aide d’un équipement motorisé portatif de diamètre 35 mm et implantés à l’intersection des deux grands axes et aux points-milieu des demi-axes (Figure 50). Le tubage a été installé en tube PVC crépiné sur les 2 derniers mètres, le massif filtrant disposé avec du sable coquiller grossier ramassé sur les plages et l’étanchéité superficielle réalisée grâce à un bouchon de bentonite. Les profondeurs totales des ouvrages varient de 3,31 m (FN) à 5,05 m (FE) par rapport au niveau du sol.

Les forations ont permis de confirmer l’homogénéité des sables holocènes sur les cinq mètres de profondeur reconnus : prédominance de sables coquillers à grain fin à moyen avec débris de coraux centimétriques à décimétriques. Des sondes piézométriques à enregistrement automatique ont été installées dans les cinq ouvrages. Les fluctuations piézométriques ont été extraites à un pas de temps d’une demi-heure sur la période de février à juin 2008 [données INTERFACE, 2008].

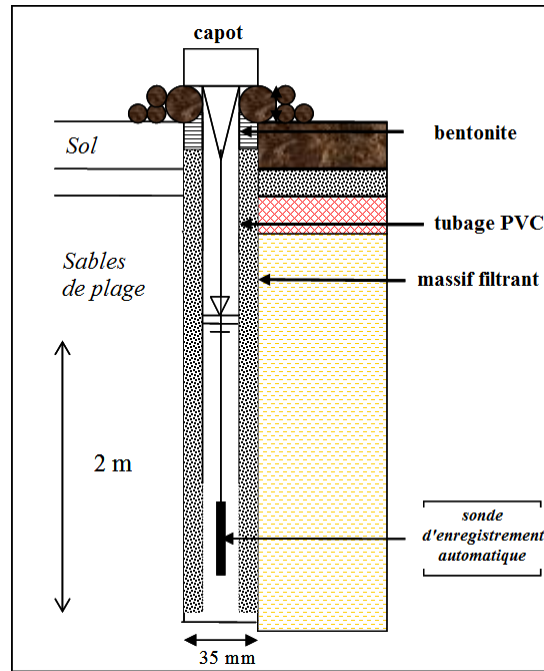


Figure 50 : Coupe géologique et technique des forages creusés dans les sables de l'îlot M'Ba, au mois d'août 2007 (cf. Figure 49) [d'après *Join et al.*, 2008].

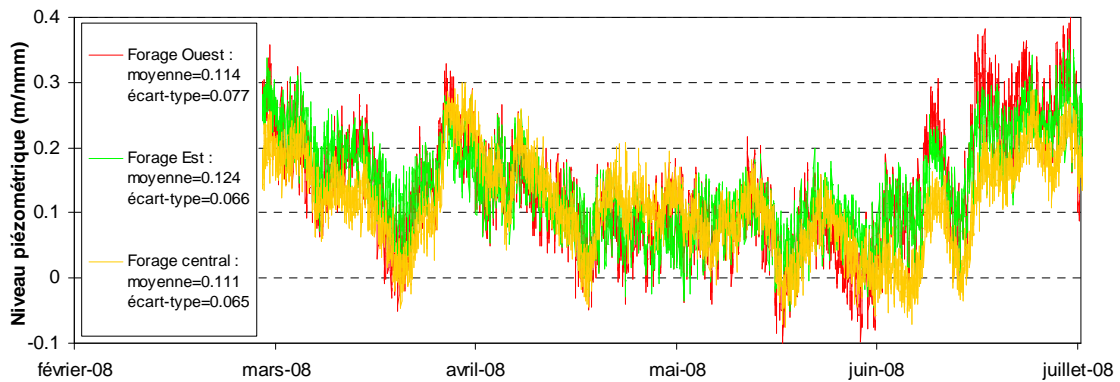


Figure 51 : Niveaux piézométriques enregistrés par sonde automatique sur les forages central (FC), Est (FE) et Ouest (FW) pour la période de mars à juin 2008 [données *INTERFACE*, 2008].

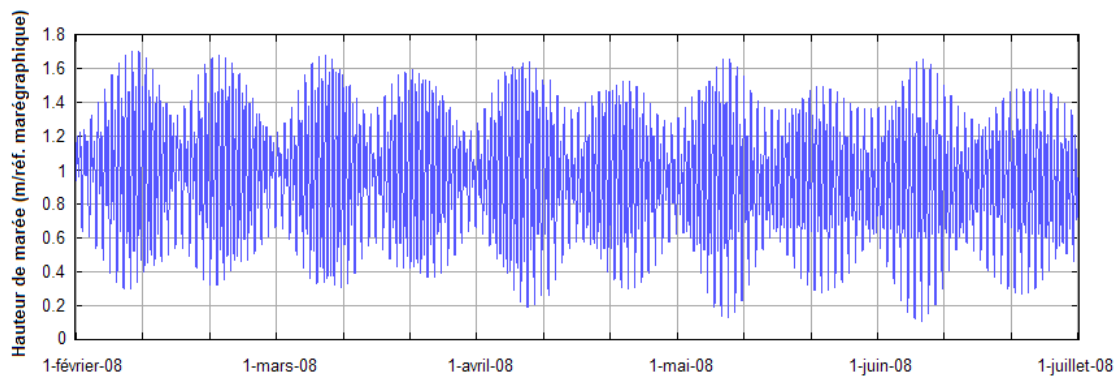


Figure 52 : Hauteurs marégraphiques calculées par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) au port de Nouméa [données *SHOM*, 2008, disponibles sur <http://www.shom.fr/>].

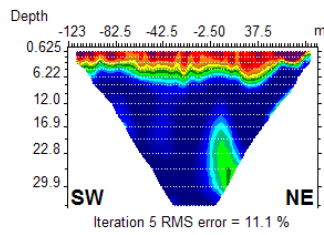
La comparaison des fluctuations enregistrées pour les trois ouvrages de l'axe transversal (Figure 51) avec les niveaux de marées calculées par le SHOM (Figure 52) montre une très bonne corrélation pour les variations d'échelle journalière. Toutefois, l'amplitude piézométrique sur ces cycles journaliers, de l'ordre de 20 cm, est fortement atténuée par rapport à celle des marées, supérieure à 1 m. A l'échelle de temps hebdomadaire et mensuelle, les évolutions piézométriques ne se corrélaient plus avec les niveaux de marées et sont à rattacher à la variable climatique, en particulier la recharge de la nappe, correspondant à la différence entre la pluviométrie et l'évapotranspiration. Il apparaît donc une nette indépendance des deux conditions aux limites, la marée et la recharge, sur le contrôle de la piézométrie de la lentille.

7.3.2. Investigations ERT

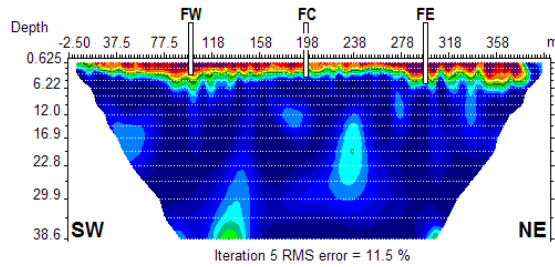
Trois profils ERT ont été réalisés sur l'îlot M'Ba. Le premier, long de 200 m et réalisé en dispositif Wenner-Alpha a été implanté au niveau de la pointe Nord-Ouest de l'île et les deux autres, de 400 m et 880 m et réalisés en dispositif Wenner-Schlumberger, ont été implantés le long des petit et grand diamètres (cf. Figure 49). Ces deux derniers profils, du fait de leur implantation perpendiculaire à la structure de l'île sont supposés peu influencés par les variations latérales de résistivité. Les conditions de contacts galvaniques entre les électrodes et le terrain étaient de bonne qualité dans la zone basse à l'intérieur de l'îlot, du fait de sols plus argileux, voire tourbeux, favorisant la rétention d'eau. Par contre, dans les dunes bordières de l'îlot, d'importantes quantités d'eau de mer ont dû être ajoutées pour permettre l'injection du courant. Les résistivités apparentes ont été interprétées par RES2DINV avec les méthodes de contrainte L_1 -normée ou L_2 -normée.

Les résistivités "vraies" déconvoluées par le modèle font apparaître sur les trois profils deux zones de résistivités très contrastées (Figure 53). En surface, et jusqu'à environ 5-6 mètres de profondeur apparaît un horizon résistant, de résistivités supérieures à 10 ohm.m diminuant avec la profondeur. Sous ces 5-6 m, une zone conductrice et relativement homogène est visible, de résistivités inférieures à 5 ohm.m. L'horizon résistant représente la zone non saturée (c'est-à-dire les sables coralliens secs et humides, à eau douce) et à sa base la lentille d'eau douce à saumâtre (c'est-à-dire la zone de transition eau douce-eau salée, de résistivités comprises entre 5 et 50 ohm.m). La zone homogène conductrice représente l'aquifère saturé en eau salée. Dans la partie NW de l'île, à la base du profil 3 et à partir de 30 m de profondeur, s'observe une zone plus résistante (de valeurs supérieures à 30 ohm.m) que les sables à eau salée alentours. Il pourrait s'agir du pointement du substratum récifal Pléistocène autour duquel se serait développé l'îlot, par dépôt-accumulation de sédiments issus du démantèlement des récifs, à l'Holocène. La profondeur du noyau récifal s'accorde avec les reconnaissances par forages réalisées dans les années 1980, qui l'ont observé à plus de 26 m. Egalement sur ce même profil, entre 10 et 15 m de profondeur est visible un horizon discontinu plus résistant que les sables à eau salée (de 3 à 10 ohm.m environ) pouvant correspondre à un niveau discontinu de beach rocks ou de débris coralliens très grossiers. Tous les piézomètres installés sur M'Ba atteignent la base de l'horizon résistant, soit la nappe saumâtre, ce que confirment les mesures élevées de conductivités de l'eau souterraine, affichant des valeurs de l'ordre de 40 à 50 mS/cm.

Profil 1 : 200 m transversal



Profil 2 : 400 m transversal



Profil 3 : 880 m longitudinal

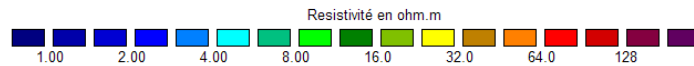
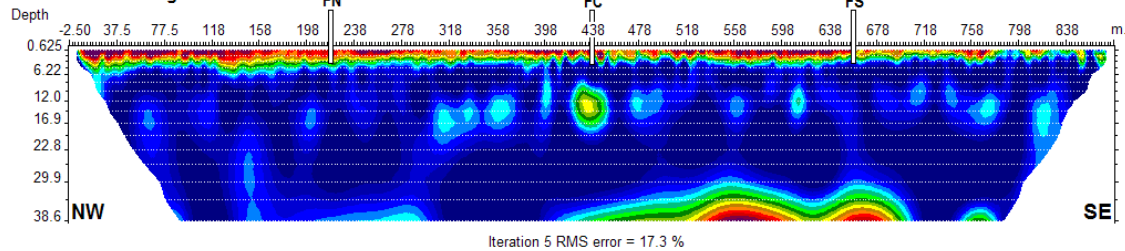


Figure 53 : Sections de résistivité calculées par le modèle d'inversion pour les profils 1, 2 et 3 (cf. Figure 49) ; les mesures ont été réalisées avec le dispositif Wenner-Alpha (profil 1) ou Wenner-Schlumberger (profils 2 et 3), pour un espacement inter-électrode de 5 m ; l'inversion est réalisée avec la contrainte L_2 -normée ; la topographie n'est pas prise en compte ; les cinq forages sont positionnés considérant leurs profondeurs respectives (barres verticales blanches).

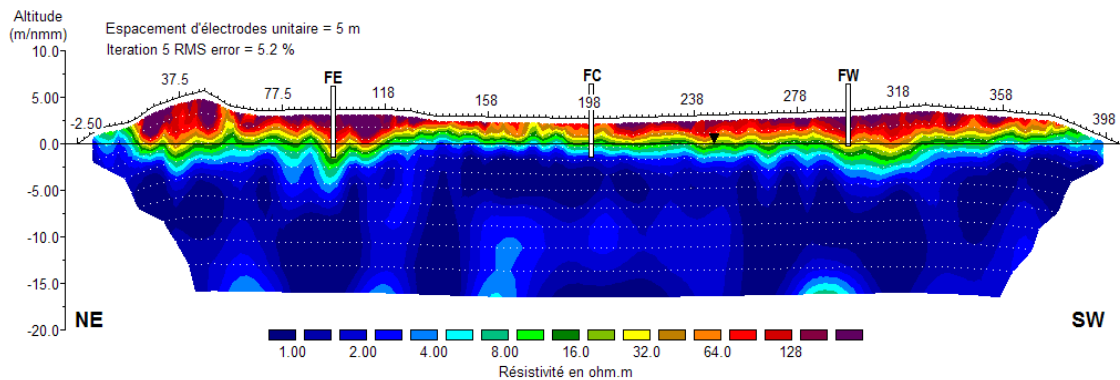


Figure 54 : Section de résistivité inversée avec la contrainte L_2 -normée pour le profil 2 (profil transversal passant par le centre de l'îlot) après troncature des données de résistivités apparentes de profondeur supérieure à 20 m. La topographie est prise en compte dans le calcul inverse et représentée sur la section calculée, avec positionnement des forages (barres verticales blanches) et indication de la surface piézométrique (trait fin noir horizontal).

L'incorporation de la topographie levée sur le profil transversal (profil ERT 2) dans la modélisation des résistivités apparentes mesurées permet d'analyser finement la lentille saumâtre en regard de piézométrie (Figure 54). L'horizon superficiel, affichant des résistivités supérieures à 40 ohm.m semble assez bien coïncider avec la zone non saturée, située au dessus de la surface piézométrique. L'inversion révèle en outre la très faible épaisseur de la lentille saumâtre, caractérisée par des résistivités faibles, de 2 à 40 ohm.m. Cette épaisseur est variable le long de la section, de très faible à négligeable dans la partie centrale, aux alentours du forage central, à environ 3-4 m sous les cordons dunaires NE et SW (c'est-à-dire sous les forages Est et Ouest respectivement).

Cette morphologie est à corrélérer avec le taux de recharge variable de la nappe le long de l'axe transversal de l'îlot. En effet, la recharge est minimale (l'évapotranspiration maximale) au centre de l'îlot du fait d'une couverture végétale dense et ancienne et d'un développement important des sols. Au contraire, elle est maximale (l'évapotranspiration minimale) sur les dunes sableuses récentes littorales, caractérisées par une absence de sols développés, et une raréfaction de la végétation. Cette hypothèse d'un contrôle majeur de la morphologie de la lentille par la recharge peut être testée et quantifiée par couplage des résultats des modèles géo-électriques avec ceux d'un modèle hydrogéologique d'écoulements densitaires.

7.4. Evaluation de la recharge par couplage des modèles géo-électriques et hydrogéologiques : Article soumis

Evaluation of effective groundwater recharge on small islands by the cross-modeling of DC geo-electrical data and freshwater lens

[Evaluation de la recharge efficace des nappes dans les petites îles par modélisation croisée des données géo-électriques DC et de la lentille d'eau douce]

Jean-Christophe Comte ^{1,2}, Olivier Banton ¹, Jean-Lambert Join ^{3,4} et Guy Cabioch ⁴

¹ UMR EMMAH, Laboratoire d'Hydrogéologie, Université d'Avignon, France

² HYDRIAD, Saint-Bauzély, France

³ Laboratoire GéoSciences Réunion, Université de la Réunion, France

⁴ Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Nouméa, Nouvelle-Calédonie

[1] **Abstract:** In small islands, a freshwater lens can develop due to the recharge induced by rain. Magnitude and spatial distribution of this recharge control the elevation of the freshwater and the depth of its interface with saltwater. Therefore, the study of the lens morphology gives useful information on both the recharge and water uptake due to evapotranspiration by vegetation. Electrical resistivity tomography was applied on a small coral reef island giving relevant information on the lens structure. A variable-density groundwater flow model was then applied to simulate the freshwater behavior. Cross-validating the geo-electrical model and the groundwater model showed that recharge exceeds water uptake in dunes with little vegetation, allowing the lens to develop. Conversely, in the low-lying and densely vegetated sectors, where water uptake exceeds recharge, the lens cannot develop and seawater intrusion occurs. This

cross-modeling method constitutes an original approach to evaluate groundwater recharge and evapotranspiration in such environments.

1. Introduction

[2] On low coral islands, the groundwater lens is a vital source of freshwater for terrestrial ecosystems and domestic or agricultural consumption [Falkland, 1999; White *et al.*, 2007a]. In these islands, fresh groundwater is replenished exclusively from precipitation while significant groundwater uptake through evapotranspiration can occur in low-lying and/or vegetation-covered areas [Falkland and Custodio, 1991; White, 1996; White *et al.*, 2007b]. Evaluating groundwater recharge is of crucial importance for understanding and modeling groundwater behavior in order to better manage water resources. But evaluating recharge and water uptake by direct methods in the field remains difficult and involves many uncertainties [Jocson *et al.*, 2002; Sanford, 2002; Bauer *et al.*, 2004; van der Velde *et al.*, 2006; Wanke *et al.*, 2007].

[3] Model calibration or inversion can be used to predict both rate and distribution of recharge [Sanford, 2002]. However, because recharge and hydraulic conductivity are highly correlated, the estimated recharge by calibration on groundwater levels only is often non-unique [Scanlon *et al.* 2002]. Furthermore, because hydraulic conductivity ranges over several orders of magnitude, estimation of recharge rates using model calibration may be inaccurate.

[4] Complementary data, such as the distribution of salt concentrations through aquifer, could be used to constrain the models [Comte and Banton, 2007a]. To this end, electrical resistivity methods can be used to image freshwater lenses morphology [see Schneider and Kruse, 2001; Wilson *et al.*, 2006].

[5] In the present study, an approach coupling geo-electrical and groundwater modeling was used to evaluate the influence of both groundwater recharge and water uptake on the geometry and renewal of the freshwater lens in a small coral reef island in the Nouméa lagoon (New Caledonia).

2. Hydrogeological Setting (coral reef islands of Nouméa lagoon, New Caledonia)

[6] The study was carried out on Mba Island, a small coral reef island located in the Nouméa lagoon in the southwestern region of New Caledonia. Mean seawater salinity of lagoon water is 35.9 g/l and the temperature averages 25 °C [Ouillon *et al.*, 2005]. This islet extends NW to SE, is restricted to an area of about 0.33 km², and is characterized by a well-marked sand dune system along its coast.

[7] Mba Island, as well as other similar islets in this lagoon, is composed of Holocene carbonate sediments lying on a Pleistocene reef unit [Castellaro, 1993]. The Holocene sediments are composed of 3 to more than 6-m-thick layers of carbonate sands of fine to medium-sized grains combined with coral debris and discontinuous consolidated layers (beach rocks). Just below, the Pleistocene basement, found to be more than 26 m depth, is characterized by a succession of coral buildups, layers of skeletal and algal debris, sands, and cavities. The Pleistocene reef sequence is generally more lithified than the Holocene sediments. The hydraulic conductivity (m/d) in Holocene sediments is about one order of magnitude lower than in Pleistocene limestone, i.e. in the tens in the former versus the hundreds in the latter [Buddemeier

and Oberdorfer, 1988; Ghassemi et al., 2000]. Total porosity ranges from 10 to 30 % in Holocene sediments and from 10 to 50 % in Pleistocene limestone; effective porosity is about 20 % in both formations [Buddemeier and Oberdorfer, 1988; Ghassemi et al., 2000; Jones and Banner, 2003].

[8] In the absence of pumping wells, the spatial and temporal variability of the net groundwater recharge is the only factor that controls the morphology of the lens.

3. Geo-Electrical Data Acquisition and Modeling

[9] Electrical resistivity tomography (ERT) is a geophysical prospecting technique that provides a continuous characterization of subsurface electrical resistivity using a multi-electrode array driven into the soil and an automatic data acquisition system [Dahlin, 1993]. Since measured apparent resistivities cannot be interpreted directly to represent the true subsurface resistivity distribution, measured data need to be deconvolved by geo-electrical modeling.

[10] On Mba Island, ERT was applied from coast to coast along a 405-m-long, NW-SE transverse axis perpendicular to the dune systems. The survey was conducted using an ABEM Lund System with a 5-m electrode spacing and a maximum AB spacing of 210 m. Measurements were taken with the Wenner-Schlumberger array ($a=5-30$ m; $n=1-3$), which has a relatively good signal/noise ratio [Dahlin and Zhou, 2004] and is sufficiently sensitive to the geometrical features of the seawater interface in coastal groundwater [Comte and Banton, 2007b]. The maximum investigation depth with this protocol was 35 m below mean sea level.

[11] Measured resistivities were interpreted using the 2-D inverse modeling software RES2DINV (ver. 3.55) [Loke, 2006].

[12] Geo-electrical imaging shows resistivities ranging from less than 5 $\Omega\cdot\text{m}$ to more than 300 $\Omega\cdot\text{m}$ (Fig. 1, top section). Resistivities greater than 50 $\Omega\cdot\text{m}$ correspond to the unsaturated coral sands above the aquifer water table. Two zones of brackish water with resistivities ranging from 2 to 50 $\Omega\cdot\text{m}$ appear on each side of the profile above conductive seawater (around 1 $\Omega\cdot\text{m}$). In the middle of the profile, conductive seawater is in contact with the unsaturated zone.

[13] The geo-electrical profile indicates the presence of two freshwater zones located below the main system of dunes extending along the coasts separated by a depressed zone where high water uptake due to evapotranspiration by vegetation prevents the formation of a freshwater lens. However, the uncertainty related to the non-uniqueness of the inversion results means that the results of the geo-electrical model must be compared with geological and hydrogeological data to validate the recharge pattern.

4. Groundwater Modeling

[14] Simulating the dynamics and mixing processes of the freshwater/saltwater interface requires a numerical model that solves the flow and transport equations simultaneously, taking into account the effect of density in relation to salt concentrations. The 2-D finite-element numerical code SUTRA [Voss and Provost, 2003] was applied to simulate the flow and saltwater interface on the same profile that was used in the geophysical model. Because of the perpendicular orientation of the transect in relation to the geological structures of the island, flow and transport were

assumed to be two-dimensional in the modeled section. The 2-D model corresponded to the ERT profile but was extended several hundred meters into the lagoon from both the NE and SW coastlines. The model also extended vertically to 50 m below sea level. It was structured in two layers defined in conformity with the geological features.

[15] Hydrogeological parameters (Tab. 1) were synthesized from similar island contexts reported in literature. Two types of boundary conditions were applied (Tab. 2): pressure conditions (seawater edges and seafloor) and surface flow conditions (freshwater recharge and water uptake). Recharge and water uptake were computed as a single "net recharge" parameter, which is positive in the case of recharge (water entering in the system) and negative when water uptake exceeds recharge.

Table 1. Hydrogeological parameter values used in the model

Hydrogeological parameter	Holocene carbonate sediments	Pleistocene coral limestone
Horizontal hydraulic conductivity (m/d)	10	900
Vertical hydraulic conductivity (m/d)	7	180
Horizontal longitudinal dispersivity (m)	0.7	0.7
Vertical longitudinal dispersivity (m)	0.1	0.1
Transversal dispersivity (m)	0.02	0.02
Total porosity (%)	20	30

Table 2. Boundary conditions values used in the model

Boundary condition	Value
Seawater pressure gradient (N/m ³)	10055.25
Seawater salinity (g/l)	35.9
NE-SW sea level difference (m)	0.10
Net recharge (mm/y)	-200 to 300
Recharge water salinity (g/l)	0

[16] Sea level data were provided by the French Hydrographic and Oceanographic Service of the Marine (<http://www.shom.fr/>). Dominant east-to-southeast winds and related seawater currents are considered to be responsible for an average water level that is 10 cm higher in the north-eastern region of the island than in the southwestern sector, as described by *Kench* [1998] on a similar atoll in the Indian Ocean.

[17] The 2-D variable-density flow model provided groundwater heads and salt concentrations throughout the saturated zone. The groundwater model correctly reproduced both the measured groundwater heads (Fig. 1) and the brackish lenses (Fig. 2). In the best model (model b with non-uniform recharge), simulated water levels ranged from 0 to 0.16 m above seawater level, and lens salinities ranged from about 1 g/l to more than 10 g/l over the seawater-saturated aquifer (35.9 g/l).

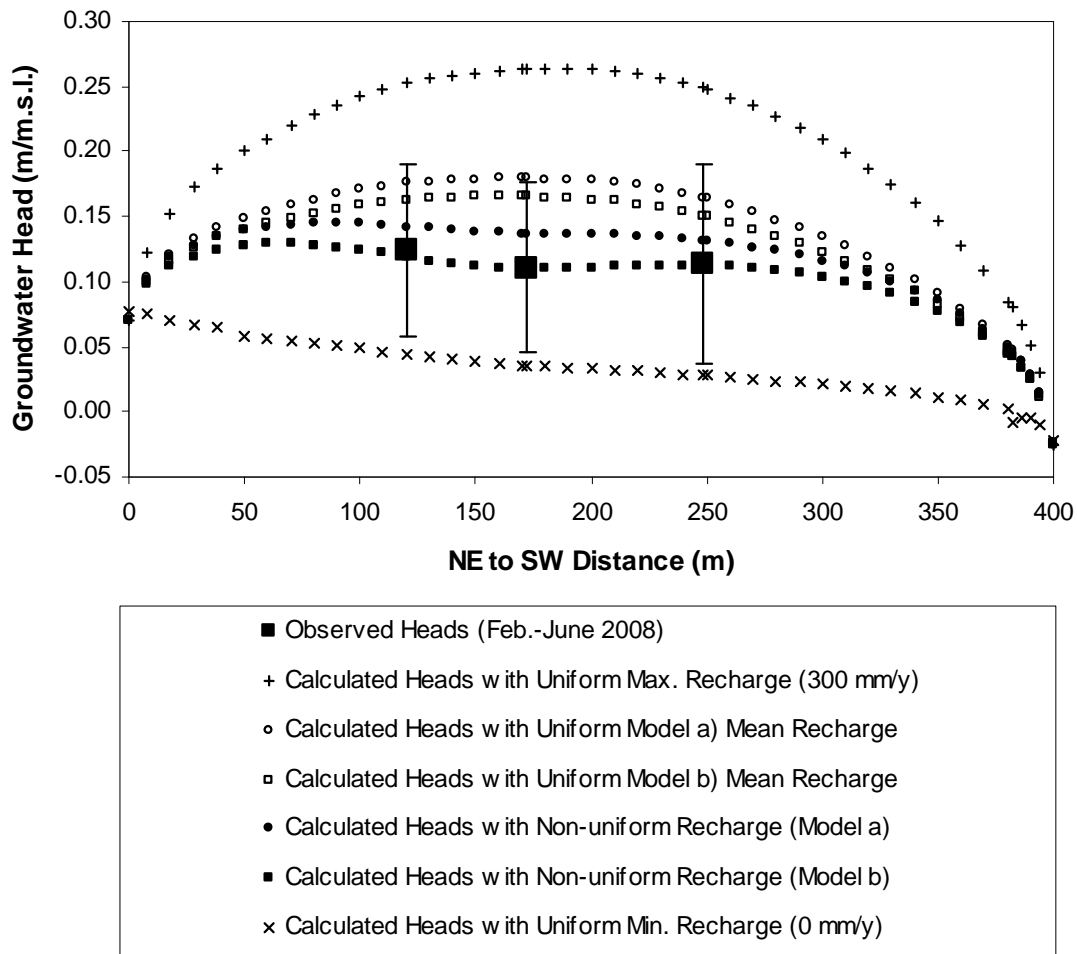


Figure 1. Comparison between observed and simulated water heads

5. Cross-validation of Models and Recharge Evaluation/Calibration

[18] In geological materials, bulk electrical resistivity (ρ) is generally correlated with pore water resistivity (ρ_w) (as is electrical conductivity, $\sigma = \rho^{-1}$; $\sigma_w = \rho_w^{-1}$) using the model of *Waxman and Smits* [1968] or the more accurate and complete model of *Revil et al.* [1998]. In the case of the relatively clean and water-saturated carbonate sands outcropping on Mba Island, electrical properties of clays can be ignored because the clay fraction is negligible in relation to that of the carbonate grains and the high salinity of the pore water. Accordingly, both models reduce to Archie’s law [*Archie*, 1942], expressed as follows:

$$\rho = \rho_w \cdot \frac{a}{\phi^m} \quad ; \quad \sigma = \sigma_w \cdot \frac{\phi^m}{a} \quad (1)$$

where ϕ , a and m are dimensionless parameters representing the micro-geometry of the geomaterial: ϕ is the total matrix porosity, a the coefficient of pore tortuosity, and m the coefficient of cementation, calibrated at 0.2, 1, and 1.3, respectively, on Mba Island. Archie parameters were adjusted according to typical values for unconsolidated carbonate sands [Archie, 1942; Adisoemarta *et al.*, 2000; Jones and Banner, 2003].

[19] Additionally, for the ranges of concentration occurring in many natural waters, pore water electrical conductivity at 25 °C (in $\mu\text{S}/\text{cm}$) is correlated to the concentration of total dissolved solids (*TDS* in mg/L) using the following simple linear approximation [Hem, 1985]:

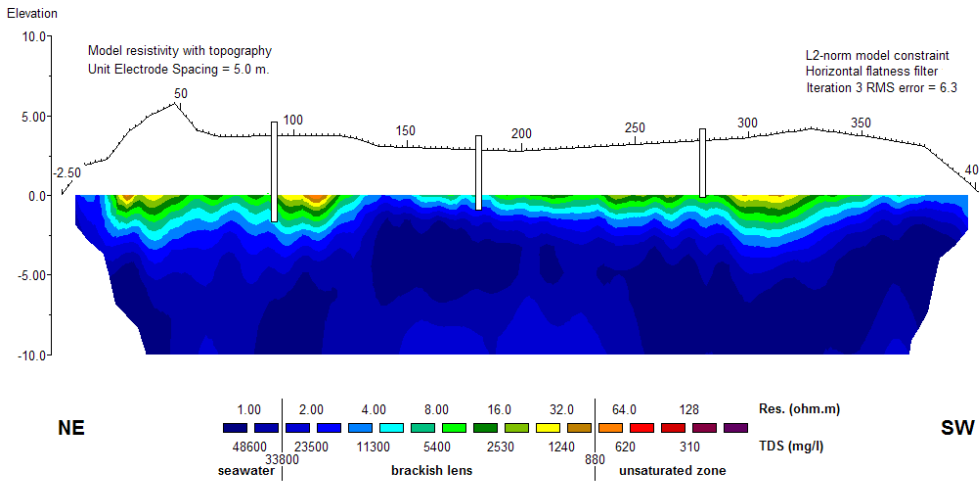
$$TDS = A \cdot \sigma_w \quad (2)$$

The calibration factor A is not constant over a wide range of concentrations or water chemistries. For coastal systems dominated by sodium chloride, A ranges from 0.6 for seawater to 0.5 for fresh or slightly brackish water. Finally, since the groundwater temperature is close to 25 °C in the New Caledonia lagoon, it was not necessary to correct for temperature.

[20] The geo-electrical (bulk electrical resistivities) results are consistent with those of the groundwater model (*TDS*) (Fig. 2). Both models show resistive/brackish zones surrounding a homogeneous conductive/saline mass. These zones correspond to the two freshwater zones with bulk resistivities over 5 $\Omega\cdot\text{m}$ and groundwater salinities below 10 g/l that appear at each extremity of the transect, just beneath the sand dune system that forms the coastal fringe of the island. Conversely, the central, low-lying part of the island appears devoid of fresh/brackish groundwater, indicating that (1) recharge is nonexistent (net recharge = 0) or (2) groundwater uptake occurs through evapotranspiration (net recharge < 0).

[21] These hypotheses about the spatial pattern of recharge and groundwater replenishment can be tested through the combined use of geo-electrical and hydrogeological models. Assuming no recharge in the center of the island (hypothesis #1) leads to the development of a continuous fresh/brackish water lens in the aquifer that conflicts with geophysical observations. The lens in the central part of the profile is narrower than along the borders. In such a case, groundwater flows from the center of the island to the coastline, as with a unimodal freshwater lens. Postulating groundwater uptake by evapotranspiration (net recharge ranging from 0 to -200 mm/y) in the central zone of the island (hypothesis #2) leads to the development of two freshwater zones separated by a seawater dome (up to 0 m) like the one revealed in the geo-electrical profile. When water uptake occurs, fresh water flows from the dune areas to both the coastline and the inner island. Water head domes coincide roughly with the topographically-high dunal coastal fringes. Thus the hypothesis #2 produces results more consistent with geophysical observations.

GEOELECTRICAL MODEL



HYDROGEOLOGICAL MODELS

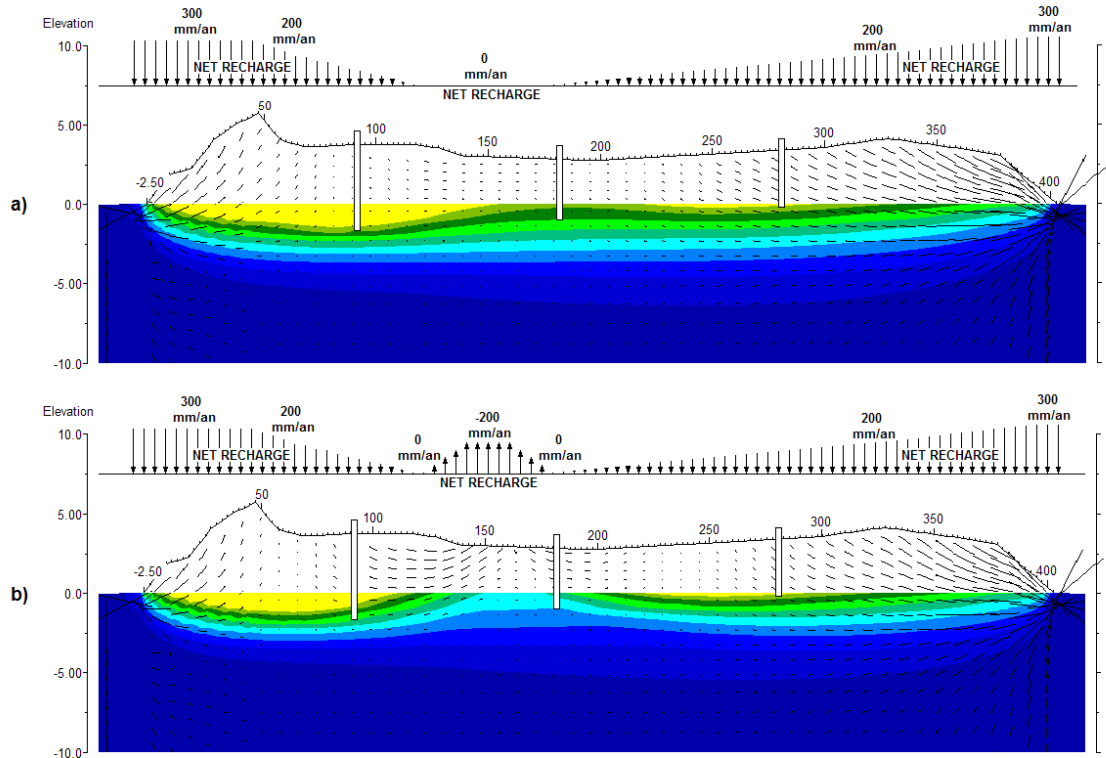


Figure 2. Comparison between geo-electrical inverse model (top section) and groundwater model (bottom sections: a) recharge scenario #1 and b) recharge scenario #2). Model results have been truncated at 10 m below sea level and unsaturated zone is not represented. Vertical white bars indicate the location and depth of the observation wells and black arrows are calculated water velocity vectors.

6. Conclusion

[22] The combined use geo-electrical and groundwater modeling to study freshwater lenses provides new knowledge of insular groundwater recharge. The results of the study show that the geometry and salinity of the freshwater lens are very much controlled by the magnitude and the spatial distribution of groundwater recharge. In the sectors with the highest dunes, recharge exceeds evapotranspiration, resulting in a freshwater replenishment rate of 300 mm/y. Conversely, in the low-lying, central sectors, groundwater uptake through evapotranspiration produces a withdrawal rate of about 200 mm/y. Combining a geo-electrical investigation with hydrogeological modeling appears to be a valid method of evaluating the groundwater budget and replenishment in small islands. Such studies also provide valuable information on evapotranspiration as well as pertinent knowledge of the dynamics of the vegetation in small ecosystems which are generally not well known and are difficult to study.

[23] **Acknowledgements.** This study was carried out within the scope of a CIFRE-HYDRIAD-UAPV convention and the ANR program "INTERFACE, Vulnerability and Climate". The authors thank C. Savin (Geophysical Expertise, Nouméa, New Caledonia), H. Yamano (IRD and National Institute for Environmental Studies, Ibaraki, Japan), J. Butscher, and C. Ihily (IRD Nouméa, New Caledonia) for their collaboration in collecting the data, and L. Dubois (New Caledonia topographical services) for altitude referential information.

References

- Adisoemarta, P. S., G. A. Anderson, S. M. Frailey, and G. B. Asquith (2000), Historical use of m and a in well log interpretation: Is conventional wisdom backwards?, paper presented at 2000 SPE Permian Basin Oil and Gas Recovery Conference, Society of Petroleum Engineers, Midland, Tex., 21-23 March.
- Archie, G. E. (1942), The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.*, 146, 54-62.
- Bauer P., G. Thabeng, F. Stauffer and W. Kinzelbach (2004), Estimation of the evapotranspiration rate from diurnal groundwater level fluctuations in the Okavango Delta, Botswana, *Journal of Hydrology*, 288(3-4), 344-355, doi:10.1016/j.jhydrol.2003.10.011
- Buddemeier, R. W., and J. A. Oberdorfer (1988), Hydrogeology and hydrodynamics of coral reef pore waters, paper presented at 6th International Coral Reef Symposium, James Cook Univ., Townsville, Queensland, Australia, 8-12 August.
- Castellaro, C. (1999), Reconstitutions paléoclimatiques et paléoenvironnementales à l'Holocène et au Pléistocène terminal en Nouvelle-Calédonie et aux Seychelles (région indo-pacifique) : l'enregistrement par les coraux, Ph.D. thesis, Univ. of Provence, Marseille, France.
- Comte, J.-C., and O. Banton (2007a), Cross-validation of geo-electrical and hydrogeological models to evaluate seawater intrusion in coastal aquifers, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L10402, doi:10.1029/2007GL029981.
- Comte, J.-C., and O. Banton (2007b), Comparaison de dispositifs d'acquisition ERT pour l'imagerie géo-électrique des intrusions salines dans les aquifères côtiers, paper presented at 6th Coll. GEOFCAN Géophysique des Sols et des Formations Superficielles, IRD, Bondy, France, 25-26 Sept.
- Dahlin, T. (1993), On the automation of 2D resistivity surveying for engineering and environmental applications, Ph.D. thesis, Dep. of Eng. Geol., Lund Univ., Lund, Sweden.

- Dahlin, T., and B. Zhou (2004), A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays, *Geophysical Prospecting*, 52(5), 379-398, doi:10.1111/j.1365-2478.2004.00423.x.
- Falkland, A. (1999), Tropical island hydrology and water resources: Current knowledge and future needs, paper presented at 2nd International Colloquium on Hydrology and Water Management in the Humid Tropics, UNESCO-IHP, Panama, Rep. of Panama, 22-26 March.
- Falkland, A., and E. Custodio (1991), Hydrology and water resources of small islands: A practical guide, Studies and Reports in Hydrology, 49, IHP-III Project 4.6, 453 pp., UNESCO-IHP, Paris.
- Ghassemi, F., K. Alam, and K. W. F. Howard (2000), Fresh-water lenses and practical limitations for their three-dimensional simulation, *Hydrogeology Journal*, 8(5), 521-537, doi: 10.1007/s100400000087.
- Hem, J. D. (1985), Study and interpretation of the chemical characteristics of natural waters, third edition, Water Supply Paper 2254, 263 pp., U.S. Geological Survey, Alexandria, Virginia.
- Jocson, J. M. U., J. W. Jenson, and D. N. Contractor (2002), Recharge and aquifer response, Northern Guam Lens Aquifer, Guam, Mariana Islands, *Journal of Hydrology*, 260(1-4), 231-254, doi: 10.1016/S0022-1694(01)00617-5.
- Jones, I. C., and J. L. Banner (2003), Hydrogeologic and climatic influences on spatial and interannual variation of recharge to a tropical karst island aquifer, *Water Resour. Res.*, 39(9), 1253, doi: 10.1029/2002WR001543.
- Kench, P. S. (1998), Physical processes in an Indian Ocean atoll, *Coral Reefs*, 17(2), 155-168, doi: 10.1007/s003380050110.
- Loke, M. H. (2006), RES2DINV ver. 3.55, Rapid 2-D resistivity & IP inversion using the least-squares method, 139 pp., Geotomo Software, Penang, Malaysia, <http://www.geoelectrical.com/download.html>.
- Ouillon, S., P. Douillet, R. Fichez, and J.-Y. Panché (2005), Enhancement of regional variations in salinity and temperature in a coral reef lagoon, New Caledonia, *C. R. Geoscience*, 337(16), 1509–1517, doi: 10.1016/j.crte.2005.08.005.
- Revil, A., L. M. Cathles III, S. Losh, and J. A. Nunn (1998), Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications, *Journal of Geophysical Research*, 103(B10), 23925-23936.
- Sanford, W. (2002), Recharge and groundwater models: an overview, *Hydrogeology Journal*, 10(1), 110–120, doi:10.1007/s10040-001-0173-5.
- Scanlon, B. R., R. W. Healy, and P. G. Cook (2002), Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge, *Hydrogeology Journal*, 10(1), 18-39, doi:10.1007/s10040-0010176-2
- Schneider, J. C., and S. E. Kruse (2001), Characterization of freshwater lenses for construction of groundwater flow model on two sandy barrier islands, Florida, USA, paper presented at 1st International Conference on Saltwater Intrusion in Coastal Aquifers, Essaouira, Morocco, 23-25 April.
- van der Velde, M., M. Javaux, M. Vanclooster, and B. E. Clothier (2006), El Niño-Southern Oscillation determines the salinity of the freshwater lens under a coral atoll in the Pacific Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L21403, doi: 10.209/2006GL027748.
- Voss, C. I., and A. M. Provost (2003), SUTRA: A model for saturated-unsaturated variable-density ground-water flow with solute or energy transport. Water Resources Invest. Rep. 02-4231, 250 pp., U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, 21 June.
- Wanke, H., A. Dünkeloh, and P. Udluft (2007), Groundwater recharge assessment for the Kalahari catchment of north-eastern Namibia and north-western Botswana with a regional-scale water balance model, *Water Resources Management*, 22, doi: 10.1007/s11269-007-9217-5

- Waxman, M. H., and L. J. M. Smits (1968), Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands, *Society of Petroleum Engineers Journal*, 8(2), 107-122, doi: 10.2118/1863-A.
- White, I. (1996), Fresh groundwater lens recharge, Bonriki, Kiribati: Preliminary Report, Rep. IHP-V Project 6.1, 38 pp., UNESCO-IHP, Paris.
- White, I., T. Falkland, T. Metutera, E. Metai, M. Overmars, P. Perez, and A. Dray (2007a), Climatic and human influences on groundwater in low atolls, *Vadose Zone Journal*, 6, 581-590, doi: 10.2136/vzj2006.0092.
- White, I., T. Falkland, P. Perez, A. Dray, T. Metutera, E. Metai, and M. Overmars (2007b), Challenges in freshwater management in low coral atolls, *Journal of Cleaner Production*, 15(16), 1522-1528, doi: 10.1016/j.jclepro.2006.07.051.
- Wilson, S. R., M. Ingham, and J. A. McConchie (2006), The applicability of earth resistivity methods for saline interface definition, *Journal of Hydrology*, 316(1-4), 301-312, doi: 10.1016/j.jhydrol.2005.05.004.

8. Application aux systèmes salins côtiers (cas de la presqu'île du Cap-Vert, Sénégal)

8.1. Dynamique des systèmes hydrogéologiques salins

Dans les régions arides ou semi-arides du globe (Figure 55), les nappes phréatiques sont très souvent en contact avec des masses d'eau salée, pas seulement d'origine marine (en région côtière exclusivement), mais également d'origine évaporatoire continentale ou côtière [Yechieli & Wood, 2002]. Ces contextes arides ou semi-arides sont toujours caractérisés par une évaporation moyenne supérieure aux précipitations moyennes [Langbein, 1961]. Les masses salines représentent la zone de décharge (par évaporation) ou le niveau de base des nappes et constituent une condition aux limites pour l'écoulement souterrain et le transport du sel [Yechieli & Wood, 2002]. Dans ces régions, elles sont à la fois un élément important du bilan hydrogéologique des aquifères, mais aussi une source de pollution potentielle par le sel, ce qui justifie leur prise en compte dans l'évaluation, la gestion ou la protection des ressources en eau.

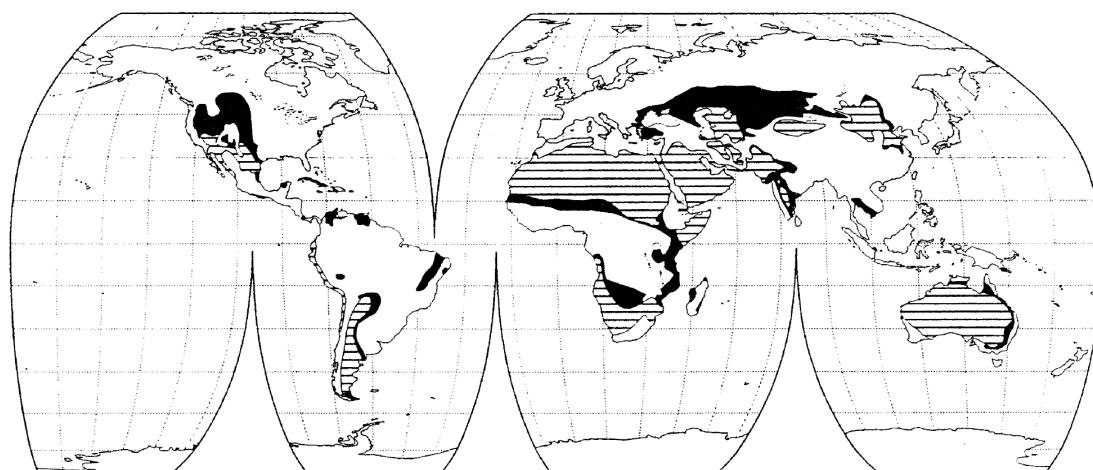


Figure 55 : Distribution géographique mondiale des régions arides (bandes horizontales) et semi-arides (plages noires) où sont rencontrés des environnements hydrogéologiques salins [tiré de Yechieli & Wood, 2002, d'après Strahler & Strahler, 1994].

Selon Yechieli & Wood [2002], la géomorphologie des systèmes salins va de surfaces planes sans dépression manifeste ni étendue d'eau permanente (p. ex. les sebkhas du Golfe Arabique), à des bassins fermés peu profonds à présence saisonnière d'eaux stagnantes (p. ex. les playas du Texas), jusqu'à des bassins fermés, bien développés, contenant des masses d'eau permanentes (p. ex. la Mer Morte) (Figure 56). Ils peuvent être hydrogéologiquement actifs ou représenter des conditions hydrogéologiques passées.

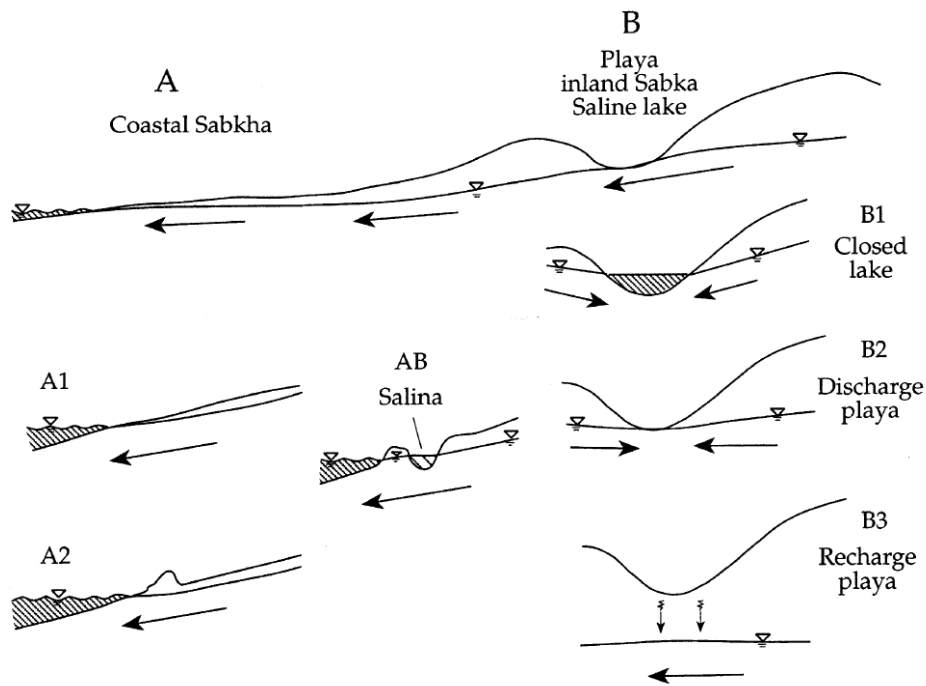


Figure 56 : Coupes schématiques et classification simplifiée des systèmes salins [d'après *Yechieli & Wood, 2002*]. A : système côtier à influence marine (souterraine et de surface) ; B : système continental sans influence marine ; A1 : système côtier à influence marine souterraine et de surface ; A2 : système côtier à influence marine souterraine mais sans apports marins de surface du fait de la présence d'une ride littorale ; B1 : système continental à affleurement permanent de nappe constituant un lac salé évaporatoire ; B2 : système continental de décharge par affleurement temporaire de nappe avec évacuation ou évaporation des eaux ; B3 : système continental de recharge de nappe sans formation permanente d'évaporites ; AB : système composite avec lac salé évaporatoire permanent en relation souterraine avec la mer.

Comme pour la lentille d'eau douce en milieu insulaire (cf. section 8), l'alimentation des nappes, côtières ou non, en région aride, est généralement uniquement supportée par la recharge [*Yechieli & Wood, 2002*]. Cette recharge peut être significative dans les secteurs topographiquement hauts, en particulier les dunes, alors que l'évaporation et l'évapotranspiration dominent très largement dans les dépressions, à tel point que la nappe s'enrichit en sel du fait de sa concentration par évaporation dans les niveaux supérieurs de la nappe. Ainsi, pour un système salin côtier, les lentilles d'eau douce sont soumises à la fois aux intrusions marines favorisées indirectement par l'évaporation, qui déprime la nappe, mais également à une convection saline, voire sur-salée, provoquée directement par la concentration des sels dans les zones à évaporation intense. Une caractérisation de ces deux dernières conditions aux limites (l'évaporation de la nappe et la concentration des sels) est indispensable pour la compréhension du fonctionnement des lentilles ou nappes d'eau douce dans ces environnements. A la problématique de la lentille en milieu insulaire (cf. section 8) se rajoute donc celle de l'évaporation et de la sursaturation en sel intenses. Ainsi, l'application de la méthode de validation croisée des modèles géo-électrique et d'écoulement densitaire peut permettre, dans ces contextes salins, de calibrer finement la recharge et l'évaporation/sursaturation à des fins de gestion des ressources en eau douce, particulièrement précieuses en région aride.

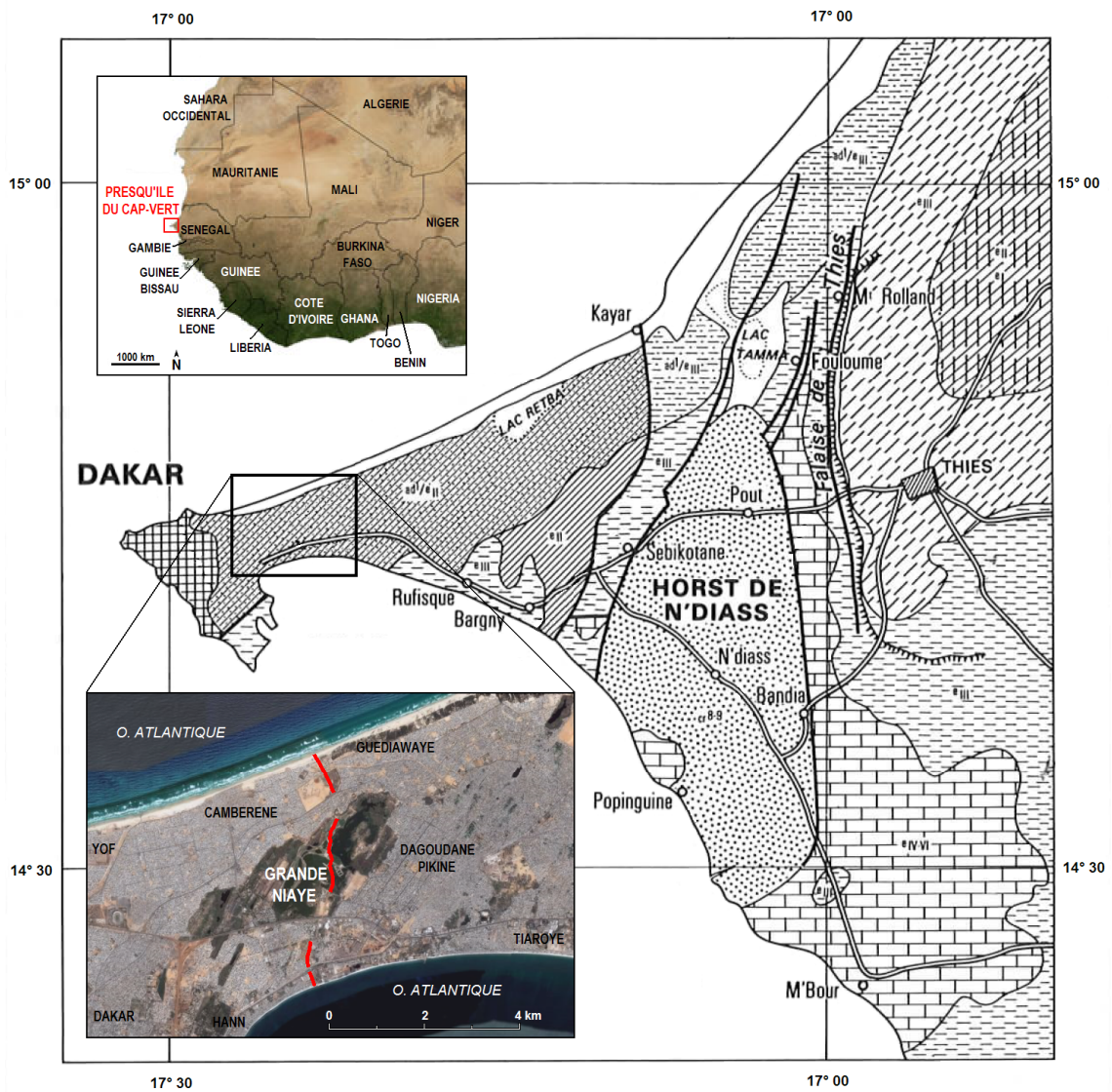
8.2. Grande Niaye de Pikine, Sénégal

Au Sénégal, la presqu'île du Cap-Vert renferme de nombreux systèmes salins, chacun en plus ou moins bonne connexion avec l'océan. Le Lac Rose, ou Lac Retba, représente un cas de système composite de lac salé évaporatoire en relation avec la mer (cas AB, Figure 56), alors que le Lac Tanma, à inondation temporaire, représente plutôt un système évaporatoire continental, où la connexion à la mer n'est pas évidente (cas B2, Figure 56). Enfin, les niayes littorales de l'isthme de Pikine et de la Grande Côte du Sénégal représentent des cas composites de dépressions évaporatoires à inondation temporaire, par affleurement de nappe, en relation souterraine avec l'océan (combinaison de cas AB et B2, soit AB2, Figure 56). La singularité de ces niayes est due aux inondations se produisant pendant les périodes de pluies intenses, vraisemblablement conjuguées avec le débordement quasi-synchrone des nappes d'eau douce à faiblement saumâtre, et permettant un développement important de la végétation, donc des pratiques agricoles. Elles constituent ainsi des sortes d'oasis dans cette région aride du Sénégal.

La Grande Niaye de Pikine est une dépression interdunaire dont l'altitude est inférieure à celle de l'océan, jusqu'à environ -3 m/nmm. Elle est située dans le resserrement du col de la presqu'île, entre les localités de Dagoudane-Pikine, Cambérène et Guédiawaye (Figure 57). La Grande Niaye n'est pas encore atteinte par l'urbanisation galopante du fait des phénomènes d'inondations fréquents en saison des pluies, mais tend malgré tout à être lentement grignotée par les bords. A ceci s'ajoutent également les problèmes de rejets importants d'eaux usées non assainies et fortement nitrées [Collin & Salem, 1989].

D'un point de vue géologique et hydrogéologique, la presqu'île du Cap-Vert a été étudiée et cartographiée par Martin [1970]. La morphologie de la presqu'île est schématiquement caractérisée par deux horsts formant des dômes topographiques, la tête de la presqu'île à l'Ouest et le massif de Ndiass à l'Est, réunis par un graben correspondant en surface à une zone déprimée dunaire, de type tombolo (Figure 57). La tête de la presqu'île est caractérisée par la présence d'un manteau de produits d'émissions volcaniques issus de l'ancien volcan des Mamelles, préservé sur la corniche Sud-Ouest de Dakar. Ce manteau coiffe une puissante série sableuse et s'enneie vers l'Est sous les dunes, pour disparaître au col de la presqu'île. Au-delà, ne subsiste plus qu'une large zone dunaire, séparée de l'Océan au Nord par un cordon littoral continu.

Dans les dépressions inter-dunaires, les niayes, la nappe phréatique affleure, donnant naissance à une végétation luxuriante. En deçà du cordon littoral, quelques lacs jalonnent la côte, certains à eau douce, d'autres à eau saumâtre, salée ou sursalée. Dans le secteur de Rufisque, le substratum Tertiaire vient à l'affleurement. A l'Est de Kayar, la dépression du lac Tamna interrompt momentanément le massif dunaire qui se poursuit ensuite le long de la côte (Figure 57).



LEGENDE GEOLOGIQUE

Quaternaire		Dunes récentes		Vases et sables marins
		Dunes fixées		Produits volcaniques
Tertiaire		Lutétiens inf.		Marnes et marno-calcaire coquillier
		Marno-calcaire de Bargny		Argiles à phosphate de chaux calcaires
		Argiles papyracées - Marnes et marno-calcaires - Argiles silicifiées de l'Hôpital		Calcaires zoogènes
		Paléocène		(sables et grès)
Secondaire		Maastrichtien		

Figure 57 : Carte géologique et structurale simplifiée de la presqu'île du Cap-Vert, Sénégal (trait fin noir : contour géologique ; trait gros noir : faille) [modifié d'après Martin, 1970]. Délimitation du secteur d'étude (encadré inférieur gauche) avec implantation des profils géophysiques ERT (lignes rouges).

En surface, le massif sableux résulte de la juxtaposition de trois systèmes dunaires d'âges différents (Figure 58) : (1) le premier système, le plus important en puissance et extension, est le massif dunaire d'âge Ogolien qui, formé de dunes d'orientation SW-NE, est singularisé par la présence d'un système hydrographique, les niayes, résultant d'un réseau plus ancien actuellement colmaté, qui dans son ensemble vient mourir dans les lacs et lagunes côtiers ; (2) le second, qui est un cordon littoral, isole les lagunes de l'Océan par migration éolienne et repose sur le massif dunaire ogolien se limitant à une frange littorale de quelques centaines de mètres ; (3) le troisième enfin, accolé au second, subactuel et actuel, borde le littoral et se termine par une plage basse.

Les formations sableuses quaternaires, inchiriennes à actuelles, qu'elles soient d'origines marines ou continentales, se comportent du point de vue hydrogéologique comme un réservoir unique [Martin, 1970]. Sans parois latérales, il est en contact direct avec les eaux salées de l'Océan et son épaisseur, liée essentiellement à la morphologie de son substratum imperméable tertiaire, n'est pas constante. L'allure générale du substratum imperméable est celle d'un plan incliné vers le Nord-Ouest mais se complique dans le détail de cuvettes et de chenaux. Au col de la presqu'île, l'épaisseur des sables atteint environ 50 m et croît de l'amont vers l'aval atteignant 70 à 80 m à la verticale du littoral [Martin, 1970].

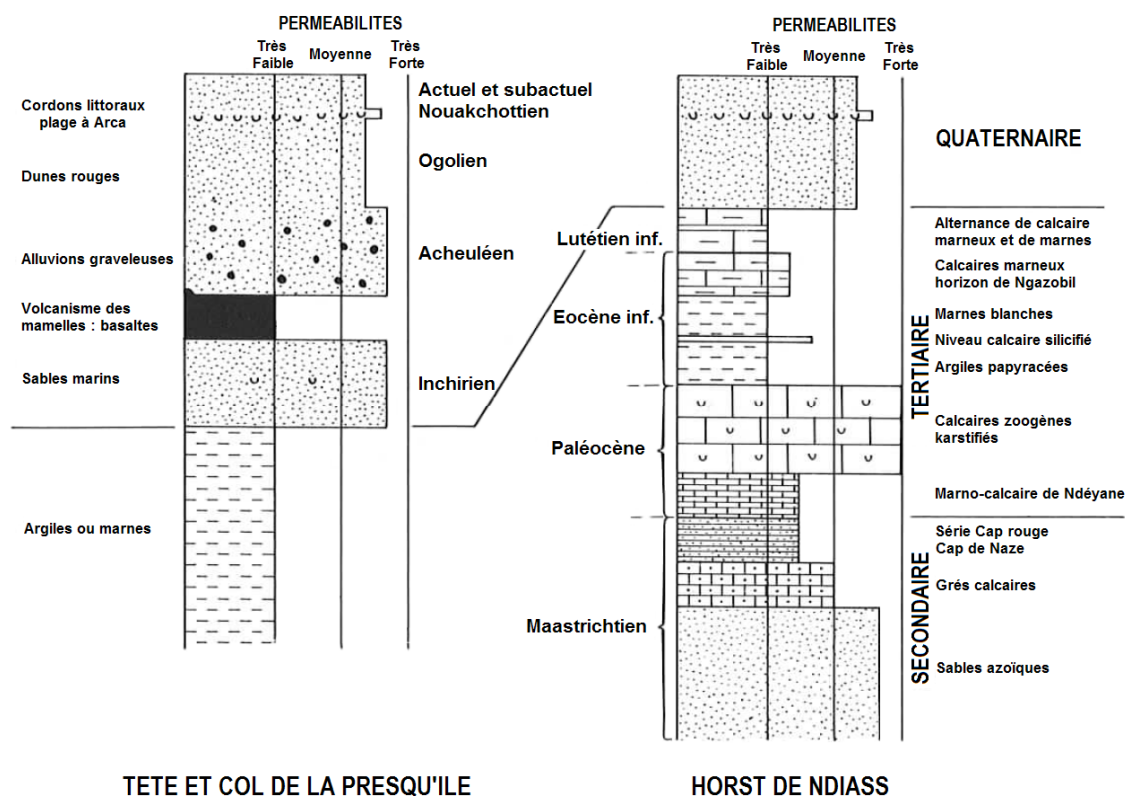


Figure 58 : Unités hydrostratigraphiques de la presqu'île du Cap-Vert avec indication de leurs perméabilités relatives [d'après Martin, 1970]. Sur le secteur étudié (le col de la presqu'île) est uniquement rencontrée la série Eocène-Quaternaire (log de gauche sur la figure), moins les niveaux volcaniques présents seulement sur la tête de la presqu'île.

Le cordon littoral de Cambérène, bien que peu étendu, recèle une nappe continue de Cambérène à Kayar. Cette nappe se confond avec celle du massif ogolien et présente un écoulement double vers l'Océan et vers la Grande Niaye de Pikine ou les lacs plus à l'Est (p.ex., le Lac Retba). Elle fonctionne comme un véritable barrage hydraulique naturel s'opposant à tout apport d'eau océanique de surface vers les lacs et dépressions [Martin, 1970].

La nappe continue cordon-Ogolien est cependant affectée d'intrusions salines dont les origines sont diverses. Selon Martin [1970], les lacs et lagunes saumâtres, salés ou sur-salés de la côte Nord (lacs Youi, M'Beubeuss, Retba, etc.) seraient le fait d'intrusions fossiles. Isolées de l'Océan par le barrage d'eau douce constitué par la nappe des cordons littoraux de Cambérène, elles seraient le reliquat entretenu par l'évaporation des biseaux salés qui existaient avant la mise en place des cordons (Figure 59). Au contraire, dans la dépression de Dagoudane-Pikine-Cambérène, l'écoulement est centripète et dû essentiellement au prélèvement des eaux souterraines par évaporation dans la Grande Niaye [Martin, 1970]. Historiquement, cette zone basse était envahie par la mer aux fortes marées. Isolée de la mer au Sud par le remblai du chemin de fer du Dakar-Niger, et au Nord par le cordon dunaire de Cambérène, elle fonctionne actuellement en machine évaporatoire où la nappe est sub-affleurante. Dans son ensemble relativement douce (200 mg/L de sel), la nappe est en équilibre de densité avec les eaux océaniques ou les eaux saumâtres de la niaye et se superpose à un biseau salé [Martin, 1970]. Elle est alimentée par les eaux de pluie, la plus grande partie étant reprise par l'évaporation. En saison sèche, l'abaissement du plan d'eau est le seul fait de l'évaporation, alors qu'en saison des pluies, la fraction de celles-ci non reprise par évaporation s'infiltré, et s'il y a excédent provoque une remontée de la nappe.

8.3. Prospection géophysique ERT

Dans le cadre du projet sénégal-européen PASMI de mise à jour de la cartographie géoscientifique du Sénégal, une prospection géophysique ERT a été mise en œuvre sur la presqu'île du Cap-Vert dans le secteur de Pikine. Du fait de l'urbanisation très importante, les investigations n'ont pas pu permettre la réalisation d'un profil continu du littoral Sud vers le Nord (Figure 57). Néanmoins, quatre profils en ligne ont été levés, dont deux sur les dunes ogoliennes fixées du littoral Sud, un long transect dans la Grande Niaye près du Golf et un profil sur le cordon récent de Cambérène jusqu'à l'océan, totalisant une longueur cumulée de 3 465 m.

L'acquisition a été réalisée avec le dispositif Wenner-Schlumberger pour un espacement inter-électrode de 5 m. Les conditions de contacts galvaniques entre les électrodes et le terrain étaient de très bonne qualité dans les dépressions de la niaye du fait de sols plus argileux, favorisant la rétention d'eau, qui plus est salée. Dans les sables ogoliens, l'injection du courant était déjà plus difficile, mais facilement réalisée avec l'ajout d'un peu d'eau salée. Par contre, dans le cordon récent de Cambérène, d'importantes quantités d'eau de mer ont dû être ajoutées pour permettre l'injection du courant, qui resta difficile à réaliser et aboutit à des mesures parfois très bruitées. La modélisation des données de résistivités apparentes a été effectuée par RES2DINV avec application de la contrainte L_1 -normée qui permet la restitution d'interfaces nettes et d'ensembles homogènes.

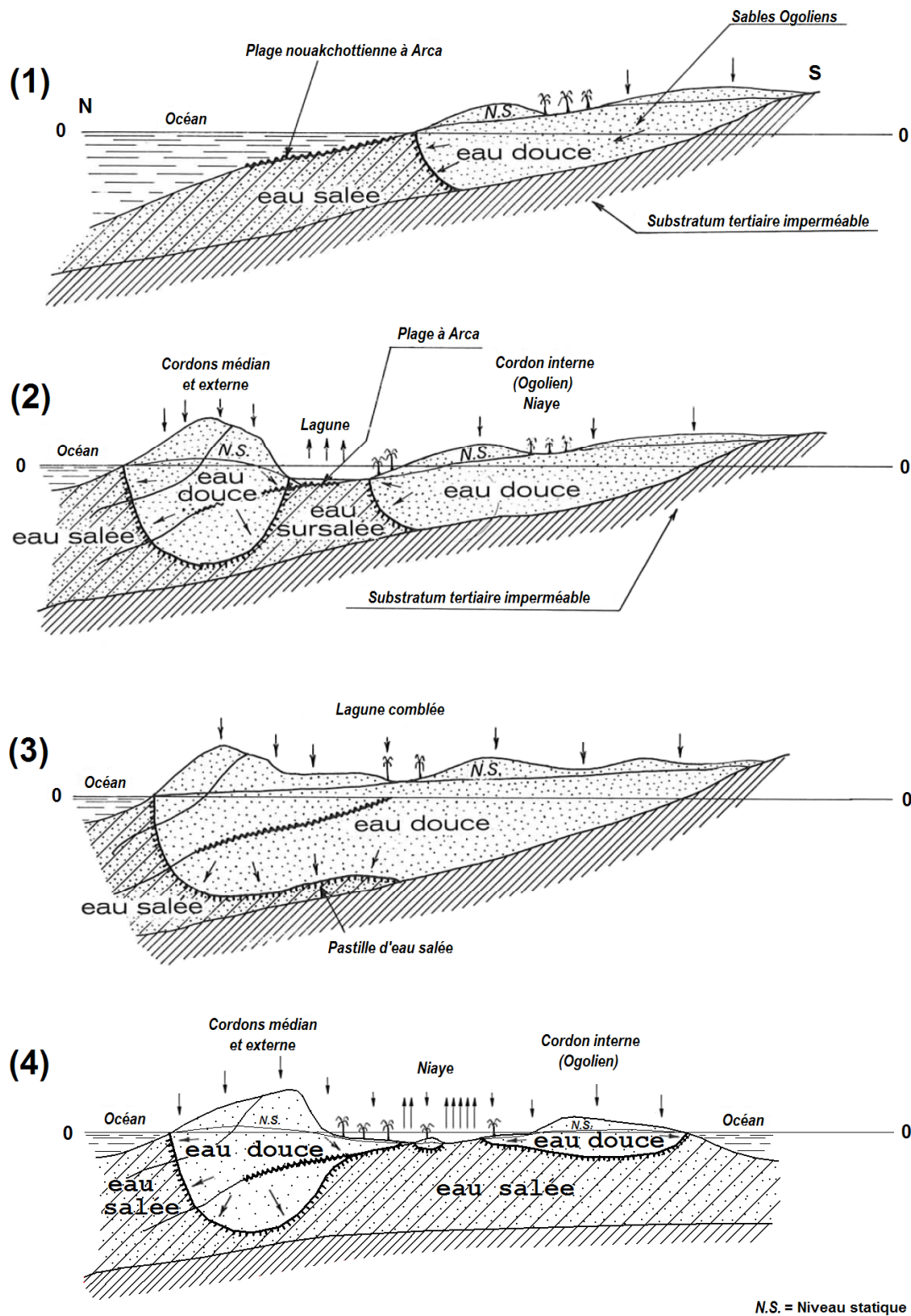


Figure 59 : Evolution géologique et hydrogéologique quaternaire du système aquifère côtier des sables de la presqu'île du Cap-Vert : (1) position du biseau salé au Nouakchottien ; (2) et (3) position des biseaux salés après édification des cordons littoraux post-nouakchottiens (état actuel) avec (2) cas de lagune intérieure (p. ex. le Lac Retba) et (3) cas de lagune comblée par irrigation du cordon littoral [d'après *Martin*, 1970]. Le cas (4) représente la grande niaye de Pikine avec inondation et affleurement de la nappe en période des pluies, et intrusion marine centrale.

Les résistivités vraies obtenues montrent la juxtaposition de trois ensembles contrastés (Figure 60) : (1) un ensemble très conducteur, de résistivités inférieures à 4 ohm.m, qui apparaît sur les trois profils Sud et correspond à l'aquifère saturé d'eau salée ; (2) un ensemble moyennement conducteur, de résistivités comprises entre 4 et 30 ohm.m, visible en surface de ces mêmes profils, au niveau des dômes topographiques et traduisant les lentilles d'eau douce à saumâtre, c'est-à-dire la zone de transition, d'extensions restreintes ; et (3) un ensemble très résistant, de résistivités supérieures à 30 ohm.m, s'observant sur le profil de la dune de Cambéréne au Nord et correspondant à la lentille d'eau douce du cordon dunaire (résistivités inférieures à 60 ohm.m) sous la zone non saturée des sables (résistivités supérieures à 60 ohm.m).

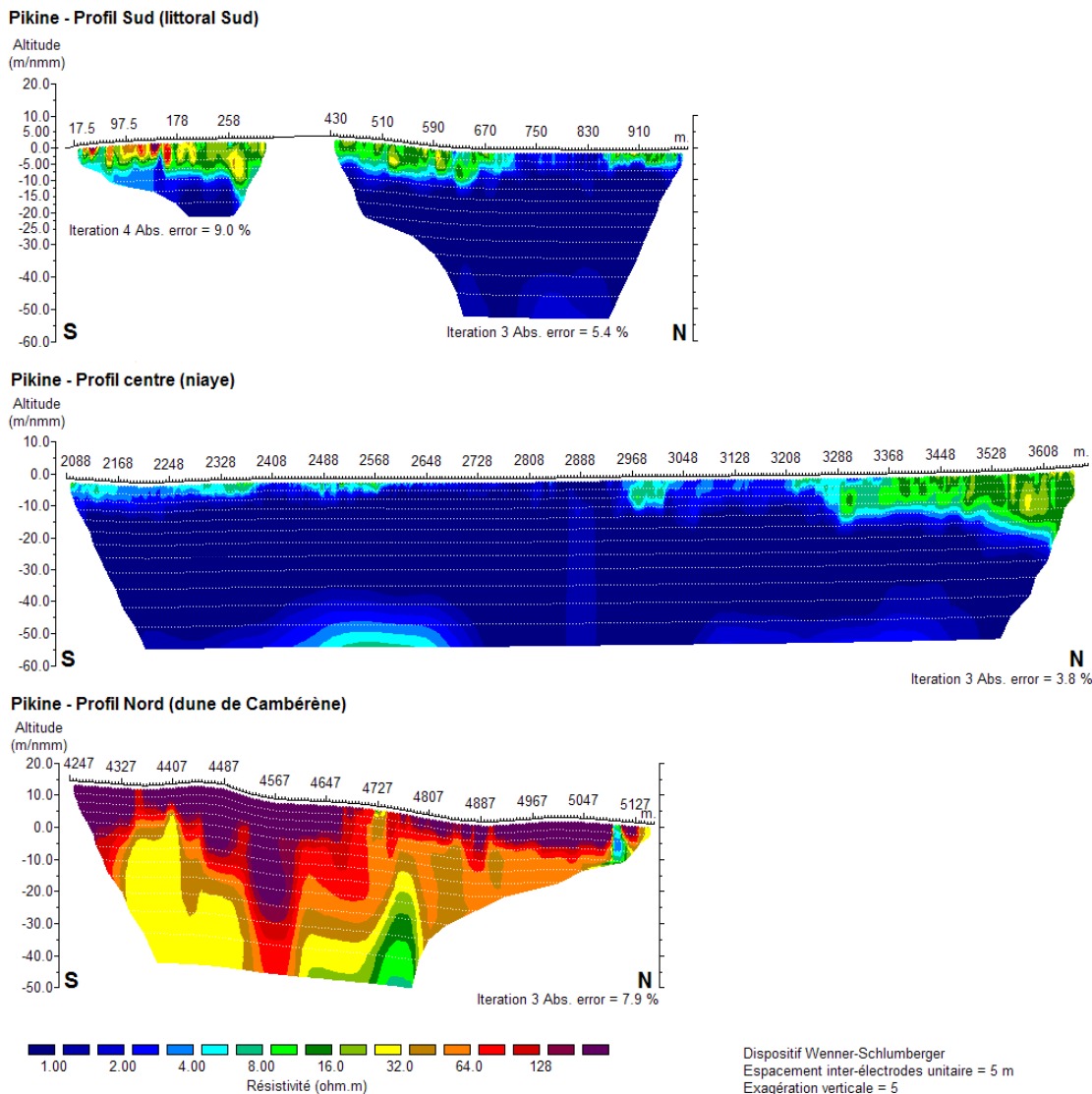


Figure 60 : Sections de résistivités obtenues pour les profils réalisés sur l'isthme de Pikine (cf. Figure 57) ; inversion réalisée avec application de la contrainte L_1 -normée (inversion robuste) ; topographie exagérée 5 fois.

Par ailleurs, à la base du profil central réalisé dans la niaye, des niveaux plus résistants (de 4 à 8 ohm.m) apparaissent sous la masse d'eau salée, aux profondeurs correspondant à celles du mur imperméable de l'aquifère cartographié par *Martin* [1970]. La détection de ces horizons plus résistants confirme la profondeur de la base de l'aquifère des sables. Egalement, un gradient de résistivité décroissant est visible dans le coin inférieur Nord de la section de la dune de Cambéréne, traduisant très vraisemblablement la présence de la zone de transition eau douce - eau salée.

L'interprétation combinée des profils permet d'extrapoler la géométrie de ces ensembles (Figure 60), en particulier (1) le contact entre l'aquifère et son substratum, conforme aux descriptions de *Martin* [1970] et (2) l'interface entre la nappe douce / saumâtre et la nappe d'eau salée. Pour cette interface, les modèles géo-électriques soulignent la discontinuité des lentilles dans les zones basses des sables ogoliens, dans la partie Sud de l'isthme, qui ne se développent qu'au niveau des dômes topographiques, c'est-à-dire dans les zones où la nappe est suffisamment profonde pour que la recharge domine la reprise évapotranspiratoire. Au contraire, dans les zones basses, la nappe sub-affleurante est totalement salinisée du fait d'une évapotranspiration largement prépondérante. Dans le cordon sableux Nord, une lentille de taille significative semble être présente, conformément aux observations de *Martin* [1970], révélée par ses résistivités importantes. Le développement de cette lentille est permis par l'altitude élevée de la dune impliquant une profondeur importante de la nappe (c'est-à-dire une épaisseur importante de la zone non saturée) et donc une recharge élevée permise par une évapotranspiration faible. La décharge de cette lentille d'eau douce est identifiable par la présence d'un biseau au pied de l'escarpement dunaire, dans la partie Nord du profil central réalisé dans la niaye.

8.4. Modélisation des écoulements densitaires

Pour valider l'interprétation des résultats géophysiques et quantifier le renouvellement des lentilles douces/saumâtres, en particulier les phénomènes évaporatoires, un modèle d'écoulement densitaire a été appliqué à l'aide du code SUTRA v 2.1 [*Voss & Provost*, 2008]. Le modèle a été structuré en 2D vertical, conformément à la géométrie de l'aquifère décrite par *Martin* [1970], c'est-à-dire une profondeur du mur Eocène à -50 m/nmm avec plongement à hauteur du littoral Nord jusqu'à -70 m/nmm, et considérant une entité aquifère unique et homogène pour l'ensemble des sables quaternaires [*Martin*, 1970].

Les conductivités hydrauliques horizontales de l'aquifère sableux sont assez homogènes, de l'ordre de 10^{-5} à 10^{-4} m/s [*Debuissou*, 1965, *Henry*, 1972, *Ricolvi et al.*, 2003, *Lenclud*, 2005], et les conductivités verticales environ 100 fois plus faibles [*Lenclud*, 2005]. La porosité efficace affiche une valeur d'environ 20 % pour une porosité totale de 35 % [*Moussu & Debuissou*, 1966, *Debuissou*, 1966, 1970, *Martin*, 1970, *Faye et al.*, 2001, *Ricolvi et al.*, 2003, *Lenclud*, 2005]. Par ailleurs, *Faye et al.* [2001] rapportent pour l'aquifère infrabasaltique des dispersivités longitudinale de 120 m et transversale de 0.6 m, isotropes. Les paramètres retenus figurent dans le Tableau 5.

Tableau 5 : Valeurs des paramètres hydrogéologiques des sables quaternaires appliqués au modèle.

Paramètres hydrogéologiques	Valeurs
Conductivité hydraulique horizontale (m/s)	1.10^{-4}
Perméabilité horizontale (m^2)	$1,6.10^{-11}$
Conductivité hydraulique verticale (m/s)	1.10^{-6}
Perméabilité verticale (m^2)	$1,6.10^{-13}$
Dispersivité longitudinale (m)	20
Dispersivité transversale (m)	0.1
Porosité efficace (%)	20

En termes de conditions aux limites, *Martin* [1970] estime le seuil de réalimentation par les pluies de l'aquifère des sables à 250 mm. La pluie normale étant en moyenne de 500 mm [*Ricolvi et al.*, 2003], une lame d'eau de 250 mm resterait disponible pour l'infiltration. Plus particulièrement, *Martin* [1970], *Vallet* [1972] et *Ricolvi et al.* [2003] évaluent la recharge de l'aquifère comme comprise entre 200 mm/an dans les secteurs non urbanisés et 450 mm/an dans les secteurs urbanisés de Pikine. Ces auteurs justifient cette dernière valeur très élevée par les retours importants à la nappe en l'absence de réseau de collecte d'eaux usées. En saison des pluies, il s'évaporerait directement 300 mm quelle que soit la hauteur pluviositaire [*Martin*, 1970]. Dans les niayes, la reprise évapotranspiratoire atteindrait au maximum la valeur de l'ETP, c'est-à-dire de 1 850 mm/an [*Vallet*, 1972, *Ricolvi et al.*, 2003], alors que les plans d'eau libre où la nappe affleure montreraient une évaporation directe de 2 000 mm/an [*Dasylyva*, 2001]. Enfin, l'océan correspond à une condition de pression constante, avec une concentration TDS de l'eau de mer de 35,7 g/L [*Voss & Provost*, 2002]. Les valeurs caractéristiques appliquées au modèle, en régime permanent moyen, figurent dans le Tableau 6.

Tableau 6 : Valeurs des conditions aux limites de l'aquifère appliquées au modèle.

Conditions aux limites	Valeurs
Salinité de l'eau de mer (g/L)	35,7
Recharge moyenne (mm/an)	0 - 450
Salinité de l'eau de recharge (g/L)	200
Reprise évapotranspiratoire moyenne (mm/an)	0 - 1850

Dans le secteur modélisé de Pikine, on considère pour la modélisation une recharge annuelle moyenne de 450 mm/an tel que rapporté par *Ricolvi et al.* [2003]. Cette valeur de recharge, correspondant à la somme entre recharge naturelle et rejets d'eaux usées, s'affranchit de l'évaporation directe et correspond donc à l'eau potentiellement infiltrable. Ces 450 mm/an pourraient en effet s'infiltrer dans les secteurs où l'infiltration est rapide et où la reprise évapotranspiratoire est nulle, comme par exemple dans les hautes dunes non végétalisées. Il s'agit donc d'une valeur maximale de recharge. Toutefois, une reprise évapotranspiratoire intervient dans les dunes basses et/ou végétalisées, quand la zone non saturée est peu épaisse (nappe sub-affleurante). Cette reprise diminue la recharge, jusqu'à l'annuler voire la dépasser avec un maximum atteignant annuellement 1850 mm à 2000 mm quand la nappe affleure [*Vallet*, 1972, *Dasylyva*, 2001]. Ces deux dernières valeurs correspondent donc respectivement à une

recharge nette de -1400 à -1550 mm/an. *Ricolvi et al.* [2003] fournissent des valeurs de reprise évapotranspiratoire en fonction de la profondeur de la nappe par rapport au niveau du sol (origine des données non précisée). Ces valeurs diminuent de 900 mm/an, pour une nappe située à 25 cm de profondeur, à 1 mm pour un niveau statique situé à -7 m/sol. A partir de ces données, il est possible de déterminer par régression la valeur de l'inverse de reprise évapotranspiratoire pour une profondeur de nappe donnée (Figure 61).

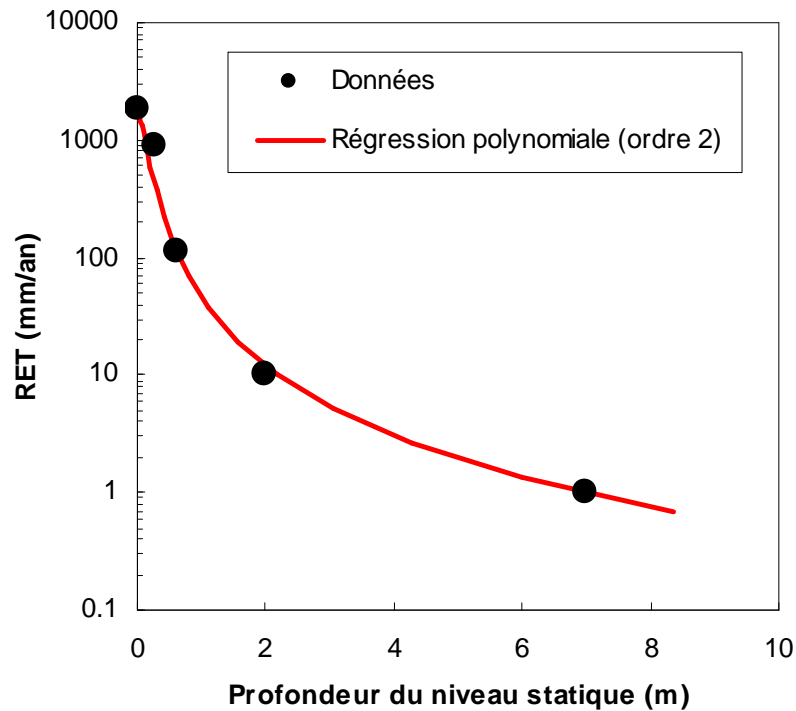


Figure 61 : Diminution de la reprise évapotranspiratoire avec la profondeur de la nappe. Les points noirs correspondent aux données tirées de *Vallet* [1972], *Dasylya* [2001] et *Ricolvi et al.* [2003] et la courbe rouge représente la régression polynomiale appliquée sur ces points (RET=reprise évapotranspiratoire en mm/an).

Une régression de type polynomiale d'ordre 2 ajuste assez précisément les points avec un coefficient de régression de 99,99 %. Ainsi la reprise évapotranspiratoire *RET* (en mm/an) peut être exprimée :

$$RET = \frac{1}{0.02018564\Delta z^2 + 0.00148047\Delta z + 0.00054054} \quad (50)$$

$$\text{avec } \Delta z = z_{sol} - z_{nappe} \quad (51)$$

z_{sol} correspond à l'altitude du sol et z_{nappe} est l'altitude de la nappe c'est-à-dire la hauteur piézométrique (en m/nmm). La borne supérieure de l'évapotranspiration, fixée à

1 850 mm/an, implique que cette valeur maximale est atteinte à l’affleurement de la nappe, c’est-à-dire $\Delta z = 0$ m. La recharge nette RN s’exprime par la différence entre recharge maximale R_{max} et reprise évapotranspiratoire :

$$RN = R_{max} - RET \quad (52)$$

Ainsi, la reprise évapotranspiratoire compenserait la recharge, bornée à 450 mm/an, pour une profondeur de nappe de 25,4 cm, annulant ainsi la recharge nette. Pour une profondeur supérieure à 25,4 cm, la recharge dépasserait la reprise évapotranspiratoire.

Ce modèle d’évapotranspiration est appliqué au modèle 2D d’écoulement densitaire. Après chaque pas de temps du modèle, la piézométrie simulée est extraite du modèle et la reprise évapotranspiratoire, puis la recharge nette sont calculées. Cette recharge nette est alors appliquée au modèle pour le pas de temps suivant. Connaissant la salinité de l’eau extraite, un flux de sel entrant correspondant au volume d’eau évapotranspiré est appliqué en surface de nappe, considérant que la totalité du sel résiduel reste en solution. Un régime stabilisé est obtenu initialement par itérations successives de calcul de la recharge nette (eau et sel) sur des petits pas de temps, de l’ordre de quelques minutes. Pour l’obtention d’un régime stabilisé moyen à long terme dans le calcul des pressions et des concentrations de la nappe, les pas de temps sont rallongés à quelques heures.

Sur le long terme (régime moyen stabilisé), la recharge nette montre d’importantes variations spatiales du Sud au Nord (Figure 62) ; elle est positive sous les cordons dunaires Sud et Nord et atteint la recharge maximale de 450 mm/an, là où la profondeur de nappe est maximale, en particulier sous le cordon de Cambérène (Nord) ; elle est minimale dans la vaste zone en dépression centrale, se traduisant par une absence de recharge liée à une importante reprise évapotranspiratoire qui peut atteindre 1850 mm/an (soit une recharge nette de $450 - 1850 = -1400$ mm/an) dans les secteurs les plus bas où la nappe est salée et sub-affleurante, c’est-à-dire dans les niayes. Dans ces zones basses, la sursaturation en sel liée à l’évaporation de l’eau est importante (Figure 62), atteignant en moyenne $1,5 \text{ mg sel/m}^2/\text{s}$, soit environ 53 g/j/m^2 , c’est-à-dire près de 20 kg de sel par an et par mètre carré de terrain. Si la totalité de ce sel était précipitée, elle constituerait chaque année une croûte saline d’une épaisseur de presque 1 cm. Dans ce travail, on considère que tout ce sel est remis en solution dans la nappe par lessivage.

En régime moyen stabilisé, la piézométrie calculée montre deux dômes coïncidant avec les cordons littoraux Nord et Sud, séparés par une dépression piézométrique centrale (Figure 62). Ce profil est conforme aux descriptions de *Martin* [1970] et *Lenclud* [2005]. Sous le cordon Sud, la piézométrie est faible (au maximum 20 cm/nmm) alors que sous le massif dunaire de Cambérène au Nord, elle atteint 1,3 m/nmm. Dans la niaye évaporatoire, la dépression piézométrique affiche au minimum 2,7 m sous le niveau marin moyen. Du fait des variations spatiales importantes de la recharge nette dues à la topographie variable (Figure 62), la piézométrie dans la niaye montre une succession de dômes et creux correspondant respectivement aux zones hautes et zones basses.

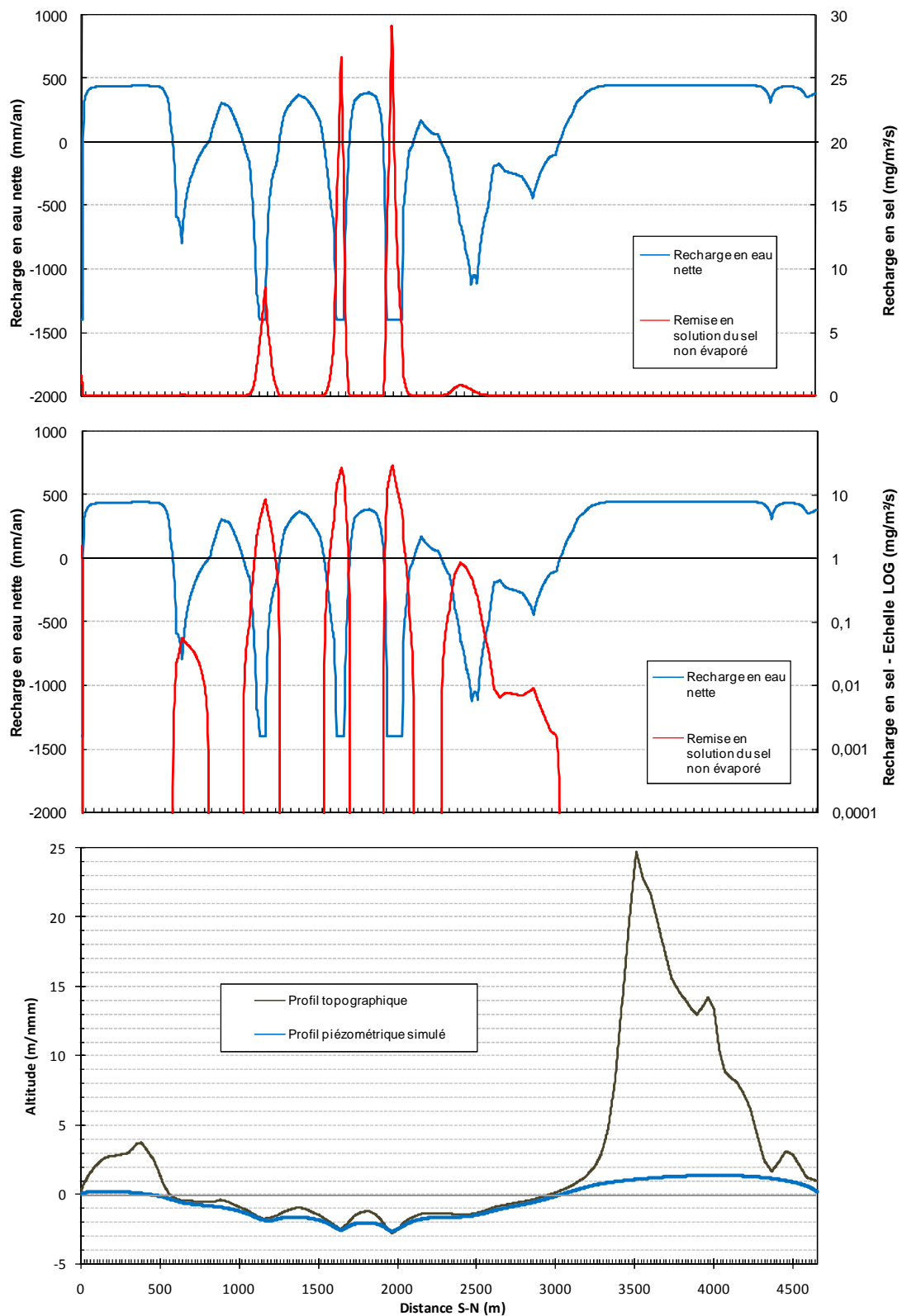


Figure 62 : Évolution Sud-Nord de la topographie, du flux de recharge nette, du flux de sel remis en solution (en échelle arithmétique et logarithmique) et de la piézométrie simulée.

8.5. Validation croisée des modèles géo-électrique et hydrogéologique

8.5.1. Relation hydro-pétrophysique

La relation hydro-pétrophysique est établie entre les résistivités du modèle géo-électrique et les salinités du modèle hydrogéologique grâce à la combinaison des lois d'Archie [Archie, 1942], et des relations de Hem [1985] et de Arps [1953] (cf. l'équation combinée (44), section 5.4.2). L'utilisation de la loi d'Archie est justifiée par la teneur négligeable en particules argileuses des sables de Pikine. La porosité est prise à 30 %, soit comprise entre la porosité efficace de 20 % et la porosité totale de 35 %, considérant que tout le milieu poreux ne participe pas à la propagation du courant électrique. Le coefficient de cimentation m est fixé à 1.45 d'après les mesures de Friedman & Robinson [2002] sur un sable quartzueux typique. La température de la nappe est constante et fixée à 30 °C [Lenclud, 2005].

8.5.2. Comparaison modèle géo-électrique – modèle hydrogéologique

Les résultats du modèle géo-électrique et ceux du modèle hydrogéologique sont cohérents entre eux (Figure 63). Leur comparaison fait apparaître dans la distribution des salinités d'importantes similitudes, mais également des différences. De manière générale, le modèle d'écoulement densitaire (Figure 63, section du bas) reproduit des lentilles d'eau douce (de salinité inférieure à 800 mg/L) et saumâtre (de salinité comprise entre 0,8 et 5 g/L) dont la distribution et la morphologie sont assez semblables aux zones résistantes mises en évidence sur les profils géo-électriques (Figure 63, section du haut). Toutefois, elles montrent dans le détail des différences significatives avec les profils géophysiques ERT.

S'intéressant au modèle d'écoulement densitaire (Figure 63, section du bas), la recharge importante permet le développement de lentilles sur les littoraux Nord et Sud de la presqu'île. Au Sud, sous la dune, d'extension plus limitée, la lentille est moins développée qu'au Nord, atteignant une épaisseur maximale de 15-20 m (10 m sur les profils ERT). Sa forme aplatie, bien restituée par les deux modèles, géo-électrique et hydrogéologique, traduit l'effet de l'anisotropie des conductivités hydrauliques des sables aquifères ($K_h / K_v = 100$) ainsi que celui de l'écoulement important en direction de la dépression centrale évaporatoire. Au Nord, sous le cordon de Cambérène, la lentille est beaucoup plus développée atteignant 40 m d'épaisseur conformément à l'interprétation du profil ERT. Ces dimensions sont permises par une recharge élevée, sur une plus large distance, et une reprise évapotranspiratoire quasi-nulle, toutes deux liées à l'épaisseur importante de la zone non saturée. Sa forme semble plus aplatie que ce que montrent les interprétations géophysiques, ce qui traduirait l'application, dans le modèle, d'une anisotropie trop importante pour les conductivités hydrauliques des sables du cordon dunaire récent. Comme pour le cordon Sud, la lentille Nord montre un écoulement important en direction de la niaye évaporatoire, ce qui se traduit par une extension (déplacement) de la lentille vers le Sud, ici encore beaucoup plus important que ce que montre le profil ERT réalisé dans la niaye (le profil central).

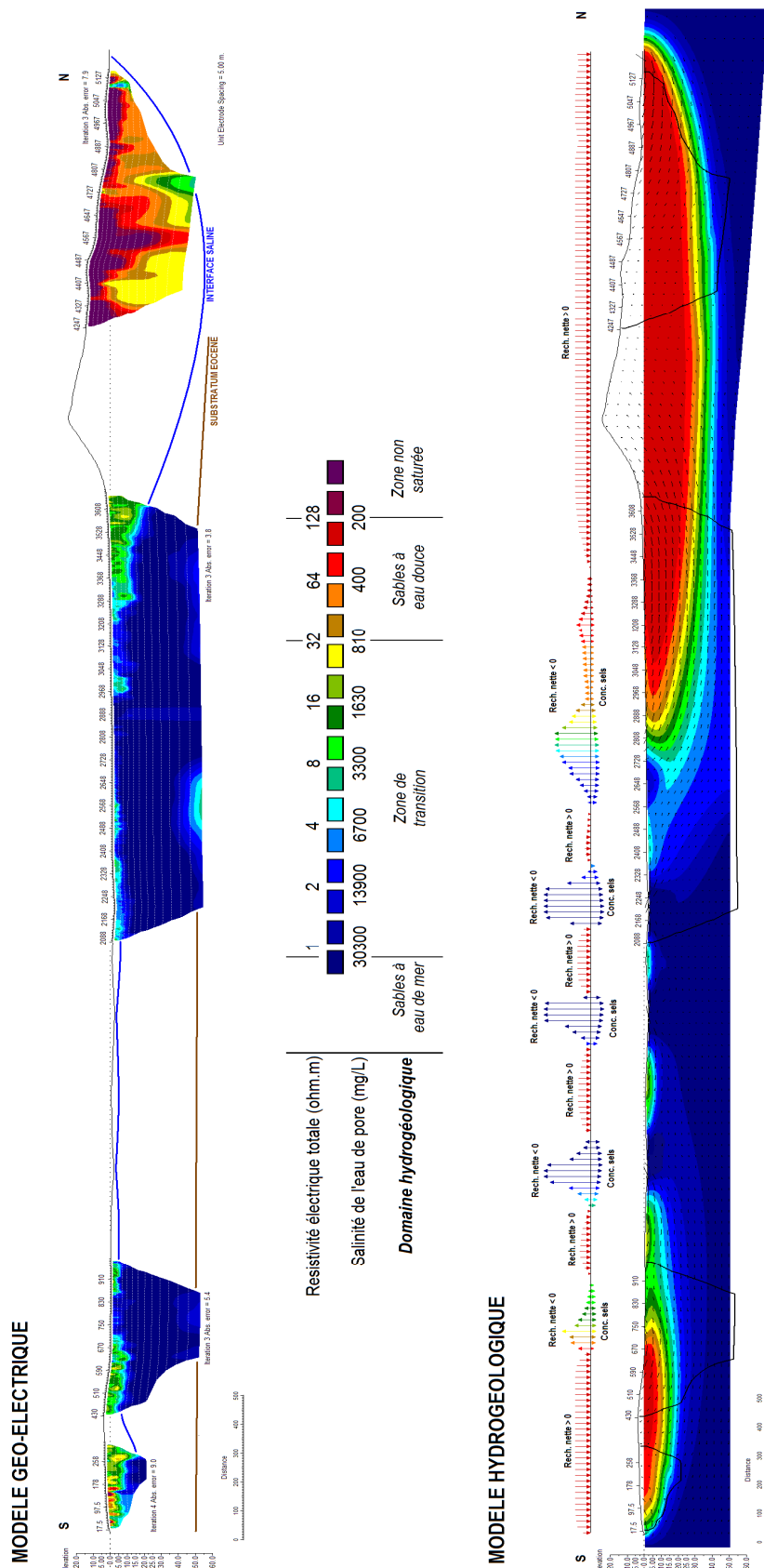


Figure 63 : Comparaison des sections ERT inversées (section du haut) et des résultats du modèle d'écoulement densitaire 2D (section du bas) ; exagération verticale 5x.

Dans la dépression centrale de la niaye la reprise évapotranspiratoire domine très largement la recharge, impliquant un développement très limité des lentilles douces/saumâtres et une très large prédominance de l'eau salée. Cette eau salée a une double origine : d'une part le mouvement intrusif de l'eau de mer en provenance de l'océan au Nord et au Sud, circulant dans les niveaux inférieurs de l'aquifère (sous les lentilles des cordons littoraux), et dont les forts prélèvements évapotranspiratoires dans la niaye constituent l'élément moteur ; d'autre part l'enrichissement en sel des niveaux superficiels de nappe du fait de l'évaporation (remise du sel en solution de l'eau d'évaporée), puis le mélange et la descente gravitaire de l'eau salée à sur-salée. Dans les secteurs les moins déprimés de la niaye, telles les petites buttes, l'existence d'une faible recharge permet le développement de petites lentilles saumâtres, conformément aux résultats de la géophysique.

8.5.3. Discussion

Les principales différences observées dans la restitution de la structure et les dimensions des lentilles, dans l'ensemble plus développées d'après les résultats des simulations hydrogéologiques que géo-électriques, peuvent s'expliquer par des imprécisions à la fois dans l'interprétation des sections ERT, dans le paramétrage du modèle hydrogéologique et dans la définition du modèle hydro-pétrephysique. Ces imprécisions concernent essentiellement : (1) la non prise en compte des différentes signatures géo-électriques possibles entre les différents niveaux lithologiques du système dunaire ; (2) de leur incidence sur les paramètres de calibration de la loi d'Archie (porosité et facteurs de cimentation) ; (3) l'obliquité du profil ERT réalisé dans la niaye, qui a parfois été levé parallèlement aux étendues d'eau salée ; (4) comme pour l'interprétation ERT, l'absence de distinction dans le modèle hydrogéologique entre les différents prismes dunaires se succédant, qui implique des paramètres hydrogéologiques différents (perméabilités, dispersivités longitudinales et transversales, porosités efficaces et leur caractéristiques anisotropiques respectives) ; (5) une surestimation à la fois de la recharge maximale dans les secteurs dunaires moins urbanisés et de la reprise évapotranspiratoire maximale dans les secteurs d'affleurement de nappe ; et (5) le régime de simulation du modèle d'écoulement densitaire, qui ne tient pas compte du caractère transitoire des conditions aux limites, en particulier la recharge et l'évapo(transpi)ration, alors que les investigations géophysiques ont été réalisées en fin de saison sèche.

Concernant les différences lithologiques à l'intérieur du système dunaire, les données géologiques [Martin, 1970] montrent une superposition de plusieurs prismes dunaires, dont les signatures géo-électriques (et hydrogéologiques) peuvent différer. Le système Inchirien-Acheuléen-Ogolien représente le corps de l'aquifère quaternaire imagé par les profils ERT Sud et centre, alors que le Nouakchottien constitue l'essentiel du cordon dunaire de Cambérène, et les dunes actuelles le cordon littoral le plus au Nord (Figure 58), tous deux imagés par le profil ERT Nord. Leurs différences lithologiques peuvent expliquer, dans une certaine mesure, des résistivités dans l'ensemble plus faibles pour les sables de l'Inchirien-Acheuléen-Ogolien que pour les sables nouakchottiens et actuels. En particulier, les premiers sont plus consolidés et plus grossiers à leur base (Inchirien-Acheuléen) [Martin, 1972], impliquant des paramètres d'Archie (porosité et facteur de cimentation) plus élevés dans le modèle pétrephysique.

Ainsi, les mêmes variations de salinité de la nappe pourraient être décalées vers des résistivités plus faibles pour les profils Sud et centre et plus élevées pour le profil Nord, ce qui expliquerait la taille plus petite des lentilles imagées par ERT dans l’Inchirien-Acheuléen-Ogolien par rapport aux simulations hydrogéologiques.

Egalement, cette non prise en compte des paramètres hydrogéologiques propres à ces ensembles peut être responsable de différences dans la morphologie et la taille des lentilles simulées par le modèle d’écoulement densitaire. Le caractère plus grossier de l’Inchirien-Ogolien implique des conductivités hydrauliques et des porosités efficaces plus élevées que pour le système Nouakchottien-actuel du cordon Nord, et donc une invasion plus importante par l’eau salée en provenance de l’océan. Ceci peut expliquer l’exagération des dimensions des lentilles dans l’Inchirien-Acheuléen-Ogolien par rapport aux résultats géophysiques. L’anisotropie des conductivités hydrauliques de 1/100 appliquée aux sables meubles du cordon Nord est également et vraisemblablement moins importante. La valeur appliquée expliquerait la sous-estimation de la taille de la lentille Nord simulée par le modèle d’écoulement par rapport aux résultats géophysiques, mais également une exagération de la décharge d’eau douce du cordon de Cambérène dans la niaye.

Remarquons par ailleurs que le profil central dans la niaye a localement été levé de façon parallèle aux bassins d’eau salée/saumâtre du golf. Ces étendues d’eau salée conductrice peuvent être responsables d’une sous-estimation de l’épaisseur des lentilles restituées par le modèle géo-électrique, en particulier la lentille située au pied de l’escarpement dunaire de Cambérène simulé comme beaucoup plus importante par le modèle d’écoulement.

Egalement, les valeurs de recharge et de reprise évaporatoire maximales appliquées au modèle hydrogéologiques sont celles issues de données de littérature se rapportant à la région de Pikine. Ainsi la valeur des retours d’eau à la nappe en secteurs fortement urbanisés [Ricolvi *et al.*, 2003], qui s’ajoutent à une recharge moyenne de la nappe de 200 mm/an, est peut-être surestimée pour le secteur modélisé qui ne correspond pas forcément aux zones les plus urbanisées de la presqu’île. Cette recharge sur-estimée aurait tendance à exagérer l’épaisseur des lentilles. De la même manière, la valeur maximale de la reprise évapotranspiratoire de 1 850 mm/an [Vallet, 1972] est peut être surestimée. L’application d’une telle valeur implique un écoulement important des lentilles des cordons littoraux alors qu’une valeur plus faible tendrait à diminuer l’extension de leur intrusion dans la niaye, conformément aux résultats de la géophysique.

Précisons enfin que le levé géophysique ERT a été réalisé en fin de saison sèche, au mois de juin, c’est-à-dire en fin de période de recharge minimale. Au contraire, le modèle hydrogéologique considère un régime de recharge moyen sur l’année, ce qui peut encore expliquer l’exagération des lentilles du modèle hydrogéologique par rapport aux résultats géophysiques. La prise en compte des variations saisonnières de la recharge, et en conséquence de l’évapotranspiration, pourrait permettre de restituer plus adéquatement la structure des lentilles dans la niaye. De même, de telles fluctuations accentueraient la dispersion du sel au sein de la zone de transition eau douce – eau salée, ce qui aurait pour effet d’augmenter son épaisseur et de diminuer les salinités des

lentilles saumâtres et de la base des lentilles douces, telle celle du cordon Nord, intrusive dans la partie Nord de la niaye.

Ainsi, la comparaison entre les résultats du modèle d'inversion géo-électrique et du modèle hydrogéologique révèle assez précisément les facteurs à (re)considérer et à préciser, tant géophysiques qu'hydrogéologiques afin de permettre la validation croisée des deux modèles. Une telle validation impliquerait en particulier, dans la poursuite du travail, la prise en considération des changements lithologiques dans les modèles à la fois géophysique, pétrophysique et hydrogéologique, ainsi que les variations saisonnières des conditions aux limites et leur calibration dans le modèle d'écoulements densitaires. Finalement, la reconstitution d'un modèle géo-électrique direct à partir du modèle d'écoulement densitaire et la comparaison qualitative entre son effet calculé avec les mesures effectuées sur le terrain permettraient d'asseoir définitivement cette double validation.

Discussion générale et conclusion

La modélisation hydrogéologique est un outil d'une grande pertinence pour la gestion des ressources en eau souterraine. Toutefois, la validation des modèles mathématiques d'écoulement et de transport nécessite des données d'observation d'autant plus précises que le contexte hydrogéologique est complexe. Ces données permettent d'assurer le calage et la représentativité des modèles, ce qui permet ensuite d'utiliser ces derniers comme outils de gestion et de prédiction de l'évolution de la ressource. Généralement, les résultats des modèles d'écoulement et de transport sont calés et validés avec les mesures ponctuelles de piézométrie et d'hydrochimie réalisées en forage. Dans le contexte des aquifères côtiers, la relation entre l'eau douce et l'eau salée d'origine marine est soumise à des phénomènes gravitaires instables produisant des structures de mélange 3D complexes. A cause de cela, les seules données de forages sont souvent insuffisantes pour le calage des modèles. L'objectif de notre travail a été de proposer une méthode de calage et de validation des modèles d'écoulement densitaire en aquifères côtiers complémentaire à l'utilisation des mesures en forage.

La méthode géophysique de tomographie de résistivité électrique (ERT) constitue une technique d'acquisition de terrain non destructive permettant une caractérisation 2D ou 3D de la distribution des résistivités du sous-sol. Du fait des forts contrastes de résistivité électrique existant entre l'eau douce et l'eau salée saturant le milieu poreux, les structures complexes difficiles à caractériser tels les cônes de remontée saline sous les forages pompés, les lentilles d'eau douce / saumâtre en milieu insulaire ou les lentilles côtières en milieu aride fortement évaporatoire constituent des cibles idéales pour la méthode ERT. A l'aide de modèles hydro-pétrophysiques, ces résistivités peuvent être traduites en salinité de la nappe permettant l'interprétation de la morphologie de l'interface saline, et constituant ainsi des jeux de données d'une grande pertinence pour le calage des modèles.

Alors que les nombreux développements numériques et informatiques actuels et récents permettent la réalisation de modèles hydrogéologiques de plus en plus complexes avec une précision et une résolution de plus en plus poussée, il paraît indispensable d'améliorer les méthodes de caractérisation du milieu afin que les modèles puissent être adéquatement appliqués et validés. L'approche de caractérisation hydrogéologique à l'aide d'outils géophysiques a connu un grand développement dans les dix dernières années, proposant même sous le terme d'"hydrogéophysique" la création d'un nouveau champ disciplinaire. Bien que l'hydrogéophysique soit de plus en plus appliquée pour la caractérisation de l'écoulement et du transport en zone saturée ou non saturée, peu de travaux ont cependant tenté de lier ses résultats avec la mise en œuvre des modèles numériques et en particulier de croiser les résultats des modèles géophysiques avec ceux des modèles hydrogéologiques. Pourtant, une telle approche croisée permet d'améliorer et de valider à la fois l'interprétation des résultats des modélisations et celle des données géophysiques, dont la modélisation est soumise, comme pour les modèles hydrogéologiques, à des problèmes de représentativité. Le travail de modélisation et de validation croisée développé dans cette thèse constitue une approche nouvelle et originale pour la compréhension et la maîtrise des écoulements densitaires dans les aquifères côtiers.

Afin de proposer une méthode fiable de validation croisée, un certain nombre de défis se posaient, en particulier : (1) quelle méthode d'investigation est la mieux adaptée à la cible recherchée (la distribution des salinités dans le milieu poreux), présente la meilleure résolution 2D/3D et est facile à mettre en œuvre sur le terrain pour la recherche de structures à une échelle d'intérêt hydrogéologique, c'est-à-dire régionale ? (2) comment contourner le problème de non unicité des modèles géophysiques d'inversion ? (3) comment traduire fidèlement les résultats géophysiques en données hydrogéologiques, c'est-à-dire les résistivités en salinités ? Rappelons que la prospection géophysique électrique est appliquée en hydrogéologie depuis plus de 50 ans et a largement démontré son applicabilité à la fois pour la caractérisation des aquifères et des biseaux salés. Le développement plus récent des techniques d'acquisition multi-électrodes 2D/3D (techniques d'imagerie électrique) permet d'améliorer très significativement cette caractérisation par prise en compte des variations 2D ou 3D des résistivités, ce que ne permettaient pas les anciens outils 1D de sondage et de trainé électrique. Leur mise en œuvre sur le terrain est relativement aisée, en particulier la réalisation de profils pluri-kilométriques sur des profondeurs pluri-décamétriques, et adaptées à la reconnaissance des nappes superficielles (constituant le plus souvent les réservoirs d'intérêt hydrogéologique pour des fins agricoles, industrielles ou d'alimentation des populations). La modélisation inverse des données d'acquisition 2D/3D est un outil d'interprétation rapide et performant mais dont la validation nécessite néanmoins des données d'observation. Enfin, la traduction des résistivités électriques en salinités de l'eau de pore est permise par l'existence de différents modèles pétrophysiques et physico-chimiques associés à de nombreuses données de littérature pour des contextes géologiques variés.

Ainsi, des investigations ERT ont été mises en œuvre dans trois contextes hydrogéologiques et climatiques côtiers différents : (1) les aquifères gréseux de l'archipel des Îles-de-la-Madeleine (Québec, Canada) soumis à d'importants prélèvements par pompage, sous climat tempéré froid ; (2) un aquifère micro-insulaire corallien contrôlé par la recharge et l'évaporation dans le lagon de Nouméa, sous climat tropical humide (îlot M'Ba, Nouvelle-Calédonie) ; et (3) un système aquifère salin côtier contrôlé par les phénomènes intenses d'évaporation et sursaturation dans la presqu'île de Dakar, sous climat aride à saison des pluies courte et intense (Presqu'île du Cap-Vert, Sénégal). Les acquisitions ERT, totalisant pour les trois sites une longueur cumulée de panneaux électriques de 42,5 km, ont utilisé un système ABEM Lund et ont été réalisées le long de transects perpendiculaires aux structures géologiques et au trait de côte afin de minimiser les effets 3D. Les interprétations des résistivités apparentes ont été réalisées grâce au logiciel d'inversion RES2DINV. Les modèles d'écoulement densitaire correspondants ont été appliqués intégrant les limites hydrogéologiques naturelles, en 2D ou 3D suivant les structures recherchées, à l'aide du code de simulation SUTRA. La traduction des résistivités électriques en salinité, et réciproquement, a été réalisée par l'établissement d'une relation intégrant les lois empiriques d'Archie [1942], de Hem [1985] et de Arps [1953] et des données hydrochimiques de terrain. Complémentairement, des simulations géo-électriques directes ont été réalisées directement à partir des résultats des modèles d'écoulements densitaires, à l'aide du logiciel RED2DMOD, pour comparaison avec les données de résistivité apparentes mesurées sur le terrain.

L'application de l'ERT a permis de mettre en évidence les variations de résistivité du sol en relation avec (1) la structure géologique des réservoirs aquifères (limites imperméables, substratum imperméable, recouvrement, etc.), (2) la distribution des salinités au sein de l'aquifère (zone de transition eau douce – eau salée, cônes de remontée saline) et dans certains cas (3) la migration cyclique de contaminants salins au sein de la nappe (dérive des panaches de sels déglaçants, des cônes de remontée). Les données structurales sur les limites aquifères ainsi que celles, interprétées comme traçages, provenant des dérives des panaches de sel ont été directement intégrées pour la construction physique et le paramétrage des modèles d'écoulement densitaire. Les simulations hydrogéologiques ont ensuite permis de retrouver les traits principaux et caractéristiques de la distribution des résistivités du modèle d'inversion géo-électrique reliées à la salinité de l'eau souterraine. La reproduction des dérives de sels déglaçants ou des cônes de remontées a été plus difficile à obtenir du fait d'une finesse de maillage ainsi qu'une discrétisation temporelle des modèles insuffisantes pour cette échelle. Enfin, au Québec pour un cas typique d'une double remontée conique, la distribution des résistivités apparentes mesurées a pu être assez précisément reproduite par modélisation géo-électrique directe à partir des résultats du modèle hydrogéologique, validant ainsi de manière quantitative, à la fois le modèle d'écoulement densitaire et le modèle d'inversion géo-électrique.

Les modèles ainsi validés ont permis d'apporter des éléments de connaissance nouveaux sur les sites d'application. Au Canada, sur un contexte typique d'aquifère côtier intensément exploité, la validation croisée, à la fois d'ordre qualitative et quantitative, a permis la mise en œuvre d'un modèle hydrogéologique puis son application à la gestion des prélèvements par les captages d'alimentation en eau potable. En particulier, les débits maximaux de pompage et la distribution spatiale optimale des puits ont pu être déterminés. Sur l'îlot corallien M'Ba (lagon de Nouméa, Nouvelle-Calédonie), le croisement qualitatif des modèles géo-électrique et hydrogéologique a permis de quantifier les variations spatiales de la recharge contrôlant le développement de la lentille eau douce / eau saumâtre. En particulier, un lien important a été établi entre l'évapotranspiration et à la fois la densité de couverture végétale et la topographie. Ce contexte hydrogéologique est caractéristique des micro-systèmes insulaires de la région inter-tropicale. Enfin, sur le cordon dunaire de Pikine (presqu'île du Cap-Vert, Sénégal), la validation croisée, appliquée qualitativement, a permis d'évaluer les phénomènes importants de reprise évapotranspiratoire et les intrusions salines associées, représentatifs de nombreux systèmes salins des zones arides et semi-arides du globe.

En termes méthodologiques, une procédure de validation à la fois des modèles hydrogéologiques et géo-électriques a été développée. Elle consiste chronologiquement à (1) mettre en œuvre les investigations ERT, par application du dispositif d'acquisition approprié, puis inverser des données de résistivités apparentes acquises, (2) interpréter les résistivités inversées en termes de structure géologique du réservoir aquifère et de distribution de l'eau douce et de l'eau salée, (3) développer un modèle d'écoulement densitaire sur la base des données d'investigations hydrogéologiques classiques (données de forages, essai de pompage, essai de traçage, piézométrie, hydrochimie) mais également des données issues des interprétations géophysiques (limites aquifères, porosités cinématiques évaluées par l'analyse de la dérive des panaches de sels), (4) simuler la piézométrie et la distribution des salinités au sein de la nappe, (5) comparer-

valider qualitativement les salinités simulées par le modèle d'écoulement densitaire avec les résistivités simulées par le modèle géo-électrique d'inversion, (6) établir une relation hydro-pétrophysique entre les résistivités du milieu géologique et les salinités de l'eau de pore, (7) simuler la réponse géophysique des résistivités dérivées du modèle d'écoulement densitaire par modélisation géo-électrique directe, et (8) comparer-valider quantitativement les résistivités apparentes calculées avec celles mesurées sur le terrain. Cette deuxième comparaison permet la validation définitive des modèles à la fois hydrogéologiques et géo-électriques. Elle s'affranchit du problème de non-unicité de la solution inhérente au modèle d'inversion géo-électrique, en particulier grâce à la prise en compte d'un volume de terrain suffisant pour rendre compte des mesures électriques observées, alors que les modèles d'inversion sont étroitement contraints aux dimensions de la fenêtre d'investigation, c'est-à-dire la pseudo-section.

Par ailleurs, une analyse de sensibilité conduite sur la méthodologie de validation croisée proposée et appliquée aux remontées salines des Îles-de-la-Madeline a permis de mettre en évidence (1) les dispositifs d'acquisition les plus appropriés pour l'imagerie de l'interface saline, en particulier le Wenner-Schlumberger et le Dipole-Dipole. Egalement, elle a révélé l'importance de la prise en compte (2) de la topographie dans les modèles géo-électriques, ainsi que (3) des hétérogénéités de surface. Elle a montré (4) que l'acquisition 3D de données ERT n'était pas nécessaire dès lors que le profil 2D est judicieusement implanté en regard des structures hydrogéologiques, et centré sur les intrusions salines. La prise en compte de la structure 3D ne permet dans ce cas que de préciser très légèrement la profondeur des cônes de remontée. Enfin, il est apparu que (5) les modèles hydro-pétrophysiques conditionnent très fortement la qualité des comparaisons. Les paramètres de ces modèles doivent être correctement choisis à partir de cas lithologiques similaires et la teneur en argile du matériel aquifère doit être caractérisée et, si importante, prise en compte dans les modèles. Ce paramètre conditionne fortement les mesures de résistivité dans les zones aquifères peu salinisées.

Le succès obtenu dans l'application de la méthode sur les trois contextes étudiés (Canada, Nouvelle-Calédonie, Sénégal) présage de sa pertinence et de sa transposabilité pour les différents environnements côtiers existant à travers le monde, et pour des contextes climatiques et géologiques variés. Les modèles géo-électriques, hydro-pétrophysiques et d'écoulement densitaire semblent ainsi transposables à tous types d'environnements côtiers. Toutefois, en région aride, de même qu'en milieu froid, les conditions respectivement de sécheresse et de gel régnant en surface du sol peuvent sérieusement compromettre l'acquisition ERT et détériorer fortement les mesures géo-électriques. Il est alors recommandé de favoriser les investigations en saison respectivement humide et de dégel, ainsi que dans les zones topographiques basses du fait de la présence de sols plus développés et plus argileux garantissant un meilleur contact. Rappelons par ailleurs, tel que rapporté dans la littérature s'intéressant à la géophysique électrique, que la présence de matériaux argileux au sein de l'aquifère peut cependant poser potentiellement de nombreux problèmes, à la fois dans l'interprétation des modèles géo-électriques (confusion entre argile et aquifère à eau salée) et dans l'application des modèles pétrophysiques. Il est alors recommandé d'identifier et caractériser précisément ces faciès argileux et de privilégier les aquifères à large dominante clastique.

Dans les contextes autres que les systèmes côtiers ou salins et sur des problématiques différentes, cette méthodologie pourrait également être appliquée pour (1) la réalisation et l'interprétation de traçages au sel (ou tout autre composé électriquement conducteur ou résistant) et (2) la caractérisation et la modélisation hydrogéologique des phénomènes de gel/dégel dans les aquifères des régions froides, avec les problèmes géotechniques associés. Le premier point a été abordé dans ce travail. Il a été confirmé (cf. section 6.3.7), tel que montré dans la littérature spécialisée (cf. section 5.2), que l'ERT est applicable pour le suivi d'essais de traçage. L'avantage de la méthode ERT par rapport aux traditionnels suivis en forages est la prise en compte d'un volume aquifère plus important et donc l'évaluation de paramètres hydrocinématiques plus représentatifs et intégrateurs de son hétérogénéité. Au contraire, le deuxième point fait l'objet de développements scientifiques nouveaux et très récents et encore peu publiés. En effet, les modèles d'écoulements densitaires sont capables de simuler, outre les effets gravitaires liées à la concentration en soluté (p.ex. le sel), ceux liés au transport de chaleur au sein du milieu poreux, saturé ou non. Une adaptation du code SUTRA, SUTRA-ICE [voir *McKenzie et al.*, 2007], a été récemment élaborée afin de prendre en compte à la fois le transport thermique et les phénomènes associés de gel/dégel de l'eau de pore, modifiant la perméabilité, la porosité et la saturation du milieu poreux. Si l'on contourne les problèmes de contact galvaniques dans les sols gelés, étant donné la pertinence de la méthode ERT pour l'imagerie des masses glacées enfouies (pergélisol) et de leur changement de phase [voir *Hauck*, 2002, *Hauck & Kneisel*, 2006] ou de la fonte des neiges et son implication dans l'hétérogénéité de la recharge des nappes [voir *French et al.*, 2002, *French & Binley*, 2004, *French et al.*, 2006], l'application de la méthode de validation croisée semble facilement transposable à ce type de contexte, et plus généralement aux problèmes de ressources en eau et de déstabilisation des terrains liés au réchauffement climatique dans les régions nordiques (Canada, Scandinavie ou Russie) ou d'altitude (Alpes, Himalaya, Andes, etc.).

Dans tous ces contextes, et plus particulièrement les aquifères côtiers et les systèmes salins, la mise en œuvre de la méthodologie proposée peut permettre d'améliorer les connaissances de tels milieux, de manière quantitative. Ceci peut intéresser spécifiquement la recherche scientifique tant publique que privée (experts, universitaires, chercheurs, R&D) de même que le milieu de l'ingénierie (experts, consultants, bureaux d'étude), dans les domaines aussi variés que l'hydrogéologie pure, l'environnement, le génie civil, l'aménagement du territoire, les ressources minérales, ou l'écologie. Les connaissances fiables qu'elle peut apporter sur le fonctionnement, l'évolution et la vulnérabilité des ressources en eau sont particulièrement importantes pour les gestionnaires de la ressource, c'est-à-dire les collectivités locales, territoriales ou régionales (communes, départements, régions, agences de l'eau) ou les fermiers de l'eau (syndicats des eaux).

Les deux outils que sont la tomographie électrique (acquisition et modélisation des données) et la modélisation hydrogéologique sont à l'heure actuelle facilement opérationnels et rapidement exécutables lorsque convenablement conçus (implantation des profils ERT, dispositifs d'acquisition ERT, maillage et géométrie des modèles, etc.). Afin de compléter la méthodologie et augmenter sa portée, plusieurs points doivent cependant être approfondis. Ils concernent :

(1) l'amélioration des contacts galvaniques entre les électrodes et le sol pour permettre des acquisitions ERT de bonne qualité dans le plus large éventail de milieux et de conditions de surface ;

(2) la réalisation d'acquisitions ERT mesurées à plusieurs périodes dans le temps (*time-lapse ERT*) pour un même profil, ce qui permettrait d'améliorer le calage en régime transitoire des modèles hydrogéologiques ;

(3) la réalisation d'acquisitions ERT de surface et forages croisés (*cross-hole ERT*), ce qui augmenterait significativement la résolution des résultats de l'inversion en profondeur, en particulier dans le cas d'imagerie des remontées coniques provoquées par pompage ;

(4) la réalisation d'acquisition ERT en 3D (par couverture de surface) et son inversion 3D, ce qui permettrait, dès le début d'application de la méthodologie, d'améliorer la comparaison qualitative entre le modèle d'inversion géo-électrique et le modèle d'écoulement densitaire et ce, par prise en compte des structures 3D ; cependant, les acquisitions ERT 3D sont encore à l'heure actuelle difficiles à mettre en œuvre sur le terrain à des échelles d'investigations hydrogéologiques régionales (c'est-à-dire hectométriques à pluri-kilométriques) ce qui s'ajoute au fait que les modèles d'inversion 3D restent lourds en terme de consommation processeur ;

(5) le développement de modèles hydro-pétrophysiques suffisamment complets pour rendre compte des propriétés pertinentes du milieu et suffisamment simples pour que ces propriétés, en particulier les propriétés des argiles, puissent être facilement déterminées sur le terrain ou identifiées dans la littérature pour des cas similaires ;

(6) l'application de modèles d'écoulement densitaire en régime transitoire "complet", c'est-à-dire avec la prise en compte de conditions aux limites transitoires à pas de temps optimisé, tel que les marées, la recharge et les prélèvements en forage, ce qui permettrait d'améliorer la comparaison avec les résultats géophysiques réalisés pour une saison et un régime hydrologique donnés ;

(7) la quantification des phénomènes de dispersion numérique relative des modèles géo-électriques et hydrogéologiques : a) si elles sont comparables, ceci signifie que les dispersivités dans le modèle hydrogéologique peuvent être précisément calibrées ; ou b) si elles sont très différentes, l'épaisseur de la zone de transition eau douce – eau salée ne peut pas être précisément interprétée avec cette méthode.

Rappelons par ailleurs que la méthode ERT n'est pas la seule technique géophysique renseignant sur les propriétés électriques du sous-sol, en particulier les contrastes de résistivité entre l'eau douce et l'eau salée. Les méthodes électromagnétiques EM sont également pertinentes pour cette caractérisation (cf. section 2.4.3), renseignant directement sur les conductivités électriques. Les méthodes EM présentent l'avantage que le signal géophysique n'est pas atténué par la présence de niveaux très conducteurs tel que les couches argileuses, ce qui est pertinent pour l'étude des nappes captives sous forte épaisseur d'argile. Egalement, à la différence des méthodes électriques, un contact avec le sol n'est pas nécessaire rendant possible les investigations dans les milieux très résistants en surface (sec ou gelés). Toutefois, les méthodes EM ne fournissent qu'un résultat 1D (sondage) aboutissant à l'interprétation de couches aux limites franches. Ainsi dans le contexte des nappes côtières, elles ne seraient pertinentes que pour les aquifères de grandes dimensions, où la zone de transition eau douce – eau salée peut être assimilée à une interface franche. Pour l'étude d'aquifères de petites dimensions (p. ex. les nappes insulaires) ou de zones de transition

montrant une importante dispersion (p. ex. les cas d'invasion marine), ou encore de structures 2D ou 3D marquées (p. ex. les cônes de remontées salines), son utilité reste limitée.

Finalement, l'automatisation de la transformation hydro-pétrophysique et son couplage avec un modèle géo-électrique direct, intégrés à l'intérieur même des codes de simulation hydrogéologique (p. ex. sous la forme d'un module additionnel), pourraient dans le futur augmenter grandement la rapidité et l'efficacité de la comparaison quantitative entre les mesures géo-électriques et les résultats du modèle d'écoulement densitaire (c'est-à-dire les variables, ou données molles : *soft data*). L'incorporation (assimilation) de ces étapes dans les codes de calcul 2D ou 3D permettrait de prendre en compte plus facilement les variations spatiales de faciès pétrophysiques, fortement corrélés avec les faciès hydrogéologiques, en particulier les propriétés électriques des particules argileuses (c'est-à-dire les paramètres du modèle, ou données dures : *hard data*). Cette intégration constituerait un outil de calage des modèles qui compléterait efficacement les outils intégrés, traditionnellement utilisés à partir de données d'observation ponctuelles : la piézométrie et l'hydrochimie en forage. Cette approche d'incorporation-automatisation s'intègre aux recherches actuelles portant sur la fusion/assimilation des données dans les modèles couplés [voir p. ex. *Porter et al.*, 2000, *Drecourt et al.*, 2004, *Christakos*, 2005, *Dassargues*, 2006], dont le caractère et la portée sont hautement pluridisciplinaires [*McLaughlin et al.*, 2005].

Lorsque correctement conceptualisés, paramétrés et calés, les modèles d'écoulement densitaire deviennent alors des outils d'évaluation, de gestion et de protection des ressources en eau douce d'une grande importance face à l'exploitation et le développement anthropiques croissants des régions côtières et aux changements climatiques inéluctables qui les affectent.

Bibliographie

- Abdul Nassir, S.S., Loke, M.H., Lee, C.Y. & Nawawi, M.N.M. (2000), Salt-water intrusion mapping by geoelectrical imaging surveys, *Geophysical Prospecting*, 48(4), 647–661.
- Adepelumi, A.A., Ako, B.D., Ajayi, T.R., Afolabi, O. & Omotoso, E.J. (2008), Delineation of saltwater intrusion into the freshwater aquifer of Lekki Peninsula, Lagos, Nigeria, *Environmental Geology*, doi: 10.1007/s00254-008-1194-3.
- Albouy, Y., Andrieux, P., Rakotondrasoana, G., Ritz, M., Descloitres, M., Join, J.L. & Rasolomanana, E. (2001), Mapping coastal aquifers by joint inversion of DC and TEM soundings, three case histories, *Ground Water*, 39, 87–97.
- Ricolvi, M., Diop, A., Yade, O. & Béon, O. (2003), Projet à long terme : Etude d'impact de l'arrêt des forages de Thiaroye sur les zones basses, Modélisation de la nappe, Phase A, Groupement ANTEA-SENAGROSOL, Rapport A27499/C, 77 p.
- Antonsson, A., Engesgaard, P., Kemna, A. & Nguyen, F. (2006a), A synthetic study on constraining a 2D density dependent saltwater intrusion model using time-lapse electrical resistivity data, 1st SWIM-SWICA Joint Saltwater Intrusion Conference, UNESCO-IHP, Cagliari, Italy, 24-29 Sept.
- Antonsson, A., Nguyen, F., Engesgaard, P. & Kemna, A. (2006b), Constraining a 2D density-dependent saltwater intrusion model using electrical imaging data, Proc. 16th International Conference on Computational Methods in Water Resources, Copenhagen, 16-22 June.
- Aracil, E. (2001), Caracterización de la cuña de intrusión marina mediante tomografía eléctrica, Un ejemplo en la playa de El Gorguel (Murcia), *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, 24, 671–678.
- Aracil, E., Maruri, U., Vallés, J., Porres, J.A., Espinoza, A.B., Ibáñez S. & Martínez, P. (2004), Electrical tomography applied to the sea water intrusion study and modelling, 18th SWIM, Cartagena, Spain, 31 May-3 June 2004.
- Archie, G. E. (1942), The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.*, 146, 54–62.
- Arps, J.J. (1953), The effect of temperature on the density and electrical resistivity of sodium chloride solutions, *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.*, 198, 327–330.
- Ataie-Ashtiani, B. & Aghayi, M.M. (2006), A note on benchmarking of numerical models for density dependent flow in porous media, *Advances in Water Resources*, 29(12), 1918–1923.
- Ayers, J.F. & Vacher, H.L. (1986), Hydrogeology of an atoll island: A conceptual model from detailed study of a Micronesian example, *Ground Water*, 24(2), 185–198.
- Badon-Ghijben, W. (1889), Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij Amsterdam, Tijdschrift het koninklijk, Instituut voor Ingenieurs, Den Haag, 8–22.
- Bakker, M., Oude Essink, G.H.P. & Langevin, C.D. (2004), The rotating movement of three immiscible fluids, a benchmark problem, *Journal of Hydrology*, 287, 270–278.
- Barker, R. (1981), The offset system of electrical resistivity sounding and its use with a multicore cable, *Geophysical Prospecting*, 29, 128–143.
- Barker, R.D. (1996), The application of electrical tomography in groundwater contamination studies, EAGE 58th Conference and Technical Exhibition Extended Abstracts, P082.
- Batayneh, A.T. (2006), Use of electrical resistivity methods for detecting subsurface fresh and saline water and delineating their interfacial configuration: a case study of the eastern Dead Sea coastal aquifers, Jordan, *Hydrogeology Journal*, 14, 1277–1283.

- Bates, C.R. & Robinson, R. (2000), Geophysical surveys for groundwater modelling of coastal golf courses, EAGE 62nd Conference and Technical Exhibition, Glasgow, Scotland, 29 May-2 June.
- Bauer, P., Held, R., Zimmermann, A., Kinzelbach, A. & Linn, F. (2006), Coupled flow and salinity transport modelling in semi-arid environments: The Shashe River Valley, Botswana, *Journal of Hydrology*, 316, 163–183.
- Bauer, P., Thabeng, G., Stauffer, F. & Kinzelbach, W. (2004), Estimation of the evapotranspiration rate from diurnal groundwater level fluctuations in the Okavango Delta, Botswana, *Journal of Hydrology*, 288(3–4), 344–355.
- Bear, J. (1972), *Dynamics of fluids in Porous Media*, American Elsevier Publishing Company, Inc., New York, 764 p.
- Bear, J. (1979), *Hydraulics of groundwater*, McGraw-Hill, New York, 567 p.
- Bear, J. (2004), Management of a Coastal Aquifer, Editorial, *Ground Water*, 42(3).
- Bear, J., Cheng, A., Sorek, S., Herrera, I. & Ouazar, D. (Eds), (1999), *Seawater intrusion in coastal aquifers: concept, methods and practices*, Kluwer Academic Publishers, 625 p.
- Beinhorn, M., Dietrich, P. & Kolditz, O. (2005), 3-D numerical evaluation of density effects on tracer tests, *Journal of Contaminant Hydrology*, 81, 89–105.
- Bergström, G. (1913), Försök med elektrisk malmletning, Sveriges Geologiska Undersöknings, *Arsbok Stockholm*, 7(6), 1–10.
- Bevc, D. & Morrison, H.F. (1991), Borehole-to-surface electrical resistivity monitoring of a salt water injection experiment, *Geophysics*, 56(6), 769–777.
- Bhattacharya, A.K., Basak, S., Maity, P., Paira, L.K., Sarkar, S. & Maji, S.C. (2004), Hydrogeology of the Bay of Bengal coast of India with special emphasis on saline water intrusion, *The Electronic Journal of Geotechnical Engineering*, 9, Bundle F.
- Binley, A. & Kemna, A. (2005), DC resistivity and induced polarization methods, in *Hydrogeophysics*, Rubin Y. & Hubbard S.S. (Eds.), 523 p., Springer, Dordrecht, ISBN: 1-4020-3101-7.
- Binley, A., Cassiani, G., Middleton, R. & Winship, P. (2002), Vadose zone flow model parameterisation using cross-hole radar & resistivity imaging, *Journal of Hydrology*, 267, 147–151.
- Binley, A., Henry-Poulter, S. & Shaw, B. (1996), Examination of solute transport in an undisturbed soil column using electrical resistance tomography, *Water Resources Research*, 32, 763–769.
- Bobba, G.A. (1998), Application of a numerical model to predict freshwater depth in islands due to climate change: Agatti Island, India, *Journal of Environmental Hydrology*, 6(10), 1–13.
- Boufadel, M.C., Suidan, M.T. & Venosa, A.D. (1999), A numerical model for density-and-viscosity-dependent flows in two-dimensional variably saturated porous media, *Journal of Contaminant Hydrology*, 37, 1–20.
- Brisebois, D. (1981), Lithostratigraphie des strates permo-carbonifères de l'archipel des Îles-de-la-Madeleine, Ministère de l'énergie et des ressources, Direction générale des énergies conventionnelles, Service de l'exploration, DPV-796.
- Buddemeier, R.W. & Oberdorfer, J.A. (1986), Internal hydrology and geochemistry of coral reefs and atoll islands: Key to diagenetic variations, in *Reef Diagenesis*, Schroeder, J.H. & Purser, B.H. (Eds), Springer-Verlag, Heidelberg, 91–111.

- Buddemeier, R.W. & Oberdorfer, J.A. (1988), Hydrogeology and hydrodynamics of coral reef pore waters, Proc. 6th International Coral Reef Symposium, James Cook University, Townsville, Queensland, Australia, 8-12 August.
- Buddemeier, R.W. (1981), The geohydrology of Enewetak Atoll islands and reefs, Proc. 4th International Coral Reef Symposium, Marine Sciences Center, University of Manila, Manila, 18-22 May.
- Bugg, F. & Lloyd, J.W. (1976), A study of fresh water lens configuration in the Cayman Islands using resistivity methods, *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 9(4), 291–302.
- Burke, L., Kura, Y., Kassem, K., Revenga, C., Spalding, M. & McAllister, D. (Eds.) (2001), *Pilot Analysis of Global Ecosystems: Coastal Ecosystems*, World Resources Institute, Washington, DC, 93 p., ISBN: 1-56973-458-5.
- Carpenter, C., Stubbs, J. & Overmars, M. (Eds) (2002), Proceedings of the Pacific Regional Consultation on Water in Small Island Countries, Sigatoka, Fiji Islands, 29 July-3 August 2002, Suva, Fiji, Asian Development Bank and South Pacific Applied Geoscience Commission.
- Casas, A., Himi, M., Tapias, J.M., Ranieri, G. & Mota, R. (2004), Mapping saltwater intrusion in coastal aquifers by electrical imaging using different arrays: a comparative study, 18th SWIM, Cartagena, Spain, 31 May-3 June 2004.
- Cassiani, G, Bruno, V., Villa, A., Fusi, N. & Binley, A. (2005), A saline trace test monitored via time-lapse surface electrical resistivity tomography, *Journal of Applied Geophysics*, 59(3), 244–259.
- Castellaro, C. (1999), Reconstitutions paléoclimatiques et paléoenvironnementales à l'Holocène et au Pléistocène terminal en Nouvelle-Calédonie et aux Seychelles (région indo-pacifique) : l'enregistrement par les coraux, Thèse, Université de Provence, Marseille, France.
- Chapellier, D. (2001), Prospection électrique de surface, Cours online de géophysique, Université de Lausanne, Institut Français du Pétrole, 102 p.
- Cheng, A.H.D. & Ouazar, D. (1999), Analytical solutions, in *Seawater intrusion in coastal aquifers*, Bear, J., Cheng, A.H.D., Sorek, S., Ouazar, D. & Herrera, I., (Eds.), Kluwer Publishers, Dordrecht, 163–191.
- Cheng, A.H.D. & Ouazar, D. (Eds) (2003), *Coastal aquifer management: monitoring, modeling & case studies*, Lewis Publishers, 280 p., ISBN: 1-56670-605-X.
- Choudhury, K., Saha, D.K. & Chakraborty, P. (2001), Geophysical study for saline water intrusion in a coastal alluvial terrain, *Journal of Applied Geophysics*, 46, 189–200.
- Chouteau, M. & Giroux, B. (2006), Géophysique appliquée II, Méthodes électriques, Notes de cours, Ecole Polytechnique de Montréal, été 2006, GLQ 3202, 81 p.
- Christakos, G. (2005), Methodological developments in geophysical assimilation modeling, *Reviews of Geophysics*, 43, RG2001.
- Claerbout, J.F. & Muir, F. (1973), Robust modeling with erratic data, *Geophysics*, 38, 826–844.
- Collin, J.J. & Salem, G. (1989), Pollutions des eaux souterraines par les nitrates dans les banlieues non assainies des pays en voie de développement : le cas de Pikine (Sénégal), BRGM, Note technique SGN/JE, no 89/27.
- Comte, J.-C. & Banton, O. (2005), Apport de la tomographie électrique à la modélisation des intrusions salines dans les aquifères côtiers, Exemple des aquifères gréseux des Îles-de-la-Madeleine (Québec, Canada), Proc. 5^e Colloque GEOFCAN, Orléans, France, 20-21 Sept., 83–86.

- Comte, J.C. & Banton, O. (2006), Modelling of seawater intrusion in the Magdalen Islands (Québec, Canada), Proc. 1st SWIM-SWICA Joint Saltwater Intrusion Conference, UNESCO-IHP, Cagliari, Italy, 24-29 Sept, 303–310.
- Constable, S.C., Parker, R.L. & Constable, C.G. (1987), Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics*, 52, 289–300.
- Cooper, H.H. Jr. (1959), A hypothesis concerning the dynamic balance of fresh water and salt water in a coastal aquifer, *Journal of Geophysical Research*, 64(4), 461–467.
- Cooper, H.H. Jr., Kohout, F.A., Henry, H.R. & Glover, R.E. (1964), Sea water in coastal aquifers, Water Supply Paper, 1613-C, U.S. Geological Survey.
- Cranks, J. (1984), *Free and Moving Boundaries Problems*, Clarendon Press, Oxford.
- Creel, L. (2003), Ripple effects: population and coastal regions, Population Reference Bureau, *Making the Link*, 1–8.
- Custodio, E. & Bruggeman, G.A. (1987), Saltwater problems in coastal aquifers, Studies and Reports in Hydrology, 45, UNESCO, Paris, 596 p.
- Custodio, E. & Llamas, M.R. (1983), *Hidrología subterránea*, Ediciones Omega, Barcelona, 2 vol., 2350 p., Sec. 13: Relaciones agua dulce-agua salada en regiones costeras, 13, 1313–1389.
- Custodio, E. (1992), Study and modelling of saltwater intrusion into aquifers, Introduction, Proc. 12th Salt Water Intrusion Meeting, Barcelona, 2 Nov., p. 3–10.
- Custodio, E. (1997), Chapter 2: Detection, in Seawater intrusion in coastal aquifers: guidelines for study, monitoring and control, van Dam, J.C. (Ed.), FAO Water Reports 11, Rom, 1–152.
- Custodio, E. (2005), Coastal aquifers as important natural hydrogeological structures, in *Groundwater and human development*, Bocanegra E.M., Hernández M.A., Usunoff E. (Eds), pp. 15–38, 274 p., Taylor & Francis, London, UK, ISBN 987-544-063-9.
- Dahlin, T. & Loke, M.H. (1997), Quasi-3D resistivity imaging: mapping of 3D structures using two dimensional DC resistivity techniques, Proceedings of the 3rd Environmental and Engineering Geophysics Meeting, Aarhus, Denmark, Expanded Abstracts, pp. 143–146.
- Dahlin, T. (1989), The development of a cable system for vertical electrical sounding and a comparison of the Schlumberger and Offset Wenner methods, Licentiate Thesis, Lund University, Sweden, 77 p.
- Dahlin, T. (1993), On the automation of 2D resistivity surveying for engineering and environmental applications, Doctoral Thesis, Lund University, 187 p.
- Dahlin, T. (1996), 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications, *First Break*, 14(7), 275–283.
- Dahlin, T. (2001), The development of DC resistivity imaging techniques, *Computers & Geosciences*, 27(9), 1019–1029.
- Dahlin, T., Bernstone, C. (1997), A roll-along technique for 3D resistivity data acquisition with multi-electrode arrays, Proceedings SAGEEP'97, Reno, Nevada, Vol. 2 March 23–26 1997, 927–935.
- Daily, W., Ramirez, A., LaBrecque, D. & Nitao, J. (1992), Electrical resistivity tomography of vadose water movement, *Water Resources Research*, 28, 1429–1442.
- Darcy, H. (1856), Détermination des lois d'écoulement de l'eau à travers le sable, in *Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon*, p. 590–594, Victor Dalmont (Ed.), Paris.

- Dassargues, A. (2006), Geo-electrical data fusion by stochastic co-conditioning simulations for delineating groundwater protection zones, Proc. 16th International Conference on Computational Methods in Water Resources, CMWR-XVI, Copenhagen, Denmark, 18-22 June.
- Dasyilva, S. (2001), Les bas-fonds des sables dunaires de la région de Dakar, Potentialités agricoles et contraintes urbaines, Thèse, Université de Paris 1, Paris, France.
- de Vries, J.J. & Simmers, I. (2002) Groundwater recharge: an overview of processes and challenges, *Hydrogeology Journal*, 10, 5–17.
- de Wiest, R.J.M. (1965), *Geohydrology*, John Wiley, New York, 366 p.
- Debuissou, J. & Moussu, H. (1967), Une étude expérimentale de l'intrusion des eaux marines dans une nappe côtière du Sénégal sous l'effet de l'exploitation, Artificial Recharge and Management of Aquifers, Haifa Symposium, IAHS publications, 72, 15–44.
- Debuissou, J. (1965), Analyse des facteurs régissant les contacts eaux douces - eaux salées dans les sables de la presqu'île du Cap-Vert (Dakar) - Campagne 1964 - Mise en place du dispositif d'observation et étude des fluctuations en équilibre naturel, BRGM, Rapport DAK-65-A-10, 39 p.
- Debuissou, J. (1966), Analyses des facteurs régissant les contacts eaux douces - eaux salées dans les sables de la presqu'île du Cap-Vert (Dakar-Sénégal) - 2e campagne 1965 - Suite des observations en équilibre naturel, travaux complémentaires et travaux préparatoires à la phase dynamique de l'étude - Modalités d'exécution de l'essai de pompage du 25 mai au 2 septembre 1965, premières conclusions, BRGM, Rapport DAK-66-A-9, 84 p.
- Debuissou, J. (1970), La nappe aquifère du cordon dunaire de Malika (Sénégal), *Bulletin du BRGM, 2e sér., sec. III*, n°3, 148–161.
- de Groot-Hedlin, C. & Constable, S. (1990), Occam's inversion to generate smooth, twodimensional models from magnetotelluric data, *Geophysics*, 55, 1613–1624.
- Dey, A. & Morrison, H.F. (1979), Resistivity modeling for arbitrary shaped three-dimensional structures, *Geophysics*, 44, 753–780.
- Diersch, H.J.G. & Kolditz, O. (2002), Variable-density flow and transport in porous media: approaches and challenges, *Advances in Water Resources*, 25, 899–944.
- Diersch, H.J.G. (1993), GIS-based groundwater flow and contaminant transport modeling: the simulation system FEFLOW, in Praxis der Umweltinformatik, Ossing, F. (Ed.), Vol. 4, p. 187–208, Metropolis Verlag, Marburg, Germany.
- Diersch, H.J.G. (2002), FEFLOW: finite element subsurface flow and transport simulation system, user's manual/reference manual/white papers, Release 5.0, WASY Ltd., Berlin.
- Diersch, H.J.G., Prochnow, D. & Thiele, M. (1984), Finite-element analysis of dispersion-affected saltwater upconing below a pumping well, *Applied Mathematical Modelling*, 8, 305–312.
- Diouf, S., Gomis, R. & Tchani, J. (1997), Le contact eau douce-eau de mer entre Dakar et Saint-Louis (Sénégal), Une étude géoélectrique, Colloque GEOFCAN, 11-12 septembre 1997, Bondy, France, Résumé étendu.
- Drecourt, J.P., Madsen, H. & Rosbjerg, D. (2004), Importance of data assimilation in the calibration of a groundwater model, Geophysical Research Abstracts, Vol. 6, European Geosciences Union.
- Edwards, L.S. (1977), A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization, *Geophysics*, 42, 1020–1036.
- Ellis, D.V. (1987), *Well Logging for Earth Scientists*, Elsevier, New York, 540 p.

- Ellis, R.G. & Oldenburg, D.W. (1994), Applied geophysical inversion, *Geophysical Journal International*, 116, 5–11.
- Everett, L.G. (1980), *Groundwater monitoring*, General Electrical, Schnectady, NY.
- Everett, M.E. & Meju, M.A. (2005), Near-surface controlled-source electromagnetic induction: background and recent advances, in *Hydrogeophysics*, Rubin, Y. & Hubbard, S.S. (Eds.), 523 p., Springer, Dordrecht, 157–183, ISBN: 1-4020-3101-7.
- Falkland, A. & Custodio, E. (1991), Hydrology and water resources of small islands: a practical guide, Studies and Reports in Hydrology, 49, UNESCO, Paris, 435 p.
- Falkland, A. (1999), Tropical island hydrology and water resources: Current knowledge and future needs, in Hydrology and water resources management in the humid tropics, Proc. 2nd International Colloquium, Panama, Republic of Panama, 22-26 March 1999, UNESCO-IHP-V, Technical Documents in Hydrology no. 52, UNESCO, Paris, 2002, p. 299–322.
- Falkland, A.C. & Brunel, J.P. (1989), Regional hydrology and water resources problems of humid tropical islands, Proc. International Colloquium on the Development of Hydrologic and Water Management Strategies in the Humid Tropic, UNESCO-IHP, James Cook University of North Queensland, Townsville, Australia, 15-22 July.
- Farquharson, C.G. & Oldenburg, D.W. (1998), Non-linear inversion using general measures of data misfit and model structure, *Geophysical Journal International*, 134, 213–227.
- Faye, S., Niang Diop, I., Cisse Faye, S., Evans, D.G., Pfister, M., Maloszewski P. & Seiler, K.P. (2001), Seawater intrusion in the Dakar (Senegal) confined aquifer: calibration and testing of a 3D finite element model, in *New Approaches to Characterizing Groundwater Flow*, Seiler, K.P. & Wohnlich, S. (Eds.), p. 1183–1186, Swets & Zeitlinger, Lisse.
- Fick, A. (1855), On liquid diffusion, *Philos. Mag. J. Sci.*, 10, 31–39.
- Fitterman, D.V. & Stewart, M.T. (1986), Transient electromagnetic sounding for groundwater, *Geophysics*, 51(4), 995–1005.
- Foglia, L., Mehl, S.W., Hill, M.C., Perona, P. & Burlando, P. (2007), Testing alternative ground water models using cross-validation and other methods, *Ground Water*, 45(5), 627–641.
- Fourier, J. (1822), *Théorie analytique de la chaleur*, Firmin Didot (Ed.), Paris.
- Fourier, J.B.J. (1807), Théorie de la propagation de la chaleur dans les solides, 234 p., unpublished manuscript, Institut de France, Bibliothèque Nationale, Paris.
- Freedman, V.L. & Ibaraki, M. (2003), Coupled reactive mass transport and fluid flow: Issues in model verification, *Advances in Water Resources*, 26, 117–127.
- French, H. & Binley, A. (2004), Snowmelt infiltration: monitoring temporal and spatial variability using time-lapse electrical resistivity, *Journal of Hydrology*, 297, 174–186.
- French, H.K., Binley, A., Kharkordin, I., Kulesa, B. & Krylov, S.S. (2006), Cold regions hydrogeophysics: Physical characterisation and monitoring, in *Applied Hydrogeophysics*, Vereecken, H., Binley, A., Cassiani, G., Revil, A. & Titov, K. (Eds.) NATO Science Series, Vol. 71, Springer Netherlands, 1568–1238.
- French, H.K., Hardbattle, C., Biney, A., Winship, P. & Jakobsen, L. (2002), Monitoring snowmelt induced unsaturated flow and transport using electrical resistivity tomography, *Journal of Hydrology*, 267, 273–274.
- French, H.K., Hardbattle, C., Binley, A., Winship, P. & Jakobsen, L. (2002), Monitoring snowmelt induced unsaturated flow and transport using electrical resistivity tomography, *Journal of Hydrology*, 267(3–4), 273–284.

- Friedman, S.P. & Robinson, D.A. (2002), Particle shape characterization using angle of repose measurement for predicting the effective permittivity and electrical conductivity of saturated granular media, *Water Resources Research*, 38(11), 1236.
- Frind, E.O. (1982), Simulation of long-term transient density-dependent transport in groundwater, *Advances in Water Resources*, 5, 73-88.
- Frohlich, R.K., Urish, D.W., Fuller, J. & Reilly, M.O. (1994), Use of geoelectrical method in ground water pollution surveys in a coastal environment, *Journal of Applied Geophysics*, 32, 139-154.
- Frolovic, P. & De Schepper, H. (2001), Numerical modelling of convection dominated transport with density driven flow in porous media, *Advances in Water Resources*, 24(1), 63-72.
- Gambolati, G., Putti, M. & Paniconi, C. (1993), Mass transfer analysis in sorbing porous media by an integro-differential approach, *Advances in Hydrosiences and Engineering*, 1, 1819-1828.
- Gambolati, G., Putti, M. & Paniconi, C. (1999), Three-dimensional model of coupled density-dependent flow and miscible salt transport, in *Seawater Intrusion in Coastal Aquifers – Concepts, Methods and Practices*, Bear, J. & Cheng, A. H.-D., Sorek, S., Herrera, I. & Ouazar, D. (Eds.), Kluwer Academic, 315-362.
- GEOTOMO SOFTWARE (2007), RES2DINV ver. 3.56, Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method, Wenner (a,b,g), dipole-dipole, inline pole-pole, poledipole, equatorial dipole-dipole, offset pole-dipole, Wenner-Schlumberger, gradient and non-conventional arrays, On land, underwater and cross-borehole surveys, Software Manual, July 2007.
- GEOTOMO SOFTWARE (2008), RES3DINV ver. 2.16 & RES3DINVx32 ver. 2.20 with multi-core support, Rapid 3D Resistivity & IP inversion, using the least-squares method (For 3-D surveys using the pole-pole, pole-dipole, dipole-dipole, rectangular, Wenner, Wenner-Schlumberger and non-conventional arrays), On land, underwater and borehole surveys, Software Manual, May 2008.
- Ghassemi, F., Alam, K. & Howard, K.W.F. (2000), Freshwater lenses and practical limitations of their three-dimensional simulation, *Hydrogeology Journal*, 8, 521-537.
- Ghassemi, F., Jakeman, A.J., Jacobson, G. & Howard, K.W.F. (1996), Simulation of seawater intrusion with 2D and 3D models: Nauru Island case study, *Hydrogeology Journal*, 4(3), 4-22.
- Ghassemi, F., Molson, J.W., Falkland, A. & Alam, K. (1999), Three-dimensional simulation of the Home Island freshwater lens: Preliminary results, *Environmental Modelling and Software*, 14(2-3), 181-190.
- Ghosh, D.P. (1971), The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements, *Geophysical Prospecting*, 19, 192-217.
- Gilliand, P. (1971), Étude hydrogéologique par sondage électrique des Îles-de-la-Madeleine, Géoterrex Ltée, Etude 85-158.
- Gingerich, S.B. & Voss, C.I., Three-dimensional variable-density flow simulation of a coastal aquifer in southern Oahu, Hawaii, USA, *Hydrogeology Journal*, 13, 436-450.
- Ginsberg, A. & Levanton, A. (1976), Determination of saltwater interface by electrical resistivity sounding, *Hydrological Science Bulletin*, 21, 561-568.
- Gish, O.H. & Rooney, W.J. (1925), Measurement of resistivity of large masses of undisturbed earth, *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity*, 30(4), 161-188.

- Glover, R.E., (1959), The pattern of freshwater flow in a coastal aquifer, *Journal of Geophysical Research*, 64(4), 439–475.
- Goldman, M., Gilad, D., Ronen, A. & Melloul, A. (1991), Mapping of seawater intrusion into the coastal aquifer of Israel by the time domain electromagnetic method, *Geoexploration*, 28, 153–174.
- Goldman, M., Gvirtzman, H., Meju, M.A. & Shtivelman, V. (2005), Hydrogeophysical case studies at the regional scale, in *Hydrogeophysics*, Rubin, Y. & Hubbard, S.S. (Eds.), 523 p., Springer, Dordrecht, 361–389, ISBN: 1-4020-3101-7.
- Graf, T. & Therrien, R. (2005), Variable-density groundwater flow and solute transport in porous media containing nonuniform discrete fractures, *Advances in Water Resources*, 28, 1351–1367.
- Gray, W.G. & Pinder, G.F. (1976), An analysis of the numerical solution of the transport equation, *Water Resources Research*, 12(3), 547–555.
- Griffin, R.A. & Jurinak, J.J. (1973), Estimation of activity coefficients from the electrical conductivity of natural aquatic systems and soil extracts, *Soil Science*, 116, 26–30.
- Griffiths, D.H. & Barker, R.D. (1993), Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology, *Journal of Applied Geophysics*, 29, 211–226.
- Griffiths, D.H., Turnbull, J. & Olayinka, A.I. (1990), Two-dimensional resistivity mapping with a computer-controlled array, *First Break*, 8(4), 121–129.
- Guo, W. & Langevin, C.D. (2002), User's guide to SEAWAT: a computer program for simulation of three-dimensional variable-density ground-water flow, U.S. Geological Survey, Techniques of Water-Resources Investigations, Book 6, Chapter A7, Tallahassee, Florida, USA.
- Guyod, H. (1944), Fundamental data for the interpretation of electric logs, *Oil Weekly*, 115(38), 21–27.
- Hacquebard, P.A. (1972), The Carboniferous of Eastern Canada, 7^e Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, Krefeld, 1971, Compte-rendu, Vol. 1, 69–90.
- Hallof, P.G. (1957), On the interpretation of resistivity and induced polarization measurements, Doctoral thesis, Massachusetts Institute of Technology.
- Harrison, P. & Pearce, F. (2001), *AAAS Atlas of Population and Environment*, University of California Press, 204 p., ISBN: 0-520-23084-1.
- Hassan, A.E. (2004), A methodology for validating numerical ground water models, *Ground Water*, 42(3), 347-362.
- Hassanizadeh, S.M. & Leijnse, A. (1995), A non-linear theory of high-concentration-gradient dispersion in porous media, *Advances in Water Resources*, 4, 203-215.
- Hassanizadeh, S.M. (1995), On the transient non-Fickian dispersion theory, *Transport in Porous Media*, 23, 107–124.
- Hauck, C. & Kneisel, C. (2006), Application of capacitively-coupled and DC electrical resistivity imaging for mountain permafrost studies, *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(2), 169–177.
- Hauck, C. (2002), Frozen ground monitoring using DC resistivity tomography, *Geophysical Research Letters*, 29(21), 2016.
- Hayward, N., Grant, A., Dehler, S.A. & Durling, P. (2001), Geophysical investigation of salt tectonics and structure in the Eastern Magdalen Basin, Mining Matters for Nova Scotia Rep. ME 2001-2, Nova Scotia Natural Resources, Mineral and Energy Branch, p. 20.

- Hem, J.D. (1985), Study and interpretation of the chemical characteristics of natural waters, 3rd Ed., U.S. Geological Survey Water Supply Paper 2254, 263 pp., Alexandria, Virginia.
- Henry, H.R., (1964), Effects of dispersion on salt encroachment in coastal aquifers, in *Sea water in coastal aquifers*, Cooper, H.H. Jr., Kohout, F.A., Henry, H.R. & Glover, R.E. (Eds), 84 pp., US Geological Survey Water Supply Paper, 1613-C, pp. C70-C84.
- Henry, J.L. (1972), Etude sur modèle mathématique du système aquifère de la presqu'île du Cap-Vert, Rapport final, GEOHYDRAULIQUE / OMS, 114 p.
- Herbert, A.W., Jackson C.P. & Lever, D.A. (1988), Coupled groundwater flow and solute transport with fluid density strongly dependent on concentration, *Water Resources Research*, 24, 1781–1795.
- Herzberg, A. (1901), Die Wasserversorgung einiger Noordseebäder, *Journal für Gasbeleuchtung und Wasserversorgung, München*, 44, 815-819, 45, 842–844.
- Holzbecher, E. (1995), Modeling of saltwater upconing, in Proc. II Int. Conf. Hydro-Science and Hydro-Engin., Wang, S., (Ed.), vol. 2, part A, Beijing, 858–865.
- Holzbecher, E., (1998), *Modeling density-driven flow in porous media: Principles, numerics, software*, Springer, Berlin, 286 p.
- Howie, R.D. & Barss, M.S. (1975), Upper Paleozoic rocks of the Atlantic Provinces, Gulf of St. Lawrence, and adjacent continental shelf, Geological Survey of Canada, Paper 74-30, 2, 35–50.
- Hsieh, P.A. & Winston, R.B. (2002), User's guide to Model Viewer, A program for three-dimensional visualization of ground-water model results, U.S. Geological Survey Open-File Report 02-106, Menlo Park, California.
- Hubbard, S., Chen, J., Fang, Y., Williams, K., Mukhopadhyay, S., Sonnenthal, E., McFarlane, K., Linde, N. & Scheibe, T. (2006), Improved parameterization of hydrological models and reduction of geophysical monitoring data ambiguity through joint use of geophysical and numerical modeling methods, 16th International Conference on Computational Methods in Water Resources, Copenhagen, 16-22 June.
- Hubbard, S.S. & Rubin, Y. (2000), Hydrogeological parameter estimation using geophysical data: a review of selected techniques, *Journal of Contaminant Hydrology*, 45, 3–34.
- Hubbert, M.K. (1940), The theory of groundwater motion, *Journal of Geology*, 48(8), 785–944.
- Hughes, J.D. & Sanford, W.E. (2004), SUTRA-MS: A version of SUTRA modified to simulate heat and multiple-solute transport, U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations, Open-File Report 2004-1207, Reston, Virginia, USA.
- Huyakorn, P.S., Andersen, P.F., Mercer, J.W. & White, H.O., Jr. (1987), Saltwater intrusion in aquifers: Development and testing of a three-dimensional, finite-element model, *Water Resources Research*, 23(2), 293–312.
- Huyakorn, P.S. & Pinder, G.F. (1983), *Computational Methods in Subsurface Flow*, Academic Press, New York, 473 p.
- Huyakorn, P.S. & Taylor, C. (1976), Finite element models for coupled groundwater flow and convective dispersion, in Proc. 1st Int. Conf. Finite Elements in Water Resource, Gray, W.G. et al., (Eds.), Pen-tech Press, Princeton University, London, 1131–1151.
- Hwang, S., Shin, J., Park, I. & Lee, S. (2004), Assessment of seawater intrusion using geophysical well logging and electrical soundings in a coastal aquifer, Youngkwang-gun, Korea, *Exploration Geophysics*, 35, 99–104.
- International Institute for Land Reclamation and Improvement ILRI (1972), Veldboek voor Land- en Waterdeskundigen, Wageningen, The Netherlands.

- Iribar, V., Carrera, J., Custodio, E. & Medina, A. (1997), Inverse modeling of seawater intrusion in the Llobregat delta deep aquifer, *Journal of Hydrology*, 198, 226–244.
- Jackson, P.D., Smith, D.T. & Stanford, P.N. (1978), Resistivity-porosity-particle shape relationships for marine sands, *Geophysics*, 43, 1250–1268.
- Johannsen, K., Kinzelbach, W., Oswald, S. & Wittum, G. (2002), The saltpool benchmark problem: Numerical simulation of saltwater upconing in a porous medium, *Advances in Water Resources*, 25(3), 335–348.
- Johannsen, K., Oswald, S., Held, R. & Kinzelbach, W. (2006), Numerical simulation of three-dimensional saltwater–freshwater fingering instabilities observed in a porous medium, *Advances in Water Resources*, 29(11), 1690–1704.
- Johansen, H.K. (1977), A man computer interpretation system for resistivity soundings over a horizontally stratified earth, *Geophysical Prospecting*, 25(4), 667–691.
- Join, J.L., Banton, O., Comte, J.C., Ambrosi, J.P., Bigot, L., Chabanet, P., Nicolini, E., Travi, Y., Yamano, H. (2008), Water resources of small coral islands facing climate change and disasters: The INTERFACE program, 13th IWRA World Water Congress, Montpellier, France, 1-4 September.
- Jones, I.C. & Banner, J.L. (2003), Hydrogeologic and climatic influences on spatial and interannual variation of recharge to a tropical karst island aquifer, *Water Resources Research*, 39(9), 1253.
- Kaleris, A., Lagas, G., Marciznek, S. & Piotrowski, J.A. (2002), Modelling submarine groundwater discharge: an example from the western Baltic Sea, *Journal of Hydrology*, 265, 76–99.
- Kemna, A., Vanderborght, J., Kulesa, B. & Vereecken, H. (2002), Imaging and characterisation of subsurface solute transport using electrical resistivity tomography (ERT) and equivalent transport models, *Journal of Hydrology*, 267, 125–146.
- Keys, W.S. (1989), *Borehole geophysics applied to groundwater investigations*, National Water Well Association.
- Kipp, K.L. Jr. (1997). Guide to the revised heat and solute transport simulator: HST3D Version 2, U.S. Geological Survey, Water-resources Investigations, Report 97-4157, Colorado, USA.
- Kinzelbach, W. (1986), *Groundwater Modelling: An Introduction with Sample Programs in BASIC*, Developments in Water Science, 25, Elsevier, Amsterdam, 333 p.
- Koefoed, O. (1979), *Geosounding Principles, 1: Resistivity sounding measurements*, Elsevier Science Publishing Company, Amsterdam.
- Kok, A. (2008), The use of mapping the salinity distribution using geophysics on the Island of Terschelling for groundwater model calibration, 20th SWIM Salt Water Intrusion Meeting, Naples, Florida, USA, 23-27 June.
- Konikow, L.F. & Bredehoeft, J.D. (1978), Computer model of two-dimensional solute transport and dispersion in groundwater, U.S. Geological Survey, Techniques of Water-Resources Investigations, Book 7, Chapter C2, Washington, D.C., USA.
- Konikow, L.F., Sanford, W.E. & Campbell, P.J. (1997), Constant-concentration boundary condition: Lessons from the HYDROCOIN variable-density groundwater benchmark problem, *Water Resources Research*, 33(10), 2253–2261.
- Kumar, C.P. (2004), Groundwater flow models, Technical Note, National Institute of Hydrology, Roorkee, (Uttaranchal), India.

- Kunetz, G. (1966), *Principles of Direct Current Resistivity Prospecting*, Gebrüder Borntraeger, Berlin, 103 p.
- Kuras, O., Ogilvy, R.D., Meldrum, P.I., Gisbert, J., Jorreto, S., Francés, I., Vallejos, A. Sánchez Martos, F., Calaforra, J.M., Pulido Bosch, A. (2006), Monitoring coastal aquifers with automated time-lapse electrical resistivity tomography (ALERT): Initial results from the Andarax delta, SE Spain, in Proceedings, IAH International Congress, (GIRE3D-MED), Marrakech, Morocco, May 2006.
- La Flèche, M.R., Camiré, G. & Jenner, G.A. (1998), Geochemistry of post-Acadian, Carboniferous continental intraplate basalts from the Maritimes Basin, Magdalen Islands, Québec, Canada, *Chemical Geology*, 148, 115–136.
- Langbein, W.S. (1961), Salinity and hydrology of closed lakes, Geological Survey Professional Paper, 412, 20 p.
- Langevin, C., Swain, E. & Wolfert, M. (2005), Simulation of integrated surface-water/ground-water flow and salinity for a coastal wetland and adjacent estuary, *Journal of Hydrology*, 314, 212–234.
- Langevin, C.D. (2003), Simulation of submarine ground water discharge to a marine estuary: Biscayne Bay, Florida, *Ground Water*, 41(6), 758–771.
- Larabi, A. & de Smedt, F. (1997), Numerical solution of 3-D groundwater flow involving free boundaries by a fixed finite element method, *Journal of Hydrology*, 201, 161–182.
- Leblanc, Y. (1994), Analyse et modélisation numérique de huit puits de production sur l'Île du Cap-aux-Meules, Îles-de-la-Madeleine, Essai de maîtrise, Univ. Laval, Québec, Canada.
- Leclerc, A.M., Jean-Baptiste, P., Texier, D. & Broc, D. (1999), Density-induced water circulations in atoll coral reefs: a numerical study, *Limnology and Oceanography*, 44(5), 1268–1281.
- Lenclud, F. (2005), Mobilisation de ressources en eau alternatives pour l'irrigation dans la région de Dakar : Etude d'avant-projet détaillée, Rapport principal des phases 1 et 2, Tome 2/4 Rapport Hydrogéologique, Cabinet Merlin Ingénieurs Conseils, Marché n° M 070610/CJ, 76 p.
- Lesmes, D.P. & Friedman, S.P. (2005), Relationships between the electrical and hydrogeological properties of rocks and soils, in *Hydrogeophysics*, Rubin, Y. & Hubbard, S.S. (Eds.), 523 p., Springer, Dordrecht, 87-128, ISBN: 1-4020-3101-7.
- Li, Y. & Oldenburg, D.W. 2000, 3-D inversion of induced polarization data, *Geophysics*, 65, 1931–1945.
- Li, Y. (1992), Inversion of three-dimensional direct current resistivity data, Ph.D. Dissertation, University of British Columbia, Vancouver, British Columbia, 165 p.
- Lin, H.C., Richards, D.R., Yeh, G.T., Cheng, J.R., Cheng, H.P. & Jones, N.L. (1997), FEMWATER: a three-dimensional finite element computer model for simulating density-dependent flow and transport, Technical report HL-96, U.S. Army Engineer, Waterways Experiment Station, USA.
- Lines, L.R. & Treitel, S. (1984), Tutorial: A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems, *Geophysical Prospecting*, 32, 159–186.
- List, E.J. (1965), The stability and mixing of a density-stratified horizontal flow in a saturated porous medium, Report KH-R-11, Californian Institute of Technology, Pasadena.
- Loke, M.H. & Barker, R.D. (1995), Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections, *Geophysics*, 60, 1682–1690.

- Loke, M.H. & Barker, R.D. (1996a), Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method, *Geophysical Prospecting*, 44(1), 131–152.
- Loke, M.H. & Barker, R.D. (1996b), Practical techniques for 3-D resistivity surveys and data inversion, *Geophysical Prospecting*, 44, 499–523.
- Loke, M.H. & Dahlin, T. (2002), A comparison of the Gauss–Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion, *Journal of Applied Geophysics*, 49, 149–162.
- Loke, M.H. (1994), The inversion of two-dimensional resistivity data, Unpublished PhD thesis, University of Birmingham, U.K.
- Loke, M.H. (2002), RES2DMOD ver. 3.01, Rapid 2D resistivity forward modeling using the finite-difference and finite-element methods, Wenner (alpha, beta, gamma), inline & equatorial dipole-dipole, pole-pole, pole-dipole and Wenner-Schlumberger, Software Manual, July 2002.
- Loke, M.H. (2004), Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys, Notes personnelles 1996-2004, révisé le 26 juillet 2004.
- Loke, M.H. (2005), RES3DMOD ver. 2.14, 3-D resistivity & IP forward modeling, using the finite-difference and finite-element methods (Wenner, dipole-dipole, pole-pole, pole-dipole, Schlumberger, rectangular), Software Manual, April 2005.
- Loke, M.H., Acworth, I. & Dahlin, T. (2003), A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys, *Exploration Geophysics*, 34, 182–187.
- Mao, X., Enot, P., Barry, D.A., Li, L., Binley, A. & Jeng, D.S. (2006), Tidal influence on behaviour of a coastal aquifer adjacent to a low-relief estuary, *Journal of Hydrology*, 327(1-2), 110–127.
- Marshall, J.F. & Jacobson, G. (1985), Holocene growth of a mid-Pacific atoll: Tarawa. Kiribati, *Coral Reefs*, 4(1), 11–17.
- Martin, A. (1970), Les nappes de la presqu'île du Cap-Vert (République du Sénégal) : Leur utilisation pour l'alimentation en eau de Dakar, Notice et cartes hydrogéologiques 1/50 000, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, France.
- Masterson, J.P. (2004), Simulated interaction between freshwater and saltwater and effects of ground-water pumping and sea-level change, Lower Cape Cod aquifer system, Massachusetts, U.S. Geological Survey Scientific Investigations, Report 2004-5014, Reston, Virginia, 72 p.
- McDonald, M.G. & Harbaugh, A.W. (1988), A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model, U.S. Geological Survey, Techniques of Water-Resources Investigations, Book 6, Chapter A1, 586 p.
- McKenzie, J.M., Voss, C.I. & Siegel, D.I. (2007), Groundwater flow with energy transport and water-ice phase change: Numerical simulations, benchmarks, and application to freezing in peat bogs, *Advances in Water Resources*, 30(4), 966–983.
- McLaughlin, D., O'Neill, A., Derber, J. & Kamachi, M. (2005), Opportunities for enhanced collaboration within the data assimilation community, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(613), Part C, 3683–3693.
- Migon, C., Ouillon, S., Mari, X. & Nicolas, E. (2007), Geochemical and hydrodynamic constraints on the distribution of trace metal concentrations in the lagoon of Nouméa, New Caledonia, Estuarine, *Coastal and Shelf Science*, 74(4), 756–765.
- Mills, T., Hoekstra, P., Blohm, M. & Evans, L. (1988), Time domain electromagnetic soundings for mapping sea-water intrusion in Monterey County, California, *Ground Water*, 26, 771–782.

- Moussu, H. & Debuissou, J. (1966), Etude expérimentale d'un équilibre eaux douces - eaux salés, sur le rivage maritime de Malika, près Dakar (Sénégal), *Bulletin du BRGM*, 1, 57–65.
- Naji, A., Cheng, A.H.D. & Ouazar, D. (1999), BEM solution of stochastic seawater intrusion problems, *Engineering Analysis with Boundary Elements*, 23, 529–537
- Nield, D.A. (1968), Onset of thermohaline convection in a porous medium, *Water Resources Research*, 1, 553–560.
- Nowroozi, A.A., Stephen, B.H. & Henderson, P. (1999), Saltwater intrusion into the fresh water aquifer in the eastern shore of Virginia: a reconnaissance electrical resistivity survey, *Journal of Applied Geophysics*, 42, 1–22.
- Oberdorfer, J.A. & Buddemeier, R.W. (1985), Coral reef hydrogeology, Proc. 5th International Coral Reef Congress, Antenne Museum-EPHE, Moorea, Tahiti, French Polynesia, 27 May-1 June.
- Oberdorfer, J.A. & Buddemeier, R.W. (1986), Coral-reef hydrology: Field studies of water movement within a barrier reef, *Coral Reefs*, 5(1), 7–12.
- Oberdorfer, J.A., Morgan, P.J. & Buddemeier, R.W. (1990), Atoll island hydrogeology: flow and freshwater occurrence in a tidally dominated system, *Journal of Hydrology*, 120, 327–340.
- Ogilvy, R., Kuras, O., Nguyen, F., Kemna, A., Meldrum, P., Gisbert, J., Jorreto, S., Sanchez Martos, F., Pulido Bosh, A., Engesgaard, P., Antonsson, A. & Jensen, K. (2006), Constraining coastal aquifer models by hydrogeophysical imaging of seawater intrusion dynamics: a case study from the Lower Andarax delta, SE Spain, 16th International Conference on Computational Methods in Water Resources, Copenhagen, 16-22 June.
- Ohm, G.S. (1827), *Die galvanische Kette, mathematisch Bearbeitet*, T.H. Riemann (Ed.), Berlin.
- Oldenburg, C.M. & Pruess, K. (1995), Dispersive transport dynamics in a strongly coupled groundwater-brine flow system, *Water Resources Research*, 31, 289–302.
- Oldenburg, D.W. & Li, Y. (1994), Inversion of induced polarization data, *Geophysics*, 59, 1327–1341.
- Oltean, C. & Bués, M.A. (2001), Coupled groundwater flow and transport in porous media, A conservative or non-conservative form?, *Transport in Porous Media*, 44, 219–246.
- Omnès, G. (1976), Étude hydrogéologique complémentaire par sondages électriques Îles-de-la-Madeleine, Géoterrex Ltée, Etude 85-724.
- Ophori, D.U. (1998), The significance of viscosity in density-dependent flow of groundwater, *Journal of Hydrology*, 204, 261–270.
- Oswald, S.E. & Kinzelbach, W. (2004), Three-dimensional physical benchmark experiments to test variable-density flow models, *Journal of Hydrology*, 290, 22–42.
- Oswald, S.E. (1998), Dichteströmungen in porösen Medien: Dreidimensionale Experimente und Modellierungen, Dissertation, ETH Zurich, Switzerland.
- Oude Essink G.H.P. (2003), Salinisation of the Dutch groundwater flow system: Modelling density-dependent groundwater flow in coastal areas, Netherlands Institute of Applied Geoscience TNO, National Geological Survey, Special Issue InFormation, Edition geohydrology, geochemistry and geomechanics.
- Oude Essink, G.H.P. (2001a), Improving fresh groundwater supply, problems and solutions, *Ocean & Coastal Management*, 44, 429–449.

- Oude Essink, G.H.P. & Boekelman, R.H. (1996), Problems with large-scale modelling of salt water intrusion in 3D, 14th Salt Water Intrusion Meeting, Malmö, Sweden, June 17-21.
- Oude Essink, G.H.P. (1998), Simuleren van 3D dichtheidsafhankelijke grondwaterstroming: MOCDENS3D, in *Stromingen: valklab voor hydrologen*, p. 5-23, Nederlandse Hydrologische Vereniging (Groningen), De Meern, The Netherlands.
- Oude Essink, G.H.P. (2001b), Density Dependent Groundwater Flow, Salt Water Intrusion and Heat Transport, KHTP/GWM II, Hydrological Transport Processes / Groundwater Modelling II, L3041/L4019.
- Oude Essink, G.H.P. (2003), Mathematical models and their application to salt water intrusion problems, in *Coastal aquifer intrusion technology, Mediterranean countries*, IGME, Madrid, ISBN: 84-7840-470-8.
- Ouillon, S., Douillet, P., Fichez, R. & Panché, J.Y. (2005), Enhancement of regional variations in salinity and temperature in a coral reef lagoon, New Caledonia, *C. R. Geoscience*, 337(16), 1509–1517.
- Paillet, F.L. (2001), Integrating Surface and Borehole Geophysics in the Characterization of Salinity in a Coastal Aquifer, 1st International Conference on Saltwater Intrusion and Coastal Aquifers, Monitoring, Modeling, and Management, Essaouira, Morocco, Workshops April 18-21, Conference April 23-25.
- Paniconi, C., Khlaifi, I., Lecca, A., Giacomelli, A. & Tarhouni, J. (2001), A Modelling Study of Seawater Intrusion in the Korba Coastal Plain, Tunisia, *Physics and Chemistry of the Earth (B)*, 26(4), 345–351.
- Petersson, W. (1907), Om malmsökande medelst elektricitet, *Jern-Kontorets Annaler* 2–3, 153–171.
- Pinder, G.F. & Cooper, H.H Jr., (1970), A numerical technique for calculating the transient position of the saltwater front, *Water Resources Research*, 6(3), 875–882.
- Pinder, G.F., & Page, R.H. (1977), Finite element simulation of salt water intrusion on the South Fork of Long Island, in *Finite Elements in Water Resources*, Proceeding of the 1st international Conference Finite Elements in Water Resources, Pentech, London, pp. 2.51–2.69.
- Polubarinova-Kochina, P.Y. (1962), *Theory of Groundwater Movement*, Translated from Russian by J.N.R. de Wiest, Princeton University Press, Princeton, NJ.
- Poole, W.H. (1967), Tectonic evolution of the Appalachian region of Canada, in *Geology of the Atlantic Region*, Neale, E.R.W. & Williams, H. (Eds.), Geological Association of Canada, Special Paper 4, 9–51, Toronto, Canada.
- Porter, D.W., Gibbs, B.P., Jones, W.F., Huyakorn, P.S., Hamm, L.L. & Flach, G.P. (2000), Data fusion modeling for groundwater systems, *Journal of Contaminant Hydrology*, 42(2-4), 303–335.
- Post, V.E.A. (2005), Fresh and saline groundwater interaction in coastal aquifers: Is our technology ready for the problems ahead?, *Hydrogeology Journal*, 13, 120–123, doi:10.1007/s10040-004-0417-2
- Provost, A.M. (2002), SutraPrep: A Preprocessor for SUTRA, a Model for Ground-Water Flow with Solute or Energy Transport, U.S. Geological Survey Open-File Report 02-376, Version of September 1, 2003, Reston, Virginia.
- Purdy, E.G. & Winterer, E.L. (2001), Origin of atoll lagoons, *Bulletin of the Geological Society of America*, 113(7), 837–854.
- Reilly, T.E. & Goodman, A.S. (1985), Quantitative analysis of saltwater-freshwater relationships in groundwater systems: a historical perspective, *Journal of Hydrology*, 80, 125–160.

- Reilly, T.E. & Goodman, A.S. (1987), Analysis of saltwater upconing beneath a pumping well, *Journal of Hydrology*, 89, 169–204.
- Respond, H. (1990), Geoelektrische Untersuchungen zur Bestimmung der Sazwasser/Susswasser-Grenze im Gebiet zwischen Cuxhaven und Stade, *Geol. Jahrb. C*, 56, 3–37.
- Revil, A. & Glover, P.W.J. (1997), Theory of ionic-surface electrical conduction in porous media, *Physical Review B*, 55, 1757–1773.
- Revil, A., Cathles III, L.M, Losh, S. & Nunn, J.A. (1998), Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications, *Journal of Geophysical Research*, 103(B10), 23 925–23 936.
- Revil, A., Hermitte, D., Spangenberg, E. & Cocheme, J.J. (2002), Electrical properties of zeolitized volcanoclastic materials, *Journal of Geophysical Research*, 107(B8), 2168.
- Rhoades, J.D., Ratts, P.A.C. & Prather, R.J. (1976), Effects of liquid-phase electrical conductivity, water content, and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity, *Soil Science Society of America Journal*, 40, 651–655.
- Richard, D., Benhouhou, Y., Leblanc, Y., Banton, O. & Comte, J.C. (2005), MadeliMer inc. : Demande d'autorisation en vertu de l'article 31 du règlement sur le captage des eaux souterraines, forages P-3 (IGLOO), Pz-1 et Pz-2, rapport hydrogéologique, Rapport Agéos, Vol. 1, 62 p., 21 Juil. 2005.
- Richard, D., McCormack, R., Banton, O. & Comte, J.C. (2004a), Gestion des eaux souterraines aux Îles-de-la-Madeleine : Un défi de développement durable, Rapport Madelin'Eau, Doc. No 1, 41 p., Déc. 2004.
- Richard, D., McCormack, R., Banton, O. & Comte, J.C. (2004b), Île de La Grande-Entrée, Îles-de-la-Madeleine (Québec) : Évaluation de la capacité support des ressources en eau souterraine pour fins d'alimentation en eau potable, Rapport Madelin'Eau, 53 p., 14 Déc. 2004.
- Robinson, E.S. & Coruh, C. (1988), *Basic Exploration Geophysics*, John Wiley & Sons Ltd., New York, 576 p., ISBN: 047187941X.
- Rubin, H. (1976), Onset of thermohaline convection in a cavernous aquifer, *Water Resources Research*, 12, 141–147.
- Rubin, H.Y. (1973), Effect of solute dispersion on thermal convection in a porous medium layer, *Water Resources Research*, 9, 968–974.
- Rubin, Y. & Hubbard, S.S. (Eds.) (2005), *Hydrogeophysics*, 523 p., Springer, Dordrecht, ISBN: 1-4020-3101-7.
- Sabet, M.A. (1975), Vertical electrical resistivity sounding locate groundwater resources: a feasibility study, Virginia, Polytechnical Institute, *Water Resources Bulletin*, 73, 63 p.
- Saffman, P.G. & Taylor, G.I. (1958), The penetration of a fluid into a porous medium or Hele-Shaw cell containing a more viscous liquid, *Proc. R. Soc. London, Ser. A* 245, 312–329.
- Sahni, B.M. (1973), Physics of brine upconing beneath skimming wells, *Ground Water* 11(1), 19–24.
- Sanford, W. (2002), Recharge and groundwater models: an overview, *Hydrogeology Journal*, 10, 110–120.
- Sanford, W.E. & Konikow, L.F. (1985), A two-constituent solute transport model for ground water having variable density, U.S. Geological Survey, Techniques of Water-Resources Investigations, Report 85-4279, 89 p., USA.

- Sanz, E. & Voss, C.I. (2006), Inverse modeling for seawater intrusion in coastal aquifers: Insights about parameter sensitivities, variances, correlations and estimation procedures derived from the Henry problem, *Advances in Water Resources*, 29, 439–457.
- Sasaki, Y. (1992), Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation, *Geophysical Prospecting*, 40, 453–464.
- Scanlon, B.R., Healy, R.W. & Cook, P.G. (2002), Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge, *Hydrogeology Journal*, 10, 18–39.
- Schenk, J., Altmann, R. & de Wit, J.P.A. (1976), Interaction between heat and mass transfer in simultaneous natural convection about an isothermal vertical flat plate, *Applied Scientific Research*, 32(6), 599–606.
- Schlumberger, C. (1920), Etude sur la Prospection Electrique du Sous-sol, Gaultier-Villars et Cie., Paris, 94 p.
- Schoeller, H. (1962), *Les eaux souterraines*, Ed. Masson, Paris.
- Schön, J.H. (1996), Physical properties of rocks: fundamentals and principles of petrophysics, in *Handbook of Geophysical Exploration, Seismic Exploration*, Helbig, K. & Treiltel, S. (Eds.), Vol. 18, Pergamon Press, 583 p., 379–478.
- Segol, G. (1993), *Classic groundwater simulations: Proving and improving numerical models*, Englewood Cliffs, N.J., PTR Prentice Hall, 531 p.
- Segol, G., Pinder, G.F. & Gray, W.G. (1975), A Galerkin-finite element technique for calculating the transient position of the saltwater front, *Water Resources Research*, 11(2), 343–347.
- Sen, P.N., Goode, P.A. & Sibbit, A. (1988), Electrical conduction in clay bearing sandstones at low and high salinities, *Journal of Applied Physics*, 63, 4832–4840.
- Shikaze, S.G., Sudicky, E.A. & Schwartz, F.W. (1998), Density-dependent solute transport in discretely-fractured geologic media: is prediction possible?, *Journal of Contaminant Hydrology*, 34, 273–291.
- Shing Ma, T., Sophocleous, M., Yu, Y.S. & Buddemeier, R.W. (1997), Modeling saltwater upconing in a freshwater aquifer in south-central Kansas, *Journal of Hydrology*, 201, 120–137.
- Silvester, P.P. & Ferrari, R.L. (1990), *Finite elements for electrical engineers*, 2nd Ed., Cambridge University Press.
- Simmons, C.T. (2005), Variable density groundwater flow: from current challenges to future possibilities, *Hydrogeology Journal*, 13, 116–119.
- Simmons, C.T., Bauer-Gottwein, P., Graf, T., Kinzelbach, W., Kooi, H., Li, L., Post, V., Prommer, H., Therrien, R., Voss, C.I., Ward, J. & Werner, A. (2007), Variable density groundwater flow modelling: Approaches, resolutions and future challenges, GWADI Workshop, Beijing, China, 11-15 june 2007.
- Simmons, C.T., Fenstemaker, T.R. & Sharp, J.M. Jr. (2001), Variable-density groundwater flow and solute transport in heterogeneous porous media: approaches, resolutions and future challenges, *Journal of Contaminant Hydrology*, 52, 245–275.
- Simmons, C.T., Narayan, K.A. & Wooding, R.A. (1999), On a test case for density-dependent groundwater flow and solute transport models: The salt lake problem, *Water Resources Research*, 35(12), 3607–3620.
- Singha, K. & Gorelick, S.M. (2005), Saline tracer visualized with three-dimensional electrical resistivity tomography: Field-scale spatial moment analysis, *Water Resources Research*, 41, W05023.

- Slater, L., Binley, A. & Johnson, W.D.D.R. (2000), Cross-hole electrical imaging of a controlled saline tracer injection, *Journal of Applied Geophysics*, 44, 85–102.
- Slater, L., Binley, A., Versteeg, R., Cassiani, G., Birken, R. & Sandberg, S. (2002), A 3D ERT study of solute transport in a large experimental tank, *Journal of Applied Geophysics*, 49, 211–229.
- Slichter, L.B. (1933), The interpretation of the resistivity prospecting method for horizontal structures, *Physics*, 4, 307–322.
- Smith, L. & Chapman, D.S. (1983), On the thermal effects of groundwater flow: 1. Regional scale systems, *Journal of Geophysical Research*, 88(B1), 593–608.
- Smith, S. (Ed.), Poehlman, J. & Rau, J.L. (1982), *Ground Water Hydrology for Water Well Contractors*, National Water Well Association, Worthington, Ohio, USA, 288 p.
- Sorey, M.L. (1978), Numerical modeling of liquid geothermal systems, Prof. Pap. 16044-D, U.S. Geological Survey.
- Stefanescu, S., Schlumberger, C. & Schlumberger, M. (1930), Sur la distribution électrique potentielle autour d'une prise de terre ponctuelle dans un terrain à couches horizontales, homogènes et isotropes, *Journal de Physique et du Radium*, 1(4), 132–140.
- Strack, O.D.L. (1976), A single-potential solution for regional interface problems in coastal aquifers, *Water Resources Research*, 12(6), 1165–74.
- Strahler, A. & Strahler, A. (1994), *Introducing Physical Geography*, Wiley, New York, 537 p.
- Stummer, P., Maurer, H. & Green, A.G. (2004), Experimental design: electrical resistivity data sets that provide optimum subsurface information, *Geophysics*, 69, 120–139.
- Sylvestre, M. 1979, Carte hydrogéologique des Îles-de-la-Madeleine, Rapport O-48, Québec, Ministère des Richesses Naturelles, Direction Générale des Eaux, Service des Eaux Souterraines.
- Taunton, J.W., Lightfoot, E.N. & Green, T. (1972), Thermohaline instability and salt fingers in a porous medium, *Journal of Physics Fluids*, 5, 748–753.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. & Sheriff, R.E. (Eds.) (1990), *Applied Geophysics*, 2e Ed., 790 p., Cambridge University Press, New York, ISBN: 0521339383.
- Todd, D.K. (1959), *Groundwater hydrology*, John Wiley, New York, 361 p.
- Tsourlos, P. (1995), Modelling, interpretation and inversion of multi-electrode resistivity survey data, Ph.D. dissertation, Dept. of Electronics, University of York, York, U.K., 315 p.
- U.S. Department of Energy, National Research Council (2000), Research Needs in Subsurface Science, Environmental Management Science Program, National Academy Press, Washington, D.C., USA.
- Underwood, M.R., Peterson, F.L. & Voss, C.I. (1992), Groundwater lens dynamics of atoll islands, *Water Resources Research*, 28(11), 2889–2902.
- Urish, D.W. & Frohlich, R.K. (1990), Surface electrical resistivity in coastal groundwater exploration, *Geoexploration*, 26, 267–289.
- Vallet, P. (1972), Approvisionnement en eau et assainissement de Dakar et ses environs : Etude des eaux souterraines, Tome II : Etude hydrogéologique de la nappe des sables quaternaires, Rapport OMS, Projet Sénégal 3201, 139 p.
- Van Dam, J.C. & Meulankamp, J.J. (1967), Some results of the geoelectrical resistivity method in ground water investigations in the Netherlands, *Geophysical Prospecting*, 92–115.
- van Dam, J.C. (Ed.) (1997), Seawater intrusion in coastal aquifers: guidelines for study, monitoring and control. FAO Water Reports, 11, Roma, 152 p.

- van Duijn, C.J. & Schotting, R.J. (1998), Brine transport in porous media: on the use of Van Mises and similarity transformations, *Computational Geosciences*, 2(2), 125–149.
- Vandenbohede, A. & Lebbe, L. (2007), Effects of tides on a sloping shore: groundwater dynamics and propagation of the tidal wave, *Hydrogeology Journal*, 15, 645–658.
- Vanderborght, J., Kemna, A., Hardelauf, H. & Vereecken H. (2005), Potential of electrical resistivity tomography to infer aquifer transport characteristics from tracer studies: A synthetic case study, *Water Resources Research*, 41, W06013.
- Voss, C.I. & Provost, A.M. (2002), SUTRA: A model for saturated-unsaturated, variable-density ground-water flow with solute or energy transport, Version 2.0, U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations, Report 84-4369, Reston, Virginia, USA.
- Voss, C.I. & Provost, A.M. (2008), SUTRA: A model for saturated-unsaturated, variable-density ground-water flow with solute or energy transport, Version 2.1., U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations, Report 02-4231, Reston, Virginia, USA.
- Voss, C.I. & Souza, W.R (1987), Variable density flow and solute transport simulation of regional aquifers containing a narrow freshwater-saltwater transition zone, *Water Resources Research*, 23(10), 1851–1866.
- Voss, C.I. & Souza, W.R. (1984), AQUIFE-SALT: A finite element model for aquifer containing a seawater interface, Water-Resources Investigations Report 84-4369, U.S. Geological Survey, 37 p.
- Voss, C.I. (1984), SUTRA: A finite element simulation for saturated-unsaturated, fluid-density-dependent ground-water flow with energy transport or chemically reactive single-species solute transport, Water-Resources Investigations Report 84-4369, U.S. Geological Survey, 409 p.
- Ward, S.H. (Ed.) (1990), *Geotechnical and environmental geophysics*, SEG Investigations in Geophysics, n°5.
- Waxman, L.M. & Smits, L.J.M. (1968), Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands, *Journal of the Society of Petroleum Engineers*, 8, 107–122.
- Weast, R.C. (Ed.) (1983), *Handbook of Chemistry and Physics*, 63rd Ed., CRC Press Inc., Boca Raton, Florida, USA.
- Weatherhill, D., Simmons, C.T., Voss, C.I. & Robinson, N.I. (2004), Testing density-dependent groundwater models: two-dimensional steady state unstable convection in infinite, finite and inclined porous layers, *Advances in Water Resources*, 27(5), 547–562.
- Wheatcraft, S.W. & Buddemeier, R.W. (1981), Atoll Island Hydrology, *Ground Water*, 19(3), 311–320.
- White, I. (1996), Fresh groundwater lens recharge, Bonriki, Kiribati: Preliminary Report, Report IHP-V Project 6.1, 38 pp., UNESCO-IHP, Paris.
- White, I., Falkland, A., Etuati, B., Metai, E., Metutera, T. (1999), Recharge of fresh groundwater lenses: field study, Tarawa atoll, Kiribati, in Hydrology and water resources management in the humid tropics, Proc. 2nd International, Colloquium, Panama, Republic of Panama, 22-26 March 1999, UNESCO-IHP-V, Technical Documents in Hydrology no. 52, UNESCO, Paris, 2002, p. 299–322.
- White, I., Falkland, T., Metutera, T., Metai, E., Overmars, M., Perez, P. & Dray, A. (2007b), Climatic and human influences on groundwater in low atolls, *Vadose Zone Journal*, 6, 581–590.
- White, I., Falkland, T., Perez, P., Dray, A., Metutera, T., Metai, E. & Overmars, M. (2007a), Challenges in freshwater management in low coral atolls, *Journal of Cleaner Production*, 15(16), 1522–1528.

- White, P.A. (1988), Measurement of ground-water parameters using salt-water injection and surface resistivity. *Ground Water*, 26(2), 179–186.
- White, P.A., 1994. Electrode arrays for measuring groundwater flow direction and velocity, *Geophysics*, 59(2), 192–201.
- Wilson, S.R., Ingham, M. & McConchie, J.A. (2006), The applicability of earth resistivity methods for saline interface definition, *Journal of Hydrology*, 316, 301–312.
- Wolke, R. & Schwetlick, H. (1988), Iteratively reweighted least squares algorithms, convergence analysis, and numerical comparisons, *SIAM Journal of Scientific and Statistical Computations*, 9, 907–921.
- Wood, W.W. (1976), Guidelines for the collection and field analysis of groundwater samples for selected unstable constituents, Techniques of Water Resources Investigation of the U.S.G.S., Book 1, U.S. Geological Survey, 24 p.
- Wooding, R.A. (1959), The stability of a viscous liquid in a vertical tube containing porous material, *Proc. R. Soc. London, Ser. A* 252, 120–134.
- Wooding, R.A. (1962), The stability of an interface between miscible fluids in a porous medium, *Z. Angew. Math. Phys.*, 13, 255–265.
- Wooding, R.A., Tyler, S.W. & White, I. (1997a), Convection in groundwater below an evaporating salt lake, 1: Onset of instability, *Water Resources Research*, 33(6), 1199–1217.
- Wooding, R.A., Tyler, S.W., White, I. & Anderson, P.A. (1997b), Convection in groundwater below an evaporating salt lake, 2: Evolution of fingers or plumes, *Water Resources Research*, 33(6), 1219–1228.
- Woodroffe, C.D. (1989), Salt water intrusion into groundwater: an assessment of effects on small island states due to rising sea level, *Proc. Small States Conference on Sea Level Rise*, Republic of Maldives, 14–18 November, 33 p.
- Woodroffe, C.D., McLean, R., Polach, H. & Wallensky, E. (1990), Sea level and coral atolls: late Holocene emergence in the Indian Ocean, *Geology*, 18(1), 62–66.
- Yechieli, Y. & Wood, W.W. (2002), Hydrogeologic processes in saline systems: playas, sabkhas, and saline lakes, *Earth-Science Reviews*, 58, 343–365
- Yeh, G.T., Sharp-Hansen, S., Lester B., Strobl, R. & Scarbrough J. (1992), 3D FEMWATER/3DLEWASTE v1.0 : Numerical codes for delineating wellhead protection areas in agricultural regions based on the assimilative capacity criterion, U.S. Environmental Protection Agency (EPA), Report EPA/600/R-92/223, Athens, Georgia, USA.
- Younes, A., Ackerer P. & Mosé, R. (1999), Modeling variable density flow and solute transport in porous medium: 2. Re-evaluation of the salt dome flow problem, *Transport in Porous Media*, 35(3), 375–394.
- Zhang, J., Mackie, R.L. & Madden, T.R. (1995), 3D resistivity forward modelling and inversion using conjugate gradients, *Geophysics*, 60(5), 1313–1325.
- Zheng, C. & Wang, P.P. (1998), MT3DMS: A modular three-dimensional multispecies transport model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems, U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Vicksburg, Miss., USA.
- Zhou, Q., Bear, J. & Bensabat, J. (2005), Saltwater upconing and decay beneath a well pumping above an interface zone, *Transport in Porous Media*, 61, 337–363.

- Zimmermann, A., Bauer, P., Held, R., Kinzelbach, A. & Walther, J.H. (2006), Salt transport on islands in the Okavango Delta: Numerical investigations, *Advances in Water Resources*, 29, 11–29.
- Zohdy, A.A.R. (1969), The use of Schlumberger and equatorial soundings on ground water investigation near El Paso, Texas, *Geophysics*, 34, 713–728.

Liste des figures

- Figure 1 : Répartition mondiale des populations côtières et dégradation des côtes [d'après *Creel*, 2003, *Burke et al.*, 2001, *Harrison & Pearce*, 2001]..... 17
- Figure 2 : Structure de la zone de contact entre eau douce et eau salée : en haut, modèle conceptuel d'interface considérant un écoulement de l'eau douce sur une masse d'eau salée immobile ; en bas, modèle conceptuel de zone de transition considérant une convergence des écoulements de l'eau douce et salée au niveau de la zone de mélange avec retour vers la mer [tiré de *Oude Essink*, 2001b, d'après *Henry*, 1964]..... 20
- Figure 3 : Solution exacte 2D de Glover [*Cooper et al.*, 1964] pour un aquifère côtier épais et homogène s'écoulant sur une interface franche surmontant l'eau de mer immobile. z_0 est la profondeur sous le niveau marin de l'interface au niveau de la ligne de côte, $x_0 = z_0/2$ est la largeur horizontale de la zone de décharge de la nappe d'eau douce en mer, x est la distance au trait de côte et z la profondeur sous le niveau marin [tiré de *Custodio*, 2005]..... 21
- Figure 4 : Profils de résistivité électrique en forage [d'après *Debuissson*, 1970] : à gauche identification de la zone de transition eau douce-eau salée ; à droite suivi de l'intrusion marine provoquée par pompage (diminution des résistivités des sables à eau douce entre mai 1965 et novembre 1966). 24
- Figure 5 : Imagerie de résistivité électrique de l'interface saline dans un aquifère côtier et comparaison avec deux profils de conductivité électrique en forage, Ile de Terschelling, Pays-Bas [d'après *Kok*, 2008]..... 25
- Figure 6 : Principe de la mesure de résistivité électrique DC sur le terrain, représentant la disposition des deux électrodes d'injection et des deux électrodes de mesures [tiré de *Dahlin*, 2001, d'après *Robinson & Coruh*, 1988]..... 30
- Figure 7 : Schéma d'investigations ERT à l'aide de câbles multi-électrodes : a) prospection 2D (levé sur un profil), à la fin de la séquence de mesure à quatre câbles centrée sur la station 1, le premier câble est déplacé à la suite du câble 4 et le matériel d'acquisition est déplacé en station 2 ; b) prospection 3D (levé sur une surface), à la fin de la séquence de mesure à 3 câbles, le câble 4 inutilisé est placé en parallèle du câble 3 et le matériel d'acquisition est déplacé d'un espacement inter-câbles [d'après *Dahlin*, 1996, *Dahlin & Bernstone*, 1997]... 33
- Figure 8 : Comparaison de huit dispositifs : géométrie du quadripôle et sensibilité spatiale en 2D ; a correspond à l'écartement unitaire et n au facteur d'écartement, le signe (+) représente les domaines à forte résolution et le signe (-) les domaines à faible résolution [d'après *Dahlin & Zhou*, 2004]. 34
- Figure 9 : Comparaison de la fenêtre d'investigation (pseudo-section) et de la densité de mesures de 8 dispositifs d'acquisition ERT en 2D, pour un système de 81 électrodes espacées de 1 m sur 4 câbles [d'après *Dahlin & Zhou*, 2004]..... 34
- Figure 10 : Inversion avec RES2DINV des mesures de résistivité apparente réalisées en dispositif Wenner- α sur un dyke vertical résistant : a) pseudo-section des résistivités apparentes mesurées ; b) modèle d'inversion généré avec la méthode L_2 -normée (erreur 1.1 %) ; c) modèle d'inversion généré avec la méthode L_1 -normée (erreur 1.9 %) [d'après *Loke et al.*, 2003] 38
- Figure 11 : Imagerie de résistivité électrique de l'interface saline dans les aquifères côtiers : a) plongement de l'interface dans un aquifère deltaïque, Espagne [d'après *Kuras et al.*, 2006] ; b) plongement de l'interface et remontée saline dans un aquifère gréseux exploité par deux puits de pompage P-1 et P-2, Canada [d'après *Comte & Banton*, 2005]..... 40
- Figure 12 : Variation de la densité de l'eau de mer en fonction de la température et de la chlorinité (graphique de gauche, tiré de *Oude Essink* [2001], d'après *ILRI* [1972]) et variation de la densité et de la viscosité de l'eau douce en fonction de la température (graphiques de droite, d'après *Smith & Chapman* [1983]) 46

Figure 13 : Conductivités électriques de deux carottes de grès en fonction de la conductivité de la solution de pore (NaCl), d'après <i>Waxman & Smits</i> [1968]. Pour la carotte C1, la conductivité de surface σ_{surf} est négligeable, et la relation se réduit à la loi linéaire d'Archie (le facteur de formation F correspond à la pente de la droite, et $F = \sigma_w / \sigma$). Pour la carotte C26, σ_{surf} est significative du fait de la capacité d'échange cationique due à sa fraction argileuse, et la relation est non linéaire (σ_{surf} peut être déterminé pour $\sigma_w = 0$, et F peut être estimé à partir de la pente de la portion linéaire de la courbe pour les grandes salinités) [tiré de <i>Lesmes & Friedman, 2005</i>].....	56
Figure 14 : Conductivités électriques de deux carottes de grès en fonction de la conductivité de la solution de pore (NaCl), d'après les données de <i>Waxman & Smits</i> [1968] et le modèle de <i>Revil et al.</i> [1998]. Les échantillons correspondent à des carottes de deux types d'argiles, kaolinite et smectique, possédant de fortes conductivités de surface [tiré de <i>Revil et al., 1998</i>].....	56
Figure 15 : Relation entre résistivité électrique et teneur en solides totaux dissous par application de l'équation (44) à un aquifère saturé sableux (p. ex., des sables dunaires), pour les gammes de <i>TDS</i> typiquement rencontrées dans les aquifères côtiers (Porosité = 20 %, $m = 1,3$ et $T_w = 10$ °C)	60
Figure 16 : Géologie simplifiée des Iles-de-la-Madeleine et localisation des captages municipaux et des profils ERT (IPE : Ile du Prince Edouard ; NB : Nouveau Brunswick ; NE : Nouvelle Ecosse ; TN : Terre-Neuve ; QC : Québec) [modifié d'après <i>Brisebois 1981</i>].....	65
Figure 17 : Schéma méthodologique de validation croisée entre la géophysique électrique et la modélisation hydrogéologique	67
Figure 18 : Sections ERT inversées mettant en évidence la structure en marches d'escalier en bordure des horsts sur l'Île-du-Havre-aux-Maisons	73
Figure 19 : Sections ERT inversées mettant en évidence la paléo-vallée, la lentille d'eau douce et les cônes d'intrusion salines sur l'île de La Grande-Entrée.....	74
Figure 20 : Extrapolation des limites cartographiques de la paléo-vallée de l'île de La Grande-Entrée à partir des résultats des investigations ERT.....	75
Figure 21 : Sections ERT inversées mettant en évidence les remontées salines sous les captages municipaux de l'Île Centrale	76
Figure 22 : Détermination des vitesses d'écoulement de la nappe à partir de l'imagerie ERT de la dérive inter-saisonnière des panaches de sels déglaçants.....	78
Figure 23 : Détermination des vitesses d'écoulement de la nappe à partir de l'imagerie ERT de la dérive inter-saisonnière des cônes de remontée saline	78
Figure 24 : Auto-corrélogrammes et auto-variogrammes des variations de résistivité dans le sens d'écoulement de la nappe, pour les sections montrant les dérives de panaches de sels déglaçants (Figure 22), et pour 3 cas d'intégration verticale des résistivités inversées.....	80
Figure 25 : Auto-corrélogrammes et auto-variogrammes des variations de résistivité dans le sens d'écoulement de la nappe, pour les sections montrant les dérives de cônes de remontées salines (Figure 23), et pour 3 cas d'intégration verticale des résistivités inversées	81
Figure 26 : Comparaison entre piézométries simulée et observée sur les captages de Cap-aux-Meules....	83
Figure 27 : Résultats du modèle d'écoulement densitaire : a) localisation du domaine modélisé sur l'Île-du-Cap-aux-Meules avec positionnement des captages et des profils ERT (2), (3) et (4) de la Figure 21 ; b) vue en plan de la piézométrie et des vitesses d'écoulement simulées ; c) vue 3D de la zone de transition entre l'eau douce et l'eau salée simulée, montrant les cônes de remontées salines à l'aplomb des captages	84
Figure 28 : Comparaison qualitative entre les salinités simulées par le modèle hydrogéologique et les résistivités calculées par le modèle d'inversion géo-électrique.....	85
Figure 29 : Corrélations entre la conductivité électrique de l'eau de pore et la teneur en chlorures (graphe du haut) ou la teneur en TDS (graphe du bas) dans les eaux souterraines	87

Figure 30 : Comparaison quantitative entre les résistivités apparentes dérivant du modèle hydrogéologique et celles mesurées sur le terrain par ERT	89
Figure 31 : Procédure d'analyse de sensibilité sur les dispositifs d'acquisition ERT et les techniques d'inversion des mesures de résistivité apparente.....	98
Figure 32 : Sections de résistivités inversées résultants de l'application de 5 dispositifs d'acquisition typiques et de la contrainte d'inversion L_1 -normée sur le modèle de résistivité dérivé d'un modèle hydrogéologique de remontées salines (les traits verticaux noirs gras indiquent la position des deux forages, les lignes horizontales matérialisent les pseudo-profondeurs atteintes par les différents dispositifs, UZ : zone non saturée ; FW : grès à eau douce ; TZ : zone de transition et SW : grès à eau salée)	99
Figure 33 : Sections de résistivités inversées résultants de l'application de 5 dispositifs d'acquisition typiques et de la contrainte d'inversion L_2 -normée sur le modèle de résistivité dérivé d'un modèle hydrogéologique de remontées salines (les traits verticaux noirs gras indiquent la position des deux forages, les lignes horizontales matérialisent les pseudo-profondeurs atteintes par les différents dispositifs, UZ : zone non saturée ; FW : grès à eau douce ; TZ : zone de transition et SW : grès à eau salée.....	100
Figure 34 : Sensibilité du modèle hydrogéologique aux débits de pompage appliqués : cas de l'application du débit annuel moyen pratiqué en 2003 et de l'application de ce débit doublé, correspondant à la situation de prélèvements estivale (les deux captages P-1 et P-2 sont représentés par les traits verticaux noirs et, à titre indicatif, la fenêtre d'investigation géophysique est également représentée en trait gras noir)	102
Figure 35 : Graphique du haut : comparaison des modèles pétrophysiques d' <i>Archie</i> [1942] correspondant à différents matériaux géologiques allant de grès consolidés à faible porosité aux grès mal consolidés et très poreux des Îles-de-la-Madeleine (IDLM), et effet de la teneur en argile sur les grès des IDLM, prise en compte par le modèle de <i>Waxman & Smits</i> [1968] ; Graphique du bas : comparaison du modèle physico-chimique empirique de <i>Hem</i> [1985] avec la corrélation puissance établie d'après les données hydrochimiques aux IDLM.....	104
Figure 36 : Résultats des combinaisons des modèles pétrophysiques et physico-chimiques pour les grès des Îles-de-la-Madeleine ($Por. : 40\%$; $m = 1.3$; $Q_v = 0.017 \text{ méq/cm}^3$ dans le cas d'une faible teneur en particules argileuses ; ou $Q_v = 1.47 \text{ méq/L}$ dans le cas d'une teneur importante en argiles).....	105
Figure 37 : Comparaison de l'effet géo-électrique théorique (les résistivités apparentes calculées) de structures coniques ou tubulaires sur les mesures de surface et rapprochement avec les données mesurées sur le terrain.....	107
Figure 38 : Comparaison de l'effet théorique, représenté en pseudo-section, de la prise en compte des structures 3D dans le cas d'un modèle de résistivité à structures tubulaires d'intrusions salines et rapprochement avec les données mesurées sur le terrain.....	109
Figure 39 : Comparaison de l'effet théorique, représenté en pseudo-section, de la prise en compte des structures 3D dans le cas d'un modèle de résistivité à structures coniques d'intrusions salines et rapprochement avec les données mesurées sur le terrain	110
Figure 40 : Effet de la présence d'hétérogénéités de surface sur les mesures de résistivités apparentes et comparaison avec les données mesurées sur le terrain.....	111
Figure 41 : Effet de la prise en compte de la topographie, pour le modèle d'intrusions coniques, sur les mesures de résistivité apparentes et comparaison avec les données mesurées sur le terrain	113
Figure 42 : Comparaison du calcul des résistivités apparentes, pour le modèle d'intrusions coniques, obtenues avec la technique numérique des différences finies (FD) ou celle des éléments finis (FE) et rapprochement avec les données mesurées sur le terrain.	114
Figure 43 : Effet de l'incorporation de différents niveaux de bruit sur les résistivités apparentes calculées, pour le modèle d'intrusions coniques, et comparaison avec les mesures de terrain.....	116

- Figure 44 : Calcul des résistivités apparentes résultantes du modèle 2D d'intrusions coniques avec intégration de la topographie, des hétérogénéités de surface et de 1 % de bruit aléatoire et comparaison avec les données mesurées sur le terrain..... 117
- Figure 45 : Comparaison quantitative entre les résistivités apparentes calculées par modélisation directe et les résistivités apparentes mesurées aux Îles-de-la-Madeleine pour trois cas de modèles géo-électriques directs, avec erreurs associées..... 119
- Figure 46 : Représentation schématique de la lentille d'eau douce au sein d'une petite île récifale [d'après Woodroffe, 1989 et Falkland & Custodio, 1991]. L'échelle verticale est fortement exagérée, la discordance Holocène/Pléistocène est typiquement rencontrée entre 10 et 40 m de profondeur alors que la largeur des îlots est typiquement de 300 à 1000 m..... 123
- Figure 47: Composantes de l'évaporation en milieu insulaire tropical (à gauche) et diminution de la recharge, avec la couverture végétale aux Îles Cocos, pour deux cas différents de stock d'interception (à droite) ; P : pluie, E_i : évaporation d'interception, E_s : évaporation et transpiration à partir du sol, T_l : transpiration par prélèvement des racines dans la nappe, R : recharge [d'après Falkland & Brunel, 1989 et Falkland, 1999] 125
- Figure 48 : Relation entre pluviométrie et recharge moyennes pour une sélection de petites îles [d'après Falkland & Brunel, 1989]..... 125
- Figure 49 : Photo aérienne de l'îlot M'Ba et localisation dans le lagon de Nouméa, Nouvelle-Calédonie, avec positionnement des piézomètres en points verts (FC : forage central ; FE : forage Est ; FN : forage Nord ; FW : forage Ouest et FS : forage Sud) et des profils ERT 1, 2 et 3 en trait gras rouge [modifié d'après Migon, 2007]..... 126
- Figure 50 : Coupe géologique et technique des forages creusés dans les sables de l'îlot M'Ba, au mois d'août 2007 (cf. Figure 49) [d'après Join *et al.*, 2008] 128
- Figure 51 : Niveaux piézométriques enregistrés par sonde automatique sur les forages central (FC), Est (FE) et Ouest (FW) pour la période de mars à juin 2008 [données INTERFACE, 2008]..... 128
- Figure 52 : Hauteurs marégraphiques calculées par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) au port de Nouméa [données SHOM, 2008, disponibles sur <http://www.shom.fr/>]..... 128
- Figure 53 : Sections de résistivité calculées par le modèle d'inversion pour les profils 1, 2 et 3 (cf. Figure 49) ; les mesures ont été réalisées avec le dispositif Wenner-Alpha (profil 1) ou Wenner-Schlumberger (profils 2 et 3), pour un espacement inter-électrode de 5 m ; l'inversion est réalisée avec la contrainte L_2 -normée ; la topographie n'est pas prise en compte ; les cinq forages sont positionnés considérant leurs profondeurs respectives (barres verticales blanches) 130
- Figure 54 : Section de résistivité inversée avec la contrainte L_2 -normée pour le profil 2 (profil transversal passant par le centre de l'îlot) après troncature des données de résistivités apparentes de profondeur supérieure à 20 m. La topographie est prise en compte dans le calcul inverse et représentée sur la section calculée, avec positionnement des forages (barres verticales blanches) et indication de la surface piézométrique (trait fin noir horizontal)..... 130
- Figure 55 : Distribution géographique mondiale des régions arides (bandes horizontales) et semi-arides (plages noires) où sont rencontrés des environnements hydrogéologiques salins [tiré de Yechieli & Wood, 2002, d'après Strahler & Strahler, 1994]..... 141
- Figure 56 : Coupes schématiques et classification simplifiée des systèmes salins [d'après Yechieli & Wood, 2002]. A : système côtier à influence marine (souterraine et de surface) ; B : système continental sans influence marine ; A1 : système côtier à influence marine souterraine et de surface ; A2 : système côtier à influence marine souterraine mais sans apports marins de surface du fait de la présence d'une ride littorale ; B1 : système continental à affleurement permanent de nappe constituant un lac salé évaporatoire ; B2 : système continental de décharge par affleurement temporaire de nappe avec évacuation ou évaporation des eaux ; B3 : système continental de recharge de nappe sans formation permanente d'évaporites ; AB : système composite avec lac salé évaporatoire permanent en relation souterraine avec la mer 142

Figure 57 : Carte géologique et structurale simplifiée de la presqu'île du Cap-Vert, Sénégal (trait fin noir : contour géologique ; trait gras noir : faille) [modifié d'après <i>Martin</i> , 1970]. Délimitation du secteur d'étude (encadré inférieur gauche) avec implantation des profils géophysiques ERT (lignes rouges).....	144
Figure 58 : Unités hydrostratigraphiques de la presqu'île du Cap-Vert avec indication de leurs perméabilités relatives [d'après <i>Martin</i> , 1970]. Sur le secteur étudié (le col de la presqu'île) est uniquement rencontrée la série Eocène-Quaternaire (log de gauche sur la figure), moins les niveaux volcaniques présents seulement sur la tête de la presqu'île.....	145
Figure 59 : Evolution géologique et hydrogéologique quaternaire du système aquifère côtier des sables de la presqu'île du Cap-Vert : (1) position du biseau salé au Nouakchottien ; (2) et (3) position des biseaux salés après édification des cordons littoraux post-nouakchottiens (état actuel) avec (2) cas de lagune intérieure (p. ex. le Lac Retba) et (3) cas de lagune comblée par irrigation du cordon littoral [d'après <i>Martin</i> , 1970]. Le cas (4) représente la grande niaye de Pikine avec inondation et affleurement de la nappe en période des pluies, et intrusion marine centrale.....	147
Figure 60 : Sections de résistivités obtenues pour les profils réalisés sur l'isthme de Pikine (cf. Figure 57) ; inversion réalisée avec application de la contrainte L_1 -normée (inversion robuste) ; topographie exagérée 5 fois.....	148
Figure 61 : Diminution de la reprise évapotranspiratoire avec la profondeur de la nappe. Les points noirs correspondent aux données tirées de <i>Vallet</i> [1972], <i>Dasylya</i> [2001] et <i>Ricolvi et al.</i> [2003] et la courbe rouge représente la régression polynomiale appliquée sur ces points (RET=reprise évapotranspiratoire en mm/an).....	151
Figure 62 : Évolution Sud-Nord de la topographie, du flux de recharge nette, du flux de sel remis en solution (en échelle arithmétique et logarithmique) et de la piézométrie simulée.....	153
Figure 63 : Comparaison des sections ERT inversées (section du haut) et des résultats du modèle d'écoulement densitaire 2D (section du bas) ; exagération verticale 5x.....	155

Liste des tableaux

Tableau 1 : Lithostratigraphie du substratum infra-quaternaire des Îles-de-la-Madeleine, d'après <i>Brisebois</i> [1981] (Ma : millions d'années).....	64
Tableau 2 : Unités hydrostratigraphiques et propriétés hydrogéologiques des aquifères des Îles-de-la-Madeleine [tiré de <i>Richard et al.</i> , 2004, d'après <i>Sylvestre</i> , 1969 et <i>Brisebois</i> , 2004].....	66
Tableau 3 : Vitesses d'écoulement et porosités cinématiques des grès éoliens calculées à partir des dérives observées sur les profils ERT et analysées par auto-corrélogramme et auto-variogramme ...	79
Tableau 4 : Paramètres hydrogéologiques et conditions aux limites appliqués au modèle (mEDC : membre de l'Etang-des-Caps ; mEDN : membre de l'Etang-du-Nord)	82
Tableau 5 : Valeurs des paramètres hydrogéologiques des sables quaternaires appliqués au modèle	150
Tableau 6 : Valeurs des conditions aux limites de l'aquifère appliquées au modèle.....	150

Table des matières

Avant propos	5
Remerciements.....	7
Sommaire.....	11
Introduction	13
CHAPITRE 1 : REVUE DE LITTERATURE	15
1. Aquifères côtiers : objet et méthodes	17
1.1. Distribution géographique et dépendance humaine	17
1.2. Géologie et hydrogéologie des aquifères côtiers	18
1.3. Relations eau douce – eau salée : hydrodynamique et modélisation	19
1.3.1. Concepts de base et modèles analytiques	19
1.3.2. Concepts modernes et modèles numériques	21
1.3.3. Etude et modélisation de l'intrusion saline causée par un pompage	22
1.4. Méthodes d'étude et de caractérisation.....	22
1.4.1. Approches hydrogéologiques classiques	23
1.4.2. Méthodes géophysiques	23
1.4.2.1. <i>Diagraphies de conductivité électrique de l'eau</i>	23
1.4.2.2. <i>Diagraphies de résistivité électrique de l'aquifère</i>	24
1.4.2.3. <i>Méthodes électriques de surface</i>	25
1.4.2.4. <i>Méthodes électromagnétiques de surface</i>	26
1.5. Gestion des aquifères côtiers	26
2. Tomographie de résistivité électrique	29
2.1. Développement historique des méthodes géo-électriques à courant continu (DC)	29
2.2. Principes physiques	30
2.3. Acquisition des données et dispositifs	32
2.4. Modélisation géo-électrique directe.....	36
2.5. Modélisation géo-électrique inverse	37
2.6. Application aux aquifères côtiers	38
3. Modélisation des écoulements densitaires dans les aquifères	41
3.1. Phénomènes densitaires dans les eaux souterraines.....	41
3.2. Développement des modèles densitaires pour les aquifères côtiers	41
3.3. Lois générales de l'écoulement et du transport densitaires en milieu poreux.....	43
3.4. Modélisation numérique des écoulements densitaires	47

4. Couplage entre la tomographie électrique et la modélisation hydrogéologique 51

4.1. Validation des modèles hydrogéologiques	51
4.2. La géophysique comme outil de paramétrage et de validation des modèles	51
4.3. Utilisation de la géophysique électrique pour la validation des modèles densitaires appliqués aux aquifères côtiers	52
4.4. Relations hydro-pétrophysiques entre les données géo-électriques et les résultats des simulations hydrogéologiques	53
4.4.1. Définitions	53
4.4.2. Application aux aquifères côtiers	59

CHAPITRE 2 : DEVELOPPEMENT METHODOLOGIQUE..... 61

5. Développement d'une méthodologie de validation croisée des modèles géo-électriques et des modèles d'écoulement densitaire..... 63

5.1. Contexte : hydrogéologie des Îles-de-la-Madeleine (Québec, Canada)	63
5.1.1. Géologie régionale	63
5.1.2. Lithostratigraphie	63
5.1.3. Géologie structurale	64
5.1.4. Hydrogéologie	66
5.2. Développement d'une méthode de validation croisée des modèles géo-électriques et des modèles d'écoulement densitaire.....	67
5.2.1. Définitions : résistivité apparente et résistivité "vraie"	68
5.2.2. Etape 1a : Investigations ERT	68
5.2.3. Etape 1b : Investigations hydrogéologiques et paramétrage du modèle densitaire	68
5.2.4. Etape 2 : Inversion des mesures de résistivité apparente.....	68
5.2.5. Etape 3 : Paramétrage complémentaire du modèle hydrogéologique.....	69
5.2.6. Etape 4a : Simulation de la piézométrie de la nappe	69
5.2.7. Etape 4b : Simulation de la distribution des salinités dans la nappe	69
5.2.8. Etape 5 : Comparaison résistivités inversées – salinités simulées.....	69
5.2.9. Etape 6 : Transformation des salinités simulées en résistivités	70
5.2.10. Etape 7 : Calcul direct des résistivités apparentes à partir des résistivités dérivées du modèle d'écoulement densitaire.....	70
5.2.11. Etape 8 : Comparaison quantitative entre les résistivités apparentes mesurées et les résistivités apparentes dérivant du modèle d'écoulement densitaire	70
5.3. Levés géophysiques ERT (étapes méthodologiques 1a, 2 et 3).....	71
5.3.1. Travaux géophysiques antérieurs	71
5.3.2. Acquisition des données ERT (étape 1a).....	71
5.3.3. Modélisation des mesures ERT (étape 2).....	71
5.3.4. Mise en évidence des structures géologiques (étape 3).....	71
5.3.5. Mise en évidence de l'interface saline et des lentilles d'eau douce (étape 3).....	72
5.3.6. Mise en évidence des cônes de remontée saline (étape 3).....	75
5.3.7. Détermination des vitesses d'écoulement de la nappe (étape 3)	77

5.4. Modélisation des intrusions salines (étapes méthodologiques 1b-4a-4b).....	79
5.4.1. Code de simulation.....	79
5.4.2. Domaine modélisé (étape 1b).....	82
5.4.3. Structure et paramétrage du modèle (étape 1b).....	82
5.4.4. Modes de simulation (étapes 4a-4b).....	82
5.4.5. Piézométrie simulée (étape 4a).....	83
5.4.6. Simulation de la zone de transition et des intrusions salines (étape 4b).....	83
5.5. Validation croisée du modèle hydrogéologique et du modèle géo-électrique (étapes méthodologiques 5-6-7-8).....	85
5.5.1. Comparaison qualitative entre les résultats du modèle hydrogéologique et ceux du modèle géo-électrique d'inversion (étape 5).....	85
5.5.2. Etablissement des relations hydro-pétrophysiques entre salinité de l'eau et résistivité du milieu (étape 6).....	86
5.5.3. Modélisation géo-électrique directe des salinités obtenues du modèle hydrogéologique (étape 7).....	88
5.5.4. Comparaison quantitative entre résistivités apparentes mesurées et résistivités apparentes dérivant du modèle d'écoulement densitaire (étape méthodologique 8).....	88
5.6. Synthèse méthodologique : Article publié dans <i>Geophysical Research Letters</i> (2007).....	90
6. Amélioration et analyse de sensibilité de la méthode	97
6.1. Voies possibles d'amélioration de la méthode de validation croisée.....	97
6.2. Mesure et inversion des données géo-électriques.....	97
6.2.1. Procédure d'analyse.....	97
6.2.2. Aptitude de différents dispositifs d'acquisition ERT.....	98
6.2.3. Méthodes de contrainte de l'inversion.....	101
6.3. Modélisation des écoulements densitaires.....	101
6.4. Modélisation hydro-pétrophysique.....	102
6.4.1. Modèle pétrophysique.....	103
6.4.2. Modèle physico-chimique.....	103
6.4.3. Modèle hydro-pétrophysique intégré.....	105
6.5. Modélisation géo-électrique directe.....	106
6.5.1. Type de structure 2D (tubes et cônes).....	106
6.5.2. Prise en compte de la 3D.....	108
6.5.3. Hétérogénéités résistantes de surface.....	108
6.5.4. Topographie.....	112
6.5.5. Technique numérique (éléments finis-FE / différences finies-FD).....	114
6.5.6. Bruit.....	115
6.6. Synthèse.....	115

CHAPITRE 3 : APPLICATIONS	121
7. Application à la lentille d'eau douce des îlots récifaux (cas du lagon de Nouméa, Nouvelle-Calédonie)	123
7.1. Dynamique de la lentille d'eau douce des petites îles	123
7.2. Îlot M'Ba, Nouvelle-Calédonie	126
7.3. Investigations hydrogéologiques et géophysiques.....	127
7.3.1. Forages et suivis piézométriques.....	127
7.3.2. Investigations ERT	129
7.4. Evaluation de la recharge par couplage des modèles géo-électriques et hydrogéologiques : Article soumis à Geophysical Research Letters (2008)	131
8. Application aux systèmes salins côtiers (cas de la presqu'île du Cap-Vert, Sénégal)	141
8.1. Dynamique des systèmes hydrogéologiques salins	141
8.2. Grande Niaye de Pikine, Sénégal	143
8.3. Prospection géophysique ERT.....	146
8.4. Modélisation des écoulements densitaires	149
8.5. Validation croisée des modèles géo-électrique et hydrogéologique	154
8.5.1. Relation hydro-pétrophysique	154
8.5.2. Comparaison modèle géo-électrique – modèle hydrogéologique.....	154
8.5.3. Discussion	156
Discussion générale et conclusion.....	159
Bibliographie.....	167
Liste des figures	187
Liste des tableaux	193
Table des matières	195

Apport de la tomographie électrique à la modélisation des écoulements densitaires dans les aquifères côtiers

Résumé : L'équilibre densitaire entre l'eau douce et l'eau salée dans les aquifères côtiers est un phénomène instable difficile à caractériser. La validation des modèles hydrogéologiques 2D/3D reste alors délicate sur la seule base de données ponctuelles d'observation en forages. Dans ce but, la tomographie de résistivité électrique (ERT) constitue une technique d'investigation pertinente pour la caractérisation haute résolution de la distribution 2D/3D du sel au sein de l'aquifère.

Une méthodologie de validation croisée entre les modèles géo-électriques et les modèles d'écoulement densitaire a été développée. Dans un premier temps, l'interprétation par modélisation inverse des mesures ERT fournit des informations pertinentes pour la structuration et le paramétrage des modèles hydrogéologiques (géométrie du réservoir, vitesses d'écoulement, etc.). Dans un deuxième temps, une validation qualitative est obtenue par comparaison entre la distribution des salinités interprétée d'après les résultats du modèle géo-électrique d'inversion et celle simulée par le modèle d'écoulement densitaire. Enfin, une validation quantitative est obtenue par comparaison entre la réponse géo-électrique théorique des salinités simulées par le modèle hydrogéologique (préalablement transformées en résistivité par application d'un modèle hydro-pétrophysique) et les mesures ERT acquises sur le terrain.

La fiabilité de la méthode a été précisée par des analyses de sensibilité conduites sur les différents modèles utilisés (géo-électrique, hydrogéologique et hydro-pétrophysique) et son applicabilité a été testée sur trois contextes hydrogéologiques et climatiques différents. Ainsi, aux Îles-de-la-Madeleine (Canada), les remontées salines sous les captages d'eau ont été caractérisées. Sur l'îlot M'Ba (Nouvelle-Calédonie), les variations spatiales de la recharge contrôlant le développement de la lentille d'eau douce ont été évaluées. Enfin, sur le tomolo de Pikine (Sénégal), les phénomènes évapotranspiratoires et concentrateurs intenses affectant les dépressions inter-dunaires ont été quantifiés.

Mots-clefs : tomographie de résistivité électrique (ERT) ; modélisation des écoulements densitaires ; modélisation géo-électrique ; aquifères côtiers ; modèles hydro-pétrophysiques ; validation croisée ; cône de remontée saline ; lentille d'eau douce ; recharge ; reprise évapotranspiratoire ; archipel tempéré froid ; îlot corallien tropical ; système salin côtier aride ; Canada ; Nouvelle-Calédonie ; Sénégal

Using electrical resistivity tomography for variable-density groundwater flow modeling in coastal aquifers

Abstract: The density equilibrium between freshwater and saltwater in coastal aquifers is an unsteady phenomenon difficult to characterize. On the basis of borehole observation data only, the validation of 2D/3D groundwater models remains precarious. Therefore, electrical resistivity tomography (ERT) constitutes a relevant geophysical technique of investigation for the characterization with high resolution of the 2D/3D salt distribution into the aquifer.

A cross-validation methodology between geo-electrical and variable-density flow models is developed. First, the interpretation of ERT field data by inverse modeling provides relevant information for both the structuration and parameterization of groundwater models (reservoir geometry, flow velocities, etc.). Second, a qualitative validation is obtained by comparison between salinities interpreted from the geo-electrical inverse model and those simulated by the groundwater model. Third, a quantitative validation is obtained by the comparison between the calculated geo-electrical response of salinities simulated by the groundwater model (previously resistivity-transformed using a hydro-petrophysical model) and ERT field data.

The reliability of the cross-validation method has been tested through sensitivity analyses carried out on the different models used (geo-electrical, hydrogeological and hydro-petrophysical), as well as its applicability has been tried on three different hydrogeological and climatic contexts. Thus, in the Magdalen Islands (Canada), seawater upconings under water wells have been characterized. On M'Ba islet (New Caledonia), spatial variations of groundwater recharge that control freshwater lens development have been evaluated. Finally, on Pikine peninsula (Senegal), intense evapotranspiration and concentration that affect low-lying inter-dunar sectors have been quantified.

Keywords: electrical resistivity tomography (ERT); variable-density flow modeling; geo-electrical modeling; coastal aquifers; hydro-petrophysical models; cross-validation; saline upconing; freshwater lens; groundwater recharge; groundwater uptake; cold tempered archipelago; small tropical coral island; coastal arid saline system; Canada; New Caledonia; Senegal