

# les transferts de gaz dans les sols

## implications environnementales et agronomiques

par Pierre Renault<sup>1</sup>, Stéphanie Parry<sup>1</sup>,  
Jorge Sierra<sup>2</sup> et Luc Bidet<sup>3</sup>

1. INRA, unité de Science du sol, domaine Saint-Paul, Site Agroparc, 84914 Avignon cedex 9

*Pierre.Renault@avignon.inra.fr*

2. INRA, unité agropédologique de la Zone caraïbe, BP 515, 97165 Pointe-à-Pitre cedex

3. INRA, unité d'Agronomie, BP 57,49071 Beaucozéd cedex

Les transferts de gaz dans les sols ont été étudiés à diverses fins. Ainsi, leur caractérisation peut servir à comprendre la structure des matériaux (Renault, 1988 ; Cousin, 1996), à optimiser les pratiques d'épandage de pesticides gazeux comme le bromure de méthyle (Rolston et Glauz, 1982), à la localisation des milieux aquifères fissurés (David, 1992) ou à la décontamination des sols (Armstrong *et al.*, 1994a). Actuellement, de nombreuses études portent sur les émissions de gaz qui affectent la qualité de l'atmosphère considérée au travers des trois grands thèmes que sont l'effet de serre, la chimie de l'atmosphère et de l'ozone et l'acidité des pluies (Hénault et Germon, 1995 ; Smith, 1990). Dans cette synthèse, nous présentons les principales thématiques environnementales et agronomiques associées aux études sur les transferts de gaz dans les sols. Nous décrivons les caractéristiques de production et de transport gazeux. Nous terminons en recensant quelques-uns des principaux besoins de connaissances.

## 1. Problématiques environnementales

### 1.1. La qualité de l'atmosphère

#### *a. L'effet de serre et le forçage radiatif*

Les propriétés d'absorption de rayonnement infrarouge (IR) de certains gaz (Arya, 1988) rendent l'atmosphère responsable d'un effet de serre se traduisant par un réchauffement de la surface de la terre. On distingue un effet de serre naturel ne prenant pas en compte l'intervention de l'homme et correspondant à une élévation moyenne de la température estimée à 33°C. On se réfère à l'ère préindustrielle pour caractériser cet état. Les contributions respectives des différents gaz sont présentées à la figure 1 (ci-après).

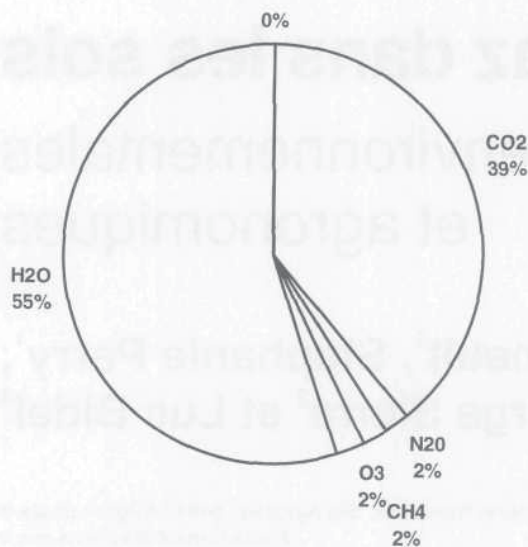


Figure 1. Contributions relatives à l'effet de serre naturel exprimé en °K, d'après Mac Kay et Khalil (1991). Les symboles chimiques sont explicités dans le texte.

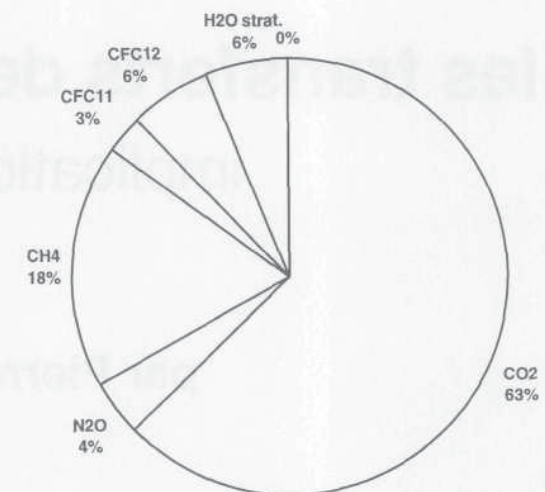


Figure 2. Contributions relatives au forçage radiatif exprimé en défaut de bilan radiatif au niveau de la tropopause ( $W.m^{-2}$ ) d'après les calculs du GIEC (1992).

La vapeur d'eau (H<sub>2</sub>O) et le dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) jouent un rôle prépondérant. A cet effet de serre se superpose un effet anthropique associé à un accroissement des concentrations atmosphériques en dioxyde de carbone, méthane (CH<sub>4</sub>) et oxyde nitreux (N<sub>2</sub>O) (Neftel *et al.*, 1985 ; Rasmussen et Khalil, 1984 ; Pearman *et al.*, 1986), ainsi qu'à l'apparition de composés issus de l'industrie, principalement les composés chlorofluorocarbonés (Watson *et al.*, 1990) (tab. I).

Tableau I. Évolution des teneurs en gaz à effet de serre de l'ère préindustrielle à nos jours d'après IPCC (1995).

Gaz	dioxyde de carbone (CO <sub>2</sub> )	méthane (CH <sub>4</sub> )	oxyde nitreux (N <sub>2</sub> O)	chlorofluorocarboné de type 12 (CFC-12)
Concentration préindustrielle	280 ppmv	700 ppbv	275 ppbv	zéro
Concentration en 1992	355 ppmv	1 714 ppbv	311	503 pptv

ppm = partie par million ; ppb = partie par milliard ; v = en volume

La température moyenne du globe s'est accrue ces dernières décennies de quelques dixièmes de degré (fig. 3, ci-après). On définit l'effet de serre additionnel en terme d'excédent de bilan radiatif au niveau de la tropopause (fig. 2, ci-dessus). Si l'existence des composés chlorofluorocarbonés est exclusivement liée à l'activité industrielle (réfrigération et aérosols entre autre) et si leur évolution future devrait être une diminution avec l'arrivée de produits de substitution, il n'en va pas de même des autres composés dont les origines anthropiques sont soit industrielles et agricoles (dioxyde de carbone), soit essentiellement agricoles (oxyde nitreux et méthane).

#### b) La chimie de l'ozone dans la troposphère et la stratosphère

La proportion des différents constituants de l'atmosphère reste similaire en fonction de l'altitude à l'exception de la vapeur d'eau, de certains composés instables ou se déposant rapidement au sol sous l'action des pluies, de radicaux libres trouvant leur origine dans les photo-dissociations et de l'ozone (O<sub>3</sub>). Ce dernier, présent en faible quantité dans la biosphère, est localisé essentiellement dans la haute

(\*) Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat. Secrétariat à l'Organisation météorologique mondiale, à Genève (Suisse). Sigle en anglais : IPCC.  
Sur Internet : [www.usgcrp.gjv/ipcc/](http://www.usgcrp.gjv/ipcc/)

troposphère et la basse stratosphère où il absorbe certains rayonnements ultraviolets (UV) nocifs. Dans la basse troposphère, il est considéré comme toxique. Il serait entre autres à l'origine d'allergies de type asthmatique et de baisses de rendement des productions végétales. Les tendances actuelles sont à la baisse de l'ozone stratosphérique au niveau des pôles (fig. 4) et à l'accroissement des concentrations en ozone troposphérique dans l'Hémisphère nord (Graedel et Crutzen, 1992).

Ces évolutions trouvent leur origine dans de multiples réactions chimiques, où interviennent les oxydes d'azote (monoxyde d'azote (NO) et dioxyde d'azote (NO<sub>2</sub>)) et le méthane parmi bien d'autres espèces. Dans la stratosphère, l'oxyde nitreux serait la source principale de monoxyde d'azote qui catalyse la destruction de l'ozone mais qui, d'un autre côté et sous la forme dioxyde d'azote, se combine temporairement aux radicaux libres monoxyde de chlore (ClO) et hydroxyle (OH), inactivant du même coup l'activité de ces entités. Ainsi, si l'oxyde nitreux était initialement considéré comme une molécule nocive pour l'ozone stratosphérique (Crutzen (1974) cité par Crutzen, 1981), la meilleure estimation des constantes de certaines réactions chimiques et les combinaisons avec d'autres radicaux libres ont abouti à amoindrir son effet, voire à l'inverser (Crutzen, 1981). Au niveau de la troposphère, l'oxyde nitreux est une molécule très stable et, contrairement au fonctionnement chimique de la stratosphère, le monoxyde d'azote y favorise la création d'ozone (Crutzen, 1987). Dans les sols, il est produit au cours de la nitrification.

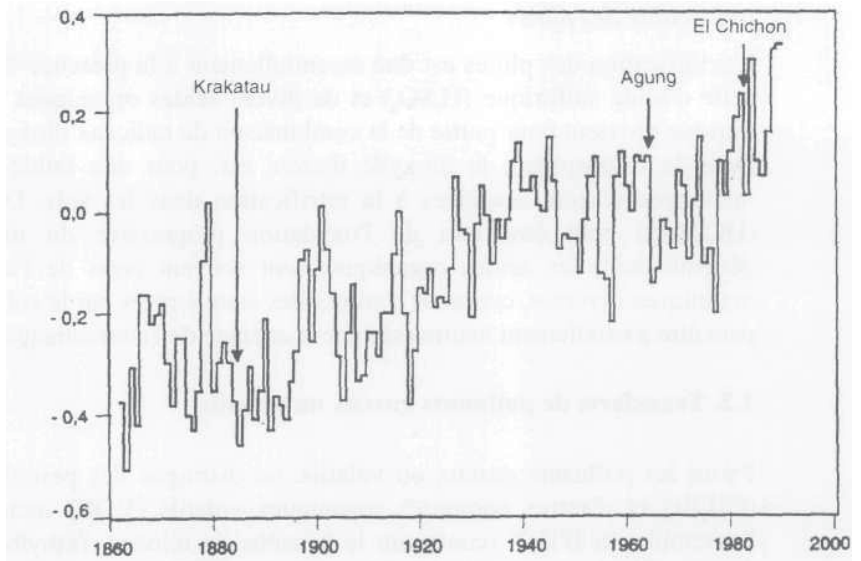


Figure 3. Reconstitution de la température moyenne de la Terre effectuée depuis 1861 par Jones et al. (1986)  
En abscisse : année ; en ordonnée : écarts de température (°C)

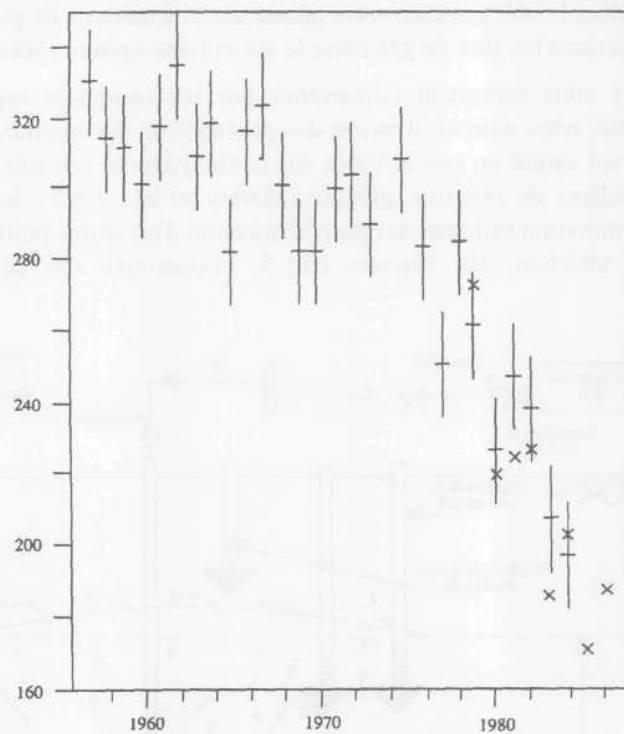


Figure 4. Déclin de l'ozone stratosphérique sur l'Antarctique en octobre de 1957 à 1986 d'après Cicerone (1987)  
En abscisse : année ; en ordonnée : ozone total (m-atm.cm)

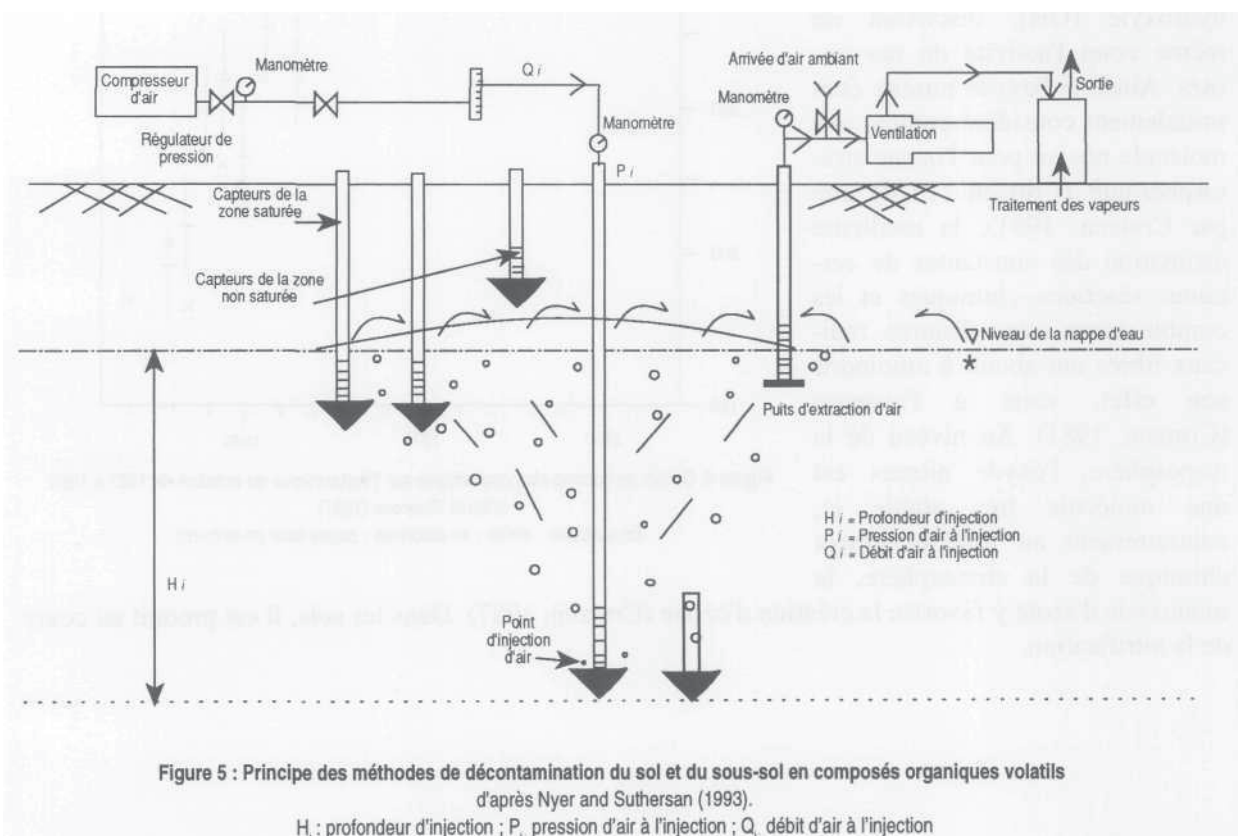
### c) L'acidité des pluies

L'acidification des pluies est due essentiellement à la présence d'acide nitrique ( $\text{HNO}_3$ ), mais aussi à celle d'acide sulfurique ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) et de divers acides organiques (Graedel et Crutzen, 1992). L'acide nitrique provient pour partie de la combinaison de radicaux dioxyde d'azote avec le radical hydroxyle. Dans la troposphère, le dioxyde d'azote est, pour une faible proportion, issu des émissions de monoxyde d'azote associées à la nitrification dans les sols. De la même façon, l'acide formique ( $\text{HCOOH}$ ) peut être issu de l'oxydation progressive du méthane dans la troposphère. Plus généralement, les acides organiques sont souvent issus de l'oxydation progressive de molécules organiques diverses, certaines d'entre elles étant émises par le sol ou les végétaux. L'acidité des pluies peut être partiellement neutralisée par le captage de l'ammoniaque par les gouttes de pluies ( $\text{NH}_3$ ).

## 1.2. Transferts de polluants gazeux ou volatils

Parmi les polluants gazeux ou volatils, on distingue des pesticides comme le bromure de méthyle ( $\text{CH}_3\text{Br}$ ) et d'autres composés organiques volatils (VOC) incluant des hydrocarbures de pétrole, l'ensemble dit BTEX (contenant le benzène, le toluène, l'éthylbenzène et le xylène) et les solvants organo-chlorés comme le tri-chlore-éthylène (TCE). Le transport par voie gazeuse des polluants gazeux ou volatils est parfois considéré comme un moyen naturel de décontamination des nappes d'eau ou des sols (Rolston et Glauz, 1982 ; Massmann et Farrier, 1994). On l'attribue généralement à un transfert de type diffusif (Sallam *et al*, 1984), mais plusieurs études suggèrent que la convection de l'air dans le sol, associée entre autres aux fluctuations de pression atmosphérique, pourrait accroître très largement les flux de gaz entre le sol et l'atmosphère (Massmann et Farrier, 1994).

Pour les sites fortement contaminés par les composés organo-volatils (gares de triage et sites industriels entre autres), il existe des procédés de décontamination plus particulièrement prévus pour le sous-sol saturé en eau et basés sur le balayage de ces sols par un flux d'air généré par la création d'un gradient de pression globale (Marley *et al*, 1992 ; Johnson *et al*, 1993). Les méthodes de décontamination utilisent des puits d'injection d'air et des puits d'extraction associés à des systèmes de filtrage ultérieur des vapeurs (fig. 5, ci-dessous). On admet que ces méthodes entraînent la



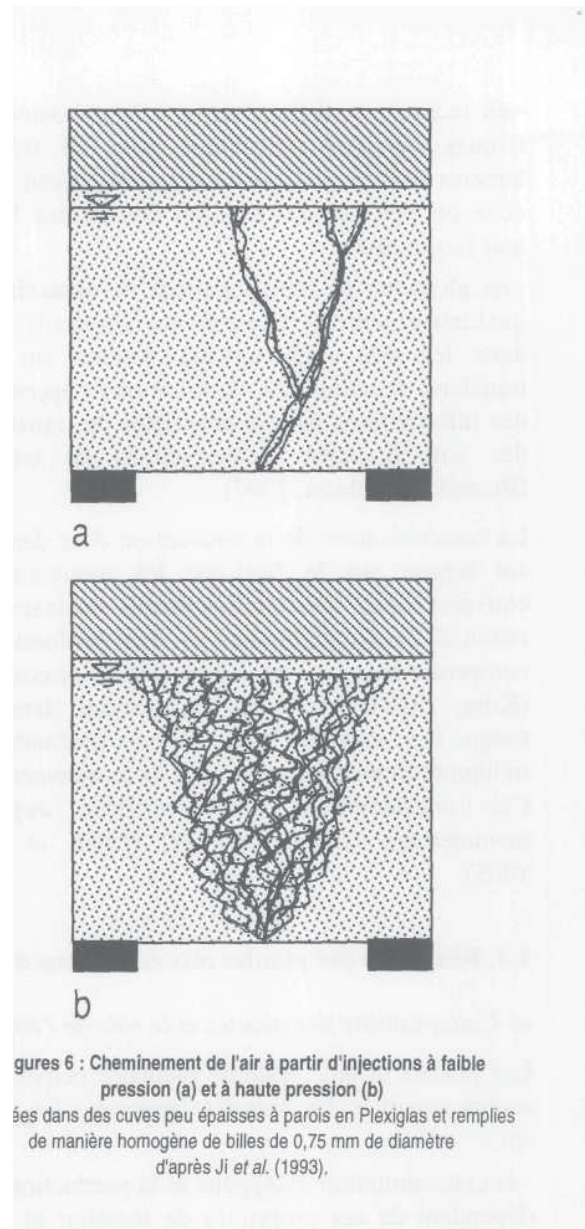


volatilisation et l'extraction des composés organiques volatils du sol et de la zone saturée sous-jacente et/ou l'activation d'un métabolisme aérobie de dégradation des contaminants au niveau de la nappe (Nyer et Suthersan, 1993). Néanmoins cette technologie est récente. Elle n'a actuellement fait l'objet que de peu de recherches et son efficacité reste actuellement mal évaluée (Johnson *et al.*, 1993 ; Schima *et al.*, 1996).

Aujourd'hui, deux risques sont évoqués :

- d'une part, l'injection d'air peut aboutir à un bullage inefficace parce que ne balayant qu'une fraction limitée du sol (Nyer et Suthersan, 1993). Ainsi, le cheminement de l'air peut se faire par des circuits bien différenciés (fig. 6a) correspondant à des trajectoires méandriques laissant des zones non explorées par l'air sur des distances de l'ordre du cm (Ji *et al.*, 1993). Dans d'autres conditions, il peut être pénétrant (fig. 6b) ;
- d'autre part, cette technologie peut entraîner le déplacement des polluants du site traité vers des zones voisines lorsque l'injection d'air provoque un déplacement latéral de l'eau polluée (Johnson *et al.*, 1993).

Au premier rang des autres problèmes étudiés actuellement se trouve l'estimation des volumes de sol explorés pour mieux raisonner les distances entre puits d'injection d'air. La spécificité des problèmes posés par cette technologie pourrait aboutir à des développements théoriques originaux par rapports aux approches classiques décrivant les transferts de gaz (cf. ci-après en 2).



### 1.3. Indicateurs gazeux de l'état du milieu : l'exemple du radon-222

Le radon-222 ( $^{222}\text{Rn}$ ) est émis naturellement par le sol et le sous-sol à partir de l'uranium-238. Il s'agit d'un composé radioactif responsable d'émissions  $\alpha$ . La distribution du radon-222 dépend du pouvoir de production des roches et minéraux du sol (pratiquement de leur teneur en uranium-238), du pouvoir d'émanation de ces mêmes particules, caractérisant la fraction du radon-222 qui va pouvoir migrer dans l'espace poral, et des transferts de radon-222 dans l'espace poral du sol et du sous-sol. Outre son importance en soi de par son accumulation dans les soubassements de certaines habitations (Sextro, 1987), son transport est très étudié par les spécialistes de différentes disciplines :

- en hydrogéologie et dans le cadre de la reconnaissance des milieux aquifères fissurés, la recherche des anomalies de concentration en radon-222 dans l'air du sol est utilisée comme une méthode de prospection complémentaire des techniques traditionnelles, dont la géophysique et la télédétection (Henou et Juncy, 1986 ; David, 1992) ;

- en tectonique, il peut servir à la prévision de risques d'activité volcanique et/ou de tremblements de terre en raison du changement précoce du pouvoir d'émanation des roches lié à leur fissuration ;

- en physique du sol, il permet de caractériser qualitativement les mouvements convectifs d'air dans les sols. Les travaux récents sur les transferts de radon-222 montrent qu'ils apportent des informations sur les propriétés de transferts des sols à partir d'observations de terrain (Pinault et Baubron, 1997).

La caractérisation de la convection d'air dans le sol repose sur le fait que les mouvements convectifs d'air affectent les profils verticaux de radon-222 essentiellement à des profondeurs comprises entre 0,7 et 1,2 m (fig. 7, ci-contre) (King, 1978). Ainsi, les fluctuations dans le temps des mesures faites à ces profondeurs indiquent indirectement le rôle de la convection. Ces considérations sont vérifiées expérimentalement (fig. 8, ci-après) (Chen *et al.*, 1995).

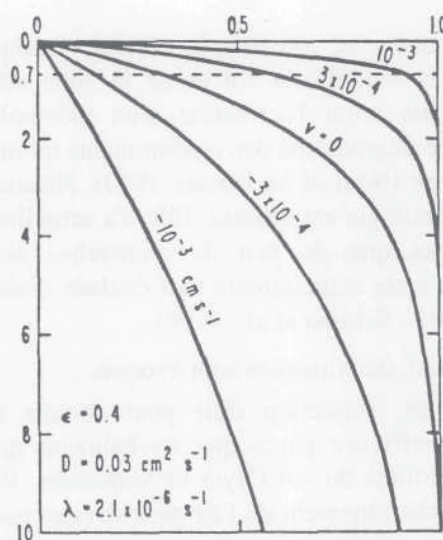


Figure 7 : Profils typiques de radon-222 dans un sol pour différentes vitesses d'air associées à de la convection d'après King (1978).

En abscisse : concentration normalisée en radon-222  
en ordonnée : profondeur (en m)

$\epsilon$  : porosité du sol ;  $D$  : coefficient de diffusion du radon-222 ;  
 $\lambda$  : constante de disparition du radon-222 ;  $v$  : vitesse des flux convectifs.

#### 1.4. Réactions des plantes aux conditions d'aération du milieu

##### a) L'adaptabilité des plantes et le rôle de l'éthylène

Les plantes et leur système racinaire peuvent jouer sur l'état d'aération du milieu et y être plus ou moins sensibles. En première approche, les racines peuvent agir de quatre manières sur l'aération du sol :

- la consommation d'oxygène et la production de dioxyde de carbone dont les conséquences sur le sol dépendent de ses propriétés de transfert et de l'ambiance géochimique propre au milieu (Jaillard, 1997). Cette activité respiratoire est fortement affectée par la température, l'activité photosynthétique de la plante, l'existence d'associations symbiotiques du type rhizobium-légumineuse et les conditions pédoclimatiques dont le pH de la solution du sol (Amthor, 1989 ; Lambers *et al.*, 1995) ;

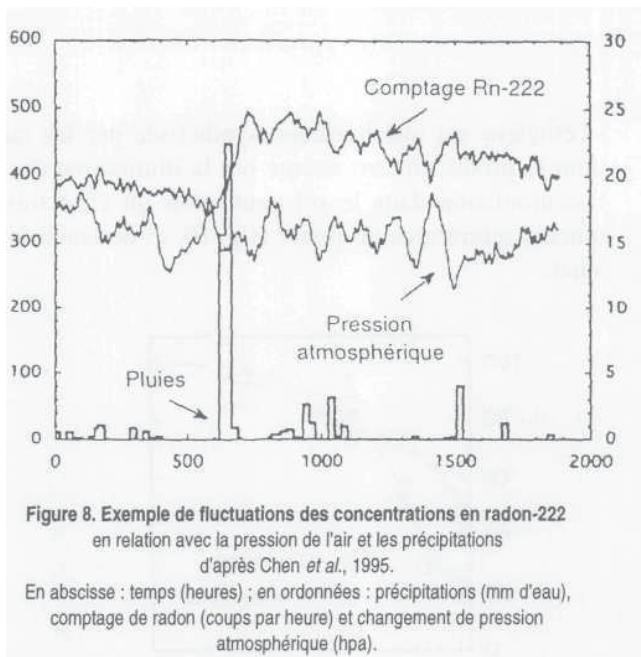
- les possibilités éventuelles de transfert de gaz entre les parties aériennes de la plante et les racines lorsque ces plantes développent des aénchymes au niveau des racines. Ces transferts concernent les gaz respiratoires (Saglio, 1985) et d'autres gaz comme le méthane dans le cas de plantes adaptées aux milieux immergés (Conrad, 1989). Les plantes peuvent être adaptées intrinsèquement à de telles conditions (riz), s'y adapter en réponse à des conditions d'excès d'eau (maïs) au niveau des nouvelles racines qu'elles développent ou être incapables d'une telle adaptation. Ce type d'adaptation peut varier entre espèces du même genre (Visser *et al.*, 1997) ;

- l'absorption d'eau et l'existence éventuelle de transferts préférentiels de gaz à l'interface sol-racine en condition de déficit en eau ;

- l'exsudation de substrats carbonés pouvant activer les métabolismes microbiens au niveau de la rhizosphère dont la respiration et la dénitrification (Grundmann, 1987 ; Clays-Josserand *et al.*, 1995).

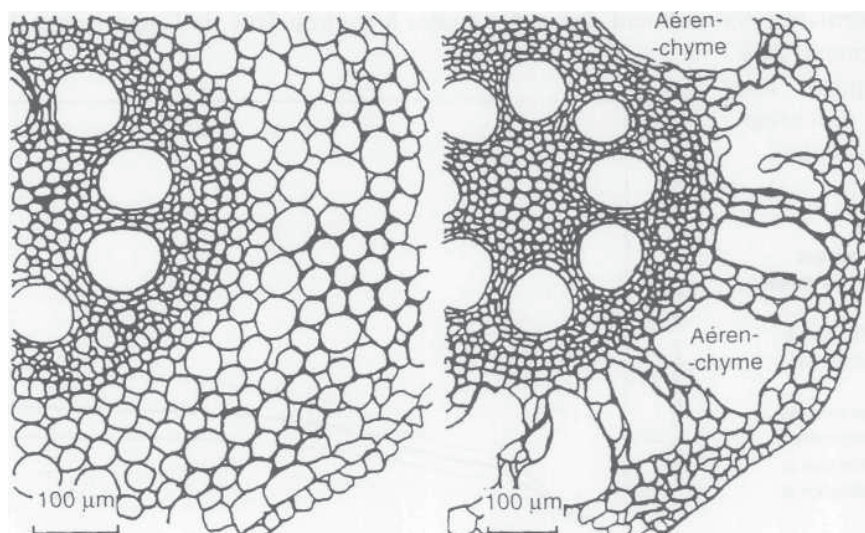
D'un autre côté, les racines peuvent réagir de manière variable à des conditions d'excès d'eau. En première approche, on peut considérer qu'elles sont sensibles à la teneur en oxygène et à la teneur en éthylène (C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>), hormone pouvant provoquer l'apparition d'aérenchymes par cavitation du cortex des racines (Atwell *et al.*, 1988 ; Drew, 1997) :

- Luxmoore et Stolzy (1972) ont montré qu'une teneur en oxygène de 7% entraînait une réduction de moitié de la croissance racinaire de plants de blé. Thomson *et al.* (1989) trouvent que la croissance racinaire de jeunes plants de blé est affectée par la concentration en oxygène pour des concentrations inférieures à 9%. Des ordres de grandeurs similaires ont été trouvés par Visser *et al.* (1997) sur *Rumex palustris* et *Rumex thyrsiflorus* (fig. 9, ci-après). Toutefois, l'influence réelle de la concentration en oxygène à la périphérie des racines va dépendre des possibilités de transfert via les parties aériennes dans le cas de plantes à aérenchymes, des transferts radiaux d'oxygène au sein de la racine dans le cas des autres plantes (De Willigen et Van Noordwijk, 1984 ; Van Noordwijk et De Willigen, 1984). Morard et Silvestre (1997) ont synthétisé un ensemble de résultats entre respiration racinaire et teneur en oxygène du milieu. Les concentrations en oxygène à partir desquelles la respiration décroît sont similaires à celles citées précédemment pour l'élongation racinaire ;



### L'aérenchyme dans les racines

Les racines de certaines plantes possèdent un parenchyme cortical constitué de cellules à parois minces avec de larges espaces intercellulaires. On parle alors d'aérenchyme. Il est observé dans les racines de plantes poussant en milieu inondé (riz et papyrus) et peut apparaître en réponse à des conditions d'excès d'eau dans les racines en formation d'autres plantes (maïs). Il permet un apport d'oxygène à partir des parties aériennes et l'oxydation de composés réduits dans la rhizosphère.



Coupes histologiques de racines de maïs sans aérenchyme (a) et avec aérenchyme (b)

dessins tracés à partir des photographies de Drew et Favrey (1986).

d'après Drew and Fourcy (1986).



- l'éthylène est une hormone synthétisée par les racines, principalement au voisinage de leur apex, dont la production est accrue par la diminution des teneurs en oxygène (Atwell *et al.*, 1988) et dont l'accumulation dans le sol peut avoir un effet très marqué sur la croissance des racines pour des teneurs inférieures au ppmv (fig. 10, ci-dessous) bien que des résultats contradictoires existent à ce sujet.

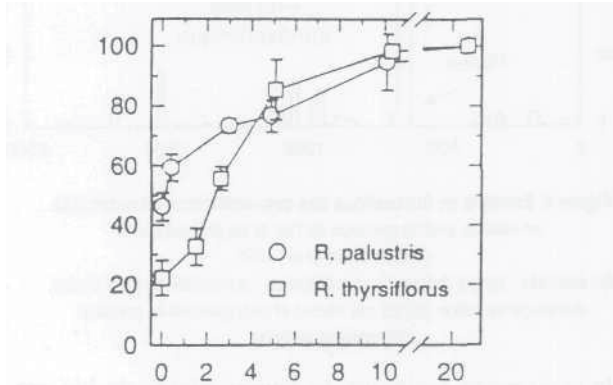


Figure 9. Relation entre croissance racinaire de deux espèces de *Rumex* et concentration en oxygène d'après Visser *et al.* (1997).  
En abscisse : concentration en oxygène (%)  
en ordonnée : élongation racinaire (en % du témoin)

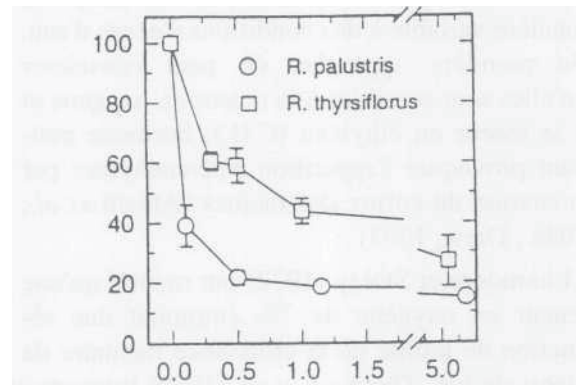


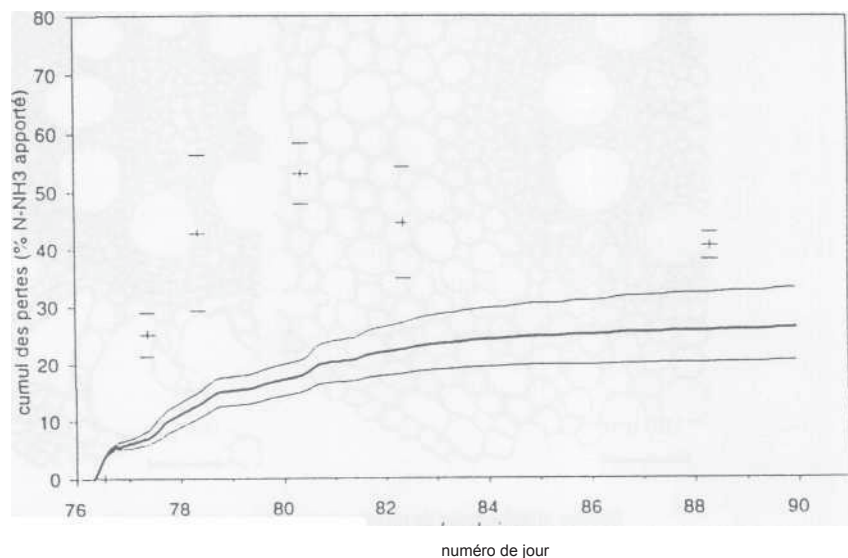
Figure 10. Effet de la concentration en éthylène sur la croissance racinaire de deux espèces de *Rumex* d'après Visser *et al.* (1997).  
En abscisse : concentration en éthylène (en cm³.m⁻³) ;  
en ordonnée : élongation racinaire (en % du témoin)

### b) Forme des nutriments, aération et pH du milieu

La forme des nutriments peut jouer fortement sur leur assimilabilité par les plantes. Parmi les conditions du milieu, il faut noter l'importance du pH de la solution du sol et du potentiel Redox de cette même solution. Les transferts d'oxygène et de dioxyde de carbone jouent un rôle essentiel sur ces deux paramètres.

Si la volatilisation de l'ammoniaque peut minimiser l'acidité des pluies (Graedel et Crutzen, 1992), elle peut simultanément engendrer des pertes très importantes en azote pour le sol. Lors d'apports de fertilisants minéraux tels que l'urée, elles pourraient atteindre des valeurs de l'ordre de 50% de l'apport (Hargrove *et al.*, 1987). Ces pertes sont aussi très importantes après épandage de lisier. A titre d'exemple, Genermont (1996) obtient des pertes égales à environ 50% de l'apport pour du lisier non enfoui et seulement 20% de l'apport pour une situation avec enfouissement (fig. 11, ci-contre).

Figure 11 : Exemple de volatilisation de l'ammoniaque après un épandage de lisier enfoui dans le sol d'après Genermont (1997), avec la collaboration de Morvan pour les mesures.  
Les courbes sont pour les mesures micrométéorologiques (estimation et incertitude) et les symboles pour la méthode du bilan "N" (estimation et écart-type).





### 1.5. Synthèse

De très nombreuses molécules existant à l'état naturel sous forme de gaz ou de composés volatils sont à considérer lorsque l'on traite de thématiques environnementales et/ou agronomiques ayant trait aux transferts de gaz dans les sols (fig. 12). D'une certaine façon, le terme 'gaz' est souvent inadapté pour les situations étudiées, puisque l'on est souvent amené à décrire le transfert de ces espèces à l'état dissout dans la solution du sol.

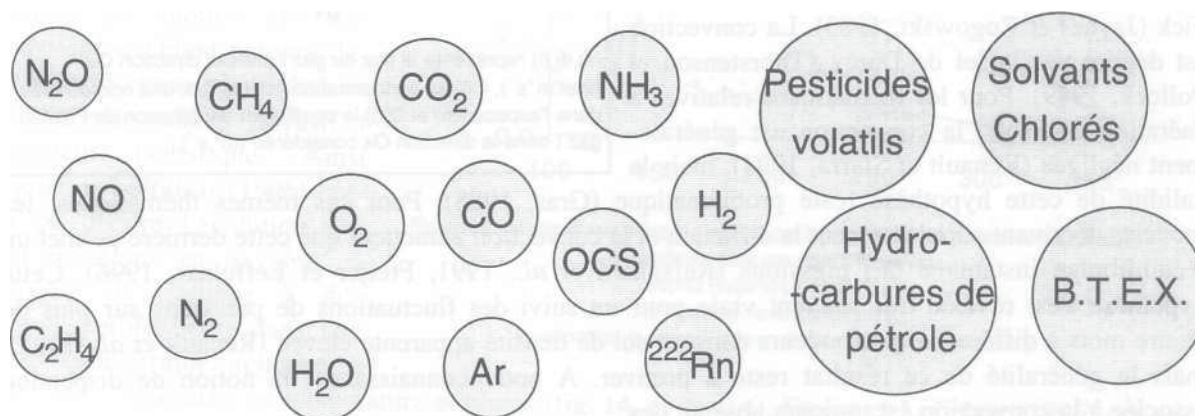


Figure 12 : Principales espèces chimiques gazeuses ou volatiles présentes dans le sol et en relation avec des thématiques environnementales et/ou agronomiques

## 2. Fonctionnements et modèles associés

### 2.1. Caractères généraux des transferts de gaz dans les sols

Les transferts de gaz dans les sols peuvent se faire dans les pores libres à l'air ou au travers de la solution du sol. Le principal moteur de ces transferts est l'existence de gradients de pression partielle associés à des phénomènes de productions et/ou de consommations biologiques et chimiques. Ces fonctions puits et sources évoluent dans le temps et présentent une grande variabilité spatiale aux petites échelles. Combinées aux faibles possibilités de transfert des gaz dans la solution du sol, elles induisent souvent des gradients de concentration importants à ces mêmes échelles d'espace. Ainsi, des mottes de sol saturées en eau et placées dans de l'air à 20% d'oxygène présentent-elles souvent un cœur anoxique dès que leur rayon dépasse une valeur comprise entre 3 et 7 mm (Sexstone *et al.*, 1985; Zausig *et al.*, 1993; Højberg *et al.*, 1994; Sierra et Renault, 1996). Pour des résidus végétaux fraîchement incorporés au sol, il suffit d'un film d'eau de l'ordre de 100 u.m pour assurer un métabolisme anaérobie en leur sein. Au contraire, les transferts peuvent se faire aisément dans les pores libres à l'air du sol et l'apparition de gradients de concentration importants dans les macropores libres à l'air suppose qu'une ou plusieurs des conditions suivantes soient vérifiées : sol profond, sol compacté ou à forte teneur en eau de manière à augmenter la tortuosité des pores libres à l'air. Ainsi, la description des transferts de gaz dans les sols et la prévision des fonctionnements microbiens nécessitent-ils généralement une description spatiale fine des processus impliqués et la prise en compte d'une dimension temps.

## 2.2. Les transferts de gaz dans les macropores libres à l'air du sol

### a) Généralités et formalismes mathématiques

De manière générale, les transferts verticaux dans les pores libres à l'air du sol peuvent associer diffusion, convection et dispersion. La diffusion est classiquement décrite par la loi de Fick (Jaynes et Rogowski, 1983). La convection est décrite par la loi de Darcy (Thorstenson et Pollock, 1989). Pour les thématiques relatives à l'aération des sols, la convection est généralement négligée (Renault et Sierra, 1994), mais la validité de cette hypothèse reste problématique (Gras, 1988). Pour ces mêmes thématiques, les modèles décrivant simultanément la diffusion et la convection admettent que cette dernière permet un rééquilibrage instantané des pressions (Refsgaard *et al.*, 1991, Freijer et Leffelaar, 1996). Cette hypothèse s'est révélée très souvent vraie pour un suivi des fluctuations de pressions sur plus de quatre mois à différentes profondeurs dans un sol de densité apparente élevée (Renault *et al.*, 1997), mais la généralité de ce résultat reste à prouver. A notre connaissance, la notion de dispersion associée à la convection est toujours absente des modèles.

La loi de Fick est empirique. Elle s'avère utilisable pour la description des transferts de gaz présents à l'état de traces (Jaynes et Rogowski, 1983 ; Renault, 1988) sous réserve que d'autres processus n'induisent pas de convection. Les équations de Stephan-Maxwell permettent de décrire la diffusion des gaz et ont des bases théoriques. En absence de gradient de pression, Thorstenson et Pollock (1989) avaient ainsi mis en évidence l'interdépendance des flux des différents gaz pour des sols profonds et le rôle des flux de gaz trace. En conditions isobariques, Freijer et Leffelaar (1996) ont montré que ce modèle pouvait être approché par la loi de Fick, si celle-ci était appliquée à tous les gaz en présence et si la résultante de l'ensemble des flux, généralement non nulle, donnait naissance à un flux convectif additionné au flux diffusif. Massmann et Farrier (1994) arrivent à des conclusions similaires en conditions non isobariques et montrent le poids de la convection sur les transferts de composés organiques volatiles.

### b) Transferts d'oxygène et de dioxyde de carbone ; influence du quotient respiratoire (QR)

Dans le cas des gaz respiratoires et pour des sols peu profonds, la diffusion suffit à assurer l'essentiel des flux d'oxygène entre le sol et l'atmosphère sans engendrer de gradients de concentration importants dans les macropores libres à l'air, tant que le taux de saturation en eau de l'espace poral n'excède pas 0,8-0,9 (Renault et

**La loi de Fick**

Pour un gaz  $i$  dont la concentration varie dans une direction  $Ox$ , la loi de Fick considère que le flux diffusif du gaz  $i$  dans cette même direction est proportionnel à ce gradient de concentration, la constante de proportionnalité étant appelée par définition coefficient de diffusion :

$$\Phi_x(i) = -D_x(i) \frac{\partial C(i)}{\partial x} \quad (1)$$

où  $\Phi_x(i)$  représente le flux du gaz  $i$  dans la direction  $Ox$  ( $\text{mol.m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ),  $C(i)$  sa concentration ( $\text{mol.m}^{-3}$ ),  $x$  une coordonnée dans l'espace (m) et  $D_x(i)$  le coefficient de diffusion de Fick du gaz  $i$  dans la direction  $Ox$  considérée ( $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$ ).

**La loi de Darcy**

Pour un mélange de gaz dont la pression totale varie dans une direction  $Ox$ , la loi de Darcy considère le flux convectif du mélange comme proportionnel au gradient de pression totale, la constante de proportionnalité étant appelée par définition perméabilité à l'air :

$$F^V = -(B_k P / \mu) \nabla n \quad (2)$$

où  $F^V$  représente le flux total de gaz par convection ( $\text{mol.m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ),  $\nabla n$  le gradient de concentration totale en gaz ( $\text{mol.m}^{-4}$ ),  $P$  la pression totale de gaz (Pa équivalent à  $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-2}$ ),  $B_k$  la perméabilité intrinsèque du milieu ( $\text{m}^2$ ) et  $\mu$  sa viscosité dynamique ( $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ ).

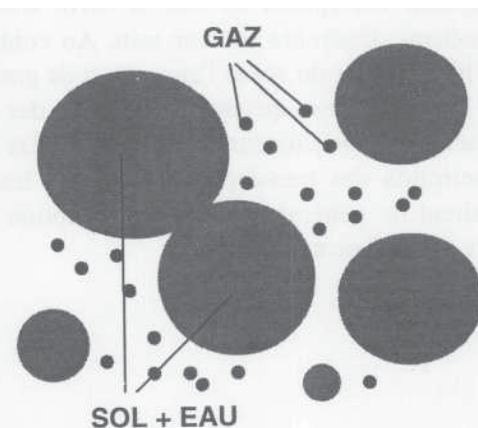


Figure 13. Représentation conceptuelle du modèle gaz-poussière

pour des teneurs en eau élevées, il peut y avoir apparition de gradients de concentration en oxygène et dioxyde de carbone.

Dans de telles conditions, les simulations basées sur l'utilisation du modèle de gaz poussière semblent pouvoir décrire correctement la réalité en condition de transfert diffusif et convectif isobarique. Ainsi Freijer et Leffelaar (1996) ont-ils pu décrire l'évolution des concentrations en oxygène et dioxyde de carbone à différentes profondeurs dans une cuve lysimétrique soumise à

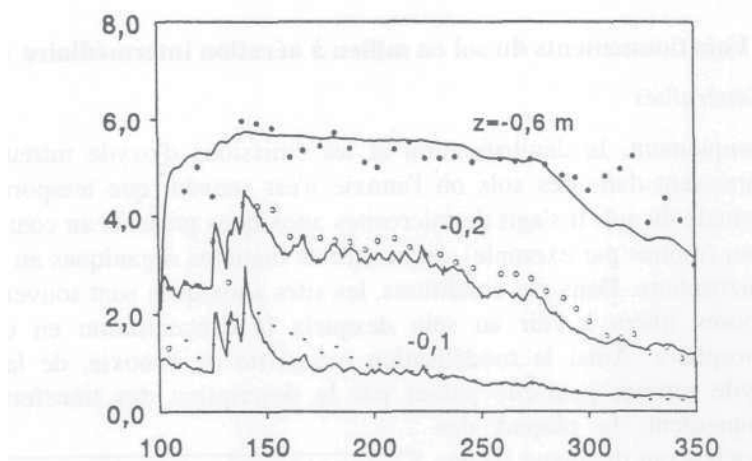


Figure 14. Variations mesurées et simulées par le modèle de gaz poussière à différentes profondeurs dans une cuve lysimétrique d'après Freijer et Leffelaar (1996)  
En abscisse : le temps (en jours) ;  
en ordonnée : la concentration en dioxyde de carbone (en mol.m<sup>-3</sup>).

des aléas climatiques en température et pluies (fig. 14, ci-dessus). Freijer et Leffelaar (1996) ont par ailleurs montré l'importance du quotient respiratoire (QR) sur les profils de concentration en oxygène et dioxyde de carbone. Un QR supérieur à 1 correspond à une production de dioxyde de carbone supérieure à la consommation en oxygène : le flux de dioxyde de carbone entraîne un reflux de l'oxygène à l'extérieur du sol. Au contraire, un QR inférieur à 1 entraîne une absorption d'air par le sol et une meilleure aération de ce dernier. Pour un quotient respiratoire de 1, le coefficient de diffusion binaire de dioxyde de carbone avec azote étant inférieur à celui de l'oxygène avec azote, sa diffusion vers la surface du sol se fait plus difficilement. A l'équilibre, l'égalité des flux entre oxygène et dioxyde de carbone implique l'existence d'un petit gradient de pression globale permettant un flux convectif d'air de la profondeur à la surface du sol. L'oxygénation du sol en souffre légèrement. Les conséquences de l'interdépendance des flux des différents gaz sur la fraction anoxique du sol peuvent être très importantes. Pratiquement, le quotient respiratoire dépend des substrats métabolisés. Pour une dégradation de substances comme les glucides, lipides et protéines, on admet généralement qu'il est compris entre 0,7 et 1,3. Néanmoins, il peut aussi y avoir production de dioxyde de carbone en conditions anaérobies. Deux hypothèses extrêmes semblent pouvoir encadrer la réalité : (a) le quotient respiratoire est de 1 et il n'y a pas de production anaérobie de dioxyde de carbone, et (b) la production de dioxyde de carbone est constante (c'est-à-dire : une baisse de production de dioxyde de carbone due à une baisse de respiration est compensée par une production anaérobie de dioxyde de carbone). Utilisant ces deux hypothèses, nous avons estimé des fractions anoxiques très différentes pour un sol agrégé très humide en reprenant les travaux de Renault et Stengel (1994) et Renault et Sierra (1994) après modification de la description des transferts dans les macropores libres à l'air (fig. 15, ci-contre).

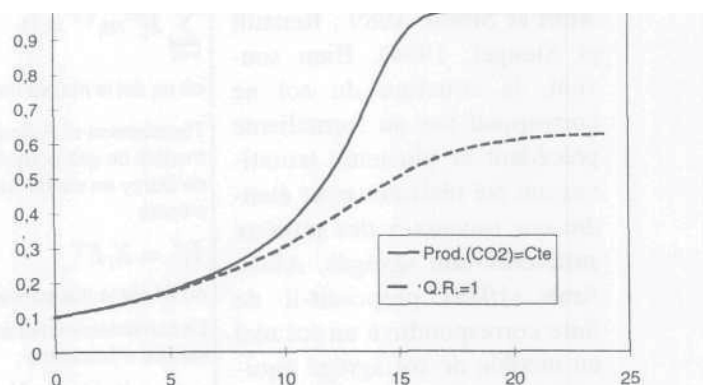


Figure 15. Exemple d'évolution temporelle de l'anoxie pour un sol agrégé très humide (Renault, résultats non publiés)  
En abscisse : fraction anoxique ; en ordonnée : temps (heures).



### 2.3. Fonctionnements du sol en milieu à aération intermédiaire : l'exemple de la dénitrification

#### a) Généralités

Classiquement, la dénitrification et les émissions d'oxyde nitreux qui peuvent lui être associées apparaissent dans des sols où l'anoxie n'est souvent que temporaire et n'intéresse qu'une fraction marginale du sol. Il s'agit de microsites anoxiques présents au cœur de structures compactes saturées en eau (mottes par exemple), au niveau de matières organiques en décomposition et/ou au niveau de la rhizosphère. Dans ces conditions, les sites anoxiques sont souvent localisés à quelques millimètres de pores libres à l'air au sein desquels la concentration en oxygène est voisine de celle de l'atmosphère. Ainsi la modélisation mécaniste de l'anoxie, de la dénitrification et des émissions d'oxyde nitreux peut-elle passer par la description des transferts de gaz en milieu hétérogène.

Pratiquement, la plupart des approches ont distingué (i) des transferts en phase gazeuse dans un espace de macropores libres à l'air (espace intermottes, par exemple) et (ii) des transferts de gaz et de solutés au sein de structures continues et au voisinage de la saturation (Leffelaar, 1979 ; Arah et Smith, 1989 ; Renault et Stengel, 1994 ; Renault et Sierra, 1994) (fig. 16, ci-après).

Pour la description des transferts dans les macropores libres à l'air, on se référera à la présentation faite en 2.2. Pour les transferts dans les zones saturées, les modèles assimilent généralement le sol à un massif d'agrégats et simulent les transferts au sein de ces derniers (Leffelaar, 1979 ; Arah et Smith, 1989 ; Renault et Stengel, 1994). Bien souvent, la structure du sol ne correspond pas au formalisme précédent et plusieurs tentatives ont été réalisées pour étendre ces travaux à des milieux structurés non agrégés. Ainsi, Arah (1988) proposait-il de faire correspondre à un sol réel un modèle de sol agrégé équivalent, par l'analyse de la distribution des distances des

#### Les équations de Stephan-Maxwell et le modèle de gaz poussière

Les équations de Stephan-Maxwell permettent de décrire la diffusion de multiples espèces gazeuses en faisant abstraction des parois des pores :

$$\sum_{j=1, j \neq i}^v \frac{X_i F_j^D - X_j F_i^D}{D_{ij}^*} = \frac{I}{RT} \nabla P_i \quad (3)$$

où  $X_i$  est la fraction molaire du gaz  $i$ ,  $\gamma$  le nombre total d'espèces gazeuses considérées,  $F_i^D$  le flux molaire ( $\text{mol.m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ),  $D_{ij}^*$  le coefficient de diffusion binaire pour les gaz  $i$  et  $j$  ( $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$ ),  $R$  la constante des gaz parfaits ( $8,314 \text{ J.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ),  $T$  la température (K) et  $P_i$  la pression partielle du gaz  $i$  (Pa).

De manière plus complète, l'utilisation du modèle de gaz poussière présenté par Mason et Malinauskas (1983) permet de décrire ces mêmes interactions et les interactions entre molécules de gaz et parois du milieu poreux. Celui-ci est assimilé à un gaz poussière (fig. 13) d'indice noté  $p$  :

$$\sum_{j=1, j \neq i, p}^v \frac{X_i F_j^D - X_j F_i^D}{D_{ij}^*} - \frac{F_i^D}{D_i^K} = \frac{1}{kT} \nabla P_i \quad (4)$$

où  $D_i^K$  est le coefficient de diffusion "binaire" entre le gaz  $i$  et le gaz fictif correspondant à la matrice solide et liquide du milieu poreux ( $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$ ).

Les coefficients de diffusion  $D_i^K$  caractérisant les interactions entre gaz et milieu poreux sont assimilables aux coefficients de diffusion de Knudsen. Ce modèle permet ainsi de retrouver la loi de diffusion généralisée de Graham qui montre que, en conditions isobariques et sous l'action de gradients de concentrations, les flux de gaz de poids moléculaire différents ne se compensent généralement pas et peuvent ainsi engendrer des flux convectifs :

$$\sum_{i=1}^v F_i^D m_i^{1/2} = 0 \quad (5)$$

où  $m_i$  est la masse molaire du gaz  $i$  ( $\text{kg.mol}^{-1}$ ).

Thorstenson et Pollock (1989) avaient posé les bases d'un couplage entre le modèle de gaz poussière et les flux convectifs lorsque ceux-ci sont décrits par la Loi de Darcy en conditions non isobariques. Le flux par convection du gaz  $i$  peut s'écrire :

$$F_i^V = X_i F^V \quad (6)$$

où  $F_i^V$  est le flux convectif du gaz  $i$  ( $\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ).

La combinaison des équations précédentes nous permet d'aboutir au système suivant d'équations :

$$\sum_{j=1, j \neq i}^v \frac{X_i F_j^T - X_j F_i^T}{D_{ij}^*} - \frac{F_i^T}{D_i^K} = \frac{P \nabla X_i}{RT} + \left\{ 1 + \frac{B_k P}{D_i^K \mu} \right\} \frac{X_i \nabla P}{RT} \quad (7)$$

où  $F_i^T$  est le flux total du gaz  $i$  ( $\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ).

points du sol au pore le plus proche. Un autre type d'approche définit des zones d'influence des pores dont l'estimation est basée sur la distance au pore (Rijtema et Kroes, 1991 ; Rappoldt, 1992).

Les principales limites actuelles associées à la description mécaniste de ce type de fonctionnement sont liées à la prise en compte imparfaite, voire à la non-prise en compte de différents facteurs :

- les hétérogénéités de structure et de distribution des matières organiques ;
- la dynamique des populations microbiennes ;
- les fonctionnements physiques (prévision du recouvrement par un film d'eau) et microbiologiques au niveau des résidus organiques en décomposition et de la rhizosphère.

*b) Anoxie, dénitrification et réduction de l'oxyde nitreux en azote dans les mottes*

De nombreuses expériences ont tenté de caractériser l'anoxie et parfois la dénitrification sur des mottes de sol (Sexstone *et al*, 1985 ; Zausig *et al*, 1993 ; Højberg *et al*, 1994 ; Sierra et Renault, 1996). Elles montrent que l'anoxie apparaît classiquement dans des mottes de sol saturé dès que leur rayon est supérieur à environ 3 à 7 mm. Il peut y avoir absence de corrélations entre volume anoxique et dénitrification (Sexstone *et al.*, 1985) en raison d'autres facteurs qui peuvent limiter cette dernière dont la concentration en nitrate et les substrats carbonés. La prévision de l'anoxie et de la dénitrification peut par ailleurs se heurter à des problèmes d'hétérogénéités à cette échelle (Parry *et al*, 1997). Ces hétérogénéités concernent l'existence et la distribution de macropores libres à l'air au sein des mottes, ainsi que la distribution de la matière organique particulaire.

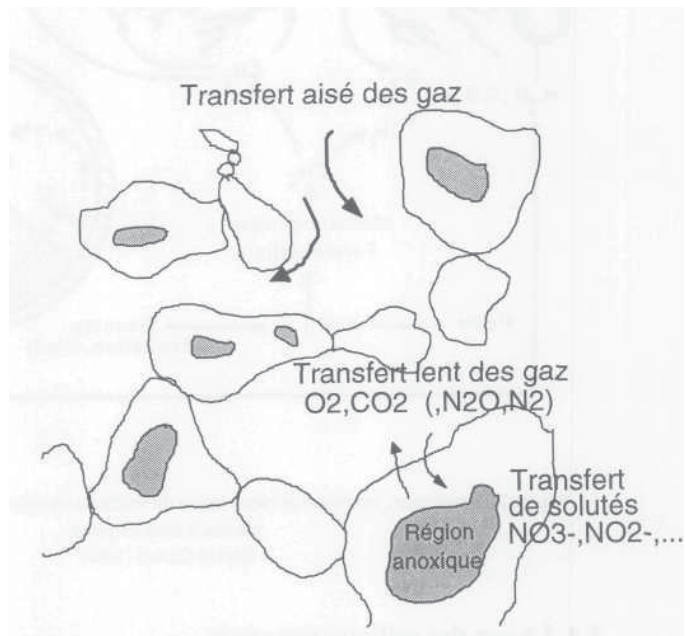


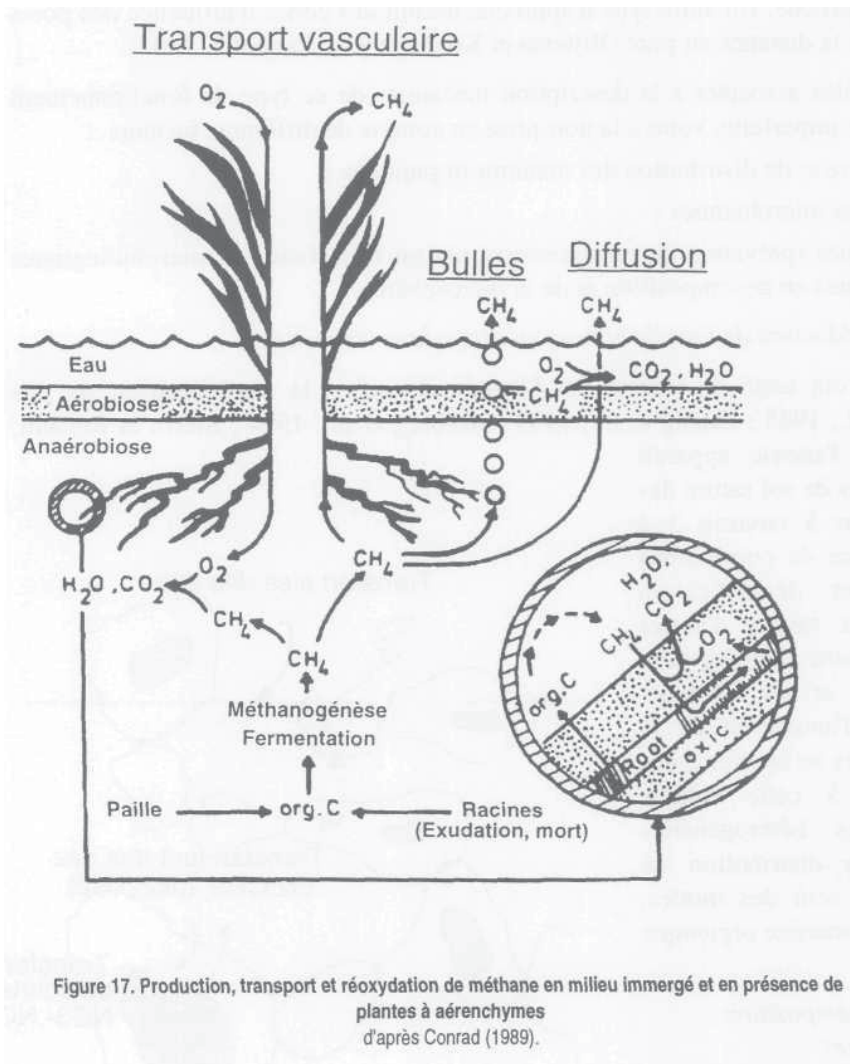
Figure 16. Schéma conceptuel de sol classiquement utilisé pour les thématiques relatives à la dénitrification

*c) matières organiques en décomposition initiale et activités microbiennes*

C'est probablement à Parkin (1987) que nous devons la plus belle démonstration expérimentale du rôle des résidus organiques sur la dénitrification dans les sols. Sur une douzaine de colonnes de sol, il a mesuré la dénitrification. De manière à tester l'existence de résidus organiques à haute activité dénitrifiante, il a alors réitéré les mesures sur chaque tiers de colonne, puis sur les cinq sous-fractions du tiers le plus actif lors de l'itération précédente. Les sous-fractions les plus actives étaient alors analysées de manière à détecter l'existence éventuelle de résidus organiques grossiers généralement associés à des activités microbiennes intenses. Pour les douze colonnes analysées, Parkin (1987) a ainsi mis en évidence cinq « hot-spots » dans quatre colonnes. Ces hot-spots expliquaient de 25 à 85% de l'activité dénitrifiante des colonnes. Ils correspondaient à des masses comprises entre 0,4 et 0,08% des colonnes. Christensen *et al.* (1990) ont obtenu des résultats similaires en réalisant des expériences suivant le même principe.

*d) Fonctionnement de la rhizosphère*

L'influence du système racinaire sur les pertes d'azote par dénitrification n'a été que peu étudiée jusqu'à présent. A notre connaissance, aucun des modèles proposés pour décrire la dénitrification ne



#### 2.4. Le cas des milieux engorgés

L'activité microbienne des milieux immergés peut aboutir à des conditions d'anoxie suffisantes pour qu'un métabolisme anaérobie strict se mette en place. Parmi les produits de ce métabolisme se trouve le méthane dont la production peut être en grande partie contrebalancée par son oxydation (Holzapfel-Pschorn *et al.*, 1986). Les lieux d'oxydation privilégiés de méthane seront la surface du sol et les zones oxydées à proximité immédiate des racines. Pour ce type de milieu, les transferts d'espèces comme le méthane peuvent se faire par bullage. Ce dernier pourrait représenter jusqu'aux 2/3 des émissions pour les milieux sans végétation (Bartlett *et al.*, 1988). En présence d'une végétation dont les racines présentent des aénchymes favorables aux transferts de gaz des parties souterraines aux parties aériennes (cas des rizières), le transfert de méthane se fera préférentiellement au travers de cet aénchyme (Seiler, 1984). La figure 17 (ci-dessus) représente un schéma des différents flux pouvant se produire dans ce type de milieu.

Les problèmes associés à ce type de milieu sont liés à la nature des transferts et à leur quantification expérimentale. Ils sont aussi liés au fait que la production de méthane est fortement contrebalancée par son oxydation.

tient compte de ce facteur. Pourtant, plusieurs travaux suggèrent qu'une activité dénitrifiante importante peut exister au niveau de la rhizosphère. Ces travaux ont trait à des mesures directes de dénitrification (Stefanson, 1972a et 1972b ; Smith et Tiedje, 1979 ; Grundmann, 1987), à la nature des populations microbiennes en fonction de la distance aux racines (Clays-Josserand *et al.*, 1995) et au fonctionnement des racines en fonction de l'aération du sol et de l'existence ou non d'un aénchyme en leur sein (De Willigen et Van Noordwijk, 1984; Armstrong *et al.*, 1994b). Notons toutefois que ces études aboutissent à des conclusions qui dépendent des facteurs du milieu, dont la teneur en eau, la richesse du sol en nitrate et sa teneur en matières organiques.



**NON**

**AUX  
TRANSFERTS**

**DE  
GAZ**

**DANS  
LES  
SOLS**

**BON!**

*Roussé*



## En conclusion : quelques grands enjeux pour le futur

Les transferts de gaz dans les sols sont impliqués dans de nombreuses problématiques environnementales. L'accroissement de l'effet de serre et la chimie de l'atmosphère sont parmi les thématiques les plus médiatiques actuellement. Néanmoins, de nombreuses autres problématiques environnementales impliquent à des degrés divers les transferts de gaz dans les sols. Il s'agit généralement de transferts passifs (pesticides volatils par exemple) mais ces transferts peuvent être provoqués par l'homme pour tenter de décontaminer les sols.

Les recherches relatives aux processus physiques de transferts restent d'actualité pour une meilleure prise en compte du caractère hétérogène de la structure du sol, pour une meilleure compréhension de certains mécanismes comme le déclenchement du bullage et pour une meilleure estimation des rôles respectifs de la diffusion et de la convection dans les échanges gazeux entre le sol et l'atmosphère. Pour de nombreuses problématiques, transferts et activités microbiennes sont intimement liés et la meilleure compréhension des processus de transferts repose souvent sur une meilleure compréhension de la composante microbienne (dynamique des populations microbiennes et distribution spatiale, fonctionnements microbiens, transferts de substrats associés à ces fonctionnements). Par ailleurs, fonctionnements microbiens et géochimie ne sont actuellement que rarement couplés.

Si pour certaines problématiques environnementales, l'échelle de la placette est idéale et permet d'utiliser directement une modélisation de type mécaniste (transfert de pesticides, par exemple), il n'en va pas de même pour les émissions des gaz à effet de serre ou impliqués dans la chimie de l'atmosphère qui nécessitent l'établissement de bilans à des échelles régionales voire planétaires. Pour ces problématiques, la modélisation mécaniste ne peut être qu'un outil de réflexion et qu'un outil préliminaire destiné à la compréhension des mécanismes, à la mise au point et/ou à la définition de domaines de fiabilité de modèles simplifiés utilisables à d'autres échelles et incorporables dans des systèmes d'information géographique ■

## Références bibliographiques

- AHLFELD D.P., DAHMANI A., JI W., 1994. A conceptual model of field behavior of air sparging and its implications for application. *Ground Water Monitoring Review*, 14(4), 132-139.
- AMTHOR J.S., 1989. Respiration and crop productivity. Springer Verlag, New York, 215 p.
- ARAH J.R.M., 1988. Modelling denitrification in aggregated and structureless soils. In D.S. JENKINSON & K.A. SMITH : *Nitrogen efficiency in agricultural soils*. Elsevier Applied Science, London, Royaume-Uni, 433-444.
- ARAH J.R.M., SMITH K.A., 1989. Steady-state denitrification in aggregated soils: A mathematical model. *J. Soil Sci.*, 40, 139-149.
- ARMSTRONG J.E., FRIND E.O., MCCELLAN R.D., 1994a. Nonequilibrium mass transfer between the vapor, aqueous, and solid phases in unsaturated soils during vapor extraction. *Water Resour. Res.*, 30, 355-368.
- ARMSTRONG W., STRANSGE M.E., CRINGLE S., BECKETT P.M., 1994b. Microelectrode and modelling study of oxygen distribution in roots. *Annals of Botany*, 74, 287-299.
- ARYA S.P., 1988. *Introduction to micrometeorology*. (Inc. ed). Academic Press, San Diego, USA.
- ATWELL B.J., DREW M.C., JACKSON M.B., 1988. The influence of oxygen deficiency on ethylene synthesis, 1-aminocyclopropane-1-carboxylic acid levels and aerenchyma formation in roots of *Zea mays*. *Physiologia Plantarum*, 72, 15-22.
- BARTLETT K.B., CRILL P.M., SEBACHER D.I., HARRIS R.C., WILSON J.O., MELACK J.M., 1988. Methane flux from central Amazonian floodplain. *J. Geophys Res.*, 93, 1571-1582.
- CHEN C., THOMAS D.M., GREEN R.E., 1995. Modeling of radon transport in unsaturated soil. *J. Geophys. Res.*, 100(B8), 15517-15525.
- CHRISTENSEN S., SIMKINS S., TIEDJE J.M., 1990. Spatial variability in denitrification: Dependency of activity centers on the soil environment. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54, 1608-1613.
- CICERONE R.J., 1987. Change in stratospheric ozone. *Science*, 237, 35-42.



- CLAYS-JOSSERAND A., LEMANCEAU P., PHILIPPOT L., LENSIS R. 1995. Influence of two plant species (flax and tomato) on the distribution on nitrogen dissimilative abilities within fluorescent *Pseudomonas* spp. *Applied Environmental Microbiology*, 61, 1004-1012.
- CONRAD R., 1989. Control of methane production in terrestrial ecosystems. In M.O. ANDREAÈ & D.S. SCHIMEL : *Exchange of trace gases between terrestrial ecosystems and the atmosphere*. Dahlem Konferenzen, John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, Royaume-Uni, 39-58.
- COUSIN I., 1996. *Reconstruction 3D par coupes sériées et transport de gaz dans un milieu poreux. Application à l'étude d'un sol argilo-limoneux*. Th. doctorat, université d'Orléans, France.
- CRUTZEN P.J., 1981. Atmospheric chemical processes of the oxides of nitrogen, including nitrous oxide. In C.C. Delwiche : *Denitrification, nitrification, and atmospheric nitrous oxide*. John Wiley & Sons, New York, 17-44.
- CRUTZEN P.J., 1987. Role of the tropics in atmospheric chemistry. In R. Dickinson : *Geophisology of Amazonia*. Wiley, New York, USA, 107-130.
- DAVID A., 1992. Influence des paramètres hydroclimatologiques sur les déplacements verticaux de radon-222 en zone non-saturée. Th. Doctorat, université Pierre-et-Marie-Curie, Paris, France.
- DE WILLIGEN P., VAN NOORDWIJK M., 1984. Mathematical models on diffusion of oxygen to and within plant roots, with special emphasis on effects of soil-root contact. I. Derivations of the models. *Plant Soil*, 77: 215-231.
- DREW M.C., 1992. Soil aeration and plant root metabolism. *Soil Sci.*, 154, 259-268.
- DREW M.C. 1997. Oxygen deficiency and root metabolism: injury and acclimation under hypoxia and anoxia. *Annu. Rev. Plant Physiol. Plant Mol. Biol.*, 48, 223-250.
- DREW M.C., FOURCY A., 1986. Radial movement of cations across aerenchymatous roots of *Zea mays* measured by electron probe X-ray microanalysis. *Journal of experimental Botany*, 37(179), 823-831.
- FERRY C., RICHON P., SABROUX J.C., 1996. TRACI, a model for radon transfer in soils: description and validation. Third international workshop "Geological aspects of radon risk mapping", Prague, Septembre 1996.
- FREIJER J.I., LEFFELAAR P.A., 1996. Adapted Fick's law applied to soil respiration. *Water Resour. Res.*, 32(4), 791-800.
- GENERMON S., 1996. *Modélisation de la volatilisation d'ammoniac après épandage de lisier sur parcelle agricole*. Th. doctorat, université Paul-Sabatier, Toulouse, France.
- GRAEDEL T.E., CRUTZEN,P.J., 1992. *Atmospheric change. An earth system perspective*. W.H. Freeman and Company, New York.
- GRAS R., 1988. *Physique du Sol pour l'aménagement*. Masson, 587 pp..
- GRUNDMANN G., 1987. *Dénitrification en sol de culture : définition des conditions imposées par les facteurs de l'environnement en vue de sa modélisation*. Th. UCB.-Lyon-I.
- HARGROVE W.L., BOCK B.R., RAUNIKAR.R.A., URBANW.J., 1987. Comparison of a forced-draft technique to nitrogen-15 recovery for measuring ammonia volatilization under field conditions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51(1), 124-128.
- HENAULT C., GERMON J.C., 1995. Quantification de la dénitrification et des émissions de protoxyde d'azote (N<sub>2</sub>O) par les sols. *Agronomie*, 15, 321-355.
- HENOU B., JUNCY G., 1986. *Prospection hydrogéologique en socle par dosage du radon dans le sol. Expérimentation de la méthode sur un massif granitique, commune de Santo Pietro Di Tenta (Haute-Corse)*. BRGM 86, SGN 340 EAU.
- HOEPEL R.E., HINCHEE R.E., ARTUR M.F., 1991. Bioventing soils contaminated with petroleum hydrocarbons. *Journal of Industrial Microbiology*, 141-146.
- HOJBERG O., REVSBECH N.P., TIEDJE J.M., 1994. Denitrification in soil aggregates analyzed with microsensors for nitrous oxide and oxygen. *Soil Sci., Soc. Am. J.*, 58: 1691-1698.
- HOLZAPFEL-PSCHORN A., CONRAD R., SEILER W., 1986. Effects of vegetation on the emission of methane from submerged rice paddy soil. *Plant Soil*, 92, 223-233.
- I.P.C.C. 1992. *Climate Change*. (J.T HOUGHTON, B.A. CALLANDER & S.K. VARNEY eds.), Cambridge University Press, Cambridge.
- I.P.C.C. 1995. *Climate change 1994. Radiative forcing of climate change and an evaluation of the IPCC IS92 emission scenarios*. (J.T HOUGHTON, L.G. MEIRA FILHO, J. BRUCE, HOESUNG LEE, B.A. CALLANDER, E. HAITES, N. HARRIS & K. MASKELL eds). Cambridge University Press, Cambridge.
- JAILLARD B., 1997. *10<sup>e</sup> journée du GRESSAP*, Montpellier, 10 septembre 1997.
- JAYNES D.B., ROGOWSKIA.S., 1983. Applicability of Fick's law to gas diffusion. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47, 425-430.
- Ji W., DAHMANI A., AHLFELD D.P., DING LIN J., HILL III E., 1993. Laboratory study of air sparging: air flow visualization. *Ground Water Monitoring Review*, 13(4), 115-126.
- JOHSON R.L., JOHSON P.C., Mc WHORTER D.B., HINCHEE R.E., GOODMAN I., 1993. An overview of in situ air sparging. *Ground Water Monitoring Review* 13(4), 127-135.
- JONES P.D., WIGLEY T.M.L., WRIGHT P.B., 1986. Global temperature variations between 1861 and 1984. *Nature*, 322, 430-434.
- KING C.Y., 1978. Radon emanation on San-Andreas fault. *Nature*, 271, 516-519
- LAMBERS H., SCHEUNWATER I., ATKIN O.K., 1995. Respiratory patterns in roots in relation to thier functioning. In Y. WAISEL, A. ESHEL & U. KAFKAFI : *Plants Roots, The hidden half*. (second edition 1996). Marcel Dekker, Inc. New York, pp. 323-365.
- LEFFELAAR P.A. 1979. Simulation of partial anaerobiosis in a model soil in respect to denitrification. *Soil Sci.*, 128, 110-120.
- LUXMOORE R.J., STOLZY L.H., 1972. Oxygen consumption rates predicted from respiration, permeability and porosity measurements on excised root segments. *Crop Sci.*, 12, 442-445.
- MAC KAY R.M., KHALI M.A.K., 1991. Theory and development of a one dimensional time dependent radiative convective climate model. *Chemosphere*, 22, 383-417.
- MARLEY M.C., HAZEBROUK K D.J., WALSH M.T., 1992. The application of in situ air sparging as an innovative soils and ground water remediation technology. *Ground Water Monitoring Review*, 12(2), 137-145.



- MASON E.A., MALINAUSKAS A.P., 1983. Gas transport in porous media: the dusty-gas model. *Chemical Engineering Monographs 17*. (Churchill ed.), Elsevier, Amsterdam, Pays-Bas.
- MASSMANN J., FARRIER D.F., 1994. Effects of atmospheric pressures on gas transport in the vadose zone. *Water Resour. Res.*, 28(3), 777-791.
- MORADE P., SILVESTRE J., 1996. Plant injury due to oxygen deficiency in the root environment of soilless culture: a review. *Plant Soil*, 184, 243-254.
- NEFTEL L.A., MOOR E., OOSCHGER H. and STAUFFER B., 1985. Evidence from polar ice cores for the increase in atmospheric CO<sub>2</sub> in the past two centuries. *Nature*, 315, 45-47.
- NYER E.K., SUTHERSAN S.S., 1993. Air sparging: savior of ground water remediations or just blowing bubbles in the bath tub. *Ground Water Monitoring Review*, 13(4), 87-91.
- PARKIN T.B., 1987. Soil microsites as a source of denitrification variability. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51, 1194-1199.
- PARRY S., RENAULT P., CHENU C., LENSI R., 1997. Relative contribution of organic matter and pore space structure to denitrification in pasture and cropped soil clods. *Soil Biol. Biochem.* (soumis pour publication).
- PEARMAN G.I., ETHEIDGE D., DE SILVA F., FRASER P.J., 1986. Evidence of changing concentrations of atmospheric CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O and CH<sub>4</sub> from air bubbles in Antarctic ice. *Nature*, 320, 248-250.
- PINAULT J.L., BAUBRON J.C., 1997. Signal processing of diurnal and semidiurnal variations in radon and atmospheric pressure: a new tool for accurate in situ measurement of soil gas velocity, pressure gradient, and tortuosity. *J. Geophys. Res.*, 102(B8), 18101-18120.
- RAPPOLDT C., 1992. Diffusion in aggregated soil. Doctoral thesis, Wageningen Agricultural University, Wageningen, Pays-Bas.
- RASMUSSEN R.A., KHALIL M.A.K., 1984. Atmospheric methane in the recent and ancient atmospheres: concentrations, trends, and interhemispheric gradient. *J. Geophys. Res.*, 89, 11599-11605.
- REFSGAARD J.C., CHRISTENSEN T.H., AMMENTROP H.C., 1991. A model for oxygen transport and consumption in the unsaturated zone. *J. Hydrol.* 129, 349-369.
- RENAULT P., 1988. Etude et modélisation du coefficient de diffusion en phase gazeuse en fonction de la morphologie de l'espace poral textural des sols cultivés. Th. doctorat, Institut national polytechnique, Toulouse, France.
- RENAULT P., MOHRATH D., GAUDU J.C., FUMANAL J.C., 1997. Air pressure fluctuations in a prairie soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (sous presse).
- RENAULT P., SIERRA J., 1994. Modelling oxygen diffusion in aggregated soils. II. Anaerobiosis in topsoil layers. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58, 1023-1030.
- RENAULT P., STENGEL P., 1994. Modelling oxygen diffusion in aggregated soils. I. Anaerobiosis inside the aggregates. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58, 1017-1023.
- RUTEMA P.E., KROES J.G., 1991. Some results of nitrogen simulations with the model ANIMO. *Fert. Res.*, 27, 189-198.
- ROLSTON D.E., GLAUZ R.D., 1982. Comparisons of simulated with measured transport and transformation of methyl bromide gas in soils. *Pestic. Sci.*, 13, 653-664.
- SAGLIO P., 1985. L'excès d'eau et l'alimentation en oxygène des systèmes racinaires. pp. 107-112. Séminaire "Conditions et effets des excès d'eau en agriculture", Paris, 9-11 octobre 1985.
- SALLAM A., JURY W.A., LETEY J., 1984. Measurement of gas diffusion coefficient under relatively low air-filled porosity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48, 3-6.
- SCAGLIA J., LENSI R., CHALAMET A., 1985. Relationship between photosynthesis and denitrification in planted soil. *Plant and Soil*, 84, 37-43.
- SCHIMA S., LABRECQUE D.J., LUNDERGARD P.D., 1996. Monitoring air sparging using resistivity tomography. *Ground Water Monitoring Review*, 16(2), 131-138.
- SEILER W., 1984. Contribution of biological processes to the global budget of CH<sub>4</sub> in the atmosphere. In M.J. KLUG & C.A. READY : *Current perspectives in microbial ecology*. Am. Soc. Meteorol., 468-477.
- SEXSTONE A.J., REVSBECH N.P., PARKIN T.B., TIEDJE J.M., 1985. Direct measurement of oxygen profiles and denitrification rates in soil aggregates. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 645-651.
- SEXTRO S.D., 1987. Understanding the origin of radon indoors. Building a predictive capability. *Atmosphere Environment*, 21(2), 431-438.
- SIERRA J., RENAULT P., 1996. Respiratory activity and oxygen distribution in natural aggregates in relation to anaerobiosis. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60, 1428-1438.
- SMITH K.A., 1990. Greenhouse gas fluxes between land surfaces and the atmosphere. *Prog. Physic. Geography*, 14, 349-372.
- SMITH M.S., TIEDJE J.M., 1979. The effect of roots on denitrification. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 43, 951-955.
- STEFANSON R.C., 1972a. Soil denitrification in sealed soil-plant systems. I. Effect of plant, soil water content and soil organic matter. *Plant and Soil*, 37, 113-127.
- STEFANSON R.C., 1972b. Soil denitrification in sealed soil-plant systems. II. Effect of soil water content and form of applied nitrogen. *Plant and Soil*, 37, 113-127.
- THORSTENSON D.C., POLLOCK D.W., 1989. Gas transport in unsaturated zones: Multicomponent systems and the adequacy of Fick's laws. *Water Resources Res.*, 25(3) 477-507.
- THOMSON C.J., ATWELL B.J., GREENWAY H., 1989. Response of wheat seedlings to low O<sub>2</sub> concentrations in nutrient solution. I.- Growth, O<sub>2</sub> uptake and synthesis of fermentive end products by root segments. *J. Exp. Bot.*, 40, 218, 985-991.
- VAN NOORDWIJK M., DE WILLIGEN P., 1984. Mathematical models on diffusion of oxygen to and within plant roots, with special emphasis on effects of soil-root contact. II. Applications. *Plant Soil*, 77, 215-231.
- VISSER E.J.W., NABBEN R.H.M., BLOM C.W.P.M., VOESENEK L.A.C.J. 1997. Elongation by primary lateral roots and adventitious roots during conditions of hypoxia and high ethylene concentrations. *Plant, Cell and Environment*, 20, 647-653.
- WATSON R.T., RODHE H., OESCHGER H. and SIEGENTHALER R. U., 1990. Greenhouse gases and aerosols. In J.T. HOUGHTON, G.J. JENKINS & J.J. EPHRAUMS : *Climate change: the IPCC scientific assessment eds*) Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 1-40.
- ZAUSIG J., STEPNIIEWSKI W., HORN R., 1993. Oxygen concentration and redox potential gradients in saturated model soil aggregates. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, 908-916.