

UNIVERSITE MICHEL DE MONTAIGNE – BORDEAUX 3
INSTITUT EGID

THESE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L’UNIVERSITE DE BORDEAUX 3

Discipline : Science et Technologie

Spécialité : Sciences de l’eau

Présentée par

François LARROQUE

Gestion globale d’un système aquifère complexe
Application à l’ensemble aquifère multicouche
médocain

Directeur de thèse : Professeur Pierre POUCHAN

Soutenue le 4 novembre 2004
Devant la commission d’examen

JURY

M. Ghislain de MARSILY	Professeur, Université Pierre et Marie Curie - Paris 6	Président
M. Olivier BANTON	Professeur, Université d’Avignon et des Pays de Vaucluse	Rapporteur
M. Wiktor TREICHEL	Vice-Dean, Ph.D., Eng., Faculty of Environmental Engineering Warsaw University of Technology	Rapporteur
M. Alain DUPUY	Maître de Conférences, Université Michel de Montaigne-Bordeaux 3	Examinateur
M. Pierre POUCHAN	Professeur, Université Michel de Montaigne-Bordeaux 3	Examinateur
M. Bruno de GRISSAC	Directeur du Syndicat Mixte d’Etude pour la Gestion de la de la Ressource en Eau du département de la Gironde	Invité

REMERCIEMENT

A l'issue de ce travail, c'est naturellement et avec une réelle gratitude que je me retourne vers ceux et celles qui m'ont permis de mener à terme ce projet.

A Monsieur le Professeur Pierre Pouchan, qui a accepté de m'accueillir et de diriger ce travail au sein de l'Institut EGID de l'Université Bordeaux 3, j'adresse mes sincères remerciements. Sa vision globale de l'Hydrogéologie, que j'ai eu la chance de découvrir au cours de nos nombreux échanges, m'a été d'une grande aide au cours de cette thèse.

Je remercie Monsieur Alain Dupuy, Maître de Conférences à l'institut EGID, pour avoir accepté la codirection scientifique de ce travail, pour n'avoir compté ni ses conseils ni son temps, et finalement pour le soutien total dont il m'a fait bénéficier tout au long de ce travail.

La confiance que tout deux m'ont exprimée dès mon arrivée au sein du DESS « Ingénierie de l'Eau – Mesures et Méthodes » n'a jamais faibli. Qu'ils soient assurés ici de ma sincère reconnaissance et de ma profonde amitié.

A monsieur le Professeur Ghislain de Marsily, pour m'avoir fait l'honneur de présider le jury de soutenance, et à Messieurs les Professeurs Olivier Banton et Wiktor Treichel, pour avoir accepté de rapporter ce travail, j'adresse mes plus respectueux remerciements.

Tout naturellement, mes remerciements vont également au Syndicat Mixte d'Etude pour la Gestion de la ressource en Eau de la Gironde dont les travaux ont permis le soutien de cette thèse. En particulier, je souhaite remercier Monsieur Bruno de Grissac, Directeur du SMEGREG, pour la confiance qu'il m'a accordée durant toute cette étude. Ma gratitude s'étend à l'ensemble du personnel du SMEGREG, dont la disponibilité et la gentillesse doivent être soulignées.

Mes sincères remerciements vont à Monsieur Michel Franceschi, Maître de Conférences, et à Monsieur le Professeur Olivier Atteia, pour l'aide précieuse qu'ils m'ont apportée dans le domaine de la chimie des eaux, leur collaboration et leur disponibilité de tous les instants. Je remercie également Monsieur le Professeur Jean Marie Malézieux pour le suivi et l'intérêt qu'il a porté à mes travaux. Qu'ils soient tous ici assurés de mon amitié.

Cette thèse s'appuyant pour une part importante sur des travaux de terrain, je souhaite ici saluer l'ensemble des personnes qui ont partagé avec moi cette vie de plein air. Je pense en particulier aux sociétés FORADOUR, HYDROASSISTANCE, GEOLITHE et au bureau d'étude GEOAQUITAINE. La rigueur, le professionnalisme et la gentillesse dont tous ont su faire preuve, ont permis le déroulement des travaux dans les meilleures conditions.

Qu'il soit personnel enseignant, de recherche, technique, administratif ou bien encore étudiant, c'est l'ensemble de l'Institut EGID que je souhaite remercier ici. La sympathie et la bonne humeur dont tout le monde a fait preuve ont transformé le cadre de travail en un cadre de vie agréable. Un salut particulier à Franck, mentor informatique, qui m'a ouvert les yeux vers de nouveaux horizons tout en m'initiant au maniement des barrettes mémoires. Merci également à Florence pour avoir supporté mes emprunts de documents à long terme et enfin à Anne-Marie pour son aide dans les formalités administratives et les organisations de dernière minute. Ma sympathie va également aux thésards de l'EGID à qui j'adresse mes encouragements pour les dernières lignes droites. A ce propos, merci Ronan pour les réglages et les relectures de dernière minute.

Un merci particulier à mes amis, qui de Neuchâtel à Paulhan, en passant par Carcassonne, Bordeaux et Paris jusqu'au pont des costières de Nîmes, ont su m'apporter un soutien moral indéfectible dans les moments creux et une bonne humeur durant tous les autres instants.

Que cette occasion soit également pour moi celle de témoigner à mes parents et à ma famille, pour tout ce qu'ils m'ont donné et pour tout ce que je leur dois, la sincère gratitude et l'affection que je leur porte.

Enfin, à mon frère qui m'avait toujours en tout encouragé, je dédie ce travail.

RESUME

Un projet de gestion globale du système aquifère multicouche médocain est proposé à travers l'élaboration d'un outil d'optimisation régional. Cet outil ne pouvait s'envisager qu'inséré au sein d'un cadre hydrogéologique maîtrisé.

Une révision majeure du modèle géologique local nous a ainsi conduit à la construction d'un modèle numérique régional (31000 km^2) représentatif des échanges entre les 5 nappes du système. Cette mise à jour du modèle dans la zone d'intérêt pressentie pour une future exploitation de la nappe oligocène, a souligné son compartimentage local.

La caractérisation hydrogéologique de ces formations s'est appuyée sur l'étude du modèle piézométrique et des chroniques de charge ainsi que sur l'interprétation d'essais de puits par une méthode pétrolière permettant de caractériser finement le complexe puits/réservoir. Une nouvelle méthode de calcul du coefficient d'emmagasinement, basée sur l'utilisation conjointe des fluctuations naturelles de piézométrie et des mesures de dilatation par DGPS est proposée.

L'impact de l'exploitation prévue de l'aquifère oligocène est calculé par une approche multi-échelle basée sur deux modèles :

- un modèle semi-analytique utilisé pour calculer l'impact de l'exploitation d'un champ captant dans sa proche périphérie (500 km^2) ;
- un modèle numérique permettant de calculer l'impact de cette exploitation sur l'ensemble des nappes à l'échelle régionale.

Le développement d'un outil d'optimisation basé sur la théorie des Réponses Unitaires a permis d'optimiser les volumes exploitables. L'extension de cet outil à l'ensemble du système aquifère multicouche médocain constitue la finalité de ce travail.

ABSTRACT

A management project for the medocan multilayered aquifer is completed thanks to the development of a large-scale optimisation tool.

This tool is based on a well-known hydrogeological background. A major revision of the local geological model lead us to develop a regional groundwater model (31000 km^2) representative of the exchanges between the 5 aquifers constituting the system. In a restricted area considered for a potential exploitation of Oligocen aquifer, the update of the geological model clarifies the reservoir shape and its local partitioning.

The hydrogeological characterisation of geological formations was issued from the study of piezometric maps, head time series and welltest interpretations. Welltest interpretations were issued from petroleum technology, allowing an accurate description of the physical properties of the whole well/reservoir. We proposed a new methodology to compute storage coefficient (S) based on the joint use of natural piezometric fluctuations and dilatation measurements by DGPS.

The impact assessment of the future exploitation of Oligocene aquifer is computed from a multi-scale approach, thanks to two kinds of model :

- a semi-analytical model is worked to estimate the impact of groundwater withdrawals in the vicinity of the exploitation (500 km^2)
- a numerical model is worked to compute the impact at regional scale of the exploitation on the multilayered aquifer system.

The development of an optimisation tool based on Response Functions approach allowed the optimisation of workable pumping rates. The extension of this tool to the entire medocan multilayered aquifer constitutes the final objective of this work

SOMMAIRE

REMERCIEMENT	1
RESUME.....	2
ABSTRACT	3
SOMMAIRE	5
TABLE DES ILLUSTRATIONS.....	7
LISTE DES TABLEAUX	12
AVANT-PROPOS	13
CHAPITRE I : LE BASSIN NORD-AQUITAIN : UN SYSTEME HYDROGEOLOGIQUE COMPLEXE	15
I.1 Introduction pour une histoire géologique	16
I.2 Aquifères et nappes du Secondaire	24
<i>I.2.1 Aquifères du Jurassique</i>	<i>24</i>
<i>I.2.2 Aquifères du Crétacé.....</i>	<i>25</i>
<i>I.2.3 Aquifères du Danopaléocène</i>	<i>27</i>
I.3 Aquifères et nappes du Tertiaire.....	28
<i>I.3.1 Aquifères de l'Eocène</i>	<i>29</i>
<i>I.3.2 Aquifères de l'Oligocène.....</i>	<i>46</i>
<i>I.3.3 Aquifères du Miocène.....</i>	<i>58</i>
<i>I.3.4 Aquifères du Plio-quaternaire.....</i>	<i>62</i>
I.4 Vers une vision quantitative des aquifères tertiaires médocains	64
<i>I.4.1 Du schéma géologique au modèle conceptuel</i>	<i>66</i>
<i>I.4.2 Régime permanent - Simulations</i>	<i>82</i>
<i>I.4.3 Régimes transitoires - Simulations</i>	<i>86</i>
I.5 En résumé...	94

CHAPITRE II : DONNEES POUR UNE VISION HYDROGEOLOGIQUE REVISITEE	95
II.1 Etude détaillée de la région Centre-Médoc.....	96
II.1.1 Méthodologie	97
II.1.2 Investigations géologiques et géophysiques	99
II.1.3 Structures aquifères : Oligocène et ses épontes	106
II.2 Hydrodynamique des ensembles aquifères tertiaires	109
II.2.1 Le système expert SAPHIR [®]	109
II.2.2 Application aux essais de puits.....	115
II.3 Morphologies piézométriques et chroniques	123
II.3.1 Campagnes piézométriques	123
II.3.2 Chroniques piézométriques.....	128
II.4 Coefficient d'emmagasinement et fluctuation des nappes	138
II.4.1 Phénomènes et équations fondamentales	138
II.4.2 Estimation directe à partir de données satellitaires.....	142
II.4.3 Dispositif expérimental et mesures.....	144
II.4.4 Détermination du coefficient d'emmagasinement de l'aquifère éocène.....	151
II.5 En résumé...	154
CHAPITRE III : EVALUATION MULTI-ECHELLE D'UNE EXPLOITATION – APPROCHE POUR UNE GESTION GLOBALE.....	156
III.1 Besoins-Démarche-Outils.....	157
III.2 Estimation multi-échelle d'un champ captant	159
III.2.1 Impact du champ captant à l'échelle kilométrique – Modèle de Voronoi	159
III.2.2 Impact du champ captant à l'échelle régionale – Modèle numérique distribué...	171
III.3 Recherche d'une méthode d'optimisation pour une gestion globale	183
III.3.1 Principales procédures de gestion des nappes.....	184
III.3.2 La méthode de Matrice des Réponse Unitaires (MRU).....	185
III.3.3 Application de la MRU à l'ensemble multicouche nord-aquitain.....	189
III.4 En résumé.....	202
EN CONCLUSIONS.....	204
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	208
ANNEXES.....	221

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Figure I.1 : Ecorché géologique anté-mésozoïque du Bassin Aquitain (WINNOCK, 1974).....	17
Figure I.2 : Epaisseur et faciès des dépôts triasiques (WINNOCK, 1974).....	18
Figure I.3 : Zones de sédimentation du compartiment méridional triasique (DURAND-DELGA, 1980)	19
Figure I.4 : Principales zones de dépôts durant le Dogger (DELFAUD, 1982)	20
Figure I.5 : Bassins du Crétacé inférieur (WINNOCK, 1974)	21
Figure I.6 : Extension des formations aquifères du Jurassique (d'après MAUROUX et DANNEVILLE, 1996)	25
Figure I.7 : Disposition schématique des aquifères du Crétacé supérieur (HOUSSE et MAGET, 1977)	26
Figure I.8 : Extension et piézométrie des formations aquifères du Crétacé supérieur (d'après MAUROUX et DANNEVILLE, 1996)	27
Figure I.9 : Schéma des séries tertiaires nord-aquitaines (GIGNOUX, 1960)	28
Figure I.10 : Faciès synthétiques des formations éocènes depuis la base de l'Eocène inférieur jusqu'à l'Eocène supérieur (d'après KLINGEBIEL, 1967)	31
Figure I.11 : Distribution des transmissivités mesurées pour l'aquifère éocène	32
Figure I.12 : Répartition des transmissivités mesurées pour l'aquifère éocène.....	33
Figure I.13 : Coupe schématique à travers les formations de la zone d'alimentation des sables éocènes (LE GALLIC, 1966)	34
Figure I.14 : Esquisse piézométrique de l'aquifère des Sables Inférieurs éocènes, état 1966 (SCHOELLER et al., 1966)	36
Figure I.15 : Esquisse piézométrique de l'aquifère éocène, état 1996 (MAUROUX et DANNEVILLE, 1996)	36
Figure I.16 : Evolution historique de la piézométrie éocène sur le domaine Nord-Aquitain (MAUROUX et DANNEVILLE, 1996)	38
Figure I.17 : Types d'exutoires envisageables pour l'aquifère éocène (MOUSSIE, 1972).....	40

Figure I.18 : Affleurements calcaires immergés le long du littoral nord-aquitain (d'après FROIDEFOND et al., 1984)	41
Figure I.19 : Evolution de la morphologie de l'estuaire de la Gironde (ALLEN et al., 1970, modifié)	42
Figure I.20 : localisation du paléochenal anté-flandrien (MARIONNAUD, 1967, modifié)	43
Figure I.21 : Répartition géographique des ouvrages inventoriés à l'Eocène	44
Figure I.22 : Evolution du volume annuel prélevé à la nappe éocène pour la période 1981-1999 (BRGM)	45
Figure I.23 : Principales phases de sédimentation durant l'Oligocène et faciès associés (PRATVIEL, 1972)	46
Figure I.24 : Distribution des transmissivités mesurées pour l'aquifère oligocène.....	48
Figure I.25 : Répartition des transmissivités mesurées pour l'aquifère oligocène	49
Figure I.26 : Zones de communication potentielles entre l'aquifère oligocène et les aquifères encadrants (HOSTEINS, 1982)	51
Figure I.27 : Carte piézométrique de l'aquifère oligocène en zone bordelaise, état 1979 (SINGO, 1981)	53
Figure I.28 : Carte piézométrique de l'aquifère oligocène en zone bordelaise, état 1996 (BONNERY et al, 1997, modifié).....	53
Figure I.29 : Esquisse piézométrique de l'aquifère oligocène, état 1996 (BONNERY et al, 1997, modifié)	54
Figure I.30 : Butte calcaire oligocène d'après plongée (COURREGES, 1997)	56
Figure I.31 : Répartition géographique des ouvrages inventoriés à l'Oligocène	57
Figure I.32 : Evolution du volume annuel prélevé à la nappe oligocène pour la période 1981-1999 (données source : BRGM)	58
Figure I.33 : Limite de dépôt des formations miocènes (ALLARD, 1981).....	59
Figure I.34 : Esquisse piézométrique de l'aquifère miocène, état 1964 (ASTIE, 1964)	61
Figure I.35 : Evolution du volume annuel prélevé à la nappe miocène pour la période 1981-1999 (données source : BRGM)	61
Figure I.36 : Réseau hydrographique reconstitué au Pliocène (LEGIGAN, 1979)	63
Figure I.37 : Ecorché géologique au mur des formations plio-quaternaires (d'après LEGIGAN, 1979)	64
Figure I.38 : Localisation de la zone d'étude et du modèle cadre	66
Figure I.39 : Discréétisation du domaine d'étude et toit des formations aquifères.	70

Figure I.40 : Surfaces d'affleurement des aquifères restituées dans le modèle	71
Figure I.41 : Pluies efficaces calculées pour une RFU de 100 et 150 mm (données Météo-France)	77
Figure I.42 : Volumes annuels cumulés prélevés par couche modélisée.....	78
Figure I.43 : Volumes annuels prélevés par maille de calcul pour l'année 1996	79
Figure I.44 : Localisation des piézomètres de contrôle	81
Figure I.45 : Cartes piézométriques calculées en régime permanent (données de 1981)....	83
Figure I.46 : Chroniques piézométriques mesurées et calculées – Aquifère miocène	87
Figure I.47 : Chroniques piézométriques mesurées et calculées – Aquifère oligocène	87
Figure I.48 : Chroniques piézométriques mesurées et calculées – Aquifère éocène	88
Figure I.49 : Chronique piézométrique simulée au piézomètre 08523X0092 (Eocène).....	89
Figure I.50 : Débits simulés aux sources oligocènes	90
Figure I.51 : Bilan inter-annuel du système calculé sur la période 1981-1999	92
Figure I.52 : Bilan des flux annuels transitant au sein du système aquifère aquitain (BESBES et al., 1978).....	94
Figure II.1 : Implantation des forages de reconnaissance et profils de sismique réflexion haute résolution.....	98
Figure II.2 : Profil sismique PA.....	101
Figure II.3 : Profil sismique PCo	101
Figure II.4 : Profil sismique PMe	103
Figure II.5 : Profil sismique PD	105
Figure II.6 : Synthèse géologique de l'aquifère oligocène dans la région Centre - Médoc (LARROQUE et DUPUY, 2004 ^a).....	107
Figure II.7 : Comportement de la dérivée de la pression lors d'un pompage dans un réservoir homogène infini	114
Figure II.8 : Evolution des courbes dérivées mesurées et simulées – Modèles homogènes d'extension infinie.....	116
Figure II.9 : Evolution des pressions mesurées et simulées - Modèles homogènes d'extension infinie.....	117
Figure II.10 : Evolution des courbes dérivées mesurées et simulées – Modèles variables .	119
Figure II.11 : Evolution des pressions mesurées et simulées – Modèles variables	120
Figure II.12 : Cartes piézométriques – Période de basses eaux climatiques (novembre 2002).....	124

Figure II.13 : Amplitudes des variations entre période de hautes et basses eaux climatiques	127
Figure II.14 : Localisation des stations piézométriques	129
Figure II.15 : Chroniques piézométriques enregistrées et pluviosité mesurée	132
Figure II.16 : Fonctions d'autocorrélation des niveaux piézométriques ($m = 300$ jours) ...	137
Figure II.17 : Fonction d'autocorrélation des précipitations ($m = 125$ jours)	137
Figure II.18 : Dispositif d'aquisition – Forage MP1	144
Figure II.19 : Chroniques temporelles au puits MP1.....	145
Figure II.20 : Calcul de l'efficacité barométrique (méthode de Clark)	147
Figure II.21 : Variations piézométriques filtrées de l'effet des variations barométriques ..	147
Figure II.22 : Spectres d'amplitudes obtenus par analyse de Fourier	148
Figure III.1 : Hypothèse préliminaire pour un champ captant (d'après BRGM, 1999)	158
Figure III.2 : Maillages de Voronoi retenus pour le champ médocain.....	162
Figure III.3 : Rabattements mesurés et simulés pour l'essai d'interférence de longue durée	163
Figure III.4 : Proposition d'une nouvelle localisation de champ captant oligocène (champ captant oligocène sud).....	167
Figure III.5 : Variogrammes régionaux calculés pour l'ensemble des aquifères tertiaires (cote du toit de l'aquifère).....	172
Figure III.6 : Mise à jour du modèle numérique médocain.....	174
Figure III.7 : Hauteurs piézométriques calculées pour l'année 1996 sur la zone modifiée.....	175
Figure III.8 : Hauteurs piézométriques simulées au puits 08026X0034	177
Figure III.9 : Rabattements calculés après 1 année d'exploitation.....	179
Figure III.10 : Rabattements calculés après 10 années d'exploitation	180
Figure III.11 : Structure de la plate-forme d'optimisation développée	189
Figure III.12 : Situation des points de stress et des points d'observation	191
Figure III.13 : Hauteurs piézométriques calculées et observées pour l'année 1981	193
Figure III.14 : Cartes piézométriques de l'aquifère Eocène – Impact du processus d'optimisation global.....	199
Figure III.15 : Distribution des débits optimisés par rapport au scénario tendanciel.....	200
Figure A0-1 : Toponymie de la zone d'étude	222
Figure A1-1 : Champs de perméabilité pour les aquifères tertiaires obtenus après calage ..	223
Figure A2-1 : Forage de reconnaissance BP1	224

Figure A2-2 : Forage de reconnaissance SP1	225
Figure A2-3 : Forage de reconnaissance MP1	226
Figure A3-1: Représentation de l'effet de capacité	230
Figure A3-2: Représentation 2D plane du modèle radial composite	232
Figure A3-3 :Représentation conventionnelle d'une limite imperméable selon la théorie des puits images	234
Figure A5-1 : Corrélogrammes simples – Piézométrie.....	243
Figure A5-2 : Corrélogrammes croisés – Pluviométrie / Piézométrie	244
Figure A6-1 : Principe de positionnement absolu (d'après DOERFLINGER, 1997).....	246
Figure A6-2 : Principe de positionnement relatif (d'après DOERFLINGER, 1997)	247
Figure A7-1 : Eléments constitutifs d'une grille de Voronoi.....	250
Figure A7-2 : Maille représentative et notation associée	251

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I.1 : Evolution de la piézométrie sur quelques forages de la région bordelaise (ALBINET, 1960, modifié).....	37
Tableau I.2 : Paramètres de discréétisation du domaine d'étude	69
Tableau I.3 : Répartition des conditions imposées selon les couches aquifères.....	72
Tableau I.4 : Distribution du champ de perméabilité (nombre de cellule).....	75
Tableau I.5 : Bilan des entrées et sorties en régime permanent influencé.....	85
Tableau II.1 : Forages de reconnaissance réalisés.....	98
Tableau II.2 : Caractéristiques des essais de pompage	115
Tableau II.3 : Paramètres calculés - Modèles homogènes d'extension infinie	118
Tableau II.4 : Paramètres calculés - Modèles variables	121
Tableau II.5 : Suivi automatique et variation des niveaux mesurés	129
Tableau II.6 : Caractéristiques opérationnelles des levers GPS	149
Tableau II.7 : Altitudes ellipsoïdales calculées à partir des mesures GPS (Ellipsoïde WGS 84).....	150
Tableau II.8 : Estimation du coefficient d'emmagasinement à partir de l'analyse spectrale.....	151
Tableau II.9 : Coefficient d'emmagasinement estimé à partir des mesures GPS	152
Tableau III.1 : Rabattements résiduels calculés sur les forages AEP existants	165
Tableau III.2 : Rabattements calculés au droit du champ captant.....	166
Tableau III.3 : Rabattements résiduels calculés aux forages AEP existants pour le champ captant oligocène sud.....	168
Tableau III.4 : Rabattements calculés au droit du champ captant sud	169
Tableau III.5 : Débits optimisés pour le champ captant oligocène	195
Tableau III.6 : Influences calculées au droit et à proximité du champ captant – débits optimisés.....	196
Tableau A6-1 : Principales erreurs affectant le positionnement GPS (DOERFLINGER, 1997).....	248

AVANT-PROPOS

----oOo----

Issu d'une histoire géologique complexe, le bassin Nord-Aquitain est le siège d'un système aquifère multicouche singulier, tant par son extension que par la qualité des eaux qu'il recèle. Du Jurassique au Plio-quaternaire, les eaux souterraines constituent en Aquitaine une ressource essentielle largement exploitée pour de nombreux usages dans différents secteurs.

Le risque de surexploitation évoqué pour la nappe de l'Eocène, notamment dans la région de Bordeaux, a conduit dès 1996 à la réalisation de plusieurs études et à l'élaboration de nouveaux outils réglementaires pour la mise en oeuvre des programmes de substitution à cette ressource.

Après les études préliminaires, la région médocaine et la nappe de l'Oligocène sont apparues comme une ressource en eau souterraine intéressante dans une alternative de substitution partielle aux forts prélèvements localisés de la Communauté Urbaine de Bordeaux.

Cette nappe oligocène qui présente l'avantage d'être faiblement sollicitée, n'affichait que des captages peu nombreux. En contrepartie, on était en présence d'un déficit local de connaissances des ressources en eau souterraines et de leurs conditions de gisement.

Le Syndicat Mixte d'Etude pour la Gestion de la Ressource en Eau de la Gironde, établissement créé sur l'initiative du Conseil Général de la Gironde et de la Communauté Urbaine de Bordeaux a été chargé de l'étude des solutions de substitution aux prélèvements en nappe profonde éocène. Une actualisation des connaissances géologiques et hydrogéologiques en région médocaine, en vue de l'implantation de futurs captages a ainsi été décidée.

Avant-propos

L’importance des phénomènes de drainance possibles entre les différentes nappes formant le système aquifère médocain ne faisait pas de doute dans la mesure où les différentes unités géologiques présentaient des discontinuités sédimentaires d’ailleurs mal connues.

Ce lot de complexité nous a amené, dans un premier temps, à réaliser une révision géologique et hydrogéologique plus détaillée du système multicouche Nord-Aquitain.

Puis un modèle numérique d’échelle régionale, expression de ce travail de synthèse, a permis de quantifier les relations entre les différentes entités hydrogéologiques, soulignant la nécessité de prendre en compte la totalité du système avant d’entreprendre toute approche quantitative de soutirages.

Dans un deuxième temps, à partir des données géologiques et hydrogéologiques actualisées, nous avons proposé une nouvelle expression structurale pour l’aquifère oligocène et plus généralement pour le système multicouche profond dans la partie Centre-Médoc, avec estimation des paramètres hydrodynamiques, condition préalable à tout travail quantitatif ultérieur.

Des outils analytiques, semi-analytiques et numériques ont été mis en œuvre afin d’identifier l’impact d’une exploitation locale intensive de la nappe oligocène sur l’ensemble du système multicouche profond médocain. Une approche pluri-scalaire, seule capable de véritablement rendre compte des influences, s’est révélée pertinente.

Développé à partir des techniques numériques de caractérisation des eaux souterraines et des approches de recherche opérationnelle, un outil d’optimisation de l’ensemble des prélèvements a abouti à une proposition de gestion globale pour cet ensemble aquifère, but ultime de ce travail ...

CHAPITRE I

LE BASSIN NORD-AQUITAIN UN SYSTEME HYDROGEOLOGIQUE COMPLEXE

I.1 Introduction pour une histoire géologique

Enserré par des massifs anciens, d'importances inégales, suivant deux grandes lignes de reliefs qui lui confèrent schématiquement une forme triangulaire, le Bassin Aquitain représente une unité géographique et géologique largement ouverte sur l'océan Atlantique. Au nord et à l'est, le bassin est délimité par la partie méridionale du Massif Armoricain, la bordure occidentale du Massif Central et la Montagne Noire. Au sud, la limite est soulignée par la chaîne des Pyrénées. A l'ouest, la côte atlantique ne forme qu'une limite apparente, le bassin se prolongeant par le plateau continental.

La connaissance géologique de cette unité et de son histoire doit beaucoup aux nombreuses prospections géophysiques et forages profonds réalisés pour la recherche pétrolière et la production d'eau, complétés par les programmes de recherche océanique.

Cette section présente une description brève et non exhaustive de l'histoire géologique complexe de ce bassin, synthèse dont le seul but est de comprendre les grands traits morpho-structuraux des aquifères sis dans ces formations. Cette reconstitution s'appuie sur les études de nombreux auteurs, dont les travaux portent sur des approches stratigraphiques (VEILLON, 1962 ; DUCASSE, 1962 et DUCASSE *et al.*, 1985 ; RINGEADE, 1978 ; CAVELIER *et al.*, 1997), sédimentologiques (VATAN, 1945 et 1948 ; ALVENERIE, 1961 ; RECHINIAC, 1962 ; KLINGEBIEL, 1967 ; PRATVIEL, 1972 ; GAYET, 1985) et enfin des synthèses incluant des éléments tectoniques (FABRE, 1939 ; DAGUIN, 1948 ; CROUZEL, 1956 ; VIGNEAUX, 1964 ; SCHOEFFLER, 1973 ; LEGIGAN, 1979 ; CAPDEVILLE, 1987 ; DUBREUILH, 1987). Une carte toponymique est proposée en Annexe 0.

Le socle anté-mésozoïque aquitain est somme toute assez peu connu. Sa structuration a pu toutefois être approchée par l'étude des profils de sismique profonde et les forages de reconnaissance pétrolière. Plusieurs âges et interprétations ont été proposés pour le socle de ce bassin : des formations paléozoïques (BUGNICOURT *et al.*, 1959), des roches métamorphiques hercyniennes (KAPLAN, 1968), un socle précambrien (WINNOCK, 1971). Une présentation exhaustive de ces terrains n'est pas recherchée ici. On notera simplement l'appartenance confirmée pour l'essentiel de ce socle au Paléozoïque, plus ou moins affecté par des événements hercyniens, comme le confirment les études récentes (ROLET, 1997).

L'écorché géologique des formations anté-mésozoïques nord-aquitaines (Figure I-1), souligne les principaux traits de cette structuration complexe. Vers le centre du bassin, sur une aire de plus de 500 km² centrée sur le Médoc et la Gironde, on remarque un Paléozoïque anté-hercynien (**Cambrien**, **Silurien**) essentiellement métamorphisé vraisemblablement durant la tectonique hercynienne, constitué principalement de schistes sériciteux, parfois graphiteux ou quartzeux.

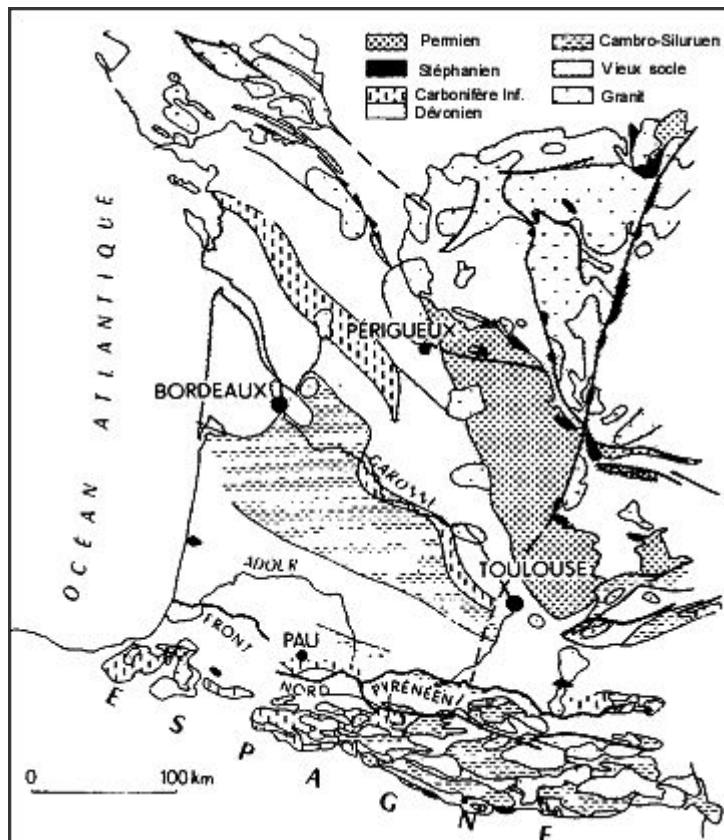


Figure I-1 : Ecorché géologique anté-mésozoïque du Bassin Aquitain (WINNOCK, 1974)

La plupart des massifs granitiques du Massif Central et des Pyrénées sont également mis en place à la faveur de l'**orogénèse hercynienne**.

Le Permien correspond à un épisode argilo-gréseux, donc essentiellement détritique, induit par une érosion intensive et une accumulation importante dans les sous-bassins subsidents. L'ensemble des terrains anté-mésozoïques a subi avant le recouvrement triasique une altération très poussée.

Au Trias, le Bassin acquiert les premiers traits typiquement aquitains. A un domaine de plate forme situé au nord, s'oppose un domaine sud très subsident, où les séries triasiques sont les plus complètes (Figure I-2). Les deux domaines s'articulent selon un axe Arcachon-Toulouse, correspondant vraisemblablement au prolongement de la pente continentale du Golfe de Gascogne.

Le domaine Nord est caractérisé par des argiles évaporitiques et des grès provenant du démantèlement de la chaîne hercynienne. Le caractère détritique des formations se renforce à proximité du continent, qui se situerait au nord d'une ligne Brive-Angoulême-Rochefort, où le Trias est absent. Citons simplement pour la partie méridionale l'augmentation progressive de la subsidence à l'approche des Pyrénées, où les séries triasiques présentent des niveaux salifères d'épaisseur importante (Figure I-3), à l'origine des phénomènes d'halocinèse ultérieurs connus dans cette région (DUPOUY-CAMET, 1952).

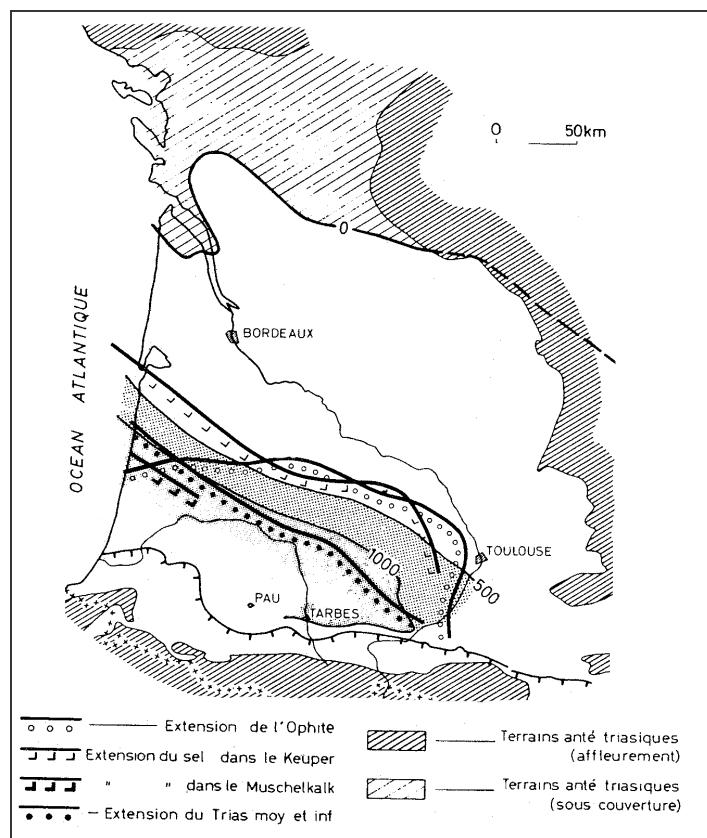


Figure I-2 : Epaisseur et faciès des dépôts triasiques (WINNOCK, 1974)

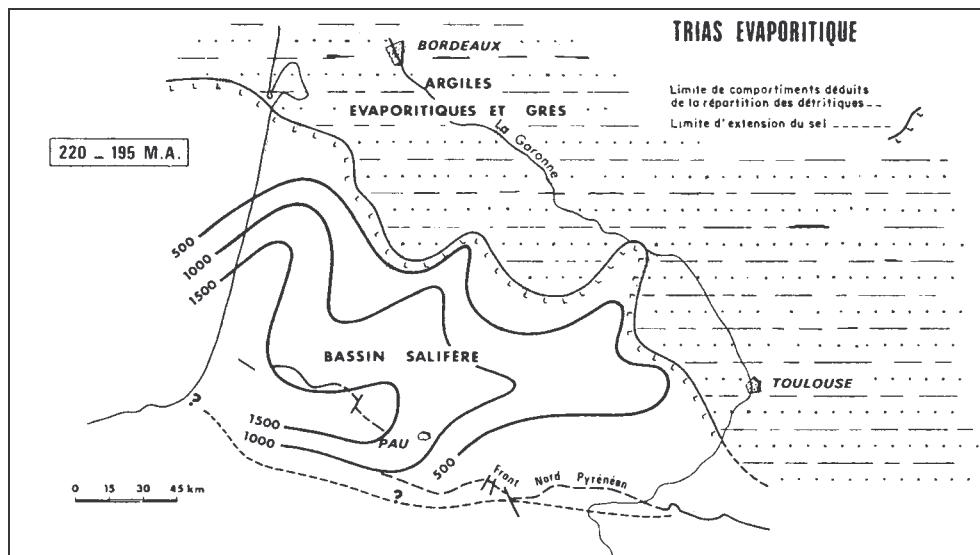


Figure I-3 : Zones de sédimentation du compartiment méridional triasique (DURAND-DELGA, 1980)

Au Jurassique, l'ouverture du bassin vers l'ouest correspond à une période de grande transgression, découpée en plusieurs épisodes. Les séries argilo-calcaires et les faciès détritiques locaux antérieurement déposés vont évoluer selon une paléogéographie variable tout au long de cette période (DELFAUD, 1982) et les traits géologiques auront une implication hydrogéologique.

- *Au Lias inférieur*, dans une zone de développement maximale entre Garonne et Pyrénées, se déposent des séries traduisant l'existence d'une mer peu profonde. Ces dépôts dolomitiques (calcaires dolomitiques et dolomies) correspondent à la *Dolomie de Carcans*. Plusieurs cycles évaporitiques, correspondant à un arrêt temporaire de l'influence marine, séparent cette dolomie d'une nouvelle séquence dolomitique et calcaire, induite par un rétablissement progressif de la communication avec le domaine marin. Les faciès du Lias moyen proviennent essentiellement du passage d'un régime néritique à une sédimentation plus pélagique et terrigène.
- *Au Lias supérieur*, après plusieurs bancs carbonatés, une sédimentation argileuse ou argilo-carbonatée s'installe.
- *Au Dogger* on note une diversification des dépôts d'est en ouest, avec des dépôts essentiellement carbonatés de type plate-forme en Aquitaine orientale, s'opposant à une aire occidentale plus pélagique (Figure I-4), dont le maintien s'explique essentiellement par un déficit d'apports terrigènes.

Ainsi, à l'ouest de la barrière récifale axiale Nord-Sud, le bassin est le siège d'une sédimentation profonde de marno-calcaires à Céphalopodes. A l'est, en arrière de la barrière, les dépôts sont caractéristiques d'un milieu de haute énergie (calcaires graveleux) alors que plus à l'ouest, l'énergie décroissant, les calcaires deviennent plus massifs. On note dans la région de Montauban des formations anhydritiques, résultant vraisemblablement d'un confinement local plus accentué.

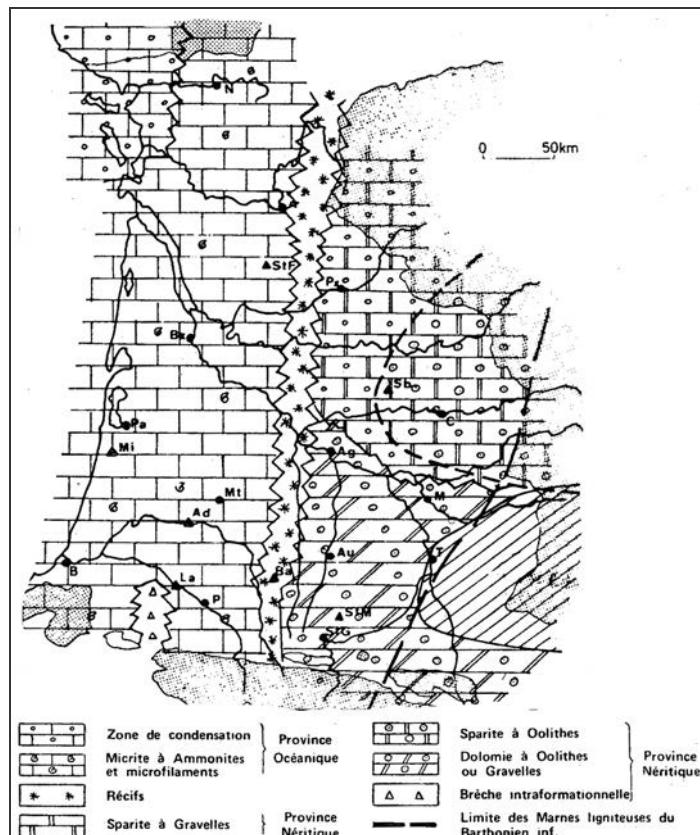


Figure I-4 : Principales zones de dépôts durant le Dogger (DELFAUD, 1982)

- **Au Kimméridgien inférieur**, une régression générale s'amorce. Des marno-calcaires peu profonds comblent progressivement un bassin d'Aquitaine qui se transforme peu à peu en vasière. Cette grande régression se poursuit durant **le Kimméridgien supérieur et le Portlandien**, entraînant le morcellement de l'Aquitaine en trois sous-bassins (Charentes, Parentis, Adour), où les dépôts sont essentiellement constitués de calcaires et dolomies.

Le caractère peu profond se généralise dans tout le bassin durant le **Crétacé inférieur**, où se déposent très localement d'épais niveaux carbonatés, selon une morphologie proche d'un

vaste lagon. **A partir de l'Aptien**, deux sous bassins, siège d'une intense sédimentation, s'individualisent (Figure I-5). En dehors de ces bassins, l'érosion entaille plus ou moins profondément les dépôts jurassiques.

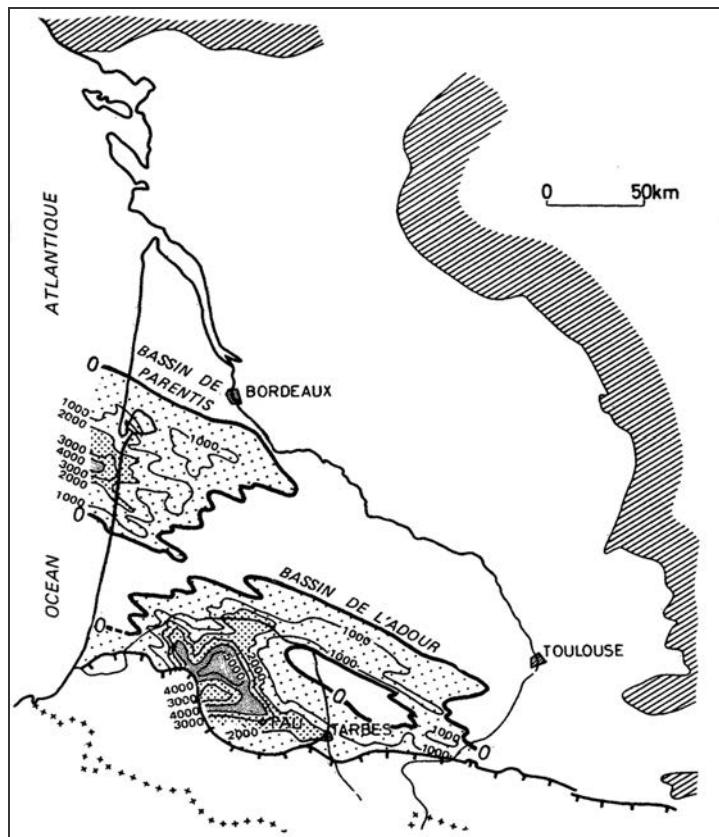


Figure I-5 : Bassins du Crétacé inférieur (WINNOCK, 1974)

Au Crétacé supérieur, la majeure partie de l'Aquitaine reçoit des sédiments de plate-forme continentale qui vont reposer en discordance plus ou moins marquée sur les terrains jurassiques, à l'exception des deux bassins subsidents isolés précédemment (Adour et Parentis). Ainsi, sur la plate forme aquitaine vont se déposer d'importantes séries calcaires, à faciès plus ou moins dolomitiques, pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. La variabilité des faciès rencontrés dans cette zone est caractéristique de différents niveaux d'énergie de dépôts, entre un domaine externe où la sédimentation est essentiellement pélagique et les parties situées au nord-est, où le domaine de plate-forme interne permet la prolifération d'organismes benthiques de type rudistes (CASSOUDEBAT et PLATEL, 1976). Ces terrains forment aujourd'hui des unités réservoir à porosité très ouverte, ultérieurement karstifiées et de grand intérêt hydrogéologique.

A l'ère tertiaire, l'histoire devient complexe et résulte d'une compétition entre une sédimentation terrigène et de nombreuses ingressions marines. Nous nous attacherons particulièrement à l'histoire du domaine nord-aquitain au cours de cette période.

Au Paléocène inférieur, la plate-forme nord-aquitaine continue de recevoir des dépôts marins peu-profonds ou continentaux. La région est (Quercy et Périgord) est exondée et reçoit dans un paysage karstifié des comblements sableux, des argiles et des produits de décalcification.

La poursuite de la phase tectonique de compression amorcée au Paléocène entraîne un rajeunissement des massifs hercyniens qui encadrent le bassin durant tout l'**Yprésien**. Le caractère marécageux de la physiographie du bassin à la fin de l'Eocène inférieur (**Ilérdien et Cuisien**) favorise les dépôts détritiques qui progradent loin vers l'ouest, par le biais de plusieurs paléo-émissaires, bien au-delà de la structure de Villagrain-Landiras. Le rejet positif des massifs durant le **Cuisien** intensifie ces processus d'alluvionnement, avec notamment une individualisation de plusieurs systèmes deltaïques (REY, 1995).

Avec la fin de la surrection pyrénéenne, l'**Eocène moyen** est marqué par deux nouvelles séries transgressives, le **Lutétien** et le **Bartonien**, séparés par une période régressive accompagnée d'un arrêt de sédimentation auquel sont associées des conditions évaporitiques (BEA et KIEKEN, 1971). Durant les périodes de transgression, les niveaux calcaires mis en place, notamment dans la cuvette bordelaise, s'intercalent entre des décharges détritiques importantes, provenant des zones émergées, sous formes de chenaux sous-marins. La façade atlantique est occupée par le bassin profond. Celui-ci est limité à l'est par une barrière carbonatée que l'on suit à l'**Eocène supérieur** de Royan à Bordeaux, Mont-de-Marsan et Orthez, au-delà de laquelle la sédimentation devient essentiellement continentale, recevant d'importants dépôts détritiques issus majoritairement du démantèlement des Pyrénées.

Les conditions paléogéographiques et tectoniques du **Priabonien** induisent une subsidence qui conduit l'élaboration de faciès caractéristiques : « les molasses d'Aquitaine », où l'on reconnaît notamment :

- les molasses inférieures et les argiles à *paleothérium* (avec le faciès associé du « calcaire de Plassac ») ;
- les molasses du Fronsadais.

Le domaine marin est divisé en deux biozones : la partie inférieure est formée dans le bordelais par les marnes à *Ostea bersonensis*, le « calcaire de Saint Estèphe » et le calcaire à *Sismondia occitana*. La partie supérieure est composée par les grès et calcaires à anomies du Médoc.

A l'Oligocène, l'Aquitaine apparaît comme un domaine relativement plat, où la sédimentation molassique palustre subsiste, tandis qu'il demeure un profond golfe central dans la région d'Agen. Une grande transgression marine marque **l'Oligocène Inférieur (Stampien ou Rupélien)**, mettant en place une formation calcaire dont l'importance économique est aujourd'hui plus que d'actualité. C'est le « calcaire à astéries ». Ces dépôts reposent sur des faciès marneux à *Ostrea longirostris*, ou plus vers l'est, sur la partie sommitale des molasses du Fronsadais, correspondant à la terminaison des formations molassiques mises en place durant l'Eocène. L'épaisseur des calcaires à astéries peut atteindre plusieurs centaines de mètres à l'emplacement de la barrière carbonatée de l'Eocène supérieur, mais son extension latérale de la côte à Marmande contraste avec l'étroitesse de la barrière précédente (10 à 20 kilomètres seulement dans les Landes). Le domaine continental est notamment caractérisé par les formations fluvio-lacustres des molasses inférieures dites de l'Agenais, formations détritiques constituées généralement de décharges sableuses quelquefois graveleuses (DUBREUILH, 1987). **Le Chattien** marque une période de régression généralisée, représentée généralement par des niveaux de types marnes vertes à blanches et plus localement des calcaires lacustres. Les faciès continentaux envahissent à nouveau la région des Landes et de l'Entre-deux-Mers.

Au Miocène, des dépôts de plate-forme constitués par des lumachelles et des grès s'étendent vers l'ouest. La compétition entre subsidence et apports continentaux mène quelquefois à des avancées brusque du domaine marin, comme c'est le cas **durant l'Aquitanién** où les dépôts marneux atteignent Agen. Les faluns s'étendent de nouveau vers l'est **durant l'Helvétien**, dans une moindre mesure lors de cette dernière transgression. Les dépôts continentaux sont généralement constitués de calcaires lacustres, tel le calcaire blanc de l'Agenais, ou de calcaires palustres, tel le calcaire gris de l'Agenais (CROUZEL et MEYER, 1975).

Du Pliocène à l'Actuel, la sédimentation est continentale et largement dépendante de l'évolution du paléo-fluvial Garonne. Les formations quaternaires, largement développées dans le Bassin d'Aquitaine comprennent notamment le « Sable des Landes », constitué d'une assise argilo-sableuse correspondant à un complexe alluvial parfois deltaïque, recouvert d'un terme peu épais formé par des sables quartzeux fins datés du **Würm**.

I.2 Aquifères et nappes du Secondaire

L'histoire géologique complexe du bassin Aquitain a été particulièrement favorable à la formation et la mise en place d'une série de niveaux présentant des propriétés réservoirs. Cet ensemble présenté globalement sous l'aspect d'un système aquifère multicouche ne peut se concevoir sans continuité hydraulique entre les différents termes qui le composent à l'échelle du bassin. Toutefois, une méthode de travail et d'exposé, bien ancrée dans les mœurs, nous imposera de considérer les nappes liées à un étage géologique ou parfois une unité stratigraphique.

Plusieurs synthèses hydrogéologiques régionales (COUSTAU *et al.*, 1967 ; CAZAL *et al.*, 1969 ; VOUVE *et al.*, 1969 ASTIE *et al.*, 1989), ont ainsi servi d'appui à une présentation du cadre hydrogéologique aquitain.

I.2.1 Aquifères du Jurassique

Les aquifères jurassiques sont composés de plusieurs corps calcaires. Leur répartition est différente selon que l'on considérera différentes unités. Nous délaisserons volontairement les séries carbonatées du Portlandien-Kimméridgien supérieur d'extension limitée pour étudier les séries du Kimméridgien inférieur-Dogger d'extension plus large dans une même unité de plate-forme.

Du point de vue hydrogéologique, il est légitime de regrouper en une seule unité les niveaux du Kimméridgien inférieur, de l'Oxfordien et du Dogger étant donné la continuité des faciès de la base jusqu'au sommet de la série. Ces faciès sont principalement constitués de calcaires et dolomies à oolithes présentant des porosités parfois très ouvertes par le jeu de la dissolution.

Cet aquifère s'ennoie depuis le nord-est (Perigueux, Angoulême), où il est affleurant, vers le sud-ouest jusqu'à plusieurs milliers de mètres de profondeur vers le sud de Parentis, et où de nombreux accidents tectoniques lui confèrent une géométrie complexe (Figure I-6).

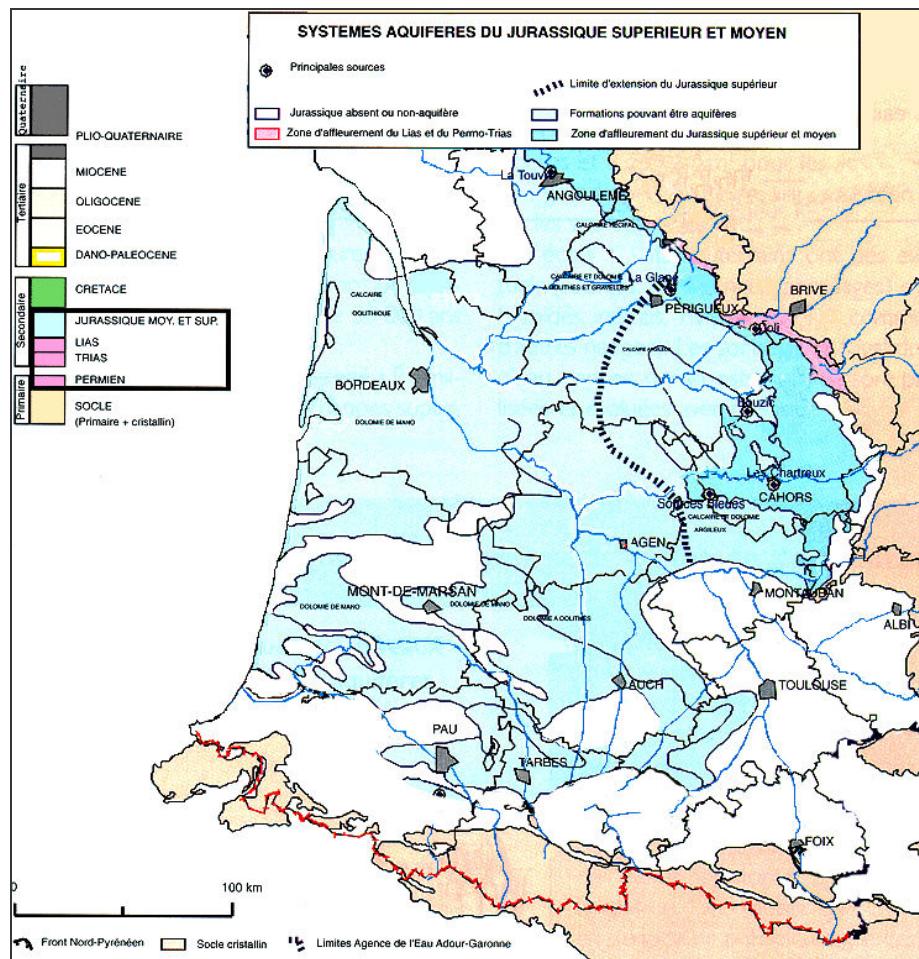


Figure I-6 : Extension des formations aquifères du Jurassique (d'après MAUROUX et DANNEVILLE, 1996)

I.2.2 Aquifères du Crétacé

On peut distinguer deux principaux aquifères dans les formations crétacées. L'aquifère du Crétacé inférieur est signalé uniquement dans les bassins subsidents de Parentis, Adour et Mirande. Les faciès y sont très variables d'un bassin à l'autre et présentent localement au sein de chaque bassin des variations qui donnent un caractère imbriqué complexe à ce réservoir. Les aquifères, essentiellement carbonatés, à l'exception des faciès gréseux des chenaux turbiditiques du bassin de Parentis, sont plus ou moins dolomitiques et présentent une porosité de fracture importante, voire des caractères karstiques dans certaines parties.

L'aquifère du Crétacé supérieur est plus étendu. Les réservoirs correspondent à un même cycle de sédimentation de l'épisode transgressif du Cénomanien et à la phase régressive du Maestrichtien.

Les aquifères évoluent globalement d'est en ouest, passant de faciès gréseux à des faciès dolomitiques (Figure I-7). Le caractère ouvert des porosités, parfois très développé, permet d'avoir localement des productivités intéressantes. Notons sous l'agglomération bordelaise l'exploitation de ces nappes à des fins géothermiques, via plusieurs forages profonds.

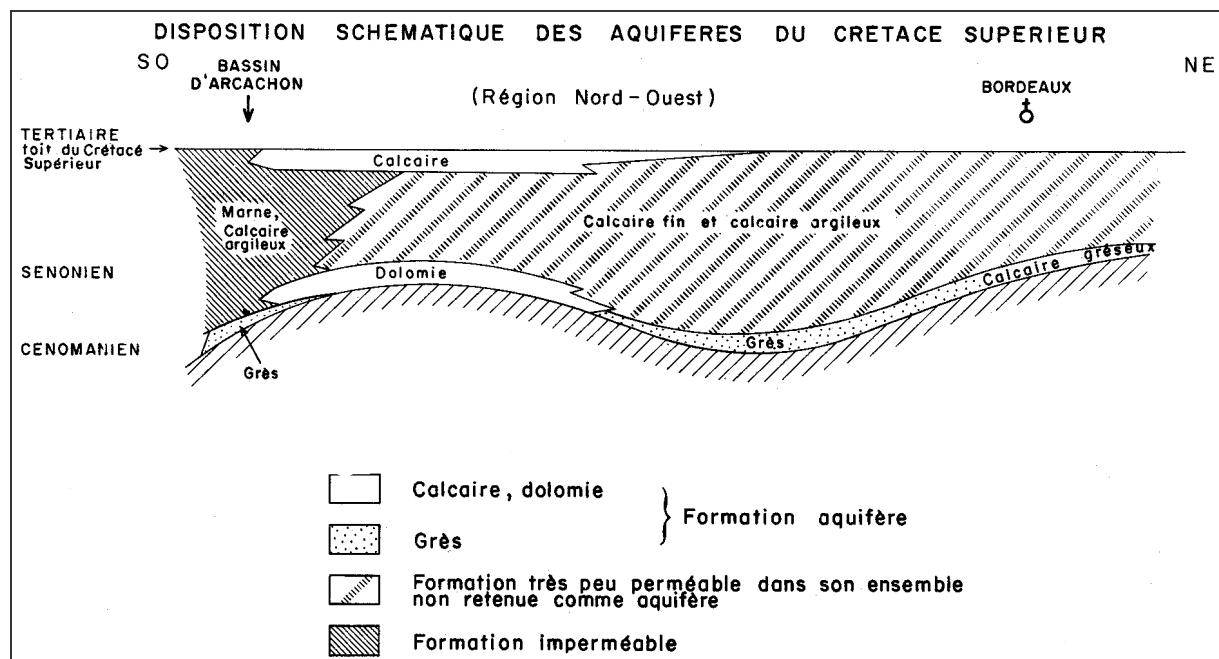


Figure I-7 : Disposition schématique des aquifères du Crétacé supérieur (HOUSSE et MAGET, 1977)

Plus au sud, en région landaise, cet aquifère est caractérisé par des faciès dolomitiques. La fracturation de cette formation est ici intense, le long de structures liées à une tectonique salifère qui donne naissance à plusieurs exsurgences thermales (Dax, Préchaq,...). Des forages profonds exploitent également cette ressource à des fins géothermiques.

L'esquisse piézométrique de la nappe du Crétacé supérieur (Figure I-8) souligne les axes d'écoulement naturel. Son alimentation ou tout du moins sa mise en pression se réalise en bordure nord-est, sur le territoire des départements de la Charente et de la Dordogne. Elle s'effectue également par le sud, en bordure pyrénéenne. Toutefois, dans cette zone, la mise en charge ne serait pas directement réalisée à travers les affleurements, les faciès et les structures tectoniques chevauchantes s'opposant à une mise en pression efficace. L'alimentation se fait vraisemblablement par drainance descendante à partir des réservoirs susjacentes (COUSTAU *et al.*, 1967). Une zone de diffluence au milieu du bassin semble générer deux axes préférentiels d'écoulement, alignés respectivement sur l'Adour et la Garonne.

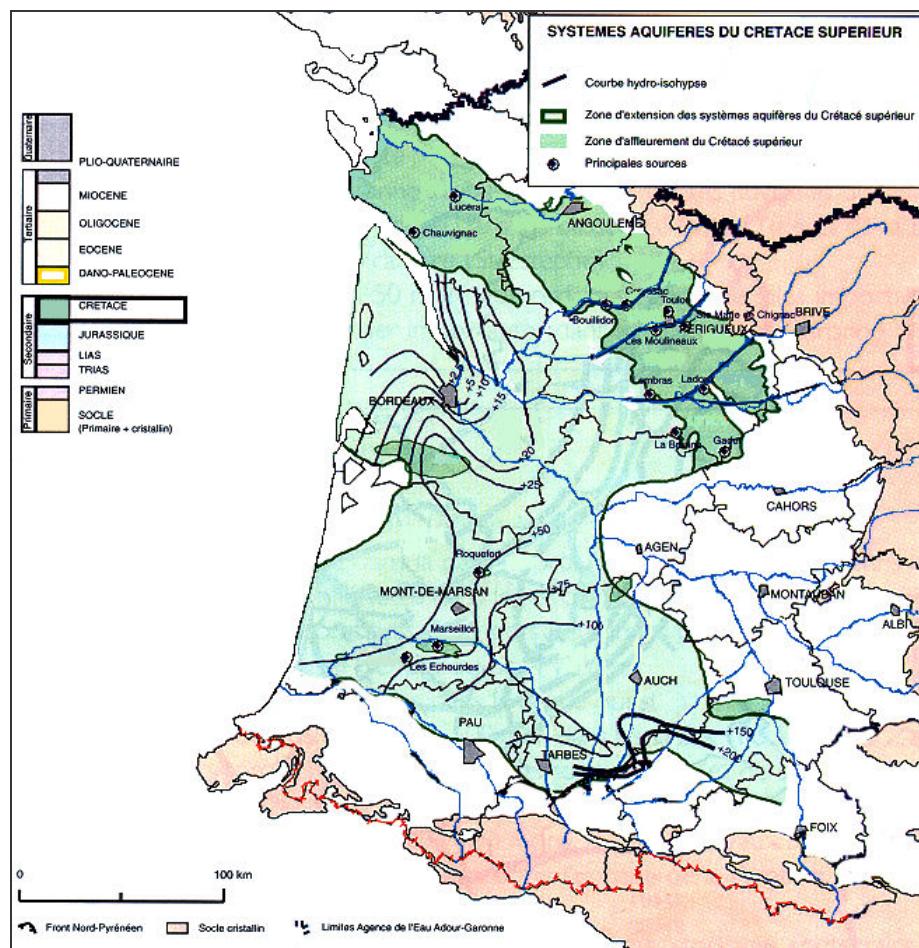


Figure I-8 : Extension et piézométrie des formations aquifères du Crétacé supérieur
(d'après MAUROUX et DANNEVILLE, 1996)

I.2.3 Aquifères du Danopaléocène

Les formations géologiques du Danien et du Paléocène ne forment qu'un seul ensemble réservoir essentiellement calcaréo-dolomitique qui ne couvre qu'une bande réduite du Bassin Aquitain, essentiellement dans la partie sud. Cet aquifère présente principalement deux faciès, selon un alignement grossièrement ouest-nord-ouest / est-nord-est, correspondant au passage latéral des formations marines paléocènes à des formations détritiques. Ainsi, nous distinguons dans le domaine de plate-forme une série où les calcaires et dolomies du Danien sont directement surmontés par les calcaires à algues et polypiers du Paléocène sur la bordure externe de la plate-forme, des séries calcaréo-dolomitiques du Danien recouvertes par des séries plus littorales ou continentales, représentées par des sables et des grès à intercalations argileuses.

L'alimentation de cet aquifère se fait vraisemblablement par continuité ou relais avec d'autres aquifères et à partir des affleurements du sud-est, alimentation facilitée par des structures fissurées locales qui peuvent assurer une circulation rapide des eaux. Les faciès compacts des affleurements de la bordure pyrénéenne s'opposent dans cette zone à une mise en charge efficace. L'écoulement au sein de cet aquifère se fait en direction du nord-est. L'Adour génère un drainage, le long des affleurements où des émergences sont connues.

I.3 Aquifères et nappes du Tertiaire

Les formations tertiaires présentent un caractère imbriqué complexe. Les variations latérales de faciès, particulièrement fréquentes au sein des unités hydrogéologiques induisent nécessairement des discontinuités et des zones préférentielles de communication, qui amènent à qualifier l'ensemble de ces formations de « système multicouche au sein d'un système multicouche ».

La chrono-stratigraphie sommaire de ces dépôts (Figure I-9) résume cette complexité tant géographique que verticale.

A ce titre, chaque horizon aquifère présentant certes des caractéristiques hydrauliques propres, ne peut véritablement être appréhendé qu'en introduisant son environnement.

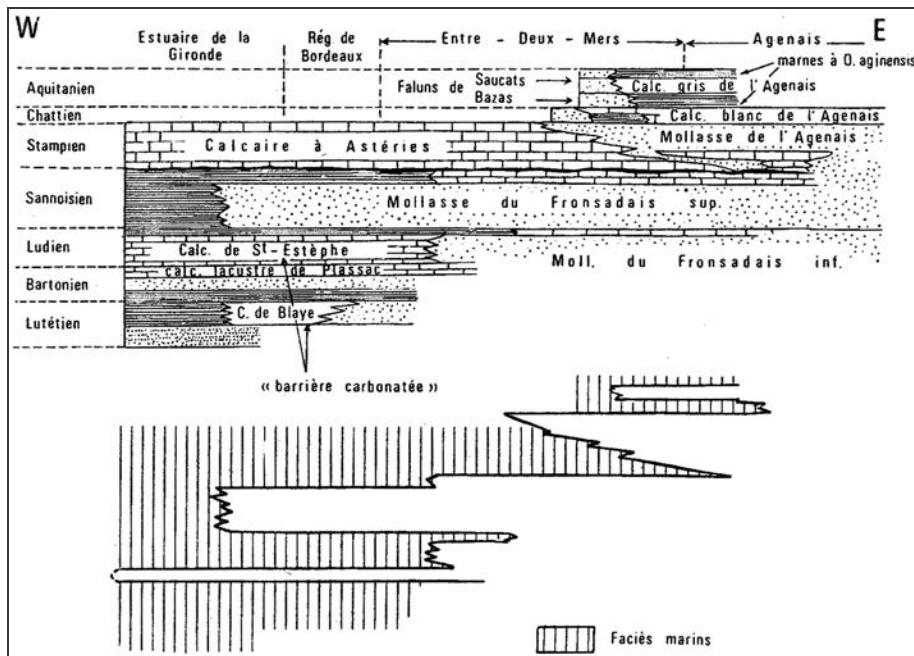


Figure I-9 : Schéma des séries tertiaires nord-aquitaines (GIGNOUX, 1960)

I.3.1 Aquifères de l’Eocène

I.3.1.1 Formations géologiques et propriétés réservoirs

Les formations aquifères éocènes couvrent la quasi-totalité du territoire du bassin aquitain. La tectonique pyrénéenne a marqué la topographie souterraine. Certaines zones présentent d'ailleurs des lacunes de sédimentation (« anticlinal » de Villagrains-Landiras).

Les parties sud et est du bassin aquitain comportent un important système aquifère formé principalement par les matériaux détritiques issus de l'érosion du Massif central et des Pyrénées, mis en place selon un schéma progradant dès l'Yprésien. Ce système aquifère, récemment étudié (LABAT, 1998 ; ANDRE, 2002), est potentiellement mis en charge le long des Petites Pyrénées, le long de la bordure orientale et suivant une importante aire en Béarn et en Bigorre. Les nappes relais sus-jacentes participent vraisemblablement de façon indirecte à son alimentation (PELISSIER-HERMITTE *et al.*, 2000). Les zones d'émergences connues constituent des exutoires ponctuels à cette nappe, notamment par le biais de sources directes (Barbotan, Masca, Lavardens,...), indirectes via des aquifères relais (Marseillon, Peyradère,...) voire d'autres exurgences thermales. Des zones de communication directes permettent également de drainer une partie de l'écoulement de cet aquifère. En résumé, la nappe des Sables Sous-Molassiques est susceptible d'alimenter les aquifères du Jurassique, du Crétacé et du Paléocène, principalement par le biais de discordances ou de lacunes, avec une prépondérance des phénomènes de dissolution-karstification mis en place dans ces différents réservoirs. Ainsi se trouve créé un vaste système d'aquifères relais avec des phénomènes de drainance naturelle le long de discontinuités.

Dans la partie Nord du Bassin Aquitain, deux types de dépôts offrant un intérêt hydrogéologique peuvent être distingués :

- les dépôts continentaux et littoraux de l'Eocène inférieur, qui se poursuivent durant l'Eocène moyen ;
- les faciès carbonatés du domaine de plate-forme, qui restent stables durant tout l'Eocène.

Les dépôts continentaux correspondent à l'équivalent latéral des Sables Sous-Molassiques du bassin Sud-Aquitain et la distribution des apports détritiques en provenance du Massif Central

et des Pyrénées se révèle variable et complexe. Les dépôts aquifères de l’Eocène inférieur semblent se limiter à une frange en bordure de Gironde actuelle. L’épaisseur des « Sables Inférieurs » est comprise entre 30 et 50 mètres. Vers le sud, la structure anticlinale de Villagrains-Landiras, dont la surrection amorcée à la fin de l’Eocène inférieur s’est accentuée par la suite, a provoqué une lacune totale des terrains représentant cette période (VIGNEAUX, 1964). Les terres émergées ont ici fourni peu de matériaux détritiques, du fait de la modestie du relief et de la nature des terrains (calcaires et marnes du Crétacé supérieur et de l’Eocène inférieur) pauvres en éléments terrigènes. Les dépôts marins francs sont localisés à l’ouest, où les dépôts d’origine terrigène font place, par l’intermédiaire de séries marno-argileuses, à des dépôts essentiellement carbonatés dont la mise en place va durer durant tout l’Eocène moyen.

A plus grande échelle, la paléogéographie complexe de l’Eocène moyen et la distribution des faciès aquifères rattachés peuvent être schématisées grossièrement suivant une séquence d’événements :

- Permanence du domaine marin au sud-ouest du cours actuel de la Garonne et de la Gironde, caractérisée par une sédimentation essentiellement calcaire ;
- Abondance des apports terrigènes au nord-est, en bordure du Massif Central, principal fournisseur de matériaux détritiques (KLINGEBIEL *et al.*, 1964) ;
- Persistance d’une zone surélevée à l’extrême orientale du bassin en bordure du Quercy. La couverture sédimentaire de l’Eocène moyen y est très faible ou inexistante. Les faciès argileux et les calcaires lacustres de précipitation prédominent (Issigeac, Miramont) ;
- Individualisation de structures tectoniques secondaires diversifiant la morphologie générale du bassin, et conditionnant la répartition des matériaux terrigènes et calcaires. Dans les zones surélevées de Couquèques, Blaye-Listrac, les mouvements tardifs de l’Eocène moyen et de l’Eocène inférieur ont amené une forte réduction d’épaisseur et l’absence locale de certains niveaux calcaires. Dans la région de Bordeaux, le jeu des failles a influencé considérablement la direction et la morphologie des dépôts fluvio-marins.

L’Eocène supérieur est marqué par l’accentuation du caractère carbonaté de la sédimentation (Figure I-10), correspondant à l’amplification de la transgression amorcée précédemment. Les séries sont essentiellement représentées par des dépôts calcaires d’épaisseur variable,

comprise entre 30 et 80 mètres. Ces calcaires se différencient d'Ouest en Est, où s'individualisent plusieurs unités aux appellations locales (Figure I-9).

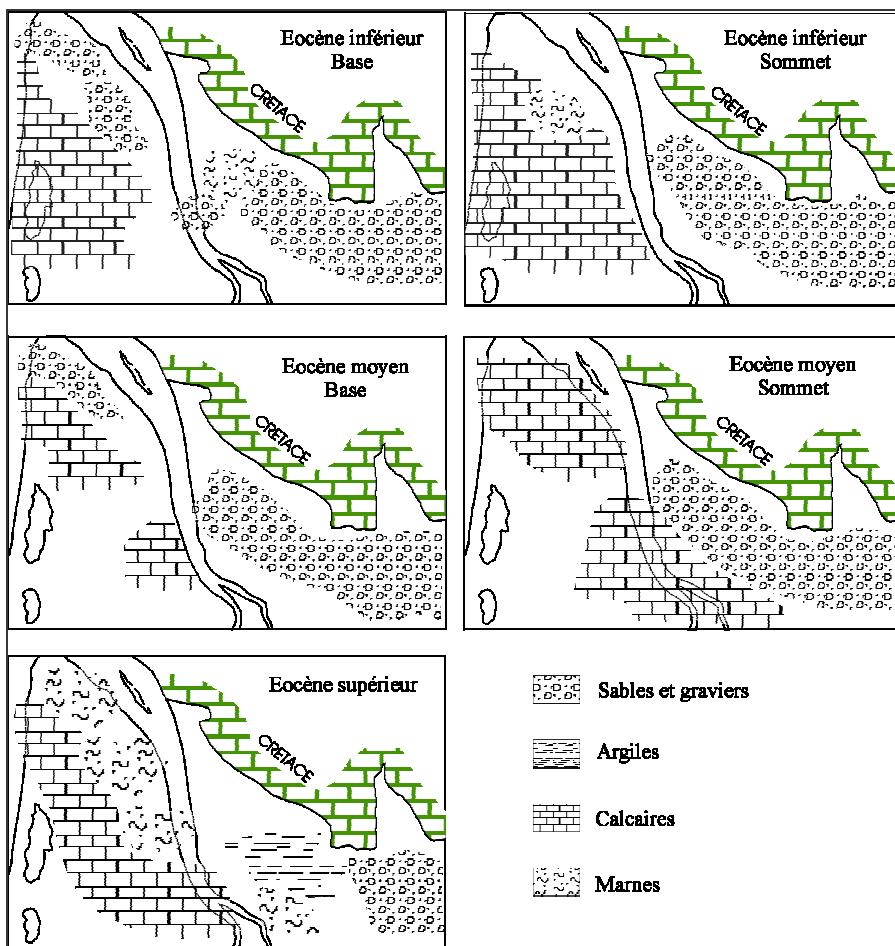


Figure I-10 : Faciès synthétiques des formations éocènes depuis la base de l'Eocène inférieur jusqu'à l'Eocène supérieur (d'après KLINGEBIEL, 1967)

A l'image de l'hétérogénéité des faciès, les propriétés hydrauliques des aquifères éocènes sont variables. De plus, malgré un nombre important de forages captant ces formations, la distribution géographique de l'information disponible est très inégale. A titre d'exemple, en 1972, la seule région bordelaise (Bordeaux – Bec d'Ambès) regroupe près de 50 % de l'effectif total des ouvrages atteignant l'Eocène.

A partir de la compilation des données réalisée par MOUSSIE (1972), nous avons étudié la distribution des valeurs de transmissivité. L'échantillon peut être décomposé en une série de sous-échantillons, présentant chacun une distribution assimilable à une loi normale (Figure I-11). Il est fréquent de retrouver pour un aquifère homogène une répartition de transmissivité décrite suivant une loi normale ou lognormale (MARSILY, 1981). Dans le cas de l'aquifère

éocène, en excluant les valeurs extrêmes, deux groupes présentent respectivement un mode de $5.10^{-4} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ et $2.10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$.

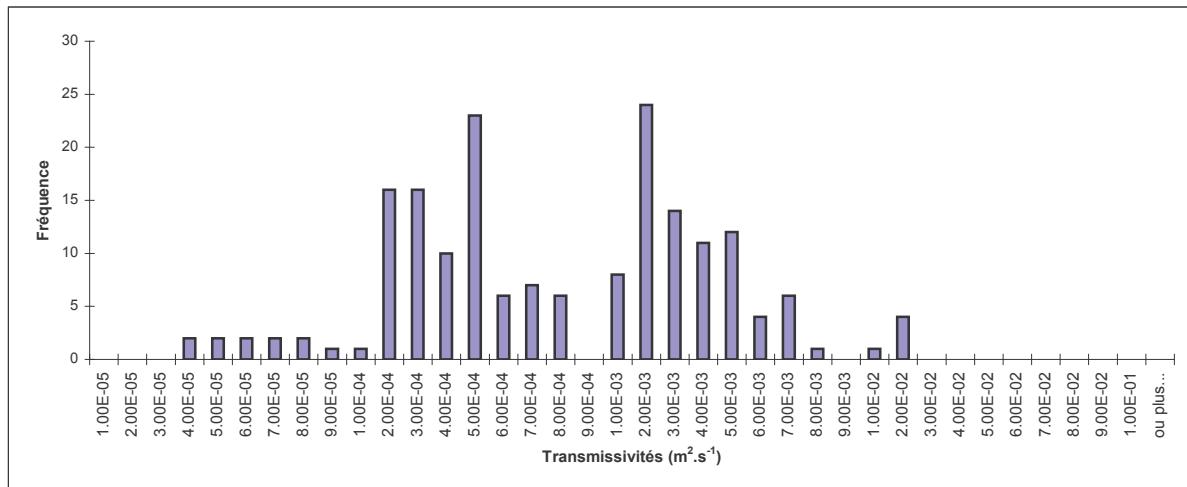


Figure I-11 : Distribution des transmissivités mesurées pour l'aquifère éocène

Ces deux distributions soulignent d'une part l'hétérogénéité apparente du milieu mais surtout la présence de deux sous-systèmes, répondant chacun aux critères de normalité (ou de lognormalité). La représentation cartographique (Figure I-12) réalisée à partir de cette analyse admet également une corrélation spatiale de l'information. Le premier sous-groupe, de faible transmissivité, correspond principalement à la zone centrale de l'aquifère, vers le Bec d'Ambès et dans une moindre mesure à la frange Ouest bordant la Gironde. Les faciès aquifères correspondent ici aux « Sables Inférieurs » et présentent une porosité d'interstice. La faible transmissivité est principalement induite par la faible puissance de ces niveaux aquifères, qui présentent par ailleurs des conductivités hydrauliques moyennes. D'après l'examen des coupes de forage, l'épaisseur de la formation captée dans cette zone est de l'ordre de 20 mètres. La perméabilité alors déduite est voisine de $5.10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$. Les points situés plus au nord, en bordure de Gironde correspondent pour leur part vraisemblablement au faciès calcaire. Localement, ces derniers peuvent présenter des porosités de fissures élevées, voire des phénomènes de microchenalisation, comme cela a d'ailleurs été observé aux affleurements de Listrac (DUBREUILH *et al.*, 1973), mais l'épaisseur des bancs très faible réduit d'autant la valeur de transmissivité.

Les autres valeurs correspondent au deuxième groupe mis en évidence. Ces valeurs peuvent être assimilées, d'après leur plus grande zone de répartition, aux faciès calcaires de l'Eocène. L'épaisseur plus importante des formations captées peut expliquer l'augmentation de

transmissivité, malgré des porosités de fissures moins développées et des fractions argileuses parfois localement importantes.

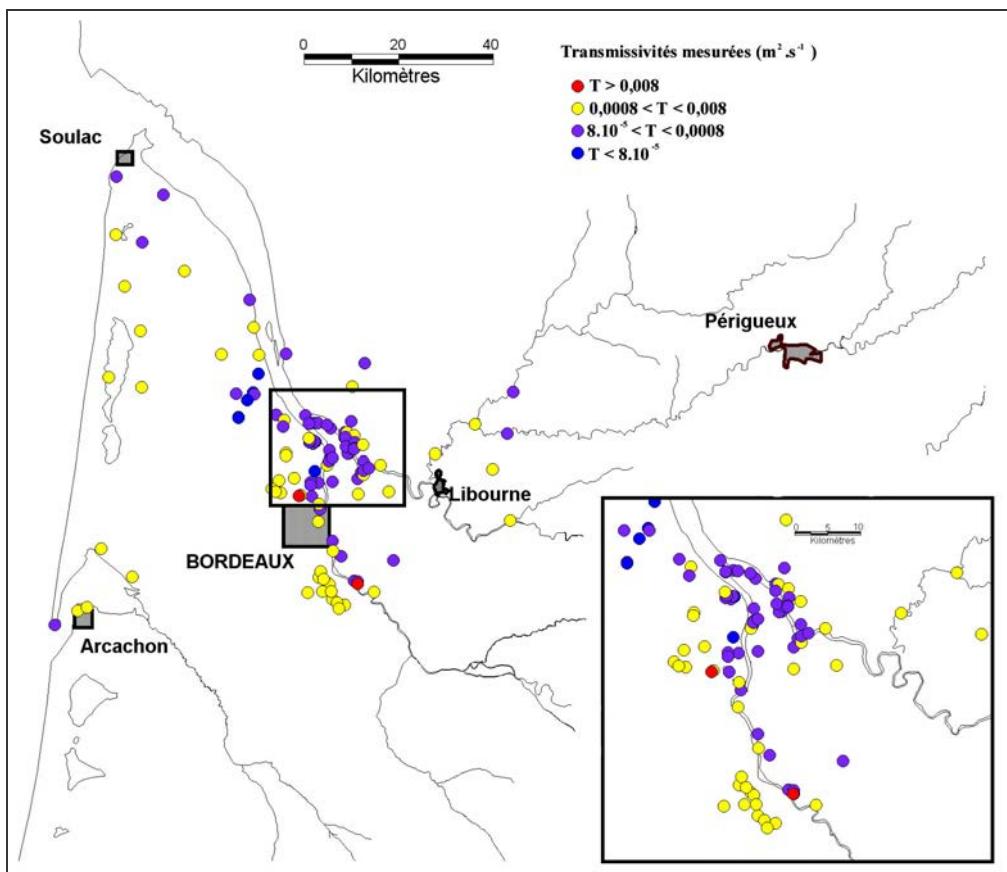


Figure I-12 : Répartition des transmissivités mesurées pour l'aquifère éocène

Parmi les valeurs extrêmes, notons que les valeurs les plus importantes de transmissivité ($T > 8.10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$) correspondent vraisemblablement à des zones à porosité d'interstice élevée, associées à des épaisseurs bien développées, marquant des aires de décharge continentales quasi-périennes durant tout l'Eocène. La présence supplémentaire de failles a également pu permettre la dislocation des faciès plus résistant et entraîné des porosités de fracture non négligeables.

Remarque : la transcription des valeurs de transmissivité obtenues au cours d'essais de pompage en valeurs de conductivité hydrauliques effectivement représentatives des terrains captés reste délicat, même avec l'appui de coupes géologiques et d'informations pertinentes sur les zones réellement productrices. Comme le précise MOUSSIE (1972) : « *Les différents faits d'observations, les essais de localisation des venues d'eau en cours de forage ou par micromoulinet, certains résultats obtenus par essais de pompage, concourent pour définir l'aquifère éocène comme un milieu très hétérogène constitué d'un nombre plus ou*

moins élevé d'horizons plus perméables, mais d'épaisseur réduite et caractérisés par la faible cohésion du matériau d'origine généralement détritique. ».

Les informations relatives au coefficient d'emmagasinement pour l'aquifère éocène dans ses parties captives sont beaucoup plus disparates. Les valeurs calculées à partir des essais de pompage sont comprises entre 10^{-5} et 10^{-4} , valeurs classiques pour des nappes captives.

I.3.1.2 Alimentation ou mise en charge

Pour le domaine nord-aquitain, les principales zones d'alimentation potentielle ou de mise en charge correspondent à la bordure est de l'aquifère et aux rares zones d'affleurement connues sur la frange orientale du Médoc.

A l'est de la Dordogne, les formations éocènes remontent à l'affleurement. Les terrains observés correspondent aux « Sables du Périgord », mis en place lors du rajeunissement du relief du Massif Central (KLINGEBIEL *et al.*, 1964), équivalents latéraux continentaux des « Sables inférieurs » auxquels ils se raccrochent sans limite nette. Le passage entre sédimentation marine et sédimentation continentale a été décrit en de rares affleurements (Saint Bonnet, Saint Thomas de Conac) par SCHOELLER (1941). Partout ailleurs, seul l'équivalent continental affleure. La limite nord correspond au contact entre les calcaires du Maestrichtien et les formations détritiques sableuses. Ce contact se fait de manière variée, soit directement entre sables et calcaires, soit entre une zone plus ou moins riche en argiles de décalcification et des calcaires détritiques. La Figure I-13 présente une coupe géologique orientée sud-ouest/nord-est de cette région et met en évidence les relations entre la surface, les sables éocènes et les calcaires crétacés.

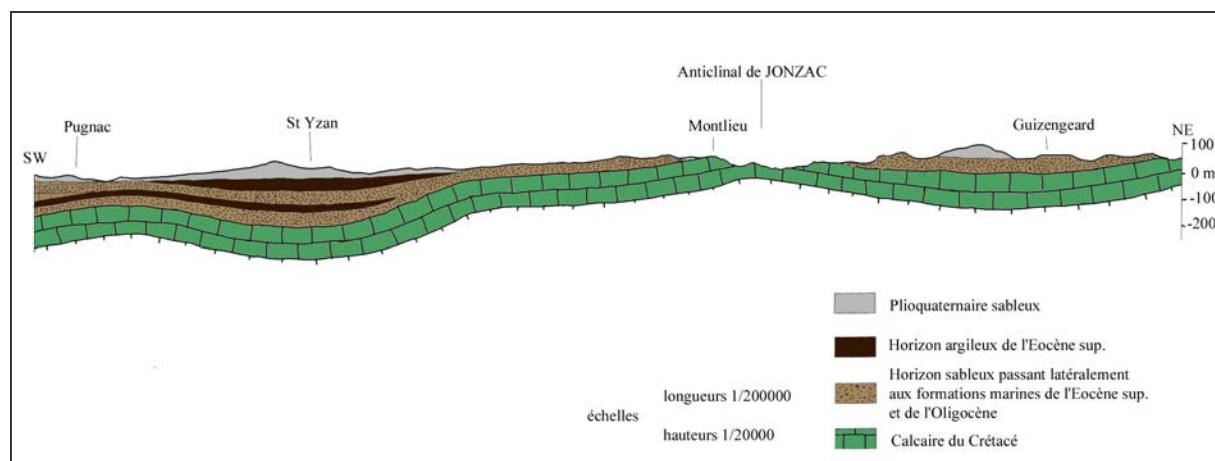


Figure I-13 : Coupe schématique à travers les formations de la zone d'alimentation des sables éocènes (LE GALLIC, 1966)

LE GALLIC (1966) estime l'infiltration actuelle par le biais des sables du Sidérolithique dans cette zone à environ 25 millions de $m^3.an^{-1}$. Il remarque également l'importance potentielle d'une alimentation indirecte ascendante, par le biais des calcaires du Crétacé. En rive gauche de Gironde, les structures de Listrac et de Couquèques sont les seules zones d'affleurement pouvant constituer une aire locale d'alimentation ou du moins de mise en charge. Ces affleurements présentent une superficie somme toute réduite, de l'ordre de 100 km^2 . Décris par FABRE (1939) lors de son étude synthétique des terrains tertiaires médocains, ces formations ont fait l'objet d'une cartographie détaillée (DUPUY, 1966). Leur impact hydrogéologique est mal connu et leur rôle dans les schémas de circulation locaux peu étudié. Leur position haute par rapport à la piézométrie locale laisse penser qu'il s'agit d'une aire de mise en charge limitée.

I.3.1.3 Piézométrie

La complexité de l'aquifère éocène se traduit également dans l'expression de son modèle piézométrique. La présence de plusieurs niveaux aquifères interconnectés, tout comme la distribution des ouvrages permettant une mesure piézométrique, complique le choix d'une expression cartographique unique.

A partir d'une centaine de mesures effectuées sur des ouvrages captant les formations poreuses qui constituent les sables et les grès de la base de l'Eocène moyen, SCHOELLER *et al.* (1966) proposent une expression du modèle de la nappe éocène (Figure I-14). Suite à l'intégration des différents niveaux aquifères dans une seule unité hydrogéologique, de nouvelles cartes piézométriques d'extension plus importante ont été réalisées (Figure I-15). Plusieurs traits communs apparaissent à l'examen de ces deux cartes :

- Au nord-est, l'existence d'une zone de mise en charge correspondant aux affleurements des « Sables du Périgord ». Pour SCHOELLER *et al.* (1966), les potentiels mesurés dans cette région traduisent assez bien les conditions aux limites de la nappe.
- Au nord du Médoc, un domaine diffluent, où les écoulements à partir de cette zone se font d'une part en direction de l'océan Atlantique et d'autre part en direction de la Gironde, selon des gradients faibles, de l'ordre de 1‰ à 2‰.
- Au sud, une circulation imposée par les apports sous-molassiques méridionaux.

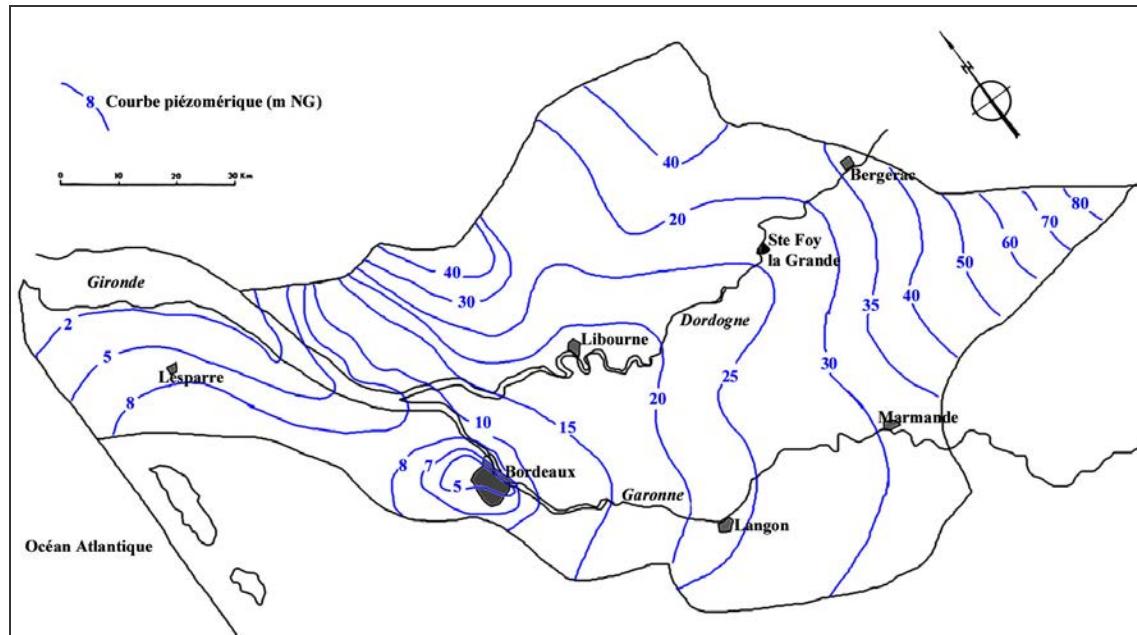


Figure I-14 : Esquisse piézométrique de l'aquifère des Sables Inférieurs éocènes, état 1966 (SCHOELLER *et al.*, 1966)

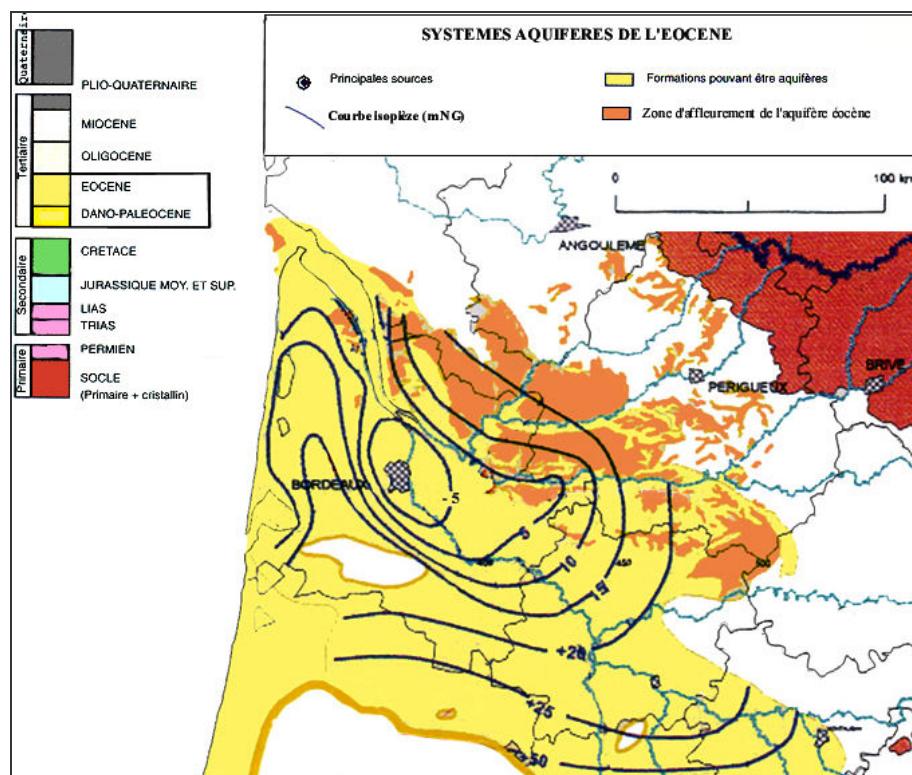


Figure I-15 : Esquisse piézométrique de l'aquifère éocène, état 1996 (MAUROUX et DANNEVILLE, 1996)

Le Bassin Nord-Aquitain : un système hydrogéologique complexe

Un trait majeur de la morphologie de la piézométrie de la nappe éocène est l'existence dans la région bordelaise d'un cône de dépression de forme dissymétrique évasée vers le sud-est. Déjà bien visible sur la piézométrie en 1966 (Figure I-14), il apparaît de manière amplifiée en 1996 (Figure I-15). Le caractère évolutif de la piézométrie est souligné par ces deux clichés de manière très éloquente. Il est clair que les prélèvements de l'agglomération bordelaise ont modifié un état initial difficilement approchable aujourd'hui, même si on peut penser que les soutirages n'ont fait qu'amplifier une morphologie piézométrique préexistante.

Les données historiques relevées sur les forages réalisés à la fin du XIX^{ème} siècle ont permis l'observation du caractère alors artésien jaillissant de la nappe éocène dans cette région. Ces quelques points d'observations, lorsque les mesures sont encore possibles, permettent de quantifier localement l'impact des prélèvements (Tableau I-1).

Code BSS	Nom Forage	Date	Niveau piézométrique (m NG)	Date	Niveau piézométrique (m NG)
08278X0017	Portets « Niagara »	1884	+21	1987	-2,83
08273X0001	Bègles	1886	+22	2002	-24 *
08036X0003	Bordeaux « Parc bordelais »	1885	+17 à +19	1989	-19,4 **

* mesure effectuée sur un forage situé à 3200 m captant le même horizon

** mesure effectuée sur un forage situé à 1400 m captant le même horizon

Tableau I-1 : Evolution de la piézométrie sur quelques forages de la région bordelaise (ALBINET, 1960, modifié)

La recrudescence du nombre de forages au cours du XX^{ème} siècle et un suivi de plus en plus efficace des niveaux piézométriques permet de se faire une idée de l'évolution de la piézométrie de la nappe éocène dans la région de Bordeaux pour le demi-siècle passé. Les fluctuations historiques sont présentées en Figure I-16.

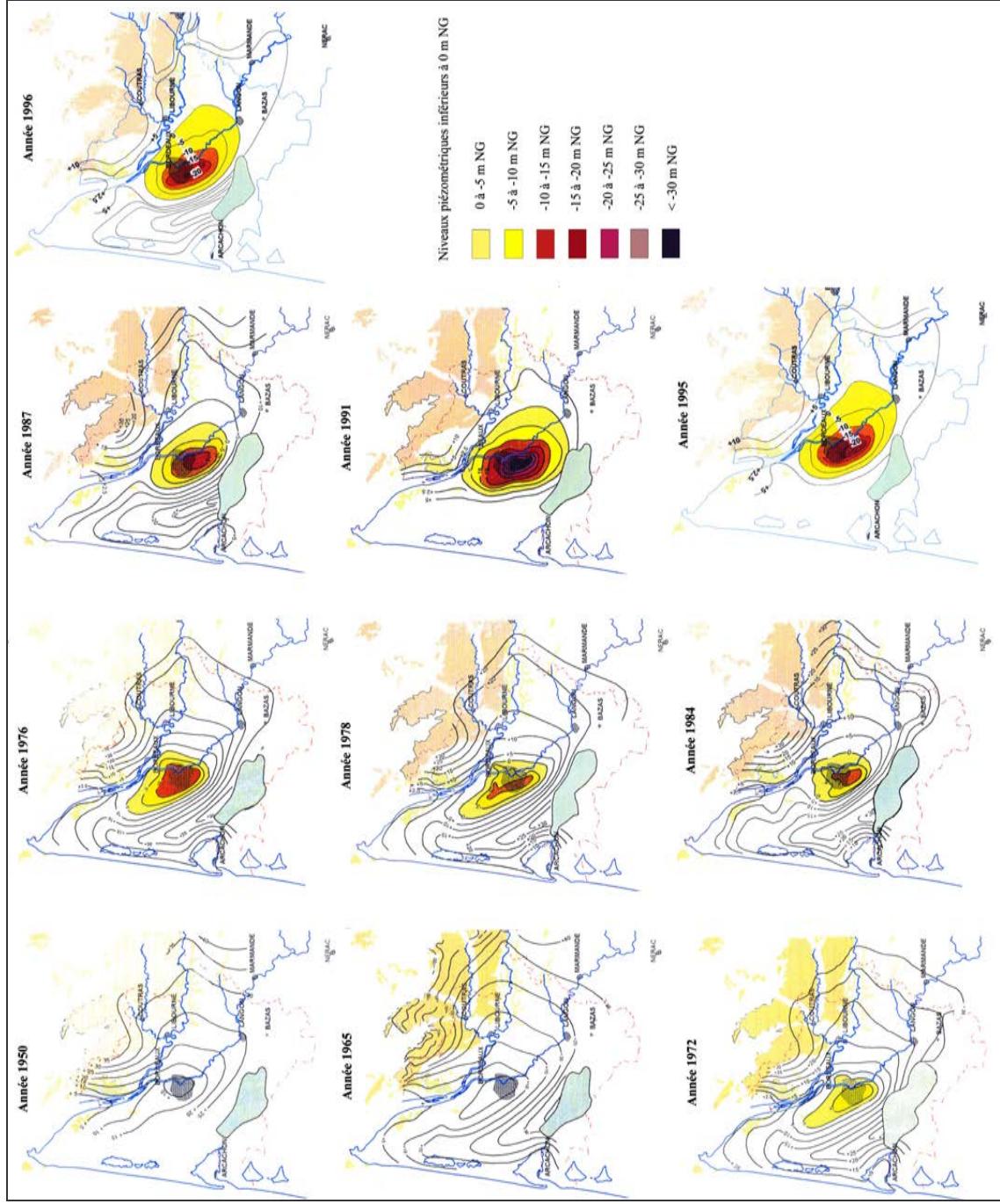


Figure I-16 : Evolution historique de la piézométrie éocène sur le domaine Nord-Aquitain (MAUROUX et DANNEVILLE, 1996)

L'influence des prélèvements sur la nappe apparaît de manière nette. Le maximum de rabattement, observé en 1996, permet d'observer le caractère dissymétrique de la zone de dépression qui ne se présente pas comme un cône de dépression circulaire classique et semble « buter » sur un accident profond sub-parallèle à la vallée actuelle de la Garonne.

Ces observations mettent en évidence la difficulté de disposer pour la nappe éocène d'un état permanent de référence fiable, caractéristique des écoulements naturels et indépendant des aléas d'exploitation locale.

I.3.1.4 Exutoires

Ce terme désigne l'ensemble des issues par lesquelles l'eau peut sortir d'un aquifère (CASTANY et MARGAT, 1977). Nous étendrons son utilisation dans le cas présent aux zones de communication inter-aquifère, qui peuvent drainer une partie non négligeable de l'écoulement de la nappe.

Les zones d'émergence, correspondant à des exutoires directs de l'aquifère sont sans doute peu nombreuses sur le domaine nord-aquitain, contrairement au domaine sud-aquitain où plusieurs sources sont recensées et présentent des débits non négligeables.

Les principales conditions d'exutoire de la nappe sont représentées par l'océan Atlantique à l'ouest, et par la Gironde au nord-est, mais les modalités d'émergence sont dans les deux cas complexes.

Pour les relations entre l'océan et l'aquifère éocène, on est amené à considérer des schémas d'écoulement tridimensionnels faisant intervenir la drainance avec les aquifères sus-jacents lorsque ceux-ci sont présents. La relation possible avec l'océan compliquera les modes de circulation dans cette zone.

Plusieurs schémas de circulation possibles à proximité de la zone potentielle d'exutoire peuvent être envisagés (Figure I-17). Ces schémas mettent en place des écoulements se faisant selon des aquifères relais, de manière ascendante, cette remontée étant induite soit par apparition progressive de faciès de plus en plus imperméables vers l'ouest en particulier au sein du plateau continental sous-marin.

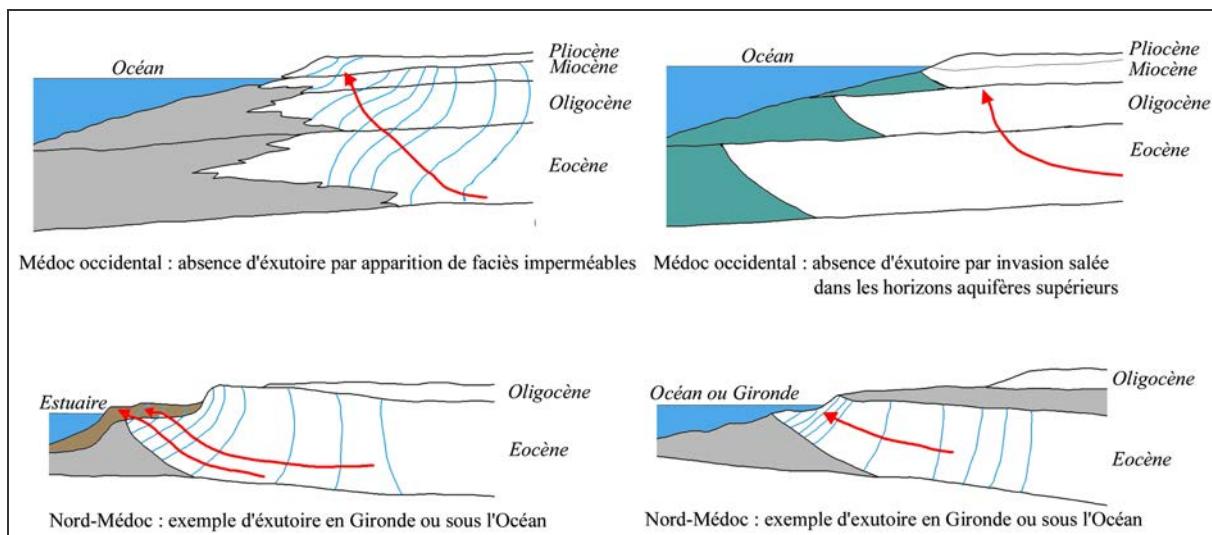


Figure I-17 : Types d'exutoires envisageables pour l'aquifère éocène (MOUSSIE, 1972)

Les études ultérieures (RESSEGUIER *et al.*, 1978, FROIDEFOND *et al.*, 1984, COURREGES, 1997), issues principalement d'investigations océanologiques, ont montré l'existence d'affleurements calcaires immergés, à quelques centaines de mètres de la côte médocaine. L'étude de la carte synthétique de ces affleurements (Figure I-18) souligne l'importance de leur superficie, par rapport à l'aire d'investigation. Ces terrains ont été datés de l'Eocène et de l'Oligocène. Ainsi, le platier situé au nord du chenal du Gurp est formé principalement par des faciès calcaires très proches de ceux datés de l'éocène supérieur qui constituent le « Calcaire de Saint-Estèphe » (FROIDEFOND *et al.*, 1984) en Médoc.

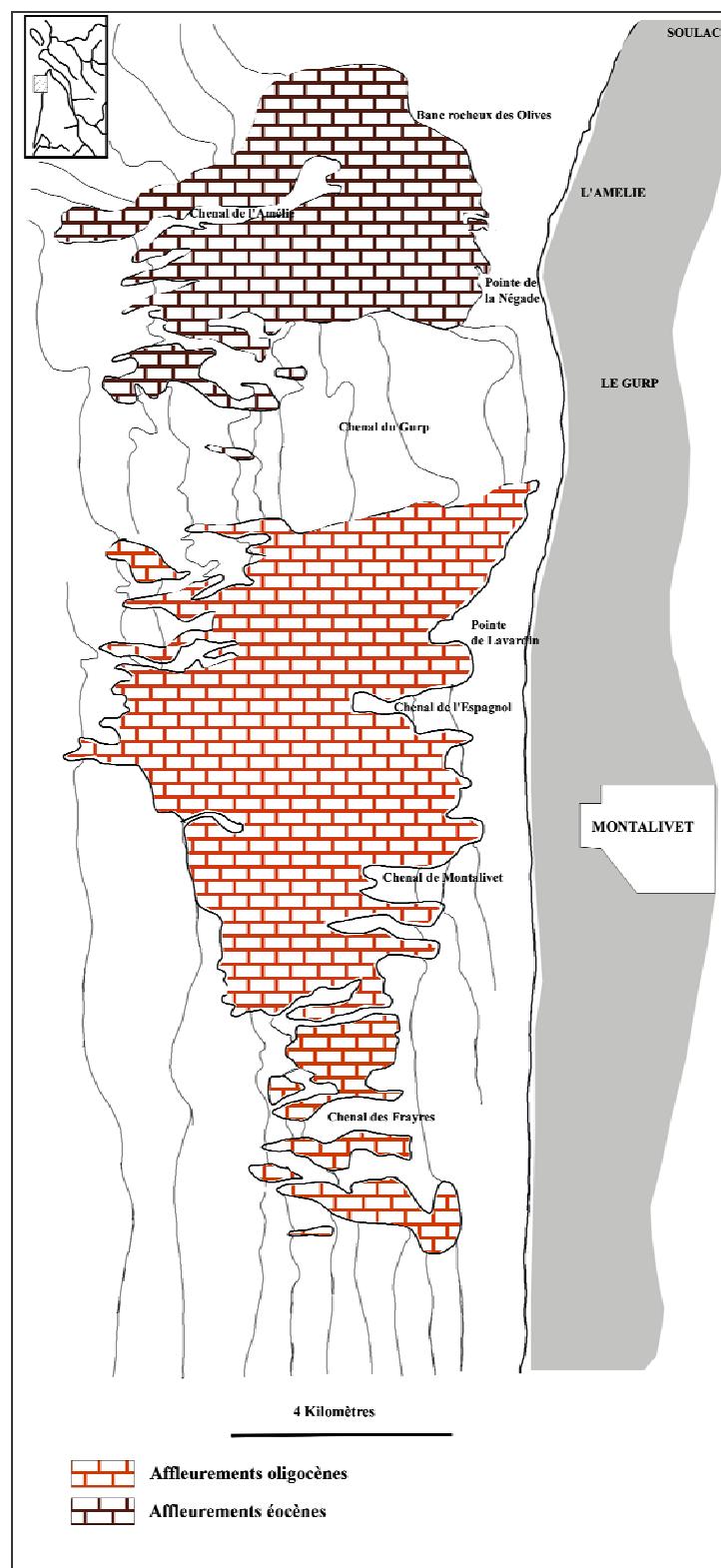


Figure I-18 : Affleurements calcaires immersés le long du littoral nord-aquitain (d'après FROIDEFOND *et al.*, 1984)

A l'est, la Gironde constitue un exutoire à la nappe éocène. Pour SCHOELLER (SCHOELLER *et al.*, 1966), la zone d'exutoire, située en aval de Blaye, est bien marquée par la piézométrie et implique des conditions d'équilibre eau douce-eau saumâtre entre la nappe et l'estuaire. Une cartographie du fond rocheux dans cette zone a été proposée grâce aux nombreux carottages réalisés dans l'estuaire (ALLEN *et al.*, 1970). Le substratum de l'estuaire est composé pour partie de calcaires datés de l'Eocène supérieur. Toutefois, le fond rocheux affleure rarement dans le lit du fleuve. Il est le plus souvent recouvert par une couche de galets, graviers ou sables. Le substratum peut également être marneux ou argilomarneux, où on observe un mélange hétérogène de débris carbonatés, de galets siliceux et de poches d'argile de décalcification.

Dans ces conditions, il est clair que l'estuaire constitue, en regard des potentiels hydrauliques de la nappe dans cette zone, un exutoire direct. Plusieurs émergences ont par ailleurs pu être identifiées dans la Gironde à partir des écarts de température entre l'eau de l'estuaire et les eaux issues des aquifères profonds (CAZAL *et al.*, 1970). L'attribution de ces sources à des systèmes hydrogéologiques reste difficile, étant donné le peu d'information de détail existant sur la structuration géologique locale de l'estuaire.

Une nuance doit toutefois être apportée au regard de la géologie vers le Bec d'Ambès, plus en amont. L'examen des coupes géologiques (Figure I-20) met en évidence une structure incisée dans les formations éocènes. Ce paléochenal correspondrait à une morphologie mise en place lors du creusement ante-flandrien. Les terrains furent alors soumis à un ravinement et un creusement intense, contrôlés par la tectonique et la lithologie des terrains encaissants. Cette structure a été ultérieurement comblée par des sables et des graviers (Figure I-19).

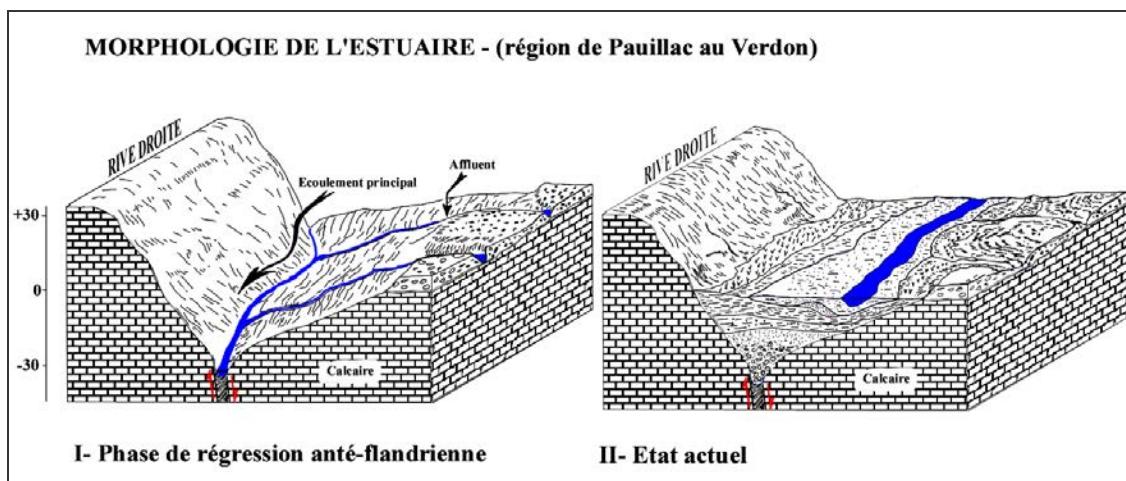


Figure I-19 : Evolution de la morphologie de l'estuaire de la Gironde (ALLEN *et al.*, 1970, modifié)

Vers le Bec d'Ambès, ce paléochenal est recouvert par des argiles. Les terrains flandriens renferment ici une nappe captive de faible extension. L'étude de la piézométrie et de la composition chimique des eaux a mis en évidence la très faible circulation au sein de cette nappe (SCHOELLER et POUCHAN, 1960). Des zones de communications réduites avec la Garonne existent. La Gironde et la Garonne ne constituent pas dans ces zones un exutoire direct. La nappe du Flandrien apparaît comme une limite à l'exutoire ou peut être comme un aquifère relais, ne permettant qu'une fuite minime vers la Garonne et la Gironde, mais pouvant générer des singularités sur la composition chimique locale de la nappe éocène, induites par la forte minéralisation de ses eaux.

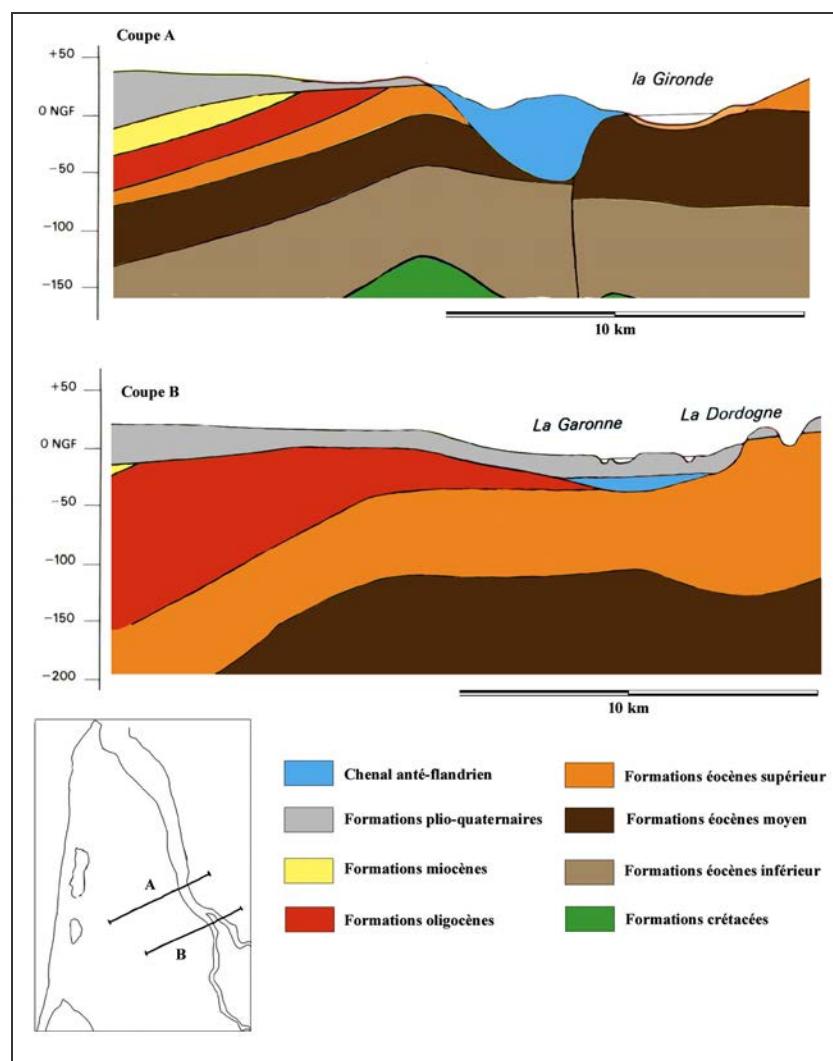


Figure I-20 : localisation du paléochenal anté-flandrien (MARIONNAUD, 1967, modifié)

En ce qui concerne les zones de communications inter-aquifères, nous reviendrons ultérieurement sur les relations entre les formations éocènes et oligocènes. Les relations éocène/crétacé ne sont *a priori* pas nombreuses et on peut penser à l'examen des écarts de pression qu'il n'existe pas d'échanges significatifs entre ces deux aquifères.

I.3.1.5 *Exploitation*

L'aquifère éocène est exploité de manière intensive pour l'ensemble des usages. Les eaux issues de cet aquifère fournissent 60 % de l'Alimentation en Eau Potable en Gironde. Elle est également mise en bouteille au forage des Abatilles. Les usages industriels et agricoles complètent ce panel.

La répartition géographique des forages est hétérogène. Près de 1000 forages atteignant indifféremment l'Eocène moyen ou supérieur sont répartis sur la zone d'étude (Figure I-21).

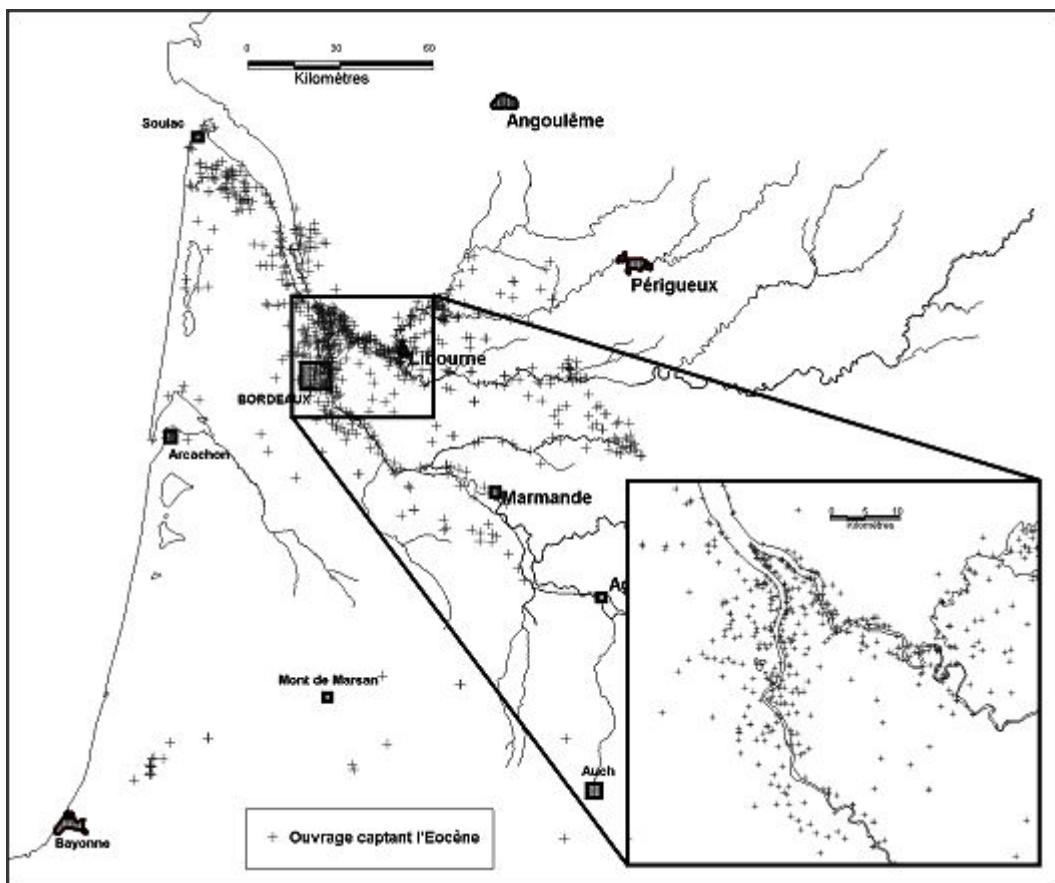


Figure I-21 : Répartition géographique des ouvrages inventoriés à l'Eocène

Le Bassin Nord-Aquitain : un système hydrogéologique complexe

Pour la Gironde, environ 600 ouvrages seraient recensés. Toutefois, la multiplication des forages dans les zones d'affleurement rend difficile une comptabilité précise. Nous noterons cependant qu'une part importante des ouvrages est située à proximité de Bordeaux, vers la confluence de la Garonne et de la Dordogne. Cette zone correspond à la zone dite « centrale », où est répertoriée la majorité des ouvrages utilisés pour l'AEP.

Les volumes globaux soutirés - estimés - n'ont cessé de croître depuis le début du siècle. Toutefois, la mise en place d'un moratoire lié à l'instauration d'un Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux souterraines a permis de stabiliser l'inflation des prélèvements réalisés.

A titre indicatif, l'évolution des prélèvements annuels pour la période 1981 – 1999 est présentée en Figure I-22.

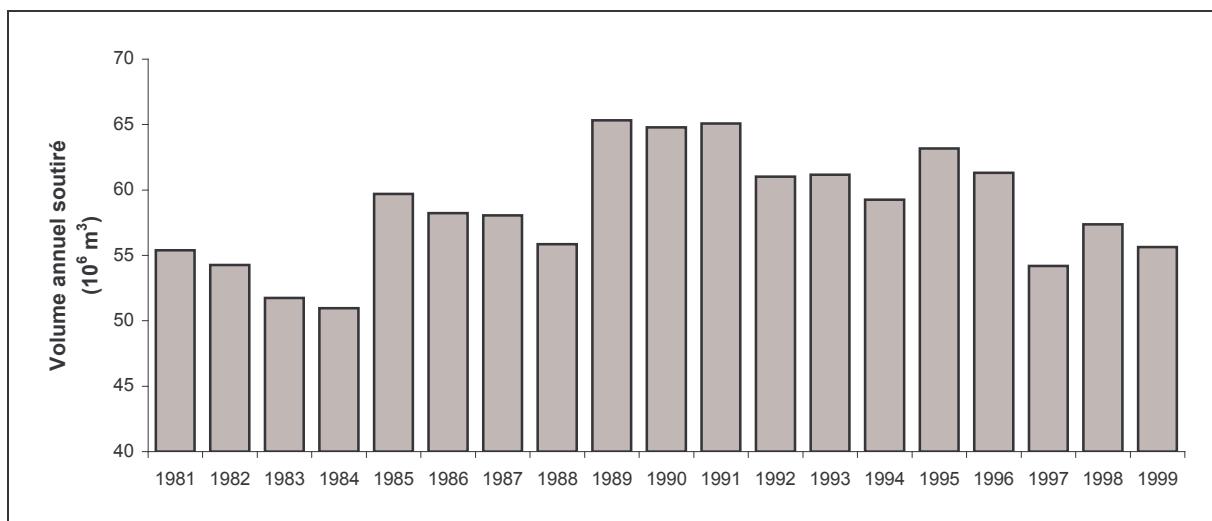


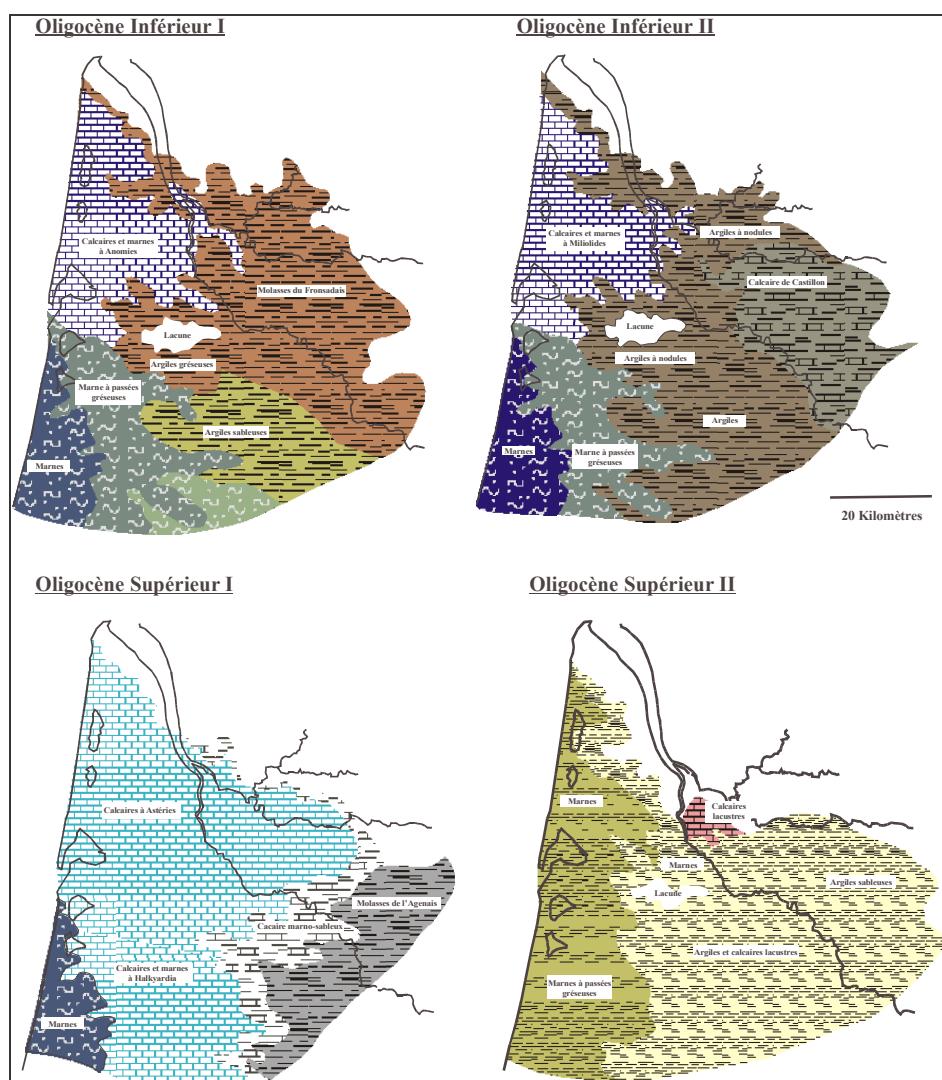
Figure I-22 : Evolution du volume annuel prélevé à la nappe éocène pour la période 1981-1999 (BRGM)

Les variations de volume soutiré sont à mettre en parallèle avec l'évolution de la morphologie de la zone de dépression piézométrique observée au droit de l'agglomération bordelaise.

I.3.2 Aquifères de l'Oligocène

I.3.2.1 Formations géologiques et propriétés réservoir

La mise en place des dépôts oligocènes est contrainte par le cadre structural hérité de l'Eocène. Déposées lors de quatre principales phases de sédimentation (Figure I-23), les formations oligocènes sont essentiellement marines, à l'exception des faciès plus continentaux déposés dans la partie orientale du bassin. Ces dépôts, constitués par des grès molassiques, des argiles sableuses ou des calcaires lacustres, ne présentent qu'un intérêt hydrogéologique local en raison des nappes de faible extension qu'ils peuvent contenir.



L'aquifère oligocène est constitué par les assises calcaires, déposées lors d'un grand cycle transgressif-régressif marin opéré par épisodes successifs. Ces terrains sont regroupés au nord de la Gironde sous le terme de « calcaire à Astéries », introduit par DELBOS (1846) pour désigner les dépôts calcaires visibles à l'affleurement dans l'Entre-Deux-Mers.

En rive gauche, les formations aquifères oligocènes sont également à dominante calcaire. L'ensemble caractéristique est composé par des calcaires à polypiers bioclastiques de type péri-récifal. Toutefois, la variabilité des faciès est grande et met en évidence la diversité des types de dépôt, comme le soulignent les travaux de synthèse stratigraphique récents (CASSOUDEBAT *et al.*, 1972 ; PRATVIEL, 1972 : GAYET, 1985), ainsi que les dernières synthèses géologiques régionales (PLATEL *et al.*, 2000). Dans la partie centrale du Médoc, l'aquifère est formé de calcaires cristallins fissurés. Ces calcaires présentent localement des phénomènes de dissolution prononcée jusqu'à acquérir des traits caractéristiques d'environnements karstiques. Citons à titre d'exemple le poljé de Reysson, situé au nord de Pauillac et installé dans des assises oligocènes (COURREGES, 1997). Bien que de faible extension, les figures de dissolution superficielles ou sous couverture qui y sont observables sont caractéristiques de ce qu'à pu être l'évolution des terrains calcaires oligocènes. En direction de l'ouest, les terrains aquifères passent à des calcaires marneux, où le caractère plus profond des dépôts s'affirme. C'est le cas notamment à l'aplomb de la commune de Lacanau, où le réservoir oligocène est constitué par un ensemble calcaire très marneux, présentant une puissance de l'ordre de 70 mètres.

Les formations calcaires oligocènes sont bien développées et visibles à l'affleurement dans la région de l'Entre-Deux-Mers. La fissuration y est notable mais le caractère perché des nappes sises dans ces formations en fait un système déconnecté de l'aquifère oligocène de la rive gauche de la Garonne et de la Gironde.

Comme pour l'aquifère éocène, nous avons étudié la distribution des valeurs de transmissivité mesurées. 125 mesures issues des travaux de synthèse de HOSTEINS (1982) ont été utilisées. Deux sous groupes principaux peuvent être isolés (Figure I-24). Le premier est caractérisé par une répartition unimodale, centré sur $3.10^{-4} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. La seconde distribution est bimodale, centrée respectivement sur $2.10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ et $5.10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. Les valeurs extrêmes, non prises en compte dans ces deux sous-échantillons vont jusqu'à $1.10^{-5} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ pour les minima et $6.10^{-2} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ pour les maxima.

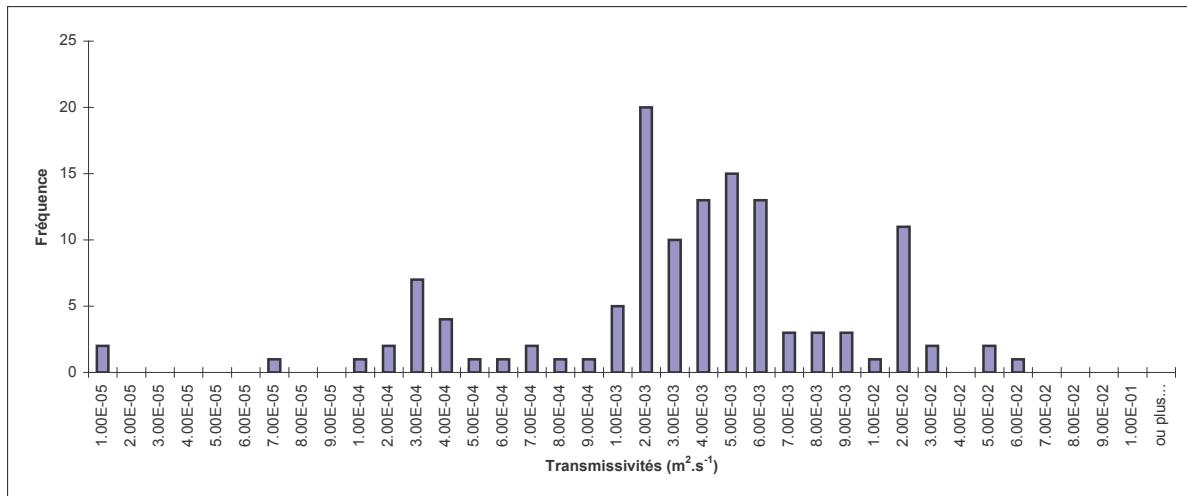


Figure I-24 : Distribution des transmissivités mesurées pour l'aquifère oligocène

Les distributions spatiales des transmissivités présentent une faible structuration apparente (Figure I-25). Il n'est d'ailleurs pas possible de proposer de cartographie établie à partir d'outils géostatistiques. Les variogrammes établis mettent en évidence l'importance des phénomènes aléatoires, avec des effets de pépites importants. Plusieurs raisons peuvent être évoquées. Tout d'abord, la transmissivité est le produit de deux variables spatiales (épaisseur et conductivité hydraulique), qui dans le cas de l'aquifère oligocène, peuvent présenter des fluctuations importantes. Ensuite, la répartition des valeurs mesurées ne permet pas de caractériser précisément l'ensemble du domaine d'étude, avec notamment une concentration des mesures dans le quart sud-est, où l'aquifère est le moins profond. La majorité des maxima de transmissivité est localisée ici, caractérisant les fortes perméabilités dans cette partie. Les calcaires y présentent une fissuration élevée et une porosité très ouverte. L'hétérogénéité de l'aquifère apparaît ici clairement, avec des valeurs de transmissivité pouvant fluctuer de plusieurs ordres de grandeurs, traduisant des variations rapides d'épaisseur, mais également des variations de perméabilité importantes, comme c'est généralement le cas dans les réservoirs fracturés. La fissuration est toutefois suffisamment développée pour assurer la continuité hydraulique sur l'ensemble de la formation oligocène dans cette zone. Les valeurs de transmissivité importantes apparaissent également dans la vallée de la Jalle de Saint-Médard, à proximité des exutoires naturels de Thil-Gamarde. Ici encore, la porosité de fissure très élevée permet d'expliquer ces fortes valeurs.

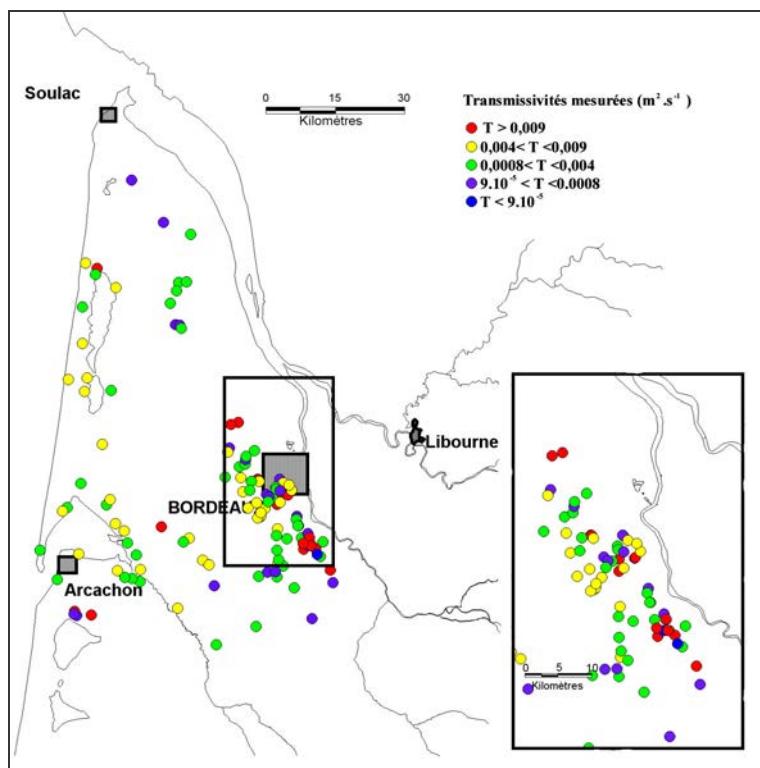


Figure I-25 : Répartition des transmissivités mesurées pour l'aquifère oligocène

Les forages situés sur la frange littorale présentent des transmissivités comprises entre 8.10^{-4} $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$ et 9.10^{-3} $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$. Les faciès géologiques sont relativement homogènes dans cette zone. Les valeurs estimées à partir des épaisseurs relevées sur les coupes de forages sont de l'ordre de 1.10^{-5} $\text{m}.\text{s}^{-1}$ et peuvent varier en fonction de l'importance de la fraction marneuse. Les variations d'épaisseur sont en revanche importantes, induites notamment par plusieurs structures géologiques qui affectent le sous-sol et confèrent à l'aquifère oligocène une morphologie complexe. Ces accidents, généralement d'orientation varisque, décalent les séries oligocènes de plusieurs dizaines de mètres, entraînant une structuration en blocs basculés, où l'épaisseur des dépôts est variable de part et d'autre. L'influence particulière de cette tectonique sur les propriétés de l'aquifère oligocène sera étudiée ultérieurement. Gardons simplement à l'esprit la conclusion proposée par CARALP et VIGNEAUX (1960) lors de l'étude de forages situés sur la bordure atlantique : « *Il est probable que la structure détaillée de cette zone est beaucoup plus complexe que ne le laisse supposer l'étude des quelques forages réalisés jusqu'à présent. Il apparaît clairement que cette zone du bassin d'Aquitaine que l'on considérait trop souvent comme un simple bassin de remplissage, possède un caractère tectonique particulier dont l'influence a conditionné directement la sédimentation.* ».

Il n'existe que peu de valeurs mesurées pour le coefficient d'emmagasinement de la nappe oligocène, et ces dernières sont essentiellement localisées sur Bordeaux et Arcachon. Les coefficients d'emmagasinement calculés y sont compris entre 1.10^{-5} et 3.10^{-4} .

I.3.2.2 Alimentation ou mise en charge

Pour le domaine Nord-Aquitain, les zones de recharge directes sont à rechercher potentiellement en rive gauche de Garonne et Gironde, en bordure est de l'aquifère. C'est effectivement dans cette zone qu'affleurent les calcaires oligocènes susceptibles de recevoir directement un apport par leur surface.

L'estimation de la recharge dans ces zones est délicate. En effet, il est difficile de différencier sur des laps de temps aussi courts les phénomènes d'alimentation (apports d'eau externes de toute origine à une nappe, constituant une composante du bilan d'eau de la nappe (CASTANY et MARGAT, 1977)) et les phénomènes de mise en charge, c'est à dire une augmentation naturelle de la charge hydraulique, pouvant notamment résulter d'une mise en pression induite par un aquifère sus-jacent libre, temporaire ou non.

GAALOUL (1992), dans une modélisation mathématique pluie/débit, estime une alimentation moyenne actuelle de 127 mm/an à travers les zones d'affleurement en rive gauche de Garonne. Ces résultats sont critiquables, étant donné la prise en compte de l'ensemble des bassins versants des stations de jaugeage utilisés pour la calibration du modèle, et non la seule superficie des terrains oligocènes affleurants. Le débit transitant à travers la station de jaugeage n'étant pas représentatif de la seule vidange des calcaires oligocènes, mais également des nappes plio-quaternaires sus-jacentes lorsqu'elles existent, l'estimation des volumes disponibles à l'infiltration semblent surestimés.

Les calcaires oligocènes sub-affleurants en rive gauche constituent quoi qu'il en soit une aire privilégiée de mise en charge locale de l'aquifère oligocène, mais ils n'entraînent pas *a priori* d'alimentation importante de l'aquifère au niveau régional, étant donné le drainage intense imposé par le réseau hydrographique dans cette zone. Il en est de même pour les affleurements situés plus au nord, qui ne font partie que de sous-systèmes locaux de l'aquifère oligocène.

Le Bassin Nord-Aquitain : un système hydrogéologique complexe

Une partie importante de l'alimentation de l'aquifère oligocène peut se réaliser par drainance ascendante ou descendante à partir des aquifères encadrants, notamment avec les aquifères relais miocène et pliocène, lorsque les potentiels hydrauliques des nappes le permettent. Les forts échanges entre les aquifères miocène et oligocène se font vraisemblablement à la faveur du contact direct entre les calcaires gréseux de l'oligocène et les grès et calcaires du miocène (Figure I-26).

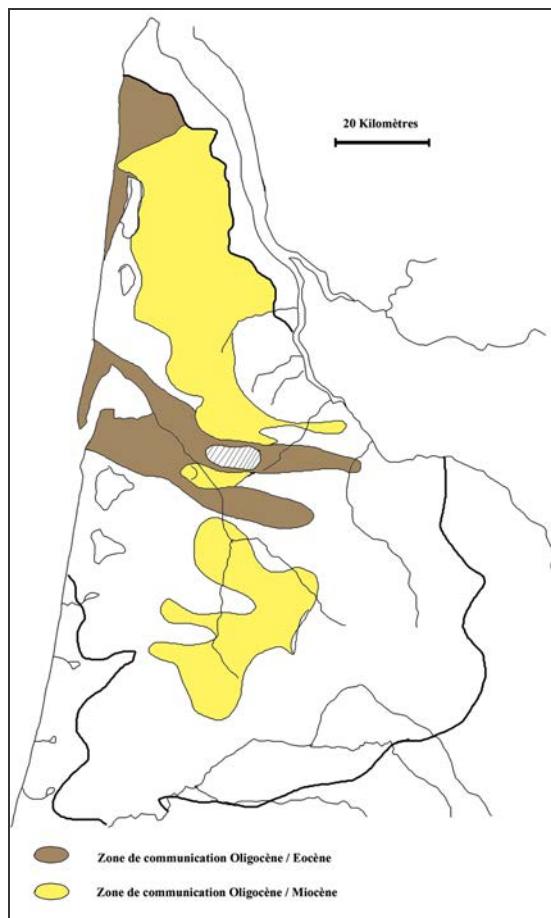


Figure I-26 : Zones de communication potentielles entre l'aquifère oligocène et les aquifères encadrants (HOSTEINS, 1982)

Une autre zone de communication mettant en jeu l'aquifère oligocène et l'aquifère éocène est centrée sur le bassin d'Arcachon, où les marno-calcaires oligocènes sont en contact avec les calcaires de l'Eocène moyen et supérieur.

I.3.2.3 *Piézométrie*

Localement, de nombreux forages exploitent l'aquifère oligocène en rive gauche de Garonne, près de l'agglomération bordelaise (Figure I-31). La faible profondeur de l'aquifère dans cette zone permet de disposer facilement de cette ressource.

SINGO (1981), à l'aide de 67 points d'observation, propose une esquisse piézométrique détaillée (Figure I-27). L'expression du modèle piézométrique correspond à la « période de crue » de 1979.

La surface piézométrique apparaît ici tourmentée, influencée par des zones de drainage très prononcées au droit des cours d'eau, en relation avec l'aquifère oligocène soit de manière directe, soit par relation avec la nappe des alluvions de la Garonne. C'est le cas au niveau du ruisseau du Saucats, de la jalle vers Saint Médard en Jalles, Eysines et Bruges et enfin du ruisseau du Gât-Mort. Les gradients hydrauliques sont de l'ordre de 5 %. Les mesures effectuées durant la période d'étiage du même cycle hydrologique mettent en évidence deux zones de comportements différents :

- Une zone d'amplitudes annuelles relativement faible (< 1m) bien développée dans le secteur sud. Pour l'auteur, cette zone correspond aux aires de communication avec la nappe des alluvions de la Garonne. La contrainte est ici climatique.
- Une zone d'amplitudes annuelles fortes (> 1,50 m), développée du nord au sud dans les parties amont des bassins versant des cours d'eau. Cette partie, sous recouvrement miocène, serait très marquée par l'exploitation intersaisonnier des captages destinés à l'alimentation de l'agglomération bordelaise.
- Une zone de moyenne amplitude, située entre les deux précédentes, correspondant à la limite de captivité de la nappe. Cette limite, sub-parallèle à la vallée actuelle de la Garonne, correspondrait à l'expression d'une topographie souterraine.

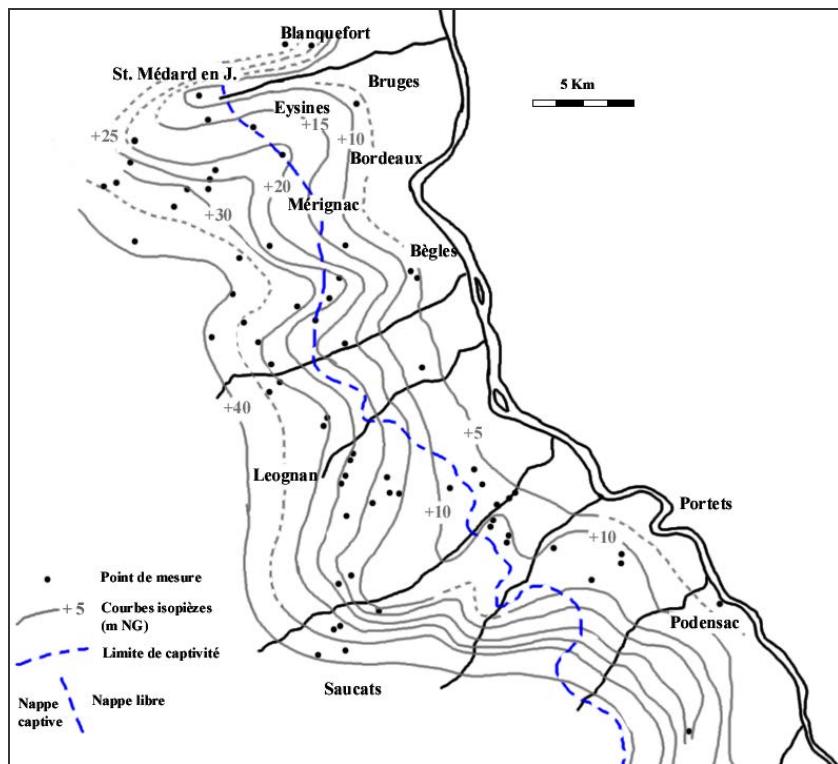


Figure I-27 : Carte piézométrique de l'aquifère oligocène en zone bordelaise, état 1979
(SINGO, 1981)

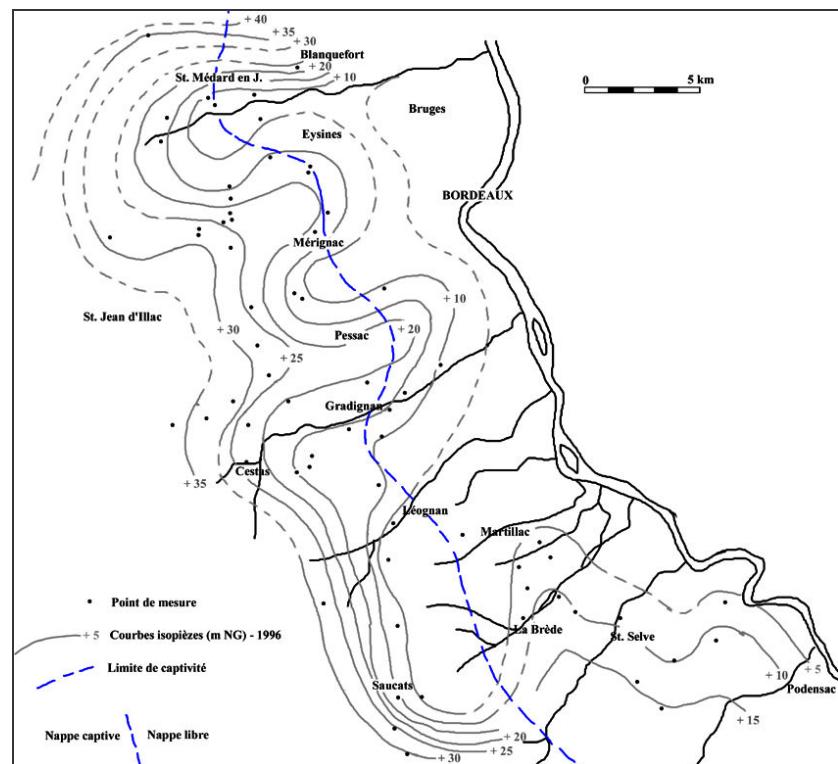


Figure I-28 : Carte piézométrique de l'aquifère oligocène en zone bordelaise, état 1996
(BONNERY et al, 1997, modifié)

BONNERY (1996) propose une mise à jour de cette carte, en reprenant toutefois la majorité des axes d'écoulement précédemment établis (Figure I-28). De fait, le modélisé est très proche et seules des variations de détails, soulignées par une densité de mesure plus importante, existent. En pointillés figurent les courbes piézométriques insuffisamment contraintes par les mesures.

A l'échelle régionale, la faible densité des points de mesures et leur répartition géographique ne permet pas de proposer de carte piézométrique précise. Seule l'allure générale des écoulements peut être approchée (Figure I-29).

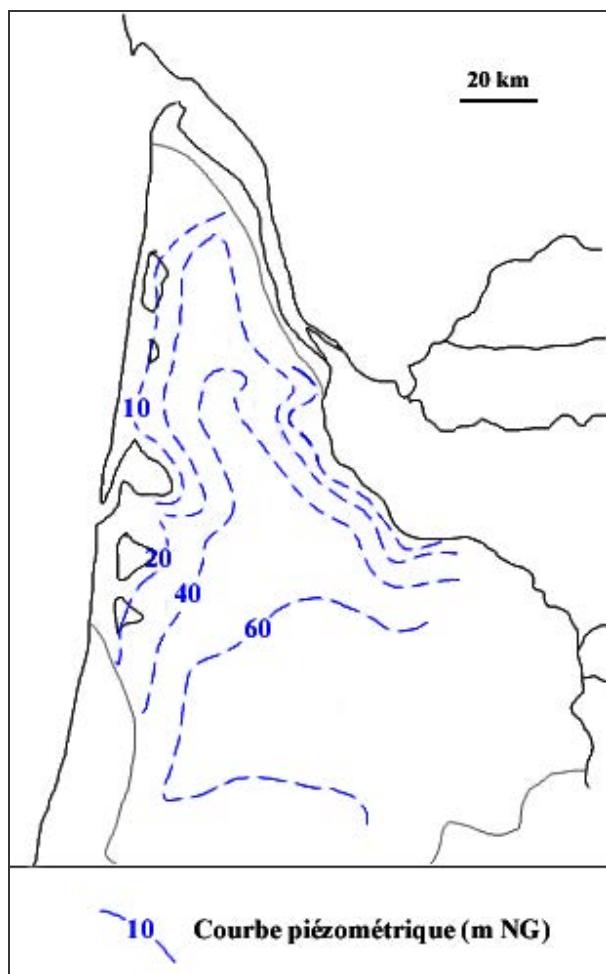


Figure I-29 : Esquisse piézométrique de l'aquifère oligocène, état 1996 (BONNERY *et al.*, 1997, modifié)

L'examen de la Figure I-29 appelle quelques commentaires :

- Les écoulements sont structurés autour d'un axe de partage orienté globalement nord-sud. De part et d'autre de cet axe, les écoulements se font en direction de l'océan Atlantique et en direction de la Garonne et de la Gironde. Les potentiels hydrauliques décroissent le long de cet axe, passant ainsi de +80 m NG dans la partie sud du bassin, à +10 m NG au nord du bassin.
- En direction de l'Atlantique, les gradients hydrauliques sont de l'ordre de 2 %, mettant en évidence le caractère confiné de la nappe dans cette zone. Il semble exister à proximité du bassin d'Arcachon une zone de drainage correspondant au tracé actuel de la vallée de la Leyre.
- Vers l'est, en bordure de Garonne, une zone à fort gradient hydraulique est mise en évidence.

Nous notons l'absence de points de mesures dans la partie centrale du Médoc, dans une zone correspondant *a priori* à une forme haute de la piézométrie.

I.3.2.4 Exutoire

A l'ouest, l'océan Atlantique constitue, comme pour tous les aquifères tertiaires, une zone d'exutoires potentiels diffus ou directs et les modalités de circulation y sont *a priori* complexes. Des schémas d'écoulements tri-dimensionnels, par circulation verticale induite par apparition de faciès de plus en plus marneux vers l'ouest, peuvent être envisagés. La répartition de ces faciès correspondrait à un schéma de progradation classique où les couches calcaires deviennent argileuses à une distance de la côte d'autant plus grande que les terrains sont plus récents (MOUSSIE *et al.*, 1969). L'exutoire oligocène apparaît donc diffus, à travers l'aquifère relais miocène. Ce schéma semble bien vérifié dans la région du bassin d'Arcachon.

Plus au nord, les sorties peuvent être directes. Les travaux de plongée et les études océanologiques dans cette zone mettent en évidence des affleurements calcaires oligocènes susceptibles de constituer localement des zones d'exutoire. Ce modèle karstique sous-marin est constitué par une succession de buttes rocheuses et de dépressions, de formes allongées de direction est-ouest. La hauteur des monticules ne dépasse pas les 3 à 4 mètres. La présence de

nombreux talwegs marquent probablement les anciens lits des cours d'eaux côtiers qui se déversaient plus à l'ouest lors des périodes de bas niveau durant la phase d'émergence de la plate-forme. Certaines buttes s'individualisent de la masse calcaire et présentent des formes karstiques typiques (Figure I-30).

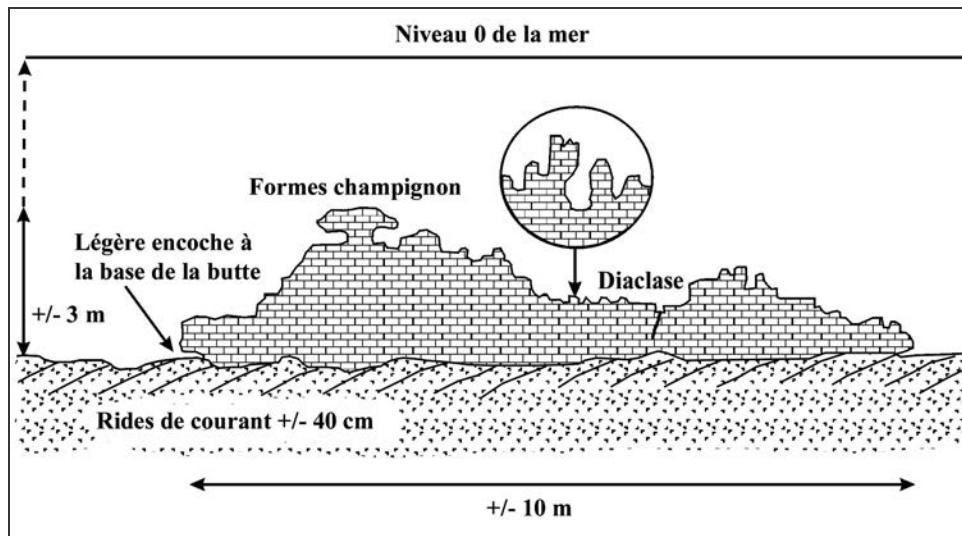


Figure I-30 : Butte calcaire oligocène d'après plongée (COURREGES, 1997)

Les buttes sont par ailleurs recoupées par des fractures franches et des diaclases.

Ces terrains peuvent donc constituer un exutoire direct de l'aquifère oligocène, dont les eaux douces butent sans doute sur le biseau salé dont la forme réelle reste encore à préciser. Les flux de sortie n'ont pas fait l'objet d'appréciations quantitatives d'ailleurs difficiles à estimer.

A l'est et au sud-est, à l'intérieur des terres, de nombreuses sources constituent des aires d'exutoire de l'aquifère oligocène. Environ 120 émergences ont été ainsi recensées. Les débits, très variables, sont compris entre $0,1 \text{ l.s}^{-1}$ à plus de 17 l.s^{-1} . Toutefois, l'aménagement des plus importantes d'entre elles (pompage, galeries drainantes) ne permet plus d'avoir une idée précise des débits naturels. C'est notamment le cas pour les sources utilisées pour l'AEP de Bordeaux et de la grande agglomération bordelaise. Nous citerons principalement les sources de Thil-Gamarde, Cantinolle au nord, et Budos au sud, qui peuvent fournir à la Communauté Urbaine de Bordeaux plus de $25\,000 \text{ m}^3 \text{j}^{-1}$. Les débits de ces sources restent influencés par les fluctuations climatiques et présentent de fortes diminutions les années sèches.

1.3.2.5 Utilisation

L'aquifère oligocène est particulièrement exploité dans la partie nord du bassin girondin. Les eaux issues de cet aquifère sont principalement utilisées pour l'AEP. Elles participent ainsi à hauteur de 60 % à l'alimentation en eau de la Communauté Urbaine de Bordeaux et près de 850 forages captent cette nappe (Figure I-31).

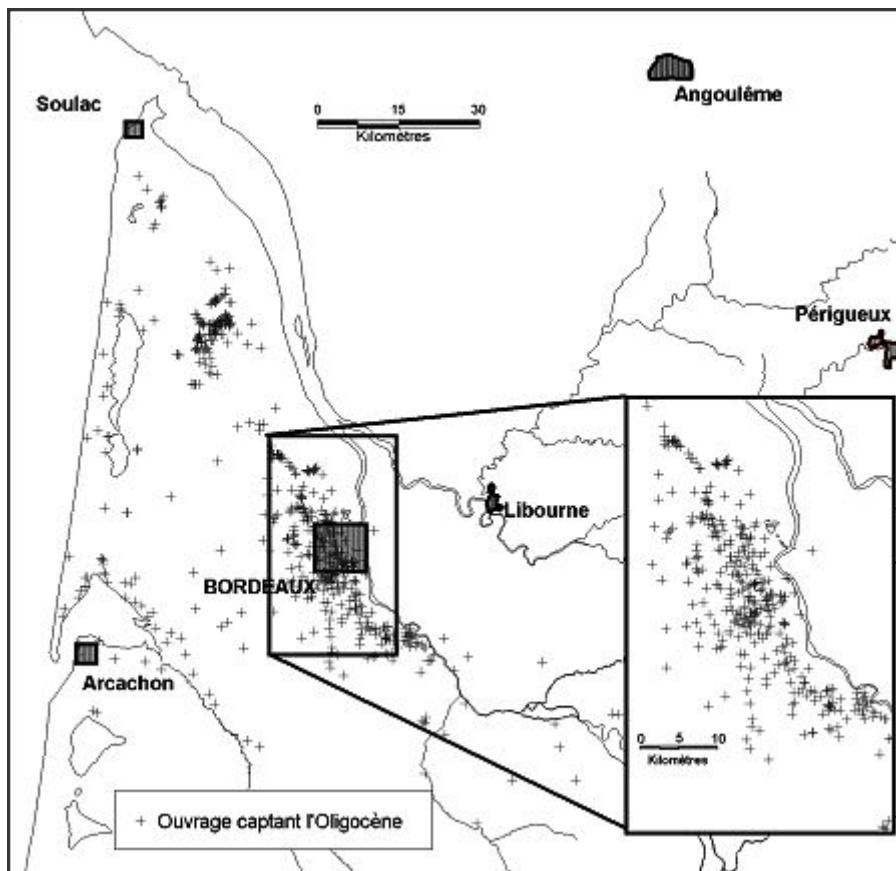


Figure I-31 : Répartition géographique des ouvrages inventoriés à l'Oligocène

Une part importante des ouvrages est située sur les zones subaffleurantes, en rive gauche de Garonne, où l'aquifère est le plus facile à atteindre et présente des caractéristiques hydrodynamiques intéressantes. Une autre aire de densité élevée correspond aux nombreuses exploitations agricoles situées vers Saint Laurent Médoc, où ici encore la faible profondeur de l'aquifère en a fait une cible privilégiée pour l'irrigation des cultures.

Les nombreux forages captant l'aquifère oligocène dans la région de l'Entre Deux Mers ne sont pas représentés sur cette figure, étant donné le caractère perché de la nappe dans cette

région et sa totale déconnexion avec le reste de l'aquifère au niveau régional comme avec les aquifères sous-jacents.

L'aquifère oligocène est donc devenu une ressource particulièrement importante, surtout depuis la politique de préservation de la ressource mise en place pour l'aquifère éocène. C'est principalement cette réorientation qui est à l'origine de l'augmentation de prélèvements observée depuis 1992 (Figure I-32), les eaux de cette nappe devenant une ressource de substitution partielle à la réduction de l'exploitation de la nappe éocène.

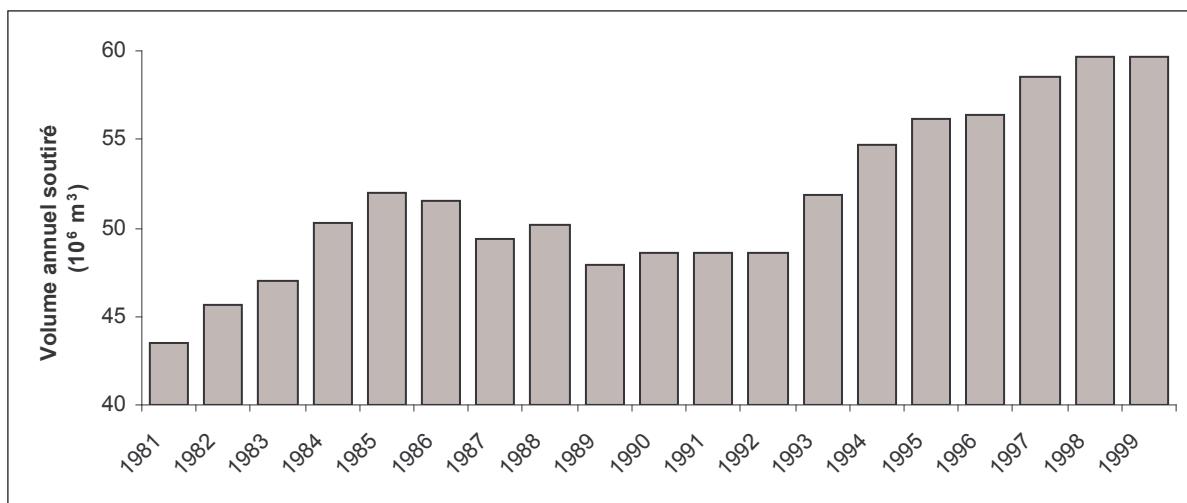


Figure I-32 : Evolution du volume annuel prélevé à la nappe oligocène pour la période 1981-1999 (données source : BRGM)

I.3.3 Aquifères du Miocène

Les formations miocènes illustrent le dernier cycle de transgression-régression connu en Aquitaine. C'est dans ce découpage d'oscillations marines que ces terrains forment la partie terminale du multicouche tertiaire aquitain, même si les formations pliocènes postérieures appartiennent encore à l'ère tertiaire. Ces dernières sont généralement associées aux formations quaternaires.

Les dépôts miocènes s'articulent autour de deux phases de transgression principales, dont aucune n'a atteint l'extension de la transgression oligocène précédente. Deux aires principales de dépôts s'individualisent, correspondant aux épisodes de transgression de l'Aquitainien et de l'Helvétien (Figure I-33).

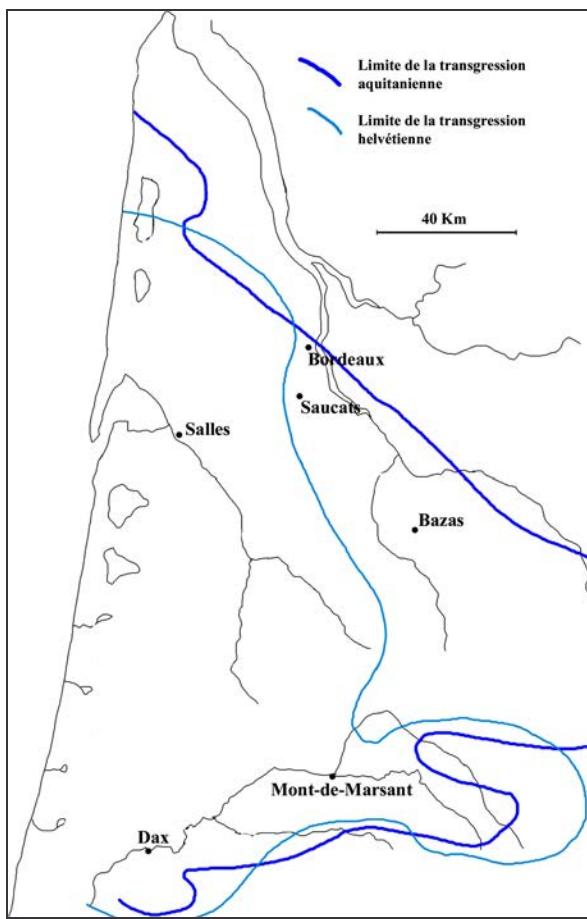


Figure I-33 : Limite de dépôt des formations miocènes (ALLARD, 1981)

Le stratotype aquitanien, défini aux affleurements de Saucats, met successivement en évidence de la base au sommet : le falun bleu de Labrède, un calcaire blanc lacustre, le falun de Lariey et de nouveau un calcaire blanc lacustre. Vers l'est, les faciès prennent un caractère plus continental. Le falun de Labrède passe ainsi aux calcaires et grès de Bazas, puis c'est l'ensemble de la série de Saucats qui est rapportée aux calcaires lacustres dit « calcaire gris de l'Agenais ». La série de Saucats et ses équivalents plus continentaux identifient le paléorivage de l'Aquitainien. Plus à l'ouest, les faciès calcaréo-gréseux se prolongent en profondeur, dans la zone correspondant au plateau continental miocène. A l'ouest de cette limite, approximativement en zone littorale actuelle, le caractère marneux des formations s'affirme. Au nord, dans le Médoc, les faciès de plate-forme se poursuivent sous la plate-forme continentale actuelle.

La transgression helvétique, qui fait suite à l'épisode régressif instauré durant le Burdigalien, s'avance moins vers l'est. Des sables et des calcaires coquilliers se déposent en continuité avec les équivalents précédents plus carbonatés. La terminaison de la série, à dominante argileuse, est restreinte à la partie sud du bassin.

Sur la bordure littorale, la persistance du domaine marin durant tout le Miocène rend difficile la discrimination de différents faciès et à fortiori un découpage stratigraphique précis.

Les propriétés hydrauliques de l'aquifère miocène sont homogènes, étant donné une plus grande monotonie de faciès. La valeur moyenne de la transmissivité est de l'ordre de $3.10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$, pour une plage de valeurs comprises entre $2.7.10^{-5} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ et $1.10^{-2} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. Ces écarts reflètent principalement les variations d'épaisseur de l'aquifère. Toutefois, certaines zones caractérisées par des valeurs de transmissivité élevées ($T > 1.10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$) correspondent à des faciès à porosité très ouverte. C'est notamment le cas de la région de Saint-Médard-en-Jalles où les calcaires gréseux présentent un degré de fracturation élevé.

En Aquitaine, l'aquifère miocène est principalement alimenté par drainance descendante à partir des aquifères sus-jacents, les zones d'affleurement correspondant à des zones d'exutoire. En effet, quelques sources localisées dans ces aires peuvent fournir localement des débits importants. Nous citerons ainsi les sources de Pujo-le-Plan, de La Poste à Mont-de-Marsan ou encore Cap-de-Bos à Saint-Médard-en-Jalles. Les soutirages sur cette dernière source varient entre $2000 \text{ m}^3.\text{j}^{-1}$ et $5000 \text{ m}^3.\text{j}^{-1}$.

La morphologie de la piézométrie, bien qu'estimée à partir d'un nombre de points réduits (88), serait assez proche de celle de l'aquifère oligocène (Figure I-34).

Les écoulements s'effectuent à partir d'une zone de diffluence centrée sur le Médoc, où les potentiels hydrauliques sont les plus élevés ($> + 40 \text{ m NG}$), en direction de l'océan Atlantique d'une part, et d'autre part vers la Gironde. L'aquifère est drainé dans cette zone et plus au sud-est par de nombreux cours d'eau.

Cette ressource est très utilisée dans toute la région, en particulier pour l'irrigation. Cependant, les volumes soutirés sont méconnus, notamment à cause du faible nombre de déclaration d'ouvrages, qui pour la plupart atteignent des profondeurs inférieures à 60 mètres. Ainsi, l'apparente augmentation des volumes soutirés (Figure I-35) correspondrait plus à une amélioration de la connaissance de l'exploitation de cet aquifère qu'à une réelle évolution des prélèvements.

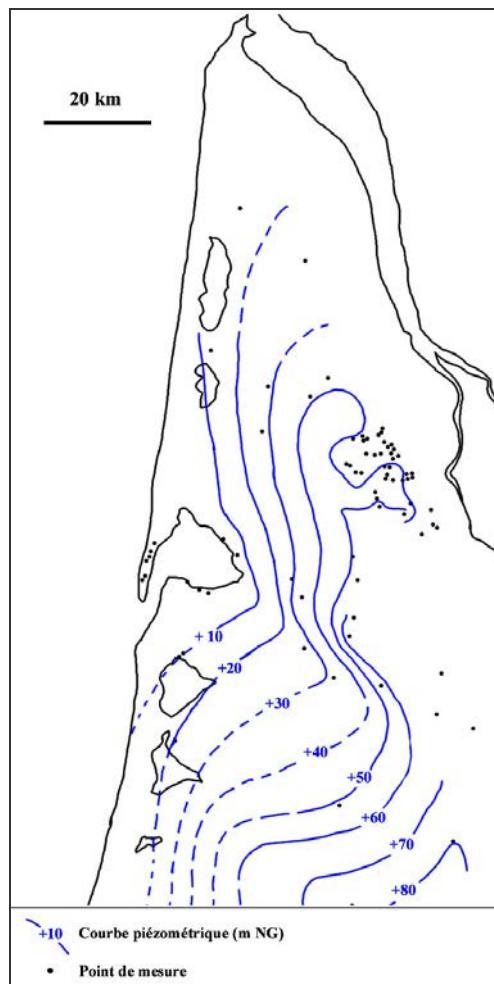


Figure I-34 : Esquisse piézométrique de l'aquifère miocène, état 1964 (ASTIE, 1964)

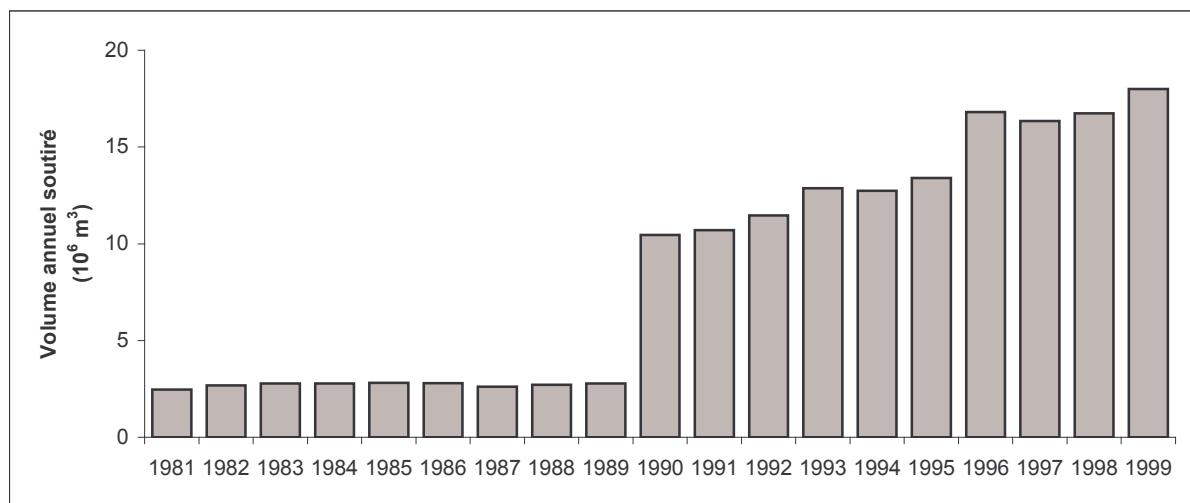


Figure I-35 : Evolution du volume annuel prélevé à la nappe miocène pour la période 1981-1999 (données source : BRGM)

I.3.4 Aquifères du Plio-quaternaire

Les terrains plio-quaternaires regroupent toute une série de termes, d'origine principalement continentale, dont les propriétés aquifères sont très variables. La nappe libre que ces terrains renferment présente de fait des propriétés très disparates. Toutefois, le rôle de vecteur de recharge qu'elle assure vis-à-vis des aquifères sous-jacents nécessite sa caractérisation. Plusieurs études régionales, réalisées selon un découpage géographique précis, ont été effectuées dans ce sens sous la direction de H. Schoeller pour préciser les propriétés hydrodynamiques de ce vaste système aquifère. Nous citerons : ZUMSTEIN, 1965 ; CORREGE, 1967 ; HUBERT, 1967 ; JEHL, 1967 ; SOULE, 1967 ; JULLIEN, 1968 ; LOUSTALET, 1972 ; COTTINET, 1974.

Les formations pliocènes correspondent à une subdivision du complexe sédimentaire qui a participé au comblement final du bassin. Les faciès sont assez proches des faciès du Miocène terminal, étant donné les grandes analogies qui découlent de l'identité des stocks détritiques mis en jeu et la similitude des conditions de sédimentation.

Le réseau hydrographique pliocène, alors orienté est-ouest (Figure I-36), a édifié un complexe sédimentaire à caractère progradant. La sédimentation détritique couvre tout le Médoc durant cette période. Au cours du Pléistocène, plusieurs terrasses se mettent en place. A l'issue de ces périodes de comblement intenses, les influences fluviatiles décroissent et les phénomènes d'altération et d'éolisation deviennent prépondérants, aboutissant à la mise en place de la formation arénacée du « Sable des Landes ».

De fait, l'aquifère plio-quaternaire correspond à un système multicouche argilo-sableux. Les conductivités hydrauliques, très hétérogènes, sont comprises entre 5.10^{-3} m.s $^{-1}$ et 10^{-5} m.s $^{-1}$. Certaines valeurs permettent localement des productivités importantes (jusqu'à 100 m $^3.h^{-1}$). L'aquifère est en relation étroite avec le réseau hydrographique. Il contribue significativement au débit des cours d'eau, notamment en période d'étiage. C'est notamment le cas pour la Leyre et le Ciron (OLIVO, 1966). Etant donné la densité élevée du réseau hydrographique, il est difficile d'estimer les flux moyens drainés à l'échelle de la nappe.

Compte tenu de sa faible profondeur, cette nappe présente un intérêt économique majeur. La diversité des prélèvements le confirme : irrigation, arrosage collectif et individuel, industries, etc... Le nombre d'ouvrages, difficilement estimable, est probablement supérieur à 10000. Les volumes moyens annuels prélevés sont vraisemblablement supérieurs à 150 millions de mètres cubes.

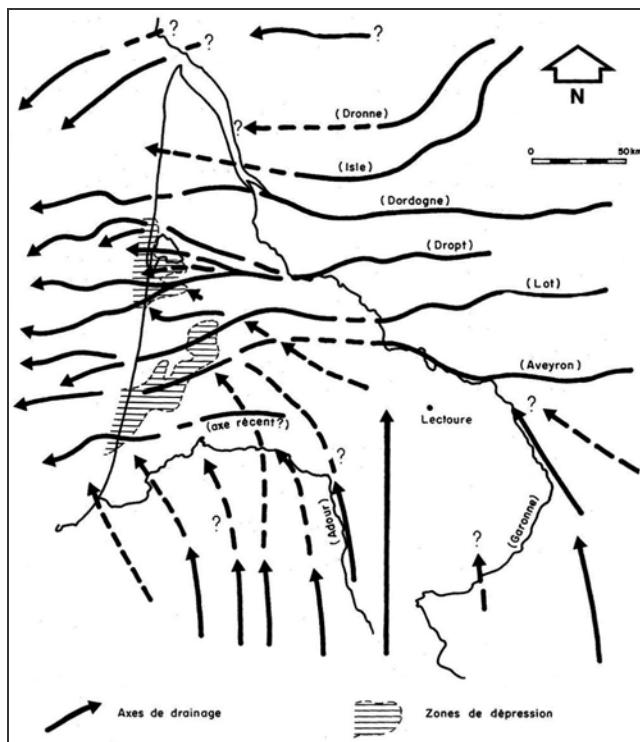


Figure I-36 : Réseau hydrographique reconstitué au Pliocène (LEGIGAN, 1979)

La qualité des eaux est affectée par des teneurs en fer importantes, la présence locale de métaux lourds et des pH souvent acides. Cet aquifère est particulièrement vulnérable aux pollutions de toutes sortes.

La recharge de la nappe plio-quaternaire est assurée essentiellement par la pluie efficace. Considérant la surface totale de l'aquifère (7500 km^2) et une pluviométrie cumulée annuelle de 800 mm, le flux total précipité est de $6.10^9 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$. Seule une part de ce volume participe effectivement à la recharge de l'aquifère. Une estimation grossière peut être établie considérant que 20 à 30 % du volume total constitue véritablement la quantité d'eau arrivant à la nappe. Le flux annuel serait alors compris entre $1,2.10^9 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ et $2.10^9 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$. Ces valeurs ne restent qu'un ordre de grandeur envisageable et seule une étude détaillée de cet aquifère permettrait de préciser les flux en jeu.

La nappe plio-quaternaire constitue également un vecteur de recharge pour les aquifères sous-jacents. Plusieurs zones potentielles de communication apparaissent sur l'écographie géologique des formations tertiaires au mur de l'aquifère superficiel (Figure I-37).

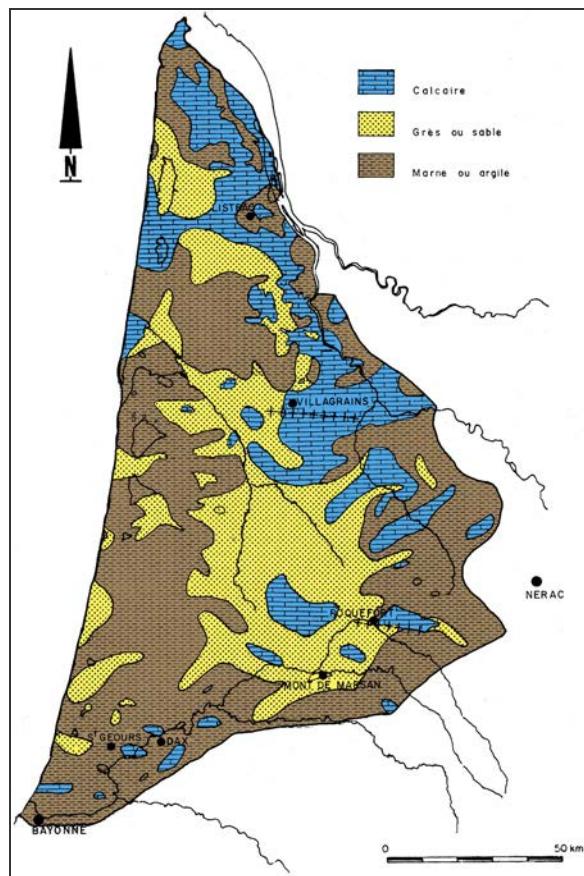


Figure I-37 : Ecorché géologique au mur des formations plio-quaternaires (d'après LEGIGAN, 1979)

Des aires de mise en charge sont localisées sur la bordure est, à proximité de la Gironde et de la Garonne, où les formations plio-quaternaires de faible épaisseur sont directement en contact sur les terrains calcaires du tertiaire (éocène, oligocène et miocène). C'est également le cas pour la zone de l'anticlinal de Villagrains-Landiras, même si dans ce cas il est difficile de connaître véritablement les modalités de contact entre l'aquifère de surface et les aquifères profonds, étant donné la complexité locale de la géométrie.

I.4 Vers une vision quantitative des aquifères tertiaires médocains

L'approche quantitative du fonctionnement de ce vaste ensemble peut s'effectuer à l'aide de modèles, représentations théoriques simplifiées du système, définissant sa structure et les relations entre les variables d'entrées et les variables de sortie par le biais de paramètres. Etant donné le poids économique que représentent ces différents aquifères aux vues des multiples usages (AEP, irrigation, industries...), la mise en place de modèles quantitatifs du système

multicouche tertiaire s'est avérée nécessaire. Dans un premier temps, le but de ces modèles est de représenter et de permettre de mieux appréhender les relations existant entre les différents éléments du système aquifère. A plus long terme, l'élaboration d'outils de gestion plus représentatifs et plus fiables s'appuyant sur ces modèles est envisagée.

D'abord analogiques, les simulateurs ont permis de quantifier les processus d'écoulement au sein de chaque unité aquifère, avec une attention particulière pour celles présentant un intérêt économique important (CAZAL *et al.*, 1967). Les modèles informatiques, avec l'augmentation rapide de la puissance de calcul disponible, ont permis d'étendre la taille des domaines considérés d'abord en deux dimensions (extension géographique accrue), puis en trois dimensions (intégration de plusieurs couches aquifères séparées par des unités imperméables ou semi-perméables).

Un premier modèle numérique de l'ensemble du Bassin d'Aquitaine, intégrant les aquifères du Jurassique jusqu'au Quaternaire, a montré l'importance des échanges entre les différentes unités et la nécessité de représenter le système dans sa globalité (BESBES *et al.*, 1978).

Par la suite, plusieurs modèles ont été créés, découvant le bassin Aquitain en deux zones : la zone « nord-aquitaine » et la zone « sud-aquitaine ». Les travaux du BRGM, en collaboration avec l'Université, ont porté sur la mise en œuvre de modèles numériques représentatifs de ces deux zones, à différentes échelles de restitution.

En ce qui concerne le domaine nord-aquitain, un premier modèle quasi-3D a été réalisé en 1992, intégrant les aquifères éocènes et oligocènes, et des relations d'échanges avec les aquifères encaissant (GAALOUL, 1992), avec un maillage assez fin pour représenter convenablement certaines structures difficilement restituables d'après les maillages antérieurs. Un modèle numérique complet sur le domaine nord-aquitain, intégrant l'ensemble des aquifères depuis le Crétacé jusqu'au Plio-Quaternaire a été mis en place en 1994 par le BRGM, afin de simuler l'accroissement probable des prélèvements et contribuer à une gestion optimisée des ressources. Ce modèle a depuis fait l'objet de plusieurs mises à jour, concernant notamment la taille du maillage retenue, le découpage stratigraphique des unités modélisées ou les conditions aux limites imposées pour la simulation des couches aquifères.

Toutefois, certains choix pour le développement de cet outil ne permettent pas à notre avis une restitution exhaustive de l'ensemble des relations hydrogéologiques pouvant exister à une échelle locale, en particulier dans le centre du Médoc. Le développement d'un nouvel outil de simulation a donc été envisagé, pour préciser ces relations complexes.

I.4.1 Du schéma géologique au modèle conceptuel

I.4.1.1 Le modèle retenu

La représentation du système aquifère tertiaire ne peut être envisagée que par un modèle multicouche, composé d'un empilement d'horizons présentant des caractéristiques hydrodynamiques différentes. La structure, l'agencement et l'organisation du système multicouche fait que l'élaboration d'un modèle uniquement limité à la zone médocaine n'est pas envisageable. Le développement d'un modèle « cadre » a donc été entrepris afin d'y inclure la zone étudiée. Ce modèle cadre a été élaboré à partir de l'ensemble des données disponibles, pour reproduire au mieux l'interconnection de la zone Médoc au sein du complexe global (Figure I-38).

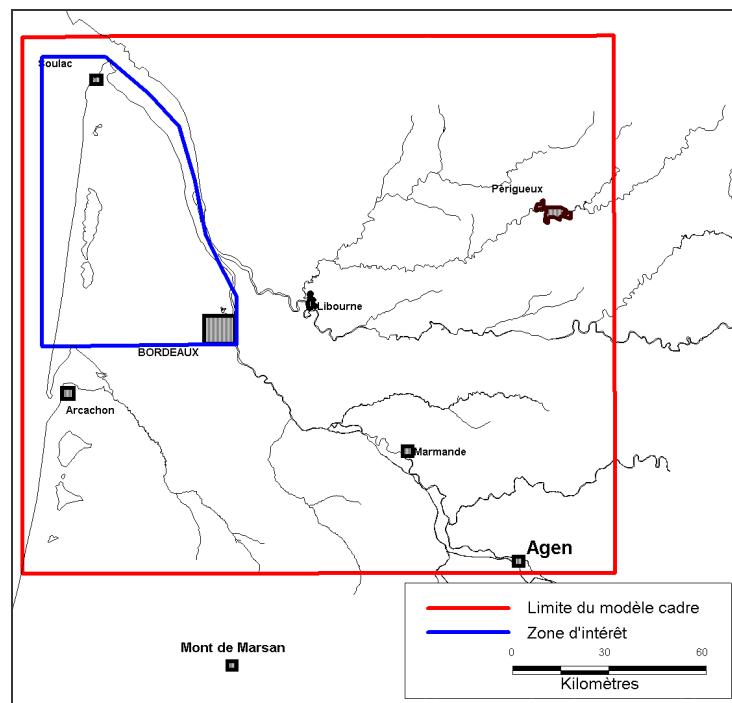


Figure I-38 : Localisation de la zone d'étude et du modèle cadre

L'extension globale du modèle cadre est de 31080 km². La disposition et l'agencement vertical des différents aquifères ont été reproduits. Ainsi, tel qu'il a été défini précédemment, le système hydrogéologique a été décomposé en 5 unités aquifères, qui sont en succession normale :

- l'aquifère plio-quaternaire ;
- l'aquifère miocène ;
- l'aquifère oligocène ;
- l'aquifère éocène ;
- l'aquifère crétacé.

Ces unités sont séparées par des unités semi-perméables ou imperméables, qui assurent le confinement des aquifères profonds.

Le modèle construit est basé sur le code de calcul MODFLOW 2000 (« Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model ») développé par l'United States Geological Survey (McDONALD *et* HARBAUGH, 1988 ; HARBAUGH *et al.*, 2000) sous interface Visual Modflow®.

L'équation générale aux dérivées partielles utilisée dans le code MODFLOW pour résoudre l'écoulement transitoire au sein d'un aquifère tri-dimensionnel, poreux, captif, hétérogène et anisotrope est la suivante :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) + R = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad [I.1]$$

avec	h	potentiel hydraulique [L] ;
	K	tenseur de conductivité hydraulique [L.T ⁻¹] ;
	S_s	coefficent d'emmagasinement spécifique [L ⁻¹] ;
	R	terme puits/source (flux unitaires entrants et sortants de l'aquifère) [T ⁻¹] ;
	t	temps [T].

La résolution de l'équation générale de l'écoulement [I.1] est effectuée sur un maillage tridimensionnel par la méthode des différences finies, en utilisant les conditions aux limites du système. Ces conditions limites correspondent à des données hydrogéologiques réelles traduites numériquement. On distingue principalement deux familles de conditions limites :

- *condition de Dirichlet* : la charge hydraulique sur la limite est indépendante des conditions de circulation dans l'aquifère ;
- *condition de Neumann* : le flux transitant à travers la limite est connu.

Parmi les grandeurs utilisées dans ce modèle, on peut distinguer :

- les variables d'entrées et les variables de sortie ;
- les paramètres de l'aquifère correspondant aux transmissivités et coefficients d'emmagasinement.

Les variables d'entrées correspondent aux différentes conditions aux limites, présentées précédemment et aux termes puits/sources. Les variables de sorties sont les hauteurs piézométriques h calculées. Les grandeurs au sein d'un élément de discréétisation sont supposées constantes (transmissivité, emmagasinement) ou uniformément réparties (pompage).

La géométrie est représentée explicitement, en intégrant pour chaque couche le toit et le mur de la formation considérée. De cette manière, un soin particulier a pu être apporté à la représentation du système hydrogéologique nord-aquitain, le contrôle de la géométrie étant direct au sein du modèle.

I.4.1.2 Discretisation spatiale du système aquifère multicouche

La discréétisation spatiale du domaine constitue l'étape permettant de prendre en compte la géométrie et les limites du système dans le modèle d'écoulement. Le choix des solutions a été guidé par une prise en compte des limites physiques des différents aquifères, chaque fois que cela était possible.

Le maillage couvre la zone totale du modèle cadre, soit une superficie de 31080 km². Le modèle comprend 279720 mailles carrées de 1 km de coté (185 colonnes par 168 lignes réparties sur 5 couches aquifères et 4 épontes). Toutefois, les mailles situées à l'extérieur des zones d'extension de chaque horizon ont été inactivées pour précisément restituer la superficie de chaque niveau. Les caractéristiques du maillage pour chaque couche sont données dans le Tableau I-2.

La topographie a été digitalisée sur la totalité de la zone d'étude à partir des cartes IGN au 1/25000, puis rééchantillonnée selon le maillage du modèle, afin de disposer d'un référentiel topographique le plus fidèle possible.

Couche du modèle	Nombre de cellules actives	Occupation de la couche (%)
Aquifère plio-quaternaire	7567	24,3
Eponte	9093	29,3
Aquifère miocène	9093	29,3
Eponte	10797	34,7
Aquifère oligocène	10797	34,7
Eponte	14572	46,9
Aquifère éocène	20179	64,9
Eponte	18145	58,4
Aquifère crétacé	16042	51,6

Tableau I-2 : Paramètres de discréétisation du domaine d'étude

La géométrie des aquifères a été reconstruite à partir des informations brutes disponibles (coupes des forages) mais également à partir de la géométrie du modèle hydrodynamique régional existant développé par le BRGM. Pour chaque couche (aquifère ou éponte), le toit et le mur ont été traités par analyse géostatistique et interpolés afin d'implémenter directement la géométrie au sein du modèle (Figure I-39).

Les zones d'affleurement ont été prises en compte comme contraintes supplémentaires, tout comme les zones de lacune (Figure I-40). La transcription de ces zones dans un modèle multicouche en différences finies implique cependant de travailler avec une géométrie locale équivalente. En effet, dans le cas d'un biseautage des couches et d'une venue à la surface d'une couche plus profonde, le formalisme de discréétisation utilisé dans MODFLOW nécessite de prendre en compte toutes les couches lors de la construction de la géométrie. Deux solutions pratiques pour simuler une zone d'affleurement sont soit d'affecter à toutes les couches sur-incombantes, normalement absentes, une épaisseur minimale virtuelle puis de les désactiver, soit de leur affecter des paramètres hydrauliques équivalents à ceux de la couche affleurante, en fonction des relations existant avec la surface.

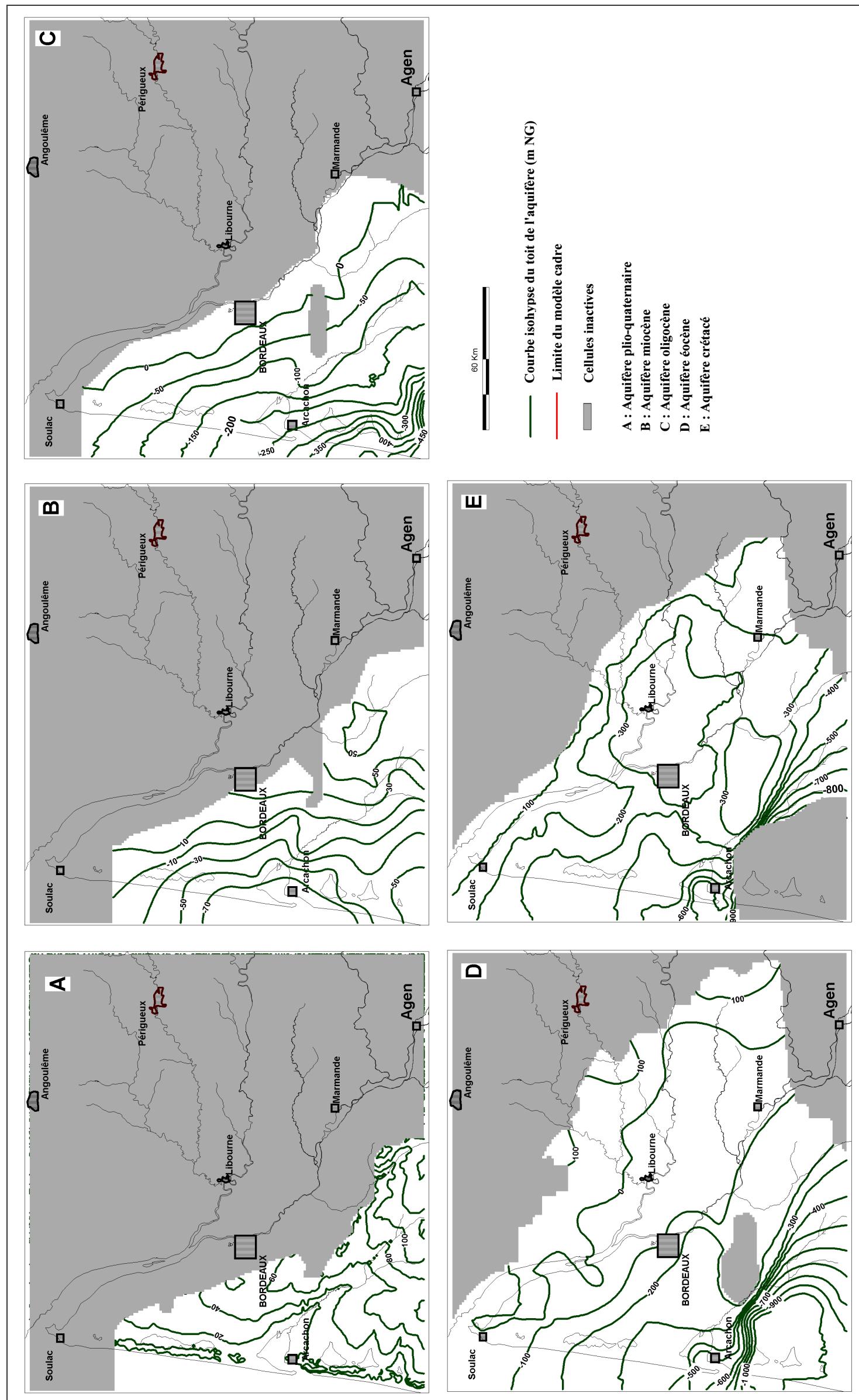


Figure I-39 : Discréétisation du domaine d'étude et toit des formations aquifères.

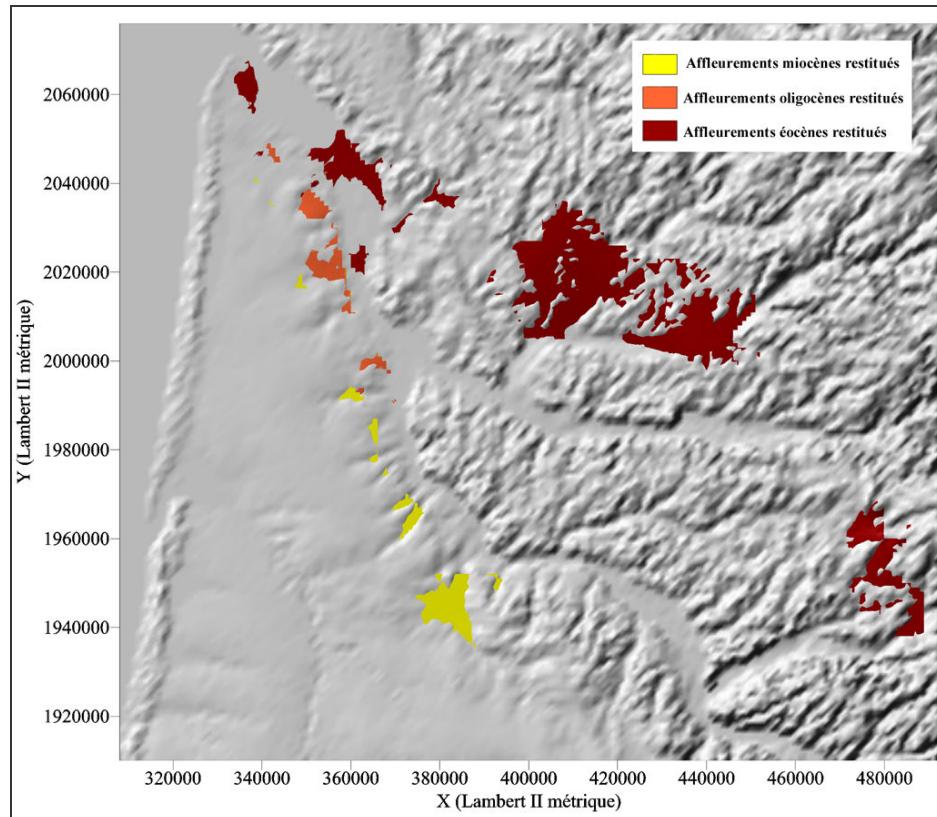


Figure I-40 : Surfaces d'affleurement des aquifères restituées dans le modèle

I.4.1.3 *Conditions aux limites*

La synthèse hydrogéologique régionale a permis de déterminer la nature des limites des différents aquifères, leurs particularités et de les intégrer au sein du modèle. La structure modulaire du code de calcul MODFLOW permet de choisir entre plusieurs types de limites et conditions imposées. Nous en avons retenu trois types :

- Potentiel imposé : ce type de limite se traduit par un niveau de nappe fixé par l'utilisateur. Quels que soient les paramètres utilisés et quelles que soient les sollicitations décrites (pompage, infiltration,...), ce potentiel ne change pas ;
- Limite à flux nul ;
- Limite de drainage : ce module permet d'imposer une cote de débordement et de simuler, si nécessaire, l'évacuation de l'eau si la charge calculée est supérieure à la cote imposée.

D'une manière générale, l'océan Atlantique constitue une zone d'exutoire pour tous les aquifères. L'océan a donc été considéré comme une limite à potentiel imposé, dont la valeur a

été fixée à 0 m NG. Pour l'aquifère plio-quaternaire, cette limite a été imposée depuis la côte littorale en direction de l'ouest, ce qui explique le nombre important de mailles à charge constante dans cette couche (Tableau I-3). Pour les aquifères profonds, la distribution des potentiels imposés a été déportée vers l'ouest pour minimiser l'impact de ceux-ci sur les mailles de calcul situées au droit du littoral. Ce choix paraît d'autant plus justifié par l'existence de zones d'exutoires diffus immersés. Des potentiels imposés ont également été utilisés pour simuler l'influence des lacs médocains sur l'aquifère plio-quaternaire. Les valeurs prises en compte correspondent aux altitudes moyennes des plans d'eau. Les rôles de zones d'exutoires tenus par la Garonne et la Gironde pour les aquifères oligocène et éocène ont également été simulés par des potentiels imposés. Ici encore, l'altitude moyenne des plans d'eau au sein de la maille a servi de valeur de référence. Dans le cas des relations entre la nappe de l'Eocène et l'estuaire, l'utilisation du module d'échange nappe/rivière aurait été préférable, afin de préciser les débits d'échanges. Toutefois, les paramètres d'utilisation de ce module nécessitent une connaissance détaillée de la morphologie du lit de l'estuaire et des propriétés hydrodynamiques des terrains qui le composent. Ces données restent trop disparates actuellement. Des potentiels imposés ont également été utilisés pour simuler la piézométrie de la nappe crétacée. Cette solution a été retenue étant donné les informations fragmentaires concernant cet aquifère. De plus, l'examen des courbes piézométriques a montré que l'influence de ce dernier sur les aquifères tertiaires dans la zone médocaine est *a priori* faible. Toutefois, une vérification détaillée des flux transitant à travers cette couche et la couche éocène sera effectuée pour s'assurer que le biais introduit par ce choix de représentation reste minime.

Couche du modèle	Maille à potentiel imposé	Maille à condition de Drain	Maille à flux nul
Aquifère plio-quaternaire	1321	537	306
Aquifère miocène	130	27	365
Aquifère oligocène	171	3	349
Aquifère éocène	340	-	568
Aquifère crétacé	835	-	517

Tableau I-3 : Répartition des conditions imposées selon les couches aquifères

Les autres limites correspondent pour l'ensemble des aquifères à des limites à flux nul. L'intégration des limites physiques des aquifères, notamment les limites de dépôts, justifie ce choix. Le nombre de mailles à flux nul est alors fonction du linéaire de la limite de dépôt (Tableau I-3). La limite sud, qui ne correspond pas à une limite physique à proprement parler, a également été choisie à flux nul. En effet, l'examen des données piézométriques disponibles pour chaque aquifère montre que le tracé proposé des courbes piézométriques est subperpendiculaire à un axe est-ouest. On peut penser dans cette représentation que les flux en provenance du sud sont faibles. L'estimation de ces flux entrants reste difficile, étant donné l'incertitude existante sur le tracé de ces courbes piézométriques. L'utilisation d'une limite à flux nul permet de ne pas introduire de biais *a priori*, et de vérifier de manière heuristique cette hypothèse.

Le module de drainage a été utilisé pour simuler les relations entre les aquifères et le réseau hydrographique. Ce module nécessite pour chaque maille une altitude de référence qui permet d'imposer une cote de débordement et de simuler le drainage de la cellule. Ces altitudes ont été calculées à partir des cotes sol des cours d'eau et des altitudes moyennes affectées à chaque maille. Le choix de la représentation de ces limites par ce type de condition est justifié par la présence d'un réseau ramifié de cours d'eaux et de crastes, qui drainent les formations plio-quaternaires qu'ils traversent (OLIVO, 1966). C'est également le cas pour l'aquifère miocène, qui peut affleurer dans le lit de certains cours d'eau (Ciron) mais de manière très locale. S'il était utopique de représenter la totalité du réseau hydrographique drainant l'aquifère plio-quaternaire étant donné la complexité du chevelu, les tronçons principaux des cours d'eau ont toutefois été pris en compte.

Les conditions de drain ont également été utilisées pour simuler les sources. Dans ce cas, c'est la cote de la source qui correspond à la cote de débordement. Les sources de Thil-Gamarde et Budos ont été retranscrites de cette façon. Il faut préciser que les débits de fuite ainsi simulés peuvent s'écarte notablement des débits réels mesurés, lesquels sont souvent augmentés à partir d'aménagements d'exploitation (galeries drainantes, forages,...).

I.4.1.4 *Discrétisation temporelle*

Tout comme la discrétisation spatiale, la discrétisation temporelle du modèle est nécessaire pour la résolution numérique de l'équation d'écoulement en régime transitoire.

Pour simuler le régime transitoire avec MODFLOW, le temps de simulation doit être divisé en périodes de contraintes (« stress period ») durant lesquelles pour notre modèle toutes les

conditions sont considérées constantes. Le régime transitoire est construit à partir d'une succession d'états pseudo-permanents.

Nous disposons d'une chronique de données (piézométrie, précipitations, prélèvements) pour la période de 1981 à 1999. Le premier choix est de découper la durée totale de simulation en périodes représentatives des périodes de hautes eaux et basses eaux. L'adaptation des pas de calcul sur les « saisons » du cycle hydrogéologique est la meilleure solution pour retranscrire les différents états de la nappe. Ce choix nécessite cependant la prise en compte des variations saisonnières de soutirage aux forages. Seuls les volumes soutirés annuels sont connus pour la majorité des ouvrages. Cette constatation est problématique dans certaines zones où il existe une majorité de forages agricoles, lesquels pompent préférentiellement durant la période climatique de basses eaux et pour lesquels l'utilisation de débits moyens estimés à partir des volumes annuels n'est pas possible. La restitution des fluctuations temporelles des nappes par simulation pourrait ainsi ne pas être cohérente avec l'observation. Afin de résoudre ce problème d'échantillonnage, un pas de discréétisation temporel annuel a été retenu. Les phénomènes observés de période inférieure à l'année ne pourront être pris en compte ou restitués.

I.4.1.5 Paramètres hydrodynamiques

Les différents aquifères ont été considérés comme isotropes. Les valeurs de perméabilité des nappes captives ont été obtenues à partir des informations existantes pour chaque aquifère. Dans un premier temps, les champs de perméabilité du modèle régional développé par le BRGM ont été utilisés. Ces valeurs de perméabilité ont été ajustées durant les phases de calage en régime permanent et transitoire, en respectant l'ordre de grandeur (*cf.* Annexe 1). Les valeurs de perméabilité pour la couche miocène sont comprises entre 1.10^{-6} et 5.10^{-3} m.s⁻¹. La distribution bimodale, centrée respectivement sur 1.10^{-5} et 1.10^{-4} m.s⁻¹ (Tableau I-4), est caractéristique des deux faciès principaux de l'aquifère miocène, calcaire gréseux et faluns. Les zones de perméabilités maximales sont localisées aux zones d'exutoire de la nappe et aux parties subaffleurantes, notamment dans les cours d'eaux (Jalle de Saint Médard), où des paramètres transmissifs élevés sont nécessaires pour pouvoir restituer correctement les flux. La distribution des valeurs de perméabilité de la couche oligocène présente un caractère bimodal moins marqué. S'échelonnant sur une gamme comprise entre 1.10^{-6} et 5.10^{-3} m.s⁻¹, les perméabilités sont centrées sur 10^{-5} m.s⁻¹ et dans une moindre mesure sur 10^{-4} m.s⁻¹ (Tableau I-4). Ces valeurs correspondent à des valeurs classiques pour des calcaires fissurés

présentant parfois des intercalations argileuses, pour les valeurs les plus basses. La bordure est de l'aquifère oligocène est caractérisée par les valeurs maximales de perméabilité. Cette aire correspond à la zone où la nappe semi-captive est sise dans des calcaires très fracturés et ouverts. La couche éocène est aussi caractérisée par une distribution bimodale de perméabilités centrée sur 1.10^{-5} et 1.10^{-4} m.s^{-1} (Tableau I-4). Ces deux valeurs correspondent aux faciès sableux et calcaires de l'aquifère. L'aquifère éocène, constitué de plusieurs horizons aquifères interconnectés, est ici modélisé avec une seule couche. Les perméabilités utilisées correspondent donc à des perméabilités équivalentes. Etant donné une épaisseur généralement plus importante des faciès calcaires, il est logique de retrouver un déplacement des valeurs de perméabilité vers le « pôle calcaire ». Les valeurs maximales (de 5.10^{-4} à 5.10^{-3} m.s^{-1}) sont observées pour les zones d'affleurement à l'est constituées par les formations des « Sables du Périgord » et traduisant les aires de mise charge de l'aquifère éocène.

Les valeurs de perméabilités mesurées pour l'aquifère plio-quaternaire sont peu nombreuses. Ces valeurs sont comprises entre 1.10^{-5} et 5.10^{-3} m.s^{-1} (COTTINET, 1974). Sa structure argilo-sableuse lenticulaire complexe rend difficile une régionalisation de ces rares mesures. L'affectation des valeurs de perméabilité dans le modèle s'est donc essentiellement réalisée par essais durant le calage, en respectant la plage de valeurs observées. La valeur centrale de la distribution utilisée est de 1.10^{-3} m.s^{-1} (Tableau I-4), caractéristique du caractère sableux des formations considérées. La queue de distribution, s'étendant vers 1.10^{-5} m.s^{-1} , correspond à l'augmentation de la fraction argileuse dans les faciès aquifères.

Plage de perméabilités affectée (m.s^{-1})	Couche aquifère plio-quaternaire	Couche aquifère miocène	Couche aquifère oligocène	Couche aquifère éocène
$1.10^{-3} < K < 5.10^{-3}$	4472	115	122	3
$5.10^{-4} < K < 1.10^{-3}$	2111	799	472	537
$1.10^{-4} < K < 5.10^{-4}$	711	2867	2202	4560
$5.10^{-5} < K < 1.10^{-4}$	114	2175	3	2005
$1.10^{-5} < K < 5.10^{-5}$	156	2640	6559	11481
$5.10^{-6} < K < 1.10^{-5}$	3	497	21	1565
$10^{-6} < K < 5.10^{-6}$	0	0	1418	26

Tableau I-4 : Distribution du champ de perméabilité (nombre de cellules)

Pour l'aquifère crétacé, comme les charges sont assurées par les potentiels imposés, une seule valeur de perméabilité de 1.10^{-7} m.s⁻¹ a été utilisée. Celle-ci correspond à la valeur minimale de perméabilité observée pour ce réservoir (HOUSSE et MAGET, 1977).

Toutes les épontes ont par défaut été affectées d'une valeur initiale de 1.10^{-9} m.s⁻¹. Les ajustements de perméabilité au cours du calage ont été limités, étant donné le peu d'information dont nous disposons pour ces formations. Contrairement aux aquifères, les épontes ont été considérées comme anisotropes, présentant une composante verticale (K_z) pouvant être différente des composantes horizontales (K_x et K_y), dans le respect de l'ordre de grandeur.

Les valeurs de coefficient d'emmagasinement nécessaires au calcul en régime transitoire ont également été implémentées. Pour les nappes captives, étant donné le peu d'information dont nous disposons sur ce paramètre, une valeur moyenne de 10^{-4} a été appliquée de manière uniforme à toutes les couches. La gamme de coefficient d'emmagasinement spécifique correspondant à cette valeur est comprise entre 1.10^{-5} m⁻¹ et 5.10^{-7} m⁻¹. En ce qui concerne la couche libre plio-quaternaire, le coefficient d'emmagasinement est assimilé à la porosité efficace du milieu (« specific yield »), c'est à dire le volume d'eau récupérable par écoulement gravitaire. Les rares valeurs de ce paramètre pour cet aquifère sont généralement comprises entre 5 et 20 % (JEHL, 1967). Une valeur de 10 % a été retenue et appliquée à l'ensemble de la couche plio-quaternaire.

I.4.1.6 Alimentation et prélèvements

L'alimentation et les prélèvements constituent les composantes du terme puits/source de l'équation générale de l'écoulement (Eq. II. 1).

La pluie efficace a été calculée à partir des chroniques de pluviométrie et des données d'évapotranspiration fournies par Météo-France. Ces calculs sont réalisés pour une réserve utile (RFU) donnée, classiquement égale à 100 mm ou 150 mm (Figure I-41). Ces valeurs de pluie efficace sont ensuite appliquées uniformément sur les zones d'affleurement identifiées comme des aires potentielles d'alimentation et de mise en charge.

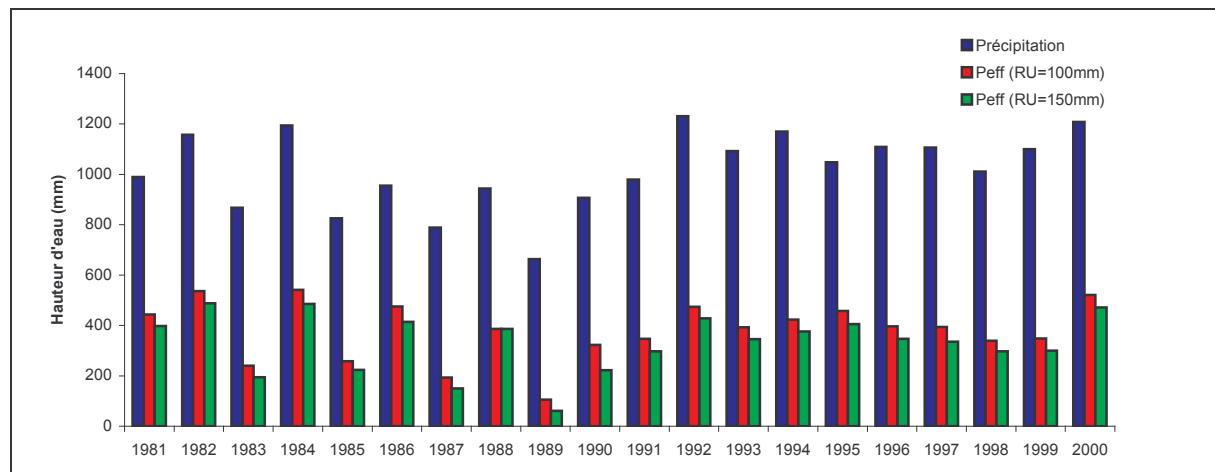


Figure I-41 : Pluies efficaces calculées pour une RFU de 100 et 150 mm (données Météo-France)

Il s'est avéré au vu des premiers résultats de simulation qu'une valeur homogène de pluie efficace appliquée uniformément n'était pas satisfaisante. Un coefficient correctif inférieur compris entre 0 et 1 a été appliqué. Ce coefficient est censé rendre compte de la part de superficies participant réellement à la recharge. Les valeurs ont été obtenues par dichotomie, à partir des informations lithologiques des formations affleurantes. Pratiquement, ce coefficient est élevé (0,37 à 0,62) pour les formations plio-quaternaires qui présentent des caractéristiques hydrauliques et géographiques homogènes, et plus faible (0,1) pour les formations éocènes qui sont très réduites à l'affleurement et généralement sub-affleurantes sous un recouvrement qui va limiter le flux entrant dans l'aquifère. Une fois ces coefficients déterminés en régime permanent, ils ont été conservés *in extenso* pour l'ensemble des simulations en régime transitoire, attendu que les phénomènes physiques censés être intégrés dans ce paramètre sont indépendants du temps, tout du moins à l'échelle considérée.

L'ensemble des forages recensés en 1999 a été implémenté au sein du modèle. Pour chaque ouvrage, les chroniques de volumes extraits annuels ont été renseignées sur la période de 1981 à 1999. Il faut cependant souligner la disparité de l'information disponible entre par exemple la couche éocène, qui dispose d'un suivi régulier depuis plusieurs années et la couche miocène, dont les volumes annuels prélevés souffrent vraisemblablement d'une méconnaissance et d'une sous-estimation importante.

Si chaque forage est identifié de manière explicite au sein du modèle, les prélèvements sont globalisés au sein de chaque maille. La distribution globale est la suivante :

- 662 points de prélèvements pour la couche miocène, répartis sur 378 mailles de calcul ;
- 660 points de prélèvements pour la couche oligocène, répartis sur 385 mailles de calcul ;
- 581 points de prélèvements pour la couche éocène, répartis sur 430 mailles de calcul.

A titre d'exemple, la Figure I-43 présente la répartition des volumes prélevés par maille de calcul pour l'année 1996. Le volume total soutiré connu pour cette année est de 123.10^6 m^3 , dont 19.10^6 m^3 à l'aquifère miocène, 42.10^6 m^3 à l'aquifère oligocène et 62.10^6 m^3 à l'aquifère éocène. Ces volumes n'englobent pas les volumes annuels extraits des sources. Un bilan complet pour la couche oligocène nécessiterait la prise en compte, pour 1996, de 15.10^6 m^3 supplémentaires, fournis par les sources de Thil-Gamarde et Fontbannes. Les sources étant simulées par une cote de débordement, ces volumes ne rentrent pas dans le calcul du terme puits/source.

La chronique des volumes prélevés pour la période 1981 – 1999 souligne une légère croissance (Figure I-42) dont l'amplitude reste toutefois masquée par l'augmentation de la connaissance des volumes prélevés à la couche miocène.

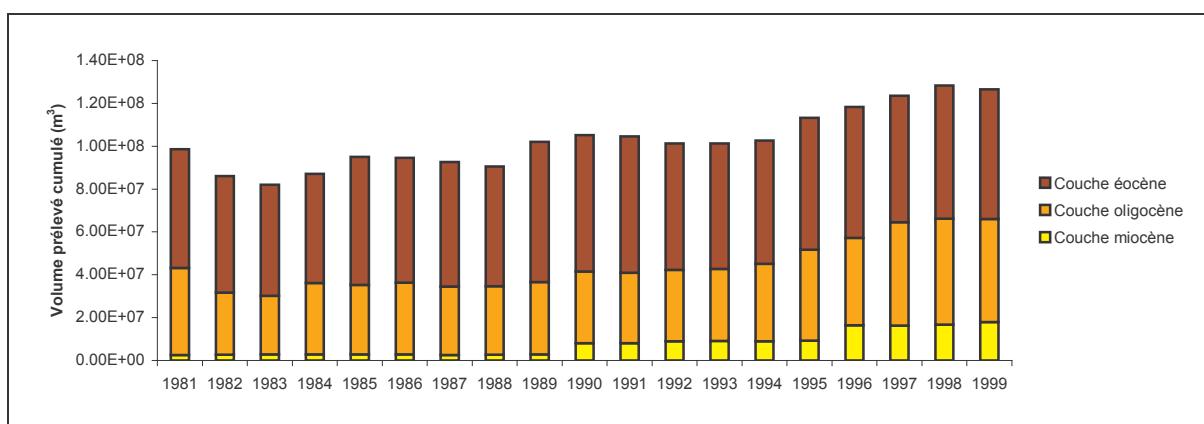


Figure I-42 : Volumes annuels cumulés prélevés par couche modélisée

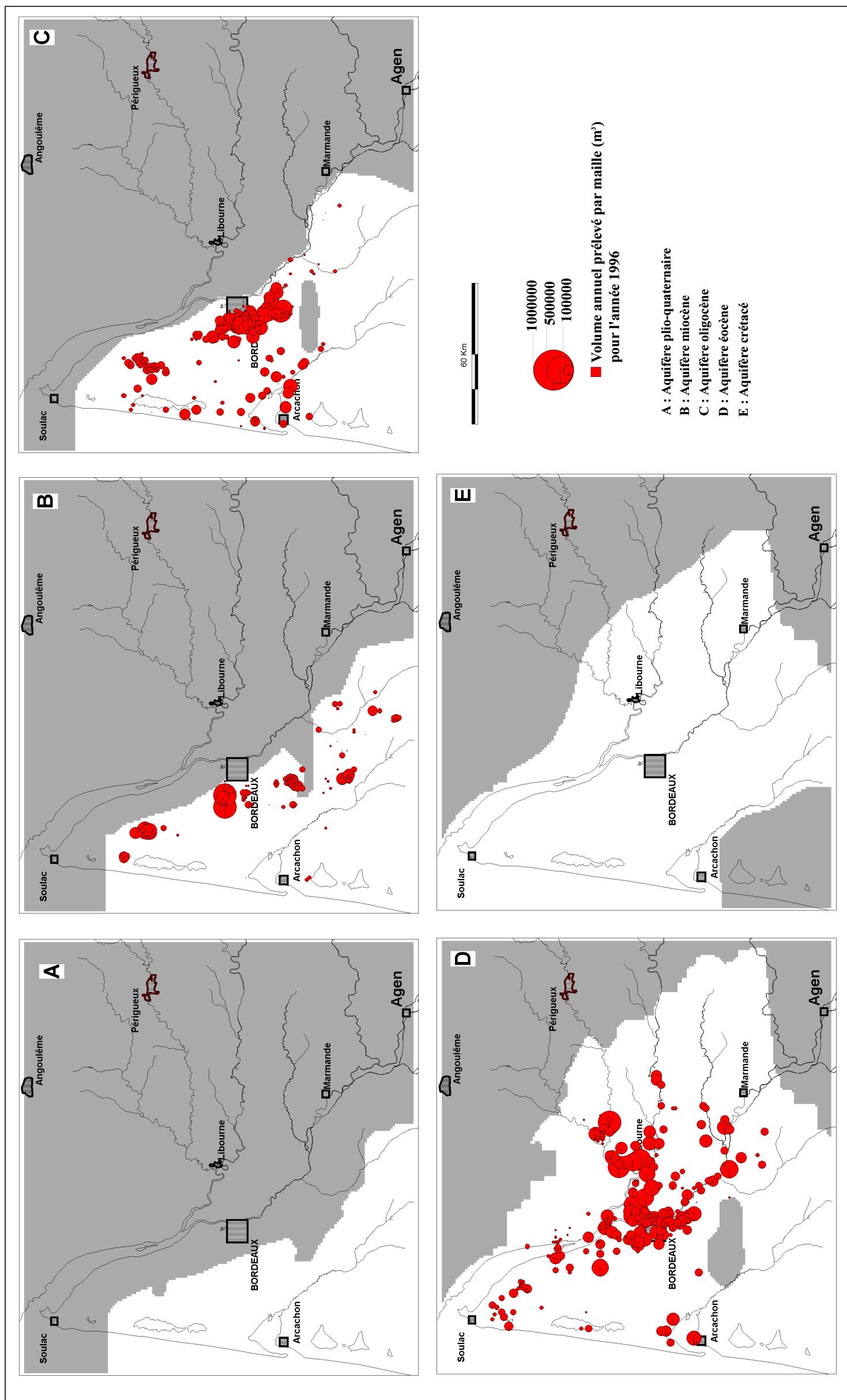


Figure I-43 : Volumes annuels prélevés par maille de calcul pour l'année 1996

I.4.1.7 Réseau d'observation

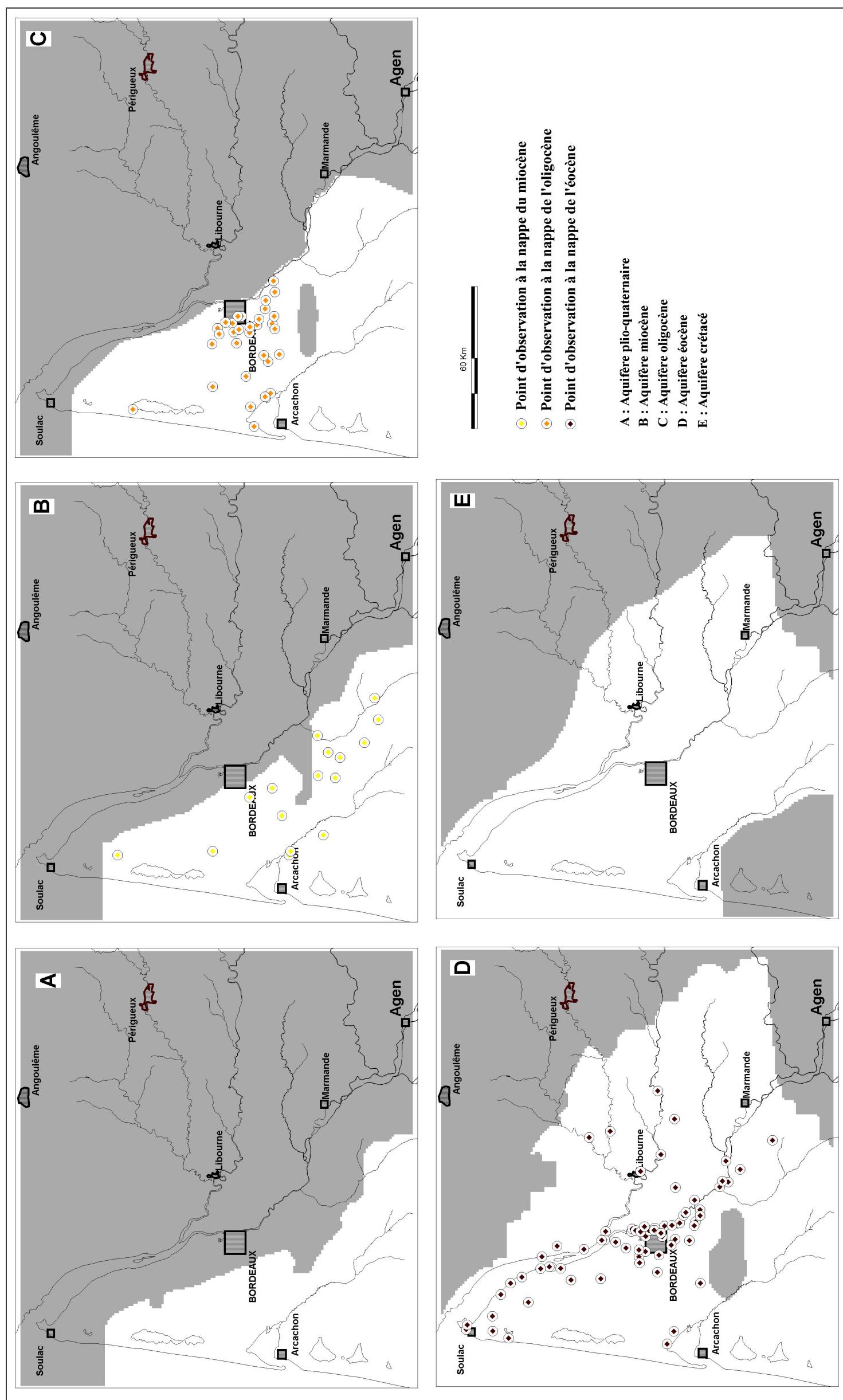
Les chroniques d'observations utilisées pour les phases de calage et de validation ont été obtenues à partir des données des différents réseaux de surveillance des nappes, par le biais du Réseau National des Données sur l'Eau (RNDE). L'outil ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines), mis en place par le RNDE, permet à l'utilisateur de disposer d'une large gamme de données actualisées quantitatives et qualitatives sur les eaux souterraines. 116 piézomètres de contrôle ont pu être intégrés au modèle à partir de cette base. Ces points de contrôle se répartissent comme suit :

- 16 points affectés à la couche miocène ;
- 31 points affectés à la couche oligocène ;
- 69 points affectés à la couche éocène.

La distribution géographique des points d'observation, non homogène à l'échelle considérée (Figure I-44), ne permet pas une caractérisation précise de la piézométrie des différentes nappes mais assure un contrôle sur les grandes figures d'écoulement.

A date, aucun point de contrôle ne disposant d'un suivi temporel n'est disponible pour la couche plio-quaternaire. La vérification des charges calculées ne peut se faire ici que pour un ordre de grandeur à partir de données existantes souvent anciennes.

Les chroniques piézométriques correspondent généralement à des mesures manuelles, ou plus rarement à des enregistrements continus par capteur. Le pas d'échantillonnage des mesures manuelles est discontinu ce qui rend difficile le traitement de ces chroniques. De nombreux phénomènes de courte période et de forte amplitude apparaissent fréquemment, correspondant le plus souvent à l'influence des pompages. Ces variations masquent quelquefois l'évolution à plus long terme des hauteurs piézométriques. La comparaison directe avec les charges calculées par le modèle est de ce fait délicate. En effet, les charges calculées par le modèle sont des charges moyennes annuelles qui n'intègrent pas les phénomènes modificateurs de plus courte période. A ce titre, certaines évolutions transitoires observées sur des piézomètres, induites par des prélèvements de courte durée, ne pourront être restituées puisque les volumes prélevés correspondant dans le modèle sont moyennés sur la période de contrainte temporelle. La charge calculée est affectée à la totalité de la maille, c'est à dire à une surface de 1 km². Considérant un gradient hydraulique local de 2 %, valeur classique pour une nappe captive, la variation de charge au sein d'une même maille peut atteindre 2,8 m. Cet écart est une fonction linéaire directe du gradient hydraulique local.



I.4.2 Régime permanent - Simulations

Une simulation en régime permanent a été réalisée pour l'année 1996. Cette première simulation avait pour buts :

- a. de vérifier le comportement numérique du modèle ;*
- b. de valider le choix des conditions aux limites ;*
- c. de préciser les choix des paramètres hydrodynamiques ;*
- d. de procéder à un ajustement le cas échéant.*

L'année 1996 a été retenue puisque nous disposions d'un jeu de données (H , Q , P_e) suffisant pour procéder au calage. Il faut préciser qu'il n'existe pas de régime permanent établi pour les nappes tertiaires, étant donné la forte sollicitation par pompage auxquelles elles sont soumises. Vouloir choisir un régime rigoureusement permanent reviendrait à simuler l'état initial du système, avant toute mise en production. Cette simulation ne saurait aboutir à un ajustement satisfaisant des caractéristiques des réservoirs, les données piézométriques anté-production étant trop rares et imprécises. La comparaison d'un régime stabilisé (résultats du modèle) et d'un régime non stationnaire (valeurs observées) est donc soumise à de nombreuses limites. Toutefois, cette étape reste nécessaire pour une première évaluation du comportement du modèle et de ses paramètres avant le passage au régime transitoire. Les états piézométriques calculés pour les aquifères plio-quaternaire, miocène, oligocène, éocène et crétacé sont présentés en Figure I-45. On note la bonne concordance générale entre les figures d'écoulement restituées par le modèle et celles obtenues à partir des mesures piézométriques. L'ordre de grandeur des charges hydrauliques est également respecté.

Les charges restituées pour l'aquifère plio-quaternaire sont cohérentes avec les rares mesures dont nous disposons pour cet aquifère, mais qui n'ont pas été intégrée n'étant pas synchrones avec la période de simulation. Cette intégration de l'aquifère plio-quaternaire comme couche de calcul est un élément important qui constitue une entrée fondamentale du système. Cet aquifère complexe, tant par sa répartition horizontale que par son organisation verticale, peut être simulé par une couche équivalente, intégrant tous les niveaux aquifères et considérée comme libre. La dimension des cellules n'est *a priori* pas à l'échelle de la représentation des nombreux ruisseaux qui drainent cette nappe mais l'utilisation de « perméabilités locales équivalentes », non transposables directement au terrain, permet d'obtenir des résultats cohérents avec les ordres de grandeur observés. C'est le cas pour la restitution du cours d'eau de la Leyre, qui draine de manière importante l'aquifère plio-quaternaire (COTTINET, 1974).

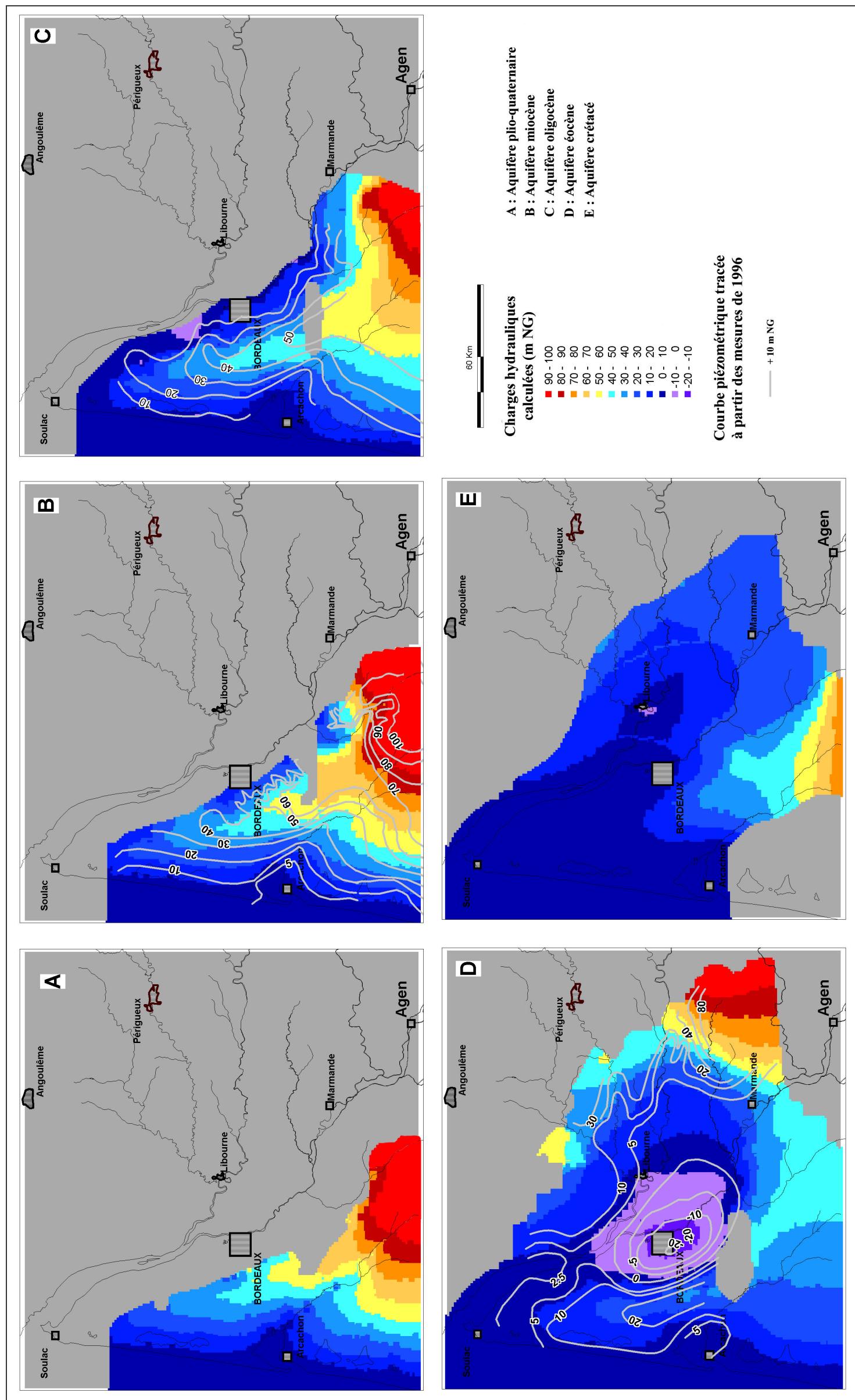


Figure I-45 : Cartes piézométriques calculées en régime permanent (données de 1981)

Les charges hydrauliques de la nappe miocène sont bien restituées dans la partie nord. La zone de mise en charge médocaine est comparable avec les valeurs mesurées. La morphologie globale est respectée. Les ordres de grandeurs des charges restituées dans la partie sud sont corrects, même s'il n'est pas possible de restituer dans le détail les relations complexes qui existent entre l'aquifère miocène et les cours d'eau situés au sud-est. Toutefois, l'axe de drainage principal induit par le cours d'eau du Ciron apparaît de manière nette et correspond au drainage local de l'aquifère du Miocène (OLIVO, 1966). C'est également le cas dans la région du Médoc, où le drainage de l'aquifère miocène par la partie amont de la Jalle de Saint-Médard est particulièrement bien marqué.

La piézométrie calculée de l'aquifère oligocène est comparable à la piézométrie mesurée. Les formes dissymétriques visibles sur le Médoc sont assimilables à celles interprétées à partir des mesures. Deux zones, correspondant à des zones de soutirages importants, apparaissent plus déprimées que dans la réalité. C'est le cas dans la zone de Saint Laurent de Médoc du fait des nombreux forages agricoles vers Saint Médard en Jalles. Dans cette zone, la faible épaisseur de l'aquifère associée à des paramètres transmissifs très élevés (fissuration ouverte importante des calcaires) reste cependant difficile à restituer à l'échelle adoptée. Plus au sud, les figures de drainage apparentes sur le tracé du cours d'eau de la Leyre sont beaucoup plus amorties sur la morphologie piézométrique calculée.

La morphologie de la nappe éocène est la plus complexe, car fortement influencée par les prélèvements. D'une manière générale, la piézométrie simulée est cohérente avec celle mesurée. La zone du Médoc où les écoulements se font d'une part en direction de l'océan Atlantique et d'autre part en direction de la Garonne et la Gironde, est bien restituée. La zone la plus problématique correspond à la zone de la « dépression bordelaise ». L'amplitude des rabattements provoqués par les soutirages est globalement respectée, quoique légèrement sous-estimée. Le modèle dissymétrique proposé à partir des mesures piézométriques est difficile à restituer, la dépression se propageant vers l'est en direction de Libourne. Le rôle des structures faillées à l'aplomb de la Garonne semble être prépondérant dans la morphologie du cône de dépression, créant vraisemblablement un écran hydraulique et limitant la propagation de l'onde de dépression. Une attention particulière sera apportée durant le calage transitoire dans cette zone pour permettre de restituer cette caractéristique du cône de rabattement.

Les charges hydrauliques calculées pour l'aquifère crétacé correspondent aux valeurs mesurées. Ce résultat est principalement induit par l'application sur cette couche de contraintes importantes par le biais de potentiels imposés. Si cette solution peut être validée à l'examen des cartes piézométriques obtenues, un soin particulier sera apporté à l'étude des flux rentrant et provenant de cette couche lors du régime transitoire, afin de s'assurer que ce choix n'induit pas un biais trop important dans le bilan global.

Le bilan du système toutes couches confondues sur le domaine a été effectué pour vérifier la cohérence du modèle (Tableau I-5).

ENTREES = $3693000 \text{ m}^3.\text{j}^{-1}$	SORTIES = $3693000 \text{ m}^3.\text{j}^{-1}$
Recharge = $3510000 \text{ m}^3.\text{j}^{-1}$	Recharge = 0
Potentiel imposé = $183000 \text{ m}^3.\text{j}^{-1}$	Potentiel imposé = $1702000 \text{ m}^3.\text{j}^{-1}$
Pompage = 0	Pompage = $295000 \text{ m}^3.\text{j}^{-1}$
Drains = 0	Drains = $1696000 \text{ m}^3.\text{j}^{-1}$
ENTREES – SORTIES = 0 $\text{m}^3.\text{j}^{-1}$	

Tableau I-5 : Bilan des entrées et sorties en régime permanent influencé

Dans ce bilan, un poste important apparaît. Il s'agit du débit évacué à partir des drains, censés simuler le réseau hydrographique drainant généralement l'aquifère plio-quaternaire et plus localement l'aquifère miocène. Les drains sont également utilisés pour simuler localement les sources de débordement de l'aquifère oligocène qui participent également au flux de sortie. Globalement, 46 % des intrants sont évacués de cette manière.

Les potentiels imposés constituent 5 % des entrées du système. Une part de ces débits entrant est attribuable à la zone des lacs médocains. Considérant la surface cumulée des lacs de Lacanau et de Hourtin (88 km^2), le flux correspondant reste négligeable, puisque de l'ordre de $2.10^{-3} \text{ m}^3.\text{j}^{-1}.\text{m}^{-2}$.

Les cartes piézométriques calculées (Figure I-45) illustrent la cohérence du modèle en régime permanent, dans les limites d'application d'un régime stationnaire à un état observé non stationnaire.

I.4.3 Régimes transitoires - Simulations

Plusieurs simulations en régime transitoire ont été réalisées pour affiner les distributions des paramètres hydrodynamiques et tester la sensibilité du modèle. Ces simulations doivent normalement permettre de procéder au calage des valeurs de coefficient d’emmagasinement (S). Toutefois, étant donné le peu d’informations disponibles, nous avons volontairement imposé une répartition de S homogène par couche (voir § I.4.1.5). Pour approcher au mieux la distribution de S, il aurait fallu procéder à un calage sur un modèle transitoire plus court, avec un pas temporel mensuel, voire hebdomadaire, pour appréhender de manière plus précise le comportement des fonctions de stockage/destockage des aquifères. Les informations nécessaires pour réaliser une approche de ce type n’étant pas disponibles (chroniques de prélèvements), nous n’avons pas pu l’effectuer. Si toutefois, ces informations sont disponibles, elles pourront être intégrées ultérieurement et ne pourront que préciser les résultats présentés ci-après.

I.4.3.1 Chroniques piézométriques

Les simulations en régime transitoire ont été réalisées sur la période de 1981 à 1999. Les chroniques piézométriques calculées sont cohérentes avec les chroniques mesurées (Figure I-46 à Figure I-48).

Le peu de points d’observation renseignés concernant la nappe miocène permet toutefois de caractériser le comportement de cette dernière et valider sa simulation. Les chroniques piézométriques sont généralement stables dans le temps (Figure I-46), et les valeurs calculées sont très proches des valeurs mesurées. Seul le piézomètre 08268X0026, situé à la périphérie de l’anticlinal de Villagrains-Landiras présente des phénomènes cycliques de faible amplitude (< 2 m) qui ne sont pas restitués par le modèle. Ces variations correspondent aux fluctuations saisonnières qui ne sont pas prises en compte étant donné le pas de temps retenu. Les chroniques issues des piézomètres situés dans la zone médocaine (07545X0002 et 08026X0001) sont correctement restituées, bien que la faible densité des points d’observation dans cette zone ne permette pas de formuler des conclusions plus avancées.

Les chroniques piézométriques caractérisant la nappe oligocène sont plus variables dans le temps (Figure I-47). Les valeurs calculées sont très proches de celles mesurées, ce qui est notamment bien illustré en bordure littorale vers Lacanau (07538X0009) ou le Bassin

d'Arcachon (08254X0011). L'influence des pompages apparaît localement de manière nette sur certaines chroniques d'observation, comme c'est le cas au piézomètre 08035X0337 situé dans la périphérie de Bordeaux où la chronique calculée correspond à la tendance générale de l'évolution piézométrique.

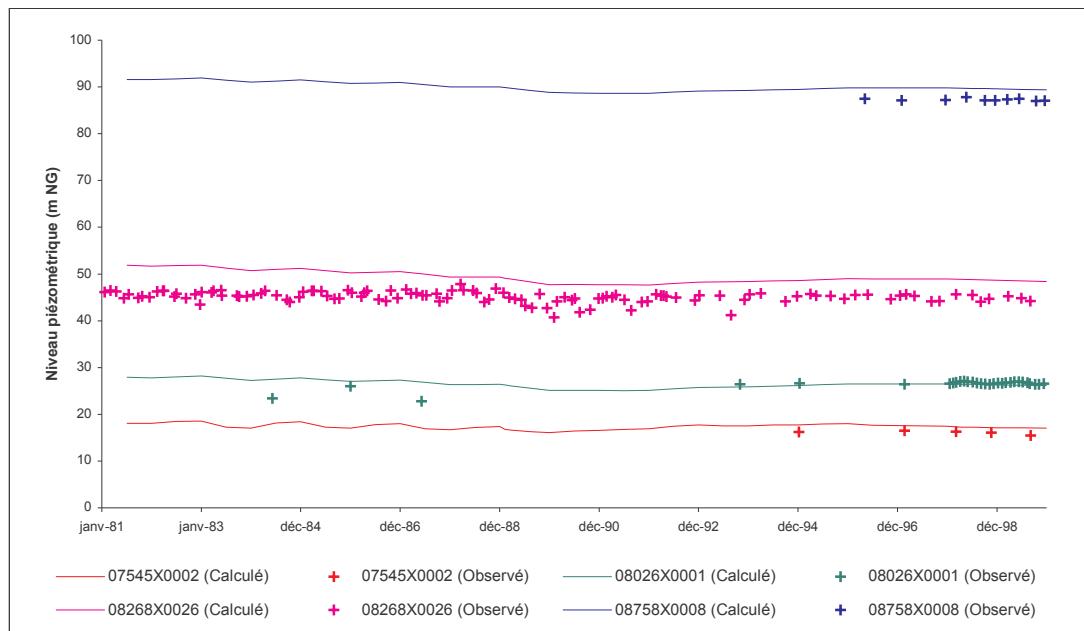


Figure I-46 : Chroniques piézométriques mesurées et calculées – Aquifère miocène

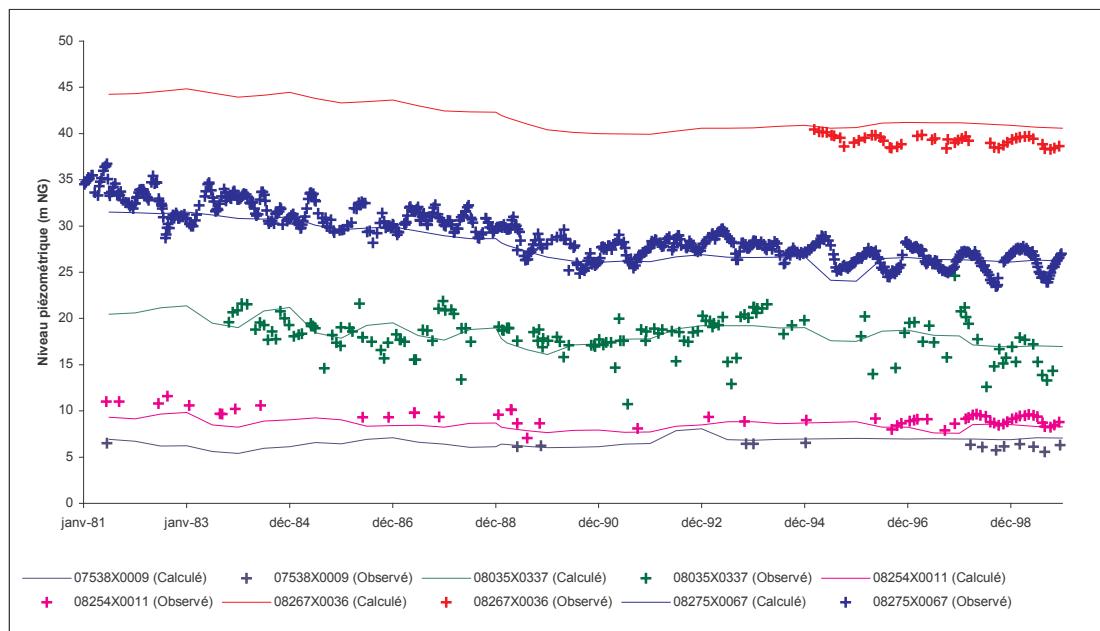


Figure I-47 : Chroniques piézométriques mesurées et calculées – Aquifère oligocène

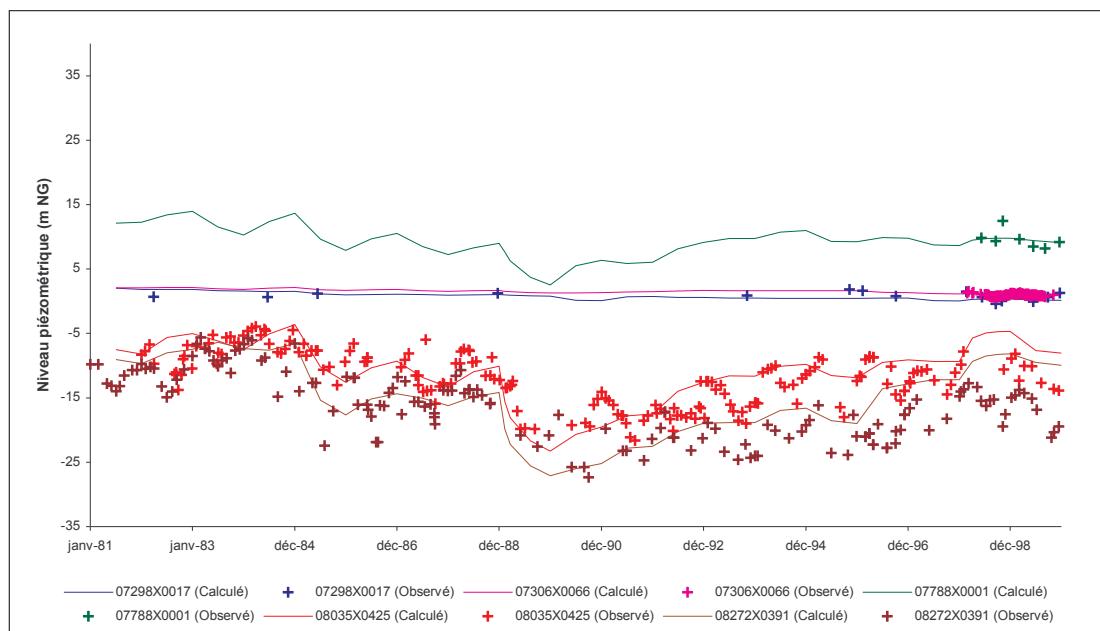


Figure I-48 : Chroniques piézométriques mesurées et calculées – Aquifère éocène

L'évolution temporelle des charges calculées pour la nappe éocène est en accord avec les observations (Figure I-48). On remarque que les chroniques mesurées aux piézomètres situés au nord du Médoc sont bien restituées (07888X0001, 07306X0066 et 07298X0017), dans une zone où la charge doit être connue avec précision pour tenir compte d'éventuels échanges entre l'estuaire et l'aquifère. Dans la zone bordelaise, où la nappe éocène est très sollicitée, les chroniques présentent des variations de grande amplitude, correspondant aux effets d'interférences entre les différents ouvrages exploités. Les chroniques calculées ne restituent évidemment pas ces variations de courte période mais la tendance globale simulée est cohérente avec celle tirée de l'observation.

La sensibilité du modèle et la qualité du calage ont été estimées à partir d'une fonction critère F élaborée à partir de tous les points d'observation (Figure I-44) et définie par :

$$F = \frac{1}{(H_{obs})_{\max} - (H_{obs})_{\min}} \cdot \frac{1}{N} \sqrt{\sum_{i=1}^N (H_{calc} - H_{obs})^2} \quad [I.2]$$

avec H_{obs} hauteur piézométrique observée ;
 H_{calc} hauteur piézométrique calculée ;
 N nombre d'observations.

Pour la simulation transitoire, les valeurs de F sont comprises entre 4 et 6 % selon les périodes considérées. La précision globale de la simulation est comprise entre 3 et 5 mètres par rapport aux valeurs observées. Compte tenu de l'extension globale du modèle et du maillage retenu, le calage du modèle est acceptable.

La qualité globale du modèle est toutefois sensiblement pénalisée par certaines chroniques qui présentent des écarts importants. Ces écarts sont généralement explicables et imputables aux simplifications utilisées pour la mise en place du modèle. Parmi celles-ci, on trouve notamment la prise en compte d'une seule couche de calcul pour l'Eocène, alors que celui-ci est constitué par plusieurs niveaux aquifères. Cette approche est aisément justifiable compte tenu de l'extension géographique du modèle. Localement, cette hypothèse simplificatrice peut introduire des biais importants dans la restitution des chroniques piézométriques. D'autres chroniques présentent des comportements non restitués par le modèle. C'est le cas au piézomètre 08523X0092 captant l'aquifère éocène, situé dans le quart sud-est du modèle, à la confluence de la Garonne et du Dropt (Figure I-49). La première partie de la chronique est correctement restituée alors que les charges calculées accusent une remontée à partir de 1990 non comparable avec les charges issues de l'observation. Ces écarts montrent à l'évidence un déficit de connaissances tant sur l'architecture géologique locale des aquifères que sur les volumes prélevés dans ces zones.

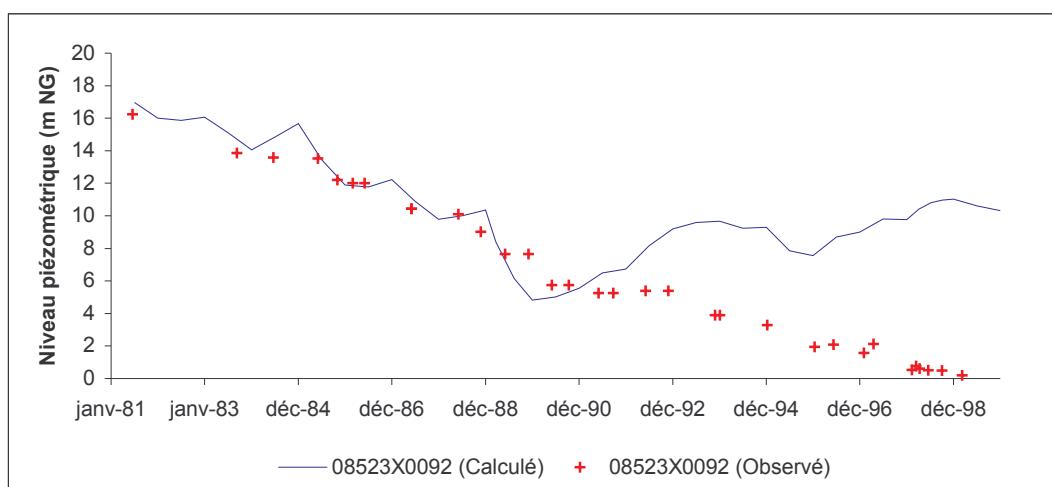


Figure I-49 : Chronique piézométrique simulée au piézomètre 08523X0092 (Eocène)

Il est difficile de recaler ici le modèle si l'on veut tenir compte de ce degré de liberté. Néanmoins, ces zones sont suffisamment éloignées de l'aire d'intérêt pour ne pas poser de problème quant à l'utilisation du modèle mais nécessitent un examen plus approfondi dans l'optique d'une utilisation pour une gestion locale.

I.4.3.2 Comportement aux exutoires oligocènes

L'étude de certaines entités particulières du modèle permet également de vérifier la cohérence globale du système. A ce titre, un intérêt particulier est porté au fonctionnement des sources de Thil-Gamarde et de Budos, qui constituent un exutoire important de l'aquifère oligocène et constituent une ressource importante, puisque captées pour l'alimentation en eau potable de la Communauté Urbaine de Bordeaux.

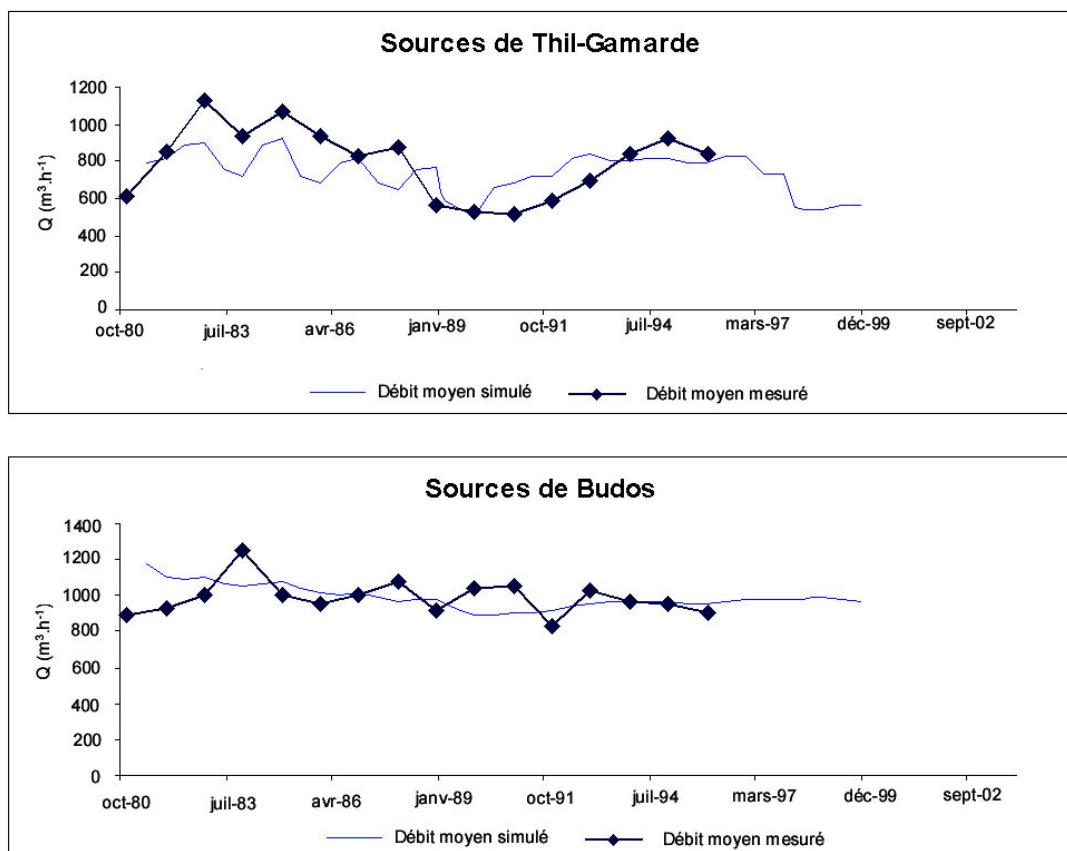


Figure I-50 : Débits simulés aux sources oligocènes

Les chroniques de débit simulées pour les sources de Thil-Gamarde et Budos sont cohérentes avec les valeurs mesurées (Figure I-50). Les débits observés sont estimés à partir des volumes

annuels extraits et englobent les fluctuations saisonnières. Le comportement des deux émergences diffère. La source de Thil-Gamarde présente une fluctuation pluriannuelle alors que la source de Budos affiche un débit relativement stable sur la période 1981-1997. C'est également le cas des débits calculés. La source de Thil-Gamarde semble réagir à la pluviométrie de manière plus marquée que celle de Budos. La part de l'écoulement réglée par les phénomènes locaux d'alimentation directe et les variations de débits induites par des effets de surcharge hydraulique sont dans ce cas plus importantes. Le site reste très dépendant des fluctuations saisonnières et pluri-annuelles et également des années sèches exceptionnelles. Ce propos doit toutefois être modéré à l'examen des conditions d'exploitation de la source. Cette dernière est aménagée par une galerie drainante et des forages permettent localement d'augmenter les volumes prélevés, diminuant d'autant la part de l'écoulement en régime non influencé. Si pour la modélisation il est possible de prendre en compte de tels aménagements notamment par le biais des « perméabilités apparentes » utilisées pour simuler le débordement, les phénomènes de sollicitation sont difficilement restituables à l'échelle envisagée. En ce qui concerne la source de Budos, les fluctuations inter-annuelles sont moins marquées et le débit observé est vraisemblablement proche de celui induit par le régime naturel de la nappe oligocène, soutenu par les aquifères sous-jacents qui assurent un débit de base important. D'une manière générale, une quantification précise des phénomènes hydrogéologiques à la périphérie de ces sources nécessiteraient une modélisation fine qu'il n'est pas possible d'effectuer à l'échelle d'un maillage régional.

I.4.3.3 Fonctionnement quantitatif du système

Le modèle permet d'établir le bilan des flux de chacun des aquifères. Celui-ci prend en compte les circulations de flux avec l'extérieur du système aquifère (océan, réseau hydrographique, lacs, alimentation) et les échanges par drainance entre les différentes couches qui le composent. Le bilan a été calculé à partir de la simulation du régime hydrodynamique transitoire 1981 à 1999. L'organigramme de la Figure I-51 présente le bilan inter-annuel calculé sur cette période pour les entités perméables et les éléments extérieurs au système. Les épontes ne sont pas représentées explicitement dans ce schéma. Les volumes annuels sont exprimés en millions de mètres cubes. Il faut rappeler que la représentativité des flux calculés est étroitement liée aux valeurs de perméabilités introduites dans le modèle et aux valeurs de charges calculées par ce dernier.

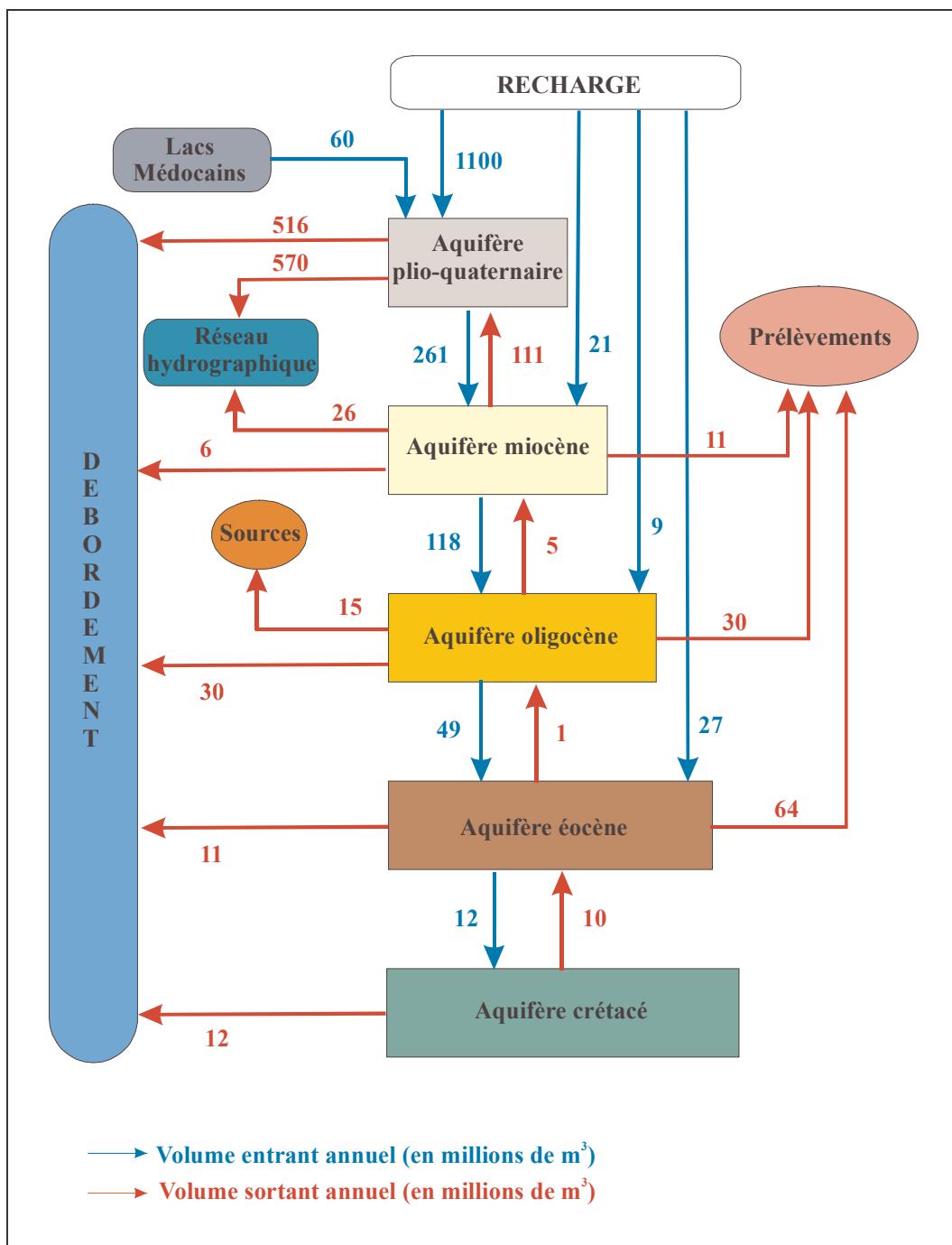


Figure I-51 : Bilan inter-annuel du système calculé sur la période 1981-1999

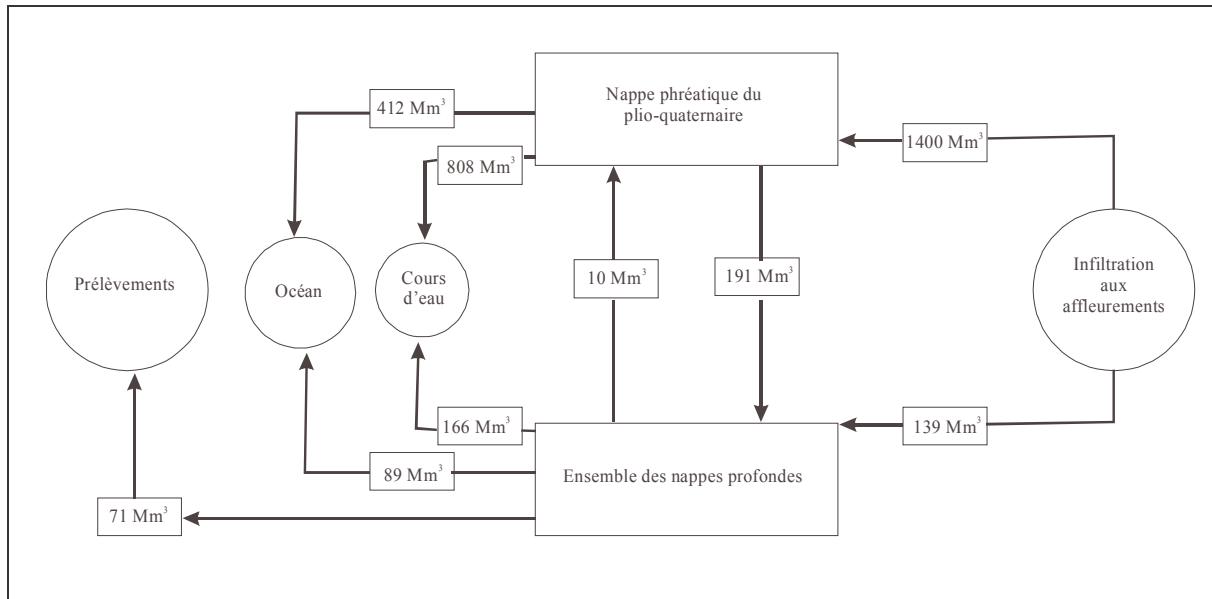
L'examen du bilan met en avant plusieurs caractéristiques du système. Tout d'abord, si les flux transitant à travers l'aquifère plio-quaternaire sont très importants, seulement 13 % de cette recharge parvient aux nappes sous-jacentes et participe effectivement à l'alimentation *per descensum* de ces aquifères. Une grande partie du flux entrant dans la nappe plio-quaternaire est drainée par le réseau hydrographique. D'une manière générale, notons la prépondérance des échanges verticaux entre les différents aquifères tertiaires et l'importance des flux descendants, participant de manière indirecte à l'alimentation induite de ces nappes.

Ainsi l'alimentation directe de l'aquifère miocène ne représente que 12 % du flux entrant dans la couche. En ce qui concerne l'aquifère oligocène, l'alimentation est assurée à plus de 90 % par les aquifères sus-jacents, l'alimentation directe représentant environ 8 % et restant très localisée. Pour l'aquifère éocène, la part du flux entrant provenant de l'alimentation directe est de l'ordre de 35 %, soulignant l'importance des affleurements situés sur la bordure orientale de l'aquifère.

En ce qui concerne les aquifères tertiaires, on note la part importante des soutirages dans les flux sortants. A l'exception de l'aquifère miocène, dont les volumes prélevés sont très certainement sous-estimés, les flux soutirés par pompage sont égaux ou supérieurs aux flux sortant par écoulement naturel. Les pompages effectués aux sources oligocènes (Thil-Gamarde et Budos) ne sont pas comptabilisés dans les prélèvements mais comme flux de débordement.

Dans ce bilan, les flux entrant et sortant de l'aquifère crétacé sont très faibles et équilibrés. Ces faibles valeurs apparentes sont notamment induites par les conditions imposées pour modéliser cette couche. Les très faibles valeurs de perméabilité verticale utilisées pour simuler l'éponte éocène/crétacé limitent les échanges entre ces deux couches. L'utilisation des potentiels imposés pour restituer la piézométrie ne biaise pas le reste du bilan et le mode de calcul de cette couche peut ainsi être validé. Il est évident que les relations entre la couche aquifère du Crétacé et de l'Eocène sont plus complexes, toutefois la solution retenue pour représenter le multicouche nord-aquitain n'introduit pas d'écart trop important dans les résultats de simulation.

Les ordres de grandeur des flux calculés transitant à travers le modèle sont cohérents avec les flux issus des modèles antérieurs. L'organigramme de la Figure I-52 présente la synthèse des flux obtenus par le modèle du bassin Aquitain réalisé par le Centre d'Informatique Géologique de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris (BESBES *et al.*, 1978). Sur la figure Figure I-52, la nappe du plio-Quaternaire est séparée des nappes profondes. Les flux annuels indiqués, en millions de mètres cubes, ont été obtenus par les auteurs en régime permanent établi sur l'année 1965. Le taux estimé de percolation en profondeur depuis l'aquifère de surface est de 14 %. Les valeurs sont très similaires à celles estimées par notre approche. Toutefois, le modèle que nous avons mis en place est à notre connaissance le premier essai intégrant la couche plio-quaternaire comme une véritable couche de calcul en régime hydrodynamique transitoire. Les hypothèses et les choix de paramètres retenus pour sa construction sont validés par l'ensemble des résultats obtenus.



**Figure I-52 : Bilan des flux annuels transitant au sein du système aquifère aquitain
(BESBES *et al.*, 1978)**

I.5 En résumé...

La complexité du système aquifère multicouche nord-aquitain est ici présentée. Au sein de ce bassin, les formations tertiaires présentent des caractéristiques hydrogéologiques intéressantes en terme de développement. Les nappes sises dans ces formations font l'objet d'une exploitation importante, notamment la nappe éocène, qui présente de fait une baisse locale de ses pressions.

L'aquifère oligocène présente des potentialités d'exploitation, en particulier dans la partie médocaine, où son développement important et un soutien partiel de l'aquifère miocène par drainance descendante permettraient d'envisager une exploitation.

Un modèle numérique régional développé et calé en régime permanent et transitoire, permet d'appréhender les échanges entre les différentes unités hydrogéologiques qui composent ce système multicouche. L'étude du bilan inter-aquifère souligne l'importance de ces échanges et la nécessité de considérer le système dans sa globalité avant de développer toute approche quantitative. C'est donc dans ce contexte global qu'une caractérisation précise des formations hydrogéologiques dans la région Centre-Médoc est envisagée, afin de préciser le fonctionnement de la nappe oligocène et du système aquifère tertiaire médocain en général.

CHAPITRE II

**DONNEES POUR UNE VISION
HYDROGEOLOGIQUE REVISITEE**

La présence de plusieurs aquifères, d'extensions régionales, largement interconnectés, est l'aboutissement de l'histoire géologique complexe du Bassin Aquitain. Les grandes lignes de son évolution ont pu être tracées à partir des nombreuses études géologiques et hydrogéologiques et le fonctionnement global appréhendé. De ces études d'ensemble, la zone médocaine tertiaire apparaît comme une ressource hydrogéologique importante, dont l'exploitation future pourrait être une alternative à l'exploitation de l'aquifère éocène dans la zone bordelaise. La nappe oligocène semble être dans cette zone une cible intéressante. Les projets actuellement à l'étude dans l'optique d'un développement de nouvelles ressources de substitution, notamment dans le cadre du Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux souterraines (SAGE), vont dans ce sens.

Si le fonctionnement global des aquifères peut être restitué à l'échelle régionale à l'aide de modèles mathématiques, des informations géologiques et hydrogéologiques localement trop clairsemées laissent des incertitudes. Une meilleure identification des ressources disponibles dans le Médoc doit passer par une amélioration du modèle géologique et une caractérisation plus précise des paramètres hydrodynamiques.

Nous détaillerons dans ce chapitre les investigations géologiques et hydrogéologiques réalisées et leur intégration dans les schémas géologiques et hydrogéologiques régionaux existants.

II.1 Etude détaillée de la région Centre-Médoc

La plate-forme médocaine est caractérisée par la série géologique classiquement rencontrée en Aquitaine. Sous un recouvrement plio-quaternaire constitué de formations détritiques sablo-graveleuses plus ou moins argileuses, se succèdent les formations miocènes, composées de calcaires gréseux et de faluns, les formations marines oligocènes essentiellement composées de calcaires plus ou moins marneux et enfin les formations éocènes, constituées par des calcaires gréseux et des formations sableuses. Le pendage général des couches tertiaires est très faible, généralement inférieur à 1° et entraîne un approfondissement vers l'ouest.

Du point de vue tectonique, la zone est marquée par le prolongement occidental de la faille dite « de Bordeaux » de direction armoricaine. Cette structure majeure, localement mise en évidence au sud-est, semble avoir joué un rôle important durant le Secondaire, influençant sensiblement la distribution des sédiments en isolant deux compartiments. La faille rejoignant par la suite lors des mouvements pyrénéens à la fin de l'Eocène inférieur règle la sédimentation au cours de l'Eocène moyen et supérieur, de l'Oligocène et du Miocène. Un

rejet post – miocène expliquerait la différence altimétrique nette (de l’ordre de 40 mètres) que l’on observe vers Bordeaux, entre les cotes de la base du Miocène inférieur sur les deux rives de la Garonne (KLINGEBIEL *et al.*, 1993). Le prolongement de cet accident a également été reconnu au voisinage du littoral atlantique sur la commune de Carcans, à la faveur de deux forages pétroliers. L’étude comparée des deux coupes géologiques met en évidence une zone de broyage complexe au sein des formations jurassiques. Les variations totales d’épaisseur des formations ante – miocènes de part et d’autre de la faille sont de l’ordre de 100 mètres (CARALP et VIGNEAUX, 1960). Retenons qu’entre le littoral et Bordeaux, cette structure est mal connue, notamment dans la partie centrale du Médoc, où il est difficile de préciser la liaison entre sa partie sud-est et sa partie nord-ouest.

Il s’agit donc d’une zone relativement mal informée au plan structural qui a nécessité la mise en œuvre d’un nouveau programme d’investigations.

II.1.1 Méthodologie

Trois sites de reconnaissance ont été retenus dans la zone centrale pour affiner le modèle géologique. Ces sites sont situés de part et d’autre du raccordement présumé entre la faille de Bordeaux et la faille de Carcans-Listrac (Figure II-1). Au total, 10 forages de reconnaissance ont été réalisés entre 2001 et 2003 (Tableau II-1). Les travaux de forage ont été réalisés selon la méthode rotary. Les coupes géologiques relevées à partir des déblais de forage sur site au fur et à mesure de la reconnaissance ont fait l’objet d’une détermination plus poussée en laboratoire. Les affectations stratigraphiques ont été réalisées en collaboration avec l’antenne régionale d’Aquitaine du BRGM. A chaque sondage de reconnaissance, un jeu de diagraphies différées a été réalisé.

Six profils de reconnaissance par sismique réflexion haute résolution (Figure II-1) ont été effectués par la société d’étude GEOLITHE, sous la maîtrise d’ouvrage du SMEGREG. Le linéaire total prospecté est de 21 kilomètres, réparti comme suit : deux profils de 2500 m, deux profils de 3000 m et deux profils de 5000 m (Figure II-1). La « sismique haute résolution » a été réalisée à l’aide d’un vibreur Mertz 22 couplé à un dispositif Geometrics de type Smartseis R48 pour l’acquisition. Les fréquences de vibrations étaient comprises entre 30 Hz et 150 Hz. Les forages de reconnaissance ont permis de caler la succession lithologique de chaque profil, avec les mesures de vitesse accoustique effectuées par diagraphies sur certains des ouvrages. La migration temps-profondeur a été réalisée à partir de ces données et la résolution finale des profils migrés est comprise entre 5 et 10 mètres.

Site	Désignation du forage	Profondeur atteinte (m)
Site 1	MP1	135
Site 1	MP2	40
Site 1	SP4	168
Site 2	BP1	107
Site 3	SP0	10
Site 3	SP1	305
Site 3	SP2	214
Site 3	SP3	134
Site 3	SF1	230
Site 3	SF2	230

Tableau II-1 : Forages de reconnaissance réalisés

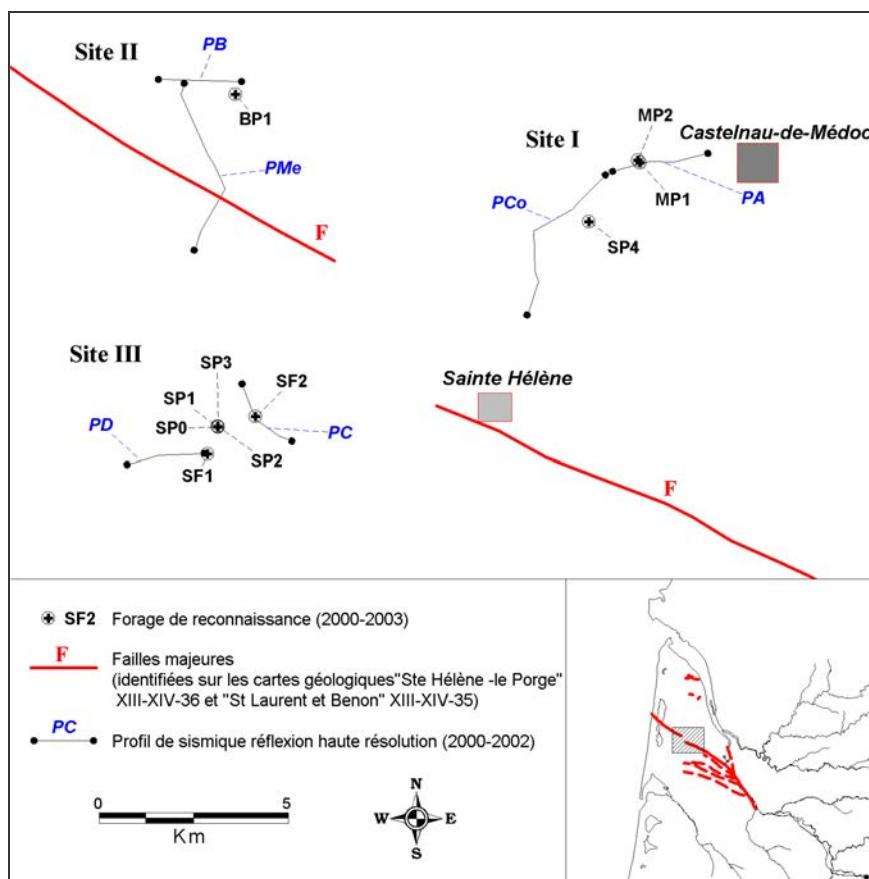


Figure II-1 : Implantation des forages de reconnaissance et profils de sismique réflexion haute résolution

II.1.2 Investigations géologiques et géophysiques

II.1.2.1 Site I

Le site I est localisé à l'est du prolongement occidental de la « faille de Bordeaux ». A la périphérie, la structure de Castelnau-Médoc amène à la surface les terrains tertiaires. Trois forages de reconnaissance ont été réalisés (MP1, MP2, SP4) et ont permis le calage des deux profils de sismique réflexion (PA et PCo).

Les forages MP1 et MP2 ont rencontré la succession stratigraphique normale suivante :

- *Recouvrement plio-quaternaire* : constitué par des argiles sableuses, comprenant quelques passées graveleuses dont les éléments restent infra-centimétriques. La puissance totale est de 5 mètres.
- *Formations miocènes* : essentiellement représentées par des faluns. Localement, les terrains présentent une induration plus élevée, tendant vers des grès coquillers. Des passées argileuses blanchâtres ont été relevées. La puissance de l'ensemble gréseux miocène est de l'ordre de 20 mètres. Il est intéressant de noter la fissuration ouverte de cette série, se manifestant notamment par des pertes importantes de fluide lors de la phase de forage. Les mesures effectuées au diamètre ont mis en évidence entre 12 et 20 mètres de profondeur 4 fissures de large ouverture. La base de la série miocène correspond à des assises argileuses compactes.
- *Formations oligocènes* : contrairement à ce que laissait supposer l'examen des documents existant (cartes géologiques et coupes de forages), les forages n'ont pas rencontré la série oligocène carbonatée franche, équivalent latéral du calcaire à astéries. L'épaisseur prévisionnelle de ces formations était supérieure à 30 mètres. L'Oligocène serait ici représenté par une série argileuse à rognons calcaires, issus d'une altération météorique importante. La série redevient ensuite argilo-marneuse, de couleur bleue, correspondant aux assises de l'Oligocène, observées à l'affleurement en rive droite de Garonne. La puissance totale de ces séries imperméables est de 25 mètres.
- *Formations éocènes* : composées par une première série essentiellement formée par des calcaires bioclastiques à foraminifères et lamellibranches, d'une épaisseur de 15 mètres. Les séries suivantes correspondent à des calcaires gréseux, présentant des intercalations argileuses, d'une puissance totale de 45 mètres. Les assises de l'Eocène,

reconnues en forage sur 18 mètres sont constituées par des marnes très compactes, bien identifiées à l'aide des diagraphies en l'absence de déblais.

Le forage SP4 est situé à 2000 m au sud-est des sondages MP1 et MP2. Ce forage a permis de recouper les formations carbonatées oligocènes représentées par des calcaires fissurés, comme l'atteste de nombreuses pertes de fluide. La puissance du réservoir oligocène est ici de l'ordre de 15 mètres.

Les relations entre les différents ouvrages apparaissent clairement sur les profils sismiques (Figure II-2 et Figure II-3). On note l'approfondissement graduel en direction du sud-ouest selon le pendage régional. La structure de Castelnau-Médoc apparaît de manière nette. Cette structure est marquée à l'extrémité nord-est du profil PA par une série de failles. Celles-ci décalent le réflecteur constitué par le passage des calcaires gréseux éocènes aux marnes éocènes. Le rejet cumulé de ces six failles identifiées est de l'ordre de 70 mètres et amène les terrains éocènes à l'affleurement, où leur existence est bien connue (DUPUY, 1966). La périphérie de la structure de Castelnau se manifeste par un plongement rapide des séries tertiaires. A proximité de ce plongement, les séries oligocènes calcaires se réduisent et passent latéralement à des faciès argileux. La présence d'une déformation importante semble confirmer les hypothèses émises par certains auteurs (DUPUY, 1966 ; PRATVIEL, 1972) qui décrivent cette structure comme un compartiment faillé et basculé, limité au nord par une deuxième faille suggérée par ailleurs par les analyses morpho-structurales réalisées dans cette zone (PRUD'HOMME, 1972).

Dans la partie où les formations aquifères oligocènes se développent, ces dernières sont séparées des formations aquifères miocènes par une unité argileuse dont la puissance s'accroît vers le Sud-Ouest.

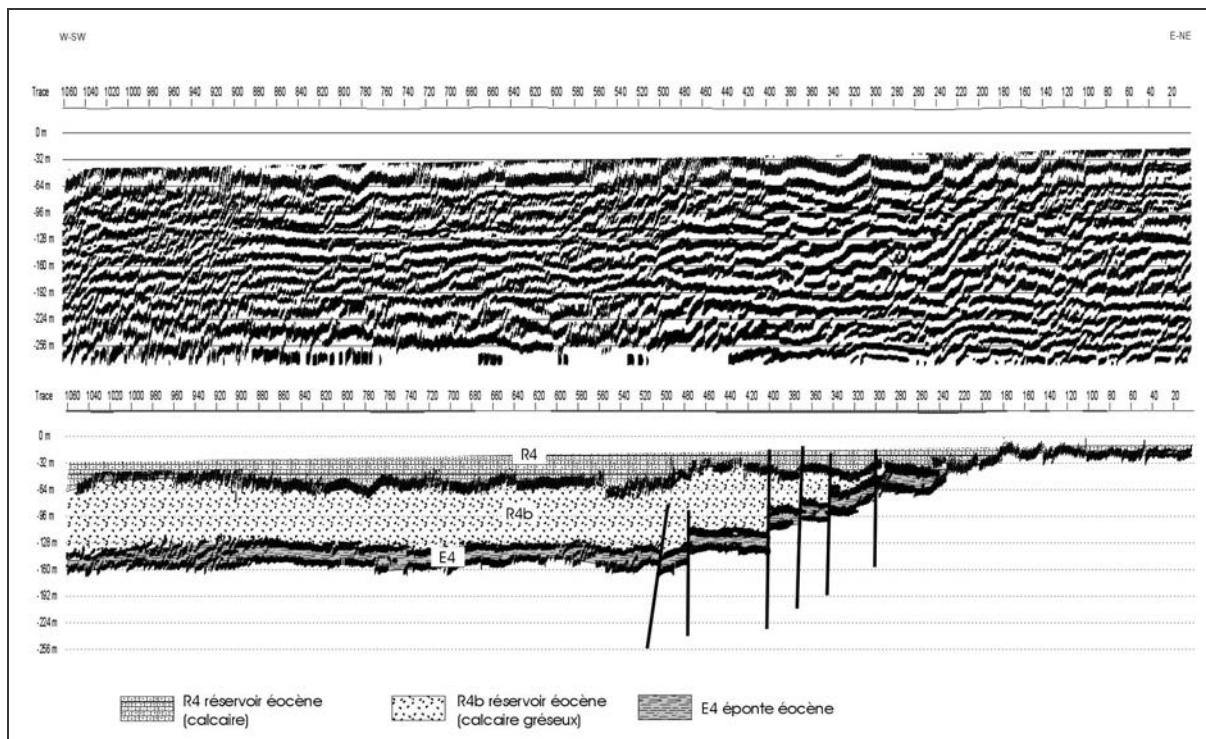


Figure II-2 : Profil sismique PA

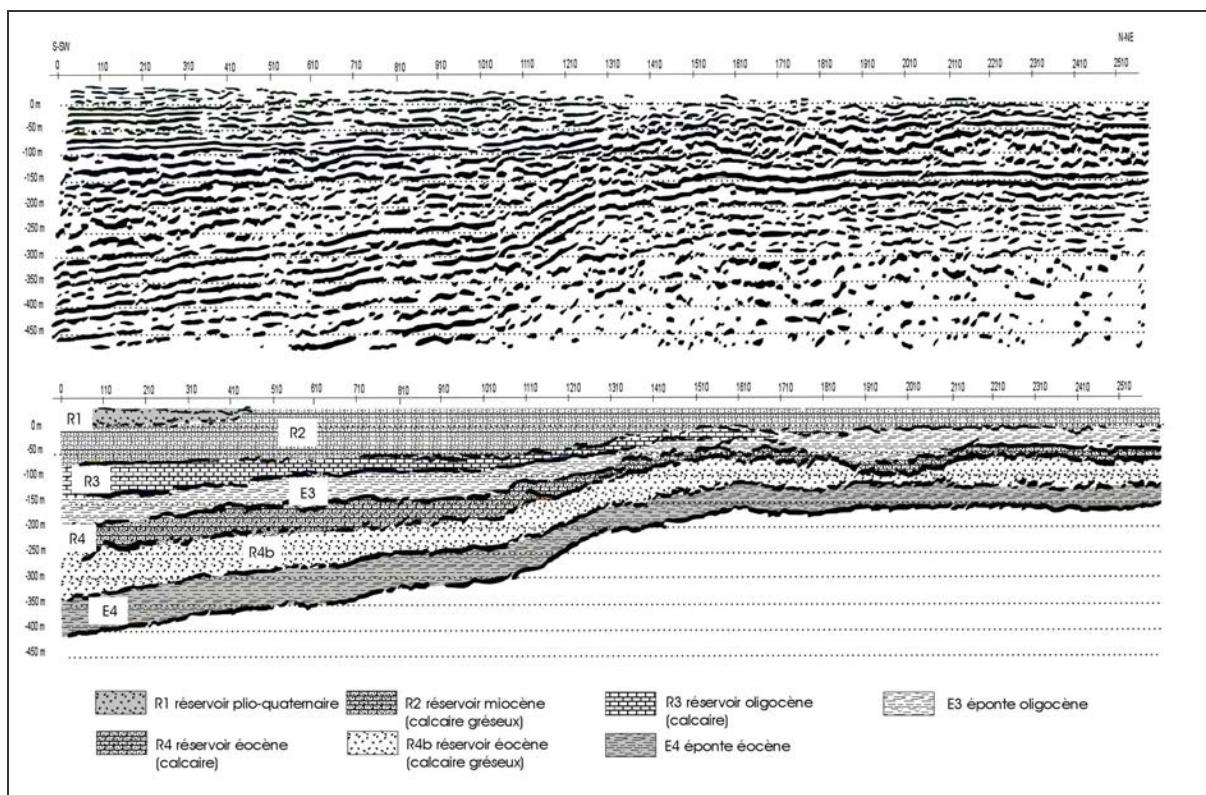


Figure II-3 : Profil sismique PCo

II.1.2.2 Site II

Le site II est situé dans le compartiment nord de la faille de Carcans. Un forage de reconnaissance (BP1) a été réalisé afin de préciser la nature lithologique des formations et deux profils de sismique (PB et PMe) ont permis de caractériser l’agencement spatial des formations.

La succession lithologique rencontrée au sondage BP1 est la suivante :

- *Recouvrement plio-quaternaire* : composés par une succession de passages sableux plus ou moins argileux. A la formation du « Sable des Landes », représentée par des sables quartzeux éolitisés très fins, succèdent des séries siliceuses grossières propres à éléments centimétriques. La puissance totale de ces formations est de l’ordre de 18 mètres. A la base des terrains graveleux, une passée d’argile silteuse (9 mètres) constitue le passage aux terrains miocènes.
- *Formations miocènes* : constituées de calcaires gréseux, à rares passées argileuses. L’épaisseur totale de ces formations est de l’ordre de 30 mètres.
- *Formations oligocènes* : constituées de calcaires fissurés. Elles ont été reconnues à partir de 65 mètres de profondeur sur 8 mètres et suivie d’une absence de déblais. L’épaisseur probable, estimée à partir des diagraphies différentes serait d’une vingtaine de mètres. Une séquence argileuse indéterminée, d’une dizaine de mètres d’épaisseur marquerait le passage aux dépôts éocènes
- *Formations éocènes* : les faciès éocènes n’ont ici pas pu être décrits du fait de l’absence de déblais. L’examen des diagraphies permet d’estimer à une quinzaine de mètres l’épaisseur des formations aquifères éocènes constituées par des calcaires, le forage n’ayant pas recoupé la totalité du réservoir.

Les profils sismiques réalisés ont permis de préciser la géométrie des aquifères dans cette zone. Le profil PB, de direction globale est-ouest, ne présente pas de structuration notable. A l’échelle du profil, les terrains sont tabulaires. L’aquifère miocène est en contact direct avec l’aquifère oligocène. L’absence de réflecteur marqué entre ces deux séries correspond probablement à une continuité de faciès n’entraînant pas de contraste d’impédance marqué. Les formations éocènes auraient dans cette zone une épaisseur totale de 200 mètres.

Le profil PMe (Figure II-4) est particulièrement intéressant puisqu'il recoupe la position cartographique d'une faille reconnue plus à l'ouest, à la faveur de deux forages pétroliers (Figure II-1).

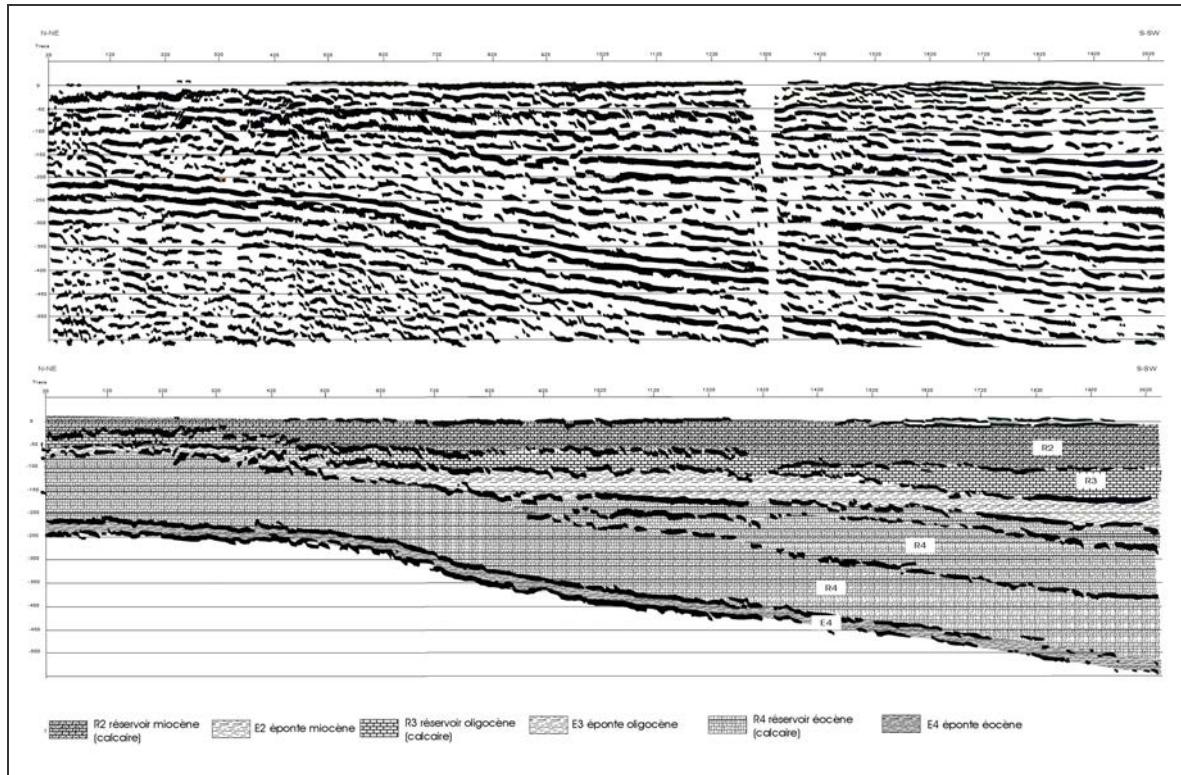


Figure II-4 : Profil sismique PMe

L'examen de ce profil permet de retrouver la succession de terrains observée au forage de reconnaissance BP1, à son extrémité nord. Les terrains s'ennuent vers le sud/sud-ouest sans que l'on puisse noter de structure cassante. Seul un changement de pendage est observable, entraînant une augmentation d'épaisseur des terrains ante-oligocènes. La valeur maximale de ce dernier est proche de 5°. A ce plongement semble correspondre une variation latérale de faciès au sein de l'Eocène, avec apparition vers le sud de deux réflecteurs non différenciés dans leur partie la plus septentrionale. On remarque l'augmentation d'épaisseur des formations oligo-éocènes formant éponte entre les deux aquifères. L'éponte entre l'aquifère miocène et l'aquifère oligocène n'apparaît pas à la faveur de la flexure. Tout au plus son expression pourrait être masquée par la résolution verticale du profil. Son épaisseur serait alors inférieure à 5 mètres.

II.1.2.3

Site III

Le site III est localisé dans le compartiment sud de l'accident de Carcans. Au total, 6 forages de reconnaissance ont été réalisés, de profondeur variable (Tableau II-1). Seul les forages les plus profond (SP1, SF1 et SF2) ont été utilisés pour la caractérisation géologique de ce site. La succession géologique reconnue est la suivante :

- *Formations plio-quaternaires* : sous un recouvrement métrique de sable humique fin, constituant le sol de ce site, les formations détritiques plio-quaternaires sont caractérisées par des alternances de séries graveleuses quartziques propres et de sables argileux plus fins. Localement, on observe la présence de matière organique, notamment sous forme de niveaux ligniteux et de sables argileux noirs. La puissance totale de ces dépôts est de 45 mètres. La base des dépôts plio-quaternaires est caractérisée par une formation argileuse marron de 4 à 5 mètres d'épaisseur.
- *Formations miocènes* : organisées selon deux faciès principaux, correspondant vraisemblablement à deux grands épisodes de mise en place. Un premier faciès est composé de faluns dont la cimentation augmente régulièrement avec la profondeur présentant une épaisseur de 12 mètres. Une série argileuse à marneuse d'une puissance totale de 12 mètres marque la transition avec le deuxième faciès. Ce dernier est formé d'une alternance de calcaires coquillers finement gréseux et de passages marneux. La base de la série est formée par des calcaires plus bioclastiques. La puissance totale de la série calcaire est de 70 mètres.
- *Formations oligocènes* : caractérisées par une monotonie de faciès sur toute leur épaisseur. Ce sont essentiellement des calcaires bioclastiques gris légèrement marneux. Localement, des passées marneuses plus franches sont observées sur quelques mètres. Ces formations ont été recoupées sur une épaisseur totale de 70 mètres. La base de la série est représentée par des formations marneuses dont la puissance est de l'ordre de la dizaine de mètres.
- *Formations éocènes* : essentiellement argilo-marneuses pour l'Eocène supérieur. Localement, des bancs métriques de calcaires bioclastiques ont pu être observés. La puissance totale de l'Eocène supérieur serait de 40 mètres. Le passage à l'Eocène moyen est marqué par un banc de calcaire bioclastique de 3 mètres d'épaisseur. Un passage marneux de 8 mètres précède des formations calcaires à passées marneuses. D'une épaisseur de 12 mètres, elles constituent la base du forage.

Les profils sismiques PC et PD sont calés à l'aide des forages de reconnaissance SP3, SP2 et SP1. Les deux profils, très semblables, ne permettent pas de mettre en évidence d'architecture particulière, tout au plus un pendage moyen faible des couches. Au profil PD (Figure II-5), les formations aquifères miocènes sont en contact direct avec les formations plio-quaternaires. La formation argileuse observée lors de la foration n'apparaît pas ici, étant donné sa trop faible épaisseur. Il est intéressant de noter que la paléotopographie du toit du Miocène présente des oscillations marquées. L'aquifère oligocène peut être séparé de l'aquifère miocène par une éponte dont l'épaisseur est comprise entre 10 m et 20 m. Cette éponte, mal identifiée au forage de reconnaissance SF1 situé à l'extrémité est du profil, reste bien marquée sur le reste du profil. L'aquifère oligocène présenterait une épaisseur augmentant progressivement de 70 m à 85 m d'est en ouest et resterait bien isolé de l'Eocène supérieur par une éponte argilo-marneuse de 30 m à 45 m.

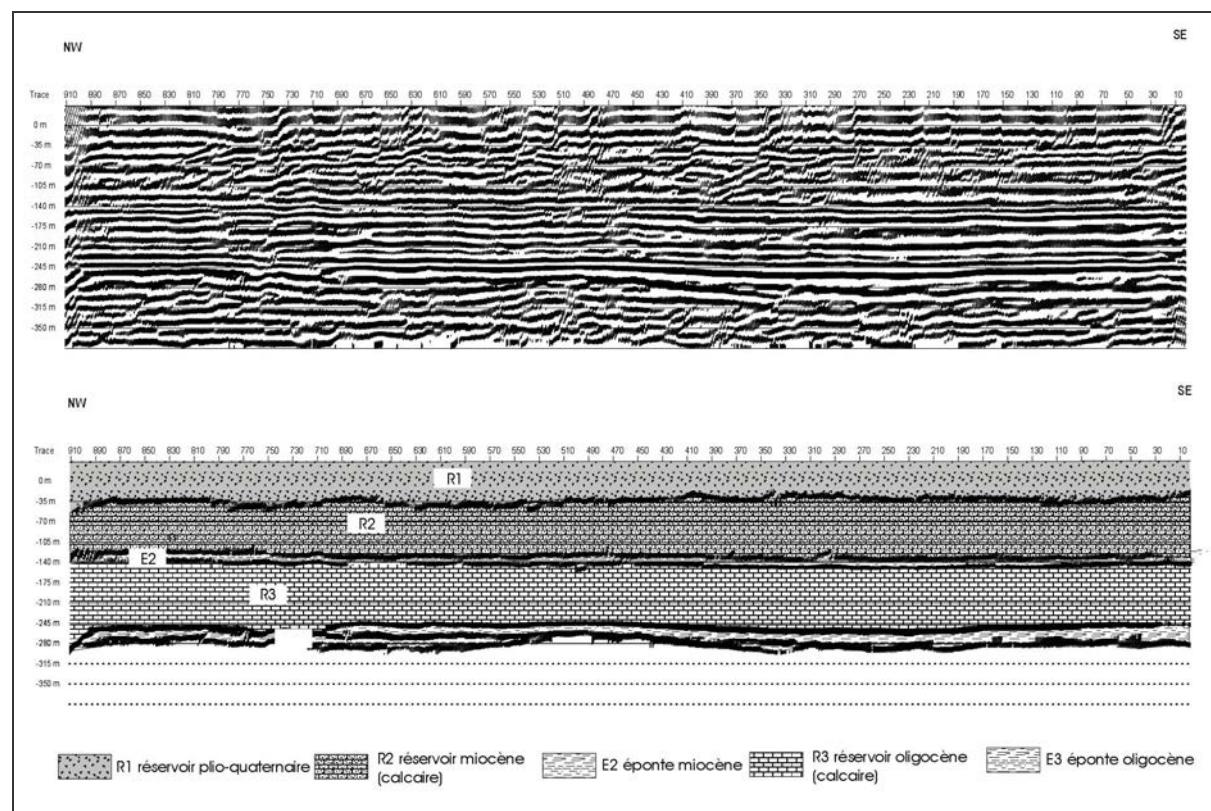


Figure II-5 : Profil sismique PD

II.1.3 Structures aquifères : *Oligocène et ses épontes*

L'étude combinée des profils sismiques et des sondages de reconnaissance a permis d'affiner la géométrie de l'aquifère oligocène et de ses épontes associées. Les études de synthèse précédentes (HOSTEINS, 1982) ne laissaient pas présager de structuration notable de l'aquifère oligocène dans la partie médocaine. Toutefois, certains travaux avaient pourtant mis en évidence sur le littoral des variations d'épaisseur et de faciès dans les séries miocènes, interprétées alors comme liées au jeu de failles normales orientées localement est-ouest (ASTIE, 1964 ; CARALP *et* VIGNEAUX, 1960). Le prolongement de ces accidents dans la zone d'étude n'avait pu être précisé, ni d'ailleurs leur influence potentielle sur la géométrie des aquifères tertiaires en général ou l'aquifère oligocène en particulier.

Notre étude n'a pas mis en évidence d'accident tectonique cassant majeur sur la zone d'étude. Les géométries observées dans les séries oligo-miocènes attestent cependant d'une flexure tectonique non négligeable. Le jeu tectonique cassant qui affecte les séries oligocènes et même miocènes le long de la faille de Bordeaux, au voisinage de l'agglomération, se transforme vers le NO en une simple flexuration synsédimentaire oligo-miocène qui ne provoque pas de véritables discontinuités dans les séries tertiaires. Cette structure correspond probablement à un amortissement du jeu de la faille normale en profondeur mise en évidence dans les formations mésozoïques sur le littoral, à la faveur des forages pétroliers de Carcans. La déformation est probablement ante-miocène comme l'atteste l'étude de ces dépôts. Les formations miocènes reposent en « on-lap » sur la paléotopographie oligocène engendrée par cette déformation.

L'ensemble de ces informations a permis d'établir un schéma général pour la géométrie des aquifères dans cette zone (Figure II-6). Deux compartiments sont distingués :

- **un compartiment sud**, où l'aquifère oligocène est particulièrement bien développé, présentant une épaisseur maximale de l'ordre de 80 mètres. L'éponge inférieure oligo-éocène est ici bien développée (30 mètres) et présente une topographie déformée. L'éponge supérieure oligo-miocène, plus homogène, présente une structuration moindre du fait de l'amortissement progressif de la déformation. Sa puissance maximale est proche de 20 mètres. Cette zone correspond à la partie septentrionale de la flexure, où les dépôts présentent leur épaisseur maximale.

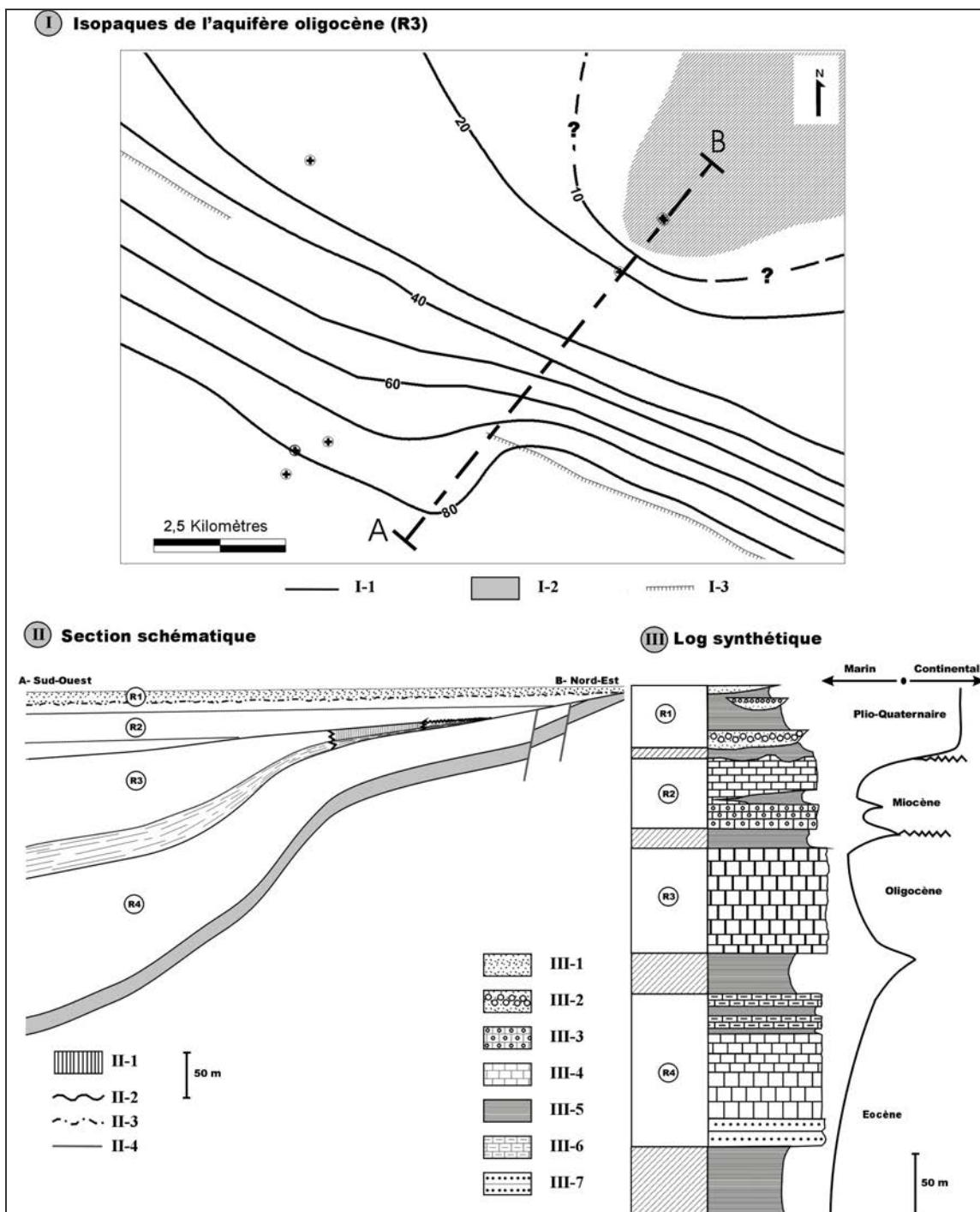


Figure II-6 : Synthèse géologique de l'aquifère oligocène dans la région Centre - Médoc (LARROQUE et DUPUY, 2004^a)

I. Isopaques de l'aquifère oligocène. II-1 courbe isopaque. I-2 lacune de dépôt aquifère oligocène. I-3 faille identifiée en profondeur. **II. Coupe synthétique à travers les formations tertiaires.** II-1. zone de karstification de l'aquifère oligocène. II-2. surface d'érosion oligocène. II-3. surface d'érosion anté-pliocène. II-4. faille. **III. Log géologique synthétique et milieux de dépôts associés.** III-1. sable. III-2. sables et graviers. III-3. calcaire gréseux. III-4. calcaire. III-5. argile-marne. III-6. calcaire lacustre. III-7. alternance sable-calcaire gréseux.

- **un compartiment Nord**, caractérisé par une formation oligocène peu épaisse (20 – 30 m), vraisemblablement en liaison hydraulique directe avec les formations aquifères miocènes et interconnectée avec les formations plio-quaternaires sus-jacentes via l'aquifère relais du Miocène. Les calcaires oligocènes présentent dans cette zone une fissuration ouverte importante, voire un début de karstification. Ces phénomènes de dissolution des calcaires sont connus par ailleurs, notamment à l'est de la Garonne (GAYET, 1985 et 1993 ; KLINGEBIEL *et al.*, 1993) et plus localement au nord de la zone d'étude (COURREGES, 1997) où la présence d'un horizon karstique d'altération y est mise en évidence au sein de formations oligocènes en situation phréatique.

D'une manière générale, ces observations mettent en évidence la capacité des calcaires oligocènes à une dissolution préférentielle selon les variations locales de lithologie d'une part, et d'autre part des fissurations préexistantes d'origine tectonique. Leur implication hydrogéologique est dès lors primordiale puisque les propriétés hydrauliques de ces formations vont être grandement dépendantes de ces phénomènes. De plus, dans le cas d'une continuité hydraulique même locale comme observée dans le compartiment nord et sous réserve d'une fissuration importante, l'aquifère miocène pourrait offrir un soutien important en cas de prélèvements intenses dans l'aquifère oligocène. En contrepartie, la pérennité de la qualité de cette ressource vis à vis de pollution potentielle provenant de la surface, ou d'une dégradation à plus long terme par mélange avec des eaux de surface, reste problématique.

L'impact de la structure de Castelnau-Médoc sur les formations tertiaires a pu être précisé. Cette dernière semble avoir limité l'ampleur de la transgression oligocène vers l'est et induit localement une réduction notable de l'épaisseur des dépôts. Ces terrains ont par la suite vraisemblablement été enlevés sur les parties les plus hautes par une érosion ante-miocène. A la périphérie du dôme de Castelnau-Médoc, les terrains oligocènes ont subi une karstification importante, comme l'atteste la présence d'une fissuration importante au forage SP4. Sur le centre de la structure, la présence d'argiles de décalcification au forage de reconnaissance MP1 accrédite l'hypothèse d'une altération importante des dépôts oligocènes en condition météoritique, jusqu'à leur érosion totale. Les terrains miocènes reposent en discordance sur cette paléotopographie. Ces derniers présentent également un degré de fissuration élevé, comme observé au forage MP2.

Plusieurs incertitudes sur la géométrie des formations sédimentaires tertiaires ont pu être levées sur une zone jusqu'alors déficiente en information. Les investigations géologiques ont permis dans un premier temps de souligner le caractère complexe de ces dépôts et leur disparité spatiale. Cette variabilité, induite par ces changements sédimentaires et les diverses influences tectoniques doit également être précisée sur les caractéristiques hydrodynamiques des différentes formations. Seule cette phase complémentaire permettra alors de proposer des hypothèses fiables quant aux différents schémas hydrogéologiques envisageables dans cette région.

II.2 Hydrodynamique des ensembles aquifères tertiaires

Bien que constituant une étape importante de tout travail de caractérisation hydrogéologique, la détermination de la morphologie des réservoirs n'est qu'une première étape dans un processus de quantification des écoulements souterrains. Tout travail quantitatif ultérieur nécessite l'estimation des paramètres hydrodynamiques des formations étudiées. Les essais de puits constituent généralement la première approche pour appréhender ces paramètres. Parmi les différentes méthodes d'interprétation, les techniques pétrolières constituent de par leur formalisme particulier un outil intéressant pour l'hydrogéologue, permettant d'appréhender le complexe puits/réservoir comme un système particulier et de proposer une analyse détaillée des relations hydrauliques pouvant exister à cette interface.

II.2.1 Le système expert SAPHIR[©]

Issu de la recherche pétrolière, le système SAPHIR^{©1} est un logiciel d'interprétation de tests en pompage. Intégrant la plupart des techniques de caractérisation, il utilise plus particulièrement les propriétés de la dérivée des courbes rabattement-temps (TIAB *et* KUMAR, 1980 ; BOURDET *et al.*, 1989), de préférence pour les observations de la remontée de pression.

Le schéma d'interprétation pour un essai de puits typique est basé sur deux étapes successives de traitement : le modèle de réservoir et le modèle de puits.

¹ Kappa Engineering, Espace Berlioz, 100 rue Albert Caquot 06410 Sophia Antipolis France

II.2.1.1 Le modèle de réservoir

Un premier modèle de nappe ou de réservoir est construit à partir de l'étude de la courbe de remontée de pression, pendant laquelle les perturbations induites par la production du forage sont nulles ou minimales. Cette étape permet de préciser le type de réservoir et ses paramètres hydrodynamiques.

Plusieurs solutions analytiques peuvent être retenues, comprenant les caractéristiques intrinsèques du réservoir. On distingue ainsi parmi les solutions les plus usitées :

- Réservoir homogène (THEIS, 1935) ;
- Réservoir à double porosité (BOURDET *et* GRINGARTEN, 1980) ;
- Réservoir à double perméabilité ;
- Réservoir radial composite (OLAWERAJU *et* LEE, 1989) ;
- Réservoir linéaire composite (AMBASTHA *et al.*, 1989).

Les effets de limites peuvent également être pris en compte si ces dernières sont perceptibles dans les conditions de réalisation de l'essai de pompage. Elles sont généralement obtenues à partir de l'application du principe de superposition. On distingue ainsi :

- Limite latérale simple ;
- Limite circulaire ;
- Limites latérales complexes.

A ce stade, les valeurs de conductivités hydrauliques et les paramètres propres à certains types de réservoirs peuvent être précisés, tout comme les distances potentielles des limites ainsi que dans certains cas leurs propriétés hydrauliques.

La seconde étape est la construction du modèle de puits.

II.2.1.2 Le modèle de puits

La courbe de descente est interprétée pour préciser les caractéristiques du puits. C'est durant cette période que les propriétés intrinsèques du puits ont un effet prépondérant sur les variations de pression mesurées. Comme précédemment, plusieurs solutions analytiques sont proposées :

- Puits parfait ;
- Puits à pénétration partielle ;

- Puits sur fracture (GRINGARTEN *et al.*, 1974) ;
- Puits à entrée limitée (OZKAN *et* RAGHAVAN, 1991) ;
- Puits horizontal (OZKAN *et* RAGHAVAN, 1991).

En plus des paramètres géométriques particuliers pris en compte par ces solutions analytiques, les caractéristiques hydrauliques du puits sont exprimées par deux paramètres, qui quantifient les variations de pression engendrées par la mise en production de l'ouvrage :

1. *L'effet pariétal* s_k [-] (ou effet de skin) : l'effet pariétal traduit la différence de pression qui existe, lors d'un essai de puits, entre le réservoir testé et un réservoir idéal théorique dont les caractéristiques hydrauliques seraient uniformes jusqu'au puits.
2. *L'effet de capacité* C [$L^4 \cdot M^{-1} \cdot T^2$] : l'effet de capacité C du puits est inhérent à la mise en production de l'ouvrage. L'effet de capacité C quantifie donc le temps nécessaire à ce que la production en surface soit identique à la production au fond de l'ouvrage.

Le modèle composite retenu (modèle de réservoir + modèle de puits) peut alors être vérifié en resimulant les pressions mesurées au cours de l'essai.

II.2.1.3 *La méthode de la dérivée*

Peu usuelle en hydrogéologie, cette méthode étudie la fonction dérivée de la courbe de rabattement en fonction du logarithme du temps. La comparaison de la courbe obtenue avec une solution analytique dans un repère adimensionnel permet par identification de procéder au calcul des paramètres recherchés. Elaborée pour un réservoir homogène, sa généralisation à des réservoirs complexes (EHLIGH-ECONOMIDES, 1988 ; MENSHE *et* BENSON, 1989) permet de disposer d'un jeu complet de solutions pour aborder les cas réels.

Dans le cas d'un réservoir homogène, la solution permettant de décrire l'évolution de la pression adimensionnelle P_D au cours d'un pompage est donnée par (*cf.* Annexe 3) :

$$P_D = -\frac{1}{2} E_i \left(\frac{-r_D^2}{4t_D} \right) \quad [\text{II.1}]$$

avec r_D rayon adimensionnel ;
 t_D temps adimensionnel ;
 E_i fonction intégrale exponentielle ;

où les paramètres adimensionnels sont définis, en intégrant le formalisme courant en hydrogéologie, comme suit :

- *Rayon adimensionnel* :

$$r_D = \frac{r}{r_W} \quad [-] \quad [\text{II.2}]$$

avec r distance du point d'observation [L] ;
 r_W rayon du puits [L] ;

- *Temps adimensionnel* :

$$t_D = \frac{Tt}{Sr_W^2} \quad [-] \quad [\text{II.3}]$$

avec T transmissivité [$L^2 \cdot T^{-1}$] ;
 S coefficient d'emmagasinement [-] ;
 t temps [T] ;

- *Pression adimensionnelle* :

$$P_D = \frac{2\pi T}{q} (P_i - P) \quad [-] \quad [\text{II.4}]$$

avec q débit [$L^3 \cdot T^{-1}$] ;
 P_i pression initiale dans le réservoir [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$] ;
 P pression au temps t [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$] ;

Considérant un modèle de puits parfait, l'évolution de la pression adimensionnelle, qui n'est fonction que de trois variables (temps, capacité du puits et effet pariétal), correspond à une représentation de la forme :

$$P_D = P_D(t_D, C_D, s_k) \quad [\text{II.5}]$$

où C_D correspond à l'expression adimensionnelle de l'effet de capacité C (cf. Annexe 3).

La méthode de la dérivée permet d'utiliser les faibles variations de pression, qui peuvent également être porteuses d'information, considérant que la variation de pression peut être plus significative que la valeur de la pression elle-même. L'expression de la dérivée est dans le cas général :

$$\Delta P' = \frac{d\Delta P}{d \ln(\Delta t)} ; \quad \Delta t \frac{d\Delta P}{d\Delta t} \quad [\text{II.6}]$$

Pour un réservoir homogène, plusieurs phases peuvent alors être distinguées (Figure II-7) :

1. *Mise en production de l'ouvrage* : l'effet de capacité de puits C est dominant et la variation de pression est de la forme :

$$\Delta P = A \cdot \Delta t \quad [\text{II.7}]$$

avec $A = f(C) \text{ [M.L}^{-1}.\text{T}^{-3}\text{]}$;

L'expression de la dérivée devient, d'après l'équation [II.6] :

$$\Delta P' = \Delta t \frac{dA \Delta t}{d \Delta t} = A \Delta t = \Delta P \quad [\text{II.8}]$$

Durant la phase de mise en production, l'évolution de la pression et la courbe de dérivée de la pression sont confondues sur une droite de pente 1 ;

2. *Phase de transition* : cette phase marque le passage de la phase 1 à la phase 3 en présentant un extréma caractéristique de la valeur de C_D .
3. *Ecoulement radial transitoire* : la variation de pression est proportionnelle au logarithme du temps. Le régime peut être alors utilisé pour estimer les propriétés hydrauliques du réservoir. Ce régime correspond classiquement au domaine de validité de la méthode d'interprétation de Cooper-Jacob (COOPER et JACOB, 1946). L'équation [II.1] peut alors être exprimée selon un développement limité de E_i sous la forme suivante :

$$P_D = \frac{1}{2} \left[\ln \left(\frac{t_D}{r_D^2} \right) + 0,810 \right] \quad \text{pour } \frac{t_D}{r_D^2} > 25 \quad [\text{II.9}]$$

et donc la dérivée devient :

$$P'_D = \frac{1}{2} \quad [\text{II.10}]$$

L'écoulement radial transitoire est caractérisé par une droite d'ordonnée constante, égale à 0,5, dans les conditions d'application retenues.

La généralisation de cette méthode à des cas plus complexes, permet de disposer d'un ensemble de signatures caractéristiques pour chaque type de réservoir et de puits. L'utilisation d'un moteur de recherche automatique permet de contraindre les modèles théoriques au jeu de données, tout en gardant une grande flexibilité d'utilisation, introduisant la notion de système expert dans la caractérisation hydraulique des réservoirs.

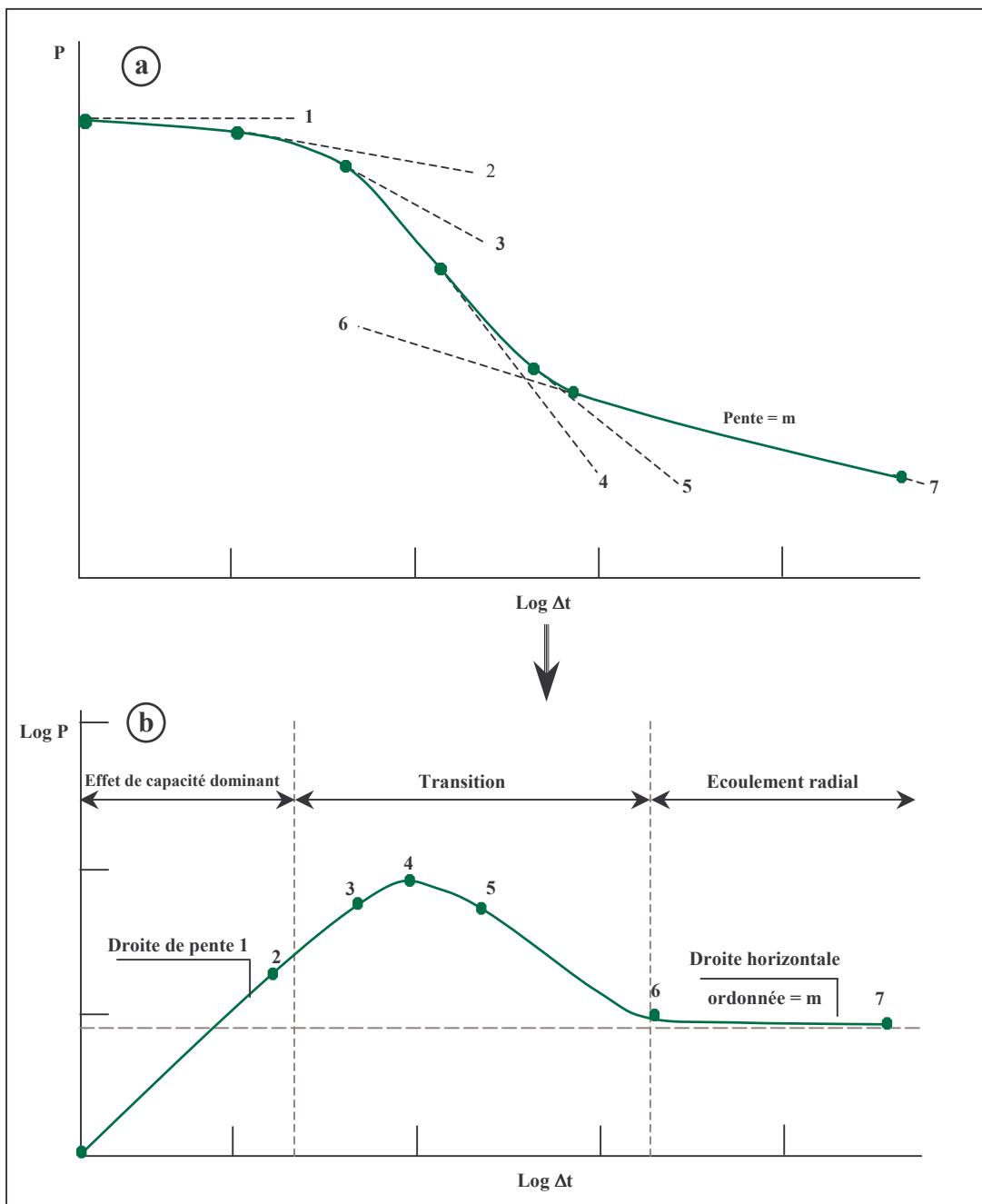


Figure II-7 : Comportement de la dérivée de la pression lors d'un pompage dans un réservoir homogène infini.

- a. *Représentation semi-logarithmique de la variation de pression au cours du temps.*
- b. *Représentation logarithmique de la dérivée de la variation de pression correspondante.*

II.2.2 Application aux essais de puits

Suite à la création des forages de reconnaissance, des essais de pompages ont été effectués afin de procéder à la détermination des paramètres hydrodynamiques. Les forages suivants ont été testés : SP1, SP2, SP3, SF1, SF2 pour le site III et MP1 pour le site II. Les principales caractéristiques de mise en œuvre des essais sont données ci-après (Tableau II-2).

Code	Date de début	Date de Fin	Durée de pompage (min)	Durée de remontée (min)	Débit de pompage (m ³ /h)
MP1	13/06/01	18/06/01	3027	4205	129,3
SP1	30/09/02	02/10/02	1500	1246	5,1
SP2	12/11/02	14/11/02	2785	392	73,4
SP3	06/11/02	08/11/02	1480	1385	8,9
SF1	23/09/03	28/09/03	4311	2574	140
SF2	21/10/03	27/10/03	4320	3600	150

Tableau II-2 : Caractéristiques des essais de pompage

Une première détermination des paramètres hydrodynamiques des aquifères a été initiée en considérant les différents réservoirs comme homogènes, isotropes et d'extension infinie. Les forages ont été assimilés à des puits parfaits. Seuls les paramètres quantifiant l'effet de puits et l'effet pariétal ont été intégrés. Pour chaque essai de débit, les paramètres ont été calculés en fonction de l'adéquation de la courbe de dérivée de pression mesurée et la courbe de dérivée de pression simulée (Figure II-8). Les courbes de pressions simulées sont par la suite comparées avec les courbes de pression enregistrées lors des essais (Figure II-9). Les paramètres obtenus pour cette première série de simulations sont présentés dans le Tableau II-3. D'une manière générale, les pressions simulées s'accordent bien avec les pressions observées (Figure II-9). Des écarts existent toutefois. C'est notamment le cas en fin de descente ou en début de remontée. Ces écarts apparaissent de manière amplifiée sur les signatures obtenues à partir des courbes de dérivée de pression (Figure II-8). Seul l'essai réalisé sur l'ouvrage SP1 est correctement restitué malgré un signal observé bruité, comme l'indique la comparaison des deux courbes dérivées.

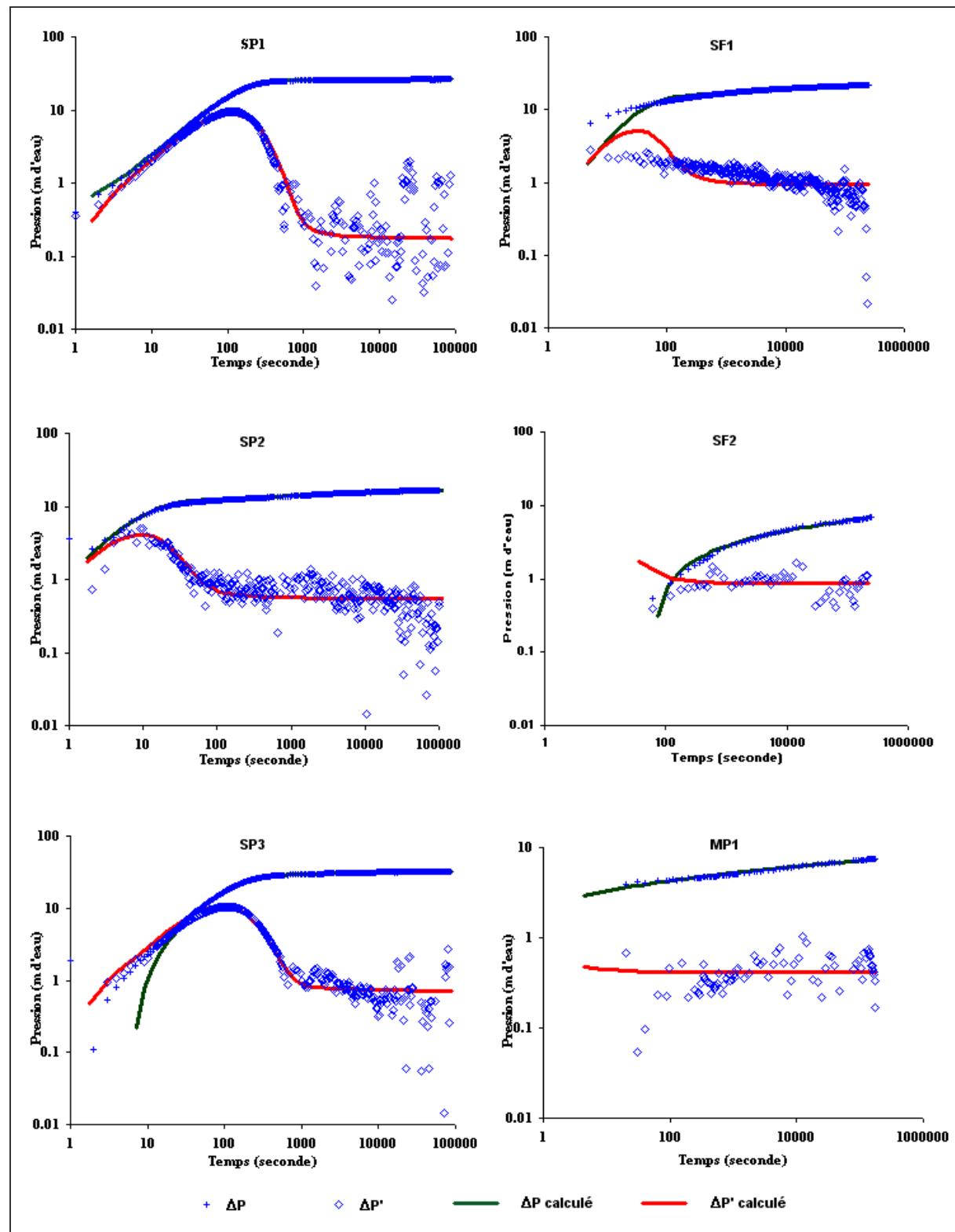


Figure II-8 : Evolution des courbes dérivées mesurées et simulées – Modèles homogènes d'extension infinie

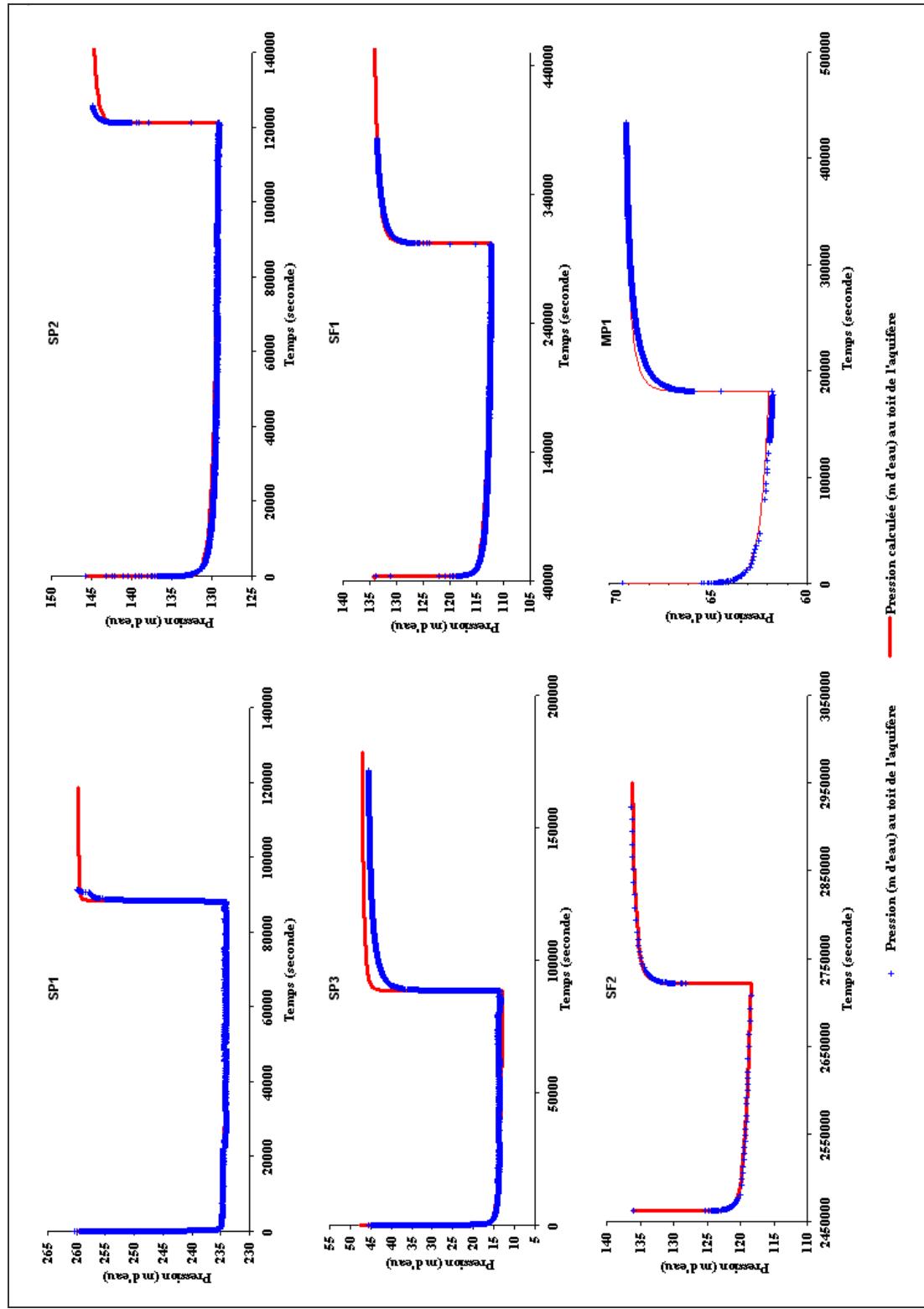


Figure II-9 : Evolution des pressions mesurées et simulées - Modèles homogènes d'extension infinie

Pour les autres ouvrages, des écarts existent, notamment dans la première partie de la courbe, traduisant des paramètres de puits non adaptés. Des écarts existent également dans la dernière portion de courbe, indiquant un comportement réel de l'aquifère différent de celui prévu par les hypothèses retenues de réservoir homogène (SF1, SF2, SP2 et MP1).

Code	Affectation stratigraphique	Epaisseur captée	Capacité de puits C ($\text{m}^3.\text{Pa}^{-1}$)	Effet pariétal s (-)	Conductivité hydraulique K (m.s^{-1})
SP1	Eocène	30	$6,5.10^{-7}$	60	$2,1.10^{-5}$
SP2	Oligocène	60	$1,6.10^{-6}$	3,9	$4,5.10^{-5}$
SP3	Miocène	30	$7,5.10^{-7}$	9,6	$2,1.10^{-6}$
SF1	Oligocène	50	$7,7.10^{-6}$	1,7	$4,2.10^{-5}$
SF2	Oligocène	50	$3,7.10^{-6}$	0,2	$4,9.10^{-5}$
MP1	Eocène	68	$2,2.10^{-7}$	-3	$1,6.10^{-4}$

Tableau II-3 : Paramètres calculés - Modèles homogènes d'extension infinie

Les résultats obtenus en première approximation (Tableau II-3) restent toutefois en adéquation avec le type de faciès observé lors de la phase de forage. La perméabilité la plus élevée ($1,6.10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$), calculée pour l'aquifère éocène au forage MP1 situé au nord-est, correspond à des calcaires gréseux et à des sables. Pour les aquifères éocène et oligocène, au sud-ouest, les valeurs obtenues proches de 10^{-5} m.s^{-1} sont typiques de calcaires finement fissurés. Il est intéressant de noter ici l'homogénéité des valeurs obtenues pour l'aquifère oligocène dans cette zone (SP2, SF1 et SF2). Enfin, la valeur la plus basse ($2,1.10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$), calculée pour le forage SP3 captant l'aquifère miocène, est à rapprocher de faciès calcaires plus marneux.

Une deuxième série de simulations a été réalisée afin de préciser le type de modèle de réservoir retenu, en les contraignant avec les observations géologiques réalisées. Les courbes de dérivée de pression obtenues sont présentées en Figure II-10, la restitution des pressions correspondantes en Figure II-11. Le type de modèle retenu pour chaque forage ainsi que les paramètres hydrodynamiques et géométriques correspondants sont donnés dans le Tableau II-4.

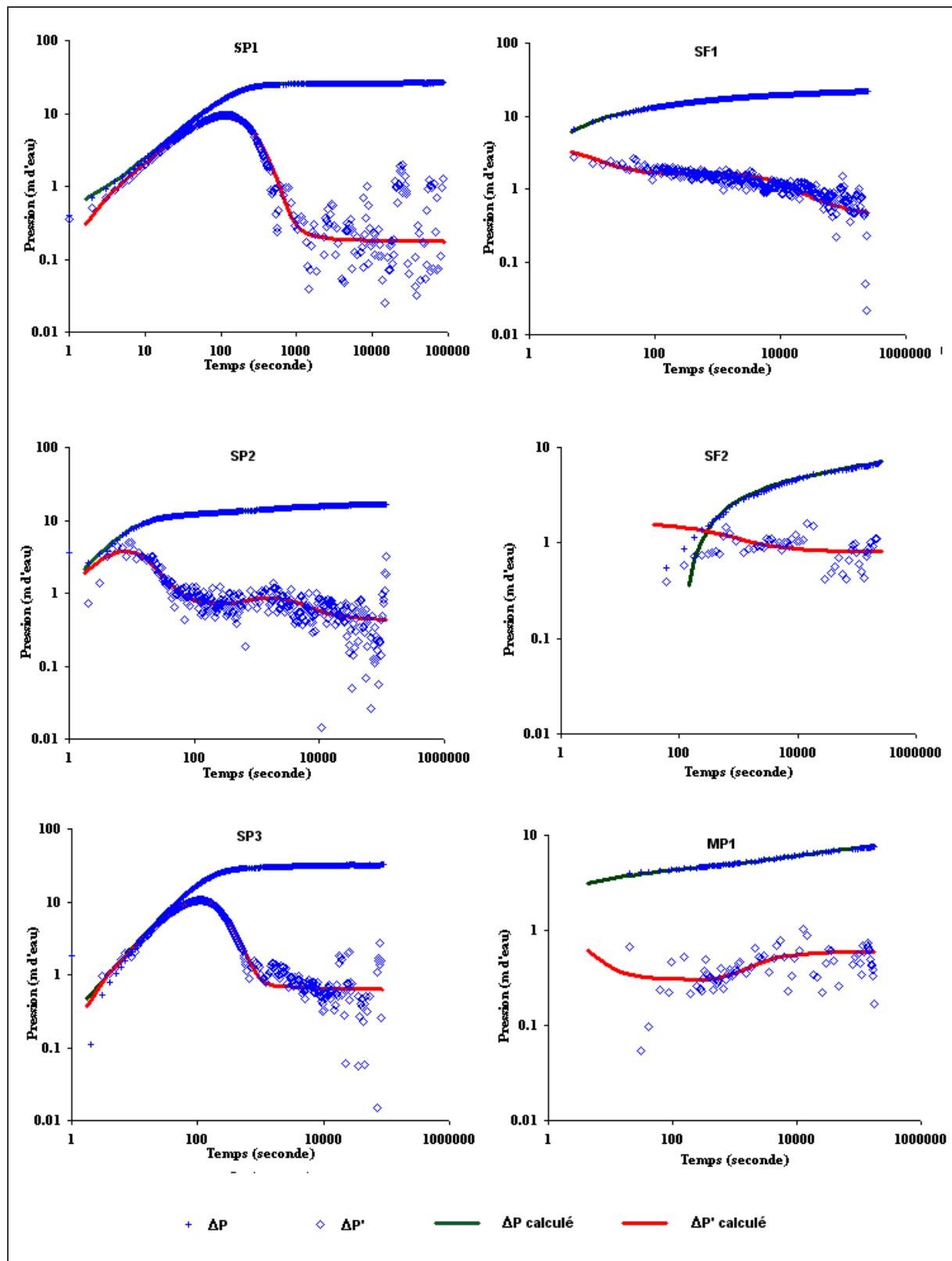


Figure II-10 : Evolution des courbes dérivées mesurées et simulées – Modèles variables

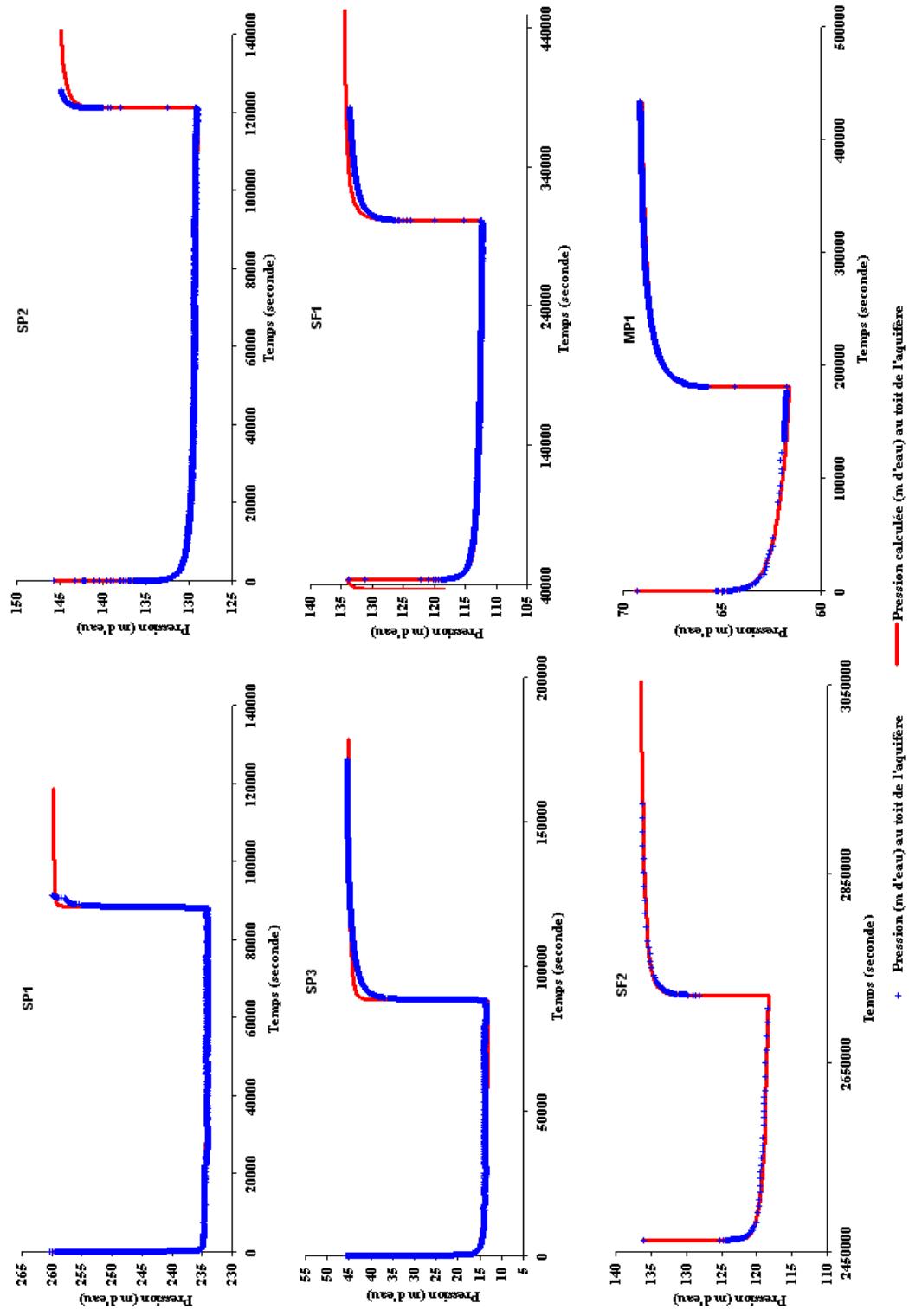


Figure II-11 : Evolution des pressions mesurées et simulées – Modèles variables

Code	Capacité de puits C ($\text{m}^3.\text{Pa}^{-1}$)	Effet pariétal s (-)	Type de réservoir	Conductivité hydraulique K (m.s^{-1})	Type de limite	Distance de la limite (m)
SP1	$6,5.10^{-7}$	60	<i>Homogène</i>	$2,1.10^{-5}$	<i>Infini</i>	/
SP2	$1,4.10^{-6}$	1.5	<i>Composite</i>	$3,5.10^{-5}$	<i>Variation latérale de faciès</i>	385
SP3	$9,7.10^{-7}$	16	<i>Double porosité</i>	1.10^{-5}	<i>Infini</i>	/
SF1	$1,2.10^{-6}$	-2	<i>Composite</i>	$2,5.10^{-5}$	<i>Variation latérale de faciès</i>	450
SF2	$1,4.10^{-6}$	-2.4	<i>Composite</i>	3.10^{-5}	<i>Variation latérale de faciès</i>	122
MP1	$5,9.10^{-7}$	-1.1	<i>Homogène</i>	$2,2.10^{-4}$	<i>1 faille</i>	955

Tableau II-4 : Paramètres calculés - Modèles variables

- *Au puits SP1*, il existe une bonne concordance entre les valeurs de pression mesurées et calculées. Le réservoir a été considéré comme homogène et d'extension infinie devant les temps de pompage. Notons tout de même une valeur d'effet pariétal élevée (Tableau II-4). Cette valeur traduit vraisemblablement une perte de charge induite par le fluide de forage dans le rayon d'invasion. Cette valeur majorante n'est donc pas uniquement liée à la modification physique des propriétés du matériau aquifère créée par le forage, mais probablement au colmatage local induit par la bentonite.
- *Au puits MPI*, il a été possible d'affiner le calage selon l'hypothèse d'un réservoir homogène semi-infini. Si le gain n'est pas directement visible sur la courbe de dérivée de la pression (Figure II-10) du fait d'un bruit important, la chronique de pression simulée s'ajuste parfaitement avec les mesures (Figure II-11). L'hypothèse structurale semble ici en accord avec les données de la géologie. A la distance calculée de 955 m pour une limite étanche correspondrait la série de failles normales observées à l'est, et qui décale successivement l'aquifère éocène. La valeur calculée de $2,2.10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ pour la perméabilité (Tableau II-4) est supérieure à celle estimée par simple interpolation dans cette zone (MOUSSIE, 1972).
- *Aux puits SF1, SF2 et SP2*, l'exploitation des données a permis la mise en place d'un modèle local de réservoir oligocène, limité latéralement par une variation de faciès, ce qui marque bien la dérivée de pression et l'historique de pompage. L'effet de la variation

latérale de faciès est également visible au forage SP2, sur la courbe de dérivée de pression (Figure II-1) :

- Un premier régime pseudo-stabilisé se met en place avant d'atteindre la limite, celle-ci se traduisant par une inflexion de la courbe.
- Un second régime stabilisé se met ensuite en place, correspondant alors à la sollicitation de la totalité de l'aquifère.

Cette prise en compte d'une variation latérale de faciès est justifiée par les descriptions des coupes géologiques, notamment entre BP1 et SP2, situés respectivement dans le compartiment nord et le compartiment sud de la zone médocaine. A cette variation de faciès correspond également une variation notable d'épaisseur, soulignée dans les profils sismiques PMe et Pco. Compte tenu des variations d'épaisseur et du tracé de la variation de faciès, il est difficile de prendre en compte cette géométrie à l'aide de la solution analytique. *Toutefois, les indications qualitatives obtenues sur la structure du réservoir correspondent bien au modèle géologique proposé (Figure II-6).*

Les perméabilités calculées pour les trois ouvrages, de l'ordre de 10^{-5} m.s^{-1} , sont comparables et soulignent l'homogénéité du réservoir dans cette zone. Le transit du flux est ici assuré par une porosité vraisemblablement de fine fissure et non par de la fracturation importante, dont l'hétérogénéité spatiale aurait été révélée.

- *Au puits SP3, l'interprétation a conduit à la prise en compte pour l'aquifère miocène d'un modèle de double porosité. Ce régime de double porosité (BOURDET et GRINGARTEN, 1980) correspond à une fissuration ouverte de l'aquifère. Seule la base de l'aquifère a été testée. La partie supérieure très fracturée a dû être tubée pour garantir la stabilité de l'ouvrage.*

La perméabilité calculée, proche de 10^{-5} m.s^{-1} , correspond à une perméabilité globale de système matrice-fissures.

Les essais de pompages s'intègrent bien dans le modèle géologique local proposé. En ce qui concerne l'aquifère oligocène, l'homogénéité du réservoir est bien mise en évidence dans sa partie sud. Le passage vers la zone nord-ouest s'effectue par une variation latérale de faciès avec l'apparition de calcaires largement karstifiés le long du périclinal de la structure de Castelnau-Médoc. Il convient dès lors de replacer ces faits à plus grande échelle afin de les intégrer dans les schémas d'écoulement régionalisés. Une approche peut être conduite par l'examen des fluctuations naturelles de la piézométrie.

II.3 Morphologies piézométriques et chroniques

II.3.1 Campagnes piézométriques

Des campagnes de mesures piézométriques ont été réalisées en périodes climatiques de hautes et basses eaux pour l'année 2001 et 2002. Le choix des points a été fait afin d'obtenir la meilleure représentation possible en fonction de leur répartition (les contraintes d'accessibilité et d'autorisation ont parfois rendu difficile le renouvellement des mesures sur certains ouvrages). Pour les ouvrages en cours d'exploitation, une période d'arrêt minimale de 4 heures a été observée avant la prise de mesure.

Au terme de ces campagnes de mesures piézométriques, ont été effectivement retenus :

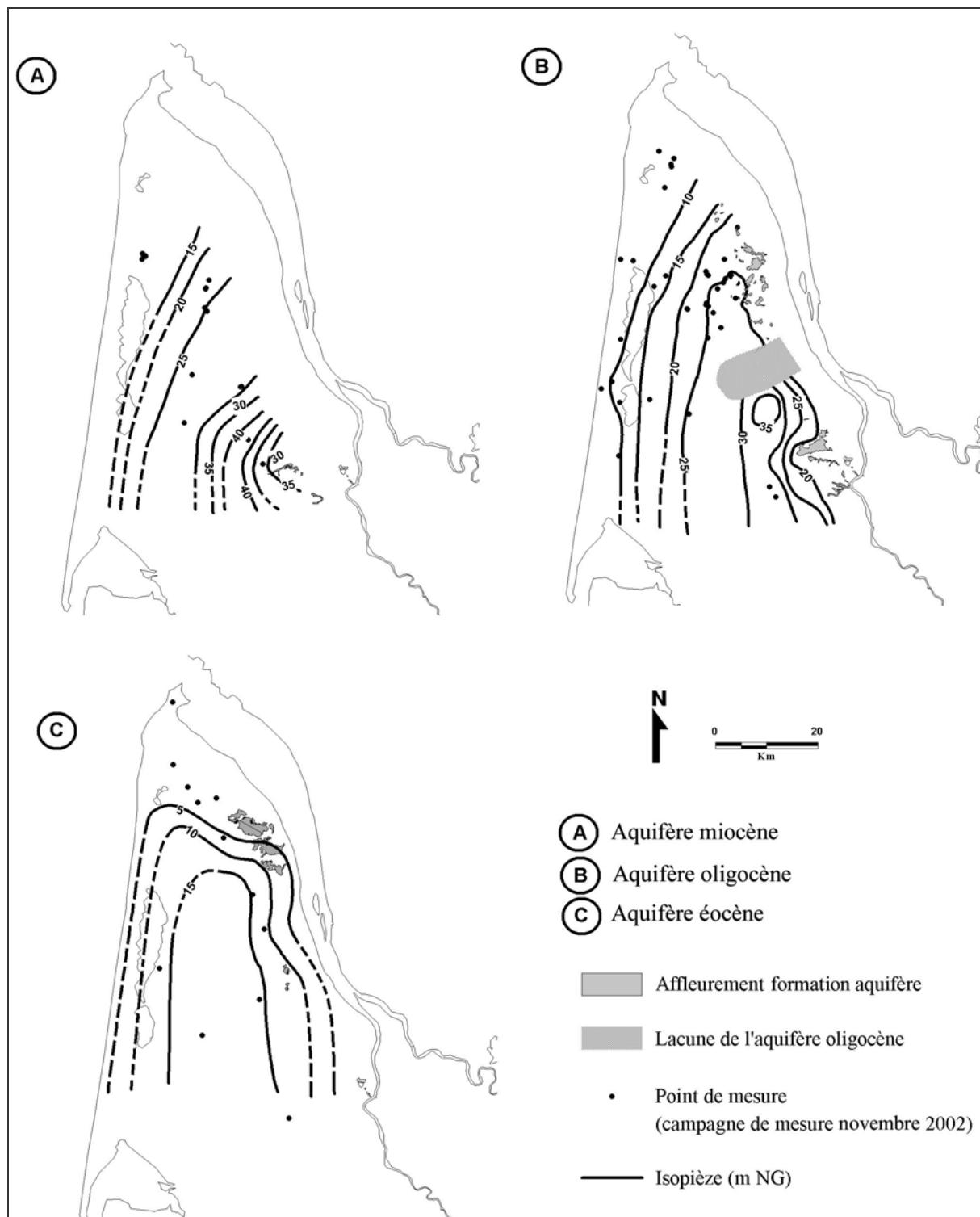
- 16 points de mesure pour l'aquifère miocène ;
- 41 points de mesure pour l'aquifère oligocène ;
- 15 points de mesure pour l'aquifère éocène.

Des esquisses piézométriques ont été construites pour chaque aquifère et pour chaque série de mesures. La principale difficulté pour la construction des cartes est la disparité spatiale des points de mesures, qui amène à effectuer des interpolations parfois hasardeuses, introduisant ainsi des incertitudes dans le tracé des courbes piézométriques.

Résultats :

- Pour l'aquifère Eocène, la répartition très inégale des points de mesures conduit à une esquisse piézométrique grevée d'incertitudes. Toutefois, l'allure générale semble cohérente avec les connaissances relatives à l'aquifère. Le modèle piézométrique obtenu présente une zone diffluente dont l'axe de partage principal traverse le Médoc selon une direction nord-sud (Figure II-12 c). Près de la commune de Saumos, au forage de reconnaissance SP1, le potentiel mesuré en octobre 2002 est de + 17,24 m NG pour la période de basses eaux climatiques. A l'est, à la même date, le potentiel hydraulique mesuré au forage éocène MP1 est de + 19,55 m NG. Les potentiels de la zone centrale sont donc sans doute supérieurs à + 20 m NG. De part et d'autre de la zone diffluente, les écoulements se font en direction de l'Atlantique et en direction de la Gironde. Les pentes hydrauliques estimées sont de l'ordre de 1 %. Les zones d'affleurement situées à l'est, constituées de calcaires de l'Eocène supérieur correspondent d'après les potentiels mesurés, à une zone limitée de mise en charge, avec infiltration possible d'eau météorique. La forte amplitude des fluctuations piézométriques (supérieure à 2 mètres) au nord-est vers Saint Laurent de Médoc (Figure II-13), confirme *pro-parte* cette vision.

Vers l'ouest, l'amplitude des fluctuations piézométriques diminue et devient inférieure à 1 mètre au droit du littoral.



- Pour l'aquifère oligocène, le schéma d'écoulement a été construit en intégrant les dernières investigations de terrain. Vers l'ouest, les écoulements se font en direction de la côte atlantique qui est une zone probable d'exutoire. A l'est, la lacune oligocène de Castelnau-Médoc mise en évidence par forage et prospection sismique, perturbe sensiblement les écoulements (Figure II-12 b). Nous distinguons :

- Vers le nord, sur la commune de Saint Laurent Médoc, une zone de difffluence d'axe nord-sud qui semble marquer des directions d'écoulement tantôt vers l'est, tantôt vers l'ouest. Une partie des écoulements à partir de cette aire se font vers le nord-ouest, en direction d'aire d'exutoire locale se signifiant par la présence de sources de faible débit.

La présence d'affleurements calcaires oligocènes à l'aplomb de la zone de difffluence, tout comme l'absence d'éponte bien individualisée avec les terrains plio-quaternaires confirment la vision d'une aire d'alimentation privilégiée.

- Vers le sud, des écoulements d'une part en direction de l'Atlantique, d'autre part en direction de la Gironde, depuis des charges supérieures à + 35 m NG. La région de Saint Médard en Jalles est une zone de drainage de ce compartiment, se manifestant par une zone d'exutoires bien identifiés. C'est le cas des sources de Thil et Gamarde captées pour l'alimentation en eau potable (*cf. § I.3.2.4*). Cette zone devrait bénéficier d'une alimentation locale importante, vraisemblablement par circulation descendante à partir de lentilles plio-quaternaires sus-jacentes, ou bien par infiltration directe à travers les affleurements oligocènes calcaires reconnus.

Les deux zones mises en évidence de part et d'autre de la lacune de Castelnau participent de manière indépendante aux écoulements dirigés vers la côte Atlantique.

Le modèle général d'écoulement reste identique lors des différentes périodes de mesures. Cependant, des variations locales sensibles apparaissent, notamment dans les zones situées de part et d'autre de la lacune de Castelnau (Figure II-13 b) :

- Au nord de la lacune de Castelnau, les variations les plus importantes, supérieures à 2 mètres, sont notées vers Saint Laurent de Médoc. Ces observations recoupent ainsi la vision d'une aire de mise en charge privilégiée.

- Au sud de la lacune, les variations piézométriques présentent une amplitude moindre mais restent marquées, comprises entre 1 et 2 mètres. Cette zone correspond vraisemblablement à une aire privilégiée de recharge pour les sources de Thil et Gamarde, situées plus au sud.

Vers l'ouest, l'amplitude des fluctuations piézométriques diminue sensiblement et la nappe oligocène acquiert véritablement son caractère captif. Des variations localement plus importantes sur le littoral correspondent à l'exploitation estivale de certains forages AEP. D'une manière générale, la réduction d'amplitude correspond à un schéma géologique pour lequel l'aquifère oligocène est bien individualisé et isolé des aquifères sus et sous-jacent par des épontes efficaces.

- *Pour l'aquifère miocène*, un premier fait notable est l'existence d'une zone dépressionnaire bien marquée dans la partie orientale, probablement liée à la proximité d'émergences (Cap de Bos). Les émergences issues de l'aquifère oligocène semblent par drainance affecter de manière sensible la piézométrie de l'aquifère miocène sus-jacent. Notons par ailleurs un caractère commun aux schémas piézométriques oligocènes et éocènes qui est l'existence plus ou moins marquée d'une zone centrale de diffluence d'axe nord-sud. (Figure II-12 a).

Le schéma global d'écoulement restera sensiblement le même durant les différentes périodes climatiques de l'année. Plus localement, des zones de fluctuations importantes peuvent toutefois être marquées (Figure II-13). Ainsi, vers l'est, les amplitudes de variation de niveau piézométrique sont supérieures à 2 mètres.

Ces variations significatives de la nappe miocène sont à relier à une zone de surface libre et/ou en liaison hydraulique avec l'aquifère plio-quaternaire sus-jacent. Ces variations ne sont d'ailleurs pas uniquement liées à des contraintes climatiques mais aussi à l'activité d'irrigation dans ces régions. Plus à l'ouest, les variations sont de plus faibles amplitudes, traduisant vraisemblablement l'apparition d'un confinement de la nappe. L'individualisation marquée de l'aquifère miocène vis-à-vis des formations aquifères pliocènes supérieures explique bien le phénomène de confinement.

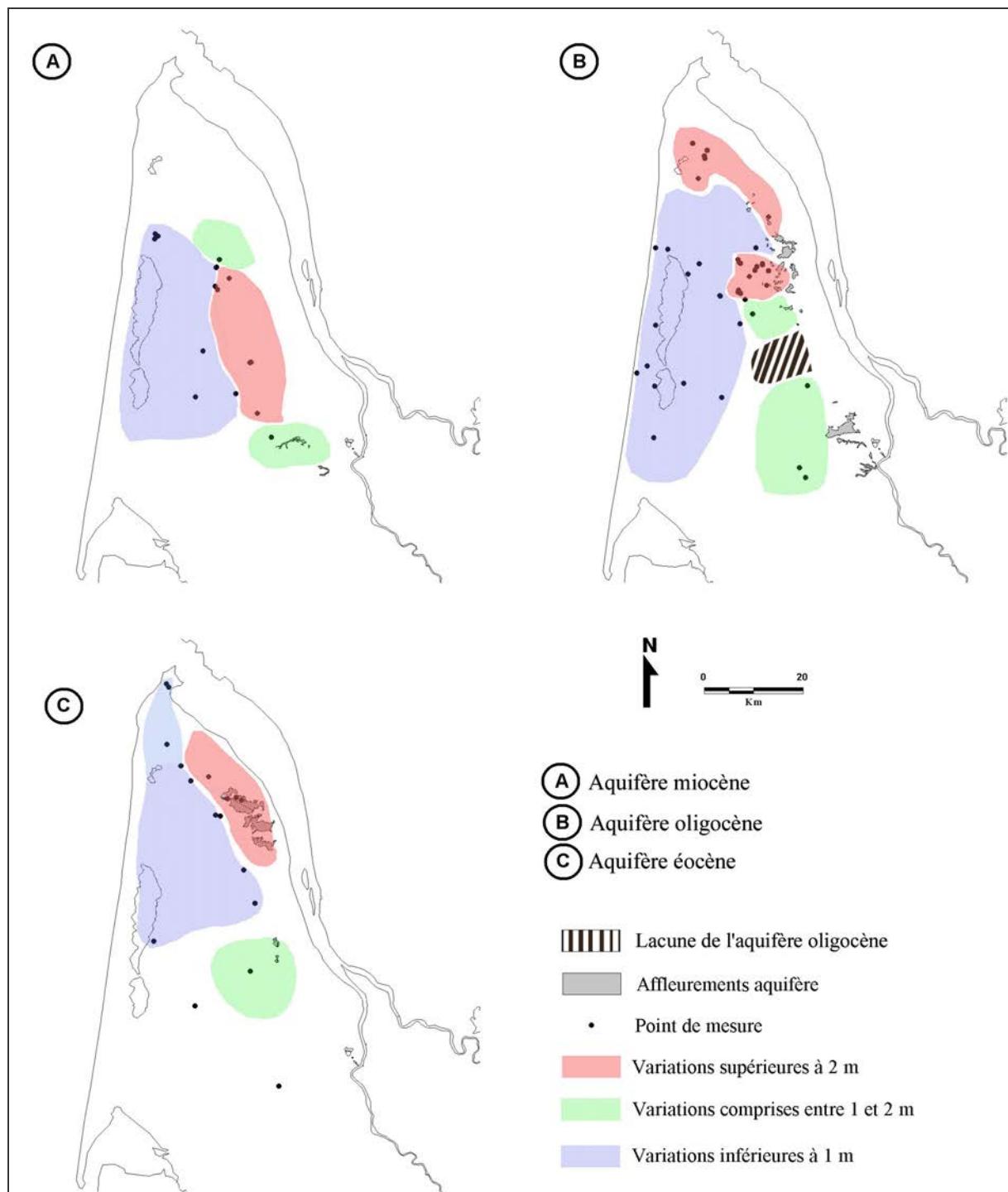


Figure II-13 : Amplitudes des variations entre période de hautes et basses eaux climatiques

D'une manière générale, il apparaît que le comportement hydrodynamique des aquifères n'est pas homogène au cours du temps. Des zones présentant des variations piézométriques de fortes amplitudes ont pu être mises en évidence. Ces aires correspondent, à l'examen des éléments géologiques disponibles, à des zones d'alimentation potentielle ou de mise en charge privilégiées. Un suivi plus détaillé de ces relations a été envisagé et mis en place, afin de les préciser et les quantifier le cas échéant.

II.3.2 Chroniques piézométriques

Neuf forages ont fait l'objet d'un suivi piézométrique automatique. Le choix des ouvrages a été réalisé dans les zones de fort battement des nappes, en tenant compte bien évidemment des contraintes inhérentes à la mise en place de tels dispositifs (forage non exploité, site sécurisé...). La localisation géographique des piézomètres de contrôle et leurs affectations respectives sont données en Figure II-14.

II.3.2.1 Enregistrements piézométriques

Localement, ce réseau a permis d'étudier l'évolution des niveaux piézométriques des nappes miocène, oligocène et éocène (Tableau II-5). Les moyennes et les écarts-types calculés pour les différentes chroniques piézométriques permettent d'apprécier l'amplitude des variations de charge sur les différents aquifères. Les chroniques horaires ont été rééchantillonnées au pas journalier et comparées aux précipitations journalières enregistrées à la station météorologique de Mérignac, au nord-est de Bordeaux. Ces chroniques sont regroupées sur la Figure II-15.

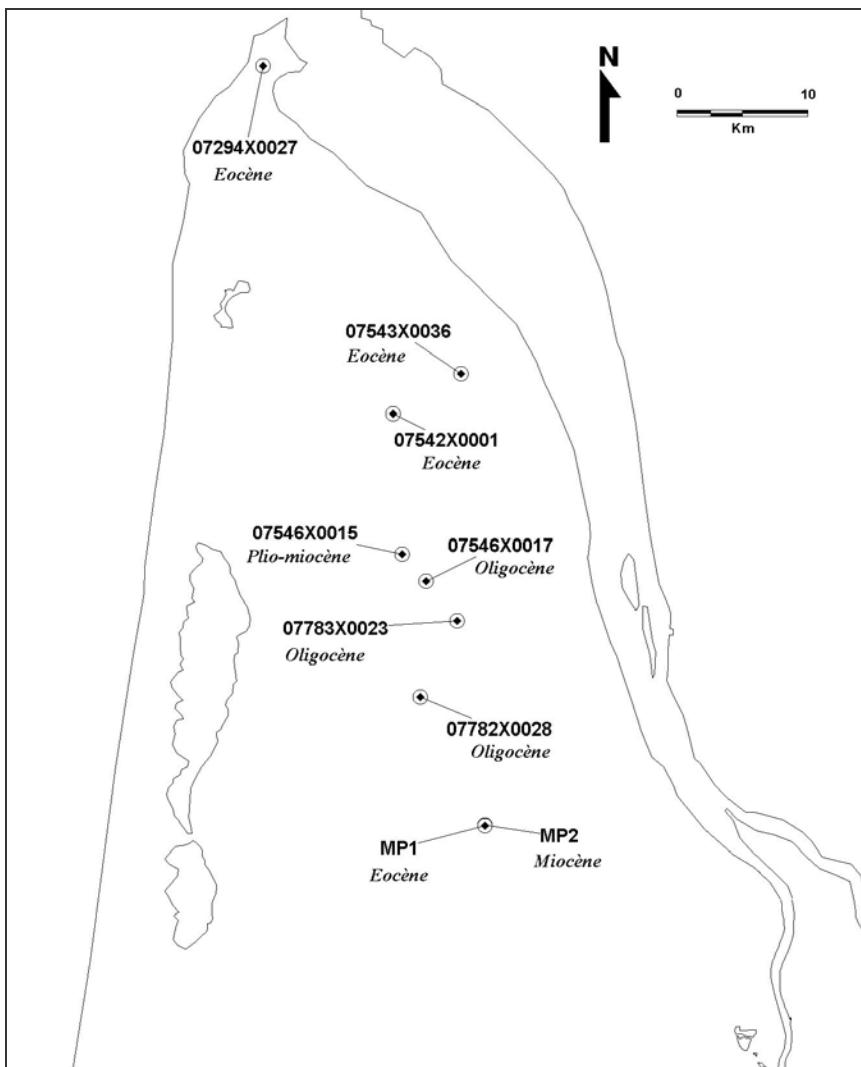


Figure II-14 : Localisation des stations piézométriques

Code Forage	Affectation	Début des mesures	Durée cumulée (j)	Charge moyenne (m NG)	Ecart-type (m)
07294X0027	Eocène	30 mai 2002	469	0,66	0,27
07543X0036	Eocène	30 mai 2002	250	4,53	1,03
07542X0001	Eocène	4 juin 2002	162	6,41	0,23
MP1	Eocène	28 mai 2002	613	20,13	0,60
07783X0023	Oligocène	30 mai 2002	610	24,89	1,14
07782X0028	Oligocène	19 juin 2002	589	25,02	1,17
07546X0017	Oligocène	20 juin 2002	525	26,95	1,86
MP2	Miocène	28 mai 2002	613	26,78	0,42
07546X0015	Plio-miocène	30 mai 2002	314	22,11	0,84

Tableau II-5 : Suivi automatique et variation des niveaux mesurés

Forage 07294X0027 (Eocène)

Ce forage, de 26 mètres de profondeur, est localisé à l'extrémité de la Pointe du Verdon et capte les formations aquifères de l'Eocène supérieur. L'enregistrement ne présente pas de fluctuations de grande amplitude, même si une amorce de variation cyclique est décelable. Les charges présentent une valeur moyenne de + 0,66 m NG pour un écart-type de 0,27 m. L'analyse qualitative des chroniques n'a pas permis de mettre en évidence de relation directe entre les événements pluviométriques et les fluctuations de piézométrie. Les enregistrements au pas horaires présentent des fluctuations cycliques de faible amplitude, de l'ordre de 5 cm, et de courte période (12 heures) correspondant aux effets de marées sur l'aquifère. On notera ici que l'aquifère éocène est localement en relation avec l'océan (affleurement), permettant ainsi le transfert de l'onde de marée depuis l'océan.

Forage 07543X0036 (Eocène)

Situé au voisinage immédiat des affleurements tertiaires du dôme de Couquèques, ce forage profond de 44 mètres capte les formations calcaires de l'Eocène supérieur. L'enregistrement piézométrique est fragmentaire, mais sur les séries interprétables, d'octobre 2002 à avril 2003, les charges présentent une valeur moyenne de + 4,53 m NG pour un écart-type de 1,03 m. Une valeur maximale de + 5,78 m NG est atteinte le 25 janvier, consécutive à un épisode pluvieux. De fait, si les relations entre la pluviométrie et la piézométrie sont discrètes, il existe néanmoins une corrélation. La position sub-affleurante de l'aquifère dans cette zone constitue donc une aire d'alimentation ou de mise en charge locale probable.

Forage 07542X0001 (Eocène)

Profond de 200 mètres, ce forage capte les formations calcaires et sableuses de l'Eocène moyen. Les fluctuations piézométriques ont été enregistrées de mai à novembre 2002. Les interférences produites par le forage 07542X0002 captant les mêmes horizons aquifères rendent difficile tout suivi de nappe. La valeur moyenne de piézométrie calculée pour cette période est de + 6,41 m NG. Les charges présentent une diminution régulière et aucune relation n'est visible avec la pluviométrie. L'horizon capté par ce forage est différent de celui capté par le forage 07543X0036, situé à proximité mais dont les hauteurs piézométriques ne sont pas comparables. L'aquifère éocène est constitué dans cette zone par plusieurs unités distinctes, correspondant grossièrement aux unités lithostratigraphiques.

Forage MPI (Eocène)

Les niveaux captés par ce piézomètre profond de 140 mètres correspondent à l'Eocène moyen. La charge moyenne mesurée est de + 20,13 m NG, pour un écart-type de 0,60 m. La chronique est affectée par une oscillation périodique annuelle en première approximation, susceptible de correspondre au cycle hydrologique. Ce signal qui n'implique pas une alimentation saisonnière de la nappe est à interpréter comme un effet de surcharge.

Forage 07783X0023 (Oligocène)

Ce forage agricole d'une profondeur de 12 mètres est situé dans le compartiment nord. Il capte les formations calcaires de l'Oligocène. La charge moyenne calculée sur la période d'observation est de + 24,89 m NG et les valeurs présentent un écart-type de 1,14 mètres. La piézométrie semble affectée par une fluctuation cyclique de longue période. Cette variation est masquée durant les périodes estivales par les interférences générées par les forages agricoles situés à proximité. Les variations de piézométrie en réponse aux événements pluviométriques sont discrètes et semblent faire l'objet d'un déphasage de l'ordre de 10 jours.

Forage 07782X0028 (Oligocène)

Ce forage, profond de 37 mètres, capte les formations aquifères de l'Oligocène. Les charges mesurées présentent une valeur moyenne de + 25,02 m NG. Une variation cyclique de faible amplitude et de grande période est notable malgré les fortes baisses piézométriques de l'été. Ceci est particulièrement visible avec le début de la période d'irrigation des cultures maïsicoles en juin. A fortiori, les interruptions d'irrigation consécutives à des épisodes pluvieux provoquent des remontées rapides de la nappe vers une côte non influencée. Une relation discrète entre piézométrie et pluviosité est cependant perceptible en régime non-influencé, les épisodes de forte pluviométrie n'étant marqués que par une fluctuation de nappe d'ordre centimétrique.

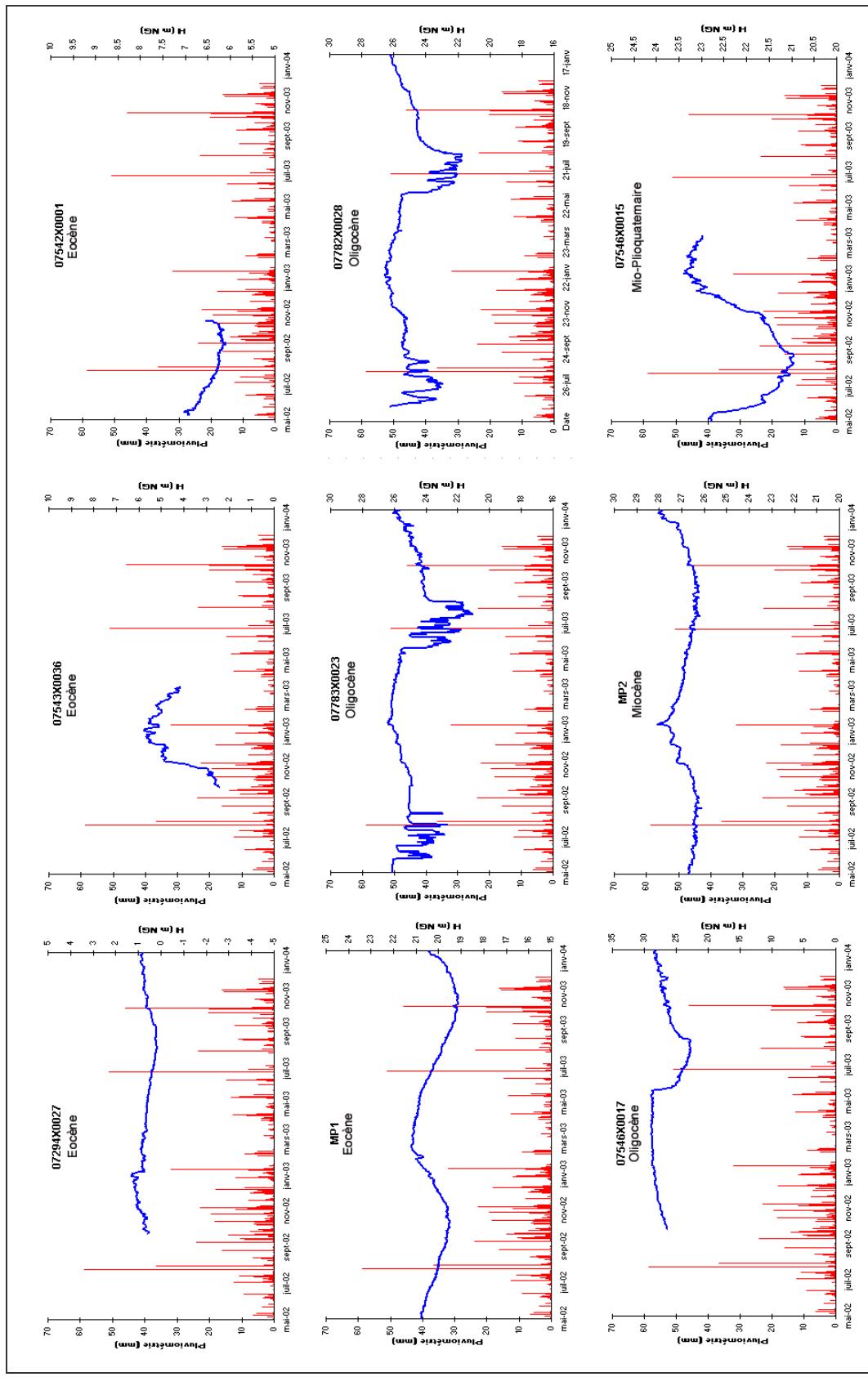


Figure II-15 : Chroniques piézométriques enregistrées et pluviosité mesurée

Forage 07546X0017 (Oligocène)

Ce forage, profond de 17 mètres, capte les formations aquifères de l’Oligocène. La valeur moyenne de la charge est de + 26,95 m NG. La chronique de piézométrie présente un décrochement de grande amplitude (5,73 m) au cours de l’été, de début juin à début septembre. C’est la proximité des forages agricoles exploités durant cette période qui permet d’expliquer cette variation. On dénombre ainsi 4 ouvrages en production dans un rayon inférieur à 1 kilomètre. Le forage d’observation réagit donc comme un piézomètre équivalent, soumis aux interférences de ces quatre ouvrages, ce qui explique la forme caractéristique de la descente pendant cette période. On peut avancer par ailleurs, compte tenu de la morphologie de la courbe durant cette période, qu’il existe localement un régime diffusif prépondérant. En ce qui concerne les relations piézométrie/pluviométrie, ces dernières semblent très limitées et non décelables en première approche qualitative.

Forage MP2 (Miocène)

Ce forage de reconnaissance profond de 27 mètres capte les formations miocènes, dans le voisinage immédiat de MP1. La chronique enregistrée présente une fluctuation cyclique de grande période, proche de l’année, et d’une amplitude de 1,24 mètres. La valeur moyenne de la charge, calculée à partir de l’enregistrement complet, est de + 26,78 m NG. L’aquifère réagit bien dans cette zone aux épisodes pluvieux, avec toutefois un déphasage qu’il est difficile d’estimer.

Forage 07546X0015 (Plio-Miocène)

D’une profondeur de 12 mètres ce forage capte les formations argilo-sableuses plio-quaternaires et une partie des faluns miocènes. L’amplitude maximale des variations est ici de 1,20 mètres, pour une charge moyenne calculée sur la période d’observation de + 22,11 m NG. Notons ici une réaction de ce complexe aquifère aux événements de pluviosité avec des pics consécutifs aux épisodes pluvieux. Etant donné la complexité du système capté, il est difficile de préciser ici les relations entre la pluviosité et les fluctuations de la nappe.

En fait, l’examen des chroniques piézométriques a montré que dans ces zones, identifiées en première approximation comme des zones potentielles de recharge, les relations nappe-surface sont plus complexes. Si les piézomètres présentent pour leur majorité des fluctuations importantes, les relations entre les précipitations prises en compte et l’alimentation directe

sont plus délicates à établir. La forte hétérogénéité des formations, tant horizontale que verticale, ne permet pas, à partir d'une série d'observations, d'aboutir à des généralisations, comme cela est montré pour les piézomètres oligocènes. Un examen rapide des relations pluviosité/fluctuations de nappe permet d'obtenir rapidement un ordre de grandeur du degré d'influence mais ce type d'analyse reste très subjectif. Un essai de quantification de ces relations a été effectué à partir de l'analyse corrélatoire simple et croisée des séries temporelles.

II.3.2.2 Analyse corrélatoire simple et croisée

L'analyse corrélatoire permet de décrire la structure de variabilité d'un phénomène. La dépendance des événements entre eux est décrite à travers une fonction d'autocorrélation à partir de l'analyse corrélatoire simple. L'étude corrélatoire croisée permet de tester la dépendance entre deux chroniques de type *signal d'entrée-signal de sortie*. Cette méthodologie a pris de l'importance dans l'analyse du fonctionnement des systèmes karstiques. On peut trouver une bibliographie détaillée dans LAROCQUE (1997). En ce qui concerne les aquifères poreux, les applications semblent plus limitées, bien que l'utilisation des analyses corrélatoires simples et croisées permettent d'approcher les temps potentiels de transfert de pression et de masse pour un aquifère libre soumis à recharge météorique (DUPUY, 1997). C'est cette seconde approche que nous avons retenue.

Dans un premier temps, l'analyse corrélatoire simple a été appliquée aux chroniques de piézométrie. La fonction d'autocorrélation permet de tester la dépendance des événements entre eux, pour des pas de temps croissants. Le coefficient d'autocorrélation r_k (JENKINS et WATTS, 1968) peut être calculé à partir de :

$$r_k = \frac{C_k}{C_0} \quad [\text{II.11}]$$

où

$$C_k = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^{N-k} (x_t - \bar{x})(x_{t+k} - \bar{x}) \quad [\text{II.12}]$$

avec r_k fonction d'autocorrélation ;
 C_k corrélogramme ;
 K pas de temps ($k=0, 1, \dots, m$) ;
 M point de troncature ;

N longueur de la chronique ;

x_t événement au temps t ;

x_m moyenne des événements.

Le terme m détermine la borne supérieure de la fenêtre d'observation. Il est recommandé de prendre la chronique la plus longue possible. Le point de troncature m dépend de la nature du problème, des contraintes de calcul et d'échantillonnage. En pratique, une valeur générique déterminée empiriquement de $m=N/3$ est utilisée, sachant que pour des valeurs supérieures à $N/2$, les résultats sont fortement altérés (MANGIN, 1984).

L'interprétation générale du corrélogramme est réalisée à l'examen de la décroissance de r_k en fonction de k . Le taux de décroissance renseigne sur la capacité de mémoire du système.

L'analyse corrélatoire croisée a été appliquée aux séries temporelles de pluviométrie et de piézométrie. Ce type d'analyse permet d'étudier les relations existant entre des variables d'entrée du système et des variables de sortie. Si d'un point de vue physique on ne peut considérer directement les chroniques piézométriques du système, ces variables d'état peuvent être utilisées comme indicateur de la dynamique du système, puisque potentiellement influencées par la variable d'entrée (LAROCQUE, 1997).

Considérant deux séries temporelles (x_t) et (y_t) représentant respectivement les signaux d'entrée et de sortie du système, le corrélogramme croisé a pour expression :

$$r_{-k} = r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma_x * \sigma_y} \quad [\text{II.13}]$$

et

$$r_{+k} = r_{yx}(k) = \frac{C_{yx}(k)}{\sigma_x * \sigma_y} \quad [\text{II.14}]$$

où

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^{N-k} (x_t - x_m)(y_{t+k} - y_m) \quad [\text{II.15}]$$

et

$$C_{yx}(k) = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^{N-k} (y_t - y_m)(x_{t+k} - x_m) \quad [\text{II.16}]$$

avec r_k fonction de corrélation croisée ;

$C_{xy}(k)$ corrélogramme croisé ;

x_t chronique d'entrée ;

y_t chronique de sortie ;

σ_x et σ_y écarts-types des séries temporelles x_t et y_t .

Les relations de dépendance entre le signal d'entrée et le signal de sortie sont décrites par la signature de forme de $r_{xy}(k)$. Si on considère une variable d'entrée aléatoire, la réponse impulsionnelle du système peut être approchée. Cette réponse impulsionnelle correspond au temps de régulation du système, déterminant la durée d'influence d'un signal d'entrée. Dans le cas d'une nappe à surface libre en milieu poreux, cette valeur peut être assimilée au temps du transfert de matière entre la surface du sol et la nappe (DUPUY, 1997).

En Médoc, les corrélogrammes simples obtenus pour l'ensemble des piézomètres présentent une morphologie semblable (*cf.* Annexe 5). D'une manière générale, les fonctions d'autocorrélation $r(k)$ décroissent lentement. La valeur de 0 est atteinte entre 80 et 100 jours. La réponse est alors bien structurée, soulignant une relation marquée entre les événements. Seuls les piézomètres 07543X0036 (Eocène) et 07542X0001 (Eocène) présentent un comportement différent. Le coefficient d'autocorrélation diminue ici plus rapidement, pour atteindre la valeur de 0 au bout de 50 jours.

Pour tous les piézomètres, le croisement de la fonction d'autocorrélation avec l'axe des abscisses, c'est à dire des valeurs de $r(k)$ devenant négatives, indique la présence d'un phénomène cyclique. L'apparition d'une structure périodique est un indice de l'inertie du système, pouvant être relié à la notion de réserve et de stockage. Mise en avant pour les systèmes karstiques, la transcription de cette notion à des milieux poreux est plus discutable. Afin de préciser les caractéristiques de cette structure périodique, une nouvelle analyse a été réalisée avec un paramètre de troncature $m=300$ jours, pour les séries temporelles suffisamment longues (Figure II-16).

Les demi-périodes calculées pour ces quatre piézomètres sont comprises entre 193 et 202 jours, soit une périodicité moyenne de 395 jours. Cette période peut être grossièrement assimilée au cycle hydrogéologique. Notons ici que les aquifères miocène, oligocène et éocène sont affectés par le même signal périodique. La contrainte climatique peut être envisagée pour expliquer ces fluctuations. Toutefois, les effets de surcharge sont vraisemblablement prépondérant, notamment pour les aquifères profonds (Eocène et Oligocène). Ces variations sont probablement induites par l'aquifère plio-quaternaire sus-jacent, qui constitue la véritable nappe à surface libre du système et qui est donc soumise directement aux événements pluvieux.

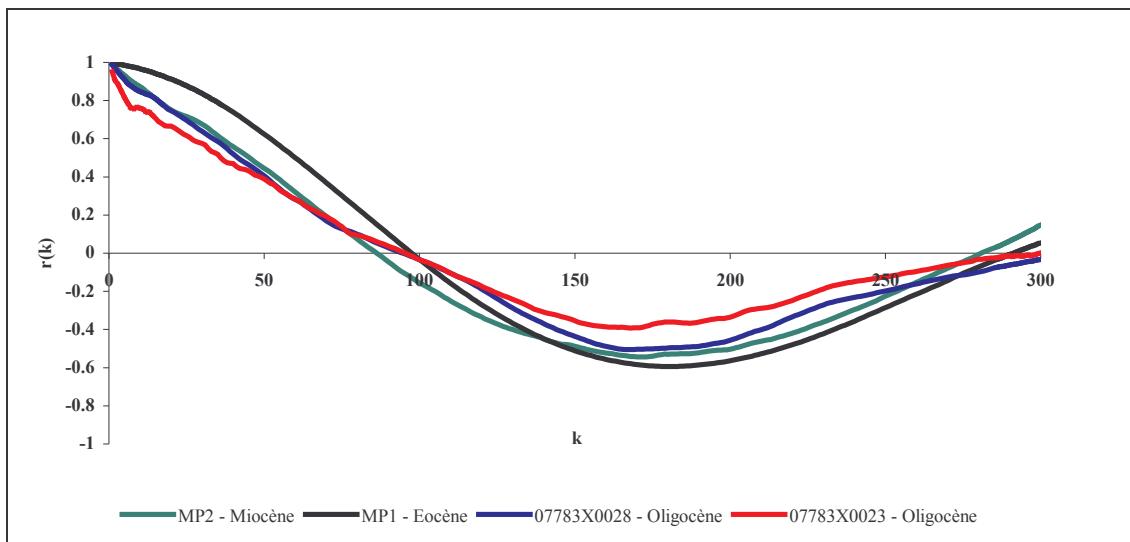


Figure II-16 : Fonctions d'autocorrélation des niveaux piézométriques ($m = 300$ jours)

La fonction d'autocorrélation des signaux de pluviosité a été calculée. Le corrélogramme décroît rapidement pour atteindre 0 au bout de trois jours (Figure II-17). Par la suite, les valeurs sont relativement stables et centrées autour de 0, hormis un pic marqué à 107 jours pour lequel $r(k)$ vaut 0,18. D'après cette analyse, le signal pluviométrique n'est rigoureusement pas aléatoire sur les périodes considérées. Cette condition est nécessaire pour estimer par l'analyse corrélatoire croisée la réponse impulsionnelle du système.

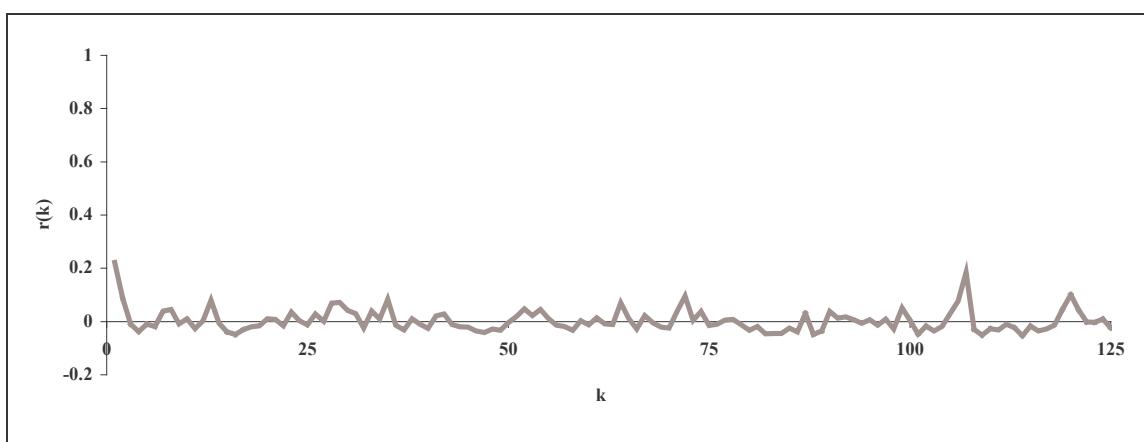


Figure II-17 : Fonction d'autocorrélation des précipitations ($m = 125$ jours)

Les fonctions de corrélation croisées ont toutefois été calculées pour les différents piézomètres, bien que les limites d'application de cette méthode semblent ici atteintes. Les courbes obtenues sont présentées en Annexe 5.

Les corrélogrammes obtenus pour les chroniques enregistrées aux piézomètres MP1 et 07542X0001 sont symétriques et centrés sur $k = 0$. Dans ce cas, il n'existe pas de dépendance entre signaux d'entrée et de sortie, en l'occurrence entre les précipitations et les variations de hauteur piézométrique. Ces résultats sont cohérents avec les conditions de gisement de l'aquifère de l'Eocène moyen dans cette zone, où la profondeur des formations limite les relations avec la surface et ne permet vraisemblablement que le transfert depuis la surface d'un signal très lissé de périodicité annuelle, mis en évidence précédemment.

Les corrélogrammes réalisés pour les autres piézomètres présentent des structures plus complexes. D'une manière générale, les $r(k)$ maxima sont faibles, montrant bien l'atténuation des signaux des précipitations à leur entrée dans le système. Cette atténuation est homogène pour tous les piézomètres dans cette frange orientale. Les formations plio-quaternaires, bien que peu développées dans cette zone, agissent vraisemblablement comme un filtre, « tamponnant » l'impact de la pluviosité sur les formations tertiaires peu profondes. Les nappes perchées de faible extension, induites par les alternances argilo-sableuses du plio-quaternaire, peuvent ainsi assurer une fonction de stockage temporaire et entraîner des déphasages d'autant plus difficiles à estimer qu'ils ne sont pas réguliers. Il est dès lors difficile de quantifier ces relations, notamment devant l'hétérogénéité des dépôts plio-quaternaires.

Compte tenu des problèmes de périodicité mis en évidence sur la pluviométrie, l'analyse quantitative des corrélogrammes, notamment par la création de fonctions de gain, n'a pas été réalisée.

II.4 Coefficient d'emmagasinement et fluctuation des nappes

II.4.1 Phénomènes et équations fondamentales

Considérons un aquifère captif idéal, d'extension latérale infinie, constitué par un matériel poreux perméable, limité au-dessus et en-dessous par une éponte imperméable d'extension elle aussi infinie. Toute variation de contrainte au sein de l'aquifère ou au-dessus de celui-ci entraîne une variation de la pression de fluide. Cette variation se traduit par un changement de niveau piézométrique dans les puits captant l'aquifère.

Plusieurs phénomènes naturels sont susceptibles d'entraîner de telles variations de contrainte au sein d'un aquifère captif. C'est notamment le cas de l'impact des fluctuations barométriques, étudié dès 1940 par JACOB (1940), qui en présenta les principaux

mécanismes, mais également des effets des marées terrestres, dont les premières observations furent proposées par ROBINSON (1939).

Des méthodologies ont été mises en œuvre pour interpréter les variations induites par les marées terrestres et en tirer des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère. MELCHIOR *et al.* (1964) traitent l'aquifère comme une cavité quasi-sphérique et proposent une expression permettant d'estimer la variation de pression de fluide, en réponse au signal de marée terrestre. BREDEHOEFT (1967) procède à une estimation du coefficient d'emmagasinement d'un aquifère, via les mesures de marées terrestres. Il montre également que l'idéalisation de Melchior néglige le phénomène de compressibilité de la matrice poreuse de l'aquifère. La méthode de Bredehoeft a été par la suite appliquée et développée par plusieurs auteurs (ROBINSON *et al.*, 1971 ; RHOADS *et al.*, 1979).

Selon HSIEH *et al.* (1987), il serait possible d'observer des phénomènes de marée terrestre au sein des aquifères non-confinés et d'en estimer certains paramètres intrinsèques (ROJSTACZER *et al.*, 1990). A ce jour, deux approches sont retenues pour estimer l'influence des marées terrestres sur la piézométrie et au-delà calculer certains paramètres de l'aquifère, comme mentionné par MARINE (1975). La première méthode consiste à comparer les enregistrements de piézométrie avec les variations théoriques que l'on pourrait attendre selon les modèles tidaux. La seconde méthode consiste à comparer les pics spectraux obtenus par l'analyse des chroniques avec l'amplitude théorique d'ondes particulières de la marée terrestre.

Nous avons quant à nous essayé de proposer ici une nouvelle approche de caractérisation des contraintes engendrées sur l'aquifère par les marées terrestres, afin de s'affranchir du calcul du « potentiel générateur de marée terrestre ».

En se plaçant dans les conditions d'applications décrites précédemment, RHOADS *et al.* (1979) proposent pour la variation de pression résultante de la dilatation d'un aquifère :

$$-dp = \frac{\Delta_a}{\left(\frac{1-\omega}{E_s} + \frac{\omega}{E_w} \right)} \quad [\text{II.17}]$$

avec dp variation de pression [$\text{M.L}^{-1}.\text{T}^2$] ;

$\Delta_a = \frac{dV_a}{V_a}$ dilatation de l'aquifère [-] ;

E_s module d'élasticité de la matrice [$\text{M.L}^{-1}.\text{T}^{-2}$] ;

E_w module d'élasticité du fluide [M.L⁻¹. T⁻²].

ω porosité de l'aquifère [-]

L'équation [II.17] permet de déterminer la variation de pression induite par une dilatation de l'aquifère. Son domaine de validité est restreint aux phénomènes pouvant être traités de façon statique, c'est-à-dire en considérant qu'il n'y a pas de transfert de matière. Cette condition est vérifiée dans les cas où les variations de contraintes engendrant la dilatation sont rapides. Seules les déformations ayant des périodes longues (de l'ordre d'une année et plus) doivent nécessiter une approche différente du problème. Les variations qui en résultent ne peuvent se traiter qu'en considérant une réponse dynamique, puisque les périodes sont alors suffisantes pour que des mouvements sensibles de fluide s'opèrent (PALCIAUSKAS *et* DOMENICO, 1989).

L'obtention de paramètres hydrodynamiques peut être envisagée en introduisant le coefficient d'emmagasinement spécifique S_s dans l'équation [II.17]. On a donc :

$$S_s = \rho g \left[\frac{1-\omega}{E_s} + \frac{\omega}{E_w} \right] \quad [\text{II.18}]$$

et [II.17] devient :

$$-dp = \frac{\rho g \Delta_a}{S_s} \quad [\text{II.19}]$$

S_s correspond au volume d'eau initialement emmagasiné dans les conditions de gisement, qui est libéré par unité de volume aquifère sous une baisse de charge unitaire. La libération d'eau est due d'une part à la dilatation de l'eau, et à la compression de terrain d'autre part (JACOB, 1940 ; POUCHAN, 1959). Ceci implique que la variation de contrainte est orientée verticalement et que les variations horizontales sont négligées. Ce postulat communément admis, et qui n'est pas ici remis en cause, a cependant fait l'objet de critiques quant à sa validité (BURBEY, 2001).

Ainsi l'équation [II.19] peut-être formulée de la façon suivante : toute dilatation de l'aquifère entraîne une variation de la pression de pore, se traduisant par une variation de pression (hauteur piézométrique) de la nappe. Le terme négatif implique qu'une dilatation de l'aquifère entraîne une baisse piézométrique. Si le suivi piézométrique peut donc permettre *a priori* d'estimer le coefficient d'emmagasinement spécifique de l'aquifère, il est nécessaire d'estimer la dilatation correspondante de l'aquifère.

Cette dilatation peut être de différentes natures. Dans ce qui suit, on s'intéressera tout particulièrement à la dilatation induite par le phénomène de marée terrestre. Ce phénomène est une conséquence directe de la gravitation universelle et résulte de l'action combinée des forces d'attraction de la Lune et du Soleil. La marée terrestre se manifeste par la déformation élastique qui allonge le globe terrestre de quelques décimètres dans la direction de l'astre et la direction opposée. Cette marée est dite statique car, par opposition à la marée océanique dynamique, les particules occupent à tout moment la position d'équilibre compatible avec les forces qu'elles subissent.

Le potentiel de marée terrestre, nommé W_2 , engendré par l'action de la Lune et du Soleil, est une fonction dépendante du temps et de la position du point d'observation à la surface de la Terre. Cette fonction peut-être décomposée en une somme finie de fonctions harmoniques de fréquences connues. MELCHIOR *et al.* (1964) ont montré que sur l'ensemble des fonctions de faible amplitude ainsi obtenues (386 fonctions), seulement cinq fonctions principales représentent 95% du potentiel gravitationnel. Ces fonctions principales sont :

- M_2 , onde lunaire de période 12 h 25 mn 14 s ;
- S_2 , onde solaire de période 12 h 00 mn ;
- N_2 , onde lunaire de période 12 h 39 mn 30 s ;
- K_1 , onde luni-solaire de période 23 h 56 mn 04 s ;
- O_1 , onde lunaire de période 25 h 49 mn 10 s.

La connaissance précise de ces périodes permet d'identifier sans équivoque le phénomène de marée terrestre au moyen de l'analyse spectrale, grâce à la forme caractéristique du spectre obtenu.

LOVE (1911) relie la dilatation induite par ce phénomène au potentiel générateur W_2 :

$$\Delta_e = F(r_e) \frac{W_2}{ag} \quad [\text{II.20}]$$

avec $F(r_e)$ rapport de dilatation sur la hauteur de marée statique correspondante [-] ;
 a rayon terrestre au point d'observation [L] ;
 g accélération gravitationnelle [L.T⁻²].

La valeur de $F(r_e)$, calculée en utilisant les valeurs des nombres dits de Love, est proche de 0,49. L'équation [II.20] devient alors :

$$\Delta_e = 0,49 \frac{W_2}{ag} \quad [\text{II.21}]$$

BREDEHOEFT (1965) propose à partir de cette définition une relation entre la variation de niveau piézométrique et la dilatation induite par la marée terrestre, en introduisant le coefficient d'emmagasinement spécifique. Cette formulation est en fait un cas particulier de la théorie générale, formulée ultérieurement par RHOADS *et* ROBINSON (1979), du mécanisme de réponse d'un aquifère à une variation de contrainte :

$$dh = \frac{e\Delta_e}{S} \quad [\text{II.22}]$$

avec e épaisseur de l'aquifère [L].

On pourra ainsi relier la variation de niveau dans un puits, grandeur mesurable avec précision, à l'emmagasinement défini par Jacob, à condition de connaître la dilatation à laquelle l'aquifère est localement soumis. De nombreux auteurs (MARSAUD *et al.*, 1993) ont utilisé l'équation [II.22] afin d'approcher les valeurs d'emmagasinement d'un aquifère. La méthodologie consiste à obtenir la dilatation Δ_e à partir de l'équation [II.21] où W_2 est estimé via les enregistrements gravimétriques ou les modèles géophysiques. L'analyse spectrale de chroniques piézométriques permet de calculer dh pour les fréquences typiques de W_2 décrites précédemment, dans lesquelles W_2 serait une constante à l'échelle régionale.

Notre approche consistera à mesurer directement la dilatation locale des terrains induite par les marées terrestres. En effet, celles-ci peuvent induire des variations du sol pouvant atteindre, dans certains cas, plusieurs décimètres. Si de tels ordres de grandeur peuvent être atteints, des mesures de nivellation précises et indépendantes peuvent être utilisées pour calculer la dilatation locale des terrains sous-jacents.

II.4.2 Estimation directe à partir de données satellitaires

La mesure de la dilatation induite par le phénomène de marée terrestre est effectuée en utilisant les hauteurs ellipsoïdales mesurées sur un même point, pour des périodes consécutives. L'utilisation des hauteurs ellipsoïdales est justifiée par la nature même de celles-ci. En effet, ce type de hauteur permet de repérer verticalement un point par rapport à une surface théorique approximant la surface terrestre. Généralement, ces hauteurs sont converties en hauteurs orthométriques en soustrayant la séparation géoïdale, égale à la

distance entre l'ellipsoïde de référence et le géoïde (IKEHARA, 1994). Un des problèmes majeurs devient alors l'estimation du géoïde, estimation qui peut être très ardue pour des régions à topographie marquée. Son estimation nécessite l'utilisation de modèles géophysiques établis à partir de mesures de gravité qui restent très épisodiques et de répartition géographique inégale.

Par opposition, la précision de la hauteur ellipsoïdale n'est limitée que par la résolution de la technique de positionnement satellitaire employée. Ces erreurs peuvent parfois être supprimées ou tout au moins minimisées pour la plupart (*cf. Annexe 6*). Dans le cas présent, l'utilisation du référentiel orthométrique, classiquement utilisé en nivellation, n'est pas justifiée. Le phénomène de marée terrestre affectant l'ensemble de la croûte terrestre, l'utilisation d'une surface fictive telle qu'un ellipsoïde de référence est suffisante, et permet de travailler dans un repère constant. La variation de la hauteur ellipsoïdale lors de mesures successives est donc équivalente, aux erreurs de mesures près, à une variation d'altitude du point de mesure, si le même référentiel d'espace et de temps est utilisé.

Considérant que la dilatation du milieu se fait principalement selon la verticale, on peut écrire :

$$\Delta = \frac{da}{a} \quad [\text{II.23}]$$

avec : a rayon terrestre au point mesuré [L] ;
 da variation du rayon terrestre induite par la marée terrestre lors de deux mesures consécutives [L] ;

L'utilisation d'un ellipsoïde de référence permet d'écrire pour a :

$$a = R_T + z \quad [\text{II.24}]$$

avec : R_T rayon de l'ellipsoïde à la latitude du point de mesure [L] ;
 z hauteur ellipsoïdale au point de mesure [L].

L'équation [II.23] peut alors s'écrire :

$$\Delta = \frac{z(t+dt) - z(t)}{R_T + z(t)} \quad [\text{II.25}]$$

avec : $z(t+dt)$ et $z(t)$ deux mesures de l'altitude ellipsoïdale prise à deux temps consécutifs.

L'équation [II.25] montre que l'on peut mesurer la dilatation induite par la marée terrestre par géodésie spatiale. Un dispositif DGPS (*Differential Global Positioning System*), couplé à un enregistreur de pression disposé dans un puits pourraient donc permettre, d'après les équations [II.22] et [II.25] d'approcher le coefficient d'emmagasinement spécifique, à condition que les ordres de grandeur des phénomènes à quantifier restent dans la plage de mesure des appareils.

II.4.3 Dispositif expérimental et mesures

Les mesures ont été réalisées sur le site du forage MP1, qui capte les formations aquifères de l'Eocène (Figure II-1). Les fluctuations piézométriques ont été enregistrées sur MP1 durant deux périodes de durée respective 5 jours et 24 jours : la première période du 29 mars au 3 avril 2002, la seconde du 22 avril 2002 au 15 mai 2002.

Les fluctuations piézométriques ont été enregistrées à l'aide d'un capteur de pression de type MiniTroll® modèle SSP-100. Ce dispositif comprend un capteur de pression, une horloge et une mémoire autonome. L'alimentation est assurée par une batterie incluse dans le corps de l'appareil, permettant d'abandonner le capteur *in situ* de façon autonome. La précision des mesures de niveau piézométrique est infra centimétrique pour le modèle utilisé. Les variations de pression atmosphérique sont également enregistrées en continu. En parallèle, des mesures de positionnement DGPS ont été réalisées. Un schéma du dispositif d'acquisition est présenté à la Figure II-18.

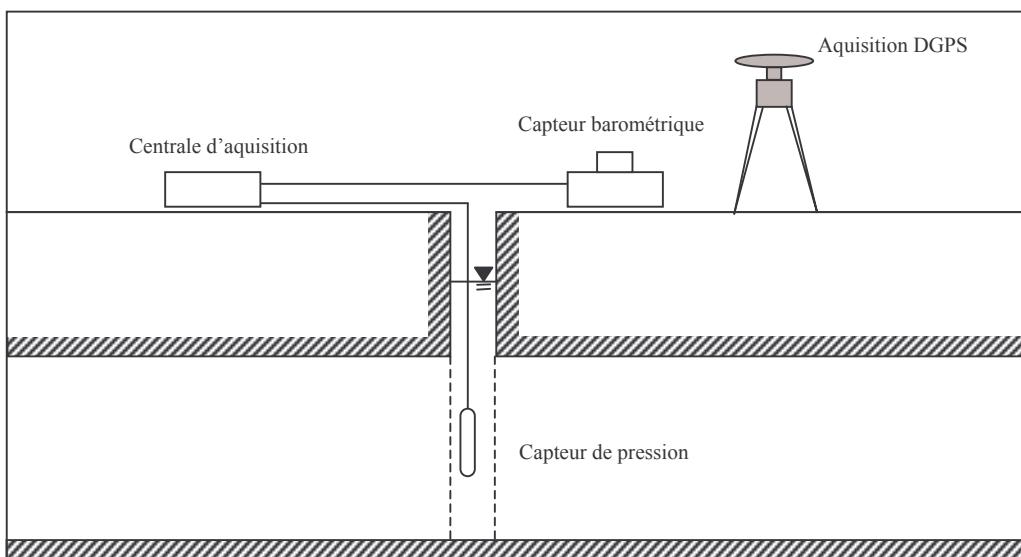


Figure II-18 : Dispositif d'aquisition – Forage MP1

Les variations piézométriques brutes enregistrées au forage MP1 sont présentées ci-après (Figure II-19). Le pas d'acquisition est de 1 heure. La référence des valeurs est arbitraire, étant donné que seules les variations temporelles sont étudiées ici. Il apparaît que l'enregistrement est affecté par des oscillations de grande amplitude (80 heures) qui ne semblent pas présenter de caractère périodique.

Des fluctuations de faible amplitude semblent par contre se retrouver de manière continue tout le long de la chronique. La Figure II-19 présente également l'enregistrement synchrone de la pression atmosphérique réalisé. La chronique est encore ici affectée de variations de grande amplitude et de périodes variables, généralement importantes. On remarquera cependant des fluctuations périodiques de faible amplitude qui sont bien marquées lorsqu'elles ne sont pas masquées par les variations plus chaotiques mentionnées précédemment. Ces fluctuations diurnes et semi-diurnes de la pression atmosphérique, appelées marées barométriques, sont principalement attribuées au phénomène cyclique de réchauffement de l'atmosphère par le soleil.

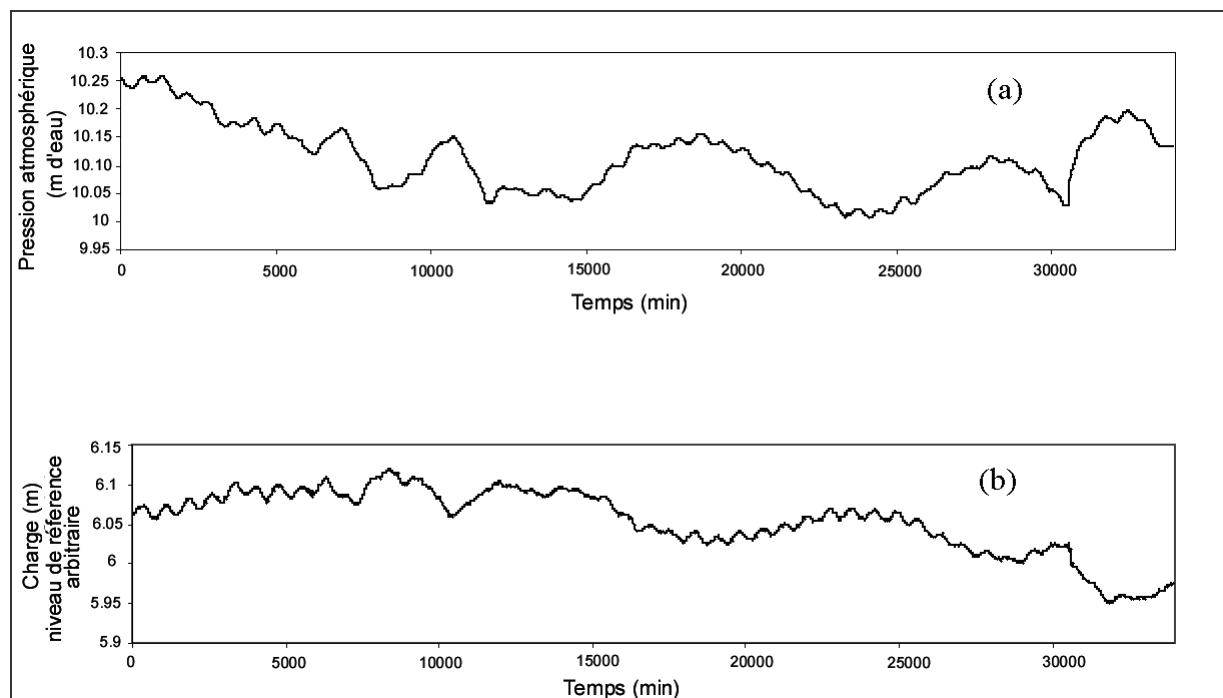


Figure II-19 : Chroniques temporelles au puits MP1.

- a. *Pression atmosphérique enregistrée ;*
- b. *Variations piézométriques enregistrées pour la période du 22 avril 2002 au 14 mai 2002.*

Les enregistrements continus de la pression atmosphérique et du niveau piézométrique (Figure II-19) permettent le calcul de l'efficacité barométrique de l'aquifère. Le concept d'efficacité barométrique E_B ou BE (JACOB, 1940) exprime le rapport entre la variation de niveau piézométrique dans un puits et la variation de pression atmosphérique correspondante :

$$BE = \frac{\Delta h}{\Delta b} \quad [\text{II.26}]$$

avec : Δh variation de pression dans le puits [$\text{M.L}^{-1}\text{T}^2$] ;

Δb variation de pression atmosphérique correspondante [$\text{M.L}^{-1}\text{T}^2$].

L'efficacité barométrique permet d'estimer le coefficient d'emmagasinement spécifique de l'aquifère, et de plus, ce calcul permet de filtrer les chroniques piézométriques de l'effet de la pression atmosphérique. L'utilisation du filtre permet ainsi de révéler des signaux qui auraient été masqués par l'amplitude de la réponse de l'aquifère aux variations de contraintes engendrées par les fluctuations barométriques. La méthode retenue ici pour estimer l'efficacité barométrique est la méthode de CLARK (1967) basée sur un calcul de régression. DAVIS et RASMUSSEN (1993) démontrent par ailleurs que cette méthode est particulièrement bien adaptée pour estimer un coefficient de réponse de l'aquifère à une sollicitation extérieure rapide, comme c'est le cas pour les variations de pression atmosphérique. L'efficacité barométrique de l'aquifère éocène a été calculée : $BE = 47\%$ (Figure II-20).

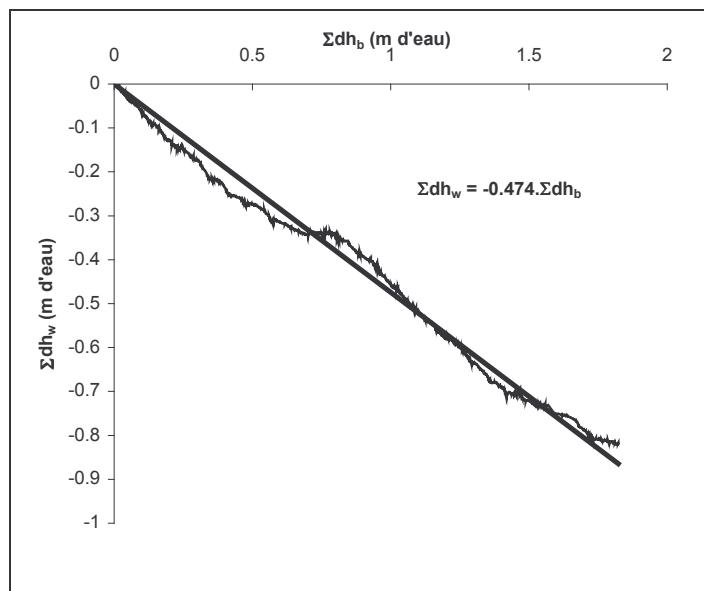


Figure II-20 : Calcul de l'efficacité barométrique (méthode de Clark)

La charge hydraulique non perturbée peut être exprimée à partir de la charge hydraulique mesurée au puits et les variations de pression atmosphérique grâce à l'efficacité barométrique (DAVIS *et* RASMUSSEN, 1993) :

$$h_0 = h - BE \times (b - b_0) \quad [\text{II.27}]$$

avec h charge mesurée [L] ;
 h_0 charge non perturbée [L] ;
 BE efficacité barométrique [-] ;
 b pression atmosphérique observée ;
 b_0 pression atmosphérique de référence.

Il est possible de filtrer la chronique piézométrique brute de l'effet de surcharge induit par la pression atmosphérique (Figure II-21). Il apparaît sur cette chronique ainsi filtrée des fluctuations à caractère périodique. Ces oscillations sont de faible amplitude (infra-centimétrique). Il semble exister de plus une fluctuation plus amortie, à périodicité moins marquée.

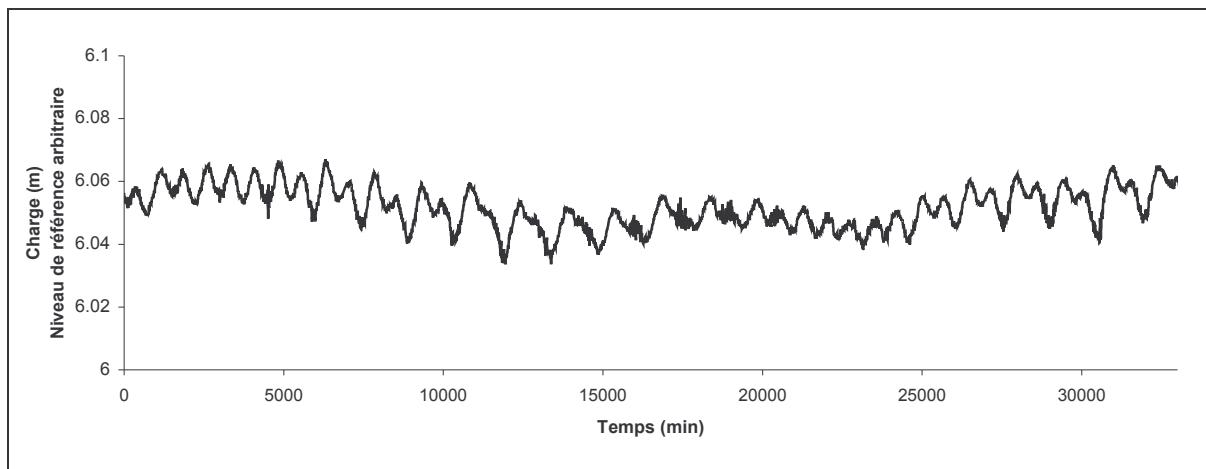


Figure II-21 : Variations piézométriques filtrées de l'effet des variations barométriques

Selon NARASIMHAN *et al* (1984), le phénomène de marée terrestre peut être mis en évidence par l'analyse spectrale. Chaque composante peut être séparée du bruit de fond par une analyse de Fourier. Dans le cas présent, le signal d'entrée, constitué par les variations du potentiel gravitationnel est calculé en utilisant des modèles géophysiques (LONGMAN, 1959). De même, le signal de sortie, constitué par les fluctuations de piézométrie, filtré de l'influence barométrique peut être analysé.

Pour le forage MP1, on observe une bonne correspondance de forme entre les deux signaux (Figure II-22). Les pics $M2$ et $S2$ apparaissent clairement sur l'enregistrement piézométrique.

Les périodes de ces deux pics, de l'ordre de 13 h 00 mn sont en accord avec les valeurs prévues par la théorie. Le léger décalage existant est induit par la difficulté d'obtenir les périodes exactes telles qu'elles sont déduites des observations astronomiques (RHOADS *et* ROBINSON, 1979). Les amplitudes respectives sont de $3,3 \cdot 10^{-3}$ m et $2,1 \cdot 10^{-3}$ m. En revanche, il n'a pas été possible d'isoler sur le spectre de piézométrie les pics *K1* et *O1*. Apparemment, ces deux pics ont des périodes trop proches pour pouvoir être discriminées à partir d'un enregistrement de 24 jours. L'amplitude du pic moyen correspondant est de $2,1 \cdot 10^{-3}$ m, pour une période de l'ordre de 24 heures.

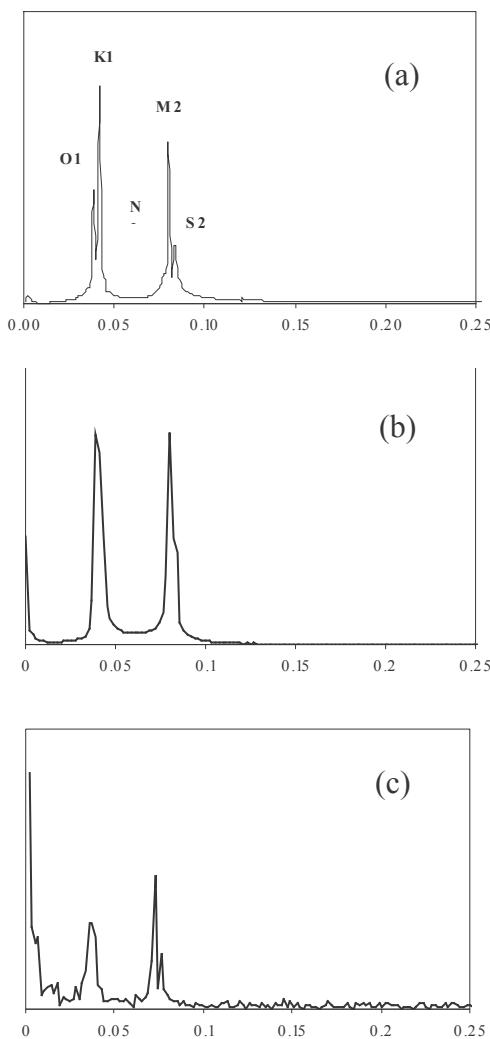


Figure II-22 : Spectres d'amplitudes obtenus par analyse de Fourier

- a. signal tidal théorique ;
- b. signal tidal théorique calculé pour la période du 22 avril 2002 au 15 mai 2002 ;
- c. fluctuations piézométriques corrigées de l'effet barométrique.

En parallèle à cette étude des fluctuations naturelles de la piézométrie au puits MP1, des mesures DGPS ont été réalisées afin de procéder ultérieurement aux estimations de dilatation.

Les caractéristiques générales des mesures GPS sont présentées au Tableau II-6. Les mesures de niveling ont été réalisées avec le capteur SR 530 Système GPS 500 de Leica Geosystems®. Ce capteur DGPS est un capteur bi-fréquence captant les signaux GPS émis par la constellation de satellites NAVSTAR. Le capteur GPS est couplé avec une antenne de type AT502. Le passage en mode différentiel nécessitant l'utilisation d'un deuxième capteur GPS, deux antennes fixes, choisies au sein du réseau RGP² ont été retenue en fonction de leur proximité de la zone d'expérimentation : Chizet (127 km) et La Rochelle (128 km). Le traitement en mode différentiel a été effectué via le progiciel SKIPRO® de Leica Geosystems®.

Caractéristiques des leviers	2002
Matériel (bi-fréquence)	Leica SR 530
Logiciel	SKIPRO
<i>Localisation mesures :</i>	
Latitude (Nord)	45° 1' 29"
Longitude (Est)	0° 50' 18"
Altitude moyenne (m)	30.31
Période de mesures	25-26 avril
Ligne de base (km)	127

Tableau II-6 : Caractéristiques opérationnelles des leviers GPS

Les hauteurs ellipsoïdales ont été calculées toutes les 2 heures. Pour chaque valeur de hauteur ellipsoïdale, un calcul d'erreur a été réalisé à partir de la qualité du signal GPS reçu. La longueur de la ligne de base a également été prise en compte. Les erreurs estimées pour les différentes valeurs de hauteurs ellipsoïdales sont comprises entre 4.10^{-3} m et 1.10^{-2} m.

² Le réseau RGP est un réseau de stations formant un canevas sur le territoire français et permettant la collecte des données GPS en continu. Il lui est associé un service de mise à disposition sur internet des données GPS collectées pour tout type d'application.

L'ensemble de ces résultats est présenté au Tableau II-7. A partir des mesures ponctuelles, les variations de hauteurs ellipsoïdales ont été calculées, lorsque deux mesures consécutives sont disponibles. Le signe algébrique de la différence, résultant de la soustraction de la valeur à sa précédente, peut être utilisé comme indicateur de déformation (dilatation ou compression).

Lorsque la différence est inférieure à 2σ , la variation de hauteur ellipsoïdale est statistiquement insignifiante. Lorsque cette valeur est supérieure ou égale à 2σ , il existe une probabilité de 95 % qu'une variation de 2σ se soit produite entre les deux mesures consécutives.

Point	Date	Hauteur ellipsoïdale (m)	Erreur standard σ calculée (m)	Différence entre 2 points consécutifs (m)
n1	25/04/2002 10:00	30,224	0,004	/
n2	25/04/2002 12:00	30,306	0,005	0,082
n3	25/04/2002 14:00	30,359	0,009	0,053
n4	25/04/2002 16:00	30,245	0,009	-0,114
n5	25/04/2002 18:00	30,221	0,005	-0,024
n6	25/04/2002 20:00	30,330	0,007	0,109
n7	25/04/2002 22:00	30,310	0,004	-0,020
n8	26/04/2002 10:00	30,287	0,004	/
n9	26/04/2002 12:00	30,337	0,005	0,050
n10	26/04/2002 14:00	30,422	0,007	0,085
n11	26/04/2002 16:00	30,240	0,011	-0,182
n12	26/04/2002 18:00	30,510	0,010	0,270

Tableau II-7 : Altitudes ellipsoïdales calculées à partir des mesures GPS (Ellipsoïde WGS 84)

II.4.4 Détermination du coefficient d'emmagasinement de l'aquifère éocène

II.4.4.1 Utilisation de l'efficacité barométrique

Le coefficient d'emmagasinement a été déterminé à partir de différentes méthodes puis à partir des mesures GPS. En premier lieu, l'utilisation de l'efficacité barométrique permet d'écrire pour l'expression du coefficient d'emmagasinement spécifique S_s :

$$S_s = \frac{\rho_w g \omega \beta}{BE} \quad [\text{II.28}]$$

avec ρ_w masse volumique de l'eau [M.L^{-3}] ;
 g accélération gravitationnelle [L.T^{-2}] ;
 ω porosité [-] ;
 β compressibilité de l'eau [$\text{M}^{-1}.\text{L.T}^2$] ;
 BE efficacité barométrique [-].

La porosité ω a été estimée à 20 % à partir des diagraphies de résistivité réalisées sur MP1. La valeur calculée pour le coefficient d'emmagasinement spécifique S_s est de $1,8 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1}$, soit pour une épaisseur utile aquifère de 68 mètres, une valeur de $S = 1,2 \cdot 10^{-4}$.

II.4.4.2 Utilisation des valeurs moyennes du potentiel générateur W_2

Le coefficient d'emmagasinement S peut également être calculé en combinant les équations [II.21] et [II.22]. On écrit alors pour S :

$$S = 0,49 \frac{W_2 \cdot e}{a \cdot g \cdot dh} \quad [\text{II.29}]$$

Les résultats sont présentés dans le Tableau II-8.

Constituants de marée		
	$P_1 K_1 S_1 + O_1$	$M_2 N_2 S_2$
$W_2 (\text{m.s}^{-2})$	1	1.1
$dh (\text{m})$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3.3 \cdot 10^{-3}$
$S^{(1)}$	$2.6 \cdot 10^{-4}$	$1.8 \cdot 10^{-4}$

⁽¹⁾ calculé à partir de l'équation [II.29] ;
épaisseur de l'aquifère $e = 68 \text{ m}$;
rayon terrestre calculé à partir de l'ellipsoïde WGS 84 :
 $a = 6367417,725 \text{ m}$;
 $g = 9,81 \text{ m.s}^{-2}$

Tableau II-8 : Estimation du coefficient d'emmagasinement à partir de l'analyse spectrale

La valeur de $W2$ est obtenue pour les différents constituants du signal théorique obtenu à partir de l'analyse spectrale du potentiel générateur de marées (modèle de LONGMAN). Les valeurs de dh correspondantes sont estimées à partir du spectre de la chronique piézométrique, aux fréquences concordantes. Les valeurs obtenues pour le coefficient d'emmagasinement à partir des deux principaux pics spectraux, à savoir $2,6.10^{-4}$ et $1,8.10^{-4}$ sont cohérentes entre elles. Ces valeurs sont de plus concordantes avec la valeur estimée par l'efficacité barométrique.

II.4.4.3 Utilisation des mesures GPS

Le calcul du coefficient d'emmagasinement a également pu être effectué à partir des mesures GPS, en appliquant les équations [II.22] et [II.25]. Les valeurs obtenues (Tableau II-9) sont bien dans la gamme des valeurs obtenues par les autres méthodes et elles s'échelonnent de $8,21.10^{-5}$ à $1,11.10^{-3}$ avec une valeur moyenne de 4.10^{-4} . Cette valeur est proche de celle obtenue par le traitement spectral classique et en bon accord avec celle obtenue à partir de l'efficacité barométrique.

Points consécutifs	Dilatation ⁽¹⁾	S ⁽²⁾
n1/n2	$1,29.10^{-8}$	$3,37.10^{-4}$
n2/n3	$8,32.10^{-9}$	$2,18.10^{-4}$
n3/n4	$-1,79.10^{-8}$	$4,68.10^{-4}$
n4/n5	$-3,77.10^{-9}$	$9,86.10^{-5}$
n5/n6	$1,71.10^{-8}$	$4,48.10^{-4}$
n6/n7	$-3,14.10^{-9}$	$8,21.10^{-5}$
n8/n9	$7,85.10^{-9}$	$2,05.10^{-4}$
n9/n10	$1,33.10^{-8}$	$3,49.10^{-4}$
n10/n11	$-2,86.10^{-8}$	$7,48.10^{-4}$
n11/n12	$4,24.10^{-8}$	$1,11.10^{-3}$

⁽¹⁾ calculé à partir de l'équation [II.25]
 $a = 6367417,725 \text{ m}$ (ellipsoïde WGS 84)

⁽²⁾ calculé à partir de l'équation [II.22]
épaisseur de l'aquifère $e = 68 \text{ m}$;
 $dh = 2,6.10^{-3} \text{ m}$
 $g = 9,81 \text{ m.s}^{-2}$

Tableau II-9 : Coefficient d'emmagasinement estimé à partir des mesures GPS

Remarque : la longueur de la ligne de base utilisée pour le traitement des données différentielles semble être le facteur limitant. En effet, pour la distance retenue ici (147 km), une faible dégradation du signal GPS a une influence importante sur la mesure finale. Toutefois, la plupart des mesures semblent cohérentes entre elles et les valeurs de coefficient d'emmagasinement calculées sont correctes. L'utilisation d'une ligne de base plus courte permettrait d'améliorer ce point et l'utilisation d'un deuxième récepteur GPS, et donc le passage des relevés du mode statique post-traitement au mode dynamique, pourrait en définitive être la solution pour éliminer l'influence de ce facteur dégradant.

Un autre point doit être abordé. La formulation de BREDEHOEFT, utilisée dans cette application, est établie pour un aquifère infini, homogène et ne présentant pas de circulation latérale induite par les marées terrestres. Considérant une déformation appliquée uniformément sur une grande région, il ne se crée pas de gradient de pression horizontal et donc pas de mise en circulation de fluide. Cette vision peut être envisageable pour un aquifère homogène de large extension, mais reste critiquable dans le cas où des hétérogénéités importantes existent dans l'aquifère (GIESKE *et De VRIES*, 1985). En effet, dans ce cas, un gradient hydraulique horizontal peut être induit par une différenciation de la déformation tidale, entre des formations très compressibles et d'autres plus rigides (par exemple entre des calcaires et des granites). De tels contrastes d'élasticité ne sont pas communs dans les terrains sédimentaires et nos résultats nous amènent à penser que cet effet peut être négligé dans notre zone d'étude.

L'intérêt de notre proposition est en premier lieu de montrer que la méthode GPS fournit des valeurs de coefficient d'emmagasinement tout à fait en accord avec les méthodes traditionnelles, et qu'elle pourrait être une alternative intéressante aux pompages de longue durée. L'utilisation d'un capteur mobile permet notamment d'atteindre des lieux où la mise en place de tels dispositifs reste difficile. L'utilisation combinée de l'efficacité barométrique et du GPS permet d'obtenir deux valeurs indépendantes pour le coefficient d'emmagasinement. Une comparaison de ces deux valeurs autorise un bon degré de confiance dans les résultats obtenus.

II.5 En résumé...

Zone potentiellement intéressante pour la mise en place d'un programme de substitution à l'exploitation de la nappe éocène, la région Centre-Médoc a fait l'objet d'une étude géologique détaillée. De ces investigations, nous retiendrons pour l'aquifère oligocène :

- **un compartiment nord**, où l'aquifère présente une épaisseur réduite et une fissuration ouverte importante. La nappe oligocène est vraisemblablement en contact hydraulique direct avec la nappe miocène.
- **un compartiment sud**, où l'aquifère oligocène, plus développé, s'isole des aquifères sus et sous-jacents.

La liaison entre les deux compartiments est réalisée par une flexure synsédimentaire, expression probable d'une faille profonde, ne provoquant pas de discontinuité dans les séries tertiaires. A l'est, une structure haute se traduit par une lacune des dépôts aquifères oligocènes sur son sommet et la présence de faciès aquifères peu épais et fissurés à sa périphérie.

Les caractéristiques hydrauliques des aquifères, calculées pour de nouveaux forages à partir d'une méthode simulant le complexe puits/réservoir dans une optique de caractérisation globale, soulignent le potentiel d'exploitation de ces formations aquifères.

Les morphologies piézométriques construites à partir des campagnes de mesures actualisées et l'étude des fluctuations des nappes permettent de préciser des zones de mise en charge potentielle, même si l'étude des séries temporelles dans ces zones à l'aide de l'analyse corrélatoire simple et croisée n'ont pas permis de quantifier ces processus. Cette méthode, appliquée à des aquifères poreux hétérogènes complexes, se révèle ici en limite d'utilisation.

La lacune de Castelnau a un impact important sur l'allure générale des écoulements. Elle sépare deux zones de l'aquifère qui participent de manière indépendante aux écoulements en direction de l'ouest.

Dans une approche méthodologique, le coefficient d’emmagasinement de l’aquifère éocène est estimé à partir des fluctuations naturelles de la nappe. Outre une estimation par des méthodes classiques (efficacité barométrique, marée terrestre), une nouvelle approche pour le calcul de ce paramètre est proposée en se basant sur une mesure directe par positionnement satellitaire de la dilatation engendrée par les marées terrestres sur l’aquifère. Les premiers résultats obtenus par cette méthode, encore en développement, autorisent un bon degré de confiance dans les valeurs obtenues et laissent penser que cette technique pourrait être une alternative aux méthodes existantes.

D’une manière générale, ces nouveaux faits doivent être intégrés aux schémas géologiques et hydrogéologiques régionaux, avant d’entreprendre toute planification d’exploitation et à fortiori toute quantification de l’impact potentiel de nouveaux prélèvements sur le système multicouche tertiaire médocain.

CHAPITRE III

**EVALUATION MULTI-ECHELLE D'UNE EXPLOITATION
APPROCHE POUR UNE GESTION GLOBALE**

Le Schéma Directeur de Gestion des Ressources en Eau du département de la Gironde envisage de substituer une partie des prélèvements actuels de la nappe éocène susceptibles d'affecter la pérennité de cette ressource en région bordelaise. Des ressources de substitution sont aujourd'hui recherchées au travers de l'exploitation de la nappe oligocène en région médocaine.

Le modèle géologique structural de cette région a été dans un premier temps amendé sur la base des résultats de nouvelles investigations tant hydrogéologiques que géophysiques (*cf. § II*). L'impact de cette mise à jour sur les schémas d'écoulement locaux doit maintenant être quantifié afin de préciser le véritable potentiel de ressources exploitables dans cette région.

Dans cette optique, un projet de champ captant oligocène, initialement envisagé pour participer à cette substitution, est confronté aux différents scénarii d'exploitation en relation avec la nouvelle réalité hydrogéologique mise en évidence.

III.1 Besoins-Démarche-Outils

La mise en œuvre d'un champ captant l'aquifère oligocène dans la région médocaine est envisagée afin d'assurer la distribution en eau potable dans la partie nord du Médoc, mais également afin de proposer une solution de substitution partielle à l'exploitation de la nappe éocène en région bordelaise.

Le futur site d'exploitation est prévu sur la commune de Sainte Hélène (Figure III-1). Les nouveaux captages sont répartis en deux champs. Le premier champ est composé de 7 ouvrages situés à l'ouest de Sainte Hélène. Chaque ouvrage est distant de l'autre de 1 kilomètre, selon une ligne Nord-Sud de coordonnée X = 338500 mètres. Le second champ captant est situé à 5 kilomètres du premier en direction du nord. Il est composé de 2 ouvrages, également distants de 1 kilomètre l'un de l'autre.

A terme, ce dispositif d'exploitation doit produire approximativement $16000 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$, permettant de compenser une partie des $30000 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$ d'économie préconisée pour l'aquifère éocène. L'exploitation de chaque ouvrage est prévue au débit de $150 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$, 12 heures par jour.

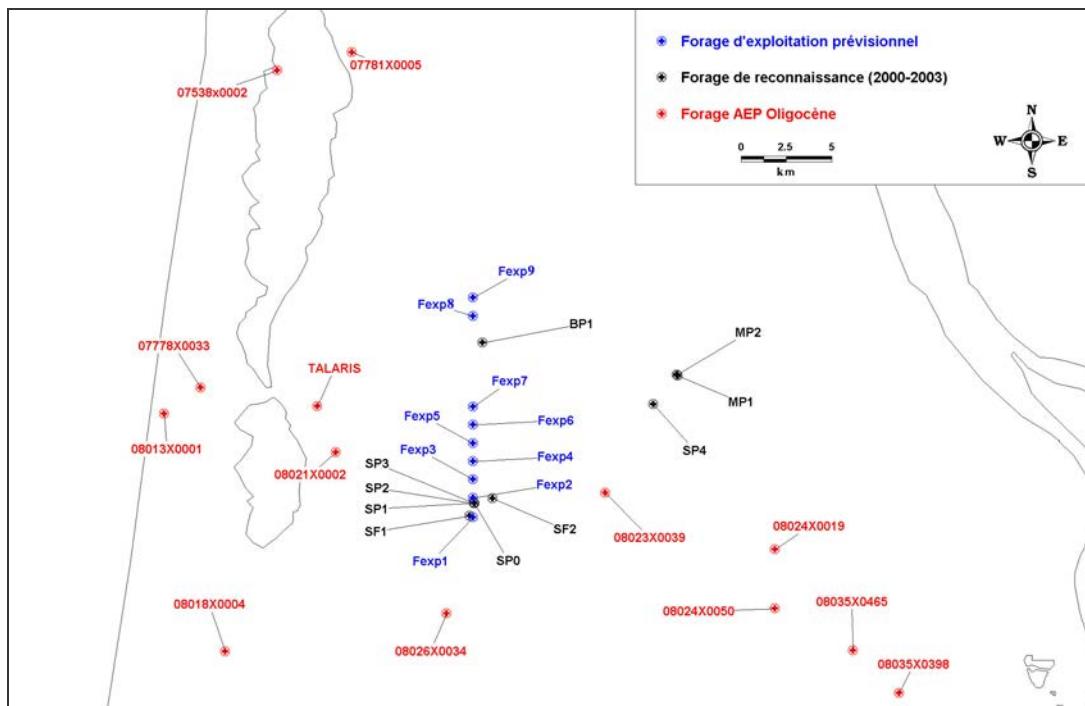


Figure III-1 : Hypothèse préliminaire pour un champ captant (*d'après BRGM, 1999*)

Afin de préciser l'impact d'une telle infrastructure sur la ressource existante, une approche de modélisation est initiée. Il existe plusieurs familles de méthodes permettant de résoudre ce type de problème : méthodes analytiques, semi-analytiques ou encore numériques. Chaque méthode est généralement adaptée à une typologie de problème ou à une échelle particulière. Nous avons choisi de combiner ces différentes méthodes pour calculer l'influence de ce nouveau champ captant, depuis une échelle locale jusqu'à une vision régionale. Cette approche multi-échelle a fait appel aux méthodes complémentaires suivantes :

- **Méthodes analytiques** : ce type de résolution correspond à l'expression mathématique exacte du phénomène étudié sous certaines hypothèses. Dans notre étude, ces méthodes ont été utilisées pour calculer les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère oligocène dans la zone potentielle d'exploitation (*cf. § II.2*). L'élaboration de modèles de puits théoriques permet de préciser les relations existant au sein du complexe puits/aquifère, dans une très proche périphérie de l'ouvrage (jusqu'à quelques mètres).
- **Méthodes semi-analytiques** : développement des méthodes précédentes, elles constituent des solutions hybrides permettant de traiter des problèmes plus complexes. Bien que soumises à des conditions d'application restrictives, ces

techniques sont efficaces pour appréhender le comportement d'un réservoir soumis à des sollicitations importantes (stress de pompage par exemple). L'échelle d'application est généralement kilométrique, voire sous certaines conditions pluri-kilométriques.

- **Méthodes numériques** : celles-ci permettent de traiter des problèmes tri-dimensionnels et de prendre en compte l'hétérogénéité des grands systèmes aquifères. Basées sur différents types de schémas de discréétisation et une approximation numérique des équations d'écoulement, ces méthodes sont parmi les plus souples et les plus développées en hydrogéologie mais nécessitent une attention toute particulière sur les erreurs introduites par la discréétisation. La prise en compte de la totalité du système aquifère permet de travailler à une échelle régionale et de détailler les relations inter-aquifères.

III.2 Estimation multi-échelle d'un champ captant

III.2.1 Impact du champ captant à l'échelle kilométrique – Modèle de Voronoi

Les modèles semi-analytiques 2D apparaissent comme des outils puissants classiquement utilisés dans l'industrie pétrolière pour préciser le potentiel de gisement et l'impact des schémas d'exploitation. La mise en œuvre de géométries complexes grâce à une formulation numérique de discréétisation spatiale et temporelle souple, alliée à l'utilisation de solutions analytiques exactes pour estimer l'influence de groupes de puits sont des atouts non négligeables pour une caractérisation de réservoirs précise (*cf.* Annexe 7). Les restrictions d'application induites par le formalisme mathématique utilisé (application théoriquement limitée à des réservoirs monocouches strictement confinés) peuvent s'avérer contraignantes pour une application à un système multicouche complexe tel que le système tertiaire nord-aquitain.

Le travail à une échelle réduite, tant géographiquement que temporellement permet de s'affranchir de ces limitations et l'outil semi-analytique constitue alors une approche intéressante et fructueuse (LARROQUE *et* DUPUY, 2004^{b, c}).

III.2.1.1 *Découpage spatial du domaine d'étude*

La zone d'intérêt est constituée par la partie centrale du Médoc, où sont concentrés les puits oligocènes utilisés pour l'alimentation en eau potable et où le futur champ captant devrait être implanté (Figure III-1). Deux modèles semi-analytiques sont construits selon un maillage hexagonal de Voronoi. Les caractéristiques communes des deux modèles sont les suivantes :

- Superficie de la zone d'intérêt : 2000 km² ;
- Superficie de la zone modélisée : 9200 km² ;
- Forages d'exploitation oligocène (champ captant) : 9 ;
- Forages AEP utilisés pour le calcul d'interférences : 13.

Les modèles sont considérés comme clos, c'est à dire que les limites latérales sont des limites à flux nul. Afin d'éviter un effet de limite étanche sur la zone d'étude au cours des simulations de pompage à long terme, les bordures du modèle ont été repoussées, augmentant ainsi la superficie de la zone modélisée. Le gradient hydraulique naturel a ici été négligé, compte tenu des ordres de grandeur des phénomènes. La charge initiale est supposée homogène au sein de l'aquifère oligocène. La valeur retenue correspond à la valeur moyenne calculée à partir des mesures effectuées aux forages de reconnaissance SF1, SF2 et SP2.

A partir de ces caractéristiques communes, les éléments respectifs de chaque modèle sont développés :

- *Modèle homogène* (Figure III-2 a) : le réservoir est considéré comme homogène sur tout le domaine d'étude. L'épaisseur de l'aquifère est de 80 mètres. Les formations ne présentent pas de discontinuité particulière. Cette hypothèse est représentative des conditions géologiques supposées avant les investigations réalisées dans le cadre de cette étude. Le maillage est composé par 4614 éléments.
- *Modèle compartimenté* (Figure III-2 b) : le réservoir est ici considéré comme non homogène. Il est composé de 2 compartiments d'épaisseur distincte. Le premier compartiment, situé au sud, présente une épaisseur de 80 mètres. L'épaisseur du réservoir dans le second compartiment, au nord, est de 30 mètres. La liaison entre les deux compartiments est assurée par une zone présentant une rapide variation d'épaisseur, localisée sur la zone de flexure identifiée par la campagne de sismique réflexion. A l'est, la lacune de Castelnau-Médoc est également prise en compte. Le maillage est ici composé par 4831 éléments.

Etant donné l'objectif de cette modélisation, à savoir l'estimation de l'impact du champ captant oligocène sur les forages AEP existant, ces derniers seront assimilés à des piézomètres d'observations et ne seront pas considérés comme productifs. Seuls les rabattements induits par la mise en exploitation du champ captant prévu seront calculés.

III.2.1.2 Calage en régime transitoire

Les paramètres hydrodynamiques ont été obtenus par interprétation des essais de pompage réalisés sur les forages SF1, SF2 et SP2 (*cf. § II.2.2*). Une valeur de perméabilité de 3.10^{-5} $m.s^{-1}$, correspondant à la moyenne des valeurs obtenues, a été appliquée à l'ensemble du réservoir pour les deux modèles. Pour le coefficient d'emmagasinement, une valeur uniforme de 3.10^{-4} est retenue correspondant à la valeur calculée à partir des essais et mesures sur nappe.

Un essai d'interférence entre les puits SF1 et SF2 a été réalisé. Ce test, d'une durée totale de 30 jours, du 29 octobre au 28 novembre 2003, a consisté à un pompage simultané sur SF1 et SF2, aux débits moyens respectifs de $130\ m^3.h^{-1}$ et $120\ m^3.h^{-1}$. Les rabattements ont fait l'objet d'un enregistrement automatique aux forages, ainsi qu'au piézomètre d'observation SP2 (Figure III-3).

Ce pompage de longue durée a été précédé d'essais par paliers réalisés sur les ouvrages SF1 et SF2. Ces sollicitations ont été intégrées à la chronique de longue durée utilisée pour valider le choix des paramètres hydrodynamiques et vérifier le comportement à plus long terme des modèles de puits utilisés.

On observe une bonne concordance entre les rabattements mesurés et calculés pour les trois ouvrages (Figure III-3). Le comportement dynamique est bien restitué, tant pour les phases de descente que pour celles de remontée. Les rabattements calculés présentés en Figure III-3 sont représentatifs du modèle de Voronoi homogène. Le modèle compartimenté donne également des résultats très satisfaisants permettant sa validation. Les caractéristiques hydrauliques du complexe puits/réservoir sont validées aux deux ouvrages SF1 et SF2.

Au piézomètre SP2, les paramètres retenus pour la diffusivité de l'aquifère dans cette zone permettent de bien restituer les chroniques piézométriques, tant en phase qu'en amplitude.

A cette échelle de temps (30 j.), les écarts sur les rabattements entre les deux modèles ne sont pas significatifs et ne sont pas suffisamment discriminants. A titre de comparaison, l'exploitation prévisionnelle est simulée par les 2 approches, même si le modèle compartimenté est le plus en adéquation avec le modèle géologique

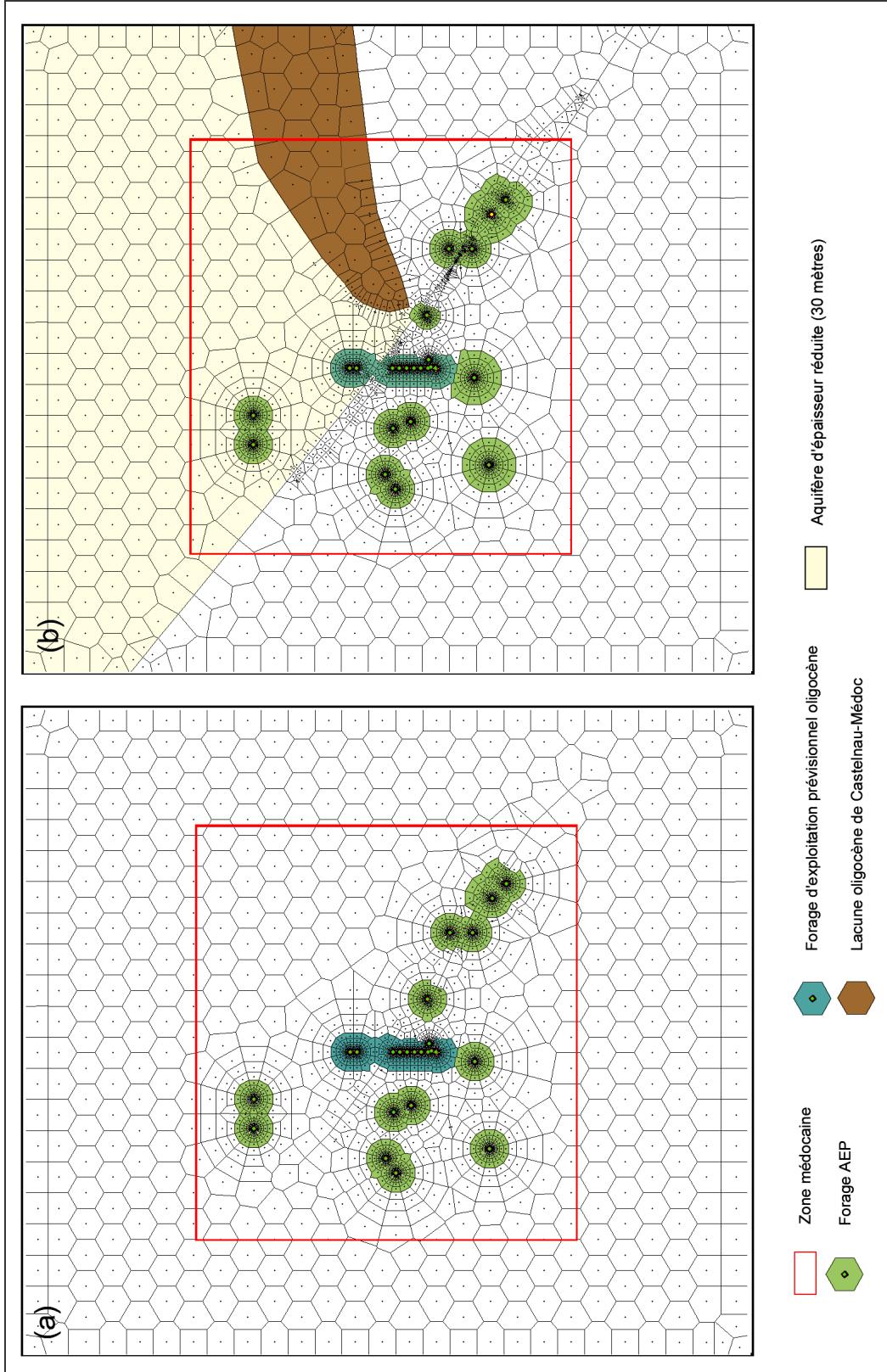


Figure III-2 : Maillages de Voronoi retenus pour le champ médocain

- a. *Modèle homogène* ;
- b. *Modèle compartimenté avec lacune d'aquifère*.

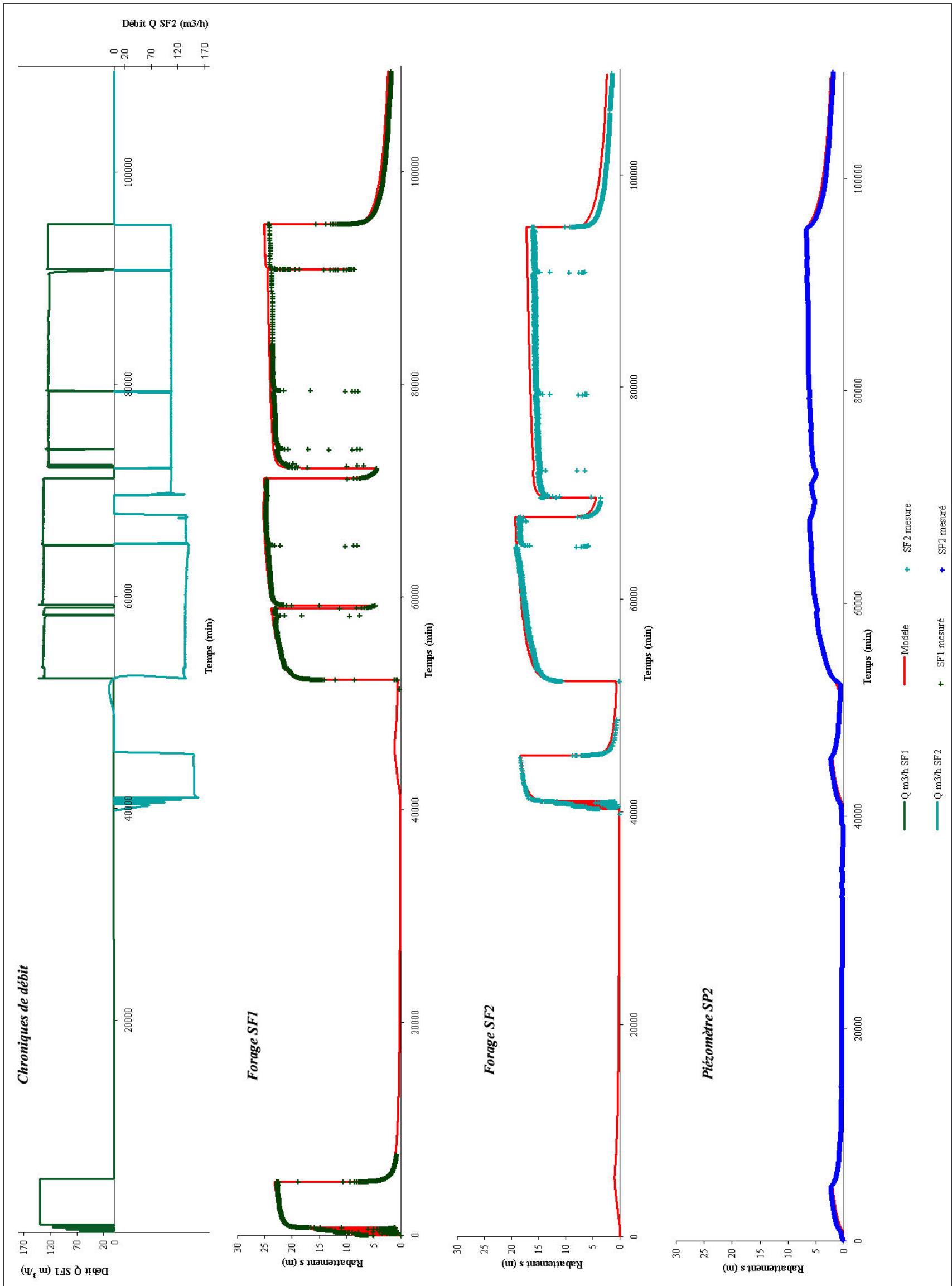


Figure III-3 : Rabattements mesurés et simulés pour l'essai d'interférence de longue durée

III.2.1.3 *Simulation d'exploitation*

L'impact du champ captant a été envisagé dans les simulations de la manière suivante :

- Caractéristiques hydrauliques (effet de capacité C et effet pariétal s_k) identiques pour chaque ouvrage et égales à la moyenne des valeurs déterminées pour SF1 et SF2 ;
- Exploitation simultanée de chaque ouvrage au débit de $150 \text{ m}^3.\text{h}^{-1}$, 12 heures par jour ;
- Durée totale d'exploitation de 1 année.

Pour chaque modèle de Voronoi (homogène et compartimenté), les rabattements ont été calculés au bout de 3, 6, 9 et 12 mois. Les rabattements induits calculés sur les forages AEP existants sont présentés au Tableau III-1. Les rabattements calculés en fin de descente et en fin de remontée au droit du champ captant sont présentés au Tableau III-2.

Dans le modèle homogène, les rabattements résiduels au droit du littoral sont compris entre 2 et 5 mètres, à une distance supérieure à 15 kilomètres. Vers l'est, les rabattements résiduels calculés ne sont plus que de 1 mètre vers le forage 08035X0398, à 25 kilomètres du champ captant.

Dans le modèle compartimenté, les contraintes de géométrie introduites augmentent notamment les rabattements résiduels générés aux forages AEP existants. On note ainsi pour les forages 07538X0002 et 07781X0005, situés dans le compartiment nord, une augmentation moyenne des rabattements de 80 %, avec des valeurs respectives calculées à terme de 5,21 m et 6,20 m. La mise en place de la lacune de Castelnau-Médoc perturbe également la distribution du cône de dépression. Le forage 08023X0039, situé entre cette dernière et le champ captant, est particulièrement influencé. Les valeurs de rabattement passent de 10,56 m pour le modèle homogène à 15,53 m au bout de 12 mois pour le modèle compartimenté. Un impact important est également à envisager sur le forage AEP 08026X0034, qui alimente la commune de Saumos, et le forage Talaris, prévu pour l'alimentation de la commune de Lacanau. Des rabattements, proches de 12 m, restent toutefois compatibles avec une exploitation acceptable de ces ouvrages.

Au sud-est, les niveaux piézométriques des émergences de Thil-Gamarde sont marqués par une baisse de 3,6 m environ. Puisque le réservoir est considéré comme monocouche et strictement confiné, l'examen plus détaillé des conditions d'émergence introduirait certainement des contraintes complexes qu'il n'est pas possible de prendre en compte ici.

Forage	Rabattements (m) - Modèle homogène				Rabattements (m) - Modèle compartimenté			
	3 Mois	6 Mois	9 Mois	12 Mois	3 Mois	6 Mois	9 Mois	12 Mois
07538X0002	0,33	1,19	2,06	2,89	0,60	2,15	3,73	5,21
07781X0005	0,49	1,53	2,50	3,39	0,91	2,81	4,59	6,20
08013X0001	0,87	2,39	3,63	4,70	1,04	3,04	4,82	6,42
07778X0033	1,27	3,05	4,41	5,54	1,48	3,85	5,83	7,56
TALARIS	4,13	6,79	8,51	9,84	5,00	8,71	11,29	13,36
08021X0002	4,98	7,75	9,51	10,87	5,85	9,65	12,24	14,31
08023X0039	4,76	7,48	9,22	10,56	6,66	10,76	13,44	15,53
08035X0398	0,09	0,56	1,17	1,81	0,13	0,83	1,75	2,72
THIL	0,17	0,83	1,59	2,34	0,26	1,25	2,38	3,51
08024X0050	0,58	1,80	2,89	3,85	0,84	2,63	4,25	5,71
08024X0019	0,76	2,15	3,33	4,35	1,13	3,21	4,98	6,53
08026X0034	4,12	6,59	8,23	9,52	4,67	7,92	10,23	12,11
08018X0004	0,78	2,16	3,32	4,34	0,87	2,56	4,11	5,53

Tableau III-1 : Rabattements résiduels calculés sur les forages AEP existants

Au droit du champ captant (Tableau III-2), les rabattements calculés en fin de remontée sont compris entre 23 m et 29 m au bout des 12 mois d'exploitation simulés. En fin de descente, pour le modèle compartimenté, les valeurs s'échelonnent entre 46 m et 57 m. Les valeurs maximales sont calculées pour les forages d'exploitation Fexp8 et Fexp9, situés dans le compartiment nord. Les modifications de géométrie introduites dans le second modèle génèrent d'ailleurs pour ces ouvrages une augmentation moyenne de 55 % par rapport au modèle homogène. Dans la partie sud, où l'aquifère oligocène reste bien développé, l'influence est moins notable. Les variations de rabattements au sein du champ sont de l'ordre de 10 à 20 % entre les deux modèles pour les rabattements calculés en fin de remontée, et de l'ordre de 20 à 30 % pour ceux en fin de descente.

Au forage de reconnaissance BP1, le toit de l'aquifère oligocène est situé à – 35 m NG et la hauteur piézométrique de l'aquifère oligocène mesurée à ce point est de + 27 m NG. Pour un rabattement maximal de 57,66 m calculé dans cette zone, la hauteur piézométrique au bout d'une année d'exploitation serait à – 30,66 m NG et ne serait donc supérieure que de 4,34 mètres à la cote du toit de l'aquifère oligocène. Dans ces conditions, le dénoyage local de l'aquifère oligocène semble ici inévitable dans cette configuration de pompage. Selon les hypothèses ayant présidées à la mise en place de la modélisation, ce dénoyage pourrait être

envisagé au bout de quelques années. Si de plus une détérioration des propriétés hydrauliques des ouvrages d'exploitation est envisagée, telles des pertes de charges aux puits supérieures à celles estimées à partir des forages SF1 et SF2, le dénoyage de l'aquifère oligocène pourrait être rapide et empêcher une mise en œuvre du champ captant, tout au moins à ce débit.

Forage	Rabattements (m) - Modèle homogène				Rabattements (m) - Modèle compartimenté			
	3 Mois	6 Mois	9 Mois	12 Mois	3 Mois	6 Mois	9 Mois	12 Mois
Descente								
<i>Fexp1</i>	35,48	38,53	39,85	41,79	37,13	41,39	43,61	46,29
<i>Fexp2</i>	37,90	41,02	42,37	44,32	39,57	43,98	46,27	48,98
<i>Fexp3</i>	38,98	42,15	43,51	45,47	41,31	45,85	48,19	50,93
<i>Fexp4</i>	39,32	42,52	43,90	45,86	42,86	47,52	49,90	52,68
<i>Fexp5</i>	39,24	42,46	43,84	45,81	43,99	48,74	51,17	53,97
<i>Fexp6</i>	38,51	41,74	43,13	45,10	44,50	49,33	51,79	54,62
<i>Fexp7</i>	36,82	40,03	41,41	43,38	43,98	48,86	51,36	54,20
<i>Fexp8</i>	32,61	35,54	36,82	38,74	46,82	51,65	54,17	57,04
<i>Fexp9</i>	31,80	34,64	35,88	37,78	47,56	52,30	54,79	57,66
Remontée								
<i>Fexp1</i>	13,03	16,60	17,92	19,32	14,62	19,41	21,62	23,76
<i>Fexp2</i>	15,20	18,84	20,18	21,60	16,88	21,82	24,09	26,27
<i>Fexp3</i>	16,24	19,93	21,29	22,71	18,35	23,41	25,74	27,95
<i>Fexp4</i>	16,70	20,42	21,79	23,22	19,17	24,35	26,73	28,97
<i>Fexp5</i>	16,59	20,34	21,72	23,15	19,47	24,74	27,17	29,43
<i>Fexp6</i>	15,86	19,61	20,99	22,42	19,10	24,45	26,91	29,19
<i>Fexp7</i>	14,34	18,08	19,46	20,89	17,84	23,24	25,73	28,03
<i>Fexp8</i>	10,08	13,53	14,81	16,19	14,70	20,05	22,56	24,89
<i>Fexp9</i>	9,32	12,68	13,92	15,28	14,00	19,27	21,76	24,08

Tableau III-2 : Rabattements calculés au droit du champ captant

Dans l'hypothèse où la contrainte maximale d'exploitation est la hauteur piézométrique minimale assurant le confinement de la nappe, le dénoyage peut entraîner à long terme une dégradation des propriétés de l'aquifère, et l'exploitation des forages *Fexp8* et *Fexp9* ne pourrait être maintenue en l'état.

De manière générale, ces résultats soulignent la nécessité de disposer d'un autre emplacement pour le champ captant, permettant, à dispositif égal, de produire les mêmes volumes journaliers tout en excluant le risque de dénoyage de l'aquifère.

Le dispositif de pompage pourrait être déplacé vers le sud, où l'aquifère est plus développé (Figure III-4). Le champ captant nord, constitué par les ouvrages Fexp8 et Fexp9 serait abandonné, au profit d'un champ unique composé de 9 forages, une distance de 1,5 km entre chaque ouvrage permettant de réduire les interférences durant les périodes de pompages. Le débit d'exploitation de chaque ouvrage ne serait pas modifié et resterait de $150 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$, 12 heures par jour.

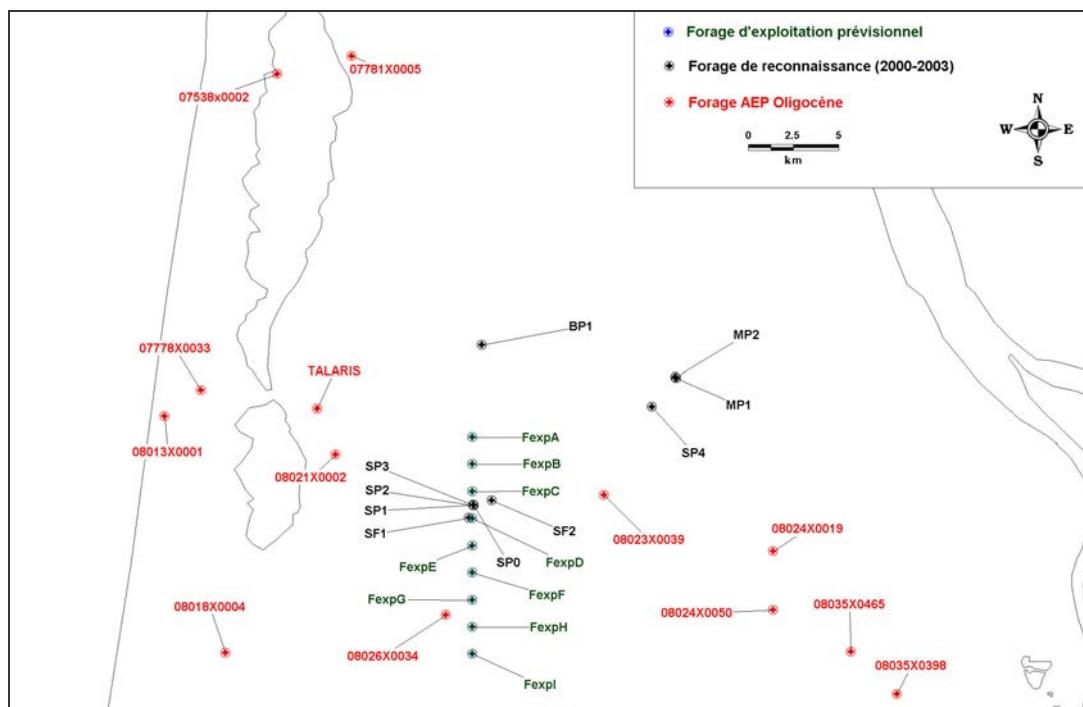


Figure III-4 : Proposition d'une nouvelle localisation de champ captant oligocène (champ captant oligocène sud)

Le modèle compartimenté, plus en accord avec la géologie, a été utilisé pour simuler l'impact du nouveau champ captant sur les forages AEP existants et sur les ouvrages prévus.

Les rabattements résiduels calculés pour ce nouveau dispositif sont généralement plus faibles que ceux calculés pour la disposition précédente de champ captant (Tableau III-3) et deviennent compatibles avec des contraintes d'exploitation.

Forage	3 Mois	6 Mois	9 Mois	12 Mois
07538X0002	0,14	0,86	1,81	2,83
07781X0005	0,20	1,07	2,14	3,23
08013X0001	0,75	2,35	3,85	5,24
07778X0033	1,01	2,85	4,49	5,97
<i>TALARIS</i>	3,25	6,19	8,36	10,17
08021X0002	4,50	7,73	10,02	11,89
08023X0039	6,26	10,26	12,91	15,00
08035X0398	0,26	1,30	2,50	3,70
<i>THIL</i>	0,46	1,85	3,28	4,64
08024X0050	1,30	3,59	5,51	7,18
08024X0019	1,47	3,94	5,97	7,71
08026X0034	12,24	15,94	18,38	20,32
08018X0004	1,51	3,54	5,20	6,67

Tableau III-3 : Rabattements résiduels calculés aux forages AEP existants pour le champ captant oligocène sud

Ainsi, les rabattements résiduels diminuent aux forages AEP existants situés dans le compartiment nord. Le rabattement résiduel passe notamment de 6,20 m à 3,23 m pour le forage 07781X0005, situé sur le littoral. Si les rabattements résiduels augmentent dans le compartiment sud, les augmentations sont modérées et comprises entre 1 m et 1,50 m. Seul le forage 08026X0034, situé à une faible distance du champ captant (1,25 km), subit une forte influence. Le rabattement résiduel calculé au bout de 3 mois est de 12,24 m et atteindrait 20,32 m après une année d'exploitation. Dans ces conditions, la productivité de cet ouvrage s'en trouverait sensiblement affectée.

Les rabattements calculés en fin de remontée et de descente pour chaque ouvrage du champ captant sont présentés au Tableau III-4.

Pour cette nouvelle configuration, les rabattements calculés en fin de descente restent inférieurs à 47 mètres, soit un gain de 10 mètres par rapport au dispositif initial. Ces valeurs sont de plus compatibles avec la géométrie de l'aquifère dans cette zone, où le toit des formations oligocènes a été rencontré vers - 110 m NG. Dans cette zone la hauteur piézométrique est proche de + 27,8 m NG et les valeurs atteintes en fin de pompage au bout de 12 mois seraient comprises entre - 18,2 m NG et - 12,2 m NG. L'exploitation à long terme pourrait dès lors être envisagée, compte tenu de la réserve de charge disponible avant un dénoyage de l'aquifère.

Forage	3 Mois	6 Mois	9 Mois	12 Mois
Descente				
<i>FexpA</i>	36,54	40,55	42,65	45,25
<i>FexpB</i>	37,02	41,09	43,21	45,83
<i>FexpC</i>	36,60	40,71	42,83	45,44
<i>FexpD</i>	37,17	41,26	43,36	45,95
<i>FexpE</i>	37,37	41,40	43,47	46,04
<i>FexpF</i>	37,19	41,13	43,14	45,68
<i>FexpG</i>	36,46	40,27	42,22	44,72
<i>FexpH</i>	35,17	38,82	40,70	43,15
<i>FexpI</i>	33,19	36,64	38,44	40,84
Remontée				
<i>FexpA</i>	11,93	16,45	18,55	20,62
<i>FexpB</i>	13,62	18,22	20,33	22,41
<i>FexpC</i>	14,23	18,86	20,98	23,05
<i>FexpD</i>	14,80	19,41	21,51	23,57
<i>FexpE</i>	15,06	19,61	21,67	23,71
<i>FexpF</i>	14,82	19,27	21,28	23,29
<i>FexpG</i>	14,11	18,43	20,38	22,35
<i>FexpH</i>	12,85	17,01	18,89	20,81
<i>FexpI</i>	10,82	14,80	16,59	18,45

Tableau III-4 : Rabattements calculés au droit du champ captant sud

Cette nouvelle configuration (Figure III-4) semble au vu de ces résultats plus appropriée à la mise en œuvre d'un programme de substitution à l'exploitation de la nappe éocène. La réalisation d'un champ captant oligocène tel que défini ci-dessus, doit être effectué dans la zone où l'aquifère oligocène est suffisamment développé et présente des conditions de protection sanitaires intéressantes. Toutefois, d'autres contraintes non prises en compte dans ces simulations peuvent remettre en cause cette proposition. Tout d'abord, le champ captant initialement prévu, et notamment les deux forages situés à l'extrême Nord, devait desservir certaines des communes de la partie septentrionale du Médoc, afin de disposer d'une ressource alternative aux forages éocènes. Il s'agit en fait de conditions économiques et sociales qu'il n'y a pas lieu de développer ici.

Si la disposition spatiale des ouvrages initialement prévue devait être maintenue, il faudrait trouver une solution capable de produire des volumes d'eau équivalents sans risque de dégradation de l'aquifère. Des débits plus importants sur les ouvrages sud permettraient de diminuer les prélèvements sur les forages d'exploitation envisagés dans la partie Nord où l'aquifère oligocène est le moins producteur, et réduire d'autant l'ampleur des dépressions.

La proposition d'un nouvel emplacement pour le champ captant oligocène reste soumise aux hypothèses ayant présidés à la mise en place des modèles semi-analytiques et aux conditions de validité qui s'y rattachent, à savoir :

- ***Le réservoir est considéré comme monocouche*** : il n'est pas possible de représenter explicitement les phénomènes de drainance. Dans le cas du Médoc, cette hypothèse est discutable pour la partie nord, où l'aquifère oligocène semble en relation hydraulique directe avec les aquifères miocène et plio-quaternaire susjacent. Compte tenu du soutien possible par drainance vers l'aquifère oligocène, les modèles proposent vraisemblablement une vision pessimiste en ne tenant pas compte de ces phénomènes.
- ***Le réservoir est considéré comme confiné*** : cette hypothèse est vérifiée sur une grande partie du Médoc, notamment vers l'océan Atlantique. Vers l'est, les conditions géologiques devenant plus floues à mesure que les couches remontent vers la surface, les conditions d'application sont plus difficilement vérifiables. C'est notamment le cas vers les émergences de Thil et Gamarde. Dans ce cas, l'impact calculé dans cette zone ne peut être donné qu'à titre indicatif.
- ***Le réservoir est considéré initialement à une pression uniforme*** : le choix d'une pression initiale uniforme est une simplification qui se justifie devant le type de simulation réalisée. Seules les interférences entre forages sont ici envisagées. Un calcul par rapport à une référence commune, même fictive, ne pose ainsi pas de problème.
- ***Les puits d'exploitation sont considérés comme parfaits*** : nous avons considéré que tous les ouvrages correspondaient à des puits parfaits. Un modèle modifié est cependant envisageable, prenant en compte des puits à pénétration partielle si nécessaire.
- ***Les caractéristiques des ouvrages d'exploitation sont constantes dans le temps*** : pour des modélisations à très long terme, il faudrait sans doute

envisager un facteur correctif introduisant le vieillissement des installations, avec une augmentation des pertes de charge induites par exemple par des phénomènes de colmatage.

Malgré des conditions d'application théoriquement restrictives, ces modèles semi-analytiques constituent un outil puissant pour tester différentes hypothèses relatives à la géométrie des réservoirs et/ou à différents scénarios d'exploitation. Cette approche heuristique, difficile à mettre en œuvre à partir des modèles hydrodynamiques classiques, devient fructueuse grâce à des outils numériques très flexibles, tel que la discréétisation de Voronoi.

Dans le cas de l'aquifère oligocène nord-médocain, l'importance de la géométrie et particulièrement de la flexure synsédimentaire, menant à un compartimentage du réservoir oligocène, entre une partie sud bien développée et une partie nord d'épaisseur plus réduite, est clairement apparue. Dans les hypothèses d'application, le champ captant prévisionnel oligocène, tel qu'initialement défini, ne semble pas être adapté aux contraintes imposées par la géométrie locale de l'aquifère et sa viabilité à long terme reste incertaine. Ces constatations méritent toutefois d'être vérifiées par d'autres approches.

III.2.2 Impact du champ captant à l'échelle régionale – Modèle numérique distribué

Compte tenu des relations d'interdépendance mises en évidence à l'échelle régionale entre les différentes aquifères tertiaires, une estimation précise de l'impact du champ captant doit également intégrer les échanges verticaux pouvant être mis en jeu. Le modèle numérique distribué (MODFLOW), particulièrement adapté à ce type d'échelle, a été retenu pour d'étudier l'influence de ces nouveaux prélèvements sur la totalité du système aquifère nord-médocain.

III.2.2.1 Modèle numérique Nord-Médocain

Les données structurales obtenues lors des campagnes de reconnaissance géologiques ont ainsi été intégrées au modèle géologique régional. Pour procéder à cette intégration, une approche géostatistique a été retenue. Cette approche offre l'avantage de prendre en compte la structure spatiale du paramètre considéré. La corrélation spatiale des données peut être identifiée par l'intermédiaire du variogramme.

Les variogrammes des couches aquifères miocène, oligocène et éocène ont été construits à partir des données de forage clairement identifiées sur l'ensemble du Médoc. Deux types de variogrammes ont été retenus parmi les plus usuels :

- **Type Puissance** (PANNATIER, 1996) :

$$\gamma(h) = C_0 + C \cdot h^n \quad [\text{III.1}]$$

avec C_0 effet de pépite ;
 C amplitude du variogramme ;
 n facteur puissance, $0 < n < 2$;
 h distance entre deux points.

- **Type Gaussien** (PANNATIER, 1996) :

$$\gamma(h) = C \left[1 - e^{-h^2} \right] + C_0 \quad [\text{III.2}]$$

Ces solutions proposées présentent un bon accord avec les valeurs mesurées (Figure III-5).

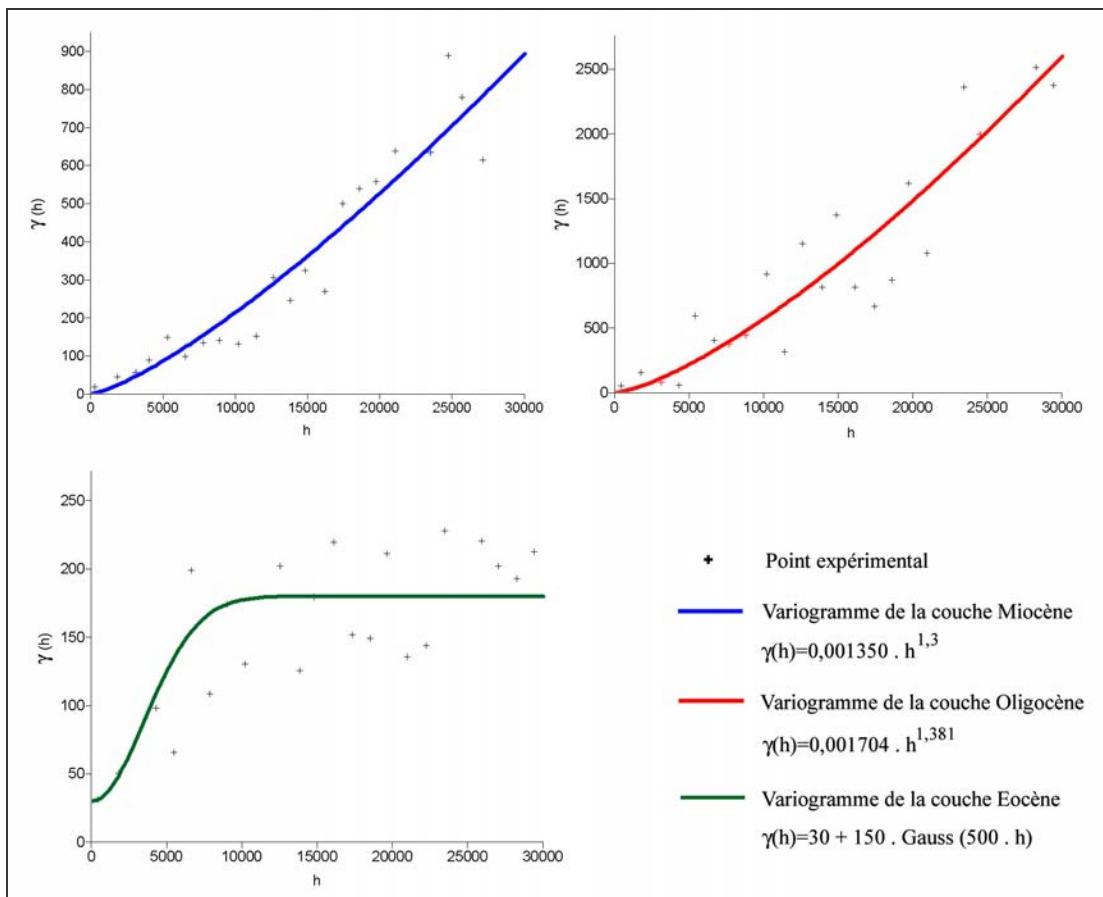


Figure III-5 : Variogrammes régionaux calculés pour l'ensemble des aquifères tertiaires (cote du toit de l'aquifère)

Le variogramme calculé pour la couche éocène respecte la tendance observée dans les points de mesures. Toutefois, on peut noter des écarts importants et il est délicat de proposer un modèle géostatistique moyen pour une couche composée de plusieurs faciès distincts à l'échelle régionale et imbriqués selon plusieurs couches.

En revanche, les variogrammes calculés pour les couches oligocène et miocène présentent des similitudes. Des modifications tectoniques d'épaisseur observées pour l'Eocène ne se retrouvent ni à l'Oligocène ni au Miocène qui présentent de fait des similitudes dans les modèles géostatistiques proposées.

A partir de ces variogrammes, des cartes de toit et de mur pour les aquifères miocène, oligocène et éocène ont été construites par krigage pour la zone investiguée par les forages de reconnaissance et les campagnes de sismique réflexion. Les valeurs ont été interpolées au pas kilométrique pour pouvoir être directement compatibles avec le maillage du modèle numérique. Les cartes isopaches actualisées pour les formations miocènes et oligocènes, déduites des cartes construites, permettent de vérifier la cohérence de la construction géométrique (Figure III-6) avant de les intégrer dans le modèle hydrodynamique.

Les formations aquifères miocènes présentent une épaisseur plus importante dans le quart sud-ouest de la zone de modification (Figure III-6 a). Les épaisseurs, de l'ordre de 80 mètres, correspondent ici à celles observées aux forages de reconnaissance. Il semble se dessiner un effet de chenal, d'orientation nord-est/sud-ouest, où l'aquifère miocène présenterait une épaisseur maximale.

Les épaisseurs proposées pour l'aquifère oligocène sont cohérentes avec le modèle géologique local issu des nouvelles informations collectées (Figure III-6 b). Deux compartiments se distinguent clairement, présentant un contraste d'épaisseur sensible. Le passage entre les deux compartiments est marqué par une zone à fort gradient. Cette nouvelle géométrie prend en compte la lacune de Castelnau-Médoc, identifiée au nord-est.

Les cartes locales construites ont été intégrées aux cartes régionales utilisées pour la construction du modèle hydrodynamique. Bien que la zone de modification ne présente qu'une superficie faible par rapport à l'emprise globale du modèle, cette modification est nécessaire pour rendre au mieux compte du comportement des aquifères dans cette zone.

Outre les modifications géométriques, les valeurs de perméabilité ont également été modifiées dans ce modèle, à partir des valeurs obtenues par les essais de nappe.

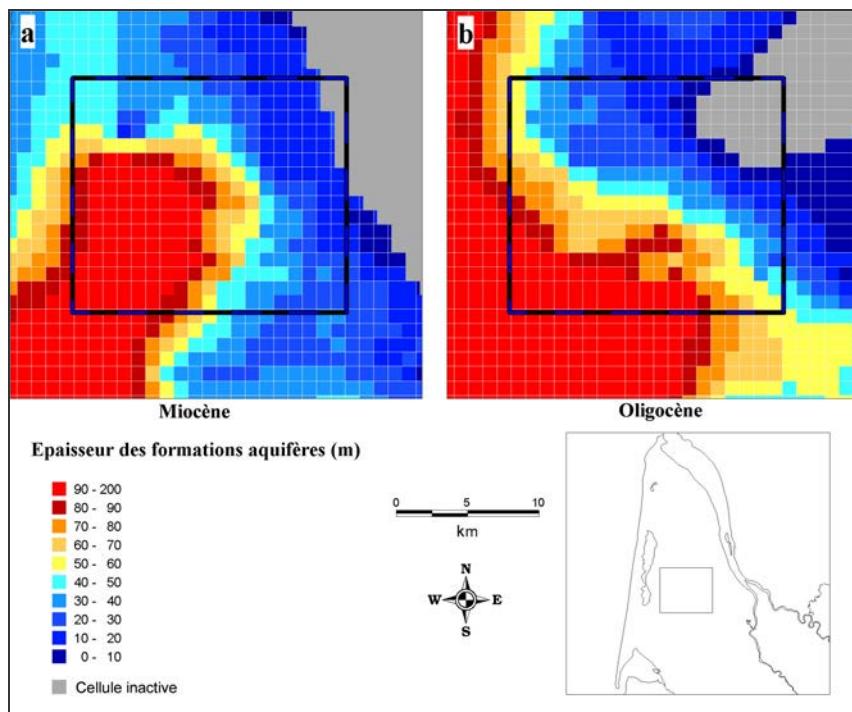


Figure III-6 : Mise à jour du modèle numérique médocain

III.2.2.2 Régime transitoire - Simulations

Afin de vérifier la cohérence des modifications réalisées et d'estimer leur impact sur les charges hydrauliques calculées par le modèle, une simulation en régime transitoire a été effectuée, à titre de comparaison, sur la période allant de 1981 à 1999, déjà simulée par le modèle numérique initial (*cf.* § I.4.3). A l'échelle régionale, les variations induites par ces modifications sont peu sensibles. Les courbes piézométriques présentent la même morphologie. L'impact sur les chroniques piézométriques reste également modéré, sans remettre en cause la distribution des paramètres hydrodynamiques retenue à cette échelle. La précision globale de la simulation est comprise entre 3 et 5 mètres par rapport aux valeurs observées, soit une précision comparable à celle du modèle initial. Si les écarts entre les deux modèles sont peu sensibles à l'échelle régionale, des différences apparaissent dans le détail du modèle piézométrique. L'allure générale des courbes piézométriques est donnée pour la zone centrale pour l'année 1996 en Figure III-7.

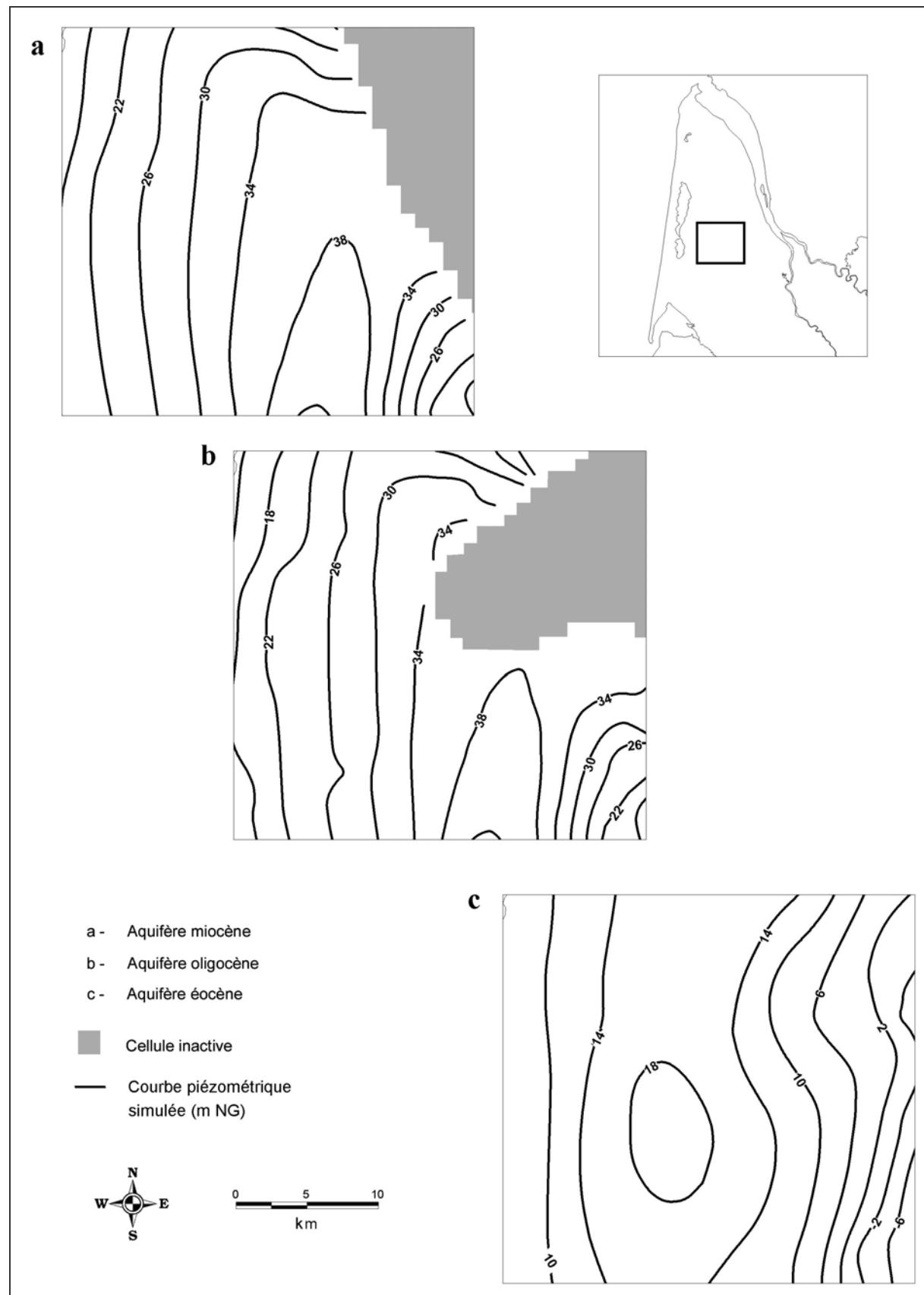


Figure III-7 : Hauteurs piézométriques calculées pour l'année 1996 sur la zone modifiée

- *Pour l'aquifère miocène* (Figure III-7 a), l'allure des courbes piézométriques reste globalement inchangée, avec des directions d'écoulement de part et d'autre d'une zone de diffluence, à partir de hauteurs piézométriques supérieures à + 38 m NG. Les hauteurs piézométriques calculées dans la partie centrale sont dans le même ordre de grandeur que celles mesurées au piézomètre SP3. Les mesures présentent une valeur moyenne de + 32 m NG, pour une valeur calculée de + 28,9 m NG.
- *Pour l'aquifère oligocène* (Figure III-7 b), la mise en évidence de la lacune de Castelnau-Médoc et la modification de la géométrie perturbent sensiblement le modèle piézométrique. Cette lacune divise à l'est l'aquifère en deux compartiments. Au sud, les écoulements se feraient en direction des zones d'exutoire de Thil et de Gamarde. Au nord, les modélés sont plus complexes, avec des directions d'écoulement rayonnantes à partir des zones de mise en charge localisées au flanc nord-ouest de la lacune de sédimentation. Il est possible d'envisager une continuité avec les aquifères susjacentes, et notamment l'aquifère miocène qui présente des valeurs de hauteurs piézométriques très proches de celles calculées pour l'aquifère oligocène. Pour la partie centrale, la hauteur piézométrique calculée au forage SP2 est identique à celle mesurée, avec un écart de 0,31 m.
- *Pour l'aquifère éocène* (Figure III-7 c), le modèle piézométrique diffère peu de celui calculé précédemment avec des directions d'écoulement s'effectuant de part et d'autre d'une zone de partage. Toutefois, les hauteurs piézométriques calculées ici sont plus faibles, avec des valeurs maximales de l'ordre de + 18 m NG pour la partie haute de la piézométrie, ce qui est cohérent avec celles mesurées au forage SP1. Au droit de la lacune oligocène de Castelnau-Médoc, les charges calculées sont inférieures à celles mesurées. On retrouve ici le problème de représentativité de l'aquifère éocène, constitué de niveaux distincts superposés pouvant être localement en communication. Ces incertitudes pourront difficilement être levées, si ce n'est par une reconnaissance précise de l'ensemble des horizons aquifères.

Dans la zone modifiée, peu de forages disposent de mesures piézométriques autorisant une vérification du comportement non-permanent des aquifères. Seul le puits 08026X0034 dispose d'un suivi irrégulier depuis 1990, mais les chroniques d'exploitation à ce puits restent incertaines. Toutefois, nous avons tenté de simuler la chronique piézométrique observée avec les deux modèles (Figure III-8).

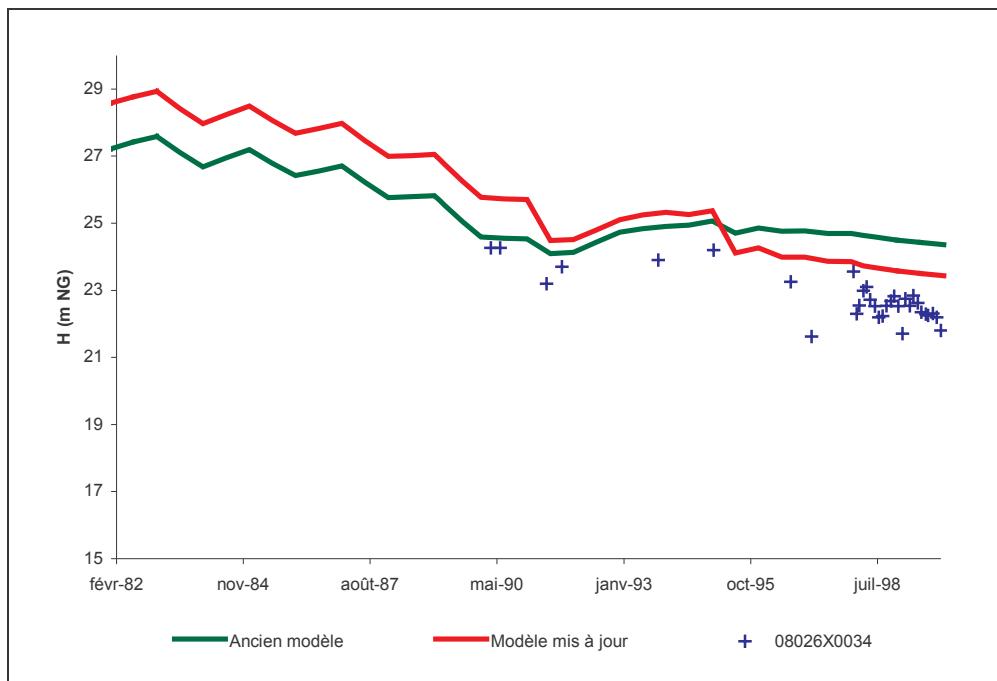


Figure III-8 : Hauteurs piézométriques simulées au puits 08026X0034

Pour les années antérieures à 1990, il n'est pas possible d'estimer les écarts entre les hauteurs piézométriques calculées et hauteurs piézométriques réelles. Notons simplement que les hauteurs piézométriques calculées avec le modèle mis à jour sont supérieures à celles calculées avec le modèle primitif. A partir de 1990, les mesures réalisées sur ce puits montrent une hauteur piézométrique décroissante, passant de + 25 m NG à + 22 m NG en 8 années. Dans ce même laps de temps, la chronique calculée à partir du *modèle initial* présente une stabilisation apparente. La chronique calculée avec le *nouveau modèle* est quant à elle en adéquation morphologique avec la chronique mesurée, bien que surestimant les valeurs observées. Toutes choses étant égales par ailleurs, la nouvelle géométrie locale et les nouveaux paramètres hydrodynamiques retenus permettent une meilleure restitution des rares mesures de cette zone. *Actuellement, l'incertitude existant sur les prélèvements ne permet pas de procéder à un calage plus fin qui pourrait dès lors être biaisé et introduire à plus long terme des écarts significatifs.*

III.2.2.3 *Exploitation à long terme du champ captant – Simulations*

Les données pour le fonctionnement du champ captant ont été intégrées au modèle numérique global. Les 9 forages, répartis en deux zones de captage, ont été ajoutés, d'après leur localisation initialement prévue. Les forages d'exploitations ont été considérés comme parfaits.

Dix années d'exploitation sont envisagées, au débit de production prévu, soit $1800 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$ par puits.

Pour la simulation transitoire, les conditions initiales et limites sont celles de l'année 1999, et ont été reproduites pour les 10 années d'exploitation simulées. Une simulation de durée identique dans les mêmes conditions mais réalisée sans production du champ captant permet en théorie de disposer d'un « *état de référence transitoire* », nécessaire à l'estimation de l'impact du projet, hors toute interférence induite par d'autres phénomènes. Pour chaque période, les rabattements induits par l'exploitation du champ captant ont été calculés par simple différence entre les résultats des modèles d'exploitation et de référence.

Deux états, correspondant aux dépressions calculées pour les aquifères miocène, oligocène et éocène au bout de 1 année et 10 années d'exploitation, sont présentés en Figure III-9 et Figure III-10. L'examen de ces figures appelle quelques commentaires :

- *Pour l'aquifère miocène* (Figure III-9 a et Figure III-10 a) : l'impact de l'exploitation de l'aquifère oligocène est modéré. Des valeurs maximales de rabattement sont observées au droit du champ captant oligocène. Ces dernières sont de l'ordre de 1 m au bout d'une année et de 1,50 m au bout de 10 années. En revanche, on observe une propagation de la dépression plus marquée vers l'ouest. A cinq kilomètres du champ captant, la dépression est encore de l'ordre du mètre, alors qu'elle décroît très rapidement vers l'est. Ce phénomène est particulièrement visible pour la partie Nord du champ captant, où la dépression est moindre à l'aplomb des forages d'exploitation oligocènes. La prépondérance du régime transmissif dans cette zone correspond à la présence de faciès miocènes très fissurés. Plus au sud-ouest, l'apparition des calcaires gréseux marque une diminution de transmissivité. *Au final, l'impact sur cet aquifère reste modéré.*

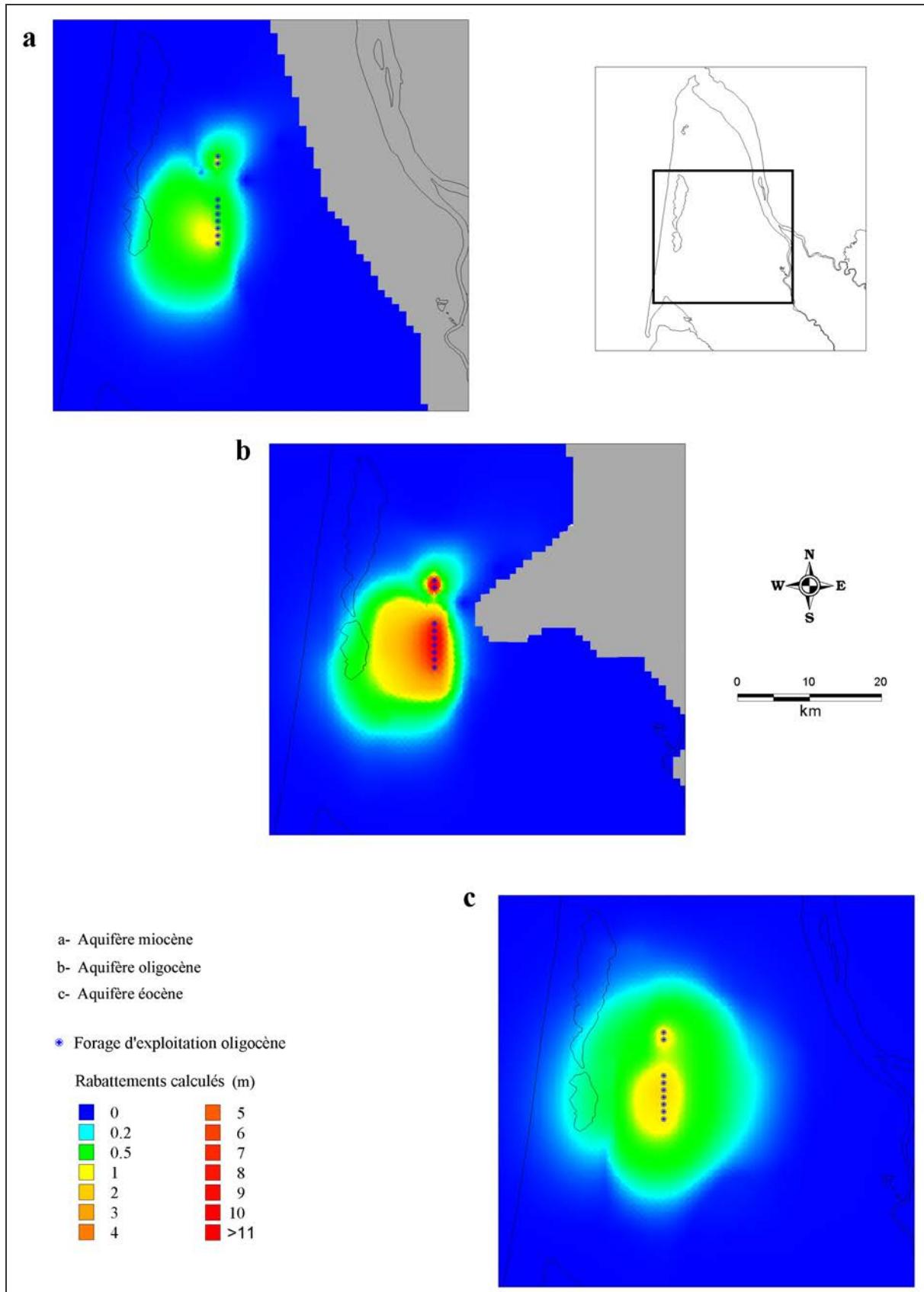


Figure III-9 : Rabattements calculés après 1 année d'exploitation

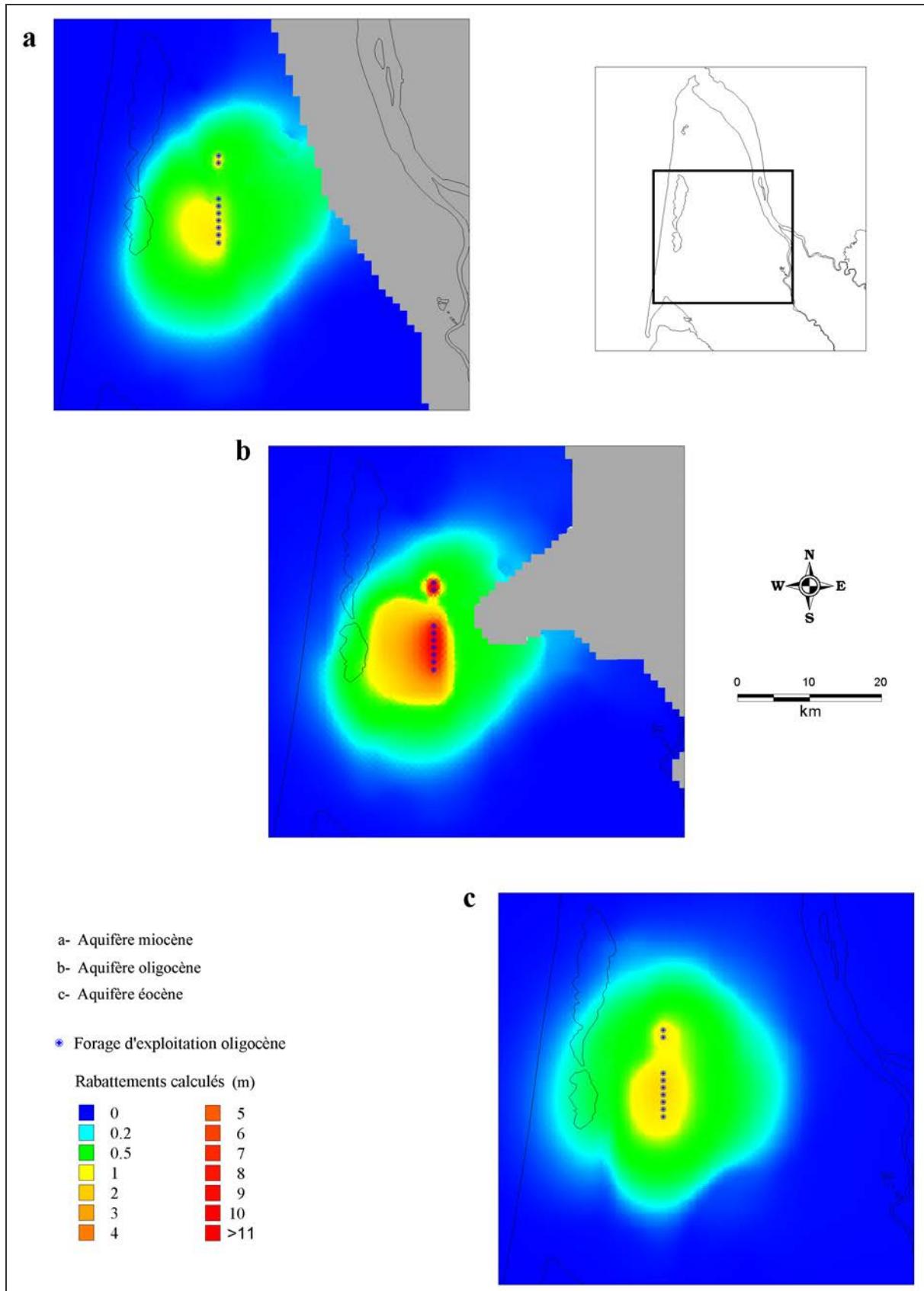


Figure III-10: Rabattements calculés après 10 années d'exploitation

- *Pour l'aquifère oligocène* , (Figure III-9 b et Figure III-10 b) : les rabattements les plus importants sont calculés au droit du champ captant et se stabilisent au bout d'une année d'exploitation. Ainsi, pour la partie sud du champ captant, constituée de 7 ouvrages, les rabattements atteignent une valeur moyenne de 11 mètres au bout de 1 an. Après 10 ans d'exploitation, la valeur moyenne calculée est de 12 mètres. Pour le champ captant Nord, constitué de deux ouvrages, le même phénomène est mis en évidence, avec toutefois des valeurs de rabattement plus importantes puisque les valeurs maximales calculées seraient de 16 mètres en 1 an et de 16,70 mètres au bout de 10 ans. Le compartimentage de l'aquifère oligocène semble particulièrement effectif en zone nord où la réduction d'épaisseur de l'aquifère oligocène est compensée par une meilleure perméabilité. En zone sud l'aquifère oligocène, plus développé, présente un confinement plus élevé marqué par une propagation de l'onde de dépression plus rapide dans cette direction. Vers l'est, c'est le phénomène inverse qui se produit. La présence de calcaires fissurés en relation avec l'aquifère miocène aux abords de la lacune de Castelnau-Médoc limite la propagation de la dépression. L'effet de limite introduit par cette lacune reste malgré tout peu visible à très long terme. L'influence sur les forages situés au sud-est est ainsi réduit, tout comme l'impact direct sur les sources de Thil-Gamarde. Plus généralement, les valeurs de dépression sont en accord avec la géométrie générale de l'aquifère oligocène, y compris pour le compartiment nord. L'impact global reste relativement modéré puisque inférieur à 1 mètre, à une distance maximale de 10 kilomètres. On retiendra que le modèle numérique fournit exclusivement des valeurs de rabattement qui sont à affecter à la dimension de la maille, soit 1 km².
- *Pour l'aquifère éocène* (Figure III-9 c et Figure III-10 c) : l'impact calculé semble là aussi modéré. En effet, les valeurs maximales calculées au bout de 10 ans, au droit du champ captant sont de l'ordre de 1,80 mètres. Au bout de 1 an, la morphologie de la zone d'influence est acquise, seul son rayon augmente au cours du temps. Le confinement de l'aquifère éocène entraîne une propagation importante de la dépression. Après 10 années d'exploitation, le rayon moyen effectif de cette dépression est de l'ordre de 15 kilomètres. Le rayon d'influence, où la dépression est supérieure à 1 m, est de l'ordre de 5 kilomètres. Le comportement apparemment homogène de l'aquifère éocène dans cette zone ne traduit sans doute que le manque d'information. *De fait, si ces résultats ne sont qu'une indication, on peut considérer*

en première approximation que l'aquifère éocène restera peu sensible à l'exploitation de la nappe oligocène dans cette zone, dans les conditions d'application du modèle.

La mise en œuvre d'un champ captant exploitant l'aquifère oligocène tel que prévu dans le projet initial (*cf. § III.1*), capable de produire au total $16000 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$, semble être compatible avec la géométrie de cet aquifère et des aquifères tertiaires en général. La prise en compte de la géométrie telle qu'elle a été redéfinie à partir des investigations géologiques, amène à dissocier deux comportements hydrauliques à long terme. En effet, on distingue un compartiment sud où le régime diffusif prépondérant entraîne une propagation importante de l'onde de dépression générée par le pompage, d'un compartiment Nord où le caractère fortement transmissif de l'aquifère oligocène et la liaison hydraulique avec l'aquifère miocène limitent fortement l'influence de l'exploitation. Toutefois, si la propagation est limitée dans cette zone, les rabattements calculés au droit des forages d'exploitation prévisionnels sont ici maximaux. La lacune de Castelnau n'introduit pas d'effet de limite étanche particulièrement significatif. La présence de calcaires très karstifiés engendre un caractère transmissif marqué qui permet de limiter l'influence des prélèvements sur les ouvrages AEP situés plus à l'est, tout comme sur les sources de Thil et de Gamarde. Les influences calculées sur les aquifères miocène et éocène restent modérées et ne remettent pas en cause, *a priori*, les bases de ce projet.

Deux types de simulation ont ainsi été réalisés afin de préciser l'impact d'un champ captant oligocène sur cet aquifère et les aquifères encadrants. Les deux types de modélisations retenus sont totalement dissociés et reposent sur des approches différentes des phénomènes. Bien que donnant des résultats différents en première lecture, elles sont très complémentaires. La modélisation semi-analytique a permis d'estimer l'impact dans un faible rayon. L'utilisation de solutions analytiques exactes pour simuler le comportement des puits permet de proposer une solution rigoureuse localement. A l'échelle régionale, ce type de modèle est rapidement pris en défaut car il ne permet pas de prendre en compte l'hétérogénéité et la complexité qui caractérisent un système multicouche tel que celui du bassin Nord-Aquitain. L'utilisation d'un modèle numérique distribué permet alors de caractériser à plus grande échelle l'influence d'une telle exploitation.

Il ressort de ces deux modèles que le champ captant oligocène tel qu'il est proposé est envisageable à l'échelle régionale. Les rabattements générés à cette échelle restent compatibles avec les formations géologiques et deviennent rapidement acceptables, pour les trois aquifères tertiaires. Localement, la disposition du champ captant n'est pas compatible avec une exploitation à long terme de l'aquifère oligocène. C'est le cas dans le compartiment Nord, où malgré des qualités transmissives non négligeables et une liaison hydraulique avec l'aquifère miocène avantageuse, une exploitation à long terme pourrait entraîner un dénoyage local de l'aquifère, non visible à l'échelle du modèle régional, mais souligné à l'aide de la modélisation semi-analytique.

Une solution envisageable pourrait être alors de garder cette configuration spatiale mais préférer une distribution des prélèvements différente, avec une exploitation plus importante des forages situés au sud. Une autre solution, abordée précédemment, serait de déplacer le champ captant vers le sud vers la commune de Saumos, où l'influence sur le compartiment Nord serait alors minime et les risques de dénoyage beaucoup plus limités.

III.3 Recherche d'une méthode d'optimisation pour une gestion globale

Pour répondre à la problématique de gestion des systèmes aquifères, les modèles de simulation numériques apparaissent comme les seuls outils capables de retranscrire la complexité des phénomènes mis en jeu. La mise en place de scénarii de gestion et l'estimation de leur impact sur la ressource se fait généralement selon une approche dichotomique. Ce processus de recherche par essais-erreurs de la solution optimale, répondant à l'ensemble des contraintes établies par le décideur, peut cependant être fastidieux et très gourmand en temps de calcul. La solution mise en avant, reste une fonction de la subjectivité de l'opérateur, et est rarement la solution optimale en particulier dans l'étude de cas complexes.

Les méthodes d'optimisation et d'aide à la décision ont progressivement été adaptées à l'hydrogéologie pour proposer de nouveaux outils de gestion des aquifères. Pratiquement, la procédure d'essais-erreurs demandée à l'opérateur peut être remplacée par différents algorithmes mathématiques d'optimisation, permettant d'aboutir pour un problème donné à une solution optimale adaptée aux contraintes du décideur. Cette procédure, moyennant des aménagements particuliers, permet de traiter des cas complexes. Le formalisme mathématique nécessaire à l'implémentation de cette méthodologie impose au demandeur une

structuration et une formulation logique du problème qui permet généralement une meilleure compréhension générale de l'ensemble des enjeux.

III.3.1 Principales procédures de gestion des nappes

Le but de toute gestion est d'atteindre un objectif spécifique de la manière la plus efficace possible en respectant tout un ensemble de contraintes et de conditions.

En matière de gestion des nappes, les contraintes et limites seront imposées à partir de considérations socio-économiques, et à partir du comportement physique des systèmes aquifères considérés. Les modèles de gestion des aquifères font appel à des *modèles hydrodynamiques* afin de préciser ce comportement physique, et à des *méthodes de recherche opérationnelles* (programmation linéaire, quadratique, ...) pour prendre en compte les diverses contraintes extérieures.

Différents types de modèles de gestion sont aujourd'hui proposés et les résultats dépendent du couple modèle hydrodynamique/méthode d'optimisation. Dans le cas des modèles déterministes, le couplage peut être réalisé selon deux modes (GORELICK, 1983) :

- *Méthode intégrée* (« *Embedded Method* ») : cette méthode, développée par AGUADO *et* REMSON (1974), consiste à intégrer directement le modèle mathématique résolvant l'équation partielle de l'écoulement comme contrainte dans le système d'optimisation et de gestion. Dans ce cas, l'ensemble des débits et des charges hydrauliques sur le domaine de discréétisation est incorporé comme variable de décision du problème d'optimisation. La méthode intégrée facilite grandement la formulation des contraintes. Toutefois, la taille du problème d'optimisation peut très rapidement devenir conséquente et nécessiter une grande puissance de calcul. Pour des applications de cette méthodologie, citons de manière non exhaustive AGUADO *et al* (1974), WILLIS (1979), GORELICK *et* REMSON (1982), REMSON (1985), GHARBI *et* PERALTA, (1994), TREICHEL (1994).
- *Méthode de Matrice des Réponses Unitaires* (« *Response Matrix Approach* ») : cette méthode, retenue pour notre étude, est détaillée au paragraphe suivant.

Dans tous les cas, la procédure d'optimisation est basée sur la construction d'une « fonction objectif » unique et d'un ensemble de contraintes qui permettent de définir le domaine de

faisabilité et d'établir la solution optimale. Généralement, la formulation du décideur ne conduit pas à l'élaboration d'une fonction objectif unique. La nécessité de disposer de plusieurs « fonctions objectifs » pour pouvoir rendre compte de la complexité de certains problèmes a mené à la mise en place de modèles de gestion multiobjectifs. Ces modèles de gestion permettent, outre plusieurs fonctions objectifs, de prendre en compte des critères complémentaires, permettant une modélisation globale des préférences du décideur. Cette méthode a notamment été appliquée pour mettre en place une politique d'alimentation de l'eau au Kansas (HEIDARI, 1982) ou proposer un programme d'assèchement d'une excavation de fondations pour une centrale nucléaire (GALEATI *et al.*, 1988). Citons également EL MAGNOUNI *et al.* (1994), qui, à partir de la méthode intégrée pour éléments finis, aboutissent à un système de gestion multicritères. Actuellement, les algorithmes génétiques permettent d'aborder cette problématique à l'aide de nouveaux outils mathématiques (CIENIAWSKI *et al.*, 1995).

Les systèmes de gestion ont également été adaptés aux approches stochastiques de simulation des écoulements. WAGNER (1995) propose une revue des différentes approches retenues dans ce type de caractérisation. Parmi les travaux récents, mentionnons l'apport particulier de ces méthodes aux problèmes de dépollution (TIEDEMAN *et al.*, 1993 ; MARRYOTT *et al.*, 1993).

III.3.2 La méthode de Matrice des Réponses Unitaires (MRU)

La méthode de Matrice des Réponses Unitaires est basée sur l'utilisation d'un modèle de simulation externe, par opposition à la méthode intégrée, pour générer les réponses unitaires. La Réponse Unitaire décrit l'influence d'une variation unitaire de la variable de décision (débit de pompage ou d'injection) à des emplacements potentiels de pompage sur plusieurs variables dépendantes (charge hydraulique, gradient hydraulique, vitesse d'écoulement) à différents points d'observation. L'assemblage de toutes les Réponses Unitaires constitue la Matrice de Réponse Unitaires (MRU). La MRU est par la suite intégrée dans le modèle de gestion.

Mise au point pour une solution analytique (LEE *et al.*, 1958), la méthode MRU a été étendue au modèle numérique par MADDOCK (1972) qui utilise un schéma de résolution aux différences finies pour générer les réponses unitaires. Plusieurs applications ont par la suite été réalisées, toujours basées sur des différences finies, permettant de procéder à la maximisation de volumes d'exploitation (HEIDARI, 1982), de proposer des dispositifs de

pompage pour contrôler la migration de polluants (AHLFELD *et al.*, 1988 ; RATZLAFF *et al.*, 1992) ou encore optimiser les échanges nappe/rivière (KHOLGI *et al.*, 1996). Une liste détaillée des applications de la MRU peut être trouvée dans les travaux de KHOLGI (1997).

III.3.2.1 Mise en œuvre de la MRU

L'application d'un schéma de discréétisation de type différences finies à l'équation aux dérivées partielles [I.1] qui décrit l'écoulement de l'eau dans un milieu poreux, permet d'aboutir pour le régime permanent à un système d'équations linéaires de la forme :

$$[D][H] = [R] + [Q] \quad [\text{III.3}]$$

avec $[D]$ matrice carrée de transmissivité globale $[\text{L}^2 \cdot \text{T}^{-1}]$;
 $[H]$ vecteur inconnu des charges hydrauliques $[\text{L}]$;
 $[R]$ vecteur lié aux conditions aux limites $[\text{L}^3 \cdot \text{T}^{-1}]$;
 $[Q]$ vecteur des débits de pompage, variables de décision $[\text{L}^3 \cdot \text{T}^{-1}]$.

L'équation [III.3] permet de décrire le comportement du système aquifère. La linéarité du système, nécessaire pour aboutir à cette formulation, est vérifiée pour les nappes captives. En revanche, dans le cas des nappes à surface libre, la transmissivité doit rester sensiblement constante dans l'environnement du puits. Cette condition sera suffisante pour obtenir un système linéaire ou quasi-linéaire.

Pour une nappe captive, l'introduction de la notion de coefficient d'influence (ou réponse unitaire) permet d'écrire pour le rabattement au point d'observation i résultant du débit influençant Q_j au point de pompage j :

$$(H_i - H_{0i}) = a_{ij} (Q_j - Q_{0j}) \quad [\text{III.4}]$$

avec H_i charge hydraulique au point d'observation i $[\text{L}]$;
 H_{0i} charge hydraulique de référence au point d'observation i $[\text{L}]$;
 Q_j débit influençant au point de pompage j $[\text{L}^3 \cdot \text{T}^{-1}]$;
 Q_{0j} débit de référence au point de pompage j $[\text{L}^3 \cdot \text{T}^{-1}]$;
 a_{ij} coefficient d'influence du pompage j sur la charge hydraulique au point i $[\text{L}^{-2} \cdot \text{T}]$.

Le coefficient d'influence a_{ij} permet de quantifier le changement sur la variable considérée (charge hydraulique, vitesse, gradient hydraulique,...) induit par un changement unitaire de la variable de décision (débit de pompage/injection). L'ensemble des coefficients d'influence calculés pour tous les points d'observation et pour tous les pompages unitaires constitue la MRU.

Il est dès lors possible grâce au principe de superposition de calculer à partir de la MRU la dépression induite par n pompages au point d'observation i :

$$(H_i - H_{0i}) = \sum_{j=1}^n a_{ij} (Q_j - Q_{0j}) \quad i = 1, 2, \dots, m \quad [\text{III.5}]$$

III.3.2.2 MRU et modèle de gestion

Le développement du modèle de gestion est basé sur la construction d'une « fonction objectif » synthétisant l'ensemble des préférences du décideur. La « fonction objectif » est une fonction linéaire de la variable de décision, c'est à dire des débits de pompage, et exprime obligatoirement le problème de gestion sous l'une des formes suivantes :

- minimiser ou maximiser la production d'un champ captant ;
- minimiser un coût de pompage ;
- minimiser ou maximiser les dépressions sur une zone déterminée ;
- minimiser les investissements pour des infrastructures ;
- ...

A la « fonction objectif » précédemment définie vont être adjointes des contraintes particulières permettant de définir le domaine de faisabilité du problème et estimer la solution optimale. Dans les problèmes de gestion qui nous intéressent, les contraintes portent généralement sur :

- les charges ou les dépressions sur une zone de la nappe ;
- les débits prélevés ;
- les flux transitant à travers une zone ;
- ...

A partir de ces remarques, on peut envisager la formulation générique d'un problème de gestion via la méthode MRU de la manière suivante :

$$\text{Minimiser / Maximiser } g(Q) = \sum_{j=1}^n c_j Q_j \quad [\text{III.6}]$$

sous les contraintes

$$[b_i^{\min}] \leq [H_i] \leq [b_i^{\max}] \quad [\text{III.7}]$$

$$[Q_j^{\min}] \leq [Q_j] \leq [Q_j^{\max}] \quad [\text{III.8}]$$

où

$$[H_i] = [a_{ij}] [Q_j] \quad [\text{III.9}]$$

- avec $g(Q)$ fonction objectif ;
 $[Q_j]$ vecteur des variables de décision ;
 $[H]$ vecteur des variables dépendantes ;
 c_j coefficient de la fonction objectif relatif à la variable Q ;
 $[a_{ij}]$ matrice des réponses unitaires ;
 $[b_i^{\min}]$ vecteur des limites inférieures sur la variable dépendante H ;
 $[b_i^{\max}]$ vecteur des limites supérieures sur la variable dépendante H ;
 $[Q_j^{\max}]$ vecteur des limites supérieures sur la variable de décision Q ;
 $[Q_j^{\min}]$ vecteur des limites inférieures sur la variable de décision Q .

Grâce à ce formalisme, le problème de gestion peut être résolu à l'aide des techniques classiquement utilisées en recherche opérationnelle (programmation linéaire, méthode du Simplex,...).

Parmi les avantages de cette méthode, citons la possibilité de limiter la taille du problème de gestion, attendu que seuls les emplacements potentiels des prélèvements et les points de contrôle de la variable dépendante sont retenus pour le calcul. De plus, l'utilisation d'un code de calcul hydrodynamique indépendant comme simple routine lors de la création de la MRU permet d'utiliser des modèles d'écoulement classiques, tel que MODFLOW.

Les inconvénients de la méthode concernent le temps de calcul nécessaire à la création de la MRU, qui peut être important dans le cas de problèmes complexes. De plus, tout changement dans le modèle hydrodynamique entraîne nécessairement de recalculer la MRU, figeant quelque peu la procédure de couplage entre le modèle hydrodynamique et le modèle de

gestion. Enfin, la condition de linéarité nécessaire à la mise en œuvre de la méthode peut s'avérer assez contraignante dans l'étude de certains systèmes (nappe libre).

Quoi qu'il en soit, la méthode de Matrice de Réponses Unitaires constitue un solide canevas pour la mise en œuvre de modèles de gestion, préliminaires ou définitifs, pour des aquifères régionaux (MADDOCK *et* LACHER, 1991)

C'est dans cette optique que nous avons appliqué la méthode de la MRU au système multicouche tertiaire, dans une première approche de gestion quantitative à l'échelle d'un bassin sédimentaire.

III.3.3 Application de la MRU à l'ensemble multicouche nord-aquitain

III.3.3.1 Outil de gestion et modèle de simulation

La création d'un modèle de gestion fait appel à un grand volume de données, notamment dans le cas de vastes systèmes aquifères complexes. Il est nécessaire de pouvoir disposer d'une source de données commune visualisable et modifiable, afin de garantir l'évolutivité de l'outil. Les résultats obtenus doivent de la même manière pouvoir être consultables et intégrables aux données existantes, dans un formalisme commun. A cet effet, une plate-forme globale de traitement a été conçue. Cette plate-forme est formée de deux modules interconnectés (Figure III-11).

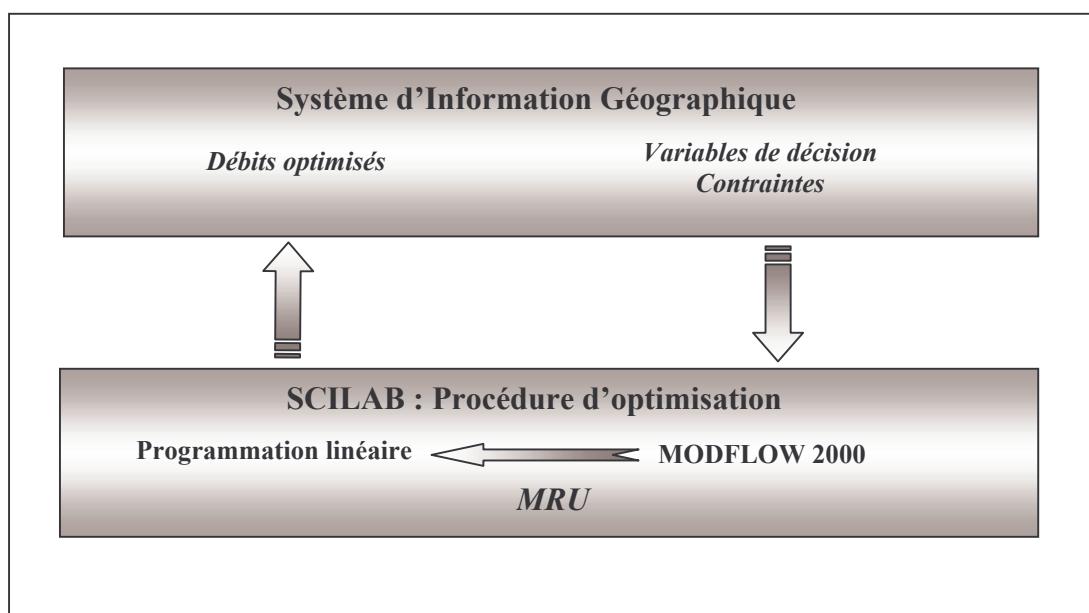


Figure III-11 : Structure de la plate-forme d'optimisation développée

On distingue ainsi :

- ***le Système d'Information Géographique (SIG)*** : développé ici à partir du logiciel MapInfo®, il permet de disposer d'une base unique de données pour établir les fichiers d'entrée nécessaires à la résolution du problème de gestion (emplacement des variables de décision, type et emplacement des contraintes). De la même manière, il permet de récupérer les résultats de la résolution et de visualiser les solutions proposées.
- ***le Module d'Optimisation*** : ce module a été élaboré à partir du logiciel de calcul scientifique SCILAB³. Ce module intègre le code MODFLOW 2000 (HARBAUGH *et al.*, 2000) comme routine interne pour construire la Matrice de Réponses Unitaires. Cette dernière est par la suite utilisée pour résoudre le problème linéaire d'optimisation au sein de SCILAB. Les résultats sont alors mis en forme pour être réintégrés dans le SIG.

Le modèle numérique utilisé pour construire la MRU est celui présenté précédemment (*cf.* § III.2.2) dans la version géométrique mise à jour. La piézométrie de référence simulée par le modèle correspond à la piézométrie en régime non influencé pour l'année 1981.

Afin d'envisager le plus grand nombre de scénarii et de disposer d'un outil exhaustif, toutes les mailles du modèle contenant un prélèvement ont été intégrées comme variables de décision. L'emplacement potentiel du champ captant oligocène a été pris en compte. Au total, 720 points de stress (mailles successivement soumises à un pompage unitaire) ont été retenus pour la construction de la matrice globale (Figure III-12).

Les points de contrôle correspondent aux points de vérification des variables d'état du système. La totalité des points de stress ont été intégrés comme des points de contrôle, afin de disposer d'informations sur les zones de pompage. De plus, compte tenu des problématiques de gestion de l'aquifère éocène, des points de contrôle supplémentaires dans la zone de l'estuaire de la Gironde ont été implémentés. Au total, 757 points de contrôles sont pris en compte (Figure III-12).

³ SCILAB est développé par l'Institut National de Recherche en Informatique Appliquée (INRIA) et disponible gratuitement à l'adresse suivante :
<http://scilabsoft.inria.fr>

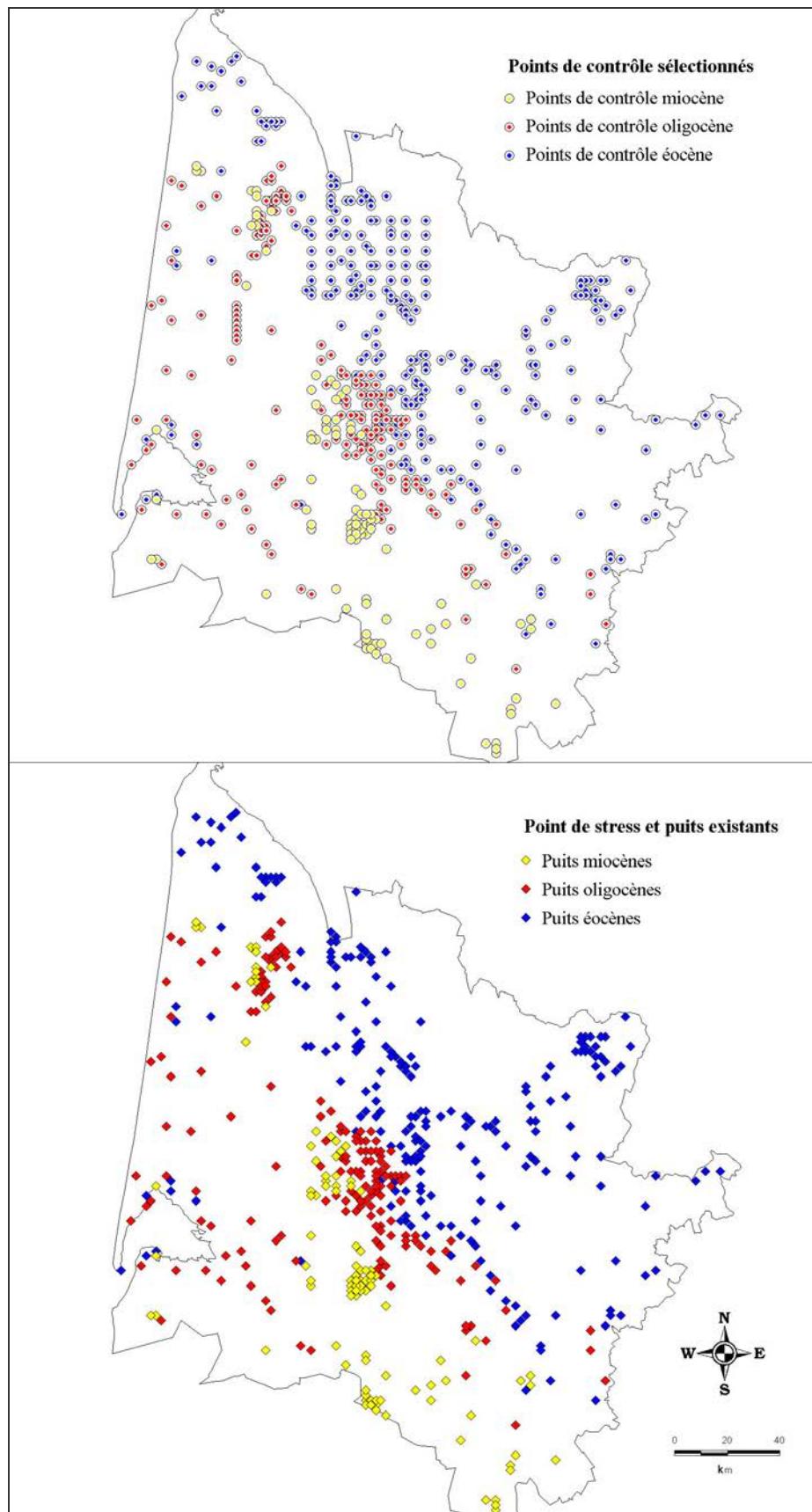


Figure III-12 : Situation des points de stress et des points d'observation

Les coefficients d'influences sont calculés pour chaque point d'observation en réalisant une simulation pour chaque point de prélèvement sollicité à un débit unitaire. La valeur du débit unitaire a été fixée à $1000 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$. La construction de la MRU à partir des points de stress et des points de contrôle est le volet le plus exigeant en temps de calcul⁴.

Pour vérifier la cohérence des résultats obtenus et la validité des hypothèses de linéarité formulées, les coefficients d'influences obtenus ont été utilisés pour simuler les charges observées pour l'état 1981.

D'après l'équation [III.5], on peut écrire pour la charge simulée au point d'observation i :

$$H_i^{81} = H_i^{ref} + \sum_{j=1}^n a_{ij} \beta_j^{81} Q_j \quad i = 1, 2, \dots, m \quad [\text{III.10}]$$

avec H_i^{81} charge hydraulique calculée au point i pour l'année 1981 [L] ;
 H_i^{ref} charge hydraulique de référence au point d'observation i [L] ;
 Q_j débit unitaire influençant au point de pompage j [$\text{L}^3 \cdot \text{T}^{-1}$] ;
 β_j^{81} coefficient de pondération pour le débit au point j en 1981 [-] ;
 a_{ij} coefficient d'influence du pompage j sur la charge hydraulique au point i [$\text{L}^{-2} \cdot \text{T}$].

Les charges hydrauliques calculées à partir des coefficients d'influence (Equation [III.10]) aux points de contrôle présentent une corrélation satisfaisante avec celles observées pour 1981 (Figure III-13).

On remarquera toutefois que se sont les valeurs de charge les plus faibles qui sont sous-estimées par rapport à l'observation. Ces valeurs correspondent aux valeurs mesurées pour l'aquifère éocène dans la région bordelaise. Le régime permanent ne permet pas en effet de retranscrire fidèlement les valeurs dans cette zone où la piézométrie est fortement marquée par les prélèvements. L'erreur reste toutefois acceptable à l'échelle de la modélisation. *L'ensemble de ces résultats permet donc de valider les hypothèses d'application de la méthode MRU. Par la suite, on admettra comme hypothèse supplémentaire que les conditions observées pour simuler l'année 1981 resteront constantes pour l'ensemble des scénarios envisagés.*

⁴ Dans le cas présent, les 720 simulations nécessaires à l'élaboration de la MRU nécessitent 36 heures de calcul sur un processeur Pentium® IV cadencé à 2,8 GHz.

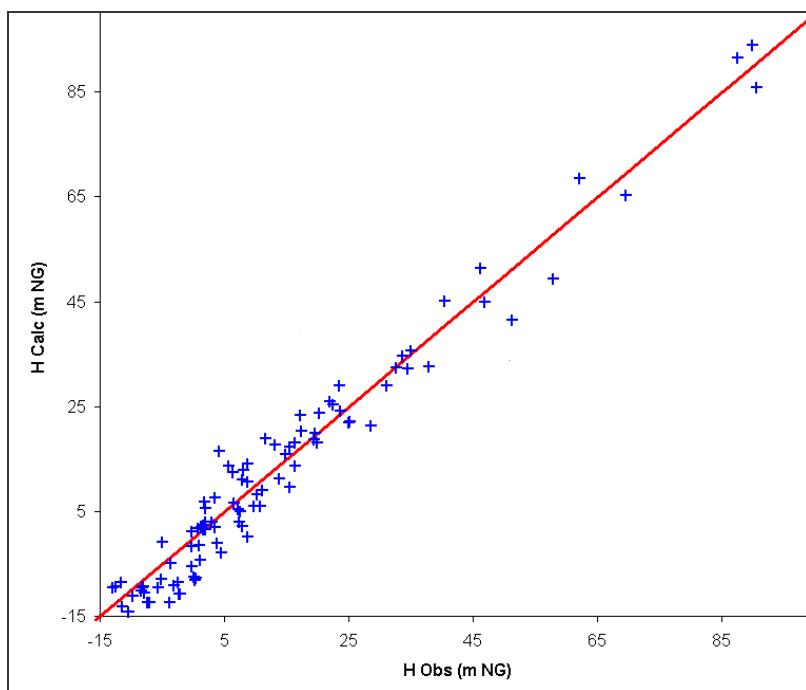


Figure III-13 : Hauteurs piézométriques calculées et observées pour l'année 1981

III.3.3.2 Scenarii d'exploitation

Deux exemples d'application ont été retenus afin de mettre en avant les possibilités mais aussi les limites de ce type d'application à des systèmes aquifères complexes (LARROQUE *et* DUPUY, 2004^d). Les résultats présentés ne sont à envisager que dans leur valeur démonstrative.

Scénario 1 : Maximisation de la production d'un champ captant

La procédure d'optimisation est ici utilisée pour calculer une solution optimale pour maximiser le volume total des prélèvements sur le champ captant prévisionnel oligocène, tout en respectant des contraintes de rabattement sur les ouvrages d'exploitation et les ouvrages environnants de l'ensemble des nappes.

La prise en compte de tous les points de pompage dans la forme finale de la matrice de réponses unitaires permet ici une grande souplesse d'utilisation. Il est ainsi possible d'intégrer le problème d'optimisation dans un scénario tendanciel préétabli en fonction des prélèvements sur l'ensemble de la région. Les modifications effectuées sur les orientations générales d'exploitation ne nécessitent pas de simulations supplémentaires via le modèle numérique

avant de procéder à la détermination des nouveaux débits de pompages optima pour le champ captant.

Dans le cas présent, *le scénario tendanciel régional* envisagé est le suivant :

- *Prélèvements effectués dans l'aquifère miocène stables dans le temps et égaux à ceux réalisés en 1996 ;*
- *Prélèvements réalisés dans l'aquifère oligocène en augmentation générale de 11 % par rapport à la situation de 1996 ;*
- *Prélèvements réalisés dans l'aquifère éocène en augmentation générale de 11 % par rapport à 1996.*

L'optimisation du champ captant oligocène devra s'inscrire dans ce scénario général et répondre aux contraintes supplémentaires suivantes :

- *Rabattement total au droit du champ captant inférieur ou égal à 10 mètres pour les deux ouvrages situés dans le compartiment Nord et à 15 mètres pour les 7 ouvrages dans le compartiment sud. Les rabattements envisagés ici concernent la totalité de la maille ;*
- *Dépression résiduelle générée par la mise en production du champ sur les forages AEP environnants inférieure à 5 mètres.*

La formulation mathématique du problème d'optimisation est envisagée de la manière suivante :

Résoudre la fonction objectif :

$$\text{Max } F_1 = \sum_{j=1}^{f_{opt}} Q_j \quad [\text{III.11}]$$

avec F_1 fonction objectif à maximiser ;
 Q_j débit produit au forage k ;
 f_{opt} nombre de forage constituant le champ captant à optimiser.

sous les contraintes suivantes :

1- Contraintes sur le rabattement (variable dépendante)

$$\sum_{i=1}^{Obs} \sum_{n=1}^P a_{in} Q_n^T + \sum_{i=1}^{Obs} \sum_{j=1}^{f_{opt}} a_{ij} Q_j \leq s_i \quad [\text{III.12}]$$

avec P nombre total de points de prélèvement ;
 Obs nombre total de points d'observation ;
 Q^T_n débit tendanciel soustrait au point de prélèvement n ;
 s_i rabattement maximum toléré au point d'observation i .

2- Contraintes sur le débit de pompage des ouvrages du champ captant (variable de décision)

$$Q_j^{\min} \leq Q_j \leq Q_j^{\max} \quad [\text{III.13}]$$

avec Q_j^{\min} débit minimum envisagé au point de prélèvement j ;
 Q_j^{\max} débit maximum envisagé au point de prélèvement j .

La résolution de ce problème permet d'obtenir une solution pour la distribution des volumes exploitables au champ captant (Tableau III-5). La nomenclature utilisée pour les forages prévisionnels est la même que celle présentée à la Figure III-1.

Forage envisagé	Débit optimisé ($\text{m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$)
F_{exp1}	1056
F_{exp2}	1205
F_{exp3}	3944
F_{exp4}	2281
F_{exp5}	2080
F_{exp6}	2024
F_{exp7}	2262
F_{exp8}	3021
F_{exp9}	5369

Tableau III-5 : Débits optimisés pour le champ captant oligocène

Le volume total journalier exploitable d'après la solution optimisée serait donc de 23000 m^3 qui respecterait les contraintes d'exploitation initialement retenues. Cette valeur est à comparer au volume journalier initialement prévu de 16000 m^3 . Le gain obtenu par l'optimisation du schéma d'exploitation du champ captant est particulièrement net. La diminution des volumes prélevés à partir des deux ouvrages prévisionnels envisagés dans le compartiment Nord (respectivement $1056 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$ et $1205 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$ au lieu de $1800 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$)

initialement prévu) permet de limiter le rabattement dans cette zone où la structure de l'aquifère n'est pas compatible avec des dépressions de grande amplitude. En contrepartie, des soutirages plus importants peuvent être réalisés sur les autres ouvrages prévus dans une zone où les propriétés de l'aquifère sont plus propices.

L'influence cumulée du champ captant et de l'exploitation des ouvrages selon le scénario tendanciel est présentée ci-après (Tableau III-6) pour les ouvrages prévisionnels et les forages AEP les plus proches.

Point d'observation	Distance au champ captant (m)	Influence tendancielle (m)	Influence du champ captant (m)	Influence totale (m)
08021X0002	7200	1,53	2,85	4,38
08023X0039	6700	2,47	0,49	2,96
08026X0034	5500	1,86	1,32	3,18
07785X0001	5500	1,38	0,32	1,70
<i>Fexp1</i>	/	0,59	9,41	10
<i>Fexp2</i>	/	0,40	9,60	10
<i>Fexp3</i>	/	0,28	14,72	15
<i>Fexp4</i>	/	0,32	14,68	15
<i>Fexp5</i>	/	0,33	14,67	15
<i>Fexp6</i>	/	0,35	14,65	15
<i>Fexp7</i>	/	0,36	14,64	15
<i>Fexp8</i>	/	0,37	14,63	15
<i>Fexp9</i>	/	0,40	14,60	15

Tableau III-6 : Influences calculées au droit et à proximité du champ captant – débits optimisés

Pour les forages AEP voisins, la dépression générée est inférieure à 5 mètres et resterait compatible avec le maintien de l'exploitation des ouvrages existants dans cette zone.

La solution optimale obtenue ici est limitée en premier lieu par les contraintes fixées sur les variables dépendantes (rabattement) à l'aplomb du champ captant prévisionnel. Il va de soi que le plus grand soin doit être porté à l'estimation des valeurs de contraintes dans cette zone avant de mettre en place la procédure d'optimisation. On pourra à cet effet préciser les valeurs limites à l'aide d'autres approches, plus adaptées à l'étude du comportement hydraulique d'un tel ensemble, tel que précisé auparavant.

Scénario 2 : gestion globale d'un système aquifère multicouche

L'optimisation d'un scénario de gestion à grande échelle faisant intervenir des opérations sur plusieurs aquifères est ici envisagée.

La situation tendancielle du scénario 1, à savoir une augmentation de 11 % des volumes prélevés à l'aquifère éocène et oligocène par rapport à la situation de 1996, est reprise. Les objectifs de gestion sont les suivants :

- *économiser un volume global journalier de 14000 m³ pour l'aquifère éocène, par rapport au scénario tendanciel ;*
- *redistribuer les 14000 m³ journaliers économisés sur les prélèvements oligocènes ;*
- *assurer dans la zone de l'estuaire de la Gironde une hauteur piézométrique de la nappe éocène supérieure à une valeur limite, censée limiter les risques potentiels de venue d'eau éventuellement minéralisée.*

Les économies et les redistributions de prélèvements doivent être réalisées de manière à assurer une desserte locale minimale et compatible avec les installations de pompage existantes.

On propose pour ce problème d'optimisation la formulation mathématique suivante :

Résoudre la fonction objectif :

$$\text{Egaliser } F_2 = \sum_{j=1}^{f_{opt}} Q_j = V_{oli}^T + V_{eoc}^T \quad [\text{III.14}]$$

avec F_2 fonction objectif ;

Q_j débit produit au forage j ;

f_{opt} nombre total de forage à optimiser ;

V_{oli}^T volume tendanciel prélevé à l'aquifère oligocène, basé sur une augmentation de 11% du volume annuel prélevé à la nappe oligocène en 1996 ;

V_{eoc}^T volume tendanciel prélevé à l'aquifère éocène, basé sur une augmentation de 11% du volume annuel prélevé à la nappe éocène en 1996.

sous les contraintes suivantes :

1- Contraintes sur les hauteurs piézométriques (variables dépendantes)

$$H_i^{\text{Ref}} - \sum_{i=1}^{\text{Obs}} \sum_{j=1}^P a_{ij} Q_j \geq H_i^{\min} \quad [\text{III.15}]$$

avec P nombre total de points de prélèvement ;

Obs nombre total de points d'observation ;

H_i^{Ref} hauteur piézométrique de référence calculée au point i ;

H_i^{\min} hauteur piézométrique minimale tolérée au point d'observation i .

2- Contraintes sur les débits (variables de décision)

$$Q_j^{\min} \leq Q_j \leq Q_j^{\max} \quad j = 1, 2, \dots, P \quad [\text{III.16}]$$

avec Q_j^{\min} débit minimal à assurer au point de prélèvement j ;

Q_j^{\max} débit maximal envisageable au point de prélèvement j .

$$Q_j = Q_j^T \quad j = 1, 2, \dots, N_{mio} \quad [\text{III.17}]$$

avec N_{mio} nombre total de forages captants l'aquifère oligocène ;

Q_j^T prélèvement tendanciel au point de prélèvement miocène j ;

$$\sum_{j=1}^{N_{oli}} Q_j = V_{oli}^T + V^{Eco} \quad [\text{III.18}]$$

avec N_{oli} nombre total de forages captant l'aquifère oligocène ;

V^{Eco} volume économisé sur l'aquifère éocène.

$$\sum_{j=1}^{N_{eoc}} Q_j = V_{eoc}^T - V^{Eco} \quad [\text{III.19}]$$

avec N_{eoc} nombre total de forages captants l'aquifère oligocène ;

La valeur de hauteur piézométrique limite virtuelle retenue pour les points d'observation en zone estuaire (Eq. [III.15]) est fixée à + 1 m NG. Les valeurs minimales de débit pour les points de prélèvements ont été bloquées à la moitié de la valeur tendancielle, en assumant qu'une distribution locale doit être assurée. De la même manière, les valeurs maximales ont été limitées au double de la valeur tendancielle calculée sur la base des prélèvements de 1996. Ces valeurs de contraintes sont arbitraires et seule une étude des besoins locaux et des installations existantes permettrait de définir précisément ces contraintes.

La distribution optimisée obtenue par la résolution de ce problème permet de proposer une nouvelle carte piézométrique pour l'aquifère éocène. Celle-ci est à comparer à la carte piézométrique calculée pour le scénario tendanciel non-optimisé (Figure III-14).

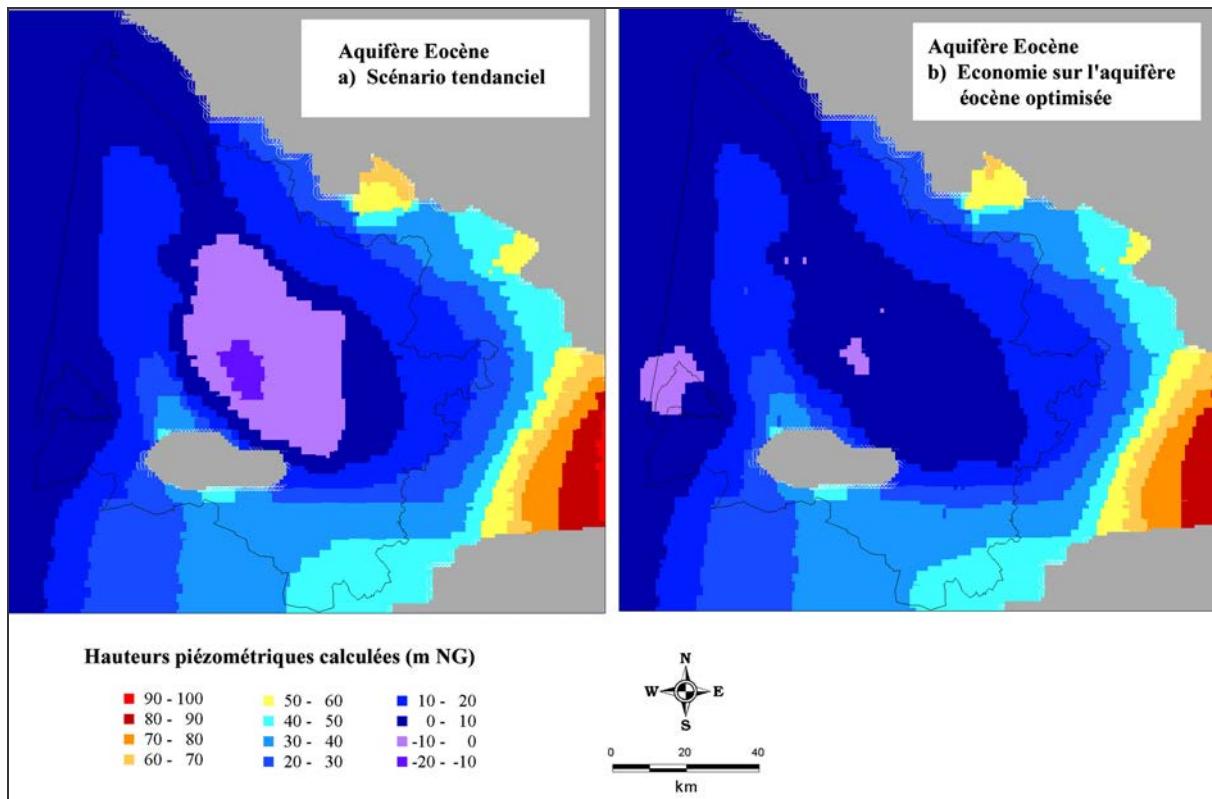


Figure III-14 : Cartes piézométriques de l'aquifère Eocène – Impact du processus d'optimisation global

L'examen de cette figure appelle plusieurs commentaires :

- les effets du nouveau scénario optimisé se manifestent principalement par une hausse des hautes piézométriques dans la zone bordelaise. Les valeurs négatives sont ici limitées à la toute proche agglomération ;
- les hautes piézométriques minimales sont respectées sur la zone de l'estuaire, contrainte principale de gestion dans la mise en œuvre de ce scénario ;
- on note l'apparition d'une zone où les hautes piézométriques présentent des valeurs négatives dans la région d'Arcachon. Ce phénomène reste toutefois d'extension limitée.

Les variations de débits aux mailles de prélèvement ont été calculées par rapport au scénario tendanciel. Les modifications nécessaires pour obtenir la distribution optimisée qui mène au respect des contraintes établies sont présentées ci-après (Figure III-15).

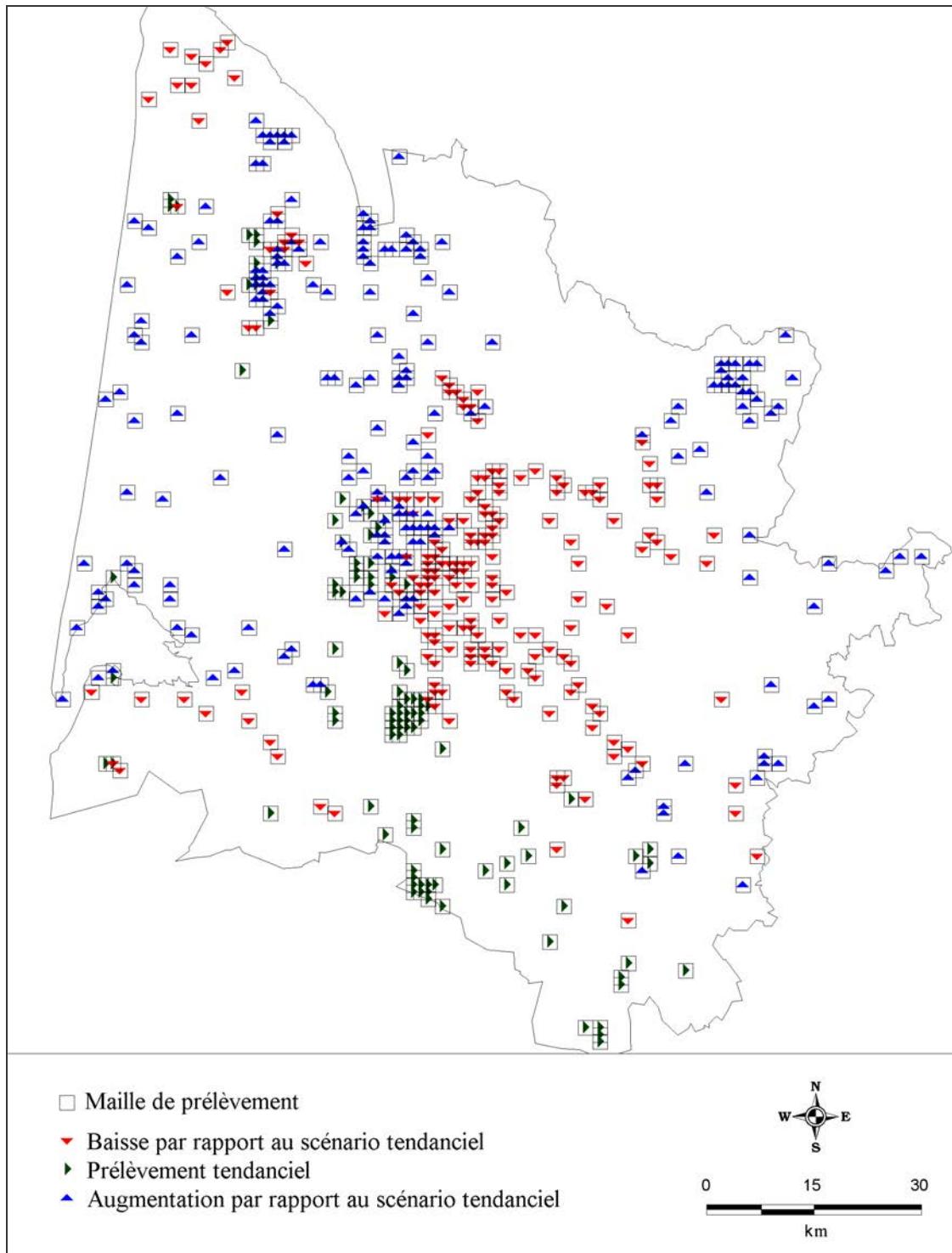


Figure III-15 : Distribution des débits optimisés par rapport au scénario tendanciel

Les diminutions de débit les plus importantes par rapport au scénario tendanciel sont observées au centre, dans la région bordelaise. A l'opposé, le Médoc, au sens large, voit l'ensemble de ses prélèvements augmenter pour arriver à la solution optimale. Notons, d'après la solution proposée, qu'il est envisageable d'augmenter les prélèvements par rapport à ceux prévus par le scénario tendanciel dans la zone proche de l'estuaire, où des contraintes sur les hauteurs piézométriques ont pourtant été imposées. Il apparaît clairement ici que l'approche régionale de la gestion permet de proposer des solutions différentes de celles envisageables à une échelle plus locale, où la diminution automatique des prélèvements sur la zone de contraintes est en général la solution immédiatement retenue.

Si le passage à l'échelle régionale permet de globaliser la gestion des aquifères, et passer outre une vision locale parfois réductrice pour les phénomènes considérés, ce changement introduit des limites dans la procédure d'optimisation. Des contraintes supplémentaires, non prises en compte jusqu'ici et n'appartenant pas au système physique constitué par le complexe puits/aquifère doivent être intégrées. Il s'agit principalement de contraintes socio-économiques liées à des facteurs géographiques, sanitaires ou démographiques pour lesquelles l'approche MRU seule se révèle insuffisante.

III.3.3.3 Une perspective : des systèmes de gestion globale ?

Loin d'être inadaptée aux problèmes de grande taille, la méthode de la MRU offre une solution satisfaisante dans l'optimisation de certains problèmes de gestion directement basés sur le comportement physique du complexe puits/aquifère. Le couplage de la simulation et des algorithmes d'optimisations permet d'aboutir à des solutions inaccessibles par la simple simulation, où la capacité de l'opérateur constitue généralement le facteur limitant.

L'utilisation faites ici a permis dans un premier temps de proposer un schéma d'exploitation pour un champ captant, inscrit dans un scénario tendanciel. La prise en compte de la totalité du système multicouche permet ainsi de gérer des problèmes locaux d'optimisation dans un cadre régional aisément modifiable, sans faire appel à des simulations supplémentaires coûteuses en temps de calcul. A ce titre, l'approche MRU constitue dans ce contexte précis un outil intéressant.

La gestion globale à grande échelle, telle que celle proposée dans la seconde application, ne peut être réalisée à l'aide d'une optimisation mono-objectif basée sur l'approche MRU mais nécessite au minimum l'intégration d'un modèle économique supplémentaire (GORELICK, 1983). Nous rejoignons les conclusions développées par KHOLGHI (1997), qui souligne la nécessité de disposer d'outils de niveau supérieur, permettant d'intégrer des contraintes supplémentaires qui ne sont pas directement liées à l'état physique du système aquifère.

Les procédures d'aide à la décision, qui permettent de fournir plusieurs alternatives en fonction de différents critères de performance, sont un complément indispensable aux procédures d'optimisations « simples » développées ici. Les développements récents réalisés dans les techniques d'optimisation (réseaux de neurones, algorithmes génétiques) et dans les méthodes de gestion multicritères montrent que cette problématique reste d'actualité. Toutefois, le développement de tels outils de gestion à grande échelle ne peut se réaliser sans un consensus sur les notions de préférence introduites dans ces modèles (protection d'une ressource, développement économique d'une zone au détriment d'une autre...). Un tel choix dépasse généralement les compétences techniques de l'hydrogéologue. Le développement d'outils de gestion pour des grands systèmes aquifères complexes semble pour l'instant entravé par la hiérarchisation des usages de l'eau et la résolution des conflits d'intérêt qui en découlent.

III.4 En résumé...

Une substitution partielle à l'exploitation de la nappe éocène est envisagée par la mise en place de nouveaux prélèvements dans la nappe oligocène dans la région médocaine.

Compte tenu de la complexité des relations inter-aquifères dans cette zone, une approche multi-scalaire est proposée pour estimer l'impact des prélèvements envisagés sur la nappe oligocène et la totalité du système multicouche tertiaire. Cette approche fait appel aux méthodes complémentaires suivantes :

- méthode semi-analytique : cette méthode a permis de calculer l'impact des prélèvements sur la nappe oligocène dans la périphérie du champ captant. Deux modèles élaborés et calés sur des essais de puits de longue durée ont permis d'estimer l'influence de la géométrie du réservoir oligocène sur les rabattements induits par le projet de champ captant.*

Il ressort que le champ captant tel qu'il est défini n'est pas compatible avec la géométrie de l'aquifère oligocène : un risque de dénoyage est possible au droit des ouvrages dans la partie Nord de la région médocaine. Seule une prise en compte de l'hydraulique de l'interface puits/réservoir a permis de mettre en évidence ce risque. Une solution alternative de champ captant est proposée, produisant les volumes annuels prévus, sans risque à court terme de dénoyage.

- **méthode numérique** : complémentaire de la méthode précédente, elle a été utilisée pour estimer l'influence de l'exploitation de la nappe oligocène sur le système tertiaire multicouche médocain.

Dans un premier temps, le modèle numérique mis à jour, aboutit à une meilleure restitution des hauteurs piézométriques dans la zone d'intérêt.

Les simulations réalisées montrent que l'impact d'une exploitation reste modérée à l'échelle régionale. Les aquifères miocène et éocène sont peu influencés. La structuration de l'aquifère oligocène en deux zones se retrouve dans le comportement hydraulique, tout comme l'importance de la lacune de Castelnau-Médoc qui finalement ne produit qu'un effet de limite étanche modéré.

Une approche de gestion globale, but ultime de ce travail, est proposée. Basée sur le couplage d'un outil d'optimisation et du modèle numérique régional, cette méthodologie permet de proposer une solution optimale pour le schéma d'exploitation du champ captant. Le gain de production est sensible, tout en respectant des contraintes d'exploitation sur le champ captant et les forages AEP environnant.

L'application de cette méthode sur l'ensemble du système multicouche tertiaire, à l'échelle régionale, constitue une nouveauté. Bien que nécessitant encore des développements pour prendre en compte notamment une caractérisation multiobjectif des préférences du décideur, cet outil constitue déjà dans sa forme actuelle, un système permettant de traiter des scénarios complexes pour aboutir, comme démontré, à des solutions optimales satisfaisant des contraintes évoluées.

EN GUISE DE CONCLUSIONS ...

Pour un projet de gestion globale du système aquifère tertiaire multicouche médocain, l’élaboration d’un outil d’optimisation régional a été réalisée. Son développement et la mise en place de cet outil constitue la finalité d’un processus de synthèse et d’identification des ressources aquifères d’une zone jusqu’ici déficiente en information.

Dans un premier temps, une révision détaillée des conditions géologiques de dépôt des formations aquifères du Bassin Nord-Aquitain nous a amené à la *construction d’un modèle numérique régional*. Ce modèle, représentatif des nappes depuis le Plio-Quaternaire jusqu’au Crétacé souligne la complexité des échanges entre les différentes unités et la nécessité de considérer l’ensemble du système pour toute approche quantitative. Ce modèle a été retenu pour servir de modèle cadre dans l’étude détaillée des potentialités des nappes tertiaires médocaines en général et de l’Oligocène en particulier, cible envisagée pour la *mise en place d’un programme de substitution à l’exploitation dans la région bordelaise de la nappe de l’Eocène*.

C’est donc dans une zone déficiente en information que nous avons mis en place un programme d’investigations géologiques et hydrogéologiques qui a abouti à une *nouvelle proposition de la géométrie de l’aquifère oligocène*, et plus généralement pour le système multicouche tertiaire dans la région Centre-Médoc. Ainsi, la présence d’une flexure synsédimentaire pour la première fois bien identifiée conduit à la prise en compte de deux compartiments au sein desquels l’aquifère oligocène présente des caractéristiques distinctes :

- *un compartiment nord* où l’aquifère oligocène, peu développé et abondamment fissuré est en liaison hydraulique avec les nappes sus-jacentes ;
- *un compartiment sud* où l’aquifère oligocène s’isole des aquifères sus et sous-jacents et présente une plus grande épaisseur.

Vers l’est, *c’est une lacune, correspondant vraisemblablement à une zone d’érosion* sur une structure haute, qui marque la terminaison du réservoir oligocène, dans une zone où sa présence n’était jusqu’ici pas discutée.

Une méthode d'interprétation d'essais de puits permettra d'étudier des configurations complexes d'un système puits/réservoir. Elle est utilisée pour calculer les paramètres hydrauliques des nappes sur de nouveaux points de mesure. L'impact de la nouvelle géométrie a pu être estimé à partir des modèles piézométriques issus de données actualisées.

Une étude des chroniques piézométriques décrira des zones potentielles de mise en charge pour les aquifères tertiaires. L'approche corrélatoire, retenue pour préciser notamment la corrélation entre les précipitations et les niveaux des nappes dans ces zones particulières s'est toutefois révélée ici inappropriée. L'étude des aquifères poreux complexes, tels que ceux rencontrés dans le Médoc, constitue vraisemblablement la limite d'application de cette méthode.

Enfin, une méthode basée sur l'étude des fluctuations naturelles des niveaux des nappes, couplée à des mesures de nivellation par positionnement satellitaire a été développée et appliquée pour estimer le coefficient d'emmagasinement. De telles mesures réalisées pour la nappe éocène montrent que cette technique, qui nécessite encore des développements propose un calcul cohérent et indépendant avec les estimations réalisées par d'autres méthodes.

Ce n'est seulement qu'après cette mise à jour géologique et hydrogéologique que l'impact d'un nouveau champ captant exploitant la nappe oligocène a pu être envisagé. A cet effet, une *approche multi-échelle* a été retenue, seule capable de rendre véritablement compte de la totalité des phénomènes.

L'approche semi-analytique a été retenue pour estimer l'impact du champ captant oligocène dans sa proche périphérie.

L'approche numérique, basée sur le modèle régional rénové a été utilisée pour calculer l'impact de l'exploitation sur les autres nappes constituant le système multicouche tertiaire. De ces modélisations, il ressort que *l'impact du champ captant tel qu'il est prévu reste modéré à l'échelle régionale. En revanche, l'étude locale montre clairement que l'exploitation envisagée n'est pas compatible avec la géométrie de l'aquifère telle que nous la proposons aujourd'hui*, avec un risque de dénoyage dans la partie nord. *Une proposition est*

faite afin de déplacer le champ captant vers le sud, où un même schéma d'exploitation garantirait une sécurité vis-à-vis de ce risque de dénouyage.

Une solution optimale pour le projet initial de champ captant est également proposée à partir de l'outil d'optimisation développé. Basé sur l'approche de la Matrice de Réponse Unitaire, cet outil permet de procéder à des optimisations mono-objectif en respectant des contraintes sur le système envisagé. Le système hydrogéologique est pris en compte par l'intermédiaire de coefficients d'influences calculés à partir du modèle hydrodynamique régional. *La solution obtenue pour le champ captant permettrait de disposer d'un volume extrait supérieur à celui envisagé, tout en limitant les rabattements et notamment le risque de dénouyage précédemment identifié.*

L'outil d'optimisation est appliqué à l'échelle régionale, aboutissant à une proposition de gestion de l'ensemble du système multicouche tertiaire, et permettant de valider des contraintes physiques sécuritaires dans des zones identifiées *a priori* comme sensibles. *La solution proposée reste théorique mais montre l'utilité de ce type d'outil pour la gestion à grande échelle des systèmes aquifères complexes.*

Il reste bien sûr des développements à apporter pour parvenir à une gestion multiobjectifs et multicritères, seule capable de représenter correctement les préférences du « décideur » dans le processus de gestion.

La formulation des contraintes et des objectifs, même dans une approche multicritère reste primordiale dans les résultats obtenus par la procédure d'optimisation et de gestion. Dès lors, les préférences formulées qui devront être intégrées dans ces outils ne peuvent s'envisager que sous la forme de contraintes socio-économiques, qui restent prioritaires devant les contraintes physiques relatives à la ressource que l'Hydrogéologue peut formuler. *La capacité de communication entre les différents acteurs de la gestion de l'eau permettra seule d'aboutir à l'élaboration de systèmes complexes pour une gestion globale des grands ensembles aquifères.*

La contrainte reste quand même humaine et non technique ...

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AGUADO E., REMSON I., 1974, Groundwater hydraulics in aquifer management, J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng., (100), HY1, pp. 103-118.

AGUADO E., REMSON I., PIKUL M.F., THOMAS W.A., 1974, Optimal pumping for aquifer dewatering, J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng., (100), HY7, pp. 860-877.

AHLFELD D.P., MULVEY J.M., PINDER G.F., WOOD E.F., 1988, Contaminated groundwater remediation using simulation, optimization, and sensitivity theory. 1. Model development, Water Resources Research, (24), 3, pp. 431-441.

ALBINET M., 1960, Etude de la nappe des Sables Inférieurs d'Aquitaine, Thèse 3^{ème} Cycle Bordeaux, 77 p.

ALLARD A., 1981, La nappe du Miocène dans les Landes de Gascogne, DUSTG Université de Bordeaux 3, Atlas 24 pl.

ALLEN G P., CASTAING P, FERAL A, KLINGEBIEL A, VIGNEAUX M., 1970, Contribution à l'étude des faciès de comblement et interprétation paléogéographique de l'évolution des milieux sédimentaires récents et actuels de l'estuaire de la Gironde, B.I.G.B.A, (8), 154 p.

ALVINERIE J., 1961, Etude sédimentologique du Néogène du Bazadais, Thèse 3^{ème} Cycle Bordeaux, 78 p.

AMBASTHA A.K., McLEROY P.G., GRADER A.S., 1989, Effects of a partially communicating fault in a composite reservoir on transient pressure testing, SPE Formation Evaluation, (4), 2, pp. 210-218.

ANDRE L., 2002, Contribution de la géochimie à la connaissance des écoulements souterrains profonds - Application à l'aquifère des Sables Infra-Molassiques du Bassin d'Aquitaine., Thèse Bordeaux 3, 230 p.

ASTIE H., 1964, Etude hydrogéologique de la nappe du Miocène dans le Sud-Ouest du Bassin d'Aquitaine, Thèse 3^{ème} Cycle Bordeaux, 122 p.

ASTIE, AUBIC, BELLEGARDE, BOURGEOIS, CAZAL *et al.*, 1989, Synthèse des études sur le système multicouche des nappes tertiaires du nord de l'Aquitaine, La Houille Blanche, (8), pp. 907-917.

BEA F., KIEKEN M., 1971, Les évaporites dans les formations tertiaires de l'Aquitaine méridionale, Bull. Centre Rech. Pau - SNPA, (5), 2, pp. 399-404.

BESBES M., MARSILY de G, PLAUD M., 1978, Bilan des eaux souterraines dans le Bassin d'Aquitaine *In* Hydrogéologie des grands bassins sédimentaires, Mém. Conférence de Budapest : mai-juin 1976, (XI), p294-303.

Références bibliographiques

- BONNERY H., MAUROUX B., SOURISSEAU B., 1997**, Contrôle qualité et gestion des nappes d'eau souterraine en Gironde. Etat des connaissances à fin 1996, Pessac : BRGM, (R 39683), 3 volumes.
- BOTTON S., DUQUENNE, F., EGELS, Y., EVEN, M., WILLIS, P., 1997**, GPS localisation et navigation, CNIG, GPSD, Hermes, Paris.
- BOURDET D., AYOUB J.A., PIRARD Y.M., 1989**, Use of pressure derivative in well-test interpretation, SPE Formation Evaluation, (4), 2, pp. 293-302.
- BOURDET D., GRINGARTEN A.C., 1980**, Determination of fissure volume and block size in fractured reservoirs by type-curve analysis, 1980 *In* SPE Annual Fall. Techn. Conf. and Exhib. Dallas, Paper SPE 9293.
- BRGM, 1999**, Restructuration du modèle nord-aquitain de gestion des nappes-Réalisation de 6 simulations pour le Schéma de Gestion des Eaux du département de la Gironde, R40224.
- BREDEHOEFT J.D., 1967**, Response of well-aquifer systems to earth tide, Journal of Geophysical Research, (72), 12, pp. 3075 – 3087.
- BUGNICOURT D., DALBIEZ F., DUFAURE P., 1959**, Contribution à l'étude du Paléozoïque nord-aquitain, B.S.G.F., (7), 1, p. 583-587.
- BURBEY T.J., 2001**, Storage coefficient revisited : is purely vertical strain a good assumption, Ground Water, (39), 3, pp. 458 – 464.
- CAPDEVILLE J.P., 1987**, Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviaux lacustres tertiaires du nord du Bassin Aquitain entre Lot et Dordogne, Thèse de doctorat d'Etat:Bordeaux, 295 p.
- CARALP M., VIGNEAUX M., 1960**, Aspect structural du Médoc Atlantique, C.R.Somm.S.G.F., (6), pp. 796 - 800.
- CASSOUDEBAT M., PLATEL J.P., 1976**, Sédimentologie et paléogéographie du Turonien de la bordure septentrionale du Bassin Aquitain, Bull.Bur.Rec.géol.min., (2) I, 4, pp.356-359.
- CASSOUDEBAT M., PLATEL J.P., SELLIER E., 1972**, Etude phénoménologique du calcaire à Astéries, Bull. Soc. Linn. Bordeaux, (II), 1, pp. 9-17.
- CASTANY G., MARGAT J., 1977**, Dictionnaire français d'hydrogéologie, Editions du BRGM, 248 p.
- CAVELIER C., FRIES G., LAGARIGUE J.-L., CAPDEVILLE J.-P., 1997**, Sédimentation progradante au Cénozoïque inférieur en Aquitaine méridionale : un modèle, Géologie de la France, (4), pp. 69-79.
- CAZAL A., ENSELLEM Y., MOUSSIE B., POUCHAN P., SCHOELLER H., 1967**, Analogie rhéoélectrique - Etude d'un bassin artésien - Application aux "Sables Inférieurs d'Aquitaine", Assemblée Générale de Berne, (77), pp. 343 - 352.

Références bibliographiques

- CAZAL A., POUCHAN P., VOUVE J., 1970**, Détection à distance par radiométrie infrarouge des émergences de la Gironde. Relation avec l'aquifère côtier, C. R. Acad. Sc., (270), pp. 760-763.
- CAZAL. A., PLAUD M., POUCHAN P., VOUVE J., 1969**, Esquisse hydrogéologique des nappes profondes de l'Aquitaine orientale, Mémoire BRGM, 1969.
- CIENAWSKI S.E., EHEART J.W., RANJITHAN S., 1995**, Using genetic algorithms to solve a multiobjective groundwater monitoring problem, Water Resources Research, (31), 2, pp. 399-409.
- CLARK W.E., 1967**, Computing the barometric efficiency of a well, Journal of the Hydraulics Division, HY 4, pp. 93 – 98.
- COOPER H.H., JACOB C.E, 1946**, A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. Trans. Amer. Geophys. Union, (27), pp. 526-534.
- CORREGE P., 1967**, Etude hydrogéologique du Plio-Quaternaire dans la région de l'étang de Parentis-Biscarrosse, Thèse 3^{ème} Cycle Bordeaux, 97 p.
- COTTINET D., 1974**. Contribution à l'étude des fluctuations de la nappe du massif forestier landais, Thèse Bordeaux 1, 93 p.
- COURREGES M., 1997**, Le crypto-karst de la péninsule du Médoc - Crypto-altération, dissolution, karst sous-marin et évolution quaternaire, Quaternaire, (8), 2-3, pp. 289 - 304.
- COUSTAU H., SCHOELLER J., SOURISSE C., STOJCIC B., 1967**, Essai sur les aquifères du Tertiaire et du Crétacé supérieur en Aquitaine, Chronique d'Hydrogéologie, (12), pp. 127-146.
- CROUZEL F., 1956**, Le Miocène continental du Bassin d'Aquitaine, Bull.Serv.Carte Géol. Fr., LIV(248), 264 p.
- CROUZEL F., MEYER R., 1975**, Encroûtements calcaires dans l'Oligo-Miocène du bassin d'Aquitaine, C.R.Somm.S.G.F., pp. 112-114.
- DAGUIN F., 1948**, L'Aquitaine occidentale, Paris : Hermann, 1948.
- DAVIS D.R., RASMUSSEN T.C., 1993**, A comparison of linear regression with Clark's method for estimating barometric efficiency of confined aquifers, Water Resources Research, (29), 6, pp. 1849 – 1854.
- DELBOS J., 1846**, Recherches sur l'âge de la formation d'eau douce de la partie orientale du bassin de la Gironde, B.S.G.F., (2) III, pp.402-409.
- DELFAUD J., 1982**, Evolution dynamique des Pyrénées et de l'Aquitaine du Jurassique au Crétacé Inférieur, Pirineos, (116), pp. 21-35.

DOERFLINGER E., 1997, Utilisation de la méthode de positionnement satellitaire GPS pour la détermination précise des altitudes relatives et absolues, Thèse Université de Montpellier, 279 p.

DUBREUILH J., 1987, Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviatiles tertiaires du nord du bassin d'aquitaine - passage aux formations palustres, lacustres et marines, Thèse de Doctorat d'Etat : Bordeaux III, 461 p.

DUBREUILH J., MARIONNAUD J.M., ANDREIEFF P., 1973, Carte géologique à 1/50000 "Lesparre-Médoc Forêt-du-Junca", XIII-XIV-34.

DUCASSE O., 1962, Biozones d'Ostracodes du Paléogène nord-aquitain. *In* Colloque sur le Paléogène 1962, Mémoires du BRGM, (28), pp. 243-256.

DUCASSE O., LETE C., ROUSSELLE L., 1985, Contribution à l'étude paléontologique d'une crise paléogène : populations d'ostracodes à la limite Eocène - Oligocène dans le Médoc (Gironde), B.I.G.B.A, (38), pp. 141-175.

DUPOUY-CAMET J., 1952, Recherches structurales sur les accidents triasiques du sud-ouest de l'Aquitaine, Bulletin de la Carte Géologique, 233, XLIX, pp. 249-531.

DUPUY J., 1966, Esquisse structurale et modalités du contact Stampien-Sannoisien dans le Nord du Bassin d'Aquitaine., Thèse 3^{ème} Cycle, 87 p.

DUPUY A., 1997, Simulation de la contamination diffuse des eaux souterraines par les nitrates à l'échelle du bassin versant, Thèse Université de Poitiers, 240 p.

DURAND-DELGA M., 1980, La chaîne des Pyrénées et son avant-pays aquitain-languedocien *In* Itinéraire Géologiques Aquitaine-Languedoc-Pyrénées, Elf Aquitaine, Mém. 3.

EHLIGH-ECONOMIDES C., 1988, Use of the pressure derivative for diagnosing pressure-transient behavior, J. Pet. Tech., Octobre, pp. 1280-1288.

EL MAGNOUNI S., TREICHEL W., 1994, A multicriterion approach to groundwater management, Water Resources Research, (30), 6, pp. 1881–1895.

FABRE A., 1939, Description géologique des terrains tertiaires du Médoc et essai sur la structure tectonique du département de la Gironde, 534 p.

FORSYTH, P.A., 1989, A control volume finite difference method for local mesh refinement, SPE 18415 In 10th SPE Symposium on Reservoir Simulation, 6-8 Février 1989, Houston, Etats-Unis.

FROIDEFOND J.M., FRAPPA M., GAYET J., DE RESSEGUIER A., VIGNEAUX M., 1984, Réalisation d'une carte bathymétrique et reconnaissance géologique des roches sous-marines de la côte du Médoc (Gironde), B.I.G.B.A, (35), pp. 5-21.

GAALOUL N., 1992, Modélisation mathématique du système aquifère multicouche Oligocène-Eocène du bassin Nord-Aquitain (Gironde), Thèse Bordeaux 1, 283 p.

- GALEATI G., GAMBOLATI G., 1988**, Optimal dewatering schemes in the foundation design of an electronuclear plant, Water Resources Research, (24), 4, pp. 541-552.
- GAYET J., 1985**, L'ensemble des environnements oligocènes nord aquitains: un modèle de plate forme marine stable à sédimentation carbonatée, B.I.G.B.A, (2), 571 p.
- GAYET J., KLINGEBIEL A., MAIRE R., 1993**, Evolution karstique sur une plate - forme stable. Contrôles tectoniques, faciologiques et eustatique (Exemple de l'Oligocène de l'Entre-Deux-Mers, Gironde, France), B.I.G.B.A., (53), pp. 169-177
- GHARBI A., PERALTA R.C., 1994**, Integrated embedding optimization applied to Salt Lake valley aquifers, Water Resources Research, (30), 3, pp. 817-832.
- GIGNOUX M., 1960**, Géologie stratigraphique, 759 p.
- GIESKE A., De VRIES J.J., 1985**, An analysis of earth-tide-induced groundwater flow in Eastern Botswana. Journal of Hydrology, (80), pp. 211–232.
- GORELICK S.M., REMSON I., 1982**, Optimal dynamic management of groundwater pollutant sources, Water Resources Research, (10), 4, pp. 71-76.
- GORELICK S.M., 1983**, A review of distributed parameter groundwater management modeling methods, Water Resources Research (19), 2, pp 305-319.
- GRINGARTEN A.C., RAMEY H.J., RAGHAVAN R., 1974**, Unsteady-state distribution created by a well with a single infinite-conductivity vertical fracture, Soc. Pet. Eng. J., Août, pp. 347-360.
- HANTUSH M.S., 1956**, Analysis of data from pumping test in leaky aquifers, Trans. Amer. Geophys. Union, (37), pp. 702-714.
- HANTUSH M.S., 1959**, Non-steady flow to flowing wells in leaky aquifers, J. Geophys. Res., (64), pp. 1043-1052.
- HANTUSH M.S., 1961**, Aquifer tests on partially penetrating wells, J. Hydraul. Div., Proc. Amer. Soc. Civil. Engrs., (87), pp. 171-195.
- HARBAUGH A.W., BANTA E.R., HILL M.C., McDONALD M.G., 2000**, MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model-User guide to modularization concepts and the ground-water flow process, Open-File report 00-92, 121 p.
- HEIDARI M., 1982**, Application of linear system theory and linear programming to groundwater management in Kansas, Water Resources Bulletin, (18), 6, pp. 1003-1012.
- HOSTEINS L., 1982**, Etude hydrogéologique du réservoir oligocène en Aquitaine occidentale-Gestion et conservation de la ressource de cette nappe dans la région de Bordeaux, Thèse Bordeaux 1, 164 p.

Références bibliographiques

- HOUSSE B., MAGET P., 1977**, Potentiel géothermique du Bassin Aquitain, Levallois Perret : BRGM, Elf Aquitaine (Production), 167 p.
- HSIEH P.A., BREDEHOEFT J.D., FARR J.M., 1987**, Determination of aquifer transmissivity from earth tide analysis, *Water Resources Research*, (23), 10, pp. 1824–1832.
- HUBERT C., 1967**, Etude hydrogéologique du Plio-Quaternaire de la région de l'étang d'Aureihlan, Thèse 3^{ème} Cycle Bordeaux, 63 p.
- IKEHARA M.E., 1994**, Global Positioning System surveying to monitor land subsidence in Sacramento Valley California USA, *Journal des Sciences Hydrologiques*, (39), 5, pp. 417–429.
- JACOB C.E., 1940**, On the flow water in an elastic artesian aquifer. *Transactions American Geophysical Union*, (21), pp. 574–586.
- JACOB C.E., LOHMAN S.W., 1952**, Non-steady flow to a well of constant drawdown in an extensive aquifer, *Trans. Amer. Geophys. Union*, (33), pp. 559–569.
- JEHL J.P., 1967**, Etude hydrogéologique de la nappe phréatique de la bordure orientale du Haut-Médoc entre Ste-Hélène et la Garonne, Thèse 3^{ème} Cycle Bordeaux, 76 p.
- JENKINS G.M., WATTS D.G., 1968**, Spectral analysis and its applications, Holden-Day, San Francisco, CA, USA, 525 p.
- JULLIEN J-L., 1968**, Etude hydrogéologique du Plio-Quaternaire de la région de Soustons (Landes), Thèse 3^{ème} Cycle Bordeaux.
- KAPLAN G., 1968**, Contribution à l'étude du métamorphisme des sédiments paléozoïques du bassin d'Aquitaine., *Bull. Centre Rech. Pau, SNPA*, (2), 1, pp. 57-68.
- KHOLGI M., 1997**, Gestion conjointe des eaux de surface et souterraines. Approche par simulation, optimisation et aide à la décision, Thèse Université de Poitiers, 144 p.
- KHOLGHI M., RAZACK M., TREICHEL W., 1996**, Modélisation et gestion quantitative des systèmes hydrauliques nappe-rivière par l'approche "matrice des réponses unitaires", *Hydrogéologie*, (4), pp. 11-19.
- KLINGEBIEL A., 1967**, Etude sédimentologique du Paléogène Nord Aquitain-Interprétation lithostratigraphique et paléogéographique, B.I.G.B.A, 290 p.
- KLINGEBIEL A., RECHINIAC A., VIGNEAUX M., 1964**, L'intérêt des minéraux lourds dans l'interprétation géologique des formations continentales de l'Eocène nord-aquitain, *C.R. Somm. S.G.F.*, Fasc. 1, pp. 15-17.
- KLINGEBIEL A., GAYET J., MAIRE R., 1993**, Facteurs faciologiques et tectoniques contrôlant la karstification sur la marge nord aquitaine (France) : exemple de l'Oligocène Nord aquitain, *C.R. Acad. Sc. Paris Série II*, (317), pp. 523–529.

LABAT N., 1998, Rôle de particularités sédimentaires et structurales sur le comportement des sables sous-molassiques soumis aux fluctuations induites par les stockages souterrains de gaz. Application à l'étude de leur influence sur l'hydrodynamisme des émergences locales, Thèse Bordeaux 3, 228 p.

LAROCQUE M., 1997, Intégration d'approches quantitatives de caractérisation et de simulation des aquifères calcaires fissurés. Application à l'aquifère karstique de la Rochefoucauld (Charente, France), Thèse Université de Poitiers, 247 p.

LARROQUE F., DUPUY A., 2004 ^a, Apports de la sismique réflexion haute résolution à l'identification des structures profondes des formations tertiaires en Médoc (Gironde, France) : implications hydrogéologiques, *C.R. Geoscience*, (336), 12, pp. 1111–1120.

LARROQUE F., DUPUY A., 2004 ^b, Use of 2D semi-analytical models for a heuristic approach: application for the impact assessment of geological uncertainties on groundwater draughts, *In* International Conference on Hydrogeological Transboundary Problems, 21-26 Novembre 2004, Varsovie Pologne, *accepté*.

LARROQUE F., DUPUY A., 2004 ^c, Using high resolution seismic data to constrain 2D semi-analytical groundwater models : application to the impact assessment of a pumping field on the Medocan Oligocene Aquifer (Gironde, France), *In* Geoscience in a Changing World - 2004 Annual Meeting and Exposition of the Geological Society of America, 7-10 Novembre 2004, Denver, Etats-Unis, *accepté*.

LARROQUE F., DUPUY A., 2004 ^d, Optimal management of regional multilayered aquifer using Response Function Approach, *In* International Conference on Finite-Element Model, MODFLOW, and More-Solving Groundwater Problems, 13-16 Septembre 2004, Carlsbad République Tchèque), *accepté*.

LE GALLIC H.C., 1966, Une étude hydrogéologique de la zone d'alimentation des sables inférieurs dans la bordure septentrionale, Thèse 3^{ème} Cycle Bordeaux, 63 p.

LEGIGAN P., 1979, L'élaboration de la formation du sable des Landes, dépôt résiduel de l'environnement sédimentaire Pliocène-Pleistocène centre-aquitain, Thèse Bordeaux 1, 428 p.

LEE A. S., ARONOFSKY J.S., 1958, A linear programming model for scheduling crude oil production., *J. Pet. Technol.*, (213), pp. 51-54.

LICHEN S.M., 1990, High accuracy Global Positioning System orbit determination Progress and prospect, Bock Ed. Lepard, pp. 146–164.

LONGMAN I.M., 1959, Formulas for computing the tidal accelerations due to the Moon and the Sun, *Journal of Geophysical Research*, (64), 12, pp. 2351–2355.

LOUSTALET G., 1972, Etude de la nappe phréatique des environs de Capbreton (Landes), Thèse Bordeaux.

LOVE A.E., 1911, Some problems in geodynamics, Cambridge University Press, London, 180 p.

MADDOCK III T., 1972, Algebraic technological function from a simulation model, Water Resources Research, (8), 1, pp. 129-134.

MADDOCK III T., LACHER L.J., 1991, Drawdown, velocity, storage, and capture response functions for multiaquifer systems, Water Resources Research, (27), 11, pp. 2885-2898.

MANGIN A., 1984, Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoires et spectrales, Journal of Hydrology, (67), pp. 25-43.

MARINE I.W., 1975, Water level fluctuations due to earth tides in a well pumping from slightly fractured crystalline rock, Water Resources Research, (11), 1, pp. 165-173.

MARIONNAUD J.M., 1967, Coupes lithostratigraphiques interprétatives dans le tertiaire nord aquitain, BRGM, 2 Cartes.

MARSAUD B., MANGIN A., BEL F., 1993, Estimation des caractéristiques physiques d'aquifères profonds à partir de l'incidence barométrique et des marées terrestres, Journal of Hydrology, (144), pp. 85-100.

MARSILY de G., 1981, Hydrogéologie quantitative, Masson, 215 p.

MARRYOTT R.A., DOUGHERTY D.E., SOLLAR R.L., 1993, Optimal groundwater management 2. Application of simulated annealing to a field scale contamination site, Water Resources Research, (29), 4, pp. 847-860.

MAUROUX B., DANNEVILLE L., 1996, Outil de Gestion des aquifères du Sud du Bassin Adour Garonne – Phase préliminaire : inventaire des prélèvements, Pessac :BRGM, (R 38871), 287 p.

Mc DONALD M.G., HARBAUGH A.W., 1988, A modular three-dimensionnal finite-difference ground-water flow model, Open file report 83-875. Book 6, Chapter A1, 576 p.

MELCHIOR P., STERLING A., WERY A., 1964, Effet de dilatations cubiques dues aux marées terrestres observés sous forme de variations de niveau dans un puits à Basecles (Hainaut), Communication de l'Observatoire Royal de Belgique, (66), 12 p.

MENSCH A., BENSON S.M., 1989, WES a robust expert system for well test analysis, LBL-27846, Lawrence Berkeley Laboratory, Berkeley, CA.

MOUSSIE B., 1972, Le système aquifère de l'Eocène moyen et supérieur du bassin nord-aquitain. Influence du cadre géologique sur les modalités de circulation, Thèse Bordeaux 3, 73 p.

MOUSSIE C., MOUSSIE B., SERONE VIVIEN M.R., LACOSTE M., 1969, Utilisation des informations géologiques, hydrauliques et géochimiques en vue de la synthèse hydrogéologique d'un système aquifère complexe (Bassin d'Aquitaine-Gironde) *In* Journées H. SCHOELLER, pp. 823-841.

- NARASIMHAN T.N., WITHERSPOON P.A., 1976**, An integrated finite difference method for analysing fluid flow in porous media, *Water Resources Research*, (12), 1, pp. 57-64.
- NARASIMHAN T.N., KANEHIRO B.Y., WITHERSPOON P.A., 1984**, Interpretation of earth tide response of three deep confined aquifers, *Journal of Geophysical Research*, (89), B3, pp. 1913–1924.
- NEUMAN S.P., 1972**, Theory of flow in unconfined aquifers considering delayed response of the watertable, *Water Resources Research*, (8), pp. 1031-1045.
- OLAWERAJU J.S., LEE W.J., 1989**, A comprehensive application of a composite reservoir model to pressure-transient analysis, *SPE Formation Evaluation*, (4) 3, pp. 325-331.
- OLIVO C., 1966**, Etude hydrogéologique du bassin versant du Ciron (rive gauche, moyenne et basse vallée), Thèse 3^{ème} Cycle Bordeaux.
- OZKAN E., RAGHAVAN R., 1991**, New solutions for well-test-analysis problems; Part 2, Computational considerations and applications, *SPE Formation Evaluation*, (6), 3, pp. 369-378.
- PALAGI C.L., 1992**, Generation and application of Voronoi grids to model flows in heterogeneous reservoirs, Thèse Université de Stanford, 408 p.
- PALCIAUSKAS V.V., DOMENICO P.A., 1989**, Fluid pressure in deforming rocks, *Water Resources Research*, (25), 2, pp. 203–213.
- PANNATIER Y., 1996**, VARIOWIN-Software for spatial data analysis in 2D, Springer-Verlag, New-York, 91 pp.
- PEACEMAN D.W., 1978**, Interpretation of well-block pressures in numerical reservoir simulation, *Soc.of Pet. Eng. J* (Juin 1978), (18), pp. 183-194.
- PELISSIER-HERMITTE G., FRANCESCHI M., CHERON J., DUPUY A., 2000**, Contamination azotée d'une nappe captive par drainance d'une nappe libre-Mécanismes et évolution. *In Colloque international ESRA 2000 -13-15 septembre*, pp. S2-11-S2-14.
- PLATEL J.P., SCHNEBELLEN N., LE NINDRE Y., SOURISSEAU B., SAPLAIROLES M., BENHAMMOUDA S. et al., 2000**, Gestion des eaux souterraines en Aquitaine-Année 4- Etude sectorielle-Protection de la nappe de l'Oligocène en région bordelaise. Synthèse des connaissances géologiques. Etat des connaissances hydrogéologiques, Pessac : BRGM, 70 p.
- POUCHAN P., 1959**, Etude des nappes à l'aide du régime transitoire, Thèse Bordeaux, 89 p.
- PRATVIEL L., 1972**, Essai de cartographie structurale et faciologique du bassin sédimentaire ouest - aquitain pendant l'Oligocène, Thèse de Doctorat d'Etat, Bordeaux 1, 629 p.
- PRUD'HOMME R., 1972**, Analyse morphostructurale appliquée à l'Aquitaine Occidentale et au Golfe de Gascogne. Définition d'une méthodologie cartographique interprétative, Thèse de Doctorat d'Etat, Université Bordeaux 1, 365 p.

RATZLAF S.A., ARAL M.M., AL-KHAYYAL F., 1992, Optimal design of groundwater capture systems using segmented velocity-direction constraints, *Groundwater*, (30), 4, pp. 607-612.

RECHINIAC A., 1962, Etude sédimentologique des principales formations détritiques du Paléogène aquitain, Thèse 3^{ème} Cycle Bordeaux, 63 p.

REMSON I., 1985, Models for groundwater pollution management, *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, (22), 3, pp. 231-239.

RESSEGUIER de A., FROIDEFOND J.M., 1978, Présentation d'une carte des affleurements rocheux sous-marins au Sud de l'embouchure de la Gironde., B.I.G.B.A, (24), pp. 119-125.

REY J., 1995, Le Bassin d'Aquitaine : composition, évolution et structure *In* Du Lias Nord aquitain au molasses miocènes – Généralités, Livret Guide d'Excursion STRATA, Actes du laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie de l'Université Paul Sabatier - Toulouse, Série 2, Mémoire, pp. 7-140.

RHOADS G.H., ROBINSON E.S., 1979, Determination of aquifer parameters from well tides, *Journal of Geophysical Research*, (84), B11, pp. 6071–6082.

RINGEADE M., 1978, Micromammifères et biostratigraphie des horizons aquitaniens d'Aquitaine, B.S.G.F., (XX), 6, pp. 807-813.

ROBINSON T.W., 1939, Earth-tides shown by fluctuations of water levels in wells in New Mexico and Iowa. *Transactions American Geophysical Union*, (20), pp. 656–666.

ROBINSON E.S., THOMAS BELL R., 1971, Tides in confined well-aquifer systems, *Journal of Geophysical Research*, (76), 8, pp. 1857–1869.

ROCSTACZER S., 1988, Determination of fluid flow properties from the response of water levels in wells to atmospheric loading, *Ground Water*, (24), 11, pp. 1927–1938.

ROJSTACZER S., RILEY F.S., 1990, Response of the water level in a well to earth tides and atmospheric loading under unconfined conditions, *Water Resources Research*, (26), 8, pp. 1803–1817.

ROLET J., 1997, The concealed basement of Aquitaine, *Mem. Soc. Géol. France*, n°171, pp. 115-141.

SCHOEFFLER J., 1973, Etude structurale des formations molassiques du piémont Nord-Pyrénéen de l'Eocène au Quaternaire ancien, *Revue Institut Français du Pétrole*, (XXVIII), 4, pp. 1375-1378.

SCHOELLER H., 1941, Les conditions de formation des molasses du Sidérolithique de la bordure Nord-Est du bassin aquitain, B.S.C.G.F., (11), pp.32-34.

Références bibliographiques

- SCHOELLER H., POUCHAN P., 1960**, Etude de la nappe alluviale captive du Flandrien du bec d'Ambès (Gironde) en utilisant en particulier les ondes des marées, Mémoire VI^{ème} Journées de l'Hydraulique, pp. 197-205.
- SCHOELLER H., POUCHAN P., CAZAL A., 1966**, Modelé actuel de la surface piézométrique de la nappe des Sables inférieurs d'Aquitaine., C.R.Acad.Sc. Paris, (263), pp. 1943-1945.
- SINGO A., 1981**, Les ressources en eau de la nappe des calcaires oligocènes dans la région sud de Bordeaux en rive gauche de la Garonne, Thèse Bordeaux 3, 89 p.
- SOULE J.C., 1967**, Etude hydrogéologique de la nappe phréatique de la région de Saint Laurent-Médoc, Thèse 3^{ème} Cycle Bordeaux, 128 p.
- THEIS C.V., 1935**, The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage, Trans. Amer. Geophys. Union, (16), pp. 519-524.
- TIAB D., KUMAR A., 1980**, Application of the PD' function to interference analysis, J. Pet. Tech., Août, pp. 1465-1470.
- TIEDEMAN C., GORELICK S.M., 1993**, Analysis of uncertainty in optimal groundwater contaminant capture design, Water Resources Research, (29), 7, pp. 2139-2153.
- TREICHEL W., 1994**, Decision aiding in groundwater management : the ADAGES package. Hydroinformatics'94, Proceedings of the first international conference on Hydroinformatics/Delft/Netherlands/19-23 September.
- VARGA R.S., 1962**, Matrix terative analysis, Prentice-Hall, Englewood Clifts.
- VATAN A., 1945**, Etude minéralogique des provinces distributives du matériel sédimentaire d'Aquitaine, B.S.G.F., (XV), 5, pp.657-670.
- VATAN A., 1948**, La sédimentation détritique en Aquitaine aux temps tertiaires, C.R.Somm.S.G.F., pp. 48-50.
- VEILLON M., 1962**, Les zones de foraminifères du Paléogène nord-aquitain et leur valeur stratigraphique *In* Colloque sur le Paléogène, Mémoires du BRGM, n°28, pp. 227-241.
- VERMA S.K., 1996**, Flexible grids for reservoir simulation, Thèse Université de Standford, 280 p.
- VIGNEAUX M., 1964**, Le Bassin d'Aquitaine *In* Colloque sur le Paléogène. Mémoires du BRGM, (28), pp. 177-226.
- VOUVE J., CAZAL A., PLAUD M., POUCHAN P., 1969**, Introduction à l'étude hydrogéologique du Bassin d'Aquitaine, pp. 30-54.
- WAGNER B.J., 1995**, Recent advances in simulation-optimization groundwater management modeling, Review of Geophysics, July, pp. 1021-1028.

Références bibliographiques

WILLIS R., 1979, A planning model for the management of groundwater quality, Water Resources Research, (22), 4, pp. 1476-1482.

WINNOCK E., 1971, Géologie succincte du bassin d'Aquitaine (Contribution à l'histoire du golfe de Gascogne) *In Histoire structurale du golfe de Gascogne*, (IV), 1, pp. 1-30.

WINNOCK E., 1974, Le Bassin d'Aquitaine in "Géologie de la France - Vieux massifs et grands bassins sédimentaires", Doin, pp. 259-404.

ZUMSTEIN J.F., 1965, Etude hydrogéologique de la nappe phréatique de la bordure occidentale du Médoc entre Sainte Hélène et Le Porge, Thèse 3^{ème} Cycle Bordeaux, 75 p.

ANNEXES

ANNEXE 0 : Situation géographique et toponymie

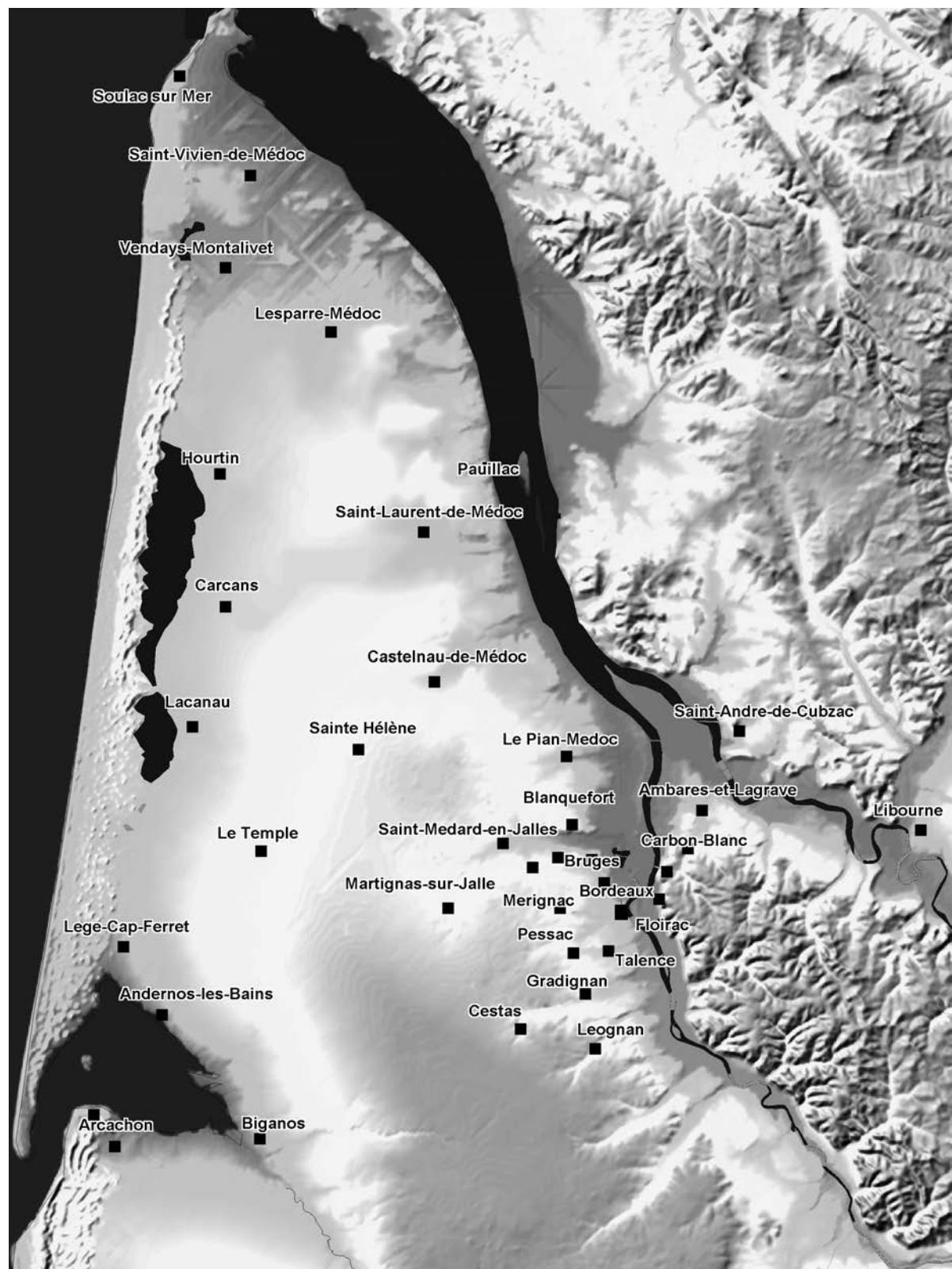


Figure A0-1 : Toponymie de la zone d'étude

ANNEXE 1 : Champs de perméabilité pour les aquifères tertiaires obtenus après calage

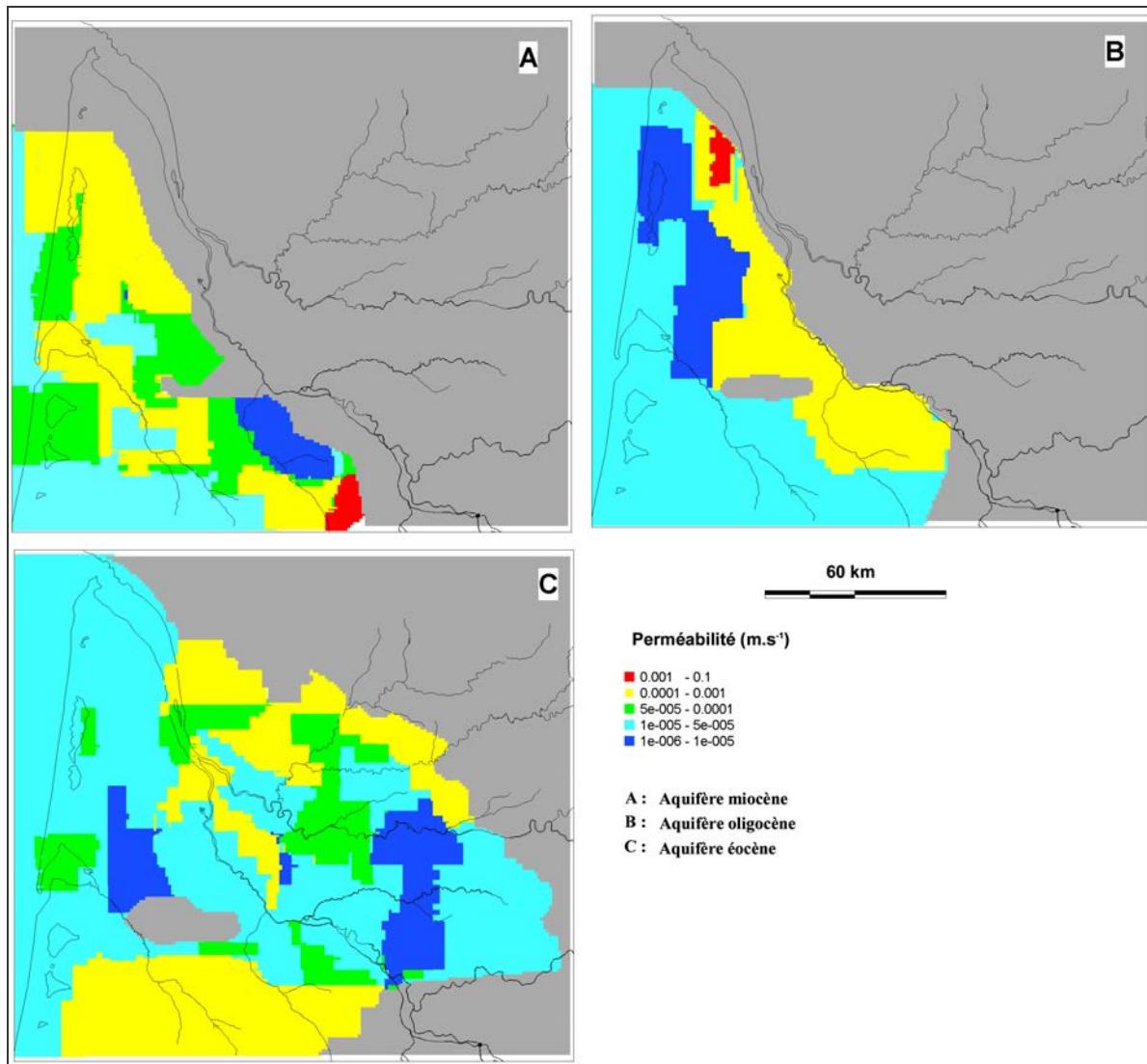


Figure A1-1 : Champs de perméabilité pour les aquifères tertiaires obtenus après calage

ANNEXE 2 : Coupes géologiques synthétiques

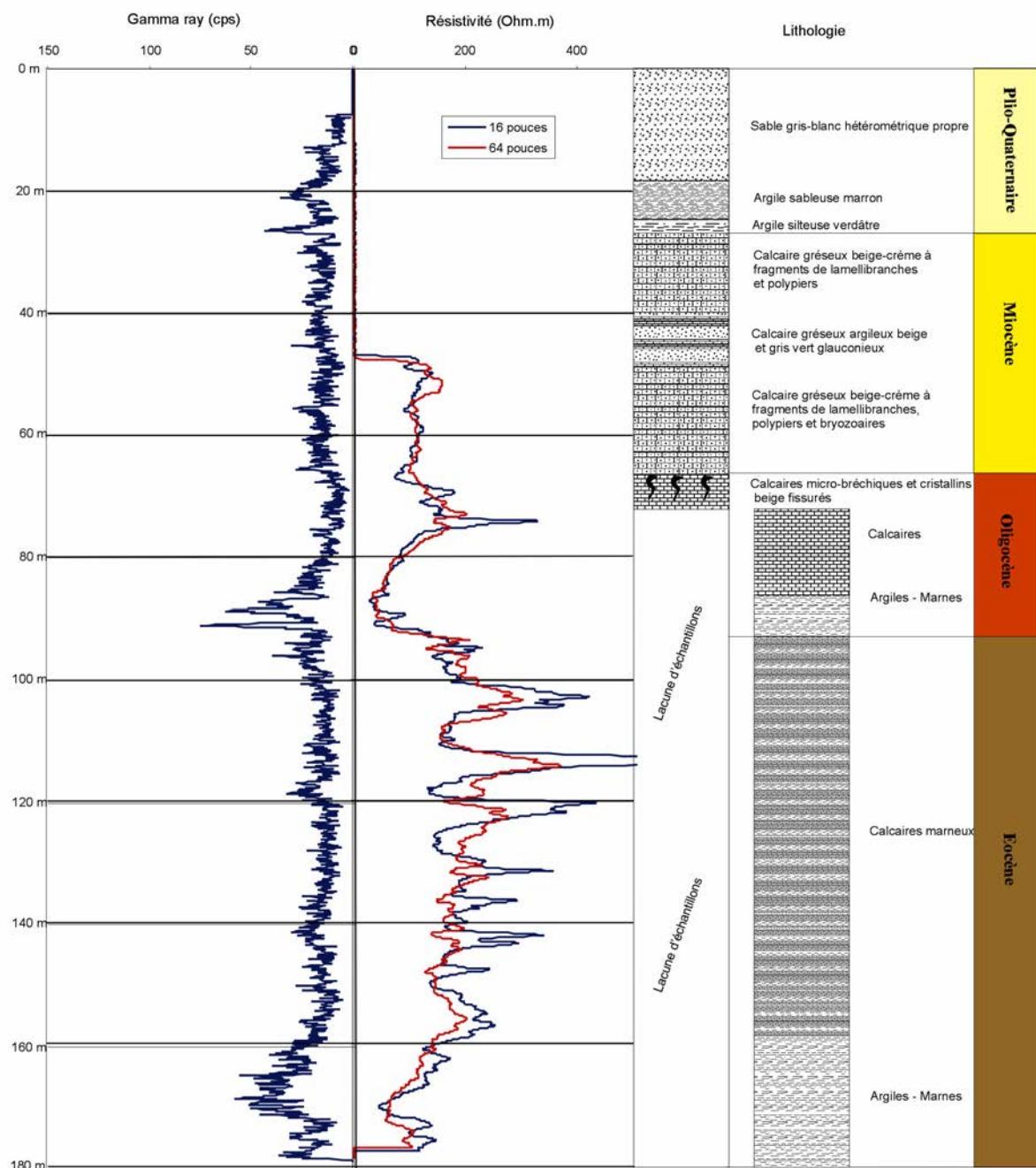


Figure A2-1 : Forage de reconnaissance BP1

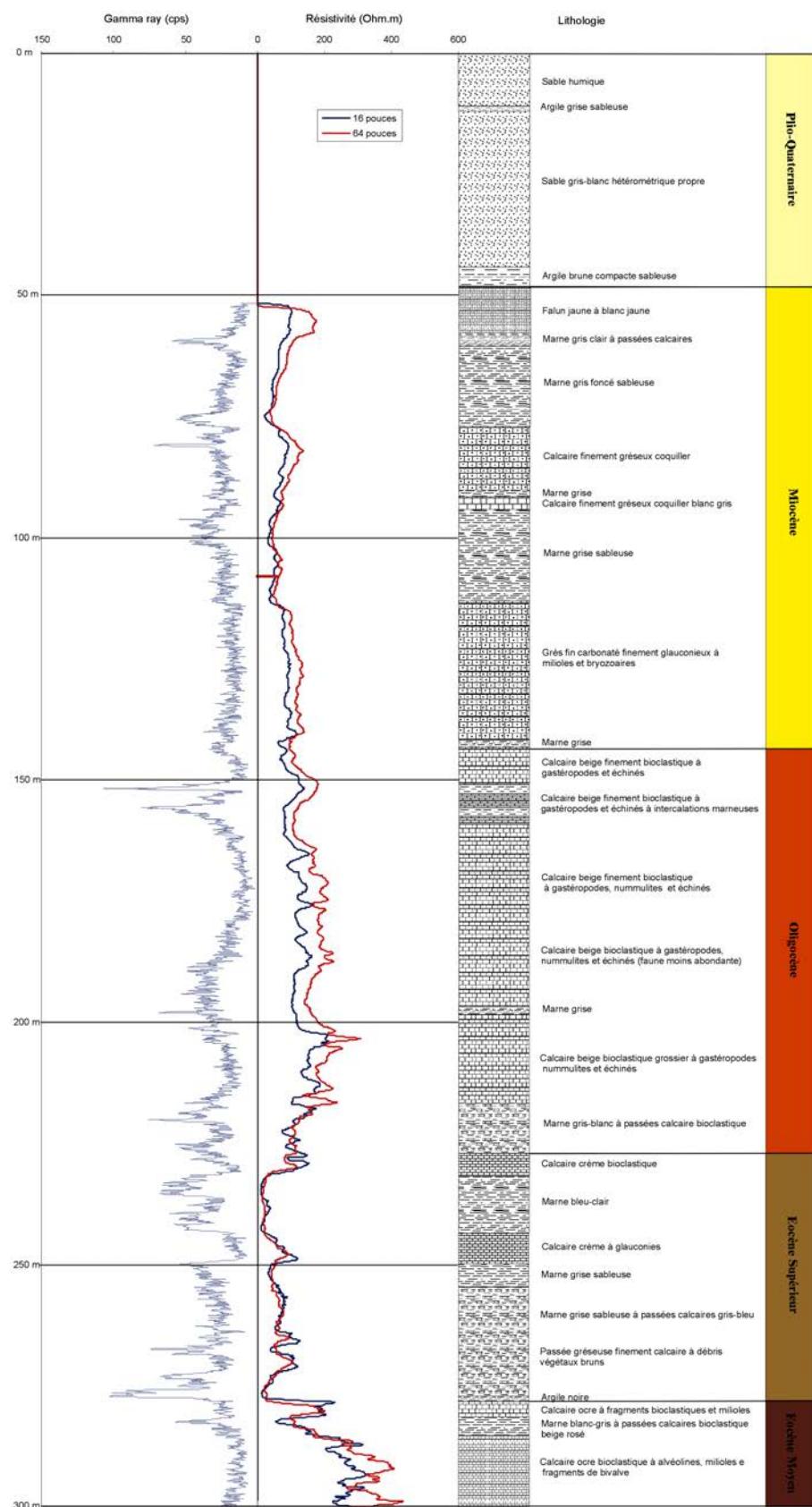


Figure A2-2 : Forage de reconnaissance SP1

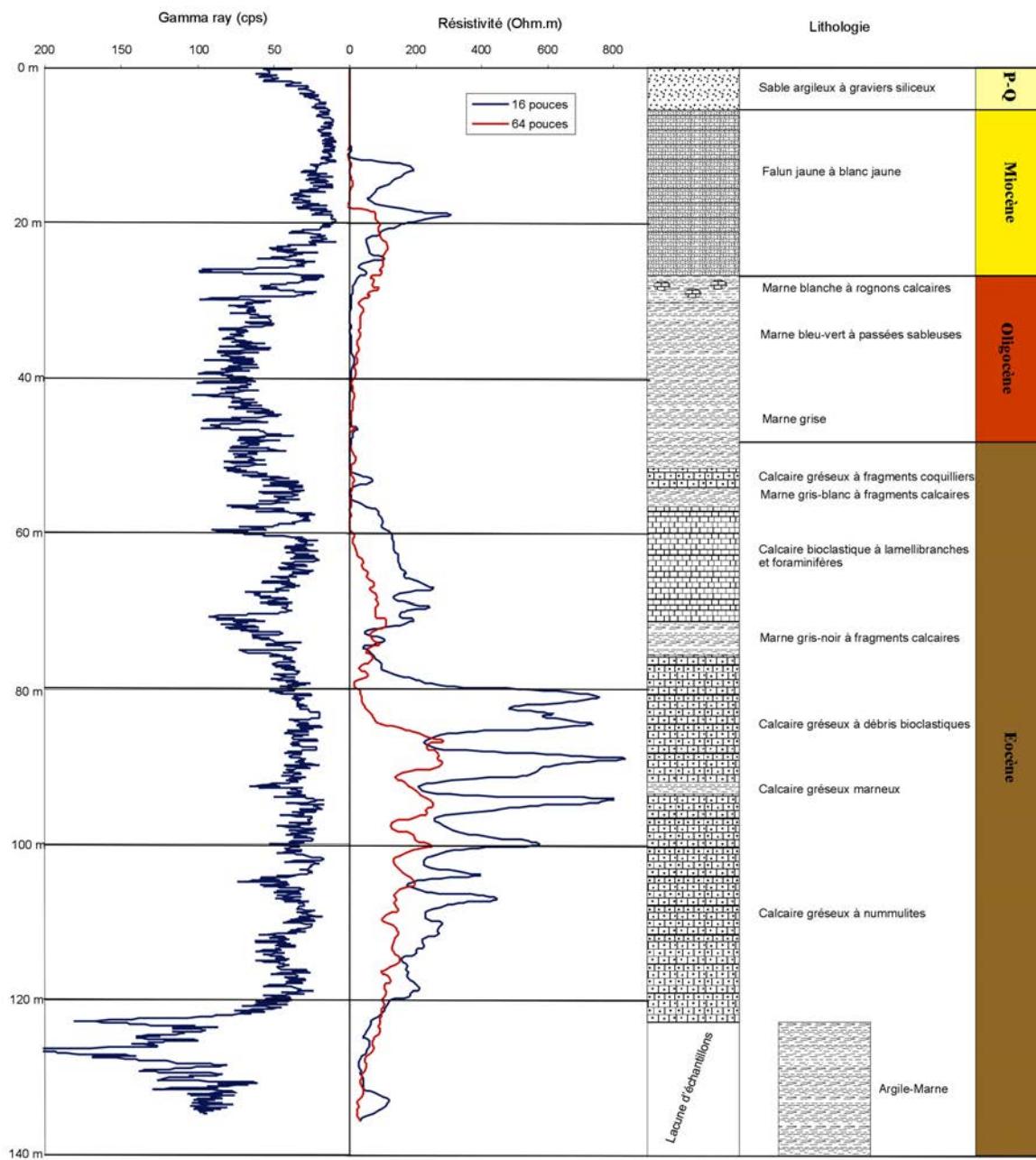


Figure A2-3 : Forage de reconnaissance MP1

ANNEXE 3 : Bases théoriques des interprétations des essais de puits en domaine pétrolier

Les écoulements au sein des milieux poreux sont décrits grâce à l'équation de diffusivité. Cette équation constitue la base de toutes méthodes d'interprétation permettant de déterminer les propriétés hydrauliques du milieu considéré.

L'interprétation des essais de puits en ingénierie de réservoirs pétroliers est également basée sur cette théorie. Le développement d'un formalisme particulier permet de proposer des méthodes d'interprétation particulières, bien adaptées à la caractérisation des réservoirs. La prise en compte explicite des puits d'exploitation et de l'interface créée entre le forage et la formation captée conduit à l'élaboration d'un outil théorique complet particulièrement adapté à l'étude des formations hydrogéologiques.

Considérant l'équation de diffusivité sous sa forme généralisée :

$$\frac{\partial P}{\partial t} = \frac{k}{\mu c_t \omega} \nabla^2 P \quad [A3.20]$$

avec k perméabilité intrinsèque du milieu poreux [L^2] ;
 μ viscosité dynamique du fluide [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-1}$] ;
 ω porosité [-] ;
 c_t compressibilité totale du milieu [$M^{-1} \cdot L \cdot T^2$] ;
 P pression [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$] ;
 t temps [T].

L'expression de l'équation [A3.20] pour un écoulement radial est la suivante :

$$\frac{\partial P}{\partial t} = \frac{k}{\mu c_t \omega} \left[\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial P}{\partial r} \right) \right] \quad [A3.21]$$

Considérant les conditions initiales et les conditions aux limites suivantes :

- à $t = 0$, $P = P_i$;
- pour $r \rightarrow \infty$, $P = P_i$.

la solution pour un réservoir homogène d'épaisseur e est :

$$P_i - P_{(r,t)} = -\frac{qB\mu}{4\pi ke} E_i \left(\frac{-r^2 \mu c_t \omega}{4kt} \right) \quad [A3.22]$$

avec P_i pression initiale [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$] ;
 $P_{(r,t)}$ pression à la distance r au temps t [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$] ;

- q débit [M3.T-1]
 e l'épaisseur du réservoir [L] ;
 B facteur de formation [-] ;
 E_i fonction intégrale exponentielle.

E_i est exprimée par :

$$E_i(x) = \int_x^{\infty} \frac{e^{-y}}{y} dy \quad [A3.23]$$

Le facteur de formation B correspond au rapport entre le volume de fluide dans les conditions de gisement et le volume de fluide dans les conditions de surface, soit :

$$B = \frac{V_{prof}}{V_{surf}} \quad [A3.24]$$

L'équation [A3.24] peut également être exprimée selon le rapport des masses volumiques :

$$B = \frac{\rho_{surf}}{\rho_{prof}} \quad [A3.25]$$

En pratique, pour des applications en hydrogéologie, B est égal à 1. A titre d'exemple, considérant un aquifère gisant à 300 mètres de profondeur, un gradient géothermique moyen de 3°C pour 100 mètres et une température moyenne de surface de 14,3°C, on obtient pour B :

$$B = \frac{\rho_{14,3}}{\rho_{23,3}} \cdot \frac{999,157072}{997,425056} ; 1,0017 \quad [A3.26]$$

Soit une variation de 0,17 %, que l'on peut considérer comme négligeable.

En posant pour les applications usuelles en hydrogéologie $B=1$, l'équation [A3.26] devient :

$$P_i - P_{(r,t)} = -\frac{q\mu}{4\pi k e} E_i \left(\frac{-r^2 \mu c_t \omega}{4kt} \right) \quad [A3.27]$$

En considérant que chaque variable peut être rendue adimensionnelle en la multipliant par un groupe de paramètres ayant la dimension inverse, il est possible de créer une expression analytique du complexe puits-réservoir-limite qui procure une description de la variation de pression, indépendante du débit et des valeurs propres des paramètres dans chaque variable. Dans le cas de l'équation [A3.27], les paramètres adimensionnels sont définis comme suit :

- Rayon adimensionnel : $r_D = \frac{r}{r_w}$ [-] [A3.28]

avec r_w rayon du puits [L]

- Temps adimensionnel :

$$t_D = \frac{kt}{\omega c_i \mu r_w^2} \quad [-] \quad [A3.29]$$

- Pression adimensionnelle :

$$P_D = \frac{2\pi k e}{q \mu} (P_i - P) \quad [-] \quad [A3.30]$$

Les grandeurs adimensionnelles [A3.28], [A3.29] et [A3.30] sont exprimées en paramètres « pétroliers ». En introduisant pour l’expression de la transmissivité :

$$T = ek \frac{\rho g}{\mu} \quad [L^2 \cdot T^{-1}] \quad [A3.31]$$

et pour l’expression du coefficient d’emmagasinement :

$$S = \rho g \omega c_i e \quad [-] \quad [A3.32]$$

les grandeurs adimensionnelles s’écrivent alors en termes « hydrogéologiques » :

- Rayon adimensionnel :

$$r_D^* = \frac{r}{r_w} \quad [-] \quad [A3.33]$$

- Temps adimensionnel :

$$t_D^* = \frac{Tt}{Sr_w^2} \quad [-] \quad [A3.34]$$

- Pression adimensionnelle :

$$P_D^* = \frac{2\pi T}{q} (P_i - P) \quad [-] \quad [A3.35]$$

La solution adimensionnelle pour décrire l’évolution de la pression dans un réservoir confiné, homogène, isotrope et d’extension infinie est obtenue en combinant les équations [A3.27], [A3.33], [A3.34] et [A3.35] :

$$P_D^* = -\frac{1}{2} E_i \left(\frac{-r_D^{*2}}{4t_D^*} \right) \quad [A3.36]$$

La réponse de la pression au cours d’un essai transitoire est une fonction directe du débit de production et des paramètres hydrauliques de l’aquifère.

L’équation [A3.36] est valable pour un essai de puits à débit constant et pour un réservoir homogène. En pratique, les chroniques de débits sont souvent variables. Le principe de superposition, qui découle de la linéarité des équations précédentes, permet d’écrire que tout changement de pression induit par une phase de production complexe est égal à la

superposition des variations de pression induites par chaque phase de production. Ce principe de superposition, largement utilisé en hydrogéologie, permet alors de traiter des problèmes complexes, tant en historique d'exploitation qu'en géométrie de réservoirs. A plus petite échelle, des perturbations non prises en compte dans les équations précédentes se produisent lors de la mise en production du forage. Ces variations sont caractéristiques de l'ouvrage et des relations existant entre l'ouvrage et le réservoir, et doivent être intégrées pour procéder à une estimation non biaisée des caractéristiques intrinsèques du réservoir.

Effet de capacité du puits

L'effet de capacité C quantifie donc le temps nécessaire à ce que la production en surface soit identique à la production par les crépines (Figure A3-1). Lors du démarrage, le débit provient essentiellement de la vidange de la colonne et de la sollicitation progressive de l'aquifère, contribuant à la mise en place d'un régime d'écoulement d'abord turbulent. Les effets de décompression de l'eau dans la colonne peuvent être prépondérants et ce n'est qu'après un laps de temps variable, dépendant essentiellement des caractéristiques de l'ouvrage, que la quantité d'eau extraite en surface correspond effectivement à la quantité d'eau provenant de l'aquifère. L'effet de capacité est généralement constant pour un ouvrage donné. Toutefois, des phénomènes de dégazage de l'eau au sein de la colonne peuvent entraîner une dérive temporelle de cette valeur. Lors de la remontée, l'effet capacitatif est également actif, attendu que dans les instants suivant l'arrêt du pompage, et donc pour un débit nul en surface, la zone crépinée continue de produire. Les variations induites sur la pression sont symétriques par rapport à la descente.

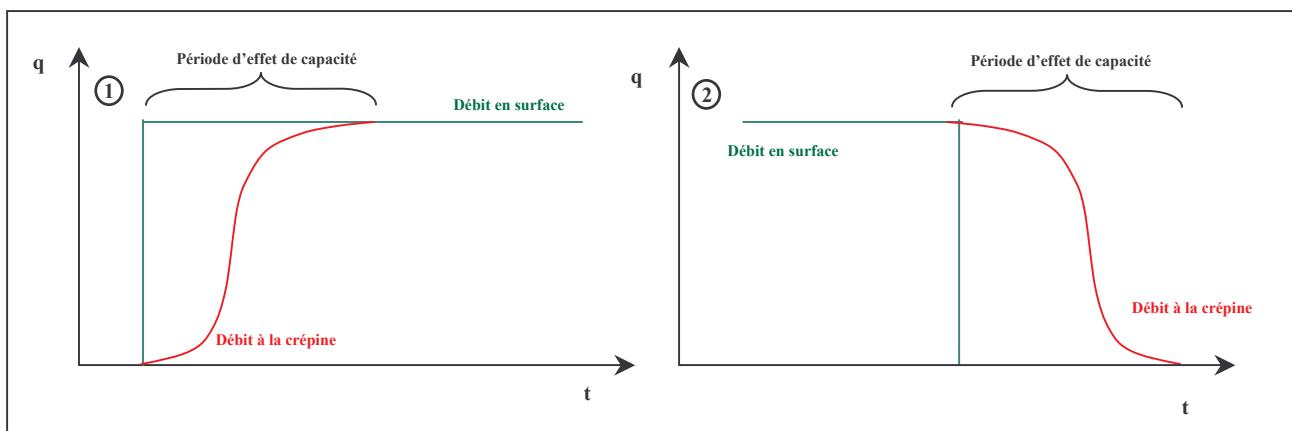


Figure A3-1: Représentation de l'effet de capacité

- 1- Descente ;
- 2- Remontée.

Pour un puits ouvert, C est exprimé par :

$$C = \frac{\pi r_c^2}{\rho g} \quad [L^4 \cdot M^{-1} \cdot T^2] \quad [A3.37]$$

avec ρ densité du fluide $[M \cdot L^{-3}]$;
 r_c rayon interne de la crête $[L]$;
 g accélération de la pesanteur $[L \cdot T^{-2}]$.

Le terme adimensionnel C_D a pour définition :

$$C_D = \frac{C}{2\pi \cdot \omega h c_t r_w^2} \quad [-] \quad [A3.38]$$

et son équivalent en termes « hydrogéologiques » :

$$C_D^* = \frac{r_c^2}{2S r_w^2} \quad [-] \quad [A3.39]$$

Effet pariétal (ou effet de « skin »)

En pratique, les opérations de forage peuvent entraîner des changements de perméabilité à proximité de l'ouvrage en modifiant en particulier la cohésion du matériau. L'utilisation d'un fluide de forage peut également causer la migration de fluide dans les pores et le dépôt d'une pellicule sur les parois du trou, entraînant une réduction de perméabilité. L'utilisation d'un massif filtrant peut aussi induire des pertes de charges supplémentaires. A contrario, les opérations de développements qui peuvent être effectuées (acidification pour les terrains carbonatés, fracturation pour les milieux fissurés, etc.) sont possibles de générer une perméabilité plus élevée aux abords immédiats du forage. La différence de pression induite dans la proche périphérie de l'ouvrage constitue l'effet pariétal.

L'effet pariétal peut être estimé à partir d'un modèle radial composite en considérant un « skin » d'épaisseur finie (Figure A3-2).

Considérant un écoulement radial en régime permanent et d'après la nomenclature retenue, la variation de pression entre r_s et r_w peut être écrite :

$$P_{r_s} - P_{r_w} = \frac{q \mu}{2\pi k_s h} \ln \left(\frac{r_s}{r_w} \right) \quad [A3.40]$$

Pour un réservoir parfait, c'est à dire sans zone altérée, la variation de pression s'écrit :

$$P_{r_s} - P_{r_w} = \frac{q\mu}{2\pi kh} \ln\left(\frac{r_s}{r_w}\right) \quad [A3.41]$$

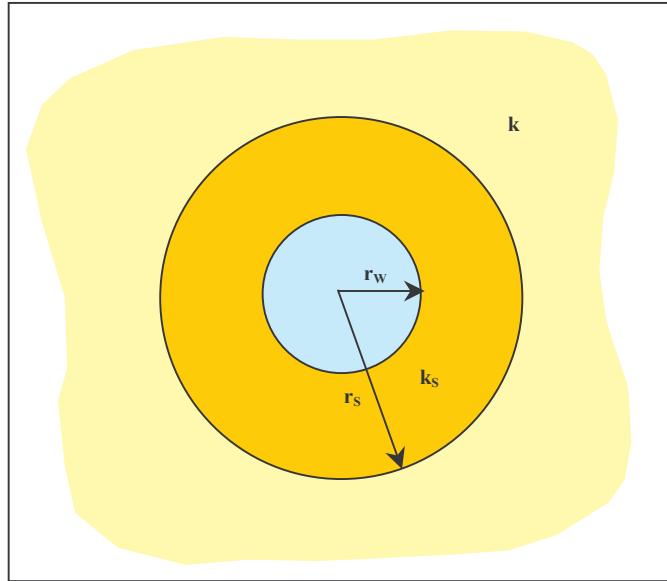


Figure A3-2: Représentation 2D plane du modèle radial composite

En combinant les équations [A3.40] et [A3.41], on écrit pour la variation de pression ΔP induite par l'effet pariétal :

$$\Delta P = \frac{q\mu}{2\pi kh} \left(\frac{k}{k_s} - 1 \right) \ln\left(\frac{r_s}{r_w}\right) \quad [A3.42]$$

D'où pour l'expression de l'effet pariétal s_k :

$$s_k = \left(\frac{k}{k_s} - 1 \right) \ln\left(\frac{r_s}{r_w}\right) \quad [A3.43]$$

D'après l'équation [A3.43], une zone altérée ($k_s < k$) est caractérisée par un effet pariétal s_k positif. A contrario, une amélioration de la zone proximale, c'est à dire entraînant une chute de pression inférieure à la théorie pour un réservoir parfait, se manifeste par des valeurs de s_k négatives. Il est également intéressant de noter que l'endommagement du réservoir peut, théoriquement, être illimité, alors que l'amélioration de la zone proximale est limitée puisque le terme $\left(\frac{k}{k_s} - 1 \right)$ ne peut être inférieur à -1 . L'effet pariétal est également fonction

du rapport des rayons, c'est à dire du rayon pariétal adimensionnel. Cette remarque apparaît logiquement en considérant que plus la zone d'altération est grande, plus l'effet est important. Enfin, la variation de pression induite par l'effet de skin est une fonction directe du débit.

Dans le cas d'un réservoir homogène, capté par un puits parfait, l'évolution de la pression adimensionnelle, qui n'est fonction que de trois variables (temps, capacité du puits et effet pariétal), correspond à une représentation de la forme :

$$P_D = P_D(t_D, C_D, s_k) \quad [A3.44]$$

L'application de la méthode de la dérivée à cette fonction permet de retrouver la courbe caractéristique pour un réservoir homogène infini, telle que présentée au § II.2.1.3 .

Il est possible de retrouver une forme équivalente pour l'expression de la dérivée en considérant la définition de la fonction intégrale exponentielle et par application de la règle de Leibnitz. Il vient alors pour l'expression de P'_D :

$$P'_D = \frac{1}{2} e^{\frac{r_D^2}{4t_D}} \quad [A3.45]$$

La limite de l'équation [A3.45] lorsque t_D tend vers l'infini permet de retrouver la valeur de 0,5 pour l'ordonnée de la courbe. Cette notation est pratique, notamment pour aborder des problèmes de complexités croissantes.

Le cas du modèle homogène infini, détaillé précédemment, ne constitue généralement qu'une étape préliminaire lors de l'étude de cas réels. La complexité des systèmes réservoir/puits nécessite généralement des modèles interprétatifs particuliers. Le principe de superposition permet d'aborder des problèmes complexes.

Considérons le cas classique dans la théorie des images d'un réservoir semi-infini, limité latéralement par une faille imperméable (Figure A3-3).

Le principe de superposition et la notation adimensionnelle permettent d'écrire pour la variation de pression au point d'observation M :

$$P_D = P_D(r_{D1}, t_D) + P_D(r_{D2}, t_D) \quad [A3.46]$$

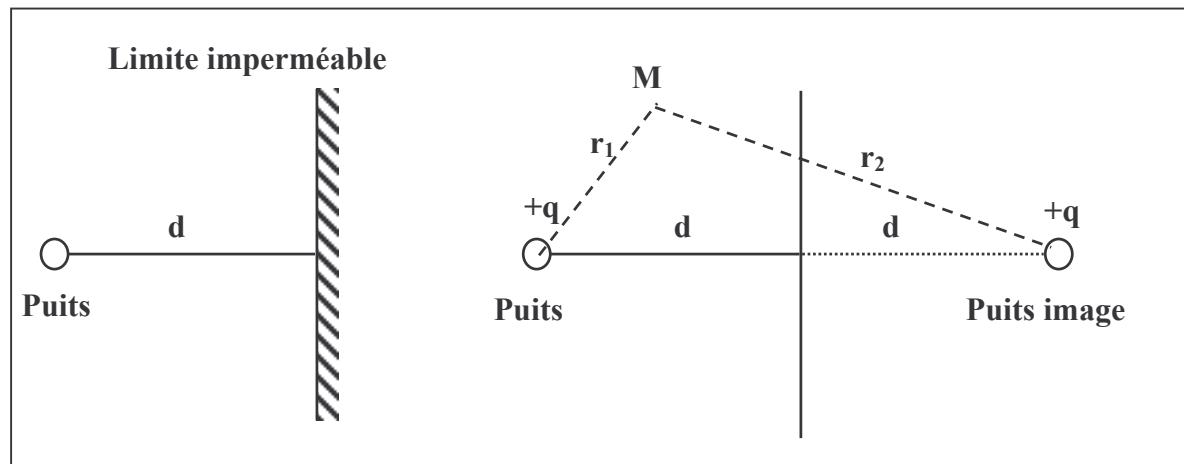


Figure A3-3 :Représentation conventionnelle d'une limite imperméable selon la théorie des puits images

Soit d'après les définitions des rayons adimensionnels et en utilisant une notation homogène à celle de l'équation [A3.45], la dérivée de la pression au point M peut s'écrire :

$$P'_D = \frac{1}{2} \left[e^{\frac{r_{D1}^2}{4t_D}} + e^{\frac{(r_2/r_1)^2 r_{D1}^2}{4t_D}} \right] \quad [A3.47]$$

Lorsque t_D tend vers l'infini, c'est à dire que l'effet de la limite est perçu au point d'observation, la valeur de la dérivée de la pression tend vers une asymptote, dont la valeur est le double de la valeur obtenue dans le cas d'un réservoir homogène d'extension infinie, soit 1.

ANNEXE 4 : Mesures piézométriques réalisées

Numéro national BSS	Affectation	X (m Lambert II)	Y (m Lambert II)	Z (m NG)	Date	H (m NG)
07546X0015/F	Miocène	343427	2028472	25	Avril 2001	24.28
07783X0009/F	Miocène	345400	2024718	32	Avril 2001	31
07782X0030/F1	Miocène	343046	2022422	27	Avril 2001	26.23
07782X0031/F2	Miocène	342547	2023073	27	Avril 2001	26.57
08023X0032/F	Miocène	346697	2001368	44	Avril 2001	43.15
08023X0033/F	Miocène	351102	1997409	49	Avril 2001	48.8
08028X0172/F	Miocène	353895	1992642	38	Avril 2001	34.47
07546X0047/F1	Miocène	342854	2026973	27	Avril 2001	25.47
07546X0048/F2	Miocène	342774	2026823	27	Avril 2001	25.5
07538X0019/F1	Miocène	331034	2033147	15	Avril 2001	6.33
07538X0024/F6	Miocène	331024	2033217	15	Avril 2001	6.06
07538X0020/F2	Miocène	330644	2033158	15	Avril 2001	5.35
07538X0023/F5	Miocène	330465	2033678	15	Avril 2001	6.09
07538X0021/F3	Miocène	330393	2032578	16	Avril 2001	6.51
07787X0002/F	Miocène	349600	2007685	30	Avril 2001	27.58
07786X0001/F	Miocène	340121	2010024	30	Avril 2001	25.51
MP2	Miocène	349750	2007758	30.12	Avril 2001	27.01
07294X0027/PIEZO.	Eocène	332828	2065755	3.4	Avril 2001	1.44
07301X0165/F2	Eocène	333270	2065020	2	Avril 2001	0.64
07778X0036/F4	Eocène	330225	2013794	15	Avril 2001	14.1
07305X0052/SV2	Eocène	332904	2053495	12.4	Avril 2001	3.11
08264X0004/F1	Eocène	355521	1984535	45	Avril 2001	1
07542X0044/F4	Eocène	343657	2039074	12	Avril 2001	1.7
07783x0002	Eocène	350696	2021437	10	Avril 2001	9.12
07543x0069	Eocène	346885	2042868	14	Avril 2001	7.65
07542x0042	Eocène	345114	2042581	4	Avril 2001	2.39
07543x0036	Eocène	347933	2042236	10	Avril 2001	5.77
MP1	Eocène	349757	2007744	30.12	Avril 2001	22.46
08018X0004/F	Oligocène	324841	1992577	14.5	Avril 2001	9.78
07778X0016/F3	Oligocène	325257	2015265	14	Avril 2001	7.6
08021X0002/F3	Oligocène	330945	2003529	16.7	Avril 2001	17.9
07778X0033/F4	Oligocène	323510	2007055	18	Avril 2001	11.17
07538X0025/F5	Oligocène	327698	2030563	24	Avril 2001	5.66
07781X0005/F2	Oligocène	331809	2025554	17	Avril 2001	13.23
08028X0176/F3	Oligocène	354264	1986508	38.3	Avril 2001	30.49
07547X0017/F21	Oligocène	345705	2027118	31.4	Avril 2001	30.3
07546X0054/F25	Oligocène	345462	2030869	25	Avril 2001	24.36
07782X0077/F4	Oligocène	342035	2022354	26	Avril 2001	24.57
07783X0023/F1	Oligocène	347648	2023363	28	Avril 2001	27.79
07782X0103/F62	Oligocène	342292	2015551	28	Avril 2001	26.82
07782X0088/F14	Oligocène	343312	2020471	28	Avril 2001	26.81
07547X0093/F	Oligocène	348004	2026283	32	Avril 2001	31.73
07782X0097/F5	Oligocène	338222	2021201	23	Avril 2001	21.64
07543X0001/F	Oligocène	348024	2037165	25	Avril 2001	23.22
07547X0047/F	Oligocène	348042	2030744	27	Avril 2001	26.53

Annexes

Numéro national BSS	Affectation	X (m Lambert II)	Y (m Lambert II)	Z (m NG)	Date	H (m NG)
07305X0038/F9	Oligocène	332681	2051956	14	Avril 2001	12.56
07305X0020/F	Oligocène	335659	2050590	6	Avril 2001	5.33
07305X0017/F	Oligocène	335106	2049411	8	Avril 2001	7.66
07305X0012/F	Oligocène	335205	2048941	7.5	Avril 2001	6.84
08013X0001/F4	Oligocène	321486	2005659	22	Avril 2001	9.71
07542X0016/F	Oligocène	345583	2036920	21	Avril 2001	19.73
07547X0004/FD	Oligocène	346856	2027466	32	Avril 2001	32
07547X0014/F16	Oligocène	346856	2027716	31	Avril 2001	30.3
07782X0028/F4	Oligocène	344837	2017527	28	Avril 2001	27.2
07546X0014/F49	Oligocène	342405	2027724	24	Avril 2001	24.4
07546X0044/F3	Oligocène	342116	2027955	25	Avril 2001	24.06
07546X0043/F2	Oligocène	341907	2028565	25	Avril 2001	24.04
07782X0096/F4	Oligocène	338322	2021180	23	Avril 2001	21.57
08024X0079/F1	Oligocène	355894	2003122	41	Avril 2001	40.42
08014X0004/F1	Oligocène	325062	2002981	16.8	Avril 2001	14
07538X0010/F1	Oligocène	325228	2030858	9.2	Avril 2001	-1.94
07545X0024/F3	Oligocène	334004	2027640	20	Avril 2001	8.64
07541X0015/F	Oligocène	333897	2044863	8	Avril 2001	7.26
08264X0012/F2	Oligocène	355521	1984552	45	Avril 2001	35.41
07538X0019/F1	Miocène	331034	2033147	15	Octobre 2001	5.61
07538X0020/F2	Miocène	330644	2033158	15	Octobre 2001	5
07538X0021/F3	Miocène	330393	2032578	16	Octobre 2001	6
07538X0023/F5	Miocène	330465	2033678	15	Octobre 2001	5.4
07538X0024/F6	Miocène	331024	2033217	15	Octobre 2001	5.36
07546X0015/F	Miocène	343427	2028472	25	Octobre 2001	23
07546X0047/F1	Miocène	342854	2026973	27	Octobre 2001	24.92
07546X0048/F2	Miocène	342774	2026823	27	Octobre 2001	24.95
07782X0030/F1	Miocène	343046	2022422	27	Octobre 2001	24.67
07782X0031/F2	Miocène	342547	2023073	27	Octobre 2001	25
07783X0009/F	Miocène	345400	2024718	32	Octobre 2001	29.2
07786X0001/F	Miocène	340121	2010024	30	Octobre 2001	25.51
07787X0002/F	Miocène	349600	2007685	30	Octobre 2001	24.98
08023X0032/F	Miocène	346697	2001368	44	Octobre 2001	42.71
08023X0033/F	Miocène	351102	1997409	49	Octobre 2001	46.6
08028X0172/F	Miocène	353895	1992642	38	Octobre 2001	33.13
08026X0001	Miocène	336991	1994674	32	Octobre 2001	26.1
07294X0027/PIEZO.	Eocène	332828	2065755	3.4	Octobre 2001	1.18
07301X0165/F2	Eocène	333270	2065020	2	Octobre 2001	0.34
07305X0052/SV2	Eocène	332904	2053495	12.4	Octobre 2001	2.9
07542X0042	Eocène	345114	2042581	4	Octobre 2001	2.1
07542X0044/F4	Eocène	343657	2039074	12	Octobre 2001	1.16
07543X0036	Eocène	347933	2042236	10	Octobre 2001	3.61
07543X0069	Eocène	346885	2042868	14	Octobre 2001	4.3
07547X0045/F2	Eocène	348398	2028193	28	Octobre 2001	25.09
07778X0036/F4	Eocène	330225	2013794	15	Octobre 2001	13.35
07783X0002	Eocène	350696	2021437	10	Octobre 2001	9.02
08264X0004/F1	Eocène	355521	1984535	45	Octobre 2001	0.2
MP1	Eocène	349757	2007744	30.12	Octobre 2001	22.46
07545X0021	Eocène	335354	2033079	17	Octobre 2001	5.27
07305X0019	Eocène	337760	2046105	5	Octobre 2001	3.31
07306X0025	Eocène	341292	2047028	2	Octobre 2001	0.31
07305X0009	Eocène	335746	2049149	9	Octobre 2001	3.65
07305X0012/F	Oligocène	335205	2048941.00	7.50	Octobre 2001	6.1

Annexes

Numéro national BSS	Affectation	X (m Lambert II)	Y (m Lambert II)	Z (m NG)	Date	H (m NG)
07305X0017/F	Oligocène	335106	2049411.00	8.00	Octobre 2001	5.72
07305X0020/F	Oligocène	335659	2050590.00	6.00	Octobre 2001	3.69
07305X0038/F9	Oligocène	332681	2051956.00	14.00	Octobre 2001	10.94
07538X0010/F1	Oligocène	325228	2030858.00	9.20	Octobre 2001	-2.18
07538X0025/F5	Oligocène	327698	2030563	24	Octobre 2001	5.21
07541X0015/F	Oligocène	333897	2044863.00	8.00	Octobre 2001	5.49
07542X0016/F	Oligocène	345583	2036920	21	Octobre 2001	19.73
07543X0001/F	Oligocène	348024	2037165.00	25.00	Octobre 2001	20.9
07545X0024/F3	Oligocène	334004	2027640.00	20.00	Octobre 2001	7.85
07546X0014/F49	Oligocène	342405	2027724.00	24.00	Octobre 2001	22.92
07546X0043/F2	Oligocène	341907	2028565.00	25.00	Octobre 2001	23.09
07546X0044/F3	Oligocène	342116	2027955	25	Octobre 2001	23.57
07546X0054/F25	Oligocène	345462	2030869	25	Octobre 2001	22.92
07547X0004/FD	Oligocène	346856	2027466	32	Octobre 2001	32
07547X0014/F16	Oligocène	346856	2027716	31	Octobre 2001	30.3
07547X0017/F21	Oligocène	345705	2027118	31.4	Octobre 2001	27
07547X0047/F	Oligocène	348042	2030744	27	Octobre 2001	26.53
07547X0093/F	Oligocène	348004	2026283.00	32.00	Octobre 2001	28.71
07778X0016/F3	Oligocène	325257	2015265	14	Octobre 2001	7
07778X0033/F4	Oligocène	323510	2007055	18	Octobre 2001	10.75
07781X0005/F2	Oligocène	331809	2025554.00	17.00	Octobre 2001	12.47
07782X0028/F4	Oligocène	344837	2017527	28	Octobre 2001	25.33
07782X0077/F4	Oligocène	342035	2022354	26	Octobre 2001	21.4
07782X0088/F14	Oligocène	343312	2020471	28	Octobre 2001	25.32
07782X0096/F4	Oligocène	338322	2021180.00	23.00	Octobre 2001	20.78
07782X0097/F5	Oligocène	338222	2021201.00	23.00	Octobre 2001	20.84
07782X0103/F62	Oligocène	342292	2015551	28	Octobre 2001	26.82
07783X0023/F1	Oligocène	347648	2023363	28	Octobre 2001	26.13
08013X0001/F4	Oligocène	321486	2005659.00	22.00	Octobre 2001	9.31
08014X0004/F1	Oligocène	325062	2002981	16.8	Octobre 2001	10
08018X0004/F	Oligocène	324841	1992577.00	14.50	Octobre 2001	9.18
08021X0002/F3	Oligocène	330945	2003529	16.7	Octobre 2001	18.1
08024X0079/F1	Oligocène	355894	2003122	41	Octobre 2001	38.69
08028X0176/F3	Oligocène	354264	1986508	38.3	Octobre 2001	28.75
08264X0012/F2	Oligocène	355521	1984552	45	Octobre 2001	33.03
07782X0093	Oligocène	341904	2021994	26	Octobre 2001	23.79
07546X0019	Oligocène	342374	2026774	26	Octobre 2001	27.66
07782X0056	Oligocène	342334	2021713	27	Octobre 2001	24.93
07782X0078	Oligocène	341704	2022094	26	Octobre 2001	21.23
07782X0064	Oligocène	343045	2022132	28	Octobre 2001	25.73
07538X0019/F1	Miocène	331034	2033147	15	Avril 2002	3.91
07538X0020/F2	Miocène	330644	2033158	15	Avril 2002	3.85
07538X0021/F3	Miocène	330393	2032578	16	Avril 2002	4.75
07538X0023/F5	Miocène	330465	2033678	15	Avril 2002	3.94
07538X0024/F6	Miocène	331024	2033217	15	Avril 2002	3.42
07546X0015/F	Miocène	343427	2028472	25	Avril 2002	23.76
07546X0047/F1	Miocène	342854	2026973	27	Avril 2002	25.75
07546X0048/F2	Miocène	342774	2026823	27	Avril 2002	25.99
07782X0030/F1	Miocène	343046	2022422	27	Avril 2002	25.43
07782X0031/F2	Miocène	342547	2023073	27	Avril 2002	25.81
08023X0033/F	Miocène	351102	1997409	49	Avril 2002	45.8

Annexes

Numéro national BSS	Affectation	X (m Lambert II)	Y (m Lambert II)	Z (m NG)	Date	H (m NG)
07538X0019/F1	Miocène	331034	2033147	15	Avril 2002	3.91
07538X0020/F2	Miocène	330644	2033158	15	Avril 2002	3.85
07538X0021/F3	Miocène	330393	2032578	16	Avril 2002	4.75
07538X0023/F5	Miocène	330465	2033678	15	Avril 2002	3.94
07538X0024/F6	Miocène	331024	2033217	15	Avril 2002	3.42
07546X0015/F	Miocène	343427	2028472	25	Avril 2002	23.76
07546X0047/F1	Miocène	342854	2026973	27	Avril 2002	25.75
07546X0048/F2	Miocène	342774	2026823	27	Avril 2002	25.99
07782X0030/F1	Miocène	343046	2022422	27	Avril 2002	25.43
07782X0031/F2	Miocène	342547	2023073	27	Avril 2002	25.81
08023X0033/F	Miocène	351102	1997409	49	Avril 2002	45.8
08028X0172/F	Miocène	353895	1992642	38	Avril 2002	34.2
MP2	Miocène	349750	2007758	30.1	Avril 2002	26.74
07786X0001/F	Miocène	340121	2010024	30	Avril 2002	26.45
07294X0027	Eocène	332828	2065755	3.4	Avril 2002	1.08
07301X0165/F2	Eocène	333270	2065020	2	Avril 2002	0.24
07305X0009	Eocène	335746	2049149	9	Avril 2002	3.91
07305X0019	Eocène	337760	2046105	5	Avril 2002	3.74
07306X0025	Eocène	341292	2047028	2	Avril 2002	-3.36
07542x0042	Eocène	345114	2042581	4	Avril 2002	2.2
07543x0036	Eocène	347933	2042236	10	Avril 2002	4.4
07543x0069	Eocène	346885	2042868	14	Avril 2002	5.03
07547X0045/F2	Eocène	348398	2028193	28	Avril 2002	26.54
08264X0004/F1	Eocène	355521	1984535	45	Avril 2002	0.8
MP1	Eocène	349757	2007744	30.12	Avril 2002	20.79
07778X0036/F4	Eocène	330225	2013794	15	Avril 2002	13.72
07305X0052/SV2	Eocène	332904	2053495	12.4	Avril 2002	2.53
07542X0044/F4	Eocène	343657	2039074	12	Avril 2002	1.27
07783x0002	Eocène	350696	2021437	10	Avril 2002	9.07
07542x0001	Eocène	342777	2039195	7	Avril 2002	6.91
07294x0029	Eocène	331260	2065430	6.63	Avril 2002	1.05
07298X0017	Eocène	330626	2054200	7	Avril 2002	0.85
07305X0001	Eocène	336906	2054367	4	Avril 2002	2.45
07298X0001	Eocène	327542	2047536	12	Avril 2002	2.83
07548X0117	Eocène	357114	2025427	10	Avril 2002	2.8
07783X0008	Eocène	352226	2021174	8	Avril 2002	6.5
07305X0012/F	Oligocène	335205	2048941	7.5	Avril 2002	6.08
07305X0017/F	Oligocène	335106	2049411	8	Avril 2002	6.29
07305X0020/F	Oligocène	335659	2050590	6	Avril 2002	3.38
07305X0038/F9	Oligocène	332681	2051956	14	Avril 2002	10.84
07541X0015/F	Oligocène	333897	2044863	8	Avril 2002	6.56
07543X0001/F	Oligocène	348024	2037165	25	Avril 2002	21.47
07546X0014/F49	Oligocène	342405	2027724	24	Avril 2002	23.54
07546X0043/F2	Oligocène	341907	2028565	25	Avril 2002	23.49
07546X0044/F3	Oligocène	342116	2027955	25	Avril 2002	23.39
07546X0054/F25	Oligocène	345462	2030869	25	Avril 2002	23.86
07547X0004/FD	Oligocène	346856	2027466	32	Avril 2002	30.25

Annexes

Numéro national BSS	Affectation	X (m Lambert II)	Y (m Lambert II)	Z (m NG)	Date	H (m NG)
07547X0014/F16	Oligocène	346856	2027716	31	Avril 2002	29.71
07547X0017/F21	Oligocène	345705	2027118	31.4	Avril 2002	28.37
07547X0047/F	Oligocène	348042	2030744	27	Avril 2002	28.02
07547X0093/F	Oligocène	348004	2026283	32	Avril 2002	29.95
07782X0028/F4	Oligocène	344837	2017527	28	Avril 2002	26.27
07782X0056	Oligocène	342334	2021713	27	Avril 2002	25.21
07782X0064	Oligocène	343045	2022132	28	Avril 2002	26
07782X0077/F4	Oligocène	342035	2022354	26	Avril 2002	24.18
07782X0088/F14	Oligocène	343312	2020471	28	Avril 2002	26.03
07782X0096/F4	Oligocène	338322	2021180	23	Avril 2002	21.38
07782X0097/F5	Oligocène	338222	2021201	23	Avril 2002	20.99
07783X0023/F1	Oligocène	347648	2023363	28	Avril 2002	26.52
08024X0079/F1	Oligocène	355894	2003122	41	Avril 2002	39.65
08018X0004/F	Oligocène	324841	1992577	14.5	Avril 2002	9.98
07778X0016/F3	Oligocène	325257	2015265	14	Avril 2002	9.02
08021X0002/F3	Oligocène	330945	2003529	16.7	Avril 2002	15.36
07778X0033/F4	Oligocène	323510	2007055	18	Avril 2002	10.47
07538X0025/F5	Oligocène	327698	2030563	24	Avril 2002	5.22
07781X0005/F2	Oligocène	331809	2025554	17	Avril 2002	12.5
08028X0176/F3	Oligocène	354264	1986508	38.3	Avril 2002	30.37
08013X0001/F4	Oligocène	321486	2005659	22	Avril 2002	9.15
08014X0004/F1	Oligocène	325062	2002981	16.8	Avril 2002	7.49
07538X0010/F1	Oligocène	325228	2030858	9.2	Avril 2002	-2.56
07545X0024/F3	Oligocène	334004	2027640	20	Avril 2002	8.08
08264X0012/F2	Oligocène	355521	1984552	45	Avril 2002	31.7
07782X0087	Oligocène	344171	2025150	29	Avril 2002	25.95
07546X0017	Oligocène	345274	2026388	32	Avril 2002	25.37
08035X0032	Oligocène	363442	1994315	32.5	Avril 2002	23.8
08024X0050	Oligocène	355109	1994940	47	Avril 2002	37.6
08035X0293	Oligocène	361820	1992589	10.7	Avril 2002	9.3
07538X0019/F1	Miocène	331034	2033147	15	Octobre 2002	5.53
07538X0020/F2	Miocène	330644	2033158	15	Octobre 2002	5.35
07538X0021/F3	Miocène	330393	2032578	16	Octobre 2002	5.58
07538X0023/F5	Miocène	330465	2033678	15	Octobre 2002	5.5
07538X0024/F6	Miocène	331024	2033217	15	Octobre 2002	5.26
07546X0015/F	Miocène	343427	2028472	25	Octobre 2002	21.27
07546X0047/F1	Miocène	342854	2026973	27	Octobre 2002	24.7
07546X0048/F2	Miocène	342774	2026823	27	Octobre 2002	24.77
07782X0030/F1	Miocène	343046	2022422	27	Octobre 2002	24.92
07782X0031/F2	Miocène	342547	2023073	27	Octobre 2002	24.51
08023X0033/F	Miocène	351102	1997409	49	Octobre 2002	45.79
08028X0172/F	Miocène	353895	1992642	38	Octobre 2002	32.94
MP2	Miocène	349750	2007758	30.1	Octobre 2002	26.47
07786X0001/F	Miocène	340121	2010024	30	Octobre 2002	25.2
SP3	Miocène	338580	2000730	32	Octobre 2002	32
07294X0027	Eocène	332828	2065755	3.4	Octobre 2002	0.93

Annexes

Numéro national BSS	Affectation	X (m Lambert II)	Y (m Lambert II)	Z (m NG)	Date	H (m NG)
07305X0009	Eocène	335746	2049149	9	Octobre 2002	3.35
07305X0019	Eocène	337760	2046105	5	Octobre 2002	4.62
07542x0042	Eocène	345114	2042581	4	Octobre 2002	1.84
07543x0036	Eocène	347933	2042236	10	Octobre 2002	3.15
07543x0069	Eocène	346885	2042868	14	Octobre 2002	3.8
07547X0045/F2	Eocène	348398	2028193	28	Octobre 2002	24.27
08264X0004/F1	Eocène	355521	1984535	45	Octobre 2002	31.6
F.MOULIS-EOC	Eocène	349757	2007744	30.12	Octobre 2002	19.55
07778X0036/F4	Eocène	330225	2013794	15	Octobre 2002	13.3
07305X0052/SV2	Eocène	332904	2053495	12.4	Octobre 2002	1.76
07542X0044/F4	Eocène	343657	2039074	12	Octobre 2002	11.11
07783x0002	Eocène	350696	2021437	10	Octobre 2002	8.61
07542x0001	Eocène	342777	2039195	7	Octobre 2002	6.15
07294x0029	Eocène	331260	2065430	6.63	Octobre 2002	1.05
07298X0017	Eocène	330626	2054200	7	Octobre 2002	0.85
07305X0001	Eocène	336906	2054367	4	Octobre 2002	2.45
07298X0001	Eocène	327542	2047536	12	Octobre 2002	2.83
SP1	Eocène	338570	2000731	32	Octobre 2002	17.24
07548X0117	Eocène	357114	2025427	10	Octobre 2002	2.8
07783X0008	Eocène	352226	2021174	8	Octobre 2002	6.5
07305X0012/F	Oligocène	335205	2048941	7.5	Octobre 2002	5.22
07305X0017/F	Oligocène	335106	2049411	8	Octobre 2002	5.14
07305X0020/F	Oligocène	335659	2050590	6	Octobre 2002	2.22
07305X0038/F9	Oligocène	332681	2051956	14	Octobre 2002	10.16
07541X0015/F	Oligocène	333897	2044863	8	Octobre 2002	5.2
07543X0001/F	Oligocène	348024	2037165	25	Octobre 2002	20.97
07546X0014/F49	Oligocène	342405	2027724	24	Octobre 2002	22.05
07546X0043/F2	Oligocène	341907	2028565	25	Octobre 2002	22.87
07546X0044/F3	Oligocène	342116	2027955	25	Octobre 2002	22.77
07546X0054/F25	Oligocène	345462	2030869	25	Octobre 2002	19.88
07547X0004/FD	Oligocène	346856	2027466	32	Octobre 2002	29.8
07547X0014/F16	Oligocène	346856	2027716	31	Octobre 2002	29.7
07547X0017/F21	Oligocène	345705	2027118	31.4	Octobre 2002	26.6
07547X0047/F	Oligocène	348042	2030744	27	Octobre 2002	28.02
07547X0093/F	Oligocène	348004	2026283	32	Octobre 2002	27.58
07782X0028/F4	Oligocène	344837	2017527	28	Octobre 2002	25.51
07782X0056	Oligocène	342334	2021713	27	Octobre 2002	24.14
07782X0064	Oligocène	343045	2022132	28	Octobre 2002	26
07782X0077/F4	Oligocène	342035	2022354	26	Octobre 2002	23.44
07782X0088/F14	Oligocène	343312	2020471	28	Octobre 2002	25.14
07782X0096/F4	Oligocène	338322	2021180	23	Octobre 2002	20.61
07782X0097/F5	Oligocène	338222	2021201	23	Octobre 2002	20.12
07783X0023/F1	Oligocène	347648	2023363	28	Octobre 2002	25.55
08024X0079/F1	Oligocène	355894	2003122	41	Octobre 2002	37.12
08018X0004/F	Oligocène	324841	1992577	14.5	Octobre 2002	9.91
07778X0016/F3	Oligocène	325257	2015265	14	Octobre 2002	9.03

Annexes

Numéro national BSS	Affectation	X (m Lambert II)	Y (m Lambert II)	Z (m NG)	Date	H (m NG)
08021X0002/F3	Oligocène	330945	2003529	16.7	Octobre 2002	17.19
07778X0033/F4	Oligocène	323510	2007055	18	Octobre 2002	10.06
07538X0025/F5	Oligocène	327698	2030563	24	Octobre 2002	5.27
07781X0005/F2	Oligocène	331809	2025554	17	Octobre 2002	12.94
08028X0176/F3	Oligocène	354264	1986508	38.3	Octobre 2002	29.26
08013X0001/F4	Oligocène	321486	2005659	22	Octobre 2002	9.5
08014X0004/F1	Oligocène	325062	2002981	16.8	Octobre 2002	10.01
07538X0010/F1	Oligocène	325228	2030858	9.2	Octobre 2002	-2.34
07545X0024/F3	Oligocène	334004	2027640	20	Octobre 2002	7.48
08264X0012/F2	Oligocène	355521	1984552	45	Octobre 2002	29.99
07782x0087	Oligocène	344171	2025150	29	Octobre 2002	25.08
07546x0017	Oligocène	345274	2026388	32	Octobre 2002	24.66
08035X0032	Oligocène	363442	1994315	32.5	Octobre 2002	23.8
07782X0078	Oligocène	341704	2022094	26	Octobre 2002	26
07782X0093	Oligocène	341904	2021994	26	Octobre 2002	22.93
07782X0103/F62	Oligocène	342292	2015551	28	Octobre 2002	25.98
SP2	Oligocène	338580	2000730	32	Octobre 2002	27.77
08026X0034	Oligocène	337041	1994654	32	Octobre 2002	22.5
08026X0001	Oligocène	336991	1994674	32	Octobre 2002	26.5
08024X0050	Oligocène	355109	1994940	47	Octobre 2002	37.6
08035X0293	Oligocène	361820	1992589	10.7	Octobre 2002	9.3

ANNEXE 5 : Analyse corrélatoire simple et croisée

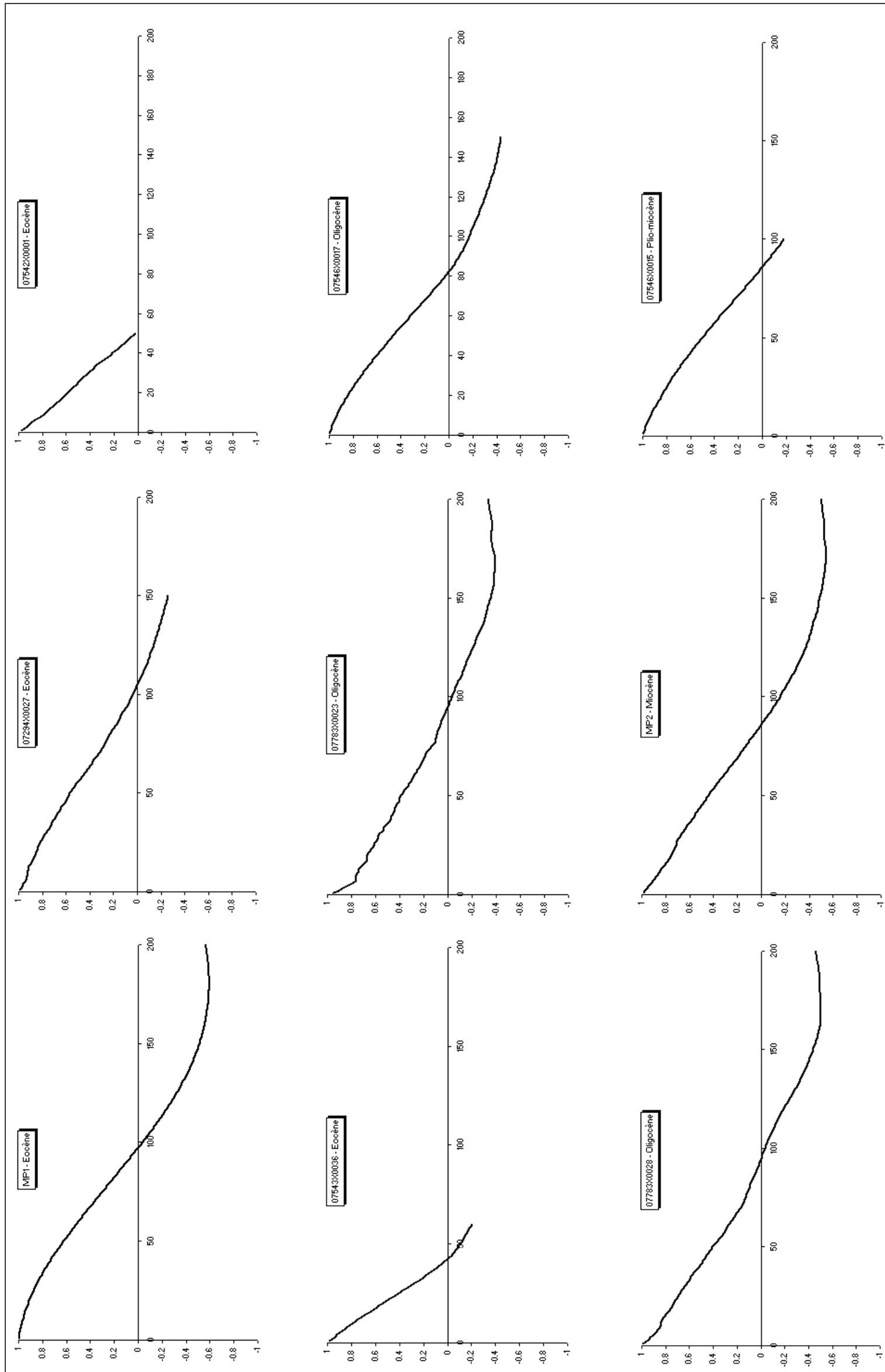


Figure A5-1 : Corrélogrammes simples - Piézométrie

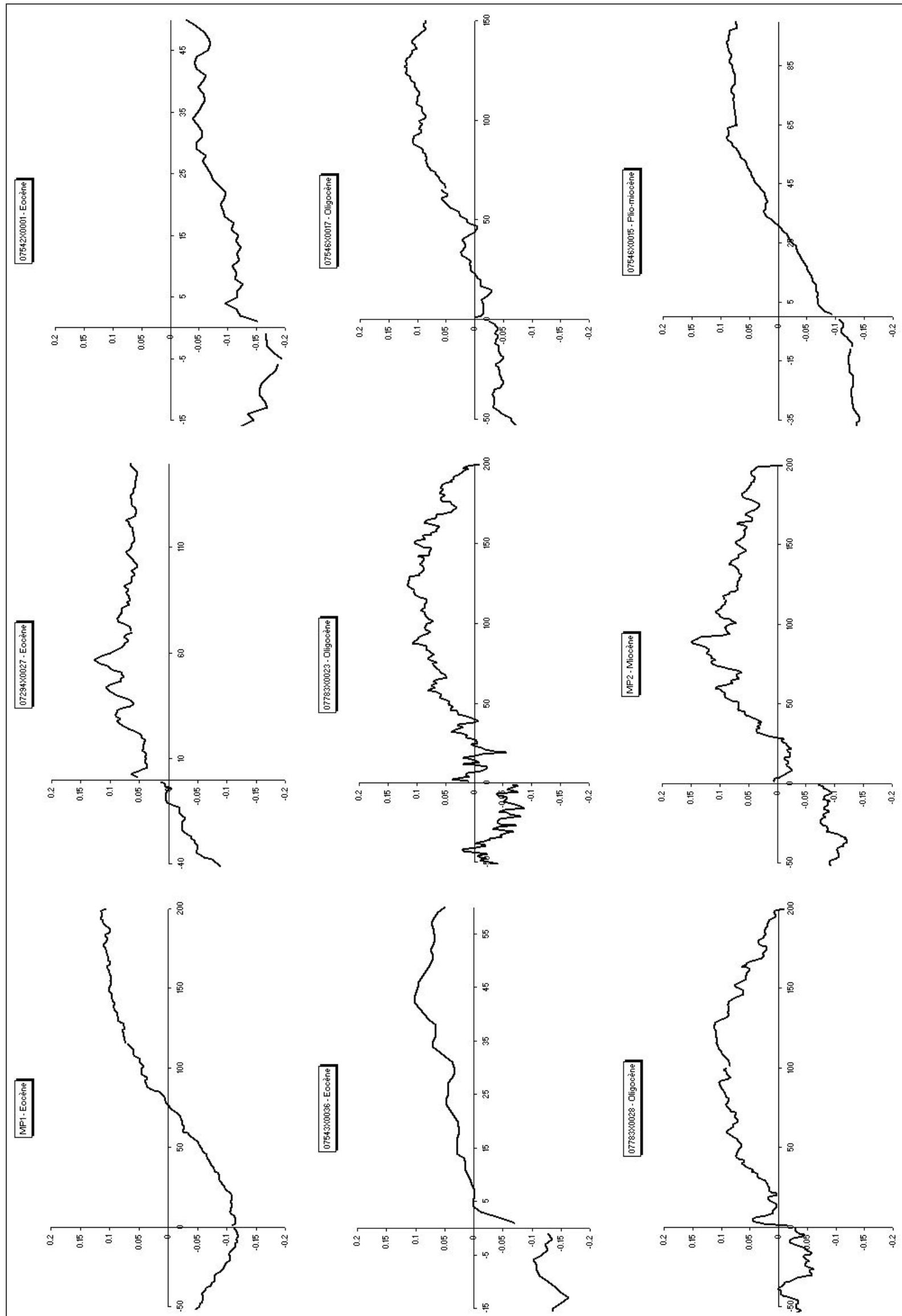


Figure A5-2 : Corrélogrammes croisés – Pluviométrie / Piézométrie

ANNEXE 6 : Principe de positionnement par système GPS

Le système de positionnement par satellite remonte à la fin des années 1970, sur l'initiative du département de la défense américaine. Ce programme, nommé NAVSTAR GPS (*NAVigation System by Timing and Ranging – Global Positionning System*) était destiné au positionnement par satellite pour la navigation. La finalité militaire du projet était de produire un positionnement tridimensionnel en temps réel d'une précision infra - métrique. Le système GPS, initié en 1970 (lancement du premier satellite en 1978), a été pleinement opérationnel début 1994.

Actuellement, après de nouveaux développements, le système GPS est devenu un outil incontournable pour un grand nombre d'applications civiles : géodésie, topographie, géophysique, navigation...

La constellation active GPS comprend 24 satellites en orbite à 20200 kilomètres au dessus de la surface terrestre. Leur période orbitale est de 12 h 00 en temps sidéral. Leur répartition permet d'observer en tout point du globe à tout instant entre 4 et 8 satellites avec une élévation au dessus de l'horizon d'au moins 15°.

Le cœur de chaque satellite est constitué d'un émetteur-récepteur, d'une horloge atomique, et de divers équipements nécessaires au fonctionnement général du système.

Chaque satellite génère un signal dont la constance est maintenue par l'horloge atomique. A partir de la fréquence fondamentale de l'horloge (10,23 MHz), deux ondes porteuses sont émises, modulées par des codes pseudo – aléatoires : message propre au satellite, code *C/A* (Coarse Acquisition sur *L1*), code *P* (Precision, sur *L1* et *L2*). Un autre code permet de brouiller le signal et ainsi de limiter les applications civiles (code *S.A. Selected Availability*).

Le système de réception GPS comprend une antenne pour la réception des signaux, reliée à un récepteur permettant de décoder et stocker les informations des signaux.

Le positionnement spatial par satellites consiste à obtenir les trois coordonnées *X, Y, Z* d'un point, à partir des coordonnées *X_i, Y_i, Z_i* connue de plusieurs satellites (théoriquement trois suffisent). Cela revient donc à chercher l'intersection de trois sphères, centrées sur les positions absolues des satellites, et dont les rayons correspondent aux distances entre le point à localiser et le satellite. En pratique, puisque les signaux *L1* et *L2* sont affectés par des erreurs d'horloge, une mesure simultanée sur un quatrième satellite permet de résoudre les

quatre inconnues du système d'équations coordonnées tridimensionnelles – erreur d'horloge. Géométriquement, si les intersections des sphères se font à angles trop aigus ou trop obtus, il reste des incertitudes importantes et la qualité du positionnement peut-être compromise. Idéalement, il est nécessaire d'avoir un nombre de satellites supérieur à quatre, distribués de façon uniforme et la plus étendue possible.

Positionnement absolu

Cette méthode de positionnement nécessite un seul récepteur (Figure A6-1). Le positionnement obtenu est peu précis : d'une centaine de mètres à quelques mètres selon le code (*C/A* ou *P*), la qualité des éphémérides (position des satellites) et l'amplitude de la dégradation (code *SA*). Le principal atout reste la rapidité d'obtention d'une position. Son application reste limitée à la navigation.

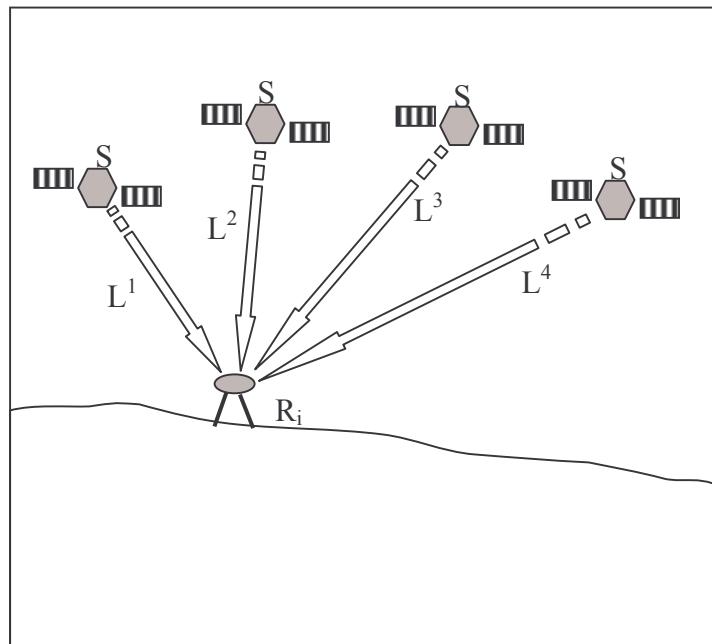


Figure A6-1 : Principe de positionnement absolu (d'après DOERFLINGER, 1997)

Positionnement relatif (ou différentiel)

Le positionnement relatif utilise deux récepteurs simultanés (Figure A6-2). Les distances sont calculées soit à partir des codes *P* ou *C/A*, soit à partir des mesures de phases sur les ondes porteuses *L1* et *L2*. Ces distances sont enregistrées en simultané sur les deux récepteurs, et le

résultat est le vecteur entre les deux stations réceptrices (positionnement relatif ou différentiel). Cette méthode permet par différenciation de minimiser les incertitudes sur le positionnement. Les précisions atteintes peuvent être de l'ordre de quelques millimètres, la précision étant alors fonction de la distance séparant les deux stations réceptrices (ligne de base). Ce mode de positionnement permet des levés en statique (avec traitement différé) ou dynamique (temps réel). Sa précision permet toutes les applications (géodésie, géophysique, navigation).

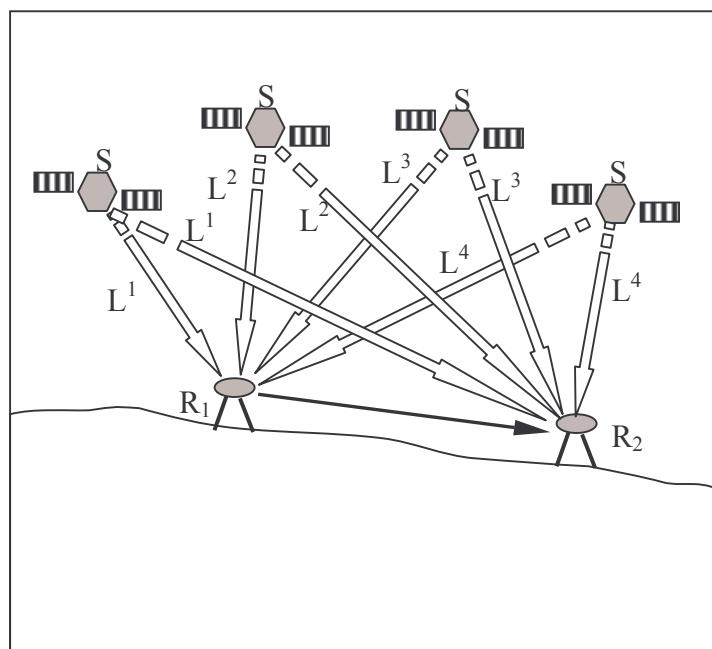


Figure A6-2 : Principe de positionnement relatif (d'après DOERFLINGER, 1997)

Bien que de plus en plus précises, les méthodes de positionnement satellitaires restent soumises à des erreurs. Compte tenu des incertitudes inhérentes à la méthodologie de positionnement absolu, on ne décrira les phénomènes pouvant dégrader la qualité du positionnement que dans le cadre du mode différentiel. Le Tableau A6-1 présente les différents types d'erreurs qui peuvent affecter une mesure, leur amplitude moyenne ainsi que le moyen de minimiser ces incertitudes. Bien que l'ensemble des types d'erreurs soit connu, l'erreur résiduelle affectant la mesure reste difficile à estimer. Plusieurs tentatives de quantification ont été réalisées, notamment en fonction de la distance entre les deux récepteurs GPS utilisés en mode différentiel (ligne de base). Cette incertitude peut être approchée de manière optimiste par l'expression (LICHEN, 1990) :

Annexes

$$\sigma = \sqrt{A^2 + B^2 L^2}$$

[A6.1]

avec : σ erreur de ligne de base [L] ;
 A terme indépendant des orbites (estimé à 5 mm) [L] ;
 B terme dépendant des orbites qui croît avec la longueur de la ligne de base (de l'ordre de 10^{-8}) [-] ;
 L longueur de la ligne de base (en km) [L].

Type de Perturbation	Avant correction	Type de correction	Après correction	Remarques
Erreurs d'orbite radiodiffusée	~ 1 ppm	Orbite précise recalculée	~ 0.01 ppm	Fournies par l'IGS ou recalculées par l'utilisateur
Horloge satellite	~ 0.5 ppm	Simple différence ou modèle	Négligeable	Éliminées dans le traitement
Horloge récepteur	1 à 10 ppm	Double différence	Négligeable	Éliminées dans le traitement
Ionosphère	1 à 10 ppm	Enregistrement bifréquence et modèle ionosphérique ou double différence	Négligeable	
Troposphère	~ 100 mm	Modèle troposphérique et P,H,T standard	~ 1 à 50 mm (verticale)	Fonction du dénivelé et de la distance
		Modèle troposphérique et P,H,T mesurés au sol	~ 1 à 50 mm (verticale)	Fonction du dénivelé et de la distance
Trajet multiple	~ 100 mm	Site dégagé, antenne avec plan absorbant et long. obs.	< 1 mm	Importance du choix du site
Bruit récepteur	~ 2 mm	Choix du récepteur	~ 1 mm	Fonction de la qualité du récepteur
Migration du centre de phase	~ 10 mm	Utilisation de modèles fabriquants ou modélisation	< 1 mm	Si le logiciel de traitement accepte les modèles
Centrage	1 à 100 mm	Sur trépied, réglage de l'embase et précaution lors de la mise en station	< 1 mm	
Hauteur d'antenne	1 à 1000 mm	Redondance et soin des mesures	< 1 mm	
Coord. approchées des stations	~ 10 ppm	Coord. approchées à 1 m	~ 0.05 ppm	Rattachement des stations au réseau IGS

Tableau A6-1 : Principales erreurs affectant le positionnement GPS (DOERFLINGER, 1997)

L'équation [A6.1] entraîne cependant une sous estimation de l'erreur de ligne de base. Actuellement, la relation la plus utilisée pour caractériser la précision du GPS pour une mesure d'altitude et qui prend en compte les évolutions des derniers équipements est la suivante :

$$\sigma = 2 \times (A + BL) \quad [\text{A6.2}]$$

Le terme A , constant, comprend les erreurs engendrées par les bruits instrumentaux, dus aux perturbations atmosphériques et aux trajets multiples. Une valeur couramment admise, bien que variable selon les équipements, est de 2 mm (BOTTON *et al*, 1997). Le terme B quantifie les incertitudes induites par les erreurs d'orbite ainsi que les perturbations atmosphériques. B est compris généralement entre 10^{-7} et 10^{-8} . Le terme L signifie la longueur entre les deux récepteurs GPS. On remarque d'après l'équation [A6.2] que l'incertitude sur la mesure GPS est une fonction linéaire de la distance. Il est donc nécessaire de réduire au maximum l'écart entre les stations GPS utilisées pour les calculs différentiels. Ces mesures restent donc assujetties à un investissement lourd (nécessité de couplage de deux systèmes GPS différentiels) ou à une localisation géographique favorable (proximité d'une antenne GPS fixe appartenant à un réseau accessible).

ANNEXE 7 : Modèles semi-analytiques 2D et maillage de Voronoi

Une grille classique de discréétisation est composée de mailles, de nœuds et d'un réseau de connexion reliant les différents nœuds entre eux (Figure A7-1). Généralement, les propriétés physiques moyennes au sein d'une maille sont considérées comme constantes et attribuées au nœud de la maille. Dans le cas d'un maillage de Voronoi, on définit une maille comme la région de l'espace qui est la plus proche du nœud correspondant que des nœuds adjacents. L'ensemble de ces mailles constitue la grille de Voronoi. Le réseau de connexion, dans le cas où il ne serait constitué que de triangles, constitue un « réseau de Delaunay ».

La caractéristique principale de la grille de Voronoi est son orthogonalité locale. La face qui est offerte à l'écoulement est toujours perpendiculaire à l'axe qui relie les deux nœuds les plus proches (Figure A7-2). De plus, les nœuds ont la propriété de pouvoir être défini n'importe où dans le domaine, sans tenir compte de la position des autres nœuds, offrant ainsi une grande flexibilité dans la construction des géométries et les modifications de grilles existantes.

Une description détaillée des caractéristiques du maillage de Voronoi, des différents masques de discréétisation associés et de leurs utilisations respectives sont décrites dans les travaux pétroliers de PALAGI (1992).

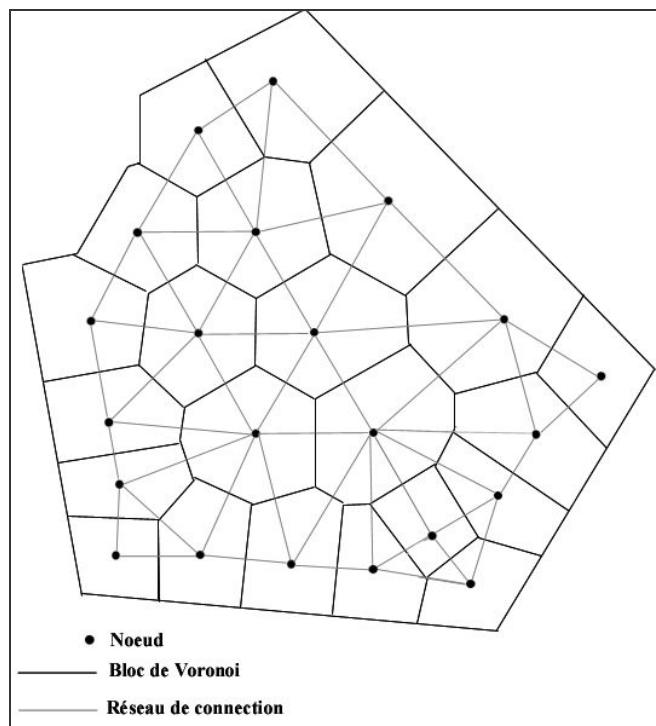


Figure A7-1 : Eléments constitutifs d'une grille de Voronoi

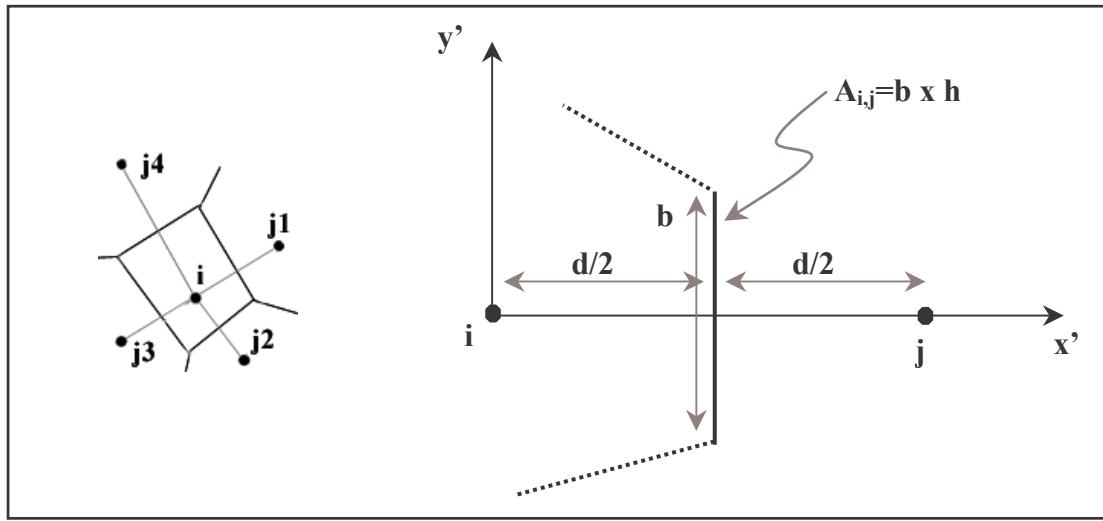


Figure A7-2 : Maille représentative et notation associée

A partir de la caractérisation de la géométrie, la discréétisation de l'équation de l'écoulement sur le domaine peut être réalisée.

Considérant pour le mouvement d'un fluide dans un milieu poreux l'équation suivante :

$$\operatorname{div} K \cdot \operatorname{grad} H + Q = S_s \frac{\partial H}{\partial t} \quad [\text{A7.1}]$$

avec K conductivité hydraulique $[\text{L} \cdot \text{T}^{-1}]$;

H charge hydraulique $[\text{L}]$;

Q débit par unité de volume $[\text{T}^{-1}]$;

S_s coefficient d'emmagasinement spécifique $[\text{L}^{-1}]$.

En estimant que K et S_s sont indépendants de H , de sorte que l'équation [A7.1] soit linéaire, NARASIMHAN et WITHERSPOON (1976) proposent, d'après les conventions géométriques reportées sur la Figure A7-2, une forme discréétisée de l'équation [A7.1] :

$$Q_i V_i + \sum_j K_{i,j}^m \frac{H_j - H_i}{d_{i,j}} A_{i,j} = S_{s,i} V_i \frac{\Delta H_i}{\Delta t} \quad [\text{A7.2}]$$

avec d_{ij} distance entre les nœuds i et j $[\text{L}]$;

V_i volume de la maille i $[\text{L}^3]$;

$A_{i,j}$ surface d'écoulement entre les mailles i et j $[\text{L}^2]$;

$K_{i,j}^m$ conductivité hydraulique moyenne entre les mailles i et j $[\text{L} \cdot \text{T}^{-1}]$.

En introduisant un terme de conductance $U_{i,j}$ pour l'interface séparant les éléments i et j tel que :

$$U_{i,j} = \frac{K_{ij}^m A_{i,j}}{d_{i,j}} \quad [A7.3]$$

les auteurs proposent pour l'équation [A7.3] la formulation implicite suivante :

$$\frac{\Delta t}{S_{si} V_i} \left\{ Q_i V_i + \sum_j U_{i,j} \left[(H_j^0 + \lambda \Delta H_j) - (H_i^0 + \lambda \Delta H_i) \right] \right\} = \Delta H_i \quad [A7.4]$$

avec H_i^0 charge hydraulique au début de l'intervalle Δt , pour le nœud i [L] ;
 H_j^0 charge hydraulique au début de l'intervalle Δt , pour le nœud j [L] ;
 λ facteur de pondération, $0 < \lambda < 1$ [-] ;

Le facteur de pondération λ détermine le type de résolution de l'équation [A7.4]. Lorsque $\lambda = 0$, l'équation [A7.4] se réduit à un schéma de résolution aval. Pour $\lambda = 1$, l'équation [A7.4] suit un schéma de résolution implicite amont, tandis que $\lambda = 0,5$ mène au schéma centré de Crank-Nicholson.

Cette méthode de résolution se retrouve dans la littérature sous plusieurs formulations, citons parmi les principales :

- Méthode intégrale (VARGA, 1962) ;
- Méthode intégrale par différences finies (NARASIMHAN et WITHERSPOON, 1976) ;
- « Control volume method » (FORSYTH, 1989 ; VERMA, 1996).

L'avantage de cette formulation est de pouvoir être appliquée quelle que soit la forme des mailles utilisées, permettant une prise en compte aisée des géométries complexes, tout comme leurs modifications éventuelles.

Les puits sont traités dans cette formulation comme un terme puits/source. Comme montré par PEACEMAN (1978), la pression calculée dans une maille en production ne correspond pas à la pression attendue au puits. En effet, les dimensions des mailles utilisées pour discréteriser le domaine sont généralement plus grandes que le rayon d'influence des puits. Il doit donc exister un gradient de pression au sein de la maille. Le débit produit par l'ouvrage est proportionnel à cette différence de pression. Le coefficient de proportionnalité correspond à l'index de productivité du puits. La partie géométrique de ce terme est nommée « Index du

puits », et le modèle utilisé pour déterminer cet index correspond dans la terminologie pétrolière au « modèle de puits ».

Une caractéristique du maillage de Voronoi est de pouvoir prendre en compte des modèles de puits exacts. Par définition, l'utilisation d'un index de puits exact dans la simulation numérique mène à une pression calculée au puits identique à celle calculée par la solution analytique correspondante (PALAGI, 1992).

En écoulement radial pseudo-permanent, la variation de pression entre le forage d'exploitation et le rayon d'influence r_0 où la pression est égale à la pression dans le reste de la cellule est donnée par :

$$P_0 - P_w = \frac{q\mu}{\theta kh} \ln\left(\frac{r_0}{r_w}\right) \quad [A7.5]$$

avec r_0 rayon d'influence [L] ;
 P_0 pression au rayon d'influence [M.L⁻¹.T⁻²] ;
 θ angle offert à l'écoulement, $\theta = 2\pi$;

L'index de puits WI est alors défini par :

$$WI = \frac{\theta kh}{\mu \ln\left(\frac{r_0}{r_w}\right)} \quad [A7.6]$$

L'index de puits, tel que défini par l'équation [A7.6], est utilisé pour calculer la solution numérique de la valeur de pression au puits. Parallèlement, cette valeur est calculée à l'aide d'une solution analytique adaptée à la configuration du problème. La comparaison de la solution numérique avec la solution analytique permet de construire un facteur de correction intégré dans un nouvel index de puits exact, de telle sorte que pour une configuration donnée, il n'existe aucune dérive entre la solution numérique et la solution analytique.

Les modèles semi-analytiques 2D apparaissent comme des outils puissants. La mise en œuvre de géométries complexes grâce à une formulation numérique de discréétisation spatiale et temporelle souple, alliée à l'utilisation de solutions analytiques exactes pour estimer l'influence de groupes de puits sont des atouts non négligeables pour une caractérisation de réservoirs précise. Il faut toutefois préciser que ces outils ne peuvent être appliqués qu'à des réservoirs monocouches confinés. Si ces limites peuvent être contraignantes pour un système aquifère multicouche complexe tel que le système tertiaire nord-aquitain, ce type de modélisation permet une première approche intéressante et fructueuse pour estimer l'impact d'un champ captant sur un dispositif d'exploitation préexistant.

