



C o u r s
Modélisation Hydrochimique
Master 2 Eau et Environnement

Farès KESSASRA
Maître de Conférences

22 octobre 2017

Table des matières

1 Définitions et Généralités	4
2 Rappels en hydrogéochimie	6
2.1 Equilibre ionique et processus réactionnels au sein des eaux naturelles	6
2.1.1 Précipitation	6
2.1.2 Degré de saturation	6
2.1.3 Dissolution	8
2.1.4 Échanges cationiques	9
2.1.5 Adsorption/désorption	10
2.2 Mécanismes du transport de masse	10
2.2.1 Convection (Advection)	11
2.2.2 Diffusion moléculaire	12
2.2.3 Dispersion	14
2.2.4 Dégradation et biodégradation	16
3 Equation de dispersion et solutions analytiques et numériques	20
3.1 Equation de dispersion et solutions analytiques	20
3.1.1 Equation de dispersion	20
3.1.2 Solution de l'équation de transport par diffusion	25
3.1.3 Temps de déplacement	27
3.1.4 Solutions de l'équation de dispersion : Solutions d'Ogata-Banks	28
3.1.5 Ogata-Banks avec des sources transitoires 2D	29
3.1.6 Dispersion et la courbe de Gauss	29
3.2 Solutions numériques	29
3.2.1 Différences Finies : 1D Diffusion transitoire	31
3.2.2 Différences finies : advection et dispersion	32
3.3 Equation de dispersion et Transfert de chaleur	34
3.4 Genèse des pluies acides	35
4 Modélisation géochimique : Principes et méthodes	36
4.1 Introduction	36
4.2 Modèles géochimiques	36
4.2.1 Modèle de transport réactif (Modèle hydrogéochimique)	37
4.2.2 Modèle de transport non-réactif	38
4.2.3 Modèle géochimique	38
4.3 Modélisation hydrogéochimique	39
4.3.1 Modèle conceptuel	39
4.3.2 Calage et validation en régime permanent	39
4.3.3 Simulations, prédictions et incertitudes	41

5 Etudes d'impact des activités anthropiques sur la qualité des eaux	46
5.1 Drainage Minier Acide (DMA)	46
5.1.1 Définitions	46
5.1.2 Processus géochimiques et physiques	46
5.2 Impact d'une décharge	48
5.2.1 Types de décharges	48
5.2.2 Fonctionnement d'une décharge	48
5.2.3 Impacts d'une décharge sur le milieu naturel	48
5.3 Cas d'étude : suivi et modélisation des chlrourures dans la nappe des alluvions de la basse vallée de la Soummam en Algérie (Kessasra et al., 2017) .	52
5.4 Conclusion	54
6 Projet d'étude	55

Chapitre 1

Définitions et Généralités

La pollution des eaux souterraines par des substances organiques et minérales a été mise en évidence sur de nombreux sites. Les comportements de ces substances dans les milieux souterrains sont très complexes à étudier et les modèles numériques sont utilisées pour mieux comprendre leur déplacement, et éventuellement, prédire l'évolution de la pollution (Atteia, 2011).

Un modèle de transport de solutés décrit le mouvement des solutés dissous dans l'eau souterraine. Ces solutés dissous peuvent inclure des ions majeurs (Calcium ou sulfate), des métaux lourds (Fer, cuivre, cadmium) et des constituants biologiques organiques miscibles (BTEX : Benzène, Toluène, Éthylobenzène, Xylène, LEPH : Light Extractable Petroleum Hydrocarbons). Dans le contexte d'évaluation environnementale, "les solutés" sont aussi mentionnés comme polluants ou contaminants (Wels, 2012). Le transport de solutés dans l'eau souterraine est contrôlé par des processus physiques et de transport de masses géochimique (Domenico et Schwartz, 1990). Tous les solutés sont influencés par les mêmes processus physiques de transport, à savoir l'advection et la dispersion. Au contraire, les paramètres de transport géochimique dépendent dans le soluté de l'intérêt aussi bien que des conditions géochimiques dans l'aquifère. Les solutés qui ne sont pas influencés par les processus de transport géochimique sont définis comme "non-réactifs" ou "conservatifs" et peuvent être simulés en utilisant des modèles de transport de soluté conservatif. Ceux qui sont influencés par les processus de transport chimiques sont définis comme "réactifs" et requièrent l'utilisation des modèles de transport de solutés réactifs.

La figure 1 montre quelques cas typiques des contaminations de subsurface (Bear, 2009) :

- a) La migration d'un contaminant filtrant d'une décharge, le lixiviat traverse la zone non-saturée, atteint ensuite l'aquifère et s'écoule éventuellement vers la rivière ;
- b) Le LNAPL (Light Non-acqueous Phase Liquid) fuit d'un réservoir de stockage souterrain, migre à travers la zone de vadose et s'accumule au dessus du niveau d'eau ;
- c) Différents parcours par lesquels le DNAPL (Dense NAPL) et le LNAPL peuvent contaminer l'aquifère.

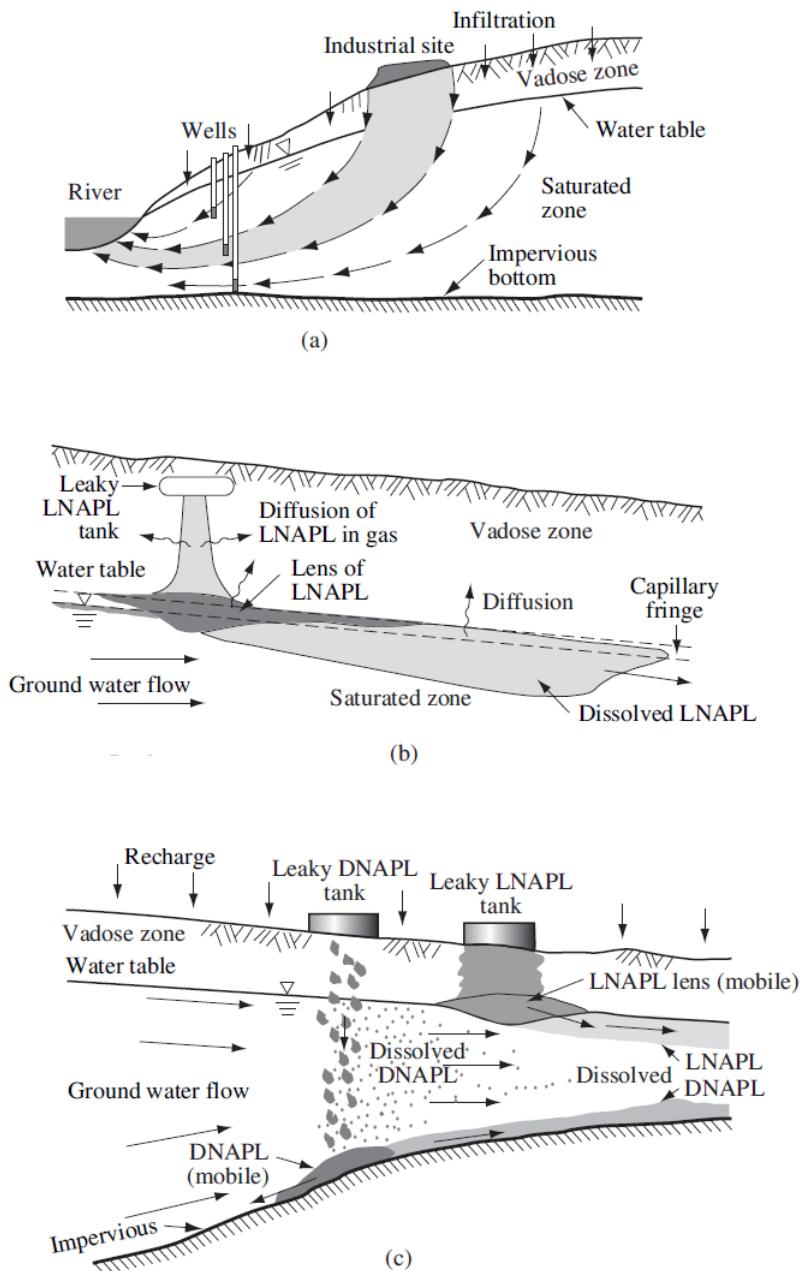


FIGURE 1.1 – Quelques exemples de contamination de subsurface (Bear, 2009)

Chapitre 2

Rappels en hydrogéochimie

2.1 Equilibre ionique et processus réactionnels au sein des eaux naturelles

La circulation d'un fluide à travers la roche poreuse est souvent à l'origine du déséquilibre du système eau-roche. Les transformations qui s'opèrent dans le système sont alors le résultat de la compétition entre les cinétiques des réactions chimiques hétérogènes et la vitesse de déplacement du fluide (Nourtier-Mazauric, 2003). La composition chimique et isotopique des eaux souterraines reflète la composition minéralogique des roches de l'aquifère et peut être utilisée pour localiser les aires de recharge, l'origine des eaux souterraines (météorique, marine, fossile, magmatique et métamorphique) et des différents composés chimiques.

2.1.1 Précipitation

La précipitation d'un minéral est toujours précédée d'une étape de germination, au cours de laquelle se forment des particules élémentaires stables, les nuclei, qui vont donner les premiers cristaux coalescents de minéral par le phénomène du murissement d'Ostwald (Steefel et Van Cappellen, 1990). Durant cette étape, bien que la solution soit saturée par rapport au minéral, ce dernier ne précipite pas. Ce phénomène est contrôlé par un seuil de sursaturation critique Γ_m ($\Gamma_m > 1$) en deçà duquel le minéral ne précipite pas. Quand ce seuil est atteint, on estime qu'il s'est formé suffisamment de germes pour que la précipitation se produise. La condition pour qu'un minéral précipite, lorsqu'il n'est pas encore présent dans le système (ou qu'il n'a pas précipité au pas de temps précédent), est donc que son degré de saturation soit supérieur au seuil de sursaturation critique. Dans le cas contraire, s'il précipitait au pas de temps précédent, il suffit que son degré de saturation soit supérieur à 1. Lorsque le minéral a précipité, puis a cessé de se former pendant un certain temps (qu'il soit resté à l'équilibre avec la solution aqueuse ou que celle-ci se soit trouvée sous-saturée par rapport à ce minéral), il ne peut recommencer à précipiter que si son degré de saturation redevient supérieur au seuil de sursaturation critique.

2.1.2 Degré de saturation

La réaction de dissociation du minéral dans la solution aqueuse est :

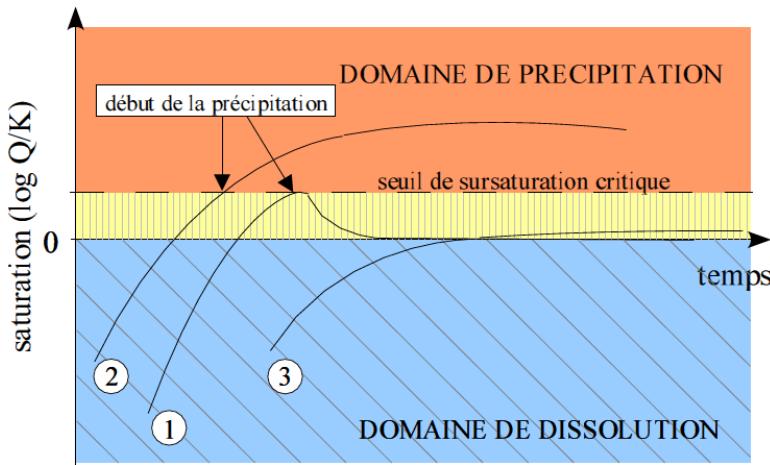


FIGURE 2.1 – Influence du seuil de sursaturation critique (Bildstein et Brosse, 1996) - Cas 1 : Le minéral se dissout progressivement pour atteindre l'état d'équilibre avec la solution aqueuse ($\log Q = K = 0$). Il devient ensuite inactif : son degré de saturation est compris entre 0 et le seuil de sursaturation critique. L'apport d'éléments dissous par d'autres minéraux l'amène dans le domaine de précipitation. Il précipite donc pour rejoindre l'équilibre - Cas 2 : comme dans le premier cas, le minéral précipite mais ne parvient pas à rejoindre l'état d'équilibre avec le fluide, car sa consommation d'éléments dissous est compensée, voire surpassée, par les apports des autres minéraux - Cas 3 : Le minéral atteint le domaine inactif mais les apports des autres minéraux en éléments dissous sont insuffisants pour lui permettre de précipiter. Il reste inactif

$$M_m \rightleftharpoons \sum_{k=1}^{N_e} v_{mk} E_k \quad (2.1)$$

où v_{mk} est le coefficient stoechiométrique de l'espèce de base E_k .

En supposant que le minéral est pur, l'équilibre thermodynamique de la réaction hétérogène se traduit par la loi d'action de masse suivante :

$$\prod_{k=1}^{N_e} a_k^{v_{mk}} = K_m \quad (2.2)$$

où K_m est la constante d'équilibre thermodynamique du minéral dans la réaction ; Soit Q_m le produit d'activité ionique associé à la réaction :

$$Q_m = \prod_{k=1}^{N_e} a_k^{v_{mk}} \quad (2.3)$$

La loi d'action de masse (1.22) est alors vérifiée lorsque :

$$\frac{Q_m}{K_m} = 1 \quad (2.4)$$

La notion de degré de saturation Ω_m (Michard, 1989) est introduite afin de savoir si la solution aqueuse est saturée, sous-saturée ou sursaturée vis-à-vis du minéral M_m . Il est défini par la relation :

$$\Omega_m = \frac{Q_m}{K_m} \quad (2.5)$$

Lorsque le fluide est à l'équilibre avec le minéral, le degré de saturation du minéral est tel que $\log \Omega_m = 0$.

Le terme de "saturation stoechiométrique", (Thorstenson et Plummer, 1977), renvoie à l'équilibre entre une phase aqueuse et une phase solide à plusieurs constituants "*dans des situations où la composition du solide demeure invariante en raison de restrictions cinétiques, même si la phase solide fait partie d'une suite continue de compositions*". On définit alors le degré de saturation stoechiométrique $\Omega_{S_{s(X_i)}}$. Le logarithme décimal du degré de saturation stoechiométrique $\Omega_{S_{s(X_i)}}$ de la solution solide correspond à l'indice de saturation (saturation index) SI_s (Bourcier, 1985), qui s'écrit alors :

$$SI_s = \log \Omega_{S_{s(X_i)}} = \sum_{\iota=1}^{N_{ps}} X_{\iota} \log \frac{Q_{\iota}}{K_{\iota} A_{\iota}} \quad (2.6)$$

Avec

Q_{ι} est le produit ionique d'activité du pôle P_{ι} ;

K_{ι} est la constante d'équilibre, appelée également le produit de solubilité de la réaction ;

A_{ι} est l'activité du pôle P_{ι} dans la solution solide.

Lorsque le degré de saturation stoechiométrique de la phase aqueuse est inférieur à 1 ($\Omega_{S_{s(X_i)}} < 1$), ou encore lorsque son indice de saturation stoechiométrique est négatif ($SI_s < 0$), la solution solide M_s peut se dissoudre de façon stoechiométrique (ou congruente), c'est-à-dire avec une composition constante. Il faut souligner que le degré de saturation stoechiométrique, défini pour une solution solide de composition donnée, permet de déterminer si la solution solide de composition X_i a tendance à se dissoudre ou à précipiter, mais non de connaître l'état de saturation de la solution solide lorsque sa composition varie.

2.1.3 Dissolution

Lorsque le degré de saturation est inférieur à l'unité, i.e. lorsque :

$$\frac{Q_m}{K_m} < 1 \quad (2.7)$$

Le minéral se dissout et sa vitesse de réaction, exprimée en mol/l(solution)/an ou en mol/kg(solution)/an, est donnée par la loi cinétique de dissolution suivante (Madé et al., 1994) :

$$v_{dm} = -k_{dm} s_m^r \left(1 - \frac{Q_m}{K_m}\right) \quad (2.8)$$

avec

k_{dm} le coefficient cinétique de dissolution (mol/m²/an) ;

s_m^r la surface réactive (m²/l(solution) ou m²/kg(solution)) ;

Q_m le produit d'activité ionique de la réaction hétérogène entre le minéral et la solution aqueuse ;

K_m la constante d'équilibre de cette même réaction.

Nom	formule chimique (pure)*	système cristallin*	- log K**	éléments qui peuvent se substituer au ion principal ***
Calcite	CaCO_3	rhomboédrique	8.48	Mn, Fe, Mg
Dolomite	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	"	17.09	Fe, Mn, Co, Zn, Pb
Magnésite	MgCO_3	"	8.03	Fe, Ca, Mn
Rhodochrosite	MnCO_3	"	11.43	Fe, Ca, Mg, Zn
Sidérite	FeCO_3	"	10.89	Mn, Mg, Ca
Ankérite	$\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Mn})(\text{CO}_3)_2$	"		
Aragonite	CaCO_3	orthorhombique	8.34	Sr, Pb, Zn
Strontianite	SrCO_3	"	9.27	Ca
Withérite	BaCO_3	"	8.56	Sr, Ca

Tableau 2.2. Caractéristiques chimiques et minéralogiques des minéraux carbonatés les plus communs (- log K= solubilité à 25 °C). Références: *DEER et al., 1985; **NORDSTROM et al., 1990; *** SIEGEL, 1967.

FIGURE 2.2 – Caractéristiques chimiques et minéralogiques des principaux minéraux carbonatés

2.1.4 Échanges cationiques

Les interactions eau-roche se traduisent par une fixation de cations à la surface (ou même à l'intérieur) de ces substances, mais aussi échange de ces cations fixés contre des cations de l'eau. Le phénomène est ainsi appelé échange cationique. La capacité d'échange d'ions varie d'une espèce à l'autre. Ainsi, les substances naturelles, susceptibles d'adsorber et d'échanger sont les minéraux argileux, les minéraux zéolithiques, l'hydroxyde ferrique et les substances organiques. Les mêmes phénomènes peuvent se produire pour les anions, si les conditions physiques de l'adsorbant le permettent.

Les minéraux argileux sont les échangeurs d'ions les plus fréquents dans les sédiments tels que la kaolinite, montmorillonite, illite, chlorite et vermiculite. Au contact de l'eau, ils échangent sodium et potassium contre les éléments alcalino-terreux. L'échange d'ions est donc susceptible de modifier de manière importante les rapports de cations dans les eaux, en particulier les plus importants qui sont : K/Na, Na/Ca, Na/Mg, Mg/Ca caractéristiques de ce phénomène. Le rapport de déséquilibre chlore-alcalin assimilé à l'indice d'échange de base permet d'apprécier ce processus selon la formule (Schoeller, 1956) :

$$i.e.b. = \frac{[\text{Cl}^-] - ([\text{Na}^+] + [\text{K}^+])}{[\text{Cl}^-]} \quad (2.9)$$

La libération d'ions alcalins conduit à un indice d'échange de bases négatif. Ainsi, appliquée sur les eaux de la nappe de la Soummam, le calcul de l'i.e.b. montre des valeurs généralement positives. Cela indique, que la majorité des eaux souterraines ne subissent peu ou pas de phénomènes d'échange de cations au cours de leur trajet au contact de la matrice rocheuse. On peut expliquer le faible taux d'échanges par (Kessasra, 2015) :

- un équilibre entre la solution aqueuse et l'échangeur (argileux s'il existe) ;
- une étendue restreinte de la matrice argileuse dans le remplissage alluvionnaire de la nappe ;
- un taux de renouvellement de la solution assez faible donc l'échange est estompé ;
- une saturation en calcium et magnésium, l'échangeur ne remplit plus son rôle.

2.1.5 Adsorption/désorption

Pour la plupart des molécules, la rétention des polluants dans une phase solide est la résultante de l'adsorption (fixation physique, chimique ou électrostatique de la molécule sur un support solide), de l'absorption (pénétration plus ou moins uniforme dans la phase solide) et de la précipitation (formation d'une phase cristalline à la surface des particules du sol) (Gourdon, 1997). Le polluant a tendance à se fixer sur le solide pour minimiser la tension superficielle de ce dernier et donc son énergie de surface. Le solide ne peut donc être considéré comme inerte (Dassargues, 1995). L'adsorption a une influence prépondérante sur le devenir des polluants, sur leur mobilité et leur biodisponibilité dans les sols (Alexander, 1994). Il s'agit de l'un des facteurs qui détermine la répartition des polluants dans les trois phases du milieu (solide, liquide et gazeuse). L'adsorption dépend du sol et de ses propriétés, de la nature du polluant, et des conditions physico-chimiques (pH et humidité). L'adsorption est en équilibre dynamique avec la désorption. Ainsi, les molécules sont continuellement transférées entre les phases liquide et solide (Gourdon, 1997). La capacité d'adsorption de certains minéraux ou colloïdes est due à l'existence de charges électriques non-neutralisées à la surface et/ou l'intérieur de ces minéraux. Des ions de charges opposées viennent s'y fixer, créant une double couche électrique (De Marsily), ce sont surtout les argiles : vermiculite, montmorillonite (De Marsily, 2004). Le plus souvent on essaie de linéariser la relation d'équilibre pour l'approximer par une équation du type (Dassargues, 1995) :

$$\overline{C} = K_d \rho C \quad (2.10)$$

avec K_d est le coefficient de partitionnement (m^3/kg) ;
 \overline{C} est la concentration massique de polluant fixé sur le solide.

Dans l'EVR, la quantité de polluant passant du fluide vers le solide par unité de masse de solide s'exprime par :

$$\rho_b R_f \quad (2.11)$$

où R_f est le taux de transfert de polluant passant du fluide vers le solide par unité de masse (kg de polluant/s. kg de solide).

ρ_b est la masse volumique apparente de l'ensemble du milieu poreux sec, on a :

$$\rho_b = \rho_s(1 - n) \quad (2.12)$$

où ρ_s est la masse volumique du solide.

2.2 Mécanismes du transport de masse

Lorsqu'une quantité de matière est rejetée dans l'aquifère, il se forme un nuage qui est soumis aux effets des processus hydrodynamiques, qui sont la convection, la diffusion et la dispersion cinématique. Sous lesquelles est influencée la propagation d'éléments dissous dans une nappe. Ajoutons à cela, les échanges avec la phase solide et la phase eau immobile, et la dégradation ou la biodégradation. Nous étudierons ici que les caractéristiques des écoulements de fluides miscibles dans un milieu poreux.

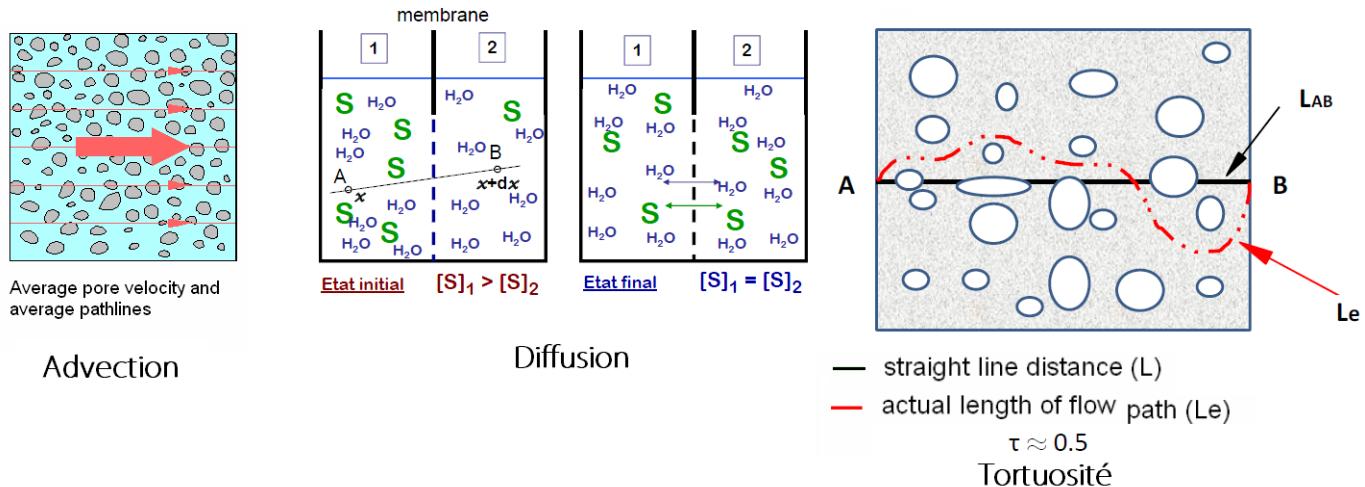


FIGURE 2.3 – Representation des mécanismes d’advection, diffusion moléculaire et tortuosité (Rausch, 2009, Molson, 2014)

Plusieurs mécanismes entrent en jeu, mais la description du transfert des solutés dans les sols est généralement basée sur le modèle convectif-dispersif (Gaudet, 1978 ; Mermoud, 1982). Le premier est la diffusion moléculaire qui intervient dans tous les fluides en régime laminaire ou turbulent. A cause des différences de concentration au sein du fluide, les particules se rendent des zones les plus concentrées vers les zones les moins concentrées. Le deuxième mécanisme est la diffusion turbulente qui facilite le phénomène de diffusion moléculaire. Enfin, le troisième mécanisme est la convection différentielle qui éloigne une partie de la tache par rapport à l’autre grâce à la non uniformité du champ de vitesse dans la section. L’ensemble de ces phénomènes est pris en compte dans l’équation de convection-diffusion sur la concentration (Buil, 1999)

Les processus physico-chimique contribuent également à modifier les concentrations d’un polluant. Pendant son transfert, le polluant est susceptible de réagir chimiquement avec l’eau ou avec un autre polluant présent dans l’eau ou même subir une dégradation physique. L’équation de concentration doit inclure un terme source de disparition cinétique, représentatif de la destruction de l’espèce polluante (Buil, 1999).

2.2.1 Convection (Advection)

La convection est l’entrainement des éléments en solution dans le mouvement du fluide qui se déplace. C’est un déplacement causé par le flux d’eau (Flux advectif = J_A), du aux gradients de la charge hydraulique dans un milieu perméable (Molson, 2014). On doit séparer la fraction du fluide liée au solide par des forces d’attraction moléculaire et celle libre de circuler sous l’action des gradients de charge hydraulique (De Marsily, 2004). Considérons un volume élémentaire de milieu poreux D , de frontière extérieure Σ , le premier membre de l’équation de conservation, ou flux massique entrant dans D , s’écrit :

$$\int_C \vec{U} \cdot \vec{n} d\sigma \quad (2.13)$$

C est la concentration volumique du fluide en élément considéré, U est la vitesse de

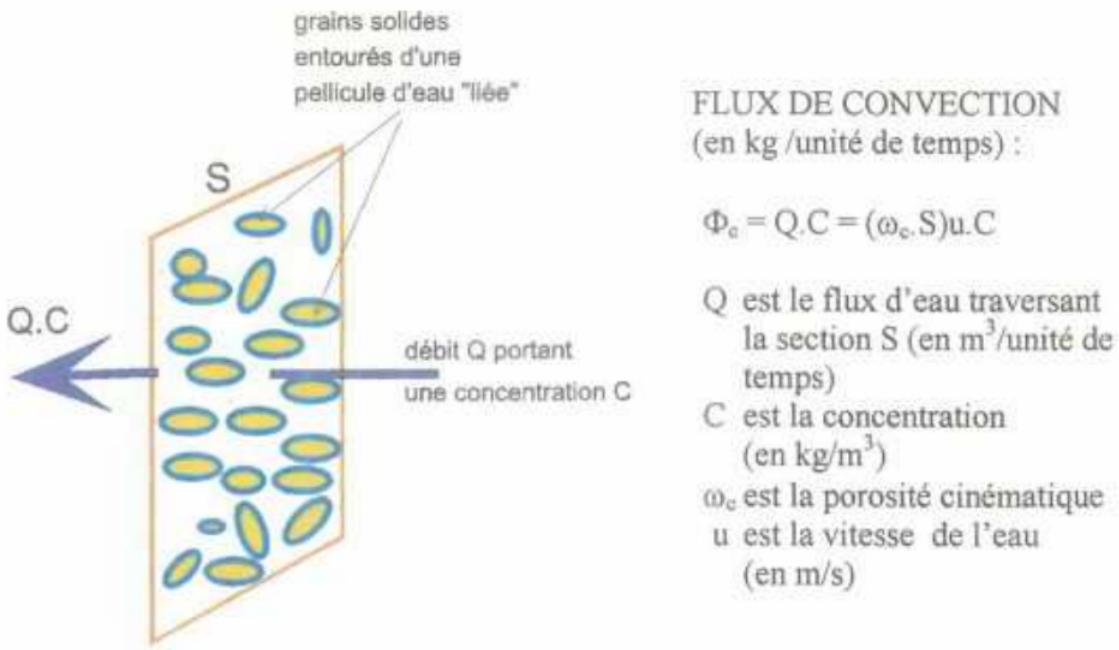


FIGURE 2.4 – Flux de masse par convection au travers d'une section S de milieu poreux (BRGM, 2001)

Darcy et n étant la normale sur Σ orientée vers l'extérieur de D . La masse de l'élément transporté dans le domaine D s'obtient :

$$\int_D w_c C.d\nu \quad (2.14)$$

w_c est la porosité cinématique où la fraction du fluide libre.

En égalant les deux membres, il vient :

$$\int_{\Sigma} C \vec{U} \cdot \vec{n} d\sigma = \int_D w_c \frac{\partial C}{\partial t} d\nu \quad (2.15)$$

En transformant l'intégrale de surface en intégrale de volume par la formule d'Ostrogradsky, on obtient :

$$-\int_D \operatorname{div}(C \vec{U}) d\nu = \int_D w_c \frac{\partial C}{\partial t} d\nu \quad (2.16)$$

En supprimant les signes intégrales, :

$$-\operatorname{div}(C \vec{U}) = w_c \frac{\partial C}{\partial t} \quad (2.17)$$

2.2.2 Diffusion moléculaire

A l'échelle microscopique, les molécules ne suivent pas la trajectoire de l'eau puisqu'elles sont soumises à un déplacement aléatoire, le mouvement brownien lié à l'agitation moléculaire (Atteia, 2011). C'est un phénomène physique (souvent négligeable) lié à l'agitation moléculaire : dans un fluide au repos, le mouvement brownien envoie des particules

dans toutes les directions de l'espace. Si la concentration du fluide est homogène dans l'espace, deux points voisins envoient autant de particules l'une vers l'autre et l'agitation moléculaire ne modifie pas la concentration de la solution. Cependant, si la concentration de la solution n'est pas homogène dans l'espace (gradient de concentration), le point ayant la concentration la plus élevée enverra plus de particules dans toutes les directions que le point ayant une concentration faible. Fick a établi que le flux massique de particules est, dans un fluide au repos, proportionnel au gradient de concentration (De Marsily, 2004) :

$$\vec{\phi} = -d_0 \overrightarrow{grad}C \quad (2.18)$$

le coefficient de proportionnalité d_0 appelé coefficient de diffusion moléculaire, est isotrope et s'exprime par :

$$d_0 = \frac{RT}{N} \frac{1}{6\pi\mu r} \quad (2.19)$$

R est la constante des gaz parfaits = 8.32 unités MKS (Si) ;
 N est le nombre d'Avogadro = $6.023 \cdot 10^{23}$;
 T est la température absolue (degré Kelvin) .
 μ est la viscosité du fluide ;
 r est le rayon moyen des agrégats moléculaires.

Si le transport d'éléments dans un fluide au repos est seulement dû à la diffusion de Fick, on établit, par le principe de conservation de la masse, la loi de mouvement :

$$\int_{\Sigma} \vec{\phi} \cdot \vec{n} d\sigma = - \int_D \operatorname{div}(\vec{\phi}) d\nu = \int_D \frac{\partial}{\partial t} C d\nu \quad (2.20)$$

Soit en remplaçant ϕ par sa valeur et en supprimant les intégrales pour obtenir la loi de Fick :

$$\operatorname{div}(d_0 \overrightarrow{grad}C) = \frac{\partial C}{\partial t} \quad (2.21)$$

En milieu poreux, la diffusion moléculaire se poursuit dans l'ensemble du fluide, sauf la fraction solide qui arrête le mouvement brownien des particules. Un coefficient de diffusion résulte pour un fluide immobile dans un milieu poreux. On admet que le rapport d/d_0 appelé tortuosité du milieu vaut :

$$\frac{d}{d_0} = \frac{1}{F_w} \quad (2.22)$$

avec F est un facteur de formation et w est la porosité totale. La tortuosité est de 0.1 pour les argiles, 0.7 pour les sables et 0.01 pour la bentonite.

Pour un fluide qui circule en milieu poreux, on combine les phénomènes de convection et de diffusion en établissant de nouveau la conservation de la masse de l'élément transporté dans un volume D , en sommant les deux flux de matière au 1ier membre :

$$\int_{\Sigma} \vec{\phi} \cdot \vec{n} d\sigma + \int_{\Sigma} C \vec{U} \cdot \vec{n} d\sigma = - \int_D \operatorname{div}(w \vec{\phi} + C \vec{U}) d\nu \quad (2.23)$$

La porosité totale intervient l'intégrale du flux diffusif ϕ sur Σ est nulle sur le solide de proportion $(1 - w)$ alors que la vitesse de Darcy est définie comme si la surface totale

Σ était offerte à l'écoulement.

2ème membre :

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_D w_c C d\nu + \frac{\partial}{\partial t} \int_D (w - w_c) C' d\nu \quad (2.24)$$

Avec deux porosités prises en compte : la porosité cinématique (w_c) correspondant à la fraction mobile du fluide de concentration C et la porosité correspondant à la fraction immobile ($w - w_c$) de concentration C' avec w la porosité totale.

- Dans le cas d'une convection pure, cette équation s'écrit :

$$\operatorname{div}(w \overrightarrow{\operatorname{grad}} C - C \overrightarrow{U}) = w_c \frac{\partial C}{\partial t} + (w - w_c) \frac{\partial C'}{\partial t} \quad (2.25)$$

2.2.3 Dispersion

A l'inverse, la **dispersion** étire le nuage dans toutes les directions de l'espace et va dans le sens d'une uniformisation de la concentration. Il s'agit d'un transport causé par les gradients de concentration (Flux dispersif = J_D) (Molson, 2014). La dispersion est liée à l'hétérogénéité du milieu poreux à petite et grande échelles, elle est à l'origine de l'étalement d'un panache de pollution et contribue à diluer les concentrations (BRGM, 2001). A l'échelle du grain, le chemin suivi par l'eau est tortueux car l'eau passe autour des grains, c'est un étalement des particules au sens latéral perpendiculairement à l'écoulement. Dans le sens longitudinal, les particules circuleront à des vitesses différentes suivant l'axe du panache. A l'intérieur du pore, la vitesse de l'eau n'est pas uniforme en raison des frottements les vitesses le long des grains seront plus faibles qu'au milieu du pore (Atteia, 2011). Il existe donc un flux de dispersion qui est proportionnel au gradient de la concentration (Loi de Fick). Un coefficient de dispersion longitudinal suivant le sens de l'écoulement et un coefficient de dispersion transversal. Tout deux sont proportionnels à la vitesse effective de l'eau (BRGM, 2001). Le coefficient de proportionnalité α appelé dispersivité (Atteia, 2011) :

$$D_L = \alpha_L \nu \quad (2.26)$$

$$D_T = \alpha_T \nu \quad (2.27)$$

ν est la vitesse de pore.

La dispersion cinématique est le résultat de l'existence d'un champ de vitesse réel fort complexe. Le transfert d'un polluant se décompose en terme convectif représentant le déplacement moyen et un terme dispersif intégrant les effets des hétérogénéités. La loi de transfert par dispersion représentant ces phénomènes de mélange analogue à la loi de Fick s'écrit :

$$\overrightarrow{\phi} = -\overrightarrow{D} \overrightarrow{\operatorname{grad}} C \quad (2.28)$$

avec \overrightarrow{D} un coefficient de dispersion, qui est un tenseur 3D de dispersion, s'exprime dans les directions principales d'anisotropie comme suit :

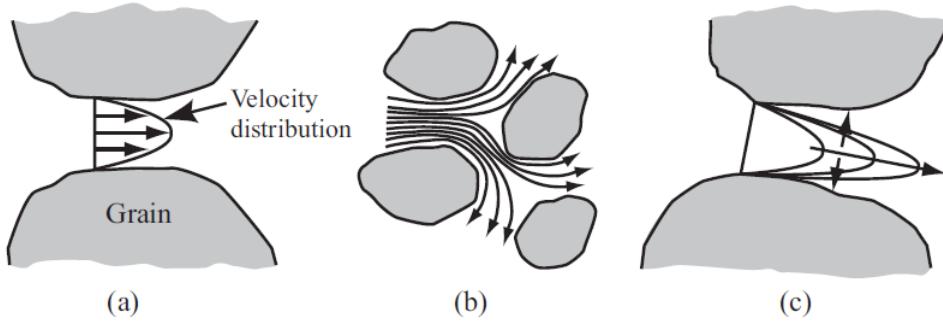


FIGURE 2.5 – Dispersion due to mechanical spreading (a,b), and molecular diffusion (c)(Bear, 2009)

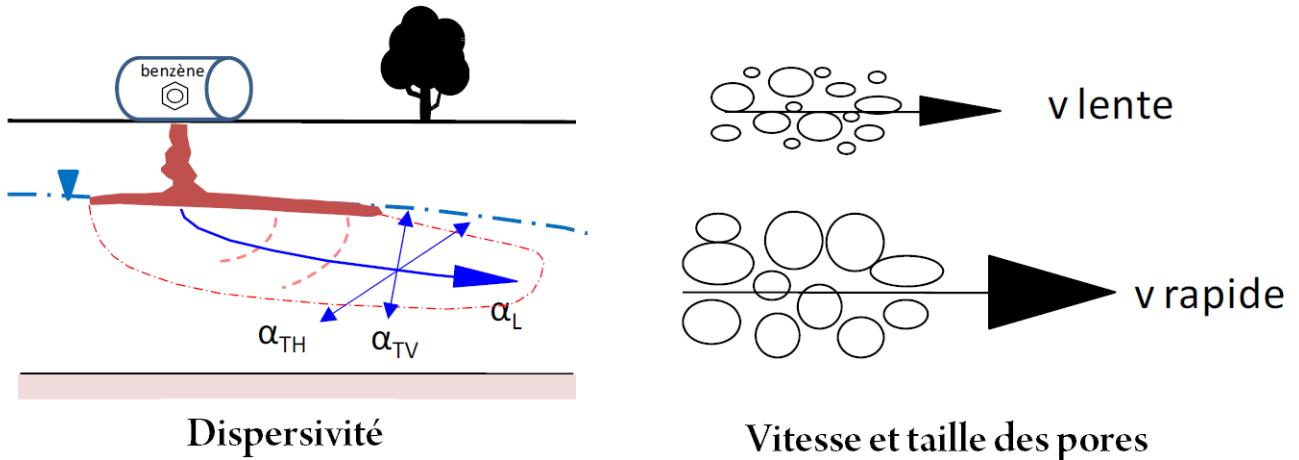


FIGURE 2.6 – Dispersivité longitudinale et transversale (Molson, 2014)

$$D = \begin{vmatrix} D_{xx} & D_{xy} & D_{xz} \\ D_{yx} & D_{yy} & D_{yz} \\ D_{zx} & D_{zy} & D_{zz} \end{vmatrix}$$

En modèle 3D : il existe 3 composantes de α (Molson, 2014) :

- α_L qui est la dispersivité Longitudinale ;
- α_{TH} qui est la dispersivité Transversale Horizontale ;
- α_{TV} qui est la dispersivité Transversale Verticale.

$$D_{xx} = \frac{\alpha_L \nu_x^2 + \alpha_{TH} \nu_y^2 + \alpha_{TV} \nu_z^2}{|\nu|} + D \quad (2.29)$$

$$D_{yy} = \frac{\alpha_{TH} \nu_x^2 + \alpha_L \nu_y^2 + \alpha_{TV} \nu_z^2}{|\nu|} + D \quad (2.30)$$

$$D_{zz} = \frac{\alpha_{TV} \nu_x^2 + \alpha_{TV} \nu_y^2 + \alpha_L \nu_z^2}{|\nu|} + D \quad (2.31)$$

$$D_{xy} = \frac{(\alpha_L - \alpha_{TH})\nu_x\nu_y}{|\nu|} \quad (2.32)$$

$$D_{xz} = \frac{(\alpha_L - \alpha_{TV})\nu_x\nu_z}{|\nu|} \quad (2.33)$$

$$D_{yz} = \frac{(\alpha_L - \alpha_{TV})\nu_y\nu_z}{|\nu|} \quad (2.34)$$

$$D_{yx} = D_{xy}; D_{zx} = D_{xz}; D_{zy} = D_{yz}$$

$$|\nu| = \sqrt{\nu_x^2 + \nu_y^2 + \nu_z^2} \quad (2.35)$$

Simplifications souvent utilisées : $\alpha_{TH} = \alpha_L$ ou : $\alpha_{TH} = \alpha_L/10$ et $\alpha_{TV} = \alpha_L/100$.

L'équation de transfert prenant en compte la dispersion cinématique s'écritra (De Marsily, 2004) :

$$\operatorname{div}(D \overrightarrow{\operatorname{grad}} C - C \overrightarrow{U}) = w_c \frac{\partial C}{\partial t} + (w - w_c) \frac{\partial C'}{\partial t} \quad (2.36)$$

2.2.4 Dégradation et biodégradation

La dégradation peut être un processus significatif dans la diminution de la masse de polluant des composés organiques, auquel cas, le processus est appelé dégradation. Parmi les processus de dégradation des polluants dans l'eau, on citera la désintégration radioactive, la dégradation chimique, un déséquilibre chimique partiel (Dassargues, 1995). Un autre processus est la biodégradation, plus compliqué, son taux réel varie selon une gamme de facteurs incluant : le type de polluant, le type de microbe, la redox, la température et la composition chimique de l'eau souterraine. Ce processus est représenté mathématiquement comme une réaction de premier ordre (décroissance exponentielle), ou par un taux limitant la réaction. La dégradation exponentielle implique que le taux de diminution dans la concentration de la substance est proportionnel à la quantité de la substance et peut être caractérisé par une demi-vie, il est assumé être une réaction de premier ordre (NGCLC, 2001).

Ce comportement est généralement observé dans la biodégradation (puisque l'activité d'une population microbienne est proportionnelle à la disponibilité de sa nourriture), la décroissance radioactive et dans d'autres processus non-biologiques où le polluant est présent dans des quantités infimes quant à d'autres réactifs. L'utilisation de la dégradation dans un modèle de transport de soluté exigera un examen approfondi des propriétés du CoC et les conditions géochimiques spécifiques du site potentiellement favorisant la dégradation. L'utilisation de la dégradation et la sélection d'un modèle de dégradation particulier pour le modèle de transport de soluté devrait être justifiée et basée sur le contrôle spécifique du site.

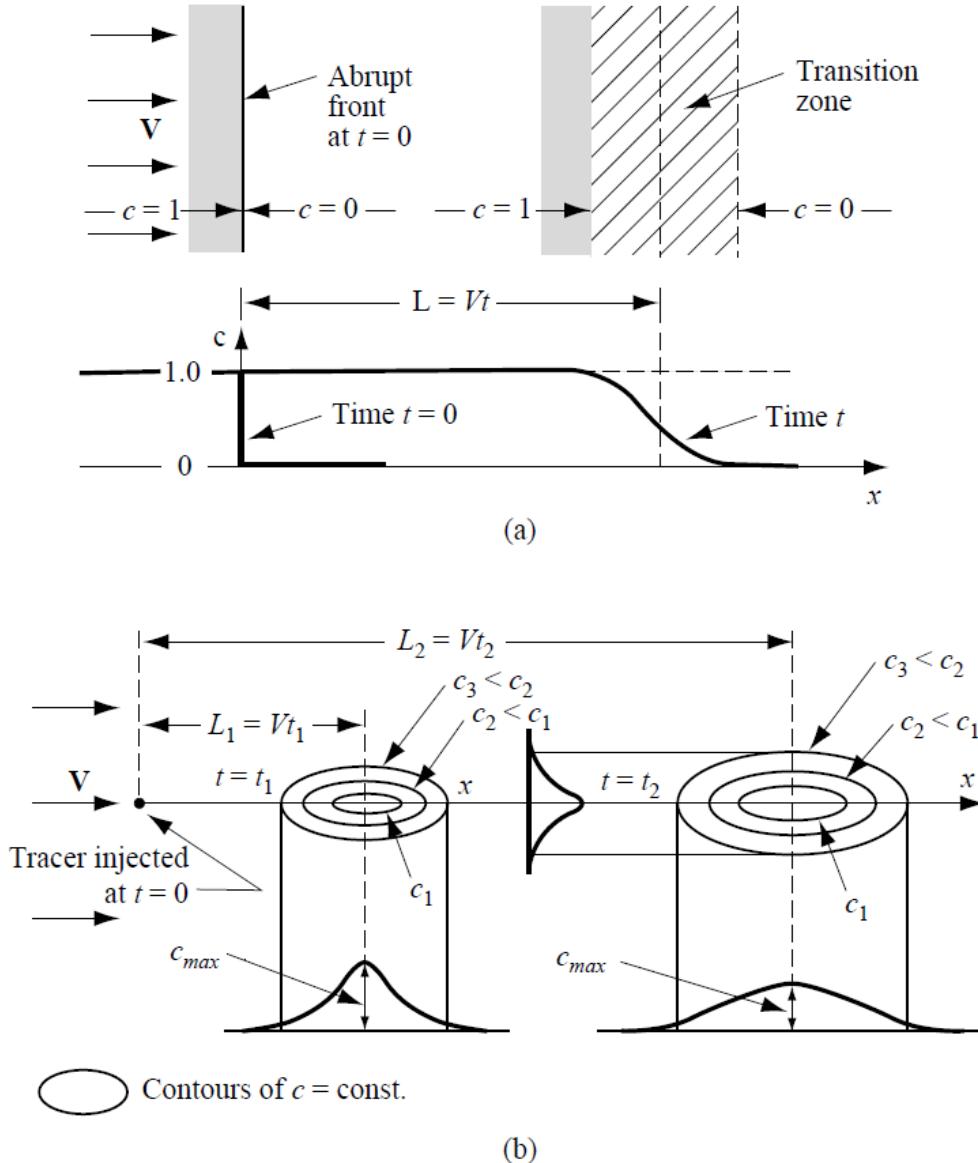


FIGURE 2.7 – Longitudinal and transversal spreading of a solute. (a) Longitudinal spreading of an initially sharp front, (b) Spreading of a solute slug injected at a point (Bear, 2009)

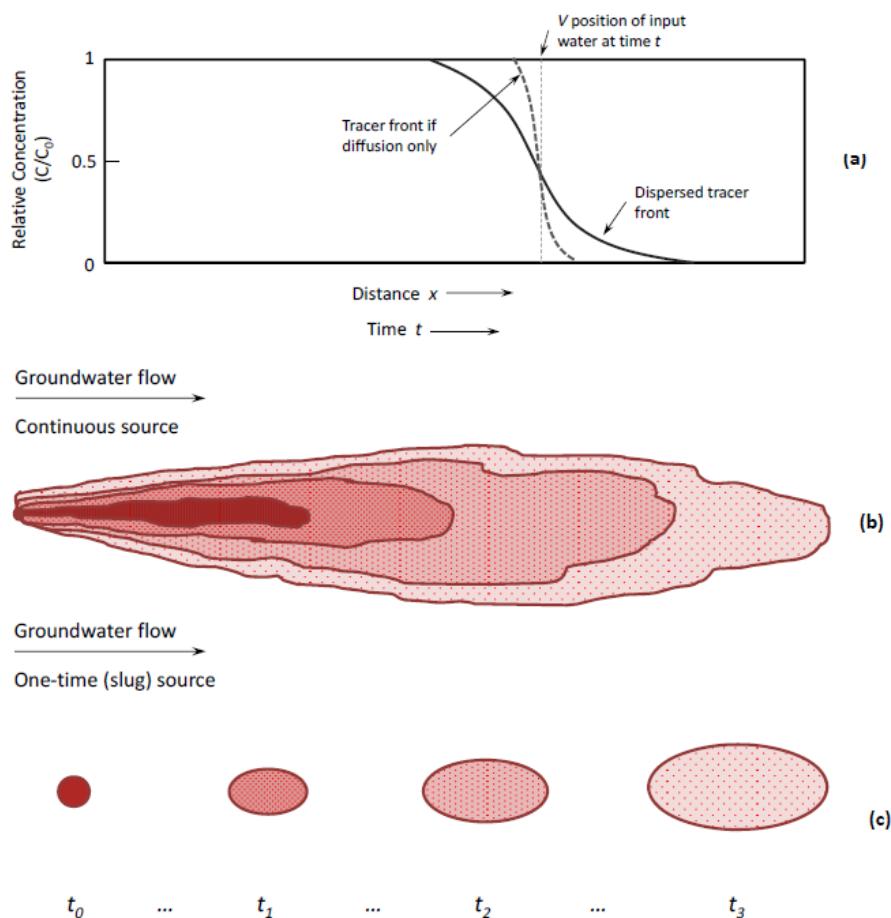


FIGURE 2.8 – (a) Influence of dispersion and diffusion on breakthrough of a solute, (b) development of contaminant plume from a continuous point source, and (c) travel of a contaminant slug from a one-time point source. Density of dots indicates solute concentration (after Fetter, 2001, in Wels, 2012)

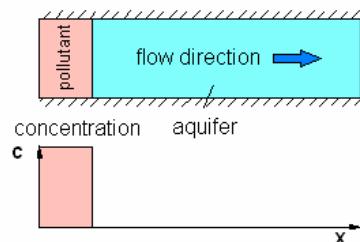
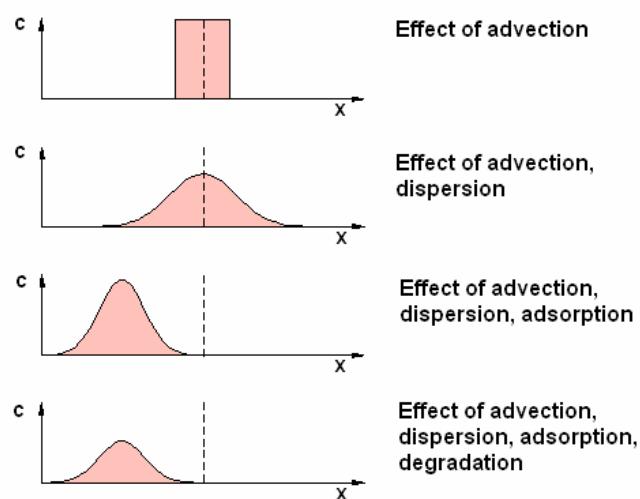
Pollutant distribution at time $t = 0$ **Pollutant distribution at time $t = t_1 > 0$** 

FIGURE 2.9 – Representation of Transport Processes (Rausch, 2009)

Chapitre 3

Equation de dispersion et solutions analytiques et numériques

3.1 Equation de dispersion et solutions analytiques

3.1.1 Equation de dispersion

L'équation du transport advectif-dispersif décrit le transport d'un soluté, un contaminant miscible ou traceur, à travers un système aquifère souterrain. Elle est basée sur le principe de la conservation de masse qui est égale au changement de masse à travers un bloc élémentaire vers le changement de masse stockée dans le bloc (Frind, 1993). La conservation de masse exige que la masse du soluté entrant ou sortant un volume spécifique pendant un intervalle de temps donné, doit être égal à l'accumulation ou à la perte de masse stockée dans ce volume pendant le même intervalle. Cette relation peut alors être exprimée mathématiquement en considérant tous les flux dans un volume élémentaire représentatif comme décrite par Bear (1979) and Bear and Cheng (2010).

1. Si l'on se place dans un cas monodimensionnel en étudiant le déplacement d'un polluant dans un milieu semi-infini. Les conditions initiales et aux limites imposées sont (De Marsily, 2004) :

- $C(x) = 0$ et $\forall x > 0, t=0$;
- $C(0) = C_0$, $t > 0$
- Hypothèse du traceur, vitesse \vec{U} ou ν constante ;
- Coefficient de dispersion $D = \alpha \vec{U}$ constant.
- En posant à $t = 0$, $C = C_0$

Généralement, nous savons que le bilan de masse s'écrit : $Masse_{In} - Masse_{Out} = \Delta M$ (in Molson, 2014) :

$$(F_x dz dy + F_y dz dx + F_z dx dy) - [(F_x + \frac{\partial F_x}{\partial x} dx) dy dz + (F_y + \frac{\partial F_y}{\partial y} dy) dx dz + (F_z + \frac{\partial F_z}{\partial z} dz) dx dy] = \theta \frac{\partial c}{\partial t} dx dy dz \quad (3.1)$$

$$(-\frac{\partial F_x}{\partial x}) + (-\frac{\partial F_y}{\partial y}) + (-\frac{\partial F_z}{\partial z}) = \theta \frac{\partial c}{\partial t} \quad (3.2)$$

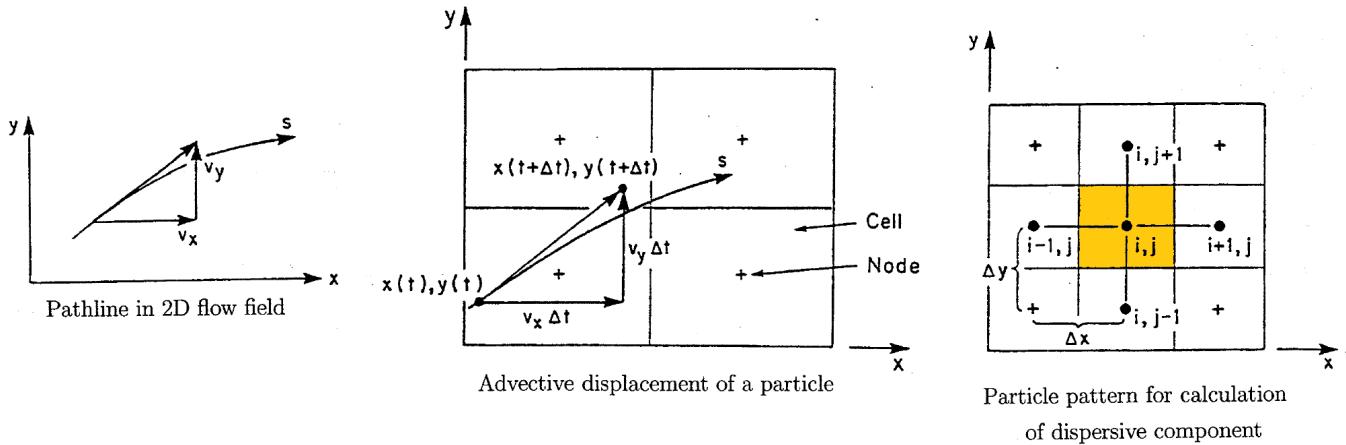


FIGURE 3.1 – Advective displacement of a particle and Particle pattern for calculation of dispersive component (Frind, 1993)

Le flux total F englobe le flux de masse advectif et le flux de masse dispersif :

$$F_i = J_A + J_D = \theta \nu_i C - \theta D_i \frac{\partial c}{\partial x_i} \quad (3.3)$$

Frind en 1993 écrit le principe de conservation de masse comme : - divergence (advective mass flux + dispersive mass flux + diffusive mass flux) + time rate of change due to decay (solute mass + sorbed mass) = time rate of change (solute mass stored + sorbed mass stored)

Posons respectivement J_A , J_D et J_d les flux de masse advectif, dispersif et diffusif, M_c la masse du soluté et M_s la masse adsorbée, l'équation de conservation de masse s'écrit (Frind, 1996) :

$$-\operatorname{div}(J_A + J_D + J_d) = \frac{\partial}{\partial t} (M_c + M_s)_{decay} + \frac{\partial}{\partial t} (M_c + M_s)_{storage} \quad (3.4)$$

La masse du soluté peut être représentée par la concentration c (masse du soluté par unité de volume de la solution, M/L^3). La masse adsorbée M_s est généralement mesurée comme masse adsorbée par la masse du grain solide, ou M/M . M_s est donnée par la formule suivante :

$$M_s = \frac{\rho_b}{\theta} s \quad (3.5)$$

ρ_b est la densité du milieu, θ est la porosité, s est la masse adsorbée.

Le flux de masse advectif est la masse du soluté transférée à travers les pores par une vitesse d'eau souterraine moyenne $J_A.A$:

$$J_A.A = q_i C d_A = \theta \nu_i C.d_A \quad (3.6)$$

Le flux de masse dispersif $J_D.A$ représente l'effet combiné des variations de la vitesse à travers les pores, les variations de la taille des pores et la structure. Il est exprimé sous forme de loi de Fick :

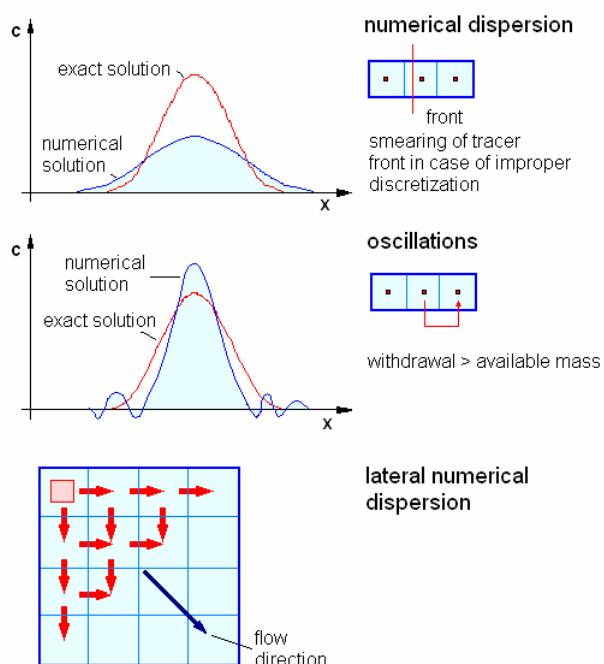
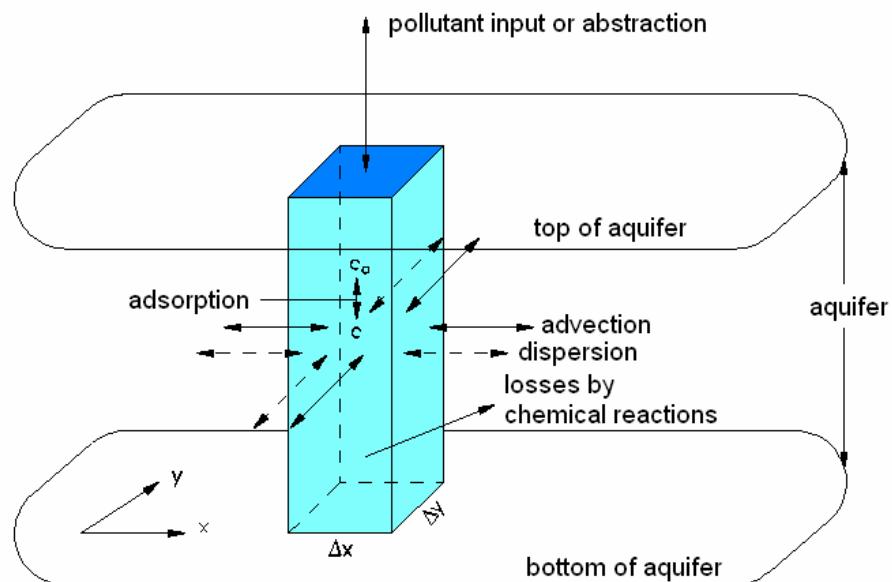


FIGURE 3.2 – Représentations de l'équation du transport et de la dispersion numérique (Rausch, 2009)

$$J_d \cdot A = -\theta D_i \frac{\partial c}{\partial x_i} d_A \quad (3.7)$$

Le flux diffusif $J_d \cdot A$ est exprimé sous forme de loi de Fick de diffusion, modifiée pour permettre que la diffusion moléculaire soit contrainte par la trajectoire tortueuse que prend le fluide et son contaminant à circuler entre les pores du milieu :

$$J_d \cdot A = -\theta D_d \tau \frac{\partial c}{\partial x_i} \cdot d_A \quad (3.8)$$

où D_d est le coefficient de diffusion moléculaire et τ est le tenseur de tortuosité. Généralement, comme les flux dispersif et diffusif ont la même forme, ils sont usuellement combinés dans un seul terme (malgré la différence d'échelles). Bear (1979) a simplifié que le flux de masse d'un soluté consiste en deux termes uniquement : le transport advectif et un flux additionnel sur une échelle macroscopique, qui est le flux dispersif, introduit par un processus de pondération.

Pour représenter la décroissance biologique ou radioactive, la forme suivante est donnée :

$$c = c_0 e^{-\lambda t} \quad (3.9)$$

où λ est une constante de décroissance exprimée sous la forme :

$$\lambda = \frac{\ln 2}{t_{1/2}} \quad (3.10)$$

où $t_{1/2}$ est le temps de demi-vie.

La vitesse de changement due à la décroissance radioactive est obtenue par :

$$\frac{\partial c}{\partial t} = -c_0 \lambda e^{-\lambda t} = -\lambda c \quad (3.11)$$

Substituons tous les termes dans l'équation de conservation de masse, nous obtenons :

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left(-\theta c v_i + \theta D_{ij} \frac{\partial c}{\partial x_j} \right) - \theta \lambda c - \lambda \rho_b s = \frac{\partial (\theta c)}{\partial t} + \frac{\rho_b}{\theta} \frac{\partial (\theta s)}{\partial t} \quad (3.12)$$

La porosité dans l'équation reflète le stockage de masse du soluté à travers un volume de l'aquifère. Si la déformation du milieu est nulle, l'espace inter-pores reste constant et la porosité θ est spatialement constante, cela induit de faibles erreurs. Si tel est le cas, elle peut être supprimée de l'équation (Konikow, 2010). La répartition (partitioning) entre la masse du soluté et la masse adsorbée est exprimée par des relations fonctionnelles. Un processus de répartition linéaire et réversible est exprimée sous forme de :

$$s = K_d c \quad (3.13)$$

où K_d est un coefficient de distribution. Cette relation permet d'écrire l'équation de conservation de masse avec une seule variable c . L'équation devient :

$$-\frac{\partial}{\partial x_i} (c v_i) + \frac{\partial}{\partial x_i} \left(D_{ij} \frac{\partial c}{\partial x_j} \right) - \left(1 + \frac{\rho_b}{\theta} K_d \right) \lambda c = \left(1 + \frac{\rho_b}{\theta} K_d \right) \frac{\partial c}{\partial t} \quad (3.14)$$

Le premier terme peut être simplifié en considérant l'absence de sources fluides, dans ce cas $\partial v_i / \partial x_i = 0$ et en définissant un coefficient de retard R qui s'écrit :

$$R = 1 + \frac{\rho_b}{\theta} K_d \quad (3.15)$$

L'effet de retardement sera un ralentissement de l'avancée advective et de la dispersion du panache. L'équation finale de transport advectif-dispersif devient (Frind, 1993) :

$$\frac{\partial}{\partial x_i} (D_{ij} \frac{\partial c}{\partial x_j}) - v_i \frac{\partial c}{\partial x_i} - R \lambda c = R \frac{\partial c}{\partial t} \quad (3.16)$$

D_i est le coefficient de dispersion hydrodynamique (L^2/T), $D_i = \alpha_L \nu_i + D$
 α_L est la dispersivité longitudinale (L) ;

v_i est la vitesse de l'eau (L/T) ;

D est le coefficient de diffusion effective du soluté dans le milieu poreux (L^2/T).

- **Pour un transport 1D** : l'expression de l'équation est :

$$D = \alpha_L + D \quad (3.17)$$

- **Pour un transport 2D** :

$$D_{xx} = \alpha_L \frac{\nu_x^2}{|\nu|} + \alpha_T \frac{\nu_y^2}{|\nu|} + D = \alpha_L \nu + D \quad (3.18)$$

$$D_{yy} = \alpha_T \frac{\nu_x^2}{|\nu|} + \alpha_L \frac{\nu_y^2}{|\nu|} + D = \alpha_T \nu + D \quad (3.19)$$

$$D_{xy} = (\alpha_L - \alpha_T) \frac{\nu_x \nu_y}{|\nu|} \quad (3.20)$$

$$D_{xy} = D_{xz} = D_{yz} = 0 \quad (3.21)$$

- **Pour un transport 3D** : il existe une direction de dispersion longitudinale et deux directions de dispersion transversale.

$$D_{xx} = \frac{\alpha_L \nu_x^2 + \alpha_{TH} \nu_y^2 + \alpha_{TV} \nu_z^2}{|\nu|} + D \quad (3.22)$$

$$D_{yy} = \frac{\alpha_{TH} \nu_x^2 + \alpha_L \nu_y^2 + \alpha_{TV} \nu_z^2}{|\nu|} + D \quad (3.23)$$

$$D_{zz} = \frac{\alpha_{TV} \nu_x^2 + \alpha_{TV} \nu_y^2 + \alpha_L \nu_z^2}{|\nu|} + D \quad (3.24)$$

$$D_{xy} = \frac{(\alpha_L - \alpha_{TH}) \nu_x \nu_y}{|\nu|} \quad (3.25)$$

$$D_{xz} = \frac{(\alpha_L - \alpha_{TV}) \nu_x \nu_z}{|\nu|} \quad (3.26)$$

$$D_{yz} = \frac{(\alpha_L - \alpha_{TV}) \nu_y \nu_z}{|\nu|} \quad (3.27)$$

$$D_{yx} = D_{xy}; D_{zx} = D_{xz}; D_{zy} = D_{yz}$$

Une autre forme de l'équation de transport advectif-dispersif, selon De Marsily :

$$D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - U \frac{\partial C}{\partial x} = wR \frac{\partial C}{\partial t} \quad (3.28)$$

La solution de l'équation est la suivante :

$$C(x, t) = \frac{C_0}{2} \left[erfc\left(\frac{x - \frac{U}{wR}t}{2\sqrt{\frac{Dt}{wR}}}\right) + \exp\left(\frac{Ux}{D}\right) erfc\left(\frac{x + \frac{U}{wR}t}{2\sqrt{\frac{Dt}{wR}}}\right) \right] \quad (3.29)$$

erfc est la fonction d'erreur complémentaire.

Pour x donné au bout d'un certain temps, le second terme devient négligeable devant le premier, et l'expression s'écrit :

$$C(x, t) = \frac{C_0}{2} erfc\left(\frac{x - \frac{U}{wR}t}{2\sqrt{\frac{Dt}{wR}}}\right) = \frac{C_0}{\sqrt{\pi I}} \int_{\nu}^{+\infty} e^{-r^2} dr \quad (3.30)$$

où :

$$\nu = \frac{x - \frac{U}{wR}t}{2\sqrt{\frac{Dt}{wR}}} \quad (3.31)$$

La solution graphique de l'équation est apportée dans le diagramme 1 (Voir annexe), avec en abscisse ξ ($\xi = Ut/wRx$), en ordonnée C/C_0 et les paramètres des courbes η ($\eta = D/Ux$).

2. Si l'on injecte une masse dM de traceur de façon instantanée et ponctuelle dans un aquifère en écoulement parallèle à 2 dimensions, x étant la direction de l'écoulement et l'origine des coordonnées au point d'injection, on obtient (Bear, 1979) :

$$D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + D_r \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} - U \frac{\partial C}{\partial x} = wR \frac{\partial C}{\partial t} \quad (3.32)$$

La solution est apportée par l'équation :

$$dC(x, y, t) = \frac{dM}{4\pi I t \sqrt{\frac{D_L D_T}{w^2 R^2}}} \exp\left(-\frac{(x - \frac{Ut^2}{wR})}{\frac{4D_L t}{wR}} - \frac{y^2}{\frac{4D_T t}{wR}}\right) \quad (3.33)$$

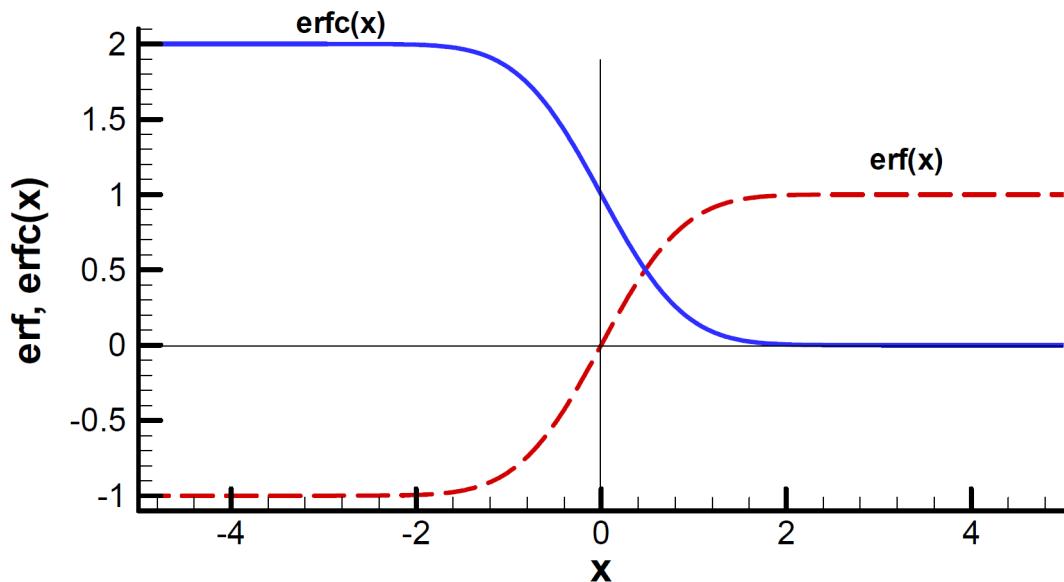
où D_L et D_T sont des coefficients de dispersion longitudinale et transversale et R est un coefficient de retard.

3.1.2 Solution de l'équation de transport par diffusion

Si l'on suppose que la vitesse $v = 0$, l'équation 2.42 devient :

$$D \frac{\partial^2 c}{\partial x_i^2} = \frac{\partial c}{\partial t} \quad (3.34)$$

La solution analytique 1D de l'équation de diffusion pour les conditions suivantes : Composé conservateur, source continue, vitesse nulle ($v = 0$), conditions aux limites : $C(0, t) = C_0$, $C(\infty, t) = 0$, $C(x, t=0) = 0$, s'écrit :



VALUES OF THE ERROR FUNCTION, $\text{erf}[x]$, AND THE COMPLEMENTARY ERROR FUNCTION, $\text{erfc}[x]$, FOR POSITIVE VALUES OF x

x	$\text{erf}[x]$	$\text{erfc}[x]$	x	$\text{erf}[x]$	$\text{erfc}[x]$
0	0	1.0	1.1	0.880205	0.119795
0.05	0.056372	0.943628	1.2	0.910314	0.089686
0.1	0.112463	0.887537	1.3	0.934008	0.065992
0.15	0.167996	0.832004	1.4	0.952285	0.047715
0.2	0.222703	0.777297	1.5	0.966105	0.033895
0.25	0.276326	0.723674	1.6	0.976348	0.023652
0.3	0.328627	0.671373	1.7	0.983790	0.016210
0.35	0.379382	0.620618	1.8	0.989091	0.010909
0.4	0.428392	0.571608	1.9	0.992790	0.007210
0.45	0.475482	0.524518	2.0	0.995322	0.004678
0.5	0.520500	0.479500	2.1	0.997021	0.002979
0.55	0.563323	0.436677	2.2	0.998137	0.001863
0.6	0.603856	0.396144	2.3	0.998857	0.001143
0.65	0.642029	0.357971	2.4	0.999311	0.000689
0.7	0.677801	0.322199	2.5	0.999593	0.000407
0.75	0.711156	0.288844	2.6	0.999764	0.000236
0.8	0.742101	0.257899	2.7	0.999866	0.000134
0.85	0.770668	0.229332	2.8	0.999925	0.000075
0.9	0.796908	0.203092	2.9	0.999959	0.000041
0.95	0.820891	0.179109	3.0	0.999978	0.000022
1.0	0.842701	0.157299			

FIGURE 3.3 – La fonction d'erreur et la fonction d'erreur complémentaire (in Molson, 2014)

Composé	$D_0 (\text{m}^2 \text{s}^{-1})$	Composé	$D_0 (\text{m}^2 \text{s}^{-1})$
H_2O	1.54×10^{-9}	H^+	6.98×10^{-9}
O_2	1.46×10^{-9}	OH^-	3.68×10^{-9}
CO_2	1.23×10^{-9}	Ca^{2+}	0.54×10^{-9}
NH_3	1.45×10^{-9}	Mg^{2+}	0.49×10^{-9}
H_2S	1.26×10^{-9}	Fe^{2+}	0.48×10^{-9}
HCO_3^-	0.78×10^{-9}	Mn^{2+}	0.47×10^{-9}
CO_3^{2-}	0.63×10^{-9}	SO_4^{2-}	0.72×10^{-9}
NH_4^+	1.36×10^{-9}	H_4SiO_4	0.7×10^{-9}
HS^-	1.31×10^{-9}	CH_4	1.16×10^{-9}
NO_3^-	1.34×10^{-9}	Na^+	0.9×10^{-9}
HPO_4^{2-}	0.5×10^{-9}	Cl^-	1.4×10^{-9}

FIGURE 3.4 – Coefficients de diffusion moléculaire (D_0) dans l'eau à 10°C, pour plusieurs ions et composés dissous (Boudreau, 1997)

$$C = C_0 \cdot \text{erfc}\left(\frac{x}{2\sqrt{Dt}}\right) \quad (3.35)$$

où : erfc est la fonction d'erreur complémentaire ;

D dépend du composé, du liquide, de la tortuosité du milieu poreux et de la température, $D = wD_0$, où D_0 est la diffusion dans le liquide, w est le facteur de tortuosité $w = f(\tau)$, τ est la tortuosité. Selon Freeze et Cherry (1979) : $0.5 > w > 0.01$, mais souvent on suppose que $w = \theta$. Les chlorures à 10°C possèdent une diffusion D_0 égal à $1.4 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$, supposons que τ est de 0.3, D est égal à $0.42 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$.

3.1.3 Temps de déplacement

Pour calculer le temps de déplacement d'un contaminant par le processus d'advection (t_{adv}), nous appliquerons la formule suivante :

$$t_{adv} = \frac{d}{v} \quad (3.36)$$

avec d est la distance et v la vitesse. Si le déplacement s'effectue par le phénomène de diffusion, le temps de déplacement (t_{diff}) se calculera à partir de la formule 2.49 où l'on choisit :

$$x = 2\sqrt{Dt} \quad (3.37)$$

On obtient :

$$\frac{C}{C_0} = \text{erfc}(1) = 0.17 \quad (3.38)$$

$$l_d = \sqrt{4Dt} \quad (3.39)$$

$$t_{diff} = \frac{l_d^2}{4D} \quad (3.40)$$

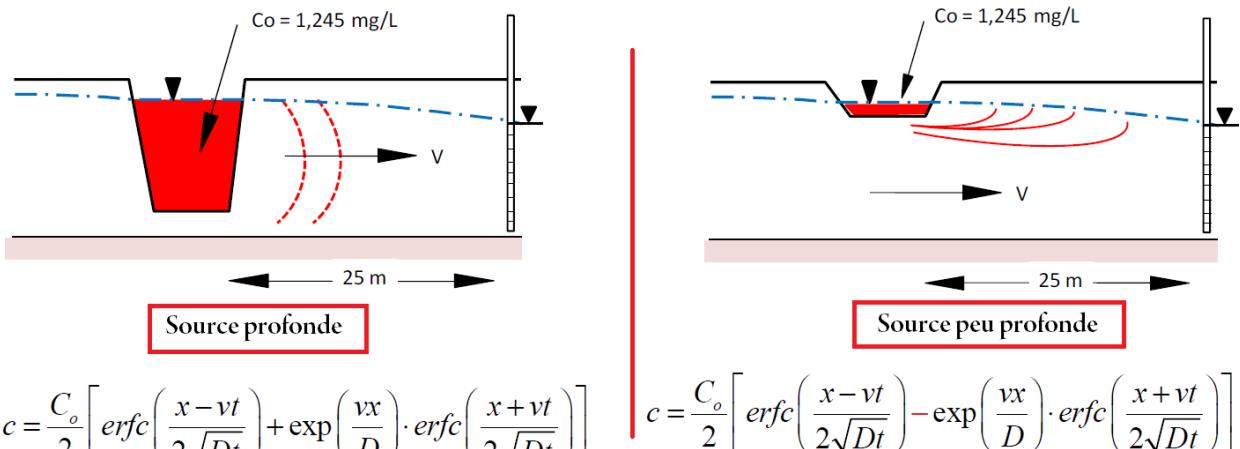


FIGURE 3.5 – Exemples d’application de la solution d’Ogata-Banks (in Molson, 2014)

3.1.4 Solutions de l’équation de dispersion : Solutions d’Ogata-Banks

La solution d’Ogata-Banks est une méthode plus directe pour résoudre l’équation différentielle gouvernant le processus de dispersion. On suppose que le milieu poreux est homogène et isotrope et qu’aucun transfert massif ne se produit entre les phases solides et liquides. Il est assumé aussi que le transport de soluté, à travers n’importe quel plan fixe, du à des variations de vitesse microscopiques dans les tubes de flux, peut être quantitativement exprimé comme le produit d’un coefficient de dispersion et le gradient de concentration. Le flux dans le milieu est assumé à être unidirectionnel et la moyenne de vitesse est prise pour être constante à travers la longueur du champ de flux (Ogata and Banks, 1961). La solution de l’équation du transport advectif-dispersif dépend de la dimensionnalité, les conditions aux limites, et les conditions initiales. La solution Ogata-Banks (O-B) s’applique pour un système 1D semi-infini, homogène (v constante), initialement propre ($c = 0$), avec une source continue. Les conditions aux limites : $C(x=0, t) = C_0$, $C(x = \infty, t) = 0$, $C(x, 0) = 0$. Cette solution s’écrit :

$$c = \frac{C_0}{2} \left[erfc\left(\frac{x-vt}{2\sqrt{Dt}}\right) + \exp\left(\frac{vx}{D}\right) \cdot erfc\left(\frac{x+vt}{2\sqrt{Dt}}\right) \right] \quad (3.41)$$

$$erfc(\Phi) = 1 - erf(\Phi)$$

Sa forme simplifiée s’écrit :

$$c = \frac{C_0}{2} \left[erfc\left(\frac{x-vt}{2\sqrt{Dt}}\right) \right] \quad (3.42)$$

D est le coefficient de dispersion ;

C est concentration du soluté dans le fluide ;

v est la vitesse moyenne du fluide ou vitesse superficielle/prorosité du milieu ;

x est la coordonnée parallèle à l’écoulement ;

y, z sont les coordonnées normaux à l’écoulement ;

t est le temps.

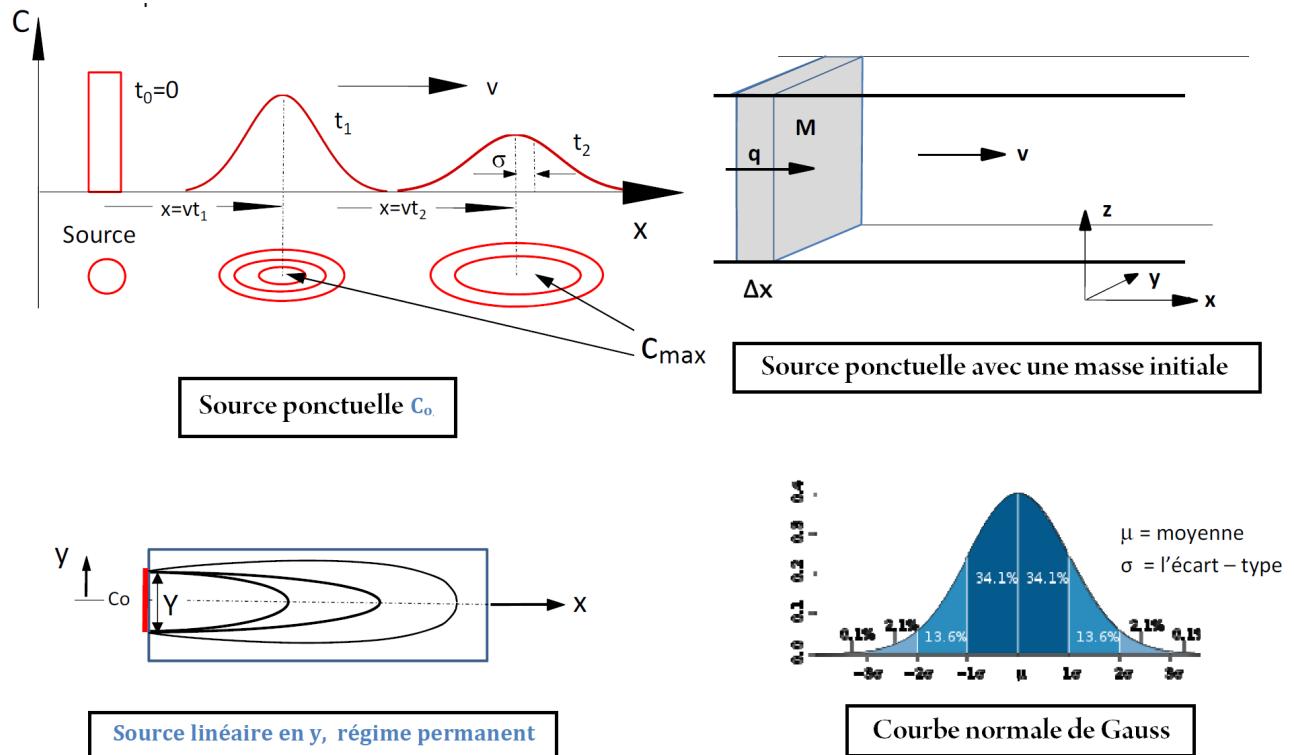


FIGURE 3.6 – Différentes solutions de l'équation de dispersion et courbe normale de Gauss (in Molson, 2014)

3.1.5 Ogata-Banks avec des sources transitoires 2D

Si le système est linéaire, le principe de superposition peut être utilisé afin de tenir compte des sources transitoires. Les solutions sont données dans la figure 3.7.

3.1.6 Dispersion et la courbe de Gauss

Dans un système homogène, avec v uniforme, les courbes de Concentration *vs.* Distance (profils) et de Concentration *vs.* Temps (courbes d'arrivées) prendront une forme semblable à la courbe de Gauss (distribution normale). La forme de ces courbes (soit d'un essai en laboratoire, d'un traceur ou d'un panache réel) est utile pour déterminer les coefficients de dispersion hydrodynamique (D_L , D_T) à partir de l'écart-type σ :

- 68.2% de la masse se trouve entre $\pm 1\sigma$
- 95.5% de la masse se trouve entre $\pm 2\sigma$
- 99.7% de la masse se trouve entre $\pm 3\sigma$

3.2 Solutions numériques

Les solutions analytiques de l'équation d'advection-dispersion sont limitées aux systèmes homogènes, avec des vitesses uniformes, et une géométrie simple. Pour résoudre l'équation dans des systèmes hétérogènes, avec des vitesses non-uniformes et des géométries complexes, il faut utiliser une solution numérique. Plusieurs méthodes numériques existent : Eulerian method, Lagrangian method et Mixed Eulerian-Lagrangian method (NGCLC,

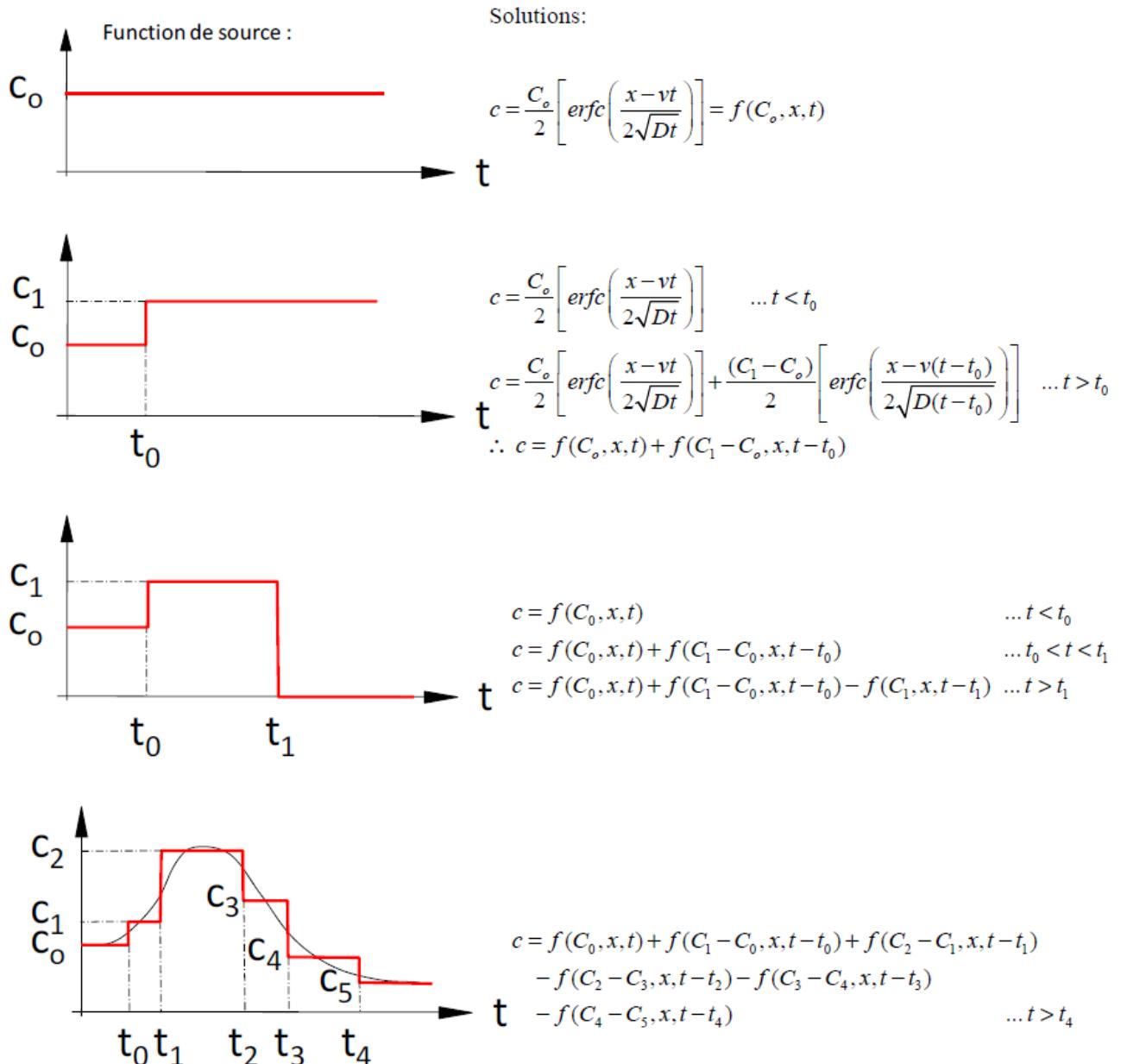


FIGURE 3.7 – Solutions d’Ogata-Banks en présence de sources transitoires 2D (in Molson, 2014)

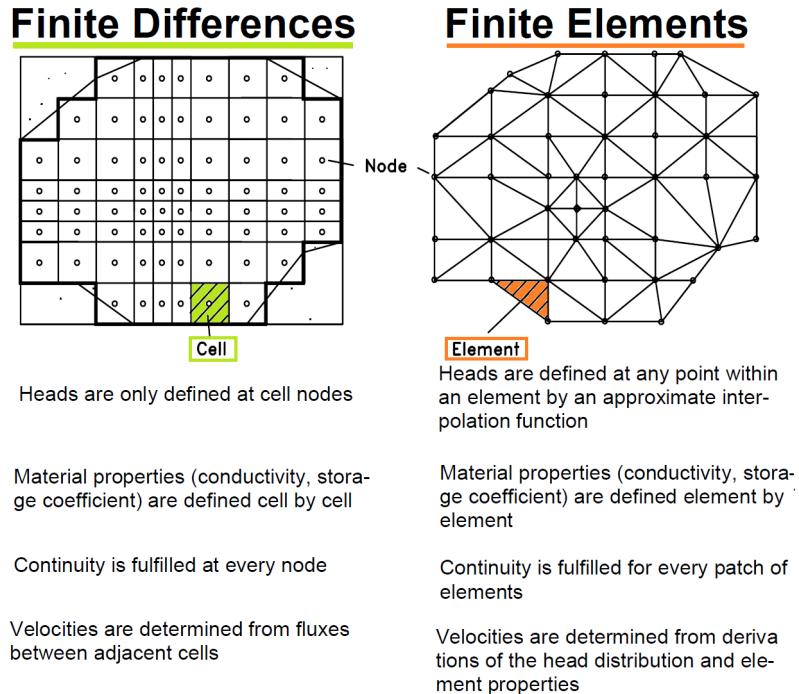


FIGURE 3.8 – Méthodes de résolution numérique (Rausch, 2009)

2001), mais la méthode la plus simple utilise les différences finies (Molson, 2014). Une solution numérique des équations de transport peut être adoptée au détriment des solutions analytiques pour ces raisons (De Marsily, 2004) :

- le domaine d’écoulement est limité par des limites complexes alors que les solutions analytiques s’appliquent à des milieux infinis ou semi-infinis ;
- le problème est non-linéaire et n’existe pas de solution analytique ;
- les propriétés du milieu varient dans l’espace, tandis que les solutions analytiques supposent que le milieu est homogène, ce qui n’est pas le cas en réalité où le sous-sol est parsemé de nombreuses hétérogénéités (lentilles de sables, argiles) ;
- la géométrie et la grandeur des sources sont trop complexes pour être représentées que par une source ponctuelle.

3.2.1 Différences Finies : 1D Diffusion transitoire

Dans l’équation 1D :

$$D \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} = \frac{\partial c}{\partial t} \quad (3.43)$$

avec i un indice en espace et j un indice de temps, la dérivée de temps s’écrit (différence avant ou aval) :

$$\frac{\partial c}{\partial t} = f'(t) \approx \frac{c_{i,j+1} - c_{i,j}}{\Delta t} \quad (3.44)$$

La seconde dérivée d’espace s’écrit (différence centrale) :

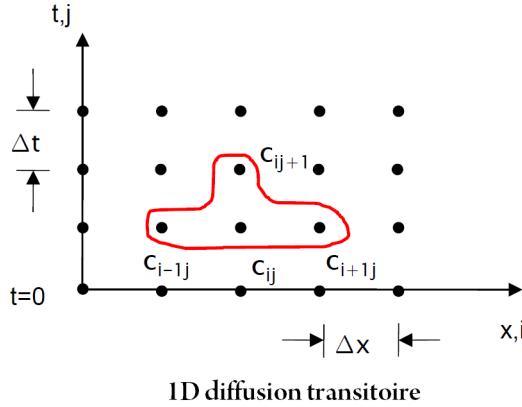


FIGURE 3.9 – Solution numérique de l'équation de diffusion (Molson, 2014)

$$\frac{\partial^2 c}{\partial x^2} = f'(x) \approx \frac{c_{i+1,j} - 2c_{i,j} + c_{i-1,j}}{\Delta x^2} \quad (3.45)$$

$$c_{i,j+1} = c_{i,j} + \frac{D\Delta t}{\Delta x^2}(c_{i-1,j} - 2c_{i,j} + c_{i+1,j}) \quad (3.46)$$

Cette méthode est explicite avec une seule inconnue, elle est facile à résoudre mais pas toujours stable. Il faut choisir la discrétisation en espace (Δx) et en temps (Δt) selon le critère de stabilité suivant :

$$\frac{D\Delta t}{\Delta x^2} < \frac{1}{2} \quad (3.47)$$

3.2.2 Différences finies : advection et dispersion

En travaillant sur une grille régulière, les dérivées partielles de la fonction c sont approchées par des fonctions linéaires de sorte que (Atteia, 2010) :

$$\frac{\partial c}{\partial x} \approx \frac{c(x + \Delta x, y, z, t) - c(x, y, z, t)}{\Delta x} \quad (3.48)$$

ou bien

$$\frac{\partial c}{\partial x} \approx \frac{c(x, y, z, t) - c(x - \Delta x, y, z, t)}{\Delta x} \quad (3.49)$$

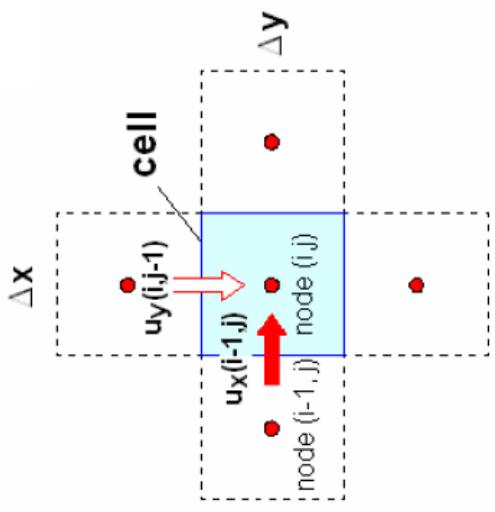
ou bien

$$\frac{\partial c}{\partial x} \approx \frac{c(x + \Delta x, y, z, t) - c(x - \Delta x, y, z, t)}{2\Delta x} \quad (3.50)$$

$$\frac{\partial^2 c}{\partial x^2} \approx \frac{c(x + \Delta x, y, z, t) - 2c(x, y, z, t) + c(x - \Delta x, y, z, t)}{(\Delta x)^2} \quad (3.51)$$

Ces approximations (3.54, 3.55, 3.56) sont appelées respectivement schémas aval, amont et centré. La résolution des équations d'advection et de dispersion est rapportée sur la figure 3.10.

Advection: Mass Balance over Time Interval ($t, t + \Delta t$)



Advection input from cell $(i-1, j)$ to cell (i, j)

$$\Delta t u_x(i-1, j) m \Delta y n_f c$$

Concentration (c) at what time and at which node ?

1. $c = c(t)$ \Rightarrow explicit

2. $c = c(t + \Delta t)$ \Rightarrow implicit

3. $c = c_{i-1,j}$ \Rightarrow upwind

$$4. c = \frac{1}{2}(c_{i-1,j} + c_{i,j}) \quad \Rightarrow \text{central}$$

Dispersive flux from cell $(i-1, j)$ to cell (i, j)

1. $-\Delta t D_{xx} m \Delta y n_f \frac{c(i,j) - c(i-1,j)}{\Delta x}$
2. $-\Delta t D_{xy} m \Delta y n_f \frac{(c(i-1,j+1) - c(i-1,j-1)) + (c(i,j+1) - c(i,j-1))}{2 \Delta y 2}$

- \Rightarrow explicit
 \Rightarrow implicit
- (1) $c = c(t)$
(2) $c = c(t + \Delta t)$
- or

$$c = \kappa c(t) + (1 - \kappa) c(t + \Delta t) \quad (\kappa = 1/2 \Rightarrow \text{Crank-Nicolson})$$

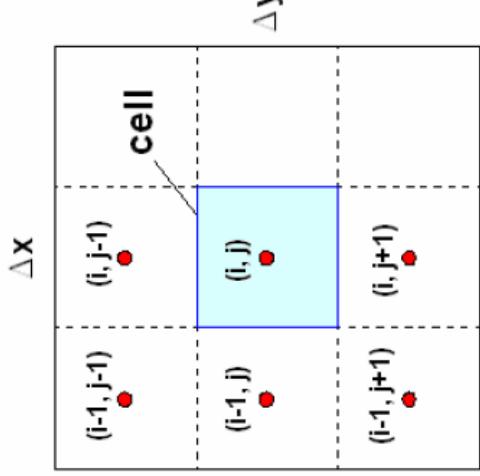


FIGURE 3.10 – Solutions numériques de l'équation d'advection et celle de dispersion (Rausch, 2009)

Par ailleurs, il existe plusieurs méthodes pour traiter les dérivées par rapport au temps, en nommant les mailles selon leurs indices (i dans la direction x et j dans le temps), on obtient la formule suivante :

$$\frac{c_{i,j+1} - c_{i,j}}{\Delta t} = D \frac{c_{i+1,j} - 2c_{i,j} + c_{i-1,j}}{(\Delta x)^2} - \nu \frac{c_{i+1,j} - c_{i,j}}{\Delta x} \quad (3.52)$$

Qui est explicite en temps car la concentration au temps $j+1$ est calculée uniquement à partir des données calculées au temps j . Il est possible d'utiliser un schéma totalement implicite :

$$\frac{c_{i,j+1} - c_{i,j}}{\Delta t} = D \frac{c_{i+1,j+1} - 2c_{i,j+1} + c_{i-1,j+1}}{(\Delta x)^2} - \nu \frac{c_{i+1,j+1} - c_{i,j+1}}{\Delta x} \quad (3.53)$$

Il existe également un schéma intermédiaire appelé schéma de Crank-Nicholson. Un schéma de résolution est convergent lorsque la solution approximative tend vers la valeur de la solution réelle quand Δt et $\Delta x \rightarrow 0$. Un schéma de résolution est stable s'il tend vers la solution réelle où l'erreur diminue lorsque le pas de temps et d'espace diminue. Les schémas implicites et de Crank-Nicholson (complexes à résoudre), ont l'avantage d'être convergents et stables. Pour que le schéma explicite soit convergent et stable, il faudrait des conditions telles que : $\Delta x < 2\alpha_x$, $\Delta t < \frac{(\Delta x)^2}{2D_x}$, soit $\nu \frac{\Delta t}{\Delta x} < 1$, appelé nombre de Courant-Friederich-Lay (CFL), α_x est la dispersivité.

Les cellules plus petites donnent de meilleurs résultats à condition que le pas de temps de calcul soit diminué. Le temps de calcul augmente rapidement avec le nombre de cellules, il est préférable de démarrer avec une cellule grossière qui sera affinée progressivement. En présence de faibles valeurs de dispersion (gradient de concentration très fort localement), l'équation de transport est difficile à résoudre. L'erreur générée par l'approximation linéaire peut devenir importante et induire une dispersion factice d'origine purement numérique.

3.3 Equation de dispersion et Transfert de chaleur

Dans un aquifère poreux avec une source d'énergie (géothermique, atmosphérique), et supposons que :

- Les températures restent faibles (aucun changement de phase, K, μ, ρ uniformes) ;
- Les gradients hydrauliques restent faibles (∇T reste faible) (pas de convection thermique, i.e. nombre de Rayleigh $Ra < Ra$ critique) ;
- L'équilibre thermique s'applique à l'échelle des pores, $T_{eau} = T_{grains}$;
- La Loi de Fourier s'applique : flux de chaleur, $J_{chaleur} = -\lambda \frac{dT}{dx}$.

L'équation de transfert de chaleur s'écrit (Molson et Frind, 2013) :

$$(D' + K) \frac{\partial^2 T}{\partial x_i^2} - \nu' \frac{\partial T}{\partial x_i} = \frac{\partial T}{\partial t} \quad (3.54)$$

$$D' = D/R \text{ et } \nu' = v/R$$

K est la diffusivité thermique ($K = \lambda/C_0$) ($\sim 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$)

λ est la conductivité thermique (sable saturé $\sim 2 \text{ J/m/s/}^\circ\text{C}$)

C_0 est la capacité thermique ($\sim 3.10^6 \text{ J/m}^3/^\circ\text{C}$)

R est le facteur de retard thermique (~ 2), $R = C_0/\theta S_w c_w \rho_w$)

$$C_0 = \theta S_w c_w \rho_w + \theta S_i c_i \rho_i + (1 + \theta) c_s \rho_s \quad (3.55)$$

θ est la porosité, S_w est la saturation en eau, S_i est la saturation en glace, c_w est la chaleur spécifique de l'eau ($\sim 4174 \text{ J/kg/}^\circ\text{C}$), ρ_w est la masse volumique de l'eau ($\sim 1000 \text{ kg/m}^3$), c_i est la chaleur spécifique de glace ($\sim 2100 \text{ J/kg/}^\circ\text{C}$), ρ_i est la masse volumique de glace ($\sim 920 \text{ kg/m}^3$), c_s est la chaleur spécifique des solides ($\sim 800 \text{ J/kg/}^\circ\text{C}$), ρ_s est la masse volumique des solides ($\sim 2630 \text{ kg/m}^3$).

3.4 Genèse des pluies acides

La partie de l'atmosphère concernée comprend la troposphère et la stratosphère. Les émissions de polluants à durée de vie supérieure à 5 ans peuvent atteindre la stratosphère. La concentration et la dispersion des polluants dépendent des conditions météorologiques. Les principales substances polluant sont les gaz (90 %) et les particules (10%). Elle résulte de : la croissance de la consommation d'énergie, développement des industries extractives, métallurgiques et chimiques, circulation routière et aérienne, incinération des ordures ménagères, des déchets industriels et la production et l'utilisation d'énergie qui rejettent des polluants dits primaires. Puis, au contact les uns des autres, par réactions chimiques avec d'autres composants de l'atmosphère, ces "précurseurs" engendrent des polluants dits secondaires, très toxiques. Ainsi, l'anhydride sulfureux (SO_2) va s'oxyder dans l'air en SO_3 , lequel, à son tour, donnera, avec la vapeur d'eau, de l'acide sulfurique. Il contribuera avec l'acide nitrique formé à partir des oxydes d'azote, à l'apparition des pluies acides. Elles sont dues d'une part à l'inclusion de gaz et d'aérosols lors de la formation de la gouttelette de brouillard dans le nuage, et d'autre part à la captation d'aérosols et de gaz lorsque les gouttes de pluie tombent, il s'en suit une diminution du pH des précipitations. La combustion dans les centrales électriques thermiques, l'industrie et les transports sont les principaux responsables de ce type de pollution.

Chapitre 4

Modélisation géochimique : Principes et méthodes

4.1 Introduction

Les mines, les produits pétroliers et l'agriculture sont des sources majeures de pollution. Les quantités de rejet, infiltrées des champs fertilisés par exemple, augmentent les teneurs en nitrates dans le sol et les puits et dépassent les capacités d'autoépuration de certains rivières, aquifères et sols (Peng et al., 2002). Plusieurs modèles mathématiques ont été développés afin de simuler la qualité de l'eau dans les cours d'eau et réseau fluviatile, les lacs, les réservoirs aquifères et les sols, dans les zones urbaines et les estuaires (James, 1993). La prédition environnementale est la quantification de l'état de l'environnement futur, se basant sur ses conditions passées et actuelles. Elle fournit une solide base dans la gestion et la protection environnementales (Peng et al., 2002).

Quatre applications des modèles hydrogéologiques sont identifiées : modèle de flux souterrains, modèle géochimique, modèle de transfert de chaleur et modèle de déformation combinant le modèle hydrodynamique et les équations de déformation de l'aquifère (Sinha, 2005). La modélisation hydrogéochimique des aquifères est un outil efficace, elle se base, simultanément, sur les équations de l'hydrodynamique (équation de diffusivité) et les équations de distribution des polluants (équation de dispersion). Les modèles numériques de qualité reconstituent les différents mécanismes présents dans le milieu et fournissent des informations liées au temps d'arrivée du contaminant en un point précis et les concentrations maximales observées (Buil, 1999). Un modèle adapté à l'étude de la salinisation des sols, par exemple, doit pouvoir permettre de rendre compte de l'impact des processus géochimiques sur le milieu, de leur cinétique, de leur occurrence au cours de la période étudiée et des facteurs du milieu (Condom, 2000).

4.2 Modèles géochimiques

Les modèles de transport d'une espèce chimique dans un milieu poreux peuvent être classés en trois grandes catégories (Condom, 2000) :

- les modèles **déterministes mécanistes** : permettent la prise en compte du couplage de plusieurs phénomènes. Ils offrent la possibilité d'étudier les interactions

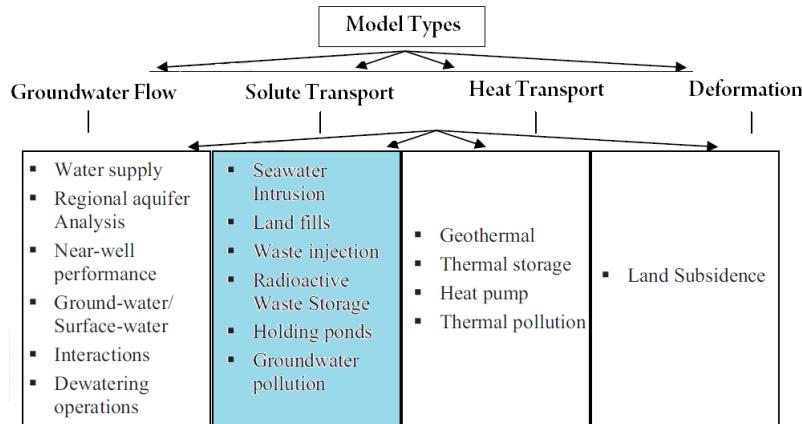


FIGURE 4.1 – Types of ground-water models and typical applications (Sinha, 2005)

entre les phénomènes ou la sensibilité de ceux-ci par rapport à un paramètre ou une variable du milieu.

- les modèles **déterministes fonctionnels** : utilisent un nombre plus réduit de paramètres mais ne peuvent être utilisés avec un objectif d'étude des processus.
- les **modèles stochastiques** : sont très spécifiques aux conditions d'étude et difficilement transférables, sans caractérisation supplémentaire, à un milieu différent.

4.2.1 Modèle de transport réactif (Modèle hydrogéochimique)

Ce sont des modèles couplant les phénomènes de transport de masse aux réactions géochimiques : sorption d'un polluant sur une surface solide et phénomènes redox contrôlant la dégradation d'un polluant organique. Le transport réactif se réfère aux mouvements des solutés qui réagissent entre eux et avec la phase sol. Les données d'entrée incluent les sorties de flux d'eau et des modèles de transport conservatif, mais aussi l'équilibre constant des réactions (bases de données chimiques) et les paramètres contrôlant la cinétique des réactions. Les sorties du modèle incluent les concentrations des espèces chimiques, les taux de réaction, etc. (Carrera et Mathias, 2010).

La méthode à "deux pas" qui consiste à résoudre de façon alternée les phénomènes de transport et les phénomènes géochimiques. Cela ne requiert aucune itération. Le couplage consiste, en une réactualisation de la concentration d'une espèce en solution, dans un des deux modèles, par la valeur obtenue à l'issue de la convergence dans l'autre modèle. L'autre méthode, à "un pas", consiste à résoudre simultanément les équations de transport et les équations géochimiques. Le couplage est réalisé par l'introduction dans l'équation de transport d'un terme puits-source calculé par le modèle géochimique. L'équation de transport de solutés devient alors fortement non-linéaire, ce qui requiert un processus itératif pour atteindre la convergence. Les deux modèles fonctionnent alors sur un pas de temps commun, qui peut être ajusté en fonction du module le plus contraignant. Cette option est beaucoup plus conforme à la réalité.

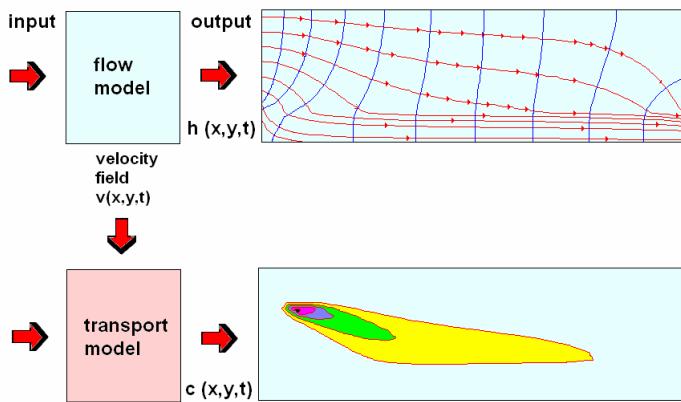


FIGURE 4.2 – Relation between Groundwater Flow and Solute Transport Models(Rausch, 2009)

4.2.2 Modèle de transport non-réactif

Les modèles mécanistes de transport offrent la possibilité de simuler le transfert d'eau et le transport de solutés dans un milieu non-réactif et non-saturé en eau à partir des équations de Richards et de convection-dispersion. Ces modèles peuvent tenir compte de la fraction d'eau immobile observée dans des milieux structurés en intégrant une classe d'eau où les transferts ne se font que par diffusion (Gaudet, 1978). Cela requiert la détermination de paramètres supplémentaires par rapport à ceux de l'équation de convection dispersion : la proportion d'eau immobile et le coefficient de transfert entre les deux phases.

4.2.3 Modèle géochimique

Les modèles géochimiques sont conçus pour calculer les transferts de masse entre phases solide et liquide (précipitation/dissolution, échanges cationiques, réactions d'oxydo-réduction). Ces réactions hétérogènes peuvent être formalisées selon des lois d'équilibre (formalisme statique) ou de cinétique (Condom, 2000). Ces modèles sont basés sur les relations d'équilibre (lois d'action de masse) et sur la réversibilité des réactions. Ces modèles dits "statiques" où les équilibres sont traduits par des coefficients de partage de l'élément entre la solution et la phase solide et déterminés empiriquement. Les équilibre chimiques peuvent aussi être fondés sur des lois thermodynamiques et sur l'Approximation d'Equilibre Local (AEL), qui supposent que la vitesse des réactions géochimiques est suffisamment rapide par rapport à la vitesse d'autres mécanismes, pour être considérée comme infinie. La résolution numérique des formalismes qui en découlent est simple.

L'hypothèse d'équilibre entre phases est une hypothèse forte qu'il convient de vérifier dans les milieux étudiés, aux échelles de temps approchées. La multiplicité des résultats disponibles sur la cinétique des réactions de précipitation et dissolution de minéraux montre l'intérêt d'introduire des formalismes cinétiques (état dynamique) dans les modèles numériques. Les modèles qui intègrent une cinétique de réaction sont dits "dynamiques". La vitesse de réaction est indexée sur la quantité initiale de minéral qui se dissout pour atteindre l'équilibre le plus rapidement possible (Hegelson, 1968). D'autres, intègrent des formalismes cinétiques thermodynamiques qui requièrent la détermination des états d'équilibre.

4.3 Modélisation hydrogéochimique

4.3.1 Modèle conceptuel

L'objectif d'un modèle est de traduire un fonctionnement par des formalismes, c'est le **modèle conceptuel**. Le calage et la validation s'en suivront. Un modèle conceptuel est l'ensemble des figures et hypothèses mentales que nous construisons du système et les processus qui s'y déroulent. La finalité est de simplifier les formalismes du système suffisemment afin de produire une solution facile. Le point de départ dans la construction est l'information sur le système à modéliser (Frind, 1996). En effet, un modèle conceptuel hydrogéochimique comprend les paramètres suivants, comme illustrée dans la figure 4.3 (Carrera, 2010, Molson, 2014) :

- Structure géologique : sols, dépôts meubles, roc, géométrie, épaisseurs, minéralogie, failles, fissures, hétérogénéités ;
- Système hydrogéologique : taux et directions d'écoulement, structure hydrogéologique, contexte régionale, propriétés physiques : conductivité hydraulique, porosité, masse volumique, climat (T, P, ETP), puits de pompage, eau de surface ;
- Système hydrogéochimique : hydrogéochimie naturelle, contaminants, phases (liquide, solide, gaz), mobilité, solubilité, toxicité, réactions géochimiques (spéciation, précipitation, dissolution), réactions biologiques (biodégradation) ;
- Méthodes de caractérisation, échantillonnage ;
- Méthodes de protection, réhabilitation des aquifères ;
- Processus : advection, diffusion, dispersion, sorption, décroissance, échange de masse ;
- Modélisation analytique, numérique.

Un problème commun est le manque de données de suivi et de surveillance pour le calage du modèle (Wels, 2012) mais aussi des erreurs dans les mesures (Frind, 2002). Un panache de pollution peut prendre plusieurs années ou décennies avant qu'il migre dans l'aquifère et peut être utilisée pour le calage du modèle. Pendant la conceptualisation, le modélisateur devrait passer en revue des données de qualité d'eau souterraine actuelles et anciennes pour déterminer si des données sont disponibles pour calibrer le modèle de transport de contaminant.

4.3.2 Calage et validation en régime permanent

On peut parler de validation que lorsque le modèle conceptuel traduit une bonne représentation du processus observé dans le système réel (Wels, 2012). Il consiste à assurer que les équations algébriques ont été correctement résolues et que le code fonctionne sans erreurs (Frind, 2002). Cette validation est précédée par l'étape de calage du modèle qui consiste à intégrer les caractéristiques de structure du milieu étudié dans les formalismes du modèle. La validation, consiste alors, sur cette base de calage, à vérifier la pertinence des processus, dont le formalisme général est indépendant du milieu étudié, par comparaison entre calculs et observations *in situ*. Les phases d'identification des processus à modéliser et de paramétrisation de ceux-ci rendent la validation très spécifique au milieu étudié (Mangold, 1991).

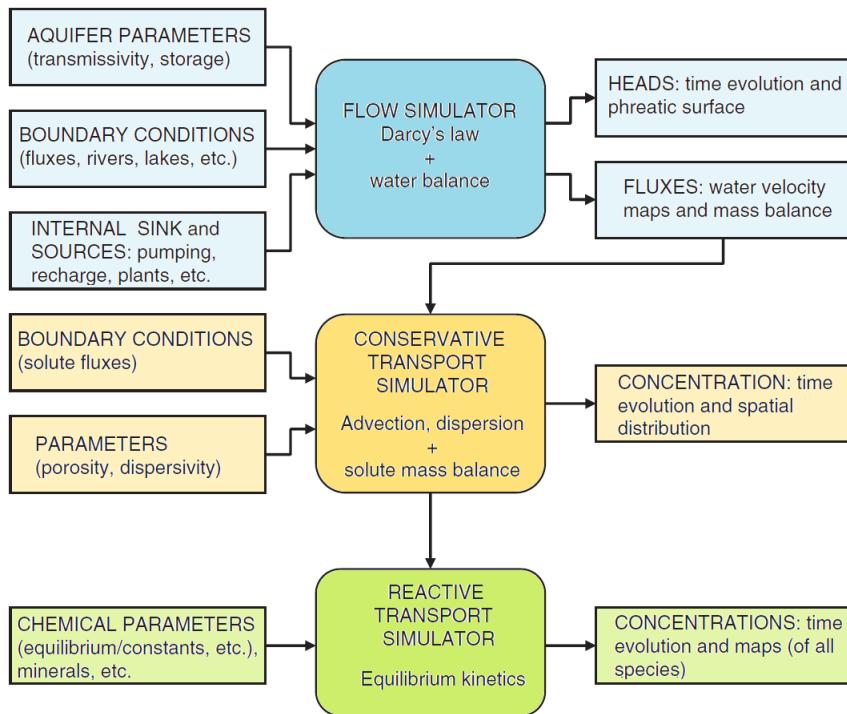


FIGURE 4.3 – A groundwater flow model involves using a flow simulator to take aquifer parameters, boundary conditions and internal sink and sources as inputs and obtain heads and water fluxes as output. Water fluxes are used in conservative transport models, together with porosity, diffusivity and solute mass inflows, to yield the time evolution and spatial distribution of inert tracers(Carrera et al, 2010)

Le modèle de transport de soluté nécessite donc des connaissances approfondies sur le domaine des écoulements d'eau souterraine, à travers l'établissement d'un modèle hydrodynamique. Ce dernier doit être d'abord calibré. L'utilisation d'un modèle hydrodynamique calibré est une exigence pour le fonctionnement du modèle de transport de soluté. Cependant, l'utilisation d'un modèle de flux calibré n'implique pas que le modèle de transport de soluté soit calibré à son tour. Dans une étape ultérieure, le modèle de transport de soluté est calibré en utilisant les concentrations de soluté observées (distribution spatiale et/ou tendance temporelle). Les paramètres de transport (porosité effective, dispersivité et les paramètres de transport réactif) peuvent seulement être calibrés en essayant de faire correspondre les distributions spatiales et/ou temporelles simulées et observées du soluté (Wels, 2012).

L'ajustement de certains paramètres devrait obéir à une stratégie de calage. Ainsi, pour caler un modèle de transport, il est préférable de faire une résolution de l'écoulement assez grossière dans un premier temps car le champ de perméabilité devra être affiné progressivement en tenant compte à la fois de l'écoulement et du transport. Si une zone de K est modifiée en l'augmentant, celle-ci va drainer une partie de l'eau de l'ensemble du modèle et modifier l'ajustement réalisé précédemment sur une autre zone (Atteia, 2011). Mais, seulement, quelques paramètres devraient être ajustés afin de préserver l'unicité des résultats. La combinaison de plusieurs paramètres est déconseillée car elle aboutit généralement à une solution numérique non-unique. La non-unicité indique l'insuffisance de données et nécessite, pour y remédier, l'acquisition de nouvelles données de terrain ou de labo pour améliorer le calage (Frind, 2002). Les paramètres concernés par le calage sont (Elango et al., 2005) : charges hydrauliques, direction des flux d'eau souterraine, bilan de

masse, concentrations des contaminants, taux de migration des contaminants, directions de migration (transfert) et taux de dégradation. Si le modèle du transport n'est pas calibré, la documentation du modèle justifiera la sélection des paramètres de transport de soluté. Une analyse de sensibilité détaillée devrait être complétée pour évaluer l'influence des incertitudes des paramètres de transport de soluté sur des prédictions de transport. Le manque d'un calage performant du modèle introduit des incertitudes dans les prédictions dans le transport et le déplacement du soluté dans l'aquifère.

Le calage d'un modèle de transport fournit donc un aperçu perspicace, non seulement sur le transport de soluté, mais aussi sur l'écoulement des flux d'eau souterraine. Par exemple, la distribution spatiale d'un soluté peut indiquer la présence d'une chaîne de forte perméabilité (ou une barrière pour couler) qui n'a pas été incluse dans le modèle hydrodynamique. Le calage exige le recalage du modèle hydrodynamique et parfois même un changement du modèle conceptuel. Le calage couplé d'un modèle de flux et d'un modèle de transport de soluté augmente significativement la confiance dans les prédictions des modèles tant de flux que du transport.

4.3.3 Simulations, prédictions et incertitudes

4.3.3.1 Simulations et prédictions

La modélisation permet de simuler les variations spatiales et temporelles des flux hydrogéochimiques. L'influence de l'occupation des sols (Pollution agricole), le changement climatique (Scénarios de recharge), l'évolution démographique (Rejets urbains) et l'expansion du tissu industriel (Rejets industriels) sur la composition chimique en nutriments des eaux d'écoulement sont à prendre en considération dans les prédictions.

L'introduction de perturbations de l'occupation du sol affecte de façon significative la composition en nutriments. Ainsi, le remplacement de toutes les surfaces cultivées par des forêts conduirait à diminuer les concentrations en nitrates, en matières en suspension et en phosphore total d'un facteur variant de 5 à 1,5. Le changement climatique, de son côté, peut être introduit dans la modélisation hydrochimique et se base sur les prédictions climatiques à moyen et long terme. Cette approche montre que l'exportation des éléments en solution peut être simulée par une modélisation relativement simple. La formulation des prédictions implique une conceptualisation à part. Les changements dans les conditions hydrogéochimiques ou de géométrie des flux devraient être incorporés dans le modèle. La plupart des modèles sont donc construits pour étudier la réponse du milieu aquifère aux divers scénarios alternatifs (Carrera et Mathias, 2010).

Dans le cas de sites pollués, la concentration des polluants à la source peut varier dans le temps, des variations de concentration à la source sont calculées. Comme l'EAD est linéaire, la solution pour une injection sous forme d'une série de créneaux peut être obtenue par la superposition de solutions correspondant à chaque créneau, lequel est caractérisé par une durée et une concentration déterminées, pour un créneau de concentration c_i , émis entre le temps 0 et τ . Afin de vérifier la qualité d'une simulation, il est nécessaire de valider le bilan de matière. Comme la solution est itérative et liée au critère de convergence, le bilan entrée/sortie n'est pas toujours nul. L'erreur globale doit être au moins inférieure à 0,001% (Atteia, 2011).

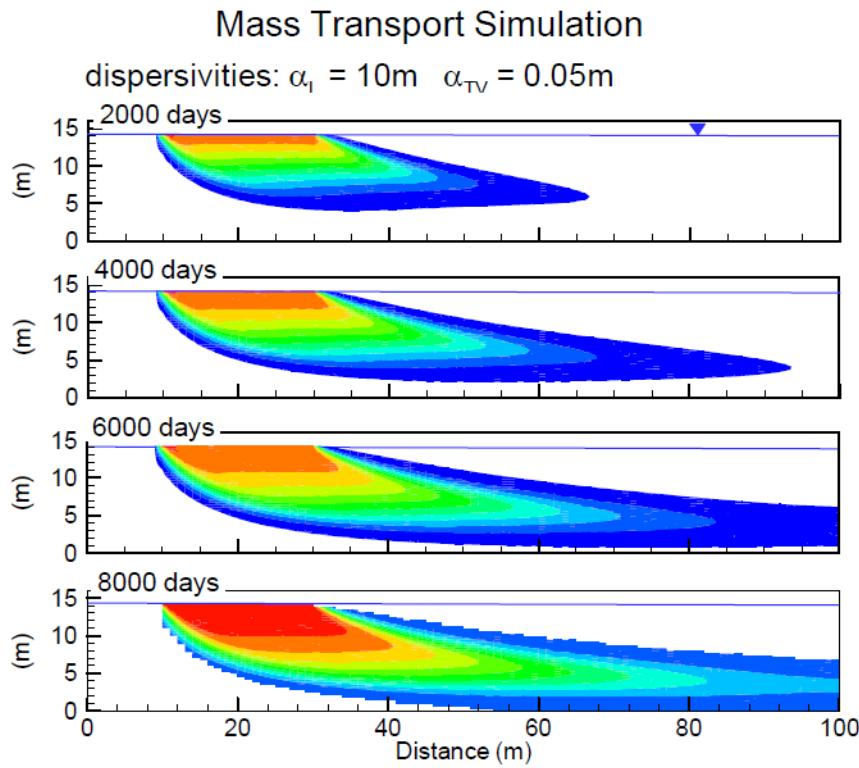


FIGURE 4.4 – Modèle de transport de masse et d'évolution du panache de pollution dans le temps (Molson, 2014)

Lorsqu'on dispose de deux panaches mesurés à des dates différentes, ou si la date de début de la contamination de la nappe est connue, un calage précis à plusieurs dates permettra d'envisager des prévisions. En revanche, en présence d'un seul repère temporel, aucune prévision dans le temps ne peut être envisagée. On est parfois amené à modifier l'ensemble des perméabilités ou de la porosité efficace. La porosité joue un rôle dans le calcul des vitesses de pores, le même rôle que le facteur multiplicatif des perméabilités (Atteia, 2011) et influencera considérablement le déplacement du panache étudié. Une zone de faible perméabilité "repousse" l'écoulement alors que pour une zone de forte perméabilité, l'écoulement est important.

4.3.3.2 Exemple de simulations du benzène dans la vallée du Garon (France)

La vallée alluviale du Garon est orientée Nord-Sud. Sa largeur est kilométrique et parfois étroite. Au sud (Grigny), elle s'élargit et la rivière conflue avec le Rhône. Son système aquifère est constitué par un ensemble lithologique grossier issu de l'alluvionnement fluvioglaciaire et des alluvions récentes. La puissance du remplissage est de plusieurs dizaines de mètres. Il existe des possibilités de contamination des captages AEP dans la vallée. Une contamination accidentelle à proximité de la zone des périmètres de protection et des cours d'eau, une contamination chronique des sols due au trafic routier, une contamination saisonnière due au salage et enfin une contamination suite au rejet des eaux pluviales de chaussées, après traitement (DRERA-CETEL, 2005).

L'injection du benzène se situe en surface de sol, au niveau d'un point qui se situe dans la zone d'influence du captage P5, pendant 1 journée. La figure 4.5 représente cette zone

de capture. Les isolignes sont des lignes d'égale probabilité. Toute la superficie comprise dans l'isoprobabilité 10% représente la zone de capture du captage AEP ; sur cette surface, 90% des eaux arrivent au puits. Le comportement à la source, dans la zone non saturée, est représenté à la figure 4.6. On suppose une contamination en été et une contamination en hiver. Le transfert du benzène depuis la surface jusqu'au toit de la nappe est présenté de deux manières différentes : au moyen d'isolignes ($C/C_0 = 50\%, 10\%, 5\%, 1\%, 0.5\%, 0.1\%$ et 0.01%), et par une isoligne particulière représentant $1 \mu\text{g/l}$ de benzène si l'on suppose que la concentration d'injection à la surface du sol est la solubilité, soit 1750 mg/l . Les 2 figures sont similaires. La contamination se résorbe. Mais, si l'on suppose une concentration seuil de $1 \mu\text{g/l}$ pour le benzène, environ 2800 jours après la contamination en été et 1000 jours après la contamination en hiver, on observe une contamination résiduelle légèrement au dessus du seuil ($3 \mu\text{g/l}$ si l'injection à lieu en hiver, à peine moins en été), qui atteint la nappe. Avec cette hypothèse, il existe une concentration résiduelle qui atteint l'aquifère.

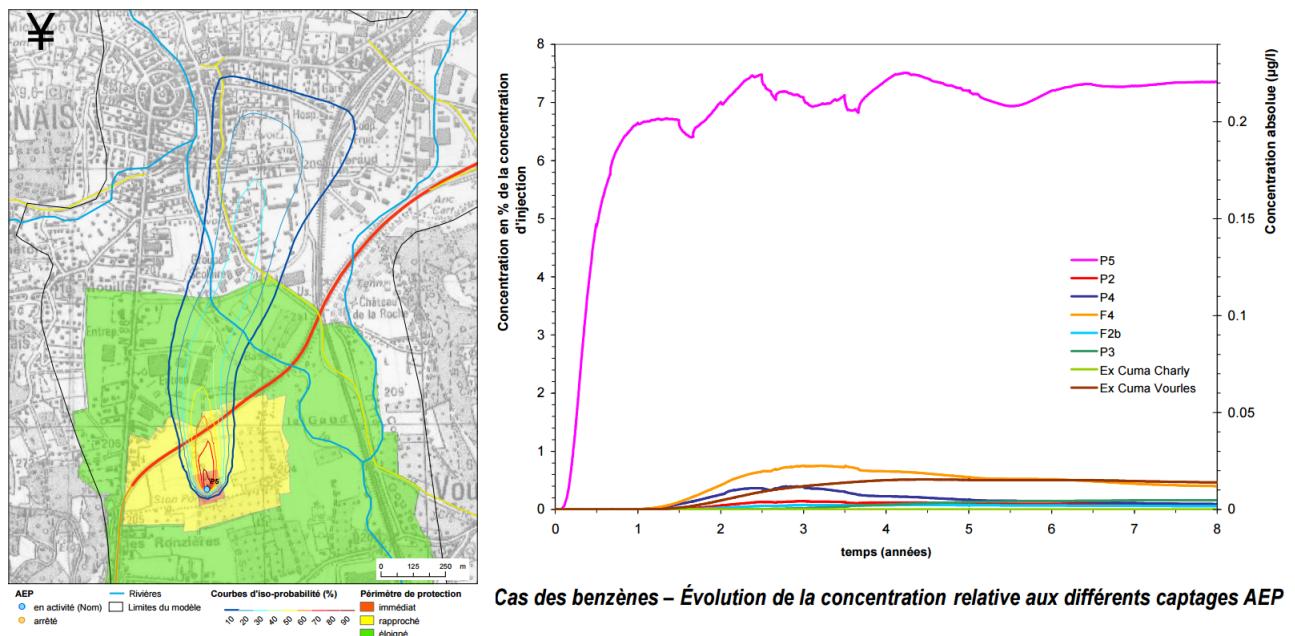


FIGURE 4.5 – Zone de capture du puits AEP P5

Le panache de contamination 10 années après l'arrivée dans la zone saturée et sur la base de la solubilité du benzène de 1750 mg/l , la concentration au toit de la nappe est de $3 \mu\text{g/l}$. On aboutit au niveau du captage P5 à une concentration inférieure à $1 \mu\text{g/l}$. La concentration au captage est sous la norme eau potable admissible. Pour les autres captages (figure 4.5), la concentration est encore plus faible, il est possible de mettre en évidence qu'un accident faisant intervenir une essence de type automobile peut générer une contamination locale de la nappe. Les différents captages AEP, P5 y compris, ne semblent pas touchés par la contamination.

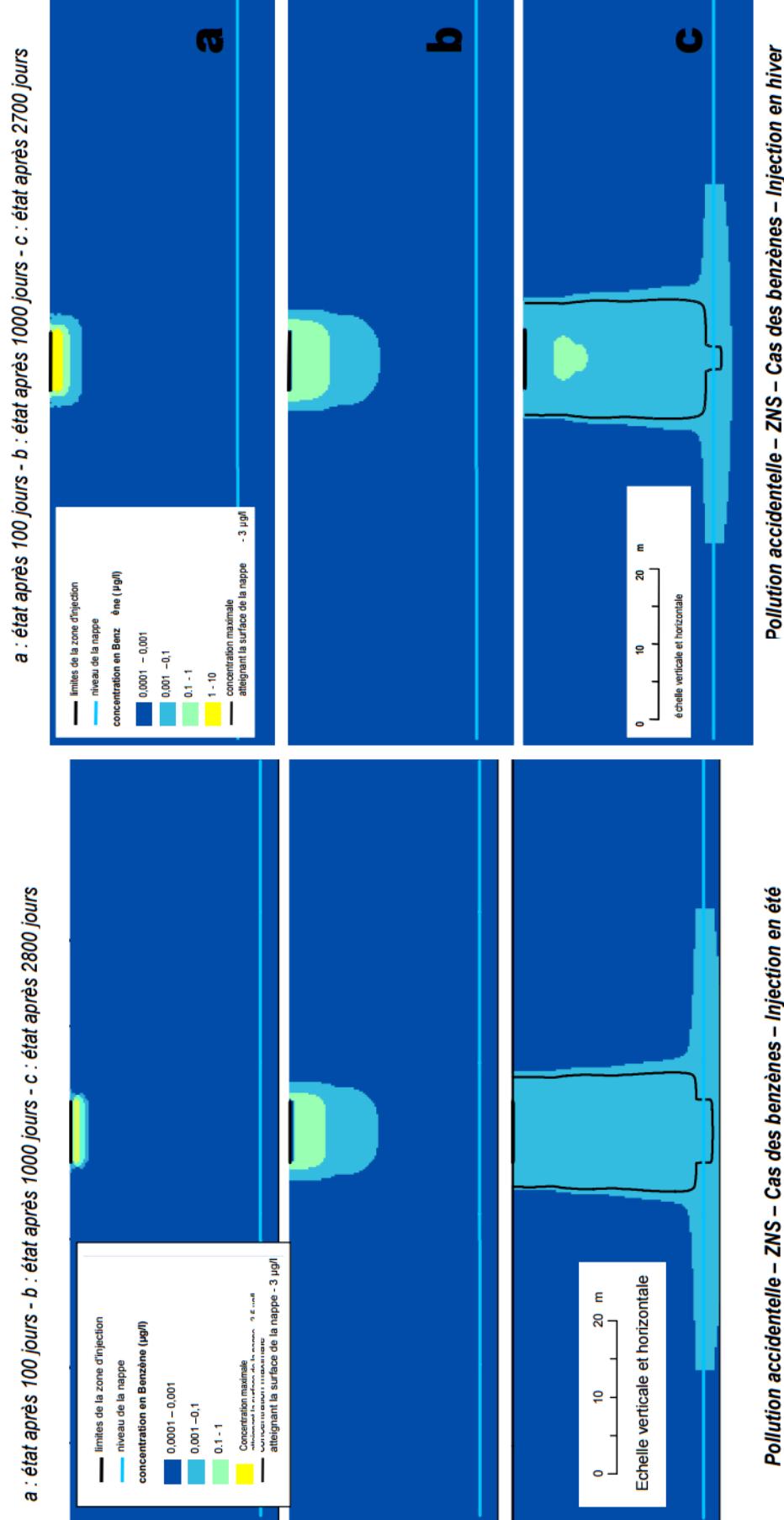


FIGURE 4.6 – Cas d'une pollution accidentelle au benzène dans la vallée du Garon

4.3.3.3 Incertitudes dans les prédictions futures

Les prédictions dans le transport de soluté portent plus d'incertitude que la prédition des écoulements d'eau souterraine pour les raisons suivantes (Wels, 2012) :

- Les paramètres de transport de soluté (porosité efficace, dispersivité et paramètres de transport réactif) ne peuvent pas être mesurés directement sur terrain ; encore, leur mesure à l'échelle du laboratoire (expériences de colonne) ne peuvent pas être directement applicables à l'échelle de terrain en raison de l'effet d'échelles et/ou des conditions géochimiques différentes ;
- La seule méthode fiable pour déterminer les paramètres de transport est à travers le calage du modèle. Mais, ce calage n'est pas souvent possible à cause d'un manque de données, en particulier pendant les premiers stades du projet ;
- Le transport de soluté est fortement influencé par les hétérogénéités du milieu (macro-dispersion), en particulier dans les milieux fracturés ; même avec la mise en oeuvre de forages et de tests hydrauliques, l'incertitude dans les directions d'écoulements préférentiels demeurera (socle fracturé) ;
- La plupart des solutés sont influencés par les réactions géochimiques qui peuvent être complexes et difficiles à représenter par un modèle mathématique simple et être inclus dans le modèle de transport de soluté ;
- Le transport de soluté est fortement influencé par "le terme source", c'est-à-dire la concentration et le temps de sortie d'un polluant à partir d'une source de contamination. Cependant, le terme source est souvent contrôlé par des processus géochimiques (oxydation de sulfure et réactions de précipitation/dissolution dans les déchets miniers) qui doivent être évalués en utilisant des modèles géochimiques ;
- Le transport de soluté est un processus lent, avec des prédictions pour des projets miniers couvrant souvent des décennies et des siècles ; ces délais ajoutent l'incertitude supplémentaire en ce qui concerne des conditions futures (utilisation future d'eau souterraine et changement climatique).

Ces incertitudes devraient être évaluées dans une analyse de sensibilité approfondie, laquelle, devrait inclure une discussion qualitative de toutes les incertitudes dans des prédictions de transport de soluté et une évaluation quantitative d'incertitudes clés, y compris la sensibilité dans les prédictions de la qualité de l'eau à l'incertitude dans la macro-dispersion et l'incertitude dans des contrôles géochimiques. Des hypothèses prudentes devraient être utilisées, en particulier pendant les premiers stades du projet. Des hypothèses non-conservatives (haute dispersivité, sorption) devraient seulement être utilisées s'il y a évidence du site de projet pour supporter ceux-ci.

Chapitre 5

Etudes d'impact des activités anthropiques sur la qualité des eaux

5.1 Drainage Minier Acide (DMA)

5.1.1 Définitions

Le Drainage Minier Acide est associé aux minerais sulfurés dont on extrait le plomb, le zinc, le cuivre, l'or et du charbon. Ce phénomène peut se produire dans des dépôts de stériles, des gisements de minerais marginaux, des amas d'entreposage provisoires du minerai, des dépôts de résidus, des parois de puits, des mines souterraines ou dans des amas de lixiviation. Le DMA dans les eaux superficielles et souterraines dégrade leur qualité et risque d'avoir un certain nombre de répercussions, notamment la perte d'alcalinité, l'acidification et la bioaccumulation de métaux. Les principales origines sont :

- la présence fréquente de sulfures métalliques dans les résidus et/ou stériles ;
- l'oxydation des sulfures lorsqu'ils sont exposés à l'oxygène et à l'eau ;
- la formation d'un lixiviat acide chargé en métaux durant de longues périodes.

5.1.2 Processus géochimiques et physiques

Les résidus et les stériles sont constitués des différents minéraux naturels présents dans la roche extraite. Dans la roche non exploitée (en profondeur), les minéraux réactifs sont protégés de l'oxydation. Dans des environnements exempts d'oxygène (nappes aquifères profondes), les minéraux sulfurés sont stables au plan thermodynamique et présentent une faible solubilité chimique. Les eaux souterraines profondes situées dans des régions minéralisées présentent donc de faibles teneurs en métaux. En revanche, une fois ces minéraux excavés et amenés à la surface, leur exposition à l'oxygène atmosphérique déclenche une série de processus biogéochimiques qui peuvent conduire à la production du DMA. Il s'agit d'un processus calogène lent (processus exothermique sous contrôle cinétique) qui est favorisé par : une forte concentration en oxygène, une température élevée, un faible pH et une activité bactérienne. La vitesse globale de réaction pour une quantité donnée de sulfures dépend du type de sulfures et de leur granulométrie, qui détermine également la surface exposée. En s'oxydant, les sulfures produisent du sulfate, des ions hydrogènes et des métaux dissous. Le principal souci n'est pas tant la teneur en sulfures métalliques en elle-même que les effets combinés de la teneur en sulfures métalliques et de l'exposition à l'oxygène atmosphérique. L'effet de l'exposition augmente au fur et à mesure que la

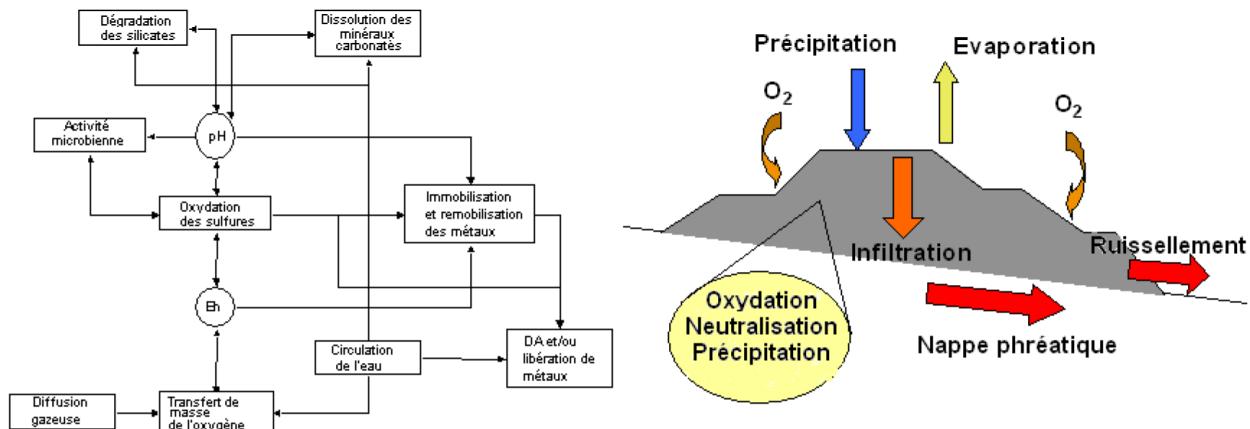


FIGURE 5.1 – Quelques-uns des processus géochimiques et physiques, de leur interaction et de leur participation à la libération de métaux lourds par les déchets miniers (Eriksson, 2002)

granulométrie diminue et que la surface augmente. Ainsi, les sulfures qui contiennent des résidus finement broyés ont davantage tendance à s'oxyder. Les résidus et les stériles sont normalement composés d'un certain nombre de minéraux dont les sulfures ne constituent qu'une partie. Par conséquent, si une oxydation des sulfures se produit dans des déchets miniers, l'acide produit est susceptible d'être consommé à divers degrés par des réactions consommatrices d'acide, selon les minéraux consommateurs d'acide qui sont présents. Si les déchets miniers contiennent des carbonates, le pH reste normalement neutre, les métaux dissous se précipitent et ne se transmettent donc pas de façon significative au milieu environnant.

Les autres minéraux consommateurs d'acide sont les aluminosilicates. Leur dissolution se fait sous contrôle cinétique et ne permet pas de maintenir un pH neutre dans le drainage. L'interaction entre l'oxydation acidogène des sulfures et la dissolution consommatrice d'acide des minéraux neutralisants détermine le pH des eaux interstitielles et du drainage, lequel détermine à son tour la mobilité des métaux. Si les minéraux neutralisants facilement accessibles sont consommés, le pH risque de baisser et de provoquer un DMA.

La figure 5.1 illustre quelques-uns des processus géochimiques et physiques, leur interaction et leur contribution à l'apparition d'un DMA ainsi qu'à la libération éventuelle de métaux lourds par les déchets miniers (Eriksson, 2002). Le DMA et la libération de ces métaux dépendent de la vitesse d'oxydation des sulfures, des éventuelles réactions d'immobilisation et/ou de remobilisation le long du trajet d'écoulement, et de la circulation de l'eau. Or, la vitesse d'oxydation des sulfures dépend des conditions d'oxydoréduction (Eh), du pH et de l'activité microbienne. Le pH, lui, est déterminé par la vitesse de réaction des sulfures les réactions de neutralisation (dissolution des carbonates et dégradation des silicates). En outre, les réactions d'immobilisation qui bloquent potentiellement les métaux et sont susceptibles de se produire le long du trajet d'écoulement dépendent du pH, des conditions d'oxydoréduction et de la vitesse d'oxydation des sulfures (Commission eu-

ropéenne, 2009).

Enfin, les méthodes pour le traitement des effluents acides se répartissent en : **traitements actifs** avec ajout de calcaire, d'hydroxyde de calcium ou de chaux vive, et ajout de soude caustique et **traitements passifs** avec aménagement de zones humides, canal de calcaire ouvert/drain calcaire anoxique et puits de derivation.

5.2 Impact d'une décharge

5.2.1 Types de décharges

Il existe trois types de décharges, appelées CET ou Centre d'Enfouissement Technique (CNIID), qui sont :

- Les **décharges de classe 1** pour les déchets dangereux (Centres de stockage de déchets dangereux) qui accueillent les "déchets industriels spéciaux", présentant un caractère dangereux reconnu pour le milieu naturel. Les déchets sont "stabilisés" par extraction, notamment, des liquides dangereux pour limiter les réactions chimiques dans la fosse avant leur enfouissement.
- Les **décharges de classe 2** pour les déchets dits "non-dangereux" (Installation de Stockage de Déchets non Dangereux), elles accueillent les déchets ménagers et assimilés et les déchets industriels banals. Il est interdit d'enfouir autre chose dans ces décharges que du déchet ultime, un déchet "qui n'est plus susceptible d'être traité, notamment par extraction de la part valorisable ou par réduction de son caractère polluant ou dangereux".
- Les **décharges de classe 3** pour les déchets inertes : déchets du bâtiment et des travaux publics (terres, gravats, déchets de démolition).

5.2.2 Fonctionnement d'une décharge

Les déchets sont en majorité acheminés par camion sur le site. Le trafic routier autour du site est ainsi densifié, entraînant des nuisances sonores et des pollutions pour les riverains. Le camion est pesé et dirigé vers l'un des trous, appelés "casiers". Le camion déverse le contenu de sa benne, des déchets de toutes sortes en mélange. Un ou plusieurs tractopelles compactent ensuite les déchets mélangés pour diminuer leur volume et favoriser la fermentation des matières organiques en chassant l'air (figure 5.2).

5.2.3 Impacts d'une décharge sur le milieu naturel

5.2.3.1 Pollution par les lexiviats

La décomposition par fermentation des déchets organiques (biodéchets), ajoutée aux eaux pluviales, produit un jus, le lixiviat, dont une partie est captée par des drains enfouis à la base des casiers. Ce jus chargé en substances polluantes est très toxique. La loi oblige à l'acheminer vers une station de traitement sur site ou à l'extérieur, où une partie seulement de la pollution est abattue. Le liquide traité, contenant encore une quantité de métaux lourds et de substances nocives est rejeté dans l'environnement. Pour isoler les casiers du sol, leur fond est tapissé par une membrane synthétique étanche, appelée "barrière active", complétée par une couche de terre argileuse de 3 à 5 mètres, la "barrière passive". Mais

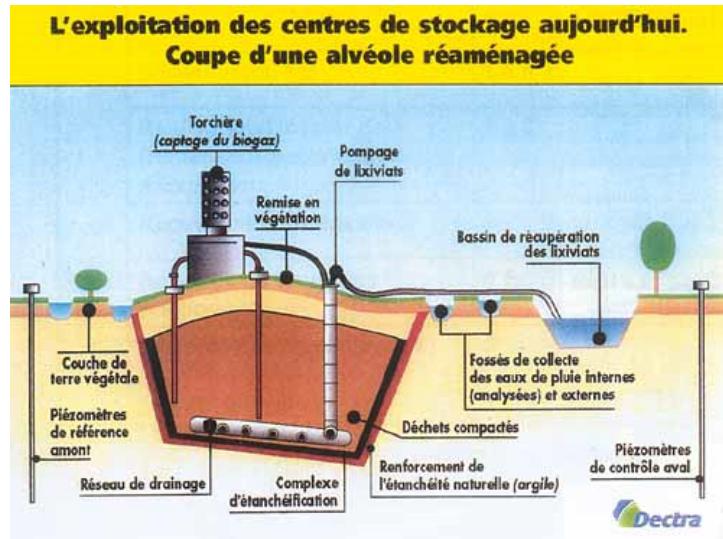


FIGURE 5.2 – Fonctionnement et exploitation d'un centre de stockage

n'ayant qu'une efficacité limitée dans le temps : dans un casier refermé, la membrane peut se fissurer et laisser s'échapper du lixiviat. Les lixiviats sont une menace pour les sols et la ressource en eau (CNIID) :

- Certains centres de stockage ne sont pas équipés de membranes de protection au fond des casiers (coussins imperméables ou géotextile), les lixiviats pénètrent directement dans le sol et pollue la nappe d'eau ;
- Pour les décharges qui possèdent une membrane de protection, elle peut limiter la pollution des sols au début de vie de la décharge mais pas sur le long terme. Il n'existe pas de matériau synthétique à durée de vie infinie.

Des fuites de lixiviats chargés en substances toxiques peuvent se produire dans l'environnement autour du site de la décharge, mettant en danger les végétaux, les animaux qui les ingèrent et, au sommet de la chaîne alimentaire, l'homme. La figure 5.3 illustre le point de départ qui est la surface du sol puis le transit vertical dans la zone non-saturée, l'arrivée à la nappe, puis le cheminement sub-horizontal du polluant avec étalement progressif du panache de pollution suivant la direction de l'écoulement. La profondeur, le degré de fissuration de la zone non-saturée et le type de nappe (libre, captive) détermine la vulnérabilité des nappes à la pollution de surface. Le comportement du transport, les trajectoires suivies et les ordres de grandeur des vitesses de propagation dépendant de la nature des milieux traversés (BRGM, 2001). La modélisation numérique nous renseignera sur tout les paramètres de déplacement du panache au sein de l'aquifère.

5.2.3.2 Pollution par les gaz

La décomposition par fermentation des déchets organiques produit également des gaz ou "biogaz", constitués en majorité de méthane, un gaz avec un potentiel d'effet de serre 25 fois plus élevé que le CO_2 . La loi oblige les exploitants de décharges à installer, dans le casier, des systèmes de captage du biogaz, une fois celui-ci comblé entièrement de déchets et recouvert par revégétalisation. Mais ces systèmes ne permettent de capter que partiellement le biogaz produit, avant de l'envoyer vers un alternateur où il servira à

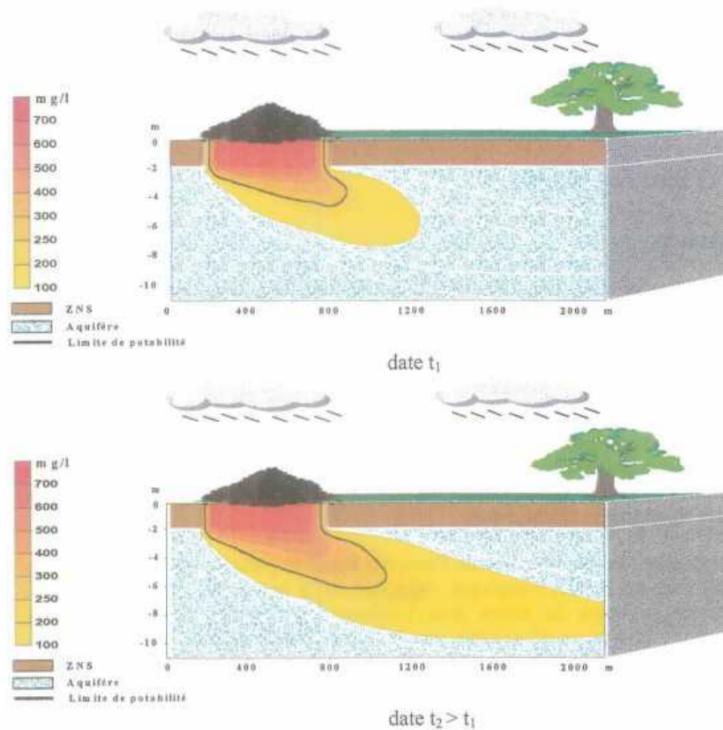


FIGURE 5.3 – Evolution d'un panache de pollution à l'aval d'une décharge et modélisation numérique (BRGM, 2001)

produire de l'électricité et vers une chaudière pour être transformé en chaleur. Le biogaz capté et non-utilisé est brûlé dans des torchères entraînant le rejet dans l'air de fumées dans lesquelles persistent des polluants nocifs. Dans la figure 5.4, un exemple de modélisation et simulations des gaz MTBE et l'héxane au sein de la zone non-saturée avec des écoulements multi-phasiques et une diffusion en phase gaseuse (Hohener, 2010).

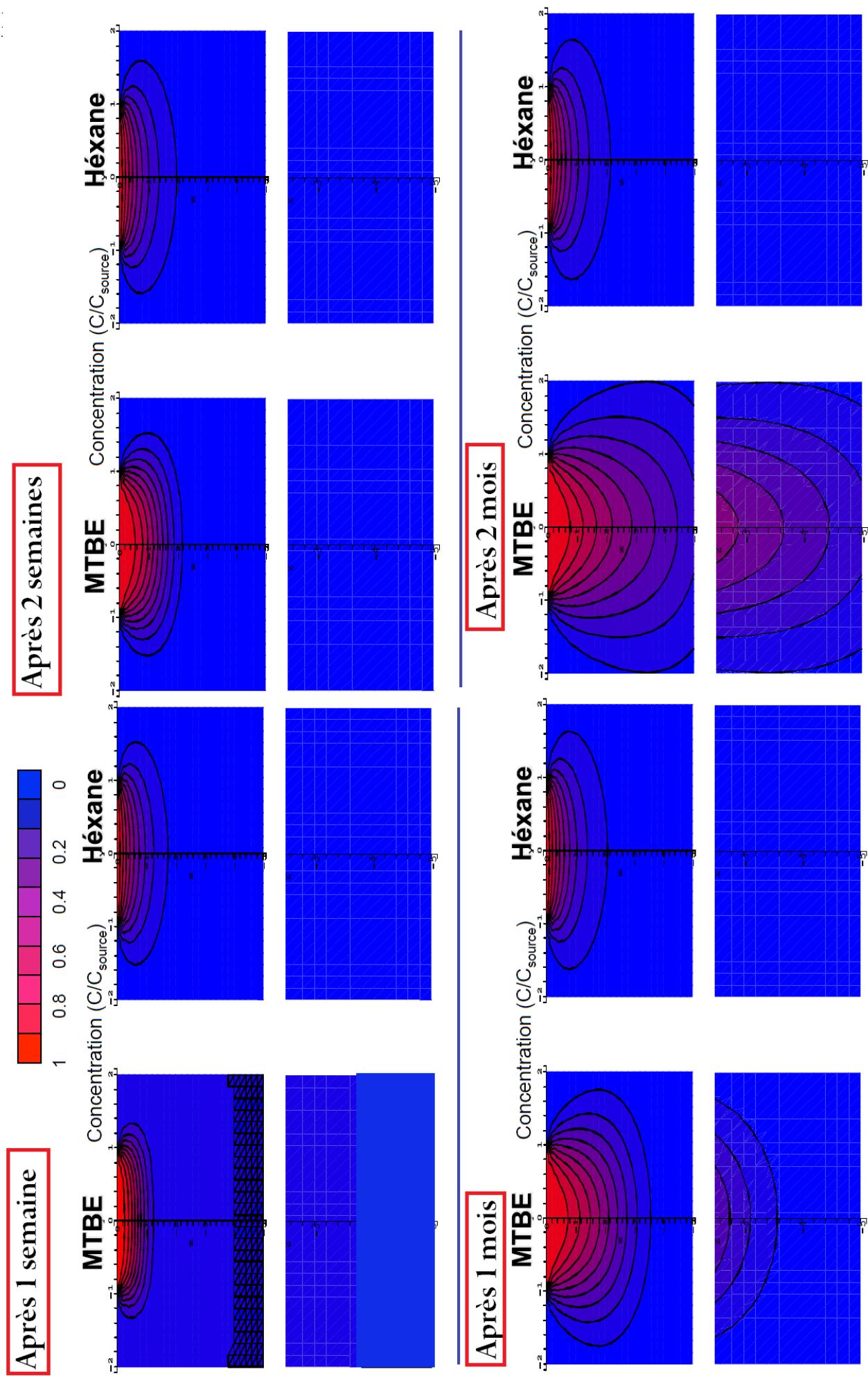


FIGURE 5.4 – Modeling results of MTBE and Hexane gaz (Hohener, 2010)

5.3 Cas d'étude : suivi et modélisation des chlrorures dans la nappe des alluvions de la basse vallée de la Soummam en Algérie (Kessasra et al., 2017)

La basse vallée de la Soummam et sa nappe des alluvions est constamment soumise à une dégradation de la qualité de ses eaux. Cette dégradation résulte, en partie, des fortes teneurs en éléments dissous, et en particulier les chlorures, analysées dans ses eaux de surface et souterraines. Les teneurs sont comprises entre 26 et 4615 mg/l alors que les normes européennes recommandent une valeur guide de 250 mg/l pour une eau potable. Les valeurs mesurées en mars 2011 dont la moyenne est de 724 mg/l sont revues à la hausse en septembre 2011, avec une moyenne de 3000 mg/l. Les teneurs les plus fortes sont relevées à l'estuaire de Bougie, de 632 à 3960 mg/l. Entre Sidi Aich et Il Maten, les teneurs sont de 1152 mg/l en mars 2011. L'évolution saisonnière est marquée par une hausse durant les hautes eaux dans la zone comprise entre Sidi Aich à El Kseur, avec 899 mg/l à VSA Il Maten et 773 mg/l à 7 villages. Tandis que dans less basses eaux, un secteur plus restreint s'individualise entre Sidi Aich et El Kseur, dont les plus fortes teneurs sont réparties entre le puits Remila (957.6 mg/l) et les forages VSA (773 mg/l) et 7 villages (688 mg/l).

Ces fortes concentrations sont acquises par dissolution chimique naturelle des formations carbonatées et gypseuses, mais la multiplication des activités anthropiques est également responsable des apports d'engrais agricoles et de flux polluants contenus dans les eaux usées (industrielles et domestiques).

Cette première modélisation hydrogéochimique dans la nappe a pour but de mettre en évidence l'évolution spatio-temporelle des chlorures et de cartographier l'étendu de sa migration au sein de la zone saturée. Un calage des concentrations initiales a été entrepris dans les conditions du régime permanent, suivi d'une série de simulation en régime transitoire retracant l'évolution des concentrations sur une période de 20 ans, jusqu'à 2030.

Le MT3D a été sélectionné pour modéliser l'évolution des chlorures dans la nappe, c'est un modèle de transport de soluté, établi par Zheng et al. (1999). Son interface facilite l'intégration des données nécessaires pour la construction d'un modèle hydrogéochimique. Le modèle des chlorures a été établi sur la base d'un modèle hydrodynamique, trois scénarios ont été établis en régime transitoire :

- **Scénario 1 (2012-2016)** : le pompage n'influence guère les concentrations dans la majorité des ouvrages, à l'exception du puits Moulay qui présente une baisse quasiment négligeable (0.2 mg/l). En 2014, les nouvelles conditions de pompage n'apportent aucun changement, sauf au puits Moulay qui réagit avec une légère baisse de 1.4 mg/l. En 2015, neuf ouvrages parmi dix montrent une baisse qui varie entre 1.5 mg/l au puits Mendi pour atteindre 213.2 mg/l au forage Cevital. En se basant sur notre dispositif de pompage simulé, un seul ouvrage qui réagit avec une hausse est le puits V6, il présente une différence importante de 261.7 mg/l. En 2016, neuf ouvrages montrent les mêmes réponses qu'en 2015, ils continuent leur diminution. Par ailleurs, le puits V6 affiche encore une augmentation dont la différence atteint 256 mg/l.

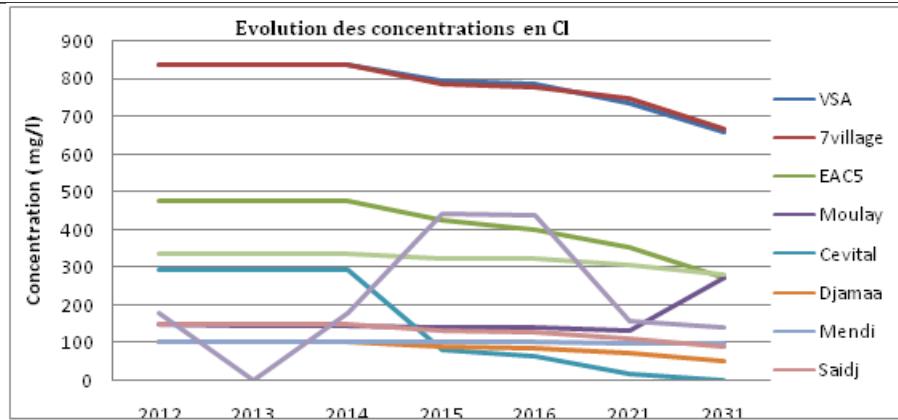


FIGURE 5.5 – Evolution des concentrations en chlorures en régime transitoire

- **Scénario 2 (2016-2021)** : dix ouvrages montrent une diminution, la plus importante est observée à Cevital avec 275.2 mg/l, et la plus faible au puits Mendi avec 2.9 mg/l.
- **Scénario 3 (2021-2031)** : il indique la poursuite de cette tendance baissière, assez marquée sur neuf puits, hormis, Moulay, qui, sa teneur a baissé depuis 2012, montre ici une hausse de 125.8 mg/l. La diminution la plus importante depuis 2011 est relevée à Cevital avec 293.4 mg/l de baisse et la plus faible au puits Mendi avec 4.9 mg/l.

Les simulation montrent, du fait d'une recharge nulle en chlorures, une diminution progressive est relevée dans nos dix ouvrages. Huit ouvrages montrent une baisse progressive des teneurs calculées par rapport au scénario de base, établi en mars 2011. Cette baisse concerne essentiellement des ouvrages situés sur l'axe El Kseur-embouchure, où le rôle du remplissage limoneux à l'aval est prépondérant. Cependant, nos simulations montrent une réponse à la hausse dans deux ouvrages (Moulay et V6). D'après les concentrations obtenues en 2031, le puits Moulay, accuse une augmentation brusque dès 2021, pendant les 10 dernières années de suivi. Quant au puits V6, les concentrations se montrent instables.

Plusieurs hypothèses ont été formulées, parmi elles : l'effet de pompage où la forte exploitation de la nappe induit des cônes de dépression caractérisés par de fortes concentrations en Cl, le nombre de forages pompés, localisés aux alentours de nos puits témoins, fait augmenter les rabattements et proportionnellement à cela, les teneurs en Cl restituées par le modèle, l'effet d'échanges oued-nappe n'a pas été mis en évidence dans les simulations et enfin, l'autoépuration de la nappe qui est plus marquée. Les baisses sont évaluées à plus de 200 mg/l dans chaque scénario, ce qui démontre un renouvellement et une dynamique souterraine assez importante (infiltration, flux latéraux). Au final, la vulnérabilité de la nappe de la basse Soummam est fonction des concentrations initiales du polluant, de la nature de la nappe (libre ou semi-captive) et de l'épaisseur de la couverture argilo-limoneuse qui la recouvre entre Oued Ghir et l'embouchure.

5.4 Conclusion

La modélisation hydrogéochimique d'un aquifère nous permet de suivre l'évolution d'un panache de pollution, de simuler leur évolution spatio-temporelle, de mettre en évidence les sites les plus menacés et de circonscrire la vulnérabilité des aquifères à la pollution. C'est un outil efficace, qui se base, simultanément, sur les équations de l'hydrodynamique (équation de diffusivité) et les équations de distribution des polluants (équation de dispersion). Les modèles numériques de qualité reconstituent les différents mécanismes présents dans le milieu et fournissent des informations liées au temps d'arrivée du contaminant en un point précis et les concentrations maximales observées.

Chaque modèle est sujet à des incertitudes qui devraient être évaluées dans une analyse de sensibilité approfondie, laquelle, devrait inclure une discussion qualitative de toutes les incertitudes dans des prédictions de transport de soluté et une évaluation quantitative d'incertitudes clés, y compris la sensibilité dans les prédictions de la qualité de l'eau à l'incertitude dans la macro-dispersion et l'incertitude dans des contrôles géochimiques. Des hypothèses prudentes devraient être utilisées, en particulier pendant les premiers stades du projet. Des hypothèses non-conservatives (haute dispersivité, sorption) devraient seulement être utilisées s'il y a évidence du site de projet pour supporter ceux-ci.

La raison pour laquelle, tout modèle devrait être régulièrement actualisé et ses tendances devraient être comparées aux mesures de terrain. Ces dernières devraient être régulières dans le temps afin de pouvoir minimiser les incertitudes. Mais les résultats devront, toutefois, être utilisés avec prudence, en gardant à l'esprit les incertitudes inhérentes à la construction et au calage du modèle, en particulier vis-à-vis des valeurs susceptibles d'avoir une grande influence sur la distribution des charges hydrauliques, telles que celles de la porosité de drainage, celles de la perméabilité et également par rapport aux approximations et hypothèses prises sur la répartition des volumes d'eau prélevés.

Chapitre 6

Projet d'étude

Modélisation hydrogéochimique des écoulements d'eaux souterraines de la basse Soummam : suivi et prédictions de la pollution aux nitrates (Kessasra et al., 2015)

1. Problématique

La Soummam est une vallée à vocation agricole et industrielle. La croissance de la demande en eau engendre une surexploitation de la nappe. Celle-ci devient vulnérable à la pollution. La qualité des eaux de l'oued et de la nappe s'est dégradée du fait de la présence d'un nombre croissant de polluants. La dégradation qualitative de la ressource en eau souterraine a été observée. L'apparition de plusieurs cas de contamination localisée constitue une problématique environnementale préoccupante à l'échelle de la vallée. La nappe de la Soummam a toujours suscité un intérêt particulier en tant qu'une source principale d'irrigation. Bien que naturellement protégée à l'aval par une couverture de limons épaisse de 5 à 30 m, les analyses d'eaux souterraines de 2011 et 2013 montrent une dégradation de leur qualité. Nos analyses ont montré des teneurs en nitrates dépassant les normes européennes avec une moyenne de 35.34 mg/l dans 10 ouvrages analysés en mars 2011, et 65.04 mg/l dans 7 ouvrages en mars 2013. Les concentrations en nitrates atteignent 34 mg/l en février 2013 et 31 mg/l en avril 2013 dans sa partie semi-captive (El Kseur-Bougie), systématiquement supérieures dans sa partie libre (Sidi Aich-El Kseur) avec 98 mg/l en février 2013 et 62 mg/l en avril 2013.

Des outils numériques permettent de simuler ces mesures analytiques. Notre choix a été porté sur le MT3D, qui est un module intégré dans le code PMWIN (Modflow). Le MT3D est un modèle de transport de soluté, qui a été établi par Zheng. Son interface facilite l'intégration des données nécessaires pour la construction d'un modèle géochimique à base hydrodynamique.

2. Outils didactiques et informatiques

Voici les outils didactiques mis à votre disposition pour mener ce projet :

- Cartes topographiques au 1:25 000e de la basse vallée de la Soummam ;
- Cartes géologiques de Bougie et Sidi Aich au 1:50 000e ;
- Coupes et logs de forages, perméabilités, transmissivités, et coefficients d'emmagasinement issus d'essai de pompage ;

- Coupes géo-électriques issus de la campagne géophysique réalisée par la CGG en 1970 ;
- Paramètres physico-chimiques des eaux de la vallée de la Soummam (Mars 2011).
- PMWIN (Chiang et Kinzelbach, 2001) : une version améliorée de Modflow, en accès libre et intégrale pour les étudiants.

3. Démarche à suivre

Le projet consiste à établir un modèle géochimique des écoulements d'eaux souterraines et tester des simulations de pollution aux nitrates dans la basse vallée de la Soummam sous MT3D (PMWIN). La démarche à suivre consiste à :

- Paramétriser le modèle hydrogéochimique de la basse vallée de la Soummam (Initial concentration, river, recharge,...etc.) ;
- Procéder par un calage (optimisation) de concentrations en nitrates en régime permanent et sa validation ;
- Réaliser des séries de simulation sur l'évolution de la pollution en nitrates jusqu'à l'horizon 2030 ;
- Etablir, si nécessaire, une carte de vulnérabilité de la nappe à la pollution aux nitrates.

Bibliographie

Atteia O. (2011) - Modélisation du devenir des composés organiques dans les aquifères. Lavoisier, éditions TEC et DOC, 191p

Alexander, M. (1994)- Biodegradation et Bioremediation. Academic Press, 302 p.

Bandani, E., Moghadam, M.A. (2011) - Application of Groundwater Mathematical Model for Assessing the Effects of Galoogah Dam on the Shooro Aquifer-Iran. European Journal of Scientific Research ; ISSN 1450-216X Vol.54 No.4 (2011), pp.499-511

Bear J., Cheng A. H.-D (2010) - Modeling Groundwater Flow and Contaminant Transport. Theory and Applications of Transport in Porous Media. Springer, 815 p. ISBN 978-1-4020-6682-5

Bear, J., Beljin, M.S., Ross, R.R. (1992) - Fundamentals of Ground-Water Modelling, Ground Water Issue, EPA/540/S-92/005. 2-11pp

Bertrandias F ; et J-P. (1994) - Mathématiques pour les sciences de la nature et de la vie, Collection Grenoble Sciences, 187 p

Bildstein O. and Brosse E. (1996) - Simulation de la diagenèse minérale. Modélisation numérique couplée réaction-transport dans les réservoirs gréseux : Le modèle géochimique NEWKIN. Rapport de l'Institut Français du Pétrole n°42648, 82 p.

Bourcier W. L. (1985) - Improvements in the solid solution modeling capabilities of the EQ3/6 geochemical code. Lawrence Livermore National Laboratory, UCID-20587, DE86 004494.

BRGM (2001) - Guide sur le comportement des polluants dans les sols et les nappes. Applications dans un contexte d'Evaluation Détaillée des Risques pour les ressources en eau.

Buil N. (1999) - Modélisation tridimensionnelle du transport de polluants dans les écoulements à surface libre. Thèse de doctorat, Université Claude Bernard, Lyon 1, 309p

Carrera J., Mathias S.A. (2010) - Groundwater flow and transport. Ed. Howard S. Wheater, Simon A. Mathias and Xin Li. Published by International Hydrology Series, Cambridge University Press

CGG (1970) - Etude hydrogéologique par prospection électrique et sismique de la vallée de la Soummam Tazmalt-Béjaïa.

Chiang W-H., Kinzelbagh W. (2000) - 3D-Ground water modeling with PMWIN, a simulation system for modeling flow and pollution, Springer, Berlin, 346p.

Christin, F. (2008) - Etude de la modélisation hydrodynamique de surface et hydraulique souterraine et leur couplage dans un but d'aider à la gestion des hydrosystèmes aménagés. Thèse de Doctorat, Agro Paris Tech, 372p

Clinckx C. (1973) - Etude hydrogéologique de la nappe alluviale de la basse Soummam (Sidi Aich - Béjaia), N°74.HYG.02.RS, Direction des Etudes de Milieu et de la Recherche Hydraulique (DEMRH) Alger, 80 p

Commission européenne, 2009 - - Gestion des résidus et stériles des activités minières, 202p

Dassargues A. (1995) - Modèles mathématiques en Hydrogéologie, Programme Temps : Sciences de l'eau et de l'environnement, 125p.

Dassargues A., Monjoie A. (1991) - Modèle hydrogéologique en zone aride ou semi-aride. mathématiques en Hydrogéologie, Utilisation rationnelle de l'eau des petits bassins versants en zone aride. Ed. AUPELF-UREF, John Libbey Eurotest, Paris, p 17-22

De Marsily G. (2004) - Cours d'hydrogéologie, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 226p

Domenico P.A. and Schwartz F.W. (1996), Physical and Chemical Hydrogeology, 2nd ed. New York, John Wiley and Sons, 824p

DRERA-CETEL, 2005) - Influence du projet 45 Saint-Etienne/Lyon sur la ressource en eau souterraine du Garon - Synthèse. Direction Régionale de l'Equipement Rhône-Alpes, 56p

Eriksson, 2002 - Acid Rock Drainage (ARD).

Frind E.O. (2002) - Groundwater Modelling (Numerical Methods). Lecture Notes, Department of Earth Sciences, University of Waterloo, 255 p

Gaudet J-P. (1978) - Transfert d'Eau et de Soluté dans les Sols Non Saturés. Mesures et Simulation. Thèse Docteur d'Etat Es-Sciences Physiques, UJF-INP Grenoble

Mermoud A. (1982) - Contribution à l'Étude des Transferts Simultanés d'Eau et de Soluté en Milieu Poreux. Thèse de Doctorat, Ecole Polytechnique de Lausanne.

Gourdon, R. (1997) - Etude de l'adsorption-désorption de polluants organiques dans les sols. Approche méthodologique et application au Pentacholorophénol et aux hydrocarbures aromatiques polycycliques. Rapport final, Record, 223p

Hegelson H. C. (1968) - Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions, I. Thermodynamic relations. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 32, p.853-877

Hohener P. (2010) - Modélisation des panaches de pollution dans des nappes phréatiques et des sols, Présentation orale (diapos), Journées Modélisation CEREGE, Université de Provence

James A. (1993) - An Introduction to Water Quality Models, 2nd Edition. Chichester ; New York : Wiley.

Kessasra F. (2016) - Cours de Modélisation en hydrologie et hydrogéologie, notes de cours, Département des Sciences de la Terre et de l'Univers, Université de Jijel, 59p

Kessasra, F., Mesbah M., Khaled-Khodja S., Seraoui S., Chetibi N. (2017). Les chlorures dans la nappe des alluvions de la basse vallée de la Soummam (Sidi Aich-Béjaïa) en Algérie : suivi, modélisation et simulations hydrogéo-chimiques. Notes et mémoires géologiques du Maroc, article accepté et sous presse

Kessasra, F., Mesbah, M., Khaled-Khodja, S., Seraoui, S., Chetibi N. (2015). Modélisation hydrogéo-chimique, suivi et prédictions des concentrations en chlorures dans la nappe des alluvions de la basse vallée de la Soummam (Nord-est algérien). Communication orale, 22ème Colloque international des bassins sédimentaires, Université Sidi Mohammed Ben Abdallah, Fès (Maroc), décembre 2015.

Kessasra, F. (2015) - Modélisation hydrogéologique des écoulements d'eaux souterraines et de surface de la nappe des alluvions de la vallée de la Soummam (Nord-Est Algérie) - Impacts sur l'environnement et les écosystèmes. Thèse de Doctorat. Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediène, USTHB d'Alger, 434 p

Kessasra, F., Mesbah, M., Bendjoudi, H. (2014) - Modélisation des écoulements souterrains dans les alluvions de la basse vallée de la Soummam (Nord Est Algérien) [Modelling of groundwater flow in the alluvial aquifer of the lower Soummam valley (North-eastern Algeria) and withdrawal future prospect]. Bulletin du Service Géologique National, Vol.25, n° 2. pp 1-18, Alger.

Kessasra, F., Mesbah, M., Bendjoudi, H. (2008) - Groundwater Flow Modelling approach : Application on the Alluvial Aquifer of middle Soummam Valley (Béjaia, NE Algeria). Algerian Journal of Technology (AJOT) an international publication of engineering science, 381-389, Volume 1, ISSN-1111-3575, Alger (Algérie).

Ledoux E. (2003) - Modèles mathématiques en hydrogéologie. Centre d'Informatique Géologique, Ecole nationale Supérieure des mines de Paris, 133p

Made B., Clement A. et Fritz (1994) - Modélisation thermodynamique et cinétique des réactions diagénétiques dans les bassins sédimentaires. Présentation du modèle géochimique KINDISP. Revue de l'Intstitut Français du Pétrole, vol.49, N6, p.569-602

Michard G. (1989) - Equilibres chimiques dans les eaux naturelles. Editions Publisud, 358 p.

Molson J. (2014) - Notes de cours, Hydrogéologie environnementale, hydrogéologie des contaminants, Université Laval (Québec), 117p

Nourtier-Mazauric E. (2003) - Modélisation Géochimique et numérique des interactions entre des solutions solides et une solution acqueuse. Extension du logiciel de réaction-transport Archimède et application à la diagenèse minérale des réservoirs. Thèse de Doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint Etienne et Université Jean Monnet,

203p

Ogata A. and Banks R.B. (1961) - A Solution of the Differential Equation of Longitudinal Dispersion in Porous Media, fluid movement in earth materials. Geological Survey Professional Paper, 411-A, United States Government printing office, Washington

Peng G., Leslie L.M., Shao Y. (2002) - Environmental Modelling and Prediction. Springer, 480p

Rausch R. (2010) - Groundwater Modeling : An introduction to groundwater flow and solute transport modeling with applications. Technische Universität Darmstadt.

De Rosnay J. (1975) - Le Macroscopie, Editions du seuil, Paris

Schoeller, H., (1967) - Méthodes pour obtenir le bilan des eaux souterraines, méthodes appliquées en France, Grande Bretagne, Hollande et Espagne. Article scientifique, 87-107p

Schlesinger, S., R. E. Crosbie, R. E. Gagné, G. S. Innis, C. S. Lalwani, J. Loch, J. Sylvester, R. D. Wright, N. Kheir et D. Bartos (1979) - Terminology for model credibility. Simulation 32(3) : 103-104.

Sinha A.K. (2005) - Groundwater Modelling - An Emerging Tool for Groundwater Resource Management. Numerical Simulation of Groundwater Flow and Solute Transport, L. Elango (ed). pp.15-28

Steefel C. I. et Van Cappellen P. (1990) - A new kinetic approach to modeling weatherrock interaction : the role of nucleation, precursors, and Ostwald ripening. Geochim. Cosmochim. Acta, vol.54, p.2657-2677

Plummer L.N., Parkhurst D.L. and Thorstenson D.C. (1983) - Development of reaction models for Groundwater systems. Geochim et Cosmochim. Acta 47, p 665-686

Tranouez, P. (2005) - Contribution à la modélisation et à la prise en compte informatique de niveaux de descriptions multiples. Application aux écosystèmes aquatiques. Thèse de Doctorat, Université du Havre, 191p

Wels, Ch., Mackie, D., Scibek, J. (2012) - Guidelines for Groundwater Modelling to Assess Impacts of Proposed Natural Resource Development Activities. British Columbia Ministry of Environment, Water Protection and sustainable Branch, 289p

Table des figures

1.1	Quelques exemples de contamination de subsurface (Bear, 2009)	5
2.1	Influence du seuil de sursaturation critique (Bildstein et Brosse, 1996) - Cas 1 : Le minéral se dissout progressivement pour atteindre l'état d'équilibre avec la solution aqueuse ($\log Q = K = 0$). Il devient ensuite inactif : son degré de saturation est compris entre 0 et le seuil de sursaturation critique. L'apport d'éléments dissous par d'autres minéraux l'amène dans le domaine de précipitation. Il précipite donc pour rejoindre l'équilibre - Cas 2 : comme dans le premier cas, le minéral précipite mais ne parvient pas à rejoindre l'état d'équilibre avec le fluide, car sa consommation d'éléments dissous est compensée, voire surpassée, par les apports des autres minéraux - Cas 3 : Le minéral atteint le domaine inactif mais les apports des autres minéraux en éléments dissous sont insuffisants pour lui permettre de précipiter. Il reste inactif	7
2.2	Caractéristiques chimiques et minéralogiques des principaux minéraux car- bonatés	9
2.3	Representation des mécanismes d'advection, diffusion moléculaire et tor- tuosité (Rausch, 2009, Molson, 2014)	11
2.4	Flux de masse par convection au travers d'une section S de milieu poreux (BRGM, 2001)	12
2.5	Dispersion due to mechanical spreading (a,b), and molecular diffusion (c)(Bear, 2009)	15
2.6	Dispersivité longitudinale et transversale (Molson, 2014)	15
2.7	Longitudinal and transversal spreading of a solute. (a) Longitudinal spread- ing of an initially sharp front, (b) Spreading of a solute slug injected at a point (Bear, 2009)	17
2.8	(a) Influence of dispersion and diffusion on breakthrough of a solute, (b) development of contaminant plume from a continuous point source, and (c) travel of a contaminant slug from a one-time point source. Density of dots indicates solute concentration (after Fetter, 2001, in Wels, 2012)	18
2.9	Representation of Transport Processes (Rausch, 2009)	19
3.1	Advective displacement of a particle and Particle pattern for calculation of dispersive component (Frind, 1993)	21
3.2	Représentations de l'équation du transport et de la dispersion numérique (Rausch, 2009)	22
3.3	La fonction d'erreur et la fonction d'erreur complémentaire (in Molson, 2014)	26
3.4	Coefficients de diffusion moléculaire (D_0) dans l'eau à 10°C, pour plusieurs ions et composés dissous (Boudreau, 1997)	27
3.5	Exemples d'application de la solution d'Ogata-Banks (in Molson, 2014) . .	28
3.6	Différentes solutions de l'équation de dispersion et courbe normale de Gauss (in Molson, 2014)	29

3.7	Solutions d’Ogata-Banks en présence de sources transitoires 2D (in Molson, 2014)	30
3.8	Méthodes de résolution numérique (Rausch, 2009)	31
3.9	Solution numérique de l’équation de diffusion (Molson, 2014)	32
3.10	Solutions numériques de l’équation d’advection et celle de dispersion (Rausch, 2009)	33
4.1	Types of ground-water models and typical applications (Sinha, 2005)	37
4.2	Relation between Groundwater Flow and Solute Transport Models(Rausch, 2009)	38
4.3	A groundwater flow model involves using a flow simulator to take aquifer parameters, boundary conditions and internal sink and sources as inputs and obtain heads and water fluxes as output. Water fluxes are used in conservative transport models, together with porosity, diffusivity and solute mass inflows, to yield the time evolution and spatial distribution of inert tracers(Carrera et al, 2010)	40
4.4	Modèle de transport de masse et d’évolution du panache de pollution dans le temps (Molson, 2014)	42
4.5	Zone de capture du puits AEP P5	43
4.6	Cas d’une pollution accidentelle au benzène dans la vallée du Garon	44
5.1	Quelques-uns des processus géochimiques et physiques, de leur interaction et de leur participation à la libération de métaux lourds par les déchets miniers (Eriksson, 2002)	47
5.2	Fonctionnement et exploitation d’un centre de stockage	49
5.3	Evolution d’un panache de pollution à l’aval d’une décharge et modélisation numérique (BRGM, 2001)	50
5.4	Modeling results of MTBE and Hexane gaz (Hohener, 2010)	51
5.5	Evolution des concentrations en chlorures en régime transitoire	53

Liste des tableaux

Annexes