

50376
1991
314



68646 n° d'ordre : 761

50376
1991
314

présentée à

**L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES
DE LILLE - FLANDRES - ARTOIS**

pour obtenir le titre de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITE EN GÉOSCIENCES
(HYDROGÉOLOGIE)**

par

Lahoucine HANICH

**LES TRAÇAGES D'ESSAI EN AQUIFÈRE HÉTÉROGÈNE :
MÉTHODES, INTÉRÊT ET LIMITES.**

**Applications au milieu alluvionnaire Languedocien et comparaisons
avec les milieux carbonatés et fissurés du Nord de la France.**

Soutenue le 06 septembre 1991 devant la commission d'examen :

Président : M. N. Crampon, Professeur Univ. de Lille I
Rapporteurs : MM. J. Mania, Professeur Univ. de Franche-comté
J.C. Grillot, Mdc., Docteur d'Etat Univ. de Montpellier II
Examineurs : M. J. Paquet, Professeur Univ. de Lille I
Mme A.M. de Cockborne, Ingénieur d'Etude I.N.R.A., Montfavet.
M. E. Carlier, Maître de Conférences Univ. de Lille I

AVANT - PROPOS

Avant d'exposer les résultats des travaux entrepris au Laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres - Artois, je voudrais remercier tous ceux qui, directement ou indirectement, ont contribué à son élaboration.

Monsieur le Professeur N. CRAMPON m'a confié ce sujet puis suivi dans mes recherches en me prodiguant de nombreux conseils et en me faisant profiter de son expérience de terrain. Il a de plus accepté de présider ce jury, je lui en suis reconnaissant.

Monsieur J. C. GRILLOT, qui est à l'origine de ce sujet, m'a toujours réservé un accueil chaleureux lors de mes séjours à Montpellier. Il a accepté de rapporter ce travail, je le remercie vivement.

Monsieur le Professeur J. MANIA, me fait l'honneur d'assumer également la lourde tâche de rapporter ce mémoire, je le remercie très sincèrement.

Je remercie Monsieur le Professeur J. PAQUET d'avoir bien voulu me faire l'honneur de juger ce travail.

Je tiens à remercier Madame A. M. de COCKBORNE, avec qui j'ai réalisé mes traçages sur monolithe de sol à l'INRA d'Avignon, je lui suis gré d'avoir accepté de participer à ce jury.

J'ai toujours trouvé auprès de Monsieur E. CARLIER conseils et encouragements. Je le remercie vivement pour l'intérêt qu'il a porté à ce travail et pour son profond sens humain et sa sympathie.

Je remercie Messieurs J. P. COLBEAUX, F. DELAY, D. DEVRED, C. LAMOUREUX et G. POREL, qui m'ont efficacement et patiemment informé, assisté et conseillé durant la réalisation de ce travail.

Mes remerciements s'adressent également à tous les membres : du Centre Expérimental Horticol de Marsillargues, de la Station Sciences du Sol de l'INRA d'Avignon et du Laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université de Montpellier II, pour leur accueil et leur aide.

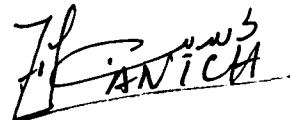
Pour l'ambiance agréable dans laquelle s'est déroulé ce travail, les discussions scientifiques ou non, leur sympathie, les moments de détente, leur aide, je remercie tous mes collègues du Laboratoire : A. KHALID et RAJA, P. BRACQ et SABINE, M. DZIKOWSKI, B. ELMANSOUR, A. MAQSOUUD et H. SMAOUI.

Je voudrais citer aussi un grand nombre d'amis envers lesquels je me sens débiteur, pour diverses aides ou encouragements dans ce travail, en particulier : A. ANOUAR, M. BELGHITI, B. BENAJI, L. DAOUDI, B. DUSSARAT, A. HAMIDI, Y. HAMMOUTOU, A. KADDIRI et KHIRA, A. KHATIR, M. MECHEKOUR et AICHA et S. QUASH. Qu'ils soient ici remerciés.

Enfin en achevant cet agréable tour d'horizon, il me faut terminer par mes proches, qui plus que tous les autres, ont eu à subir les "aléas du direct" : mes frères MOHAMED et LAHCEN, ma mère, mes sœurs FATNA et NAJAT ainsi que HOURIA, AMAL, REDOUNE, ZAKARIA et TARIK. Qu'ils voient en ce travail l'aboutissement de tous leurs efforts.

C'est à la mémoire de mon regretté père que je dédie ces quelques pages.

A Villeneuve d'Ascq le 27 février 1992



Lahoucine HANICH

SOMMAIRE

	<u>Pages</u>
AVANT PROPOS.....	i
SOMMAIRE.....	1
INTRODUCTION.....	7

PREMIÈRE PARTIE.

TRANSFERT DE SOLUTÉ EN MILIEU POREUX.

CHAPITRE I : RAPPEL SUR LE TRANSPORT DE SOLUTÉ EN MILIEU POREUX.

I.1 MECANISMES RÉGISSANT LE TRANSFERT DE MASSE.....	10
I.1.1 La convection.....	10
I.1.2 La diffusion moléculaire.....	10
I.1.3 La dispersion cinématique.....	10
I.1.4 Echanges.....	11
I.1.5 Paramètres influençant la dispersion.....	12
I.2 FORMULATION MATHÉMATIQUE DE LA DISPERSION.....	12
I.3 MÉTHODOLOGIE DES TRAÇAGES.....	13
I.3.1 Réalisation de traçages d'essai.....	14
I.3.1.1 Traceur.....	14
I.3.1.2 Conditions d'écoulements.....	15
I.3.2 Type de traçage.....	15
I.3.2.1 Traçage à plusieurs puits.	15
I.3.2.1.1 En écoulement naturel.....	15
I.3.2.1.2 En écoulement provoqué (radial convergent).....	16
I.3.2.1.3 Interprétation des traçages d'essai.	18
I.3.2.2 Traçage à puits unique.....	19
a - Méthode de dilution ponctuelle.	19
b - Méthode d'injection brève en puits unique.....	20
b.1 Stratégie de la solution.....	22
b.1.1 Solution du problème direct.....	22
b.1.2 Solution du problème inverse	27

b.1.3 Résolution de l'équation de dispersion.....29

CHAPITRE II : LE MILIEU HÉTÉROGÈNE.

II.1 APPLICATION DES EQUATIONS STOCHASTIQUES A L'ECOULEMENT
HYDRODYNAMIQUE.....31

II.2 L'INFLUENCE DE L'HÉTÉROGÉNEITÉ DANS LE TRANSFERT DE MASSE.....31

II.3 CONCLUSION.....33

DEUXIÈME PARTIE.

TRAÇAGES D'ESSAI DANS L'AQUIFÈRE ALLUVIONNAIRE LANGUEDOCIEN.

CHAPITRE III : CADRE GÉOLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE DE LA PLAINE ALLUVIALE LITTORALE DE MAUGUIO-LUNEL.

III.1 PRÉSENTATION GÉOLOGIQUE.....35

 III.1.1 Evolution paléogéographique35

 III.1.2 Tectonique37

 III.1.3 Structure des formations "villafranchiennes".....38

III.2 HYDROGÉOLOGIE DE LA PLAINE LITTORALE MAUGUIO - LUNEL.....42

 III.2.1 Les principaux réservoirs.....42

 III.2.2 La nappe des cailloutis "villafranchiens".42

 III.2.2.1 Piézométrie de la nappe43

 III.2.2.2 Hydrochimie de la nappe.....46

III.3 CONCLUSION.....48

CHAPITRE IV : LE SITE EXPÉRIMENTAL DE MARSILLARGUES.

IV.1 LE CENTRE EXPÉRIMENTAL HORTICOLE DE MARSILLARGUES.50

 IV.1.1 Localisation géographique.....50

 IV.1.2 Présentation du C.E.H.M.....50

 IV.1.3 Equipements d'étude.....50

 IV.1.3.1 Poste météorologique.....50

IV.1.3.2 L'équipement pédologique.....	50
IV.1.3.3 L'équipement hydrogéologique.....	52
IV.2 GÉOMÉTRIE DE L'AQUIFÈRE "VILLAFRANCHIEN" ET SES LIMITES.....	54
IV.2.1 Corrélations géologiques.....	54
IV.2.1.1 Les formations de recouvrement.	54
IV.2.1.2 Le réservoir "villafranchien".....	54
IV.3 ESSAIS HYDRODYNAMIQUES.....	55
IV.3.1 Interprétation en milieu isotrope et régime transitoire des deux pompages de 1987.....	59
IV.3.2 Interprétation en nappe captive avec une strate conductrice d'eau privilégiée.....	60
IV.3.3 Interprétation en nappe semi captive et régime transitoire du pompage du 20 octobre 1987.....	61
IV.3.4 Interprétation en milieu horizontalement anisotrope du pompage du 20 octobre 1987.....	61
IV.3.4.1 Interprétation par la méthode de Hantush.....	62
IV.3.4.2 Interprétation par la méthode de Papadopoulos complétée par Thiery.....	62
IV.3.4.3 Conclusion.....	62
IV.3.5 Interprétation du pompage de longue durée de Juin 1989.....	64
IV.3.5.1 Essai d'évaluation des paramètres hydrodynamiques.....	65
IV.4 PHÉNOMÈNES DE DRAINANCE.....	66
IV.5 TENDANCES PIÉZOMÉTRIQUES DE LA NAPPE "VILLAFRANCHIENNE".....	66
IV.6 CAUSES D'INFLUENCE HYDRODYNAMIQUE.....	67
IV.6.1 Influence des précipitations.....	67
IV.6.2 Influence du Vidourle.....	69
IV.6.3 Influences barométriques.....	71
IV.6.4 Influence des marées terrestres.....	75
IV.6.5 Influence des pompages dans le voisinage du site.....	76
IV.7 CONCLUSION.....	77

CHAPITRE V : TRAÇAGES EXPÉRIMENTEAUX SUR LE SITE DE MARSILLARGUES.

V.1 TRANSFERT VERTICAUX EN MILIEU NON SATURÉ.....	78
V.1.1 Traçage d'essai sur monolithe de sol.....	79

V.1.1.1	Mode expérimental.....	79
V.1.1.2	Résultats et analyses.....	80
V.1.1.3	Modélisation du traçage d'essai.	81
V.1.1.4	Autres traçages d'essai.....	82
V.1.2	Expérimentation de terrain.....	83
V.1.3	Modélisation du système global.....	83
V.2	TRANSFERT HORIZONTAL EN MILIEU SATURÉ.....	84
V.2.1	Traçage d'essai en écoulement naturel.....	84
V.2.1.1	Conditions expérimentales.	84
a	- Injection des traceurs.	84
b	- Points d'échantillonnage.....	85
V.2.1.2	Résultats et analyses.....	87
V.2.2	Traçage d'essai en écoulement radial convergent.....	91
V.2.2.1	Conditions expérimentales.....	91
A	- Régime d'écoulement.....	91
B	- Modalité d'injection des traceurs.....	91
C	- Echantillonnage	94
V.2.2.2	Résultats et analyses.....	94
A	- Fonction d'entrée dans les piézomètres d'injection.....	94
B	- Courbe de restitution au forage central (P1).....	95
V.2.3	Traçage d'essai en puits unique.....	97
V.2.3.1	Conditions expérimentales.....	97
V.2.3.2	Résultats et analyses.....	99
A	- Traçage au P ₂	99
B	- Traçage au P ₆	101
V.3	CONCLUSION.:.....	102

CHAPITRE VI : ANALYSE ET ESSAI D'INTERPRÉTATION DES TRAÇAGES.

VI.1	LIMITE D'APPLICATION DES MODÈLES MATHÉMATIQUES DE TRANSFERT DE MASSE.....	104
VI. 2	TRAÇAGES D'ESSAI EN ÉCOULEMENT NATUREL.:.....	105
VI.2.1	Approche longitudinale par pic.....	105
VI.2.2	Approche longitudinale sur l'ensemble de la courbe.....	106
VI.2.3	Influence de la piézométrie sur la restitution des traceurs.....	107

VII.3.2 Expérience de traçage	132
VII.3.2.1 Conditions expérimentales.	132
VII.3.2.2 Résultats.....	132
VII.3.3 Conclusion.....	135
VII.4 ANALYSE COMPARATIVE DES TRAÇAGES RÉALISÉS EN BOULONNAIS ET DANS ..	
L'AVESNOIS.....	135
VII.5 COMPARAISON DES TRAÇAGES D'ESSAI EN MILIEU FISSUÉ ET EN MILIEU	
ALLUVIONNAIRE.....	136
VII.6 CONCLUSION.....	137
CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....	139
REFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	142
LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX.....	149
ANNEXES.....	156

INTRODUCTION

Jusqu'à une date récente, la potabilité d'une eau était synonyme d'absence de germes. On ne parlait pas de "pollution" des eaux, mais plutôt de "contamination" sous-entendue bactérienne. Le périmètre de protection des captages avait bien été instauré dans le seul but de permettre une filtration suffisante vis-à-vis des germes pouvant percoler jusqu'à la nappe. Or, en quelques décennies, on est passé de la "contamination" à la "pollution" des eaux souterraines, c'est-à-dire qu'en plus des germes bactériens, on rencontre parfois des substances chimiques plus ou moins toxiques selon leur concentration dans les eaux. Tout comme les eaux de surface, les eaux de nappes peuvent de plus en plus souvent subir des pollutions d'origines variées (rejets d'usines, excès d'engrais ou de pesticides, dépôts d'ordures, stockage souterrain de déchets, etc...).

La protection d'une nappe et la prévention contre les pollutions ne peuvent être quantitativement envisagées qu'en connaissant bien les mécanismes de transfert des substances polluantes en solution; verticalement en milieu non saturé, puis horizontalement en milieu saturé. Dans cet objectif un grand nombre de modèles mathématiques sont actuellement bien développés. Ils prennent en compte les divers types d'interactions que les principales substances polluantes en solution dans l'eau peuvent subir au cours de leur transfert.

Quelles que soient les performances de ces modèles mathématiques, leur calage et plus encore leur validation nécessitent la connaissance de paramètres représentatifs du terrain tels que la vitesse effective d'écoulement, la porosité cinématique de l'aquifère et la dispersivité. Il est généralement admis que la méthode des traçages d'essai est le moyen le plus sûr pour obtenir ces paramètres sur le terrain. De la même manière que les pompages d'essai visent à déterminer des caractéristiques permettant de prévoir ensuite le comportement hydrodynamique d'une nappe face à des sollicitations diverses, les traçages d'essai devraient permettre de mettre en évidence des caractéristiques hydrodispersives facilitant la prévention des transferts de polluants solubles.

Le but de ce mémoire est l'application de trois méthodes de traçage d'essai dans des aquifères hétérogènes (alluvionnaire et fissuré) et leur interprétation en relation avec la structure du milieu.

Le premier chapitre est destiné à donner une revue des phénomènes physiques essentiels d'un transfert de masse et à présenter la méthodologie des différents types de traçage, ainsi que les modèles mathématiques permettant leur interprétation.

Nous présentons dans le second chapitre une brève discussion sur l'influence de la variabilité spatiale des paramètres physiques dans l'étude du transfert hydrodynamique et hydrodispersif.

Le troisième chapitre est consacré à la présentation géologique et hydrogéologique de la plaine alluviale littorale de Mauguio-Lunel. L'accent y est mis sur la nappe "Villafranchienne".

Dans le quatrième chapitre sont présentés le site expérimental de Marsillargues, la structure de l'aquifère "Villafranchien", ses caractéristiques hydrodynamiques, ainsi que les facteurs influençant l'écoulement de la nappe.

Le chapitre cinq est consacré à la présentation des différents types de traçage réalisés sur le site expérimental de Marsillargues. Un essai d'interprétation de ces traçages a été abordé dans le sixième chapitre.

Le chapitre sept est consacré à la présentation des traçages d'essai réalisés dans les formations carbonatées fissurées du Nord de la France et leur analyse comparative avec ceux réalisés sur le site expérimental de Marsillargues.

Enfin, comme conclusion, nous tenterons de préciser les apports de ces travaux pour la connaissance des deux milieux aquifères hétérogènes et nous souleverons les difficultés des différentes méthodes de traçage d'essai.

PREMIÈRE PARTIE.

TRANSFERT DE SOLUTÉ EN MILIEU POREUX.

Chapitre I : RAPPEL SUR LE TRANSPORT DE SOLUTÉ EN MILIEU POREUX

En se limitant au cas des fluides miscibles, dans lesquels le transport peut être représenté par un paramètre unique caractérisant la phase fluide (concentration par exemple), nous envisagerons de présenter quelques indications sur les phénomènes de transport en milieu poreux. Une représentation complète de l'étude du déplacement des fluides miscible, connue aussi sous le nom de théorie de la dispersion, pourra être trouvée dans les ouvrages de divers auteurs, notamment Bear, 1972; Fried & Combarnous, 1971; Fried, 1975; de Marsily, 1981 et 1986 et Gaspar, 1987.

I.1 MÉCANISMES RÉGISSANT LE TRANSFERT DE MASSE.

La migration de soluté dans le milieu poreux, à la faveur de l'écoulement de l'eau, est considérée comme résultant des effets conjugués de la convection et de la dispersion (diffusion moléculaire et dispersion cinématique). A ceux-ci s'ajoutent les effets des échanges physiques avec l'eau immobile et avec le milieu solide ainsi que les réactions chimiques et biologiques qui entraînent une disparition partielle du soluté ou au moins un retard dans son transfert.

I.1.1 La convection.

La convection est due au déplacement de l'eau; celle-ci entraîne le soluté selon sa vitesse propre. L'importance du flux de matière dû à la convection est fonction de la vitesse effective d'écoulement du fluide (u), de la porosité cinématique du milieu (ω) et de la concentration volumique (ML^{-3}) de la solution (C), soit : $\phi_c = u.\omega.C = v.C$
où v est la vitesse de Darcy [$L.T^{-1}$] et ϕ_c est le flux massique unitaire de soluté par convection [$M.L^{-2}.T^{-1}$].

I.1.2 La diffusion moléculaire.

Ce phénomène correspond au mouvement de soluté induit par des gradients de concentration au sein de la solution, sous l'influence de l'agitation moléculaire. Dans le milieu poreux et saturé la diffusion moléculaire concerne la phase liquide remplissant la totalité des vides du milieu. Le flux massique du traceur échangé par diffusion moléculaire suit la première loi de Fick (le transport d'une substance par diffusion moléculaire est proportionnel au gradient de concentration); dans le cas monodimensionnel, cette loi s'écrit sous la forme : $\phi_d = - D_m \text{grad } C$
où D_m est le coefficient de dispersion moléculaire dans le milieu poreux [$L^2.T^{-1}$] et ϕ_d le flux massique unitaire par diffusion moléculaire [$M.L^{-2}.T^{-1}$].

I.1.3 La dispersion cinématique.

Pendant le transfert de soluté dans un milieu poreux, la distribution des vitesses n'est pas uniforme. C'est la conséquence des phénomènes suivants (Fried & Combarnous, 1971; Sauty, 1977 et Gaspar, 1987) :

- le profil des vitesses dans l'espace intergranulaire est parabolique.
- la variation de la dimension des pores crée une variation des vitesses d'une section à l'autre.
- la fluctuation des trajectoires réelles de courant par rapport à la direction principale de courant.

L'action simultanée de ces phénomènes dans un écoulement souterrain est la cause de cette dispersion cinématique. Elle se manifeste essentiellement dans le sens de l'écoulement, avec des échanges latéraux entre filets liquides voisins entraînant une dispersion transversale rarement négligeable; cette dispersion n'est donc pas isotrope. La dispersion cinématique peut s'écrire, par analogie avec la loi de Fick, en milieu homogène et isotrope: $\phi_D = - D' \cdot \text{grad } C$ où ϕ_D est le flux massique dispersif [$M.L^{-2}.T^{-1}$] et D' est le tenseur du coefficient de dispersion cinématique.

Le tenseur de dispersion possède trois directions principales : la direction moyenne de l'écoulement, appelée direction longitudinale et deux directions perpendiculaires à la première, appelées directions transversales. Le coefficient de dispersion (apparent ou hydrodynamique) en milieu poreux, D , est la somme de la dispersion cinématique anisotrope et de la diffusion moléculaire isotrope, soit :

$$D_L = D'_L + D_m \quad \text{et} \quad D_T = D'_T + D_m$$

D_L et D_T étant respectivement les coefficients de dispersion du transfert longitudinal et transversal.

D'après les travaux en laboratoire sur des matériaux non consolidés (Pfannkuch, 1963) on admet que dans le domaine des vitesses rencontrées en milieu poreux, il existe une dépendance linéaire entre le coefficient de dispersion et le module de la vitesse effective :

$$D_L = \alpha_L \cdot u \quad \text{et} \quad D_T = \alpha_T \cdot u$$

avec α_L et α_T les dispersivités longitudinale et transversale [L].

La dispersivité α_L (et α_T) n'est en fait pas toujours constante, notamment en milieu hétérogène où elle semble croître avec la distance (ou le temps) jusqu'à, parfois, atteindre asymptotiquement une valeur constante lorsque le milieu devient homogène (V.E.R. atteint), ce qui n'est pas nécessairement le cas de tous les milieux hétérogènes (par exemple dans le karst ou dans un milieu alluvionnaire, cf.§.II.2).

I.1.4 Echanges.

La plupart des substances en solution dans l'eau ne migrent pas à la vitesse des filets d'eau. Cela est due aux échanges, possible, entre la phase liquide mobile et la phase liquide immobile, d'une part et entre la phase immobile et la surface du solide (avec l'eau liée), d'autre part. Une

solution à forte concentration va perdre une partie de son soluté qui sera fixé sur les grains solides; c'est ce qu'on appelle l'adsorption. Si par contre la concentration du fluide diminue, l'eau qui arrivera au contact des grains risque de récupérer une partie du traceur; c'est la désorption. Selon la nature minéralogique des grains solides (argiles par exemple), ces phénomènes de sorption apparaissent jouer un rôle essentiel dans le transfert de soluté car ils englobent tous les mécanismes d'interaction solide-liquide et il y a tout lieu de penser qu'ils sont prépondérants en écoulement souterrain.

I.1.5 Paramètres influençant la dispersion.

Il apparaît d'après ce qui précède que la dispersion est influencée par un très grand nombre de paramètres, qu'on peut classer en trois groupes :

- paramètres caractérisant le milieu poreux, dont la structure peut être décrite, d'une part par la porosité et la perméabilité des matériaux, d'autre part par la granulométrie des grains et des pores ainsi que le degré de consolidation du milieu;
- paramètres caractérisant le régime d'écoulement: la distribution des vitesses et la distance de déplacement;
- les paramètres caractérisant les fluides (eau et soluté) étudiés : masse volumique, viscosité et coefficient de diffusion moléculaire, composant important de la dispersion.

I.2 FORMULATION MATHÉMATIQUE DE LA DISPERSION.

Diverses voies ont permis d'aboutir à une bonne représentation mathématique du phénomène de dispersion de deux fluides miscibles (un soluté dissous dans de l'eau constitue une seule phase fluide), en milieu poreux homogène et isotrope. Ces différentes voies ont été décrites par Fried & Combarous (1971) et Bear (1972) :

Une première approche simplifiée consiste à décrire la dispersion dans un ou un ensemble de capillaires par une équation de diffusion analogue à celle de Fick (Taylor in Fried, 1975), dont le coefficient de dispersion peut être calculé à partir des caractéristiques géométriques des capillaires et du coefficient de diffusion du fluide. Ce modèle ne fait pas apparaître de diffusion transversale et son application en milieu poreux n'a pas donné de résultats satisfaisantes (Fried, 1975).

Une approche plus probante est due à Saffman (1960) par l'introduction de modèles de capillaires à distributions aléatoires. Ce modèle a permis pour la première fois de mettre en évidence la dispersion transversale.

Bear et Bachman (1967) ont amélioré cette représentation par une approche théorique plus complète, qui consiste à décomposer le milieu en volumes élémentaires représentatifs (V.E.R.), dans lesquels la diffusion moléculaire et la distribution aléatoire de la vitesse moyenne dans les pores donnent lieu à un transfert dispersif représentable par une loi de Fick où le

coefficient de diffusion est remplacé par un tenseur de dispersion en convection-dispersion, symétrique et du second ordre, dont le premier axe principal est colinéaire à la vitesse moyenne d'écoulement.

En l'absence de phénomènes de sorption, de réactions chimiques, de décroissance radioactive et on ne considérant qu'une seule phase fluide, ces auteurs proposent l'équation suivante, équation aux dérivées partielles gouvernant le transfert de soluté :

$$\text{Div} (D.\text{grad}.C - u C) = \frac{\delta C}{\delta t} \quad (1.1)$$

Scheidegger (1963) a construit un modèle probabiliste du milieu poreux et donne une équation de dispersion, pour un milieu monodimensionnel à vitesse constante, analogue à celle de Bear.

L'équation ainsi établie, dite équation générale de la dispersion (en convection-dispersion), reste le modèle mathématique le plus acceptable et le plus simple pour représenter le phénomène de transfert de masse en milieu poreux homogène, mais uniquement en aval du point d'injection ou d'introduction du soluté dans la nappe (de Marsily, 1978, 1981, 1986 et Wang, 1987). Son application au milieu hétérogène doit être faite en considérant ce milieu globalement comme homogène, si l'échelle d'investigation est suffisamment grande pour atteindre le régime asymptotique de dispersion (dispersivité constante). Il faut noter que pour les aquifères alluvionnaires ce régime n'est jamais atteint du fait de leur grande hétérogénéité, ce qui pose un problème crucial quand il s'agit d'étudier le transfert de masse dans de tels milieux.

L.3 MÉTHODOLOGIE DES TRAÇAGES.

L'étude de la vulnérabilité d'un aquifère sensible à une contamination, impose, entre autres, une bonne connaissance des modalités de transfert de l'eau ou de substances polluantes en solution aqueuse. Dans cet objectif un grand nombre de modèles mathématiques sont actuellement bien développés. Ces modèles utilisent des paramètres représentant les propriétés physiques de l'aquifère (porosité, dispersivité, vitesse d'écoulement et perméabilité) et celles du soluté. Les modèles mathématiques peuvent être utilisés dans des cas réels de pollution accidentelle de nappe, pour simuler le transfert de polluant; prévision par exemple de la distribution des concentrations dans la nappe à des instants et des endroits déterminés. Mais leur mise en œuvre nécessite la connaissance de ces paramètres relatifs à l'aquifère et au soluté, qui doivent être déterminés par des mesures sur le terrain et supposent que l'aquifère soit effectivement homogène, c'est-à-dire que ces paramètres restent invariant en n'importe quel point du milieu et à n'importe quel instant d'un écoulement. Il est généralement admis que la méthode des traçages d'essai est le moyen le plus sûr pour obtenir, sur le terrain, tous ces paramètres indispensables au calage et à la validation des modèles de transferts de polluant.

La méthode de traçage est la technique qui permet d'obtenir des informations sur le système aquifère étudié par l'observation du comportement d'une substance spécifique (traceur), après son introduction dans la nappe. Les traçages d'essai peuvent être classés en trois catégories suivant le régime d'écoulement de la nappe: naturel uniforme (à vitesse constante), provoqué à débit constant et alterné (superposition temporaire d'un écoulement provoqué à un écoulement uniforme).

I.3.1 Réalisation de traçages d'essai.

La réalisation d'un traçage d'essai consiste en la superposition d'un transport de traceur à l'écoulement de l'eau dans la nappe. Après l'injection d'une certaine quantité de traceur en un point (puits ou piézomètre) de la nappe, on suit son évolution en mesurant la concentration en un ou plusieurs autres points considérés comme la sortie du système traçage (point d'injection-point de prélèvement). Pour sa réalisation le traçage doit satisfaire à certaines conditions, dont les plus importantes sont les suivantes :

- utilisation d'un traceur le plus parfait possible;
- réalisation sous des conditions hydrodynamiques bien définies.

I.3.1.1 Traceur.

Un traceur est toute substance, atomique ou moléculaire, dont les propriétés physiques, chimiques ou biologiques permettent l'identification, l'observation et l'étude de son comportement (dispersion ou concentration) durant un certain processus, écoulement dans une nappe d'eau par exemple. Le choix du traceur doit satisfaire le plus possible aux critères de sélection. Le critère le plus important étant pour un traceur "parfait" de l'eau, de refléter fidèlement le déplacement de celle-ci (Molinari, 1976). Le traceur idéal doit être facilement détectable, de grande sensibilité à faible dose, ne modifie pas les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère, de toxicité nulle et de présence naturelle faible, sa mesure doit être la plus simple possible et il ne doit pas réagir avec le milieu. On peut aussi rechercher un traceur reproduisant le comportement d'un polluant particulier.

Les traceurs artificiels les plus couramment utilisés en hydrogéologie appartiennent à deux catégories : les traceurs chimiques et les traceurs fluorescents. Parmi les traceurs chimiques, dont l'utilisation est fréquente, on trouve une grande variété de sels: le bichromate de sodium ($\text{Na}_2 \text{Cr}_2 \text{O}_7$), l'iodure de sodium (Na I), le chlorure de sodium (Na Cl) et le chlorure de potassium (K Cl). Les traceurs fluorescents qu'on utilise sont des substances organiques colorées (Fluorescéine sodique ou Uranine, Rhodamine Wt) dérivées d'un noyau xanthénique.

En tenant compte des phénomènes d'échange (les échanges ioniques sont essentiellement cationiques) susceptibles d'avoir lieu dans un aquifère (Molinari, 1976), ce sont les formes anioniques des traceurs qui seront utilisées du fait de leur faible interaction avec le milieu.

I.3.1.2 Conditions d'écoulements.

Les expériences de traçages doivent être effectuées sous des conditions hydrodynamiques bien connues. Dans la pratique, la majorité des traçages est réalisée soit en écoulement naturel uniforme, soit en écoulement provoqué à débit constant ou bien en écoulement alterné.

I.3.2 Type de traçage.

Suivant le nombre de puits mis en oeuvre dans une expérience on distingue deux types de traçages :

- traçage à plusieurs puits, au moins deux.
- traçage à un seul puits, appelé aussi puits unique.

I.3.2.1 Traçage à plusieurs puits.

I.3.2.1.1 En écoulement naturel.

Il s'agit d'injecter dans la nappe de l'eau tracée, en la laissant progresser sous l'effet uniquement de l'écoulement naturel et de repérer son passage dans un ensemble de piézomètres d'observation (Sudicky, Cherry et Frind; 1983). Le principal avantage de ce type d'essai est de ne pas perturber le système étudié, mais il conduit parfois, compte tenu du faible gradient hydraulique de la nappe, à des durées expérimentales importantes, pendant lesquelles les conditions hydrodynamiques de la nappe évoluent, perturbant la qualité des résultats et la validité de leur interprétations. Il est à noter aussi que la direction d'écoulement est rarement connue avec précision et ne coïncide donc jamais exactement avec l'axe du dispositif d'injection et d'observation mis en place (Fig. I.1).

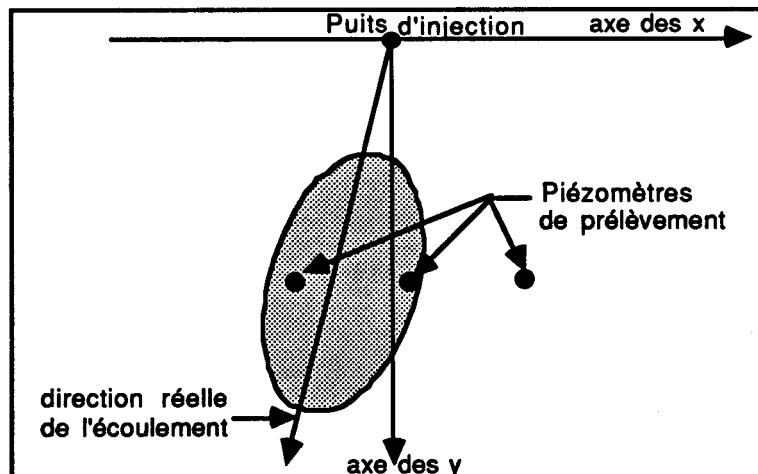


Fig. I.1 : Dispositif de traçage d'essai en écoulement naturel.

Pour un écoulement bidimensionnel uniforme (à vitesse u_0 constante) avec une seule phase liquide mobile, sans échange ni décroissance radio-active, l'équation aux dérivées partielles qui exprime le bilan de masse de soluté au cours d'un écoulement naturel est constituée d'un terme convectif et d'un terme dispersif (Eq. 1.2).

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_L \frac{\delta^2 C}{\delta x^2} + D_T \frac{\delta^2 C}{\delta y^2} - u_0 \frac{\partial C}{\partial x} \quad (1.2)$$

où D_L , D_T et u_0 sont constantes.

Cette équation admet de nombreuses solutions explicites (Bear, 1972; Fried & Combarnous, 1971; Fried, 1975; Lenda & Zuber, 1970; Wang, 1987), correspondant à des conditions initiales et aux limites particulières. La solution habituellement utilisée pour un traçage d'essai en écoulement naturel (Sauty & Kinzelbach, 1987) est celle qui correspond à une injection instantanée dans un milieu semi infini, car l'équation classique de la dispersion n'est valable qu'en aval du point d'injection. cette équation est la suivante :

$$C(x,y,t) = \frac{M}{4\pi\omega e\sqrt{\alpha_L\alpha_T}} \frac{1}{u_0 t^2} \exp\left\{-\frac{(x-ut)^2}{4\alpha_L ut} - \frac{y^2}{4\alpha_T ut}\right\} \quad (1.3)$$

I.3.2.1.2 En écoulement provoqué (radial convergent).

C'est un écoulement radial cylindrique (axisymétrique dans l'espace à trois dimensions avec une symétrie de révolution autour de l'axe du puits) convergent, engendré par un pompage continu à débit constant. Le traceur est injecté dans un piézomètre latéral à une distance suffisante du puits de pompage pour que les mesures soient le plus représentatives possibles de l'aquifère, sur toute son épaisseur et dans la direction concernée. Dans la mesure où des incompatibilités (réaction entre produits) ne sont pas à craindre à la sortie, il est également possible d'utiliser simultanément plusieurs traceurs, injectés séparément, chacun dans un piézomètre différent. Les prélèvements d'échantillons se font sur l'eau pompée à la sortie du puits central (Fig. I.2).

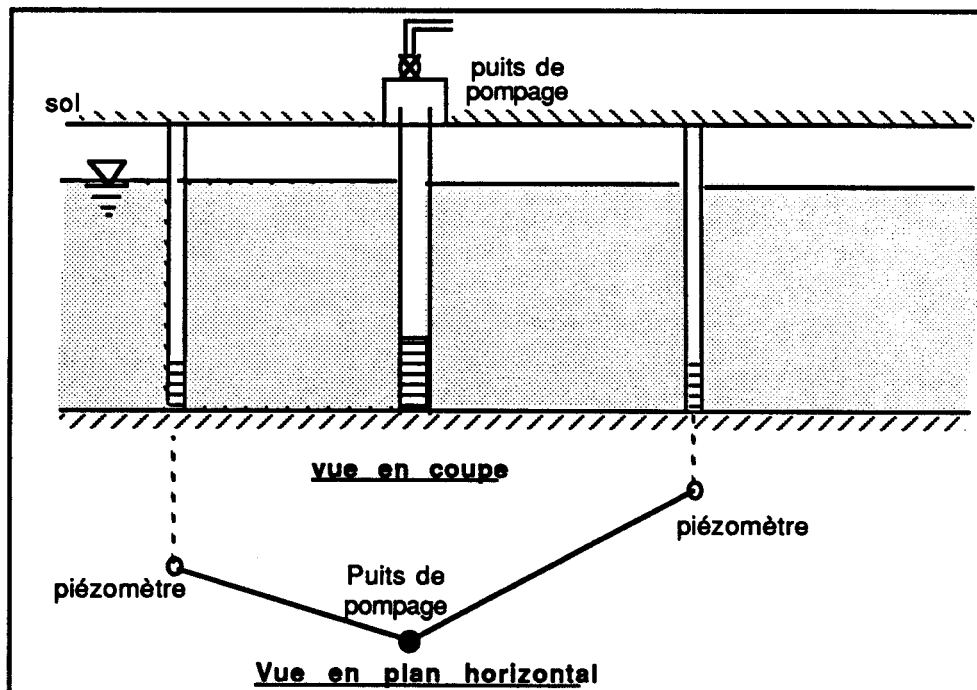


Fig. I.2 : Schéma de principe du traçage d'essai en écoulement radial convergent.

Pour ce type d'écoulement il n'existe pas de solution analytique exacte à l'équation de transfert en convection dispersion, en réponse à une injection instantanée (Sauty, 1977). Ainsi cet auteur propose des solutions approchées pour différents cas, en développant un modèle numérique en écoulement radial. La solution qu'il propose pour ce cas de figure et correspondant à une injection en milieu semi-infini est la suivante :

$$C(x,t) = \frac{MR}{2Q\sqrt{\pi D_L t^3}} \exp\left\{-\frac{(R-ut)^2}{4D_L t}\right\} \quad (1.4)$$

où R est la distance entre le puits d'injection et le puits de pompage[L], Q le débit de pompage [M³T⁻¹].

Pour un milieu fissuré verticalement hétérogène à double porosité, Wang (1987) a établi un modèle numérique qui permet de prendre en compte l'interférence de multiples phénomènes, par exemple écoulements superposés, diffusion profonde en matrice poreuse, fonction d'entrée, sorption sur l'argile. Le modèle est établi à partir de l'équation de convection-dispersion pour un écoulement radial convergent en milieu hétérogène (Eq. 1.5), de l'équation de diffusion en phase liquide immobile (Eq. 1.6) et de l'équation de sorption sur le solide argileux (Eq. 1.7).

$$D_L \frac{\partial^2 C}{\partial r^2} + u_r \frac{\partial C}{\partial r} + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_T \frac{\partial c}{\partial z} \right) + \frac{\omega_{im} D_m}{d} \frac{\partial C_{im}}{\partial x} \Big|_{x=0} = R \frac{\partial C}{\partial t} - Q_I \quad (1.5)$$

$$D_m \frac{\partial^2 C_{im}}{\partial x^2} = \frac{\partial C_{im}}{\partial t} \quad (1.6)$$

$$\frac{\partial F}{\partial t} = p_s \frac{\partial C}{\partial t} \quad (1.7)$$

D_L : coefficient de dispersion longitudinal, dans le sens de r [L²T⁻¹].

D_T : coefficient de dispersion transversal vertical, dans le sens de z [L²T⁻¹].

D_m : coefficient de diffusion moléculaire en milieu poreux considéré comme constant et .

u_r : vitesse d'écoulement effective dans la couche z [LT⁻¹].

ω_{im} : porosité de la phase liquide immobile.

d : la demi-ouverture des fissures [L].

C : concentration du soluté dans le milieu fissuré [ML⁻³].

C_{im} : concentration du soluté dans le milieu poreux [ML⁻³].

R : coefficient de retard exprimé par $R = 1 + \rho_d \cdot Ta \cdot p_s$.

Ta : taux d'argile, il représente le rapport du volume des fissures occupé par l'argile par rapport au volume des fissures contenant l'eau libre.

Q_I : fonction d'entrée exprimée en masse injectée par unité de volume et de temps.

r, z : variables indépendantes, respectivement, dans la direction radiale et verticale.

F : concentration dans la phase solide représentant la masse de soluté absorbée par unité de masse du solide [MM⁻¹].

p_s : est la pente de l'isotherme de sorption représentant la relation entre F et c.

ρ_d : masse volumique sèche de l'argile [ML⁻³].

On remarque que dans ce modèle, le transfert de masse est gouverné par trois équations, dont la résolution est assurée numériquement par la méthode des différences finies. L'identification des paramètres hydrodispersifs du système considéré, à partir d'un traçage d'essai, consiste à minimiser les écarts entre les données observées et calculées selon une procédure d'optimisation. Elle exige d'abord des valeurs initiales et des intervalles à l'intérieur desquels peuvent évoluer les paramètres et permet ensuite de rechercher, pas à pas, les valeurs qui donnent le meilleur ajustement entre les données du traçage et celles du modèle.

I.3.2.1.3 Interprétation des traçages d'essai.

L'interprétation des traçages (résolution du problème inverse) est souvent délicate car le schéma d'un transfert hydrodispersif pur dans une nappe monocouche homogène sur toute son épaisseur est rarement tout-à-fait exact. Dans la mesure où l'ensemble de la courbe de restitution obtenue sur le terrain est assimilable à une courbe théorique du schéma hydrodispersif pur, il est possible d'en déduire les caractéristiques hydrodispersives de transfert dans l'aquifère.

On considérant le transfert comme uniforme ou à débit constant dans un milieu homogène, on peut utiliser les méthodes analytiques pour l'interprétation des traçages. Celles-ci sont basées sur les solutions explicites présentées précédemment. Ces méthodes analytiques s'appuient soit sur un traitement statistique (Bear, 1972; Fried & Combarous, 1971), soit sur les expressions adimensionnelles des solutions explicites, traduites en abaques (Sauty, 1977; Crampon, 1983), ou bien par traitement analytique des données expérimentales (Basak & Murty, 1979; Gupta & al, 1980; Crampon, 1980; Wang & al, 1987). Ces méthodes analytiques sont théoriquement limitées à des cas simples (convection-dispersion seulement), elles ne permettent d'avoir qu'une connaissance approximative des paramètres hydrodispersifs; pour avoir une estimation plus précise de ceux-ci il faut faire appel aux méthodes numériques, qui résolvent numériquement l'équation de transfert.

Quand les paramètres à identifier sont nombreux ou quand on veut utiliser des solutions numériques de l'équation de transfert, le recours à l'ordinateur est indispensable. Dans ce sens un grand nombre de modèles d'interprétation a été développé. Nous avons utilisé un nouveau code d'interprétation (Sauty & Kinzelbach, 1987); intitulé CATTI (Computer Assisted Tracer Tests Interpretation : interprétation des traçages assistée par ordinateur). Il est destiné à l'analyse d'une courbe de restitution, ou plusieurs, obtenue dans un ou plusieurs puits. Les paramètres hydrodispersifs sont déterminés soit manuellement, soit par recherche automatique grâce à une procédure d'optimisation, qui consiste à minimiser la différence entre les solutions calculées et ceux observées lors de l'expériences de traçage. CATTI utilise des solutions analytiques de l'équation de dispersion pour un écoulement, monodimensionnel ou bidimensionnel, uniforme ou à débit constant dans une ou deux couches de l'aquifère et des solutions analytiques (Eq. 1.4) ou numériques pour un écoulement radial convergent axisymétrique.

I.3.2.2 Traçage à puits unique.

Le traçage d'essai à puits unique, comme son nom l'indique, ne nécessite qu'un seul puits pour sa mise en oeuvre. Il permet une investigation localisée sur une courte distance autour du puits et limitée verticalement à la hauteur crépinée. Il peut être perfectionné pour avoir le maximum de renseignements, surtout lorsque il s'agit d'aquifères stratifiés, par l'installation d'un puits d'observation supplémentaire avec plusieurs niveaux d'échantillonnage sur toute la hauteur de l'aquifère (Güven & al.; 1985).

Les premières expériences de ce genre d'essai ont été réalisées par Mandel (in Fried, 1972) et Lévêque (1969) dans le but de faire une mesure directe de la vitesse d'écoulement dans une nappe. Suivant qu'on utilise un pompage ou non, on distingue deux méthodes d'essai :

- méthode de dilution ponctuelle (" Bore - hole dilution technique ")
- méthode d'injection brève en puits unique (" Single - well pulse technique ")

a - Méthode de dilution ponctuelle.

La méthode est exposée de façon très détaillée par Halevy & al., 1967 et Fried & al., 1977. L'objectif de la méthode est de relier la décroissance de la concentration observée d'un traceur introduit dans le piézomètre, à la vitesse de Darcy dans l'aquifère, ($V_0 = Ki$), où K est la perméabilité de l'aquifère [$L.T^{-1}$] et i le gradient hydraulique de la nappe.

Si un traceur est introduit dans un puits, une variation de concentration dans cet ouvrage est due à tout écoulement se produisant dans le puits et à la diffusion. La relation qui lie la dilution du traceur à la vitesse de filtration est la suivante :

$$V_0 = \frac{\pi r}{2 a t} \ln \frac{C_0}{C}$$

où C_0 est la concentration dans le puits au temps $t_0 = 0$, C la concentration au temps $t > t_0$, r le rayon interne du puits et a le facteur de correction lié à la déformation des lignes de courant due au puits.

La méthode de dilution ponctuelle permet aussi la détermination du coefficient de perméabilité, K de l'aquifère par la relation $V_0 = K.i$. De nombreuses comparaisons réalisées entre les mesures classiques de la perméabilité par pompage d'essai et les valeurs moyennes calculées à partir des essais par dilution ponctuelle ont montré la bonne concordance de ses résultats (Fried & al., 1977). Les valeurs obtenues à partir de la méthode de dilution sont légèrement supérieures à celles obtenues à partir des pompages d'essais. Ces différences peuvent être dues au fait que la méthode de dilution intéresse uniquement l'écoulement horizontal alors que les pompages d'essai permettent l'étude de l'aquifère dans les directions verticales et horizontales.

Cette méthode est d'un grand intérêt, elle permet d'accéder, au moyen d'un équipement approprié (Guizerix et Margrita, 1976; Borowczyk & al., 1965; Moltz & al.:1985), à la

distribution des perméabilités et des vitesses le long d'un puits, ce qui permet de mettre en évidence l'existence d'horizons différents relativement indépendants où les modules et directions des vitesses varient.

b - Méthode d'injection brève en puits unique.

Le traçage débute par un premier stade où l'on injecte dans un puits une certaine masse, M , de traceur d'une façon brève et qu'on pousse avec une chasse d'eau de telle sorte que celui-ci puisse migrer dans l'aquifère et homogénéiser sa concentration dans le puits. Le traceur va être déplacé, avec l'écoulement naturel, par convection et se mélange avec l'eau de la nappe par dispersion hydrodynamique. Ainsi la masse de traceur injectée dans le puits est transformée en un "nuage" à l'aval de celui-ci. A la fin de ce stade, le centre du nuage sera situé à une distance estimée plus grande que le rayon du puits, (Fig. I.3).

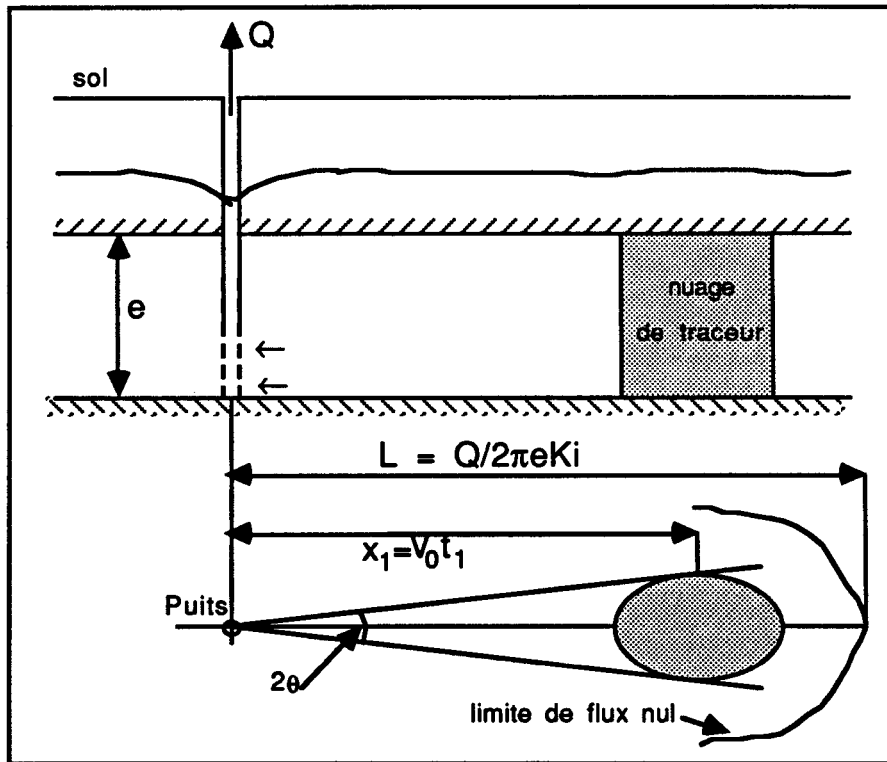


Fig. I.3 : Coupe longitudinale et horizontale dans aquifère où la technique d'injection brève en puits unique est appliquée. La position et la forme du nuage de traceur avant pompage est indiquée.

Au bout d'un certain temps, t_1 , un deuxième stade commence par un pompage à débit constant, dans le puits d'injection. Le pompage crée un écoulement convergent au voisinage du puits et un point de flux nul à la distance L ($L = Q / 2\pi e Ki$), en aval de celui-ci. Pour pouvoir récupérer le nuage de traceur il faut qu'il soit situé dans la zone d'influence du pompage, ce qui veut dire que la durée du premier stade sera fonction du débit de pompage qu'on veut utiliser, (Fig. I.4). Des prélèvements d'échantillons, pour l'analyse des concentrations, seront effectués sur l'eau pompée jusqu'à ce qu'on récupère la totalité de la masse de traceur injecté.

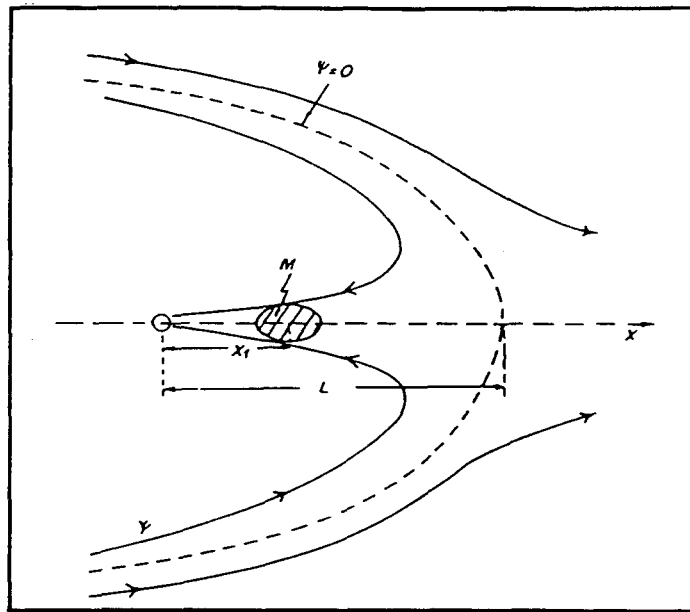


Fig. 1.4 : Position du nuage de traceur dans le champ de l'écoulement au début du pompage.

L'interprétation des résultats de ce traçage est basée sur un certain nombre d'hypothèses simplificatrices :

- Le milieu aquifère est homogène et d'extension infinie dans le plan horizontal;
- l'épaisseur, la porosité ainsi que la transmissivité de l'aquifère sont constantes dans l'espace de mesure;
- L'écoulement de la nappe est uniforme durant le premier stade du traçage et radial convergent pendant la phase de pompage;
- Le traceur est utilisé en faible quantité et son comportement est identique à celui de l'eau (traceur parfait).

Cette méthode de traçage par injection brève en puits unique permet d'estimer la vitesse d'écoulement de la nappe, la porosité effective, la dispersivité et la perméabilité de l'aquifère. De nombreuses études théoriques et expérimentales ont été développés dans ce but, notamment par Borowczyk & al., 1966; Gaspar, 1987; Fried, 1975; Moltz et al., 1985; Guven et al., 1985; Leap & Kaplan, 1988 et Bachmat & al., 1988, pour ne citer que les plus importantes.

Borowczyk et al.(1966) ainsi que Gaspar donnent une relation pour le calcul de la vitesse d'écoulement de la nappe; ils considèrent que pendant la phase de pompage on a :

$$V_p = Q t_m = \pi \cdot r^2 \cdot e \cdot \omega \quad \text{avec} \quad t_m = \frac{\int_0^{\infty} t C(t) dt}{\int_0^{\infty} C(t) dt}$$

où V_p est le volume pompé, Q le débit de pompage, t_m le temps moyen de transit, r la distance parcourue par le traceur pendant la phase d'écoulement naturel, e l'épaisseur de l'aquifère et ω la porosité effective.

De cette relation on déduit la distance r et connaissant la durée de la phase de l'écoulement naturel (t_1) on calcule la vitesse effective d'écoulement de la nappe ($u_0 = r/t_1$). En pratique plusieurs valeurs de vitesses sont déterminées, pour différentes expériences où le temps de la phase de l'écoulement naturel, t_1 , varie. La vitesse est alors calculée à partir de la pente de la droite ($r = u_0 t_1$).

Leap & Kaplan (1988) proposent une autre équation pour le calcul de la vitesse effective de la nappe, qui est la suivante :

$$u_0 = \frac{\sqrt{\frac{Qt_m}{\pi e \omega}}}{t_1 + t_m}$$

On remarque d'après ces études que la détermination de la vitesse et éventuellement de la dispersivité (Fried, 1975) suppose que la porosité effective est connue, or ce n'est pas toujours le cas en pratique.

Le récent travail de Bachmat et al. (1988) permet d'interpréter de façon rigoureuse les essais de traçage en puits unique. Il se base sur une solution analytique approximative du problème direct (détermination de la solution de l'équation de dispersion), estimée au moyen de la méthode des petites perturbations et de la superposition. Le problème inverse (détermination des paramètres de l'équation : vitesse d'écoulement, porosité effective, dispersivité et perméabilité) est résolu par une procédure itérative.

Dans ce qui suit nous allons exposer les fondements de ce modèle d'interprétation des traçages d'essai en puits unique d'après Bachmat et al., 1988.

b.1 Stratégie de la solution.

Pour réaliser l'identification des paramètres hydrodispersifs à partir des données expérimentales (problème inverse), il faut, dans un premier temps résoudre l'équation de transfert (problème direct) durant la phase de l'écoulement naturel (premier stade de l'essai) et pendant la phase de l'écoulement convergent (deuxième stade de l'essai). La solution de l'équation de transfert durant le premier stade sera prise comme condition initiale pour le deuxième stade, pour lequel la solution de transfert est déterminée dans un premier temps pour le déplacement d'une masse élémentaire du traceur, puis la solution de transfert de toute la masse de traceur est obtenue par superposition des solutions élémentaires. La solution du problème inverse est réalisée par une procédure itérative.

b.1.1 Solution du problème direct.

- Phase de l'écoulement naturel.

L'équation de la dispersion qui décrit le mouvement du traceur pendant ce stade de traçage, exprimée dans un système de coordonnées cartésiennes défini par son origine au centre du puits et l'axe ox positif parallèle au vecteur de la vitesse d'écoulement naturel est la suivante :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = u_0 \left[\alpha_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \alpha_T \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} - \frac{\partial C}{\partial x} \right] \quad (1.8)$$

α_L, α_T : dispersivités longitudinale et transversale.
 c : concentration en traceur.
 u_0 : vitesse effective en écoulement uniforme.
 (x,y) : coordonnées cartésiennes.

La solution de l'équation (1.8) est la suivante (Bear; 1979) :

$$c(x,y,t_1) = \frac{M / e\omega}{4\pi\sqrt{\alpha_L \alpha_T} x_1} \exp \left\{ -\frac{1}{4x_1} \left[\frac{(x - x_1)^2}{\alpha_L} + \frac{y^2}{\alpha_T} \right] \right\} \quad (1.9)$$

où $x_1 = u_0 \cdot t_1$

L'équation (1.9) définit la position du nuage du traceur, de forme elliptique, dont le centre est situé à la distance x_1 du puits (Fig. I.3). On peut sélectionner un domaine, autour de x_1 , qui contient une certaine quantité de masse de traceur, soit M_k , avec $M_k < M$.

La position du panache de traceur dans l'aquifère est donnée par la relation suivante :

$$\left. \begin{array}{l} \text{L.I.} \\ \text{L.S.} \end{array} \right\} = x_1 \pm \sqrt{4 \alpha_L x_1 \ln \left[(1 - M_k/M)^{-1} \right]} \quad (1.10)$$

par exemple pour $M_k = 0,99 M$ cette relation devient :

$$\left. \begin{array}{l} \text{L.I.} \\ \text{L.S.} \end{array} \right\} = x_1 \pm \sqrt{18 \alpha_L x_1} \quad (1.11)$$

où L.I. et L.S. sont respectivement la limite inférieure et supérieure du panache de traceur [L]

- Phase de l'écoulement convergent (pompage).

L'équation de la dispersion s'écrit en coordonnées polaires sous la forme suivante (Bear, 1979):

$$\begin{aligned} \frac{\partial c}{\partial t} = \frac{1}{r} \left\{ \frac{\partial}{\partial r} \left[r \left(\alpha_T V + (\alpha_L - \alpha_T) \frac{V_r^2}{V} \right) \frac{\partial c}{\partial r} + (\alpha_L - \alpha_T) V_r V_\theta \frac{\partial c}{\partial \theta} \right] \right. \\ \left. + \frac{\partial}{\partial \theta} \left[(\alpha_L - \alpha_T) V_r V_\theta / V \frac{\partial c}{\partial r} + \frac{1}{r} (\alpha_T V + (\alpha_L - \alpha_T) V_\theta^2 / V) \frac{\partial c}{\partial \theta} \right] \right\} - V_r \frac{\partial c}{\partial r} - \frac{1}{r} V_\theta \frac{\partial c}{\partial \theta} \end{aligned} \quad (1.12)$$

Les conditions aux limites sont :

$$c(r, \theta) = 0 \quad \text{quand } r \text{ tend vers l'infini} \quad (1.13a)$$

$$-\omega e \int_0^{2\pi} \left(V_r c - \alpha_L V \frac{\partial c}{\partial r} \right) \Big|_{r=r_0} r_0 d\theta = C_w Q + U_w \frac{dC_w}{dt} \quad (1.13b)$$

où C_w est la concentration en traceur dans l'eau pompée [M.L⁻³], U_w est le volume de l'eau dans le puits [L³], Q le débit de pompage [L³T⁻¹]. V_r et V_θ sont respectivement les composantes de la

vitesse effective totale (V: est la somme de la vitesse effective en écoulement naturel et de la vitesse engendrée par le pompage) suivant r et suivant θ .

Les conditions initiales sont définies par la distribution du traceur au temps t_1 (Eq. 1.9), qui s'écrit en coordonnées polaires comme suit :

$$c(r_1, \theta) = \frac{M/e\omega}{4\pi\sqrt{\alpha_L\alpha_Tx_1}} \exp \left\{ -\frac{1}{4x_1} \left[\frac{(r \cos \theta - x_1)^2}{\alpha_L} + \frac{(r \sin \theta)^2}{\alpha_T} \right] \right\} \quad (1.14)$$

où $x_1 = u_0.t_1$, $c(r_1, \theta) = c(r, \theta, t_1)$.

L'objectif est de résoudre l'équation (1.12) pour c avec pour conditions aux limites les équations (1.13a) et (1.13b) et pour condition initiale l'équation (1.14). Vu la complexité dans la résolution du problème les auteurs ont proposé une solution approximative obtenue grâce aux deux hypothèses simplificatrices suivantes :

α - Durant le stade de pompage la majeure partie de la masse de traceur est contenue dans un domaine limité par les deux tangentes à l'ellipse du nuage de traceur, formant entre eux un angle de $(2\theta_1)$ et dont la bissectrice correspond à l'axe des abscisses, (Fig. 1.5) où l'écoulement est partiellement radial en direction du puits. La variation et la concentration en traceur aux limites du domaine ($\theta = \pm\theta_1$) sont nulles.

β - La concentration moyenne du traceur dans l'eau entrant dans le puits est égale à celle de l'eau pompée.

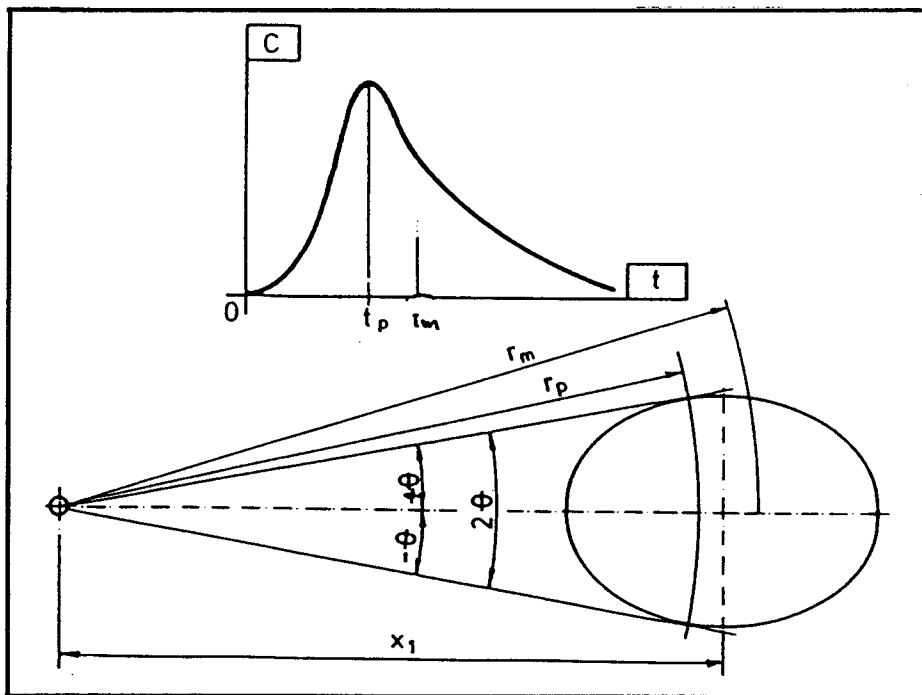


Fig. 1.5 : Position du nuage de traceur par rapport au puits, pendant le pompage et au temps t_p et t_m , correspondant, respectivement, au maximum et au centre de gravité de la courbe concentration-temps.

Sous l'hypothèse (α) et en intégrant l'équation (1.12) à travers le domaine $(-\theta_1, +\theta_1)$, celle-ci se réduit à la forme suivante :

$$\frac{\partial c_m}{\partial t} = \frac{u_0}{r} \left\{ \alpha_L \frac{\partial^2}{\partial r^2} [(L-r) c_m] + \frac{\partial}{\partial r} [(L-r) c_m] \right\} \quad (1.15)$$

$$\text{où } C_m(r,t) = \frac{1}{2\theta_1} \int_{-\theta_1}^{\theta_1} C(r,\theta,t) d\theta$$

Les conditions aux limites (Eq.1.13a) et (Eq.1.13b) deviennent :

$$C_m(r,t) = 0, \text{ quand } r \text{ tend vers l'infini} \quad (1.16a)$$

$$\frac{\theta_1}{\pi} C_m(r_0,t) = C_w(t) \quad \text{pour } t > t_1 \quad (1.16b)$$

Les conditions initiales, aux temps $t = t_1$, sont obtenues par l'intégration de l'équation (1.14) dans le domaine $(-\theta_1, +\theta_1)$:

$$C_m(r_i) = \frac{M/e\omega}{4\theta_1\sqrt{\pi\alpha_L x_1 r_i}} \exp \left[-\frac{(r_i-x_1)^2}{4\alpha_L x_1} \operatorname{erf} \left(\frac{r_i \theta_1}{\sqrt{4\alpha_L x_1}} \right) \right] \quad (1.17)$$

Comme on l'a vu précédemment, l'évaluation de la distribution des concentrations pendant la phase de pompage ($t > t_1$) commence par la recherche de la solution de l'équation de transfert pour une masse élémentaire du traceur, que Bachmat et al.(1988) appellent solution fondamentale, alors que celle pour le transfert de toute la masse du traceur est déterminée par la superposition de la première, elle est appelée solution complète ou globale.

- Solution fondamentale

L'évaluation de la répartition des concentrations d'une masse élémentaire, m , qui au temps $t = t_1$ est située à une distance r_i en aval écoulement, dans le domaine $(-\theta_1, +\theta_1)$ est obtenue par la détermination de la solution de l'équation (1.15), avec les conditions (1.16a), (1.16b) et (1.17). La résolution de ce problème se fait en deux étapes :

- dans une première étape le terme de dispersion dans l'équation (1.15) est négligé.
- dans la seconde étape l'équation complète (1.15) est résolue au frontières du domaine par la méthode des petites perturbations.

La solution obtenue et qui donne la distribution des concentrations, pour une masse élémentaire, dans la nappe est donnée par l'équation suivante :

$$C(m, r'_i, r'_f, \tau) = \frac{m/(1-r'_i)}{4\theta_1\omega eL^2\sqrt{\pi\alpha'_L [B(r'_i) - B(r'_f)]}} \exp \left\{ -\frac{\left(\operatorname{Ln} \frac{1-r'_f}{1-r'_i} + r'_f - r'_i \right)^2}{4\alpha'_L [B(r'_i) - B(r'_f)]} \right\} \quad (1.18)$$

où

$$B(x) = 1/(1-x) + 2 \ln(1-x) + x$$

$$\tau = u_0 (t - t_1)/L = 2\pi\epsilon\omega u_0^2(t - t_1)/Q = \ln \frac{1 - r'_f}{1 - r'_i} + r'_f - r'_i$$

$$L = Q/(2\pi\epsilon\omega u_0)$$

$$(\)' = (\)/L$$

r'_f est la position par rapport au puits d'une particule au temps t , qui au temps t_1 se trouvait à la distance r'_i de celui-ci.

Dans le cas particulier où le nuage de traceur est situé très loin du point L , dans la zone d'influence du pompage, on a $r' \ll 1$, $r'_i \ll 1$, $r'_f \ll 1$ et l'équation (1.18) devient :

$$C_m(m, r'_i, r'_f) = \frac{\sqrt{3} m / (\omega e L^2)}{4\theta_1 \left\{ \pi \alpha'_L [(r'_i)^3 - (r'_f)^3] \right\}} \exp \left\{ - \frac{3}{16\alpha'_L} \frac{[(r')^2 - (r'_f)^2]^2}{[(r'_i)^3 - (r'_f)^3]} \right\} \quad (1.19)$$

La concentration en traceur dans l'eau de pompage est :

$$C_w^{(m)}(\tau) = \frac{\sqrt{3} m / (\omega e)}{4\pi^{3/2} \left[\alpha_L (r_i^3 - r_f^3) \right]^{1/2}} \exp \left[- \frac{3}{16\alpha_L} \frac{(r_0^2 - r_f^2)}{(r_i^3 - r_f^3)} \right] \quad (1.20)$$

$$\text{où } r_f = \left[r_i^3 - \frac{Q(t - t_1)}{\pi e \omega} \right]^{1/2}$$

- Solution complète

La solution complète pour la concentration en traceur, avec une distribution initiale des concentration donnée par l'équation (1.17) est obtenue par la superposition (intégration) des solutions fondamentales (1.18) à travers le domaine occupé par le traceur de masse M , au temps t_1 . La solution obtenue, qui exprime la valeur de la concentration en traceur dans l'eau pompée, est de la forme suivante :

$$C_w(t_s) = F \cdot I \quad (1.21)$$

$$F = \frac{\sqrt{2\pi} M}{8\pi^2 \alpha_L \sqrt{Qt_1 e \omega}}$$

$$I = \int_{(r'_i)_1}^{(r'_i)_2} \exp \left(- \frac{1}{4\alpha'_L} \left\{ \frac{(r'_i - x'_1)^2}{x'_1} + \frac{[t_s x'_1 / t_1 + \ln(1 - r'_i) + r'_i]^2}{B(r'_i) - 1} \right\} \right) \frac{dr'_i}{\sqrt{B(r'_i) - 1}}$$

$t_s = t - t_1$ est le temps mesuré après le début du pompage.

$(r'i)_{1,2} = x'_1 \pm \sqrt{4 \alpha'_L x'_1 \ln [(1-M_K/M)^{-1}]}$ sont les limites inférieure et supérieure de la position du nuage de traceur.

b.1.2 Solution du problème inverse

Le problème inverse consiste à l'identification des paramètres hydrodispersifs de l'aquifère à partir des données expérimentales; T, e, i, M, Q, t₁ et la courbe de restitution du traceur c_w (t). Cette identification est réalisée au moyen d'une procédure d'itération, basée sur des approximations successives que nous allons exposer dans ce qui suit.

- L'approximation d'ordre zéro.

On néglige l'effet de la dispersion et de la vitesse effective de l'écoulement naturel (u₀), durant le stade de pompage. On détermine, à partir de la courbe de restitution du traceur, le temps modal (t_p) et le temps correspondant à la restitution de 50% de la masse restituée (t_m). Les deux temps sont mesurés à partir du temps du début du pompage t₁, (Fig. I.5). Sous cette approximation on peut écrire les relations suivantes :

$$t_p Q = \pi r_p^2 e \omega \tag{1.22}$$

$$t_m Q = \pi r_m^2 e \omega \tag{1.23}$$

où les termes r_p et r_m (Fig. I.5), représentent les distances entre d'une part l'axe du puits et le pic du nuage de traceur (r_p) et d'autre part le centre de gravité de celui-ci (r_m). Pendant le stade de l'écoulement naturel, on considère que :

$$r_m = x_1^{(0)} = \frac{T t_1 i}{(e\omega)^{(0)}} \tag{1.24}$$

l'exposant entre parenthèses indique l'ordre de l'approximation .

de l'équation (1.23) et (1.24) en déduit la relation suivante :

$$(e\omega)^{(0)} \approx \frac{\pi (T t_1 i)^2}{Q t_m} \tag{1.25}$$

En adoptant l'approximation suivante dans l'équation (1.17) : $\operatorname{erf} \left(\frac{r_1 \theta}{\sqrt{4\alpha_L x_1}} \right) \approx 1$

et on calcule le maximum de l'équation; c'est-à-dire $\frac{\partial C_m}{\partial r_1} \Big|_{(r_1)_{\max} = r_p} = 0$

on déduit les relations suivantes :

$$\alpha_L^{(0)} = \frac{r_p x_1^{(0)} - r_p^2}{2 x_1^{(0)}} \tag{1.26}$$

$$\omega^{(0)} = \frac{(e\omega)^{(0)}}{e} \quad (1.27)$$

- L'approximation du premier ordre.

Cette procédure permet la correction de l'approximation précédente concernant la dispersion et la vitesse effective d'écoulement naturel de la nappe, au cours de la phase de pompage. Cette approximation comporte plusieurs étapes :

Etape 1

On introduit dans l'équation (1.21) les valeurs de $\alpha_L^{(0)}$ et $\omega^{(0)}$, estimées lors de l'approximation d'ordre zéro, pour calculer les concentrations à des temps pris autour du temps modal (t_p) de la courbe de restitution observée. Le temps modal (t_c) correspondant à la courbe de restitution calculée ne coïncidera pas avec celui observé compte tenu de l'ordre de l'approximation. On cherchera donc par les procédures qui suivent à faire coïncider les deux temps (calculé et observé).

Etape 2

Pour faire coïncider le temps modal calculé avec celui observé, on fait varier le $x_1^{(0)}$; étant donné qu'un accroissement de celui-ci retarde t_p et vice-versa. Un bon ajustement est obtenu pour une valeur de $x_1^{(1)}$.

Etape 3

On calcule le $(e.\omega)^{(1)}$ en introduisant le $x_1^{(1)}$ dans l'équation (1.24).

Etape 4

Pour déterminer la valeur de $\alpha_L^{(1)}$ on calcule, pour des temps autour du temps modal, les concentrations à partir de l'équation (1.22) en utilisant les valeurs précédemment calculées de $x_1^{(1)}$, et $(e.\omega)^{(1)}$. Attribuant la différence entre les valeurs calculées et observées des $c_w(t)$ à la différence entre $\alpha_L^{(1)}$ et $\alpha_L^{(0)}$ dans le coefficient (F) de l'équation (1.21), on détermine le rapport suivant :

$$a = \frac{[C_w(t)] \text{ calculé}}{[C_w(t)] \text{ observé}} = \frac{\alpha_L^{*(1)}}{\alpha_L^{(0)}}$$

où $\alpha_L^{*(1)}$ est une estimation de $\alpha_L^{(1)}$, on a alors : $\alpha_L^{*(1)} = a_m \cdot \alpha_L^{(1)}$

avec a_m la moyenne arithmétique des valeurs de a.

- l'approximation d'ordre deux et d'ordre supérieur.

Cette étape consiste à répéter les procédures de l'approximation du premier ordre en commençant l'étape 2 en utilisant les valeurs de $\alpha_L^{(1)}$; $x_1^{(1)}$ et $(e.\omega)^{(1)}$. On itère jusqu'à ce que la différence entre les approximations successives devienne pratiquement négligeable.

b.1.3 Résolution de l'équation de dispersion.

La résolution de l'équation (1.21) nécessite la détermination de la valeur de l'intégrale (I). A défaut d'une solution analytique explicite, inexistante, on a du opter pour la voie numérique. Nous avons approché cette intégrale par une méthode quadratique basée sur l'interpolation polynomiale; méthode de Romberg. Il est montré que celle-ci est stable, convergente et offre une bonne approximation de l'intégrale.

Chapitre II : LE MILIEU HÉTÉROGÈNE

Les milieux poreux naturels, recouvrent à la fois les terrains à porosité d'interstices et les terrains à porosité de fissures. Ils sont, en règle générale, hétérogènes, c'est-à-dire possédant des propriétés qui varient, dans l'espace, de manière irrégulière. La mesure de leurs propriétés locales ne renseigne donc que très partiellement sur la distribution spatiale de cette hétérogénéité. Cette variabilité spatiale a des conséquences importantes sur les phénomènes d'écoulement et de transport en solution. Selon l'échelle spatiale utilisée pour les décrire, les paramètres physiques et les variables hydrogéologiques de ces milieux subissent diverses transformations. Des équations de Navier - Stokes à l'échelle du pore, on passe à la loi de Darcy et de la diffusion moléculaire, on retrouve la dispersion macroscopique. C'est ce qu'on appelle communément l'effet d'échelle, qu'on rencontre chaque fois que l'hétérogénéité domine dans l'espace ou dans le temps.

L'approche analytique classique (se basant sur la notion de volume élémentaire représentatif, permettant de définir une propriété moyenne du volume en question), ne permet de traiter que des milieux homogènes. Elle conduit au concept de propriété moyenne équivalente (conçue au sens de moyenne spatiale) pour caractériser le milieu. Cette conception des milieux poreux ne fournit donc aucune base pour étudier dans l'espace la structuration d'une propriété donnée et aucune hypothèse n'est faite sur le type de loi de répartition du paramètre étudié.

Pour une meilleure quantification des incertitudes de mesures et des hétérogénéités de ces milieux, une nouvelle approche a été développée, qui est celle des fonctions aléatoires. Elle permet de définir des lois spatiales de répartition des paramètres dans l'espace et une résolution des problèmes d'estimation de leurs valeurs locales et moyennes (Matheron, 1971; Delhomme, 1976; Chiles, 1977). Cette approche par les fonctions aléatoires consiste à considérer le milieu poreux comme une réalisation d'un phénomène aléatoire. L'outil le plus approprié pour étudier les variations de ses propriétés est le langage probabiliste, qui permet de définir la loi de distribution spatiale du paramètre considéré.

La variabilité spatiale des paramètres est étudiée au moyen de la géostatistique (Matheron, 1971), dont l'idée directrice est de mettre en évidence et d'exploiter la dépendance qui peut exister entre des valeurs voisines d'un même paramètre. Elle permet donc d'étudier la loi spatiale caractérisant une propriété du milieu en définissant de manière rigoureuse la notion de moyenne et son estimation. Les propriétés physiques d'un milieu sont considérées comme des variables aléatoires; c'est-à-dire susceptibles de prendre un ensemble infini de valeurs distinctes et non plus comme des paramètres constants. Les valeurs prises par ces variables seront liées par une loi

spatiale du phénomène étudié, ce qui conduit à considérer un processus stochastique défini dans l'espace. Ce dernier permet de traiter le problème de l'incertitude sur les grandeurs hydrauliques (débit, charge ...) à partir de l'incertitude sur les paramètres, en considérant les équations de l'écoulement ou de transfert comme des équations aux dérivées partielles stochastiques; c'est-à-dire dont les paramètres sont des variables aléatoires (Gelhar, 1974, 1977, 1979; Dagan, 1976, 1979).

II.1 APPLICATION DES ÉQUATIONS STOCHASTIQUES A L'ÉCOULEMENT HYDRO-DYNAMIQUE.

La prise en compte de la variabilité spatiale d'une propriété d'un milieu poreux (transmissivité par exemple) à l'aide de l'approche stochastique consiste à considérer celle-ci comme une variable aléatoire. D'après Bucher (1981), si l'on considère les transmissivités d'un aquifère comme un processus stochastique, alors un écoulement prenant naissance dans un tel milieu sera également un processus stochastique. Ces deux processus seront reliés par une équation aux dérivées partielles stochastiques, qui est une généralisation de l'équation classique de la diffusivité. La première étape de l'étude stochastique porte donc sur la recherche des lois de distribution dans l'espace des propriétés du milieu.

II.2 L'INFLUENCE DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ DANS LE TRANSFERT DE MASSE.

La variabilité des vitesses de transfert dans un milieu poreux est la cause essentielle du phénomène de la dispersion hydrodynamique, ainsi le coefficient de dispersion (hydrodynamique ou apparent) qui représente les propriétés hydrodispersives de ce milieu est fonction de cette variabilité des vitesses microscopiques. D'après Pfannkuch (1963), il est admis qu'en milieu homogène et isotrope ces deux variables sont liées par une relation linéaire dont le coefficient de proportionnalité est la dispersivité. Par contre dans les milieux hétérogènes où l'effet d'échelle joue un rôle important, ce postulat est à remettre en question. En effet d'après les travaux de Dieulin (1980), on constate une augmentation du coefficient de dispersion avec la distance parcourue. Cette croissance est considérée comme un phénomène correspondant à un changement dans l'échelle des hétérogénéités de structure prises en compte au cours de la propagation du traceur. Ce qui constitue un obstacle majeur à la possibilité d'une prévision fiable de la propagation d'une pollution dans des cas réels.

D'après ce qui précède, il convient de savoir si dans un milieu pris dans son ensemble comme une unité définie par ces propriétés moyennes, le transfert de masse peut être représenté par l'équation classique de la dispersion - convection, ayant des coefficients moyens constants.

L'étude de Matheron et de Marsily (1980), montre que pour un milieu stratifié, il n'existe en général pas de comportement hydrodispersif, ni au début ni même asymptotiquement, si l'écoulement est strictement parallèle à la stratification et que le transfert de masse ne peut être représenté par l'équation classique de dispersion - convection. Par contre si l'écoulement n'est pas strictement parallèle à la stratification, un comportement asymptotique hydrodispersif est possible, mais le temps d'établissement de ce régime peut être en pratique extrêmement long.

Dieulin et al. (1981) montrent que, pour un milieu tridimensionnel quelconque mais dont la loi de distribution, dans l'espace, des vitesses serait gaussienne, l'équation de la dispersion (avec une diffusion moléculaire négligeable) correspondant à l'injection instantanée ponctuelle d'un traceur peut se mettre sous une forme où l'équivalent du tenseur de dispersion apparaît comme une fonction du temps écoulé depuis l'injection du traceur et non plus d'une constante (cf. §. I.2). Un travail expérimental, réalisé sur le site de Torcy dans la plaine alluviale de la Marne, a confirmé ces résultats théoriques (Dieulin, 1980). Il a mis en évidence une loi temporelle de dispersion : le coefficient de dispersion varie en fonction du temps de transfert et donc en fonction de la distance parcourue, c'est "l'effet de parcours". On ne peut donc plus se limiter à attribuer pour un milieu poreux (statistiquement homogène) un coefficient de dispersion unique. Celui-ci varie pour le moins avec la distance sans qu'il soit nécessaire d'imaginer d'éventuels changements d'échelles dans la structure hétérogène. Il devient ainsi possible d'obtenir une formulation pratique de la variation du coefficient de dispersion, qui permettra de mieux prévoir le comportement du nuage de pollution.

L'application de l'équation de dispersion - convection dans un milieu hétérogène n'est donc possible que si, pour une échelle d'investigation suffisamment grande, on considère celui-ci comme globalement homogène, permettant d'atteindre le régime asymptotique. De ce fait l'étude des transferts de masse dans de tels milieux, doit passer par une analyse sédimentologique et structurale la plus fine possible, afin de se rendre compte de la variabilité spatiale de leurs propriétés et de pouvoir ainsi les définir comme étant la juxtaposition de sous-domaines homogènes dans lesquels les paramètres physiques varient simplement. La dimension de ces sous-domaines est supposée telle qu'on puisse envisager la détermination des coefficients de dispersion associés. C'est donc par la prise en compte d'une certaine échelle d'hétérogénéité du milieu et la détermination à cette même échelle des paramètres hydrodispersifs qu'il sera possible d'envisager une simulation de la propagation d'une pollution sur le domaine entier. La détermination de ces paramètres, peut être envisagée par l'utilisation de la méthode du traçage en puits unique, qui offre la possibilité d'investigation sur une courte distance, à une échelle où le milieu peut être théoriquement homogène. La mise en œuvre de cette méthode, à des points différents de l'aquifère va permettre de déterminer les sous-domaines constituant le milieu dans son ensemble et rend ainsi compte de la variabilité spatiale de ses propriétés hydrodispersives.

II.3 CONCLUSION.

L'équation classique de convection-dispersion établie pour un milieu poreux homogène, paraît être, pour l'instant, le modèle le plus acceptable pour représenter le transfert de masse. Son application à un milieu hétérogène n'est possible que si l'échelle d'investigation est suffisamment grande pour que la dispersivité puisse atteindre sa valeur asymptotique constante. L'approche stochastique, bien que n'étant qu'à son stade d'étude théorique, offre un nouvel outil permettant de mieux appréhender le processus physique de transfert de masse dans un milieu hétérogène.

DEUXIÈME PARTIE.

**TRAÇAGES D'ESSAI DANS L'AQUIFÈRE
ALLUVIONNAIRE LANGUEDOCIEN.**

Chapitre III : CADRE GÉOLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE DE LA PLAINE ALLUVIALE LITTORALE DE MAUGUIO-LUNEL

III.1 PRÉSENTATION GÉOLOGIQUE.

Le Languedoc méditerranéen correspond au revers Sud-Est du Massif Central entre les vallées de l'Aude et du Rhône, depuis la Montagne Noire, des Grands Causses et des Cévennes jusqu'à la Méditerranée, on y trouve de nombreuses formations secondaires, tertiaires et quaternaires. Dans la région montpelliéraine, comprise entre les vallées de l'Hérault et du Vidourle, se dégagent trois sous unités:

- la moitié occidentale est un pays de Petits Causses, plateaux calcaires du Jurassique ou du Crétacé inférieur.
- le quart SE correspond à la zone côtière où se succèdent principalement des formations pliocènes et quaternaires, puis des étangs.
- le quart NE, où se fait principalement le passage vers la région nîmoise, présente le début du pays des garrigues formés de calcaires et de calcaires-mameux du Crétacé inférieur.

Sur la carte géologique schématique (Fig. III.1), on différencie deux zones distinctes séparées par une ligne de contact de direction WSW-ENE. Au Nord on trouve des affleurements de terrains allant du Secondaire au Tertiaire (garrigues), formant des collines calcaires recouvertes parfois d'épandages "villafranchiens". Au Sud, s'étend une région quasiment plate, constituée d'alluvions tertiaires et quaternaires appartenant à la plaine alluviale littorale bordant la côte languedocienne.

Cette plaine littorale est située à l'Est de Montpellier, à cheval sur les départements de l'Hérault et du Gard; elle s'étend sur une superficie de 290 Km² dont un peu plus du dixième est occupé par les étangs. Elle est composée d'un système alluvionnaire, limité à l'Ouest par le Lez, à l'Est par le Vidourle, au Nord par les massifs calcaires des garrigues le long du pli de Montpellier et au Sud par les étangs et la Méditerranée.

Les éléments tectoniques visibles dans la zone étudiée sont liés à plusieurs phases tectoniques qui ont plus au moins déformé la région.

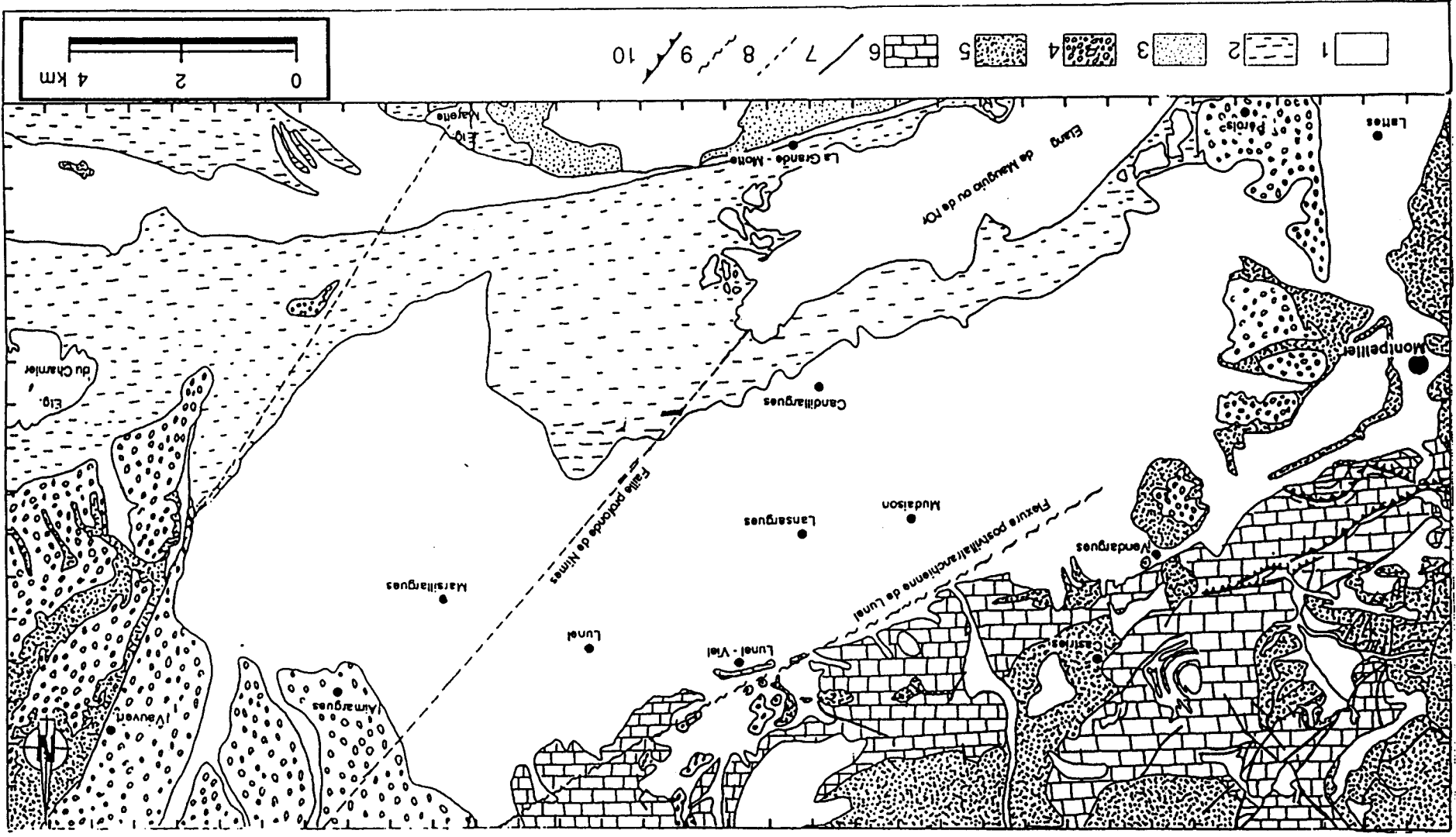
III.1.1 Evolution paléogéographique

Au Nord, la région des garrigues, c'est-à-dire de sols rocailloux et arides, est composée essentiellement de terrains sédimentaires d'âges variés, du Jurassique au Quaternaire avec une lacune au Crétacé supérieur.

Le Jurassique débute par la transgression marine héttangienne se développant largement de l'Est vers l'Ouest. Il est représenté par des calcaires fissurés et très altérés en surface. La continuité avec le Crétacé est assurée par les couches marmo-calcaires du Berriasien.

1: Quaternaire, 2: Marais, 3: Dunes, 4: Villalranchien, 5: Tertiaire, 6: Crétacé et Jurassique, 7: faille, 8: faille profonde, 9: flexure postvillalranchienne, 10: front de chevauchement.

Fig. III.1 : Carte géologique schématique, extraits des cartes de Montpellier et Lunel à 1/50. 000.



Les formations de l'Eocène inférieur sont composées d'une série détritique plus au moins grossière, argilo-gréso-marneuse et de calcaires lacustres. Elles sont discordantes sur les formations anciennes (Jurassique et Crétacé). Le Miocène correspond à un cycle sédimentaire marin, avec dépôt de calcaire blanc. Il se termine par une régression qui avait entraîné un intense creusement des vallées, suivie au Pliocène par un nouveau cycle sédimentaire avec retour de la mer d'une part au voisinage des zones antérieurement côtières, d'autre part à l'intérieur des vallées. Le Pliocène se présente sous deux formes: l'Astien sableux et argileux de couleur jaune et le Plaisancien constitué d'argiles ou de marnes grises.

Le "Villafranchien" correspond à un vaste épanchement caillouteux formé de galets arrondis de composition et d'origine diverses, enrobés dans un sable peu différent du sable astien. Ces cailloutis de couleur jaune ou grise peuvent se présenter sous forme de lits parfois consolidés par un ciment calcaire.

Le Quaternaire ancien est représenté par des alluvions graveleuses, cailloutis altérés, galets éolisés enrobés d'une matrice argileuse, difficiles à distinguer des cailloutis "villafranchiens" sous-jacents. Le Quaternaire récent correspond à la couche superficielle de nature variée dans l'espace, formée de cailloutis et de graviers libres et altérés, de limons et de tourbes (dépôts d'étangs). Sur le littoral, on trouve des formations dunaires constituées de sables fins mélangés à des débris de coquilles.

III.1.2 Tectonique

La région s'inscrit dans un contexte qui a été affecté par plusieurs phases tectoniques qui ont plus au moins déformé la région. Les mouvements épirogéniques post-néocomiens sont responsables de l'émersion complète de la région (Isthme durancien), de l'absence de dépôt des formations marines au Crétacé supérieur. La compression de la fin du Crétacé a contribué au plissement des terrains calcaires, avec notamment le pli de Montpellier qui correspond à une structure chevauchante de direction Ouest-Est. La persistance des mouvements à composante verticale a provoqué l'érosion progressive des zones plissées émergées et la formation de brèches syntectoniques de teinte rouge. La phase pyrénéenne, d'âge Eocène supérieur se caractérise par la surrection des anciens reliefs, qui constituent alors le pli de Montpellier et le chevauchement vers le Nord des structures par décollement. C'est au cours de cette phase que la faille de Nîmes a joué en décrochement sénestre; elle représente la direction axiale d'un couloir de failles depuis la bordure de la Vistrenque occidentale jusqu'en aval du Pérol (Fig. III.1).

La distension oligocène, de direction NW-SE, survient après les phénomènes de pénéplanation de l'Oligocène basal. Elle provoque la formation de nombreux fossés d'effondrement orientés SW-NE. Ces fossés sont limités par un réseau de failles normales, pyrénéennes, telle que la faille de Nîmes qui a rejoué en faille normale. Au Miocène on assiste, suite aux mouvements verticaux, à une élévation du niveau de la mer miocène due sans doute à un affaissement progressif de la région. Ces mouvements se poursuivent au Pliocène.

Les failles de Nîmes et de Vauvert ont découpé la région en "touches de piano" favorisant ainsi le comblement des compartiments affaissés par des dépôts quaternaires.

Des manifestations épirogéniques post -"villafranchiennes" affectent l'épandage des cailloutis "villafranchiens" et font parfois rejouer les failles antérieures en faisant apparaître des flexures, telles que la flexure de direction WSW-ENE, dite flexure post -"villafranchienne". Elles abaissent sur plusieurs mètres une partie de l'affleurement caillouteux "villafranchien" et ont provoqué aussi le plissement, par flexion et glissement, des calcaires lacustres aquitaniens et des cailloutis "villafranchiens" sus-jacents, qui sont responsables des buttes témoins bien individualisées dans la plaine telles que celles du Bois de Doscartes-Gramont, de Saint Aunès et de Font d'Aurelle.

III.1.3 Structure des formations "villafranchiennes"

Des campagnes géophysiques par prospection électrique (Bassiri, 1978; Diop, 1980) ont permis de bien définir la géométrie du réservoir aquifère "villafranchien". Elles ont mis en évidence l'existence d'une vallée fossile dont l'axe de surcreusement est sensiblement NE-SW, à substratum marneux pliocène (paléochenaux) avec des variations d'épaisseur et des hétérogénéités lithologiques. Ces résultats sont représentés par des cartes d'épaisseurs des cailloutis "villafranchiens" et des alluvions superficielles ainsi que de la topographie du mur de l'aquifère.

- Topographie du mur "villafranchien"

Sur la figure (III.2) on distingue trois zones d'Est en Ouest. A l'Est le substratum marneux est étiré le long d'un fossé dont l'axe est situé à une profondeur d'environ 30 mètres et qui se confond avec la faille de Nîmes de direction SSW-NNE. Au centre on note un approfondissement progressif du mur en direction du Sud, alors qu'à l'Ouest celui-ci se relève très vite et les marnes plaisanciennes cèdent la place au faciès astien.

- Epaisseur des cailloutis "villafranchiens"

L'épaisseur de ces cailloutis, figure (III.3), varie de zéro, dans la région de Montpellier, à plus de 45 mètres dans le centre de la plaine et du côté du Vidourle où on remarque un épaissement progressif de cette formation du Nord au Sud. Entre la faille de Nîmes et celle de Vauvert, le "Villafranchien" est plus épais, semblant traduire ainsi un meilleur remplissage alluvial du compartiment affaissé.

On peut constater que la carte topographique du mur "villafranchien" et celle de son épaisseur reflètent un allongement des structures suivant la direction des principaux accidents tectoniques; faille de Nîmes, faille de Vauvert et flexure post -"villafranchienne".

- Epaisseur des formations superficielles

Ces formations de recouvrements sont constituées de limons, de sables argileux et de graviers. La figure (III.4) représente la variation de l'épaisseur de ces formations et par la même occasion, elle situe approximativement la profondeur du toit du réservoir "villafranchien". Leur

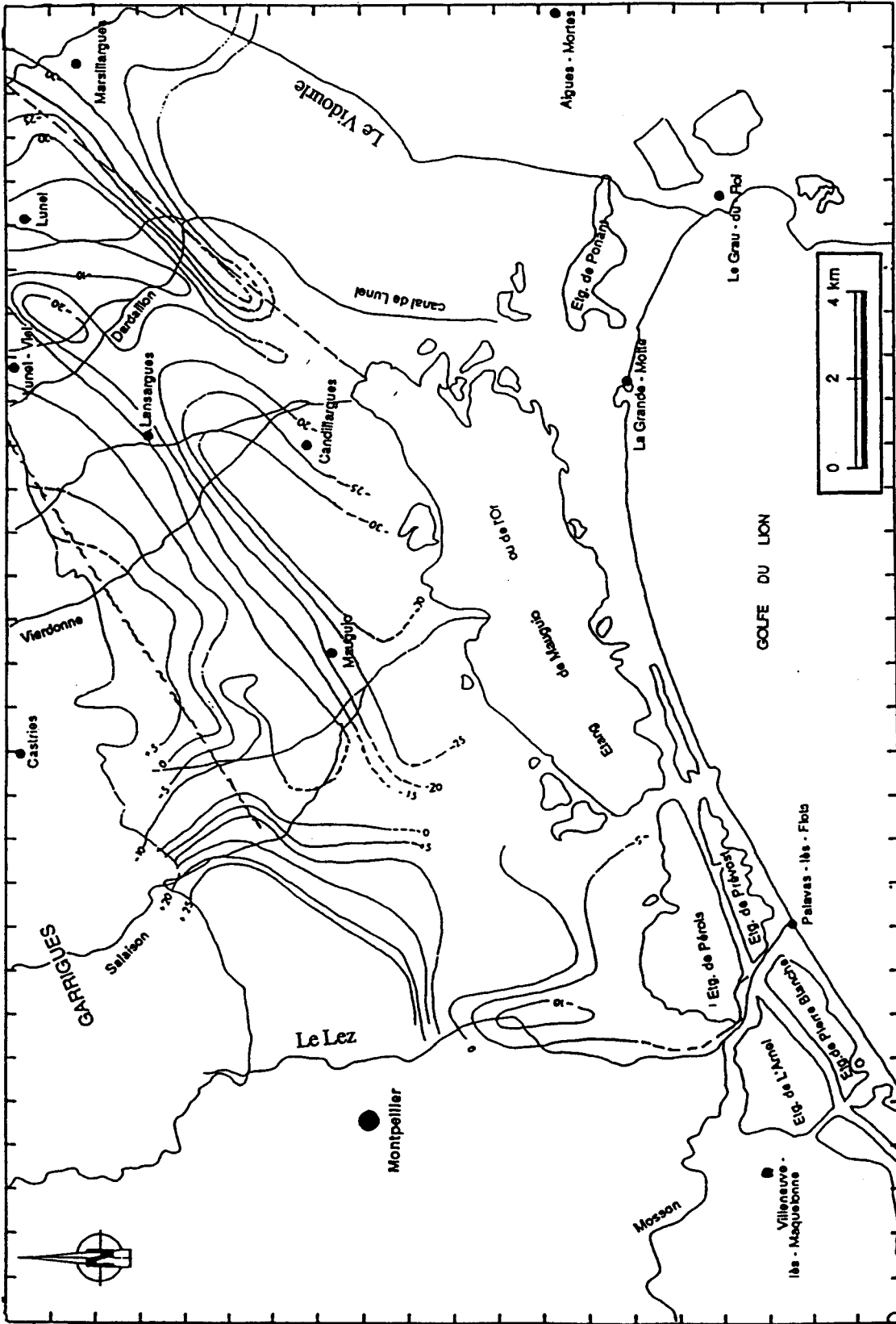


Fig. III.2 : Carte d'isobathes du mur des cailloutis villafranchiens (d'après Diop, 1980, modifiée)

Carte tracé à partir des logs de sondages mécaniques et des données de sondages électriques

--- : courbe isohypse avec sa cote NGF en mètre.

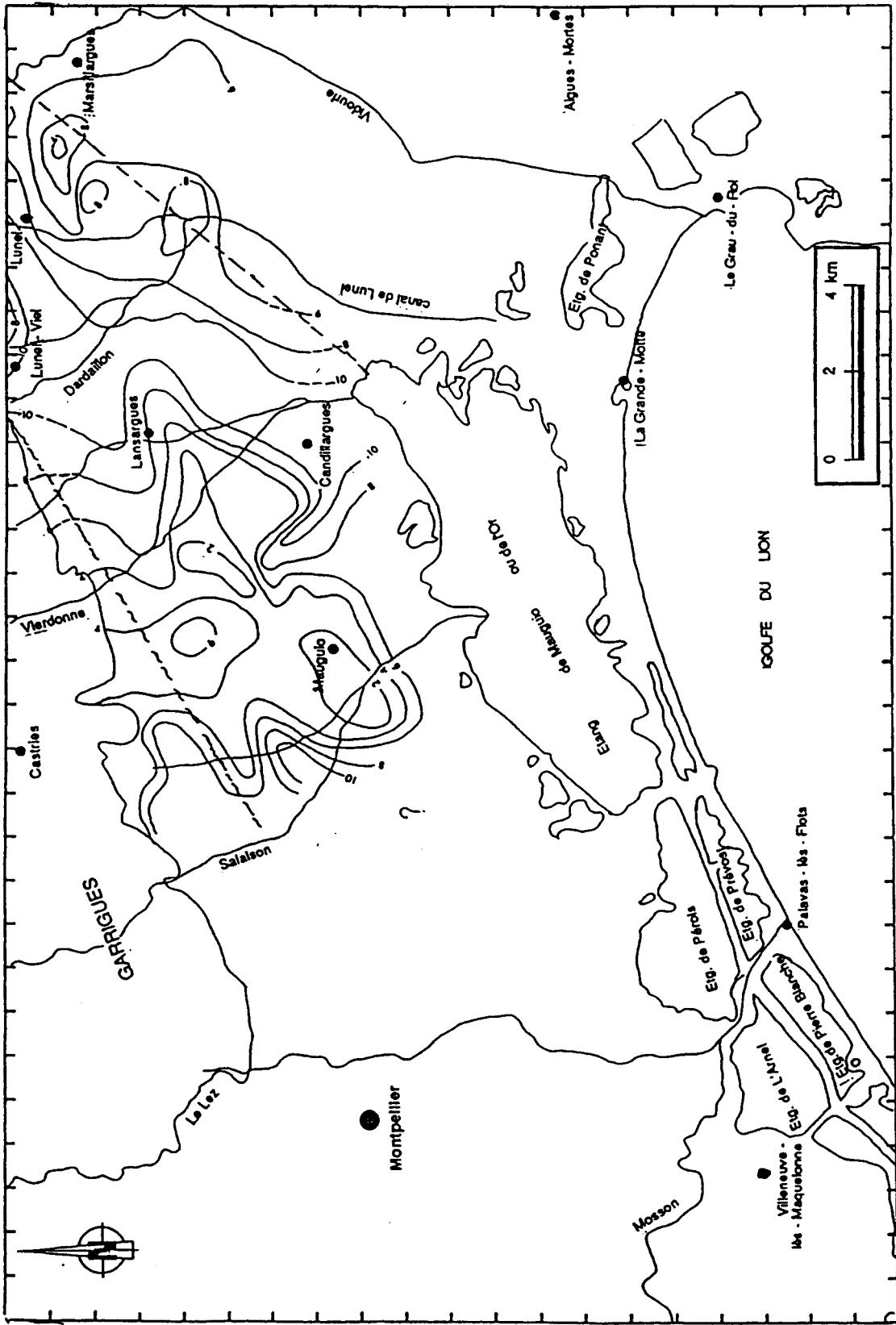


Fig. III.4 : Carte d'isopaches des formations de recouvrements (d'après Diop, 1980, modifiée).
Carte tracée à partir des logs de sondages mécaniques et des données de sondages électriques.
: courbes isopache, en mètre.

épaisseur varie de zéro, dans les zones d'affleurement du "Villafranchien", à plus de 15 mètres ailleurs.

III.2 HYDROGÉOLOGIE DE LA PLAINE LITTORALE MAUGUIO - LUNEL

III.2.1 Les principaux réservoirs.

Plusieurs systèmes aquifères s'individualisent sous la plaine littorale, encaissés dans un bassin de subsidence d'âge plio-quadernaire, dont la structure est caractérisée par une superposition de lits de marnes, de sables, d'argiles, de cailloutis, de graviers et de limons. La plupart de ces formations sont le siège de circulations d'eau dont l'importance est fonction du faciès. En accord avec la géologie on distingue les nappes suivantes :

— la nappe des calcaires jurassiques du substratum, contenue dans des calcaires très fissurés et karstifiés.

— la nappe des sables astiens, localisée dans un aquifère à structure fine contenant des passages argileux qui en font un aquifère à caractéristiques médiocres; la transmissivité moyenne a été estimée à $10^{-4} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

— la nappe des graviers et limons de surface, contenue dans des graviers et limons rarement consolidés et souvent enrobés dans du sable et de l'argile en proportion variable. La présence d'argile confère des caractéristiques hydrauliques médiocres à cet aquifère. La nappe est généralement en liaison verticale avec celle des cailloutis "villafranchiens" sous-jacente.

— la nappe des formations dunaires, contenue dans les sables du cordon littoral à substratum argileux. Elle est indépendante des autres nappes et son écoulement se fait vers les étangs et la mer.

— la nappe des cailloutis "villafranchiens", contenue dans une formation d'éléments grossiers, pouvant de ce fait présenter de bonnes caractéristiques hydrauliques. Elle est la plus importante, avec celle des calcaires jurassiques, et donc la plus exploitée, du fait de sa faible profondeur et de sa grande extension.

III.2.2 La nappe des cailloutis "villafranchiens".

Le "Villafranchien" constitue le réservoir aquifère le plus important de la plaine alluviale, la nappe est exploitée pour les besoins en eau d'irrigation et pour l'industrie ainsi que pour l'alimentation en eau potable. L'aquifère présente à l'échelle régionale une remarquable continuité et une très grande hétérogénéité avec des variations de faciès très fréquentes. Il contient en effet des lentilles argileuses et sableuses résultant des dépôts de chenaux, créant ainsi des variations

spatiales importantes des paramètres hydrodynamiques. Les formations superficielles rendent la nappe captive sur sa plus grande étendue et lui confèrent par endroit un caractère semi-captif.

Le réservoir aquifère présente des conditions :

- de flux au Nord et à l'Est avec respectivement une alimentation au contact calcaires des garrigues-alluvions,
- une limite étanche à l'étiage en bordure du Vidourle,
- des limites à potentiel imposé : une à l'Ouest correspondant à la rivière pérenne du Lez, en relation hydraulique avec la nappe et l'autre au Sud correspondant à l'étang de Mauguio, ouvert sur la mer (George, 1963; Gamet, 1964 et Diop, 1980).

Les nombreux pompages d'essai réalisés dans cette nappe (George, 1963; Gamet, 1964; Moussavou, 1977; Etienne, 1978; Diop, 1980), ont permis d'aboutir à une bonne évaluation des caractéristiques hydrodynamiques, dont en note l'amélioration d'Ouest en Est :

- dans la zone Ouest, de Montpellier à Lattes, les valeurs de transmissivité varient entre $4 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ et $1 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, les perméabilités sont comprises entre $3 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ et $1,6 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ et une valeur moyenne du coefficient d'emmagasinement de $3 \cdot 10^{-4}$.
- une zone centrale, aux alentours de Mauguio, possède une transmissivité moyenne de $10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ une perméabilité moyenne de $2 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ et un coefficient d'emmagasinement de 10^{-2} .
- une zone Est, du côté du Vidourle, où les valeurs moyennes de transmissivité sont comprises entre $2 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ et $10^{-1} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, une valeur moyenne de perméabilité de $3 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ et un coefficient d'emmagasinement moyen de $6 \cdot 10^{-4}$. Des pompages d'essais réalisés dans cette zone ont indiqué la présence d'une limite d'alimentation qui ne correspond pas au Vidourle.

Une étude par modèle mathématique, monocouche à écoulement bidimensionnel, a permis de préciser la répartition spatiale des transmissivités de l'aquifère Diop (1980). Il en est résulté une allure globale des cartes de transmissivités et de perméabilités, dont le principal intérêt est de suggérer une zonéographie conforme à la structure de l'aquifère, à savoir :

- une transmissivité élevée le long de la vallée du Vidourle et au Sud-Ouest correspondant à une zone où le substratum est profond et où l'épaisseur de l'aquifère est importante. Le flux d'écoulement dans ces deux zones est donc relativement élevé.
- la carte des perméabilités laisse apparaître une zonation dans l'espace, ainsi qu'une hétérogénéité verticale surtout dans la région de Mauguio où la perméabilité traduit bien les variations d'épaisseur de l'aquifère. Ceci confirme le caractère multicouche du réservoir alluvionnaire, mis en place sur un paléorelief plaisancien, engendrant des paléochenaux qui par ailleurs avaient été révélés par prospection géophysique.

III.2.2.1 Piézométrie de la nappe

Deux séries de mesures piézométriques de la nappe alluviale ont été réalisées (Diop, 1980), l'une pendant la période Août-Septembre 1980, correspondant à la période de la fin de l'étiage; l'autre au mois de Mars, correspondant à la période de hautes eaux. Les cartes piézométriques

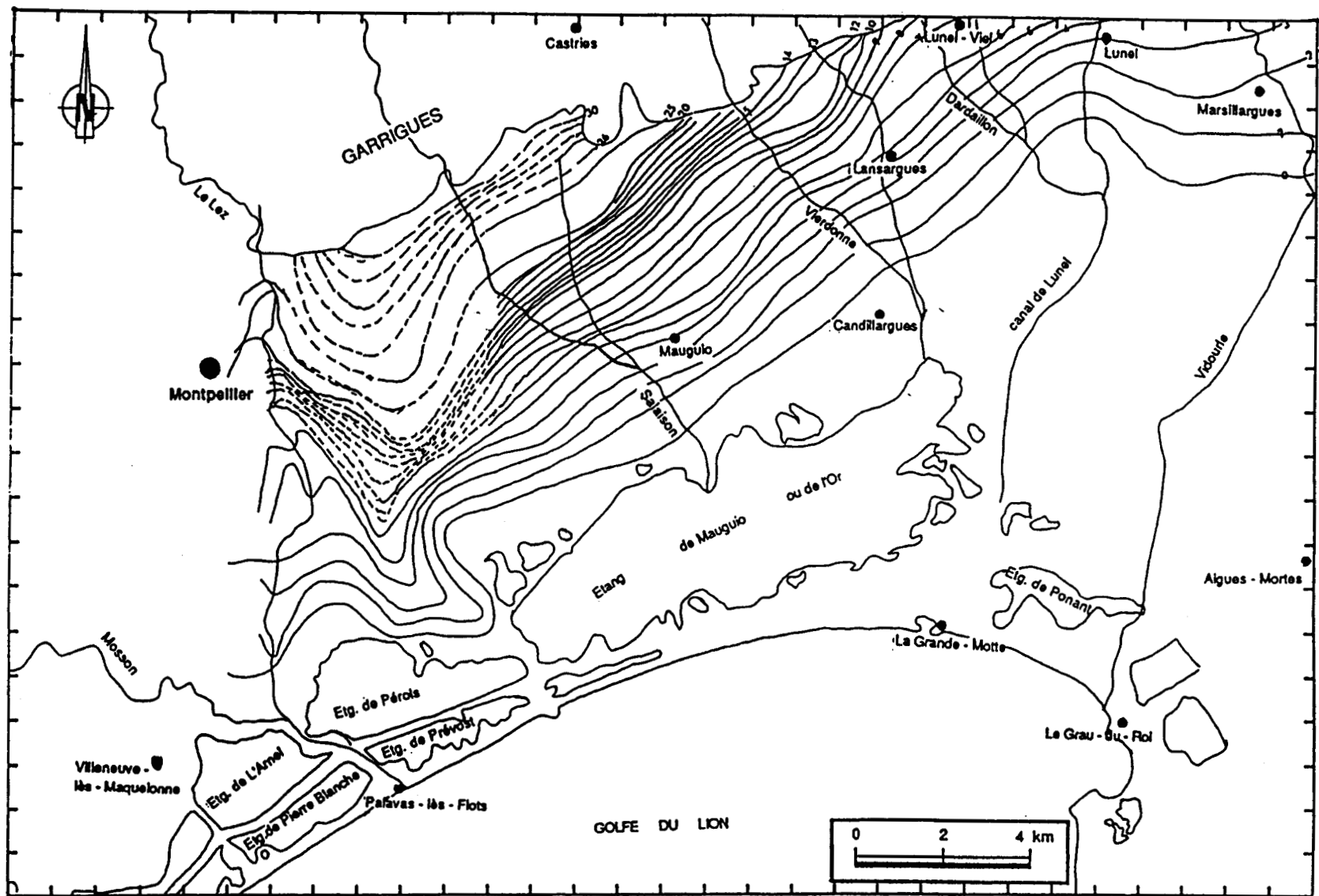


Fig. III.5 : Carte piézométrique en bases eaux, Août-septembre 1980 (d'après Diop, 1980, modifiée)

- - - : courbe isopièze principale avec sa cote NGF en mètres.
- - - - - : courbe isopièze incertaine.

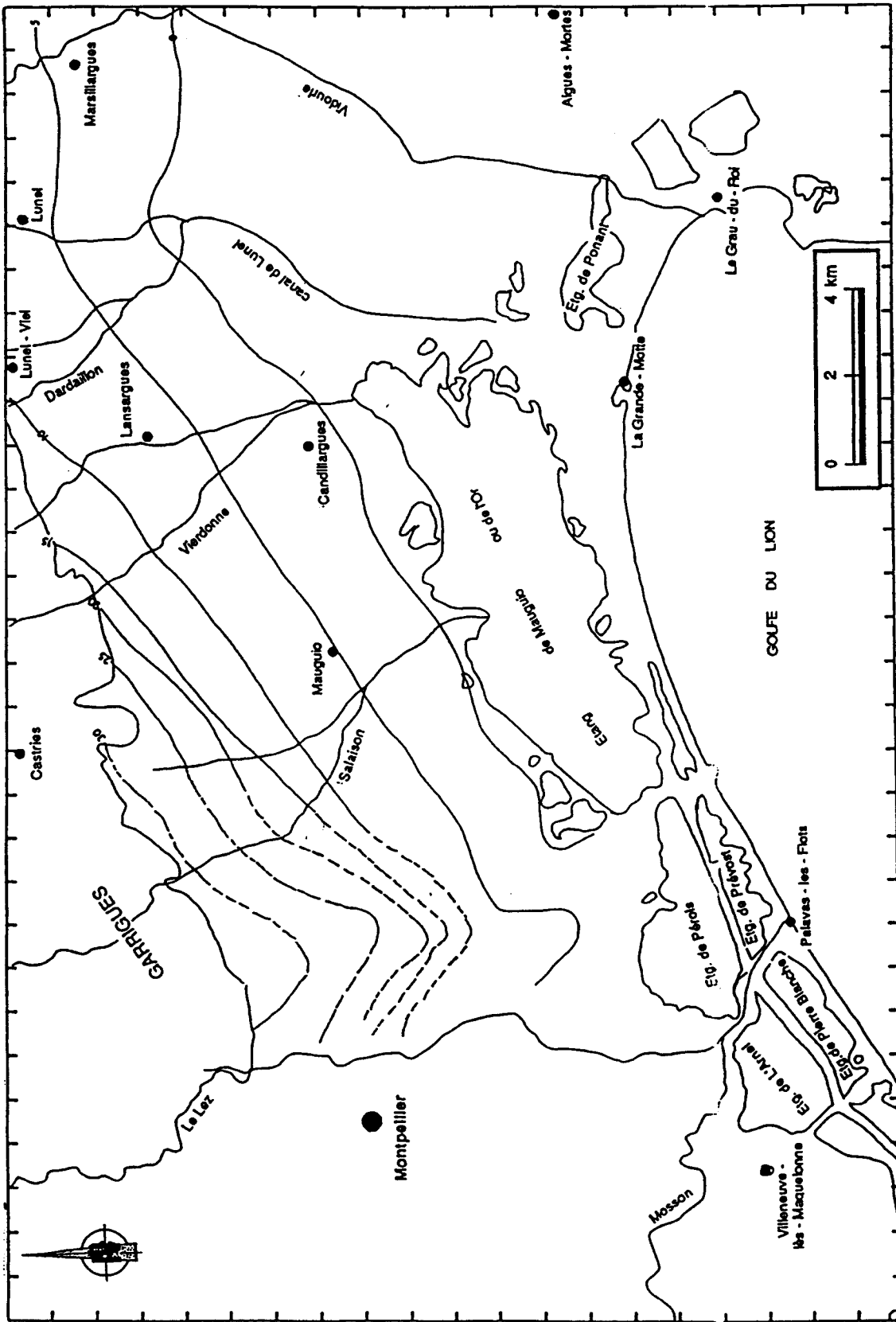


Fig. III.6 : Carte piézométrique en hautes eaux, Mars 1980 (d'après Diop, 1980, modifiée)
— : courbe isopézième principale avec sa cote NGF en mètres.
- - - : courbe isopézième incertaine.

résultantes (Fig. III.5 et Fig. III.6) sont comparables; elles montrent la même allure générale et une orientation identique des courbes qui sont sensiblement parallèles. Le système aquifère apparaît ainsi comme continu, sans barrière physique réelle, avec un écoulement de la nappe vers le Sud et le Sud-Est.

La carte piézométrique en basses eaux (Fig. III.5) montre que la limite Nord au contact calcaires-alluvions correspond à une limite d'alimentation: l'eau des calcaires s'écoule dans la nappe "villafranchienne". Dans la région montpelliéraine la nappe est en relation avec le Lez qui la draine dans le Nord et l'alimente vers le Sud. On note à l'Ouest de celui-ci un dôme piézométrique qui semble correspondre à une zone d'alimentation verticale. A l'Ouest la relation entre la nappe et le Vidourle est pratiquement inexistante : les isopièzes sont perpendiculaires à ce dernier. Le long d'un axe Nord-Sud, passant par Lunel le canal du même nom semble drainer la nappe et cela même en période de hautes eaux.

En période de hautes eaux (Fig. III.6) les isopièzes sont décalées vers le Sud sur l'étendue de la plaine, la comparaison des cotes piézométriques moyennes en basses et en hautes eaux indique une remontée générale de la nappe d'environ deux mètres. Cette remontée est moins importante dans la région de Montpellier et semble en bon accord avec la géologie : l'épaisseur du "Villafranchien" dans ce secteur est relativement faible par rapport au reste de la plaine.

La remontée piézométrique enregistrée est consécutive aux fortes précipitations: l'alimentation naturelle de la nappe est étroitement liée à l'intensité de ces précipitations ainsi qu'à leur répartition au cours de l'année (Diop, 1980). Les pluies de la région méditerranéenne sont caractérisées par leur irrégularité annuelle et interannuelle, leur régime s'étale sur deux saisons dites sèches dont la principale est celle de l'été, de mai à septembre, et deux humides, de mars à avril et d'octobre à décembre. Ceci se répercute sur la piézométrie qui présente des fluctuations dans le même sens que la pluie. Une analyse de l'évolution spatio-temporelle de la piézométrie, dans la région de Mauguio, pendant quatre états d'étiage observés durant les étés de 1976, 1979, 1981 et 1983 (Grillot & Razack, 1985) met en évidence plusieurs modes de fonctionnement du système aquifère "villafranchien" avec apparition de zonations verticales des perméabilités, traduisant le caractère multicouche de l'aquifère.

III.2.2.2 Hydrochimie de la nappe.

Différents auteurs et organismes ont constaté une détérioration notable de la qualité des eaux de la nappe "villafranchienne". Ce sont surtout les contaminations par les chlorures, les sulfates et les nitrates qui affectent la qualité des eaux. La répartition de ces éléments dans la nappe est liée à la dynamique d'écoulement et aux faciès de l'aquifère; elle se caractérise par des zonalités chimiques, traduisant l'hétérogénéité du réservoir.

La présence des chlorures est essentiellement due aux traitements agricoles (décomposition des antiparasitaires tel que le Lindane et ses dérivés, très utilisés dans les cultures maraîchères), aux infiltrations d'eau de pluies littorales qui contiennent en moyenne 20

milligrammes par litre de Cl^- (Grillot & Razack, 1985), à la contamination souterraine, au niveau de la frange marine, à partir des eaux saumâtres des étangs côtiers et enfin à une arrivée possible de chlorures en provenance du karst adjacent au Nord.

Les sulfates ont pour origine principale les traitements agricoles (sulfatages), l'apport naturel des eaux marines, une contamination par les eaux du karst et une pollution industrielle éventuelle.

Une étude agronomique (Delacourt et al., 1990) a été entreprise, elle avait pour but :

- l'analyse de l'incidence de la fertilisation et des irrigations sur la contamination de la nappe par les nitrates,
- l'établissement d'un bilan des teneurs en nitrates et l'examen de leur évolution dans la nappe,
- l'étude à l'échelle de la parcelle du transfert des nitrates dans la zone non saturée.

Ces auteurs constatent que sur l'ensemble de la plaine, on observe depuis quelques années un accroissement sensible du taux de nitrates dans le système aquifère. La contamination par les nitrates a été particulièrement importante et rapide dans la région de Mauguio, où la nappe est libre et le recouvrement peu épais, inférieur à 3 mètres : des concentrations supérieures à 50 mg/l (correspondant à la norme de potabilité de l'eau) sont très fréquentes. Dans la région de Marsillargues, malgré la présence d'un recouvrement argileux épais assurant apparemment une protection efficace de la nappe contre les pollutions diffuses, on note une augmentation récente et régulière du taux des nitrates.

L'intensité de la pollution par les nitrates paraît liée à l'occupation du sol et aux pratiques culturales. Les cultures fruitières et maraîchères participeraient assez largement à la contamination des eaux de drainage, dans un contexte physique et climatique par ailleurs favorable au lessivage des nitrates. L'évolution des teneurs en nitrates des eaux de la nappe est donc à mettre en relation avec l'occupation du sol et les pratiques agricoles: mauvaise maîtrise des irrigations (en particulier l'irrigation gravitaire traditionnelle qui ne peut qu'accélérer le processus de lessivage) et des apports excessifs d'engrais azotés. A ceux-ci s'ajoute l'effet des pluies qui constituent avec l'eau d'irrigation le facteur capital dans le lessivage des nitrates vers la nappe. Les pluies d'automne et de début de l'hiver semblent décisives pour le lessivage des solutés des horizons de surface et leur piégeage en profondeur. Il convient toutefois de constater que les rejets domestiques et les effluents industriels peuvent aussi contribuer localement et de manière non négligeable, à une détérioration de la qualité des eaux de la nappe. En effet une étude de la variation de l'abondance isotopique naturelle de l'azote 15, ainsi que l'analyse de la teneur en nitrate et en bore sur 18 forages dans la nappe, dont 13 en zone rurale et 5 en zone urbaine, indiquent que la pollution par les nitrates est d'origine agricole (de Cockborne et al., 1990).

La couverture pédologique joue un rôle dans les processus de contamination, par sa double fonction de production et de transfert de nitrates. La présence d'une nappe superficielle, pourrait jouer un certain rôle de protection de l'aquifère profond, par l'évacuation latérale d'une partie des nitrates lessivés par les pluies ainsi qu'une dénitrification biologique des horizons

profonds, après une saturation prolongée. Mais la mise en charge de l'aquifère sous-jacent et le drainage des nitrates piégés, par effet de chasse, pourraient jouer en faveur d'une contamination.

III.3 CONCLUSION.

La structure ainsi que les conditions d'alimentations du réservoir "villafranchien" font de lui le siège d'importantes ressources en eau. Cette structure et les fréquentes variations latérales de faciès sont aussi la cause de variations de ses caractéristiques hydrodynamiques et hydrodispersives dans l'espace, dont dépend dans une large mesure la mobilisation de l'eau ainsi que les conditions de migration d'un polluant éventuel dans la nappe. La variabilité des caractéristiques du réservoir rend ainsi très délicate la modélisation hydrodynamique ou hydrodispersive de la nappe.

L'aquifère "villafranchien" présente aussi un ensemble de caractéristiques qui le rendent sensible à une pollution ionique de surface: faible épaisseur de la couverture, nappe très peu profonde, contact au Nord avec des formations karstiques, zone d'agriculture intensive, secteurs fortement urbanisés et industrialisés.

Chapitre IV : LE SITE EXPERIMENTAL DE MARSILLARGUES.

L'accroissement général des teneurs en nitrates des eaux de la nappe "villafranchienne", a motivé la conception et la réalisation d'un projet de recherche pluridisciplinaire, dans le cadre du programme 1987 de protection des eaux souterraine lancé par le ministère de l'environnement. Une équipe pluridisciplinaire s'est alors constituée sous la coordination du département Maîtrise de l'Eau de l'E.N.G.R.E.F. (Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et Forêts, centre de Montpellier). Elle se compose des organismes suivants :

- Département Sciences du Sol de l'I.N.R.A. (Institut National de Recherches Agronomiques) d'Avignon (centre de Montfavet),
- Laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc,
- Laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université des Sciences et Techniques de Lille,
- Le Service Régional de l'Aménagement des Eaux du Languedoc Roussillon (S.R.A.E.),
- Le Centre Expérimental Horticole de Marsillargues (C.E.H.M.).

Les principaux objectifs de ce projet sont les suivants :

- Analyser, qualitativement et quantitativement, l'incidence de la fertilisation et des irrigations sur la contamination de la nappe par les nitrates, dans le but de mettre au point un protocole expérimental d'irrigation et de fertilisation par la recherche d'une optimisation simultanée des pratiques agricoles et de la qualité des eaux souterraines.

- Analyse des transferts d'eau et de nitrates dans la zone non saturée, par l'étude des bilans hydrique et azoté, et modélisation des processus d'entraînement vers la nappe en fonction des stratégies d'irrigation et de fertilisation.

- Détermination de la nature de l'aquifère "villafranchien", ses caractéristiques hydrodynamiques, ses propriétés hydrodispersives et les tendances piézométriques de la nappe, ainsi que l'évaluation, dans le contexte régional, de la vulnérabilité de l'aquifère aux pollutions ioniques de surface et les conséquences possible d'une intensification des irrigations sur la qualité des eaux souterraines.

C'est donc dans cet objectif que deux sites expérimentaux ont ainsi été mis en place afin de pouvoir étudier ces phénomènes à différentes échelles. L'un est placé sur une parcelle de pommiers située dans le C.E.H.M., dans une zone où le sol est profond contenant une nappe superficielle en relation avec la nappe profonde, qui se trouve sous la dépendance d'un plan d'eau pérenne (Vidourle). L'autre est situé à proximité du domaine de l'I.N.R.A. à Fréjorgues, où la couverture pédologique est généralement peu épaisse et où la nappe est située à faible profondeur et alimentée en partie par son impluvium. Ces sites sont donc localisés dans des zones où les pratiques agricoles ainsi que la structure du système sont différentes, ce qui va permettre l'évaluation de l'influence de ces divers facteurs sur le transfert des solutés azotés vers la nappe.

IV.1 LE CENTRE EXPERIMENTAL HORTICOLE DE MARSILLARGUES.

IV.1.1 Localisation géographique.

Le site, sur lequel se sont effectuées les expérimentations de l'étude pluridisciplinaire, est implanté dans le C.E.H.M.. Ce site a été conçu de façon à permettre une étude de détail à grande échelle; il est installé sur une parcelle de 3,5 hectares cultivée en pommiers.

Le C.E.H.M. se situe à l'extrême Est du département de l'Hérault, au Sud de Marsillargues à environ 1,5 kilomètre à l'Ouest du Vidourle au Mas de Carrière (Fig. V.1).

IV.1.2 Présentation du C.E.H.M.

Le Centre Expérimental Horticole de Marsillargues a été créé en 1979 par les organisations professionnelles agricoles du Languedoc-Roussillon. Il constitue le maillon spécialisé sur le pommier, dans un réseau des cinq stations régionales du Sud-Est de la France spécialisées chacune sur une des grandes productions fruitières.

La station de Marsillargues a essentiellement pour mission d'élaborer des références technico-économiques sur différents aspects de la culture utilisables par les producteurs du Midi méditerranéen. Ces activités sont centrées sur l'amélioration de la culture du pommier et de certaines productions légumières (tomates, melons, oignons, asperges). Parmi les problèmes techniques étudiés, l'irrigation occupe une bonne place. En effet, dans les vergers du Midi, qui souffrent régulièrement d'un déficit hydrique estival, la maîtrise de l'eau constitue un atout majeur pour assurer une croissance optimale des cultures, garantissant ainsi qualité et régularisation des récoltes. Cette maîtrise de l'eau passe par :

- le pilotage des irrigations des productions fruitières et légumières et la comparaison des principaux systèmes : méthode du bilan hydrique, tensiométrie, mesures neutroniques, bioprogrammation...

- la comparaison des principaux systèmes d'irrigation (aspersion sur et sous frondaison, goutte à goutte, micro-jets, gaines enterrées...).

IV.1.3 Equipements d'étude.

Compte tenu de l'objectif des différentes expérimentations le C.E.H.M. a été équipé en matériels nécessaires aux études agronomiques et hydrogéologiques.

IV.1.3.1 Poste météorologique.

Un poste météorologique automatique, appartenant au C.E.H.M., est installé dans le centre expérimental, il permet la mesure et l'enregistrement des paramètres climatiques à l'échelle locale.

IV.1.3.2 L'équipement pédologique.

A fin de pouvoir étudier la zone non saturée, l'I.N.R.A. et l'E.N.G.R.E.F. avaient équipé la parcelle expérimentale en (Fig. IV.2 et tableau IV.1) :

- des tensiomètres situés à des profondeurs différentes, pour la mesure des charges hydrauliques et l'identification des phases de drainage.

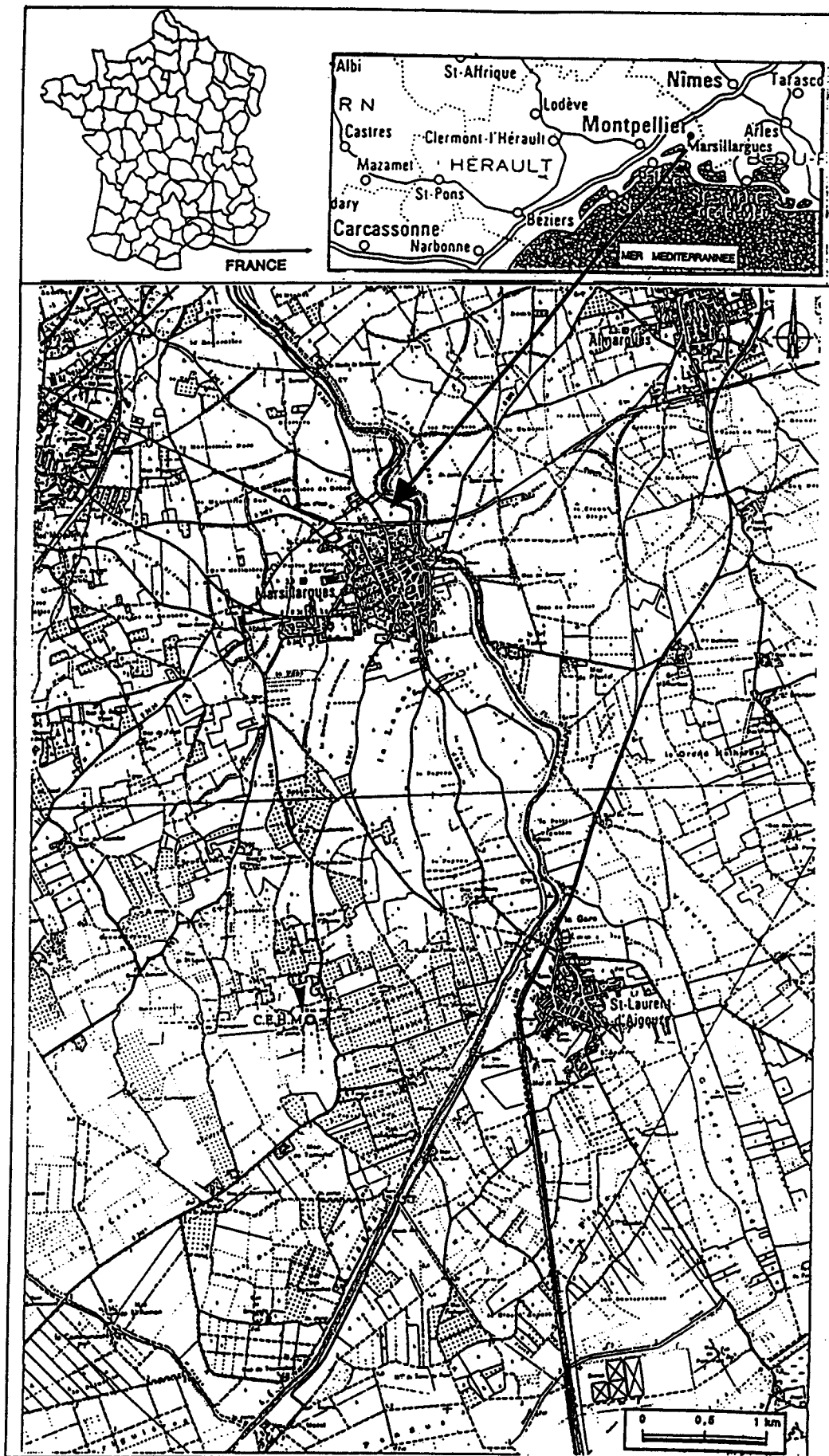


Fig. IV.1 : Localisation du site expérimental de Marsillargues (C.E.H.M.).

- des tubes d'accès de sonde à neutron (humidimètre neutronique), pour le suivi hydrique (teneur en eau du sol).

- des tubes d'accès de sonde de transmission gamma, pour la détermination de la densité du sol en place.

- des bougies poreuses ou capteurs de solution, pour effectuer des prélèvements de la solution du sol, qui permettront le suivi des teneurs en nitrate dans le sol.

N° du Piézomètre	Distance P1-piézo-mètre (m)	Direction P1-piézo-mètre (m)	Cote N.G.F de la tête du piézomètre (m)	Profondeur totale (m)	Longueur du tubage plein (m)	Longueur de la crépine (m)	Diamètre (mm)	Nature du tubage
P1	-	-	1.147	23	19	4	158	acier
P2	19.75	N203	1.70	20	18.7	1.3	102	PVC
P3	40.5	N168	1.662	20	18.5	1.5	102	PVC
P4	45	N344	1.801	20	18.7	1.3	102	PVC
P5	100.75	N28	1.930	11	9.7	1.3	102	PVC
P6	127.5	N340	1.829	12	10.7	1.3	102	PVC
P7	85.25	N70	1.887	10	8.5	1.5	102	PVC
P8	52.15	N100	1.757	20	18.7	1.3	102	PVC
P9	94.8	N206	1.563	12	10.7	1.3	102	PVC
P10	67.75	N297	1.745	10	8.5	1.5	102	PVC
Fa	10	N0	1.697	8	3	5	102 20	acier PVC
Fb	5	N180	1.778	8	3	5	102 20	acier PVC
Fc'	5.1	N165	1.762	3.3	-	absente	115	absent
Fd	6.8	N170	1.622	6.26	-	absente	85	PVC
E	66.6	N50	1.89	3.3	-	-	102	absent
Puits 'M'	325.75	N183	2.048	-	-	-	1350	ciment

Tableau IV.1 : Caractéristiques des ouvrages sur le site de Marsillargues.

IV.1.3.3 L'équipement hydrogéologique.

Dans le but de l'étude de l'aquifère sous-jacent au site expérimental, un certain nombre de regards sur la nappe "villafranchienne" ont été réalisés (Fig. IV.2). Le site a été équipé (Labarre, 1987) d'un puits principal (P1) et d'un réseau de piézomètres disposés de façon concentrique autour de celui-ci et numérotés de P2 à P10.

La conception de ce réseau de piézomètres était basée sur les éléments suivants :

- pour une meilleure approche possible du milieu aquifère et du fait que les influences d'un pompage d'essai s'atténuent avec la distance, les piézomètres ont été prévus à des distances variables du puits principal (lieu de pompage) et leur profondeur inversement proportionnelle à leur distance par rapport à ce dernier.
- En prenant en compte le fait que l'écoulement naturel de la nappe s'effectue approximativement du Nord au Sud, deux piézomètres ont été disposés assez loin de part et d'autre du puits principal: l'un au Nord l'autre au Sud, c'est-à-dire dans la direction du plus fort gradient.
- enfin l'implantation des piézomètres a été faite en tenant compte des contraintes liées à l'exploitation agricole de la parcelle: éviter la proximité des tensiomètres ou de tout autre appareil sensible à l'humidité.

Afin d'étudier les relations de drainance qui pourraient exister entre la zone non saturée et l'aquifère sous-jacent, le site a été équipé dans un premier temps (Labarre, 1987) de deux piézom-

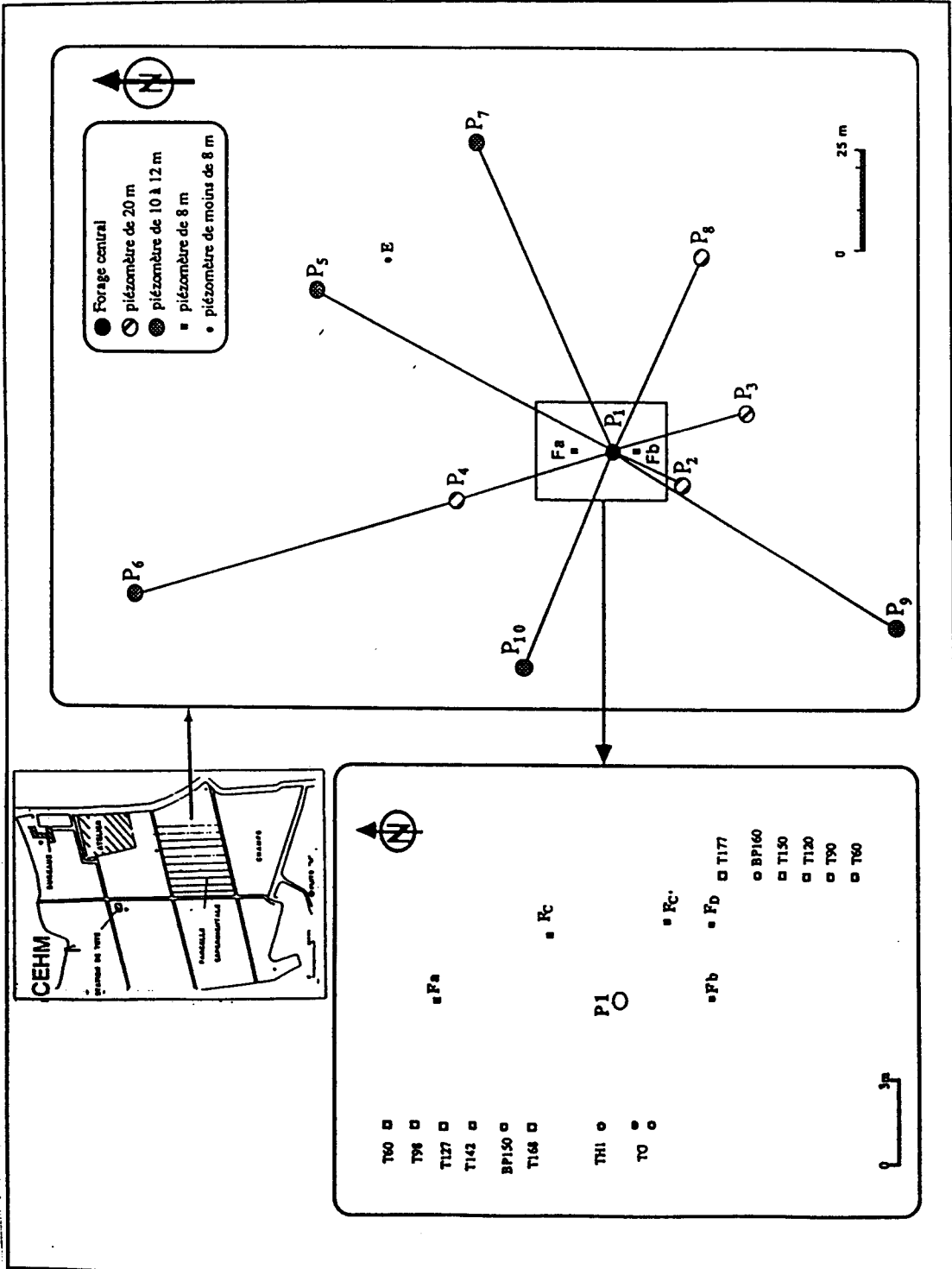


Fig. IV.2 : Implantation des piézomètres sur le site expérimental de Marsillargues et disposition de l'équipement pédologique.

(BP : Bougie poreuse, T : Tensiomètre avec sa profondeur en centimètres, TH : Tube d'accès pour sonde humidimétrique et TG : Tube d'accès pour sonde gamma)

ètres, numérotés Fa et Fb, disposés dans la zone non saturée. Dans un deuxième temps, pour mieux cerner la structure des terrains de couverture, trois sondages à la tarière, numérotés Fc, Fc', et Fd, ont été réalisés en 1988 (Quash) et un autre en 1989 par Dussarat (E).

Certains de ces piézomètres ont été équipés de limnigraphes pour permettre le suivi de la piézométrie de la nappe. L'ensemble des caractéristiques des différents piézomètres est reporté sur le tableau IV.1.

IV.2 GEOMETRIE DE L'AQUIFERE "VILLAFRANCHIEN" ET SES LIMITES.

L'aquifère "villafranchien" présente des alternances de dépôts sableux et marneux ainsi que de lentilles argileuses et sableuses, provenant de dépôts dans des chenaux, qui sont à l'origine de variations latérales de faciès, engendrant à leur tour une variation spatiale importante des paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs de l'aquifère. Dans ce contexte géologique particulier de dépôts alluvionnaires, l'aquifère présente une structure très hétérogène. Le toit de l'aquifère est constitué d'une formation sablo-argileuse et son mur est occupé par des marnes astiennes, présentant un paléorelief.

IV.2.1 Corrélations géologiques.

Les "logs" géologiques, obtenus lors des opérations de forage des piézomètres sur la parcelle expérimentale, ont permis d'établir des corrélations dont les résultats sont rassemblés sur le bloc diagramme de la figure IV.4.

IV.2.1.1 Les formations de recouvrement.

Les formations de recouvrement sont réparties de façon uniforme à l'échelle de la parcelle, on les retrouve dans les logs de tous les piézomètres. Elles sont constituées d'un horizon limoneux, en surface, correspondant au sol végétal, dont l'épaisseur varie de 2 à 3 mètres et d'un horizon argileux plus au moins sableux d'une épaisseur d'environ 7 mètres. Les sondages à la tarière réalisés dans ces formations ainsi que les travaux de Bourelet (1980) ont permis l'établissement d'une coupe lithologique de synthèse (Fig. IV.3) sur laquelle on observe de haut en bas les horizons suivants :

- un horizon d'alluvions récentes d'origine fluviales, constitué de limons argileux.
- un horizon d'argile ocre légèrement sableuse, présentant des signes d'hydromorphie. Ces deux horizons possèdent une forte aptitude à la fissuration, du fait de la nature minéralogique des argiles (smectites gonflantes interstratifiées). La porosité structurale, de fissures, est très élevée sur tout le profil.
- un horizon argilo-sableux riche en concrétions calcaires formant un niveau plus au moins induré (encroûtement ou taparas).
- un horizon gréseux dur.
- un horizon d'argile ocre de moins en moins sableux vers la profondeur.

Ces trois derniers horizons contiennent une nappe superficielle semi-captive, située en moyenne à une profondeur de 1,6 mètres, dont le battement s'effectue dans l'horizon d'argile ocre légèrement sableuse, constituant son toit.

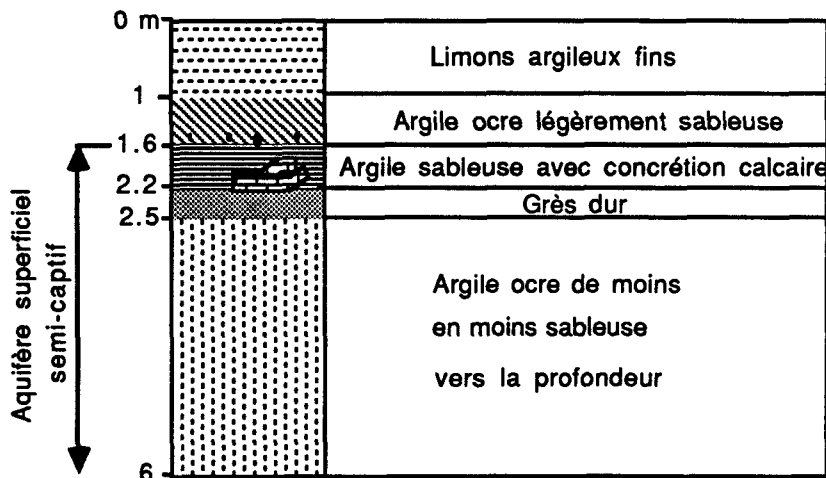


Fig. IV.3 : Coupe lithologique selon les sondages à la tarière.

IV.2.1.2 Le réservoir "villafranchien".

En dessous des formations de recouvrement, s'étend l'aquifère "villafranchien". Il est situé à une profondeur d'environ 10 mètres. Sa partie superficielle, traversée par tous les ouvrages, comporte en grande quantité des galets et des graviers.

Dans les forages profonds de plus de 12 mètres (P1, P2, P3, P4 et P8), on observe un passage sableux de 1 à 4 mètres d'épaisseur, qui va en diminuant en direction du Nord (vers le P4) et en direction du Sud (vers le P3). Il est donc possible d'affirmer, comme on le constate sur la figure IV.4, qu'il existe une lentille sableuse dont l'épaisseur est maximale entre les forages P1, P2 et P8. Bien que latéralement, aucun forage n'ait permis une observation à plus de 12 mètres, on peut supposer que cette lentille s'allonge suivant une direction NE-SW. C'est en effet plausible, puisque cette direction correspond à celle des accidents majeurs ayant engendrés, à l'échelle régionale, un fossé d'effondrement, semblant correspondre à une direction d'écoulement du Vidourle dans le passé, ayant engendré une structure en lentilles.

Au delà de ce passage sableux, sont réapparus les graviers et les galets précédents avec une fraction sableuse parfois très importante. Au niveau du P1, un passage assez faible de galets seuls s'intercale entre les sables précédents et le niveau de galets et sables sous-jacent.

Une campagne géophysique réalisée par Quash (1988) sur la parcelle expérimentale, a permis de préciser la puissance de cet aquifère. Elle varie de 11 à 15 mètres, ce qui est conforme aux valeurs obtenues dans ce secteur lors d'études antérieures (Moussavou, 1977; Diop, 1980).

IV.3 ESSAIS HYDRODYNAMIQUES.

Trois pompages d'essai ont été réalisés sur le site de Marsillargues. Le pompage fut, chaque fois réalisé dans le forage central (P1) et le suivi du rabattement de la nappe s'est effectué sur l'ensemble des piézomètres.

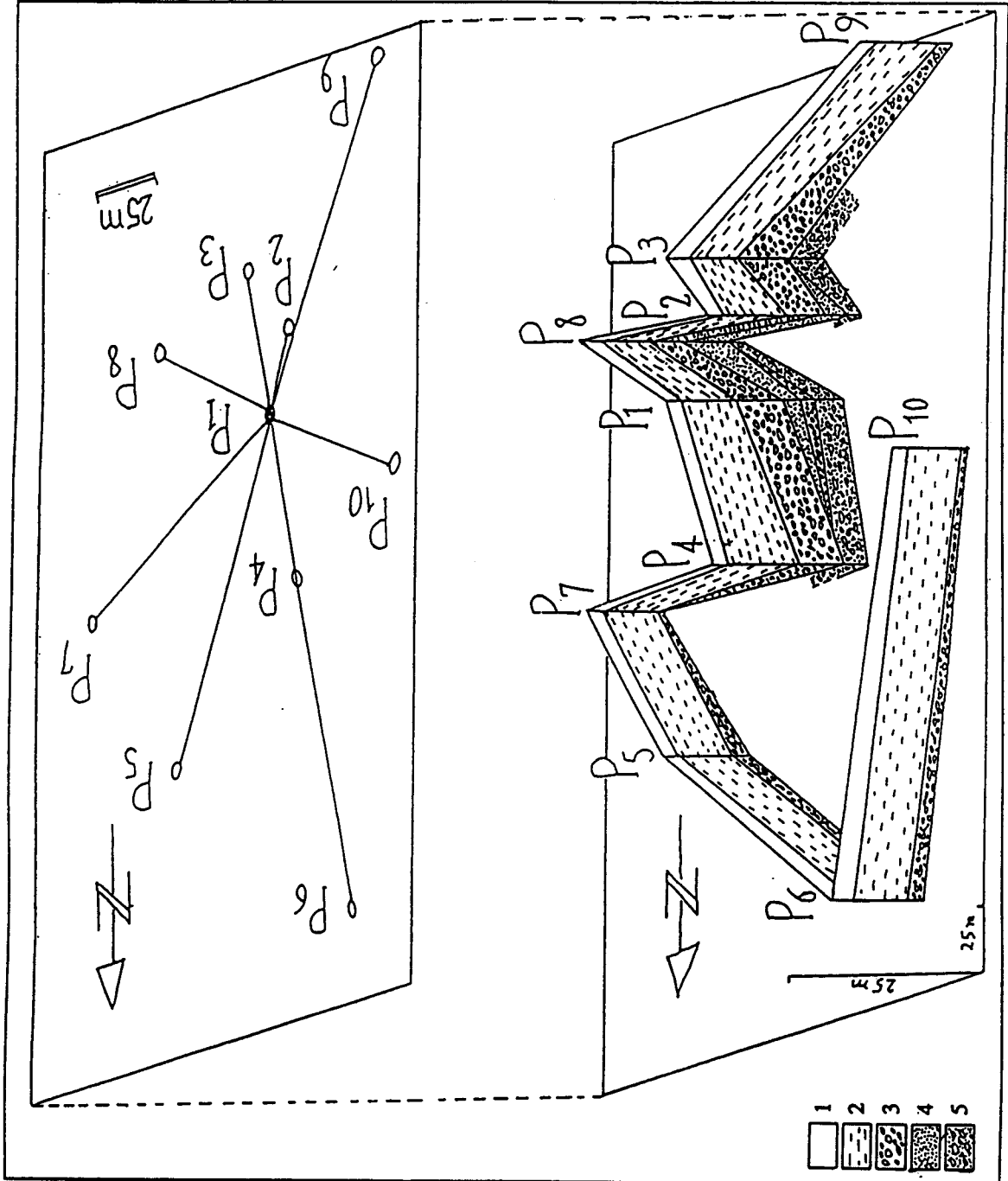


Fig. IV.4 : Corrélation géologique sur la parcelle expérimentale de Marsillargues.

1 : limons de surface, 2 : argile sableuse, 3 : graviers et galets, 4 : sables, 5 : graviers, galets et sables.

Un premier pompage de 26 heures à débit constant ($43 \text{ m}^3/\text{h}$) fut réalisé par Grosset (1987), le 13 octobre 1987, montrant une quasi-stabilisation généralisée et momentanée des niveaux dynamiques au bout de 4 à 11 heures (suivant les piézomètres) de pompage et une remontée en fin d'essai. Les faibles rabattements obtenus, 43 centimètres sur le forage central et 3 à 5 centimètres sur l'ensemble des piézomètres, a motivé la réalisation d'un second pompage de 169 heures, réalisé par Quash (1988) le 20 octobre 1987 à un débit plus important ($76 \text{ m}^3/\text{h}$). On observe les mêmes tendances que précédemment à ceci près que la stabilisation ne fut atteinte qu'au bout de 42 heures environ de pompage. Cette stabilisation fut atteinte également en juin 1989, lors d'un pompage de 260 heures, que nous avons réalisé, à $76,6 \text{ m}^3/\text{h}$, mais au bout de 45 heures environ.

Cette relative proportionnalité des débits et des temps de début de stabilisation momentanée serait en faveur d'une alimentation par drainance; puisque la zone d'influence d'un pompage s'étend jusqu'à ce que la drainance agisse sur une aire suffisante pour compenser les prélèvements. S'il s'agissait d'une limite rectiligne d'alimentation, en l'occurrence le Vidourle, la date du début de stabilisation resterait constante dans un même ouvrage quel que soit le débit. Cette hypothèse de drainance est confirmée par les résultats observés dans les piézomètres Fa et Fb (Fig. IV.5) de l'aquifère superficiel qui montrent bien une variation du niveau dynamique similaire à celle de la nappe "villafranchienne" et donc l'existence d'une relation hydraulique entre les deux parties du système aquifère. Toutefois une réalimentation de la nappe par le Vidourle, situé à 1,5 kilomètres du site n'est pas à exclure, bien que la distance à une limite d'alimentation probable, calculée par le principe de superposition pour les trois pompages d'essai, ne correspond pas à celle du Vidourle.

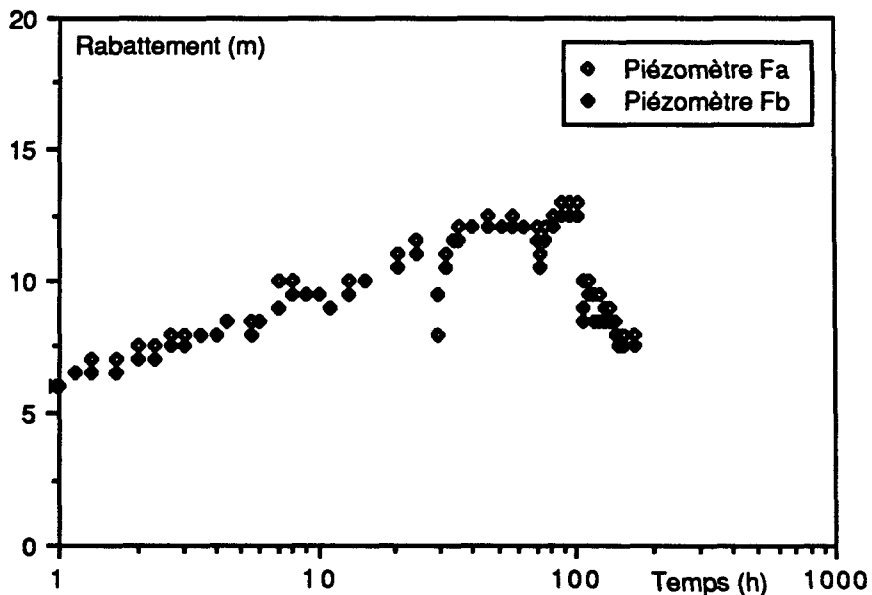


Fig. IV.5 : Rabattements mesurés sur les piézomètres Fa et Fb, pendant le pompage d'essai du 20/10/87.

L'analyse des représentations graphiques de l'évolution du rabattement en fonction du temps (Fig. IV.6, Fig. IV.7 et Fig. IV.8), pour chaque piézomètre et pour les trois essais, met en

évidence cinq zones pour lesquels les points s'alignent assez bien selon une droite pour la première, la deuxième et la quatrième zone. De la première à la troisième zone on assiste à une augmentation progressive de la pente des droites, suivie d'une stabilisation dans la zone quatre puis d'une remontée du niveau dans la cinquième zone. Il apparaît donc que l'évolution dans le temps de la réponse du milieu ne correspond pas à une réponse d'un milieu homogène et isotrope. C'est un résultat qui témoigne de l'hétérogénéité de la formation "villafranchienne", auquel peut s'ajouter l'effet de la pénétration partielle des piézomètres.

Il faut noter que lors du pompage de juin 1989 on a observé des anomalies dans l'évolution de la piézométrie de la nappe suite à des influences extérieures et de ce fait ce pompage sera interprété en dernier.

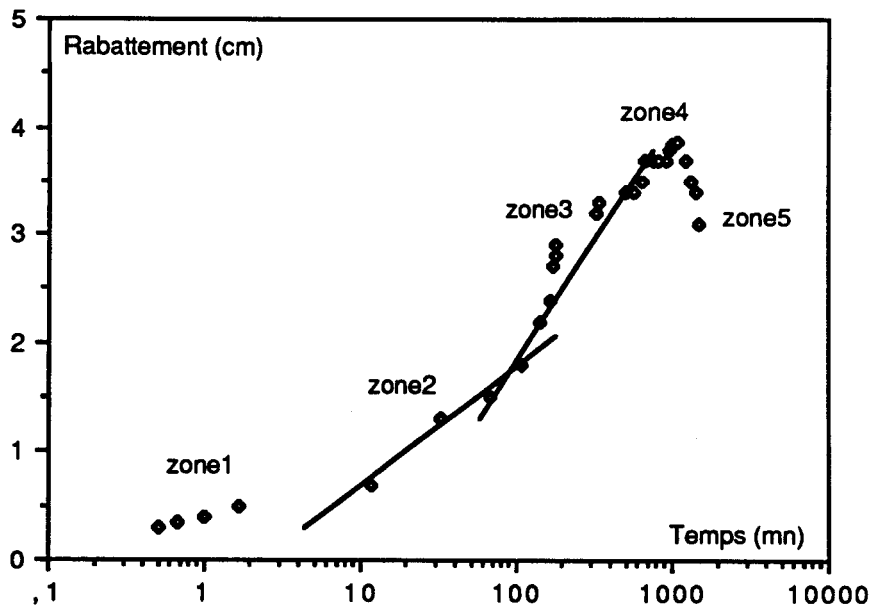


Fig. IV.6 : Rabattements mesurés sur le piézomètre P8, pendant le pompage d'essai du 13/10/87.

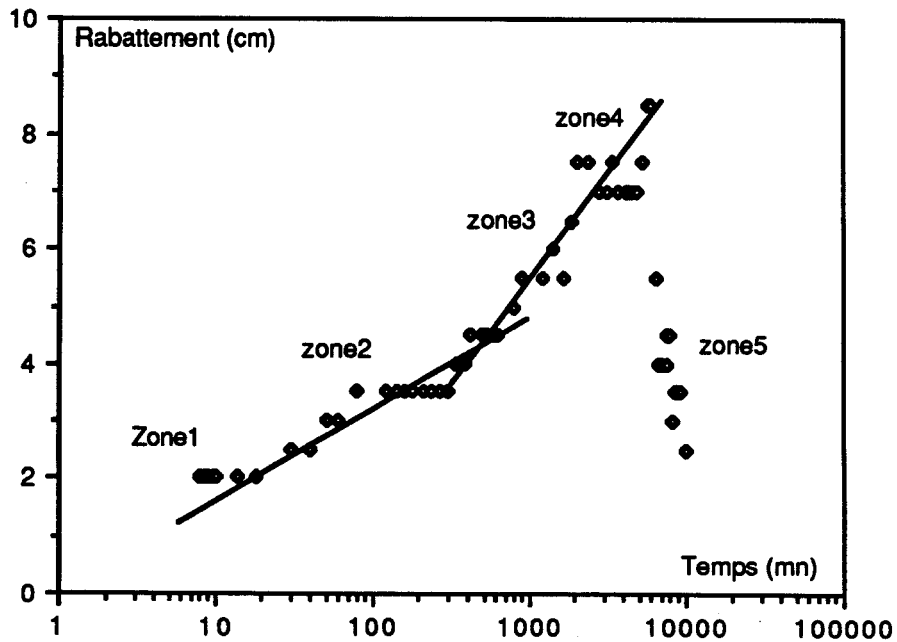


Fig. IV.7 : Rabattements mesurés sur le piézomètre P9, pendant le pompage d'essai du 20/10/87.

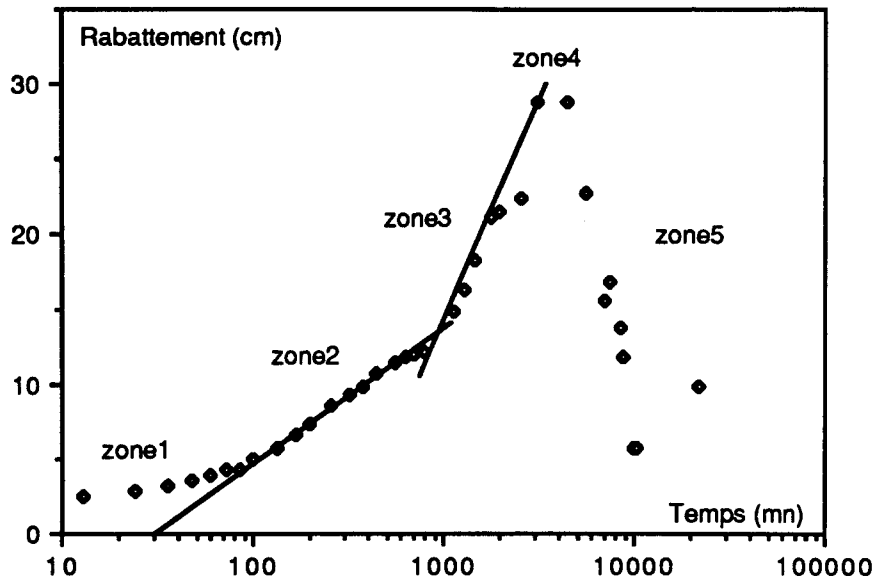


Fig. IV.8 : Rabattements mesurés sur le piézomètre P9, pendant le pompage d'essai de Juin 1989.

IV.3.1 Interprétation en milieu isotrope et régime transitoire des deux pompages de 1987.

Les pompages d'essai sont interprétés en régime transitoire en considérant l'aquifère comme isotrope, par la méthode de l'approximation logarithmique de Jacob. Celle-ci est appliquée sur les deux parties linéaires, zone 2 et zone 3, de chaque réponse de piézomètre. Suite à la défaillance de la sonde électrique lors du premier essai, seuls les résultats obtenus aux piézomètres équipés de limnigraphes, en l'occurrence le P4, P8 et P10, ont été interprétés.

Les valeurs de transmissivités et du coefficient d'emmagasinement varient respectivement dans une fourchette de $1,1 \cdot 10^{-1}$ à $2,7 \cdot 10^{-1} \text{m}^2/\text{s}$ et de $2 \cdot 10^{-3}$ à $4,2 \cdot 10^{-2}$ pour la première droite de Jacob et de $5,3 \cdot 10^{-2}$ à $13 \cdot 10^{-2} \text{m}^2/\text{s}$ et de $1,3 \cdot 10^{-2}$ à $11,7 \cdot 10^{-2}$ pour la seconde (tableau IV.2). On retrouve, avec la deuxième droite, une transmissivité moitié de celle obtenue avec la première droite. Ceci serait l'effet d'une limite étanche, qui serait située à environ 700 mètres du P1.

Les transmissivités calculées, aussi bien T1 (pour la première droite de Jacob) que T2 (pour la deuxième droite), caractérisent un aquifère très transmissif. Ceci est cohérent avec la structure de l'aquifère et explique en partie les faibles rabattements obtenus lors du premier pompage d'essai. Les méthodes d'interprétation, en considérant le milieu isotrope, ne permettent d'obtenir qu'une transmissivité équivalente dont les variations d'un ouvrage à un autre ou d'une méthode à une autre ne devraient alors être considérées que comme des artefacts (incertitude de mesures, ...). Alors que les variations du coefficient d'emmagasinement, obtenues en considérant le milieu isotrope, sont significatives des variations directionnelles de transmissivité comme le

soulignent les méthodes d'interprétation en milieu anisotrope (Papadopoulos, 1965 et Hantush, 1966) (cf. § IV.3.4).

IV.3.2 Interprétation en nappe captive avec une strate conductrice d'eau privilégiée

Les résultats de pompages d'essai effectués dans des aquifères hétérogènes ont été reconnus comme ininterprétables si l'on utilise les relations établies pour les aquifères homogènes et isotropes dans leur totalité (Berkaloff, 1970). En se basant sur les formules indiquées par Hantush (1964), applicables à des nappes captives recelées par deux couches compressibles de perméabilité différentes, Berkaloff a envisagé le cas particulier d'une couche aquifère dotée de strates conductrices d'eau privilégiées et a établi les formules et en conséquence les méthodes d'interprétation de pompages d'essai dans de tel milieu. Son modèle suppose un semi-perméable épais, captif et de transmissivité négligeable par rapport à la strate conductrice à laquelle il est associé. Cette strate est détentrice de la transmissivité du système en quasi-totalité, mais d'épaisseur et par suite de coefficient d'emmagasinement nul ou tout au moins négligeable par rapport à celui de l'ensemble.

L'apparence de l'effet d'une limite étanche semble se dessiner sur nos graphiques des rabattements en fonction du temps, se traduisant par une augmentation de pente du simple au double. Ceci comme le souligne Berkaloff peut s'expliquer par la présence de couches conductrices d'eau privilégiées dans l'aquifère. C'est pour cette raison que nous avons utilisé ce modèle.

Les valeurs de transmissivité obtenues, pour le deuxième pompage (tableau IV. 2), varient de $5,3 \cdot 10^{-2}$ à $10 \cdot 10^{-2}$ m²/s, ce qui correspond aux valeurs obtenues précédemment à partir de la seconde droite en utilisant l'approximation logarithmique de Jacob. Le coefficient d'emmagasinement est de l'ordre de $3,4 \cdot 10^{-2}$ à $11,6 \cdot 10^{-2}$, donc plus important que celui obtenu par la méthode précédente, ce qui est normal puisqu'il correspond au coefficient global du système aquifère (aquifère superficiel et aquifère "villafranchien").

L'interprétation des pompages d'essais dans l'hypothèse d'un aquifère captif homogène et isotrope, suivant la méthode de Jacob, nous aurait fait admettre d'une part l'existence d'une limite étanche (cf. § IV.3.1), apparemment mise en évidence par l'augmentation visible de la pente de la droite du simple au double, d'autre part une valeur de transmissivité surestimée du simple au double en se basant sur la droite du début de pompage.

Il faut noter que si l'existence d'une ou plusieurs strates conductrices au sein de l'aquifère "villafranchien" est justifiée au regard de l'hétérogénéité de sa structure, il n'est pas prouvé que

l'emmagasinement de ces strates soit négligeable par rapport à celui de l'ensemble du système aquifère comme le prévoit le modèle de Berkaloﬀ.

IV.3.3 Interprétation en nappe semi captive et régime transitoire du pompage du 20 octobre 1987.

Comme on l'a souligné auparavant, l'aquifère "villafranchien" est un aquifère à drainance, il contient une nappe semi captive avec éponte semi perméable (aquifère superficiel). Nous avons utilisé la première méthode de Hantush (1956, in Kruseman & De Ridder, 1973), d'interprétation en nappe semi captive.

Les valeurs de transmissivités sont de l'ordre de $5,3.10^{-2}$ à $15,9.10^{-2}$ m²/s, comparables à celles obtenues par la méthode précédente, et le coefficient d'emmagasinement varie de $3,4.10^{-3}$ à 10^{-1} (tableau IV.2). Ces résultats sont comparables à ceux trouvés antérieurement par Grosset (1987) et Quash (1988).

Les résultats obtenus, par la mise en oeuvre des trois modèles précédents d'interprétation de pompage d'essai, montrent des différences sensibles de transmissivité et de coefficient d'emmagasinement. Ces différences doivent avoir une origine autre que méthodologique, l'hypothèse qui nous paraît la plus vraisemblable serait liée à l'hétérogénéité de l'aquifère dont la structure complexe serait à l'origine d'une anisotropie horizontale. Toutefois on peut conclure que la nappe au droit du site de Marsillargues est captive à semi captive. Sa transmissivité moyenne est élevée, voisine de 0,14 m²/s et son coefficient d'emmagasinement moyen est de l'ordre de $2,4.10^2$.

IV.3.4 Interprétation en milieu horizontalement anisotrope du pompage du 20 octobre 1987.

Un aquifère est anisotrope si son coefficient de perméabilité, ou sa transmissivité, varie uniquement selon la direction et reste constant quelle que soit la distance, dans une direction donnée. C'est le cas des alluvions de l'aquifère "villafranchien" du site de Marsillargues. Les transmissivités extrêmes se trouvent suivant les directions principales d'anisotropie des terrains et leur valeur peuvent être de deux à dix fois supérieures à celle des plus faibles.

Deux méthodes d'interprétation en aquifère anisotrope ont été utilisées: celle de Hantush (1966, in Kruseman & De Ridder, 1973) et celle de Papadopoulos (1965) complétée par Thiery (1980). Nous les avons appliquées aux résultats obtenus en régime transitoire, en utilisant les valeurs des pentes des droites de Jacob et l'intersection de ces dernières avec l'axe des temps. Pour la méthode de Hantush nous avons pris trois piézomètres non alignés par rapport au puits de pompage, alors que pour celle de Papadopoulos complétée par Thiery nous avons pris l'ensemble des piézomètres. Ces méthodes supposent un coefficient d'emmagasinement constant dans toutes les directions.

IV.3.4.1 Interprétation par la méthode de Hantush

En milieu anisotrope, l'expression du rabattement est :

$$s = \frac{Q}{4 \pi T_e} \ln \frac{2,25 T_i t}{r^2 S}$$

avec $T_e = (T_x.T_y)^{1/2}$: transmissivité équivalente obtenue par la pente de la droite de Jacob.

T_x, T_y : transmissivités principales cherchées.

T_i : transmissivité directionnelle cherchée.

Nous avons utilisé les résultats du pompage d'essai du 20 octobre 1987. Comme cette méthode s'applique à trois directions différentes, nous avons pris pour T_e la valeur de la moyenne géométrique des transmissivités obtenues pour chaque piézomètre. Les résultats obtenus (T , T_x , T_y et S) ainsi que les angles (θ) correspondant à l'angle entre le Nord et la direction du grand axe de transmissivité (T_x), montrent une très grande dispersion, tant en module de transmissivité directionnelle, qui se trouve parfois très élevé, que dans les directions des transmissivités principales, ceci doit être lié au choix des piézomètres. Les orientations des T_x par rapport au Nord, varient de 0 à 170° et a priori aucune direction dominante de transmissivité n'apparaît (tableau IV.2).

IV.3.4.2 Interprétation par la méthode de Papadopoulos complétée par Thiery.

L'application de la méthode à un groupe de trois piézomètres aboutit à des résultats différents pour chaque groupe, il serait donc difficile de conclure. Afin de pouvoir utiliser tous les piézomètres disponibles, au lieu de trois seulement, et par la suite de n'effectuer qu'un seul calcul pour obtenir une seule valeur de transmissivité principale, Thiery (1980) a proposé l'utilisation de la méthode des moindres carrés.

Les résultats obtenus pour le pompage d'essai d'octobre 1987 sont les suivants :

$$T_x = 3,35.10^{-1}, T_y = 0,74.10^{-1}, S = 2,49.10^{-2} \text{ et } \theta = 19,6^\circ.$$

IV.3.4.3 Conclusion.

La dispersion des résultats obtenus par la méthode de Hantush semblent souligner une structure plus hétérogène qu'anisotrope. Toutefois, la méthode de Thiery permet d'obtenir une représentation anisotrope de l'aquifère. Les essais réalisés portent la marque d'une hétérogénéité très forte de l'aquifère, qui ne peut en aucun cas être considéré comme homogène et anisotrope. Il apparaît donc que les caractéristiques hydrodynamiques de cet aquifère ne peuvent être appréhendées qu'à l'aide d'essais englobant, dans la mesure du possible, des volumes beaucoup plus grands de terrain. Ceci rejoint l'idée de Quash (1989), pour qui l'hétérogénéité des formations "villafranchiennes" ne permet pas de décrire, à l'aide d'un modèle analytique simple, le comportement hydrodynamique de l'aquifère au droit du site de Marsillargues; il propose l'utilisation d'un modèle numérique distributif qui permettrait de mieux définir les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère ainsi que leur répartition dans l'espace.

Piézomètres		P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10						
Pompage d'essai du 13.10.1987 - Durée : 26 heures - Débit : 43 m ³ /h																	
Méthode de Jacob	T1. 10 ⁻¹ m ² /s				1.50				2.40		2.70						
	T2. 10 ⁻¹ m ² /s				0.70				1.00		1.30						
	S1. 10 ⁻²				0.50				2.00		0.20						
	S2. 10 ⁻²				7.00				7.00		1.30						
Pompage d'essai du 20.10.1987 - Durée : 169 heures - Débit : 76 m ³ /h																	
Méthode de Jacob	T1. 10 ⁻¹ m ² /s			1.50	1.20	1.54	1.80	2.00	1.60	2.20	1.10						
	T2. 10 ⁻¹ m ² /s			7.80	8.60	8.20	7.00	10.04	9.42	7.40	5.32						
	S1. 10 ⁻²			0.49	0.56	1.43	2.90	1.14	1.35	0.50	4.20						
	S2. 10 ⁻²			7.70	6.88	7.41	11.10	3.30	6.54	1.60	11.70						
Méthode de Berkaloff	T. 10 ⁻² m ² /s			7.80	8.60	8.20	7.00	10.00	9.42	7.40	5.32						
	S. 10 ⁻²			7.70	6.88	7.41	11.00	3.40	6.54	10.50	11.60						
	K. 10 ⁻⁶ m/s			2.50	0.43	0.58	1.02	0.91	1.74	1.51	6.63						
Méthode de Hantush	T. 10 ⁻² m ² /s			7.20	12.00	15.00	5.30	9.70	15.90	5.50	9.89						
	S. 10 ⁻²			7.30	0.34	1.40	6.80	6.20	1.40	10.00	4.83						
Méthode de Hantush en milieu horizontalement anisotrope		Transmissivités directionnelles en 10 ⁻¹ m ² /s										Tx	Ty	S 10 ⁻²	θ en°		
	Dispositif																
	(P3-P8-P7)	T1			9.44				2.63	7.74			2.37	1.19	3.7	131.3	
		T2			9.80				2.17	4.50			1.23	0.67	4.5	124.9	
	(P8-P7-P5)	T1					8.87		4.54	8.16		3.39	0.85	5.9	79.8		
		T2					7.47		3.26	4.86		1.71	0.50	3.7	82.3		
	(P4-P10-P9)	T1			26.5						8.90	30.0	2.51	0.82	42.9	45.9	
		T2			13.2						17.6	30.0	1.18	0.41	26.7	24.1	
	(P7-P5-P6)	T1											1.69	0.42	10.0	53.7	
		T2					9.33	12.9	4.91								
	(P4-P10-P3)	T1			1.52	10.6						14.7	1.47	1.06	20.0	38.4	
		T2			5.85	3.49						17.7	0.99	0.51	15.0	5.0	
	(P4-P9-P3)	T1			59.3	75.9					38.1		4.27	0.58	21.1	65.9	
		T2			5.01	1.01					7.33		0.93	0.69	2.4	159.4	
	(P3-P5-P6)	T1			14.1		12.4	4.65					1.84	1.41	7.8	92.3	
		T2			4.46		0.98	12.4					0.84	0.71	8.3	21.6	
	(P3-P7-P10)	T1			60.5				43.7			84.9	4.32	0.51	12.2	113.1	
		T2														114.2	
	(P7-P6-P10)	T1					6.30	3.97			21.1	2.27	1.10	29.7	53.6		
		T2					11.1	1.07			20.5	1.02	0.52	21.3	72.9		
(P5-P4-P10)	T1				12.1	7.26					14.1	2.78	0.58	22.0	10.2		
	T2																
(P5-P4-P9)	T1				20.5	11.7				2.26		2.17	1.18	6.9	47.1		
	T2				1.23	4.61				12.1		0.88	0.74	2.5	174.0		
(P7-P4-P10)	T1				23.4			8.51			26.7	2.22	0.86	39.0	99.5		
	T2				89.3			72.4			149	2.98	0.20	18.3	113.7		

Tableau IV.2 : Résultats d'interprétation de pompages d'essai, sur le site de Marsillargues.

niveau. Pendant la période du niveau haut de la nappe, l'influence des trois pompages est moins évidente.

Suite à l'arrêt du pompage au P1 du 23 au 24 Juin, pour des raisons techniques, période où aucun autre pompage de fort débit n'influçait la nappe, on assiste à une remontée du niveau piézométrique de 6 centimètres. Cette valeur comparée à celle du rabattement occasionné par la mise en marche des 19 pompages (50 centimètres environ) montre la prépondérance de l'influence de ces derniers, effectués hors du site, sur la piézométrie de la nappe sous la parcelle expérimentale. La baisse du niveau de la nappe d'environ 7 centimètres observée le 22 Juin est vraisemblablement due à un pompage non identifié.

Il apparaît donc que le niveau de la nappe est très influencé par des pompages effectués dans le voisinage du site. Le pompage sur le forage central n'a eu finalement qu'une influence limitée sur la piézométrie de la nappe et il n'est donc guère possible d'interpréter les données de cet essai uniquement en fonction du pompage réalisé sur le P1: il faudrait intégrer tous les pompages influençant la nappe, cela présente l'avantage d'élargir la zone d'investigation.

IV.3.5.1 Essai d'évaluation des paramètres hydrodynamiques.

L'allure générale des courbes de rabattement en fonction du temps, obtenues lors du pompage de Juin 1989 (Fig. IV.9) est sensiblement la même que celle obtenue lors des essais précédents. Les débits des pompages effectués en 1987 et en 1989 sont sensiblement équivalents, alors que les rabattements maxima observés au cours du pompage de Juin 1989 sont supérieurs à ceux obtenus lors du pompage d'octobre 1987. En 1989, le rabattement maximal observé sur le forage central dépasse 1,50 mètre, alors qu'en 1987 il n'était que de 1,25 mètre. Sur les autres piézomètres le rabattement est supérieur à 30 centimètres en 1989, alors qu'il n'était que de 8 à 18 centimètres en 1987. Cela est certainement dû au fait que le niveau piézométrique mesuré en 1987 n'était influencé que par le pompage effectué sur le site, alors qu'en 1989 le niveau initial de la nappe n'était pas connu avec précision, puisqu'au début de l'essai les pompages extérieurs au site étaient déjà en activité.

Dussarat (1989) avait tenté d'évaluer les caractéristiques hydrodynamiques de la nappe en intégrant les pompages effectués à proximité du site. Le dispositif équivalent choisi consistait à considérer un seul puits, pris comme centre de gravité de tous les puits pouvant avoir une influence sur la piézométrie du site expérimental de Marsillargues, et à lui attribuer un débit fictif correspondant à la somme des débits en jeu. Pour le piézomètre P9 et la période du 29 Juin à 8 heures au 1 juillet à 3 heures, les valeurs obtenues sont : $T = 2.10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$ et $S = 7.10^{-3}$. On remarque que ces valeurs sont voisines de celles résultant de l'essai de Juin 1987. On utilisant le modèle de Berkaloff, Dussarat donne une moyenne de $6.10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$ pour les transmissivités obtenues sur les piézomètres P5, P6, P8, P9 et P10. Cette moyenne est très élevée par rapport à celle résultant du pompage de 1987 ($8.10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$), cela provient probablement de l'incertitude dans le calcul du débit global et de l'approximation de la méthode, notamment avec l'inexactitude

qu'elle entraîne sur les distances réelles des différents points de pompage par rapport à chaque piézomètre. Le coefficient d'emmagasinement n'a pas été calculé car en plus de l'incertitude sur l'estimation de la distance du puits (centre de gravité) au piézomètre, le temps pour lequel le rabattement est nul n'est pas connu avec précision puisque au début de l'essai la nappe n'était pas au repos.

IV.4 PHENOMENE DE DRAINANCE.

Dans le paragraphe précédent on a avancé l'hypothèse d'une drainance entre la nappe superficielle et celle du "villafranchien", pour expliquer la stabilisation du niveau piézométrique observée au cours des pompages d'essais. Dussarat (1989) avait étudié ce phénomène en se basant sur l'analyse des variations piézométriques des deux nappes, pendant deux périodes comportant des conditions hydrodynamiques différentes, à savoir en période de pompage et en période de non pompage. Son étude montre que la piézométrie évolue de façon analogue dans les deux nappes, soulignant ainsi la continuité hydraulique du système aquifère bicouche. En période de pompage la nappe "villafranchienne" est alimentée par drainance à partir de la nappe superficielle (drainance normale), alors qu'en période de repos la drainance serait plutôt inverse. Il existerait une source d'alimentation latérale, autre que le semi perméable: le Vidourle par exemple ou l'aire d'alimentation mise en évidence lors d'un pompage d'essai Diop (1980) (cf. § III.2.2). Le décalage dans la réponse, suite à l'influence de pompage, des deux nappes est d'environ une heure et l'équilibre entre ces deux parties du système est très vite atteint.

IV.5 TENDANCES PIEZOMETRIQUES DE LA NAPPE "VILLAFRANCHIENNE".

En vue de mieux cerner le fonctionnement de la nappe et de mettre en évidence les influences extérieures au site expérimental un suivi piézométrique a été effectué sur un cycle hydrologique complet: d'avril à septembre 1987 par Labarre (1987) et d'octobre 1987 à juillet 1988 par Quash (1988).

La figure IV.10 représente les variations de la profondeur piézométrique, par rapport à la tête du puits, au puits M situé à 300 mètres au Sud-Ouest du forage central (P1, Fig.4.2). On observe une baisse progressive et assez régulière, du niveau de la nappe, du mois d'avril jusqu'à la mi-octobre 1987. Cette période correspond à un épisode de tarissement naturel de la nappe, pendant lequel celle-ci est soumise à de fortes oscillations: des remontées brutales suivie d'abaissements, comme on peut l'observer sur la figure, où à la mi-juin le niveau est remonté de 20 centimètres et à la fin juillet où il est remonté de 36 centimètres. Il s'agit d'oscillations de forte amplitude et d'assez grande longueur d'onde, qui se surimposent à la courbe de tarissement naturel de la nappe et qui seraient à mettre en relation avec les fluctuations du Vidourle. Au mois de septembre 1987 le niveau est stable, puis du mois d'octobre jusqu'au mois de janvier 1988, on assiste à une remontée de la nappe, avec des variations brusques, en "dent de scie", correspondant à des mises en charges rapides de la nappe, suivie d'une période de décharge d'une dizaines de

jours. Au mois de février et mars 1988 la nappe est en décrue régulière, d'environ 0,4 centimètres par jour, correspondant au tarissement naturel de celle-ci.

On peut donc conclure que la nappe "villafranchienne" est en crue d'octobre à janvier tandis que de février à août elle est le siège d'un tarissement naturel, avec une légère remontée au mois d'avril, alors qu'au mois de septembre elle est relativement stable. La différence piézométrique moyenne entre hautes et basses eaux est d'environ 1 mètre, ce qui est inférieur aux 2 mètres établis à l'échelle régionale (Diop, 1980).

Durant la période d'étiage on voit apparaître des fluctuations de courte durée et de faible amplitude, elles peuvent être attribuées à l'influence d'agents externes tels que le Vidourle, des pompages, la barométrie et les marées terrestres. C'est ce qui va être examiné dans le paragraphe suivant.

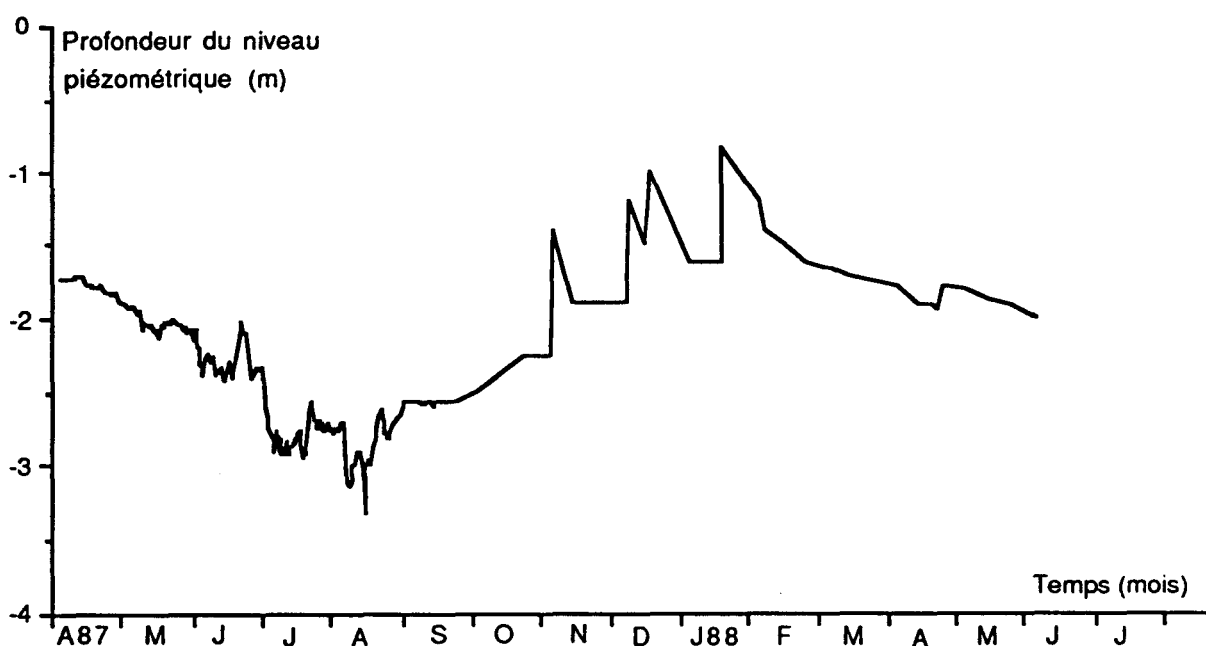


Fig. IV.10 : Evolution de la piézométrie de la nappe villafranchienne au puits 'M' du 01/04/87 au 30/05/88.

IV.6 CAUSES D'INFLUENCE HYDRODYNAMIQUE.

Les fluctuations piézométriques de la nappe sont attribuées par Quash (1988) à divers facteurs; précipitations, pompages, variations du niveau du Vidourle, barométrie et les marées terrestres. Le plus souvent les effets de ces facteurs se conjuguent et il est indispensable, pour les individualiser, d'isoler les périodes où un facteur prédomine nettement sur les autres.

IV.6.1 Influence des précipitations.

Les fluctuations piézométriques sont assez bien corrélées avec la pluviométrie, (Fig. IV.10 et Fig. IV.11) de la mi-octobre à la fin janvier : une pluie est accompagnée d'une hausse du niveau de la nappe. Par contre en dehors de cette période il n'existe aucune relation évidente entre ces deux phénomènes, excepté au mois d'avril où les précipitations sont suivies d'une légère hausse du niveau; la nappe semble alors être relativement protégée des apports directs de pluie.

Il nous a paru intéressant d'établir une corrélation entre le bilan hydrique, à l'échelle locale, et la piézométrie afin de pouvoir déterminer la part de pluie qui participe à l'alimentation de la nappe. Pour cela nous avons effectué le calcul de l'excédent pluviométrique et de la réserve facilement utilisable (R.F.U.), au pas de temps journalier selon la méthode mise au point par Devred (1989) en utilisant la formule suivante : $ETP_j = (T_j/7)^{1.4}$ où ETP_j et T_j sont respectivement l'évapotranspiration et la température journalière.

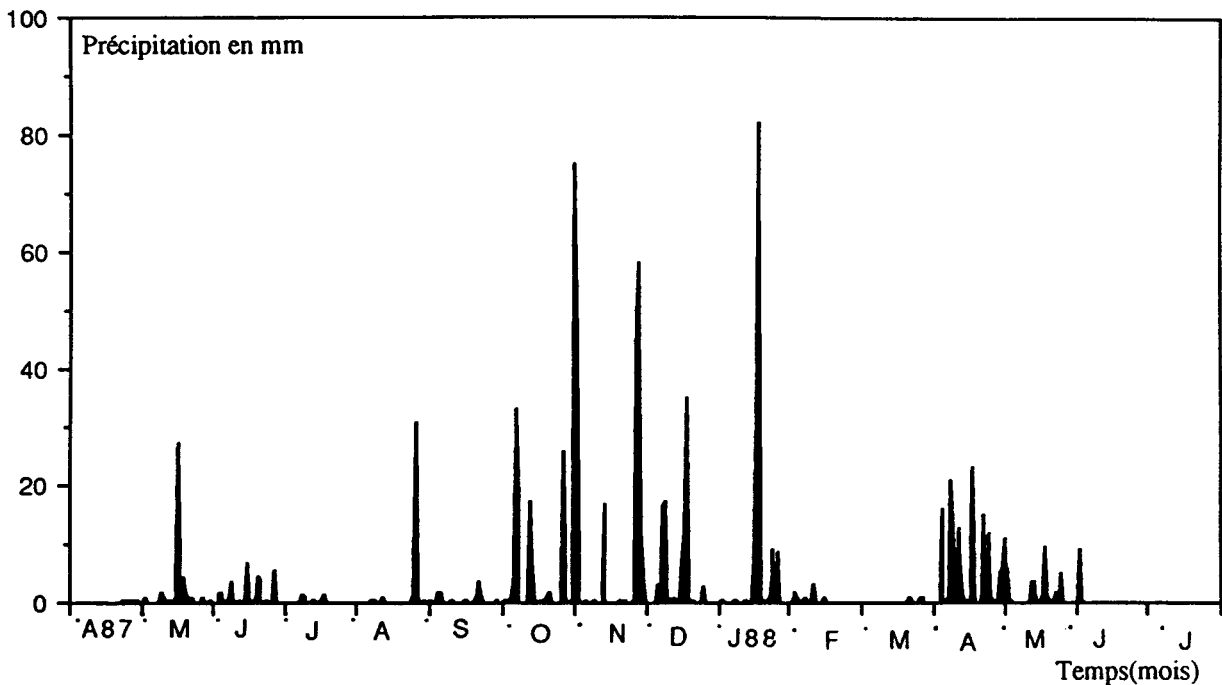


Fig . IV.11 : Pluviométrie sur le site de Marsillargues du 01/04/87 au 30/05/88.

Le bilan hydrique calculé montre, (Fig. IV.12) que la réserve en eau du sol est importante durant les mois de novembre, décembre et janvier et que le pourcentage de pluie efficace (excédent) est élevé. On peut remarquer aussi que les pics des excédents pluviométriques correspondent, avec un temps de retard, à des hausses brutales du niveau de la nappe (Fig. IV.10 et Fig. IV.12). Il en résulte que la réalimentation de la nappe est optimum à cette période de l'année. A partir du mois d'avril la réserve en eau du sol commence à s'épuiser pour s'annuler aux mois d'août et septembre, effectivement observée lors de la réalisation des forages (Labarre, 1987), et en même temps l'excédent pluviométrique est nul. Durant cette période la nappe est donc directement sollicitée pour satisfaire aux besoins climatiques et aux besoins des plantes. A partir du mois d'octobre la R.F.U. se reconstitue et subit de nombreuses variations pour atteindre son maximum au mois de novembre. Parallèlement le niveau piézométrique commence à remonter. Au mois de février l'excédent pluviométrique s'annule et la R.F.U. commence à diminuer, ce qui se traduit par une baisse de niveau de la nappe. L'évolution générale de la nappe est donc dépendante de l'état de saturation du sol, d'où l'intérêt du calcul du bilan.

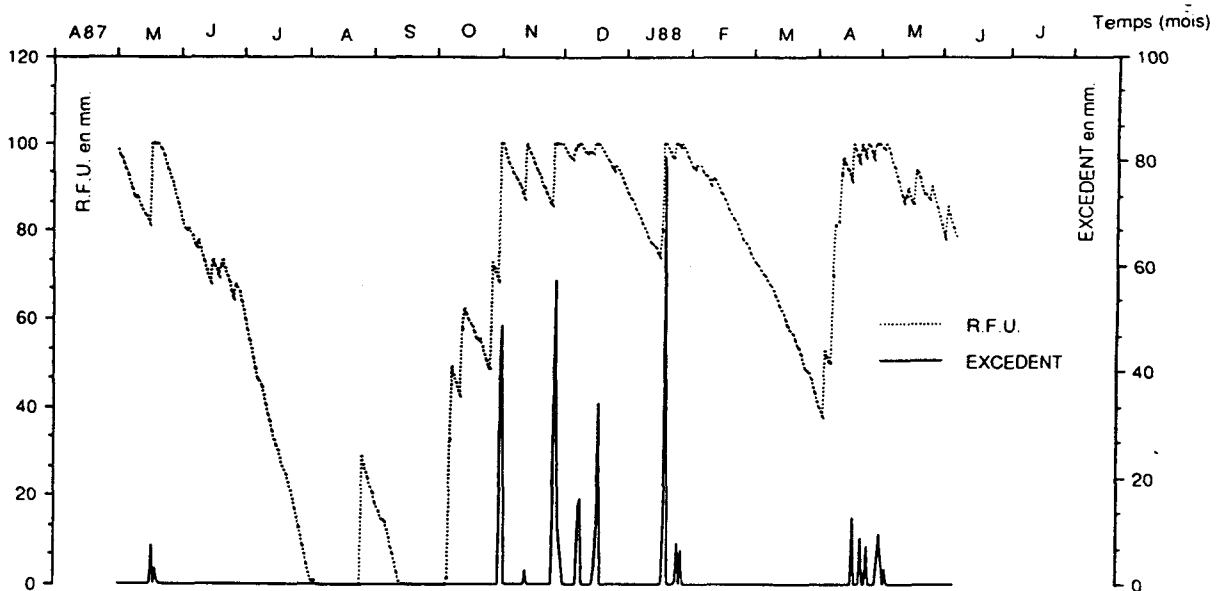


Fig. IV.12 : Evolution de la pluie efficace et de la R.F.U. sur le site de Marsillargues.

IV.6.2 Influence du Vidourle.

Nous avons représenté sur les figures IV.13, IV.14 et IV.15, relatives à des périodes distinctes, les histogrammes de crue du Vidourle, à la station de Marsillargues et le niveau piézométrique au P1, P2 et P5. Les crues de la nappe sont le plus souvent suivies (Fig. IV.13 et Fig. IV.14), avec un retard (d'environ 6 heures), par les crues du Vidourle; ceci nous fait penser à l'existence de liaison hydraulique entre ces deux milieux. Cependant certaines crues du Vidourle (Fig. IV.15) ne sont accompagnées d'aucune variation notable du niveau de la nappe, de même que certains battements de grande amplitude ne sont suivis d'aucune fluctuation du niveau du Vidourle. Ceci amène à supposer, comme le suggère Quash (1988), que la principale source d'apport d'eau au Vidourle et à la nappe, correspondrait à l'aire d'alimentation (calcaire des garrigues, située 6 km au Nord du site de Marsillargues). Lorsque cette aire est mise en charge, à la suite de précipitations, elle transmet des variations de pression qui se traduisent par des crues de la nappe et du Vidourle. L'apparition retardée des crues de la rivière par rapport à celles de la nappe, peut être due d'une part aux barrages écrêteurs de crues disposés en amont de la station de mesure de Marsillargues et d'autre part au colmatage possible du lit de la rivière au Nord, du moins pour la partie alluviale.

On note aussi que les variations piézométriques de grande amplitude ainsi que les crues du Vidourle sont assez bien corrélées avec les précipitations.

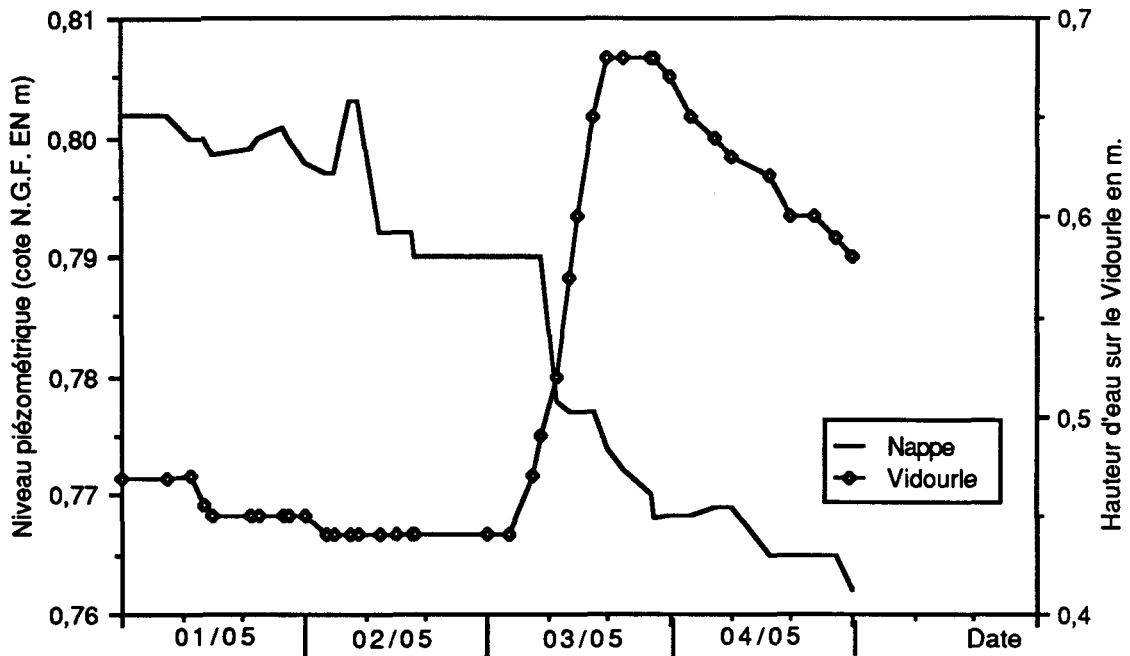


Fig. IV.15 : Corrélation entre la hauteur du Vidourle et la piézométrie de la nappe villafranchienne sur le site de Marsillargues (au P1), du 01/05/88 au 04/05/88.

IV.6.3 Influences barométriques.

Les variations barométriques ont des effets certains sur l'eau souterraine, se traduisant par des variations de volume par suite de l'élasticité de cet élément, provoquant ainsi des fluctuations des niveaux piézométriques dans les nappes captives. Pour de telles nappes la pression atmosphérique et les contraintes dues poids des terrains de couverture sont compensées par celles du réservoir aquifère et de l'eau souterraine. En l'absence de terrains de couverture, cas par exemple d'un puits ou forage où la pression atmosphérique est égale à celle de l'eau, une variation de la pression atmosphérique est transmise intégralement à l'eau de la nappe, se traduisant par une modification du niveau piézométrique. La libération d'eau, dans un forage, se traduit par une élévation du niveau dans celui-ci suite à une décompression et donc à une chute de la pression atmosphérique. A l'inverse un abaissement du niveau correspond à une augmentation de celle-ci.

Les corrélations, pendant des périodes où l'influence barométrique est prédominante, entre la pression atmosphérique exprimée en mètres d'eau et le niveau piézométrique dans trois piézomètres, (Fig. IV.16, IV.17 et IV.18) montrent pour les mois de février et mars 1988 une très bonne symétrie entre les variations de ces deux paramètres. On n'observe pas de décalage notable entre les variations piézométriques et les fluctuations de la pression atmosphérique. Les terrains de couverture seraient donc peu perméables à l'air. On remarque aussi qu'à une augmentation de pression atmosphérique correspond une diminution du niveau piézométrique de la nappe et inversement.

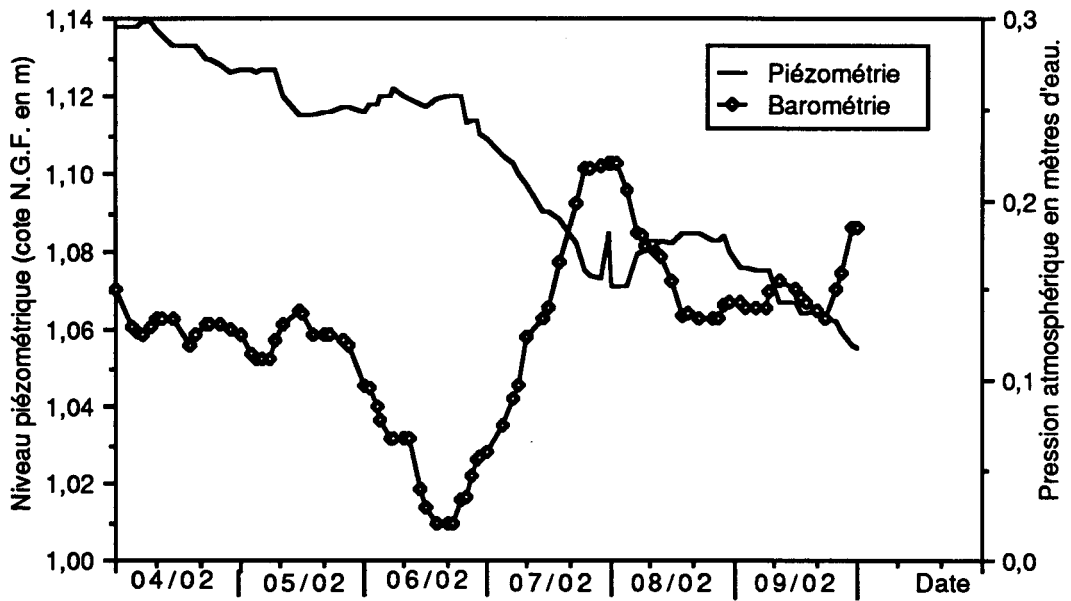


Fig. IV.16 : Corrélation entre la piézométrie de la nappe villafranchienne (au P5) et la barométrie sur le site de Marsillargues, du 04/02/88 au 09/02/88.

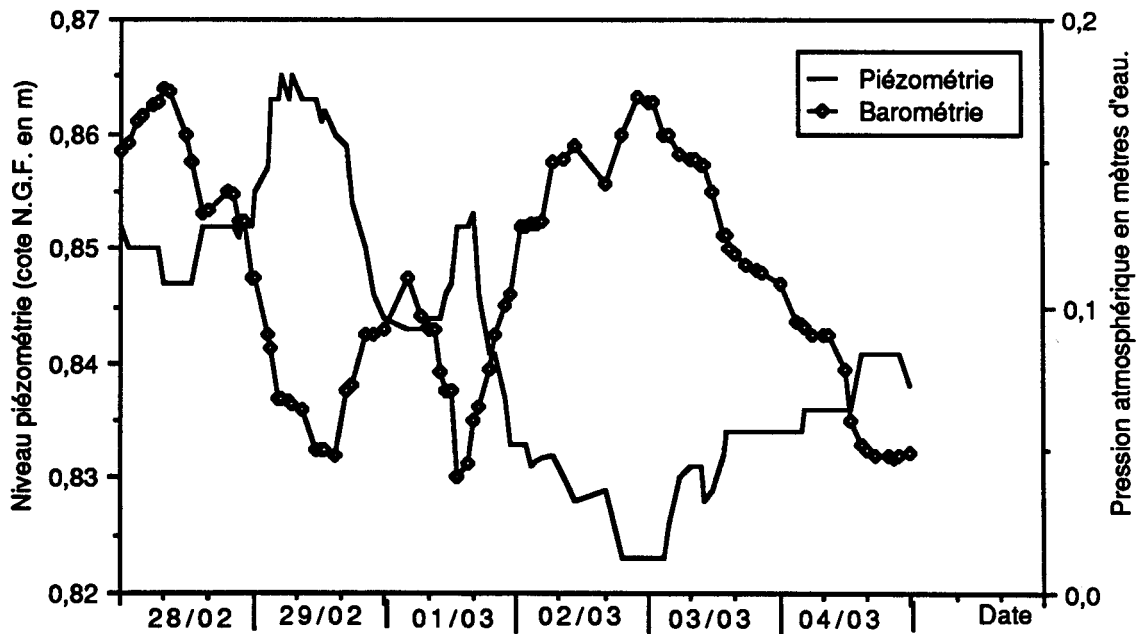


Fig. IV.17 : Corrélation entre la piézométrie de la nappe villafranchienne (au P1) et la barométrie sur le site de Marsillargues, du 28/02/88 au 04/03/88.

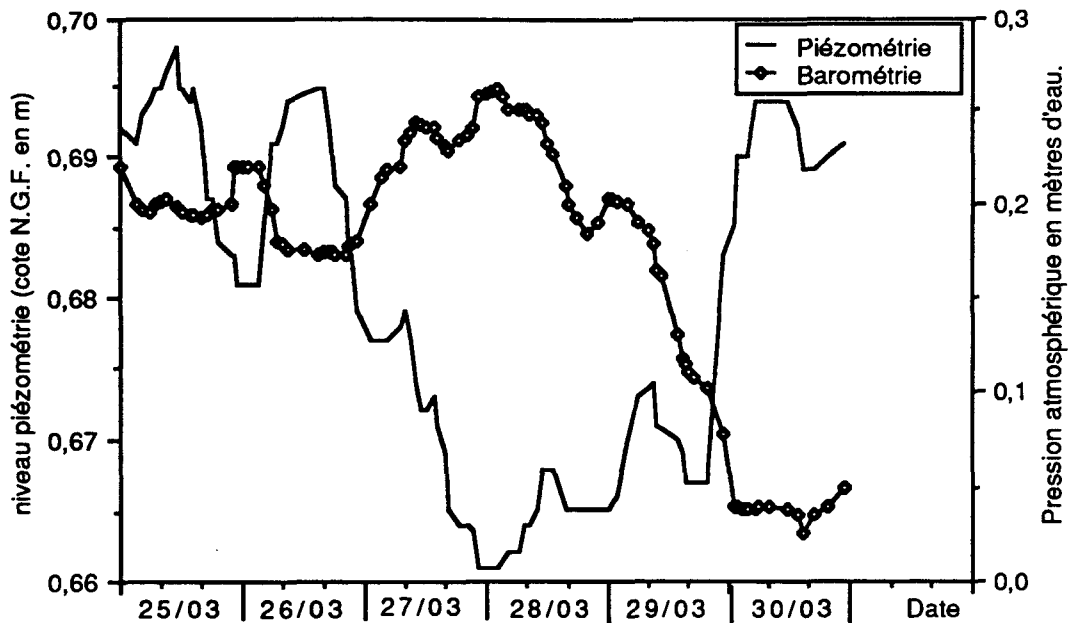


Fig. IV.18 : Corrélation entre la piézométrie de la nappe villafranchienne (au P1) et la barométrie sur le site de Marsillargues, du 25/03/88 au 30/03/88.

Afin de pouvoir effectuer une correction de la piézométrie, il est nécessaire de déterminer le coefficient d'efficience barométrique, c'est-à-dire la valeur de la variation piézométrique induite par une variation unitaire de la barométrie. A cet effet, nous avons essayé de décrire l'évolution de la piézométrie ($h(t)$) au moyen d'un modèle linéaire, qui suppose que celle-ci est la somme de plusieurs composantes déterministes ($P^i(t)$) et d'une composante aléatoire (la perturbation $\varepsilon(t)$), soit : $h(t) = P^i(t) + \varepsilon(t)$. Pour compléter la description du modèle, il reste à expliciter les formes fonctionnelles des composantes déterministes et à faire des hypothèses sur la composante aléatoire.

Lorsqu'on suppose que deux variables (piézométrie et barométrie dans le cas présent) sont liées et que l'une explique l'autre, on peut être amené à vérifier cette hypothèse par un calcul de corrélation. Il est alors naturel d'approcher la fonction de linéarité des deux variables par une équation de droite.

Une corrélation globale entre piézométrie et barométrie, relative aux données de la figure (IV.17), sur toute la période d'observation, nous donne un coefficient de corrélation très faible (de 0,45, Fig. IV.19), ce qui pourrait faire penser à une inadaptation du modèle linéaire.

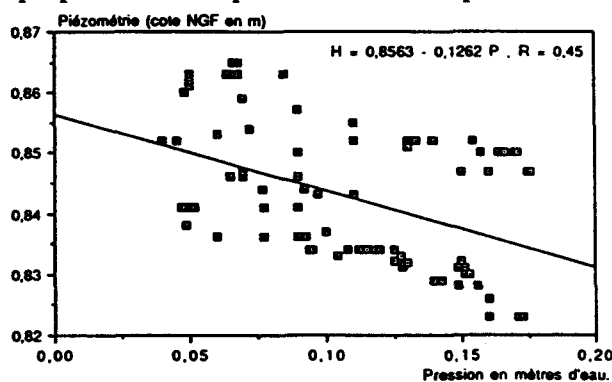


Fig. IV.19 : Corrélation simple entre barométrie et piézométrie (au P1), du 28/02/88 au 04/03/88.

En effet les variations barométriques présentent des aspects périodiques liés à la dépendance de la barométrie vis-à-vis d'autres phénomènes périodiques (les fluctuations thermiques journalières par exemple). Il est donc préférable de décomposer la période d'observation en plusieurs sous-périodes, où le coefficient de corrélation sera élevé, traduisant une bonne linéarité entre les deux variables. Il serait par conséquent possible de décrire l'évolution piézométrique par une combinaison linéaire d'équations de droites, dépendantes de la barométrie, c'est ce que nous désignons par composantes déterministes ($P^i(t)$).

soit :

$$P^i(t) = \sum_{i=0}^n a_i p + b_i$$

où

n : est le nombre des sous-périodes,

a_i et b_i les coefficients des équations des droites de corrélation relatives à chacune des sous-périodes. a_i : pente de la droite, représentant le coefficient de l'efficienne barométrique,

p : pression atmosphérique en mètres d'eau.

La perturbation $\varepsilon(t)$ est une variable aléatoire de distribution normale et de moyenne nulle, correspondant au signal résiduel qui représente les variations piézométriques affranchies de l'action barométrique, soit : $\varepsilon(t) = h(t) - P^i(t)$.

Nous avons décomposé la période d'observation, relative à la figure (IV.17), en six sous-périodes pour lesquelles on a obtenu des coefficients de corrélations satisfaisants. On remarque que le coefficient d'efficienne barométrique est variable suivant les sous-périodes (avec une moyenne de 0,19), traduisant une variabilité de l'intensité de l'influence barométrique en fonction du temps. On peut juger de la qualité du modèle linéaire, pour décrire la piézométrie, on procédant à une comparaison entre les prévisions déduites du modèle (qui donne une piézométrie ajustée) et la piézométrie réelle (Fig. IV.20)

On peut remarquer que le modèle linéaire décrit bien l'évolution de la piézométrie, comme l'atteste la valeur très faible de l'écart relatif moyen entre les valeurs réelles et les valeurs ajustées, qui est de 0,4%. Ceci indique que durant la période considérée, la piézométrie est essentiellement gouvernée par la pression atmosphérique. La qualité de l'ajustement peut aussi être étudiée, en examinant l'évolution du signal résiduel, (Fig. IV.21). Celle-ci présente quelques perturbations parasites, qu'on peut attribuer à des fluctuations d'origine soli-lunaire (marrées terrestres) et aux mauvais fonctionnement des limnigraphes. On remarque de plus que la piézométrie affranchie de l'action barométrique présente une tendance à la baisse.

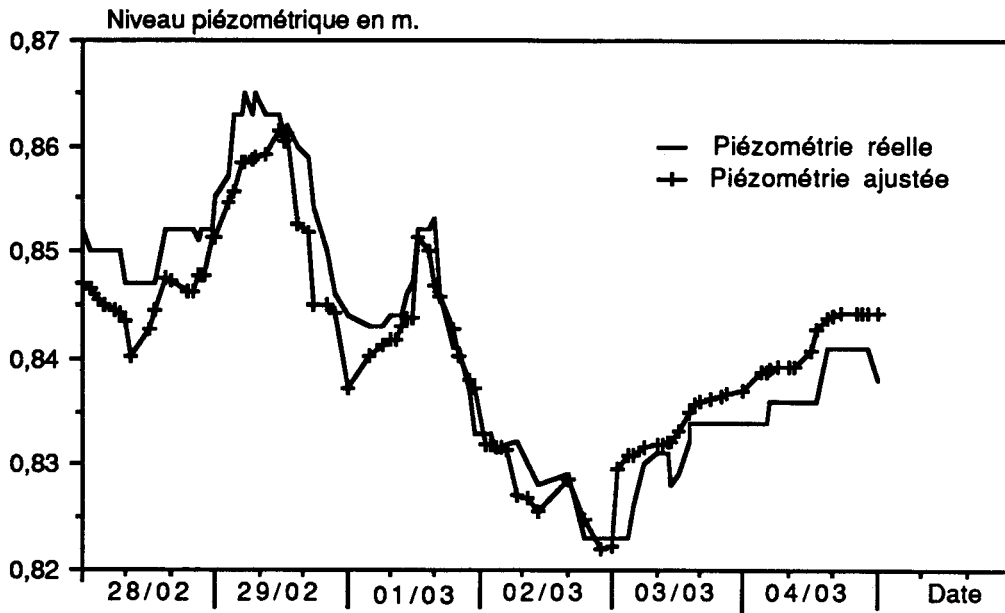


Fig. IV.20 : Comparaison entre la piézométrie réelle observée au P1 et celle ajustée, du 28/02/88 au 04/03/88.

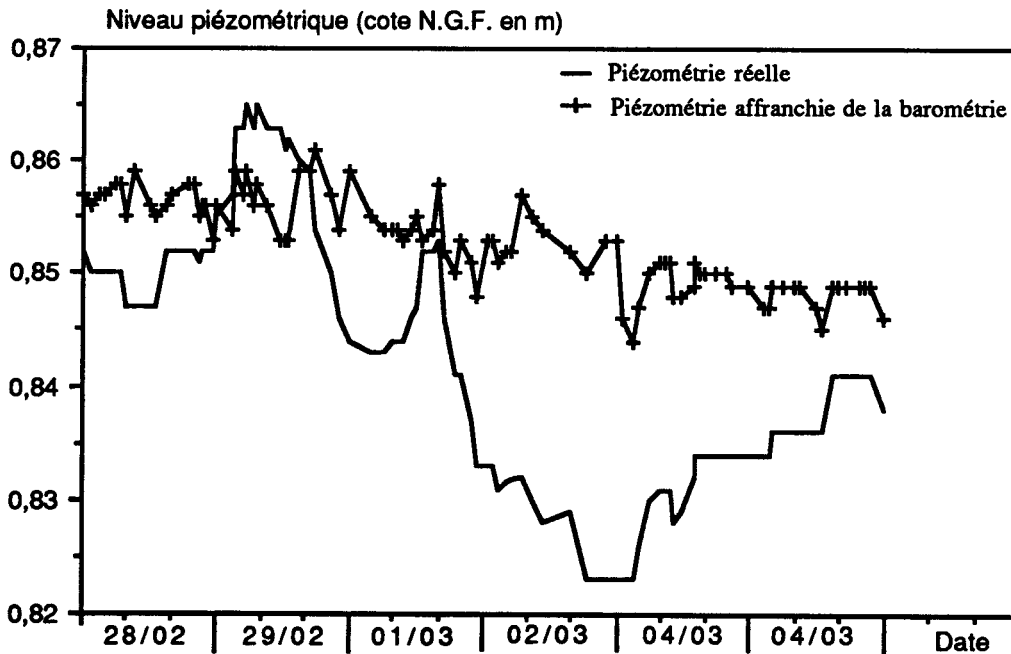


Fig. IV.21 : Comparaison entre la piézométrie réelle observée au P1 et celle affranchie de l'action barométrique, du 28/02/88 au 04/03/88.

IV.6.4 Influence des marées terrestres.

Lors de l'étude des tendances piézométriques de la nappe (cf. § IV.5), on a observé pendant la période d'étiage, de petites oscillations quotidiennes de l'ordre de 2 à 3 centimètres. Ceci pourrait être dû à l'influence de la marée méditerranéenne, mais compte tenu d'une part de la distance qui sépare la mer du site de Marsillargues, 9 kilomètres environ, et d'autre part de la

faible amplitude des marées marines, 40 centimètres en moyenne, cette influence doit être négligeable. Quash (1988) avait attribué ces petites fluctuations à l'influence des marées terrestres. En effet, lorsque la lune passe par son point culminant dans le ciel, elle exerce une force attractive maximale sur les terrains de couverture, diminuant ainsi la contrainte exercée sur le réservoir aquifère d'où une diminution de la pression de l'eau souterraine, qui se traduit par un niveau piézométrique bas. Sur la figure (IV.22), on observe une excellente corrélation entre les minima du niveau piézométrique et le passage de la lune à son altitude maximale. La force attractive de la lune est variable, car dépendante de sa position par rapport au soleil. Lors de la pleine lune la force attractive des deux astres agissent dans le même sens, elle est donc maximale et engendre des variations piézométrique importantes. Par contre lors du premier et du troisième quartier de lune, les forces agissent en sens opposés et les variations sont en conséquence relativement faibles. Le battement naturel résiduel (c'est-à-dire, après retrait de l'effet barométrique) de la nappe, observé sur le site (Fig. IV.22) est donc dû à la variation, en fonction du temps, de la force d'attraction exercée sur l'aquifère.

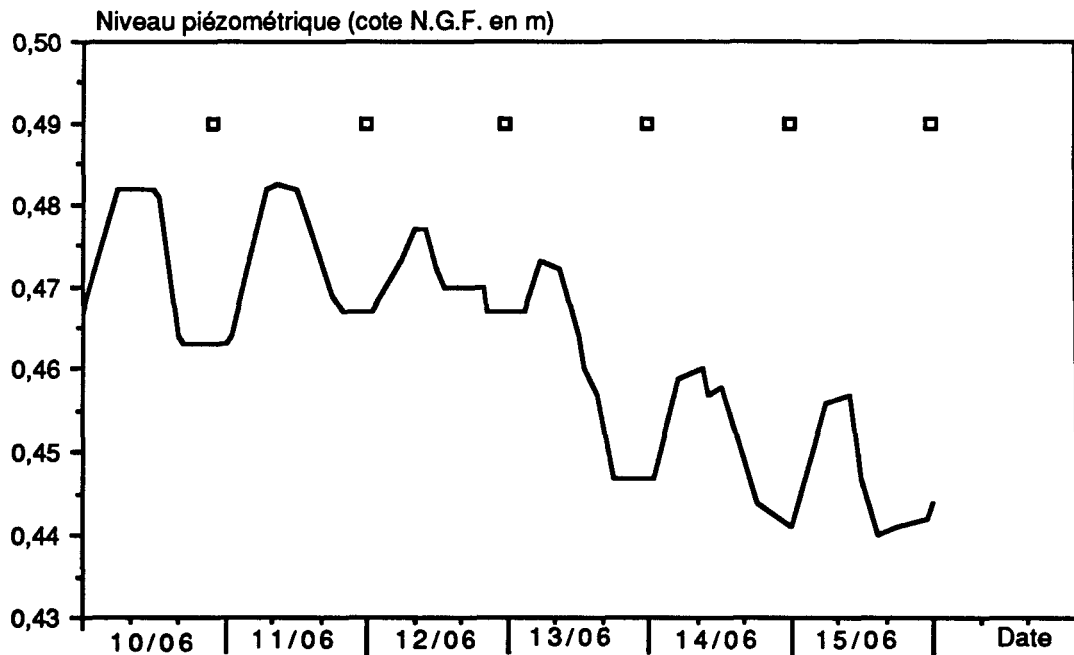


Fig. IV.22 : Piézométrie au P1, du 10/06/88 au 15/06/88, en fonction du passage de la Lune à son point culminant dans le ciel.

— Piézométrie.
□ Heure à laquelle la Lune est à son point culminant dans le ciel.

IV.6.5 Influence des pompages dans le voisinage du site.

Dans le but de déterminer le sens d'écoulement naturel de la nappe, qui est un préalable nécessaire pour réussir un traçage d'essai en écoulement naturel, des relevés piézométriques hebdomadaires ont été réalisés sur la site (Quash, 1988), du mois de janvier au mois de septembre 1988, dont les résultats sont les suivants :

- durant la période s'étalant du mois de janvier à la mi-juillet, l'écoulement de la nappe se fait vers l'Ouest ou le Sud-Ouest;
- de la mi-juillet au début août, on note une inversion progressive de l'écoulement;
- à partir du début août, l'écoulement est conforme à l'écoulement régional vers le Sud-Est;
- le gradient hydraulique moyen, sur cette période de l'année, est de l'ordre de 1,9 ‰, plus élevé que la moyenne régionale.

L'influence des pompages avoisinant le site a été mise en évidence au cours du pompage d'essai de juin 1989 (cf. § IV.3.5). Avant cet essai et pendant la période où les relevés piézométriques ont été effectués, un essai de reconstitution, des périodes de fonctionnement des pompages des agriculteurs, a été entrepris par Dussarat (1989) en analysant les limnigrammes piézométriques. Il en résulte que durant la période des relevés, la nappe était fortement perturbée, ce qui explique des changements localisés du sens d'écoulement.

En conclusion on peut dire que l'écoulement naturel de la nappe sous le site n'est pas ou peu perturbé entre les mois d'octobre et mai, alors que jusqu'au mois de septembre il est essentiellement influencé par les pompages environnants.

IV.7 CONCLUSION.

Les variations piézométriques de la nappe "villafranchienne" sont bien corrélées avec les précipitations de l'hiver. La réserve en eau du sol et la pluie efficace sont aussi assez bien corrélées, pour toute l'année, avec les variations des niveaux de la nappe. Le caractère semi-captif à captif de la nappe la rend très sensible, surtout en période d'étiage, à l'influence d'agents externes tels que la pression atmosphérique et les marées terrestres. La relation de la nappe avec le Vidourle n'est pas cernée avec précision, vu la grande échelle à laquelle l'étude a été menée. Par contre on peut affirmer que la nappe possède une aire d'alimentation qui ne correspond pas au Vidourle, puisque la crue de la rivière arrive avec un retard par rapport à celle de la nappe.

Chapitre V : TRAÇAGES EXPÉRIMENTEAUX SUR LE SITE DE MARSILLARGUES.

Dans le cas d'une pollution d'origine agricole, des eaux souterraines, une étude de contrôle du système agro-hydrogéologique s'impose. Elle consiste à développer une approche pour l'analyse et l'évaluation d'une alternative d'aménagement, dont le but est de se prémunir contre une telle pollution. Cette approche doit inclure des études dont l'objectif serait l'optimisation de la production agricole et les pratiques culturales, en tenant compte de la pollution des nappes, du climat, des conditions pédologiques et géologiques régionales. Les investigations doivent porter sur l'analyse de deux parties :

- Le système sol-plante (milieu non saturé), pour bien comprendre le devenir des intrants agricoles (engrais, eau) et de pouvoir ainsi les contrôler.
- La nappe souterraine (milieu saturé), pour déterminer les mécanismes de transfert du polluant potentiel et évaluer la vulnérabilité de l'aquifère.

V.1 TRANSFERT VERTICAUX EN MILIEU NON SATURÉ.

Deux approches doivent être considérées dans l'analyse du système sol-plante :

- Une approche agronomique, dont l'objectif est :
 - * l'étude de l'extension spatiale du processus de contamination en regard de l'occupation du sol et des pratiques culturales.
 - * la détermination de la capacité de contamination en s'appuyant sur un suivi des bilans d'eau et de soluté sous différents modes d'irrigation.
 - * l'étude de l'évolution dans le temps de cette contamination.
- Une approche hydrochimique, qui permettra de prendre des mesures préventives, après détermination des modalités de contamination de la nappe.

La pollution par les nitrates de l'aquifère "villafranchien" de la plaine de Mauguio-Lunel, a été attribuée aux activités agricoles (cf. §.III. 2.2.2). Dans le but de contrôler cette pollution dans le système sol-plante, les deux approches précédentes ont été adoptées. L'approche agronomique a été développée par l'E.N.G.R.E.F. (cf. § III. 2.2.2) et l'approche hydrochimique a été confiée à l'I.N.R.A. Cette dernière approche consiste en l'étude du transfert d'eau et de nitrates dans la zone non saturée. Son objectif est la prédiction des flux susceptibles d'atteindre la nappe souterraine. Elle est basée sur :

- une étude à l'échelle de la parcelle expérimentale de Marsillargues, des transferts eaux-solutés par traçage d'essai à l'iodure,
- des expériences de traçages en laboratoire, sur monolithes de sol non remanié, permettant d'une part d'étudier dans de très bonnes conditions certains phénomènes et d'autre part la validation d'un modèle mathématique,

- la comparaison des résultats de l'étude in situ avec les résultats de prédiction du modèle mathématique, pour pouvoir l'utiliser par la suite dans l'estimation des risques de lessivage de nitrates vers la nappe, sous différentes stratégies d'irrigation et de fertilisation.

Dans ce qui suit, nous allons présenter les résultats d'un traçage d'essai sur monolithe de sol, que nous avons effectué à la station Sciences du sol de l'I.N.R.A. d'Avignon, ainsi que les principales conclusions concernant les autres expérimentations de l'approche hydrochimique.

V.1.1 Traçage d'essai sur monolithe de sol.

Le but de l'expérience est d'estimer, d'une part la quantité globale de soluté restant dans le sol après passage de la solution de nitrates et d'autre part l'importance du mécanisme de désorption après circulation d'eau pure. Les résultats seront utilisés par la suite, pour valider le modèle de transfert de soluté dans un milieu fissuré, visant à optimiser l'apport d'engrais et l'irrigation.

Sur le plan minéralogique, les sols du Mas de Carrière (où sont prélevés les monolithes) contiennent des smectites gonflantes, qui sont pour une large part interstratifiées et renferment une quantité importante d'hydrates amorphes mal cristallisés (Bourlet, 1980). La présence de ces argiles engendre, suite à l'alternance d'humectation et de dessèchement, un processus de fragmentation du sol. L'apparition de cette fissuration ainsi que l'histoire du matériaux (contrainte mécanique, racines...) créent une porosité structurale, formant des voies de cheminements préférentielles d'eau et de soluté, où le transfert est surtout convectif mais auquel s'ajoute un transfert diffusif vers la matrice à travers la paroi des fissures.

L'analyse granulométrique du sol entre 0 et 2 mètres, suggère l'existence de trois couches (0-60, 60-120 et 120-190 cm).

Les expérimentations de traçage ont été conduites sur monolithes prélevés dans chacune de ces couches, dans le but de l'identification des comportements des différents horizons.

V.1.1.1 Mode expérimental.

Nous avons réalisé l'expérimentation sur un monolithe provenant de l'horizon 0-60. Les caractéristiques physiques de ce monolithe sont données dans le tableau V.1.

Côté (cm)	Hauteur (cm)	Densité apparente	Densité solide	Porosité totale
27	30	1.34	2.82	0.523
Porosité texturale	Porosité structurale	Volume poral total (cm ³)	Volume poral textural (cm ³)	Volume poral structural (cm ³)
0.362	0.163	11438	7924	3553.9

Tableau V.1 : Caractéristiques physiques du monolithe de sol du niveau 0-60 centimètres.

Après avoir ramené le monolithe de sol à la capacité de rétention, on apporte sur toute sa surface une solution de nitrate de potassium. L'apport est de type échelon et le débit est imposé à l'aide d'une pompe péristaltique. La solution est récupérée à la base du monolithe, suivant un pas de temps donné et la teneur en nitrate des échantillons est déterminée à l'électrode spécifique. Cette phase d'apport est suivie d'une phase de lessivage à l'eau distillée. Les conditions expérimentales sont données dans le tableau V.2.

Phase d'apport de nitrate (No₃K)

Date	M (mg)	V _i (l.)	C ₀ (mg/l)	Q (l/h)	q (cm/h)	U _s (cm/h)	U _t (cm/h)
7/11/88	2596.6	18.4	149.4	5.2	7.1	50.4	13.6

M: masse du traceur, V_i: volume de la solution apporté, Q: débit, q: vitesse de Darcy ($q=Q/S$), U_s: vitesse moyenne dans la porosité structurale ($U_s=q/N_s$), U_t: vitesse moyenne dans la porosité texturale ($U_t=q/N_t$), S: section du monolithe, N_s: porosité structurale, N_t: porosité texturale.

Phase de lessivage

Premier lessivage			Deuxième lessivage		
Date	V _i (l.)	Q (l/h)	Date	V _i (l.)	Q (l/h)
14/11/88	15.7	4.3	15/11/88	14.8	4.2

Tableau V.2 : Conditions expérimentales du traçage d'essai.
V_i: volume de d'eau apporté

V.1.1.2 Résultats et analyses.

- Courbe d'éluion.

La courbe d'éluion, exprimée en concentration relative en fonction du rapport de volume, V_e/V_{pt} est représentée sur la figure 5.1 (où V_e et V_{pt} désignent respectivement le volume de la solution éluee et le volume poral total du monolithe de sol).

Dans le cas théorique, pour des conditions d'injection en échelon d'un soluté à l'entrée d'un système, on obtient une courbe d'éluion en forme de "S", pratiquement symétrique par rapport au point (V_e/V_{pt} = 1, C/C₀ = 0,5). Ce point singulier indique que toute la phase aqueuse présente dans le milieu participe au transfert.

La courbe d'éluion qu'on a obtenue présente des différences par rapport au cas théorique. On observe une sortie précoce du soluté (Fig. V.1), pour V_e/V_{pt} =1 correspond un C/C₀ > 0,5, ce qui indique une circulation dans des chemins préférentiels.

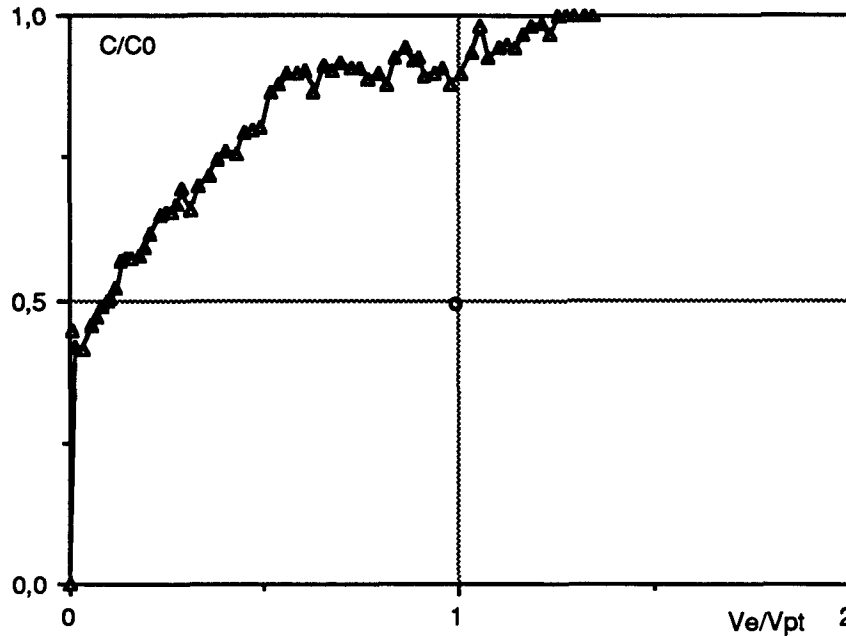


Fig. V.1 : Courbe d'élution du monolithe de sol de l'horizon 0-60 cm.

- Lessivage du monolithe de sol.

Les résultats des deux lessivages successifs réalisés sont représentés sur la figure V.2. La quantité de nitrate restée dans le sol, après apport est de 24%. Pour le premier lessivage la quantité restituée est très importante (91%), le nitrate collecté provient d'une part de celui présent dans l'eau libre circulant dans les fissures et d'autre part de celui ressorti de la microporosité par diffusion. Pour le deuxième lessivage la quantité restituée est moins importante, la mobilisation du nitrate ce fait essentiellement par diffusion. La quantité de nitrate retenue par le monolithe de sol à la fin des deux lessivages est de 4%.

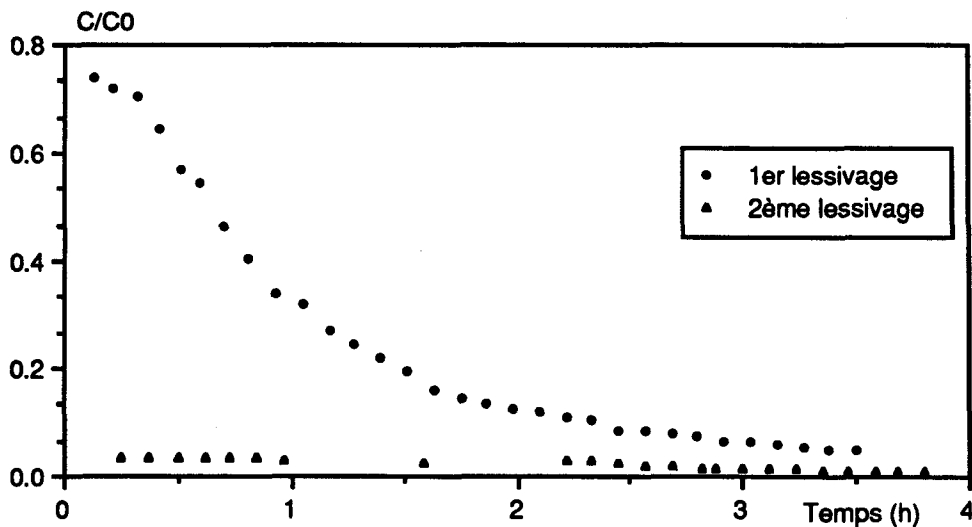


Fig. V.2 : Courbe de lessivage du monolithe de sol de l'horizon 0-60 cm.

V.1.1.3 Modélisation du traçage d'essai.

Le transfert de soluté peut être modélisé par un modèle en convection-dispersion, qui suppose que le soluté est transporté par convection et dispersé au fur et à mesure de sa circulation

dans le milieu. On a donc deux paramètres qui contrôlent son déplacement: la vitesse (u) et le coefficient de dispersion en milieu poreux (D). L'effet de dispersion est modélisé, dans le cas d'un écoulement monodimensionnel, par l'équation suivante :

$$D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - u \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial C}{\partial t}$$

On cherche à caler les paramètres D et u de façon à reproduire la courbe obtenue par le traçage d'essai. La figure V.3 présente la courbe calée et la courbe expérimentale. On constate que le modèle reproduit de façon satisfaisante la courbe d'éluion, mais avec un léger décalage en début d'expérience. Ce décalage est dû au fait que le monolithe n'est pas totalement saturé et que seulement une petite partie de la porosité est fonctionnelle. Il faut noter aussi que ce décalage peut être dû au fait que le modèle utilisé ne décrit pas bien le phénomène de transfert de masse dans le monolithe.

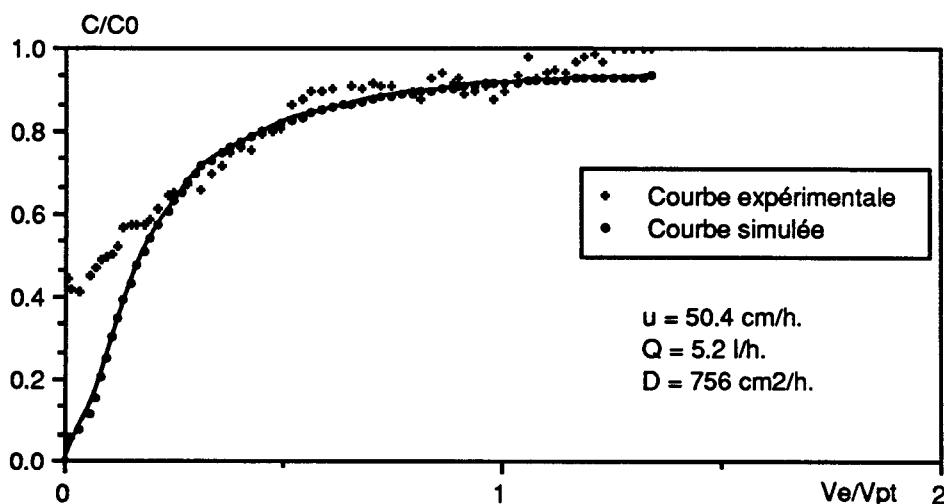


Fig. V.3 : Comparaison de la courbe d'éluion mesurée et simulée par le modèle de convection dispersion.

V.1.1.4 Autres traçages d'essai.

Des expérimentations ont été conduites sur des monolithes prélevés dans les trois niveaux du sol (de Cockborne & al., 1990). Dans chaque cas plusieurs débits ont été utilisés et chaque apport de nitrates a été suivi de phases de lessivages.

Pour le monolithe provenant du niveau 0-60 cm, on observe en fonction de débit, des sorties de soluté de plus en plus précoces, une montée de plus en plus rapide et un "tailing" (étalement long) à concentration de plus en plus élevée. Ceci montre que toute l'eau ne participe pas à l'écoulement (sortie précoce) et qu'il y a des phénomènes d'échanges de soluté entre la phase mobile et celle immobile (tailing). Ceci est un avantage pour retenir le soluté au moment de son application, mais il est aussi un inconvénient puisque le soluté retenu aura beaucoup de facilité à être repris par les apports d'eau ultérieurs. Concernant les niveaux 2 (60-120 cm) et 3 (120-190 cm) on observe des sorties extrêmement rapides, des montées brutales et des plateaux avec des pentes très faibles. Ce comportement est révélateur d'une très faible porosité fonctionnelle, une vitesse de transfert très élevée et une diffusion très lente.

V.1.2 Expérimentation de terrain.

Une zone de 45 m² a été délimitée pour cette étude. L'irrigation s'est faite sous frondaison au moyen d'asperseurs à une fréquence assez élevée. Le pulse d'iodure de Potassium a été appliqué à l'arrosoir pour assurer une bonne homogénéité de distribution. Les mesures ont porté sur les profils d'humidité volumétrique, les profils de potentiels matriciels (tensiométrie), les flux de sève dans les troncs d'arbres et les concentrations en iodure dans la solution du sol, extraite au moyen des bougies poreuses (de Cockborne & al., 1990).

Cette étude a montré que lors de l'irrigation les horizons de surface ne sont jamais complètement humectés, ce qui indique une perte d'eau vers la profondeur. Les bilans hydriques sont déficitaires et indiquent aussi qu'une quantité importante de l'eau apportée percole en profondeur. Etant données les caractéristiques de la porosité du milieu, on peut penser que la circulation de l'eau se fait de façon très rapide dans la porosité structurale (fissures). Une telle circulation de l'eau a des conséquences importantes sur le transfert du soluté qui, stocké dans la porosité texturale, sera progressivement repris par l'écoulement et entraîné en profondeur.

V.1.3 Modélisation du système global.

Le modèle développé (Lafolie, 1988) repose sur le couplage des transferts d'eau et du soluté, en prenant en compte l'absorption racinaire. L'objectif est de voir dans quelle mesure les résultats expérimentaux peuvent être reproduits à l'aide de ce modèle et de l'utiliser par la suite pour estimer les risques de lessivage de nitrates vers la nappe et tester ainsi les stratégies d'irrigation et de fertilisation.

La modélisation de la circulation de l'eau est basée sur l'équation de Richards, à laquelle est ajoutée un terme puits destiné à modéliser l'absorption racinaire. Le modèle de transfert de soluté, considère que la phase aqueuse se décompose en deux phases, une mobile et l'autre immobile, échangeant du soluté. Ceci est typiquement le cas d'un milieu dans lequel seule l'eau contenue dans la porosité structurale se déplace, alors que celle contenue dans la porosité texturale est quasiment immobile. Un terme puits peut être ajouté au modèle, pouvant rendre compte des prélèvements d'azote par la plante.

Les résultats de simulation (de Cockborne & al., 1990) des profils de teneur en eau, sont globalement en assez bon accord avec ceux mesurés in situ. L'humidité dans les premiers horizons semble en général être surestimée, alors que l'évolution dans les horizons profonds est mieux restituée. Le modèle prévoit un drainage très rapide au delà de 2 mètres de profondeur. La simulation des profils de concentrations en iodure, montre un approfondissement du pic de soluté et surtout une dispersion très grande du pulse initial. L'horizon de surface se comporte comme une source libérant progressivement du soluté au fil des irrigations. Les profils de concentration sont comparables à ceux simulés par le modèle, qui prévoit une percolation au delà de 2 mètres de profondeur.

Il semble que globalement le fonctionnement du sol vis-à-vis du transport de soluté soit assez bien simulé par le modèle, même si l'intensité des phénomènes paraît mal restituée.

V.2 TRANSFERT HORIZONTALS EN MILIEU SATURE.

La prévision de la propagation d'une éventuelle pollution dans une nappe d'eau souterraine est directement subordonnée à la connaissance des vitesses effectives d'écoulement et des propriétés hydrodispersives (dispersivité et porosité cinématique) des terrains. L'acquisition de ces paramètres à l'échelle d'une nappe ne peut se faire qu'à partir d'expérimentation de traçage in situ (cf. §.I.3).

V.2.1 Traçage d'essai en écoulement naturel.

Il s'agit d'injecter dans la nappe une solution aqueuse de traceur, en la laissant progresser sous l'effet de sa propre vitesse et d'en repérer le passage au moyen de piézomètres, puis d'interpréter les courbes concentration - temps obtenues en chaque point d'observation.

V.2.1.1 Conditions expérimentales.

a - Injection des traceurs.

Les états piézométriques de la nappe villafranchienne, dressés à différentes périodes, avant la réalisation du traçage, indiquent que l'écoulement naturel se fait en général du Nord-Est vers le Sud-Ouest mais présente des variations très fréquentes.

Tenant compte du sens d'écoulement présumé, nous avons choisi comme points d'injection les piézomètres P₇ et P₈ situés à l'amont de l'écoulement à travers la parcelle expérimentale (champ des forages piézométriques profonds, Fig. V.4). Avant injection du traceur, on s'est assuré que les piézomètres n'étaient pas colmatés et on les a nettoyés au moyen d'un court pompage.

Le 9 juillet 1988 à 19h24, 2000 grammes de Rhodamine WT, en solution dans 20 litres d'eau, ont été injectés au piézomètre P₇. Le même jour à 18h40, 2000 grammes d'Uranine, en solution dans 20 litres d'eau, ont été injectés au piézomètre P₈, à l'aide d'un tube P.V.C. pour éviter une déperdition annulaire en zone non saturée. Dans les deux cas, l'injection a duré 2 minutes environ et a été suivie d'une chasse de 200 litres d'eau. Compte tenu du temps de transfert de plusieurs heures entre les deux piézomètres d'injection et les points d'échantillonnage, chaque fonction d'entrée a été supposée assimilable à un signal de Dirac.

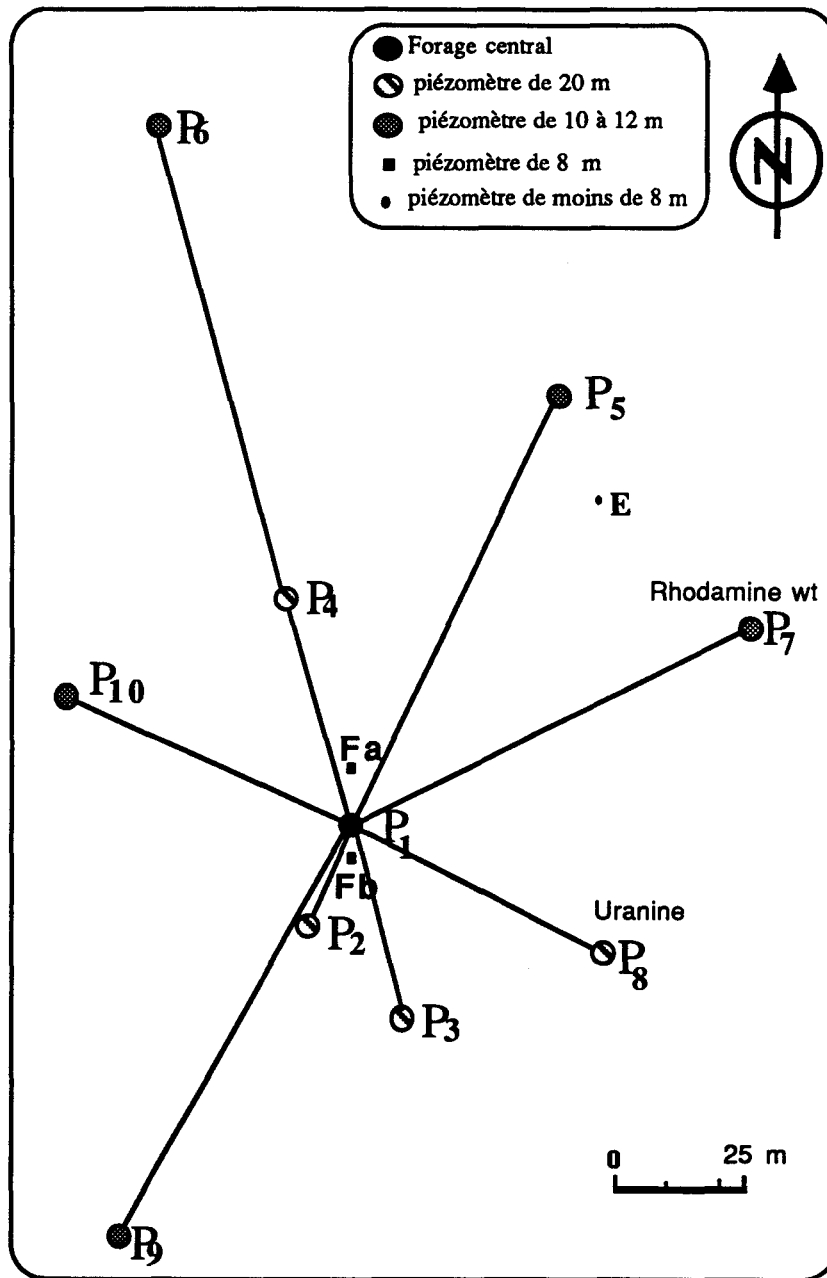


Fig. V.4 : Multitraçage en écoulement naturel sur le site expérimental du C.E.H.M. de Marsillargues (Hérault) Juillet à Novembre 1988.

b - Points d'échantillonnage.

Il convient, bien entendu, de choisir comme points d'échantillonnage, les piézomètres situés en aval écoulement des piézomètres d'injection. La profondeur de ces piézomètres doit être égale ou supérieure à celle des piézomètres d'injection de façon à pouvoir récupérer le traceur, qui en raison de la concentration initiale, présente une densité supérieure à celle de l'eau et aura donc tendance à circuler en profondeur. Nous avons choisi pour cela les piézomètres P₁, P₂ et P₃ sur la figure V.5, est représenté le dispositif d'entrée sortie du système traçage).

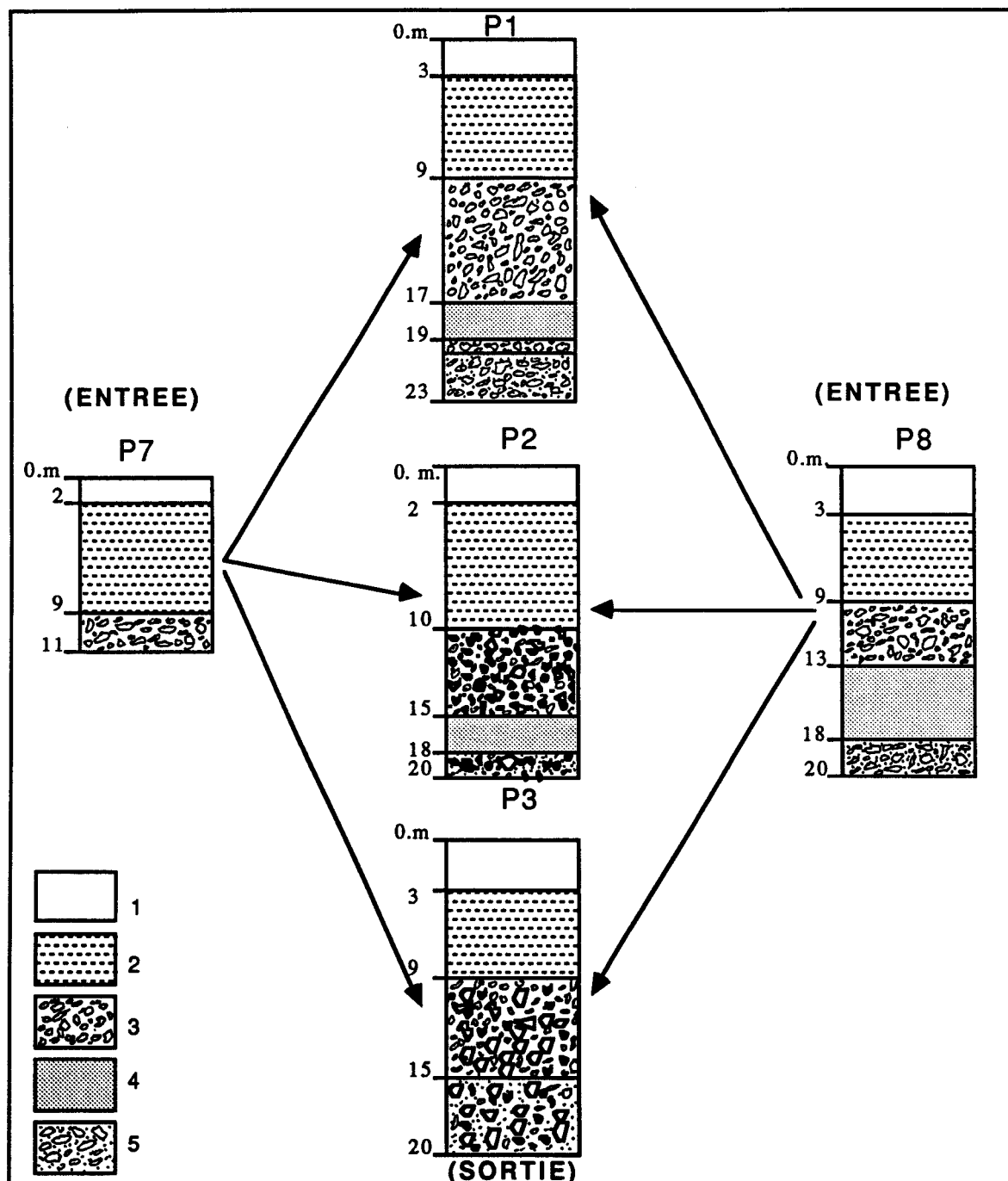


Fig. V.5 : Coupe lithologique des ouvrages du dispositif entrée/sortie du système traçage.

1: limon de surface, 2: argile sableuse, 3: graviers et galets, 4: sable, 5: graviers, galets et sables.

Il est à noter que la direction d'écoulement ne coïncide jamais exactement avec l'axe du dispositif d'injection et de prélèvement et que cette direction d'écoulement reste aléatoire et difficile à préciser par suite du faible gradient hydraulique. En raison de l'hétérogénéité de

l'aquifère, ces changements de direction dans l'écoulement de la nappe induisent aussi des variations dans les cheminements des traceurs.

Les prélèvements d'échantillons d'eau ont été effectués au moyen d'un préleveur à clapet, deux fois par jour pendant trois mois (Juillet, Août et Septembre). L'analyse des concentrations en traceur des échantillons d'eau prélevés est effectuée à l'aide d'un fluorimètre, avec une précision de mesure de 5 µg/l.

V.2.1.2 Résultats et analyses.

Les courbes de restitution de l'Uranine aux piézomètres P₁ (Fig. V.6), P₂ (Fig.V.7), P₃ (Fig. V.8) sont particulièrement irrégulières, présentant une série de pics, qui pourraient correspondre à la superposition de plusieurs cheminements distincts du traceur. Il sont vraisemblablement la marque des hétérogénéités de stratification qui pourraient être à l'origine du cheminement du traceur avec des vitesses différentes et donc des temps de transfert très variables selon les strates. Cette variabilité de concentration en traceur peut aussi avoir comme origine la variation de direction d'écoulement et du débit de la nappe, effectivement observée sur le site, et donc des changements de strate de propagation du traceur avec des débits et des concentrations variables.

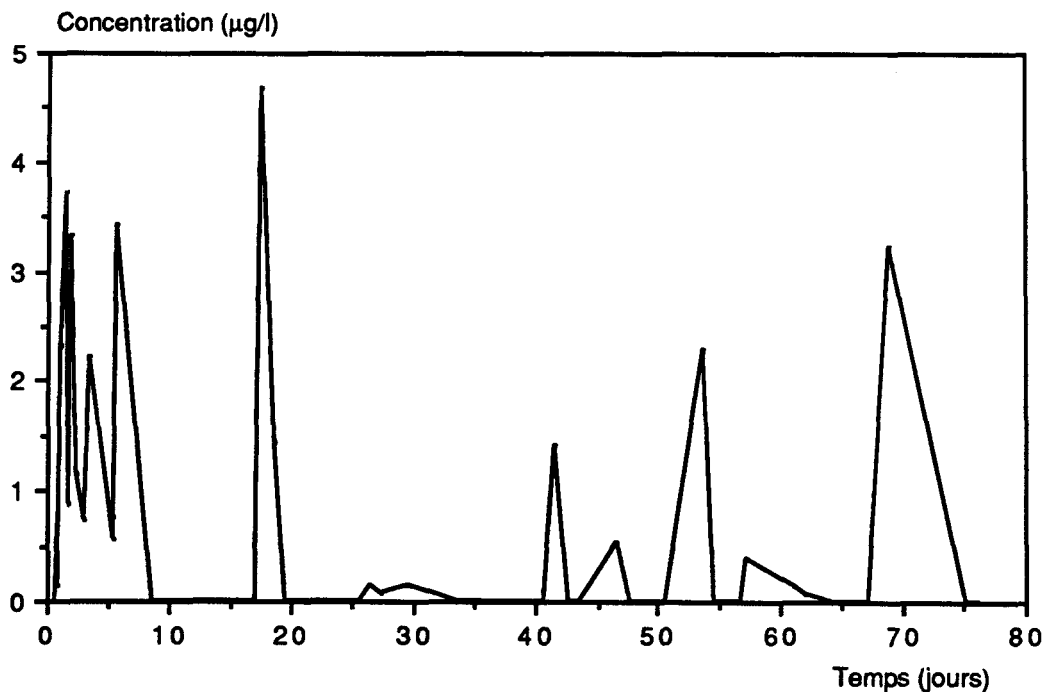


Fig. V.6 : Courbe de restitution au P1 de l'Uranine injectée dans le P8 (écoulement naturel).

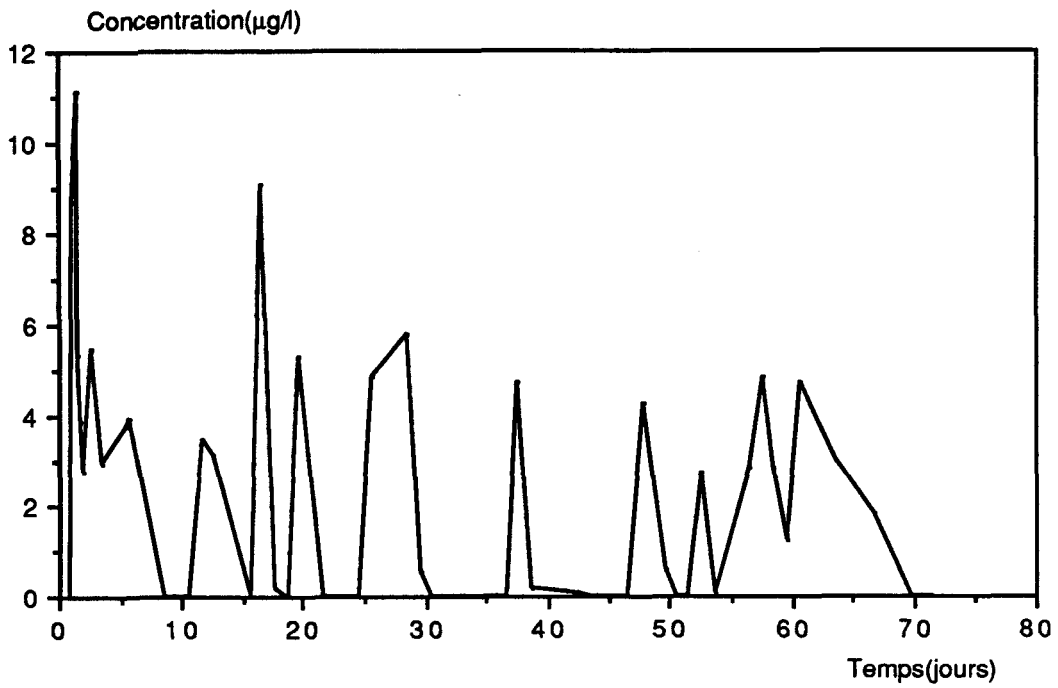


Fig. V.7 : Courbe de restitution au P2 de l'Uranine injectée dans le P8 (écoulement naturel).

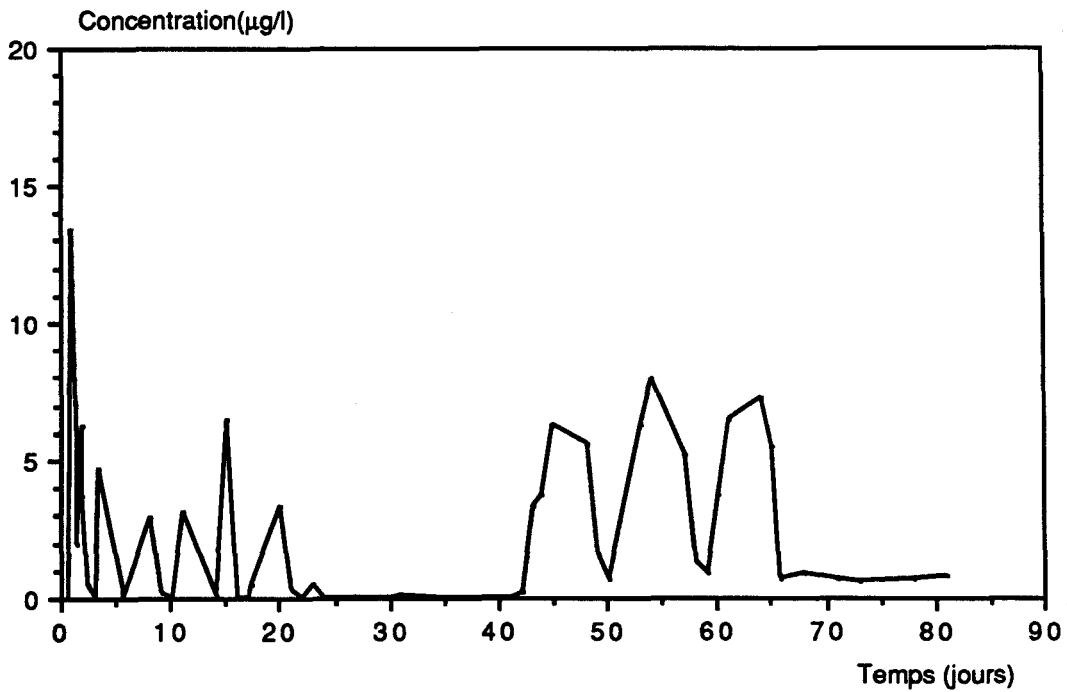


Fig. V.8 : Courbe de restitution au P3 de l'Uranine injectée dans le P8 (écoulement naturel).

Dans chacun des trois piézomètres (P1, P2, & P3) les concentrations mesurées restent très faibles (inférieures à 14 $\mu\text{g/l}$). Cela peut être dû à une rétention en amont ou à un mauvais emplacement des piézomètres d'observation par rapport à l'axe du transfert massique du traceur. Un pompage réalisé en novembre 1988, soit quatre mois plus tard, dans le piézomètre P8 ayant servi à l'injection, a restitué une eau encore très chargée en Uranine. Ce défaut d'entraînement pourrait être dû à la présence d'une lentille argilo-sableuse à proximité du P8, comme le montrent les corrélations géologiques entre forages (Fig. IV.3), à moins qu'il ne s'agisse d'un blocage en fond de chenal à la base de l'aquifère. Une adsorption sur la fraction argileuse reste également probable, pouvant expliquer un faible taux de restitution, sans pouvoir cependant expliquer le maintien d'une forte concentration dans l'eau avoisinant le piézomètre d'injection.

Les courbes de restitution de la Rhodamine aux piézomètres P₁ (Fig. V.9), P₂ (Fig. V.10) et P₃ (Fig. V.11) montrent comme pour l'Uranine une oscillation des mesures de concentrations. Cette variabilité est à mettre en relation avec hétérogénéité de l'aquifère et la variation de la direction d'écoulement de la nappe. Les réponses aux P₁ et P₃ sont néanmoins beaucoup plus homogènes et les concentrations mesurées au P₁ sont supérieures d'un ordre de grandeur (maximum de 250 $\mu\text{g/l}$).

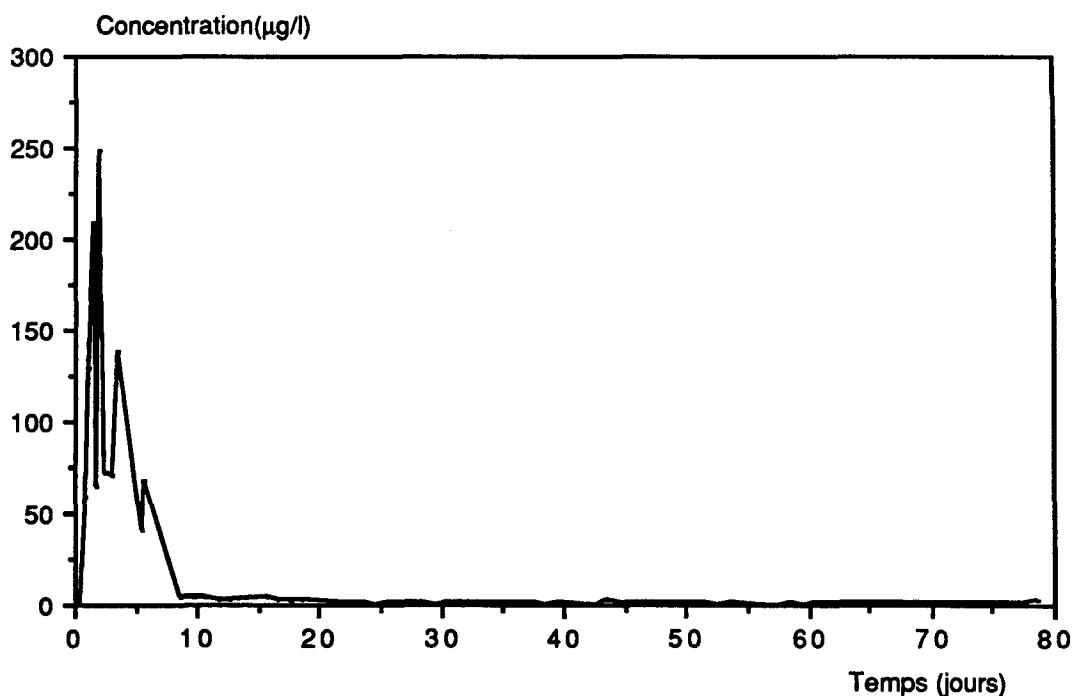


Fig. V.9 : Courbe de restitution au P1 de la Rhodamine wt injectée dans le P7 (écoulement naturel).

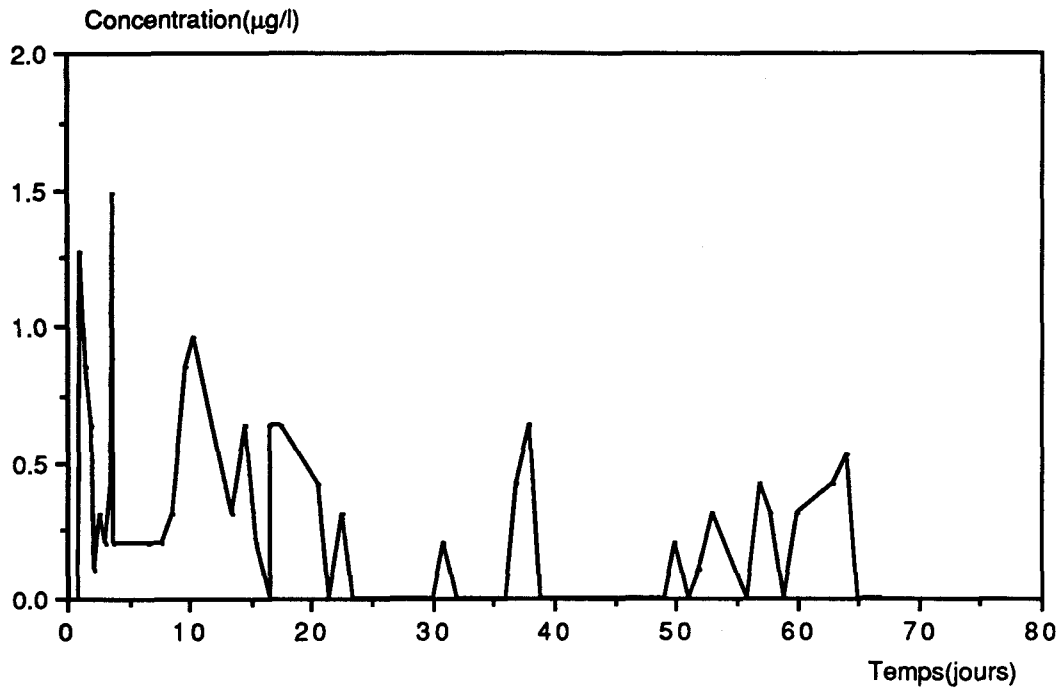


Fig. V.10 : Courbe de restitution au P2 de la Rhodamine wt injectée dans le P7 (écoulement naturel).

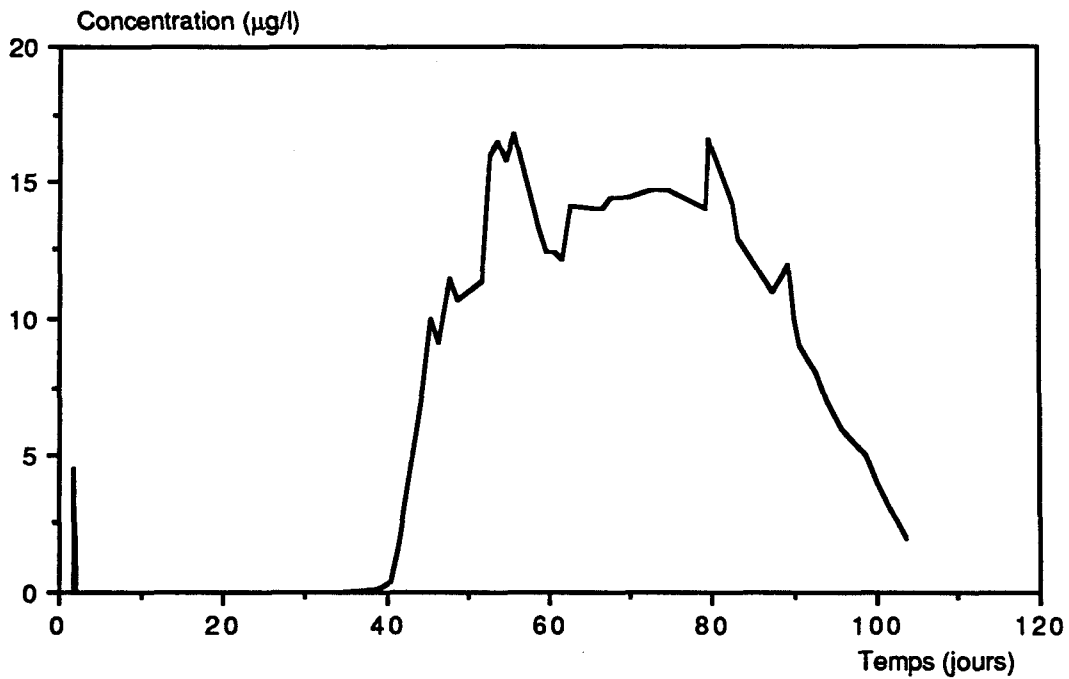


Fig. V.11 : Courbe de restitution au P3 de la Rhodamine wt injectée dans le P7 (écoulement naturel).

Les vitesses d'apparition du traceur ou vitesses maximales de transfert convectif (Tableau V.3) sont considérables pour un aquifère poreux : de 2 à près de 5 m/h. Elles sont maximales dans les directions voisines P7-P1 et P7-P2. En ce qui concerne l'amplitude des concentrations correspondant à ces premières arrivées, la relation P7-P1 est largement confirmée, mais la relation

P8-P3 apparaît également comme privilégiée. Ce qui conduit à une orientation préférentielle de l'écoulement dans le sens ENE-WSW, conforme du reste à la piézométrie relevée le 3.2.1988.

piézomètre d'injection	piézomètre de prélèvement	distance (m)	Orientation de l'axe du traçage	ta (h)	Va (m/h)	C (µg/l)
7	1	85.25	ENE-WSW	19h20	4.41	58.8
	2	101.2	ENE-WSW	26h00	3.89	1.28
	3	101.4	NE-SW	38h00	2.26	4.48
8	1	52.15	ESE-WNW	26h24	1.98	2.34
	2	61.6	E-W	25h45	2.39	8.70
	3	55.36	ENE-WSW	26h33	2.09	13.45

Tableau V.3 : Principales caractéristiques des traçages d'essai en écoulement naturel.

d: distance entre le point d'injection et le point de prélèvement en mètres.

ta: temps de la première détection du traceur en heures.

Va: vitesse apparente correspondant à la première détection du traceur en mètres par heures.

C : concentration en traceur de la première détection en microgrammes par litres.

V.2.2 Traçage d'essai en écoulement radial convergent.

Ce traçage en écoulement radial convergent, mais probablement non axisymétrique compte tenu de l'anisotropie horizontale de l'aquifère, est réalisé grâce à un pompage continu à débit constant (sortie du système), tandis que le traceur est injecté dans un piézomètre latéral à une distance suffisante du puits de pompage pour que les mesures soient les plus représentatives possibles de l'aquifère, sur toute son épaisseur et dans la direction concernée (cf. §. I.3.2.1.2).

V.2.2.1 Conditions expérimentales.

A - Régime d'écoulement.

Le pompage est effectué sur le forage central (P1) selon un débit aussi régulier et constant que possible, dont la valeur moyenne fut de 76,6 m³/h, mesuré à l'aide d'un compteur volumétrique placé sur la conduite de refoulement. L'eau pompée était évacuée à environ 150 mètres du forage central pour éviter une éventuelle infiltration, dans la nappe, de l'eau pompée marquée par le traceur. Un tel pompage entraîne un rabattement progressif de la nappe, jusqu'à obtention éventuelle d'une stabilisation, en fonction des possibilités de réalimentation. Afin que cette variation ne soit pas trop sensible, l'injection des traceurs a été effectuée vingt quatre heures après le début du pompage (en régime effectivement stabilisé, comme l'a montré le suivi de l'évolution des rabattements).

B - Modalité d'injection des traceurs.

Trois traceurs (Uranine, Rhodamine wt et Iodure de sodium) ont été utilisés pour permettre un multitraçage (traçages simultanés, dans trois directions différentes). Chacun de ces

traceurs a été injecté en solution dans un piézomètre différent (Fig. V.12). La technique de l'injection était celle de " l'injection brève suivie d'une chasse d'eau " :

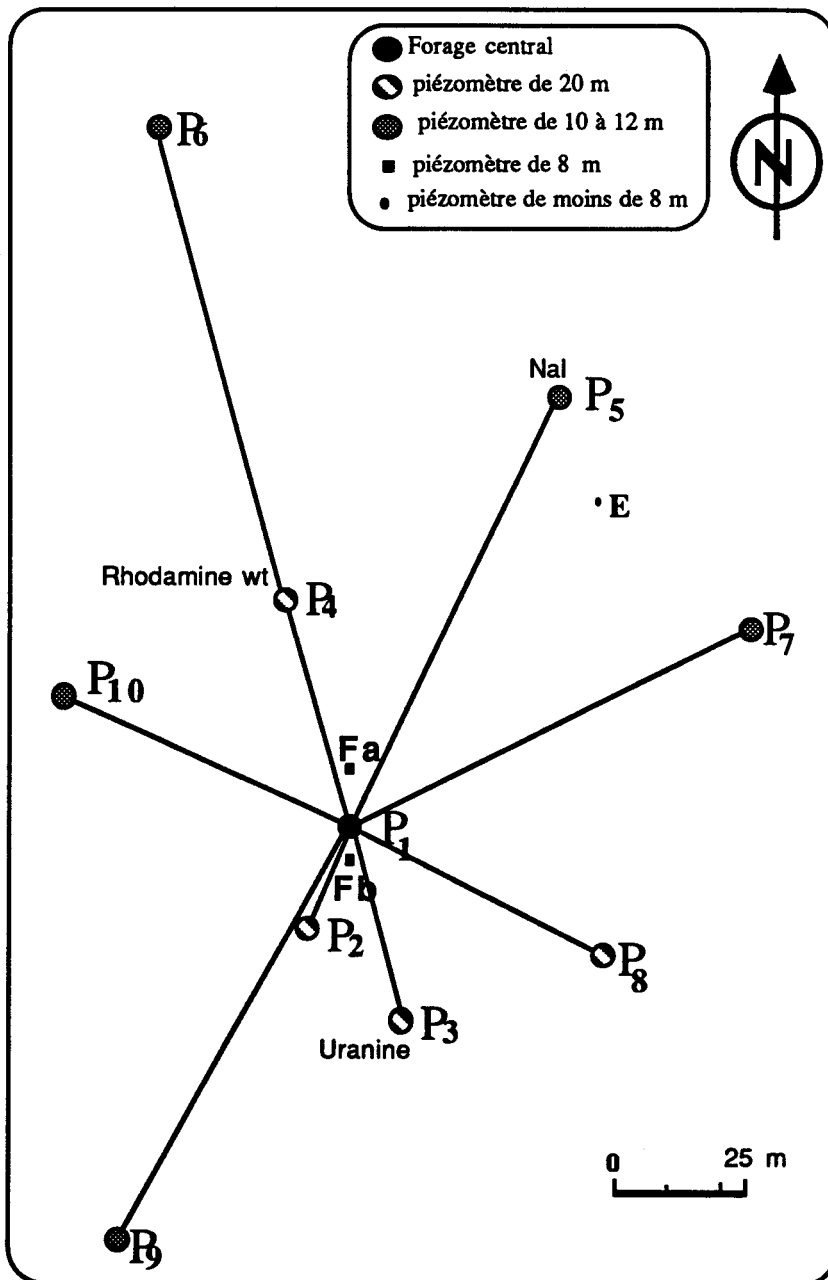


Fig. V.12 : Multitraçage en écoulement convergent sur le site expérimental du C.E.H.M. de Marsillargues (Hérault) Juin 1989.

- Au piézomètre P₃, injection le 16/06/89 à 12 h 31 minutes de 1000 grammes d'Uranine dissous dans 20 litres d'eau, suivie d'une chasse de 200 litres d'eau pure. La durée de l'injection était de 56 secondes et celle de la chasse de 4 minutes 47 secondes.

- Au piézomètre P₄, injection le 16/06/89 à 11h 50 minutes de 1500 grammes de Rhodamine wt dissous dans 20 litres d'eau, suivie d'une chasse de 200 litres d'eau pure. La durée de l'injection était de 55 secondes et celle de la chasse de 5 minutes.

- Au piézomètre P₅, injection le 16/06/89 à 11 h 20 minutes de 5000 grammes d'Iodure de sodium dissous dans 20 litres d'eau, suivie d'une chasse de 200 litres d'eau pure. La durée de l'injection était de 1 minute 3 secondes et celle de la chasse de 4 minutes 10 secondes.

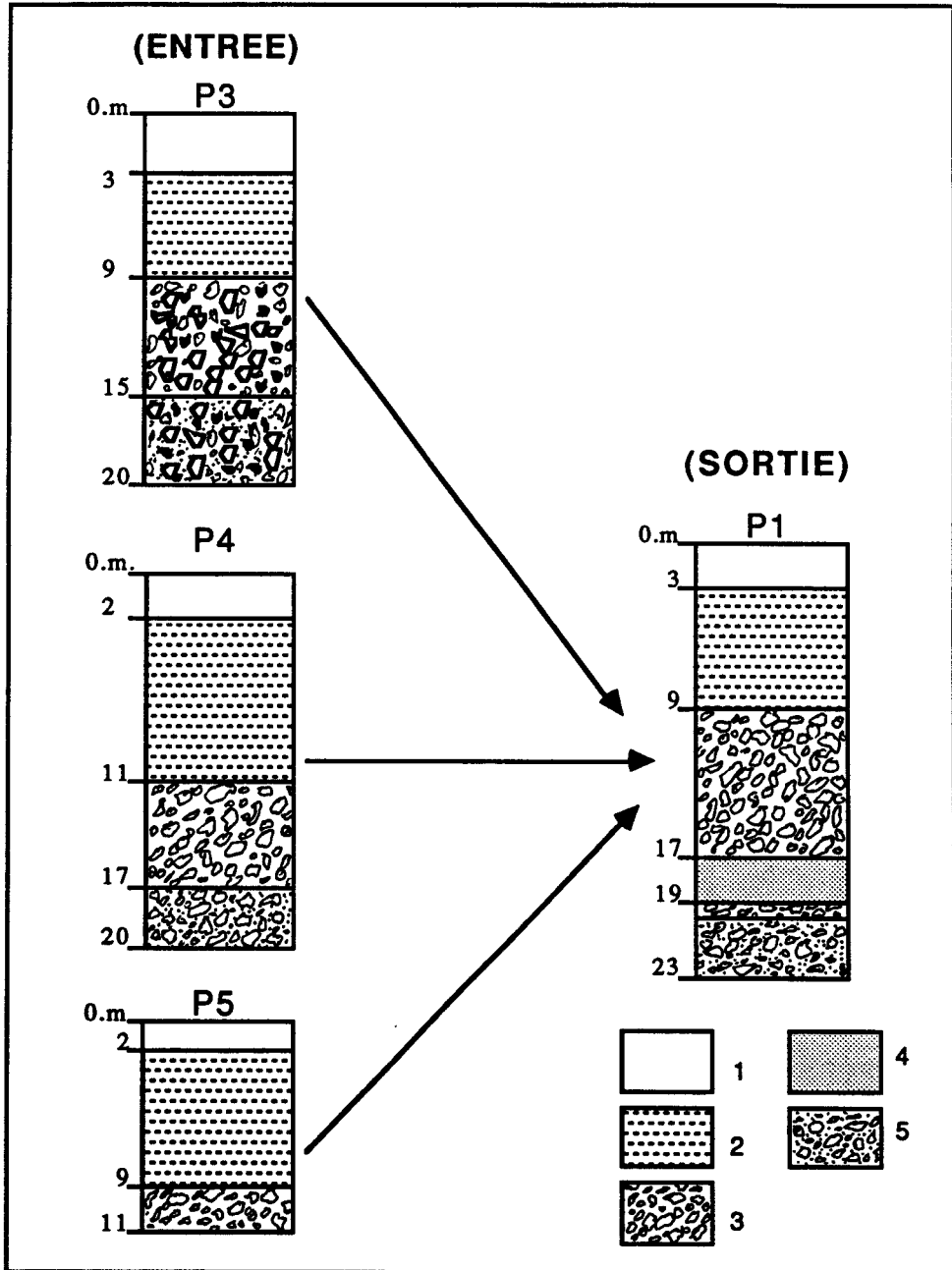


Fig. V.13 : Coupes lithologiques du dispositif d'entrée/sortie du système traçage.

1: limon de surface, 2: argile sableuse, 3: graviers et galets, 4:sable, 5: graviers, galets et sables.

C - Echantillonnage.

les prélèvements d'échantillons d'eau, en vue du dosage en traceur, ont été effectués d'une part dans le forage central (P₁) et d'autre part dans les piézomètres d'injection. La figure V.13, présente les "logs" des deux ouvrages (entrée-sortie) du système-traçage. Les prélèvements au forage central ont été effectués dans un bac en dérivation de la conduite de refoulement, au moyen d'un préleveur-échantillonneur automatique programmable. Les prélèvements dans les piézomètres d'injection ont été effectués manuellement au milieu de la crépine, à l'aide d'un préleveur à clapet.

V.2.2.2 Résultats et analyses.

A - Fonction d'entrée dans les piézomètres d'injection.

L'évolution de la concentration en fonction du temps, dans les piézomètres d'injection est représentée sur la figure V.14, pour le P3 et la figure V.15, pour le P4. On observe sur ces deux courbes, que la concentration augmente au début pour atteindre un pic; ceci est expliqué par une dilution de la concentration avec l'eau de la chasse, puis on assiste à un retour du traceur. Ensuite la concentration diminue progressivement, puis augmente à environ cent heures après l'injection. Cette augmentation de la concentration, correspond à un retour de traceur aux piézomètres d'injection, qui est consécutive vraisemblablement à une inversion du gradient de l'écoulement naturel qui se superpose à l'écoulement convergent. Cette inversion du gradient serait due à l'arrêt des pompages dans les environs du site (cf. §. IV.3.5), qui a provoqué la remontée du niveau piézométrique, à partir du 17 juin, durant la période de traçage

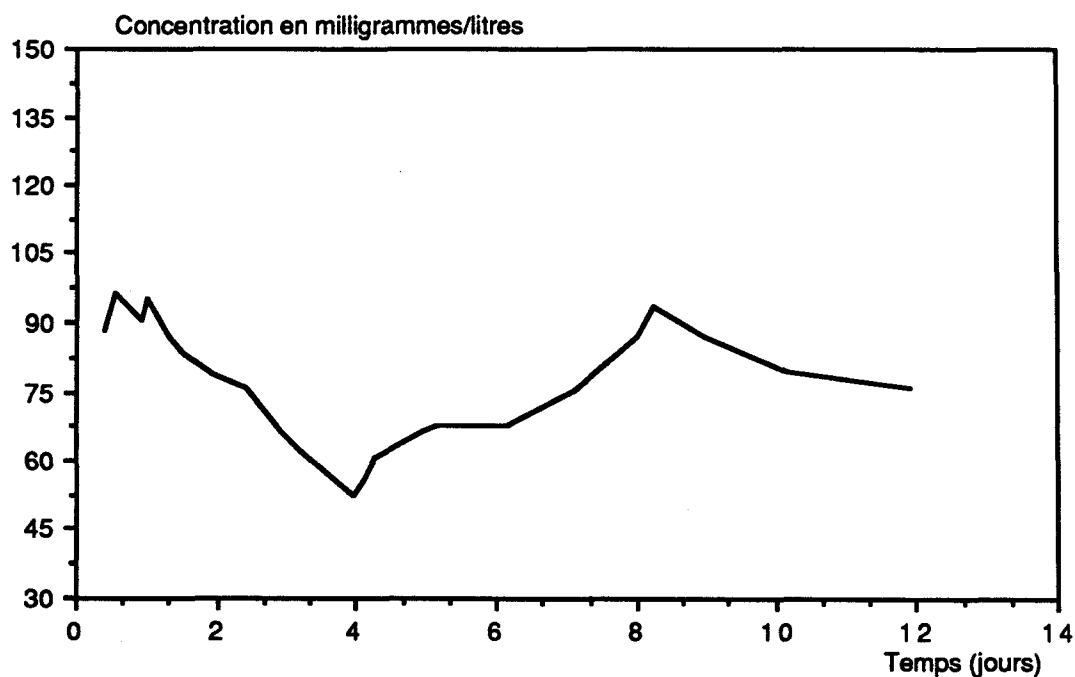


Fig. V.14 : Evolution de la concentration en Uranine dans le piézomètre d'injection P3 (pompage en P1).

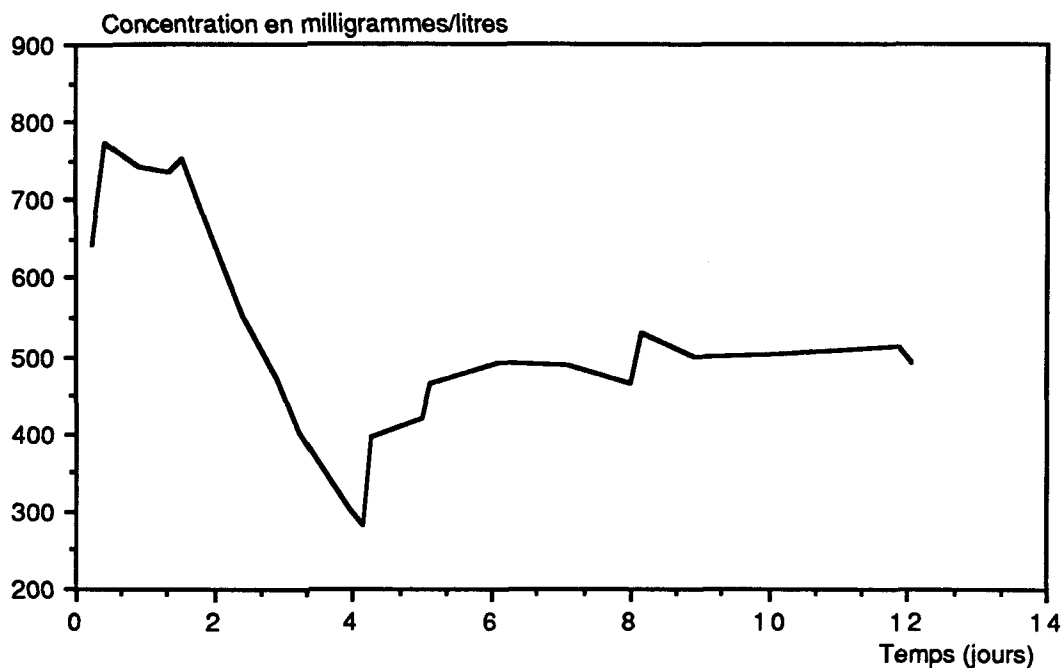


Fig. V.15 : Evolution de la concentration en Rhodamine wt dans le piézomètre d'injection P4 (pompage en P1).

B - Courbe de restitution au forage central (P1).

- Traçage P3 - P1.

La courbe de restitution (Fig. V.16) est assez irrégulière, présentant une série de pics, dont l'un est nettement plus accusé. La vitesse d'arrivée est de 23,4 m/h et la vitesse modale (correspondant à la concentration maximale obtenue) est d'environ 0,18 m/h.

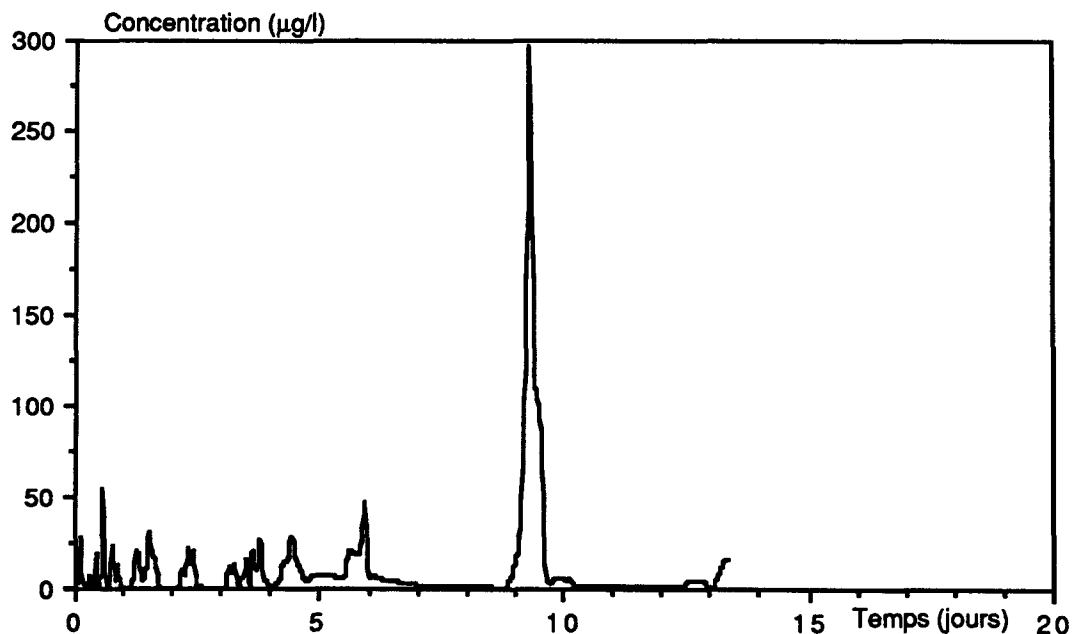


Fig. V.16 : Courbe de restitution en pompage (P1) de l'Uranine injectée dans le P3.

- Traçage P4 - P1.

La courbe de restitution (Fig. V.17) est aussi assez irrégulière avec une série de pics mais avec des concentrations beaucoup plus faibles que pour le traçage précédent. La vitesse d'arrivée du traceur est d'environ 12 m/h et la vitesse modale est de 0,2 m/h.

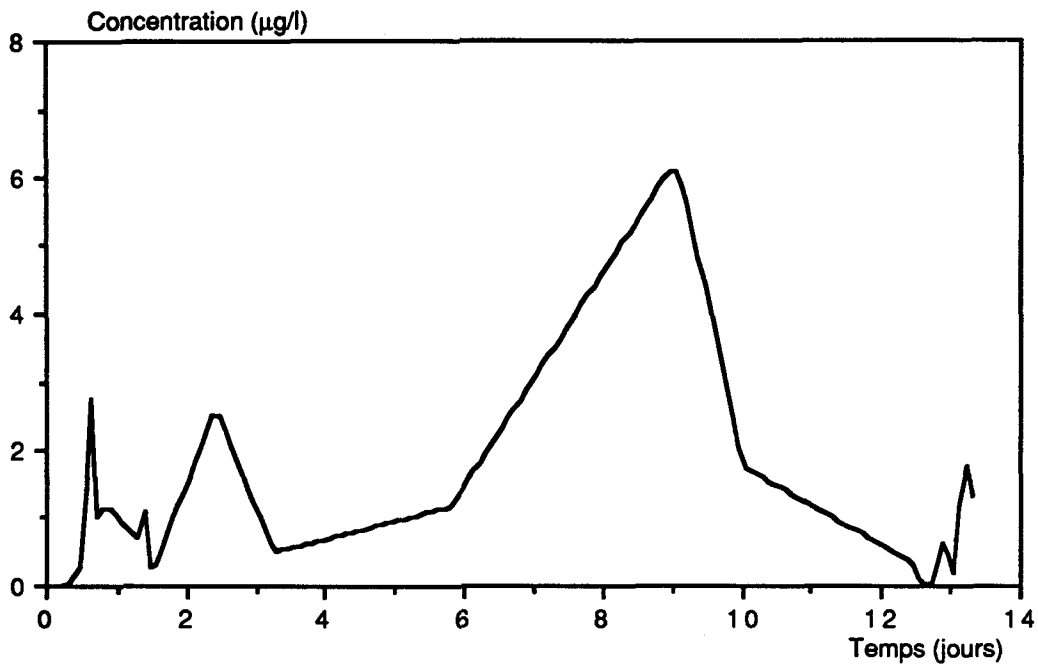


Fig. V.17 : Courbe de restitution en pompage (P1) de la Rhodamine wt injectée dans le P4.
- Traçage P5 - P1.

La courbe de restitution selon cette direction (Fig. V.18) montre comme précédemment une évolution irrégulière de la concentration en fonction du temps, avec un seul pic assez important. La vitesse d'arrivée du traceur est d'environ 17 m/h et la vitesse modale est de 0,37 m/h.

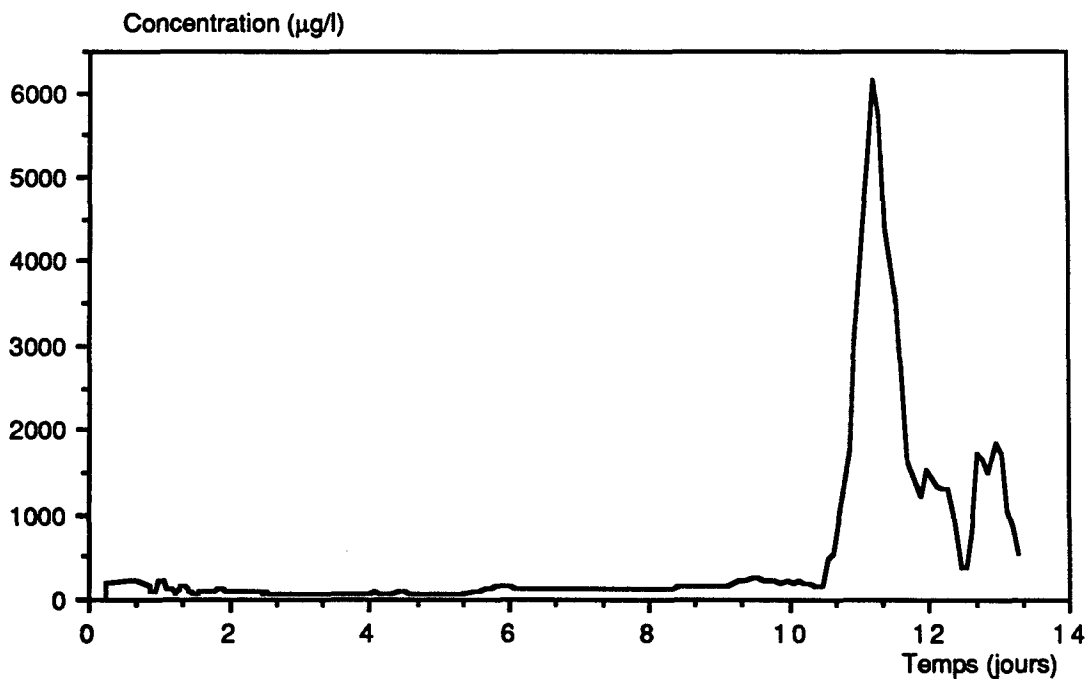


Fig. V.18 : Courbe de restitution en pompage (P1) de NaI injectée dans le P5.

Les courbes de restitution obtenues au point de pompage (forage P1) traduisent l'hétérogénéité du milieu aquifère stratifié : les vitesses effectives sont très différentes d'une couche à l'autre, provoquant des séries de pics, certains jouant un rôle primordial dans le transfert de masse (pics principaux). Cette hétérogénéité joue également directionnellement

semble-t-il, les vitesses maximales et modales (de la strate la plus conductrice relativement à la masse) variant du simple au double (Tableau V.4).

Lieu d'injection	Lieu de prélèvement	Distance (m)	Orientation de l'axe traçage	Va (m/h)	Vm (m/h)	Taux de restitution (%)
P3	P1	40.5	SSE-NNW	23.4	0.18	25.8
P4	P1	45	NNW-SSE	12	0.2	3
P5	P1	100.75	NW-SE	17	0.37	80

Tableau V.4 : Caractéristiques générales des traçages d'essai en convergent. (Va: vitesse d'arrivée du traceur, Vm: vitesse modale).

Plus surprenante est par contre la différence des taux de restitution : 80% pour la distance de traçage la plus longue (P5 - P1), 26% pour la plus courte (P3 - P1) et seulement 3% pour la distance intermédiaire (P4 - P1). La faiblesse de ces dernières valeurs pourrait être due, soit :

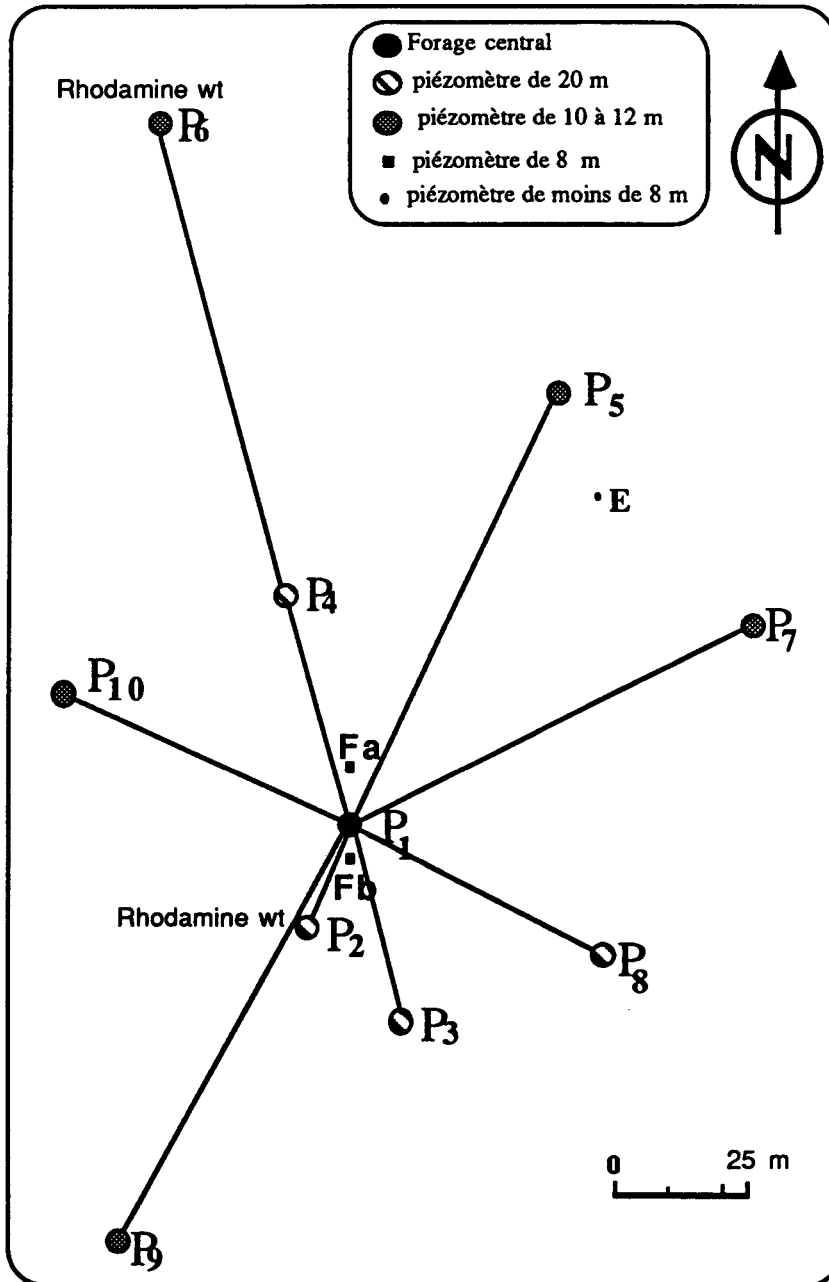
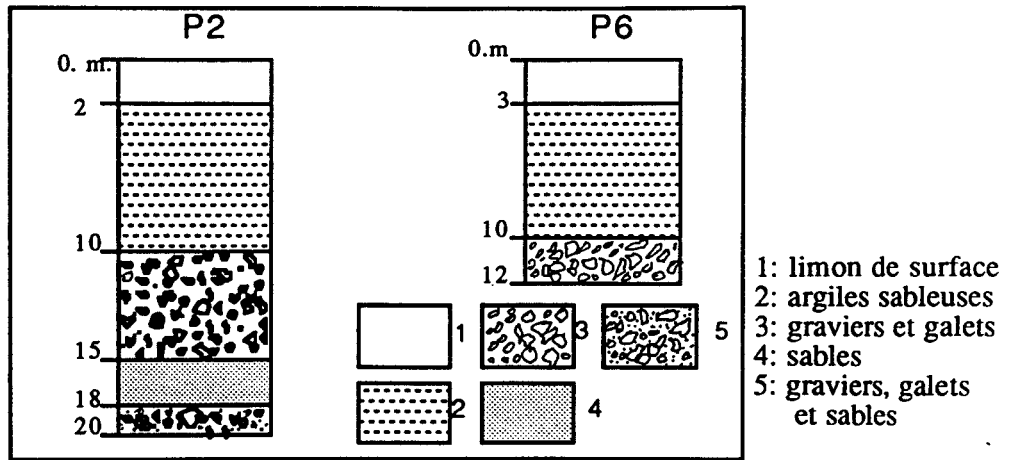
- à une disposition plus ou moins marginale des piézomètres P3 et P4 par rapport à la zone d'appel du pompage : le nuage de traceur n'étant alors que partiellement capté, compte tenu de sa dispersion spatiale,
- à une variation de structure de l'aquifère, qui limiterait partiellement les écoulements entre les deux piézomètres incriminés et le puits de pompage P1, surtout pour le traçage P4 - P1,
- à une sorption importante sur les matériaux argileux, qui devraient alors être plus abondants sur certains parcours,
- à une différence de sorption notable entre les trois traceurs utilisés, ce qui est très probable en ce qui concerne l'iodure de sodium et les xanthéniques, mais ne devrait pas être très sensible entre Uranine et Rhodamine WT (tous deux anioniques).

V.2.3 Traçage d'essai en puits unique.

La propagation d'une pollution en aquifères hétérogènes stratifiés dépend des paramètres propres à chaque strate, il s'agit donc de les déterminer à moindres frais sur chacune. La méthode de traçage à puits unique se distingue des autres types de traçages par l'absence d'utilisation de plusieurs puits et un temps de réalisation très court. Elle permet une investigation localisée sur une courte distance autour du puits et limitée verticalement à la hauteur crépinée. En plus, cette méthode a l'avantage de permettre la récupération de la majeure partie du traceur injecté dans l'aquifère.

V.2.3.1 Conditions expérimentales.

Le mode expérimental a été précédemment décrit (cf. §. I.3.2.2.b). Les piézomètres utilisés sont le P₂ et le P₆, ils intéressent des profondeurs différentes, donc des strates de natures différentes (Fig. V.19) et sont situés à des emplacements qui n'ont pas été étudiés par les traçages précédents. Le traceur utilisé pour les deux traçages, au P₂ et au P₆, est la Rhodamine Wt, (Fig.V.20).



- **traçage au P₂** : Injection le 05.07.89 à 18 heures 16 minutes de 200 g de Rhodamine Wt dissoute dans 20 litres d'eau, suivie d'une chasse d'eau pure de 200 litres. L'injection a duré 22 secondes et la chasse 5 minutes environ. La durée du premier stade du traçage d'essai (temps entre l'injection du traceur et le début du pompage) est de 16 heures. Le débit de pompage était de 5 m³/h.

- **traçage au P₆** : Injection le 01.07.89 à 19 heures 09 minutes de 300 grammes de Rhodamine Wt dissoute dans 20 litres d'eau, suivie d'une chasse d'eau de 200 litres d'eau pure. La durée d'injection était d'environ 1 minute et celle de la chasse environ 5 minutes. Le temps entre l'injection et le début du pompage était de 61 heures (un temps très long, suite à un incident technique) et un débit de pompage de 5 m³/h.

V.2.3.2 Résultats et analyses.

A - Traçage au P₂:

- Fonction d'entrée :

Cette fonction exprime l'évolution de la concentration en traceur par rapport au temps, au piézomètre d'injection. Les prélèvements d'eau ont été effectués au milieu de la crépine à l'aide d'un préleveur à clapet. Sur la courbe représentative de cette fonction d'entrée (Fig. V.21), on observe que la concentration maximale au début est de 33 mg/l. Elle résulte du mélange de la solution de Rhodamine WT avec l'eau de la chasse (200 litres) et l'eau du piézomètre et de ses abords.

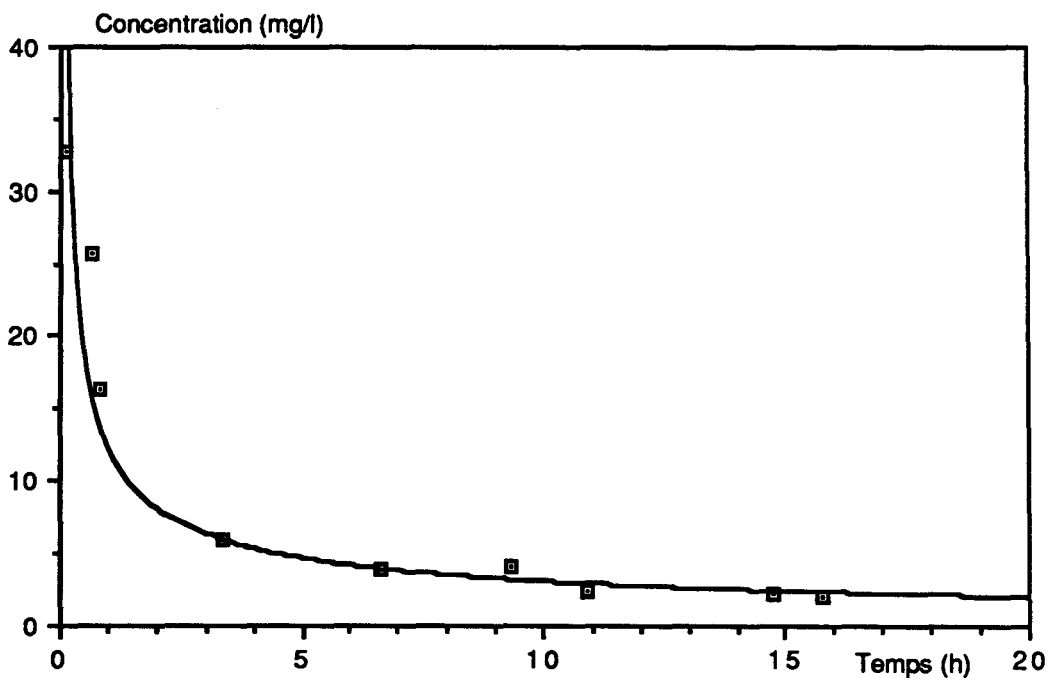


Fig. V.21 : Traçage en puits unique sur le P2 - fonction d'entrée (Rhodamine wt).

Les concentrations décroissent ensuite avec le temps; cette décroissance est rapide pendant la première heure et s'atténue ensuite. L'ajustement d'une relation mathématique de la forme $y = ax^{-b}$ aux valeurs expérimentales caractérisant la fonction d'entrée nous a conduit à la relation suivante :

$C = C_0 t^{-0.6}$, où C_0 correspond à la concentration initiale en traceur. Cette relation peut être comparée à une fonction exponentielle décroissante avec le temps; l'exposant (- 0.6) est proportionnel à la vitesse effective locale de l'écoulement naturel.

- Fonction de sortie.

La courbe (Fig. V.22) est assez homogène, très dissymétrique avec un pic accusé et une décroissance assez longue qui pourrait s'expliquer par un phénomène de diffusion dans le milieu aquifère.

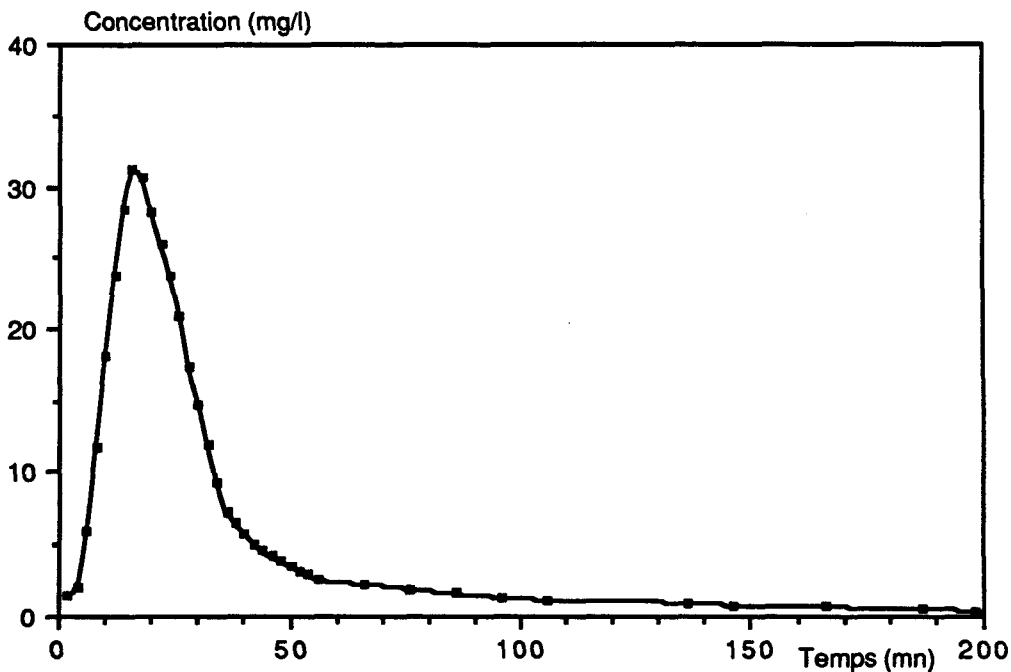


Fig. V.22 : Traçage en puits unique sur le P2 - fonction de sortie (Rhodamine wt).

De cette courbe de restitution on peut déduire les caractéristiques suivantes :

- . Temps d'arrivée : 2 minutes
- . Temps modal : de l'ordre de 16 minutes
- . Temps moyen de transit : de l'ordre de 4 heures
- . Taux de restitution : 56,2 %

Cette restitution très incomplète pourrait s'expliquer par des phénomènes d'adsorption et de diffusion du traceur dans le milieu aquifère, comme tend à le montrer la fin très étalée de la courbe de restitution. Il peut aussi s'agir d'un étalement déjà trop important du nuage, avec dépassement partiel de la limite aval à flux nul, au moment du début du pompage.

B - Traçage au P₆:

- Fonction d'entrée :

On observe sur cette courbe (Fig. V.23) que la concentration maximum est de 6 mg/l : elle correspond à la concentration moyenne obtenue par homogénéisation de la solution de Rhodamine dans le volume du piézomètre. Pendant les deux premières heures, la décroissance de la concentration est rapide puis devient très lente. La relation mathématique qui s'ajuste le mieux aux concentrations observées est une fonction exponentielle décroissante.

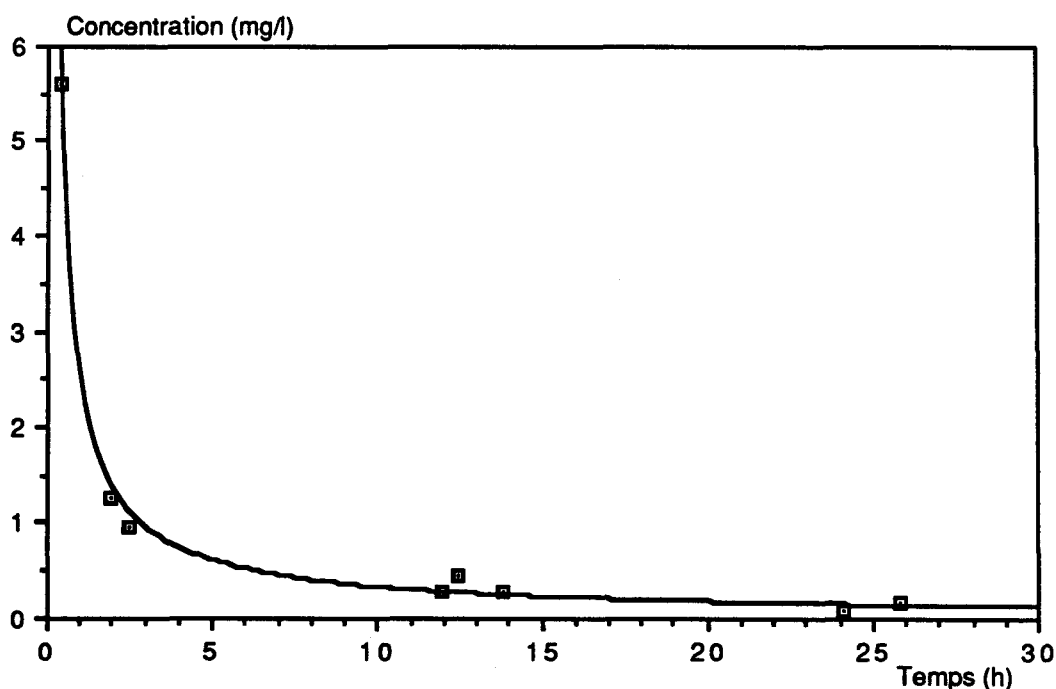


Fig. V.23 : Traçage en puits unique sur le P6 - fonction d'entrée (Rhodamine wt).

- Fonction de sortie :

La courbe obtenue (Fig. V.24) est assez homogène, très dissymétrique, elle présente un pic accusé et une décroissance assez longue, due probablement à un phénomène de diffusion dans le milieu aquifère.

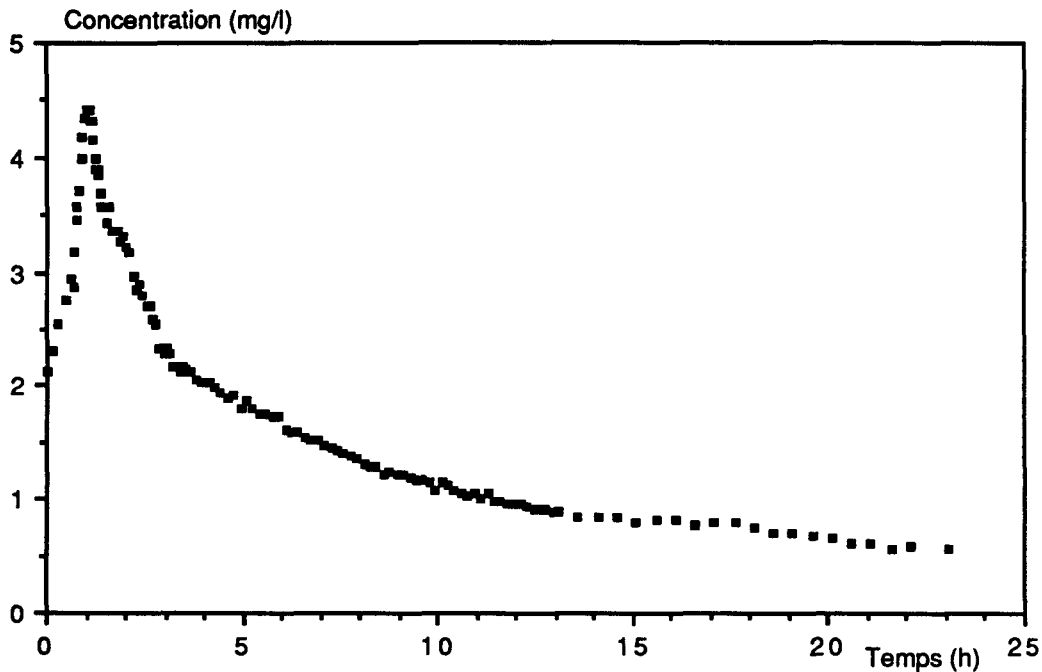


Fig. V.24 : Traçage en puits unique sur le P6 - fonction de sortie (Rhodamine wt).

De cette courbe de restitution on peut déduire les caractéristiques suivantes :

- . Temps d'arrivée : 10 minutes
- . Temps modal : 44 minutes
- . Temps moyen de transit : 20 h
- . Taux de restitution : 54,6 %

V.3 CONCLUSION.

Les différents traçages d'essais réalisés sur le site de Marsillargues (en écoulement naturel et en convergent) montrent que la propagation des traceurs s'effectue selon des strates ou lentilles à caractéristiques hydrodispersives contrastées. En effet les courbes de restitution plurimodales, traduisent un transfert de masse dans des couches où les vitesses d'écoulement (ou la perméabilité des terrains) varient considérablement d'une couche à l'autre. La propagation du traceur apparaît comme modulée par la structure du sédiment de l'aquifère, qui ne peut plus être considéré comme homogène, mais doit être assimilé à un milieu hétérogène avec succession de

discontinuités. L'analyse quantitative du transfert de traceur peut être envisagée dans le sens d'une caractérisation des différents pics de concentration en relation avec l'hétérogénéité de l'aquifère.

L'obtention de courbes de restitution unimodales et homogènes pour le traçage d'essai en puits unique est à mettre en relation avec la distance d'investigation, qui est relativement courte et montre l'importance de l'effet d'échelle dans un aquifère hétérogène. Il est cependant certain que l'échelle des distances de traçage est restée inférieure à celle du volume représentatif de l'aquifère, si toutefois le degré d'hétérogénéité de celui-ci permet l'existence d'une homogénéité relative même à petite échelle.

CHAPITRE VI : ANALYSE ET ESSAI D'INTERPRÉTATION DES TRAÇAGES.

Pour les trois méthodes de traçages mis en œuvre sur le site expérimental de Marsillargues (chapitre V), tous les piézomètres du P1 au P8 ont été utilisés. Le choix des ouvrages d'essai a été basé sur des critères différents suivant le type de traçage :

- pour le traçage en écoulement naturel le choix des piézomètres a été dicté par l'état piézométrique de la nappe (cf.§. V.2.1).

- pour le traçage en puits couplés (un puits de pompage - le P1 dans notre cas - et un puits d'injection), la réponse en concentration intègre l'ensemble des terrains compris entre les deux ouvrages dans la direction imposée (injection - pompage). De ce fait le choix des piézomètres d'injection a été fait en fonction des deux critères suivants :

* choisir un piézomètre d'injection qui soit situé à une distance suffisante du puits de pompage, afin de permettre une investigation sur un volume de terrain le plus représentatif possible de l'aquifère, sur toute son épaisseur et dans la direction concernée.

* choisir des piézomètres situés dans des directions différentes (multitraçage), dans le but de déterminer la variabilité directionnelle et spatiale des paramètres de transfert (par suite de l'hétérogénéité du milieu), et cela par analogie à la méthode d'interprétation des pompes d'essai en milieu anisotrope utilisée par Hantush et Thomas (1966).

- pour le traçage en puits unique, les critères du choix des piézomètres de l'essai sont ceux exposés dans le paragraphe §. V.2.3.1. Cette méthode permet de déterminer les paramètres de transfert dans les abords immédiats de l'ouvrage (et non plus sur une distance et une direction imposées). La réalisation de cet essai sur plusieurs ouvrages (2 dans le cas du site de Marsillargues) permettait de disposer de deux paramètres relativement ponctuels, mettant en évidence ou non l'hétérogénéité du terrain et l'effet d'échelle dans le transfert de masse.

VI.1 LIMITE D'APPLICATION DES MODÈLES MATHÉMATIQUES DE TRANSFERT DE MASSE.

Comme discuté précédemment (chapitre II), il est évident que l'application de l'équation classique de convection - dispersion au milieu hétérogène est très discutable et seule la pratique en définit l'usage légitime. L'allure irrégulière des courbes de restitution obtenues sur le site expérimental de Marsillargues rend difficile voire impossible l'application de cette équation pour l'interprétation du traçage d'essai (calage global). Dans ce cas l'interprétation peut être envisagée

dans le sens d'une caractérisation des différents pics de concentration en relation avec l'hétérogénéité de l'aquifère (calage partiel).

On peut aussi évaluer la dispersion du traceur à partir de la variation de sa concentration et de son étalement dans le temps, par des méthodes purement statistiques. Fried et Combarnous (1971) et Wang (1987), définissent le coefficient de dispersion par :

$$D_L = \frac{x u}{2} \sigma_t'^2 \quad \text{avec } \sigma_t'^2 \text{ l'écart type réduit de la répartition des temps.}$$

$$\sigma_t'^2 = \frac{\sigma_t^2}{t_m^2} \quad \text{où } \sigma_t^2 \text{ est la variance et } t_m \text{ le temps moyen de transit.}$$

$$\sigma_t^2 = \frac{\int_0^{\infty} (t - t_m)^2 c(t) dt}{\int_0^{\infty} c(t) dt} \quad t_m = \frac{\int_0^{\infty} t c(t) dt}{\int_0^{\infty} c(t) dt}$$

On a alors la dispersivité $\alpha_L = \frac{1}{2} \sigma_t'^2 x$

Il faut noter que ce calcul de α_L à partir de la variance réduite ($\sigma_t'^2$) n'étant rigoureux que si l'injection et la restitution du traceur à la sortie étant réalisées en flux. Cette hypothèse est bien réalisée lors de nos expérimentations in situ. Cette dispersivité calculée correspond à la somme des dispersivités relatives à chaque pic de concentration, elle sera appelée : dispersivité globale équivalente (α_L).

VI.2 TRAÇAGES D'ESSAI EN ÉCOULEMENT NATUREL.

VI.2.1 Approche longitudinale par pic.

Un essai d'interprétation des traçages a été fait en utilisant un schéma de transfert bidimensionnel pour chaque pic pris isolément. L'application de ce schéma bidimensionnel suppose que le gradient d'écoulement, la vitesse effective naturelle de la nappe ainsi que la dispersivité sont pratiquement constants pour un pic donné. De plus l'injection du traceur est assimilée à une injection instantanée. L'interprétation consiste à déterminer les paramètres du modèle analytique (représenté par l'équation 1.3, cf. §. I.3.2.1.1) qui fournirait une réponse temporelle identique à la courbe mesurée des variations de la concentration dans le temps aux points d'échantillonnage. Cette interprétation a été réalisé à l'aide du code d'identification CATTI (cf. §. I.3.2.1.3). Nous avons appliqué ce modèle aux pics ayant une concentration supérieure à 6 $\mu\text{g/l}$, en dessous de cette valeur on considère que les mesures correspondent au bruit de fond.

Les caractéristiques hydrodispersives de tous les pics de concentration relatifs à chaque traçage, sont données dans le tableau VI.1.

Traçage	numéro du pic	Cp (µg/l)	t _m (h)	α _L (m)	u _m (m/h)
P8-P2	1	11.4	36.7	0.05	1.68
	2	9.07	398.3	0.07	0.15
P8-P3	1	13.45	26.6	0.09	2.08
	2	6.51	365.3	0.02	0.15
	3	6.26	1082.7	9.2	0.051
	4	7.97	1300.8	11.3	0.043
	5	7.24	1540.3	8.01	0.036
P7-P1	1	247.88	47.5	21.3	1.8
P7-P3	1	16.7	1335.8	39	0.08

Tableau VI.1 : Caractéristiques hydrodispersives partielles du site de Marsillargues (écoulement naturel).

α_L: dispersivité, Cp: concentration modale du pic, t_m et u_m sont respectivement le temps et la vitesse correspondant au pic de concentration.

VI.2.2 Approche longitudinale sur l'ensemble de la courbe.

Les paramètres de transfert déterminés par la méthode de l'écart type réduit, sont donnés dans le tableau VI.2.

Traçage	α _L (m)	t _m (h)	u (m/h)
P7 - P1	23.4	917.5	0.45
P7 - P2	17.2	912.3	0.39
P7 - P3	12.7	1057.7	0.34
P8 - P1	80.1	201.8	0.77
P8 - P2	20.9	618.4	0.31
P8 - P3	0.84	1535.3	0.04

Tableau VI.2 : Caractéristiques hydrodispersives globales (traçage en écoulement naturel).

Remarque : Comme l'allure des courbes de restitution ne permet pas de procéder à un lissage réaliste, on peut tout de même estimer un temps de séjour moyen (t_m) et par la suite une vitesse effective moyenne en écoulement naturel (u) (tableau VI.2).

VI.2.3 Influence de la piézométrie sur la restitution des traceurs.

Les campagnes piézométriques successives, réalisées sur le site avant et après l'expérience de traçage, ont donné le sens de l'écoulement naturel de la nappe, qui présente des variations très fréquentes.

- Du début janvier 1988 à la mi-juillet (début du traçage), l'écoulement de la nappe sous la parcelle se fait vers l'Ouest ou le Sud-Ouest, ce qui a permis d'obtenir des réponses aux piézomètres de prélèvement, soulignées sur les courbes de restitution par les premiers pics de concentration.
- De mi-juillet à début août 1988, on assiste d'Est en Ouest à une inversion progressive du gradient piézométrique, marqué sur les courbes de restitution au P₁ (Fig. V.6 et Fig. V.9) et P₂ (Fig. V.7) par une disparition du traceur à partir de 8 jours environ du début de l'injection (vers le 18/07/88). Cette inversion du gradient a eu pour conséquence le retour des traceurs, après un premier passage, aux piézomètres de prélèvements, matérialisé sur les courbes de restitution de l'Uranine (Fig. V.6, Fig. V.7 et Fig. V.8) par une série de pics de concentration .
- A partir du début août, la piézométrie indique un écoulement vers le Sud-Est et suit donc l'écoulement régional. Les courbes de restitution indiquent à partir de cette date une diminution importante de la concentration (restitution de la Rhodamine au P₁, Fig. V.9) qui devient parfois nulle, telle que sur la courbe de restitution de l'Uranine au P₃ (Fig. V.8) et cela à partir de 25 jours après l'injection (vers le 2/08/88).
- A partir de 41 jours environ après l'injection (24/08/88), on note l'apparition de l'Uranine au P₃ (Fig. V.8), soulignée sur la courbe par trois pics bien individualisés, ainsi que l'apparition de la Rhodamine au P₃ (Fig. V.11).

Cette réapparition de traceur, nous permet de confirmer que le rétablissement de l'écoulement vers l'Ouest ou le Sud-Ouest s'effectue vers la fin du mois d'août.

VI.2.4 Conclusion.

Il résulte de cet essai que les vitesses de transit sont très rapides et très variables et que le transfert des traceurs se fait principalement de manière convective. L'évolution irrégulière des concentrations en fonction du temps est étroitement liée (en plus de l'hétérogénéité de l'aquifère) aux variations de la direction d'écoulement et du gradient hydraulique, pendant la période de l'expérimentation.

VI.3 TRAÇAGES EN ÉCOULEMENT CONVERGENT.

Pour ce type de traçage d'essai, la détermination des caractéristiques hydrodispersives (à l'aide du code CATTI) n'est effectuée que pour les pics principaux, jouant un rôle essentiel dans le transfert du traceur (Fig. V.16, Fig. V.17 et Fig. V.18). Par contre, pour l'ensemble de la

courbe de restitution, nous avons utilisés la méthode de la variance réduite. Les vitesses apparentes de transit (V_{app}) ainsi que les vitesses moyennes de transit (V_m) sont également déterminées. Ces vitesses présentent le même intérêt pour la simulation du transfert d'un polluant éventuel dans la nappe et revêtent des significations distinctes :

- La vitesse moyenne de transit des molécules de traceur prend en compte tous les phénomènes physiques susceptibles d'affecter le traceur au cours de son parcours souterrain (diffusion, dispersion, adsorption...).

$$V_m = x \frac{\int_0^{\infty} \frac{1}{t} c(t) dt}{\int_0^{\infty} c(t) dt} \quad \text{c'est la vitesse moyenne}$$

- La vitesse apparente de transit est calculée à partir de la durée de déplacement du centre de gravité du nuage de traceur, repère qui matérialise le déplacement du nuage dans son ensemble. Cette vitesse ne rend compte par conséquent que des transports convectifs du traceur.

$$V_{app} = \frac{x}{t_m} \quad \text{avec} \quad t_m = \frac{\int_0^{\infty} t c(t) dt}{\int_0^{\infty} c(t) dt}$$

Les caractéristiques hydrodispersives déduites de l'interprétation des différents traçages par les deux méthodes précédentes sont données dans le tableau VI.3.

Date	Traçage	distances (m)	V_{app} (m/h)	V_m (m/h)	α_L (m)	ω	α'_L (m)
16/06/89	P3 — P1	40.5	0.24	0.6	0.04	0.05	4.5
16/06/89	P4 — P1	45	0.25	0.43	0.8	0.1	3.4
16/06/89	P5 — P1	100.75	0.44	1.01	0.03	0.03	3.3

Tableau VI.3 : Caractéristiques hydrodispersives du site de Marsillargues (écoulement convergent).

α_L et ω sont respectivement la dispersivité longitudinale et la porosité cinématique des pics principaux, α'_L est la dispersivité globale équivalente.

Les différentes vitesses calculées sont très variables, selon la distance et la direction du traçage, témoignant ainsi de la complexité de structure de l'aquifère "villafranchien".

VI.4 TRAÇAGES D'ESSAI EN PUIITS UNIQUE.

Deux piézomètres ont été utilisés dans ce type de traçage (cf.§. V.2.3), dans le cas du piézomètre P2 la strate testée est localisée dans la partie inférieure de l'aquifère, elle est constituée de graviers, de galets et de sables, par contre pour le piézomètre P6 la strate testée est constituée de graviers et de galets et elle est localisée dans la partie supérieure de l'aquifère (Fig. V.19).

Comme on l'a vu précédemment (cf. §. I.3.2.2), l'objectif de la dilution ponctuelle est de relier la décroissance de la concentration d'un traceur dans un piézomètre à la vitesse de Darcy (V_0). Les paramètres obtenus, par l'application de cette méthode aux fonctions d'entrée relatives au piézomètre P2 (Fig. V.21) et au piézomètre P6 (Fig. V.23), sont données dans le tableau VI.4.

Puits	u_0 (cm/h)	K(m/s)	T (m^2/s)
P2	2.1	$8.3 \cdot 10^{-3}$	$1.1 \cdot 10^{-1}$
P6	3.4	$2.56 \cdot 10^{-2}$	$3.3 \cdot 10^{-1}$

Tableau VI.4 : Paramètres déterminés à partir des fonctions d'entrée des traçages en puits unique.

u_0 : vitesse calculée pendant les deux premières heures suivant l'injection du traceur.
K: coefficient de perméabilité et T : transmissivité.

La vitesse de filtration obtenue dans la partie superficielle de l'aquifère (au P6) est plus importante que celle obtenue dans sa partie inférieure (au P2). Ceci semble être en bon accord avec la constitution géologique des deux strates testées, le niveau inférieur contient, en plus des graviers et des galets, des sables qui auraient contribué à ralentir la vitesse de filtration de l'écoulement naturel. Les transmissivités déterminées, pour une épaisseur moyenne de l'aquifère de 13 mètres, sont d'un même ordre de grandeur que celles obtenues par pompages d'essai (cf. §. IV.3.3).

Les caractéristiques hydrodispersives déduites de l'interprétation (à l'aide du modèle exposé dans le paragraphe §. I.3.2.2) des fonctions de sortie relatives aux essais sur le P2 (Fig. V.22) et sur le P6 (Fig. V.24) sont données dans le tableau VI.5.

Puits	strate testée	x_1 (m)	α_L (cm)	ω (%)	V_o (cm/h)	u (cm/h)
P2	graviers, galets et sables	2.2	43	15.3	14	91.5
P6	graviers et galets	12.5	78	26	20	76.9

Tableau VI.5 : Caractéristiques hydrodispersives déterminées à partir des fonctions de sortie des traçages en puits unique.

x_1 : distance d'investigation, α_L : dispersivité longitudinale, ω : porosité cinématique, V_o : vitesse d'écoulement naturel (vitesse de Darcy) et u : vitesse effective moyenne en écoulement radial.

On remarque que la dispersivité déterminée à partir de l'essai sur le P6 est plus importante que celle obtenue à partir de l'essai sur le P2, celle-ci augmente avec la distance et donc avec l'hétérogénéité du terrain.

Cette méthode du puits unique permet donc de différencier les horizons d'un aquifère du point de vue de leurs caractéristiques hydrodispersives (vitesse d'écoulement, dispersivité et porosité cinématique) dans la mesure où il est possible d'opérer sur des tranches successives de terrain saturé. Dans le cas présent, les caractéristiques obtenues ne correspondent qu'à l'horizon situé en regard de la partie crépinée (hauteur : 1,30 mètres) des piézomètres P2 et P6, soit respectivement entre 18,7 et 20 mètres de profondeur pour le premier et entre 10,7 et 12 mètres pour le second.

VI.5 ÉTUDE DES PHÉNOMÈNES DE SORPTION.

Les faibles taux de restitution obtenus lors des traçages d'essai à l'Uranine et à la Rhodamine wt, nous incitent à rechercher les causes de cette rétention et à les quantifier. A cette fin nous avons effectué des essais de fixation sur la fraction argileuse, prélevée sur le site expérimental de Marsillargues, qui est susceptible d'être à l'origine de cette rétention. Les phénomènes de sorption (adsorption physique et échange d'ions) sont la cause principale de cette rétention (Devred, 1984). La nature de la sorption dépendra de celle du soluté (traceur) et de la nature des matériaux du milieu.

- L'adsorption est la fixation de molécules ou d'ions sur la surface du solide, par des forces d'attraction et de liaison qui peuvent être de différentes natures (Van der Waals, électrostatiques, ...). Quand il s'agit de physi-sorption, l'énergie d'activation reste faible, l'adsorption est alors généralement rapide à toute température.
- L'échange d'ions est un phénomène d'équilibre entre les ions déjà fixés et les ions de la solution de contact. C'est donc un remplacement d'un cation du solide par un cation du

liquide ou d'un anion du solide par un anion du liquide. L'échange cationique est le plus fréquent.

Pour quantifier les interactions entre le traceur et le solide on procède par la détermination des isothermes de sorption. C'est la quantité de substance fixée à l'équilibre par gramme de solide (C_s : concentration massique) en fonction de la concentration volumique de la substance en solution (C); soit : $C_s = f(C)$. Cet équilibre est fonction de la température pour une solution et un matériau donnés, les courbes d'équilibre doivent donc être établis en conditions isothermes d'où le nom d'isotherme de sorption.

- Mode opératoire.

On met en contact une certaine quantité de solide avec une solution de traceur de concentration connue et on mesure de manière continue l'évolution de la concentration en soluté dans la phase liquide. Le mélange matériau-solution est mis dans un erlenmeyer, plongé dans un bain d'eau maintenu à température constante. Quand la concentration n'évolue plus, on estime que l'équilibre est atteint (soit $C_{\text{éq}}$ la concentration à l'équilibre). On peut ainsi déterminer la quantité de soluté fixée sur le solide (C_s) pour une concentration initiale donnée de solution (C_0).

$$\text{La quantité fixée à l'équilibre par gramme de solide est : } C_s = \frac{(C_0 - C_{\text{éq}})}{m_s} V_s$$

avec V_s : volume total de la solution de contact (l) et m_s : la masse du solide (g).

Le couple ($C_{\text{éq}}$, C_s) fournit un point de l'isotherme. En effectuant plusieurs essais, avec des concentrations initiales croissantes, on obtient une suite d'équilibres définissant un isotherme de sorption.

- Essais de fixation de la Rhodamine.

Les essais ont été réalisés avec 20 grammes de matériau (fraction argileuse, prélevée au niveau du piézomètre P10 à une profondeur de 10 mètres, dans le niveau à graviers et galets) et des solutions de Rhodamine de concentration croissantes (de 725 à 1160 microgrammes /litres, tableau VI.6)

Numéro de l'essai	Température du bain en °c	Masse de matériau (g)	V_s (ml)	C_0 (µg/l)	$C_{\text{éq}}$ (µg/l)	C_s (µg/g)	Taux de rétention (%)
1	17.7	20	250	724.6	446.5	3.8	42
2	17.8	20	250	841.5	519.6	4	38
3	17.8	20	250	1046.3	651.3	4.9	37
4	17.8	20	250	1163.3	739.1	5.3	36

Tableau VI.6 : Essais de fixation de la Rhodamine à 17,7°C, sur l'argile de Marsillargues.

On constate que les quantités fixées sont très importantes et croissent avec la concentration des solutions initiales (Fig. VI.1). Le taux d'adsorption de la Rhodamine sur la fraction argileuse du site expérimental de Marsillargues est de 38% en moyenne.

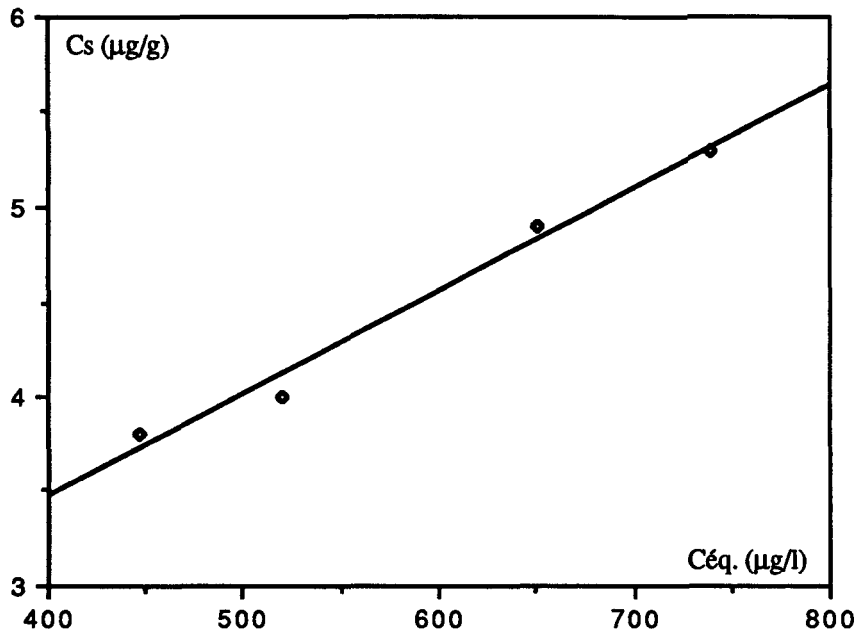


Fig. VI.1 : Isotherme de sorption à 17,7°C, de la Rhodamine sur l'argile de Marsillargues.

- Essais de fixation de l'Uranine.

Pour deux essais réalisés avec 20 grammes d'argile et des solutions d'Uranine de concentration différentes (tableau VI.7), on constate, comme pour la Rhodamine, que les fixations sont très importantes. Par comparaison avec l'exemple précédent, on remarque que le taux de rétention est plus faible (17%), ceci est dû aux valeurs très faibles des concentrations initiales utilisées.

Numéro de l'essai	Température du bain en °c	Masse de matériau (g)	Vs (ml)	C _o (µg/l)	C _{éq.} (µg/l)	C _s (µg/g)	Taux de rétention (%)
1	17.7	20	250	292.6	240.3	0.65	17
2	17.7	20	250	374.4	313.5	0.79	16.6

Tableau VI.7 : Essais de fixation de l'Uranine à 17,7°C sur l'argile de Marsillargues.

On peut donc conclure, d'après ces essais de fixation, que l'Uranine et la Rhodamine wt se fixent fortement sur les argiles du site expérimental de Marsillargues, expliquant ainsi les faibles taux de restitution de ces traceurs lors des expériences de traçages d'essai. Sous réserve que ces argiles soient présentes dans le champs du transfert de ces traceurs et plus particulièrement sur tel ou tel trajet.

VI.6 CONCLUSIONS.

Les traçages d'essai réalisés sur le site de Marsillargues permettent de dégager les conclusions suivantes :

- Le comportement hydrodispersif de l'aquifère "villafranchien" est très contrasté suivant, d'une part la direction de traçage et d'autre part les conditions hydrodynamiques de la nappe.
- Les vitesses de transfert des traceurs sont très élevées et présentent des variations dans l'espace.
- Le transfert des traceurs s'effectue, principalement par convection, suivant des chemins préférentiels d'écoulement à caractéristiques hydrodispersives contrastées (des chenaux).
- Les courbes de restitution plurimodales témoignent de l'existence d'une multitude d'échelles d'hétérogénéité au sein de l'aquifère alluvionnaire "villafranchien".
- Les caractéristiques hydrodispersives limites qui pourraient être représentatives de cet aquifère ne sont pas atteintes, vu que l'échelle des distances de traçage est restée inférieure à celle du volume représentatif de l'aquifère, si toutefois le degré d'hétérogénéité de celui-ci permet l'existence d'une homogénéité relative même à petite échelle. Sur de tels milieux (alluvionnaires) une augmentation de la distance de traçage engendre une nouvelle échelle d'hétérogénéité et crée une nouvelle hétérogénéité de vitesse et une nouvelle dispersivité, ce qui rend caduque l'hypothèse de dispersivité limite. C'est ce qu'on appelle l'effet d'échelle dans le transport de polluants, empêchant le régime asymptotique de dispersion de s'établir, d'où la nécessité du passage à des mesures plus fines, plus détaillées; c'est ce que nous avons tenté avec l'essai de traçage en puits unique.

La méthode de traçage en écoulement naturel n'a pas été ici très performante, puisque la longue durée expérimentale a permis à des variations du sens d'écoulement de se produire dans la nappe, rendant ainsi presque impossible l'interprétation des courbes de restitution. La méthode de

traçage en écoulement radial convergent qui réduit notablement la durée de l'essai n'est, elle non plus, pas toujours applicable, en particulier quand le milieu aquifère est hétérogène ou les conditions hydrodynamiques naturelles fluctuantes. Bien que les résultats fournis par ces deux méthodes de traçage, sur l'aquifère alluvionnaire de Marsillargues, soient difficilement interprétables, ils ont permis de mieux appréhender les modalités d'écoulement de la nappe et la structure de l'aquifère. Les caractéristiques d'un site peuvent être plus favorables à la mise en œuvre de l'une ou l'autre des deux méthodes, mais pour la fiabilité des résultats obtenus, il est souhaitable que ces dernières soient conjointement appliquées.

Par contre la méthode de traçage en puits unique offre de meilleurs résultats, en dépit de la variabilité des conditions hydrodynamiques naturelles et de l'hétérogénéité de l'aquifère. Elle est d'un grand intérêt, la répétition de l'essai en de nombreux points permettrait de disposer de paramètres relativement ponctuels, mettant en évidence ou non l'hétérogénéité du terrain et la variabilité des caractéristiques hydrodispersives dans l'espace.

TROISIÈME PARTIE.

**TRAÇAGES D'ESSAI DANS LES AQUIFÈRES
CARBONATÉS FISSURÉS DU NORD DE LA
FRANCE.**

Chapitre VII : ANALYSE COMPARATIVE DE TRAÇAGES EN MILIEU CARBONATE DU NORD DE LA FRANCE.

Les nombreux traçages d'essai effectués dans les milieux carbonatés du Nord de la France, soit dans la craie (Porel et Hanich, 1988; Hanich et Bracq, 1990), soit dans les calcaires dévoniens de l'Avesnois (Carlier, 1983; Crampon et Lempereur, 1983; Crampon et al., 1987), présentent des résultats comparables entre eux et avec ceux obtenus sur le site de Marsillargues. Après une présentation du contexte géologique général du Nord de la France, nous allons aborder dans ce chapitre les traçages d'essai réalisés dans les formations carbonatées et fissurées ainsi que leur analyse comparative avec ceux effectués dans l'aquifère alluvionnaire de Marsillargues.

VII.1 PRÉSENTATION GÉOLOGIQUE DU NORD DE LA FRANCE.

Le Nord de la France est constitué d'une mosaïque de petites régions : Artois, Avesnois, Boulonnais, Cambresis, Flandres et Picardie (Fig. VII.1), où affleurent essentiellement de vastes terrains post-paléozoïques que recouvre en grande partie un manteau de limons.

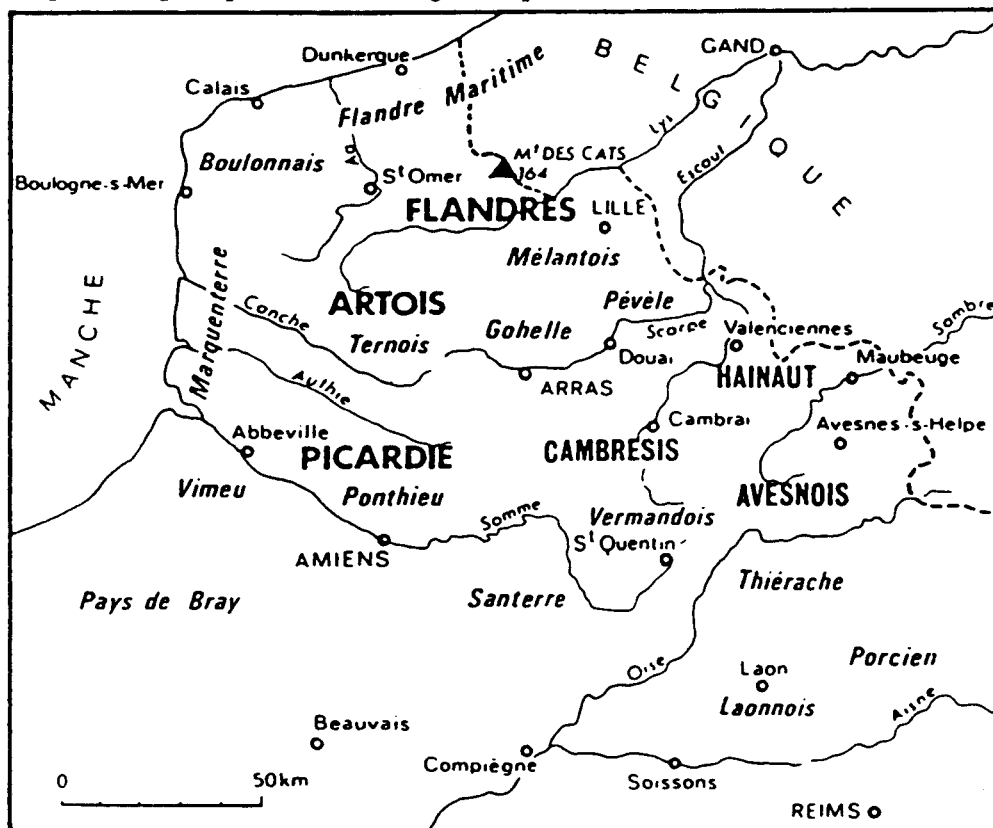


Fig. VII.1 : Carte géographique schématique du Nord de la France.

Les terrains mésozoïques et cénozoïques s'appuient à l'Est sur les formations paléozoïques du massif ardennais et s'ennoient, au Sud vers le Bassin de Paris et au Nord vers le Bassin de

Bruxelles, de part et d'autre de la "zone anticlinale" de l'Artois (Fig. VII.2). La série crayeuse du Crétacé a subi les contraintes tectoniques de la phase alpine, qui se sont traduites par des plissements à grand rayon de courbure et par une fracturation importante (Masson, 1973). Dans l'Avesnois la nappe dans laquelle sont effectués les traçages d'essai est contenue dans des calcaires dévoniens, qui constituent des réservoirs aquifères importants grâce à une fracturation très abondante.

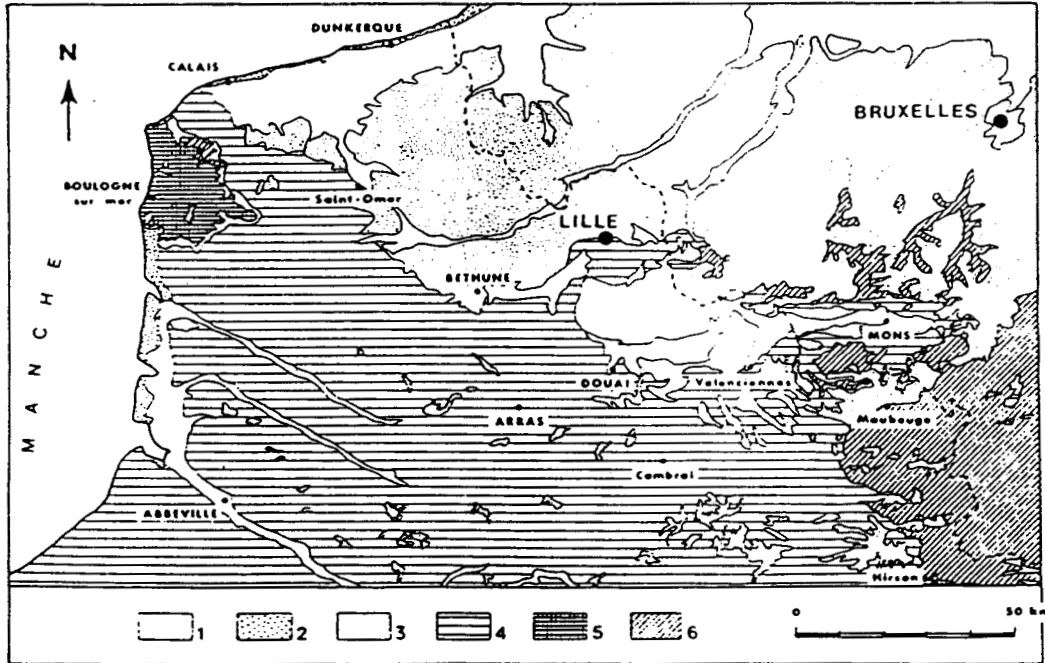


Fig. VII.2 : Carte géologique schématique du Nord de la France (d'après Delattre *et al.*, 1973).
1: Quaternaire, 2: Dunes, 3: Tertiaire, 4: Crétacé, 5: Jurassique, 6: Primaire.

VII.2 TRAÇAGES D'ESSAI DANS LA NAPPE DE LA CRAIE DU BOULONNAIS.

VII.2.1 Traçage d'essai à Escalles.

VII.2.1.1 Situation géographique et contexte géologique.

L'étude porte sur le secteur d'Escalles, petite commune située au Sud-Ouest de Calais comportant trois hameaux; Escalles, Haute-Escalles et Tappecul; les deux premiers étant localisés dans l'axe principal du bassin versant qui débouche sur le littoral au lieu dit " Le Cran d'Escalles ", le dernier prenant place dans un vallon adjacent au SSW de Haute-Escalles (Fig. VII.3). L'aquifère est constitué de craie plus ou moins marneuse, noduleuse ou blanche selon les niveaux, s'étendant de la fin du Cénomaniens moyen au Turonien supérieur-Sénonien. Il est parfois cacheté par des niveaux peu épais de grès ferrugineux assimilables, par analogie de faciès, au Diestien du bassin de Mons (Bracq, 1989). Malgré la présence de quelques passées marneuses au toit du Cénomaniens et dans le Turonien moyen, l'existence de fractures nombreuses permet de considérer l'aquifère comme globalement monocouche (Mania, 1978). Par exemple, le forage A.E.P

(Alimentation en Eau Potable) de la collectivité d'Escalles (Fig. VII.3), draine le Cénomanién supérieur, mais recueille, comme on va le voir, les eaux infiltrées dans le Turonien moyen au hameau de Tappecul.

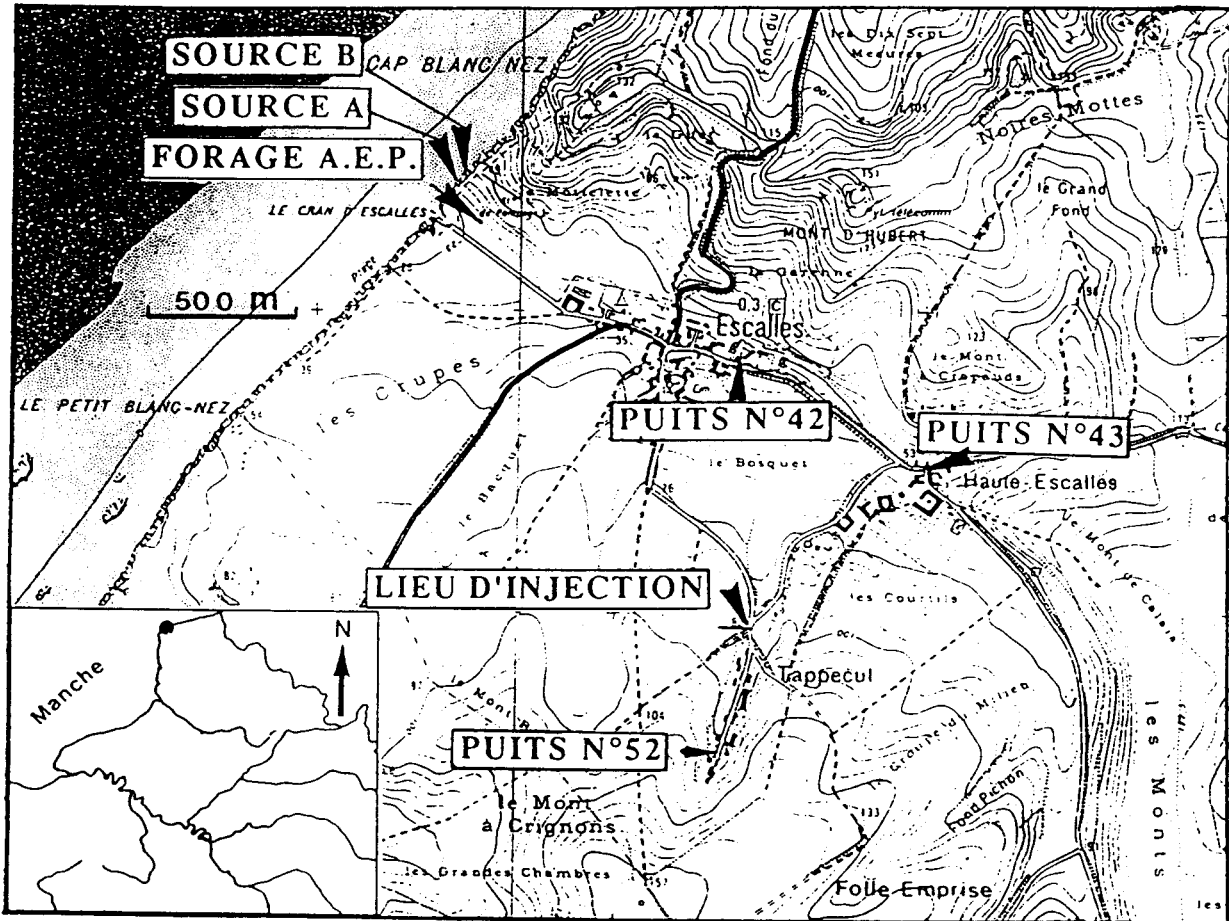


Fig. VII.3 : Carte de situation et localisation des points de références du traçage à Escalles.

VII.2.1.2 Relation entre morphostructure, fracturation et écoulement souterrain.

De nombreux travaux ont montré qu'il existait une bonne corrélation entre les directions des traits morphologiques, la fracturation de la craie et les failles observées ou déduites de l'interprétation de sondages (Colbeaux & Sommé, 1981, 1985; Delay et al., 1991). Sur la figure VII. 4, sont tracés les lignes de fond de vallons et les talus du secteur d'étude ainsi que leur rosace de répartition en nombre par classe d'orientation de 10°. On situe les fréquences principales au seuil de 10% pour les classes N010, N030, N040, N050, concernant les talus et N, N050 pour les thalwegs. Ces résultats associés aux relevés cartographiques laissent supposer la présence d'accidents N-N020 et N040-060 au sein des différents vallons secs encaissés et étroits qui

représentent évidemment les axes de drainage pour le ruissellement mais vraisemblablement aussi pour les eaux souterraines comme le suggère d'ailleurs la piézométrie de la nappe dans le secteur (Fig. VII.4).

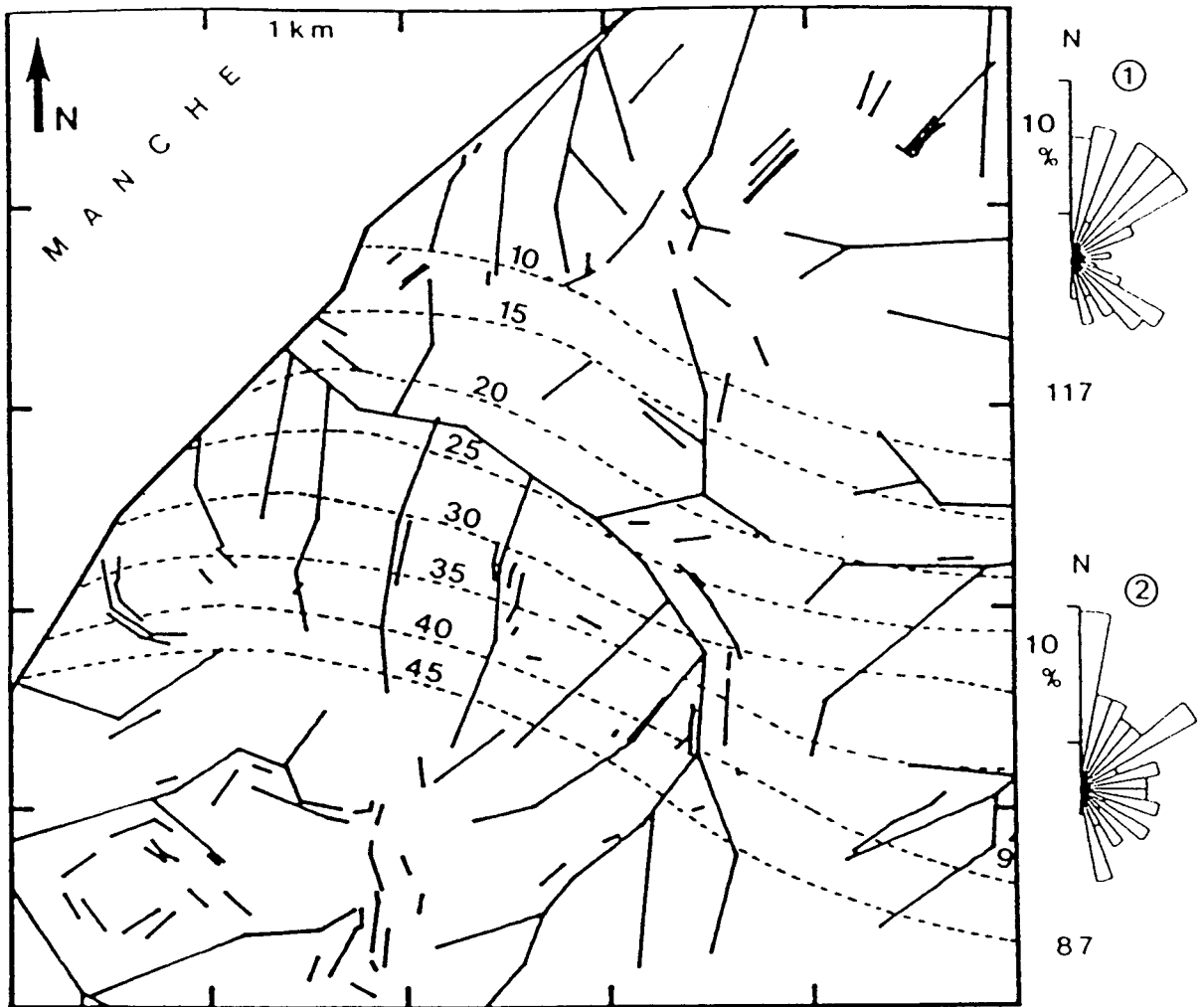


Fig. VII.4 : Traits morphostructuraux (talus et vallons) du secteur d'Escalles. Rosaces de répartition en nombre par classe d'orientation de 10°: 1: talus, 2: vallon. Le nombre de traits comptabilisés est affiché sur chaque rosace.

----- 10 : Courbes piézométrique avec cotes N.G.F.(D'après Caulier, 1974).

La fracturation principale relevée sur la falaise du Cran d'Escalles, s'oriente au N130-150 (Bracq, Hanich et al., 1991). Bien que n'apparaissant pas distinctement sur la falaise, les directions N-N020 et N040-060 relevées à l'intérieur des terres, correspondent à des axes de rupture et les lèvres des fractures écartées de 1 à 2 cm et remplies soit de calcite soit de pyrite traduisent une distension favorisant vraisemblablement les écoulements souterrains selon ces directions.

Sur le plan hydrogéologique l'aquifère crayeux étant considéré comme monocouche, à l'échelle du secteur littoral, son exploitation est favorisée par une forte densité de fracturation. Les réseaux de fractures, en particulier celui au N130-150, peuvent faciliter un drainage des eaux souterraines vers le littoral, suivant l'axe des différents vallons secs, alors que l'écoulement général

de la nappe est dirigé vers le Nord-Est dans ce secteur (Fig. VII.4, piézométrie d'après Caulier (1974)). Le drainage vers le littoral est confirmé par notre propre relevé des cotes piézométriques, qui montre une décroissance progressive d'Est en Ouest, du Hameau de Tappecul au forage A.E.P. (tableau. VII. 1).

Ouvrages	Profondeur du niveau d'eau	Cote N.G.F	coordonnées Lambert		
			X	Y	Z
Puits domestique n°52	60.35	29.65	556.42	356.60	90.00
Puisard de Tappecul	-	-	556.44	356.93	82.41
Puits domestique n°43	36.27	19.73	557.00	357.47	56.00
Puits domestique n°42	26.24	15.18	556.50	357.75	41.42
Forage A.E.P.	15.57	12.43	555.625	358.26	28.00

Tableau VII.1 : Localisation des ouvrages et niveaux piézométriques.

L'estimation des gradients conduit à des valeurs relativement élevées pour la région, de l'ordre de 1/230, dans l'axe N110 du vallon principal mais tout de même trois fois plus faible que celle suivant la direction N010 du vallon de Tappecul (tableau. VII. 2). Notons que les principales venues d'eau mesurées au Cran d'Escalles suivent également une direction principale Est-Ouest (Bracq, Hanich et al., 1991)) et supposent un drainage de la nappe vers l'Ouest dans ce secteur.

	vallon de Tappecul	vallon sec principal		
Debut ↓ Fin	puits n°52 ↓ vallon principal	puits n°43 ↓ puits n°42	puits n°42 ↓ forage A.E.P	puits n°43 ↓ forage A.E.P
distance (m)	1100	700	1000	1700
différence de charge en mètres	14.20	4.55	2.75	7.30
gradient	1/77.5	1/154	1/363.5	1/233

Tableau VII.2 : Estimation des gradients hydrauliques.

VII.2.1.3 Expérience de traçage.

VII.2.1.3.1 Conditions expérimentales.

Postulant que le transfert se ferait avec une vitesse assez importante, nous avons utilisé l'Uranine, considérée comme un bon traceur dans de telles conditions (Molinari et al., 1977, Smart & Laidlaw, 1977, Lallemand-Barrès, 1984). 10 kilogrammes d'Uranine dilués dans 70 litres d'eau ont été injectés et poussés par une chasse d'eau, dans le puisard de recueil des eaux pluviales situé en bas de l'unique rue de Tappecul (tableau. VII.3). Après l'injection, le suivi de l'infiltration dans le puisard a montré que pendant la première heure il s'était infiltré à peu près 430 litres de solution, alors que durant la deuxième il ne s'était infiltré que 40 litres. On peut

donc supposer que le cheminement de la solution injectée s'effectue dans les quelques 57 m de terrains non saturés en suivant, selon toute vraisemblance, une loi de type exponentielle décroissante.

L'échantillonnage a été effectué quotidiennement dans le forage A.E.P., en un point intermédiaire (puits 42) sur le trajet théorique puisard de Tappecul-forage A.E.P. et enfin à l'aval du captage A.E.P., aux deux sources ayant le débit le plus élevé sur la falaise littorale (localisations: Fig. VII.3). Evidemment il n'est pas possible de déterminer les trajets réels, probablement multiples comme le suggèrent les résultats du traçage. Ainsi les distances de parcours calculables entre deux points (tableau. VII.3) correspondent soit au trajet en ligne droite, soit à celui qui suit approximativement les fractures ou les alignements morphotectoniques reconnus.

Date d'injection	Lieu d'injection	Traceur	Masse d'injection	Solution d'injection	Chasse d'eau	Lieu d'échantillonnage				
							Forage A.E.P.	Puits 42	Sources A et B	
11 octobre 1989	Puisard d'eaux pluviales de Tappecul	Uranine	10 kg	70 litres	1030 litres	Distance à partir du puisard (m)	en L.D.	1600	875	1750
						en L.B.	2100	1050	2225	

Tableau VII.3 : Conditions expérimentales du traçage. LD: distance en ligne droite, LB: distance en ligne brisée suivant les guides morphotectoniques.

VII.2.1.3.2 Résultats.

Les courbes de restitution (Fig. VII.5 et Fig. VII.6) sont toutes multimodales comme c'est souvent le cas en milieu fracturé. Chaque fracture ou famille de fractures permet un parcours différent avec sa propre vitesse, laquelle est liée en régime laminaire au carré de l'ouverture d'une fissure unique à bords parallèles ou au cube des ouvertures dans le cas de familles de fractures multiples (Bear, 1972, Carlier, 1983). Le transport de soluté vers le captage s'effectue donc avec des vitesses différentes selon l'importance et la date des réponses

La première apparition de traceur est relevée au bout de 42h au forage A.E.P. et à la source B ce qui correspond, pour un trajet en ligne droite à une vitesse moyenne de transfert de 1000 m/j (Fig. VII.5 et Fig. VII.6). Viennent ensuite pour tous les points de prélèvement une succession de pics importants entre 20 et 100 jours qui sont la manifestation des différents trajets possibles et/ou d'étapes de remobilisation du traceur, à la suite d'épisode pluvieux. Cette dernière hypothèse est appuyée par les faibles concentrations obtenues (toujours inférieures à 60 µg/l, Fig. VII.6) qui, vu les temps de transfert et de la masse initiale injectée, ne peuvent s'expliquer par une simple dilution. Pour le forage A.E.P. et le puits 42, si on retient les 2 pics principaux respectivement à 60 et 80 jours (Fig. VII.6), les vitesses moyennes de transfert restent supérieures à 1 m/h, ce qui pour une distance parcourue supérieure à 1000 m sans pompage correspond aux vitesses relevées dans les calcaires fortement fissurés de Moranieux (cf. §. VII.3).

Le taux de restitution est de 0,4% au forage A.E.P. et de 0,6% au sources (A et B). Une restitution aussi faible, n'exclut ni un écoulement occulte dans une direction indéterminée, ni une rétention qui peut n'être que temporaire: une partie du produit retenu dans le terrain pouvant être remise en mouvement par des précipitations ultérieures. Etant donné que l'échantillonnage a été arrêté au 101^{ème} jour pour le forage A.E.P. et au 155^{ème} pour les autres points, rien ne prouve qu'on n'aurait plus observé de pics, s'il avait été poursuivi. Il faut aussi rappeler que le fond du puisard (1 mètre de diamètre et 2,2 mètres de profondeur) et probablement nombre de fractures ou de fissures sont colmatés par des particules argileuses, ce qui a pu entraîner une fixation importante de traceur. Cette fixation a été estimée à 90% sur les argiles tertiaires de Louvil (Devred, 1984). Le transfert dans les 57 m de terrain non saturé, au point d'injection, a certainement contribué au ralentissement de la progression du traceur vers la nappe et à limiter la masse atteignant la nappe.

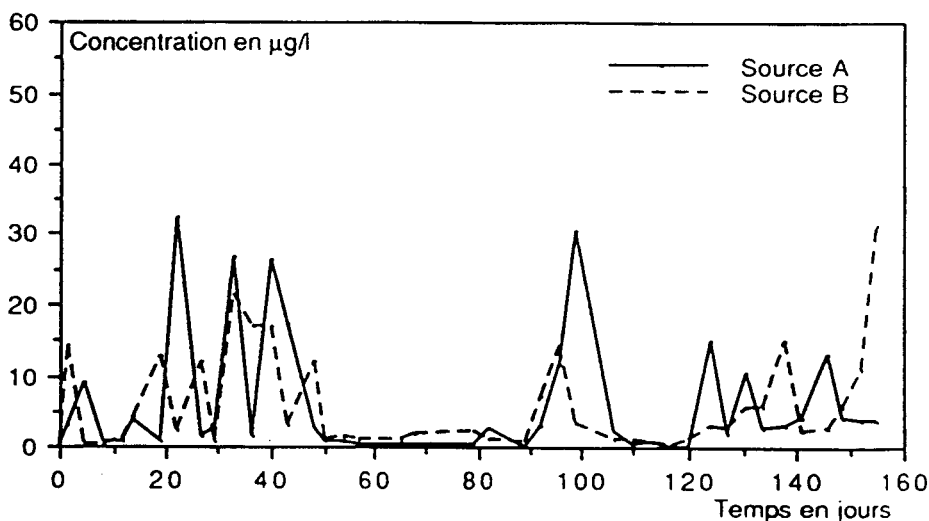


Fig. VII.5 : Courbe de restitution des traçages: puisard-source A et puisard-source B.

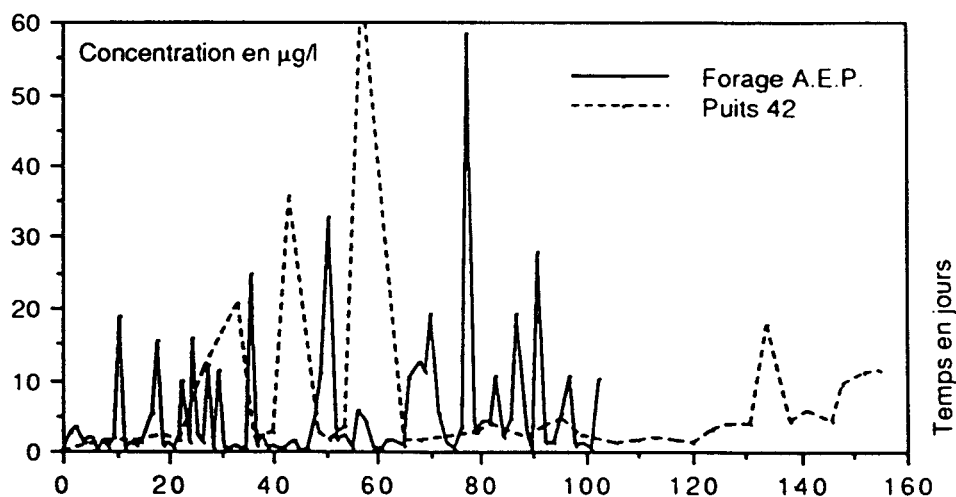


Fig. VII.6 : Courbe de restitution des traçages: puisard-forage AEP et puisard-puits 42.

VII.2.1.3.3 Mise en évidence d'une participation rapide des eaux pluviales à l'écoulement souterrain.

A une échelle de quelques km² les courbes multimodales de restitution montrent que l'écoulement souterrain est très influencé par l'organisation spatiale du réseau de fractures. Ainsi l'application habituelle dans la craie des lois hydrodynamiques ou de transport, établies pour un milieu poreux homogène, est très discutable (Matheron & de Marsily, 1980, Grisak & Pickens, 1980, Malozewski & Zuber, 1985). Ajoutons à cela, qu'en milieu fortement fissuré, la percolation rapide des eaux pluviales est un élément à ne pas négliger dans la modélisation des transferts souterrains.

Sur la figure VII.7 sont représentées en fonction du temps à partir du jour d'injection, les concentrations cumulées pour les points de prélèvements ainsi que les précipitations cumulées. Les différentes courbes obtenues présentent de fortes similitudes de comportement avec une succession de paliers et de remontées brusques. En particulier entre 30 et 60 jours pour les écoulements naturels sans pompage du puits 42 et de la source A, l'absence de précipitations entraîne un accroissement important des concentrations cumulées alors qu'au delà de 60 jours, les précipitations reprenant, l'augmentation des concentrations est nettement plus faible. Au forage A.E.P., cet état de fait ne peut pas s'appliquer, sans doute à cause de l'alternance des cycles de pompage qui peuvent remobiliser du traceur gravitant dans le rayon d'action du pompage. Ces observations suggèrent que les eaux pluviales atteignent rapidement la nappe ce qui provoque une dilution relative du traceur. Par conséquent, en cas de déversement fortuit d'un polluant quelconque, une forte pluviométrie a toutes les chances d'accélérer le transfert souterrain du polluant vers les zones de captage.

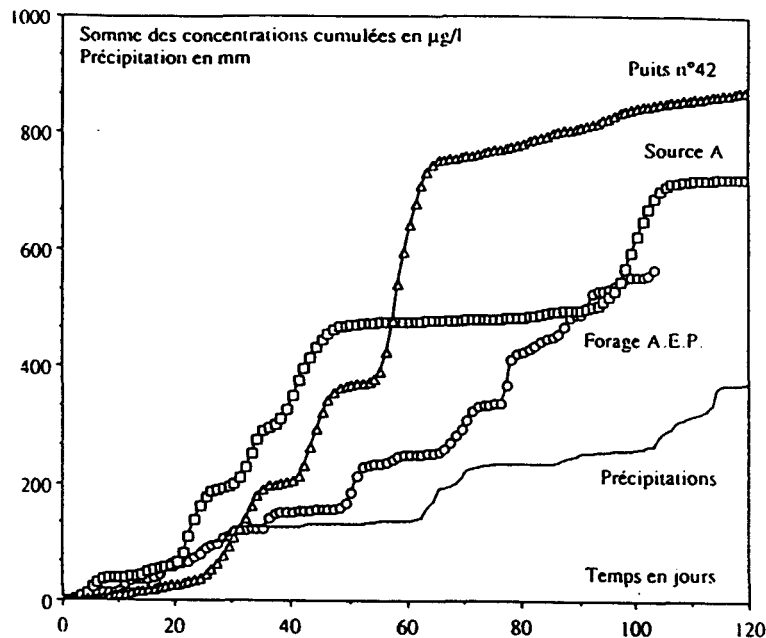


Fig. VII.7 : Evolution des concentrations en Uranine et des précipitations cumulées en fonction du temps (pas de temps journalier).

Nous avons aussi étudié l'évolution de la concentration cumulée après déduction de la valeur de concentration instantanée (ce qui amortit l'influence d'un effet piston) en fonction, soit des excédents pluviométriques cumulés, soit des précipitations directes cumulées. Le calcul des excédents journaliers est obtenu par la relation $ETP_j = (T_j/7)^{1,4}$ (Devred, 1989), où ETP_j et T_j sont respectivement l'évapotranspiration et la température journalière. Leur validation est assurée par comparaison aux excédents mensuels calculés par la méthode de Thornthwaite. On remarque (Fig. VII.8) tant pour les sources en falaise que pour le puits n°42 d'Escalles, une croissance de la concentration cumulée dès qu'il n'y a plus d'excédent d'eau c'est-à-dire lorsque les précipitations sont inférieures à l'ETP, ou lorsque la RFU (Réserve Facilement Utilisable) n'a pas atteint sa valeur maximale. Il semblerait qu'il existe une relation étroite entre l'excédent d'eau et la concentration, sans déphasage entre l'arrêt de l'infiltration et la croissance de la teneur cumulée en Uranine. Ceci conduit à comparer, cette fois, les valeurs de concentration cumulée et les précipitations brutes cumulées (Fig. VII.9). Avec des données désormais disponibles sur une période beaucoup plus longue, l'allure en marches d'escalier des courbes traduit, comme précédemment, une augmentation importante des concentrations à chaque fois que les précipitations sont faibles ou nulles. Lorsque ces dernières reprennent les concentrations n'évoluent plus que très lentement ou se stabilisent par l'intermédiaire d'une dilution.

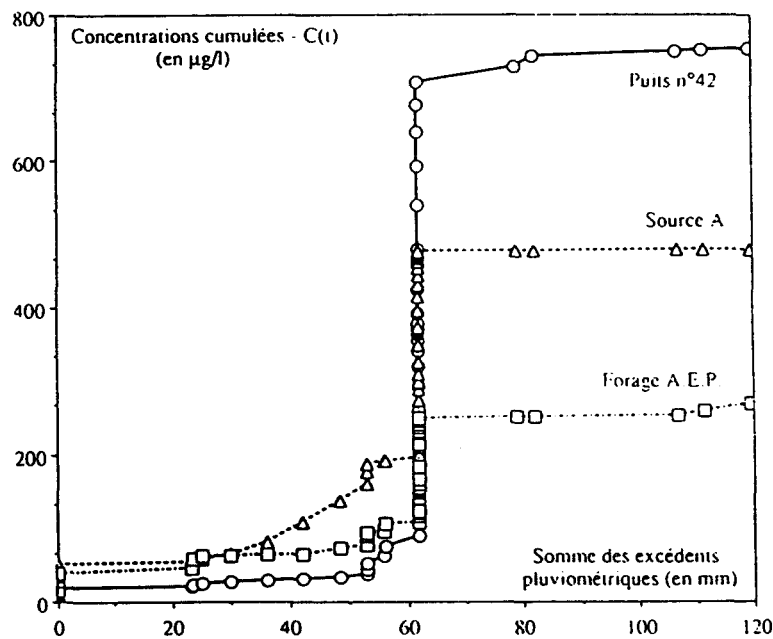


Fig. VII.8 : Evolution des concentrations en Uranine en fonction des excédents pluviométriques sur une période de 84 jours.

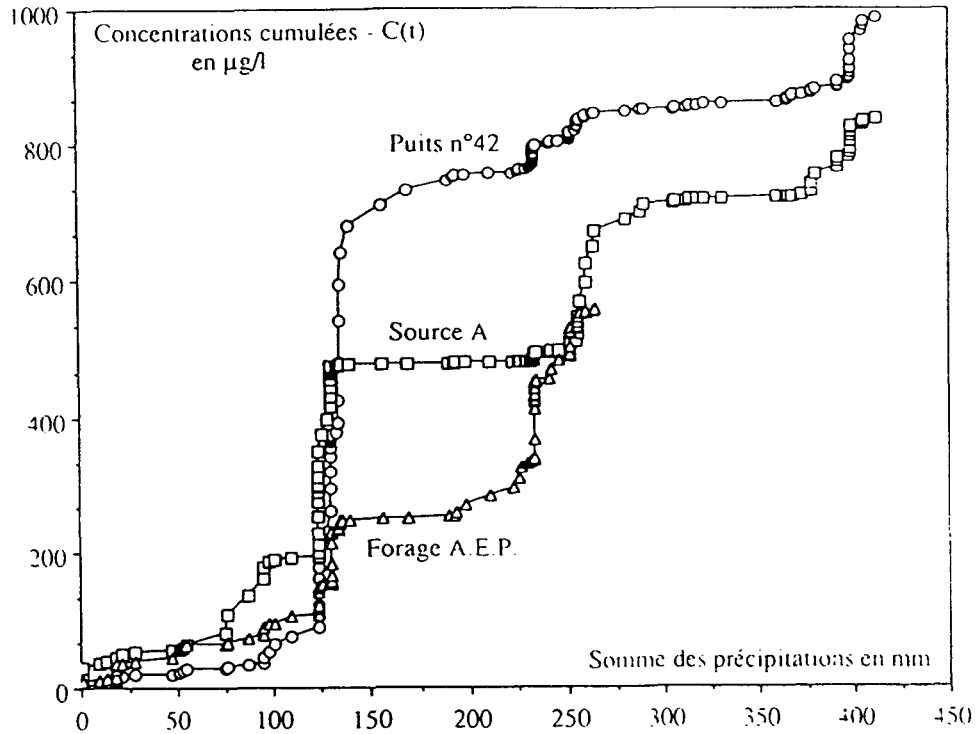


Fig. VII.9 : Evolution des concentrations en Uranine en fonction des précipitations sur une période de 142 jours.

Il y aurait donc une relation quasi instantanée entre les précipitations et la teneur en Uranine des échantillons prélevés, cela à la faveur d'un réseau de fractures ouvertes induisant une vitesse de transfert rapide (53 m/h). En Normandie, sur un milieu karstique, Roux (1978) estime que les vitesses de l'ordre de 50 m/h se rapportent, pour beaucoup, à des essais sur des zones à forte adsorption du traceur ou dans des puits probablement colmatés, ce qui semble être le cas de notre expérience.

En reprenant l'évolution des valeurs cumulées des concentrations et des précipitations au cours du temps, (Fig. VII.7) on retrouve la relation concentration - précipitation évoquée précédemment à laquelle s'ajoutent deux caractères supplémentaires qui sont :

- Une stabilisation de l'évolution des concentrations cumulées faisant suite à une augmentation rapide, le tout au cours des périodes où les précipitations sont nulles (puits 42 et source A, Fig. VII.7). Il y a donc absence de transport, l'Uranine adsorbée ou stockée dans la zone non saturée doit attendre les prochaines précipitations pour qu'il y ait un nouveau départ vers les points de prélèvements.

- Une inversion de la tendance d'évolution entre les courbes A et 42, à partir du 57^{ème} jour, la courbe 42 passe au-dessus de l'autre, ce qui supposerait une arrivée du traceur au puits 42 par transfert en milieu poreux ou fissural fin s'ajoutant au transfert rapide par fracture. Le même phénomène semble se produire au 95^{ème} jour entre le forage A.E.P. et les sources, mais la tendance est estompée car la distance entre les deux points de prélèvement est trop faible pour permettre une individualisation nette des deux processus de transfert. Ajoutons que dans le cas du

forage A.E.P., les alternances rythmiques de pompage peuvent nuire à l'interprétation de tels résultats.

VII.2.1.4 Conclusion.

Les résultats du traçage soulignent la réalité d'un transport des eaux souterraines de façon convective à la faveur de fractures multiples. Il s'agit d'un écoulement fissural rapide par chenaux diversifiés, mais relativement peu nombreux, en opposition avec le type habituel d'écoulement en milieu poreux ou finement fissuré de la nappe de la craie présentant dans ce cas, une vitesse relativement faible et une courbe de restitution unimodale (Porel, 1988).

Il existe indéniablement une relation de transport des eaux souterraines entre les différents points du traçage avec des vitesses maximales, correspondant aux premières vagues de traceur observées, de l'ordre de 1000 m/j. Enfin, la comparaison des résultats de traçage et des données pluviométriques souligne une participation évidente et très rapide des eaux pluviales à l'écoulement souterrain.

VII.2.2 Traçage d'essai à Sangatte.

VII.2.2.1 Situation géographique et contexte géologique.

Le site de traçage est implanté au Sud-Est de Sangatte (Fig. VII.10 et Tableau. VII.4), sur le versant Nord-Est des collines de l'Artois, à une trentaine de mètres d'altitude par rapport au niveau de la plaine maritime et de la mer, au pied de la crête du Mont Vasseur qui se prolonge vers l'WSW jusqu'au Blanc Nez. Le versant Nord-Est des collines de l'Artois, où se trouve le site, correspond au Flanc Nord-Est de la terminaison périclinale du Boulonnais, extrémité orientale de l'anticlinal du Weald dont le coeur jurassique est discordant sur le Paléozoïque plissé, chevauchant et faillé qui affleure aux abords de Ferques et Marquise.

Au droit du site, les assises crayeuses présentent un pendage de 6,5° vers l'ENE. Le faciès crayeux débute, dans cette région littorale, dès le Cénomaniens inférieur et il est recouvert, sur le flanc Nord des collines du Mont Vasseur et du Mont Saint-Martin, par des limons pléistocènes d'origine éolienne, riches en débris crayeux et silex.

		F27	PT28	P26
Cordonnées Lombaires	x	559.861	559.851	559.948
	y	559.692	359.654	359.664
	z	33.181	35.665	31.543
Profondeur (m)		60	60	72
Crépine (m)		de 31 à 58.5	de 30 à 60	de 23 à 72
Tubage hors sol (m)		0.47	0.918	0.492
Distance au F27 (m)		-	39.10	91

Tableau VII.4 : Caractéristiques des ouvrages du site de Sangatte.

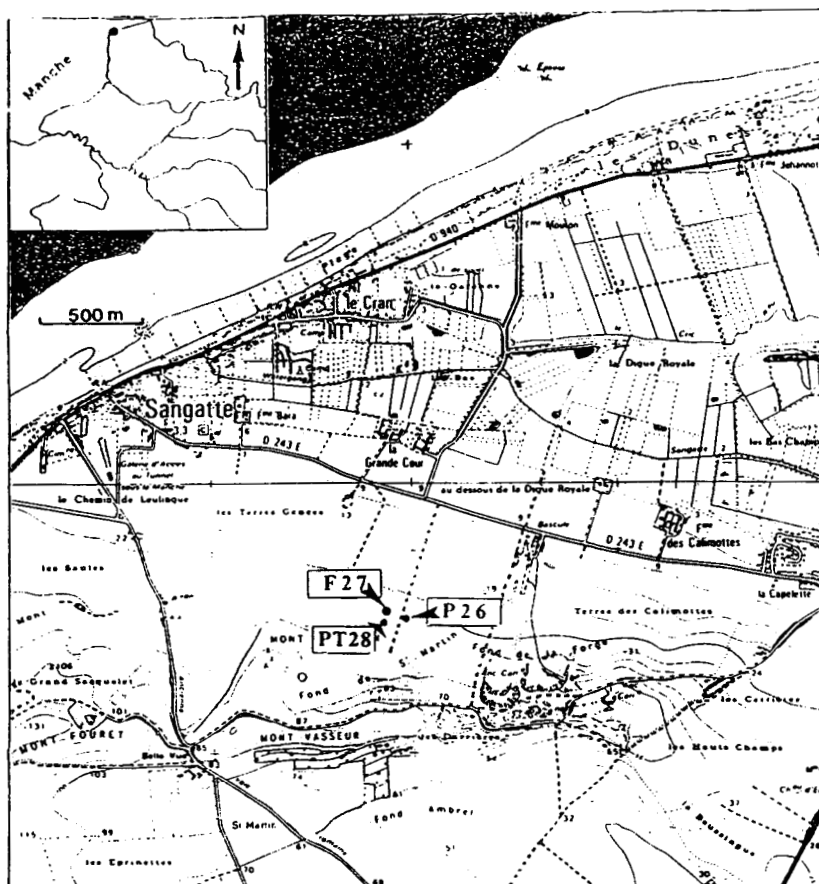


Fig. VII.10 : Carte de situation et de localisation des points de références du traçage de Sangatte.

VII.2.2.2 Expérience de traçage.

VII.2.2.2.1 Conditions expérimentales.

L'essai mis en œuvre est un multitraçage en écoulement convergent, surimposé à un écoulement naturel uniforme, dans la nappe libre de la craie sénonienne (milieu à double porosité). Deux traceurs ont été injectés, chacun dans un piézomètre différent.

- au PT28, injection le 02.05.88 à 11h 15 de 2000 grammes d'Uranine dissous dans 35 litres d'eau, pendant 40 secondes, suivie d'une chasse de 60 litres d'eau pendant environ 2 minutes.
- au P26, injection le 02.05.88 à 12h 15 de 2000 grammes de Rhodamine WT dissous dans 15 litres d'eau, pendant 1 minute, suivie d'une chasse de 60 litres d'eau pendant 2 minutes.

L'échantillonnage a été effectué, durant toute la période du traçage, aux piézomètres d'injection (PT28 et P26) et au puits de pompage dans lequel a été maintenu un débit sensiblement constant (40/41 m³/h), pendant cinq jours. A cet écoulement convergent s'ajoute l'écoulement naturel de la nappe qui se fait vers le Nord, avec un gradient naturel de l'ordre de 1/176.

VII.2.2.2.2 Résultats.

- Fonctions d'entrée aux piézomètres d'injection.

Les courbes d'évolution des concentrations en fonction du temps aux piézomètres d'injection sont représentées sur les figures VII.11 pour le PT28 et VII.12 pour le P26.

Pour le PT28 on observe, pendant les 8 premières heures, une décroissance rapide de la concentration puis une diminution beaucoup plus lente par la suite pour se stabiliser vers la fin de l'essai. Une des causes de rétention du traceur dans le piézomètre d'injection réside très vraisemblablement à l'infiltration d'une partie importante de la solution très concentrée injectée entre le tubage et le terrain; la tête du tubage du piézomètre ayant été prématurément arrêtée à environ 1 mètre sous le niveau du sol, soit à près de 2 mètres sous la tête de protection (configuration qui n'avait pas été soulignée par le foreur, avant l'injection).

Pour le P26 on observe en début de courbe une concentration relativement constante, qui décroît rapidement ensuite jusqu'à 5 heures environ après l'injection. Au delà de cette date la concentration diminue très lentement.

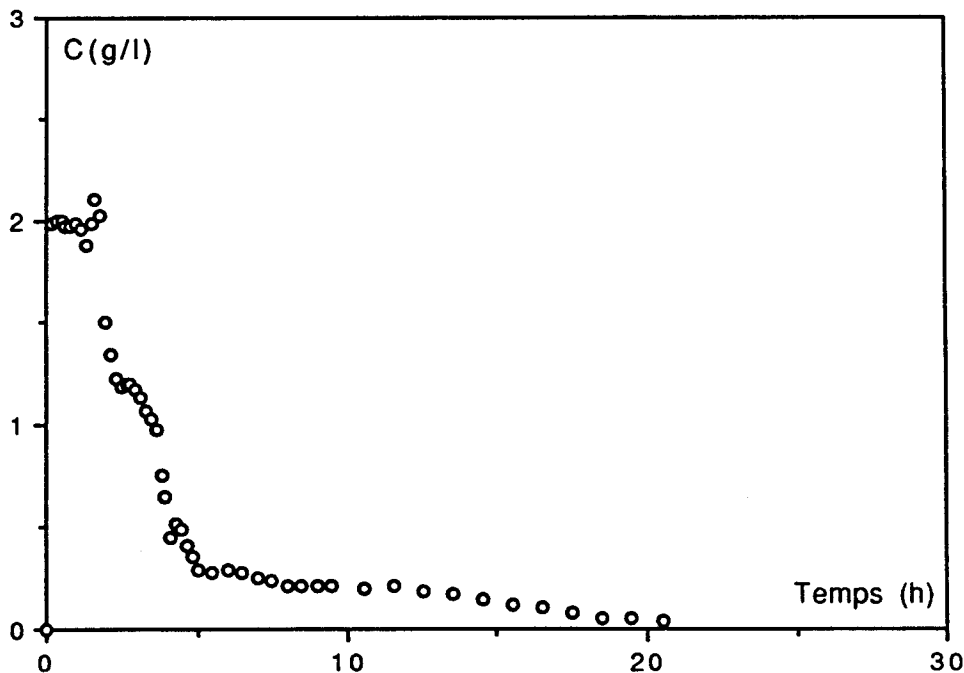


Fig. VII.11 : Fonction d'entrée obtenue au piézomètre PT28.

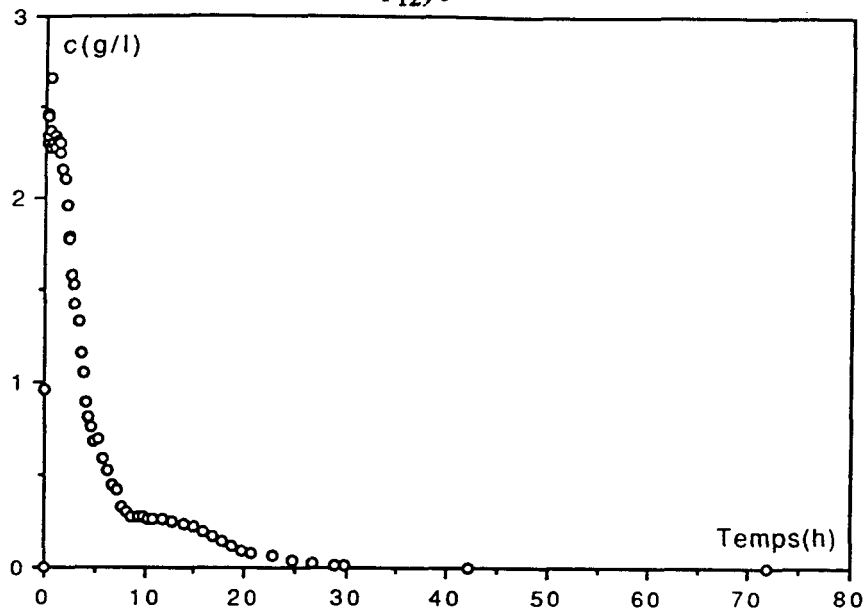


Fig. VII.12 : Fonction d'entrée obtenue au piézomètre P26.

Chacune des deux fonctions d'entrée peut être, approximativement, comparée à une fonction exponentielle décroissante, confirmant ainsi l'entraînement effectif des traceurs.

- Fonctions de sortie au forage de pompage (F27).

Pour le traçage PT28 - F27, effectué dans le sens de l'écoulement naturel, on obtient une courbe assez homogène et très dissymétrique avec un pic accusé (Fig. VII.13). De cette courbe de restitution on peut déduire les caractéristiques suivantes :

- + un temps d'arrivée de 8 heures et une vitesse maximale de 4,85 m/h.
- + un temps modal de 37 heures, correspondant à une vitesse modale de 1,05 m/h.
- + un temps moyen de transfert de l'ordre de 122 heures.
- + un taux de restitution de 51,3%.

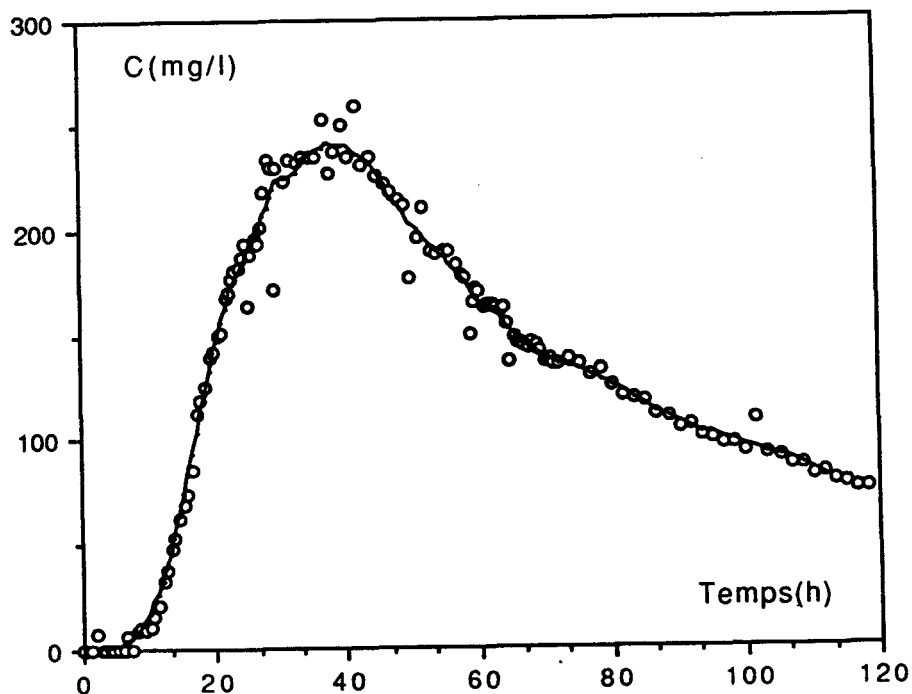


Fig. VII.13 : Courbe de restitution du traçage PT28-F27.

L'interprétation hydrodispersive de cette courbe donne une dispersivité longitudinale de 9,74 mètres, un temps de transfert par convection pure de 72 heures et une vitesse effective de l'ordre de 3,6 m/jour.

Pour le traçage P26 - F27, aucune présence de Rhodamine WT n'a pu être décelée dans l'eau exhaurée au puits de pompage. Ceci peut être dû :

- soit au fait que l'écoulement composé (naturel et convergent) ne permet pas de relation entre les deux ouvrages. En effet, on supposant que la direction du traçage soit perpendiculaire à l'axe de l'écoulement naturel, l'apparition du traceur au puits de pompage ne serait possible que si le P26 est situé dans le rayon d'action du pompage; c'est-à-dire que si la distance F27 - P26 (environ 91 mètres) est inférieure au quart de la longueur (L) du front d'emprunt, défini par $Q = T i L$ (où T est la transmissivité, i le gradient hydraulique et Q le débit de pompage). La valeur de L/4 obtenue, en prenant $Q = 41\text{m}^3/\text{h}$, $i = 7,5 \cdot 10^{-3}$ et $T = 8 \cdot 10^{-3}\text{m}^2/\text{s}$, est de 4,5 mètres qui est largement inférieure à la distance de 91 mètres, ce qui exclut toute liaison P26 -F27.

- soit au fait que la distance de 91 mètres impose des temps de parcours supérieurs à la durée du traçage.

- soit au fait que la zone située entre le P26 et le forage est trop peu fissurée pour permettre un transfert de masse, en opposition avec un bon transfert de pression observé entre ces mêmes ouvrages (réaction dynamique du P26, au cours du pompage). On peut aussi supposer que le P26 soit situé dans une fracture qui aurait évacué le traceur hors de la zone d'influence du pompage.

VII.2.2.3 Conclusion.

Le traçage d'essai effectué dans l'aquifère crayeux à Sangatte, montre d'une part que le transfert de masse dans ce secteur s'apparente à celui en milieu poreux ou finement fissuré et homogène (vitesse de transfert relativement faible et une courbe de restitution unimodale, pour le traçage PT28 - F27) et d'autre part que l'influence de la fracturation peut jouer un rôle primordial dans ce transfert (le traçage P26 -F27 s'est révélé négatif, sous l'influence possible de la fracturation).

Dans cette zone à très faible densité de linéaments et donc à priori faiblement fracturée, on obtient des vitesses de transfert n'excédant pas 1 m/h alors que l'injection s'est faite dans un piézomètre situé à 40 mètres du puits de pompage.

VII.3 TRAÇAGE D'ESSAI DANS LES CALCAIRES DÉVONIENS DE L'AVESNOIS.

VII.3.1 Situation géographique et contexte géologique.

L'Avesnois est situé au Sud-Est du département du Nord, il constitue le prolongement Sud-Ouest du massif ardennais. Ses terrains paléozoïques carbonatés (dévonien et carbonifères) appartiennent au synclinorium de Dinant; formé lui même d'une succession de plis synclinaux et

anticlinaux d'axe E-W à ENE-WSW, s'ennoyant à l'Ouest sous la couverture crétacée discordante. Les formations calcaires constituent des réservoirs aquifères en raison de la présence d'une fracturation et d'une karstification importantes (Crampon et al., 1987).

Le site expérimental de Moranrieux, lieu de réalisation des traçages d'essai, est implanté sur le versant Nord du vallon du même nom, vallon prenant naissance au Nord-Est d'Ohain et s'encaissant de plus en plus vers l'Est (Fig. VII.14). Dans ce secteur la nappe est contenue dans les calcaires givétiens, fracturés selon deux directions principales qui sont approximativement Nord-Sud et Est-Ouest (Lempereur, 1983). Ce site est constitué d'un puits de pompage et de sept piézomètres, avec une perte située dans le coude du ruisseau de Moranrieux près des forages FA et FB à environ 17 mètres au Sud-Est (Tableau. VII.5).

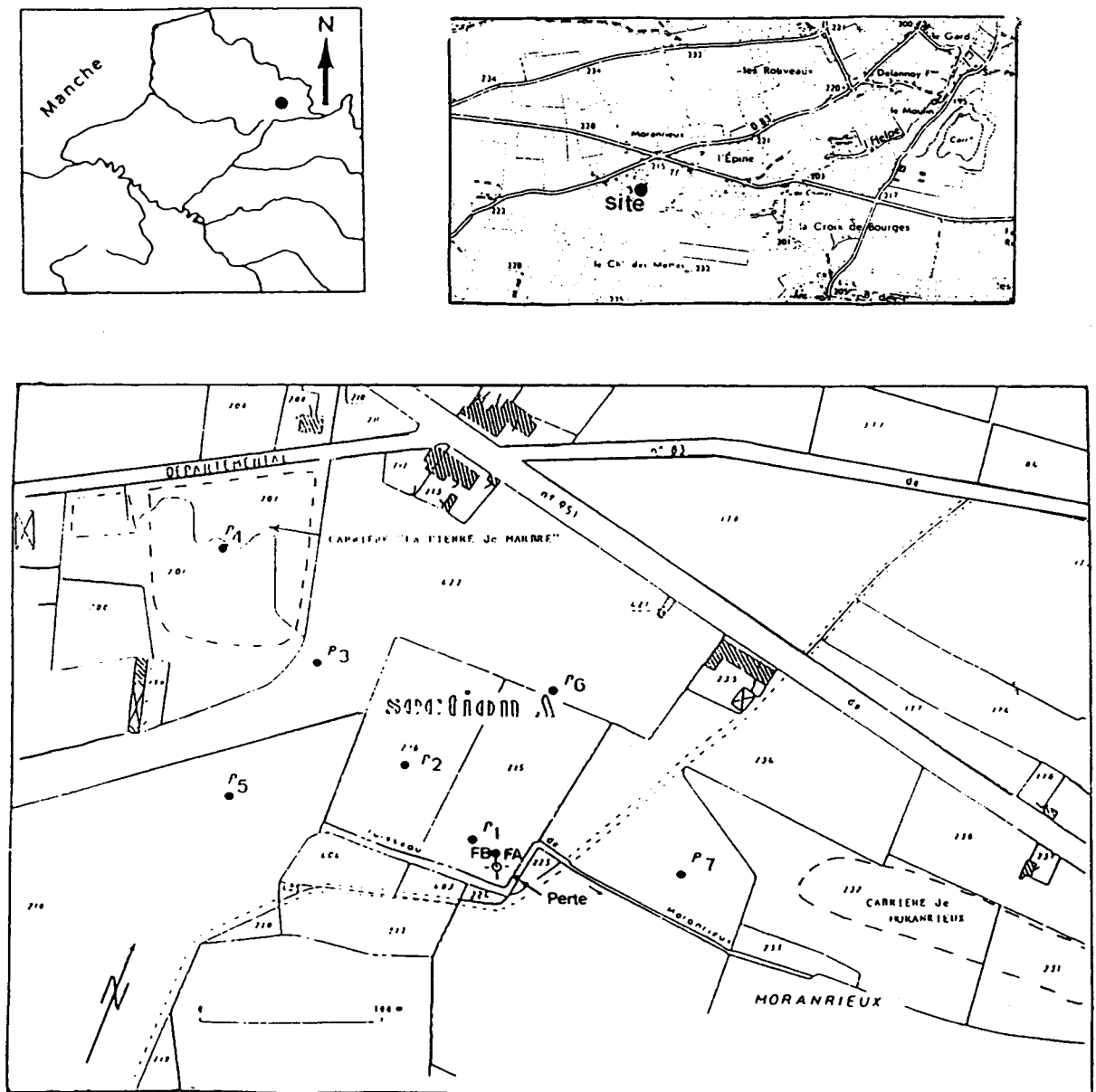


Fig. VII.14 : Carte de localisation du site de Moranrieux.

	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	FA	FB
Profondeur (m)	20	20	20.5	20	20	20	20	50	61
Tubage plein (m)	0-11	0-17	0-4	0-18	0-3	0-18	0-18	0-21.5	0-36
Crépine (m)	-	17-20	-	18-20	-	18-20	18-20	21.5-50	36-61
Forage nu (m)	11-20	-	4-20.5	-	3-20	-	-	-	-
Diamètre partie haute (mm)	230	110	140	110	140	110	110	316	400

Tableau. VII.5 : Caractéristiques des ouvrages du site expérimental de Moranrieux.

VII.3.2 Expérience de traçage.

VII.3.2.1 Conditions expérimentales.

Le traceur utilisé pour les différents traçages était de l'Uranine, qui en solution aqueuse a été injectée de façon brève dans les piézomètres appropriés. L'échantillonnage a été effectué dans les forages de pompage FA et FB (Tableau. VII.6).

Système traçage	Date	Masse (kg)	Distance (m)	Débit (m ³ /h)	Vitesse d'arrivée (m/h)	Vitesse modale (m/h)	t _c (h)	α (m)	R%
Perte⇒FA	02.08.82	0.250	17	43.9	510	108.5	0.21	3.2	89
P1⇒FA	23.07.82	0.250	16.71	50	4	1.03	-	-	5
P3⇒FB	26.01.83	2	68.88	71.05	1.3	1.12	-	-	3.4
P2⇒FB	17.11.82	3	143.23	73.7	5.74	0.64	123	1.7	7.3

Tableau. VII.6 : Caractéristiques des traçages réalisés sur le site de Moranrieux.

t_c : temps de transfert par convection pure.

α : dispersivité.

R% : taux de restitution.

VII.3.2.2 Résultats.

Les résultats des différents traçages sont rassemblés sur le Tableau. VII.7.

- Traçage Perte - FA.

La courbe de restitution obtenue (Fig. VII.15) est unimodale dissymétrique. Elle traduit un transfert très rapide du traceur :

+ arrivée de l'Uranine en moins de 2 minutes, soit une vitesse maximale supérieure à 510 m/h.

+ une concentration maximale (15 mg/l) apparaissant en moins de 10 minutes, soit une vitesse modale de 108,5 m/h.

L'obtention d'une courbe de restitution unimodale avec des vitesses de transfert très élevées, témoigne d'un écoulement dans une fracture vraisemblablement unique et largement ouverte (ou conduit karstique) reliant directement la perte du ruisseau de Moranrieux avec le puits FA.

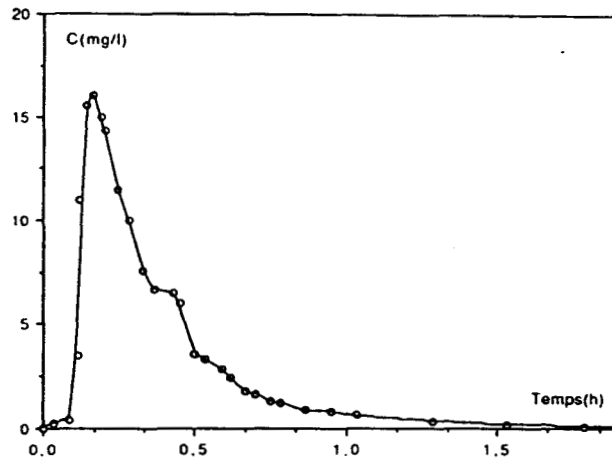


Fig. VII.15 : Courbe de restitution du traçage Perte-FA.

- Traçage P1 - FA.

La courbe de restitution (Fig. VII.16) est particulièrement irrégulière, présentant une série de pics de concentration beaucoup plus faible que pour le cas précédent. La vitesse maximale n'est que de 4 m/h et les vitesses modales, correspondant aux deux premiers pics de concentration maximale (11,5 $\mu\text{g/l}$), sont de l'ordre de 1,36 et 1,03 m/h. Un dernier pic apparaît en fin de courbe, correspondant à une vitesse modale plus faible, soit 0,33 m/h.

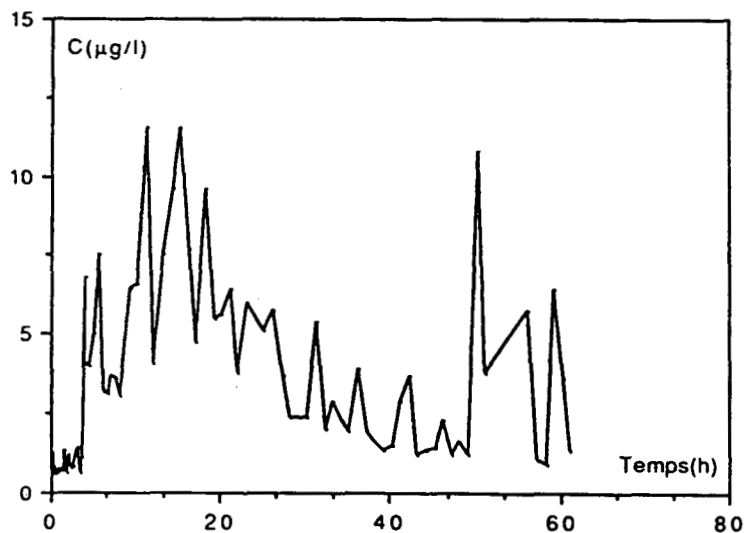


Fig. VII.16 : Courbe de restitution du traçage P1-FA.

- Traçage P3 - FB.

La courbe résultante de ce traçage (Fig. VII.17) est également plurimodale, avec une vitesse d'arrivée du traceur de 1,3 m/h et une vitesse modale de 1,12 m/h.

La plurimodalité des courbes de restitution relatives aux deux traçages (P1 -FA) et (P3 -FB), pourrait s'expliquer par un transfert en réseau de fractures multiples offrant chacune une vitesse moyenne de convection qui lui est propre.

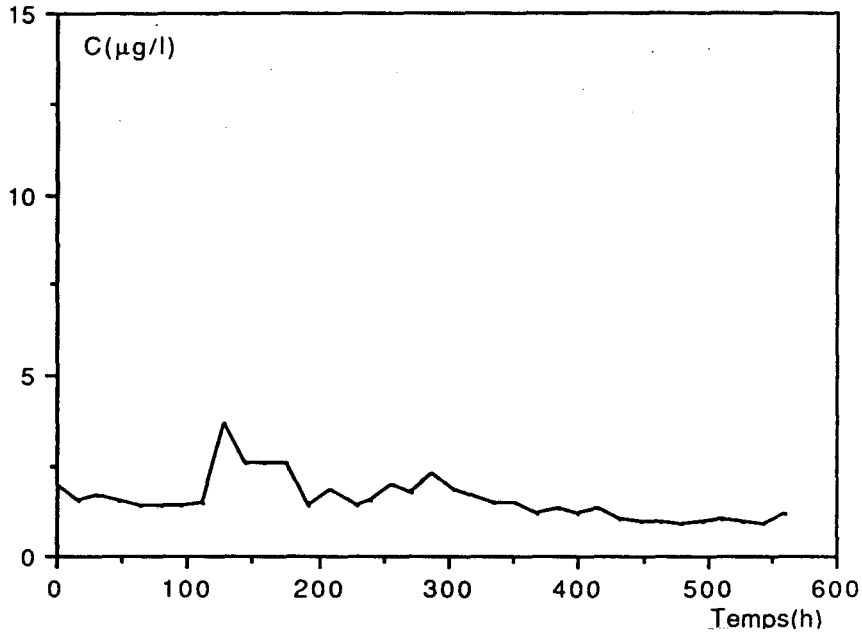


Fig. VII.17 : Courbe de restitution du traçage P3-FB.

- Traçage P2 -FB.

La courbe de restitution obtenue (Fig. VII.18) présente une forme d'ensemble unimodale et dissymétrique avec, dans le détail, des variations en dents de scie. Elle est relativement voisine de celle caractéristique du milieu poreux homogène. La vitesse maximale est d'environ 5,7 m/h et la vitesse modale est de 0,64 m/h.

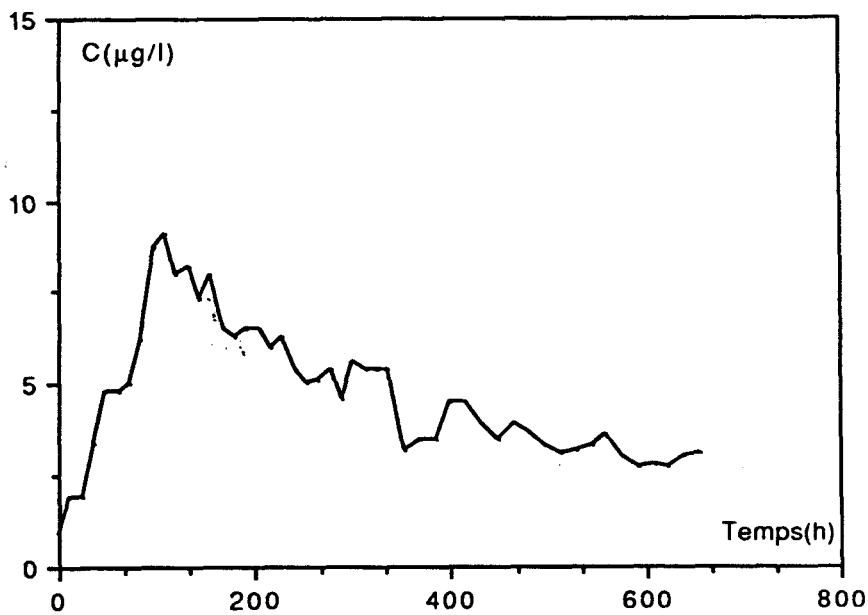


Fig. VII.18 : Courbe de restitution du traçage P2-FB.

VII.3.3 Conclusion.

Les traçages d'essai effectués sur le site de Moranrieux montrent une arrivée du traceur en plusieurs vagues à des vitesses très élevées. En considérant que le débit de pompage est constant, on peut affirmer que l'acheminement du traceur se fait par plusieurs familles de fractures à ouvertures et fréquences différentes. Cette dernière hypothèse est appuyée par les faibles taux de restitution obtenus (inférieures à 8%, tableau VII.7); en empruntant plusieurs directions, le traceur sera évacué hors de la zone de pompage d'où la perte de masse constatée. Un taux de restitution aussi important que 89% pour le traçage perte-FA, est un argument supplémentaire en faveur d'un transfert par fracture unique ou conduit karstique. Les vitesses de transfert obtenues sont très variables d'un traçage à l'autre par suite des variations de perméabilité et de gradient hydraulique, tant selon la distance que selon la direction du traçage. Elles soulignent donc l'hétérogénéité du milieu fissuré.

VII.4 ANALYSE COMPARATIVE DES TRAÇAGES RÉALISÉS EN BOULONNAIS ET DANS L'AVESNOIS.

Les résultats des traçages d'essai, réalisés dans les formations carbonatées fissurées du Nord de la France, soulignent la réalité d'un transfert de masse de façon convective à la faveur de fractures multiples (courbes multimodales dont chaque pic correspond à une famille de fracture, offrant chacune une vitesse moyenne de convection). Il s'agit donc d'un écoulement fissural, rapide dans certain cas, en opposition avec le type habituel d'écoulement en milieu poreux ou finement fissuré et homogène, comme c'est le cas pour les traçages P2 -FB à Moranrieux et PT28 -F27 à Sangatte. Bien que ce dernier puisse être assimilé à un transfert en milieu homogène, il n'est pas possible de définir un volume élémentaire représentative du milieu fissuré.

La variabilité des vitesses maximales (Tableau. VII.7), qui s'observe aussi bien selon la direction que selon la distance de l'expérimentation, témoigne de la grande influence de l'organisation du réseau de fissures, de leur ouvertures et de leur fréquences.

	Escalles	Sangatte	Moranrieux			
	craie turo - sénoniennes		calcaires dévoniens			
Distance (m)	2226	38.94	17	16.71	68.88	143.21
Vitesse maximale (m/h)	53	4.85	510	4	1.3	5.74

Tableau VII.7 : Vitesses de transfert obtenues dans deux aquifères fissurés du Nord de la France.

Les calcaires dévoniens de l'Avesnois sont fortement fracturés et présentent localement des traces de karstification, expliquant ainsi la vitesse élevée relevée lors du traçage Perte - FA. Alors que la vitesse obtenue à Escalles (53 m/h), sur une aussi grande distance, n'a jamais été observée sur d'autres sites de traçage dans la craie de la région Nord-Pas de Calais. Une telle vitesse nous

incite, par comparaison avec l'exemple précédent, à avancer l'hypothèse d'un écoulement par fissures ouvertes et/ou drains karstiques suivant les directions du traçage, qui sont sub-parallèles aux deux directions morphologiques majeurs N020 et N120 de ce secteur. Cette hypothèse de transfert rapide est confirmée par des observations dans la carrière souterraine située près de la Ferme de "la folle Emprise" 1km au Sud-Est de la zone du traçage (Bracq, Hanich et al., 1991). Il existe d'anciens conduits de diamètres avoisinant 0,8 mètres, actuellement colmatés par des dépôts sableux associés à des fragments de craie. Ces conduits sont secs mais n'interdisent ni leur utilisation par les eaux pluviales comme axe d'infiltration vers la nappe, ni la présence probable d'un système équivalent en profondeur servant d'axe de transfert rapide dans la nappe de la craie.

VII.5 COMPARAISON DES TRAÇAGES D'ESSAI EN MILIEU FISSURÉ ET EN MILIEU ALLUVIONNAIRE.

Au regard des résultats des traçages d'essai, réalisés dans ces deux milieux, on peut penser que le transfert de masse s'effectue de manière aléatoire. Les courbes de restitution obtenues présentent, dans leur majorité, des variations de concentration en dent de scie et les rares cas où elles sont beaucoup plus homogènes, correspondent généralement à des traçages effectués sur de courtes distances. Ceci traduit d'une part l'hétérogénéité de la structure de ces milieux et d'autre part l'effet d'échelle dans le transfert de matière, qui se manifeste chaque fois qu'on augmente la distance d'investigation.

Les différents traçages d'essai réalisés, montrent que la propagation du traceur s'effectue, aussi bien dans les formations carbonatées fissurées du Nord de la France que dans les formations alluvionnaires de Marsillargues (cf. Chap. VI), à vitesse élevée et de manière principalement convective. Ce transfert convectif est favorisé dans les premières formations par la présence d'un réseau de fractures multiples (ou conduits karstiques) et dans les deuxièmes, il suit des chemins préférentiels d'écoulement (chenaux). Le comportement hydrodispersif au sein de chacun de ces deux milieux est très contrasté, suivant d'une part la direction du traçage et d'autre part les conditions hydrodynamiques de la nappe. Dans les deux cas, la superposition de plusieurs cheminements distincts du traceur avec des vitesses différentes et donc des temps de transfert très variables, engendre des courbes de restitution avec une série de pics de concentration. Par conséquent la dispersion globale du traceur ne se fait que par la sommation d'effets essentiellement convectifs.

En tenant compte de l'hétérogénéité de structure de ces milieux, qui se manifeste à différentes échelles, il n'est pas possible de définir un volume élémentaire représentatif dans de tels milieux. En milieu carbonaté fissuré, l'analyse morphostructurale ainsi que l'analyse statistique de la répartition spatiale de la fracturation, devraient permettre de prévoir une ou plusieurs directions principale de transfert de masse et une meilleure compréhension du comportement hydrodispersif de tel milieu aquifère. Par contre en milieu alluvionnaire, une étude sédimentologique fine serait un préalable indispensable à une bonne compréhension des phénomènes de transfert.

A cette influence de la structure du milieu, sur la forme des courbes de restitution et par conséquent sur le mode de transfert, s'ajoutent d'autres facteurs extérieurs. Pour le traçage d'Escalles par exemple (cf. §. VII.2.1) on a montré que les impulsions pluviométriques successives provoquent des dilutions relatives du traceur, alors que pendant l'absence de pluie on note une augmentation de concentration. C'est donc cette alternance de périodes pluvieuses et de périodes sèches qui fait que le traceur se propage par vagues successives engendrant ainsi à la sortie du système-traçage, des courbes multimodales. Par contre à Marsillargues (cf. Chap. VI) on a montré que la plurimodalité des courbes de restitution est consécutive aux inversions de gradient hydraulique de la nappe, suite aux alternances des cycles de pompage des agriculteurs dans les environs du site.

Les trois types de traçage effectués à Marsillargues ont permis la détermination des paramètres hydrodispersifs de l'aquifère alluvionnaire. Ces paramètres varient beaucoup, suivant la direction, la distance et le type de traçage : la porosité cinématique varie de 0,03 à 0,26 et la dispersivité varie entre 0,02 et 80 mètres (Tableau VII. 8). On remarque que pour le traçage P8-P3, effectué en écoulement naturel, la dispersivité globale déterminée est d'un même ordre de grandeur que celle obtenue pour le traçage en puits unique au piézomètre P6 (Tableau VII. 8).

La restitution incomplète des traceurs fluorescents, pour les traçages effectués sur le site de Marsillargues, est due à une forte adsorption de ces derniers sur la fraction argileuse de l'aquifère. Par contre les faibles taux de restitution obtenus, pour certains traçages effectués dans les formations carbonatées fissurées du Nord de la France, sont dûs à la diffusion moléculaire des traceurs dans la matrice.

D'après ce qui précède on peut conclure que les deux milieux (fissuré et alluvionnaire) ont un comportement hydrodispersif similaire du fait de l'hétérogénéité de leur structure.

VII.6 CONCLUSION.

Le transfert de masse dans de tels milieux hétérogènes est directement lié à leur structure et aux conditions locales et temporelles de l'écoulement hydrodynamique. Dans ce cas l'intérêt des traçages d'essai réside essentiellement dans la mise en évidence des anisotropies et des hétérogénéités du milieu, peu décelables par les méthodes hydrodynamiques classiques, en plus bien sûr de leur intérêt dans l'évaluation de la vulnérabilité d'un aquifère et sa caractérisation, quand cela est possible, par des paramètres hydrodispersifs. Dans les formations carbonatées fissurées on constate l'étroite relation entre les directions morphologiques, la fracturation du réservoir aquifère, le mode et les directions principales d'écoulement souterrain. Il est donc indispensable, afin de pouvoir appliquer à ces milieux hétérogènes les lois hydrodynamiques ou hydrodispersives établies pour des milieux homogènes, d'approcher à partir de l'analyse statistique des traits morphostructuraux et de la fracturation, une surface maximale représentative pour laquelle la répartition directionnelle de ces éléments est homogène.

	Date	Traceur	masse (g)	Lieu d'injection	lieu de prélèvement	Distance (m)	Orientation de l'axe de traçage	Va (m/h)	Ca (µg/l)	Taux de restitution (%)	Approche longitudinale par pic						Approche longitudinale globale			
											Traçage	n°pic	Cp (µg/l)	tm (h)	α _L (m)	um (m/h)	Traçage	α' _L (m)	t _m (h)	u (m/h)
Traçage en écoulement naturel	9.7.88	Rhodamine wt	2000	P7	P1	85.25	ENE-WSW	4.41	58.8	-	P7-P1	1	247.9	47.5	21.3	1.8	P7-P1	23.4	917.5	0.45
					P2	101.2	ENE-WSW	3.89	1.28	-	P7-P3	1	16.7	1335.8	39	0.08	P7-P2	17.2	912.3	0.39
					P3	104.4	NE-SW	2.26	4.48	-							P7-P3	12.7	1057.7	0.34
	9.7.88	Uranine	2000	P8	P1	52.15	ESE-WNW	1.89	2.34	-	P8-P2	1	11.4	36.7	0.05	1.68	P8-P1	80.1	201.8	0.77
					P2	61.6	E-W	2.39	8.70	-		2	9.07	398.3	0.07	0.15	P8-P2	20.9	618.4	0.31
					P3	55.36	ENE-WSW	2.09	13.45	-	P8-P3	1	13.45	26.6	0.09	2.08	P8-P3	0.84	1535.3	0.04
											2	6.51	365.3	0.02	0.15					
											3	6.26	1082.7	9.2	0.051					
											4	7.97	1300.8	11.3	0.043					
											5	7.14	1540.3	8.01	0.036					
Traçage en écoulement radial convergent	16.6.89	Uranine	1000	P3	P1	40.5	SSE-NNW	23.4	1.10	25.8	P3-P1	0.24	0.6	0.04	0.05	α' _L (m)				
		Rhodamine wt	1500	P4	P1	45	NNW-SSE	12	4.73	3	P4-P1	0.25	0.43	0.8	0.1	4.5				
		Iodure (NaI)	5000	P5	P1	100.75	NW-SE	17	190	80	P5-P1	0.44	1.01	0.03	0.03	3.4				
																3.3				
Traçage en puits unique	5.7.89	Rhodamine wt	200	P2	P2	16	2.1	8.3 10 ⁻³	1.1 10 ⁻¹		Strate testée	x ₁ (m)	α _L (m)	ω (%)	Vo (cm/h)	u (cm/h)				
	5.7.89	Rhodamine wt	300	P6	P6	61	3.4	2.56 10 ⁻²	3.3 10 ⁻¹		graviers, galets et sables	2.2	0.43	15.3	14	91.5				
											graviers et galets	12.5	0.78	26	20	76.9				

Tableau VII.2 : Tableau récapitulatif des traçages réalisés sur le site de Marsillargues.

Ca: concentration correspondant à la première détection du traceur (µg/l), Cp: concentration modale du pic (µg/l), Va: vitesse apparente correspondant à la première détection du traceur (m/h), Vapp: vitesse apparente de transit du centre de gravité du nuage de traceur (m/h), Vo: vitesse de Darcy (m/h), u: vitesse effective moyenne (m/h), um: vitesse correspondant au pic de concentration (m/h), tm: temps d'arrivé du pic de concentration (h), α_L: dispersivité longitudinale (m), α'_L: dispersivité longitudinale globale équivalente (m), ω: porosité cinématique, x₁: distance de parcourt du traceur pendant la phase de l'écoulement naturel (m).

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALE

Dans le présent mémoire, il a été tenté de préciser l'influence, de la structure d'un aquifère hétérogène et des conditions hydrodynamiques de la nappe qu'il contient, sur les transferts de masse. L'étude s'est appuyée sur des traçages d'essai, réalisés dans l'aquifère alluvionnaire de Mauguio-Lunel (Hérault) et dans les formations carbonatées fissurées du Nord de la France.

La première partie de ce travail a été effectuée dans le but de :

- définir les modalités de mise en œuvre de trois techniques de traçage d'essai (en écoulement naturel, en écoulement convergent et en puits unique), leurs conditions d'application et leurs intérêts.
- présenter les modèles mathématiques décrivant le transfert de masse dans un milieu poreux sous des conditions d'écoulement différentes, qui permettent l'interprétation des résultats des traçages d'essai et préciser leurs limites de validité lorsqu'il s'agit d'un aquifère hétérogène.

Les trois méthodes de traçages d'essai ont été appliquées dans l'aquifère alluvionnaire de Mauguio-Lunel, sur le site expérimental de Marsillargues. Les expérimentations ont été réalisées avec trois traceurs différents (Uranine, Rhodamine wt et Iodure de sodium), selon des directions et des distances d'investigations variables. Avant la réalisation des expérimentations de traçage, nous avons essayé de décrire la structure de l'aquifère "villafranchien" et étudier les tendances piézométriques de la nappe, aussi bien à l'échelle de la plaine qu'à l'échelle du site expérimental de Marsillargues. Nous avons aussi déterminé les paramètres hydrodynamiques de la nappe au droit du site.

Les traçages d'essai en écoulement naturel et en écoulement convergent, ont fourni des résultats dont l'interprétation est très délicate, par suite de la complexité de la structure du milieu, qui augmente en plus avec la distance d'investigation, engendrant des changements d'échelle d'hétérogénéité et par conséquent des effets d'échelle dans le transfert de masse.

Les traçages d'essai en puits unique ont offert de meilleurs résultats et ont permis de différencier deux niveaux dans l'aquifère (inférieur et supérieur), du point de vue de leurs caractéristiques hydrodispersives (vitesse d'écoulement, dispersivité et porosité cinématique). Les transmissivités obtenues par la méthode de dilution ponctuelle sont comparables à celles déterminées par pompages d'essai, ce qui confirme la fiabilité de cette technique de traçage. Celle-ci permet de mesurer des paramètres locaux, utiles notamment pour prévoir et décrire les conséquences d'une pollution accidentelle localisée.

Les traçages d'essai réalisés, sur trois sites différents (Escalles, Sangatte et Moranrieux) implantés dans des aquifères carbonatés fissurés du Nord de la France, montrent une étroite

relation entre les directions morphologiques, la fracturation du milieu, le mode et les directions d'écoulement. Des phénomènes karstiques semblent exister au sein de l'aquifère crayeux de la région d'Escalles, les vitesses relevées par traçages d'essai et les observations de terrain sont des arguments en faveur de cette hypothèse, malgré des résurgences naturelles (sources de la falaise du Cap Blanc Nez) faibles par rapport à ce que l'on peut attendre du gabarit des conduits fossiles.

Les courbes expérimentales de restitution des différents traçages d'essai sont caractéristiques de la structure du milieu physique étudié et des conditions hydrodynamiques. Pour cela, je pense que l'application de la méthode du traitement de signal aux transferts de masse dans un milieu pris comme étant une "boite noire" serait peut-être intéressante.

A la lumière des résultats obtenus, il apparaît clairement que pour l'étude du problème des transferts de masse en aquifère hétérogène, il convient :

- d'améliorer la description du milieu expérimental de manière à reconnaître ses hétérogénéités.
- de développer une méthodologie de mesure de concentration s'adaptant à la prise en compte des hétérogénéités, en effectuant par exemple des mesures ponctuelles des concentrations réelles dans le terrain et non plus des mesures globales obtenues par homogénéisation dans un puits d'observation ou de prélèvement.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BACHMAT Y., MANDEL S. et BUGAYEVSKI M. (1988)** - A singel-well tracer technique for evaluating aquifer parameters. I. Theoretical work. *J. of Hydrol.*, Vol. 99, pp. 143-163.
- BASAK P. et MURTY V.V.N. (1979)** - Determination of hydrodynamic dispersion coefficients using "inverfc". *J. of Hydrol.*, Vol. 41, pp. 43-48.
- BASSIRI G. (1978)** - Contribution de la prospection électrique à l'étude des formations aquifères plio-quaternaires entre Montpellier et Vauvert. Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. de Montpellier, 145p.
- BEAR J. (1972)** - Dynamics of fluids in porous media. American Elsevier, New-York, 764p.
- BEAR J. et BACHMAT Y. (1967)** - A generalized theory on hydrodynamic dispersion in porous media. *Proc. Int. Ass. Sci. Hydrol. Symp. Haïfa, Publ. n° 72.*
- BERKALOFF E. (1970)** - Interprétation des pompages d'essai. Cas des nappes captives avec une strate conductrice d'eau privilégiée. *Géologie de l'ingénieur n° 1*, pp. 34-52.
- BOROWCZYK M., MAIRHOFER J. et ZUBER A. (1966)** - Singel-well pulse technique, in *Proceedings Symposium on Isotopes in Hydrology. International Union of Geodesy and Geophysics in Vienna*, pp. 507-519.
- BOROWCZYK M., MAIRHOFER J. et ZUBER A. (1966)** - Singel-well pulse technique: outline of the method, an example of application and comparaison with other methods. Report to the IAEA, Contract n°177/R2/RB.
- BOURELET M. (1980)** - Etude complémentaire des sols du mas de Carrière, Marsillagues. Rapp. interne Station de Sciences du Sol, Montfavet, 58p.
- BRACQ P. (1989)** - Linéaments, fracturation et néotectonique dans les collines crayeuses de l'Artois; quelques hypothèses. *Mém. D.E.A., Univ. de Lille*, 54p.
- BRACQ P., HANICH L., DELAY F. et CRAMPON N (1991)** - Mise en évidence par traçage d'une relation rapide entre la surface et les eaux souterraines, liée à des phénomènes de dissolution dans la craie du Boulonnais (Nord de la France). *Bull. Soc. Géol. France (à paraître)*.
- BUCHER H. (1981)** - Approche géostatistique du passage des données de terrains aux paramètres des modèles en hydrogéologie. Thèse de docteur -Ingénieur, Ecole des Mines de Paris, 200p.
- CARLIER E. (1983)** - Influence de la fracturation sur le comportement hydrodynamique et hydrodispersif des calcaires paléozoïques de l'Avesnois (Nord). Thèse 3^{ème} cycle, Univ. de Lille, 224p.
- CAULIER P. (1974)** - Etude des faciès de la craie et de leurs caractéristiques hydrauliques de la région du Nord. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. de Lille, 156p.
- CHILES J.P. (1977)** - Géostatistique des phénomènes non stationnaires. Thèse de Doct. Ing., Univ. de Nancy, 152p.
- COCKBORNE A.M. de (1987)** - L'électrode spécifique de l'ion nitrate. Note interne, INRA Sciences du sol Avignon.
- COCKBORNE A.M. de et GUENNELON R. (1983)** - La diffusion de l'ion nitrate influencée par la structure et l'humidité du sol. INRA Avignon, Colloque Franco-Polonais.
- COCKBORNE A.M. de, LAFOLIE F., CABIBEL B. et STENGEL P. (1988)** - Transfert des nitrates en milieu poreux hétérogènes. Site expérimental de Marsillargues. Rapport interne INRA Sciences, du sol Avignon, 25p.
- COCKBORNE A.M. de, LAFOLIE F. et GUENNELON R. (1986)** - Transfert de solutés et structure du sol. INRA Avignon, Congrès Hambourg Août 1986, ISSS-AISS-IBG.
- COCKBORNE A.M. de, LAFOLIE F., STENGEL P. et CABIBEL B. (1990)** - Transfert de substances azotées dans la zone non saturée. Relation avec l'aquifère, pp. 84-149. In "transfert des solutés azotés vers les nappes en milieu agricole. Nappe alluviale de Maugio-Lunel. Sites expérimentaux de

Marsillargues et de Fréjorgues (Hérault)". Rapport de synthèse 1987-1989, ENGREF, CEHM, SRAE LR, INRA, UST Montpellier, UST Lille, 243p., 94 Fig., 10 annexes.

- COLBEAUX J.P. et MANIA J. (1976)** - Relation entre la fracturation et l'écoulement des eaux superficielles et souterraines en pays crayeux, au Cran d'Escalles; application à l'Artois. 2^{ème} coll. Hydrologie en pays calcaire, 1976. Ann. Sci. Univ. de Besançon, pp. 179-194.
- COLBEAUX J.P. et SOMME J. (1981)** - Fracturation du substrat crayeux et géomorphologie dans le Nord de la France. Exemple de la feuille de Desvres à 1/50000. Bull. Ass. Fr. Quaternaire, 1, pp. 33-39.
- COLBEAUX J.P. et SOMME J. (1985)** - Signification des analyses de "linéaments" dans le Nord de la France. Homme et Terre du Nord, 3, pp. 195-200.
- COLLET T. et DROGUE C. (1987)** - Effets barométriques sur les niveaux piézométriques. Géol. de la France, n°4, pp. 103-108.
- CRAMPON N. (1983)** - Abaques de détermination rapide des caractéristiques hydrodispersives lors de traçages par injection brève. Bull. B.R.G.M. Hydrol., Vol. 4, pp. 287-292, 3 Fig., 2 Tab.
- CRAMPON N. (1987)** - Détermination approchée des caractéristiques hydrodispersives en traçage par injection brève. Méthode des trois points. Ann. Soc. Géol. Nord, Vol. CV, pp. 243-248.
- CRAMPON N., CARLIER E., COLBEAUX J.P., DROZ B. et LEMPREUR R. (1987)** - Guides structuraux de l'écoulement souterrain dans les formations paléozoïques carbonatées de l'Avesnois (Nord de la France). Bull. Soc. Géol. France (8), III, pp. 783-796.
- CRAMPON N., DROZ B. et POREL G. (1982)** - Complémentarité des traçages d'essai et des études hydrodynamiques pour la connaissance de la répartition spatiale des caractéristiques d'un milieu calcaire fissuré. Exemple de la craie sur le site expérimental de Béthune; Colloque Orléans, les milieux discontinus en hydrogéologie, document B.R.G.M., n° 45, pp. 233-252.
- CRAMPON N. et LEMPEREUR R. (1983)** - Etude de la vulnérabilité des eaux souterraines susceptibles d'être captées sur le site de Moranrieux (Avesnois), commune de Wallers-Trélon (Nord). Rapport SIDEN, 118p.
- CRAMPON N., LEVASSOR A., COLBEAUX J.P., POREL G., CHESNEAU A. et GUYOT-SIONNEST D. (1990)** - Tunnel sous la manche ou tunnel dans les eaux souterraines ? L'aspect hydrogéologique des travaux dans le domaine continental français. Ann. Soc. Géol. Nord, CIX, pp. 141-149.
- DAGAN G. (1976)** - Comment on "A stochastic-conceptual analysis of one dimensional groundwater flow in nonuniform homogenous media" by R.A. FREEZE, Water Resour. Res., Vol. 12 n° 3, pp. 477-479
- DAGAN G. (1979)** - Models of groundwater flow in porous formation of a statistically homogenous random structure. In Analyse stochastique des propriétés des systèmes poreux naturels hétérogènes. Rapport de l'Ecole des Mines de Paris, 1981.
- DAGAN G. (1984)** - Solute transport in heterogeneous porous formations. J. Fluid Mech., Vol. 145, pp. 151-177.
- DAGAN G. (1987)** - Theory of solute transport by groundwater. Ann. Rev. Flui. Mech. n° 19, pp. 183-215.
- DELACOURT A., LAPEGNE J.B., GLEMAREC Y. et OUADRHIRI A. (1990)** - Caractérisation du milieu non saturé et évolution temporelle des teneurs en nitrates des nappes à l'échelle régionale, pp. 31-83. In "Transfert des solutés azotés vers les nappes en milieu agricole. Nappe alluviale de Mangio-Lunel. Sites expérimentaux de Marsillargues et de Fréjorgues (Hérault)". Rapport de synthèse 1987-1989, ENGREF, CEHM, SRAE LR, INRA, UST Montpellier, UST Lille, 243p., 94 Fig., 10 annexes.
- DELATTRE C., MERIAUX E., WATERLOT M., MARLIEU R. et al. (1973)** - Guide géologique. Région du Nord, Ed. Masson, 150p., 107 fig., 9 pl.

- DELAY F., BRACQ P. et MARSILY G. de (1991)** - Traitement informatisé des linéaments morphostructuraux. Mise en œuvre et perspectives d'applications à l'hydrogéologie. Séance spécialisée "Objets géologiques". 1991 Soc. Géol. Fr., International Stereology Soc., sp., Vol., Paris, 21-24.
- DELHOMME J.P. (1976)** - Application de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau. Thèse de Doct.-Ing., Univ. de Paris VI, 160p.
- DEVRED D. (1984)** - Causes de restitution incomplète de traceurs sur le site expérimental de Béthune (Pas-de-Calais). D.E.A. Géol. Appl., Univ. de Lille, 51p., 21 fig., 20 tab.
- DEVRED D. (1989)** - Etude pluviométrique du bassin de la Sambre, étude hydrologique du sous-bassin de la Solre. Thèse de Doctorat, Univ. de Lille, 381p.
- DIEULIN A. (1980)** - Propagation de pollution dans un aquifère alluvial, l'effet de parcours. Thèse de Doct. Ing., Univ. de Paris VI, 207p.
- DIEULIN A., MARSILY G.de et BAUDOIN B. (1981)** - Sur l'existence d'un effet de parcours dans le transfert d'éléments en solution en milieu poreux, C.R. Acad. Sc., Paris, t. 291, série D.
- DIOP M. (1980)** - Contribution à l'étude de systèmes aquifères de la plaine littorale (Lez et Vidourle, Hérault, France). Thèse de 3ème cycle, Univ. de Montpellier, 138p.
- DUSSARAT B. (1989)** - Hydrodynamique souterraine et hydrochimie des zones saturées sur deux sites expérimentaux (C.E.H.M. à Marsillargues dans le Gard et Fréjorgues dans l'Hérault) D.E.A. de T.G.G.H., Univ. de Montpellier, 88p.
- ETIENNE M. (1978)** - Contribution à l'étude de la nappe Villafranchienne dans la plaine de Manguio à Vauguières. D.E.A. Sci. de l'Eau, Univ. de Montpellier, 60p.
- FRIED J.J. (1972)** - Etudes théoriques et méthodologiques de la dispersion en milieu poreux naturel. Thèse Doct. Sc., Univ. de Bordeaux, 124p.
- FRIED J.J. (1975)** - Groundwater pollution. Developments in Water Science. Ed. Elsevier, 330p.
- FRIED J.J. et CoMBARNOUS M.A. (1971)** - Dispersion in porous media. Advances in hydrosciences, Ed. Van Te Chow, Vol. 7, pp. 167-282.
- FRIED J.J., MOSER H., MUNTZER P., POULET J.B. TRIMBORN P. et ZILLIOX L. (1977)** - Détermination du champ des vitesses de l'eau souterraine par la méthode de dilution ponctuelle. Colloque: Protection des eaux pour l'alimentation humaine, Orléans, pp. 175-182.
- GAMET R. (1964)** - Contribution à l'étude hydrogéologique du bassin du Vidourle. Thèse de 3ème cycle, Univ. de Montpellier, 120p.
- GANOULIS J. (1986)** - Sur les échelles spatiales des hétérogénéités en milieu poreux. Hydrogéologie, n°2, pp. 115-124.
- GASPAR E. (1987)** - Modern trends in tracer hydrology. Ed. Gaspar E, 2 Vol., 262p.
- GELHAR L.W. (1986)** - Stochastic subsurface hydrology from theory to application. Water Resour. Res., Vol. 22, n°9, pp. 135-145.
- GELHAR L.W., BAKR A.A., GUTJAHR A.L. et Mac MILAN J.R.(1977)**- Comments on "a stochastic-conceptual analysis of one-dimensional ground-water flow in a nonuniform homogeneous media" by Freeze R.A., Water Resour. Res., Vol. 13 n°2, pp. 477-479.
- GELHAR L.W., GUTJAHR A.L. et NAFF R.L. (1979)** - Stochastic analysis of macrodispersion in a stratified aquifer. Water Resour. Res., Vol. 15, n°6, pp. 1387-1397.
- GELHAR L.W., KO P.Y., KWAI H.H. et WILSON J.L. (1974)** - Stochastic modeling of groundwater systems. Rept. 189, R.M. PARSONS Labo. for water resour. and hydrodyn., Mass. Inst. of Technol., Cambridge.

- GEORGE B. (1963)** - Etude hydrogéologique de la région montpelliéraine. Thèse 3^{ème} Univ. de Bordeaux, 341p.
- GRILLOT J.C. (1986)** - A propos de la vulnérabilité des nappes alluviales à l'environnement agroclimatique. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 302, série II, n°8, pp. 605-608.
- GRILLOT J.C., CHAFFAUT I. et RASAK M. (1988)** - Effect of the environment on the hydrochemical characteristics of an alluvial aquifer following an exceptional multilayer drought (mediterranean seashore, Hérault, France): Part II. Climatology and Agronomy. Environ. Geol. Sci., New-York, Vol. 11, n°2, pp. 175-181.
- GRILLOT J.C. et RAZACK M. (1985)** - Evolution spatio-temporelle d'un aquifère alluvial sous l'effet d'une sécheresse pluriannuelle exceptionnelle (littoral méditerranéen, Hérault, France). J. of Hydrol., Vol. 82, pp. 155-173.
- GRISAK G.E. et PICKENS J.F. (1980)** - Solute transport through fractured media. 1- the effect of matrix diffusion. Water Resour. Res., Vol. 16, n°4, pp. 719-730.
- GRISAK G.E. et PICKENS J.F. (1981)** - An analytical solution for solute transport through fractured media with matrix diffusion. J. of Hydrol., Vol. 52, pp. 47-57.
- GROSSET C. (1987)** - Transfert de substances azotées en milieu agricole méditerranéen sous culture pérenne. Rapport d'avant projet, labo. d'hydrogéologie, Univ. de Montpellier.
- GUIZERIX Y. et MARGRITA R. (1976)** - Méthodologie d'étude par traceur des transferts de masse. La Houille Blanche, n°3-4, pp. 187-196.
- GUPTA S.K., BATTA R.K. et PANDEY R.N. (1980)** - Evaluating hydrodynamic dispersion coefficients. J. of Hydrol., Vol. 47, pp. 369-372.
- GÜVEN O., FALTA W., MOLTZ F.J. et MELVILLE J.G. (1985)** - Analysis and interpretation of single-well tracer tests stratified aquifer. Water Resour. Res., Vol. 21, n°5, pp. 676-684.
- HALEVY E., MOSER H., ZELLHOFER O. et ZUBER A. (1967)** - Borehole dilution techniques: A critical review. Proceedings of the sympos. on isotopes in hydrology. International Atomic Energy Agency in Vienna pp. 531-564.
- HANICH L. et BRACQ P. (1990)** - Recherche par traçage de l'existence possible d'une relation hydraulique souterraine entre le secteur prévu pour l'implantation d'un site d'épuration (Hameau de Tappecul) et le captage communal d'alimentation en eau potable (Escalles). Rapport interne du labo. d'hydrogéologie de Lille, 18p.
- HANICH L. et CRAMPON N. (1989)** - Transfert de solutés azotés vers les nappes en domaine agricole. Expérience de traçage en nappe sur le site de Marsillargues (Hérault). Première phase: traçages en écoulement naturel. Campagne 1988. Rapport Conseil Général de l'Hérault, 17p.
- HANICH L. et CRAMPON N. (1990)** - Transfert de solutés azotés vers les nappes en domaine agricole. Expérience de traçages en nappe sur le site de Marsillargues (Hérault); Deuxième phase: Traçages en écoulement convergent (puits couplés et puits uniques). Campagne 1989. Rapport Conseil Général de l'Hérault, 18p.
- HANTUSH M.S. (1966)** - Analysis of data from pumping test in anisotropic aquifers. J. of Geophys., Res., Vol. 72, pp. 1709-1720.
- HANTUSH M.S. et THOMAS R.S. (1966)** - A method for analyzing a drawdown test in anisotropic aquifer. Water Resour. Res., Vol. 2, pp. 281-285.
- KRUSEMAN G.P. et De RIDDER N.A. (1973)** - Interprétation et discussion des pompages d'essai. Bull. 117, ILRI, Wageningen, traduction 1974 de A. MEILHAC, 213p.
- LABARRE F. (1987)** - Transfert de substances azotées en milieu agricole méditerranéen sous culture pérenne - 1. Analyse bibliographique -2. Installation d'un site expérimental. Mém. DEA, Univ. de Montpellier, 125p.

- LAFOLIE F. (1988)** - Modélisation des transferts de solutés en milieu poreux hétérogène. Rapport interne, INRA Sciences du sol, Avignon.
- LALLEMAND-BARRES A. (1984)** - Traceurs artificiels en hydrogéologie. Rapport BRGM 84 SGN 319 Eau, Orléans, 66p.
- LEAP I.D. et KAPLAN P.G. (1988)** - A single-well tracing method for estimating regional advective velocity in a confined aquifer: theory and preliminary laboratory verification. *Water Resour. Res.*, Vol. 24, n°7, pp. 993-989.
- LEMPEREUR R. (1983)** - Etude hydrogéologique et structurale du site de Moranrieux (Avesnois, Nord), Mém. DEA, Univ. de Lille, 60p.
- LEND A. et ZUBER A. (1970)** - Tracer dispersion in groundwater experiments. *Proc. Symp. Isot. Hydrol.*, IAEA, Vienna, SM 129/37, pp. 619-641.
- LEVEQUE P.C. (1969)** - Emploi des traceurs radioactifs naturels et artificiels en hydrologie souterraine. *La Houille Blanche*, n°8, pp. 833-842.
- MALOZEWSKI P. et ZUBER A. (1985)** - On the theory of tracer experiments in fissured rocks with a porous matrix. *J. Hydrol.*, Vol. 79, pp. 3-33.
- MANIA J. (1978)** - Contribution à l'étude des systèmes aquifères. Leurs influences sur la gestion des ressources en eau du nord de la France. *Soc. Géol. Nord*, Publ. 5, 228p.
- MARSILY G. de (1978)** - De l'identification des systèmes hydrogéologiques. Thèse de Doctorat ès sciences, Univ. Paris VI. 215p.
- MARSILY G. de (1981)** - Hydrogéologie quantitative. Ed. Masson, Paris, 215p.
- MARSILY G. de (1986)** - Quantitative hydrogeology, groundwater hydrology for engineers. Academic Press, San diego, 435p.
- MASSON M. (1973)** - Pétrophysique de la craie. *Bull. Lab. Pts. Ch. Spécial V*, pp. 23-47, 16 fig., 7 tab.
- MATHERON G. (1968)** - Composition des perméabilités en milieu poreux hétérogène: critique de la règle de pondération géométrique. *Revue de l'Inst. Fr. du Pétrole*, Vol. XXIII, n°2, pp. 201-218.
- MATHERON G. (1971)** - The theory of regionalized variables and its applications. Rapport Ecole des Mines, Fontainebleau, France.
- MATHERON G. et MARSILY G. de (1980)** - Is transport in porous media always diffusive ? a counterexample. *Water Resour. Res.*, Vol. 16, n° 5, pp. 901-917.
- MOLINARI J. (1976)** - Interactions avec le milieu et développements récents dans l'emploi des traceurs artificiels. *La Houille Blanche*, n°3-4, pp. 197-204.
- MOLINARI J., PEAUDECERF P., GAILLARD B. et LAUNAY M. (1977)** - Essais conjoints en laboratoire et sur le terrain en vue d'une approche simplifiée de la prévision des propagations de substances miscibles dans les aquifères réels. *Symposium on hydrodynamic diffusion and dispersion in porous media*, Pavia, Italia, 1977, pp. 89-102.
- MOLTZ F.I., MELVILLE J.G., GÜVEN O., CROCKER R.D. et MATTESON K.T. (1985)** - Design and performance of Single-Well Tracer tests at the Mobile site. *Water Resour. Res.*, Vol. 21, n° 10, pp. 1497-1502.
- MOUSSAVOU J.B. (1977)** - Contribution à l'étude hydrogéologique du Nord de la plaine littorale, entre le Lez et le Vidourle (région Est de Montpellier). Thèse 3^{ème} cycle, Univ. de Montpellier, 68p.
- PAPADOPOULOS I.S. (1965)** - Non steady flow to a well in an infinite anisotropic aquifer. *Symp. on hydrology of fractured rocks*, Dubrovnik, AIHS, I, pp. 21-31.

- PFANNKUCH H.O. (1963)** - Contribution à l'étude des déplacements de fluides miscibles dans un milieu poreux. Revue de l'IFP, Vol. XVIII, n°2, pp. 215-270.
- PICKENS F. et GRISAK G.E. (1981)** - Scale-dependent dispersion in a stratified granular aquifer; Water Resour. Res., Vol. 17, n°4, pp. 1191-1211.
- POREL G. (1988)** - Transfert de soluté en aquifère crayeux. Causes de modifications des résultats de traçages. Thèse de Doctorat, Univ. de Lille, 327p.
- POREL G. et HANICH L. (1988)** - Traçage sur le site du pompage créé en remplacement du captage AEP de Sangatte. Rapport SADE-TML, 16p.
- QUASH S. (1988)** - Hydrodynamique souterraine et hydrochimie des zones saturées sur deux sites expérimentaux: CEHM à Marsillargues dans le Gard et Fréjorgues dans l'Hérault; Mém. DEA, Univ. de Montpellier, 196p.
- ROUX J.C. (1978)** - Les écoulements de type karstique dans la craie de Normandie; Coll. régional Rouen, in Hydrogéologie de la craie du bassin Parisien, BRGM, Orléans, pp. 531-554.
- SAFFMAN P.G. (1960)** - Dispersion due to molecular diffusion and macroscopic mixing in flow through a network of capillaries. J. Fluid Mech., Vol. 2, n°7, pp. 194-208.
- SAUTY J.P. (1977)** - Contribution à l'identification des paramètres de dispersion dans les aquifères par l'interprétation des expériences de traçage. Thèse Dr. Ing., Univ. de Grenoble, 157p.
- SAUTY J.P. (1978)** - Identification des paramètres hydrodispersifs dans les aquifères par interprétation des traçages en écoulement cylindrique convergent ou divergent. J. of Hydrol., Vol. 39, n°3/4, pp. 69-103.
- SAUTY J.P. (1980)** - An analysis of hydrodispersive transfer in aquifers. Water Resour. Res., Vol. 16, n°1, pp. 145-158.
- SAUTY J.P. et KINZELBACH W. (1987)** - Computer assisted interpretation of field tracer tests. Rapport BRGM et Institut für Wasserbau, Stuttgart, 87 SGN 617 EAU, 35p.
- SCHEIDEGGER A.E. (1963)** - The physics of flow through porous media. Univ. of Toronto Press, Toronto, Canada 1963.
- SMART P.L. et LAIDLAW I.M.S. (1977)** - An evaluation of some fluorescent dyes for water tracing. Water Resour. Res., Vol. 13, pp. 15-33.
- SUDICKY E.A., CHERRY J.A. et FRIND E.O. (1983)** - Migration of contaminants in groundwater at a landfill: a case study. 4 A natural-gradient dispersion test. J. of Hydrol., Vol. 63, pp. 81-108.
- THIERY D. (1980)** - Interprétation d'un pompage d'essai en milieu anisotrope. Utilisation de plus de trois piézomètres. BRGM, Dép. Hydrogéologie, Note technique 80/2, 8p.
- THIRRIOT C. (1986)** - Introduction aux comptes rendus du symposium "l'approche stochastique des écoulements souterrains", (Montvillargenne, 3-6 Juin 1985). Hétérogénéités et incertitudes en milieu poreux. Hydrogéologie, n°2, pp. 107-114.
- WANG H.Q. (1987)** - Modélisation des transferts de masse en milieu saturé à double porosité. Application aux écoulements convergents en craie fissurée semi-confinée et multicouche; Thèse de Doct., Univ. de Paris XI, Orsay, 273p.

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX.

LISTE DES FIGURES.

Chapitre I : RAPPEL SUR LE TRANSPORT DE SOLUTE EN MILIEU POREUX.

Fig. I.1 : Dispositif de traçage d'essai en écoulement naturel.....	15
Fig. I.2 : Schéma de principe du traçage d'essai en écoulement radial convergent.....	16
Fig. I.3 : Coupe longitudinale et horizontale dans aquifère où la technique d'injection brève en puits unique est appliquée. La position et la forme du nuage de traceur avant pompage est indiquée.....	20
Fig. I.4 : Position du nuage de traceur dans le champ de l'écoulement au début du pompage.....	21
Fig. I.5 : Position du nuage de traceur par rapport au puits, pendant le pompage et au temps t_p et t_m , correspondant, respectivement au maximum et au centre de gravité de la courbe concentration-temps.....	24

Chapitre III : CADRE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE DE LA PLAINE ALLUVIALE LITTORALE DE MAUGUIO-LUNEL

Fig. III.1 : Carte géologique schématique extraits des cartes de Montpellier et Lunel à 1/50 000.....	36
Fig. III.2 : Carte d'isobathes du mur des cailloutis villafranchiens (d'après Diop,1980, modifiée).....	39
Fig. III.3 : Carte d'isopaches des cailloutis villafranchiens (d'après Diop,1980, modifiée).....	40
Fig. III.4 : Carte d'isopaches des formations de recouvrement (d'après Diop,1980, modifiée).....	41
Fig. III.5 : Carte piézométrique en basses eaux, Août-Septembre 1980 (d'après Diop,1980, modifiée).....	44
Fig. III.6 : Carte piézométrique en hautes eaux, Mars 1980 (d'après Diop,1980, modifiée).....	45

Chapitre IV : LE SITE EXPERIMENTAL DE MARSILLARGUES.

Fig. IV.1 : Localisation du site expérimental de Marsillargues (C.E.H.M.).....	51
Fig. IV.2 : Implantation des piézomètres sur le site expérimentale de Marsillargues et disposition de l'équipement pédologique.....	53
Fig. IV.3 : Coupe lithologique selon les sondages à la tarière.....	55
Fig. IV.4 : Corrélation géologique sur la parcelle expérimentale de Marsillargues.....	56
Fig. IV.5 : Rabattements mesurés sur les piézomètres Fa et Fb, pendant le pompage d'essai du 20/10/87.....	57
Fig. IV.6 : Rabattements mesurés sur le piézomètre P8, pendant le pompage d'essai du 13/10/87.....	58
Fig. IV.7 : Rabattements mesurés sur le piézomètre P9, pendant le pompage d'essai du 20/10/87.....	58

Fig. IV.8 : Rabattements mesurés sur le piézomètre P9, pendant le pompage d'essai de Juin 1989.....	59
Fig. IV.9 : Evolution du niveau piézométrique sur le piézomètre P9, du 12 Juin au 2 Juillet 1989.....	64
Fig. IV.10 : Evolution de la piézométrie de la nappe villafranchienne au puits 'M' du 01/04/87 au 30/05/88.....	67
Fig. IV.11 : Pluviométrie sur le site de Marsillargues du 01/04/87 au 30/05/98.....	68
Fig. IV.12 : Evolution de la pluie efficace et de la R.F.U. sur le site de Marsillargues.....	69
Fig. IV.13 : Corrélation entre la hauteur du Vidourle et la piézométrie de la nappe villafranchienne sur le site de Marsillargues (au P2), du 18/01/88 au 23/01/88.....	70
Fig. IV.14 : Corrélation entre la hauteur du Vidourle et la piézométrie de la nappe villafranchienne sur le site de Marsillargues (au P1), du 02/04/88 au 07/04/88.....	70
Fig. IV.15 : Corrélation entre la hauteur du Vidourle et la piézométrie de la nappe villafranchienne sur le site de Marsillargues (au P1), du 01/05/88 au 04/05/88.....	71
Fig. IV.16 : Corrélation entre la piézométrie de la nappe villafranchienne (au P5) et la barométrie sur le site de Marsillargues, du 04/02/88 au 09/02/88.....	72
Fig. IV.17 : Corrélation entre la piézométrie de la nappe villafranchienne (au P1) et la barométrie sur le site de Marsillargues, du 28/02/88 au 04/03/88.....	72
Fig. IV.18 : Corrélation entre la piézométrie de la nappe villafranchienne (au P1) et la barométrie sur le site de Marsillargues, du 25/03/88 au 30/03/88.....	73
Fig. IV.19 : Corrélation simple entre barométrie et piézométrie (au P1), du 28/02/88 au 04/03/88.....	75
Fig. IV.20 : Comparaison entre la piézométrie réelle observée au P1 et celle ajustée, du 28/02/88 au 04/03/88.....	75
Fig. IV.21 : Comparaison entre la piézométrie réelle observée au P1 et celle afranchie de l'action barométrique, du 28/02/88 au 04/03/88.....	75
Fig. IV.22 : Piézométrie au P1, du 10/06/88 au 15/06/88, en fonction du passage de la Lune à son point culminant dans le ciel.....	76

Chapitre V : TRAÇAGES EXPERIMENTEAUX SUR LE SITE DE MARSILLARGUES.

Fig. V.1 : Courbe d'éluion du monolithe de sol de l'horizon 0-60 cm.....	81
Fig. V.2 : Courbe de lessivage du monolithe se sol de l'orizon 0-60 cm.....	81
Fig. V.3 : Comparaison de la courbe d'éluion mesurée et simulée par le modèle de convection dispersion.....	82

Fig. V.4 : Multitraçage en écoulement naturel sur le site expérimental du C.E.H.M. de Marsillargues (Hérault) Juillet à Novembre 1988.....	85
Fig. V.5 : Coupe lithologique des ouvrages du dispositif entrée/sortie du système traçage.....	86
Fig. V.6 : Courbe de restitution au P1 de l'Uranine injectée dans le P8 (écoulement naturel).....	87
Fig. V.7 : Courbe de restitution au P2 de l'Uranine injectée dans le P8 (écoulement naturel).....	88
Fig. V.8 : Courbe de restitution au P3 de l'Uranine injectée dans le P8 (écoulement naturel).....	88
Fig. V.9 : Courbe de restitution au P1 de la Rhodamine wt injectée dans le P7 (écoulement naturel).....	89
Fig. V.10 : Courbe de restitution au P2 de la Rhodamine wt injectée dans le P7 (écoulement naturel).....	90
Fig. V.11 : Courbe de restitution au P3 de la Rhodamine wt injectée dans le P7 (écoulement naturel).....	90
Fig. V.12 : Multitraçage en écoulement convergent sur le site expérimental du C.E.H.M. de Marsillargues (Hérault) Juin 1989.....	92
Fig. V.13 : Coupes lithologiques du dispositif d'entrée/sortie du système traçage.....	93
Fig. V.14 : Evolution de la concentration en Uranine dans le piézomètre d'injection P3 (pompage en P1)	94
Fig. V.15: Evolution de la concentration en Rhodamine wt dans le piézomètre d'injection P4 (pompage en P1).....	95
Fig. V.16 : Courbe de restitution en pompage (P1) de l'Uranine injectée dans le P3.....	95
Fig. V.17 : Courbe de restitution en pompage (P1) de la Rhodamine wt injectée dans le P4.....	96
Fig. V.18 : Courbe de restitution en pompage (P1) de NaI injectée dans le P5.....	96
Fig. V.19 : Coupes lithologiques des ouvrages P2 et P6.....	98
Fig. V.20 : Traçages en puits uniques sur le site expérimental du C.E.H.M. de Marsillargues (Hérault) Juillet 1989.	98
Fig. V.21 : Traçage en puits unique sur le P2 - fonction d'entrée (Rhodamine wt).....	99
Fig. V.22 : Traçage en puits unique sur le P2 - fonction de sortie (Rhodamine wt).....	100
Fig. V.23 : Traçage en puits unique sur le P6 - fonction d'entrée (Rhodamine wt).....	101
Fig. V.24 : Traçage en puits unique sur le P6 - fonction de sortie (Rhodamine wt).....	102

CHAPITRE VI : ANALYSE ET ESSAI D'INTERPRÉTATION DES TRAÇAGES.

Fig. VI.1 : Isotherme de sorption à 17.7°C, de la Rhodamine sur l'argile de Marsillargues.....	112
--	-----

**Chapitre VII : ANALYSE COMPARATIVE DE TRAÇAGES EN MILIEU
CARBONATES DU NORD DE LA FRANCE**

Fig. VII.1 : Carte géographique schématique du Nord de la France.....	116
Fig. VII.2 : Carte géologique schématique du Nord de la France (d'après Delattre <u>et al.</u> , 1973).	117
Fig. VII.3 : Carte de situation et localisation des points de références du traçage à Escalles.....	118
Fig. VII.4 : Traits morphostructuraux (talus et valons) du secteur d'Escalles. Rosaces de répartition en nombre par classe d'orientation de 10°.....	119
Fig. VII.5 : Courbe de restitution des traçages: puisard-source A et puisard-source B.....	122
Fig. VII.6 : Courbe de restitution des traçages: puisard-forage AEP et puisard-puits 42.....	122
Fig. VII.7 : Evolution des concentrations en Uranine et des précipitations cumulées en fonction du temps (pas de temps journalier).....	123
Fig. VII.8 : Evolution des concentrations en Uranine en fonction des excédents pluviométriques sur une période de 84 jours.....	124
Fig. VII.9 : Evolution des concentrations en Uranine en fonction des précipitations sur une période de 142 jours.....	125
Fig. VII.10 : Carte de situation et localisation des points de références du traçage à Sangatte.....	127
Fig. VII.11 : Fonction d'entrée obtenue au piézomètre PT28.....	128
Fig. VII.12 : Fonction d'entrée obtenue au piézomètre P26.....	129
Fig. VII.13 : Courbe de restitution du traçage PT28-F27.....	129
Fig. VII.14 : Carte de localisation du site de Moranrieux.....	131
Fig. VII.15 : Courbe de restitution du traçage Perte-FA.....	133
Fig. VII.16 : Courbe de restitution du traçage P1-FA.....	133
Fig. VII.17 : Courbe de restitution du traçage P3-FB.....	134
Fig. VII.18 : Courbe de restitution du traçage P2-FB.....	134

LISTE DES TABLEAUX.

Chapitre IV : LE SITE EXPERIMENTAL DE MARSILLARGUES.

Tableau IV.1 : Caractéristiques des ouvrages sur le site de Marsillargues.....	52
Tableau IV.2 : Résultats d'interprétation de pompages d'essai, sur le site de Marsillargues.....	63

Chapitre V : TRAÇAGES EXPERIMENTEAUX SUR LE SITE DE MARSILLARGUES.

Tableau V.1 : Caractéristiques physiques du monolithe de sol du niveau 0-60 centimètres.....	79
Tableau V.2 : Conditions expérimentales du traçage d'essai. Vi: volume de d'eau apporté.....	80
Tableau V.3 : Principales caractéristiques des traçages d'essai en écoulement naturel.....	91
Tableau V.4 : Caractéristiques générales des traçages d'essai en convergent.....	97

CHAPITRE VI : ANALYSE ET ESSAI D'INTERPRÉTATION DES TRAÇAGES.

Tableau VI.1 : Caractéristiques hydrodispersives partielles du site de Marsillargues (écoulement naturel).....	106
Tableau VI.2 : Caractéristiques hydrodispersives globales (traçage en écoulement naturel).....	106
Tableau VI.3 : Caractéristiques hydrodispersives du site de Marsillargues (écoulement convergent).....	108
Tableau VI.4 : Paramètres déterminée à partir des fonctions d'entrée des traçages en puits	109
Tableau VI.5 : Caractéristiques hydrodispersives déterminées à partir des fonctions de sortie des traçages en puits unique.....	110
Tableau VI.6 : Essais de fixation de la Rhodamine à 17.7°C, sur l'argile de Marsillargues.....	111
Tableau VI.7 : Essais de fixation de l'Uranine à 17.7°C sur l'argile de Marsillargues.....	112

Chapitre VII : ANALYSE COMPARATIVE DE TRAÇAGES EN MILIEU CARBONATES DU NORD DE LA FRANCE

Tableau VII.1 : Localisation des ouvrages et niveaux piézométriques.....	120
Tableau VII.2 : Estimation des gradients hydrauliques.....	120
Tableau VII.3 : Conditions expérimentales du traçage. LD: distance en ligne droite, LB: distance en ligne brisée suivant les guides morphotectonique.....	121

Tableau VII.4 : Caractéristiques des ouvrages du site de Sangatte.....	126
Tableau VII.5 : Caractéristiques des ouvrages du site expérimentales de Moranrieux.....	132
Tableau VII.6 : Caractéristiques des traçages réalisés sur le site de Moranrieux.....	132
Tableau VII.7 : Vitesses de transfert obtenues dans deux aquifère fissurés du Nord de la France.....	135
Tableau VII.8 : Tableau récapitulatif des traçages réalisés sur le site de Marsillargues.....	138

ANNEXES.

Annexe I : Traçages sur le site expérimental de Marsillargues - Résultats bruts.

Annexe II : Traçages sur le site d'Escalles - Résultats bruts.

Annexe III : Traçages sur le site de Sangattes - Résultats bruts.

Annexe IV : Traçages sur le site de Moranrieux - Résultats bruts.

Annexe I

Traçages sur le site expérimental de Marsillargues.
Résultats bruts

Restitution de l'Uranine					
au P1		au P2		au P3	
Temps(h)	C(µg/l)	Temps(h)	C(µg/l)	Temps(h)	C(µg/l)
13,7	0,00	19,3	0,00	20,5	0,00
20,0	0,69	25,8	8,70	26,6	13,45
20,2	0,15	36,7	11,14	37,2	6,03
26,4	2,34	37,4	5,35	38,6	1,96
36,0	3,72	44,8	3,91	46,2	6,27
44,4	0,88	50,3	2,76	49,4	3,69
48,3	3,33	62,1	5,46	61,0	0,46
60,5	1,15	85,5	2,95	75,9	0,00
74,8	0,73	135,1	3,75	86,0	4,70
84,9	2,22	136,5	3,93	135,8	0,30
133,2	0,57	206,6	0,00	137,7	0,00
135,1	0,77	231,5	0,00	138,2	0,00
135,5	3,43	253,6	0,00	195,2	2,98
205,0	0,00	279,2	3,45	221,6	0,23
230,1	0,00	302,4	3,12	242,5	0,00
264,9	0,00	374,5	0,00	267,8	3,16
360,8	0,00	398,3	9,07	341,4	0,07
410,5	0,00	422,1	0,19	365,3	6,51
420,7	4,68	446,0	0,00	389,1	0,00
444,7	1,46	448,4	0,00	413,1	0,00
468,7	0,00	470,0	5,29	415,6	0,50
492,6	0,00	518,0	0,00	484,0	3,30
613,9	0,00	590,0	0,00	507,9	0,30
637,9	0,15	613,8	4,80	531,7	0,00
658,9	0,07	685,6	5,78	555,5	0,46
711,8	0,15	709,6	0,54	579,1	0,00
807,7	0,00	733,8	0,00	675,2	0,00
831,6	0,00	757,5	0,00	723,3	0,00
975,0	0,00	878,3	0,00	748,2	0,07
999,1	1,42	901,7	4,68	844,0	0,00
1023,3	0,00	925,7	0,15	891,5	0,00
1047,2	0,00	1021,9	0,07	915,7	0,00
1121,6	0,54	1045,9	0,00	987,7	0,00
1143,6	0,00	1069,9	0,00	1011,7	0,15
1167,4	0,00	1094,2	0,00	1035,7	3,31
1215,6	0,00	1117,9	0,00	1059,0	3,68
1287,5	2,30	1192,3	0,61	1082,7	6,27
1311,6	0,00	1214,0	0,00	1157,1	5,63
1362,1	0,00	1237,7	0,00	1179,8	1,61
1373,9	0,38	1261,9	2,69	1203,5	0,69
1469,4	0,15	1286,8	0,07	1275,7	6,27
1492,0	0,07	1357,8	2,84	1300,8	7,97
1542,0	0,00	1381,9	4,81	1371,7	5,15
1614,5	0,00	1405,8	2,84	1395,8	1,30
1652,9	3,22	1432,3	1,23	1419,7	0,92
1805,2	0,00	1456,6	4,72	1446,3	3,71
1829,2	0,00	1527,7	2,99	1469,5	6,51
		1151,1	4,22	1540,3	7,24
		1600,9	1,84	1564,1	5,54
		1673,7	0,00	1578,7	0,69
		1720,7	0,00	1636,5	0,92

Traçages en écoulement naturel

Restitution de la Rhodamine									
au P1				au P2		au P3			
Temps(h)	C(µg/l)	Temps(h)	C(µg/l)	Temps(h)	C(µg/l)	Temps(h)	C(µg/l)	Temps(h)	C(µg/l)
12,7	0,00	1405,8	1,06	20,0	0,00	36,4	0,00	1406,8	13,33
19,3	58,78	1432,4	0,53	26,4	1,28	37,9	4,48	1430,8	12,46
25,8	129,70	1455,6	0,85	37,3	0,85	45,0	0,00	1454,9	12,46
36,4	208,18	1527,7	0,96	45,4	0,64	45,4	0,00	1481,5	12,18
43,6	65,40	1551,3	1,81	50,6	0,10	48,7	0,00	1504,7	14,10
47,5	247,88	1574,9	2,13	62,4	0,32	49,1	0,00	1575,5	13,98
59,7	71,58	1624,9	1,92	75,8	0,21	60,1	0,00	1599,2	13,97
73,0	70,71			86,0	0,42	60,5	0,00	1622,9	14,43
84,1	138,41			87,6	1,49	75,0	0,00	1672,7	14,44
133,4	41,53			89,1	0,21	85,1	0,00	1745,6	14,75
135,3	67,61			159,2	0,21	134,5	0,00	1790,7	14,75
206,1	4,90			184,1	0,21	136,4	0,00	1900,0	14,00
231,2	3,84			206,2	0,32	136,8	0,00	1911,2	16,61
253,3	4,26			230,8	0,85	205,1	0,00	1982,3	14,19
278,6	3,62			251,9	0,96	232,3	0,00	2000,0	12,90
302,1	3,41			324,0	0,32	253,2	0,00	2150,0	12,00
374,2	4,05			347,9	0,64	278,4	0,00	2100,0	11,00
398,1	2,77			371,6	0,21	302,1	0,00	2160,0	10,00
422,3	2,56			395,7	0,00	374,1	0,00	2180,0	9,00
422,5	2,13			398,0	0,00	398,0	0,00	2230,0	8,00
423,2	2,98			398,1	0,64	421,8	0,00	2260,0	7,00
445,4	3,41			419,5	0,64	445,8	0,00	2300,0	6,00
517,4	1,92			491,5	0,42	472,1	0,00	2370,0	5,00
541,4	1,28			515,4	0,00	493,7	0,00	2400,0	4,00
565,2	2,13			539,4	0,32	565,7	0,00	2440,0	3,00
588,8	0,42			563,0	0,00	589,6	0,00	2490,0	2,00
613,0	1,49			670,9	0,00	613,2	0,00		
684,9	1,28			719,1	0,00	637,1	0,00		
709,0	0,21			742,7	0,21	660,7	0,00		
733,2	0,96			767,6	0,00	733,2	0,00		
755,9	0,85			863,5	0,00	756,7	0,00		
781,7	0,85			886,9	0,42	780,9	0,00		
877,6	0,74			911,0	0,64	804,9	0,00		
901,0	1,17			935,1	0,00	829,7	0,00		
925,0	0,53			1055,2	0,00	925,6	0,10		
949,2	1,70			1103,3	0,00	949,1	0,21		
1021,1	0,42			1177,7	0,00	973,1	0,42		
1045,1	3,20			1199,4	0,21	997,3	1,81		
1069,2	1,49			1223,6	0,00	1069,3	7,46		
1093,4	0,85			1247,5	0,10	1093,3	10,02		
1117,1	0,96			1272,6	0,32	1117,3	9,12		
1191,5	0,96			1343,5	0,00	1142,6	11,51		
1213,2	2,13			1367,6	0,42	1166,3	10,66		
1237,5	1,06			1391,5	0,32	1240,7	11,39		
1261,6	0,64			1418,1	0,00	1262,3	16,01		
1286,8	1,06			1441,3	0,32	1286,6	16,51		
1357,7	0,64			1512,6	0,42	1310,8	15,75		
1381,9	0,42			1535,8	0,53	1335,8	16,72		

Traçages en écoulement naturel

Traçage P3-P1									
Temps(h)	C(µg/l)	Temps(h)	C(µg/l)	Temps(h)	C(µg/l)	Temps(h)	C(µg/l)	Temps(h)	C(µg/l)
1,5	0,00	14,8	0,00	43,0	0,00	98,0	0,00	231,5	0,79
1,7	1,10	15,2	0,50	44,0	0,00	100,0	0,00	233,5	3,16
2,0	2,97	15,5	0,24	45,0	2,57	102,0	3,03	235,5	3,23
2,2	46,28	15,8	3,77	46,0	0,17	104,0	23,97	237,5	1,50
2,5	49,56	16,2	3,77	47,0	0,00	106,0	46,29	239,5	20,93
2,7	34,29	17,5	0,00	48,0	0,00	108,0	5,53	241,5	2,56
3,0	2,44	17,8	26,66	49,0	0,00	110,0	3,40	243,5	1,76
3,2	0,00	18,5	33,74	50,0	0,00	112,0	0,23	245,5	1,70
3,5	3,24	18,8	8,23	51,0	0,00	114,0	4,23	247,5	2,90
3,7	8,91	19,2	2,48	52,0	3,37	116,0	15,34	249,5	1,13
4,0	3,44	19,8	0,00	53,0	0,00	118,0	1,90	251,5	1,97
4,2	0,00	20,5	3,64	58,0	3,83	122,0	19,40	253,5	1,29
4,5	3,50	20,8	4,00	59,0	0,00	124,0	0,00	259,5	1,76
4,7	0,00	21,2	23,47	60,0	3,90	126,0	3,70	261,5	4,16
5,0	0,54	21,5	11,62	61,0	0,00	128,0	16,02	263,5	2,14
5,5	4,27	22,0	0,00	62,0	1,10	130,0	0,40	282,9	1,96
5,7	2,67	22,5	0,00	63,0	0,00	132,0	11,11	284,9	1,23
6,0	5,53	23,0	1,44	64,0	1,30	134,0	0,50	286,9	2,16
6,2	3,60	23,5	0,17	65,0	0,00	136,0	2,82	288,9	1,13
6,5	0,00	24,0	0,00	66,0	0,00	138,0	87,40	291,2	0,30
6,7	0,00	24,5	0,00	67,0	1,30	140,0	0,30	293,2	2,50
7,0	0,00	25,0	0,00	68,0	0,00	142,0	2,83	295,2	0,16
7,2	22,45	26,0	0,00	69,0	0,00	144,0	21,10	297,2	2,43
7,5	0,00	26,5	2,82	70,0	0,00	146,0	3,10		
7,7	12,30	27,0	0,10	71,0	0,00	148,0	2,48		
8,0	0,00	27,5	0,00	72,0	1,44	169,2	0,40		
8,2	0,00	28,0	0,03	73,0	0,00	171,2	2,10		
8,5	0,57	28,5	0,73	74,0	0,00	173,2	2,50		
8,7	0,00	29,5	0,00	75,0	0,17	191,2	1,10		
9,0	0,04	30,0	28,84	76,0	1,10	193,2	0,70		
9,5	1,97	30,5	13,65	77,0	43,56	195,2	0,40		
9,7	3,30	31,0	47,40	78,0	0,00	197,2	4,00		
10,0	22,30	31,5	0,00	79,0	0,00	199,2	2,23		
10,2	1,77	32,0	0,77	80,0	0,00	201,2	0,30		
10,5	31,01	32,5	37,56	81,0	0,00	203,2	1,30		
10,7	3,33	33,0	0,00	82,0	2,57	205,2	0,00		
11,0	0,00	33,5	3,14	83,0	27,75	207,2	1,43		
11,2	0,00	34,0	0,00	84,0	0,00	209,2	1,63		
11,7	0,00	34,5	0,00	85,0	3,50	211,2	0,63		
12,0	11,96	35,0	3,57	86,0	1,44	213,2	1,23		
12,2	0,00	35,5	37,56	87,0	0,00	215,2	0,00		
12,5	0,30	36,0	12,30	88,0	0,00	217,2	21,77		
12,8	18,57	37,0	14,84	89,0	44,65	219,2	34,84		
13,2	1,70	38,0	44,10	90,0	1,03	221,2	38,65		
13,5	21,20	39,0	29,93	91,0	14,83	223,2	138,00		
13,8	82,27	40,0	1,50	92,0	4,85	225,5	357,70		
14,2	26,66	41,0	0,00	94,0	1,29	227,5	20,42		
14,5	62,64	42,0	0,00	96,0	0,90	229,5	4,17		

Traçages en écoulement convergent

Traçage P5-P1						Traçage P4-P1			
T (h)	C(µg/l)	T (h)	C(µg/l)	T (h)	C(µg/l)	T (h)	C(µg/l)	T (h)	C(µg/l)
5,7	0,00	57,5	95,60	131,5	79,80	278,5	2590,40	0,8	0,00
5,9	190,00	58,5	94,40	133,5	83,00	280,5	1625,40	1,0	0,00
13,7	208,40	59,5	75,80	135,5	134,00	284,5	1208,00	1,3	0,00
16,0	228,60	63,5	72,40	137,5	140,40	286,5	1528,00	1,8	0,00
20,0	152,00	64,5	70,40	139,5	148,40	290,5	1323,40	2,0	0,00
20,3	102,20	65,5	66,20	141,5	150,60	292,5	1321,40	2,3	0,00
22,7	90,80	66,5	67,40	143,5	159,80	294,5	1306,80	2,5	0,00
23,0	209,80	67,5	64,00	172,7	134,20	296,5	1017,20	3,0	0,00
23,5	212,80	68,5	62,20	174,7	132,00	298,5	392,60	3,5	0,00
24,0	218,80	69,5	60,40	176,7	128,40	300,5	377,60	3,8	4,73
25,0	222,20	70,5	56,80	192,7	117,00	302,5	842,40	4,0	0,00
25,5	226,20	71,5	53,40	194,7	121,20	304,5	1712,20	6,5	0,00
26,0	133,80	72,5	55,20	196,7	129,00	306,5	1653,20	11,8	0,30
26,5	129,20	73,5	55,40	198,7	131,80	308,5	1483,00	15,1	2,80
27,5	122,80	74,5	56,00	200,7	139,60	310,5	1840,60	15,8	0,98
28,0	119,40	75,5	57,20	202,7	147,00	312,5	1728,60	20,1	1,17
28,5	103,60	76,5	63,40	204,7	152,80	314,5	1038,60	31,1	0,69
29,0	77,00	77,5	64,00	206,7	152,00	316,5	850,23	32,1	2,23
29,5	86,20	78,5	66,60	208,7	153,60	318,5	544,54	33,6	0,40
30,0	107,60	79,5	68,40	210,7	148,60			36,1	0,21
30,5	141,80	80,5	69,20	212,7	152,20			58,1	2,61
31,0	157,20	81,5	63,20	214,7	144,20			78,1	0,50
31,5	163,00	82,5	65,80	216,7	147,40			139,1	1,17
32,0	156,80	83,5	63,60	218,7	150,20			216,3	6,17
32,5	149,20	84,5	64,80	220,7	184,80			220,6	5,69
33,0	115,00	85,5	63,60	222,7	224,60			240,6	1,75
33,5	101,20	86,5	65,20	224,7	238,80			296,0	0,40
34,0	97,20	87,5	63,60	227,1	255,80			298,0	0,40
34,5	92,00	88,5	68,40	229,1	254,60			300,0	0,21
35,0	78,00	89,5	71,00	231,1	231,40			302,0	0,02
35,5	78,40	90,5	71,10	233,1	214,40			304,0	0,02
37,0	77,20	91,5	72,20	235,1	221,20			306,0	0,02
37,5	85,80	92,5	72,40	237,1	204,20			308,0	0,59
38,5	89,40	93,5	73,50	239,1	224,40			310,0	0,69
39,5	99,80	95,5	79,52	241,1	203,00			312,0	0,21
42,5	105,20	97,5	86,40	243,1	238,40			314,0	0,21
43,5	119,40	99,5	72,80	245,1	206,60			316,0	2,13
44,5	118,40	101,5	72,00	247,1	188,60			318,0	1,36
45,5	117,80	103,5	74,20	249,1	146,60			320,0	1,27
46,5	108,60	105,5	84,80	251,1	150,60				
47,5	103,20	107,5	84,00	253,1	478,00				
48,5	96,00	109,5	77,60	255,1	554,80				
49,5	90,20	111,5	75,80	261,1	1737,00				
50,5	85,00	113,5	70,80	263,1	3129,20				
51,5	86,00	115,5	59,20	265,1	4445,00				
52,5	86,20	117,5	59,80	267,1	5229,00				
53,5	81,80	119,5	66,60	269,1	6142,20				
54,5	96,80	123,5	76,60	271,1	5746,20				
55,5	96,80	125,5	78,00	273,3	4382,40				
56,5	94,80	127,5	78,80	276,5	3544,40				

Traçages en écoulement convergent

Fonction d'entrée				Fonction de sortie							
au P2		au P6		au P2		au P6					
T(h)	C(mg/l)	T(h)	C(mg/l)	T(h)	C(mg/l)	T(h)	C(mg/l)	T(h)	C(mg/l)	T(h)	C(mg/l)
0,1	32,73	0,4	561,90	0,0	1,42	0,0	2,13	3,4	1,93	11,3	0,91
0,7	25,70	2,0	127,30	0,1	2,01	0,2	2,54	3,4	1,89	11,4	0,88
0,9	16,37	2,5	94,96	0,1	6,07	0,3	3,17	3,5	1,91	11,6	0,88
3,3	6,00	11,9	29,32	0,1	11,78	0,5	3,59	3,6	1,81	11,8	0,85
6,7	3,96	12,5	46,00	0,2	18,11	0,6	4,00	3,7	1,87	11,9	0,85
9,3	4,01	13,9	28,62	0,2	23,76	0,7	4,63	3,8	1,81	12,1	0,83
10,9	2,35	24,1	8,81	0,2	28,46	0,7	4,63	3,9	1,75	12,3	0,80
14,7	2,28	25,9	16,81	0,3	31,28	0,7	4,63	4,1	1,76	12,4	0,81
15,7	2,02			0,3	30,73	0,8	4,42	4,3	1,73	12,6	0,81
				0,3	28,19	0,8	4,31	4,4	1,72	12,8	0,78
				0,4	25,91	0,9	4,31	4,6	1,62	12,9	0,79
				0,4	23,73	0,9	4,16	4,8	1,60	13,1	0,79
				0,4	20,91	0,9	3,90	4,9	1,59	13,6	0,76
				0,5	17,30	1,0	4,00	5,1	1,54	14,1	0,71
				0,5	14,77	1,0	3,84	5,3	1,53	14,6	0,71
				0,5	12,05	1,0	3,90	5,4	1,52	15,1	0,69
				0,6	9,31	1,1	3,58	5,6	1,46	15,6	0,65
				0,6	7,31	1,1	3,69	5,8	1,45	16,1	0,61
				0,6	6,47	1,1	3,58	5,9	1,42	16,6	0,60
				0,7	5,72	1,2	3,43	6,1	1,39	17,1	0,57
				0,7	5,09	1,2	3,58	6,3	1,37	17,6	0,58
				0,7	4,59	1,2	3,38	6,4	1,36	18,1	0,56
				0,8	4,21	1,3	3,38	6,6	1,30	18,6	0,55
				0,8	3,87	1,3	3,27	6,8	1,29	19,1	0,54
				0,8	3,54	1,3	3,32	6,9	1,28	19,6	0,53
				0,9	3,27	1,4	3,22	7,1	1,22	20,1	0,52
				0,9	2,94	1,4	3,17	7,3	1,25	20,6	0,50
				0,9	2,58	1,4	2,96	7,4	1,22	21,1	0,50
				1,1	2,27	1,5	2,86	7,6	1,23	21,6	0,50
				1,3	1,95	1,6	2,91	7,8	1,18	22,1	0,49
				1,4	1,60	1,7	2,80	7,9	1,17	23,1	0,50
				1,6	1,36	1,8	2,70	8,1	1,16	25,6	0,48
				1,8	1,17	1,9	2,70	8,3	1,14		
				2,3	0,98	1,9	2,59	8,4	1,08		
				2,4	0,82	2,0	2,54	8,6	1,14		
				2,8	0,69	2,1	2,33	8,8	1,11		
				3,1	0,54	2,2	2,28	8,9	1,07		
				3,3	0,44	2,3	2,33	9,1	1,05		
				4,9	0,35	2,4	2,28	9,3	1,04		
				5,2	0,30	2,4	2,18	9,4	1,05		
				5,4	0,27	2,5	2,18	9,6	1,00		
				5,5	0,26	2,6	2,13	9,8	1,05		
				6,1	0,23	2,7	2,18	9,9	0,98		
				6,7	0,19	2,8	2,15	10,1	0,98		
				7,7	0,16	2,9	2,13	10,3	0,96		
				8,9	0,10	2,9	2,13	10,4	0,97		
				12,9	0,08	3,0	2,06	10,6	0,96		
				21,5	0,03	3,1	2,02	10,8	0,92		
				22,5	0,03	3,2	2,02	10,9	0,91		
						3,3	1,98	11,1	0,90		

Traçages en puits unique

Annexe II

**Traçages sur le site d'Escalles.
Résultats bruts**

Injection effectuée le 11/10/89 à 14h30.
Lieu : sortie aval du Hameau du Tappe-Cul

Date	Temps en jours	Puits domestique n° 42		Forage A.E.P d'Escalles		falaise	Source A	Source B
		Heure	Conc en µg/L	Heure	Conc en µg/L	Heure	Conc en µg/L	Conc en µg/L
11/10/89	0	blanc	0	blanc	0	blanc	0	0
12/10/89	1			absent				
13/10/89	2			8h10	2,74	8h30	2,94	14,34
14/10/89	3			9h	3,29			
15/10/89	4			11h	1,09			
16/10/89	5			8h10	1,85	10h40	9,03	0,34
17/10/89	6			8h10	1,85			
18/10/89	7			8h10	,13			
19/10/89	8	18h30	1,64	8h10	1,50	18h45	0,88	0,34
20/10/89	9			8h10	,48			
21/10/89	10			9h	1,98			
22/10/89	11			11h	18,88			
23/10/89	12			8h10	,41	12h07	0,61	0,95
24/10/89	13			8h10	1,30			
25/10/89	14	15h10	1,43	8h10	,61	14h45	3,9	4,24
26/10/89	15			8h10	1,09			
27/10/89	16			8h10				
28/10/89	17			9h	5,34			
29/10/89	18			8h	15,48			
30/10/89	19	14h20	2,18	8h10	,75	13h50	0,88	12,82
31/10/89	20			8h10	1,02			
1/11/89	21			11h	,48			
2/11/89	22	15h10	1,5	8h10	2,12	15h	32,51	2,19
3/11/89	23			8h10	9,80			
4/11/89	24			9h	1,02			
5/11/89	25			9h30	15,85			
6/11/89	26			8h10	2,39			
7/11/89	27	10h	11,3	8h10	1,02	9h45	1,57	12,06
8/11/89	28			8h10	12,07			
9/11/89	29			8h10	,48	18h	2,66	0,82
10/11/89	30			8h10	11,31			
11/11/89	31			9h	,27			
12/11/89	32			11h	,27			
13/11/89	33	14h35	20,77	8h10	,89	14h20	26,83	21,48
14/11/89	34			8h10	,41			
15/11/89	35			8h10	,34			
16/11/89	36	19h	1,77	8h10	24,94	18h20	1,57	16,99
17/11/89	37			8h10	,89			
18/11/89	38			9h	2,12			
19/11/89	39			11h	,34			
20/11/89	40	17h20	2,53	8h10	,68	17h20	26,45	16,99
21/11/89	41			14h	,41			
22/11/89	42			17h15	,55			
23/11/89	43	15h	36,01			14h45	17,36	3,01
24/11/89	44			8h	1,50			

25/11/89	45			17h	,07			
26/11/89	46							
27/11/89	47			8h10	,55			
28/11/89	48	22h55	2,6	14h	5,41	22h45	2,46	12,067
29/11/89	49			17h15	10,93			
30/11/89	50							
1/12/89	51	0h20	1,64	8h	32,78	0h05	0,75	1,16
2/12/89	52			17h	1,50			
3/12/89	53							
4/12/89	54	12h40	3,42	8h10	2,26	12h30	0,88	1,64
5/12/89	55			14h	,34			
6/12/89	56			17hh15	5,61			
7/12/89	57	17h05	64,9			17h15	0,2	1,23
8/12/89	58			8h	4,24			
9/12/89	59			17h	,48			
10/12/89	60							
11/12/89	61			8h10	,20			
12/12/89	62			14h	1,37			
13/12/89	63			17h15	1,44			
14/12/89	64							
15/12/89	65	17h45	1,36	8h	,82	17h55	0,4	0,95
16/12/89	66			17h	10,17			
17/12/89	67							
18/12/89	68	10h50	1,64	8h10	12,45	10h40	0,34	1,78
19/12/89	69			14h	10,93			
20/12/89	70			17h15	19,26			
21/12/89	71							
22/12/89	72			8h	5,13			
23/12/89	73			17h	1,02			
24/12/89	74							
25/12/89	75			8h10	,41			
26/12/89	76			14h	3,42			
27/12/89	77			17h15	58,63			
28/12/89	78							
29/12/89	79	16h40	2,6	8h	2,53	16h30	0,34	2,18
30/12/89	80			17h	4,18			
31/12/89	81							
1/1/90	82	13h20	3,55	8h10	4,24	13h10	2,46	1,16
2/1/90	83			14h	10,55			
3/1/90	84			17h15	1,85			
4/1/90	85							
5/1/90	86			8h	4,65			
6/1/90	87			17h	19,26			
7/1/90	88							
8/1/90	89	16h35	1,7	8h10	2,81	16h45	0,13	0,75
9/1/90	90			14h	,13			
10/1/90	91			17h15	27,97			
11/1/90	92	17h	3,21			17h15	3,14	7,2
12/1/90	93			8h	1,23			
13/1/90	94			17h	1,02			
14/1/90	95							
15/1/90	96	9h50	4,65	8h10	5,20	9h35	11,68	14,33
16/1/90	97			14h	10,55			
17/1/90	98			17h15	,82			
18/1/90	99	18h25	2,25			18h	30,62	3,55
19/1/90	100			8h	1,09			
20/1/90	101			17h	,55			
21/1/90	102							

23/1/90	104						
24/1/90	105						
25/1/90	106	16h	1,09			16h10	2,12
26/1/90	107						
27/1/90	108						
28/1/90	109						
29/1/90	110	13h15	1,5			13h30	0,4
30/1/90	111						
31/1/90	112						
1/2/90	113	17h45	1,7			17h55	0,75
2/2/90	114						
3/2/90	115						
4/2/90	116						
5/2/90	117	13h	1,5			13h10	0,06

Annexe III

Traçages sur le site de Sangattes.
Résultats bruts

Fonction d'entrée au P26		Fonction d'entrée au PT28	
Temps(mn)	C (g/l)	Temps(mn)	C (g/l)
0.00	0.00	930	0,121
10	1,99	990	0,1
20	2	1050	0,08
30	1,999	1110	0,05
40	1,98	1170	0,055
50	1,97	1230	0,045
60	1,99		
70	1,96		
80	1,88		
90	1,99		
100	2,1		
110	2,02		
120	1,5		
130	1,34		
140	1,23		
150	1,19		
160	1,195		
170	1,2		
180	1,17		
190	1,135		
200	1,07		
210	1,02		
220	0,98		
230	0,75		
240	0,65		
250	0,45		
260	0,51		
270	0,49		
280	0,41		
290	0,35		
300	0,29		
330	0,28		
360	0,285		
390	0,27		
420	0,25		
450	0,231		
480	0,215		
510	0,214		
540	0,205		
570	0,21		
630	0,2		
690	0,21		
750	0,18		
810	0,17		
870	0,151		
0.00	0.00	7.05e+2	2.65e-1
3	0.00	7.65e+2	2.48e-1
6	9.6e-1	8.35e+2	2.39e-1
9	2.466e+0	8.95e+2	2.2e-1
1.2e+1	2.443e+0	9.55e+2	1.91e-1
1.5e+1	2.298e+0	1.005e+3	1.67e-1
20	2.346e+0	1.065e+3	1.4e-1
2.5e+1	2.662e+0	1.125e+3	1.18e-1
30	2.371e+0	1.185e+3	9.8e-2
3.5e+1	2.274e+0	1.245e+3	7.9e-2
40	2.298e+0	1.365e+3	6.1e-2
4.5e+1	2.298e+0	1.485e+3	3.6e-2
50	2.298e+0	1.605e+3	2.4e-2
5.5e+1	2.346e+0	1.725e+3	1.6e-2
60	2.274e+0	1.785e+3	1.4e-2
70	2.322e+0	2.525e+3	1.9e-3
80	2.298e+0	4.305e+3	1.6e-3
90	2.25e+0		
100	2.153e+0		
1.1e+2	2.105e+0		
1.3e+2	1.961e+0		
1.4e+2	1.794e+0		
1.5e+2	1.77e+0		
1.6e+2	1.58e+0		
1.7e+2	1.532e+0		
1.8e+2	1.425e+0		
1.95e+2	1.335e+0		
2.1e+2	1.155e+0		
2.25e+2	1.057e+0		
2.4e+2	8.92e-1		
2.55e+2	8.22e-1		
2.7e+2	7.62e-1		
2.85e+2	6.84e-1		
3.15e+2	7.02e-1		
3.45e+2	5.98e-1		
3.75e+2	5.25e-1		
4.05e+2	4.5e-1		
4.35e+2	4.15e-1		
4.65e+2	3.33e-1		
4.95e+2	3.09e-1		
5.25e+2	2.82e-1		
5.55e+2	2.71e-1		
5.85e+2	2.71e-1		
6.15e+2	2.68e-1		
6.45e+2	2.62e-1		

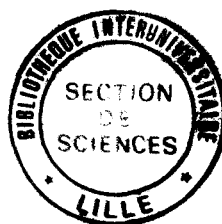
Traçage PT28 - F27					
Temps(mn)	C (mg/l)	Temps(mn)	C (mg/l)	Temps(mn)	C (mg/l)
0.00	0.00	2.733e+1	2.014e+2	6.383e+1	1.627e+2
6.6e-1	0.00	2.783e+1	2.181e+2	6.433e+1	1.544e+2
1.33e+0	0.00	2.833e+1	2.334e+2	6.483e+1	1.364e+2
2	7.5e+0	2.883e+1	2.292e+2	6.533e+1	1.475e+2
2.66e+0	0.00	2.933e+1	1.71e+2	6.583e+1	1.461e+2
3.33e+0	0.00	2.983e+1	2.292e+2	6.633e+1	1.461e+2
4	0.00	3.083e+1	2.223e+2	6.683e+1	1.447e+2
4.66e+0	0.00	3.183e+1	2.334e+2	6.733e+1	1.433e+2
5.33e+0	0.00	3.283e+1	2.32e+2	6.783e+1	1.461e+2
6	0.00	3.383e+1	2.348e+2	6.833e+1	1.433e+2
6.66e+0	6.8e+0	3.483e+1	2.348e+2	6.883e+1	1.447e+2
7.33e+0	0.00	3.583e+1	2.348e+2	6.933e+1	1.42e+2
8	9.4e+0	3.683e+1	2.529e+2	6.983e+1	1.364e+2
8.66e+0	10	3.783e+1	2.264e+2	7.033e+1	1.364e+2
9.33e+0	9.4e+0	3.883e+1	2.375e+2	7.083e+1	1.378e+2
10	1.04e+1	3.983e+1	2.501e+2	7.133e+1	1.351e+2
1.06e+1	1.51e+1	4.083e+1	2.348e+2	7.183e+1	1.351e+2
1.133e+1	2.11e+1	4.183e+1	2.584e+2	7.35e+1	1.378e+2
1.2e+1	3.24e+1	4.283e+1	2.306e+2	7.516e+1	1.351e+2
1.266e+1	3.72e+1	4.383e+1	2.348e+2	7.683e+1	1.296e+2
1.333e+1	4.81e+1	4.483e+1	2.25e+2	7.85e+1	1.323e+2
1.4e+1	5.31e+1	4.583e+1	2.209e+2	8.016e+1	1.254e+2
1.466e+1	6.23e+1	4.683e+1	2.181e+2	8.183e+1	1.2e+2
1.533e+1	6.78e+1	4.783e+1	2.139e+2	8.35e+1	1.186e+2
1.6e+1	7.34e+1	4.883e+1	2.111e+2	8.516e+1	1.172e+2
1.666e+1	8.5e+1	4.983e+1	1.765e+2	8.683e+1	1.103e+2
1.733e+1	1.117e+2	5.083e+1	1.959e+2	8.85e+1	1.09e+2
1.8e+1	1.186e+2	5.183e+1	2.1e+2	9.016e+1	1.049e+2
1.866e+1	1.254e+2	5.283e+1	1.889e+2	9.183e+1	1.062e+2
1.933e+1	1.392e+2	5.383e+1	1.876e+2	9.35e+1	1.008e+2
20	1.42e+2	5.483e+1	1.889e+2	9.516e+1	9.94e+1
2.066e+1	1.489e+2	5.583e+1	1.889e+2	9.683e+1	9.66e+1
2.133e+1	1.502e+2	5.683e+1	1.834e+2	9.85e+1	9.66e+1
2.183e+1	1.668e+2	5.783e+1	1.779e+2	1.0016e+2	9.25e+1
2.233e+1	1.696e+2	5.833e+1	1.765e+2	1.0183e+2	1.076e+2
2.283e+1	1.765e+2	5.883e+1	1.489e+2	1.035e+2	9.12e+1
2.333e+1	1.806e+2	5.933e+1	1.654e+2	1.0516e+2	8.98e+1
2.383e+1	1.82e+2	5.983e+1	1.71e+2	1.0683e+2	8.57e+1
2.433e+1	1.862e+2	6.033e+1	1.696e+2	1.085e+2	8.57e+1
2.483e+1	1.931e+2	6.083e+1	1.627e+2	1.1017e+2	8.16e+1
2.533e+1	1.64e+2	6.133e+1	1.64e+2	1.1183e+2	8.3e+1
2.583e+1	1.876e+2	6.183e+1	1.64e+2	1.135e+2	7.89e+1
2.633e+1	1.959e+2	6.233e+1	1.64e+2	1.1517e+2	7.75e+1
2.683e+1	1.931e+2	6.283e+1	1.627e+2	1.1683e+2	7.48e+1

Annexe IV

**Traçages sur le site de Moranrieux.
Résultats bruts**

Traçage perte-FA		Traçage P1-FA				Traçage P2-FA	
temps(mn)	C (µg/l)	temps(mn)	C (µg/l)	temps(mn)	C (µg/l)	temps(h)	C (µg/l)
	1.5e+0	0.00	7.5e-1	1.157e+3	5.5e+0	0.0	9.2e-1
2,00	2.3e+2	3,00	7.5e-1	1.217e+3	5.6e+0	1.2e+1	1.9e+0
5,00	4.1e+2	6,00	7.5e-1	1.277e+3	6.4e+0	2.4e+1	1.9e+0
6.63e+0	3.5e+3	9,00	8.5e-1	1.337e+3	3.8e+0	3.6e+1	3.4e+0
7,00	1.1e+4	1.2e+1	0,90	1.397e+3	6,00	4.8e+1	4.8e+0
8.3e+0	1.55e+4	1.5e+1	7.5e-1	1.457e+3	5.5e+0	60,00	4.8e+0
9.7e+0	1.6e+4	1.8e+1	0,60	1.517e+3	5.1e+0	7.2e+1	5,00
1.13e+1	1.5e+4	2.1e+1	0,90	1.577e+3	5.8e+0	8.4e+1	6.2e+0
1.2e+1	1.43e+4	2.4e+1	1.25e+0	1.637e+3	3.7e+0	9.6e+1	8.7e+0
1.483e+1	1.15e+4	2.7e+1	0,60	1.697e+3	2.4e+0	1.08e+2	9.1e+0
1.7e+1	10000,00	3.2e+1	0,60	1.757e+3	2.4e+0	1.2e+2	8,00
1.983e+1	7.6e+3	3.7e+1	0,60	1.817e+3	2.4e+0	1.32e+2	8.2e+0
2.2e+1	6.7e+3	4.7e+1	0,60	1.877e+3	5.4e+0	1.44e+2	7.3e+0
2.575e+1	6.5e+3	5.7e+1	7.5e-1	1.937e+3	2,00	1.56e+2	8,00
2.7e+1	6000,00	6.7e+1	6.5e-1	1.997e+3	2.9e+0	1.68e+2	6.5e+0
2.991e+1	3.6e+3	7.7e+1	7.5e-1	2.057e+3	2.3e+0	1.8e+2	6.3e+0
3.2e+1	3.3e+3	8.7e+1	6.5e-1	2.117e+3	1.9e+0	1.92e+2	6.5e+0
3.5066e+1	2.85e+3	9.7e+1	8.5e-1	2.177e+3	3.9e+0	2.04e+2	6.5e+0
3.7e+1	2.4e+3	1.07e+2	1.35e+0	2.237e+3	1.9e+0	2.16e+2	6,00
3.991e+1	1.8e+3	1.22e+2	0,60	2.297e+3	1.6e+0	2.28e+2	6.3e+0
4.2e+1	1.65e+3	1.37e+2	1.2e+0	2.357e+3	1.3e+0	2.4e+2	5.4e+0
4.491e+1	1.3e+3	1.52e+2	7.5e-1	2.417e+3	1.5e+0	2.52e+2	5,00
4.7e+1	1.2e+3	1.67e+2	0,80	2.477e+3	2.9e+0	2.64e+2	5.1e+0
5.2e+1	8.6e+2	1.82e+2	1.2e+0	2.537e+3	3.7e+0	2.76e+2	5.4e+0
5.7e+1	800,00	1.97e+2	1.4e+0	2.597e+3	1.2e+0	2.88e+2	4.6e+0
6.2e+1	6.1e+2	2.12e+2	0,60	2.657e+3	1.3e+0	300,00	5.6e+0
7.7e+1	3.5e+2	2.27e+2	1.1e+0	2.717e+3	1.4e+0	3.12e+2	5.4e+0
9.2e+1	1.6e+2	2.42e+2	6.8e+0	2.777e+3	2.3e+0	3.24e+2	5.4e+0
1.07e+2	1.1e+2	2.57e+2	4.1e+0	2.837e+3	1.2e+0	3.36e+2	5.4e+0
1.22e+2	9.9e+1	2.87e+2	4,00	2.897e+3	1.6e+0	3.52e+2	3.2e+0
1.37e+2	6.4e+1	3.17e+2	5,00	2.957e+3	1.2e+0	3.68e+2	3.5e+0
1.52e+2	5.5e+1	3.42e+2	7.5e+0	3.017e+3	1.08e+1	3.84e+2	3.5e+0
1.67e+2	4.4e+1	3.77e+2	3.2e+0	3.077e+3	3.8e+0	400,00	4.5e+0
1.82e+2	3.6e+1	4.07e+2	3.1e+0	3.377e+3	5.8e+0	4.16e+2	4.5e+0
1.97e+2	2.9e+1	4.37e+2	3.7e+0	3.437e+3	1,00	4.32e+2	3.9e+0
2.12e+2	2.4e+1	4.67e+2	3.6e+0	3.497e+3	0,90	4.48e+2	3.5e+0
2.42e+2	1.9e+1	4.97e+2	3,00	3.557e+3	6.4e+0	4.64e+2	3.9e+0
2.72e+2	1.4e+1	5.57e+2	6.4e+0	3.617e+3	3.6e+0	4.8e+2	3.7e+0
3.02e+2	1.3e+1	6.17e+2	6.6e+0	3.677e+3	1.3e+0	4.96e+2	3.3e+0
3.32e+2	1.2e+1	6.77e+2	1.15e+1			5.12e+2	3.1e+0
3.62e+2	1.15e+1	7.37e+2	4.1e+0			5.28e+2	3.2e+0
		7.97e+2	7.5e+0			5.44e+2	3.3e+0
		8.57e+2	9.6e+0			5.6e+2	3.6e+0
		9.17e+2	1.15e+1			5.76e+2	3,00
		9.77e+2	7.7e+0			5.92e+2	2.7e+0
		1.037e+3	4.7e+0			6.08e+2	2.8e+0
		1.097e+3	9.6e+0			6.24e+2	2.7e+0

Traçage	P3-FB
temps(h)	C (µg/l)
0.00	2,00
1.6e+1	1.55e+0
3.2e+1	1.7e+0
4.8e+1	1.55e+0
6.4e+1	1.4e+0
80,00	1.4e+0
9.6e+1	1.4e+0
1.12e+2	1.45e+0
1.28e+2	3.7e+0
1.44e+2	2.6e+0
1.6e+2	2.6e+0
1.76e+2	2.6e+0
1.92e+2	1.4e+0
2.08e+2	1.85e+0
2.24e+2	1.55e+0
2.4e+2	1.55e+0
2.56e+2	2,00
2.72e+2	1.8e+0
2.88e+2	2.3e+0
3.04e+2	1.85e+0
2.3e+2	1.4e+0
3.36e+2	1.45e+0
3.52e+2	1.45e+0
3.68e+2	1.2e+0
3.84e+2	1.3e+0
400,00	1.15e+0
4.16e+2	1.3e+0
4.32e+2	1.05e+0
4.48e+2	9.5e-1
4.64e+2	9.5e-1
4.8e+2	0,90
4.96e+2	9.5e-1
5.12e+2	1,00
5.28e+2	9.5e-1
5.44e+2	0,90
5.6e+2	1.15e+0



Résumé.

L'objectif de ce travail est l'application des traçages d'essai pour l'étude des transferts de soluté dans un aquifère hétérogène.

Trois types de traçage ont été réalisés (en écoulement naturel, radial convergent et en puits unique) sur le site expérimental de Marsillargues (Hérault). Ce site est implanté dans l'aquifère alluvionnaire "villafranchien" dont la nappe est semi-captive. Il est muni d'un puits de pompage, de neuf piézomètres satellites, arrivant dans la nappe et de cinq piézomètres superficiels. Les courbes expérimentales de restitution obtenues, pour des traceurs, des distances et des directions d'investigation différents, montrent que le transfert des traceurs s'effectue selon des chemins préférentiels d'écoulement, essentiellement par convection. Ces essais ont confirmé le rôle primordial des hétérogénéités de l'aquifère dans le transfert de masse.

Dans les formations carbonatées du Nord de la France, deux types de traçage (en écoulement naturel et en radial convergent) ont été effectués sur trois sites différents (Escalles, Sangatte et Moranrieux). Ces essais ont montré une étroite relation entre les directions morphologiques, la fracturation du réservoir aquifère et les directions principales d'écoulement souterrain. L'expérimentation réalisée à Escalles a permis de mettre en évidence, pour la première fois dans l'aquifère crayeux du Nord-Pas-de-Calais, l'existence d'un écoulement de type karstique; confirmé par des observations en carrière souterraines.

Sur le plan méthodologique, c'est la technique de traçage en puits unique qui fournit les meilleurs résultats. La fiabilité de cette technique permet de mieux cerner la variabilité des caractéristiques hydrodispersives des aquifères hétérogènes.

Mots-clés : Traçages d'essai, aquifère hétérogène, craie, Marsillargues, Nord de la France.

Abstract

The aim of this report is to apply preliminary tracer tests to study solute transfert in heterogeneous aquifers.

Three tracer test techniques were performed (multiwell technique: in natural gradient, radial converging flow and single-well technique) in the experimental site of Marsillargues (Hérault). This site is ingrafted in semi-artesian villafranchian alluvium aquifer. It is composed of one well, nine piezometers which reach the aquifer and five superficial others. The breakthrough curves so obtained for different tracers, distances and directions of investigations, show that the spread of the plum occurs according to some preferential ways, essentially by convection. These trials bore out the prime roll of aquifer heterogeneities in mass transfert.

In carbonate formations of the North of France, two kinds of tracer test were performed (in natural gradient and in radial converging flow) in three different sites (Escalles, Sangatte and Moranrieux). These trials showed a close connection between morphological directions, reservoir fracturation and main directions of underground flow. The preliminary tracer tests carried into Escalles, allowed us to display, for the first time in chalk aquifer of Nord-Pas-de-Calais, the existence of a karstic flow, corroborated by some observations in underground quarries.

From the methodological point of view, the single-well technique yield the best results. The reliability of this technique allow to invest better the variability of hydrodispersives characteristics in heterogeneous aquifers.

Key-words: preliminary tracer tests, heterogeneous aquifer, chalk, Marsillargues, North of France