



PROGRAMME HYDROLOGIQUE INTERNATIONAL

Rencontres Hydrologiques Franco-Roumaines

*Contribution au Programme Hydrologique International
organisée par les comités nationaux français et roumain
de l' AISH et du PHI*

sous le patronage de
l'Association Internationale des Sciences Hydrologiques

avec le soutien
du Ministère Français de l'Environnement,
du Ministère Roumain de l'Environnement
et de
l'Association Naturalia & Biologia

Edité par

J.P. Carbonnel, A. Danchiv, P. Hubert et V. Oancea

Communications

Ecole des Mines de Paris , 2-5 septembre 1991

UNESCO, Paris 1992



Les appellations employées dans cette publication et la présentation des données qui y figurent n'impliquent de la part de l'UNESCO aucune prise de position quant au statut juridique des pays, territoires, villes ou zones, ou de leurs autorités, ni quant au tracé de leurs frontières ou limites.

Comité d'organisation:

Dan CAPRITA, Bucarest
Jean Pierre CARBONNEL, Paris
Alexandru CONSTANTINESCU, Bucarest
Pierre HUBERT, Fontainebleau
Thierry LEVIANDIER, Antony
Victor OANCEA, Bucarest

avec, pour le secrétariat,
l'aimable assistance de Roseline CARBONNEL

Comité scientifique:

Bruno AMBROISE, Strasbourg
Claude BOCQUILLON, Montpellier
Dan CAPRITA, Bucarest
Jean Pierre CARBONNEL, Paris
Alexandru CONSTANTINESCU, Bucarest
Alexandru DANCHIV, Bucarest
Radu DROBOT, Bucarest
Pierre HUBERT, Fontainebleau
Thierry LEVIANDIER, Antony
Emmanuel LEDOUX, Fontainebleau
Shaun LOVEJOY, Montreal
Ghislain de MARSILY, Paris
Victor OANCEA, Bucarest
Radu POPA, Bucarest
Daniel SCHERTZER, Paris
Viorel STANESCU, Bucarest
Georges VACHAUD, Grenoble

Secrétariat des Rencontres:

Jean Pierre CARBONNEL
Laboratoire de Géologie Appliquée
Université Pierre et Marie Curie
Case 123, 4 Place Jussieu
75252 Paris Cedex 05

Téléphone 33 1 44 27 63 26
Télécopie 33 1 44 27 51 25
Telex UPMCSIX 200 145 F

T A B L E D E S M A T I E R E S

S O M M A I R E	page 3
L I S T E des participants	page 7
C O M M U N I C A T I O N S	page 11
A D R E S S E S et I N D E X des auteurs	page 421



S O M M A I R E

Thème I : **TRANSFERT ET DISPERSION DE MATIERE ET D'ENERGIE EN MILIEU SOUTERRAIN.**

G. de MARSILY - Quelques réflexions critiques sur la modélisation du transport de polluants en milieux poreux.....p.13

I-1 : **Problèmes méthodologiques et numériques**

P. ACKERER et M.A BUES - Simulation numérique du transfert de chaleur dans un milieu naturel saturé et non saturé..... p.37

Y. BENDERITTER, B. ROY et A. TABBAGH - Implications des transferts thermiques à l'écoulement en milieu fissuré : première approche.....p.47

A. DANCHIV, D. CAPRITA, H. MITROFAN et M. TUDOR - Quelques problèmes concernant l'analyse numérique d'un bassin géothermique.....p.57

H. ENE - Effets de l'anisotropie sur la convection libre dans une plaque verticale introduite dans un milieu poreux... p.65

P. HUBERT, P. OLIVE et H. MOLICOVA - Modélisation par une loi Gamma de la distribution des temps de séjour de l'eau dans les systèmes hydrologiques en régime permanent.....p.71

L. de LOPE - Couplage éléments finis-éléments frontière : une technique efficace pour la modélisation des écoulements régionaux.....p.79

A. TENU - Contribution des isotopes du milieu dans la modélisation mathématique des eaux souterraines.....p.87

C. THIRRIOT - Image des phénomènes d'hystérésis fondée sur les réseaux capillaires.....p.95

I-2 : **Impacts anthropiques**

C.CONSTANTINESCU et A. DANCHIV - Modèle numérique d'un système aquifère régional.....p.103

M. MANESCU et I. BICA - La percolation des polluants pétroliers vers les nappes aquifères.....p.109

G. TOMESCU - Considérations sur le stade de la pollution des eaux phréatiques sur le territoire de la Roumanie : la vulnérabilité à la pollution des aquifères phréatiques.....p.117

Thème II : **HYDROLOGIE OPERATIONNELLE**

V.A. STANESCU - Hydrologie opérationnelle.....p.125

II-1 : **Mesures, modèles et prévision**

G. COUZY, J.P. DUPOUYET et J.J. VIDAL - La modernisation de l'annonce et de la prévision des crues dans le bassin de la Garonne.....p.143

R. DROBOT - Hydrogramme unitaire variable avec l'intensité de la pluie.....p.153

R. DROBOT et I. IORGULESCU - Modèle pluie-écoulement et identification de ses paramètres hydrologiques.....p.159

S. EVEN et M. POULIN - Un modèle hydraulique de la Seine à l'étiage.....p.167

P. SERBAN et C. CORBUS - Modèle DANUBIUS pour la prévision hydrologique sur le secteur roumain du Danube.....p.177

P. SERBAN, M. SIMOTA et V. PLESA - Modèle VIDRA de prévision des crues.....p.185

P. STANCIU et A. STANCIU - La modélisation mathématique du processus de l'écoulement sur des versants et sur de petits bassins.....p.193

V.A. STANESCU - Un modèle de redistribution de l'eau dans le sol, utilisé pour améliorer le modèle SSARR, appliqué au calcul de la précipitation effective dans le cas de crues successives.....p.201

I. ZLATE-PODANI - Considérations sur la modélisation mathématique des systèmes hydrologiques.....p.209

Posters :

F. ARMAND et J. SCHWARTZ - La banque de données PROPHETE.....p.217

P. LEYMARIE et J. FAIRFIELD - L'estimation rapide des puissances disponibles à partir d'images SPOT, en vue de l'installation de petites centrales hydro-électriques.....p.223

I. SANDOIU et STANCALIE - Evaluation et surveillance par télédétection des réserves d'eau de la couche de neige.....p.231

II-2 : **Impacts anthropiques**

C. COSANDEY et P. BERNARD-ALLEE - Conséquences d'une coupe forestière sur les crues et sur l'érosion des versants.....p.237

T. MUXART, M.C. GUERRINI et M.J. PENVEN - Impacts des changements d'usage du sol sur la qualité et la quantité de l'eau des rivières dans le bassin parisien.....p.249

P. ROMAN, R. POPA, M. MANOLIU et M. MAIORESCU - Modélisation de certains effets sur l'environnement générés par l'exploitation des canaux Danube-Mer Noire.....p.253

H. VIVIAN - Impacts des actions anthropiques sur les hydro-systèmes alpins: exemple l'hydrologie des Alpes françaises du nord (bassin du Rhône).....p.263

II-3 : Pluies et débits extrêmes

B. BOBEE et F. ASHKAR - Représentation des événements hydrologiques extrêmes de crue par les distributions statistiques.....p 271

D. DEVRED, D. BEROD, V. LAGLAINE et B. STANCULESCU - Application des méthodes PMP-PMF à des bassins versants alpins suisses..... p.279

GUILLOT - Structure de la relation stochastique non-linéaire averse-crue . Conséquences pour l'estimation des crues extrêmes.....p.289

T. LEVIANDIER - Distributions de débits déduites d'une version probabiliste de modèles pluie-débit.....p.299

Poster :

M. MARGOUM et G. OBERLIN - AGREGEE : premiers résultats.....p.307

Thème III : VARIABILITE SPATIALE ET NON LINEARITE

C. BOCQUILLON - La complexité de l'hydrologie.....p.319

III-1 : Variabilité spatiale

S. BLIDARU et V. OANCEA - Analyse de sensibilité du modèle Stanford IV. Etude d'échelle spatiale de la modélisation.....p.337

J.P. CARBONNEL, P. HUBERT, S. BAINA et T. BARIAC - Analyse géostatistique à l'échelle kilométrique de champs de précipitations journalières en climat soudano-sahélien.....p.347

J.P. JORDAN et I. IORGULESCU - Problèmes d'échelle dans les relations pluie-débit d'un petit bassin versant.....p.355

III-2 : Variabilité non linéaire

C. BOCQUILLON et R. MOUSSA - Caractérisation fractale d'une série chronologique d'intensité de pluie.....p.363

C. BOCQUILLON, R. MOUSSA, S. CATAFAGO et W. NAJEM - Analyse de l'agglomération des séquences d'occurrence de pluie dans l'hypothèse d'un modèle markovien.....p.371

P. HUBERT - Analyse multifractale de champs temporels d'intensité des précipitations.....p.379

G. LANG et J.M. AZAIS - Irrégularité locale des trajectoires de processus . Etude par simulation de divers estimateurs.....	p.387
T. LEVIANDIER et M. ZIAJA - Filtrage empirique non linéaire sur un modèle conceptuel pluie-débit.....	p.393
Y. TESSIER, S. LOVEJOY et D. SCHERTZER - Analyse objective multifractale du champ de pluie globale.....	p.401
G. VACHAUD, M. VAUCLIN, J.L. THONY, R. LATY, B. GARINO et L. VILAIN - Etude in situ des pertes en eau et en azote sous culture de maïs et sous sol nu.....	p.413

L I S T E D E S P A R T I C I P A N T S

ACKERER P. I.M.F., Strasbourg .

ALBU M. Inspection d'état pour les ressources
minérales, Bucarest .

ANASTASIU L. Institut de Génie civil, Bucarest .

AMBROISE B. C.E.R.E.G., Strasbourg .

BADARANG M. Université de Paris VII, Paris .

BENDERITTER Y. Centre de recherches géophysiques,
Pouilly sur Loire .

BICA I. Faculté d'hydrotechnique, Bucarest .

BOCQUILLON C. L.H.M., Montpellier .

BOUJAMLAOUI Z. U.P.M.C., Paris .

CAPRITA D. I.C.I.M., Bucarest .

CARBONNEL J.P. C.N.R.S., U.P.M.C., Paris .

CHAHIR K. C.E.M.A.G.R.E.F., Antony .

CONSTANTINESCU A. Aquaproiect, Bucarest .

CORBUS C. I.M.H., Bucarest .

COSANDEY C. C.N.R.S., laboratoire de géographie
physique, Meudon .

COUDRAY J. Université de la Réunion, Saint-Denis .

DACHARRY M. Université de Lille, Villeneuve d'Ascq .

DAGAN G. Université de Tel Aviv .

DANCHIV A. I.C.I.M., Bucarest .

DAVIGO J. G.R.E.F., Paris .

DESURONE I. C.E.M.A.G.R.E.F., Lyon .

DEVRED D. E.P.F.L., Lausanne .

DROBOT R. Institut de Génie civil, Bucarest .
DUPOUYET J.P. Service de la navigation, Toulouse .
ENACHESCU D. Université de Bucarest .
ENACO A. Bucarest .
ENE H. Institut de mécanique, Bucarest .
EVEN S. C.I.G., Ecole des mines de Paris,
Fontainebleau .
GHEORGHIESCU P. Ministère de l'environnement, Bucarest .
GHERGUT I. I.M.H., Bucarest .
GUILLOT P. Ingénieur-conseil, Grenoble .
GURBAN I. C.I.G., Ecole des mines de Paris,
Fontainebleau .
HUBERT P. C.I.G., Ecole des mines de Paris,
Fontainebleau .
JACQUET G. R.H.E.A., Versailles .
IORGULESCU I. E.P.F.L., Lausanne .
JORDAN J.P. E.P.F.L., Lausanne .
JOUVE D. C.N.R., Lyon .
KAPFER A. R.H.E.A., Versailles .
KHAMMARI B. Institut National Agronomique, Alger .
LADOY P. Météo-Erance, Paris .
LANG G. E.N.G.R.E.F., Paris .
LEDOUX E. C.I.G., Ecole des mines de Paris,
Fontainebleau .
LEVASSEUR L. Compagnie Générale du Rhone, Lyon .
LEVIANDIER T. C.E.M.A.G.R.E.F., Antony .
LOPE L. de C.I.G., Ecole des mines de Paris,
Fontainebleau .
LOVEJOY S. Mc Gill University, Montreal .
MAKHLOUF Z. C.E.M.A.G.R.E.F., Antony .
MANESCU A. Bucarest .

MANESCU C. Institut de génie civil, Bucarest .
MARGOUM M. C.E.M.A.G.R.E.F., Lyon .
MARSILY G. de U.P.M.C., Paris .
MOUSSA R. L.H.M., Montpellier .
MUSY A. E.P.F.L., Lausanne .
MUXART T. C.N.R.S., laboratoire de géographie physique, Meudon .
NACHTNEBEL M. Université de Vienne .
NORMAND M. C.E.M.A.G.R.E.F., Antony .
OANCEA V. I.M.H., Bucarest .
OPPENEAU J.C. S.R.E.T.I.E., Ministère de l'environnement, Paris .
OTTULESCU D. Bucarest .
PETITJEAN M. Université de Paris VII, Paris .
POPA R. Institut polytechnique, Bucarest .
POULIN M. C.I.G., Ecole des mines de Paris, Fontainebleau .
ROBIN P. I.N.R.A., Thivernal-Grignon .
SCHMITT F. Météo-France, Paris .
SERBAN P. Ministère de l'environnement, Bucarest .
SERVAIN S. Ecole des mines de Paris, Fontainebleau, C.N.R.S., Meudon .
SIMOTA M. I.M.H., Bucarest .
SIRCOULON J. O.R.S.T.O.M., Paris .
SOKONA M. E.N.D.A.T.M., Dakar .
STADIU F. Eaux Roumaines, Bucarest .
STANCALIE G. I.M.H., Bucarest .
STANCIU A. I.M.H., Bucarest .
STANCIU P. I.M.H., Bucarest .
STANCULESCU B. E.P.F.L., Lausanne .

STANESCU V.A.	I.M.H., Bucarest .
STROET C. te	U.P.M.C., Paris .
TABBAGH A.	Université de Paris VI, Paris .
THIBODEAUX M.	Université de Louisiane, Baton Rouge .
THIRRIOT C.	E.N.S.E.E.I.H., Toulouse .
TOMA A.	C.I.G., Ecole des mines de Paris, Fontainebleau .
TOMESCU G.	I.M.H., Bucarest .
TRIBOULET J.P.	C.I.E.H., Ouagadougou .
VAUCLIN M.	Institut de mécanique, Grenoble .
VIDAL J.J.	Service de la navigation, Toulouse .
VIOLETTE S.	U.P.M.C., Paris .
ZLATE-PODANI I.	I.M.H., Bucarest .

THEME I

TRANSFERT ET DISPERSION DE MATIERE
ET D'ENERGIE EN MILIEU SOUTERRAIN

QUELQUES REFLEXIONS CRITIQUES SUR LA MODELISATION DU TRANSPORT DE POLLUANTS EN MILIEUX POREUX

MARSILY G. de, Laboratoire de Géologie Appliquée
Professeur à l'Université Paris VI
URA CNRS 1367

INTRODUCTION ET RESUME

Le problème de la compréhension et de la prévision du déplacement des éléments en solution dans les milieux poreux est devenu depuis quelques années un sujet important du fait de la contamination croissante des eaux souterraines peu ou moyennement profondes par les activités humaines.

L'effort de recherche a initialement porté sur l'étude des phénomènes de dispersion des éléments conservatifs, c'est à dire ne subissant pas d'interactions avec le milieu solide traversé; ce type de problème est caractéristique d'une pollution ponctuelle dont on cherche à prévoir la propagation dans l'espace, et la façon dont la dispersion en réduit la concentration au cours du temps. Alors qu'en laboratoire, la caractérisation de la dispersion est possible par un coefficient qui n'est fonction que du milieu, de la vitesse du fluide et du coefficient de diffusion moléculaire, il s'avère que sur le terrain, la complexité du champ des vitesses réelles engendre un effet dispersif complexe qui est fonction de la distance parcourue par l'élément transporté, au moins initialement, et qui est très difficilement prévisible.

Les efforts de recherche ont ensuite porté sur l'étude de la rétention éventuelle des éléments par le milieu traversé; il s'agit de prendre en compte le rôle de "filtre" que peut jouer le sol pour réduire la concentration et la vitesse de propagation des polluants. Les métaux ont fait l'objet des premiers travaux, suivis par les polluants organiques hydrophobes, et plus récemment par les éléments à l'état colloïdal. Un cortège de connaissance est aujourd'hui disponible, pouvant aller jusqu'à rendre possible la modélisation de l'ensemble de la spéciation géochimique de la solution; les constantes thermodynamiques, les cinétiques de réaction, les paramètres caractérisant les propriétés géochimiques du milieu sont en principe accessibles en laboratoire, mais en fait généralement assez mal connues; cependant le problème de la variabilité spatiale de ces propriétés et de son estimation reste posé. L'accessibilité des fractions chimiquement actives par les éléments transportés par l'écoulement oblige à se pencher sur les concepts de double porosité des milieux, à toutes échelles.

La généralisation récente des problèmes de pollution diffuse, le plus souvent d'origine agricole (engrais, fumures par les déjections d'élevages intensifs, produits phytosanitaires...), a conduit à poser avec acuité les problèmes de la dégradation et de la transformation bactérienne des éléments organiques dans leur transport dans le sous-sol; une part importante de ces processus a lieu dans la tranche superficielle des sols, qui est soumise aux aléas climatiques, aux changements dans les pratiques agricoles (assolements, états hivernaux, profondeurs du travail du sol, enfouissement des chaumes, compaction par les engins...) et aux états hydriques et d'oxydo-réduction; la complexité des phénomènes mis en jeu rend toute prévision dans ce domaine hasardeuse, alors que ces pollutions diffuses sont probablement celles qui menacent de la façon la plus préoccupante la qualité des eaux souterraines sur l'ensemble du territoire.

Le comportement des éléments polluants non miscibles a fait l'objet de nombreux travaux, concernant surtout les hydrocarbures, ou encore les produits organo-chlorés denses. Ce type de pollution est généralement assez localisé, son étude vise à développer des moyens de lutte et de réhabilitation des sites pollués, les techniques à l'étude portent sur la biodégradation in situ, l'extraction par ventilation dans un courant d'air, l'extraction par solvants ou par tensio-actifs dans l'eau, la combustion ou la pyrolyse in situ; le devenir de la fraction soluble des composés initiaux, de leurs métabolites ou produits de dégradation thermique ou chimique, ou encore des adjuvants utilisés, est souvent l'un des problèmes les plus préoccupants de ce type de travaux.

On passera brièvement en revue, dans le texte ci-après, quelques uns des problèmes évoqués tout au long de cette introduction.

LA DISPERSION HYDRODYNAMIQUE

Formalisme Eulérien.

Il est classique, en hydraulique, de définir deux types de vitesses, les vitesses Eulériennes et les vitesses Lagrangiennes; nous commencerons par nous placer dans une définition Eulérienne des vitesses, qui sont les plus usuelles. Ce sont celles que l'on définit, observe ou mesure en des points FIXES de l'espace; ce sont les seules vitesses qu'il est possible de déterminer expérimentalement en milieu poreux, soit par essais directs (par exemple la dilution ponctuelle en forage), soit par mesures indirectes (par exemple valeur du gradient hydraulique et de la perméabilité). Il est classique de dire que la dispersion hydrodynamique est la conséquence de l'hétérogénéité du champ des vitesses Eulériennes par rapport à la moyenne d'espace de ce champ de vitesses, qui est celle que l'on utilise dans le terme convectif de l'équation classique du transport en repère Eulérien (par exemple BEAR, 1972, 1979; MARSILY, 1981, 1986), qui s'écrit à une dimension d'espace :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(d \frac{\partial c}{\partial x} - uc \right) = \omega \frac{\partial c}{\partial t} \quad (1)$$

où : c est la concentration volumique,
d est le Coefficient de dispersion hydrodynamique,
u est la vitesse Eulérienne de DARCY de l'écoulement,
ω est la porosité cinématique du milieu.

La difficulté pour définir en pratique le coefficient de dispersion provient simplement de la nécessité de changer d'échelle quand on passe de l'échelle du laboratoire à celle du terrain. Supposons en effet que l'on sache, par mesure en laboratoire sur échantillon, déterminer expérimentalement le coefficient de dispersion qui caractérise le transport à l'échelle décimétrique, par exemple; pour passer à une échelle supérieure, on devra moyenner (dans l'espace géométrique ou dans l'espace des réalisations, si on raisonne en milieux aléatoires) les grandeurs définies localement et les équations du transport. Montrons par exemple comment s'établissent les équations moyennes à l'échelle supérieure en utilisant la méthode de perturbation (GELHAR, AXNESS, 1983).

Soit le développement des fonctions c et u autour de leurs valeurs moyennes, à l'échelle supérieure :

$$c = C + c' \quad \text{avec } c' \text{ de moyenne nulle} \quad (2)$$

$$u = U + u' \quad \text{avec } u' \text{ de moyenne nulle} \quad (3)$$

On suppose que d est un coefficient de dispersion local connu, on substitue c et u dans l'équation (1) :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[d \frac{\partial}{\partial x} (C + c') - (U + u')(C + c') \right] = \omega \frac{\partial}{\partial t} (C + c') \quad (4)$$

Soit E() l'opérateur prise de moyenne; on peut le définir comme une moyenne spatiale : E(A) est alors une intégrale d'espace de la fonction A sur un volume fini, ou même sur un volume infini si on pondère, dans l'intégrale, la fonction A par une fonction d'espace dont l'intégrale est l'unité; on peut aussi, et c'est plus usuel, définir E(A) comme la moyenne d'ensemble de la fonction aléatoire A dans l'espace des réalisations (voir MARLE 1967, MARSILY 1986); on a:

$$E(c) = E(C + c') = E(C) + E(c') = C$$

$$E(u) = E(U + u') = E(U) + E(u') = U$$

car par définition E(c') = E(u') = 0 et E(C) = C, E(U) = U. De plus, E(A) est un opérateur linéaire qui va commuter avec les opérateurs différentiels en espace ou en temps, que sa définition soit spatiale ou aléatoire :

$$E \left[\frac{\partial A}{\partial \alpha} \right] = \frac{\partial}{\partial \alpha} [E(A)]$$

On applique l'opérateur E() à l'équation (4), il vient:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[d \frac{\partial C}{\partial x} - UC - E(u'c') \right] = \omega \frac{\partial C}{\partial t} \quad (5)$$

On retranche cette équation de l'équation (4) il reste:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[d \frac{\partial c'}{\partial x} - U c' - u' C + E(u' c') \right] = \omega \frac{\partial c}{\partial t} \quad (6)$$

Tout est dit ! Il y a, dans l'équation (5), un terme nouveau, $E(u'c')$, qui est a priori inconnu et provient seulement du changement d'échelle; c'est la moyenne du produit des fluctuations de u et de c dans l'espace, on l'appelle une covariance croisée. Pour l'évaluer, il va falloir résoudre (6), car même si on sait caractériser les variations u' de la vitesse autour de sa moyenne U , on ne peut prédire les variations c' de la concentration c autour de sa moyenne C , car la concentration est l'inconnue du problème. Mais, nouveau problème, pour résoudre (6) nous avons besoin de connaître C et $E(u'c')$, ou tout au moins leurs gradients, donc d'avoir résolu (5) ! Ce problème, a priori sans solution, est dit "problème de fermeture"; pour résoudre quand même l'équation supplémentaire nécessaire pour changer d'échelle, il faut faire des hypothèses simplificatrices pour calculer une solution approchée de (6) qui donnera le terme $E(u'c')$ nécessaire à la résolution de (5). GELHAR et AXNESS (1983) on fait l'hypothèse que $(\text{grad } C)$ n'était une fonction ni de l'espace ni du temps, grâce à quoi ils ont obtenu pour $E(u'c')$ un terme de la forme $(-D' \text{grad } C)$, après des pages et des pages de calcul et d'hypothèses. Ce terme s'ajoute donc au terme de dispersion locale de (5) $(+d \text{ grad } C)$, donnant un coefficient de dispersion à l'échelle supérieure égal à $(d+D')$. Ces auteurs sont même capables de donner un expression de ce coefficient D' , qui est fonction du temps et des propriétés statistiques du champ de vitesse u , en particulier la covariance de u' et son anisotropie.

DAGAN et NEUMAN (1992) ont cependant montré que l'hypothèse de base de la fermeture n'était pas justifiée, et que l'expression de GELHAR et AXNESS (1983) n'était valable que pour les temps grands. GRAHAM et McLAUGHLIN (1989) proposent, dans le même esprit, d'estimer les moments de u' , selon certaines hypothèses de fermeture, afin de pouvoir estimer non seulement la concentration moyenne, C , mais aussi son incertitude par les moments de la variation c' , par exemple la variance ou la covariance de c' ; ils proposent aussi de conditionner les solutions des équations (5) et (6) par les mesures locales Eulériennes de u dans l'espace. McLAUGHLIN (1992) étudie aussi des solutions numériques itératives de (5) et (6) où on approche peu à peu les termes inconnus. NEUMAN (1990) suggère une approche auto-similaire de la croissance de la dispersivité avec la distance. NEUMAN et ORR (1992) proposent, pour l'équation de l'écoulement, un formalisme basé sur l'utilisation des fonctions de Green.

On peut conclure de cette brève revue que :

-(i) Le coefficient de dispersion à l'échelle supérieure est une fonction du temps, et dépend beaucoup plus de la fluctuation dans l'espace du champ de vitesse, sur des dimensions décamétriques à kilométriques, que de la dispersion locale, que l'on saurait, quant à elle, mesurer en laboratoire ou sur le terrain à petite échelle (expériences de traçage sur courtes distances par exemple); ce coefficient

de dispersion devrait tendre vers une valeur constante pour des temps grands. Nous verrons plus précisément au paragraphe suivant quelle est la signification de ces valeurs élevées du coefficient de dispersion à grande échelle, qu'il ne faudrait pas confondre avec un pouvoir de dilution très élevé du milieu.

-(ii) L'estimation a priori de ce coefficient demande d'estimer les fluctuations du champ de vitesses à grande échelle, chose pour le moins difficile; quelques cas (2 à 3) dans le monde entier ont été suffisamment instrumentés pour mesurer le champ Eulérien dans de nombreux forages (par estimation de la perméabilité locale, par exemple au moyen d'essais d'injection d'eau en forage avec mesures au micro-moulinet); ces cas ont semblé montrer que les formules approchées utilisées pour résoudre le problème de fermeture seraient acceptables (SUDICKY, 1986; REHFELDT 1988); il n'y a cependant pas assez d'exemples pour dire si cela est fortuit ou réel. De très nombreux travaux théoriques sont actuellement publiés (et probablement encore à venir), qui obtiennent (ou obtiendront peut-être) des résultats différents en faisant de subtiles hypothèses différentes pour la résolution du problème de fermeture.

-(iii) La difficulté est énorme, dans la pratique, pour choisir quelle est la meilleure hypothèse pour traiter un cas réel donné, et surtout pour mesurer les paramètres qui représentent le milieu (covariance du champ de vitesses Eulérien). Ce qui est sûr, c'est qu'une expérience de traçage unique sur de faibles distances ne sert à rien, à moins qu'elle ne soit faite à l'échelle du transport que l'on voudrait prévoir, ce qui est inopérant dans la pratique; on peut dans certains cas mettre quelque espoir dans l'utilisation de traceurs environnementaux anthropiques ou naturels qui auraient été répandus dans l'environnement à une date reculée, et permettraient de caler un coefficient de dispersion empirique sur un historique à l'échelle du transport à prévoir.

-(iv) En l'absence de mieux, les praticiens en sont hélas réduits à utiliser une règle empirique, à savoir que pour une distance de transport à prévoir de x , la dispersivité à utiliser est $x/10$, tout en sachant que cette règle est fautive, n'est fondée sur aucune théorie, mais semble ressortir des traçages disponibles, quel que soit le type de milieu (voir par exemple LALLEMAND-BARRES et PEAUDECERF, 1978, GELHAR, 1986, HOEHN et SANTACHI, 1987). Nous examinons plus loin le sens à donner à ce coefficient.

Approche Lagrangienne.

Le champ de vitesse Lagrangienne est celui que l'on définit, que l'on observerait ou mesurerait le long d'une trajectoire de l'écoulement; pour un point de départ donné, la vitesse est donc une fonction du temps seulement. Il est évident que cette vitesse n'est pas mesurable en milieux poreux, puisque, ces milieux étant opaques, on ne peut observer quelle est la trajectoire dans l'espace, et donc encore

moins quelle est la vitesse le long de cette trajectoire. Tout au plus peut-on observer, sur un traçage, la vitesse moyenne entre les points de départ et d'arrivée, sans connaître les fluctuations de la vitesse le long de cette trajectoire. Il est évident qu'en milieu poreux, la diffusion transversale (ou dispersion hydrodynamique transversale locale) va faire qu'un élément en solution, même injecté de façon ponctuelle, ne va pas suivre une seule trajectoire, mais traverser le milieu en "bavant" sur un ensemble de trajectoires contiguës. La dispersion à grande échelle va donc être fonction de la variabilité spatiale de la vitesse Lagrangienne, c'est à dire de trajectoires partant de points de plus en plus éloignés au fur et à mesure que la distance parcourue est élevée.

Le modèle de transport Lagrangien est particulièrement simple; il s'écrit (par exemple MATHERON et MARSILY, 1980) :

$$X(t) = X_0 + \xi_t + \int_0^t V(X(\tau)) d\tau \quad (7)$$

où : $X(t)$ représente les coordonnées d'une "particule" de traceur ou de polluant lâchée en X_0 à $t=0$;
 $V(X(t))$ est la vitesse Lagrangienne de la particule au temps t , à l'emplacement $X(t)$ où elle se trouve;
 ξ_t est un terme de dispersion ou diffusion locale, isotrope ou non, représenté généralement par un mouvement Brownien.

On peut montrer que ce modèle Lagrangien de transport est équivalent au modèle Eulérien présenté plus haut, si les paramètres des deux modèles se correspondent, en champ de vitesse régulier; la variance σ_t^2 de la position X de la particule est liée au coefficient de dispersion d par :

$$d = \frac{1}{2} \frac{\partial \sigma_t^2}{\partial t} \quad (8)$$

Le changement d'échelle s'effectue par calcul des premiers moments de la position X de la particule; sous certaines hypothèses, en particulier que le champ de vitesse Eulérien soit à divergence nulle (DIEULIN et al, 1981), on trouve alors que le tenseur de dispersion équivalent donné par (8) est de la forme :

$$d = \int_0^t \text{Cov } V(\tau) d\tau \quad (9)$$

où $\text{Cov } V$ est la matrice de covariance du champ de vitesse Lagrangien du milieu.

On retrouve ici la dépendance du tenseur de dispersion du temps et des fluctuations du vecteur vitesse; cette formulation, soumise à des hypothèses beaucoup plus légères car ne nécessitant pas d'hypothèses de "fermeture", est cependant inopérante en pratique car le champ de vitesse Lagrangien ne sera jamais accessible à la mesure, sans parler de sa covariance ! Cette expression, plus rigoureuse que celles obtenues par les méthodes Eulériennes, montre de façon ex-

plicité que ces dernières ne peuvent être qu'approchées, puisqu'il n'y a jamais identité entre les deux champs de vitesse, et donc que la covariance de l'un ne peut être estimée par la covariance de l'autre : les méthodes Eulériennes ne sont jamais que des succédanés. Cette approche Lagrangienne montre de plus que toute modification du champ de vitesse va modifier le coefficient de dispersion : il est donc irréaliste de proposer un traçage expérimental avec un dispositif d'écoulement radial (pompage dans un puits, pour accélérer les vitesses par exemple), puis d'utiliser la dispersivité obtenue pour un autre champ de vitesse, uniforme en écoulement naturel par exemple, puisque les covariances seront par définition entièrement différentes. La dispersion n'est pas une caractéristique du milieu poreux seul, mais une caractéristique du champ de vitesse imposé à un milieu donné.

Il y a lieu de revenir un instant sur la signification des coefficients de dispersion équivalents obtenus par les méthodes Eulériennes ou Lagrangiennes sur des distances de déplacement importantes. A l'échelle d'une colonne de laboratoire, la dispersion traduit le mélange du traceur à travers le "front" de propagation, par rapport à un écoulement piston, sur le diamètre de la colonne, quand on analyse le flux sortant de cette colonne. A plus grande échelle, il traduirait de même le mélange du "front" de propagation, si la surface d'observation du passage du traceur augmentait dans la même proportion que la distance à la source. Ainsi par exemple, si le déplacement d'un polluant injecté ponctuellement dans un aquifère se fait sur 1 km, un coefficient de dispersion équivalent permettra de prédire l'évolution de la concentration MOYENNE si l'on prélevait le flux sortant sur une largeur par exemple de 100 m; il ne permettra en revanche pas de prévoir la concentration "ponctuelle" que l'on pourrait rencontrer sur une "veine" de polluant empruntant un cheminement particulier le long d'une hétérogénéité de perméabilité du milieu. Ceci se comprend facilement à partir de la formulation Lagrangienne (7) du transport : si $X(t)$ représente les coordonnées d'une "particule" de traceur, la variance σ_t^2 de la position X représente l'incertitude sur la position de cette particule au long de son déplacement, calculée par moyenne d'ensemble sur les réalisations possibles du milieu. Pour un milieu unique donné, la "particule" n'occupe bien sûr qu'une seule position, c'est l'incertitude de cette position par manque d'information que traduit la variance; le coefficient de dispersion équivalent que l'on obtient par (8) ou (9) a donc la même signification. Il n'y a équivalence entre cette dispersion et le "mélange" que l'on observe sur une colonne de laboratoire que si, par ergodicité, moyennes d'espace et moyennes d'ensemble deviennent équivalentes. Ceci n'est obtenu que si l'injection du polluant est réalisée non pas en un point, mais sur une ligne de grande extension perpendiculaire à la direction d'écoulement, avec collecte du flux sur une ligne d'extension équivalente ou supérieure. SALANDIN et al. (1992) ont montré que des distances très importantes sont nécessaires pour obtenir cette ergodicité.

Pour une injection ponctuelle, le coefficient de dispersion équivalent ne permet donc pas de prévoir la concen-

tration du polluant in situ. C'est très regrettable, car pour des problèmes de protection de l'environnement, c'est justement la connaissance de la concentration d'un polluant in situ qui permettra de dire si une norme est dépassée ou non après une certaine longueur de migration.

L'approche Booléenne.

La divergence entre approches Eulérienne et Lagrangienne peut être illustrée simplement par la notion de "court-circuit". Supposons que le transport dans un aquifère donné soit susceptible de se produire de façon très rapide au sein d'un petit nombre de "courts-circuits", représentés par exemple par des chenaux plus perméables, ou des fractures, ou des strates particulières. Rechercher ces "courts-circuits" par un examen des vitesses Eulériennes est a priori voué à l'échec, puisque, si ces "courts-circuits" sont peu nombreux, une recherche même systématique de leur emplacement n'a que peu de chance d'aboutir, même si ici ou là une zone à forte vitesse peut être détectée : il sera toujours impossible de dire, en champ Eulérien, si deux zones à fortes vitesses sont connectées et forment un "court-circuit" continu; il suffit, pour s'en convaincre, de se rappeler la difficulté de la prospection d'eau en milieu karstique, il est quasiment impossible de retrouver des conduits karstiques dans l'espace, sauf si des conditions par exemple structurales permettent de les localiser a priori; et une fissure même localement élargie n'est pas nécessairement connectée au réseau karstique principal conducteur. Au contraire, dans une approche Lagrangienne, le long d'une trajectoire rapide, les "courts-circuits" vont être, en quelques sortes, en série, les zones à forte vitesse jouant le rôle de "drains" pour attirer vers elles les trajectoires venant des zones amont déjà plus conductrices. Si le champ de vitesse Lagrangien était accessible, le problème des "courts-circuits" ne se poserait pas.

Une approche qui permet d'engendrer des champs de vitesse Lagrangien prenant en compte la connectivité des zones conductrices est la simulation (au sens de Monte Carlo) de répartition Booléenne "d'objets" dans l'espace, sensés représenter des zones particulières du milieu (voir par exemple HALDORSEN et DAMSLETH, 1990). On peut par exemple décrire un sédiment comme une répartition aléatoire de corps sédimentaires aux formes prédéterminées (parallélépipède, ellipsoïde, croissant...) dans une "matrice" continue moins perméable; ou encore un milieu fissuré peut-il être simulé par une répartition aléatoire de disques dans l'espace (voir par exemple CACAS et al, 1990).

On remplace alors la difficulté de prédire la covariance d'un champ de vitesse Eulérien ou Lagrangien par celle de savoir décrire la géométrie des corps sédimentaires ou des fractures (ou de tout autre hétérogénéité), de façon stochastique. On suppose connaître les propriétés dispersives locales, et le changement d'échelle est résolu numériquement par la simulation de Monte Carlo, en utilisant généralement une représentation Lagrangienne du transport (déplacement

convectif de particules associé à une dispersion locale par marche au hasard). On obtient évidemment autant de réponses au problème que l'on a simulé de champs, mais ceci permet de calculer les moments statistiques des grandeurs caractérisant le transport, par exemple la moyenne et la variance du champ de concentration dans l'espace et dans le temps, ou la distribution cumulée des temps d'arrivée du polluant. La difficulté est de savoir caractériser la forme et les dimensions des objets booléens dans l'espace, de façon statistique, à partir d'observations aux affleurements ou en sondage.

Certaines recherches vont même jusqu'à simuler non pas les corps sédimentaires eux-même, mais les processus de transport fluvial et de sédimentation/érosion des dépôts (KOLTERMAN et GORELICK, 1990, 1992). Cependant ces méthodes booléennes ou génétiques ne permettent pas le conditionnement par les stratigraphies (ou fracturations) reconnues en sondage ou à l'affleurement, c'est à dire que les milieux simulés ne reproduisent pas fidèlement les fractures ou les faciès observés aux sondages de reconnaissance.

GALLI et al. (1987), MATHERON et al. (1988), GUERILLOT et al. (1990) ont proposé, pour permettre le conditionnement des structures sédimentaires simulées par les observations aux puits, une méthode nouvelle basée sur des simulations de faciès de roches par la méthode des Gaussiennes seuillées. Cette méthode a pour l'instant été utilisée dans l'industrie pétrolière mais pas pour prévoir le transport des polluants. Il semble que ce type d'approche, qui permettrait de prendre en compte d'autres types de données, par exemple les données de géophysique telles que la tomographie sismique ou les cartes de résistivité apparente, soit plus prometteur à terme que la recherche à tout prix de coefficients de dispersion à partir d'estimations sujettes à caution, du point de vue théorique comme du point de vue pratique, des fonctions de covariance du champ de vitesses. Une approche voisine a cependant été utilisée pour représenter les alluvions quaternaires de la rivière Limmat près de Zürich et y calculer l'écoulement et le transport de traceurs (FURGER, 1990).

TRANSPORT D'ELEMENTS REACTIFS

Rétention ou retard des métaux.

La première approche utilisée, encore d'actualité, est de définir l'interaction entre un métal en solution et la matrice solide par un coefficient de partage entre la quantité du métal présente en solution et celle fixée par le solide. Ce coefficient peut être supposé indépendant de la concentration (isotherme dite linéaire), ou dépendant d'elle (isothermes de Freundlich, de Langmuir). La fixation peut être réversible ou non, instantanée ou non. Les modèles de transport savent inclure sans difficulté ce type d'interaction, qui est considéré comme acceptable dans le cas d'un métal unique en concentration très diluée, c'est à dire inférieure d'un ordre de grandeur au moins à celle des autres

cations de la solution (voir par exemple MARSILY, 1981, 1986, SARDIN et al., 1986, BORKOVEC et al., 1991, SIGG, STUMM, BEHRA, 1992). La mesure du coefficient de partage (ou de distribution) K_d est, en général, faite en laboratoire en "batch" sur échantillon remanié, bien qu'une mesure in situ ou à défaut en colonne non remaniée en laboratoire soit de loin préférable; en effet, le remaniement (ou pire, le broyage) peut rendre accessible à la solution (et donc à l'adsorption) des surfaces minérales qui sans cela ne le seraient pas. Ce type d'interaction conduit à un retard dans la migration de l'élément adsorbable, par rapport à la vitesse d'un élément conservatif; on constate que les minéraux argileux ou les oxydes métalliques jouent un rôle majeur dans ce type de rétention. Dans le cas de l'adsorption linéaire, réversible et instantanée, on montre que ce partage entre phases solide et liquide conduit simplement à introduire un "coefficient de retard" R par lequel on divise la vitesse de l'écoulement : tout se passe comme si la vitesse de transport convectif par le fluide se trouvait réduite par un facteur R dans l'équation de transport, tous les autres termes gardant la valeur qu'ils avaient pour un élément "conservatif". On pourrait donc déterminer le transport d'éléments non conservatifs en évaluant d'abord celui d'un élément conservatif, par exemple un bon traceur, puis en déterminant en laboratoire le facteur de retard, et enfin en appliquant le "coefficient de retard" au terme convectif de l'équation de transport.

Trois difficultés viennent restreindre l'applicabilité de cette approche. (i) Chaque élément en solution est supposé se déplacer indépendamment du reste des éléments transportés, et interagir seul avec le milieu; en réalité, l'ensemble des éléments présents dans le milieu vont interagir. (ii) Il est nécessaire de connaître dans l'espace la valeur des coefficients empiriques K_d à utiliser, donc de multiplier les points de mesure, ce qui est lourd. (iii) L'hypothèse de simple réduction de la vitesse convective par le facteur de retard, tous les autres paramètres restant inchangés, est contredite par des phénomènes observés tels que l'exclusion anionique ou la différence de nature des phénomènes d'adsorption entre métaux.

Sur le premier point, la réponse a été d'utiliser d'abord des coefficients de sélectivité de plusieurs éléments migrant ensemble dans le milieu, auxquels on associe une capacité d'échange maximum du milieu, la Capacité d'Echange Cationique (CEC) : on résout ainsi de façon couplée autant d'équations de transport qu'il y a d'éléments cationiques transportés, une fixation par autant d'équations de sélectivité qu'il y a d'éléments moins un, et l'équation d'équilibre des charges traduisant la capacité d'échange du milieu (voir par exemple VALOCCHI et al, 1981). La deuxième réponse est d'utiliser un modèle de spéciation géochimique couplé au modèle de transport, supposant soit l'existence d'un équilibre thermodynamique au sein du milieu, soit postulant une cinétique de réaction du premier ordre dont les coefficients seraient connus (voir par exemple COUDRAIN-RIBSTEIN, 1988, JAUZEIN et al., 1989, YEH et TRIPATHI, 1989, CHUPEAU, 1991). Non seulement les réactions entre les différents éléments contenus dans le fluide sont prises en compte, mais aussi

celles avec l'encaissant : on représente ainsi simultanément précipitation, dissolution, formation de complexes, adsorption, etc.

Cette approche thermodynamique est réaliste, elle a permis par exemple de déterminer des valeurs locales de K_d équivalents (BEHRA, 1987; BEHRA et al., 1990); la difficulté à résoudre est la nécessité de connaître les minéraux présents et leurs propriétés vis à vis de la solution (adsorption, formation de solutions solides...) tout au long de la trajectoire. Si par exemple le milieu traversé est géochimiquement hétérogène, il y aura lieu de savoir caractériser cette hétérogénéité. Une difficulté majeure est de savoir s'il existe une covariation de l'hétérogénéité du champ de vitesse et de celle de l'hétérogénéité géochimique; ainsi par exemple si les zones "actives" chimiquement se trouvent être les plus argileuses, il peut se produire que les "courts-circuits" où les vitesses sont les plus élevées seront aussi les zones les moins réactives pour la fixation des polluants. L'existence ou l'absence en pratique de telles covariations est malheureusement rarement connue. Elle oblige à se poser la question de la représentation à "double porosité" du milieu : si une zone à forte vitesse est présente dans le milieu, elle est nécessairement bordée de part et d'autre par un milieu à vitesse plus lente, à pouvoir de fixation peut-être plus élevé. Même si la vitesse convective y devenait nulle, les éléments transportés dans la zone à vitesse rapide vont diffuser transversalement dans les milieux à vitesse lente par diffusion moléculaire. En milieu fissuré, ce type d'interaction est appelé "diffusion dans la matrice", le milieu étant défini par deux porosités, l'une à vitesse élevée, dans les fractures, et l'autre à vitesse nulle, dans la matrice. NERETNIEKS (1980) a montré que cette diffusion dans la matrice était susceptible de produire un facteur de retard très important dans la migration des éléments en solution, même en l'absence d'interaction géochimique entre éléments transportés et milieu solide. HAYOT (1992) par exemple a obtenu des résultats similaires en étudiant le transport dans un milieu à double porosité constitué de billes sphériques microporeuses en alumine. Cette notion reste à généraliser à tous types de milieu où un contraste de vitesse important peut exister, et peut relativiser l'importance des "courts-circuits" déjà cités, ou des covariations des vitesses avec la réactivité géochimique : il n'est peut-être pas indispensable que les zones réactives se trouvent sur les trajectoires Lagrangiennes à vitesse élevée, si la diffusion ou la dispersion transversale sont susceptibles de mettre en contact les éléments avec les zones réactives.

Le rôle de la "diffusion dans la matrice" en milieu fissuré a cependant été remis récemment en question par l'observation d'une chenalisation très importante des écoulements au sein des plans de fracture, voir par exemple CACAS et al. (1990), ce qui limite la surface de contact entre le milieu à vitesse rapide et le milieu à vitesse lente, donc les échanges entre ces deux milieux.

Notre deuxième point - variation dans l'espace des coefficients de rétention K_d (ou des quantités présentes de

minéraux dans une approche thermodynamique) - a déjà été implicitement abordé dans la discussion précédente sur la variabilité spatiale des propriétés géochimiques et surtout de leurs covariations avec la vitesse. Il est donc nécessaire de tenter de déterminer cette variabilité spatiale; comment ? On peut - et on doit - multiplier les points de prélèvement et tenter de cartographier dans l'espace ces grandeurs, par exemple par géostatistique; cependant s'il faut déterminer en laboratoire sur chaque échantillon prélevé une armée de coefficients (sélectivité, ou K_d pour chaque métal, ou nature de chaque fraction minérale...), la difficulté devient considérable. Pour la contourner, deux approches ont été proposées : déterminer un paramètre unique mesurable simplement sur les échantillons, et trouver ensuite une corrélation satisfaisante (calée sur quelques échantillons seulement) entre ce paramètre unique et les coefficients dont on a besoin. JACKSON et INCH (1989) ont proposé comme paramètre unique la surface spécifique du milieu (mesurée par le BET), jugée plus représentative que la CEC; cependant BUNZL et SCHIMACK (1988) ont obtenu sur des sols superficiels, une variabilité spatiale complètement non corrélée entre les valeurs des K_d de différents cations mesurés en laboratoire, remettant ainsi en cause cette notion de paramètre unique capable de caractériser la variabilité géochimique des milieux. Si les déterminations ont lieu in situ, il est nécessaire de mesurer en même temps les concentrations dans la phase liquide et sur la phase solide.

JAUZEIN (1988) a proposé une méthode plus intégratrice pour identifier cette variabilité spatiale des propriétés géochimiques : la notion de "substance relais". On choisit un élément qui est faiblement retenu par le milieu, par exemple un métal comme le lithium dont le coefficient de sélectivité par les solides est en général faible; on effectue une expérience de migration in situ avec un traçage au lithium (en plus d'un traceur conservatif), déterminant ainsi un terme d'échange intégré sur la distance de parcours. On compare ensuite en laboratoire sur colonne la rétention du lithium avec celle des autres cations auxquels on s'intéresse, et on prédit le transport de ces autres métaux par "anamorphose" simple (coefficient de retard) ou complexe (thermodynamique de l'échange) sur le trajet tracé. Deux questions se posent: (i) peut-on extrapoler ces résultats au-delà de la distance tracée ? (ii) le traçage au lithium "identifie" in situ les caractères géochimiques du milieu qui agissent sur le lithium; si un autre métal interagit avec le milieu selon des mécanismes différents, le rôle de substance relais permettant "l'anamorphose" est moins justifié, ou tout au moins plus complexe à établir. Des travaux supplémentaires dans ces domaines sont donc indispensables.

La troisième question posée, à savoir la validité des mêmes paramètres de transport pour représenter le déplacement de différents éléments en milieu poreux, a déjà en partie été abordée au cours de la discussion sur les "substances relais". Un point critique supplémentaire est l'existence d'une différence de porosité accessible dans le milieu en fonction de la nature de l'élément transporté. A cet égard, deux types de travaux méritent d'être mentionnés. L'un est donné par GVIRTZMAN et GORELICK (1991) qui montrent qu'en

milieux poreux non saturés, argileux et à faible perméabilité, la migration verticale d'eau marquée d'une part au tritium, d'autre part par des anions (sulfates et chlorures), doit être interprétée avec des porosités et même des coefficients de dispersion très différents (facteur 10 environ). Ils expliquent ces observations par le phénomène d'exclusion anionique, la porosité accessible au tritium étant plus élevée que celle accessible aux anions, car les charges électriques négatives portées en général par le solide "repoussent" les ions chargés négativement, bloquant ainsi l'entrée de la microporosité aux anions; les trajectoires des éléments dans le milieu poreux sont ainsi différentes, conduisant à des vitesses mais aussi à des coefficients de dispersion très différents.

Une autre information intéressante a été donnée par DE PRETER et al. (1991). La porosité accessible à différents éléments (tritium, iode, grosses molécules organiques) sur échantillons d'argile a été étudiée en fonction de la réduction de la porosité totale de l'argile par compaction en conditions drainées : il a été montré que la réduction de la porosité totale par compaction s'accompagne d'une réduction fort différente de la porosité accessible par diffusion, pour chacun des éléments considérés, le tritium ayant toujours accès à la porosité la plus élevée.

Ces travaux montrent que tous les paramètres de transport dans l'équation du mouvement devraient être spécifiques à chacun des éléments transportés; ceci est cependant plus particulièrement important pour les matériaux argileux peu perméables, les matériaux grossiers (sables, graviers...) étant moins sensibles à ces effets. Le rôle du pH de la solution est lui aussi déterminant.

Nous ne parlerons pas ici de la décroissance in situ des éléments transportés (radioactive, biodégradation...) qui peut facilement être ajoutée à une équation de transport, dans la mesure où les lois en sont connues (période de décroissance radioactive par exemple, demi-vie de biodégradation, cette dernière en général mal connue et fonction de l'état du milieu).

La théorie hydrophobe.

Pour les éléments organiques non polaires en solution, il a été montré qu'il existe de même un coefficient de partage similaire à celui qui gouverne l'adsorption des métaux par les minéraux argileux. Les solides adsorbant les éléments organiques sont cependant de nature différente : il s'agit des particules solides de petite taille formées de carbone organique; l'adsorption est plutôt une "fixation" de l'élément organique dans la microporosité des particules organiques solides. Cet effet est de même nature que la rétention des éléments organiques par le charbon actif, qui est utilisée couramment en traitement des eaux. L'utilisation de ce coefficient de partage se traduit, dans les modèles, par un "coefficient de retard" analogue à celui défini ci-avant pour les métaux.

La théorie hydrophobe fournit cependant un moyen empirique pour estimer ce coefficient de partage pour n'importe quelle molécule organique, sans avoir besoin de le mesurer. Elle consiste à déterminer le coefficient de partage réel par "anamorphose" avec celui d'une substance relais, qui est ici un solvant organique classique, l'octanol. Pour une molécule organique donnée, on commence par déterminer son coefficient de partage eau-octanol; il s'agit souvent d'ailleurs d'une grandeur directement disponible dans des tables, car caractérisant bien l'hydrophobicité des produits. Ce coefficient de partage est simplement le rapport de la concentration de la molécule dans l'octanol à sa concentration dans l'eau, quand la molécule est mise en présence simultanée d'eau et d'octanol. A partir de ce coefficient, le coefficient de partage entre la concentration dans l'eau et la fraction adsorbée par le sol va être obtenu par corrélation en fonction de la teneur en matière organique solide du sol considéré (voir KARICKHOFF, 1981, SCHWARZENBACH et WESTALL, 1984, ou MARSILY, 1986).

Le domaine le plus important à étudier, pour les molécules organiques, reste cependant la biodégradation in situ et le devenir des métabolites engendrés par cette biodégradation. La possibilité d'agir sur cette biodégradation est aussi étudiée, voir par exemple BEHRA et al. (1991).

Les colloïdes.

Le rôle des colloïdes dans le déplacement des polluants dans les nappes est actuellement un domaine en plein développement. La raison en est que les techniques récentes d'analyse ont permis de constater qu'il existe dans les eaux naturelles des quantités tout à fait considérables de colloïdes minéraux ou organiques (entre 10^9 et 10^{12} particules par litre, DEGUELDRE et al, 1989; GSCHWEND et REYNOLDS, 1987; LONGWORTH et IVANOVICH, 1989; KIM et al, 1987; SHORT et al, 1988). Ces colloïdes, dont la taille est comprise entre 1 et 10,000 nm, sont susceptibles de se déplacer dans les milieux poreux, en transportant donc des polluants s'ils sont eux-même formés d'éléments toxiques ou indésirables, ou surtout s'ils ont complexés ou adsorbés de tels éléments. Le déplacement des colloïdes se fait en interaction constante avec le milieu solide; la filtration est le mécanisme naturel d'élimination des colloïdes par le solide (voir une revue par exemple dans STUMM et MORGAN, 1981, MARSILY, 1986, ou CAYEUX, 1988). Cette filtration conduit en général au blocage des particules dans la porosité, après une distance de parcours relativement réduite (c'est ce qui explique la rétention des matières en suspension contenue dans les eaux des rivières, lorsque l'on prélève ces eaux par forage dans les berges, et également le colmatage de ces berges, même si la taille des particules filtrées est bien inférieure au diamètre des pores). Il a cependant été constaté que si la taille des colloïdes est inférieure à 5 % de la taille des pores, cet effet de filtration ne joue plus, et les colloïdes peuvent se déplacer sur des distances considérables dans les milieux poreux. Il leur est même possible de s'y déplacer à une vitesse supérieure à la vitesse moyenne du fluide,

par effet connu sous le nom de "chromatographie hydrodynamique" (DODDS, 1982), à cause de la taille des particules qui les empêche de se rapprocher des parois des pores, où la vitesse du fluide est la plus faible. Les travaux sur les colloïdes portent aujourd'hui sur l'étude de leurs interactions physico-chimiques avec d'une part les éléments en solution transportés, d'autre part avec les phases solides du milieu, ces interactions pouvant être de nature électrostatique ou chimique. La charge des particules, la force ionique de la solution, le pH sont des paramètres majeurs influençant le transport des colloïdes. Il reste de nombreux travaux à accomplir dans ce domaine, le transport des bactéries dans les milieux poreux pouvant par exemple être décrit comme un transport colloïdal (CHENEVIÈRE, 1989).

LA POLLUTION DIFFUSE

Les sources de pollution diffuse sont hélas nombreuses: la pollution agricole (fertilisants, pesticides), mais aussi la pollution liée aux transports (désherbage des voies SNCF, drainage des voies de communication, des pistes d'aérodrome, fuites des conduites de transport diverses...) ou simplement les dépôts par retombées atmosphériques (PCB, PAH, métaux lourds, ou pluies acides...). Les fuites des cuves de stockage d'hydrocarbures doivent être rangées dans la même catégorie, vu leur très grand nombre sur le territoire (station services, mais surtout stockages individuels de fioul domestique pour le chauffage ou les besoins agricoles).

Ce type de pollution est actuellement très préoccupant dans la mesure où il menace la qualité des eaux souterraines sur l'ensemble du territoire, et non pas en quelques points seulement, comme le font les pollutions accidentelles localisées. La lutte prioritaire contre ces pollutions diffuses est d'ailleurs l'une des recommandations majeures du récent rapport sur la "Pollution des nappes d'eau souterraine en France" publié par l'Académie des Sciences (GUILLEMIN et al, 1991).

L'activité agricole et industrielle en surface ne pouvant être bannie pour assurer la protection totale des eaux souterraines, deux voies d'action semblent possibles. La première est de tenter de bénéficier du pouvoir épurateur naturel des sols superficiels pour annuler (ou au moins réduire à des valeurs tolérables) les flux polluants vers les nappes. Le sol est en effet un milieu biologiquement très actif, où les biotransformations de l'azote pourraient réduire ou contenir les flux de nitrates labiles, ou éliminer les pesticides biodégradables. Il est donc naturel et important que de nombreuses équipes se penchent sur ce problème, voir par exemple BEHRA et al. (1991). Son corollaire est évidemment un risque d'accumulation de certains éléments dans certaines tranches du sol. Il existe déjà de nombreux modèles qui s'efforcent de prédire le comportement de ces polluants dans les sols; un examen attentif et un test détaillé de deux des plus fameux de ces modèles a été réalisé récemment par KAUARK-LEITE (1990). Les conclusions de cet

auteur ne sont pas des plus réconfortantes : il a pu montrer que la capacité de prédiction de ces modèles est extrêmement réduite, et que pour des fins de gestion des pratiques agricoles ou de prévision des risques, des outils statistiques simples sont encore éminemment préférables aujourd'hui aux modèles compliqués représentant les processus sous un angle mécaniste. On en est encore, dans ce domaine, à l'état où se trouvait la météorologie il y a une ou deux décennies, où la prédiction du temps qu'il fera demain était plus fiable en reconduisant le temps observé aujourd'hui qu'en utilisant la prédiction d'un modèle de circulation générale atmosphérique. Ce manque de pouvoir prédictif des modèles est essentiellement lié à la complexité des processus biologiques se produisant dans le sol, à la variabilité spatiale des propriétés, et surtout à la non stationnarité du milieu : les conditions y sont éminemment changeantes, soit du fait des variations climatiques (humidité, température), soit du fait des pratiques agricoles (labours, enfouissement des chaumes, type de cultures hivernales, compaction par les engins, drainage...) ce qui rend la modélisation déterministe du système pratiquement inopérante. S'il est, bien sûr, nécessaire de poursuivre les efforts dans une approche déterministe de cette recherche, des procédures plus empiriques (corrélations, analyses de variance, scénarios...) devraient être développées parallèlement.

Devant ce constat, une autre route doit être également suivie : celle de la création de zones choisies totalement protégées contre toute pollution par les activités humaines, et dont les eaux qu'elles produisent devront être réservées en priorité à l'alimentation en eau potable. Une proposition de désigner ces zones protégées par le terme de "parcs naturels hydrogéologiques" a été émise (MARSILY, 1991 a,b,c, 1992; GUILLEMIN et al., 1991) et se rapproche des principes retenus par la loi sur l'eau du 3/1/1992, qui prévoit la possibilité de constituer des schémas d'aménagement hydrologiques et des zones protégées. La protection par ce biais des aires d'alimentation des eaux minérales apparaît dans ce contexte comme une urgente priorité. Une telle politique n'est sans doute pas applicable partout, mais dans certaines zones privilégiées, la présente tendance à la déprise agricole devant pouvoir en faciliter la mise en oeuvre. Elle ne peut cependant en aucuns cas autoriser ailleurs une politique laxiste qui tendrait à diminuer les efforts de protection du milieu sous prétexte que certaines zones sont totalement protégées.

LES POLLUANTS NON MISCIBLES

Les principaux polluants de cette nature sont les hydrocarbures, et les produits organochlorés. Les premiers sont plus légers que l'eau, les seconds plus denses. Tous deux sont néanmoins faiblement solubilisables, et la pollution par ces fractions solubles est en général celle qui est la plus préoccupante pour la protection des eaux souterraines. Il est cependant nécessaire de se préoccuper de la migration de ces polluants en phase séparée, pour étudier ensuite la façon dont la lixiviation par l'eau va extraire la

fraction solubilisable de la phase séparée, ou la façon dont la biodégradation va réduire cette phase, ou enfin la façon d'extraire cette fraction séparée par procédés de récupération adaptés.

Pour les hydrocarbures, leur devenir est lié à leur comportement dans le milieu non saturé, puisque leur densité leur interdit de pénétrer dans la nappe en phase séparée. Le "corps d'imprégnation" situé dans le domaine de fluctuation de la surface libre de la nappe constitue l'essentiel de la source de contamination par traces d'hydrocarbures solubles. La description physique de la migration a été très bien donnée par SCHWILLE (1984), RAMANANTSORA et al. (1986), RASOLOFONINA et al., 1988, DUCREUX et al. (1990), RAZAKARISSA et al. (1992); la quantification et la prédiction de cette migration sont rendues cependant très difficiles par les problèmes d'hétérogénéité des milieux superficiels, qui peuvent décupler les effets de migration préférentielle déjà cités pour le transfert de solutés : en effet, les phénomènes de double porosité décrits ci-avant qui viennent tempérer l'influence des hétérogénéités sur la migration des éléments en solution, ne jouent en rien pour les hydrocarbures : leur migration s'effectue préférentiellement selon les zones à taille de pores grossière sans qu'il y ait possibilité de migration par diffusion ou dispersion latérale dans la microporosité, inaccessible en phase séparée par effet de pression capillaire de seuil de la phase non mouillante, ce qui est toujours le cas des hydrocarbures dans les sols superficiels. Il faut ajouter à cette complexité les interactions avec et fixations sur la phase solide, qui font également intervenir la variabilité que nous avons appelée "géochimique" des milieux.

La recherche et l'extraction des hydrocarbures est donc très aléatoire, et onéreuse, aucune technique géophysique efficace n'étant disponible pour effectuer une prospection; l'analyse des gaz des sols et éventuellement des populations bactériennes des sols sont les principales voies de prospection; il semblerait enfin que la migration du radon dans les sols (qui sert en général à la prospection des fissures, ou de l'uranium) soit influencée, pour des raisons inexplicables, par la présence d'hydrocarbures dans le sol (DAVID, 1992), et puisse servir d'outil de prospection.

La décontamination in situ des sites pollués est un domaine où beaucoup de recherches sont actuellement menées, la voie de la biodégradation étant la plus favorisée. La ventilation, le chauffage, la solubilisation sont également des voies examinées.

Quant aux produits organiques denses, les problèmes qu'ils posent sont assez différents; baptisées "DNAPL" aux Etats Unis (Dense Non Aqueous Phase Liquids), ils y ont fait l'objet de travaux très coûteux dans le cadre des programmes "Superfunds" de l'EPA pour essayer de décontaminer des points noirs ainsi pollués. De l'avis général, les sommes englouties sur ces polluants n'ont pas conduit aux résultats escomptés, et les techniques restent encore à développer, qui permettront de décontaminer les sites pollués par ces produits. Fort heureusement plus rares que les pollutions

par les hydrocarbures, il en existe cependant quelques cas identifiés en Europe. La migration de ces DNAPL se fait à travers la zone non saturée puis le milieu saturé jusqu'à la base de la nappe; il n'est pas toujours nécessaire que cette migration laisse derrière elle une saturation résiduelle sous forme de gouttelettes dans les milieux non saturés et saturés traversés : il peut se produire en effet un écoulement dit "de film" qui permet aux DNAPL de migrer en masse dans le milieu, la porosité capable de piéger les dites gouttelettes leur étant inaccessible par effet de film, car elle est occupée par le fluide mouillant. Une fois arrivés à la base de la nappe, ces produits migrent de façon gravitaire vers les points bas du substratum; l'existence d'un écoulement de la nappe a, en général, peu d'influence sur cette migration, il faut des vitesses d'écoulement très fortes et des pentes de substratum très faibles pour que l'entraînement hydrodynamique l'emporte sur l'écoulement gravitaire. Une fois piégés dans les cuvettes du substratum, ces DNAPL continuent à être lixiviés par l'écoulement des eaux, et à émettre des traces de produits en solution, considérés comme toxiques selon les normes en vigueur. La localisation de ces poches, si elles sont d'extension limitée, est pratiquement impossible, la géophysique étant inopérante, et les sondages ayant de très fortes chances de ne pas être implantés au droit des cuvettes. Les recherches actuelles se portent sur l'extraction de ces DNAPL par solubilisation dans l'eau à l'aide de tensio-actifs (JACKSON et BRITTON, 1990, FOUNTAIN et al., 1990, JACKSON, 1991). Un risque est cependant de favoriser du même coup la migration de ces DNAPL à travers le substratum, si le tensio-actif réduit la pression de seuil qu'oppose à cette migration la taille réduite des pores de ce substratum (argile par exemple). Les recherches sont encore balbutiantes dans ce domaine. Pour l'instant, la seule solution disponible est d'éviter la propagation de la pollution soluble par puits de fixation qui récupèrent la fraction mise en solution.

CONCLUSION

Ce bref tour d'horizon nous a permis de passer en revue quelques unes des questions qui se posent quand on cherche à prédire le transport des polluants dans les milieux poreux ou fissurés, et les principaux thèmes de recherche actuellement poursuivis dans ce domaine. Ce tour d'horizon est cependant loin d'être complet, et par exemple les effets densitaires liés aux variations de concentration des éléments en solution n'ont pas été abordés; de même, il eut été utile d'examiner plus en détail les mécanismes à l'échelle des pores, car ils sont fondamentaux pour comprendre les réactions solutés-solides, du fait de la très forte non linéarité des équations de transferts de masse sous l'action des gradients de potentiels chimiques : le problème du changement d'échelle pour définir une concentration moyenne n'est qu'à peine abordé; enfin les déplacements d'éléments sous l'action des gradients de température ou de potentiel électrique (effet Soret, électrophorèse) auraient dû être abordés.

L'accent a volontairement été mis sur l'obstacle considéré comme majeur quand on cherche à prédire les déplacements de solutés en milieux naturels : la variabilité spatiale de ces milieux, et la difficulté à savoir reconnaître cette variabilité, tant du point de vue déterministe (reconnaissance in situ, géophysique) que probabiliste (caractérisation des premiers moments de la distribution statistique des hétérogénéités dans l'espace, ou caractérisation probabiliste de la géométrie ou de la genèse des "corps" géologiques hétérogènes, ou encore approche directe de type corrélatore entre cause et effets). C'est sur ces thèmes que devraient porter dans l'avenir les principaux efforts.

REMERCIEMENTS

L'auteur tient à exprimer ses plus vifs remerciements à MM. L. ZILLIOX et Ph. BEHRA (Institut de Mécanique des Fluides, Strasbourg) pour leurs commentaires et suggestions sur une première version de ce texte.

REFERENCES

- BEAR, J. (1972) Dynamics of fluids in porous media. American Elsevier, New-York.
- BEAR, J. (1979) Hydraulics of groundwater. McGraw-Hill, New-York.
- BEHRA, Ph. (1987) Etude du comportement d'un micropolluant métallique - le mercure - au cours de sa migration à travers un milieu poreux saturé : identification expérimentale des mécanismes d'échange et modélisation des phénomènes. Thèses de Doctorat, Institut de Mécanique des Fluides, Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- BEHRA, Ph., ZYSSET, A., SIGG, L., STAUFFER, F. (1990) Modeling of pollutant transport in groundwater : chemistry as a key factor. EAWAG-NEWS 28/29, august 1990, 6-11, Dübendorf, Suisse.
- BEHRA, P., VON GUNTEN, U., ACKERER, P., STUMM, W., ZILLIOX, L., ed. (1991) Workshop "chemodynamics of groundwaters", Mont St Odile, November 5-8, 1991 (résumés).
- BORKOVEC, M., BUCHTER B., STICHTER, H, BEHRA Ph., SARDIN, M. (1991) Chromatographic methods and transport of chemicals in soils. Chimia, 45, 221-227.
- BUNZL, K., SCHIMACK, W. (1988) Distribution coefficients of radionuclides in the soil : structural analysis of the field variability. Radiochemica Acta 44/45, 180-185.
- CACAS, M.C., LEDOUX, E., MARSILY, G. de, TILLIE, B., BARBREAUX, A., DURAND, E., FEUGA, B., PEAUDECERF, P., CALMELS,

P., GAILLARD, E., MARGRITTA, R. (1990) Modelling fracture flow with a discrete fracture network : calibration and validation. 1. The flow model. 2. The transport model. Water Resour. Res., 26, 1, 479-489 et 491-500.

CAYEUX, M.D. de (1988) Contribution à l'étude de la migration et de la rétention de particules minérales dans un milieu poreux. Thèse, Université Paris VII, 106 p.

CHENEVIERES, P. (1989) Méthodologie d'étude du transport transitoire de suspensions dans les milieux poreux. Application à la récupération améliorée des hydrocarbures par voie microbienne. Thèse, INPL, Nancy.

CHUPEAU, J. (1991) Thèse de Doctorat, UFR des Sciences de la Terre, Université Paris VI.

COUDRAIN-RIBSTEIN, A. (1988) Transport d'éléments et réactions géochimiques dans les aquifères. Thèse de Doctorat es Sciences, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg.

DAGAN, G., NEUMAN, S.P. (1992) Nonasymptotic behaviour in a common eulerian approximation for transport in random velocity fields. Water Resour. Res, à paraître.

DAVID, A. (1992) Influence des paramètres hydroclimatiques sur les déplacements verticaux du Radon-222 en zone non saturée. Thèse, Laboratoire de Géologie Appliquée et BRGM, Université Paris VI.

DEGUELDRE, C., BAEYENS, B., GOERLICH, W., RIGA, J., VERBIST, J., STADELMAN, P. (1989) Colloïds in water from a subsurface fracture in granitic rock, Grimsel test site, Switzerland. Geochimica Cosmochemica Acta, 53, 603-610.

DE PRETER, P., PUT, M. DE REGGE, P. (1991) Migration of radionuclides in Boom clay. The interaction of safety assessment needs with experimental studies. Symp. "Migration 91", Jerez de la Frontiera, Espagne, oct. 1991.

DIEULIN, A., MARSILY, G. de, MATHERON, G. (1981) Growth of the dispersion coefficient with the mean travelled distance in porous media. Int. Symp. on the Quality of Groundwater, Amsterdam, mars 1981. In "Quality of Groundwater", Elsevier, 1981.

DODDS, J. (1982) La chromatographie hydrodynamique. Analysis, 10, 3, 109-119.

DUCREUX, J., BOCCARD, C., MUNTZER, P., RAZAKARISSA, O., ZIL-LIOX, L. (1990) Mobility of soluble and non-soluble hydrocarbons in contaminated aquifers. Water Sc. & Technol., 22, 6, 27-36.

FOUNTAIN, J.C. KLIMECK, A., BEIKIRCH, M. MIDDLETON, T., HODGE, D.S. (1990) In-situ extraction of DNAPL by surfactant flushing : theoretical background and description of field test. Aquifer Reclamation and source control conference, US-EPA & Am. Soc. of Civil Eng., New Jersey Institute of Technology, Nov. 1990, 10 p.

- FURGER, G. (1990) Von der geologie zum stofftransportmodel. Thèse de Doctorat, Ecole Polytechnique Fédérale de Zûrich, Suisse (en allemand).
- GALLI, A., RAVENNE, C. et al (1987) Heterogeneities and geometry of sedimentary bodies in a fluvio-deltaic reservoir. SPE paper 16752, 115-122.
- GELHAR, L.W., AXNESS, C.L. (1983) Three-dimensional stochastic analysis of macrodispersion in aquifers. Water Resour. Res., 19,1, 161-180.
- GELHAR, L.W. (1986) Stochastic subsurface hydrology, from theory to application. Water Resour. Res. 22, 9, 135S-145S.
- GRAHAM, W., McLAUGHLIN, D. (1989) Stochastic analysis of nonstationary subsurface solute transport. 1. Unconditional moments. 2. Conditional moments. Water Resour. Res. 25, 2, 215-232 et 25, 11, 2331-2355.
- GSCHWEND, P.M., REYNOLDS, M.D. (1987) Monodisperse ferrous phosphate colloids in an anoxic groundwater plume. J. Contaminant Hydrol., 1, 309-327.
- GUERILLOT, D., RUDKIEWICZ, J.L., RAVENNE, C., RENARD, G., GALLI, A. (1990) An integrated model for computer aided reservoir description : from outcrop study to fluid flow simulations. Revue de l'IFP, 45,1, 71-77.
- GUILLEMIN, C., ROUX, J.C., GIBERT, J., LEYNAUD, G., LORGUES, G., MARSILY, G. de, MARGAT, J., OLLAGNON, H., POINT, P., REMY, J.C., RETKOWSKI, Y., VALIRON, F., VIAL, J. (1991) Pollution des nappes d'eau souterraine en France. Rapport n° 29 de l'Académie des Sciences, Paris.
- GVIRTZMAN, H., GORELICK, S.M. (1991) Dispersion and advection in unsaturated porous media enhanced by anion exclusion. Nature, 352, 29/8/1991, 793-795.
- HALDORSEN, H.H., DAMSLETH, E. (1990) Stochastic modelling. J. of Petroleum Technology, 404-412, SPE 20321 + discussion, SPE 21255 + 21299, 929-930.
- HAYOT, C. (1992) Transfert de solutés en milieu poreux agrégé, expérimentation et tentative de validation d'un modèle mécaniste. Thèse de Doctorat de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- HOEHN, E., SANTSCHI, P.H. (1987) Interpretation of tracer displacement during infiltration of river water to groundwater. Water Resour. Res. 23, 4, 633-640.
- JACKSON, R.E., INCH, K.J. (1989) The in situ adsorption of 90-Sr in a sand aquifer at the Chalk River Nuclear Laboratory. J. of Contaminant Hydrology, 4, 1, 27-50.
- JACKSON, R.E., BRITTON, L.N. (1990) Remediation of halogenated hydrocarbons in groundwater by chemically-enhanced solubilization. Report, Intera Inc., Austin, Tx, 18 p.

JACKSON, R.E. (1991) Behavior of organic solvents in ground water and implications for aquifer restoration. Semiconductor Safety Assoc. Internat. Conf., Phoenix, AZ, 15-17/4/1991, 15 p.

JAUZEIN, M. (1988) Méthodologie d'étude du transport de solutés dans les milieux poreux. Application à l'étude du transport transitoire du césium sous forme cationique (Cs+) dans un aquifère alluvial. Thèse de Doctorat, Institut National polytechnique de Lorraine, Nancy.

JAUZEIN, M., ANDRE, C., MARGRITA, R., SARDIN, M., SCHWEICH D. (1989) A flexible computer code for modelling transport in porous media : Impact. Geoderma, 44, 95-113.

KARICKHOFF, S.W. (1981) Semi-empirical estimation of sorption of hydrophobic pollutants on natural sediments and soils. Chemosphere 10, 8, 833-846.

KAUARK-LEITE, L. A. (1990) Réflexions sur l'utilité des modèles mathématiques dans la gestion de la pollution diffuse d'origine agricole. Thèse de Doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Ponts et Chaussées.

KIM, J.I., BUCKAU G., KLENZE, R. (1987) . Natural colloids and generation of actinide pseudocolloids in groundwater. In : Natural analogues in radioactive waste disposal, B. COME et N. A. CHAPMAN, ed. Graham and Trotman, London, 289-299.

KOLTERMAN, C.E., GORELICK, S.M. (1990) Geologic modelling of heterogeneity in alluvial fan deposits influenced by paleoclimatic variability. EOS, Trans. Am. Geoph. Union, 71, 17, p. 508 (résumé).

KOLTERMAN, C.E., GORELICK, S.M. (1992) Même sujet, à paraître, Science.

LALLEMAND-BARRES, A., PEAUDECERF, P. (1978) Recherche des relations entre les valeurs de la dispersivité macroscopique d'un aquifère, ses autres caractéristiques et ses conditions de mesure. Bull. Bur. Rech. Géol. et Min. Sect. 3, n°4.

LONGSWORTH, G., IVANOVICH, M. (1989) The sampling and characterization of natural groundwater colloids : studies in aquifers in slate, granite and glacial sand. Harwell Laboratory, Harwell, UK, NSS/R 165.

McLAUGHLIN, D. (1992) Communication personnelle, Mass. Inst of Technol, Cambridge, Mass., USA, à paraître, Water Resour. Res.

MARLE, C.M. (1967) Ecoulements monophasiques en milieu poreux. Rev. Inst. Fr. Pétrole 22, 10, 1471-1509.

MARSILY, G. de (1981) Hydrogéologie quantitative. Masson, Paris.

MARSILY, G. de (1986) Quantitative hydrogeology, groundwater hydrology for engineers. Academic Press, Orlando, Florida.

MARSILY, G. de (1991a) Rapport général sur la question III : La gestion des eaux souterraines. XXI^e Journées de l'Hydraulique, Soc. Hydrotech. de Fr. Sophia-Antipolis, 29-31/1/1991.

MARSILY, G. de (1991b) Création de "parcs naturels hydrogéologiques". Plaidoyer. Bull. SRETIE INFO, Recherche Etudes Environnement Développement, du Ministère de l'Environnement et de la Prévention des Risques Technologiques et Naturels Majeurs, 34, juin 1991, 5-7.

MARSILY, G. de (1991c) Can we still hope to preserve uncontaminated groundwater resources for the next generation ? Intern. Hydrology & Water Resour. Symp., Perth, Australie, 2-4/10/1991, Preprints, vol. 2, 306-310, The Institution of Engineers, Australia, Pub. 91/22.

MARSILY, G. de (1992) Creation of Hydrogeological Nature Reserves : a plea for the defense of ground water. A paraitre, éditorial, Ground Water.

MATHERON, G., BEUCHER, H., de FOUQUET, Ch, GALLI, A., RAVENNE, Ch. (1988) Simulation conditionnelle à trois faciès dans une falaise de la formation de Brent. Sc. de la Terre, Sér. Inf., Nancy, 213-249.

NERETNIEKS, I. (1980) Diffusion in the rock matrix : an important factor in radionuclide retardation. J. Geophys. Res. 85, 4379-4397.

NEUMAN, S.P. (1990) Universal scaling of hydraulic conductivities and dispersivities in geologic media. Water Resour. Res. 26, 8, 1749-1758.

NEUMAN S.P., ORR, S. (1992) Prediction of steady state flow in nonuniform geologic media by conditional moments : exact nonlocal formalism and weak approximation. A paraitre, Water Resour. Res.

RAMANANTSOA, B., MUNTZER, P., ZILLIOX, L. (1986) Dissolution sélective d'un mélange d'hydrocarbures par l'eau en milieu poreux saturé. Application à la pollution des eaux souterraines par les produits pétroliers. Revue des Sc. de l'Eau, 5, 2, 149-168.

RASOLOFONIANA, J.D., MUNTZER, P., ZILLIOX, L., RAZAKARISSA, O. (1988) Impact de l'air résiduel sur les transferts d'hydrocarbures dissous dans l'eau à travers un sable aturel de quartz. Stygologia, 4, 3 209-227.

RAZAKARISSA, O., MUNTZER, P., RIMMELIN P., ZILLIOX, L. (1992) Incidence de la source de pollution sur la dissolution et la rétention sélective d'hydrocarbures en milieu poreux saturé en eau. Revue des Sc. de l'Eau, 5, 2, juin 1992.

REHFELDT K.R. (1988) Prediction of macrodispersivity in heterogeneous aquifers Ph.D. thesis, Mass. Inst. of Technol., Cambridge, Mass., USA.

SALANDIN, P., RINALDO, A., DAGAN, G., (1992) A note on tran-

sport in stratified formations by flow tilted with respect to bedding. Water Resour. Res., à paraître.

SARDIN, M., KREBS, R., SCHWEICH, D. (1986) Transient mass-transport in the presence of non-linear physico-chemical interaction laws : progressive modelling and appropriate experimental procedures. Geoderma, 38, 115-130.

SCHWARZENBACH, R.P., WESTALL, J. (1984) Sorption of hydrophobic trace organics in groundwater systems. Proc. Symp. Degradation, Retention, Dispersion of Pollutants in Groundwater, E. ARVIN, ed., Univ. Copenhagen, Denmark.

SCHWILLE, F. (1984) Migration of organic fluids immiscible with water in the unsaturated zone. In : Pollutants in porous media, Yaron et al, ed. Ecological Studies, 47, 27-48, Springer-Verlag, Berlin.

SHORT, S.A., LOWSON, R.T., ELLIS, J. (1988) Uranium-234 / Uranium-238, and Thorium-230 /Uranium-234 activity ratios in the colloidal phases of aquifers in lateritic weathered zones. Geoch. Cosmoch. Acta, 52, 2555-2563.

SIGG, L., STUMM, W., BEHRA, Ph. (1992) Chimie des milieux aquatiques. Chimie des eaux naturelles et des interfaces dans l'environnement. Masson, Paris.

STUMM, W., MORGAN, J.J. (1981) Aquatic Chemistry, an Introduction Emphasizing Chemical Equilibria in Natural Waters. John Wiley & Sons, New-York.

SUDICKY, E.A. (1986) A natural gradient experiment on solute transport in a sand aquifer : Spatial variability of hydraulic conductivity and its role in the dispersion process. Water Resour. Res. 22, 2069-2082.

VALOCCHI, A.J., STREET, R.L., ROBERTS, P.W. (1981) Transport of ion exchanging solutes in groundwater : chromatographic theory and field simulation. Water Resour. Res. 17, 5, 1517-1527.

YEH, G.T., TRIPATHI, V.S. (1989) A critical evaluation of recent developments in hydrogeochemical transport models of reactive multichemical components. Water Resour. Res. 25, 1, 93-108.

SIMULATION NUMERIQUE DU TRANSFERT DE CHALEUR DANS UN MILIEU POREUX SATURE ET NON-SATURE

Ph. ACKERER, M.A. BUES
Institut de Mécanique des Fluides
Université Louis Pasteur - URA CNRS 854
2, rue Boussingault
67000 STRASBOURG

De nombreux processus physiques, chimiques et biologiques qui se déroulent dans le sol et sous-sol, sont influencés par sa température. L'intérêt croissant porté à la qualité de l'eau souterraine par les sciences de l'environnement nous a conduit à développer des modèles numériques pour simuler les transferts hydriques et thermiques dans un milieu poreux saturé ou non. Chaque modèle doit être suffisamment rudimentaire pour être applicable aux conditions de terrain mais également suffisamment pertinent pour prendre en compte les processus prépondérants qui influencent les transferts (masse et/ou énergie). Bien que de nombreux modèles mathématiques décrivant ces types de transfert ont été développés depuis une trentaine d'années (Philipp, 1957 ; de Vries, 1963), notre contribution se démarque par l'utilisation d'une technique numérique originale. Cette technique est validée lors de son application à des situations réelles.

Modélisation du transfert thermique dans un milieu poreux saturé ou non.

En milieu poreux, les phénomènes de transfert thermique à une échelle macroscopique peuvent être modélisés par une équation du type convection-dispersion (principe de la conservation de l'énergie) en supposant que l'équilibre thermique entre la phase fluide et la phase solide est instantané. Les paramètres thermiques présents dans l'équation de transfert de chaleur sont des paramètres définis sur un milieu équivalent (eau + matrice solide). Par analogie avec le transfert de soluté interagissant avec le milieu, la propagation d'un front thermique introduit la notion de facteur de retard R. En monodimensionnel, l'équation de transfert peut s'écrire :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial T}{\partial x} \right) - \frac{u}{R} \frac{\partial T}{\partial x}$$

avec T : la température (K)
t : le temps (T)
u : vitesse moyenne de l'eau dans les pores (L.T⁻¹)
R : facteur de retard définit comme suit :

$$R = \rho c / \rho_w c_w \theta$$

avec ρ : masse volumique du milieu (M.L⁻³)
c : chaleur spécifique du milieu (L².T⁻².K⁻¹)
 ρ_w : masse volumique de l'eau (M.L⁻³)
 c_w : chaleur spécifique de l'eau (L².T².K⁻¹)
 θ : teneur en eau (-)

D : coefficient de dispersion apparent (L².T⁻¹) définit par :

$$D = \alpha_L u/R + \lambda/\rho c + D_t/R$$

avec α_L : dispersivité du milieu poreux (L)
 λ : conductivité thermique du milieu (M.L.T⁻³.K⁻¹)
 D_t : diffusivité thermique (L².T⁻¹)

Les techniques usuelles de résolution de l'équation de la chaleur sous cette forme (différences finies, éléments finis) ne sont pas bien adaptées aux conditions de terrain. Les variations de vitesse rapides dans le temps et dans l'espace entraînent des oscillations et des problèmes numériques qui ne peuvent être atténués qu'au prix très lourd d'une discrétisation très fine de l'espace et du temps.

La méthode particulière stochastique de type marche au hasard développé en physique nucléaire et appliquée au transfert de masse en milieu poreux (Ackerer, 1987 ; Kinzelbach, 1987, Uffink, 1987) a été adaptée à la simulation du transfert de chaleur.

La marche au hasard consiste à injecter des particules dans la zone modélisée et à les déplacer selon un pas déterministe (la convection) et un pas aléatoire représentant les fluctuations autour de la vitesse moyenne (la dispersion). Pour un milieu monodimensionnel, la formulation des déplacements est :

$$x(t+\Delta t) = x(t) + u(x(t)) \Delta t + Z \sqrt{2 D(x(t)) \Delta t}$$

où x représente la position de la particule, u la vitesse moyenne de l'eau dans les pores, Δt le pas de temps, D le coefficient de dispersion apparent et Z un nombre aléatoire de distribution normale centrée et réduite.

On peut montrer (e.g. Gardiner, 1983) que cette formulation est analogue à une équation de Fokker-Planck du type :

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

où f est une fonction de densité de probabilité.

De par les variations spatiales du coefficient de dispersion dues aux variations spatiales du champ des vitesses, le formalisme de la marche au hasard correspondant au modèle de transfert thermique est le suivant :

$$x(t+\Delta t) = x(t) + \left(u + \frac{\partial D}{\partial x}\right) \Delta t + Z \sqrt{2 D \Delta t}$$

La conversion de la distribution des particules en chaleur est faite par une discrétisation spatiale et un dénombrement des particules dans chaque maille. A chaque particule est attribuée une énergie (calorie) et l'on peut ainsi déterminer la température moyenne dans la maille. Cette méthode n'est pas sujette à la diffusion numérique. Les fluctuations aléatoires (bruit) dues au comportement aléatoire des particules peuvent être atténuées en augmentant le nombre de particules présentes dans le système. Ces fluctuations sont proportionnelles à la racine carré du nombre de particules. De ce fait, à partir d'un certain nombre de particules, le gain en précision est faible comparé à l'augmentation du temps de calcul nécessaire.

Simulation du transfert thermique dans un sol agricole.

Les travaux expérimentaux présentés ci-après ont été menés dans le cadre du groupe PIREN-Eau/Alsace (Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'ENVironnement). Ces travaux portent sur le transfert de nitrates où le transfert thermique joue un rôle prépondérant sur l'activité de la biomasse. Des mesures hebdomadaires de la pression de l'eau dans le sol, de la teneur en eau, de la concentration en nitrates et l'enregistrement en continu de la température ont été effectués depuis 1986 à différentes profondeurs.

Le mouvement de l'eau est modélisé par l'équation de Richards :

$$C \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial h}{\partial x} - K \right)$$

avec

- C : capacité capillaire (L^{-1})
- h : pression de l'eau dans le sol (L)
- K : conductivité hydraulique ($L.T^{-1}$)
- x : profondeur (L)
- t : temps (T)

Les relations pression-teneur en eau et conductivité hydraulique pression sont issues de Van Genuchten (1987) :

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + (a|h|)^n \right]^m} \quad \text{avec } m = 1 - 1/n$$

avec : θ_r et θ_s teneurs en eau résiduelle et à saturation[-]
a et n sont des paramètres de forme.

L'équation de Richards est résolue par élément finis (Van Genuchten, 1987). Les conditions aux limites, les paramètres hydrodynamiques et la description détaillée du profil pédologique sont donnés dans Laigle (1991).

Les paramètres décrivant le transfert thermique sont calculés sur la base des propriétés thermiques des différents matériaux composant le sol (capacité calorifique, conductivité thermique du quartz, de l'argile et de la matière organique). Les relations empiriques permettant ces calculs sont décrites dans Campbell (1985). Les conditions aux limites sont du type Dirichlet. A la surface sont imposées les températures de l'air mesurées et à l'autre extrémité du profil, les températures mesurées de la nappe. Les résultats des simulations sont présentés sur les figures 1 et 2. Bien qu'aucun paramètre de transfert ne soit calé pour le transfert thermique, la concordance entre mesure et simulation est satisfaisante.

Simulation du transfert thermique dans une nappe alluviale à l'aval d'une gravière.

En Alsace, 94 % des 120 ballastières exploitées et des 1500 ballastières abandonnées sont en eau du fait de la faible profondeur du toit de la nappe phréatique. De ce fait, la mise à nu de l'eau de la nappe se traduit par un impact thermique dû aux variations saisonnières de la température de l'atmosphère. Des recherches détaillées ont été menées sur le site expérimental de La Wantzenau situé au Nord de Strasbourg. Ce site comprend une ballastière exploitée de 12 ha de superficie et de profondeur moyenne 16 m avec un maximum à 45 m et une ballastière abandonnée de 18 ha et d'une profondeur moyenne de 9 m avec un maximum à 20 m. L'aquifère est constitué de dépôts alluvionnaires (sables et graviers du Pliocène et du Quaternaire). Sa puissance est de 90 m environ.

Ce site est équipée de plusieurs piézomètres entourant les ballastières et permettant un suivi hydrodynamique, hydrothermique et hydrochimique.

En plus de l'étude de l'impact sur la nappe, l'objectif de l'étude thermique est d'évaluer le colmatage des berges de la gravière abandonnée.

Le fil conducteur du suivi thermique mené sur le terrain consiste à comparer les profils de températures relevés dans les piézomètres (crépines de 30 à 35 m) implantés en amont et en aval immédiats de la ballastière à étudier. L'interprétation de la différence des impacts obtenus en aval respectif de chacune des deux ballastières observées repose sur la différence de leurs volumes, profondeurs, superficies, morphologies et degrés de colmatage propres.

La piézométrie du site pilote naturel de La Wantzenau a fait l'objet de relevés mensuels. La fréquence des campagnes a été augmentée lorsque des épisodes de crues se sont déclarés. Sur une durée d'un an (novembre 1985 - décembre 1986), chacun des hydrosystèmes nappe amont - ballastière exploitée (respectivement abandonnée) - nappe aval a été soumis à une surveillance thermique. Des profils thermiques ont été relevés dans les piézomètres à la fréquence bimensuelle (25 campagnes réalisées). Les températures de surface des eaux de ballastières, mesurées à proximité des berges ont été simultanément relevées. 9 profils thermiques ont été réalisés pour chacune des ballastières, en pleines eaux.

La reproduction de la réalité terrain par l'étalonnage d'un modèle mathématique ne constitue pas une fin en elle-même. Nous souhaitons en effet *quantifier* le colmatage de la berge aval de la ballastière abandonnée. Sur la base d'une hypothèse d'absence de colmatage de la berge aval de la ballastière exploitée validée par ailleurs (Durbec et al, 1987; C. Sinoquet, 1987), nous nous sommes proposés :