

Cinétique d'évolution des formes du carbone organique dans les sols

M. Pansu^a

Z. Sallih^b

P. Bottner^b

Résumé

De précédentes études concernant la cinétique d'évolution des mélanges sols résidus végétaux nous ont amenés à proposer un modèle à deux compartiments dérivé de celui de HENIN *et al.* (1959) puis un modèle à trois compartiments qui peut constituer une approximation de celui de JENKINSON & RAYNER (1977) pour les études prévisionnelles à plus court terme.

Nous présentons ici un modèle à cinq compartiments avec des concepts de fonctionnement proches de nos précédentes propositions et une formulation mathématique relativement simple parmi d'autres propositions de description du cycle du carbone dans les sols.

Le modèle a pu être calibré sur des données d'expériences d'incubation conduites en laboratoire avec des apports de paille de blé marquée au ¹⁴C dans deux types de sols méditerranéens. L'évolution du carbone marqué et total a été suivie au cours du temps parallèlement à celles de la biomasse microbienne et des résidus végétaux. L'ajustement simultané du carbone marqué global et du carbone des compartiments végétal et microbien s'est avéré satisfaisant pour les deux types de sols avec une simulation plausible du processus d'humification.

Le modèle mis au point sur le carbone apporté (¹⁴C) a permis alors d'ajuster l'évolution du carbone total du sol moyennant l'estimation de valeurs initiales à chacun des compartiments avec très peu de changement dans les autres paramètres. Les deux types d'ajustement permettent d'estimer la présence d'une fraction carbonée stable de durée de vie plus grande que celle stabilisée depuis l'apport végétal mais très inférieure à celle du compartiment appelé "Chemically stabilised Organic Matter" par JENKINSON et RAYNER. On observe des différences importantes concernant les cinétiques d'humification et de minéralisation entre les deux sols ; ces différences se traduisent dans les paramètres du modèle et ont été discutées par ailleurs (SALLIH *et al.*, 1991). Elles montrent que de nombreux travaux sont encore nécessaires avant d'arriver, avec une bonne précision, à un modèle généralisable à tous les sols et à toutes les conditions.

^aCentre ORSTOM, Montpellier

^bC.E.F.E. CNRS, BP 5051, 34033 Montpellier

Introduction

Les propositions que nous avons été amenés à formuler pour décrire le cycle du carbone organique dans les sols ont toujours été étroitement guidées par le souci de valider ou améliorer des propositions antérieures. Elles se sont appuyées sur des données obtenues dans des conditions très contrôlées de laboratoire.

Dans un premier temps, notre réflexion s'est attachée à l'étude de la décroissance du carbone total lors d'expériences d'incubation de mélanges sols-résidus végétaux (PANSU et SIDI, 1987). Nous avons comparé des résultats provenant de différentes approches probabilistes puis nous avons adopté une démarche plus déterministe (PANSU, 1989) en tentant de valider le modèle de HENIN *et al.* (1959) puis en proposant une modification de la formulation de ce modèle.

Cette approche a l'avantage de fournir une visualisation, malheureusement encore difficile à vérifier expérimentalement, des deux processus simultanés de minéralisation et d'humification par la simulation de l'évolution de chacun des compartiments. Elle procure également un outil de caractérisation du comportement des amendements organiques dans les sols (PANSU, 1991) susceptible d'aider à répondre aux besoins croissants dans ce domaine : divers composts de l'agriculture biologique, déchets industriels et urbains, etc.

Dans un deuxième temps, nous avons cherché à prendre en compte la décroissance du carbone végétal non encore décomposé dans le sol. Ces fragments végétaux peuvent être séparés par diverses techniques (densimétrie, tamisage humide, etc) et ils représentent un taux de carbone souvent assez important sans grande influence sur les propriétés du sol. Leur incorporation au modèle permet de mieux estimer, d'une part le carbone labile, vivant ou non, incorporé au sol, d'autre part le carbone stabilisé en humus.

Ce modèle à trois compartiments nous a permis de proposer une explication aux variations observées de stabilité structurale d'un sol au cours des incubations alors que les mesures chimiques classiques de caractérisation de l'humus n'apportaient pas beaucoup d'éclaircissement (SIDI et PANSU, 1990). Les deux modèles à deux et trois compartiments avaient été classés entre le modèle à deux compartiments de HENIN *et al.* (1959) et celui à cinq compartiments de JENKINSON et RAYNER (1977) avec des concepts de fonctionnement proches de ce dernier (PANSU, 1988).

Les travaux que nous présentons ici ont permis d'une part de préciser la dynamique du carbone végétal, d'autre part de prendre en compte la biomasse microbienne du sol et de distinguer les matières vivantes ou non parmi les matières labiles. Ils concernent des cinétiques d'incubation toujours en conditions contrôlées de laboratoire avec enfouissement de paille doublement marquée au ^{14}C et au ^{15}N (SALLIH, 1990) ; l'information collectée se trouve donc enrichie et précisée par rapport aux résultats précédents basés essentiellement sur des incubations de matériaux non marqués.

D'un point de vue théorique, nous avons poursuivi notre démarche et recherché, à partir de nos propositions antérieures et de la littérature, le modèle qui nous paraissait le plus simple pour ajuster le nouveau volume de données dont nous disposions.

1 Matériels et méthodes

1.1 Modèle mathématique

Le diagramme des flux du modèle utilisé est représenté sur la figure 1 en comparaison avec notre précédent modèle à trois compartiments (PANSU et SIDI, 1987) et le modèle à cinq compartiments de JENKINSON et RAYNER (1977). Cette figure montre bien les analogies de structure de ces trois modèles : les matières organiques entrent en réaction simultanément dans le sol pour se transformer en carbone labile microbien et non microbien ou se stabiliser dans le carbone humifié. Examinons les différences entre ces modèles selon les trois grands types de matière organique :

- matières non décomposées (plant material) : le modèle sépare ces matières organiques en deux compartiments labile (VL) et stable (VR) pouvant correspondre aux "Decomposable plant materials (DPM)" et "Resistant plant materials (RPM)" de JENKINSON et RAYNER. Il s'harmonise en cela à de nombreuses autres propositions (PAUL et VAN VEEN, 1978 ; MOLINA *et al.*, 1983 ; PARTON *et al.*, 1987). Notre proposition antérieure de regrouper ces matières en un seul compartiment dont l'ordre de la cinétique peut varier, se trouve ici contredite mais pourrait constituer une approximation de la présente proposition ;
- matières organiques labiles : le présent modèle permet de différencier la biomasse microbienne (B) des autres matières humifiées labiles (A = hydrosolubles, mucus bactériens, polysaccharides de dégradation, etc). Par contre, celui de JENKINSON et RAYNER ne prend en compte que la biomasse (BIO ou B) et notre précédent modèle ne considère que la somme des deux (L), constituant ici encore une approximation de la présente proposition ;
- matières organiques stables : l'échelle de temps explorée ne nous permet pas, comme JENKINSON et RAYNER qui disposaient de mesures de datation, de prendre en compte le carbone très stable appelé "Chemically Stabilized Organic Matter" (COM ou C). Comme MOLINA *et al.* (1983), nous pensons pouvoir nous passer de cette "Passive organic phase" pour l'étude du fonctionnement biochimique du sol à court et moyen terme ; il en serait tout autrement pour des études portant sur la pédogénèse où les échelles de temps s'étendent sur plusieurs milliers d'années et où le compartiment C devient le plus important. Le compartiment humifié (H) du présent modèle est donc analogue à celui de notre précédente proposition et proche du compartiment appelé "Physically stabilised organic matter" (POM) par JENKINSON et RAYNER.

Comme dans le cas de la plupart des modèles cités ci-dessus, la décroissance respective de chaque compartiment est décrite par une cinétique du premier ordre. Ainsi les micro-organismes apparaissent surtout pris en compte dans leur fonction de stockage du carbone bien que les caractéristiques de la microflore du sol influencent la valeur des différents paramètres du modèle.

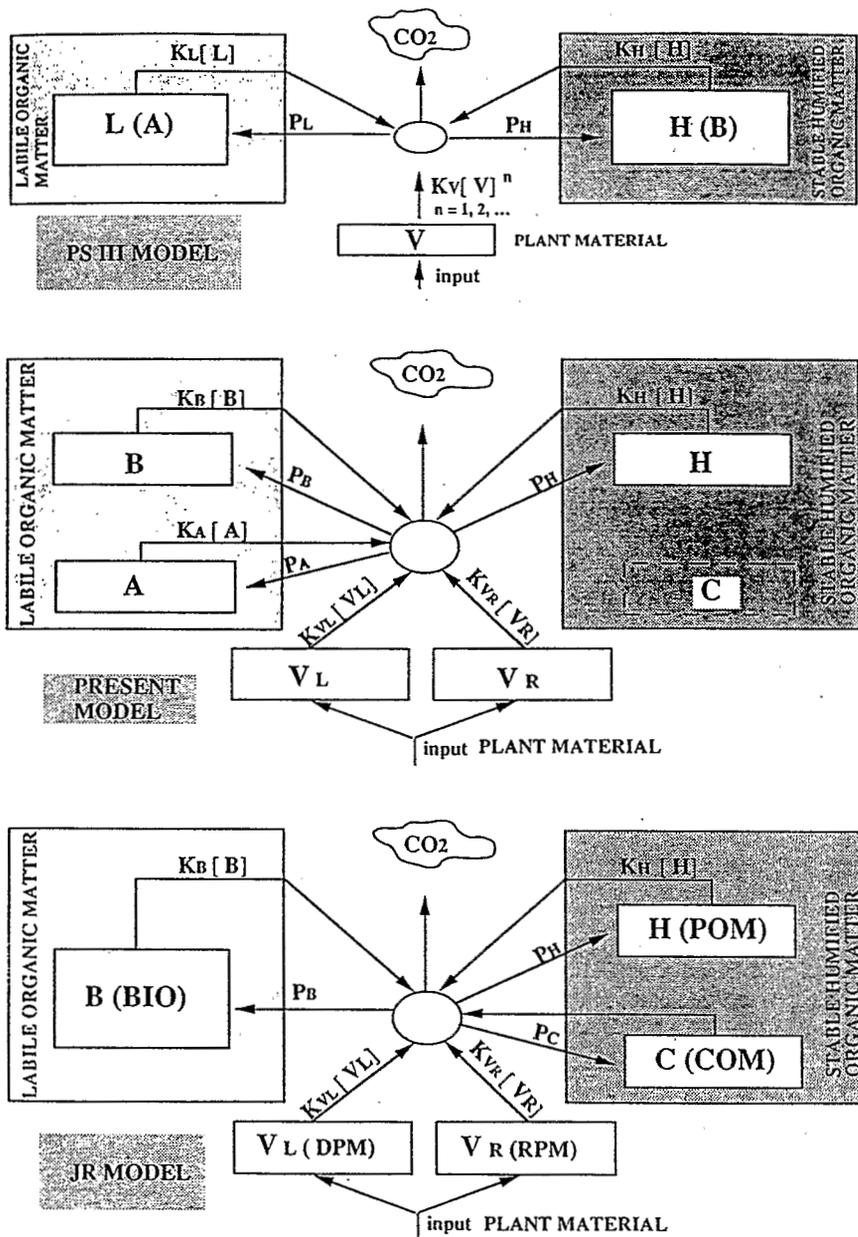


Figure 1: diagramme des flux de carbone du modèle proposé en comparaison avec les propositions de PANSU et SIDI (1987) (PS III Model) et JENKINSON et RAYNER (1977) (JR Model).

L'évolution carbonée en fonction du temps t est ajustée selon un système de cinq équations différentielles du premier ordre ; pour un compartiment m quelconque parmi les $i = 5$ compartiments, elle se trouve régie par l'équation suivante :

$$dC_m/dt = -k_m C_m + P_m \sum_i k_i C_i \quad (1)$$

$$m, i \in \{V_L, V_R, A, B, H\}$$

avec :

- $C_m C_i$ = teneur en carbone des compartiments ,
- $k_m k_i$ = constantes de vitesses des compartiments (unités t^{-1})
- P_m = proportion de carbone entrant dans le compartiment m

L'équation de minéralisation globale du carbone (C_T) s'exprime alors simplement par :

$$dC_T/dt = - \sum_i k_i C_i \left(1 - \sum_i P_i \right) = -M \sum_i k_i C_i$$

en définissant M comme le coefficient de minéralisation global du mélange sol-amendement ou alternativement, $I = \sum_i P_i = 1 - M$ le coefficient d'incorporation et de renouvellement du carbone dans le sol.

Le diagramme des flux (fig. 1) et la formulation mathématique de ce modèle apparaissent plus simples que d'autres propositions postérieures à celles de JENKINSON et RAYNER (PAUL & VAN VEEN, 1978 ; MOLINA *et al.*, 1983 ; PARTON *et al.*, 1987). Les calculs ont été réalisés au moyen de la bibliothèque de méthodes numériques Turbo-Pascal Toolbox (Borland) ; la méthode de Runge-Kutta a été choisie pour l'intégration numérique du système d'équations différentielles. Les ajustements préalables des matières organiques grossières et légères ont été réalisés selon l'algorithme de Marquardt d'ajustement non linéaire au moyen du logiciel Statgraphics (Sté Uniware).

1.2 Expérience d'ajustement du modèle

Modèles de laboratoire.

L'expérience a été conduite sur deux sols méditerranéens prélevés dans l'Hérault : un sol fersiallitique faiblement lessivé à réserve calcique (Sol1) récemment mis en jachère, un sol brun typique sous prairie (sol2). Les différences essentielles décelées par les analyses de caractérisation concernent un taux d'argile plus élevé, une teneur organique plus faible et un pH légèrement plus alcalin dans le sol 1. Une paille de blé mûr uniformément marquée au ^{14}C et au ^{15}N (BOTTFNER, 1982) a été mélangée à des sous-échantillons homogènes de sols mis à incuber dans des conditions contrôlées de laboratoire (SALLIH, 1990). L'expérience a duré plus de deux ans avec 7 échantillonnages aux temps 16 29 85 121 247 422 690 jours (sacrifice d'un pot avec 6 ou 10 sous-échantillons par pot).

Analyses.

Le carbone total du sol est déterminé par combustion à 1000° C et dosage du CO_2 dégagé. Le carbone minéral est déterminé de manière analogue avec une attaque par H_2SO_4 N à la place de la combustion ; le carbone organique est obtenu par différence des deux mesures précédentes. Le carbone marqué est dosé au scintillateur sur une aliquote du CO_2 provenant de la combustion (BOTTFNER et WAREMBOURG, 1976). Le carbone marqué et total de la biomasse microbienne a été déterminé par la technique de fumigation-incubation (JENKINSON et PAWLSON, 1976 ; ANDERSON & DOMSCH, (1978a)).

Le matériel végétal restant dans le sol a été déterminé selon une modification de la procédure de LADD *et al.* (1977). L'échantillon est agité avec une solution de bicarbonate de soude 0,2N à pH8,3 centrifugé (12000RPM) puis filtré. La fraction légère surnageante est collectée. Le culot est remis en suspension puis fractionné en deux parties sur un tamis de 50 microns. Sur la fraction supérieure à 50 microns, les matériaux végétaux séquestrés sont séparés par densimétrie sur une solution de sulfate de zinc ($d = 1,4$) puis ajoutés à la fraction légère précédente. Le carbone total et marqué de cette fraction a été déterminé par combustion comme précédemment.

2 Résultats et discussions

2.1 Etude des différentes mesures

Le meilleur ajustement que nous ayons pu ici obtenir pour les matières organiques légères et grossières du sol (séparées par densimétrie et tamisage humide) a été une somme d'exponentielles du même type que pour le carbone marqué global ; les paramètres de ces équations nous ont fourni les valeurs d'entrées V_{L0} , V_{R0} , K_{VL} , K_{VR} indiquées tableau I. Ce type d'ajustement est différent de celui que nous avons précédemment présenté (PANSU et SIDI, 1987) avec des matières légères décroissant selon des fonctions hyperbolique ou exponentielle du temps. Cependant, les données précédentes étaient différentes de celles-ci puisque nous travaillions avec un protocole uniquement densimétrique et avec de la paille de blé non marquée.

La décroissance du carbone ajouté au sol avait été ajustée précédemment selon une somme de deux fonctions exponentielles (SALLIH & BOTTFNER, 1988). L'évolution de la biomasse microbienne totale et marquée ainsi que le quotient respiratoire de cette biomasse ont fait également l'objet d'une étude antérieure (BOTTFNER *et al.*, 1988).

2.2 Ajustement au modèle

Pour chaque type de sol, les paramètres trouvés pour le modèle sont indiqués dans le tableau I et la figure 2 représente les ajustements simultanés correspondants du carbone marqué global, du carbone végétal ($V_L + V_R$), et du carbone de la biomasse microbienne (B) au moyen du modèle pour les deux sols. Les traits pointillés représentent les simulations du carbone humifié labile (A) et stable (H) ; ces deux compartiments ne sont pas mesurés mais doivent impérativement être pris en compte pour équilibrer les bilans "carbone marqué total" moins "carbone des

végétaux et microorganismes". En outre, les mesures de carbone marqué dans la fraction hydrosoluble (données non publiées) sont assez bien corrélées avec les simulations du compartiment labile A (coefficients de corrélation $r = 0,89^{***}$ pour le sol 1 et $r = 0,73^*$ pour le sol 2 avec un maximum vers le même temps d'incubation de 15 jours à 1 mois soit nettement plus tôt que celui de la biomasse microbienne ; cependant, ces hydrosolubles ne représentent qu'environ 10% du carbone labile simulé et il faudrait rechercher d'autres produits labiles de dégradation, principalement parmi les polysaccharides intermédiaires entre la cellulose et les sucres simples.

Tableau 1: paramètres du modèle (équation 1) correspondant à l'ajustement du carbone marqué et du carbone total pour les deux sols. V.I. = valeurs initiales en ^{14}C des compartiments en $\text{mg}\cdot 100\text{g}^{-1}$ de sol sec.

Carbone marqué						
	sol 1			sol 2		
	V.I.	K (jour^{-1})	P	V.I.	K (jour^{-1})	P
V_L	246	0,05	0	283	0,1	0
V_R	125	0,0031	0	91	0,00043	0
A	0	0,05	0,58	0	0,1	0,79
B	0	0,006	0,08	0	0,004	0,033
H	0	0,0004	0,08	0	0,0001	0,025
Carbone total						
V_L	246	0,05	0	283	0,1	0
V_R	125	0,0031	0	91	0,00043	0
A	9	0,05	0,58	220	0,1	0,79
B	60	0,006	0,12	120	0,004	0,033
H	1150	0,00005	0,08	2390	0,00002	0,025

Dans les deux sols, ce compartiment labile A se dégrade à la même vitesse que les composés labiles des végétaux et il traduit une incorporation très rapide de ces composés dans le sol, de telle sorte qu'il n'est plus possible de les distinguer par fractionnement granulométrique ou densimétrique. Les deux types de composés labiles servent d'aliment principal aux microorganismes dont la population arrive à un maximum vers trois mois d'incubation ; la plupart des composés labiles se trouvent consommés vers six mois d'incubation, la biomasse microbienne décroissant alors plus lentement en continuant de consommer les résidus végétaux stables et en s'autoconsommant. Les produits humifiés stables croissent lentement durant toute l'expérience pour se rapprocher, en fin d'incubation, du carbone global et commencer à décroître très lentement à leur tour ; cependant, comme pour la dégradation des composés labiles, la majeure partie des processus d'humification semble également achevée vers six mois d'incubation.

La qualité des ajustements intégrés par le modèle s'avère aussi bonne que celle des ajustements individuels pour le carbone marqué (SALLIH et BOTTNER, 1988) et la biomasse microbienne (BOTTNER *et al.*, 1988) ; un léger déficit de ^{14}C ajusté est perceptible pour cette biomasse sur le sol 1 en fin d'incubation, mais il faudra de nouvelles expériences pour préciser si ce déficit provient de l'erreur expérimentale ou d'un défaut de linéarité du modèle, auquel cas il conviendrait

d'apporter un correctif à la formulation mathématique. En ce qui concerne les compartiments végétaux, l'ajustement par le modèle est strictement le même que celui de l'approche probabiliste précédente de la double exponentielle puisque les proportions de renouvellement P_i sont nulles pour ces deux compartiments ; pour le sol 1, le point de plus fort résidu est noté en fin d'incubation comme pour la biomasse microbienne alors que pour le sol 2, c'est le point à 84 jours d'incubation le moins bien ajusté ; dans les deux sols, les pentes de décroissance du carbone végétal deviennent proches de celles du carbone marqué total lorsque les fractions labiles ont été consommées et que le rôle du compartiment végétal résistant V_R devient prépondérant dans l'évolution du système.

2.3 Type de sol et cinétiques d'évolution

On remarque des différences importantes de fonctionnement vis à vis de la minéralisation des matières organiques entre les deux sols. La minéralisation globale est la plus intense dans le sol 1 avec un coefficient $M = 0,26$ au lieu de $0,15$ pour le sol 2.

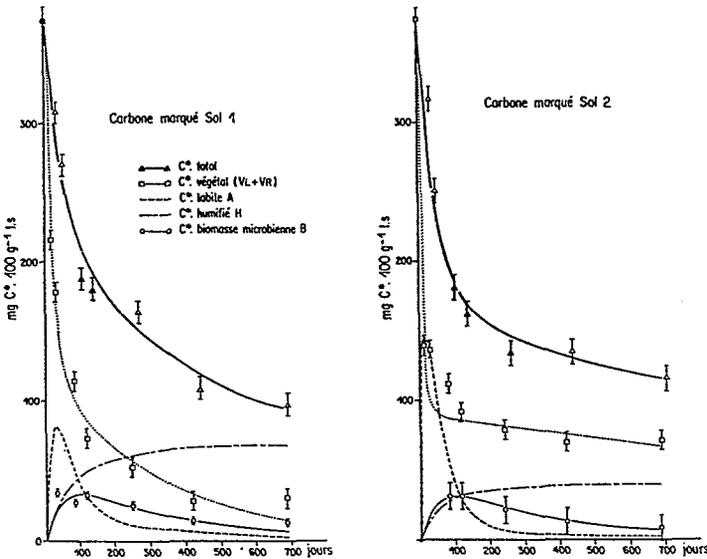


Figure 2: ajustements simultanés du modèle sur le carbone marqué global et chacun des compartiments végétal ($V_L + V_R$) et microbien (B). Les processus d'humification sont simulés par l'évolution des compartiments labile A et stable H. Les intervalles de confiance à 95 % des données expérimentales sont calculés avec de précédents ajustements individuels de chaque série de données.

Cet ordre est pourtant inversé en début d'incubation, la minéralisation étant alors plus importante pour le sol 2 : si l'on exprime, comme JENKINSON et

RAYNER les constantes de vitesse en demi-vies, on trouve environ 2 semaines pour les compartiments V_L et A du sol 1 et seulement une semaine pour les mêmes compartiments dans le sol 2. Nous avons proposé une explication à ce phénomène par l'histoire récente des sols (SALLIH *et al.*, 1992).

Après cette première phase de un à deux mois d'incubation où sont dégradées les matières labiles, on assiste à un ralentissement de la minéralisation particulièrement marqué dans le sol 2 puisque les demi-vies du compartiment V_R , calculées comme précédemment, seraient d'environ 7 mois pour le sol 1 et de plus de 4 ans pour le sol 2 ; ainsi, en fin d'incubation, il reste encore 18% de la matière végétale apportée non dégradée dans le sol 2 alors qu'il n'en reste plus que 4% dans le sol 1.

La simulation par le modèle de l'humification dans le compartiment stable H est conforme aux connaissances antérieures sur les sols (MARTIN & HAIDER, 1986) avec un taux de matières humifiées nettement plus important dans le sol 1 argileux que dans le sol 2 ; le coefficient isohumique, calculé selon sa définition originale par HENIN & DUPUIS (1945) d'après les simulations du compartiment H est égal à 0,18 pour le sol 1 et 0,11 pour le sol 2. Soulignons ici l'intérêt de la simulation compartimentale pour le calcul de ce coefficient car la seule observation de la décroissance du carbone apporté aurait pu conduire à une conclusion inverse à celle-ci en ce qui concerne l'humification ; en effet, le rapport ^{14}C restant en fin d'incubation sur le ^{14}C apporté est égal à 0,25 pour le sol 1 et 0,31 pour le sol 2 soit, cette fois, un coefficient isohumique apparent plus important en sol sableux qu'en sol argileux. Ceci provient du fait qu'après deux ans d'incubation malgré une courbe de carbone marqué total paraissant relativement stabilisée, on se situe encore très loin de l'équilibre dans le sol 2, alors que dans le sol 1 le carbone apporté résiduel devient proche du carbone humifié. Le taux de carbone initial du sol 2 beaucoup plus important que celui du sol 1 provient probablement d'une présence relativement importante de carbone végétal non encore complètement transformé.

En définitive, les processus d'humification et de minéralisation sont tous deux plus importants dans le sol 1 le plus argileux et traduisent un fonctionnement biologique plus intense de ce sol excepté en début d'incubation. Le modèle montre également ce phénomène dans les paramètres caractérisant la biomasse microbienne. Bien que l'allure globale des courbes d'évolution de cette biomasse soit assez semblable dans les deux sols, sa demi-vie est un peu plus courte dans le sol 1 (environ 4 mois au lieu de 6 mois) et son coefficient de renouvellement se trouve plus que doublé.

Enfin, si l'humification est moins intense en sol sableux, il semblerait que l'humus formé y soit plus stable avec des demi-vies pour le compartiment H d'environ 5 ans dans le sol 1 contre 19 ans dans le sol 2.

2.4 Simulation du carbone total

Toutes les observations décrites ci-dessus sont relatives au comportement du carbone marqué apporté au sol. La question primordiale préalable à toute transposition du modèle à des simulations en conditions naturelles était de vérifier s'il pouvait permettre, sans modification majeure, l'ajustement de l'évolution des compartiments relatifs au carbone total du sol. Cet ajustement devrait procurer une validation du modèle interne à l'expérience : les matières organiques préexistantes dans un compartiment se comportent-elles de la même manière que les matières nouvelles qui y sont introduites et se trouve-t-on bien dans le cas du "mélange

parfait" de la décroissance exponentielle (PANSU et SIDI, 1987) ?

La figure 3 représente l'ajustement simultané pour les deux sols du carbone organique total, des résidus végétaux et de la biomasse microbienne totale ; les simulations du carbone humifié labile A et stable B sont figurées en pointillé comme précédemment. Le modèle fonctionne de manière assez satisfaisante puisque ces simulations ont été obtenues en changeant *quasi* exclusivement les valeurs initiales des compartiments A, B et H.

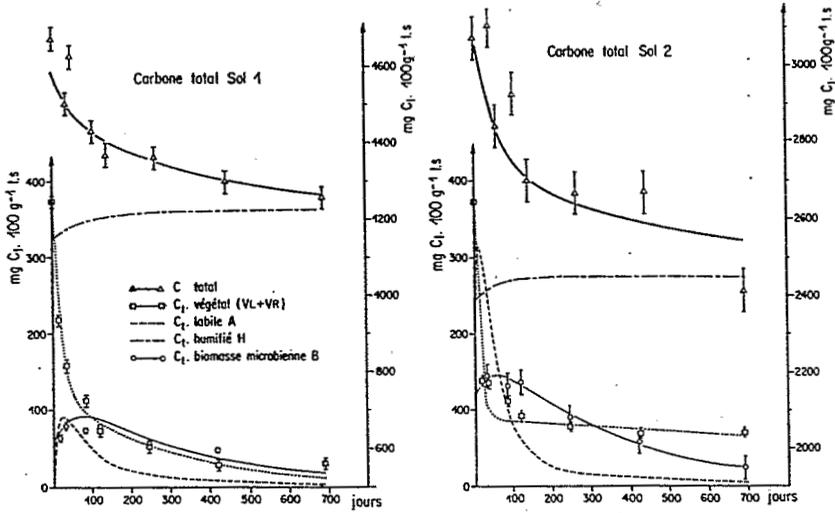


Figure 3: ajustements simultanés par le modèle du carbone total dans tout le sol et dans chaque compartiment (carbone labile, microbien et végétal sur l'échelle de gauche, carbone total et humifié sur l'échelle de droite). Les intervalles de confiance à 95 % des données expérimentales sont calculés avec de précédents ajustements individuels de chaque série de données.

Les constantes de vitesse sont les mêmes que précédemment dans tous les cas sauf pour le compartiment stable H dont la demi-vie passerait de 5 à 38 ans pour le sol 1 et de 19 à 95 ans pour le sol 2. Cette différence était attendue car nous avons négligé le compartiment très stable (C ou COM) de la matière organique des sols. Avec les résultats ci-dessus, nous pouvons essayer d'estimer la stabilité de ce compartiment ; soient k_H , k_H^* , k_H° les constantes de vitesse respectives du carbone humifié total, marqué, natif et $[H]$, $[H^*]$ et $[H^\circ]$ leurs teneurs correspondantes ; le bilan des flux de sortie du compartiment s'exprime par :

$$k_H[H] = k_H^\circ[H^\circ] + k_H^*[H^*]$$

En prenant pour $[H]$, $[H^*]$ et $[H^\circ]$ les valeurs trouvées en fin d'incubation (avec simulation d'un apport nul pour $[H^\circ]$), on trouve $k_H = 0,00003$ pour le sol 1 et $0,000019$ pour le sol 2 correspondant à des demi-vies respectives de 63 ans et 102 ans. Ces demi-vies sont encore très inférieures à celle de 1980 ans trouvée par JENKINSON et RAYNER pour leur compartiment COM. Aussi est-il illusoire de vouloir estimer ce compartiment par une expérimentation du type de celle pratiquée ici mais il semble exister un compartiment carboné du sol de durée de vie intermédiaire entre H et C qui traduirait essentiellement la décroissance souvent observée du carbone "natif" par rapport au carbone apporté. Ceci confirme des suggestions précédentes dans le même sens (Jenkinson et Ayabana, 1977 ; PANSU et SIDI, 1987) mais il convient d'être prudent lorsqu'on estime des composés aussi stables avec des expériences de durée aussi limitée.

Les proportions de renouvellement P_i sont toutes les mêmes que précédemment sauf celle de la biomasse microbienne du sol 1 qui a été un peu augmentée. L'ajustement de la biomasse microbienne du sol 2 par le modèle semble encore plus précis que l'ajustement probabiliste précédent (BOTTNER *et al.*, 1988) moyennant le choix de valeurs initiales assez fortes pour cette biomasse et pour le compartiment labile "A". L'ajustement du carbone total paraît également satisfaisant malgré une grande variabilité des mesures surtout dans le sol 2.

Malgré les quelques restrictions apportées ci-dessus, la transposition du modèle au carbone total s'avère satisfaisante et apporte une validation : le nombre et le type de compartiments proposés paraissent nécessaires et suffisants pour expliquer globalement le cycle du carbone, tant préexistant que provenant d'un apport récent dans les sols. Toutefois, les paramètres trouvés pour le modèle sont très différents d'un sol à l'autre ; si nous avons tenté de fournir des explications à ces différences (SALLIH *et al.*, 1992), la mise au point d'équations généralisables à tous les sols nécessitera encore de nombreux travaux de laboratoire parallèlement à la prise en compte des facteurs exogènes (climat, travail du sol, érosion) pour des simulations prévisionnelles satisfaisantes en conditions naturelles.

Références bibliographiques

- Anderson J.P.E. & Domsch K.H. (1978a) Mineralization of bacteria and fungi in chloroform-fumigated soils. *Soil Biology & Biochemistry* 10, 207-213.
- Bottner P. & Warembourg F. (1976) Method for simultaneous measurement of total and radioactive carbon in soils, soil extracts and plant material. *Plant and Soil* 45, 273-277.
- Bottner P. (1982) Biodégradation du matériel végétal en milieu herbacé. *Acta OEcologica/OEcologia Generalis* 3, 155-182.
- Bottner P., Sallih Z. & Billes G. (1988) Root activity and carbon metabolism in soils. *Biology & Fertility of soils* 7, 71-78.
- Henin S. & Dupuis M. (1945) Essai de bilan de la matière organique du sol. *Ann. agron.* 15, 17-29.

- Henin S., Monnier G. & Turc L. (1959) Un aspect de la dynamique des matières organiques du sol. C.R. Académie Sci. Fr. 248, 138-141.
- Jenkinson D.S. & Ayabana A. (1977) Decomposition of carbon-14 labelled plant material under tropical conditions. Soil Sci. Soc. Am. J. 41, 912-915.
- Jenkinson D.S. & Powlson D.S. (1976) The effect of biocidal treatments on metabolism in soil : V. A method for measuring soil biomass. Soil Biology & Biochemistry 8, 209-213.
- Jenkinson D.S. & Rayner J.H. (1977) The turnover of soil organic matter in some of the Rothamsted classical experiments. Soil Science 123, 298-303.
- Ladd J.N., Parsons J.W. & Amato M. (1977) Studies of nitrogen immobilization and mineralization in calcareous soils. I. Distribution of immobilized nitrogen amongst soil fractions of different particle size and density. Soil Biology & Biochemistry 9, 309-318.
- Martin J.P. & Haider K. (1986) Influence of mineral colloids on turnover rates of soil organic carbon. Soil Sci. Soc. Am. J. 17, 283-303.
- Molina J.A.E., Clapp C.E., Shaffer M.J., Chichester F.W. & Larson W.E. (1983) NCSOIL, A model of nitrogen and carbon transformation in soil : Description, calibration and behavior. Soil Sci. Soc. Am. J. 47, 85-91.
- Pansu M. & Sidi H. (1987) Cinétique d'humification et de minéralisation de mélanges sols-résidus végétaux. Science du Sol 25, 247-265.
- Pansu M. (1988) Proposition de modèles descriptifs de la dynamique des matières organiques des sols. (C.R. Journée de pédologie ORSTOM sep. 1988), Cah. ORSTOM Ser. Pedol. XXIV (4).
- Pansu M. (1989) Cinétique chimique et modèles compartimentaux : application à l'étude de l'évolution du stock organique des sols. In : SEMINFOR 2 : La modélisation aspects pratiques et méthodologie, ORSTOM, sep. 1988, ORSTOM coll. "Colloques et Séminaires".
- Pansu M., 1991, Détermination de quelques paramètres caractéristiques de la dynamique des matières organiques, Cah. ORSTOM Ser. Pédol., à paraître.
- Parton W.J., Schimel D.S., Cole C.V. & Ojima D.S. (1987) Analysis of factors controlling soil organic matter levels in great plains grasslands. Soil Sci. Soc. Am. J. 51, 1173-1179.
- Paul E.A. & Van Veen J.A. (1978) The use of tracers to determine the dynamic nature of organic matter. Trans. 11th Int. Congr. Soil Sci. Edmonton, Alta, 3, 61-102.
- Sallih Z. & Bottner P. (1988) Effect of wheat (*Triticum aestivum*) roots on mineralization rates of soil organic matter. Biology & fertility of soils 7, 67-70.
- Sallih Z. (1990) Relation entre activité rhizosphérique et décomposition de la matière organique des sols au niveau de la biomasse microbienne et de la minéralisation du carbone et de l'azote. Thèse de Doctorat, Université Montpellier II, USTLM, 155p.

Sallih Z., Pansu M. et Bottner P., 1992, Modelling of soil carbon forms after organic amendment under controlled conditions, (en préparation).

Sidi H. et Pansu M., 1990, Effet d'apport organique et de gypse sur la stabilité structurale de sols méditerranéens, Science du Sol, 28, 237-255.