

Première partie

Synthèse bibliographique et définition des axes de recherche

Dans un premier temps cette partie expose une synthèse bibliographique sur les paillis de résidus, leurs effets principaux rencontrés dans la littérature et la façon de les modéliser. A la lumière de cette synthèse bibliographique, nous définissons dans un deuxième temps les axes de recherche les plus pertinents, afin d'atteindre les objectifs de la thèse définis page 19.

Chapitre 1

Synthèse bibliographique

1.1 Définition et caractérisation d'un paillis de résidus

1.1.1 Définition d'un paillis

Dans la littérature le paillis parfois appelé *mulch*¹ désigne une couche généralement peu épaisse formée par un ou plusieurs éléments le plus souvent disposé(s) à la surface du sol et parfois dressé(s) (Bussièrre, 1991; Sauer *et al.*, 1996; Gonzalez-Sosa *et al.*, 1999a). Il peut être continu ou discontinu, homogène ou hétérogène, isotrope ou anisotrope. On distingue également le degré d'enfouissement : *mulch* déposé sur le sol, *mulch* partiellement enfoui (Poesen & Lavee, 1991) et *mulch* totalement enfoui ou couche de mélange (de Louvigny, In press).

On rencontre dans la littérature une grande variété de *mulchs*. Hillel *et al.* (1975) et de Louvigny (In press) étudient des *mulchs* respectivement d'agrégats hydrophobes et de verre pilé, déposés à la surface du sol. Byun *et al.* (1991), Contreras N *et al.* (1992) et Mahrer & Katan (1981) s'intéressent à des films synthétiques couvrant le sol. Poesen & Lavee (1991) considère un *mulch* de morceaux de polystyrène expansé de tailles variables, Sui *et al.* (1992) étudient divers *mulchs*, du film papier ou d'émulsion d'asphalte à la paille, en passant par les sables et les graviers. Enfin la plupart des auteurs étudie les *mulchs* de résidus végétaux frais ou en décomposition (Adams & Kay, 1979; Braud, 1998a; Bristow *et al.*, 1986; Buck *et al.*, 2000; Bussièrre & Cellier, 1994; Cheng-Hua & Cheng-Lin, 1997a; Chopart, 1989; Chung & Horton, 1987; Lamers *et al.*, 1998; Novak *et al.*, 2000a,b,c; Ross *et al.*, 1985a,b; Sui *et al.*, 1992; Tuzet *et al.*, 1993).

¹L'acception couche de sol sec de surface (Boulet, 1997) est écartée dans le cadre de ce travail.



FIG. 1.1: Le paillis de résidus (Arreola Tostado)

Dans cette étude le *mulch* est un paillis végétal composé de cannes, de rafles et de feuilles de maïs répartis horizontalement et aléatoirement à la surface du sol (figure 1.1). Il est discontinu et hétérogène par la constitution de ses éléments (matière organique, air et eau) et sa couverture partielle (30 % à 70 % pour les paillis couramment rencontrés sur les parcelles des agriculteurs et 30% à 95% pour les paillis des parcelles expérimentales). Bien que ses propriétés soient anisotropes à l'échelle de l'élément constitutif, on peut considérer qu'elles ne le sont plus à l'échelle du paillis dont les éléments sont distribués aléatoirement.

On distinguera le *paillis naturel* observé chez les agriculteurs où sur les parcelles d'essais (PE) de cette étude, et le *paillis reconstitué* qui possède des caractéristiques mieux contrôlées mais moins proches de la réalité (section 3.1.2.2) (Scopel, 1994). Le *paillis naturel* est un mélange de résidus de plusieurs années consécutives. En effet au cours d'un cycle le paillis ne se décompose pas intégralement mais subsiste en partie sous forme d'une collection de particules qui se distribuent continuellement du millimètre à plusieurs dizaines de centimètres (figure 1.2). Le renouvellement du paillis ancien par les résidus de la dernière récolte fournit surtout des éléments frais grossiers de taille supérieure au centimètre dans la grande majorité (Arreola Tostado, 1996). Cet aspect est important dans la mesure où l'application de faibles doses de paillis entraîne à long terme la mise en place d'un *tapis organique protecteur* à la surface du sol qui explique en partie la forte intensité des effets de ce dernier.



FIG. 1.2: Les éléments fins provenant de la dégradation d'un paillis ancien sur PE 1.5 t/ha

1.1.2 Caractérisation d'un paillis

Nature, géométrie, architecture et répartition - La nature d'un paillis utilisé a son importance. Un paillis imperméable se comporte différemment d'un paillis poreux (Poesen & Lavee, 1991). Par ailleurs, la taille des éléments du paillis, son épaisseur, son architecture (aérée, tassée, dressée, couchée, etc.) et son taux de couverture sont aussi des paramètres déterminants (Gonzalez-Sosa, 1999b; Gusev & Busarova, 1996; Khan *et al.*, 1988). Smika (1983) montre qu'un paillis de chaumes dressés est plus efficace pour réduire l'évaporation du sol qu'un paillis fauché, en présence de fort vent et pour des rayonnements de faible intensité. Bristow (1988) montre le contraire dans le cas où le rayonnement est dominant et le vent très faible. En fait un paillis de chaumes dressés laisse pénétrer plus de rayonnement jusqu'au sol et atténue plus fortement les transferts par convection turbulente (Gonzalez-Sosa, 1999b). Arreola Tostado (1996), Gilley *et al.* (1986a, 1991) et Khan *et al.* (1988) ont étudié la relation entre le taux de couverture et la biomasse de divers paillis. Ils obtiennent tous une relation de la forme :

$$\tau_p = 1 - \exp(-aQ_p) \quad (1.1)$$

avec τ_p , taux de couverture du paillis ($m^2 \cdot m^{-2}$), Q_p , biomasse du paillis ($t \cdot ha^{-1}$) et a , coefficient de propension à la couverture ($ha \cdot t^{-1}$). Les valeurs de a pour différents paillis sont données dans le tableau (1.1).

Auteur(s)	Type de résidus	Coef. a ^a ($ha \cdot t^{-1}$)	Validité	R ² ^b
Arreola Tostado (1996)	Maïs frais	0,367	0-20 t.ha ⁻¹	-
	Maïs en décomposition	0,271	0-20 t.ha ⁻¹	-
	Maïs frais (seulement tiges)	0,092	0-20 t.ha ⁻¹	-
Gilley <i>et al.</i> (1986a)	Maïs	0,114	0-14 t.ha ⁻¹	0,995
Gilley <i>et al.</i> (1991)	Maïs	0,155	2-10 t.ha ⁻¹	0,978
	Coton	0,0676	2-10 t.ha ⁻¹	0,984
	Arachide	0,180	2-10 t.ha ⁻¹	0,979
	Aiguilles de pin	0,370	0,75-8 t.ha ⁻¹	0,978
	Sorgho	0,184	2-10 t.ha ⁻¹	0,920
	Soja	0,243	2-10 t.ha ⁻¹	0,963
	Tournesol	0,102	2-10 t.ha ⁻¹	0,986
	Blé	1,100	0,25-4 t.ha ⁻¹	0,997
Khan <i>et al.</i> (1988)	Paille de blé	0,670	0-5 t.ha ⁻¹	-

^aCoefficient de propension à la couverture.

^bCoefficient de détermination entre modèle et mesure.

TAB. 1.1: Coefficients d'ajustement de la relation couverture/biomasse de divers paillis de résidus

La localisation du paillis est également déterminante. Déposé à la surface du sol le paillis agit effectivement dans les grandes lignes, tel qu'on le décrit dans les quatre chapitres qui suivent (1.2.2.1 à 1.2.2.4). En revanche, enfoui dans le sol, ses effets sur l'évaporation et la température du sol (Bussièrè, 1991), le ruissellement ou l'infiltration (Poesen & Lavee, 1991) sont le plus souvent très limités voire nuls. Sa dégradation est en revanche rapide et il échange des quantités d'eau et de solutés avec le sol importantes (Mary *et al.*, 1996; Néel, 1996; Robin, 1994). Quoi qu'il en soit, nous écartons d'ores et déjà la modalité paillis enfoui car elle est incompatible avec l'itinéraire semis direct étudié (section 3.4).

Enfin le mode de répartition du paillis sur le sol est aussi important. Lal (1978) a étudié son effet sur la température du sol. Cet auteur montre qu'un paillis réparti en bandes sur l'inter-rang est plus efficace qu'un paillis réparti en bandes sur le rang, car le premier paillis complète l'ombrage de la culture. Bristow & Abrecht (1989) travaillent sur un paillis de nattes de fibres de cocotier ($5,3 t \cdot ha^{-1}$ et 1 à 1,5 cm d'épaisseur) selon 4 modalités de répartition : sol nu, paillage partiel par bandes de 5 et 15 cm de large et paillage de couverture totale. Ils s'intéressent à l'influence de la largeur des bandes sur la température du sol, afin de trouver les conditions thermiques optimales pour la germination des semences. Ils montrent l'importance du paillage total qui préserve avec plus d'efficacité l'humidité et la température du sol. De

même Hares & Novak (1992b) constatent une réduction notable de la température sous des bandes de paillis et mettent en évidence un flux de chaleur des zones sous sol nu vers les zones paillées. Selon Bussière (1991) un paillis de couverture totale reste le plus efficace pour réduire les amplitudes thermiques et l'évaporation. Sur *et al.* (1992) ont étudié l'effet du mode de répartition d'un paillis de maïs (3 et 6 t.ha⁻¹) sur le ruissellement. Ils retiennent trois modalités de répartition : en bandes de 25 cm de large et 20 cm de haut séparées par 1,5 m de sol nu (B), homogène sur toute la surface (W) et concentré sur le tiers aval de la parcelle (W/3). Pour une biomasse de paillis donnée, ils trouvent que la répartition W est plus efficace que W/3, elle-même plus efficace que B pour réduire le ruissellement. Dans le cadre de notre étude le paillis étudié est de couverture partielle et ses éléments sont répartis aléatoirement à la surface du sol (section 1.1.1).

Propriété physiques - La densité du paillis, ses propriétés hydrodynamiques, thermiques, diffusives, optiques et aérodynamiques sont des caractéristiques fondamentales du paillis dans la mesure où elles modulent fortement les effets du paillis sur le système sol-paillis-plante-atmosphère (Braud, 1998a; Gonzalez-Sosa, 1999b; Bussière, 1991).

Densité - Bond & Willis (1969, 1970), Gonzalez-Sosa (1999b), Gusev & Busarova (1996) et Novak *et al.* (2000a,b,c) montrent tous que la densité d'un paillis est importante car elle directement reliée à l'intensité des effets du paillis sur le milieu environnant (section 1.2.2.1).

Propriétés hydrodynamiques - Il s'agit des courbes de rétention et d'interception de l'eau de pluie et de la conductivité hydraulique d'un paillis.

- Courbe de rétention d'un paillis

Dans la littérature on trouve de nombreux auteurs qui se sont penchés sur le problème de la détermination de la courbe de rétention de résidus de culture. Myrold *et al.* (1981) ont étudié un paillis de pailles de blé (*triticum aestivum l.*) découpées en morceaux de 0.5 et 1 cm (Chopped wheat straw), et un deuxième paillis de pailles de blé en décomposition (Ground wheat straw). Ils décomposent le potentiel en un potentiel matriciel classique auquel s'ajoute un potentiel osmotique lié à la présence de composés chimiques en solution dans les pailles. Dans tous les cas ils obtiennent un ajustement du type :

$$\psi_p = \psi_{p,m} + \psi_{p,o} = aw_p^b \quad (1.2)$$

avec ψ_p , $\psi_{p,m}$ et $\psi_{p,o}$, potentiel hydrique respectivement total, matriciel et osmotique du paillis (m), w_p , teneur en eau massique du paillis ($kg.kg^{-1}$), a (m) et b (-), coefficients d'ajustement.

Sharrat (1997) a travaillé sur de la mousse végétale et un mélange de mousse décomposée et de sol. Il observe que la matière organique augmente la capacité de rétention d'eau du sol car la présence de microfibrilles végétales dans le sol réduit la taille moyenne des pores et modifie la texture de ce dernier. Pour les deux matériaux poreux étudiés, il propose une formulation de la courbe de rétention basée sur l'équation (1.2).

Auteur(s)	Résidus	Technique	Potentiel (m)	a (m)	b (-)	R ² ^a
Myrold <i>et al.</i> (1981)	CWS ^b	Presse hydraulique	ψ_p	-12,80	1,50	0,79
Myrold <i>et al.</i> (1981)	CWS	Psychromètre	ψ_p	-5,27	1,32	0,64
Myrold <i>et al.</i> (1981)	GWS ^c	Presse hydraulique	ψ_p	-16,90	1,82	-
Myrold <i>et al.</i> (1981)	GWS	Psychromètre	ψ_p	-22,70	1,20	1,00
			$\psi_{p,o}$	-23,30	1,19	0,99
			$\psi_{p,m}$	-3,53	2,42	0,91
Sharrat (1997)	Mousse et MO	Papier filtre ^d	ψ_p	-0,01	3,49	-

^aCoefficient de détermination entre modèle et mesure.

^bChopped Wheat Straw : pailles de blé découpées.

^cGround Wheat Straw : pailles de blé du sol en décomposition.

^dMéthode décrite dans Fawcett & Collis-George (1967).

TAB. 1.2: Coefficients d'ajustement des courbes de rétention de divers paillis de résidus

Enfin Bristow *et al.* (1986), Tanner & Shen (1990) et Thompson (1981) ont également cherché à déterminer la caractéristique potentiel hydrique-teneur en eau pour différents matériaux végétaux. Ils proposent des relations empiriques analogues à celle de Myrold *et al.* (1981) et qui donnent des résultats comparables. Les ajustements obtenus par Myrold *et al.* (1981) et Sharrat (1997) sont résumés dans le tableau (1.2) et illustrés par la figure (1.3). On constate d'une façon générale une grande variabilité dans les coefficients obtenus par ces auteurs et une forme de courbe de rétention particulière avec une asymptote horizontale d'équation $\psi = 0$, que l'on ne retrouve pas pour les sols.

- Interception de l'eau de pluie par un paillis

Arreola Tostado (1996) étudie la recharge potentielle de plusieurs paillis de résidus de maïs, en immergeant les résidus dans l'eau pendant 15 heures puis en les laissant ressuyer 2 heures à l'ombre. Les masses sèches des paillis ont été obtenues ultérieurement par pesée après séchage 72 heures à 70°C. Arreola Tostado (1996) montre qu'un paillis de 4,5 t.ha⁻¹ peut stocker de l'eau jusqu'à 1,7 kg.m⁻² de sol (tableau 1.3). Cette capacité de stockage est modifiée par la composition du paillis. Le paillis complet

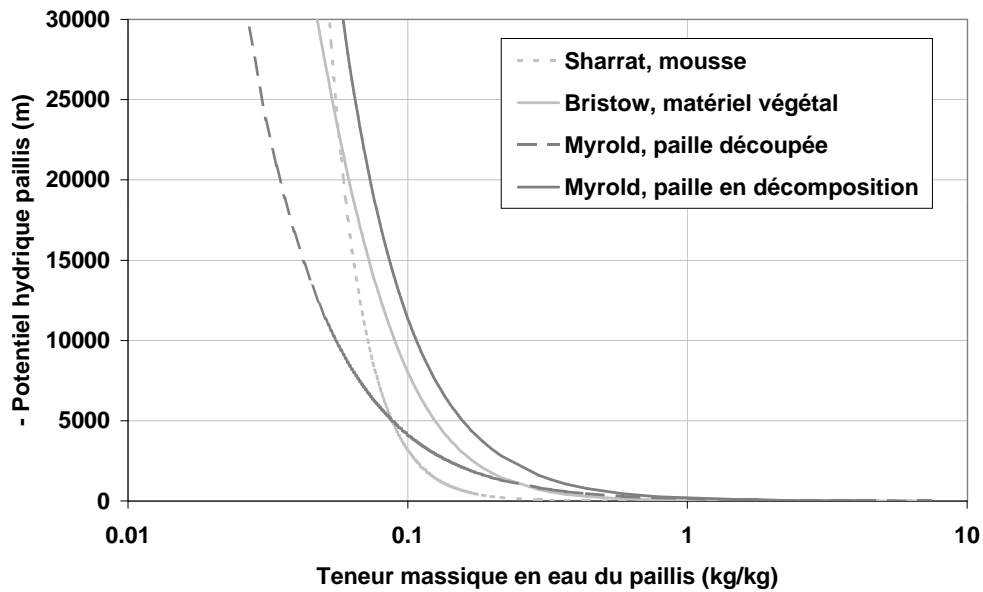


FIG. 1.3: Courbes de rétention de résidus végétaux obtenues par divers auteurs

frais (PCF), composé d'un mélange de tiges, de feuilles et de spathes², stocke environ 16% de plus que le paillis composé uniquement de tiges fraîches (PTF). Enfin le degré de décomposition du paillis affecte fortement sa capacité de stockage. Le paillis complet en décomposition (PCD) stocke environ 42% d'eau en moins que le paillis complet frais (PCF).

Type de paillis	Biomasse de paillis ($t.ha^{-1}$)	Lame d'eau stockable ($kg.m^{-2}$)
PCF ^a	$Q_p = 1,5$	0,57
	$Q_p = 3,0$	1,14
	$Q_p = 4,5$	1,71
PCD ^b	$Q_p = 1,5$	0,33
	$Q_p = 3,0$	0,67
	$Q_p = 4,5$	1,00
PTF ^c	$Q_p = 1,5$	0,49
	$Q_p = 3,0$	0,99
	$Q_p = 4,5$	1,50

^aPaillis complet frais.

^bPaillis complet en décomposition.

^cPaillis composé uniquement de tiges fraîches.

TAB. 1.3: Capacité de stockage d'eau de divers paillis de résidus (Arreola Tostado, 1996)

Savabi & Stott (1994) étudient l'interception de l'eau de pluie par divers paillis de résidus grâce à un simulateur de pluie. Ils trouvent qu'à biomasses égales un paillis de maïs (*zea mays*) et de soja

²Sorte de feuilles entourant l'épi, synonyme de bractée.

(*glycine max L.*) interceptent à peu près la même quantité de pluie et qu'un paillis de blé (*triticum aestivum l.*) en intercepte significativement plus. Ils montrent aussi que l'intensité de la pluie n'affecte pas significativement la lame d'eau moyenne interceptée. Contrairement à Arreola Tostado (1996), ils trouvent que l'âge des résidus n'a pas d'influence notable sur leur capacité d'interception. Savabi & Stott (1994) proposent une loi d'interception pour chaque type de résidu, obtenue par ajustement statistique sur l'ensemble des épisodes pluvieux et des biomasses de résidus :

$$y = a_1 Q_p + a_2 Q_p^2 \quad (1.3)$$

avec y , lame d'eau moyenne interceptée par le paillis de résidus (mm), Q_p , biomasse de paillis ($t.ha^{-1}$), a_1 ($mm.ha.t^{-1}$) et a_2 ($mm.ha^2.t^{-2}$), coefficients d'ajustement. Les valeurs de ces coefficients sont données dans le tableau (1.4).

Type de paillis	a_1 ($mm.ha.t^{-1}$)	a_2 ($mm.ha^2.t^{-2}$)
Résidus de maïs	0,346	$-1,05 \cdot 10^{-2}$
Résidus de soja	0,370	$-1,10 \cdot 10^{-2}$
Résidus de blé	0,627	$-3,73 \cdot 10^{-2}$

TAB. 1.4: Coefficients de la loi d'interception de la pluie par un paillis de résidus (Savabi, 1994)

La figure (1.4) donne une représentation des lois d'interception de Savabi & Stott (1994) pour les trois paillis étudiés. La capacité maximale de stockage des résidus de maïs déterminée par Arreola Tostado (1996) figure également sur le graphe.

L'interception de l'eau de pluie par un paillis a été également étudiée et modélisée par Norman & Campbell (1983). Ils considèrent un paillis formé de n couches et définissent pour chaque couche d'indice $1 \leq i \leq n$, le taux d'interception de la pluie. Ce calcul se base sur l'hypothèse que les éléments du paillis sont répartis aléatoirement en terme de position et d'inclinaison. L'angle d'incidence entre les gouttes de pluie et les éléments du paillis est supposé nul, bien qu'il dépende en réalité de la taille des gouttes et de la vitesse du vent. La relation proposée s'écrit alors :

$$\frac{P_1}{P} = \exp(-aLAI_{cum,1}) \quad (1.4a)$$

$$\frac{P_i}{P} = \exp(-aLAI_{cum,i}) - \exp(-aLAI_{cum,i-1}) \quad \forall 2 \leq i \leq n \quad (1.4b)$$

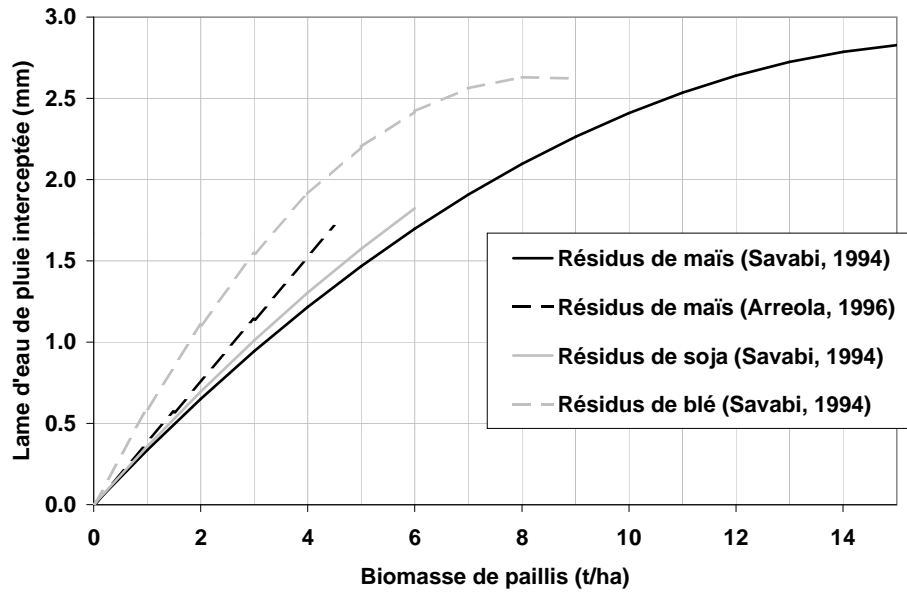


FIG. 1.4: Lame d'eau de pluie interceptée par un paillis en fonction de sa biomasse (Savabi, 1994 et Arreola Tostado, 1996)

avec P et P_i , respectivement pluie et pluie interceptée par la $i^{\text{ème}}$ couche du paillis ($kg.m^{-2}$), $LAI_{cum,i}$, indice foliaire cumulé du haut du paillis à la $i^{\text{ème}}$ couche incluse (-) et $a = 0,5$ coefficient empirique (-). Le remplissage des couches se fait sans limitation jusqu'à une teneur maximale en eau dite teneur à saturation. Au delà l'eau qu'une couche est susceptible d'intercepter est transmise à la couche inférieure.

Rutter *et al.* (1971) proposent une modélisation de l'interception de l'eau de pluie par des canopées, basée sur le principe de la percolation. Leur approche est un peu plus raffinée que celle de Norman & Campbell (1983) dans la mesure où la recharge en eau de la canopée dépend de la quantité d'eau qu'elle contient et que cette dernière continue à fournir de l'eau par drainage, une fois la pluie terminée. En revanche ces auteurs ne s'appuient pas sur une discrétisation en n couches. En négligeant le flux évaporatif ils obtiennent :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = (1 - p) \frac{\partial P}{\partial t} - a_1 \exp(a_2 C) \quad (1.5)$$

avec C , masse d'eau stockée dans la canopée par unité de surface ($kg.m^{-2}$), P , pluie ($kg.m^{-2}$), p , fraction de la pluie traversant la canopée jusqu'au sol sans interception (-), a_1 et a_2 , coefficient respectivement de drainage et de percolation ($kg.m^{-2}.s^{-1}$ et $m^2.kg^{-1}$). Cette approche a été reprise par Bussière & Cellier (1994) pour un paillis de résidus de canne à sucre ($10 t.ha^{-1}$, LAI de 4 et de 0,1 m d'épaisseur)

avec les valeurs $a_1 = 0,004 \pm 0,005 \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et $a_2 = 2,3 \pm 0,9 \text{ kg.m}^{-2}$, puis par Gonzalez-Sosa *et al.* (1999a) pour un paillis de végétation morte sur pied avec $a_1 = 4,0 \cdot 10^{-6} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et la même valeur de a_2 .

- Conductivité hydraulique d'un paillis

Il est impossible de définir la notion de conductivité hydraulique globalement pour un paillis qui est composé d'éléments non connectés hydrauliquement (Bussière & Cellier, 1994; Gonzalez-Sosa, 1999b). Les éléments d'un paillis (tiges, feuilles, spathes, etc.) possèdent individuellement un réseau de pores qui assure au moins partiellement la circulation de l'eau en leur sein. En revanche deux pailles en contact n'échangeront quasiment pas d'eau sous forme liquide, car l'eau peut difficilement traverser l'écorce des pailles et la surface de contact entre pailles est très réduite. De même la surface de contact entre sol et paillis est très faible ; elle ne permet pas de remontées capillaires significatives d'eau du sol dans le paillis (Bussière, 1991). Il est donc généralement considéré que la conductivité hydraulique d'un paillis est nulle et que les flux d'eau dans le paillis se produisent exclusivement en phase vapeur quand il ne pleut pas (Braud, 1998a).

Propriétés thermiques - Il s'agit de la conductivité thermique et de la capacité calorifique d'un paillis.

- Conductivité thermique d'un paillis

A notre connaissance il n'existe pas de travaux de mesure de la conductivité thermique λ_p ($\text{W.K}^{-1}.\text{m}^{-1}$), d'un paillis composé d'éléments grossiers et disjoints (paillis de résidus de maïs typiquement). Il existe en revanche de nombreux travaux dans la littérature traitant de l'estimation de la conductivité thermique d'une couche de résidus végétaux, assimilable à un milieu homogène et quasiment continu. Gusev & Yasitskiy (1990) et Gusev *et al.* (1993) estiment la conductivité d'un paillis de blé à $0.084 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ et celle d'un paillis de végétaux morts mêlés à une litière à $0.167 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$. Riha *et al.* (1980) proposent, par résolution numérique des équations du transfert de chaleur, une estimation de la conductivité thermique d'une litière forestière (tableau 1.5). Gonzalez-Sosa (1999b) reprend la formule de Riha *et al.* (1980) pour modéliser le bilan d'énergie d'un paillis de graminées sèches mais laissées sur pied. Enfin en utilisant un instrument à choc thermique, Sharrat (1997) trouve pour une litière de résidus fibreux de conifères (*Picea Mariana*), une relation linéaire entre la conductivité thermique et la teneur volumique en eau du paillis (tableau 1.5).

Auteur(s)	Type de paillis	Conduc. thermique ($W.m^{-1}.K^{-1}$)
Gusev & Yasitskiy (1990)	Pailles de blé	$\lambda_p = 0,084$
Gusev <i>et al.</i> (1993)	Végétaux morts + litière	$\lambda_p = 0,167$
Riha <i>et al.</i> (1980)	Litière forestière	$\lambda_p = 0,1 + 0,03w_p$ ^a
Gonzalez-Sosa (1999b)	Graminées sèches sur pied	Idem
Sharrat (1997)	Litière de résidus de conifères	$\lambda_p = 0,032 + 0,262\theta_p$ ^b

^a w_p : teneur massique en eau du paillis ($kg.kg^{-1}$).

^b θ_p : teneur volumique en eau du paillis ($m^3.m^{-3}$).

TAB. 1.5: Conductivité thermique de divers paillis

Il est important de remarquer que la conductivité thermique d'un paillis est faible et voisine de celle du bois ($\sim 0.1 W.m^{-1}.K^{-1}$). Elle est environ d'un ordre de grandeur plus faible que celle rencontrée classiquement pour des sols (de 0.7 à $1.5 W.m^{-1}.K^{-1}$) selon Gonzalez-Sosa (1999b). Ceci préfigure déjà la faiblesse des échanges de chaleur par conduction au sein du paillis.

- Capacité calorifique d'un paillis

La capacité calorifique d'un paillis peut facilement être estimée par une loi de mélange (de Vries, 1963) :

$$C_{T,p} = (1 - n_p)C_{MO} + \theta_p C_w + (n_p - \theta_p)C_{as} \quad (1.6)$$

avec $C_{T,p}$, capacité calorifique du paillis ($J.m^{-3}.K^{-1}$), C_{MO} , capacité calorifique de la matière organique ($J.m^{-3}.K^{-1}$), C_w , capacité calorifique de l'eau ($J.m^{-3}.K^{-1}$), C_{as} , capacité calorifique de l'air sec ($J.m^{-3}.K^{-1}$), n_p , porosité du paillis ($m^3.m^{-3}$) et θ_p , humidité volumique du paillis ($m^3.m^{-3}$). La capacité calorifique de chacun de ces constituants est donnée dans le tableau (1.6).

Constituant	Capacité calorifique ($J.m^{-3}.K^{-1}$)
Matière organique	$2.50 \cdot 10^6$
Eau	$4.18 \cdot 10^6$
Air sec	$1.20 \cdot 10^3$

TAB. 1.6: Capacité calorifique des éléments constituant le paillis

Propriétés de diffusion - Il s'agit de la diffusivité de la vapeur d'eau et de la chaleur dans un paillis. La diffusivité d'un milieu poreux est son aptitude à homogénéiser par diffusion une grandeur scalaire extensive dans sa structure porale, selon une loi de gradient du type loi de Fick (Philip & De Vries, 1957c).

C'est une propriété intrinsèque du matériau poreux qui ne dépend que des caractéristiques géométriques de la matrice poreuse (forme et taille des pores). En faisant l'hypothèse simplificatrice qu'un paillis est un milieu poreux continu et homogène, sa diffusivité peut être exprimée par la formule proposée par Philip & De Vries (1957c) pour des sols :

$$D_{*,p} = \alpha_{\tau,p}(n_p - \theta_p)D_{*,a} \quad (1.7)$$

avec $D_{v,p}$ et $D_{h,p}$, diffusivités respectivement de la vapeur d'eau et de la chaleur dans le paillis ($m^2.s^{-1}$), $D_{v,a}$ et $D_{h,a}$, diffusivités moléculaire respectivement de la vapeur d'eau et de la chaleur dans l'air ($m^2.s^{-1}$), $\alpha_{\tau,p}$, facteur de tortuosité des pores du paillis (-) et $n_p - \theta_p$, teneur volumique en air ou porosité libre à l'air du paillis ($m^3.m^{-3}$).

Certains auteurs élargissent cette définition de la diffusivité pour prendre en compte des phénomènes de dispersion cinématique ou de convection. Ils s'appuient sur la *K-theory* qui suppose que tout flux est proportionnel au gradient de la grandeur transportée³, et définissent une diffusivité étendue sous forme d'un terme unique qui prend en compte non seulement les transferts par diffusion moléculaire mais également les transferts turbulents. La diffusivité étendue, parfois aussi appelée diffusivité turbulente, n'est plus une propriété intrinsèque de la matrice poreuse mais dépend des conditions extérieures qui lui sont appliquées (vent, position, etc.).

Suivant cette théorie, Tanner & Shen (1990) tentent de relier expérimentalement le coefficient de diffusivité turbulente à la vitesse du vent pour un paillis de résidus de maïs de couverture totale et obtiennent :

$$D_{*,p}^t = D_{*,a}(1 + a_{Tanner}U_{ref}) \quad (1.8)$$

avec $D_{v,p}^t$ et $D_{h,p}^t$, diffusivités turbulentes respectivement de la vapeur d'eau et de la chaleur dans le paillis ($m^2.s^{-1}$), $D_{v,a}$ et $D_{h,a}$, diffusivités moléculaires respectivement de la vapeur d'eau et de la chaleur dans l'air ($m^2.s^{-1}$), U_{ref} , vitesse du vent à une hauteur de référence ($m.s^{-1}$) et $a_{Tanner} = 0,89$, coefficient d'ajustement pour un paillis de maïs de couverture totale ($s.m^{-1}$). Rappelons que les diffusivités moléculaires dans l'air se calculent habituellement à partir de la relation de Monteith (1973) en négligeant l'effet de la pression :

$$D_{*,a} = D_{*,a}^0(1 + a_{Monteith}Tc_a) \quad (1.9)$$

³ $\phi_X = -K\overrightarrow{grad}(X)$.

avec $D_{v,a}^0$ et $D_{h,a}^0$, diffusivités moléculaires respectivement de la vapeur d'eau et de la chaleur dans l'air à la température 0 °C ($m^2.s^{-1}$), T_{ca} , température de l'air (°C) et $a_{Monteith} = 0,007$, coefficient de correction thermique (°C $^{-1}$). Bristow *et al.* (1986) ont utilisé les formules (1.8) avec $a_{Bristow} = 4,00 s.m^{-1}$ pour modéliser les transferts de chaleur et d'eau dans un système sol-paillis.

Gusev & Busarova (1996) partent du formalisme de l'équation (1.7) pour des paillis végétaux. Ils montrent que la compaction et la décomposition du paillis n'influencent que très peu la diffusivité de la vapeur d'eau car la porosité reste comprise dans la fourchette 0,93-0,96 et la tortuosité est dans tous les cas voisine de 1. Ils cherchent ensuite à relier la diffusivité turbulente de la vapeur d'eau dans le paillis à la vitesse du vent par l'intermédiaire du coefficient d'échange turbulent de la vapeur d'eau dans l'air. Ils établissent par régression la relation suivante :

$$D_{v,p}^t = kd_{v,a} = k \frac{a_1 U_{ref}}{1 + a_2 \sqrt{U_{ref}}} \quad (1.10)$$

avec $D_{v,p}^t$, diffusivité turbulente de la vapeur d'eau dans le paillis ($m^2.s^{-1}$), $d_{v,a}$, coefficient d'échange turbulent de la vapeur d'eau dans l'atmosphère entre le sol et la hauteur de référence ($m.s^{-1}$), U_{ref} , vitesse du vent à la hauteur de référence ($m.s^{-1}$), $a_1 = 0,76$ et $a_2 = 0,82 s^{1/2}.m^{-1/2}$ coefficients d'ajustement du coefficient d'échange turbulent de la vapeur d'eau dans l'atmosphère ($d_{v,a}$) et $k = 0,01 \pm 0,001 m$, coefficient déterminé par regression linéaire.

Une autre approche reposant sur la même théorie est développée pour traiter les transferts turbulents dans les canopées végétales (Brutsaert, 1982; Legg & Monteith, 1975; Dolman & Wallace, 1991; Dolman, 1993). Les résultats de cette approche ont été utilisés par Thompson (1981) pour étudier le séchage du foin, puis par Bussière & Cellier (1994) et Gonzalez-Sosa (1999b) pour modéliser les transferts turbulents dans un paillis végétal. Les formules utilisées s'écrivent de façon générale :

$$D_{*,p}^t(z) = D_{*,p}^t(0) \exp\left(-\chi \frac{z}{z_c}\right) \quad (1.11a)$$

$$D_{*,p}^t(0) = (1 + \beta U) D_{*,a} \quad (1.11b)$$

avec z , cote comptée positivement vers le bas, prenant la valeur 0 en haut du paillis (m), z_c , épaisseur du couvert végétal (m), $D_{v,p}^t$ et $D_{h,p}^t$, diffusivités turbulentes respectivement de la vapeur et de la chaleur dans le couvert végétal à la cote z ($m^2.s^{-1}$), χ , facteur d'atténuation de l'effet du vent dans le couvert végétal (-), $D_{v,a} = 2,40 \cdot 10^{-5} m^2.s^{-1}$ et $D_{h,a} = 2,20 \cdot 10^{-5} m^2.s^{-1}$, diffusivités moléculaires respectivement de la vapeur d'eau et de la chaleur dans l'air, β , coefficient modulant l'intensité de l'action du

vent ($s.m^{-1}$). Perrier (1967) propose une relation basée sur la géométrie, la structure et la densité du couvert végétal pour calculer χ . Il trouve des valeurs allant de 2,5 pour des résidus de maïs et 3,5 pour du foin à 9,2 pour un brise vent (Gonzalez-Sosa, 1999b). Le paramètre β prend classiquement une valeur comprise entre $0 s.m^{-1}$ (Bussière, 1991; Gonzalez-Sosa, 1999b) et $4 s.m^{-1}$ (Bussière & Cellier, 1994; Gonzalez-Sosa, 1999b).

Propriétés optiques - Il s'agit de la réflectance, la transmissivité et l'émissivité d'un paillis et de ses éléments. Il faut bien distinguer les propriétés optiques des éléments constitutifs (pailles, feuilles, etc.) de celles du paillis à l'échelle du m^2 . Ces dernières peuvent différer assez fortement des propriétés des éléments, dans la mesure où le paillis est discontinu et hétérogène (section 1.1.1). Son architecture particulière peut engendrer des effets dits *de structure*, qui altèrent notablement le cheminement des photons.

- Réflectance des éléments d'un paillis et albédo d'un paillis

L'albédo d'un paillis de couverture totale est généralement plus faible que celui des éléments constitutifs. Ce phénomène peut être attribué à l'effet structure du paillis qui autorise des réflexions multiples entre ses éléments et piège ainsi une partie du rayonnement incident. Ce comportement est rencontré par Bussière (1991) qui distingue l'albédo des éléments d'un paillis de feuilles de canne à sucre (0,31) de celui plus faible du paillis à proprement parler (0,16). De la même façon Novak *et al.* (2000c) trouvent une différence importante entre l'albédo des éléments d'un paillis d'orge (0,46) et l'albédo global de ce paillis (0,27). L'état d'humidité d'un paillis affecte comme pour un sol sa réflectance. En effet la présence d'eau dans une matrice poreuse modifie son spectre d'absorption et donc son albédo (Chanzy, 1991). Enfin, le vieillissement d'un paillis végétal entraîne une modification de sa couleur et donc de son albédo.

- Transmissivité d'un paillis

Dans la littérature Bussière & Cellier (1994) trouvent une transmissivité de 0,03 pour des résidus de canne à sucre en général moins épais que les résidus du maïs. Pour des résidus de maïs découpés en morceaux Novak *et al.* (2000c) font référence à des transmissivités de 0,005 dans le visible et 0,02 dans le proche infrarouge. Pour des feuilles sénescents de maïs ces valeurs passent à 0,07 et 0,36 respectivement.

Arreola Tostado (1996) a mesuré les taux de couvertures et les taux d'interception du rayonnement PAR⁴ pour différentes qualités de paillis de la parcelle étudiée (figure 1.5). Pour le paillis composé seulement de tiges et le paillis en décomposition, il est possible en première approximation de confondre le taux de couverture et le taux d'interception du rayonnement PAR. Ceci signifie que les éléments de ces deux paillis sont opaques à ce rayonnement ou autrement dit, de transmissivité négligeable. Le paillis complet frais présente un comportement un peu différent : il couvre légèrement plus que ce qu'il n'intercepte. Ceci peut-être expliqué par la présence dans le paillis complet d'un plus grand nombre d'éléments très fins (feuilles, spathes, etc.), qui couvrent le sol mais n'interceptent que partiellement le rayonnement. Cette constatation ne s'appuie que sur le rayonnement PAR.

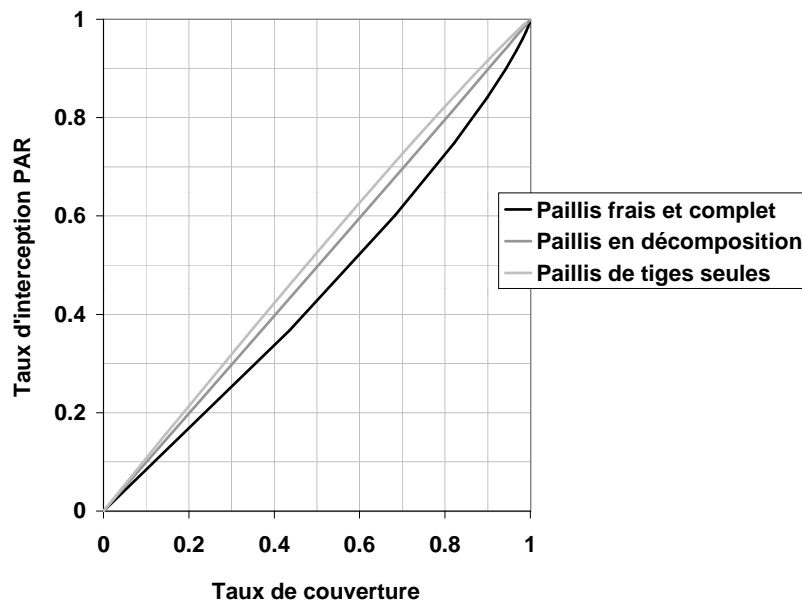


FIG. 1.5: Taux de couverture et taux d'interception du PAR pour différents paillis (Arreola Tostado, 1996)

- Émissivité d'un paillis

Dans la littérature l'émissivité des paillis ne semble pas toujours faire l'objet de mesures très précises. Bussière & Cellier (1994) et Novak *et al.* (2000c) imposent une émissivité égale à 1 pour un paillis de feuilles de canne à sucre et d'orge respectivement, ce qui revient à assimiler ces paillis à un corps noir.

⁴Rayonnement photosynthétiquement actif.

Propriétés aérodynamiques - Il s'agit de la longueur de rugosité aérodynamique et de la hauteur de déplacement de l'écoulement de l'air au dessus et au sein du paillis. La longueur de rugosité aérodynamique d'une surface rugueuse est une longueur de référence qui caractérise l'efficacité du transfert de quantité de mouvement ou de chaleur entre un courant d'air au dessus de cette surface et cette dernière. La hauteur de déplacement d'une surface rugueuse est la hauteur de laquelle le profil logarithmique des vitesses du vent est translaté vers le haut, à cause de la présence des éléments rugueux à sa surface (Sauer *et al.*, 1996). Ces caractéristiques aérodynamiques ont été étudiées en détail pour les couverts végétaux (Monteith, 1973; Raupach, 1992, 1994) et plus récemment pour des paillis de résidus (Bussière, 1991; Chen *et al.*, 1997b; Gonzalez-Sosa *et al.*, 1999a; Novak *et al.*, 2000a; Sauer *et al.*, 1996) . Ils établissent les relations suivantes :

$$z_{0m,*} = a_{z_{0m}} h \quad (1.12a)$$

$$z_{0h,*} = a_{z_{0h}} h \quad (1.12b)$$

$$d_* = a_d h \quad (1.12c)$$

avec $z_{0m,*}$ et $z_{0h,*}$, longueurs de rugosité aérodynamique du couvert végétal ou du paillis de résidus pour les échanges respectifs de quantité de mouvement et de chaleur (m), h , épaisseur du couvert végétal (m), d_* , hauteur de déplacement de l'écoulement d'air du couvert végétal ou du paillis de résidus (m), $a_{z_{0m}}$, $a_{z_{0h}}$ et a_d , coefficients de structure caractéristiques du couvert végétal ou du paillis et relatifs respectivement à la longueur de rugosité d'échange de quantité de mouvement, à la longueur de rugosité d'échange de chaleur et à la hauteur de déplacement (-).

Les coefficients de structure dépendent essentiellement de la forme des éléments couvrant le sol, de leur nombre et de leur surface par unité de surface de sol (Sauer *et al.*, 1996; Gonzalez-Sosa, 1999b). Le tableau (1.7) résume les principaux résultats.

Auteur(s)	Type de couverture	$a_{z_{0m}}$	$a_{z_{0h}}$	a_d
Raupach (1992, 1994)	Couvert végétal	0,066 à 0,1	-	0,85 à 0,9
Monteith (1973)	Couvert végétal	0,130	0,026	0,77
Sauer <i>et al.</i> (1996)	Paillis maïs sur pied	0,058	-	0,53
Chen <i>et al.</i> (1997b)	Paillis d'orge	0,100	-	0,87
Novak <i>et al.</i> (2000a)	Paillis d'orge	0,079	-	0,87

TAB. 1.7: Caractéristiques aérodynamiques de divers couverts

Raupach (1992, 1994) trouvent que $a_{z_{0m}}$ est compris entre 0,066 et 0,1 pour un couvert végétal, selon l'épaisseur de la sous-couche rugueuse. La première valeur est atteinte pour une sous-couche rugueuse

infinitésimale, la deuxième pour une sous-couche rugueuse d'épaisseur $h + 2(h - d)$. Monteith (1973) trouve une valeur encore plus forte de $a_{z_{0m}}$ pour différentes cultures. Sauer *et al.* (1996) et surtout Novak *et al.* (2000a) trouvent des valeurs semblables pour des paillis de résidus de natures différentes.

Le coefficient de structure relatif à la longueur de rugosité d'échange de chaleur, $a_{z_{0h}}$, peut être constant (Monteith, 1973), proportionnel à $a_{z_{0m}}$, ou dépendre de la vitesse de frottement (Gonzalez-Sosa *et al.*, 1999a) selon la relation de Verhoef *et al.* (1997) :

$$a_{z_{0h}} = a_{z_{0m}} \exp \left[a_1 - a_2 \left(\frac{u^* z_{0m}}{\nu} \right)^{a_3} \right] \quad (1.13a)$$

$$u^* = \frac{kU_{ref}}{\ln \left(\frac{z_{ref} - d}{z_{0m}} \right) - \Psi_m} \quad (1.13b)$$

avec $a_1 = 2$ (-), $a_2 = 2,46$ (-) et $a_3 = 0,25$ (-) coefficients d'ajustement, u^* et U_{ref} , respectivement vitesse de frottement et vitesse du vent ($m.s^{-1}$), z_{ref} , hauteur de référence (m), k , constante de Von Karman (-) et Ψ_m , fonction de correction diabatique pour la quantité de mouvement (-).

Le coefficient a_d est généralement compris entre 0,66 et 0,8 pour des couvert végétaux de type canopée (Sauer *et al.*, 1996). En revanche ce coefficient parcourt une gamme de valeurs plus étendue pour des paillis de résidus, en fonction essentiellement de leur structure et de leur densité (Sauer *et al.*, 1996; Novak *et al.*, 2000a). Ainsi Sauer *et al.* (1996) trouvent $a_d = 0,57$ pour un paillis très aéré, peu dense de cannes de maïs sur pied de 30 cm, alors que Novak *et al.* (2000c) déduisent de leurs mesures une valeur de 0,87 pour un paillis de résidus d'orge couchés et plus dense ($10 t.ha^{-1}$ et 6 cm d'épaisseur)

Propriétés biologiques - Il s'agit de la dynamique de dégradation d'un paillis organique sous l'action des facteurs environnementaux. Cette dernière dépend essentiellement de caractéristiques intrinsèques du paillis (teneur en carbone, teneur en azote, nature des constituants, etc.) et de facteurs environnementaux (température, humidité, type de micro-organismes, activité microbienne, etc.) (Mary *et al.*, 1996; Néel, 1996). La surface de contact entre le paillis et le sol est également importante dans la mesure où elle régule l'intensité de l'activité biologique. Des résidus enfouis se décomposent plus vite que des résidus laissés à la surface et plus la taille des éléments d'un même paillis est réduite plus il se décomposera rapidement à conditions environnementales identiques.

D'un point de vue conceptuel la décomposition d'un paillis de résidus enfouis s'apparente à la décomposition de matière organique fraîche (FOM) par opposition à la matière organique humifiée stabili-

sée. La décomposition de la FOM fait appel à une biomasse microbienne spécifique (biomasse *zymogène* selon Néel (1996)) dont la population évolue beaucoup plus rapidement que celle de la biomasse habituellement dans le sol (biomasse autochtone selon Néel (1996)) qui décompose la matière organique humifiée (Birch, 1958; Jenny, 1941; Néel, 1996).

Il est possible de considérer le *pool* de FOM comme un réservoir unique (Henin & Dupuis, 1945; Jenny, 1941; Mary & Guérif, 1994), ou considérer plusieurs fractions organiques de caractéristiques de décomposition différentes (Hansen *et al.*, 1991; Molina *et al.*, 1983; Néel, 1996). Néel (1996) considère quatre compartiments pour la matière organique fraîche qui sont par ordre décroissant de rapidité de décomposition :

- matière organique facilement décomposable,
- hemi-cellulose,
- cellulose,
- lignine.

La cinétique de décomposition de la FOM suit généralement, en fonction de la nature et la concentration de la FOM et de la population microbienne du sol, une des lois du tableau (1.8).

Type de loi	Équation ^a	Expression de k
Cinétique d'ordre 0	$-\frac{dS}{dt} = k$	$k = v_{max} X_0$
Monod sans croissance ($0 \leq ordre < 1$)	$-\frac{dS}{dt} = k \frac{S}{K+S}$	$k = v_{max} X_0$
Cinétique d'ordre 1	$-\frac{dS}{dt} = kS$	$k = v_{max} \frac{X_0}{K_s}$
Logistique	$-\frac{dS}{dt} = kS(S_0 + X_0 - S)$	$k = v_{max} \frac{1}{K_s}$
Monod avec croissance	$-\frac{dS}{dt} = k \frac{S(S_0 + X_0 - S)}{K+S}$	$k = v_{max}$
Logarithmique	$-\frac{dS}{dt} = k(S_0 + X_0 - S)$	$k = v_{max}$

^a S et S_0 , concentrations en substrat respectivement à l'instant t et au temps initial $t = 0$ ($kg.l_{solution}^{-1}$), X_0 , concentration initiale en population microbienne ($kg.l_{solution}^{-1}$), v_{max} , vitesse maximale de décomposition (s^{-1}), K , constante ($kg.l_{solution}^{-1}$) et k , constante cinétique exprimée en différentes unités selon la loi utilisée.

TAB. 1.8: Principales lois de cinétique de dégradation d'un substrat S de concentration initiale S_0 en présence d'une population microbienne initiale X_0 selon Néel (1996)

Arreola Tostado (1996) étudie la décomposition de trois paillis de résidus de maïs déposés à la surface du sol. La biomasse initiale des paillis est 1,5, 3 et 4,5 t.ha⁻¹. L'auteur montre que ces trois

paillis suivent une loi de décomposition d'ordre 1 avec la même constante cinétique. Leurs biomasses peuvent s'exprimer au cours du temps :

$$Q_p(t) = Q_{p0} \exp(-kt) \quad (1.14)$$

avec Q_p et Q_{p0} , biomasses de paillis respectivement à l'instant t et initiale ($t.ha^{-1}$), t , temps compté en jours après la date de semis (j) et k , constante cinétique ajustée valable pour les trois paillis (j^{-1}).

Les facteurs abiotiques (température et potentiel hydrique) ont un effet régulateur non négligeable sur les constantes cinétiques des équations de décomposition. Les lois d'Arrhénius ou de Van't Hoff décrivent l'effet de la température sur la cinétique de décomposition. Les deux lois donnent à peu près le même résultat dans la gamme 0-35°C (Néel, 1996). Nous présentons ici la loi de Van't Hoff :

$$k(T) = k_0 \exp[a_T(T - T_0)] \quad (1.15)$$

avec k et k_0 , constantes cinétiques respectivement à la température T et à la température de référence T_0 (j^{-1}), T et T_0 , températures respectivement courante et de référence ($^{\circ}C$ ou K), a_T paramètre ($^{\circ}C^{-1}$ ou K^{-1}).

Recous (1995) étudie la minéralisation du carbone pour de la matière organique humifiée et fraîche. Cet auteur montre que pour la matière organique humifiée le paramètre a_T est constant sur la gamme de température 0-40°C et vaut 0,115 K^{-1} . En revanche a_T est variable pour de la matière organique fraîche et décroît avec la température : il vaut 0,265 K^{-1} pour $T \in [0-5^{\circ}C]$, 0,122 K^{-1} pour $T \in [10-15^{\circ}C]$ et 0,069 K^{-1} pour $T \in [20-40^{\circ}C]$.

L'effet du potentiel hydrique sur la cinétique de décomposition peut être formulé par la loi de Andréon *et al.* (1992) citée dans Néel (1996) :

$$k(\psi) = k_0 \quad \forall \quad \psi_0 \leq \psi \leq 0 \quad (1.16a)$$

$$k(\psi) = k_0 \left[1 - a_\psi \log \left(\frac{\psi}{\psi_0} \right) \right] \quad \forall \quad \psi < \psi_0 \quad (1.16b)$$

avec k et k_0 , constantes cinétiques respectivement au potentiel ψ et au potentiel de référence ψ_0 (j^{-1}), ψ et ψ_0 , potentiels hydriques respectivement courant et de référence (m), $a_\psi = 0,35$ paramètre (-). Selon les auteurs a_ψ est compris entre 0,16 et 0,42 et ψ_0 entre -1 et -5 mètres. L'effet du potentiel hydrique

sur la cinétique de décomposition de la matière organique reste encore assez mal établi. On connaît mal l'effet du potentiel sur chaque processus biologique mis en jeu, et en particulier sur la différenciation entre la décomposition de la matière organique humifiée et la matière organique fraîche (Néel, 1996).

Quel que soient les processus et la cinétique de décomposition d'un paillis de résidus organiques, sa transformation suite à l'attaque des agents climatiques et biologiques peut altérer sensiblement ses propriétés physiques au cours du temps (Arreola Tostado, 1996; Sauer *et al.*, 1998).

1.2 Effets connus des paillis de résidus

1.2.1 Effets généraux

Dans la littérature le semis direct avec paillis de résidus (SDP) est souvent évoqué comme un traitement qui possède de nombreux avantages et aussi certains inconvénients.

Parmi les avantages on distingue le non travail du sol (Dos Rei Castro, 1996; Jourdain *et al.*, in press; Scopel, 1994), la gestion durable du sol (Abdul Baki *et al.*, 1996; Papendick *et al.*, 1990) et son enrichissement en matière organique et en minéraux (Bayer *et al.*, 2000; Dos Rei Castro, 1996; Lamers *et al.*, 1998; Sur *et al.*, 1992; Tilander & Bonzi, 1997; Velásquez Valle *et al.*, 1997). D'autres auteurs mettent en évidence la réduction du ruissellement et de l'érosion (Adams & Kay, 1979; Figueroa Sandoval & Morales Flores, 1992; Manipura, 1972; Velásquez Valle *et al.*, 1997), la protection des états de surface du sol (Carter & Steed, 1992; Crovetto Lamarca, 1996; Figueroa Sandoval & Morales Flores, 1992; Mando, 1997) et l'amélioration de l'infiltration et de la recharge en eau du sol (Anon, 1990; Antezana T *et al.*, 1979; Gicheru, 1994; Lal, 1978; Mrabet, 2000; Tanaka & Anderson, 1997). Enfin, la présence d'un paillis entraîne la limitation des amplitudes thermiques dans le sol et de l'évaporation (Cheng-Hua & Cheng-Lin, 1997b; Kalra *et al.*, 1984; Steiner, 1989; Scopel *et al.*, 1998a; Unger & Parcker, 1976; Varadan & Rao, 1983). En conditions tropicales sèches ces effets sont positifs et permettent un meilleur contrôle de la température et de l'humidité du sol (Bristow & Abrecht, 1989), qui facilite la germination et l'émergence des plantules et *in fine* l'augmentation des rendements (Abdul Baki *et al.*, 1996; Kalra *et al.*, 1984; Mrabet, 2000; Scopel & Chavez Guerra, 1999a; Tamlin *et al.*, 1975).

Certains auteurs signalent en revanche des problèmes de tassement du sol à long terme (Voorhees & Lindstrom, 1983) et préconise le labour pour redonner une structure aérée au sol (Chopart, 1989), afin d'améliorer l'infiltrabilité et la colonisation racinaire. Dos Rei Castro (1996) trouve une infiltrabilité plus forte sur parcelle récemment labourée que sur parcelle en semis direct, toutefois cet effet momentané disparaît au bout de 3 mois. D'autres auteurs font remarquer qu'il existe un coût supplémentaire de la technique dû à la mobilisation d'une partie des résidus au détriment du bétail (Scopel *et al.*, 1998a; Papendick *et al.*, 1990), à l'adaptation de l'équipement (Scopel, 1994) et à la lutte contre les adventices (Scopel & Chavez Guerra, 1999a). Dans certaines conditions le SDP peut engendrer un maintien prolongé indésirable du sol à basse température (Aston & Fischer, 1986; Tamlin *et al.*, 1975) et éventuellement un retard à la germination et à l'émergence des cultures (Sauer *et al.*, 1998). Enfin, le paillis de résidus peut être un foyer de développement de micro-organismes nuisibles ou une source de produits

de dégradation phytotoxiques (Bussière, 1991), pour la culture en place. L'effet d'un paillis de résidus dépend donc fortement du contexte agro-pédo-climatique dans lequel il est utilisé.

Dans le sud de l'état de Jalisco Scopel *et al.* (1998a) montrent qu'hormis les problèmes techniques et économiques, qui n'entrent pas dans le cadre de cette thèse, le SDP présente essentiellement d'intéressants avantages agronomiques, même pour de faibles quantités de paillis (1,5 t/ha) n'offrant qu'une couverture partielle (~30%). La complexité des actions du paillis de résidus sur le système sol-plante-atmosphère n'en demeure pas moins importante.

1.2.2 Effets spécifiques

Les paillis de résidus présentent un intérêt agronomique certain dans un contexte agro-pédo-climatique adapté (Scopel, 1994). Ils ont à ce titre suscité de nombreux travaux de recherche initialement expérimentaux, puis progressivement plus théoriques, depuis une quarantaine d'années (Bussière, 1991). De fait la majorité des effets d'un paillis sont à ce jour bien identifiés et décrits dans la littérature (section 1.2.1). Toutefois ces derniers sont nombreux, complexes et le plus souvent couplés ; rares sont les auteurs qui traitent ces effets multiples avec une approche mécaniste quantitative. La compréhension dans le détail des mécanismes physiques, chimiques et biologiques qui sous-tendent le fonctionnement d'un paillis de résidus n'est pas encore définitivement acquise, et leur modélisation mécaniste est récente (environ 20 ans). L'approfondissement de la recherche pour mieux appréhender le fonctionnement des paillis de résidus reste donc nécessaire.

Dans la littérature il existe un noyau important de travaux sur les paillis qui mettent systématiquement en évidence certains effets spécifiques de ce dernier. Ces effets de portée générale se regroupent en 4 thèmes essentiels qui font l'objet des 4 chapitres qui suivent :

- effets d'un paillis sur l'évaporation et la température du sol,
- effets d'un paillis sur la structure de surface du sol et l'infiltration,
- effets d'un paillis sur le ruissellement,
- effets d'un paillis sur la fertilisation et l'activité biologique des sols.

Nous rappelons que ces effets sont fortement influencés par les caractéristiques du paillis (nature, taille des éléments, épaisseur, architecture, localisation, taux de couverture, propriétés physiques et biologiques), comme nous l'avons vu dans le chapitre 1.1.2.

1.2.2.1 Effets sur l'évaporation et la température du sol

État de l'art - Nous présentons dans un premier temps des résultats à caractère qualitatif et descriptif de l'effet d'un paillis de résidus sur l'évaporation et la température du sol. Nous abordons ensuite, dans une seconde partie, la description fine des mécanismes physiques expliquant ces effets.

Présentation qualitative - Bond & Willis (1969, 1970) ont conduit des expériences en laboratoire pour étudier l'effet d'un paillis de résidus de riz sur la régulation de l'évaporation de colonnes de sol. Ils utilisent des paillis de différentes densités et de plusieurs épaisseur (3 à 35 mm). Ils mettent en évidence trois phases distinctes d'assèchement d'un sol paillé, qui s'apparentent à celles trouvées par Idso *et al.* (1974) pour un sol nu :

- Phase I : la surface du sol est humide et les transferts dans le sol ont lieu sous forme liquide jusqu'à la surface. Le taux d'évaporation est constant, égal au taux potentiel défini par les conditions climatiques ;
- Phase II : le sol montre ses premiers signes de dessèchement et commence à réguler le taux d'évaporation qui diminue rapidement par rapport au taux potentiel ;
- Phase III : la surface du sol ainsi qu'une mince couche de sol sont sèches. Cette couche sèche contrôle presque exclusivement le taux d'évaporation qui devient quasiment constant et très inférieur au taux potentiel. Les transferts d'eau vers la surface du sol se font en phase vapeur.

Bond & Willis (1969, 1970) montrent que le paillis agit surtout lors de la première phase. Plus le paillis est dense, plus il réduit le taux d'évaporation et allonge la durée de la phase I (5 à 25 jours pour respectivement un paillis de 0 à 6,7 t/ha). En revanche moins le paillis est dense, plus l'évaporation cumulée est faible en fin de phase I : en accélérant l'évaporation lors de la phase I par défaut de paillis, on conserve un stock d'eau plus important pour les phases ultérieures. Ce phénomène connu sous le nom de paradoxe de Buckingham (1907) peut s'expliquer de la façon suivante : en présence d'un paillis peu dense le taux d'évaporation est initialement élevé et conduit rapidement à la formation d'une couche de sol sèche épaisse, qui réduit alors fortement l'évaporation et fait basculer en phase II puis III, alors que le stock d'eau du sol est encore important. Bond & Willis (1969, 1970) remarquent que la chute du taux d'évaporation lors de la phase II est d'autant plus forte que le paillis est moins dense. Enfin l'évaporation cumulée sur l'ensemble des trois phases est la même indépendamment de la quantité de paillis sur le sol. Le paillis s'avère donc efficace pour réduire l'évaporation d'un sol, si les pluies sont peu espacées dans le temps. Les auteurs ont aussi fait des essais avec différentes évaporations potentielles. Ils montrent que

pour obtenir un taux d'évaporation identique lors de la phase I, il faut augmenter la densité du paillis pour compenser une augmentation de la demande évaporative.

L'effet de la densité d'un paillis sur son efficacité à limiter l'évaporation du sol a été démontré également par Unger & Parcker (1976). Ces derniers ont étudié différents types de paillis. Ils concluent que plus le paillis est formé d'un matériau dense plus son efficacité à réduire l'évaporation est grande. Ainsi l'efficacité d'un paillis de 8 t.ha⁻¹ de blé est équivalente à celle d'un paillis de 16 t.ha⁻¹ de sorgho ou de 32 t.ha⁻¹ de coton. Steiner (1989) propose une relation empirique unique pour des paillis de différentes natures, reliant la quantité de paillis à la réduction d'évaporation.

L'épaisseur d'un paillis est également déterminante. Gusev *et al.* (1993) et Gusev & Busarova (1996) comparent un paillis de matière organique à une litière forestière et constatent un effet important de réduction de l'évaporation par le paillis. Ils précisent que l'épaisseur du paillis et la diffusivité de la vapeur d'eau dans le paillis sont des paramètres déterminants pour prédire les flux de masse et de chaleur dans le paillis et le sol.

Le taux de couverture du paillis est aussi un paramètre important. Arreola Tostado (1996) et Scopel *et al.* (1998a) étudient l'effet des couvertures faibles de résidus de maïs (de 30% à 70%) sur la dynamique de l'eau pluviale d'une culture de maïs. Ils observent une interception du rayonnement voisine du taux de couverture du paillis. La réduction de l'énergie résiduelle arrivant au sol, et donc de l'évaporation potentielle, est fortement dépendante du taux de couverture du paillis.

La nature poreuse du paillis en fait un réservoir susceptible d'intercepter une partie de l'eau de pluie et de l'évaporer par la suite. Arreola Tostado (1996) trouve qu'un paillis de résidus de maïs de 4,5 t.ha⁻¹ peut stocker jusqu'à $\sim 1,5 \text{ kg.m}^{-2}$ à chaque pluie. Il montre par ailleurs que le paillis évapore environ 75% de son stock maximal d'eau au rythme de la demande potentiel, au delà des résistances au transfert d'eau entrent en jeu et réduisent le flux évaporatif. En climat semi-aride tropical le paillis se dessèche presque intégralement en une journée. Le paillis peut alors contribuer de façon significative aux pertes par évaporation du système sol-paillis.

L'effet d'un paillis dépend également des conditions externes (humidité du sol sous-jacent et vitesse du vent). Ainsi Sauer *et al.* (1998) mettent en évidence une résistance du paillis au transfert de la vapeur d'eau qui est d'autant plus forte que le sol sous-jacent se dessèche. Par ailleurs, Tanner & Shen (1990) ont mesuré le coefficient d'échange turbulent (ou conductance) de la vapeur d'eau, pour un paillis de maïs fauché de couverture quasi-totale. Ils montrent empiriquement que ce coefficient d'échange est similaire dans le paillis et dans l'atmosphère pour un vent nul. En revanche, en présence de vent, le

coefficient d'échange au travers du paillis suit une fonction affine croissante du vent. Ceci signifie que le vent intensifie les échanges par convection turbulente dans le paillis.

L'effet du paillis sur la limitation de l'évaporation du sol peut avoir des répercussions favorables sur la transpiration de la culture. Gonzalez-Sosa *et al.* (1999a) et Gonzalez-Sosa (1999b) participent à une campagne de terrain de 3 ans MUREX⁵ au cours de laquelle ils recueillent une base données importante concernant les transferts d'eau et de chaleur dans un système sol-paillis- plante-atmosphère. Le paillis suivi est constitué de végétaux morts pour partie déposés horizontalement sur le sol et pour autre partie sur pied. La couche de paillis maintient une humidité élevée à la surface du sol et conduit à des profils de températures d'amplitude atténuée dans le sol. Au moyen d'un modèle numérique des transferts d'eau et de chaleur SiSPAT⁶ (Braud, 1998a), les auteurs estiment une réduction de 5 à 10% de l'évaporation annuelle avec paillis. Cette réduction résulte d'une forte diminution de l'évaporation du sol, accompagnée d'un report d'une partie de cette dernière sur la transpiration de la plante.

En climat tropical, la présence d'un paillis entraîne généralement une baisse des températures extrêmes du sol, souvent accompagnée d'une diminution des températures moyennes (Bussière, 1991), ces effets étant spécialement marqués près de la surface. Varadan & Rao (1983) étudient l'effet d'un paillis de 5 t/ha d'une espèce herbacée (*Eupatarium odorata*) sur la température du sol sous culture de cocotier (*Cocos Nucifera Linn.*) et bananier (*Musa paradisiaca*). Ils mettent en évidence pour les deux cultures une réduction de la température du sol de 1 à 7°C dans l'horizon 0-10 cm, et la limitation des amplitudes thermiques à 3°C sur tout le profil (environ 10°C sans paillis), pendant le pic de chaleur estival. Ils expliquent ce résultat par une réduction de l'énergie incidente à la surface du sol et la limitation du flux de chaleur libérée par le sol durant la nuit. L'albédo du paillis, son épaisseur et sa structure (tassée ou aérée) semblent être des paramètres déterminants de l'efficacité d'un paillis à amortir la température du sol (Bussière, 1991). Gurnah & Mutea (1982) ont mené des travaux similaires au Kenya sous culture de café. Ils trouvent des résultats analogues pour un paillis composé d'herbe. En revanche, ils montrent qu'un *mulch* de polyéthylène noir, blanc et surtout transparent produit l'effet inverse et tend à réchauffer le sol. Ils observent une augmentation de la température du sol entre 9h00 et 15h00 de l'ordre de 10, 7, 4 et 1°C pour respectivement les polyéthylènes transparents, noir et blanc et l'herbe. Sauer *et al.* (1998) montrent qu'un paillis de maïs ($\sim 8 \text{ t.ha}^{-1}$ et 95% de couverture), inhibe les transferts thermiques entre le sol et l'atmosphère. La présence de paillis induit une augmentation de l'humidité du sol et du même

⁵Monitoring the Usable Reservoir Experimentally.

⁶SiSPAT : Simple Soil Plant Atmosphere Transfer model.

coup une augmentation de la capacité calorifique et un retard au réchauffement du sol qui peut entraîner un retard à la germination de la culture.

Description des mécanismes physiques - Très récemment Novak *et al.* (2000a,b,c) ont mené une campagne de mesures extrêmement détaillées, précises et complètes sur les échanges turbulents (régime de vent, flux énergétiques, etc.) et le bilan radiatif au sein d'un paillis d'orge de 2, 5, 10 et 15 t.ha⁻¹. Ils montrent que la vitesse du vent dans le paillis peut être étonnamment élevée (jusqu'à 0,62 m.s⁻¹ à 1 cm du sol pour un paillis de 10 t.ha⁻¹ d'épaisseur 6,6 cm), qu'elle est très changeante et gouvernée par le régime de rafales du vent dans l'atmosphère. Le profil des vitesses moyenne dans le paillis est approximativement exponentiel en fonction de la cote z , alors qu'il reste quasiment logarithmique au dessus du paillis. Enfin la vitesse moyenne du vent dans le paillis est fortement corrélée avec la vitesse moyenne du vent au dessus du paillis (9,6 cm), sauf pour les vents très faibles. L'atténuation du vent dans le paillis est d'autant plus forte que le vent est fort (figure 1.6).

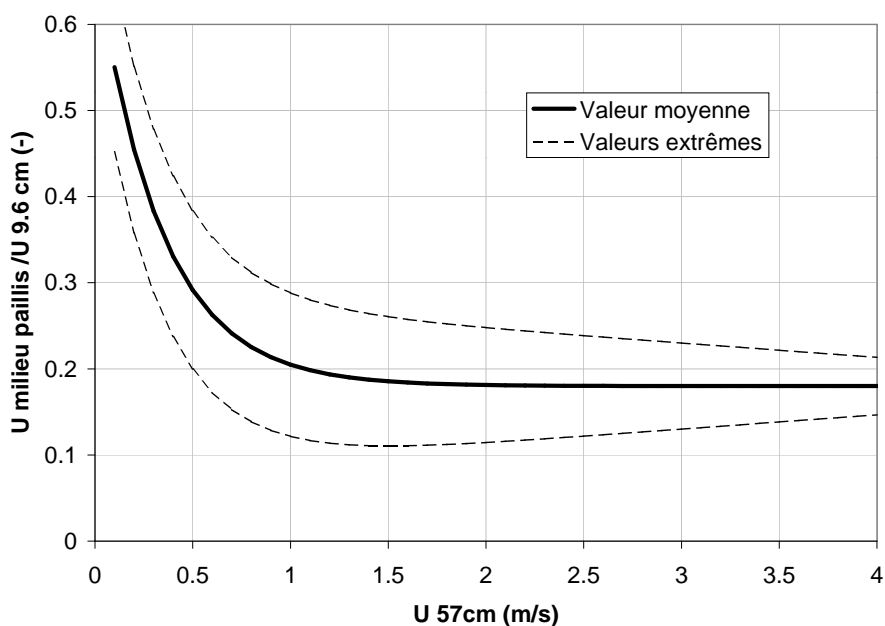


FIG. 1.6: Relation entre vitesse du vent dans l'atmosphère et dans le paillis (Novak, 2000a)

Novak *et al.* (2000a,b,c) observent que dans la journée la température des éléments du paillis et la température de l'air au voisinage de ces éléments sont similaires dans les deux tiers inférieurs du paillis mais significativement différentes dans le tiers supérieur de celui-ci : en pleine journée la température des éléments du sommet du paillis peut atteindre 15°C de plus que celle de l'atmosphère ou du sol. Si la température des éléments du paillis augmente de façon monotone jusqu'en haut du paillis, la température

de l'air dans le paillis atteint un pic à environ deux tiers de la hauteur du paillis puis décroît ensuite pour se rapprocher de celle de l'atmosphère. Ce comportement peut s'expliquer dans la mesure où la température de l'air en haut du paillis résulte du réchauffement par les éléments du haut du paillis et du refroidissement par brassage avec l'air plus froid du dessus du paillis au cours des rafales de vent (convection forcée). Dans tous les cas l'apparition d'une inversion thermique dans la partie supérieure du paillis beaucoup plus marquée que pour d'autres canopées végétales, impose une stratification stable des couches d'air (air froid sous l'inversion et air chaud au dessus de l'inversion). Novak *et al.* (2000a) montrent que dans un paillis de 6,6 cm, l'épaisseur dans laquelle se développe la stabilité n'est pas suffisante pour s'opposer aux transferts turbulents liés à la convection forcée.

Durant la nuit le vent tombe et les conditions thermiques deviennent instables (sol chaud et sommet du paillis refroidi par rayonnement thermique). Les transferts turbulents ne sont alors plus dominés par la convection forcée mais se font par convection libre. Les vents dans le paillis sont bien corrélés à différentes cotes mais moins bien avec le vent au dessus du paillis. Le *ratio* entre le vent dans le paillis et le vent au dessus du paillis augmente suggérant (figure 1.6) que la pénétration des vents faibles est plus efficace que celle des vents forts.

Le paillis se révèle aérodynamiquement assez lisse avec une longueur de rugosité aérodynamique estimée à $0,079z_p$ (z_p hauteur du paillis (m)), soit $5,2 \cdot 10^{-3}$ m pour un paillis de $10 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$ et 6,6 cm de hauteur. C'est une valeur proche de celle du sol nu avoisinant. La hauteur de déplacement dans le paillis est estimée à $0,87z_p$ soit $5,7 \cdot 10^{-2}$ m pour ce même paillis. C'est une valeur élevée comparée à celles rencontrées classiquement pour des canopées végétales ($\sim \frac{2}{3}z_{canope}$), expliquée essentiellement par la densité supérieure du paillis. Le profil des contraintes de cisaillement dans ce dernier montrent que l'effort du vent sur le paillis s'exerce principalement en son sommet avec une intensité 2 à 3 fois supérieure que dans une canopée. Ce résultat est à rapprocher de la forte valeur du déplacement qui suggère que l'action du vent se concentre sur la partie supérieure du paillis. En résumé le régime de vent dans un paillis d'orge ressemble en de nombreux aspects à celui rencontré dans une canopée végétale (beaucoup plus grande et moins dense en surface foliaire), mais la densité supérieure du paillis lui confère quelques propriétés particulières.

Les flux énergétiques de chaleur sensible et latente ont aussi été étudiés par Novak *et al.* (2000b,c). Ils montrent en particulier que les échanges turbulents constatés dans un paillis ne peuvent être convenable-

ment représentés par la *K-theory*⁷ et proposent une formulation basée sur un modèle de renouvellement⁸ pour la chaleur sensible (Chen *et al.*, 1997b). Les principaux résultats expérimentaux qu'ils ont obtenus sont présentés pour un paillis de 10 t.ha⁻¹ et 6,6 cm d'épaisseur. Ils sont analogues pour les autres paillis.

Au cours de la journée le flux résultant du bilan radiatif au sommet du paillis est descendant et absorbé par les 20% supérieurs du paillis ; il est en grande partie dissipé sous forme de chaleur sensible dans l'atmosphère par la partie supérieure du paillis. Le profil de flux de chaleur sensible dans le paillis (figure 1.7) est très contrasté : le flux est fort et dirigé vers l'atmosphère dans le tiers supérieur du paillis, proche de zéro dans le tiers central et faible et dirigé vers le sol dans le tiers inférieur (ce n'est généralement pas le cas dans les canopées végétales). Le fort flux dirigé vers l'atmosphère du tiers supérieur du paillis se produit contre les gradients locaux de températures dans cette partie du paillis, au moyen d'une structure turbulente importante formée de vortex d'environ 2 cm responsables de l'essentiel des transferts. Dans les deux tiers inférieurs du paillis on constate un flux de chaleur dirigé vers le bas dû au gradient de température dans le paillis. En particulier, dans le tiers inférieur la conduction moléculaire contribue de façon significative au flux de chaleur sensible. La nuit le flux de chaleur sensible est faible et orienté vers le bas dans la partie supérieure du paillis, sous le régime de convection libre. Le puits de chaleur sensible est alors localisé au sommet du paillis.

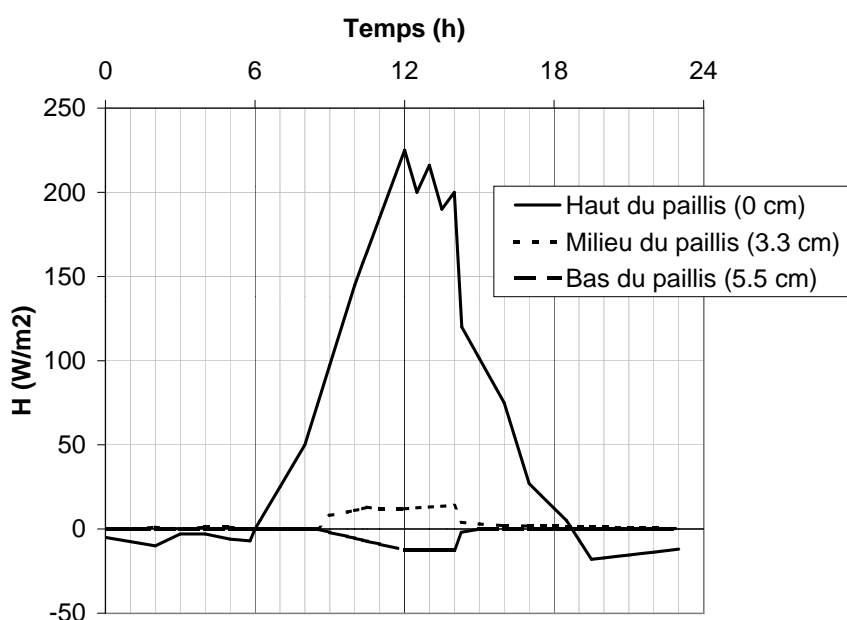


FIG. 1.7: Flux de chaleur sensible dans le paillis au cours d'une journée (Novak, 2000b)

⁷Théorie qui stipule que les flux sont proportionnels aux gradients des grandeurs transportées.

⁸Modèle de renouvellement (en anglais *renewal model*) sous-entendu de la masse et de la chaleur par échanges turbulents ne suivant pas la *K-theory*.

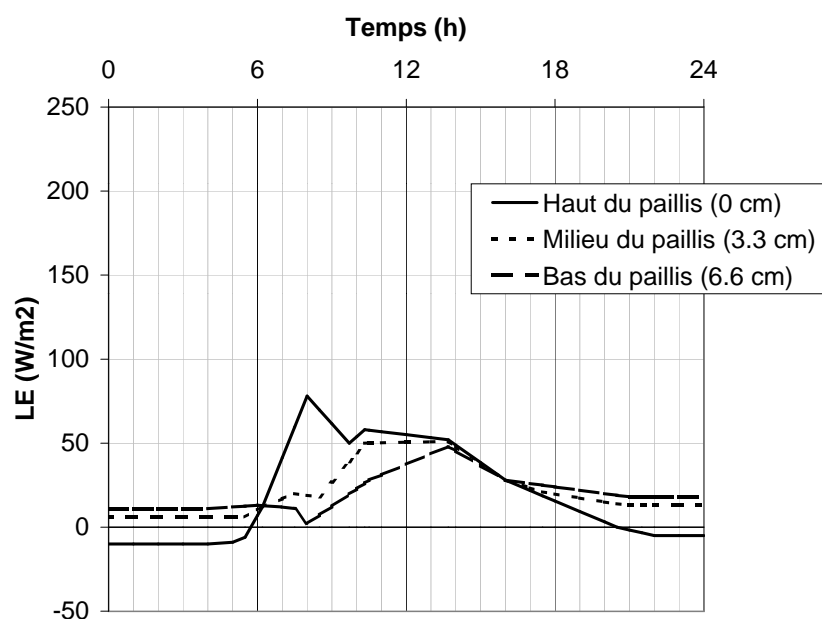


FIG. 1.8: Flux de chaleur latente dans le paillis au cours d'une journée (Novak, 2000b)

Le régime hydrique au dessus du paillis ressemble à celui rencontré au dessus d'un sol nu en phase avancée de dessèchement : l'évaporation atteint un pic tôt le matin et diminue régulièrement au cours de la journée. Novak *et al.* (2000b) remarquent que dans la journée la source de chaleur latente est située beaucoup plus bas dans le paillis que celle de chaleur sensible. Le moteur principal des transferts reste néanmoins la turbulence (structure de vortex d'environ 2 cm dans la partie supérieure du paillis), comme pour la chaleur sensible. Les transferts turbulents induisent en effet une conductance effective de la vapeur d'eau 2 à 6 fois plus forte que la conductance moléculaire. La nuit le puits de chaleur latente est situé au sommet du paillis, comme pour la chaleur sensible.

Le profil de flux de chaleur latente dans le paillis, E , est très contrasté (figure 1.8) et évolue de façon importante au cours d'un cycle de 24 heures. Pendant la nuit E est dirigé vers le bas en haut du paillis et vers le haut en bas du paillis. Cette configuration entraîne la réhumectation nocturne du paillis par dépôt de rosée d'une part et condensation de l'eau s'évaporant du sol sous-jacent d'autre part. Le taux d'évaporation nocturne du sol sous paillis peut-être considérable comparé au taux diurne, en partie à cause du phénomène de convection libre. Le comportement du paillis diffère de celui d'un sol nu pour lequel les flux de masse dans le sol la nuit se font surtout en phase liquide depuis les horizons inférieurs plus humides. En début de matinée E est dirigé vers le haut et augmente rapidement en haut du paillis pour atteindre sa valeur maximale, en revanche il devient presque nul en bas du paillis. Cette phase correspond au dessèchement du paillis qui assure alors seul l'intégralité du flux évaporatif, le sol n'étant

pas encore significativement sollicité. En cours d'après-midi E , toujours orienté vers le haut dans la partie supérieure du paillis, commence à décroître de sa valeur maximale matinale tandis qu'il atteint sa valeur maximale en bas du paillis : le sol prend progressivement le relais du paillis dans la contribution au flux évaporatif, ce dernier étant trop sec pour pouvoir fournir seul la demande évaporative. Enfin après 18h00 E continue de décroître en haut du paillis, s'annule et change de signe pour atteindre sa valeur minimale vers 21h00. Il atteint par ailleurs une valeur stable positive et faible dans le centre et le bas du paillis (évaporation nocturne du sol).

Novak *et al.* (2000b) insistent sur le fait que les éléments du paillis sont des puits ou des sources importants d'eau lors des transferts de masse, sauf pendant quelques heures l'après-midi où le paillis se maintient complètement sec. Le sol est alors la seule source d'humidité.

De l'étude des différents flux énergétiques modifiés par le paillis Novak *et al.* (2000b) concluent que le bilan énergétique sous le paillis ressemble à celui d'un sol nu humide : les flux de chaleur dans le sol et de chaleur latente sont grands devant le flux de chaleur sensible.

Au niveau de la modification des transferts radiatifs par le paillis, Novak *et al.* (2000c) ont travaillé sur une solide base de données expérimentales qu'ils ont confrontées à un modèle de transfert radiatif multicouche simple du paillis. Ce dernier intègre les phénomènes de réflexion, transmission et émission du rayonnement. La réflexion est prise en compte pour le rayonnement solaire jusqu'aux réflexions d'ordre 2 puis négligée au delà, celle du rayonnement thermique est complètement négligée. En terme de transmission, les éléments du paillis sont supposés opaques à toute radiation comme dans Braud (1998a). La transmission du rayonnement se fait donc uniquement par les espaces non occupés par les éléments de paillis. Les émissivités du sol et des éléments du paillis sont fixées à 1. Une des originalités de ce modèle est de prendre en compte la température du haut et du bas des éléments du paillis.

Novak *et al.* (2000c), à l'instar de Braud (1998a); Bussière & Cellier (1994); Chung & Horton (1987), montrent que le paillis constitue un obstacle physique au rayonnement important et qu'il peut modifier considérablement le bilan énergétique à la surface du sol. Ils insistent sur la nécessité de mesurer précisément l'irradiance solaire, l'émissivité atmosphérique, la réflectance des éléments du paillis et la transmissivité globale du paillis, pour prédire correctement les flux radiatifs dans un paillis. Par contre la prise en compte des températures du haut et du bas des éléments du paillis n'améliore pas significativement le bilan radiatif au dessus dans et sous le paillis, malgré des écarts allant jusqu'à 15°C.

Par ailleurs les auteurs constatent pour les fortes biomasses (5 à 20 t.ha⁻¹) un phénomène d'arrangement par paquet ou de regroupement⁹ des éléments du paillis. Cet arrangement particulier entraîne l'apparition de zones d'éléments empilés et de trous dans le paillis. Les trous permettent la pénétration d'une partie non négligeable du rayonnement jusqu'au sol ($R_n \sim 50 \text{ W.m}^2$), ce qui modifie sensiblement son bilan énergétique. Novak *et al.* (2000c) montrent qu'à biomasse égale, le réarrangement des éléments du paillis peut modifier de façon importante la distribution du rayonnement dans le paillis.

Résumé - Le paillis modifie notablement le bilan radiatif au niveau du sol et les échanges turbulents entre le sol et l'atmosphère. A la manière d'un écran, il atténue le rayonnement arrivant à la surface du sol tout comme celui émanant de ce dernier (Bussière, 1991; Gonzalez-Sosa, 1999b; Novak *et al.*, 2000c). Obstacle physique poreux, il limite fortement les flux diffusifs et convectifs de chaleur et de vapeur entre le sol et l'atmosphère (Bristow *et al.*, 1986; Bussière, 1991; Braud, 1998a; Gusev & Busarova, 1996; Sauer *et al.*, 1998), les échanges turbulents apportant une contribution importante (Novak *et al.*, 2000a,b). Matériau végétal de faible conductivité thermique, il joue le rôle d'isolant thermique entre le sol et l'atmosphère (Bussière, 1991; Gusev *et al.*, 1993; Novak *et al.*, 2000b; Sauer *et al.*, 1998). Toutes ces actions se traduisent par la *réduction de l'évaporation du sol et des amplitudes thermiques en son sein en présence d'un paillis* (Arreola Tostado, 1996; Cheng-Hua & Cheng-Lin, 1997b; Kalra *et al.*, 1984; Steiner, 1989; Scopel *et al.*, 1998a; Unger & Parcker, 1976; Varadan & Rao, 1983).

⁹Clumping en anglais.

1.2.2.2 Effets sur la structure de surface du sol et l'infiltration

État de l'art - L'énergie cinétique des gouttes de pluie tombant sur un sol nu est absorbée par les agrégats et les mottes présents à sa surface. L'action des gouttes de pluie conjuguée avec celle de la gravité a pour conséquence de détruire la rugosité du sol et de le niveler (Abrahams *et al.*, 1994). Ce phénomène fait alors apparaître à la surface du sol des croûtes dites de battance (figure 1.9) (Awadhwal & Thierstein, 1985; Crovetto Lamarca, 1996; Vandervaere *et al.*, 1998). La pluie est également responsable, par le ruissellement qu'elle peut engendrer, d'un transport de sédiments arrachés à la surface du sol (Abrahams & Parsons, 1991b; Dos Rei Castro, 1996; Lopes *et al.*, 1987; Myers & Wagger, 1996; Sur *et al.*, 1992). Ce transport opère généralement une ségrégation granulométrique¹⁰ des sédiments (Awadhwal & Thierstein, 1985; Lopes *et al.*, 1987) et entraîne le dépôt des sédiments fins dans les microdépressions du sol, une fois la pluie terminée. Il peut alors se former à ces endroits une croûte de sédimentation¹¹ de texture et structure très différentes de celles du sol sous-jacent, et de conductivité hydraulique faible (tableau 1.9) (Awadhwal & Thierstein, 1985; Dunne *et al.*, 1991; Valentin & Bresson, 1992). En conclusion, sous l'action des cycles de pluie et de dessèchement, des croûtes de diverses natures peuvent se développer à la surface d'un sol nu et modifient fortement ses propriétés physiques (tableau 1.9). En particulier la conductivité hydraulique du sol est fortement diminuée et l'infiltration de l'eau dans le sol devient très réduite (Vandervaere *et al.*, 1998; Valentin & Bresson, 1992). La présence d'une croûte peut par ailleurs compromettre par sa dureté l'émergence d'une culture (Awadhwal & Thierstein, 1985; Crovetto Lamarca, 1996).

Variable	Unité	Définition	ST ^a	SED ^b	SUB ^c
K_s	$m.s^{-1}$	Conductivité hydraulique à saturation	$8,61 \cdot 10^{-7}$	$5,28 \cdot 10^{-7}$	$2,81 \cdot 10^{-6}$
α	m^{-1}	Paramètre de conductivité hydraulique ^d	$1,40 \cdot 10^{-1}$	$1,50 \cdot 10^{-1}$	$2,30 \cdot 10^{-1}$
θ_s	$m^3.m^{-3}$	Humidité volumique à saturation	0,31	0,35	0,34
ρ_s	$kg.m^{-3}$	Masse volumique du sol	$1,70 \cdot 10^3$	$1,47 \cdot 10^3$	$1,56 \cdot 10^3$
e	m	Épaisseur de croûte	$1,00 \cdot 10^{-2}$	$0,60 \cdot 10^{-2}$	-

^aCroûte de battance ou *structural crust* en anglais.

^bCroûte de dépôt ou *sedimentation crust* en anglais.

^cSol sous-jacent ou *subsoil* en anglais.

^dLa conductivité hydraulique est défini ici par $K(\psi) = K_s \exp(\alpha\psi)$ avec K_s , conductivité hydraulique à saturation ($m.s^{-1}$) et ψ , potentiel hydrique (m).

TAB. 1.9: Propriétés physiques de deux types de croûtes selon Vandervaere (1998)

¹⁰Séparation entre les particules de gros diamètres et les particules plus fines.

¹¹Encore appelée croûte de dépôt ou *depositional crust* en anglais.

La pratique du semis direct avec un paillis de résidus de couverture significative (figure 1.9) assure la protection physique efficace de la surface du sol (Adams, 1966; Carter & Steed, 1992; INIFAP, 1997; Figueroa Sandoval & Morales Flores, 1992; Scopel *et al.*, 1998a). L'énergie cinétique de la pluie est dissipée par le paillis qui agit comme un bouclier (Gilley *et al.*, 1986a), et la quantité d'eau qui percole à travers le paillis arrive au sol avec une vitesse réduite (Abrahams *et al.*, 1994; Crovetto Lamarca, 1996). Elle peut alors s'infiltrer en douceur sans déformation importante de la matrice poreuse sol. Les micro-reliefs du sol et donc sa rugosité sont préservés, ce qui évite la formation de croûtes de battance. Ce premier effet d'un paillis impliquant le ralentissement des gouttes de pluie et l'augmentation de l'infiltration, entraîne une forte réduction du refus à l'infiltration. Le ruissellement est donc moins important et le pouvoir d'érosion de l'écoulement est aussi réduit, ce qui empêche la formation des croûtes par sédimentation (Awadhwal & Thierstein, 1985; Crovetto Lamarca, 1996).



FIG. 1.9: Formation d'une croûte après pluie intense sur sol travaillé non paillé (à gauche) et protection du sol non travaillé paillé (à droite) (Crovetto, 1997)

Par ailleurs, un paillis de résidus organiques modifie l'activité biologique et chimique du sol en agissant de deux façons. Tout d'abord il fournit de la matière organique au sol lors de sa décomposition par les agents climatiques et biologiques. Cette dernière est progressivement incorporée dans l'horizon de surface et l'enrichit au cours des cycles de culture (Bayer *et al.*, 2000; Figueroa Sandoval & Morales Flores, 1992; INIFAP, 1997; Scopel, 1994). Ce phénomène entraîne une modification de la géométrie des pores et une stabilisation de la structure du sol (Myers & Waggoner, 1996), qui à leur tour modifient la conductivité hydraulique et la sorptivité du sol (tableau 1.10), surtout quand les résidus sont laissés à la surface du sol (Carter & Steed, 1992). Crovetto Lamarca (1996) et INIFAP (1997) montrent en outre que la formation des croûtes à la surface des sols est d'autant plus difficile que la teneur en matière organique de

l'horizon de surface du sol est élevée. Cette première action du paillis contribue donc à structurer le sol de manière stable et à améliorer significativement sa capacité d'infiltration.

Variable	Unité	Définition	DDR ^a	DDB ^b	CCB ^c
θ_i	$m^3.m^{-3}$	Humidité volumique avant infiltration	0,055	0,058	0,048
θ_f	$m^3.m^{-3}$	Humidité volumique après infiltration	0,315	0,327	0,314
S_{θ_i, θ_f}	$m.s^{-1/2}$	Sorptivité ^d de θ_i à θ_f	$5,06 \cdot 10^{-5}$	$4,50 \cdot 10^{-5}$	$3,86 \cdot 10^{-5}$
K_{-40}	$m.s^{-1}$	Conductivité hydraulique à $\psi = -40mm$	$7,18 \cdot 10^{-7}$	$8,28 \cdot 10^{-7}$	$5,86 \cdot 10^{-7}$

^aSemis direct avec résidus ou *direct drilling, stubble detained* en anglais.

^bSemis direct, résidus brûlés ou *direct drilling, stubble burnt* en anglais.

^cTravail du sol, résidus brûlés ou *conventional tillage, stubble burnt* en anglais.

^dMesurée à la surface du sol au perméamètre à disque au potentiel hydrique $\psi = -40mm$.

TAB. 1.10: Propriétés hydrodynamiques d'un limon argilo-sableux soumis à divers traitements pendant 10 ans (Carter, 1992)

La deuxième action importante du paillis de résidus sur l'activité biologique des sols concerne la macrofaune. Le paillis de résidus fournit en climat semi-aride tropical des conditions favorables au développement d'une macrofaune (section 1.2.2.4). Cette dernière se développe largement sous paillis (tableau 1.13 page 73) et crée par son activité, des galeries de taille assez importante dans l'horizon de surface du sol (INIFAP, 1997; Figueroa Sandoval & Morales Flores, 1992; Scopel, 1994). Cette structuration sous forme de macropores peut permettre la connexion entre la surface et le sol sous-jacent, augmentant notablement la capacité du sol à l'infiltration (Zachmann & Linden, 1987, 1989). Les macropores ont deux rôles essentiels : un rôle capacitif et un rôle de conduction. Les macropores agissent comme un réservoir et peuvent stocker un volume d'eau dans l'horizon de surface, lors d'une pluie. Ensuite ils entraînent l'eau directement en profondeur dans le sol en contournant la matrice poreuse à la surface du sol (Trojan & Linden, 1998). Ils permettent dès lors une infiltration en profondeur dans un horizon souvent plus perméable que la surface du sol. En outre ils peuvent augmenter considérablement la surface par laquelle l'eau peut s'infiltrer dans le sol. Mando (1997) montre que l'action simultanée de la macrofaune et d'un paillis peut contribuer à restituer de meilleures propriétés hydrodynamiques à un sol croûté.

Certains auteurs signalent en revanche une plus grande infiltrabilité et un ruissellement moins fort sur des parcelles travaillées (labour, sarclage, etc.), que sur des parcelles en semis direct avec paillis de résidus (Dos Rei Castro, 1996). Ceci est le plus souvent dû au fait que le travail du sol est récent sur ces parcelles et donne au sol une structure très poreuse généralement non durable, qui lui confère momentanément cette forte capacité à l'infiltration. En général les mottes et agrégats de surface se dégradent ensuite rapidement avec les pluies et les propriétés de ces sols labourés évoluent rapidement, leur confé-

rant une infiltrabilité beaucoup plus réduite (Scopel, 1994). Chopart (1989) montre tout de même que, dans la zone sahélienne, la technique du labour peut favoriser l'infiltration, le stockage d'eau et la colonisation racinaire au point de fournir de meilleurs rendements que la technique du semis direct avec paillis de résidus.

Résumé - Le paillis protège les états de surface du sol. Il évite la formation de croûtes de battance causées par l'impact direct des gouttes de pluie sur le sol, en procurant une couverture physique protectrice au sol et en assurant une structure aérée et stable de l'horizon de surface par son enrichissement en matière organique (section 1.2.2.4). Le paillis empêche aussi la formation de croûtes de sédimentation¹² dues au transport solide et à la sédimentation des particules fines de sol dans ses microdépressions, en limitant le ruissellement, l'érosion et donc la sédimentation (Abrahams & Parsons, 1991a; Awadhwal & Thierstein, 1985; Boiffin, 1984; Bristow, 1988; Valentin & Bresson, 1992). Par ailleurs, l'établissement d'une macrofaune riche et diversifiée dans l'horizon de surface assure le développement d'un système macroporal important dans cet horizon, qui permet la circulation rapide de l'eau de la surface vers l'intérieur du sol (Abrahams & Parsons, 1991a; Carter & Steed, 1992; Mando, 1997; Trojan & Linden, 1998; Zachmann & Linden, 1989). A moyen terme, la conjonction de ces phénomènes peut contribuer à *une forte capacité à l'infiltration des sols couvert d'un paillis de résidus* (Adams, 1966; Lal, 1978; Rao *et al.*, 1998; Scopel *et al.*, 1998a; Zachmann & Linden, 1989).

¹²On parle aussi de colmatage ou *sealing* en anglais.

1.2.2.3 Effets sur le ruissellement

État de l'art - Un paillis végétal est un milieu fortement poreux susceptible de stocker de l'eau liquide (Myrold *et al.*, 1981; Scopel *et al.*, 1998a; Sharrat, 1997). Arreola Tostado (1996) a étudié la recharge potentielle de plusieurs paillis de résidus de maïs et montre qu'un paillis de $4,5 \text{ t.ha}^{-1}$ peut stocker jusqu'à 1,7 kilogrammes d'eau par mètre carré (tableau (1.3)). Cette capacité de stockage est modifiée par la composition et le degré de décomposition du paillis. Savabi & Stott (1994) ont étudié l'interception de l'eau de pluie par divers paillis de résidus. Ils trouvent qu'à biomasses égales un paillis de maïs (*zea mays*) et de soja (*glycine max L.*) interceptent à peu près la même quantité de pluie et qu'un paillis de blé (*triticum aestivum l.*) intercepte significativement plus. Ils montrent aussi que l'intensité de la pluie n'affecte pas significativement la lame d'eau moyenne interceptée. Contrairement à Arreola Tostado (1996), ils trouvent que l'âge des résidus n'a pas d'influence notable sur leur capacité d'interception. Savabi & Stott (1994) proposent une loi d'interception pour chaque type de résidu, obtenue par ajustement statistique sur l'ensemble des épisodes pluvieux et des biomasses de résidus (équation (1.3)).

Norman & Campbell (1983) s'intéressent également au phénomène de recharge en eau d'un paillis. Leur formulation (1.4) présentée page 32, nécessite la définition d'une valeur maximale de stockage d'eau par le paillis pour chaque couche de paillis. Enfin Rutter *et al.* (1971) proposent une formule pour modéliser la percolation de l'eau au travers d'une canopée végétale (équation (1.5)). Cette formule a été reprise par Bussière & Cellier (1994) et Gonzalez-Sosa *et al.* (1999a) pour modéliser le stockage et la percolation de l'eau dans des paillis de résidus. Par construction l'équation de Rutter *et al.* (1971) définit également une quantité maximale d'eau stockable par la canopée qui dépend de l'intensité de la pluie :

$$C_{max}(P) = \frac{1}{a_2} \ln \left[\frac{1-p}{a_1} \frac{\partial P}{\partial t} \right] \quad (1.17)$$

avec C_{max} et P , masse d'eau maximale stockable dans la canopée par unité de surface et pluie (kg.m^{-2}), p , fraction de la pluie traversant la canopée jusqu'au sol sans interception (-), a_1 et a_2 , coefficient respectivement de drainage et de percolation ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et $\text{m}^2.\text{kg}^{-1}$). Notons que la valeur de stockage maximal, C_{max} , n'est que temporaire puisque, quand la pluie s'arrête, le stock d'eau de la canopée revient progressivement à 0.

Les résultats de la littérature montrent donc que, grâce à sa structure poreuse, un paillis de résidus peut intercepter une partie de l'eau de pluie dans la limite d'une capacité maximale de stockage (de l'ordre du millimètre). Cette quantité peut paraître faible pour une pluie importante mais devient non

négligeable, dès lors que la quantité de pluie se rapproche de la capacité de stockage du paillis (Arreola Tostado, 1996; Scopel, 1994). Une partie de l'eau interceptée reste piégée dans la structure poreuse du réservoir paillis et n'atteint pas le sol. La pluie arrivant effectivement au sol est donc diminuée et du même coup l'éventuel ruissellement par refus à l'infiltration aussi. Ce phénomène peut aboutir à une réduction non négligeable du cumul ruisselé sur un cycle de culture, surtout si les pluies sont régulièrement distribuées et peu violentes (Arreola Tostado, 1996).

Un sol nu peut stocker une certaine quantité d'eau à sa surface sans qu'il ne se produise de ruissellement. Cette quantité d'eau, appelée capacité de rétention superficielle, se répartit dans les petites dépressions que présente la microtopographie du sol à une pente donnée. La présence d'un paillis à la surface du sol modifie fortement sa microtopographie et crée des micro-retenues supplémentaires (Arreola Tostado, 1996; Gilley & Kottwitz, 1992, 1994). Le volume stocké dans chacune de ses micro-retenues peut être très petit, mais l'effet cumulatif d'un grand nombre de micro-retenues peut devenir substantiel (Gilley & Kottwitz, 1992). Gilley & Kottwitz (1994) estiment la quantité maximale que peut stocker un paillis de résidus. Ils font pour cela l'hypothèse que les résidus sont cylindriques et positionnés perpendiculairement à la direction de l'écoulement. Ils considèrent qu'ils sont placés bout à bout sous forme de rangées et que l'espacement entre les rangées est constant le long de la pente. Gilley & Kottwitz (1994) obtiennent alors les formules suivantes :

$$y = \frac{d^2}{L} \left[\frac{1}{2s} - \frac{\pi}{8} \right] \quad \text{si } s \geq \frac{d}{L} \quad (1.18a)$$

$$y = d \left[1 - \frac{sL}{2d} - \frac{\pi d}{8L} \right] \quad \text{si } s < \frac{d}{L} \quad (1.18b)$$

avec y , volume maximal d'eau stockable par unité de surface de sol ($m^3 \cdot m^{-2}$), d , diamètre des résidus (m), L , distance entre 2 rangées de résidus projetée sur un plan horizontal (m) et s , pente du sol (-). Pour des résidus de diamètre $d = 2,67$ cm et des taux de couverture allant de 8 à 32%, Gilley & Kottwitz (1994) trouvent y décroissant de 0,024 à 0,020 $m^3 \cdot m^{-2}$ pour une pente à 1%, croissant de 0,010 à 0,017 $m^3 \cdot m^{-2}$ pour une pente à 10% et de 0,004 à 0,015 $m^3 \cdot m^{-2}$ pour une pente à 20%. Ces résultats surestiment de toute évidence fortement la capacité réelle de rétention superficielle d'un paillis dans la mesure où les éléments sont généralement répartis aléatoirement sur le sol et qu'ils laissent s'échapper l'eau à leurs extrémités. Ils présentent néanmoins l'avantage d'en donner un ordre de grandeur et une borne supérieure.

Les travaux de la littérature montrent donc qu'un paillis permet le stockage d'un volume d'eau non négligeable dans les micro-bassins formés à l'amont des résidus. Cette eau piégée par les micro-reliefs ne peut pas s'écouler, elle ne peut que s'infiltrer dans le sol ou s'évaporer dans l'atmosphère. Un paillis contribue donc ainsi à limiter la quantité d'eau potentiellement mobilisable pour le ruissellement.

Un paillis de résidus constitue un obstacle physique à l'écoulement. Il s'oppose physiquement à ce dernier en l'empêchant de suivre la ligne de plus grande pente et en le retenant au moins partiellement (effet barrage) et il l'oblige à contourner les éléments rencontrés le contraignant à emprunter une trajectoire sinueuse vers l'aval (effet tortuosité). L'écoulement emprunte donc un cours plus compliqué et tortueux (Abrahams *et al.*, 1994) de pente effective plus faible que sur un sol nu. Il rencontre des forces de résistance importantes (Abrahams *et al.*, 1994; Fiedler, 1997; Gilley *et al.*, 1991; Gilley & Kottwitz, 1992, 1995; Weltz *et al.*, 1992) qui ont pour conséquence de le retarder et diminuer sa vitesse (Abrahams *et al.*, 1994; Gilley *et al.*, 1986a; Lopes *et al.*, 1987).

De nombreux auteurs ont travaillé sur l'effet d'une couverture (paillis, gravier, végétation, etc.) sur l'écoulement de l'eau lors du ruissellement sur le sol. Certains utilisent un formalisme empirique (Arreola Tostado, 1996; Gilley *et al.*, 1986a,b; Govers *et al.*, 2000; Lopes *et al.*, 1987; McGregor *et al.*, 1990; Manipura, 1972; Poesen & Lavee, 1991; Rao *et al.*, 1998; Savabi & Stott, 1994; Scopel *et al.*, 1998a). Les autres emploient généralement un formalisme physique s'appuyant sur une simplification des équations de Barré de Saint-Venant (Munoz-Carpena *et al.*, 1993), qui décrivent les écoulements à surface libre monodimensionnels :

$$\frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial t}(P - I) \quad (1.19a)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial x} + g \frac{\partial h}{\partial x} = g(S - S_e) - \frac{v}{h} \frac{\partial}{\partial t}(P - I) \quad (1.19b)$$

avec x , abscisse le long de l'axe d'écoulement (m), t , temps (s), $h(x, t)$, épaisseur de l'écoulement (m), $q(x, t)$, débit par unité de largeur ($m^2.s^{-1}$), P et I , respectivement pluie et infiltration cumulées (m), $v(x, t)$, vitesse moyennée verticalement ($m.s^{-1}$), g , accélération de la pesanteur ($m.s^{-2}$), S et S_e , pente respectivement du sol et d'énergie¹³ (-).

La simplification de ce système d'équations consiste à négliger les termes dynamiques de l'équation (1.19b), ce qui permet d'écrire $S = S_e$ (Munoz-Carpena *et al.*, 1993). L'écoulement est alors uniforme et peut être exprimé au moyen d'une équation dite d'onde cinématique :

¹³Pente imaginaire dont la tangente de l'angle par rapport à l'horizontal vaut $-\frac{\partial H}{\partial x}$, où H est la charge hydraulique totale (m).

$$q = ah^b \quad (1.20)$$

où a ($m^{2-b}.s^{-1}$) et b (-) sont des paramètres de l'écoulement uniforme. Une des formulations explicites fréquemment utilisée est la loi de Darcy-Weisbach (Fiedler, 1997; Gilley *et al.*, 1991; Gilley & Kottwitz, 1992, 1995; Weltz *et al.*, 1992) :

$$q = \sqrt{\frac{8gSh}{f}} \quad (1.21)$$

avec q , débit par unité de largeur ($m^3.m^{-2}$), g , accélération de la pesanteur ($m.s^{-2}$), S , pente de la surface d'écoulement (-), h , épaisseur de l'écoulement (m) et f , coefficient de frottement dit de Darcy-Weisbach (-).

Dans la littérature, les autres formulations sont analogues à celle de Darcy-Weisbach et s'en déduisent par une reformulation du coefficient relatif au frottement. A titre d'exemple les équations de Manning ou de Chezy s'écrivent :

$$q = \frac{1}{n} h^{2/3} S^{1/2} \quad (1.22a)$$

$$q = C\sqrt{Sh} \quad (1.22b)$$

en posant :

$$n = \left(\frac{f}{8g}\right)^{1/2} h^{1/6} \quad (1.23a)$$

$$C = \left(\frac{8g}{f}\right)^{1/2} \quad (1.23b)$$

avec n , coefficient de Manning ($s.m^{-1/3}$) et C , coefficient de Chezy ($m^{1/2}.s^{-1}$).

Le nombre de Reynolds est un nombre adimensionnel qui représente le rapport des forces d'inertie aux forces de viscosité dans un fluide en écoulement. Il est défini de la façon suivante pour un écoulement à surface libre :

$$Re = \frac{4Uh}{\nu} \quad (1.24)$$

avec Re , nombre de Reynolds (-), U , vitesse moyenne de l'écoulement ($m.s^{-1}$), h , épaisseur de l'écoulement (m) et ν , viscosité cinématique de l'eau ($m^2.s^{-1}$). Le 4 présent au numérateur vient de la modification de l'expression du nombre de Reynolds pour un écoulement dans une canalisation ou à surface libre (Fiedler, 1997).

Abrahams *et al.* (1994) ont étudié l'effet du nombre de Reynolds, Re , sur le coefficient de frottement de Darcy-Weisbach, f . Ces auteurs montrent que f évolue en fonction de Re selon trois phases physiquement distinctes (figure 1.10). Aux faibles valeurs de Re , le sol se mouille progressivement sur toute sa surface, noyant sa rugosité. L'écoulement est encore de faible épaisseur et l'effet des obstacles (résidus et culture) ne se fait pas encore trop sentir. Une augmentation de Re entraîne une diminution du frottement f . Pour des valeurs de Re intermédiaires, le sol est entièrement mouillé et les obstacles partiellement noyés offrent une résistance de plus en plus grande à l'écoulement, jusqu'à ce que le flot les submerge complètement (Abrahams *et al.*, 1994; Fiedler, 1997). Le frottement f est alors fonction croissante de Re . Enfin, pour des fortes valeurs de Re , les obstacles sont complètement submergés. La hauteur de l'écoulement devient alors progressivement de plus en plus importante devant celle des obstacles, qui voient leur capacité à retarder l'écoulement de plus en plus réduite. Le frottement f redevient fonction décroissante de Re .

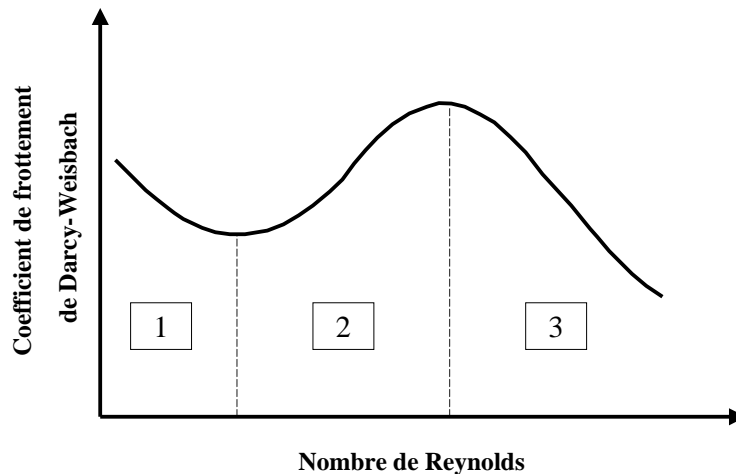


FIG. 1.10: Relation générale entre coefficient de frottement et nombre de Reynolds pour un sol couvert (Abrahams, 1994)

Pour des écoulements sur des surfaces rugueuses, Fiedler (1997) propose une relation entre le coefficient de frottement de Darcy-Weisbach et le nombre de Reynolds de la forme :

$$f = \frac{K}{Re} \quad (1.25)$$

avec f , coefficient de frottement de Darcy-Weisbach (-), Re nombre de Reynolds (-) et K , paramètre de résistance dépendant de la nature de la surface rugueuse (-). Selon Fiedler (1997), K est compris entre 30 et 120 pour un sol nu, entre 1000 et 4000 pour une végétation éparse et entre 3000 et 10000 pour une prairie d'herbe courte.

Gilley *et al.* (1991) étudient les écoulements sur des sols couverts par divers pailis de résidus végétaux orientés aléatoirement et collés. Ces auteurs aboutissent à une relation similaire à celle de Fiedler (1997) :

$$f = a \frac{Q_p^b}{Re^c} \quad (1.26)$$

avec f , coefficient de frottement de Darcy-Weisbach (-), Q_p , biomasse de pailis ($t.ha^{-1}$), Re nombre de Reynolds (-), a , b et c , paramètres d'ajustement (-). Les valeurs de ces coefficients sont données dans le tableau (1.11). Gilley *et al.* (1991) distinguent le domaine $Re \leq 20000$ pour lequel f décroît avec Re , du domaine $Re > 20000$ pour lequel f est quasiment constant.

Domaine hydraulique	Type de Résidus	Paramètres d'ajustement			R^2 a
		a (-)	b (-)	c (-)	
$Re \leq 20000$	Maïs	$4,60 \cdot 10^{-1}$	1,65	$1,09 \cdot 10^{-1}$	0,774
	Coton	$5,73 \cdot 10^{-1}$	0,930	$7,89 \cdot 10^{-2}$	0,751
	Arachide	$1,01 \cdot 10^{+1}$	1,33	$4,72 \cdot 10^{-1}$	0,933
	Aiguilles de pin	$7,87 \cdot 10^{+1}$	1,58	$7,10 \cdot 10^{-1}$	0,917
	Sorgho	$7,07 \cdot 10^{+1}$	0,769	$5,60 \cdot 10^{-1}$	0,929
	Soja	$6,06 \cdot 10^{+2}$	1,81	1,04	0,917
	Tournesol	$1,43 \cdot 10^{+1}$	0,739	$3,72 \cdot 10^{-1}$	0,903
	Blé	$3,71 \cdot 10^{+2}$	0,991	$6,80 \cdot 10^{-1}$	0,937
$Re > 20000$	Maïs	$1,80 \cdot 10^{-1}$	2,12	$6,03 \cdot 10^{-1}$	0,908
	Coton	$3,62 \cdot 10^{-1}$	1,31	$1,39 \cdot 10^{-1}$	0,917
	Arachide	1,75	0,951	$2,33 \cdot 10^{-1}$	0,913
	Aiguilles de pin	2,20	1,20	$2,89 \cdot 10^{-1}$	0,834
	Sorgho	4,50	1,90	$5,30 \cdot 10^{-1}$	0,812
	Soja	$6,41 \cdot 10^{-1}$	1,79	$3,57 \cdot 10^{-1}$	0,768
	Tournesol	2,70	1,77	$4,26 \cdot 10^{-1}$	0,839
	Blé	$3,18 \cdot 10^{-1}$	0,854	$3,35 \cdot 10^{-2}$	0,618

^aCoefficient de détermination entre modèle et expérience.

TAB. 1.11: Paramètres utilisés dans l'expression du coefficient de frottement f de Gilley (1991)

Abrahams *et al.* (1994) montrent toutefois que pour un écoulement sur surface rugueuse le taux de couverture de la végétation et celui de la litière expliquent statistiquement 70% de la variation du co-

efficient de frottement de Darcy-Weisbach, f . La prise en compte additionnelle des caractéristiques de l'écoulement par l'intermédiaire du nombre de Reynolds, Re , ne permet d'appréhender à la marge que 5% supplémentaires de cette variation. Abrahams *et al.* (1994) insistent donc sur l'aspect fondamental de connaître précisément les caractéristiques de la surface rugueuse sur laquelle se produit l'écoulement pour pouvoir prédire correctement le coefficient de frottement, f , et donc la dynamique de cet écoulement. Ils proposent une relation statistique de prédiction de f de la forme suivante :

$$f = 10^{a+a_v\tau_v+a_l\tau_l} \quad (1.27)$$

avec f , coefficient de frottement de Darcy-Weisbach (-), τ_v et τ_l , taux de couverture respectivement de la végétation et de la litière (-), $a = -0,447$, $a_v = 4,060$ et $a_l = 0,932$, coefficients d'ajustement statistique (-).

Weltz *et al.* (1992) utilisent une approche statistique basée sur une formulation additive des résistances à l'écoulement, sans tenir compte du nombre de Reynolds. Ils décomposent le coefficient de frottement de Darcy-Weisbach en quatre termes de la façon suivante :

$$f = f_{rs} + f_{rr} + f_{gc} + f_{pb} \quad (1.28)$$

avec f , coefficient de frottement de Darcy-Weisbach (-), f_{rs} , coefficient de frottement associé à la rugosité des grains du sol, fonction de sa texture (-), f_{rr} , coefficient de frottement associé à la rugosité de la microtopographie du sol (-), f_{gc} , coefficient de frottement associé à la couverture du sol (pierre, litière, résidus organiques, etc.) (-) et f_{pb} , coefficient de frottement associé à la végétation sur pied. Weltz *et al.* (1992) s'attachent à calculer chacun des quatre termes ainsi définis et parviennent à la formulation suivante :

$$f_{rs} = \left(\frac{a_c^{clay}}{a_s^{sand}} \right)^{1/2} \quad (1.29a)$$

$$f_{rr} = \beta (1 - \exp(-a_r Rr)) \quad (1.29b)$$

$$f_{gc} = a_l \tau_l^3 + a_g \tau_g \quad (1.29c)$$

$$f_{pb} = a_v \tau_v^{0,8} + a_t \tau_t^{0,8} \quad (1.29d)$$

avec $clay$ et $sand$, fraction massique respectivement d'argile et de sable du sol (-), $a_c = 3,42$ et $a_s = 12,42$, coefficients d'ajustement, Rr , rugosité statistique du sol (m), $a_{Rr} = 0,773 \text{ m}^{-1}$ et

$\beta = 22,76$, coefficients d'ajustement, τ_l et τ_g , taux de couverture respectivement de la litière et/ou résidus indéplaçables et des graviers et/ou pierres (-), $a_l = 113,73$ et $a_g = 1,85$, coefficients d'ajustement, τ_v et τ_t , taux de couverture respectivement de la végétation et des tiges à leur base (-), $a_v = 38,95$ et $a_t = 125,91$, coefficients d'ajustement. Les résultats des travaux de (Weltz *et al.*, 1992) sont présentés dans le tableau (1.12).

Le modèle additif de Weltz *et al.* (1992) fournit une prédiction du coefficient de frottement de Darcy-Weisbach, f , pour des sols et des couvertures de natures très diverses. Toutefois selon Gilley & Kottwitz (1995) le frottement total résultant de plusieurs corps offrant une résistance à l'écoulement n'est pas toujours additif. En particulier l'ajout d'éléments de petites tailles (graviers, soja, coton ou blé) à un paillis de résidus de tailles plus importantes (maïs, sorgho ou tournesol) n'affecte quasiment pas le coefficient de frottement¹⁴. Le coefficient de frottement est donc, plus qu'une superposition linéaire de résistances disjointes, la résultante de l'interaction de tous les éléments résistifs. Gilley & Kottwitz (1995) montrent néanmoins que pour beaucoup d'écoulements sur sol rugueux, le coefficient f peut être estimé à partir d'un simple terme de résistance représentatif des obstacles prédominants. Enfin Poesen & Lavee (1991) mettent en évidence la nécessité de prendre en compte la taille des obstacles à l'écoulement. Ils remarquent en effet que pour un même taux de couverture, un *mulch* formé d'éléments de petite taille réduit plus le ruissellement et limite plus l'érosion qu'un *mulch* formée d'éléments plus grossiers.

Enfin nous avons vu (section 1.2.2.2) que la présence d'un paillis de résidus à la surface du sol peut contribuer à structurer son horizon de surface et lui conférer des propriétés hydrodynamiques favorisant fortement l'infiltration (Abrahams & Parsons, 1991a; Carter & Steed, 1992; Lal, 1978; Mando, 1997; Rao *et al.*, 1998; Scopel *et al.*, 1998a; Trojan & Linden, 1998; Zachmann & Linden, 1989). Cette augmentation de l'infiltrabilité du sol a pour conséquence une réduction du refus à l'infiltration et donc du ruissellement (Adams, 1966; Lal, 1978; Rao *et al.*, 1998; Scopel *et al.*, 1998a).

Remarque 1 : Poesen & Lavee (1991) trouvent que la vitesse du ruissellement augmente avec le taux de couverture du sol. Ce résultat allant à l'encontre de la plupart des résultats rencontrés dans la littérature, peut s'expliquer par la nature du *mulch* utilisé. Il s'agit d'un *mulch* de polystyrène imperméable, lisse et plan qui permet une forte accélération de l'eau ruisselant sur sa surface et contribue à augmenter la vitesse moyenne de l'écoulement. Ce phénomène n'est à notre connaissance pas mis en évidence pour des paillis végétaux.

Remarque 2 : Les résidus de culture peuvent être déplacés par le vent (Arreola Tostado, 1996; Scopel, 1994) ou par le ruissellement (Gilley & Kottwitz, 1992). Ce déplacement peut affecter la biomasse du paillis disponible, sa géométrie et donc *in fine* son efficacité à réduire le ruissellement.

¹⁴Sauf dans le cas où l'ajout de petits éléments augmente considérablement le volume total du paillis (Gilley & Kottwitz, 1995).

Surface d'écoulement (texture/type de végétation)	Résidus/litière ($t.ha^{-1}$)	Végétation ($t.ha^{-1}$)	n^a ($s.m^{-1/3}$)	
			Recommandé	Gamme
Sol nu				
Texture sableuse	-	-	0,01	0,010-0,016
Texture limoneuse	-	-	0,037	-
Texture limono-argileuse	-	-	0,041	-
Texture limono-argileuse (érodé)	-	-	0,02	0,012-0,033
Texture argileuse	-	-	0,048	-
Sol couvert de graviers	-	-	0,02	0,012-0,030
Zone arbustive				
Désert de Chihuahua	-	-	-	0,030-0,200
Désert de Chihuahua	0,010	0,770	0,25	0,110-0,290
Désert de Chihuahua	-	-	0,13	0,010-0,320
Désert de Mohave	0,000	0,490	0,15	0,140-0,160
Désert salé	2,000	1,580	0,62	0,520-1,000
Touffes de sauge	2,850	3,950	0,48	-
Touffes de sauge	-	-	0,51	0,010-2,600
Savane de chênes	2,460	1,450	0,40	0,300-0,520
Genièvre (<i>pinyon-juniper</i>)	1,380	0,420	0,44	0,310-0,560
Zone enherbée naturelle				
Désert	0,460	0,750	0,64	-
Prairie à herbe courte	0,280	0,620	0,42	0,150-0,730
Prairie à herbe courte	-	-	0,15	0,100-0,200
Prairie à herbe mixte	1,041	1,620	0,52	0,310-0,780
Prairie à herbe haute	2,800	3,080	0,79	0,160-0,970
Prairie à herbe haute (brûlé)	-	-	0,23	0,190-0,290
Pâturage				
Graminée (<i>bermuda grass</i>)	-	-	0,41	0,300-0,480
Touffes de pâturin des champs	-	-	0,45	0,390-0,650
Canal enherbé				
Herbes hautes	-	-	0,60	0,450-0,750

^aCoefficient de frottement de Manning voir équation (1.22a). Valeurs trouvées par Weltz *et al.* (1992) en gras.

TAB. 1.12: Coefficients de frottement de Manning pour divers sols et couvertures (Weltz, 1992)

Résumé - Le paillis est un milieu fortement poreux susceptible de stocker de l'eau liquide à concurrence d'une capacité maximale de stockage (Arreola Tostado, 1996; Savabi & Stott, 1994). Lorsqu'il pleut, il intercepte une partie de la pluie et réduit d'autant la quantité d'eau arrivant au sol (Arreola Tostado, 1996; Norman & Campbell, 1983; Rutter *et al.*, 1971; Savabi & Stott, 1994; Scopel *et al.*, 1998a). Par ailleurs un paillis de résidus modifie fortement la microtopographie d'un sol (Arreola Tostado, 1996; Gilley & Kottwitz, 1992, 1994) et permet la retenue d'un volume d'eau non négligeable dans les micro-bassins formés à l'amont des résidus (Gilley & Kottwitz, 1994). Cette eau peut s'infiltrer ou s'évaporer

par la suite mais ne participe pas au ruissellement. En outre le paillis, même sous forme de couverture partielle, offre un obstacle à l'écoulement de l'eau sur le sol par *effet barrage* et augmentation de la rugosité (Abrahams *et al.*, 1994; Fiedler, 1997; Gilley *et al.*, 1991; Gilley & Kottwitz, 1992, 1995; Weltz *et al.*, 1992), ce qui conduit l'eau à se frayer un chemin tortueux (Abrahams *et al.*, 1994; Poesen & Lavee, 1991), et à s'écouler lentement dans le dédale du paillis (Abrahams *et al.*, 1994; Gilley *et al.*, 1986a,b; Lopes *et al.*, 1987). Enfin, comme le montre le paragraphe précédent, l'infiltrabilité d'un sol sous paillis est généralement élevée. Ces effets expliquent l'observation courante d'*une réduction du ruissellement et de l'érosion sur les sols paillés* (Adams, 1966; Adams & Kay, 1979; Figueroa Sandoval & Morales Flores, 1992; Gilley *et al.*, 1986a,b; Khan *et al.*, 1988; Lopes *et al.*, 1987; McGregor *et al.*, 1990; Manipura, 1972; Munoz-Carpena *et al.*, 1993; Scopel *et al.*, 1998a; Velásquez Valle *et al.*, 1997).

1.2.2.4 Effets sur l'activité biologique des sols

État de l'art - Les effets d'un paillis de résidus associé au non travail du sol sur le fonctionnement biologique d'un écosystème cultivé peuvent être importants (Kushwaha *et al.*, 2000). Les résidus de culture sont une source importante de nourriture pour les micro-organismes du sol (figure 1.11 extrait de Nicolardot *et al.* (1997)). Bayer *et al.* (2000) montrent qu'un paillis de résidus déposé à la surface du sol augmente le *pool* de matière organique décomposable qu'utilisent les micro-organismes pour obtenir de l'énergie pour leur biosynthèse. Cette décomposition entraîne une hausse importante des teneurs en carbone total et en azote dans le sol jusqu'à 17,5 cm de profondeur au bout de 11 ans de culture avec résidus, sous un climat tropical humide au Brésil. Scopel (1994) constate également une augmentation nette des teneurs en matière organique, mais seulement dans les 5 premiers centimètres de sol après 3 ans de pratique de semis direct avec paillis de résidus de maïs, sous un climat tropical sec au Mexique. Cette augmentation des teneurs en matière organique provient vraisemblablement aussi en partie de la dégradation du système racinaire de la culture, très développé en surface sous semis direct avec paillis de résidus. Par ailleurs, la forte réduction du ruissellement et donc de l'érosion (section 1.2.2.3) empêche la perte de cette matière organique par écoulement de surface (Figueroa Sandoval & Morales Flores, 1992; Gilley *et al.*, 1986a,b; Koro *et al.*, 1995; McGregor *et al.*, 1990; Sur *et al.*, 1992).

La présence de résidus de culture conduit au développement rapide d'organismes spécifiques de leur dégradation parfois appelés biomasse *zymogène* (Néel, 1996). Kushwaha *et al.* (2000) montrent en particulier qu'un paillis de résidus de riz sur un sol non travaillé entraîne une augmentation importante de la biomasse microbienne du sol. Ils montrent en outre que pour une culture de riz en semis direct avec paillis de résidus, la libération d'azote minéral à la phase de formation des grains est considérablement plus importante que pour cette même culture sans paillis. Crovetto Lamarca (1996) constate l'activité de champignons qui pénètrent les tissus organiques et les détruisent par leur activité enzymatique, et de bactéries qui complètent ce travail et fournissent les produits ultimes de la décomposition. Toutefois les résidus de culture ont généralement un rapport carbone/azote élevé (de l'ordre de 100), comparé à celui de la biomasse du sol (de l'ordre de 10). Ils sont donc *peu digestes* pour la biomasse microbienne du sol et nécessitent de sa part une immobilisation importante d'azote avant de pouvoir entamer la phase de décomposition et de restitution de l'azote minéral (Kushwaha *et al.*, 2000; Néel, 1996). Les résidus peuvent de plus contenir une fraction non négligeable de lignine ou de cellulose difficile à décomposer (Néel, 1996). Ces deux raisons font qu'on les retrouve souvent partiellement décomposés dans le sol sous forme d'une matière organique moins bien humifiée que celle naturellement présente dans le sol.

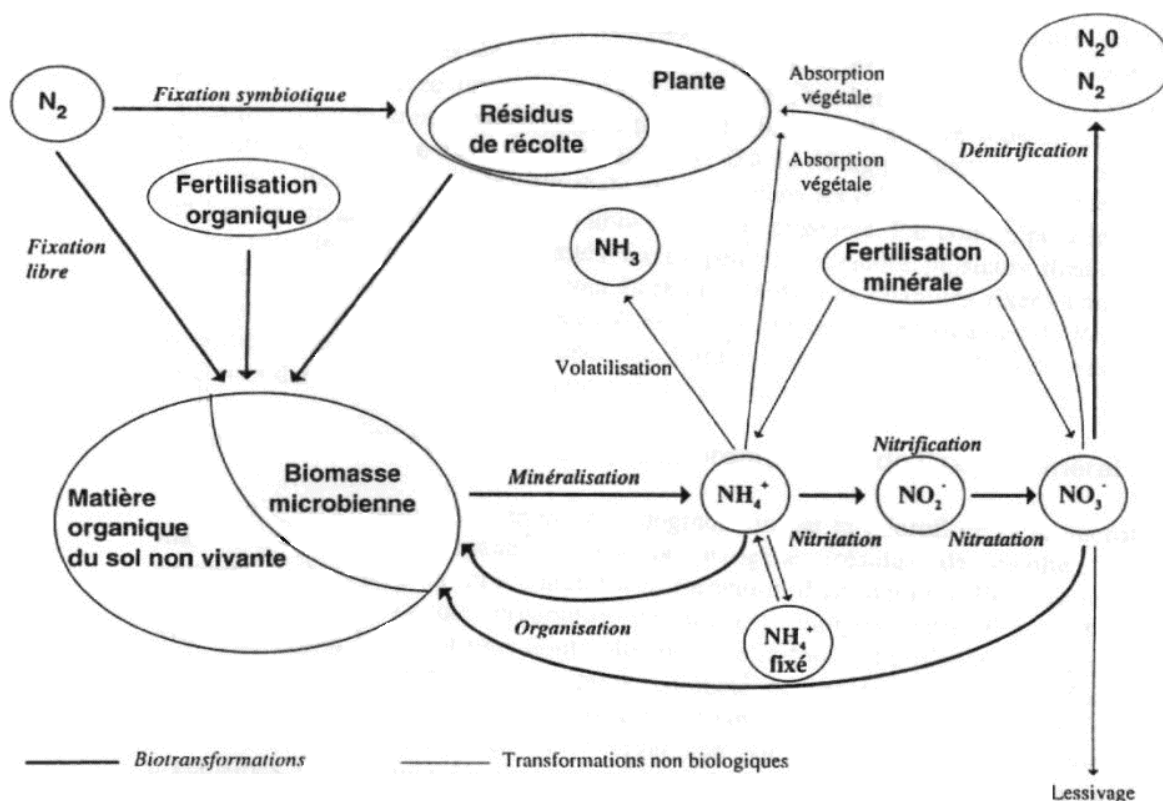


FIG. 1.11: Transformations de l'azote dans le système sol-paillis-atmosphère (Nicolardot *et al.*, 1997)

La qualité et le degré d'humification de la matière organique du sol sont donc modifiés par l'apport de résidus (Bayer *et al.*, 2000).

En terme de flux d'azote, l'activité de la biomasse microbienne du sol génère deux composantes : un flux brut d'immobilisation par les micro-organismes pour pouvoir dégrader la matière organique et, simultanément ou un peu plus tard, un flux brut de minéralisation résultant de l'activité de dégradation de la matière organique. Le flux net de minéralisation résultant est généralement négatif dans un premier temps puis positif une fois le processus de dégradation bien amorcé (Mary *et al.*, 1996). Le phénomène d'inversion du flux net peut se produire de façon violente, suite à une activité intense de la biomasse microbienne. Il se traduit alors par une libération très forte d'azote minéral localisée dans le temps, on parle de *pic de minéralisation* (Birch, 1958; Blondel, 1971).

Le non travail du sol tend à développer une vie microbienne riche et notamment un équilibre par antagonisme entre les populations microbiennes, comme dans les prairies ou les forêts. Un travail périodique du sol rompt cet équilibre en favorisant le développement des espèces pionnières les plus agressives. Cela peut dans certains cas aboutir à une diminution des capacités du sol à se protéger des populations

pathogènes (Crovetto Lamarca, 1996). Le non travail du sol entraîne également un réarrangement biologique de ce dernier. Crovetto Lamarca (1996) note une augmentation nette de l'association symbiotique de champignons spécifiques dits mycorrhizes avec les racines de la plante cultivée, ce qui augmente considérablement la capacité de la plante à absorber de l'eau et des nutriments. Crovetto Lamarca (1996) trouve également une augmentation significative de l'activité des champignons et des bactéries dans les sols non travaillés. Il constate notamment que *Azotobacter sp.*, qui possède une aptitude à fixer l'azote quasiment comparable à *Rhizobium sp.* (légumineuses), prolifère et pourrait jouer un rôle important dans le cycle de l'azote.

Le paillis de résidus peut en outre être un foyer de développement de micro-organismes nuisibles ou une source de produits de dégradation phytotoxiques pour la culture en place (Bussière, 1991). Il peut aussi au contraire contribuer à la lutte contre les mauvaises herbes voire les insectes nuisibles pour une culture, bien qu'un travail du sol traditionnel accompagné d'une application d'herbicide ou d'insecticide (Masiunas *et al.*, 1997) donnent de meilleurs résultats. Selon Crovetto Lamarca (1996), la pratique du semis direct avec paillis de résidus n'entraîne pas spécialement la mise en place d'organismes pathogènes pour la culture. C'est en fait n'importe quel déséquilibre de l'écosystème cultivé (monoculture à long terme, fertilisation trop intense, etc.) qui favorise la prolifération d'organismes nuisibles.

Le paillis de résidus amortit les amplitudes thermique dans le sol, limite l'évaporation (section 1.2.2.1) et fournit donc en climat semi-aride tropical des conditions favorables au développement d'une macrofaune. Certaines espèces de la macrofaune, comme les termites, utilisent les résidus pour leur alimentation (Mando, 1997). Dans le rapport INIFAP (1997), il est clairement montré que le semis direct avec paillis de résidus peut contribuer à augmenter de façon importante les populations de la macrofaune (bénéfique ou non) entraînant une plus grande richesse et, le plus souvent, une plus grande stabilité de l'agro-écosystème. Ce résultat est d'autant plus vrai et en faveur des espèces bénéfiques à la culture que la couverture du paillis est importante.

Scopel (1994) identifie les principaux genres de la macrofaune rencontrée dans les 30 premiers centimètres de sol de parcelles en semis direct avec paillis de résidus de maïs. Conformément aux travaux de INIFAP (1997), il trouve une macrofaune plus riche et plus importante dans les sols des parcelles en semis-direct avec paillis de résidus que dans ceux des parcelles travaillées sans résidu. Pour une parcelle non travaillée la présence de paillis augmente le volume de la macrofaune. En revanche, les espèces qu'il recense (tableau 1.13) sont toutes nuisibles à la culture sauf *lumbricus sp.*

Nom mexicain ^a	Ordre	Famille	Genre
<i>Colaspis</i>	<i>Coleoptera</i>	<i>Chrysomelidae</i>	<i>Colaspis</i>
<i>Gallina ciega</i>	<i>Coleoptera</i>	<i>Scarabaeidae</i>	<i>Phyllophaga, Macroductylus Anomala et Cyclocephala</i>
<i>Alfiler</i>	<i>Coleoptera</i>	<i>Chrysomelidae</i>	<i>Diabrotica</i>
<i>Gusano de alambre</i>	<i>Coleoptera</i>	<i>Elateridae</i>	<i>Melanotus, Agriotes et Dalopius</i>
<i>Falso gusano de alambre</i>	<i>Coleoptera</i>	<i>Tenebrionidae</i>	<i>Eleodes</i>
<i>Termitas</i>	<i>Isoptera</i>	<i>Termitidae</i>	<i>Microtermes, Allodotermes Macrotermes et Odontermes</i>
<i>Lombrizes</i>	<i>Oligochaeta</i>	<i>Lumbricidae</i>	<i>Lumbricus</i>

^aLa taxonomie est basée sur les travaux de Ortega (1986), Figueroa Sandoval & Morales Flores (1992) et INIFAP (1997).

TAB. 1.13: Taxonomie de la macrofaune rencontrée dans le sol d'une parcelle paillée de la Tinaja

Le non travail du sol à long terme donne un rôle important aux vers de terre dans le processus d'humification. Ces derniers par leur activité rejettent à la surface des monticules riches en matière organique qui protègent le sol et créent de nombreux macropores. Les macropores guident la plante dans sa colonisation racinaire, améliorent la capacité d'infiltration du sol et permettent ainsi une meilleure distribution la matière organique dans l'horizon parcouru par les vers (Crovetto Lamarca, 1996; Zachmann & Linden, 1989). La présence de vers de terre peut augmenter de 30% la vitesse de dégradation des résidus (Zachmann & Linden, 1989). Le travail du sol détruit l'habitat des vers de terre, concentrés essentiellement dans les 10 premiers centimètres de sol, et perturbe leur activité (Crovetto Lamarca, 1996). Enfin Mando (1997) montre que l'utilisation d'un paillis de composition chimique adapté permet, en présence de termites, d'améliorer la structure physique du sol mais aussi d'augmenter son activité microbiologique (chambres à champignon¹⁵) et la libération de nutriments pour la culture.

Résumé - Le paillis de résidus associé à un non travail du sol agit sur la fertilité de ce dernier en enrichissant en matière organique la couche de surface et en stimulant son activité biologique (Crovetto Lamarca, 1996; Kushwaha *et al.*, 2000; Rhoton, 2000). En effet, le paillis favorise le développement de micro-organismes adaptés (Bussière, 1991; Crovetto Lamarca, 1996; Néel, 1996), le plus souvent favorable à la culture, qui active la dégradation de la matière organique dans le sol et sa biodisponibilité (Néel, 1996). Il permet également le développement d'une macrofaune, qui crée une macroporosité importante tout en incorporant la matière organique du paillis dans le sol et en homogénéisant sa distribution (Mando, 1997; Zachmann & Linden, 1989). La macroporosité ainsi que la présence de débris organique contribuent à améliorer la structure du sol (Rhoton, 2000) et du même coup l'infiltration et la colonisa-

¹⁵En anglais *fungus comb chambers* dans Mando (1997).

tion racinaire. Ces phénomènes concourent à *une meilleure circulation de l'eau et des minéraux dans le sol et in fine à un meilleur développement et un rendement plus élevé de la culture en semis-direct avec paillis de résidus.*

1.3 Modélisation des effets d'un paillis de résidus

De nombreux auteurs se sont penchés sur le problème de la modélisation des effets d'un paillis ou d'une couverture du sol en général sur les bilans hydriques, thermiques ou azotés du système sol-*mulch*-plante-atmosphère ou d'un de ses sous-systèmes. Nous n'entrerons pas ici dans le détail des multiples façons de prendre en compte tous les phénomènes en jeu. Nous nous contenterons de présenter et commenter un tableau des grandes familles de modèles numériques rencontrés dans la littérature (tableau 1.14). Les grandes différences entre les modèles présentés se résument en 5 points essentiels :

- structure mono ou bidimensionnelle,
- nature et nombre de compartiment(s) du système étudié (sol, *mulch*, plante, atmosphère),
- représentation physique ou empirique des phénomènes,
- nature des variables de travail et couplage entre ces dernières,
- nature du *mulch* et degré de raffinement de sa prise en compte.

Dans les modèles monodimensionnels, le maillage du système est un axe vertical. On suppose que toutes les variables d'état sont homogènes horizontalement et que les flux associés sont verticaux (Arreola Tostado, 1996; Braud, 1998a; Brisson *et al.*, 1998a; Bristow *et al.*, 1986; Bussière & Cellier, 1994; Chanzy & Bruckler, 1993; Lafolie, 1991; Ross *et al.*, 1985a,b; Tuzet *et al.*, 1993; van Bavel & Hillel, 1975)¹⁶. Dans les modèles bidimensionnels le maillage est contenu dans un plan vertical et permet de prendre en compte l'hétérogénéité horizontale des variables d'état. Il est alors possible de considérer des flux à la fois horizontaux et verticaux (Chung & Horton, 1987; Hares & Novak, 1992a,b; Kluitenberg & Horton, 1990; Mahrer & Katan, 1981; Sui *et al.*, 1992).

Tous les modèles présentés n'utilisent pas l'intégralité du système sol-*mulch*-plante-atmosphère. Bien qu'ils intègrent tous les compartiments sol et atmosphère, seuls les modèles à caractère agronomique prennent en compte la plante (Arreola Tostado, 1996; Braud, 1998a; Brisson *et al.*, 1998a; Lafolie, 1991). Parmi ces derniers tous simulent l'extraction racinaire et la transpiration de la plante, mais seuls ceux de Brisson *et al.* (1998a) et Lafolie (1991) modélisent également la croissance de la plante. Enfin Chanzy & Bruckler (1993) et Lafolie (1991) ne tiennent pas compte du *mulch*. Toutefois ces deux modèles ont fait l'objet de développement dans le cadre de ce travail pour intégrer ce compartiment (section 3.1.1 page 92 et 6.1.1 page 245).

¹⁶Les modèles de Chanzy & Bruckler (1993) et de Lafolie (1991) ne considèrent pas de paillis de résidus. Toutefois ils ont été adaptés au cours de ce travail de thèse pour en tenir compte, c'est pourquoi ils sont présentés ici.

La représentation des phénomènes peut être basée sur des concepts et des lois physiques comme les équations du transfert couplé d'eau et de chaleur (système (3.1) page 94), l'équation de convection-dispersion utilisée pour le transport de solutés (équation (6.2) page 247) ou l'équation de Barré de Saint-Venant régissant les écoulements à surface libre (équation (1.19) page 62). On parle alors de modèle physique (Braud, 1998a; Bristow *et al.*, 1986; Bussière & Cellier, 1994; Chanzy & Bruckler, 1993; Chung & Horton, 1987; Hares & Novak, 1992a,b; Kluitenberg & Horton, 1990; Lafolie, 1991; Mahrer & Katan, 1981; Ross *et al.*, 1985a,b). Dans certains cas le formalisme est basé sur des lois physiques mais les échanges, par analogie avec les circuits électriques, sont paramétrés avec des résistances. On parle alors de modèle physique résistif (Sui *et al.*, 1992; Tuzet *et al.*, 1993; van Bavel & Hillel, 1975). Enfin les derniers modèles font appel à un formalisme plus intuitif basé sur l'expérimentation. Ils n'entrent pas en détail dans la représentation physique fine des phénomènes, ce sont les modèles dits empiriques ou analogiques (Arreola Tostado, 1996; Brisson *et al.*, 1998a).

Les variables utilisés par les modèles renseignent directement sur la nature des phénomènes modélisés. On recense parmi ces variables i) l'humidité ou le potentiel hydrique, ii) la température, iii) la concentration en solutés. Les modèles utilisant une variable hydrique prennent en compte la dynamique de l'eau dans leur système d'étude. Ceux qui prennent en compte la température modélisent la dynamique thermique. Enfin les modèles travaillant avec la concentration en solutés possèdent un module de transport et éventuellement de transformation des solutés. Certains modèles prennent en compte les trois types de variable (Brisson *et al.*, 1998a; Lafolie, 1991), d'autres ne considèrent que l'eau et la chaleur (Braud, 1998a; Bristow *et al.*, 1986; Bussière & Cellier, 1994; Chanzy & Bruckler, 1993; Chung & Horton, 1987; Ross *et al.*, 1985a,b; Sui *et al.*, 1992; Tuzet *et al.*, 1993; van Bavel & Hillel, 1975), enfin les derniers sont purement thermiques (Hares & Novak, 1992a,b; Kluitenberg & Horton, 1990; Mahrer & Katan, 1981) ou hydriques (Arreola Tostado, 1996). Un autre aspect important est le couplage ou le non couplage entre ces variables. On considère que deux variables les variables A et B ne sont pas couplées si la loi qui régit l'évolution de l'une est indépendante de l'état ou de l'évolution de l'autre et réciproquement. Ceci se traduit par des équations du type :

$$\begin{array}{l} \frac{\partial A}{\partial t} = f_A(A, \dots) \\ \frac{\partial B}{\partial t} = f_B(B, \dots) \end{array} \quad \text{avec} \quad \begin{array}{l} \frac{\partial f_A}{\partial B} = 0 \\ \frac{\partial f_B}{\partial A} = 0 \end{array}$$

On considère en revanche que deux variables sont couplées quand l'évolution de l'une est liée à l'état ou l'évolution de l'autre et *vice versa*, ce qui peut s'écrire en terme d'équations :

$$\begin{aligned}\frac{\partial A}{\partial t} &= f_A(A, B, \dots) \\ \frac{\partial B}{\partial t} &= f_B(A, B, \dots)\end{aligned}$$

Parmi les modèles présentés dans le tableau (1.14) qui ne sont pas exclusivement thermiques ou hydriques, seul ceux de Brisson *et al.* (1998a) et Tuzet *et al.* (1993) calculent les transferts d'eau et de chaleur indépendamment, les autres ayant tous recours à une formulation couplée. Enfin parmi les deux modèles qui incluent le transfert de solutés, celui de Lafolie (1991) est entièrement couplé, alors que celui de Brisson *et al.* (1998a) n'intègre un couplage qu'entre le transport de solutés et l'eau.

La nature des *mulchs* considérés varie beaucoup selon les auteurs (tableau 1.14). van Bavel & Hillel (1975) considèrent un *mulch* d'agrégats hydrophobes, tandis que Brisson *et al.* (1998a), Mahrer & Katan (1981) et Sui *et al.* (1992) s'intéressent respectivement à des films plastiques, des bandes de polyéthylène et des bandes de film papier ou d'émulsion asphalte. Hormis ces *mulchs* spécifiques, on retrouve une majorité de paillis végétaux de couverture partielle (Chung & Horton, 1987; Hares & Novak, 1992a,b; Kluitenberg & Horton, 1990; Sui *et al.*, 1992) ou intégrale avec éléments couchés sur le sol (Arreola Tostado, 1996; Brisson *et al.*, 1998a; Bristow *et al.*, 1986; Bussière & Cellier, 1994) ou bien dressés (Braud, 1998a; Ross *et al.*, 1985a,b). Les phénomènes physiques qui ont lieu au sein du *mulch* peuvent être plus ou moins détaillés. Certains auteurs considèrent que le *mulch* ne stocke pas d'eau sous forme liquide (Chung & Horton, 1987; Hares & Novak, 1992a,b; Kluitenberg & Horton, 1990; Mahrer & Katan, 1981; Ross *et al.*, 1985a,b; Sui *et al.*, 1992) d'autres au contraire lui confère une capacité de stockage et une dynamique de recharge en eau (Arreola Tostado, 1996; Braud, 1998a; Brisson *et al.*, 1998a; Bristow *et al.*, 1986; Bussière & Cellier, 1994; Tuzet *et al.*, 1993; van Bavel & Hillel, 1975). Au niveau des échanges de vapeur d'eau et/ou de chaleur dans le *mulch*, on trouve une formulation explicite de la diffusion et de la convection chez Braud (1998a), Bristow *et al.* (1986), Bussière & Cellier (1994), Hares & Novak (1992a,b), Ross *et al.* (1985a,b), Tuzet *et al.* (1993) et van Bavel & Hillel (1975). Enfin le calcul du transfert radiatif au travers du *mulch* est pris en compte explicitement par tous les auteurs à l'exception de Arreola Tostado (1996), Brisson *et al.* (1998a), Chung & Horton (1987) et Kluitenberg & Horton (1990).

En ce qui concerne les bilans énergétiques la plupart des modèles calcule un bilan énergétique détaillé à l'interface avec l'atmosphère¹⁷ (Braud, 1998a; Bristow *et al.*, 1986; Bussière & Cellier, 1994; Chanzy & Bruckler, 1993; Chung & Horton, 1987; Hares & Novak, 1992a,b; Mahrer & Katan, 1981; Ross *et al.*, 1985a,b; Sui *et al.*, 1992; Tuzet *et al.*, 1993; van Bavel & Hillel, 1975). Enfin certains modèles ne tiennent pas du tout compte du ruissellement (Chung & Horton, 1987; Hares & Novak, 1992a,b; Kluitenberg & Horton, 1990; Mahrer & Katan, 1981; Ross *et al.*, 1985a,b; Sui *et al.*, 1992; Tuzet *et al.*, 1993) ou considèrent une simple accumulation du refus à l'infiltration sous forme d'une lame d'eau à la surface (Chanzy & Bruckler, 1993). Les autres prennent en compte des pertes par ruissellement avec gestion d'une lame d'eau (Brisson *et al.*, 1998a; Bristow *et al.*, 1986; Bussière & Cellier, 1994; Lafolie, 1991; van Bavel & Hillel, 1975) ou sans (Arreola Tostado, 1996; Braud, 1998a).

¹⁷Interface *mulch*/atmosphère et le cas échéant sol/atmosphère.

Auteur(s)	Système ^a	Type ^b	Variables et coupl. ^f	Sol			Mulch				Plante ^c	BE ^d	R ^e
				ϕ_v ^g	MO ^h	Min ⁱ	Nature ^j	Stock ^k	D _v C _v ^l	Rad ^m			
Arreola Tostado (1996)	SMVA	E 1D	θ	-	-	-	V	+	--	-	- +	-	+ -
Brisson <i>et al.</i> (1998a) ⁿ	SMVA	E 1D	$C \Leftrightarrow \theta \nleftrightarrow T$	-	+	+	V,Pla	+	--	-	++	-	++
van Bavel & Hillel (1975)	SM A	MR 1D	$\theta \Leftrightarrow T$	-	-	-	Agr	+	++	+		+	++
Tuzet <i>et al.</i> (1993)	SM A	MR 1D	$\theta \nleftrightarrow T$	+	-	-	V	+	++	+		+	--
Ross <i>et al.</i> (1985a,b)	SM A	M 1D	$\theta \Leftrightarrow T$	+	-	-	V _d	-	++	+		+	--
Bristow <i>et al.</i> (1986)	SM A	M 1D	$\psi \Leftrightarrow T$	+	-	-	V	+	++	+		+	++
Bussière & Cellier (1994)	SM A	M 1D	$\psi \Leftrightarrow T$	+	-	-	V	+	++	+		+	++
Chanzy & Bruckler (1993) ^o	S A	M 1D	$\psi \Leftrightarrow T$	+	-	-						+	- +
Lafolie (1991)	S VA	M 1D	$C \Leftrightarrow \psi \Leftrightarrow T$	-	+	+					++	-	++
Braud (1998a)	SMVA	M 1D	$\psi \Leftrightarrow T$	+	-	-	V _d	+	++	+	- +	+	+ -
Mahrer & Katan (1981)	SM A	M 2D	T	-	-	-	Pol	-	--	+		+	--
Kluitenberg & Horton (1990)	SM A	MA 2D	T	-	-	-	V _p	-	--	-		-	--
Hares & Novak (1992a,b)	SM A	M 2D	T	-	-	-	V _p	-	++	+		+	--
Chung & Horton (1987)	SM A	M 2D	$\psi \Leftrightarrow T$	-	-	-	V _p	-	--	-		+	--
Sui <i>et al.</i> (1992)	SM A	MR 2D	$\theta \Leftrightarrow T$	+	-	-	V _p ,PA	-	--	+		+	--

^aDéfinition du système. S : sol, M : *mulch*, V : végétation, A : atmosphère.

^bM : mécaniste, R : résistif, A : analytique, E : empirique ; 1D : monodimensionnel vertical, 2D : bidimensionnel vertical.

^cPlante : module de croissance (+ *), extraction racinaire et transpiration (* +).

^dBilan d'énergie à l'interface avec l'atmosphère.

^eRuissellement : prise en compte du ruissellement (+ *), prise en compte d'une lame d'eau à la surface (* +).

^fVariables : potentiel matriciel (ψ), humidité (θ), température (T), concentration en minéraux (C). Couplage : variables couplées (\Leftrightarrow), non couplées (\nleftrightarrow).

^gFlux en phase vapeur.

^hDécomposition de la matière organique.

ⁱTransport des minéraux.

^jNature : végétal (V), végétal dressé mort (V_d), végétal couverture partielle (V_p), agrégats hydrophobes (Agr), bandes de polyéthylène transparent (Pol), bandes de film papier ou d'émulsion asphalte (PA), film plastique (Pla).

^kStockage de l'eau liquide.

^lDiffusion (+ *) et/ou convection (* +) de la vapeur et la chaleur.

^mTransfert radiatif.

ⁿL'introduction du paillis de résidus a été faite postérieurement (Brisson, 1999).

^oLa description du compartiment sol du modèle est décrite plus en détail dans Witono & Bruckler (1989).

TAB. 1.14: Principales caractéristiques de certains modèles de la littérature

Chapitre 2

Définition des axes de recherche

2.1 Positionnement du travail par rapport à l'acquis

Les objectifs de ce travail (section 4 page 19) sont premièrement d'identifier, d'étudier et de quantifier les principaux effets du semis direct avec paillis de résidus sur les composantes des bilans hydriques, thermiques et azotés d'une culture de maïs pluvial au Mexique. Il s'agit ensuite de hiérarchiser ces effets et intégrer ceux d'ordre 1 au sein d'un modèle agronomique mécaniste global, capable de décrire convenablement l'ensemble des processus mis en jeu.

Les travaux de la littérature font par ailleurs clairement état de 4 types d'effets importants d'un paillis de résidus :

- effets sur l'évaporation et les amplitudes thermiques (section 1.2.2.1),
- effets sur la structure du sol et l'infiltration (section 1.2.2.2),
- effets sur le ruissellement (section 1.2.2.3),
- effets sur l'activité biologique du sol et sa fertilité (section 1.2.2.4).

Ces effets sont constatés expérimentalement et pris en compte d'une façon générale par les modèles numériques rencontrés dans la littérature (section 1.3). Toutefois la recherche butte encore sur la compréhension fine et la prise en compte explicite de certains aspects.

Bussière & Cellier (1994) n'arrivent pas à reproduire correctement certaines évolutions hydriques et thermiques dans le sol. Gonzalez-Sosa (1999b) obtient une bonne restitution des températures dans le sol mais pas du flux de chaleur. Il observe par ailleurs une reproduction médiocre des flux diurnes de surface. De fait, ces auteurs modélisent les échanges de vapeur et de chaleur dans le paillis en s'appuyant sur la *K-theory*, qui s'avère insuffisante pour représenter les phénomènes d'échange turbulent (Chen *et al.*, 1997a,b; Novak *et al.*, 2000a,b,c). Chen *et al.* (1997b) propose de nouveaux concepts pour prendre

en compte ces échanges turbulents : le modèle de renouvellement¹. Toutefois ce modèle demande des mesures très précises du vent et n'a pas encore été couplé à un modèle physique de transfert d'eau et de chaleur dans le sol. Novak *et al.* (2000a,b,c) montrent l'importance des flux d'eau et de chaleur dans le paillis, sous forme de convection libre et de convection forcée. Ils mettent aussi en évidence la complexité et le rôle déterminant du bilan radiatif dans un paillis, comme le suggérait Gonzalez-Sosa (1999b).

En outre, la caractérisation fine en présence d'un paillis de résidus, de la dynamique de répartition de l'eau de pluie en eau infiltrée, eau ruisselée et eau stockée n'apparaît pas clairement dans la littérature sous forme d'un travail synthétique. Bussière (1991) insiste sur la nécessité de développer un modèle physique de recharge et de transfert de l'eau de pluie vers le sol. Arreola Tostado (1996) évoque les limites d'un modèle adapté au paillis mais trop frustré. Les aspects d'amélioration de l'infiltrabilité par un paillis de résidus sont souvent mis en relief mais rarement intégrés à un modèle hydraulique. Les écoulements sur sol paillé sont étudiés mais le plus souvent en ignorant tout ou partie des notions de tortuosité et de canalisation de l'écoulement et de rétention de surface (Dos Rei Castro, 1996; Gilley *et al.*, 1991; Gilley & Kottwitz, 1995; Lal, 1998).

Enfin la synthèse bibliographique met en évidence l'existence de résultats intéressants déjà obtenus sur les effets du semis direct avec paillis de résidus sur les bilans hydriques et azotés d'une culture de maïs (Arreola Tostado, 1996; Scopel, 1994; Scopel *et al.*, 1998a; Scopel, 1998b; Scopel & Chavez Guerra, 1999a; Scopel, 1999b). Ces résultats ont été établis sur les mêmes parcelles que celles suivies dans cette étude et permettent d'identifier les effets majeurs du paillis de résidus. Ces derniers suivent les grandes tendances de la littérature :

- réduction du ruissellement et de l'érosion,
- amélioration de la recharge en eau,
- limitation de l'évaporation,
- enrichissement du sol en matière organique,
- augmentation de la transpiration de la plante et de son extraction d'azote,
- augmentation du rendement en grain et en feuille.

A partir des résultats issus de la littérature et des travaux expérimentaux sur le terrain d'étude, nous avons tenté d'identifier les principaux phénomènes physiques et biologiques se produisant en présence d'un paillis de résidus et affectant le fonctionnement hydrique, thermique et azoté du système sol-paillis-plante-atmosphère (figure 2.1).

¹*Renewal model* en anglais.

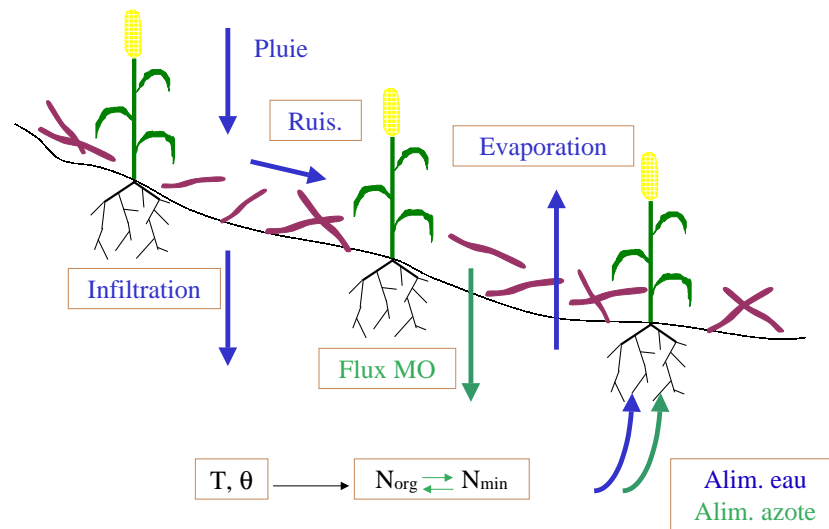


FIG. 2.1: Principaux phénomènes physiques traduisant les effets du paillis de résidus

Étant donné les résultats de la littérature et des travaux expérimentaux sur le terrain d'étude d'une part, la complexité du problème initialement posé (section 2) et des objectifs fixés d'autre part, il est apparu judicieux d'effectuer un découpage de la problématique en sous problèmes. Cette démarche de décomposition consiste en une *atomisation* en 3 études élémentaires suivie d'une reconstruction finale par intégration des résultats de ces dernières. Elle aboutit à la définition des 4 volets de recherche suivants :

1. Effets du paillis sur l'évaporation et la température du sol,
2. Effets du paillis sur les propriétés hydrodynamiques du sol et l'infiltration,
3. Effets du paillis sur le ruissellement,
4. Effets globaux du paillis sur les bilans hydrique, thermique et azotés d'une culture de maïs.

Chacune des 3 premières parties permet d'appréhender un effet spécifique du paillis dans un milieu contrôlé. Dans la première partie très physique, nous nous attacherons à comprendre et modéliser les flux d'eau (phase liquide et vapeur) et de chaleur dans le système sol-paillis-atmosphère. En particulier l'accent sera porté sur les transferts turbulents et radiatifs au sein du paillis. Cette étude doit nous permettre de comprendre et de quantifier l'effet d'un paillis de résidus sur l'évaporation d'un sol et sa température en fonction de son taux de couverture. La deuxième partie consiste à caractériser les effets à long terme (~5 ans) d'un paillis de résidus sur les propriétés hydrodynamiques d'un sol et en particulier sa capacité à l'infiltration. La troisième partie est dédiée à l'étude et la modélisation du ruissellement sur sol paillé

éventuellement planté en tenant compte de l'interception de l'eau de pluie par la plante et le paillis, de la rétention de surface, de l'infiltration par une loi physique, de la canalisation du ruissellement et de son écoulement selon une loi d'onde cinématique. Enfin dans la dernière partie les résultats des 3 premières sont synthétisés et intégrés dans un modèle numérique de fonctionnement global. Ce dernier prend en compte à la fois les dynamiques de l'eau, de la chaleur et de l'azote. Il reproduit de façon couplée tous les effets majeurs du paillis de résidus sur le système sol-paillis-plante-atmosphère. En particulier il est capable de prédire l'effet indirect du paillis sur le développement de la culture (stress hydrique, stress azoté, etc.), suite à la modification des conditions dans le sol (humidité, température, nutriments) par le paillis.

2.2 Aspects expérimentaux et aspects théoriques

L'étude de chacun des volets précédents nécessite à la fois une solide base de données expérimentale et des outils théoriques adaptés. En ce qui concerne les données expérimentales, une lourde campagne de collecte de données de terrain a été réalisée de mai à octobre 1998, sur le site expérimental de la Tinaja (figure 2.2). Des mesures complémentaires ont été faites en juin et juillet 1999 sur le même site. Enfin certaines mesures difficilement réalisables sur le terrain ont été effectuées en laboratoire (CIMMYT au Mexique, CIRAD-URA et INRA Science du Sol d'Avignon en France) et sont venues renforcer les données du terrain. A l'issue de ce travail expérimental important, nous disposons d'une base de données relativement riche sur l'ensemble des phénomènes étudiés (sections 3.1, 4.1, 5.1 et 6.1). Au niveau théorique, le traitement de chaque volet spécifique a nécessité l'utilisation d'outils numériques, physiques ou mathématiques (modèle physique, méthode inverse, analyse dimensionnelle, etc.). Ces derniers ont permis une analyse objective des phénomènes et ont aidé à mieux cerner et comprendre les mécanismes principaux en jeu. Certains ont été utilisés, après une paramétrisation correcte, pour prévoir par extrapolation le comportement du système étudié dans un contexte voisin de celui pour lequel l'outil a été calibré. Tous ces outils sont présentés de façon détaillée dans les chapitres qui viennent d'être cités.

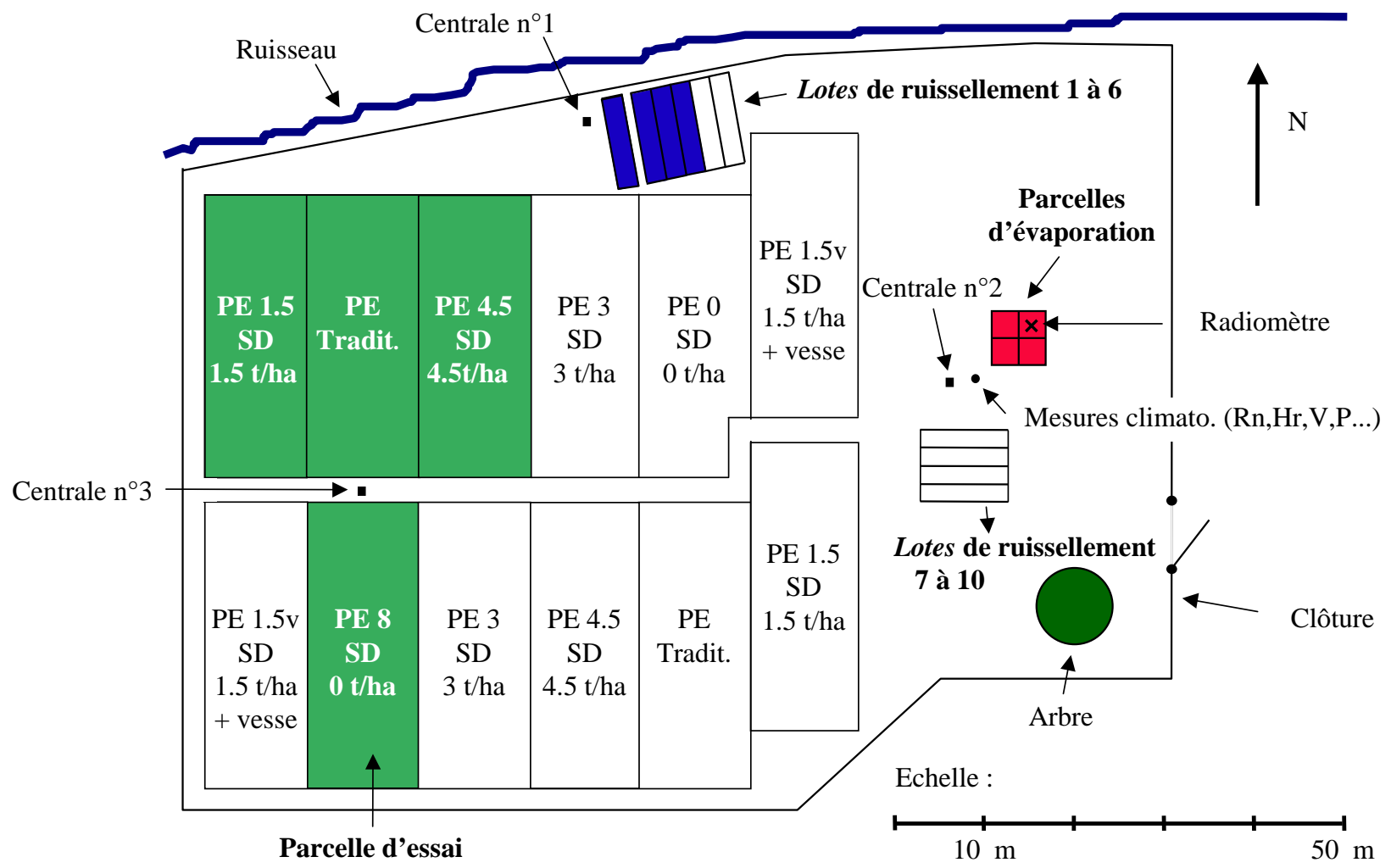


FIG. 2.2: Dispositif expérimental de la Tinaja

