

## Intérêts et limites des modèles de prévision de l'évolution des matières organiques et de l'azote dans le sol

Bruno Mary, Jérôme Guérif

**D**epuis toujours, les agronomes se sont préoccupés de bien gérer le patrimoine « matière organique » du sol afin d'en maintenir la « fertilité », qui constitue toujours un objectif important, surtout dans les systèmes de culture où l'on apporte peu d'engrais minéraux et où la nutrition azotée des cultures dépend principalement de la minéralisation du stock de matière organique. Dans ces situations, la nutrition minérale (autre que l'azote : P, K, Mg...) peut être un facteur limitant de la production. Or, cette nutrition est fonction de la capacité d'échange cationique. Dans certains sols, particulièrement fréquents en zone inter-tropicale, le taux de matière organique détermine une part importante de cette capacité d'échange. Dans les systèmes de culture à forts intrants azotés, les contraintes de protection de l'environnement, notamment la maîtrise de la pollution par les nitrates, exigent de bien gérer les matières organiques dans les sols. Il est donc nécessaire de prévoir l'évolution des taux ou des stocks de matière organique du sol au cours du temps, pour différents systèmes de culture.

Les premiers modèles mathématiques proposés pour décrire l'évolution de la matière organique du sol à long terme ont été celui de Jenny [1] aux États-Unis et celui de Hénin et Dupuis [2] en France. Les modélisations du cycle du carbone et de l'azote sur ordinateur ont commencé dans les années 70, sous

l'impulsion de l'école hollandaise [3]. Depuis cette époque, le nombre de modèles informatisés a beaucoup augmenté avec l'amélioration des connaissances et, surtout, grâce aux progrès des moyens de calcul numérique. Un grand nombre de modèles est donc maintenant disponible pour un objectif donné et il est souvent difficile à l'utilisateur d'avoir une vue comparative de leurs caractéristiques. On peut classer les modèles en deux grandes catégories, selon leur objectif. Les modèles peuvent avoir une fonction cognitive : ce sont alors des outils d'intégration des connaissances, utiles au chercheur pour tester ou comprendre les interactions existant dans un système complexe. Voici deux exemples pour la modélisation du cycle du carbone et de l'azote dans le sol : ceux de Smith [4] et de Mac Gill *et al.* [5], qui cherchent à être exhaustifs et font intervenir un très grand nombre de paramètres.

Les autres modèles, plus nombreux, ont une fonction opérationnelle. Leurs objectifs peuvent être assez variés : la prévision des propriétés physiques du sol [6], de l'état organique du sol à long terme [2, 7-9], de la minéralisation nette d'azote [10-11], des pertes de nitrate vers les nappes phréatiques [12-13], de la fertilisation azotée [14].

D'autres applications sont envisageables, telles que la prévision des flux de  $\text{CO}_2$  provenant des sols vers l'atmosphère, ou la prévision de la dénitrification, en particulier des flux de  $\text{N}_2\text{O}$ .

Nous analysons dans cet article trois types de modèles : ceux qui décrivent l'évolution des matières organiques à long terme (plusieurs décennies), les modèles de prévision de la minéralisation nette d'azote (échelle de quelques mois) et, enfin, ceux qui décrivent à la fois les cycles du carbone et de l'azote sur des pas de temps courts (jour).

### Les modèles d'évolution des matières organiques à long terme

#### Évaluation du modèle Hénin-Dupuis

Le modèle monocompartimental de Hénin-Dupuis [2] est un modèle simple

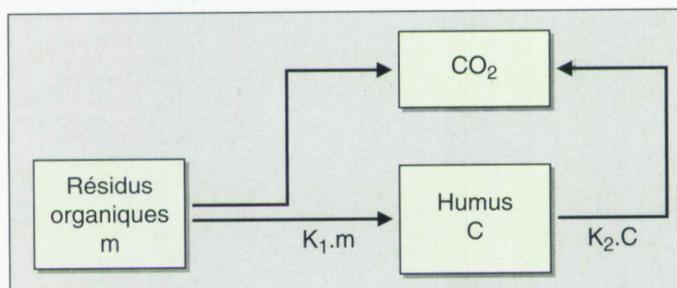


Figure 1. Modèle de Hénin-Dupuis [2].

Figure 1. Hénin-Dupuis model [2].

B. Mary, J. Guérif : Inra, Station d'Agro-nomie, BP 101, 02004 Laon cedex, France.

Tirés à part : B. Mary

qui a été et continue d'être très utilisé pour la prévision du bilan organique des sols. Représenté à la *figure 1*, il décrit l'évolution de « l'humus », c'est-à-dire de l'ensemble des matières organiques du sol ayant subi une évolution biochimique (dite « humification »), dont la dynamique est supposée homogène. Son pas de temps est l'année. Au cours de la décomposition des résidus organiques (appelés aussi « matières organiques fraîches ») dans le sol, une partie du carbone de ces résidus est minéralisée produisant du  $\text{CO}_2$ , et la partie restante s'humifie. Le stock d'humus (C) est aug-

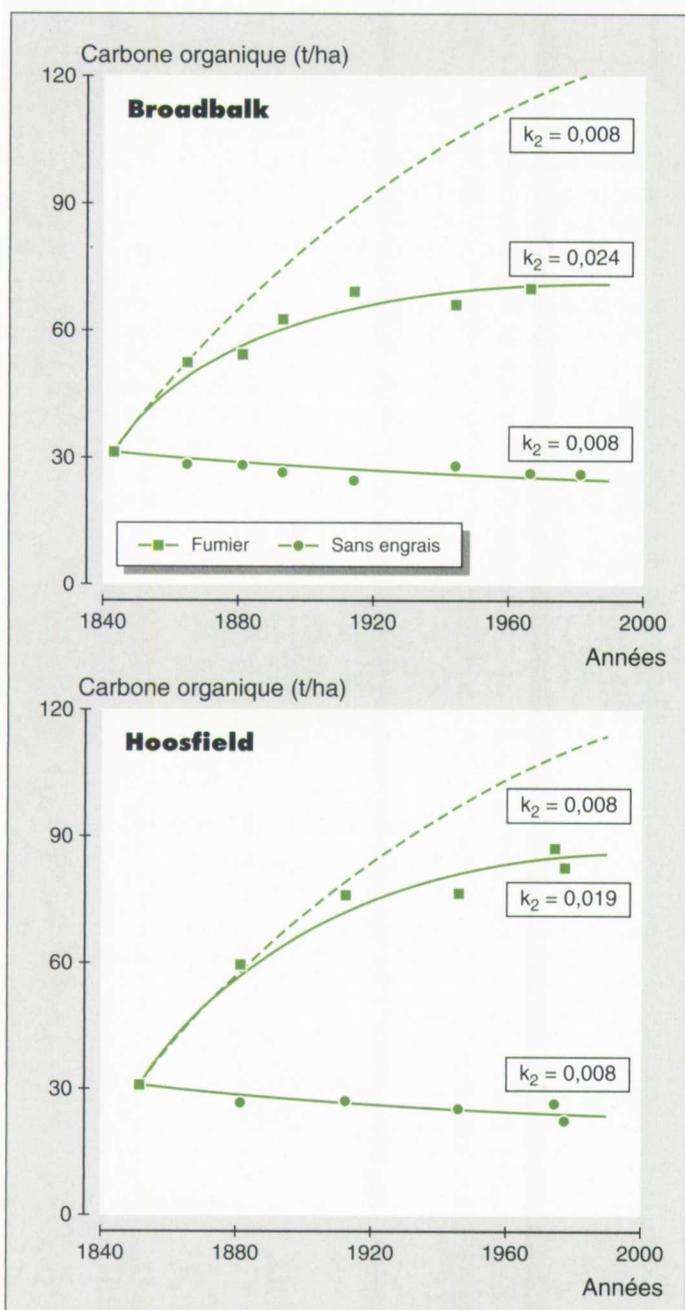
menté par ce flux d'humification ( $K_1m$ ) et diminué du flux de minéralisation qui est supposé proportionnel au stock d'humus ( $K_2C$ ). Le modèle comporte donc deux paramètres : le coefficient isohumique  $K_1$ , qui serait caractéristique de la composition des résidus organiques, et le coefficient de minéralisation  $K_2$ , qui ne serait dépendant que des conditions pédoclimatiques. Le modèle est rendu opérationnel grâce aux références qui ont été proposées et qui résultent soit d'une compilation [15-17], soit de véritables mesures expérimentales [18-19]. Ce modèle peut être testé avec les résul-

tats obtenus sur les dispositifs expérimentaux de moyenne ou de longue durée, tels que ceux de Grignon ou de Rothamsted, en Grande-Bretagne. Les résultats présentés à la *figure 2* proviennent du plus ancien dispositif de longue durée, mis en place en 1840 à Rothamsted [9]. Ils représentent l'évolution du stock de matière organique du sol dans les parcelles de Broadbalk et de Hoosfield au cours des cent cinquante dernières années, dans deux traitements contrastés : absence totale de fertilisation ou fertilisation organique avec du fumier.

Nous avons simulé l'évolution du stock de C organique avec le modèle Hénin-Dupuis, en fixant le coefficient  $K_1$  (à des valeurs proches des références habituelles) et en optimisant le paramètre  $K_2$ . Les valeurs simulées s'ajustent assez bien aux valeurs expérimentales, mais à condition d'adopter des valeurs différentes du taux de minéralisation pour les deux traitements : le coefficient  $K_2$  qui permet d'obtenir le meilleur ajustement est de  $0,008 \text{ an}^{-1}$  (soit 0,8 % par an) pour le traitement ne recevant pas d'engrais depuis 1840, et de  $0,024 \text{ an}^{-1}$  (soit 2,4 % par an) pour le traitement recevant chaque année du fumier de ferme. Si l'on impose le même coefficient  $K_2$  ( $0,008$ ) aux deux traitements, on constate que l'on simule très mal l'évolution du stock organique sur la parcelle recevant du fumier (*figure 2a*). Un meilleur ajustement est possible, mais à condition de choisir un coefficient isohumique du fumier ( $K_1 = 0,18$ ) nettement inférieur aux valeurs habituelles ( $0,30$  à  $0,34$ ). Cependant, même avec cette valeur, l'ajustement n'est pas satisfaisant parce que très biaisé : il sous-estime les premières données expérimentales et surestime les dernières valeurs. Le stock final à l'équilibre, égal à  $K_1m/K_2$ , est fortement surévalué si l'on suppose  $K_2$  identique pour les deux traitements.

Le même type de résultats est obtenu sur les parcelles de Hoosfield (*figure 2b*). Pour ces parcelles, l'ajustement aux données présentées par Jenkinson et Rayner [7] permet de calculer un coefficient  $K_2$  égal à  $0,008 \text{ an}^{-1}$  pour la parcelle sans engrais, et égal à  $0,019 \text{ an}^{-1}$  sur la parcelle recevant du fumier. On observe également l'inadéquation du modèle lorsqu'on prend la même valeur de  $K_2$  sur les deux traitements.

Ces résultats indiquent que le taux de minéralisation n'est pas seulement une caractéristique pédoclimatique, mais qu'il dépend lui-même du niveau des restitu-



◀ **Figure 2.** Évolution observée et simulée des quantités de C organique du sol dans les parcelles Broadbalk et Hoosfield à Rothamsted [9]. Simulation avec le modèle Hénin-Dupuis :  
 - les courbes continues sont obtenues en optimisant  $K_2$  ;  
 - la courbe en pointillé (traitement fumier) est obtenue en prenant la valeur de  $K_2$  obtenue sur le traitement sans engrais ( $K_2 = 0,008 \text{ an}^{-1}$ ).  
 $K_1$  (paille) = 0,15 ;  
 $K_1$  (fumier) = 0,34.

**Figure 2.** Observed and simulated variations in quantity of soil organic C in the Broadbalk and Hoosfield plots at Rothamsted [9]. Simulation with the Hénin-Dupuis model :  
 - the continuous lines were obtained by optimising  $K_2$  ;  
 - the dotted line (fertiliser treatment) was obtained by using the value of  $K_2$  obtained from the without-fertilizer treatment ( $K_2 = 0,008 \text{ yr}^{-1}$ ).  
 $K_1$  (straw) = 0,15 ;  
 $K_1$  (f. manure) = 0,34.

tions organiques : il augmente si elles sont fortes. La quantité de carbone qui se minéralise annuellement dans les sols qui reçoivent de fortes restitutions organiques augmente donc plus vite que la quantité totale de carbone organique du sol.

Le coefficient isohumique pourrait également varier en dehors des limites du modèle, c'est-à-dire en fonction d'autres facteurs que la nature des résidus organiques. L'évolution des quantités de matière organique du sol a été suivie sur un essai « travail du sol » réalisé à Boigneville. Trois traitements étaient comparés : labour « classique », travail superficiel et semis direct.

Les données recueillies au bout de douze ans sur une rotation maïs-blé ont été analysées par Guérif [20], au moyen du modèle Hénin-Dupuis. Les quantités de résidus organiques restitués au sol étaient très proches dans les trois traitements. Guérif a montré que, si l'on suppose  $K_2$  identique pour les trois traitements, le modèle rend compte de l'évolution du stock de C organique, à condition que les coefficients isohumiques soient différents entre traitements (tableau 1). L'absence de travail du sol se traduirait par une forte augmentation du coefficient isohumique ( $K_1 = 0,32$ ) par rapport au labour où ce coefficient prend une valeur « classique » de 0,13. Guérif a suggéré que l'humification des résidus laissés en surface pouvait être différente de celle des résidus enfouis, notamment parce que la concentration en azote minéral au voisinage des résidus était plus faible dans le traitement non-travail du sol.

Balesdent *et al.* [21] ont analysé une deuxième fois les données de cet essai sur la période 1970-1987, en particulier sur un traitement en monoculture de maïs. En utilisant les variations d'abondance isotopique  $^{13}\text{C}$  des plants de maïs (c'est-à-dire l'écart de composition isotopique  $^{13}\text{C}$  qui existe entre les plants de maïs et la matière organique du sol avant l'introduction du maïs), ils ont pu estimer les quantités de carbone organique « récent » (provenant des résidus de maïs) et « ancien » (provenant des cultures antérieures) après dix-sept ans de différenciation du travail du sol (tableau 2). À partir de la diminution des stocks de carbone ancien ( $C_3$ ), on peut calculer les taux de minéralisation de ce carbone ancien. On peut ensuite réestimer les coefficients isohumiques des résidus de maïs. Les résultats (tableau 3) montrent que le travail du sol agit surtout sur le taux de minéralisation plutôt que sur le

## Tableau 1

Coefficients  $K_1$  et  $K_2$  du modèle Hénin-Dupuis, calculés sur l'essai « travail du sol » de Boigneville (d'après Guérif [20])

Traitement	$K_2$	$K_1$
L <sub>0</sub> Labour	0,015	0,13
L <sub>1</sub> Travail superficiel	0,015	0,20
L <sub>2</sub> Semis direct	0,015	0,32

Coefficients  $K_1$  and  $K_2$  of Hénin-Dupuis' model, calculated in the « soil tillage » experiment of Boigneville

## Tableau 2

Évolution du stock de C organique du sol (t/ha) dans l'essai « travail du sol » de Boigneville, dans la monoculture de maïs entre 1970 et 1987 (d'après Balesdent *et al.* [21])

Traitement	C total 1970	C total 1987	$C_3^*$ 1987	$C_4^{**}$ 1987
L <sub>0</sub> Labour	36,0	37,0	26,5	11,0
L <sub>1</sub> Travail superficiel	36,0	40,0	28,0	12,0
L <sub>2</sub> Semis direct	36,0	39,5	31,5	8,0

\*  $C_3$  : stock de carbone « ancien » provenant des cultures antérieures au maïs.  
 \*\*  $C_4$  : stock de carbone « récent » provenant du maïs.

Variation in amount of soil organic C (t/ha) in the « soil tillage » experiment of Boigneville, in continuous maize from 1970 to 1987

## Tableau 3

Coefficients  $K_1$  et  $K_2$  du modèle Hénin-Dupuis, calculés sur l'essai « travail du sol » de Boigneville (d'après Balesdent *et al.* [21])

Traitement	$K_2$	$K_1$
L <sub>0</sub> Labour	0,019	0,17
L <sub>1</sub> Travail superficiel	0,015	0,20
L <sub>2</sub> Semis direct	0,008	0,23

Coefficients  $K_1$  and  $K_2$  of Hénin-Dupuis' model, calculated in the « soil tillage » experiment of Boigneville

coefficient isohumique. Par rapport au non-travail du sol, le labour augmente fortement le taux de minéralisation des matières organiques. On ne peut cependant pas exclure que le coefficient isohumique soit lui-même affecté par le type de travail du sol, comme l'avait suggéré

Guérif. Une variation de ce coefficient est en effet nécessaire pour expliquer les variations du stock de carbone récent  $C_3$ . Ces résultats indiquent que le modèle Hénin-Dupuis peut sans doute être considéré comme un « bon instrument de classement des situations culturales » [17]

lorsque celles-ci restent assez homogènes, mais qu'il reste insuffisant pour quantifier l'évolution des stocks organiques dans des situations variées.

## Intérêt d'un modèle bicompartimental

La variation du coefficient  $K_2$  avec l'intensité de restitutions organiques suggère que « la » matière organique du sol serait hétérogène du point de vue de sa dynamique d'évolution. Pour comprendre les évolutions observées, il faut subdiviser la

matière organique en au moins deux compartiments ayant des vitesses de décomposition différentes. Le schéma le plus simple consiste à supposer qu'une partie de la matière organique est active, et que l'autre partie est inerte biologiquement (ou qu'elle se dégrade extrêmement lentement). Si nous appliquons cette hypothèse aux parcelles de Rothamsted, en supposant que la fraction active représente 1/3 de la matière organique totale, nous pouvons simuler très correctement l'évolution des stocks de carbone organique à Broadbalk et Hoosfield,

comme le montre la *figure 3*; l'évolution du stock d'azote à Broadbalk est aussi très bien simulée en prenant la même proportion de fractions active et inerte pour l'azote organique (*figure 4*). On remarque que les taux de minéralisation

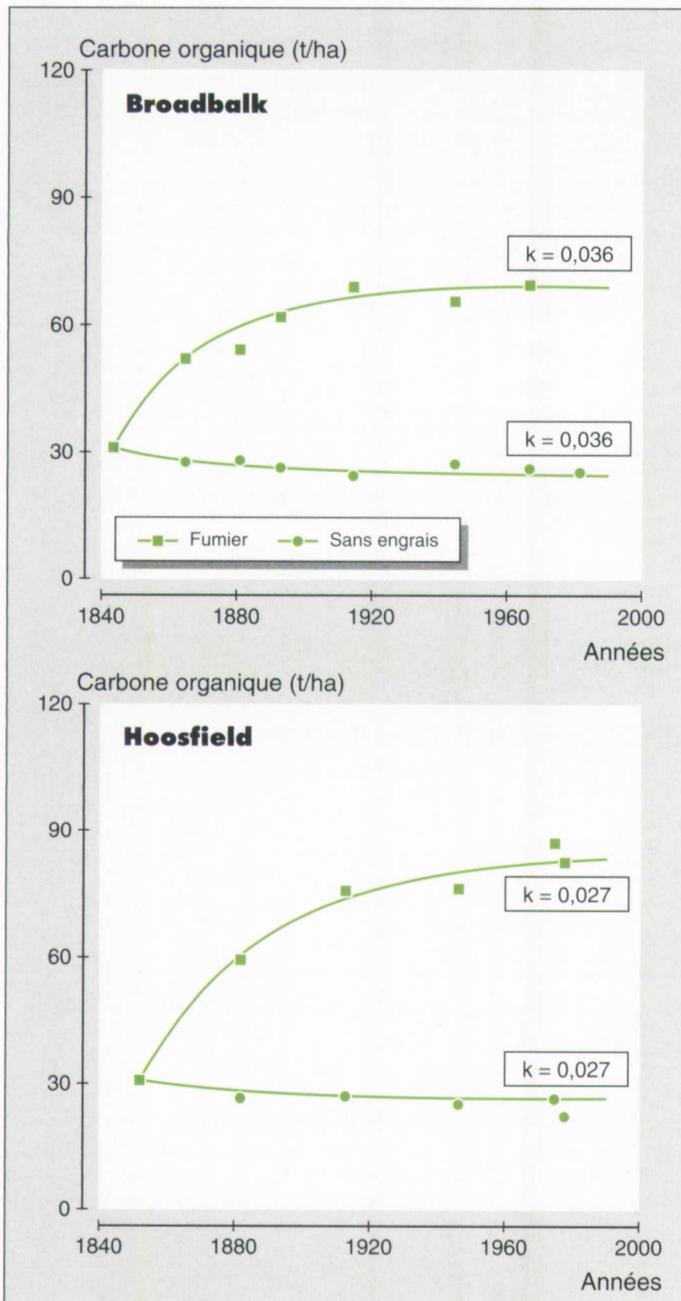
## Summary

### Usefulness and limits of forecasting-models for soil nitrogen and organic matter

B. Mary, J. Guérif

*This paper reviews the current models available for predicting patterns of change in organic matter or nitrogen mineralisation in arable soils. The necessity of introducing at least two dynamic fractions of organic matter is emphasised; this is required to understand the changes in organic carbon and nitrogen levels in long-term experiments, and explain the kinetics of nitrogen mineralisation in incubation experiments. A two-compartment model is put forward: this is the simplest model able to replace the classical Hénin-Dupuis and stimulate changes in total organic carbon levels in various long-term experiments. A number of nitrogen mineralisation models for field conditions are compared. Accounting for a « mineralisable » nitrogen pool is a necessary, yet not sufficient, condition for predicting net mineralisation. The mineralisable compartment includes and far exceeds the « microbial biomass » pool. Modelling carbon and nitrogen transformations simultaneously is indispensable for simulating the patterns of soil mineral N in the short term. The general structure, usefulness and limits of these « mechanistic » models are presented. The existence and methods of characterising the organic fractions « active », or resistant to biodegradation, are also discussed.*

*Cahiers Agricultures 1994 ; 3 : 247-57.*



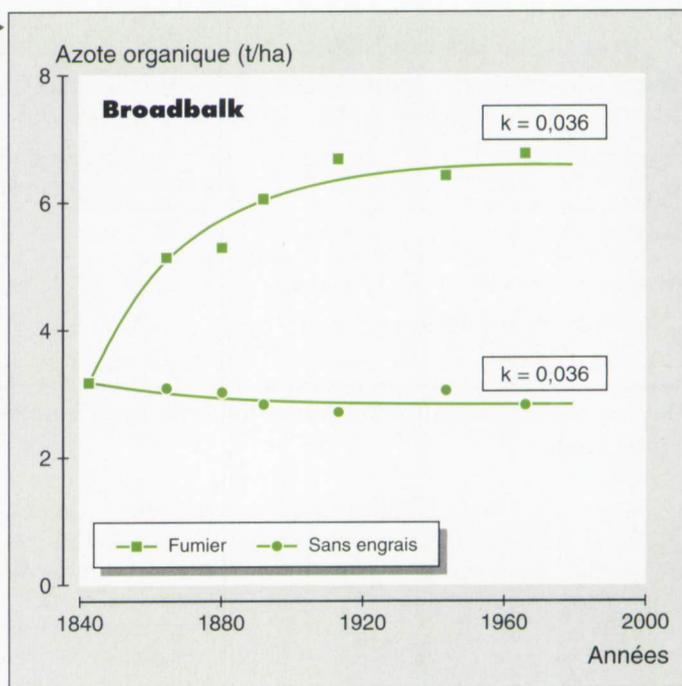
**Figure 3.** Évolution observée et simulée des quantités de C organique du sol dans les parcelles Broadbalk et Hoosfield à Rothamsted [9]. Simulation avec un modèle à deux compartiments : une fraction inerte et une fraction active égale à 33 % du C organique total (au départ de l'essai, en 1840).

**Figure 3.** Observed and simulated variations in quantity of soil organic C in the Broadbalk and Hoosfield plots at Rothamsted [9]. Simulation with a two-compartment model: an inert fraction and an active fraction equalling 33% of total organic C (at the beginning of the experiment, in 1840).

de la fraction active (équivalent de  $K_2$ ) deviennent identiques dans les deux traitements : cette condition est nécessaire pour valider le modèle. Ce modèle à deux compartiments est donc un modèle de substitution intéressant du modèle Hénin-Dupuis, si l'on est capable de proposer un nouvel ensemble de références pour les trois paramètres  $K_1$ ,  $K_2$  et  $A$ ,  $A$  étant la proportion de matière organique « active ». Dans le cas des données de Rothamsted, le meilleur ajustement était obtenu en prenant pour  $A$  une valeur d'environ 33 %. Cette valeur serait applicable au sol au départ de l'essai, en 1840. Cette proportion de matière organique « active » varierait nécessairement et fortement en fonction du régime de restitutions organiques. Elle atteindrait en effet 19 % pour le traitement sans engrais et 70 % pour le traitement fumier lorsque l'équilibre organique serait atteint (tableau 4). Par rapport à des situations agricoles, ces chiffres représentent sans doute une fourchette maximale, puisque les traitements expérimentaux appliqués sont extrêmes. Ces valeurs sont en cohérence avec des résultats obtenus dans les sols des Landes, indiquant que la fraction active représenterait 30 à 50 % de l'ensemble de la matière organique [22]. Jenkinson *et al.* [9] ont proposé un modèle similaire, mais avec un compartiment supplémentaire (la biomasse microbienne), qui simule également bien l'évolution du carbone organique sur ces parcelles. Balesdent *et al.* [23] ont aussi montré qu'un modèle à deux

**Figure 4.** Évolution observée et simulée des quantités de N organique du sol dans les parcelles Broadbalk à Rothamsted [7]. Simulation avec un modèle à deux compartiments : une fraction inerte et une fraction active égale à 33 % du N organique total (au départ de l'essai, en 1840).  $K_1$  (azote) = 1,00.

**Figure 4.** Observed and simulated variations in quantity of soil organic N in the Broadbalk plot at Rothamsted [7]. Simulation with a two-compartment model : an inert fraction and an active fraction equalling 33% of total organic N (at the beginning of the experiment, in 1840).  $K_1$  (nitrogen) = 1.00.



compartiments permettait d'expliquer l'évolution à long terme de la matière organique de la Prairie américaine, en considérant que le sol se composait d'un compartiment se renouvelant très lentement (en mille ans environ), et d'un compartiment « actif » ayant une demi-vie de dix à quinze ans (soit un temps de renouvellement de quinze à vingt ans).

## Les modèles de prévision de la minéralisation nette d'azote

### L'approche « Azobil »

Un des modèles actuellement disponibles pour l'aide à la décision en matière de fertilisation azotée est le modèle Azobil [14] qui représente une synthèse actualisée de la méthode du bilan prévisionnel d'azote minéral [24]. Le logiciel inclut un modèle de prévision de la minéralisation nette annuelle d'azote. La minéralisation est décrite comme provenant de trois sources : la matière organique humifiée, les amendements organiques et les résidus de récolte. Les deux derniers termes sont supposés dépendre principalement de la nature des amendements et des résidus. Le premier terme (minéralisation de l'humus) est calculé à partir du coefficient  $K_2$  du modèle Hénin-Dupuis, avec un paramétrage qui a été affiné depuis sa première formulation [17]. La constante  $K_2$  est fonction des teneurs en argile et  $\text{CaCO}_3$  du sol, et de la température moyenne du site. Elle est également

**Tableau 4**

**Évolution des quantités de carbone organique du sol (t/ha) dans les parcelles de Broadbalk, simulée à l'aide d'un modèle à deux compartiments (d'après Jenkinson *et al.* [7, 9])**

Traitement	À l'origine (1840)	À l'équilibre (asymptote)	
		Sans engrais	Fumier
C « actif »	10,5	5,0	4,5
C « inerte »	21,0	21,0	21,0
C total	31,5	26,0	70,5

**Variation in soil of organic C (t/ha) in Broadbalk plots, simulated using a two-compartment model**

## Tableau 5

### Calcul du taux de minéralisation $K_2$ de l'azote organique humifié du sol dans le modèle Azobil (d'après Borg *et al.* [10])

Résidus de récolte	Fréquence des apports organiques			
	> 10 ans	5 à 10 ans	3 à 5 ans	< 3 ans
Enlevés ou brûlés	0,8	0,9	1,0	1,1
Enfouis une fois sur deux	0,9	1,0	1,1	1,2
Toujours enfouis	1,0	1,1	1,2	1,3

### Method of calculating the mineralisation rate $K_2$ of humified organic N in the Azobil model

paramétrée par la fréquence des apports organiques (tableau 5), ce qui revient à tenir compte de l'existence d'une fraction « active » alimentée par ces apports organiques.

$$K_2 = \frac{1\ 200}{(200 + A)(200 + 0,3C)} \cdot f_\theta \cdot f_r$$

Où  $f_\theta = 0,2(\theta - 5)$ ; A : taux d'argile (‰); C : taux de  $\text{CaCO}_3$  (‰);  $\theta$  : température moyenne (°C).

Ce modèle semi-empirique demanderait à être testé au moyen de mesures directes de la minéralisation au champ, en sachant toutefois que ces mesures sont difficiles et manquent de précision [25].

Il semble toutefois acceptable puisque le logiciel Azobil donne satisfaction pour un bon nombre de cultures dans la zone nord de la France. Cependant, des écarts ont été observés entre les mesures et les prévisions pour des cultures de betterave à sucre [25], indiquant que ce modèle de minéralisation doit être amélioré. Toutefois, il ne faut pas sous-estimer l'effort de paramétrage qui a été fait sur ce modèle avant de le remplacer par un modèle plus « mécaniste ».

### L'approche « azote minéralisable »

Une des voies d'amélioration consiste, comme précédemment, à introduire une

compartmentation de l'azote organique humifié. L'existence d'une fraction active, appelée fraction « minéralisable » (c'est-à-dire plus labile que la matière organique totale) est aussi fortement suggérée pour l'azote organique, par les résultats de certaines méthodes d'incubation [26]. En effet, lorsque l'on place des sols en incubation à température élevée (35 °C) pendant une longue période sans apport de résidus organiques, on observe une augmentation très rapide et régulière d'azote minéral (figure 5). La cinétique de minéralisation s'ajuste bien à un modèle exponentiel mais à condition de considérer qu'une fraction seulement de l'azote total est minéralisable. L'ajustement du modèle aux données expérimentales permet théoriquement de calculer le stock d'azote « potentiellement minéralisable » du sol ( $N_0$ ) et le taux de minéralisation associé ( $k$ ), dans ces conditions favorables de minéralisation.

Lorsqu'on applique cette méthode à des sols différenciés par des traitements expérimentaux de longue durée, on observe que les quantités d'azote minéralisable varient davantage que les quantités totales d'azote du sol. Des sols recevant peu ou pas de restitutions organiques s'appauvrissent en N total, mais leur capacité de minéralisation décroît encore plus vite. Inversement, de fortes restitutions organiques augmentent davantage la quantité d'azote minéralisable que la quantité d'azote total du sol. Par exemple, nous avons comparé en 1980 deux parcelles du dispositif Dehérain à Grignon différenciées depuis 1965 : l'une sans engrais et sans culture, l'autre avec culture et engrais. Au bout de quinze ans, ces parcelles ont des stocks de carbone et d'azote organiques qui diffèrent de 22 %, alors que leurs quantités d'azote minéralisable diffèrent de 75 %. Le rapport entre N minéralisable et N total augmente lorsque les restitutions organiques s'élèvent. Pour des conditions pédoclimatiques données, ce rapport croît avec la quantité de N total, comme le montre la figure 6 dont les résultats proviennent de Campbell *et al.* [27] et nous-mêmes. À partir de la mesure des paramètres  $N_0$  et  $k$  par incubation, et de la connaissance de la température et de l'humidité du sol, le modèle permet de calculer la minéralisation au cours du temps. Le taux de minéralisation réel  $k$  peut en effet être paramétré en fonction des principaux facteurs du milieu que sont la température et l'humidité du sol.

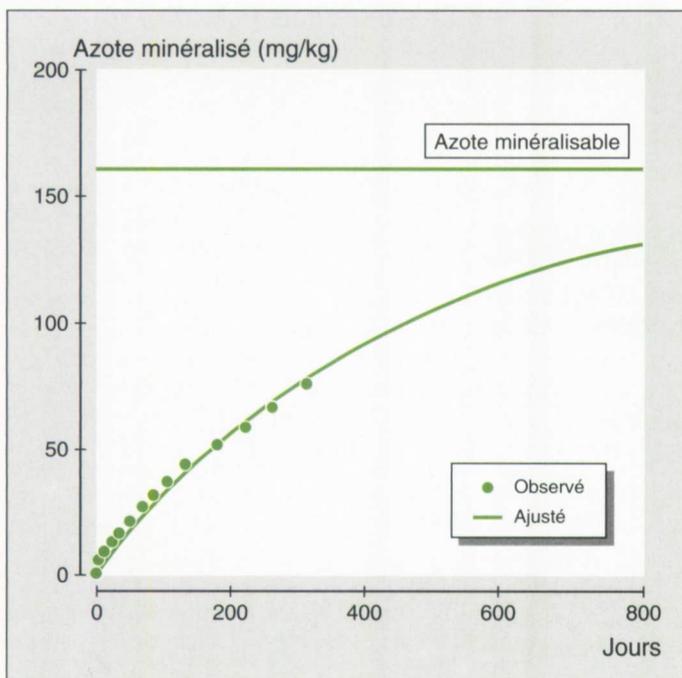


Figure 5. Exemple de cinétique de minéralisation d'azote au cours d'une incubation [26].

Courbe d'ajustement :  
 $N^m = N^0 (1 - e^{-kt})$   
 $N^0$  = quantité d'azote « minéralisable » (mg/kg ou kg/ha),  
 $k$  = taux de minéralisation ( $\text{an}^{-1}$ ).

Figure 5. Example of N mineralisation kinetics during a soil incubation [26].

Adjustment curve :  
 $N^m = N^0 (1 - e^{-kt})$   
 $N^0$  = quantity of « minéralisable » nitrogen (mg/kg or kg/ha),  
 $k$  = mineralisation rate ( $\text{yr}^{-1}$ ).

Cette démarche a été envisagée par plusieurs équipes de recherche, aux États-Unis et au Canada, qui ont mené des expérimentations permettant de tester cette méthode au champ [28-30]. Les résultats de Cabrera et Kissel [29] montrent que le modèle surestime la minéralisation *in situ*, surtout en sol avec culture (figure 7). Cette surestimation résulte probablement du fait que l'organisation d'azote minéral n'est pas ou peu prise en compte par cette méthode, alors que ce processus d'organisation peut être important au champ, et surtout en sol avec culture [31]. À notre avis, cette méthode est intéressante pour prévoir la minéralisation brute du sol en azote, et non la minéralisation nette.

## Les méthodes d'extraction chimique

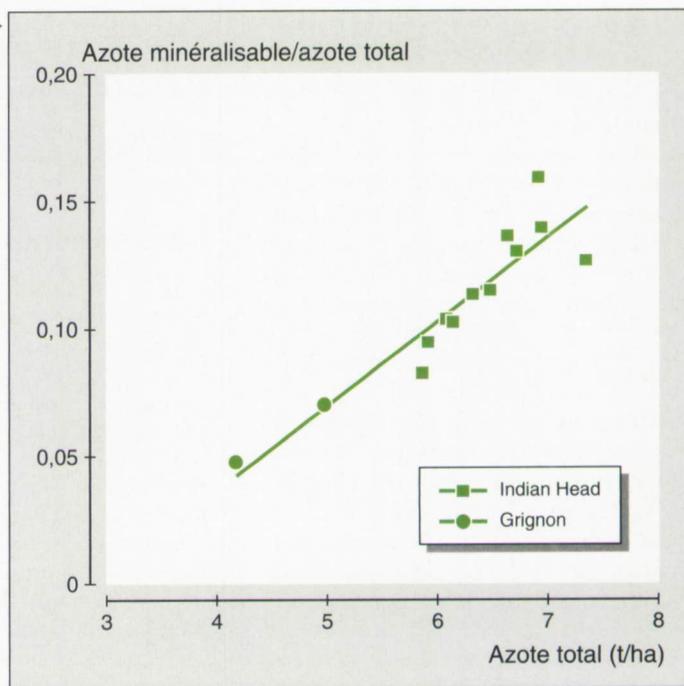
D'autres méthodes ont été proposées pour essayer de caractériser le compartiment « azote minéralisable ». C'est le cas, en particulier, des méthodes d'extraction chimique qui fournissent des « indices d'azote minéralisable ». La facilité de mise en œuvre de ces méthodes fait que de très nombreuses méthodes ont été proposées depuis 1950 [32-34]. On peut leur reprocher d'être empiriques dans le choix des extractants chimiques et celui des conditions d'extraction. Il faut surtout souligner que, dans la plupart des cas, les auteurs n'ont pas vraiment testé la valeur prédictive de leur indice d'azote minéralisable. L'indice est souvent comparé à des critères qui ne sont pas nécessairement bien corrélés à la minéralisation nette réelle d'un sol, tels que l'absorption par une plante en pot sans azote ou le rendement d'une culture (parfois fertilisée !) au champ. Les résultats obtenus dans les rares travaux qui ont cherché à confronter ces indices à des résultats de champ sont très décevants [35-36].

## Le fractionnement granulométrique

Les travaux récents s'orientent plutôt vers la recherche de compartiments ayant une signification physique ou biologique précise. Le fractionnement granulométrique du sol est l'une de ces voies. C'est une extension de la méthode de fractionnement densimétrique permettant de distinguer les matières

**Figure 6.** Relation observée entre la proportion d'azote « minéralisable » (par rapport à l'azote organique total) et la quantité d'azote total dans des parcelles d'essai de longue durée [27].

**Figure 6.** Observed relation between proportion of « minéralisable » nitrogen (with respect to total organic nitrogen) and quantity of total nitrogen in the long-term experimental plots [27].

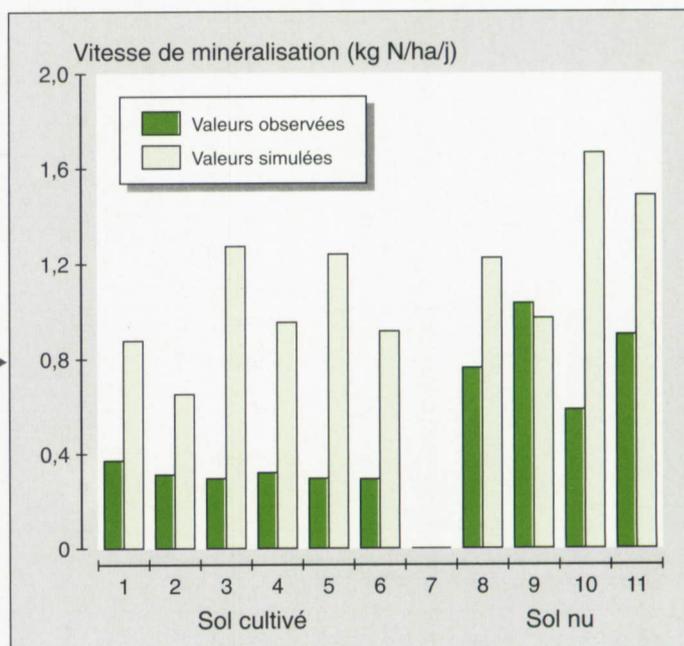


organiques « libre » et « liée ». Après un broyage mécanique des agrégats de sol, on peut séparer les fractions par tamisage sous l'eau ou par sédimentation. Les limites de classe granulométrique sont généralement fixées à 0,2, 2, 20, 50, 200, 500, 1 000, 2 000  $\mu\text{m}$ . Différents travaux utilisant des traçages isotopiques  $^{13}\text{C}$  ou  $^{15}\text{N}$  montrent que les

fractions de taille intermédiaire ont une vitesse de renouvellement plus lente que les fractions grossières ou les fractions fines [37]. Cependant, les contributions de chacune de ces fractions à la minéralisation totale sont comparables, de sorte qu'aucune fraction ne peut être considérée à elle seule comme la fraction active.

**Figure 7.** Vitesses de minéralisation observées et simulées dans des parcelles agricoles maintenues sans culture ou avec culture aux États-Unis [29].

**Figure 7.** Observed and simulated mineralization rates in bare or cultivated plots in the USA [29].



## La biomasse microbienne

La détermination du compartiment « biomasse microbienne », c'est-à-dire du stock de carbone ou d'azote contenu dans les micro-organismes du sol, fournit également des informations intéressantes. Plusieurs travaux ont montré que la biomasse microbienne était un compartiment ayant un renouvellement rapide [38-39] et qu'elle pouvait donc constituer un réservoir facilement minéralisable de carbone et d'azote [40]. Ceci a été confirmé au cours d'incubations faites en l'absence d'apports organiques : la quantité de carbone ou d'azote contenue dans la microflore décroît très nettement, parallèlement à l'accumulation d'azote minéral [25, 41]. Cependant ces travaux montrent que, même en l'absence d'apports organiques frais, la biomasse microbienne n'est pas le seul compartiment minéralisable d'azote et de carbone du sol. Il existe au moins un autre compartiment non vivant de matière organique labile.

De plus, la biomasse microbienne est responsable des processus d'organisation de l'azote minéral du sol. Elle peut être aussi consommatrice d'azote, en particulier lors de la décomposition des résidus végétaux. La production nette d'azote minéral, différence entre minéralisation et organisation, n'est donc pas forcément corrélée avec le stock de carbone ou d'azote microbien mesuré à un moment donné.

## Les modèles couplés carbone-azote, à pas de temps court

### Caractéristiques

Les processus biologiques tels que la décomposition des matières organiques, la minéralisation ou la dénitrification sont effectués dans le sol par des micro-organismes hétérotrophes, c'est-à-dire qui utilisent les composés organiques pour leurs besoins de croissance et leurs besoins énergétiques. Il en résulte que l'évolution de l'azote minéral et organique du sol est fortement dépendante de la dynamique du carbone. On comprend dès lors tout l'intérêt que peuvent présenter les modèles décrivant simultanément l'évolution du carbone et de l'azote.

Parmi les nombreux modèles proposés, certains ne décrivent que les transformations biochimiques du carbone et de l'azote [42-47], d'autres prennent aussi en compte les processus de transfert d'eau et de solutés dans le sol [11, 13, 48, 49], ou incluent des modèles de fonctionnement de la plante [50]. Nous nous contenterons ici d'analyser la partie transformations biochimiques de ces modèles.

Les transformations biochimiques du carbone et de l'azote peuvent être regroupées en trois grands types de pro-

cessus : la décomposition primaire, le recyclage microbien et l'humification (figure 8). Malgré leur diversité, les modèles décrivent ces transformations de manière assez similaire, surtout en ce qui concerne la décomposition primaire. Le schéma de dégradation microbienne des matières organiques qu'ils utilisent permet d'expliquer dans quelles conditions apparaissent des phénomènes de minéralisation nette ou d'organisation nette de l'azote (figure 9). Trois paramètres interviennent : le rendement d'assimilation du carbone (c'est le rapport entre le carbone assimilé par la microflore et le carbone décomposé), le rapport C/N de la matière organique décomposée et le rapport C/N de la microflore qui dégrade cette matière organique. Dans l'exemple de la figure 9, ces paramètres ont respectivement pour valeur 0,4, 9 et 8 pour l'humus et 0,4, 100 et 8 pour la paille. Ce schéma suffit à rendre compte du bilan des processus de minéralisation et d'organisation et des intensités de minéralisation respectives du carbone et de l'azote, au cours de la décomposition primaire.

Les modèles de biotransformations précédemment cités sont évidemment plus complexes que ce schéma, puisqu'ils décrivent aussi les processus de recyclage microbien et d'humification, et qu'ils cherchent à simuler les évolutions du carbone et de l'azote en fonction du temps.

Dans ces modèles, les résidus organiques arrivant au sol sont généralement classés en fonction de leur composition biochimique, c'est-à-dire leur teneur en fraction soluble, hémicellulose, cellulose et lignine. En effet, la cinétique de décomposition du carbone des résidus (au moins des résidus végétaux) peut être prévue de manière approximative lorsqu'on connaît cette composition, alors qu'elle ne peut pas s'expliquer par le simple rapport C/N [51]. Il n'existe pas de corrélation entre la vitesse de dégradation des résidus végétaux et leur rapport C/N.

Les modèles de biotransformations C-N subdivisent la matière organique en au moins quatre compartiments : les résidus végétaux, la biomasse microbienne, la matière organique « active » et la matière organique inerte ou lentement décomposable. Les deux premiers sont accessibles à la mesure, les deux autres doivent être estimés. À notre avis, la compartimentation en ces quatre fractions est suffisante pour prévoir l'essentiel des transforma-

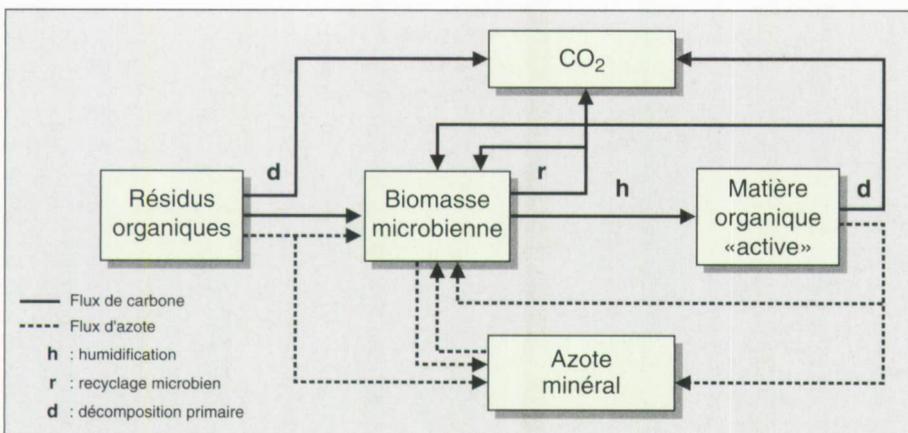


Figure 8. Principaux compartiments et flux de carbone et d'azote pris en compte dans les modèles couplés C-N à pas de temps court.

Figure 8. Main compartments and carbon or nitrogen flow used in the C-N mechanistic models.

tions du carbone et de l'azote. Cependant, peu de modèles se limitent à elles. Beaucoup en considèrent cinq, six, et parfois plus. La matière organique « active » est constituée, selon les auteurs, de « métabolites microbiens » (produits non vivants d'origine microbienne) [44], d'« humads » (produits stabilisés par humification partielle et adsorption) [5], ou de matière organique « non physiquement protégée ». La matière organique lentement décomposable serait composée d'une fraction « physiquement protégée » [8] ou « chimiquement résistante » [7].

## Intérêts et limites

Le problème majeur est que ces compartiments sont purement conceptuels puisqu'aucune méthode de fractionnement ne permet actuellement de les caractériser de façon certaine. Il est donc souhaitable de rechercher les modèles qui font appel au minimum de compartiments organiques, ou de simplifier les autres autant que possible.

À l'heure actuelle, on doit reconnaître que ces modèles couplés carbone-azote ont encore essentiellement une fonction de connaissance. Ils présentent pourtant un grand intérêt pour différentes applications :

- parce qu'ils simulent les processus en fonction du temps. Cet aspect cinétique est indispensable, par exemple, pour prévoir correctement les pertes de nitrate par lessivage ou, *a fortiori*, les flux de dénitrification qui se produisent de façon très épisodique (le pas de temps doit alors être de l'ordre de la minute) ;

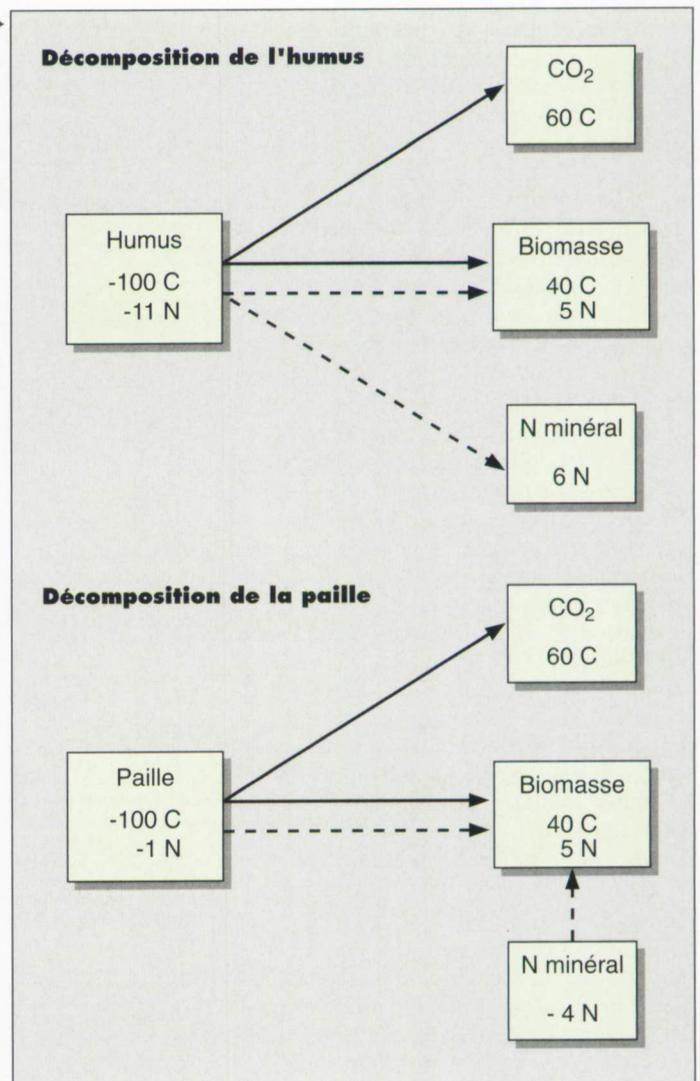
- parce qu'ils prennent en compte l'action des facteurs du milieu et leurs interactions éventuelles. Par exemple, la quantité d'azote minéral du sol est déterminée par la dynamique du carbone, mais peut également être un facteur de la décomposition primaire et du recyclage microbien du carbone : l'absence d'azote minéral ralentit la décomposition et modifie les rapports entre flux d'azote et flux de carbone [52].

Cependant, si l'on veut en faire des modèles opérationnels, il faut surmonter plusieurs difficultés :

- ces modèles comportent beaucoup de paramètres qui ont été optimisés pour rendre compte d'un petit nombre d'expériences, souvent en un seul lieu. Il y a un effort de vérification des paramètres, ou de reparamétrage important à faire. Il faut surtout réduire le nombre des

**Figure 9.** Schéma illustrant les relations entre les transferts de carbone et d'azote au cours de la décomposition primaire des matières organiques par la microflore du sol. Les chiffres indiquent les variations de stock.

**Figure 9.** Diagram illustrating the relations between carbon and nitrogen transfers during soil microflora primary decomposition of organic matter. Numbers indicate variations in stock.



variables d'entrée du modèle, et faire en sorte qu'elles soient accessibles ;

- ils doivent être mis en interface avec des modèles physiques, tels ceux de transfert d'eau et de solutés (pour la prévision du lessivage d'azote) ou de transfert de gaz (O<sub>2</sub> pour la prévision de la dénitrification). Les modèles de transfert disponibles doivent aussi être bien testés et paramétrés.

## Conclusion

La tendance actuelle parmi les chercheurs est de privilégier les modèles « mécanistes » tels que les modèles couplés carbone-azote, parce qu'ils ont théoriquement une portée générale. C'est une évolution normale et souhaitable.

Cependant, il ne faut pas sous-estimer les difficultés à résoudre si l'on veut faire de ces modèles des outils opérationnels d'aide à la décision. Ils font intervenir de nombreux paramètres qu'il faudra étalonner en fonction des situations culturales. Des modèles plus simples, plus empiriques, peuvent être mieux adaptés à des objectifs appliqués. Le choix des modèles ne doit pas se faire seulement en fonction de leur caractère mécaniste ou leur vocation universelle. Tout modèle comporte des paramètres qui doivent être calés en fonction de références régionales. Sa qualité dépend autant du travail de calage (travail ingrat et peu valorisant) qui aura été fait, que de la qualité de description des processus.

La recherche d'une ou plusieurs fractions de matière organique active fait actuellement l'objet de nombreux travaux. Pour

mettre en évidence des fractions actives, il faut croiser des techniques de fractionnement du sol avec des méthodes permettant de caractériser la vitesse de renouvellement de ces fractions organiques. Ces méthodes sont essentiellement isotopiques, utilisant les variations d'abondance naturelle  $^{13}\text{C}$ , de radioactivité naturelle  $^{14}\text{C}$ , ou mettant en œuvre des résidus organiques enrichis en  $^{13}\text{C}$  ou  $^{15}\text{N}$ . Des progrès sont à attendre de ces techniques dans les prochaines années.

La recherche de ces compartiments ne doit pas faire oublier une question essentielle : est-ce la nature elle-même des matières organiques qui est seule modifiée par les techniques culturales (hypothèse actuellement très privilégiée), ou est-ce que la vitesse d'évolution de cette matière organique ne peut pas varier fortement sous l'effet des modifications de l'état physique et chimique du milieu induites par les techniques culturales ? Pour reprendre l'exemple de l'essai de Boigneville, le non-travail du sol se traduit par une moins grande minéralisation des matières organiques : celle-ci peut, en partie du moins, résulter de conditions différentes de température, d'humidité, d'oxygénation, d'azote minéral, etc.

Pour répondre à cette question, il est nécessaire, d'une part, d'analyser en détail l'effet des techniques culturales sur les facteurs physiques et chimiques du milieu et, d'autre part, de simuler l'effet de ces facteurs sur le cycle du carbone et de l'azote. Les modèles d'évolution couplée du carbone et de l'azote peuvent contribuer à tester l'importance respective de ces deux hypothèses ■

## Références

- Jenny H. *Factors of soil formation*. New York, McGraw Hill 1941 ; 281p.
- Henin S, Dupuis M. Essai de bilan de la matière organique des sols. *Annales Agronomiques* 1945 ; 15 : 161-72.
- Beek J, Frissel MJ. Simulation of nitrogen behaviour in soils. In : *Simulation Monographs*. Wageningen : Pudoc, 1973.
- Smith OL. An analytical model of the decomposition of soil organic matter. *Soil Biol and Bioch* 1979 ; 11 : 585-606.
- McGill WB, Hunt HW, Woodmansee RG, Reuss JO. Phoenix, a model of the dynamics of carbon and nitrogen in grassland soils. *Ecological Bulletins* 1981 ; 33 : 49-115.
- Guérif J. Influence de la simplification du travail du sol sur l'état structural des horizons de surface : conséquences sur leurs propriétés physiques et leurs comportements mécaniques. In : Monnier G, Thevenet C, Lesaffre B, eds. *Simplification du travail du sol*. Versailles : Inra, 1994 (à paraître).
- Jenkinson DS, Rayner JH. The turnover of soil organic matter in some of the Rothamsted classical experiments. *Soil Science* 1977 ; 123 : 298-305.
- Van Veen JA, Paul EA. Organic carbon dynamics in grassland soils. I. Background information and computer simulation. *Can J of Soil Sci* 1981 ; 61 : 185-201.
- Jenkinson DS, Hart PBS, Rayner J, Parry LC. Modelling the turnover of organic matter in long-term experiments at Rothamsted. *Intecol Bulletin* 1987 ; 15 : 1-8.
- Borg GC, Jansson PE, Linden B. Simulated and measured nitrogen conditions in a manured and fertilised soil. *Plant and Soil* 1990 ; 121 : 251-67.
- Campbell CA, Jame YW, Dejong R. Predicting net nitrogen mineralization over a growing season : model verification. *Can J of Soil Sci* 1989 ; 68 : 537-52.
- Johnsson H, Bergstrom L, Jansson PE, Paustian K. Simulated nitrogen dynamics and losses in a layered agricultural soil. *Agric Ecosyst and Environ* 1987 ; 18 : 333-56.
- Addiscott TM, Whitmore AP. Simulation of solute leaching in soils of differing permeabilities. *Soil use and management* 1991 ; 7 : 94-102.
- Machet JM, Dubrulle P, Louis P, Azobil : a computer program for fertilizer-N recommendations based on a predictive balance-sheet method. 1<sup>er</sup> Congrès ESA, Paris, 5-7 décembre 1990.
- Remy JC, Orsinié L, Marin-Lafleche A. L'intérêt agronomique de quelques sous-produits utilisables en grande culture. *Hautes Etudes betteravières et agricoles* 1975 ; 31 : 17-29.
- Rémy JC, Marin-Lafleche A. L'entretien organique des terres. Coût d'une politique de l'humus. *Entreprises agricoles* 1976 ; 11 : 63-7.
- Boiffin J, Keli J, Sebilotte M. Systèmes de culture et statut organique des sols dans le Noyonnais : application du modèle de Hénin-Dupuis. *Agronomie* 1986 ; 6 : 437-46.
- Morel R. Évolution de l'azote et du carbone organique du sol au cours d'une expérience de longue durée. *Annales Agronomiques* 1968 ; 19 : 153-74.
- Djakovitch JL. *Mise au point d'une méthode de détermination rapide du coefficient isohumique de matériaux organiques utilisables pour l'amendement des sols*. Bordeaux : Mémoire CNAM, 1988 ; 208 p.
- Guérif J. Modification de la répartition et de l'évolution des matières organiques par la simplification du travail du sol. In : *Les rotations céréalières intensives. Dix années d'études concertées INRA-ONIC-ITCF 1973-1983*. Paris : Inra, 1986 : 63-88.
- Balesdent J, Mariotti A, Boisgontier D. Effect of tillage on soil organic carbon mineralization estimated from  $^{13}\text{C}$  abundance in maize fields. *J of Soil Sci* 1990 ; 41 : 587-96.
- Plenet D, Lubet E, Juste C. Évolution à long terme du statut carboné du sol en monoculture non irriguée du maïs. *Agronomie* 1993 ; 13 : 685-98.
- Balesdent J, Wagner GH, Mariotti A. Soil organic matter turnover in long-term field experiments as revealed by carbon-13 natural abundance. *Soil Sci Soc of Am J* 1988 ; 52 : 118-24.
- Rémy JC, Hébert J. Le devenir des engrais azotés dans le sol. *Comptes Rendus de l'Académie d'Agriculture* 1977 ; 63 : 700-14.
- Mary B. Rôle de la biomasse microbienne dans la disponibilité en azote minéral en conditions de plein champ. Paris : CR ministère de l'Environnement 1988 ; n° 2543A, 113 p.
- Stanford G, Smith SJ. Nitrogen mineralization potentials of soils. *Soil Sci Soc of Am J* 1972 ; 36 : 465-72.
- Campbell CA, Lafond GP, Leyshon AJ, Zentner RP, Janzen HH. Effect of cropping practices on the initial potential rate of N mineralization in a thin Black Chernozem. *Can J of Soil Sci* 1991 ; 71 : 43-53.
- Stanford G, Carter JN, Westermann DT, Meisinger JJ. Residual nitrate and mineralizable soil nitrogen in relation to nitrogen uptake by irrigated sugarbeets. *Agronomy Journal* 1977 ; 69 : 303-8.
- Cabrera ML, Kissel DE. Evaluation of a method to predict nitrogen mineralized from soil organic matter under field conditions. *Soil Sci Soc of Am J* 1988 ; 52 : 1027-31.
- Campbell CA, Jame YW, Dejong R. Predicting net nitrogen mineralization over a growing season : model verification. *Can J of Soil Sci* 1988 ; 68 : 537-52.
- Mary B, Recous S. Measurement of nitrogen mineralisation and immobilisation fluxes in soil as a mean of predicting net mineralisation. *Europ J of Agron* 1994 (sous presse).
- Keeney DR. Nitrogen availability indices. In : *Methods of Soil Analysis*. Madison : American Society of Agronomy, 1982 : 711-33.
- Gianello C, Bremner JM. Comparison of chemical methods of assessing potentially available organic nitrogen in soil. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 1986 ; 17 : 215-36.
- Nemeth K. The availability of nutrients in the soil as determined by electro-ultrafiltration. *Advances in Agronomy* 1979 ; 31 : 155-87.
- Saint-Fort R, Frank KD, Schepers JS. Role of nitrogen mineralization in fertilizer recommendations. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 1990 ; 21 : 1945-58.
- Machet JM, Duval R, Jaouen V, Servain F. Les recommandations d'azote pour la culture betteravière en France : comparaison de la méthode du bilan prévisionnel et de la méthode EUF. Colloque IIRB, Bruxelles, 16-17 février 1994.
- Balesdent J, Balabane M. Étude *in situ* des vitesses de minéralisation et d'humification de l'azote et du carbone des matières organiques végétales. Paris : CR ministère de l'Environnement 1992 ; n° 2683A, 35 p.
- Chaussod R, Houot S, Guiraud G, Hetier JM. Size and turnover of the microbial biomass in agricultural soils : laboratory and field measurements. In : *Nitrogen efficiency in agricultural soils*. Paris : Elsevier 1988 : 323-38.
- Jenkinson DS, Parry LC. The nitrogen cycle in the Broadbalk wheat experiment : a model for the turnover of nitrogen through the soil microbial biomass. *Soil Biol and Bioch* 1989 ; 21 : 535-41.

40. Carter MR, Rennie DA. Dynamics of soil microbial biomass N under zero and shallow tillage for spring wheat, using  $^{15}\text{N}$  urea. *Plant and Soil* 1984 ; 76 : 157-64.
41. Robertson K, Schnurer J, Clarholm M, Bonde TA, Rosswall T. Microbial biomass in relation to C and N mineralization during laboratory incubations. *Soil Biol and Bioch* 1988 ; 20 : 281-6.
42. Juma NG, Paul EA. Use of tracers and computer simulation techniques to assess mineralization and immobilization of soil nitrogen. In : *Simulation of N behaviour in soil-plant systems*. Wageningen : Pudoc, 1980 : 145-54.
43. Molina JAE, Clapp CE, Shaffer MJ, Chichester F, Larson WE. NCSOIL, a model of nitrogen and carbon transformations in soil : description, calibration and behavior. *Soil Sci Soc of Am J* 1983 ; 47 : 85-91.
44. Van Veen JA, Ladd JN, Amato M. Turnover of carbon and nitrogen through the microbial biomass in a sandy loam and a clay soil incubated with  $^{14}\text{C}$ -glucose and  $^{15}\text{NH}_4\text{SO}_4$  incubated under different moisture regimes. *Soil Biol and Bioch* 1985 ; 17 : 747-56.
45. Parton WJ, Schimel DS, Cole CV, Ojima DS. Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plains grasslands. *Soil Sci Soc of Am J* 1987 ; 51 : 1173-9.
46. Van der Linden AMA, Van Veen JA, Frissel MJ. Modelling soil organic matter levels after long-term applications of crop residues, and farmyard and green manures. *Plant and Soil* 1987 ; 101 : 21-8.
47. Verbene ELJ, Hassink J, de Willigen P, Groot JJR, Van Veen JA. Modelling organic matter dynamics in different soils. *Netherlands J of Agric Sci* 1990 ; 38 : 221-38.
48. Seligman NG, Van Keulen H. Papran : a simulation model of annual pasture production limited by rainfall and nitrogen. In : *Simulation of N behaviour in soil-plant systems*. Wageningen : Pudoc, 1980 : 193-221.
49. Grant RF. The distribution of water and nitrogen in the soil-crop system : a simulation study with validation from a winter wheat field trial. *Fertilizer Research* 1991 ; 27 : 199-213.
50. De Willigen P. Nitrogen turnover in the soil-crop system : comparison of fourteen simulation models. *Fertilizer Research* 1991 ; 27 : 141-50.
51. Mary B. Effet du précédent cultural sur la disponibilité du sol en azote minéral. *Comptes Rendus de l'Académie d'Agriculture* 1987 ; 73 : 57-69.
52. Darwis S. Effet des modalités de gestion de la paille de blé sur l'évolution du carbone et de l'azote au cours de sa décomposition dans le sol. Thèse de Doctorat INA-PG, 1993 ; 196 p.

---

## Résumé

Cet article fait le point sur les modèles disponibles pour prévoir l'évolution des matières organiques ou la minéralisation de l'azote dans les sols cultivés. Il souligne la nécessité de compartimenter la matière organique en au moins deux fractions, pour comprendre à la fois l'évolution du carbone et de l'azote organiques à long terme et les cinétiques de minéralisation de l'azote à plus court terme. Un modèle bicompartimental avec trois paramètres est proposé : c'est le plus simple qui puisse remplacer le modèle classique de Hénin-Dupuis et qui permette de bien décrire l'évolution des stocks de carbone sur différents essais de longue durée. Différentes approches de prévision de la minéralisation d'azote sont comparées. La prise en compte d'une fraction d'azote minéralisable est nécessaire pour prévoir la minéralisation d'azote, mais pas suffisante. Cette fraction inclut la fraction « biomasse microbienne », mais l'excède largement. Pour prévoir l'évolution de l'azote minéral à court terme, il est indispensable de prendre en compte simultanément les transformations du carbone et de l'azote. Nous indiquons la structure générale des modèles « couplés », leur intérêt et leurs limites. L'existence et la caractérisation des composés organiques « actifs » ou résistants à la biodégradation sont discutées.

---