



HAL
open science

Analyse expérimentale des mécanismes d'érosion : la dégradation structurale superficielle et le détachement des particules des sols cultivés

Yves Le Bissonnais

► **To cite this version:**

Yves Le Bissonnais. Analyse expérimentale des mécanismes d'érosion : la dégradation structurale superficielle et le détachement des particules des sols cultivés. Ingénieries eau-agriculture-territoires, 2000, 22, p. 27 - p. 36. hal-00464065

HAL Id: hal-00464065

<https://hal.science/hal-00464065>

Submitted on 15 Mar 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Analyse expérimentale des mécanismes d'érosion : la dégradation structurale superficielle et le détachement des particules des sols cultivés

Yves Le Bissonnais

L'érosion hydrique dépend du ruissellement superficiel. Ruissellement et érosion résultent d'interactions complexes entre plusieurs facteurs : la pluie, la nature et l'utilisation des sols, et la morphologie du relief (Monnier *et al.*, 1986 ; Papy et Douyer, 1991 ; King et Le Bissonnais, 1992).

Pour une grande partie des sols cultivés les plus fertiles, qui sont souvent de texture limoneuse, limono-argileuse ou limono-sableuse, l'érosion résulte de la diminution de l'infiltrabilité consécutive à la dégradation structurale superficielle (formation de croûtes de battance par désagrégation des mottes de terre) sous l'action des pluies (Farres, 1987 ; Le Bissonnais, 1990 ; Bradford et Huang, 1992). La capacité d'infiltration peut dans certains cas être réduite jusqu'à des valeurs de quelques mm/h (Morin et Benyamini, 1977 ; Boiffin, 1984 ; Casenave et Valentin, 1989).

Cet article se réfère aux processus intervenant à l'échelle locale intra-parcellaire. Dans une première partie, nous décrirons les différents processus de production et de mobilisation des particules de terre par la pluie qui conduisent à la formation des croûtes (figure 1) et à la diminution de l'infiltrabilité. La deuxième partie sera consacrée aux phénomènes de détachement et de transfert de particules par érosion diffuse lorsque que le ruissellement se produit.

La mobilisation des particules par la pluie

■ Les mécanismes de désagrégation

La désagrégation par l'eau résulte de différents mécanismes physiques et physico-chimiques et peut affecter différents niveaux de la structure des sols depuis les interactions entre les particules d'argiles jusqu'aux mottes de terre. On peut identifier (tableau 1 et figure 2) quatre principaux mécanismes (Emerson, 1967 ; Le Bissonnais, 1990 et 1996) : l'éclatement, c'est-à-dire la désagrégation par compression de l'air piégé lors de l'humectation, la désagrégation mécanique sous l'impact des gouttes de pluie, la désagrégation par gonflement différentiel et la dispersion physico-chimique.

Ces mécanismes de désagrégation se différencient du point de vue de la nature des interactions en jeu et de l'énergie nécessaire à leur rupture, des conditions physico-chimiques nécessaires pour leur mise en œuvre, de la cinétique des processus ainsi que de la nature et la taille des particules résultant de la désagrégation.

Les principales caractéristiques des sols qui influencent la stabilité sont la texture, la teneur en matière organique, la minéralogie des argiles, la teneur en cations et en particulier en sodium, la teneur en oxydes et en CaCO₃ (Wischmeier et Mannering, 1969), avec de nombreuses interactions possibles entre ces paramètres.

Yves Le Bissonnais
Institut National de la Recherche Agronomique
Service d'étude des sols et de la carte pédologique de France
Centre d'Orléans
45160 Olivet

■ **Le déplacement par les gouttes (splash) et les processus de réorganisation**

En plus de l'action de l'eau sur la désagrégation et le détachement, l'impact des gouttes de pluie peut être à l'origine d'un déplacement des particules et fragments issus de la désagrégation à la surface du sol. Ce déplacement latéral, appelé splash, constitue le principal moteur de l'évolution structurale et du déplacement de terre avant que le ruissellement ne démarre (figure 1). Des masses très importantes de terre peuvent ainsi être déplacées à la surface du sol, entraînant une réorganisation structurale sans qu'il s'agisse forcément d'érosion à ce stade.

À la désagrégation et au déplacement par le splash, s'ajoutent des processus de réorganisation structurale par illuviation, c'est-à-dire par entraînement des particules dans la porosité du sol, par compactage sous l'effet de l'impact des gouttes et de la succion exercée par la couche de subsurface, et enfin par sédimentation dans les micro-dépressions (McIntyre, 1958 ; Loch, 1994). Ces processus conduisent à la fermeture de la surface et à la réduction de son infiltrabilité en formant une croûte de battance.

D'autres processus comme la fissuration lors des périodes de dessiccation, l'érosion de la surface ou encore l'activité biologique peuvent avoir un effet contraire en améliorant l'infiltrabilité de la surface.

■ **La variabilité spatiale des croûtes et la diminution de l'infiltrabilité**

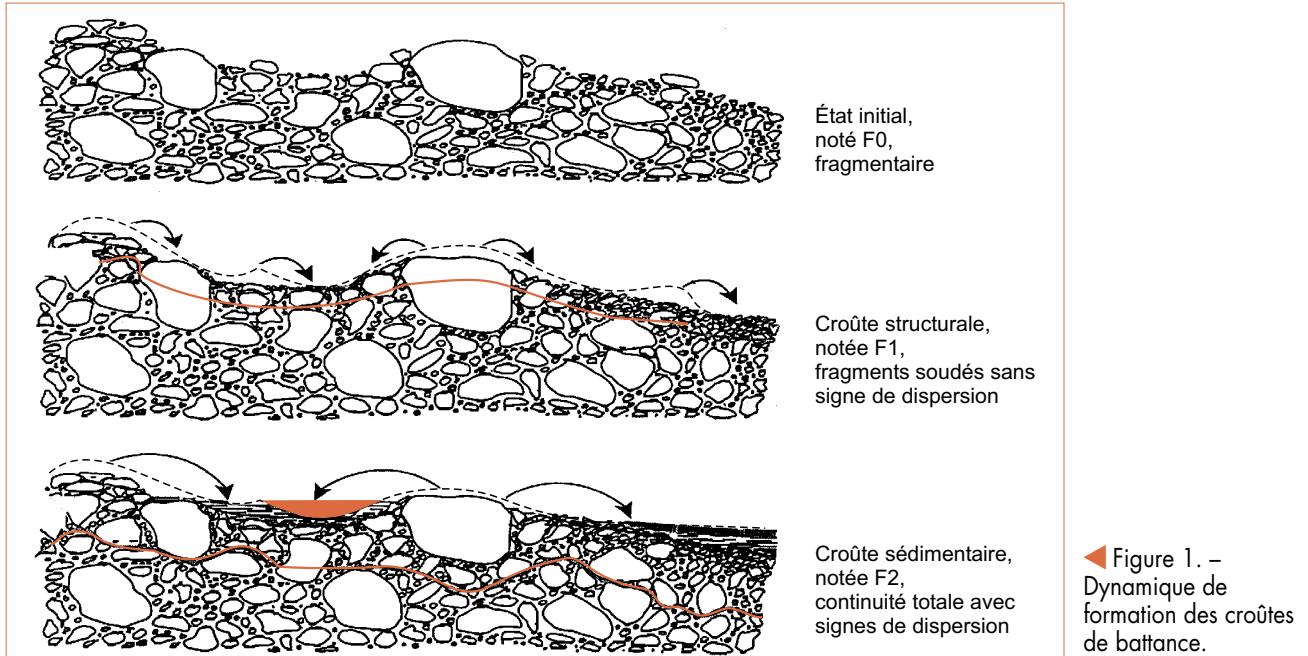
La question de l'infiltration dans les sols sensibles à la formation de croûtes de battance a été abordée presque uniquement dans le cas de surfaces planes et homogènes latéralement (Mualem et Assouline, 1989 ; Aboujaoudé *et al.*, 1991). Cependant, on trouve une variabilité importante en épaisseur et conductivité hydraulique sur le terrain à une échelle de quelques centimètres : les croûtes sédimentaires se trouvent dans les dépressions et les croûtes structurales sur les reliefs. Cette variabilité spatiale peut influencer le taux d'infiltration quand le niveau d'eau à la surface augmente et submerge des croûtes à conductivité hydraulique plus importante.

L'infiltration et sa variabilité spatiale ont été étudiées (Fox et Le Bissonnais, 1998, Fox *et al.*, 1998), pour deux sols de stabilité structurale différente, sur des placettes de 1 m² soumises à des simulations de pluie de 30 mm/h d'intensité. Le sol à faible stabilité structurale a rapidement formé des croûtes de battance avec une réduction importante de l'infiltration (4,6 mm/h). Pour le sol plus stable l'infiltration est restée presque deux fois plus forte (7,8 mm/h).

Pendant la deuxième partie de la pluie, un apport d'eau (100 mm/h) a été rajouté à la pluie simulée afin d'augmenter la profondeur de l'eau stockée à la surface de la placette. Le sol à faible stabilité structurale a été peu sensible au changement de

▼ Tableau 1. – Principales caractéristiques des différents mécanismes de désagrégation.

Mécanisme	Éclatement	Désagrégation mécanique	Désagrégation par gonflement différentiel	Dispersion physico-chimique
Nature des forces en jeu	Pression interne de l'air piégé lors de l'humectation	Impact des gouttes de pluie	Pression interne par gonflement de l'argile	Réduction des forces d'attraction entre les particules
Intensité de la désagrégation	Totale	Cumulative	Partielle	Totale
Propriétés du sol en jeu	Porosité, mouillabilité, cohésion interne	Cohésion humide (argile, matière organique, oxydes)	Gonflement potentiel, cohésion, conditions d'humectation.	Statut ionique, minéralogie de l'argile
Particules produites	Petits microagrégats (< 500 µm)	Particules et microagrégats	Macro et microagrégats	Particules élémentaires



◀ Figure 1. – Dynamique de formation des croûtes de battance.

profondeur des flaques qui est passée de 2,5 à 4,1 mm (infiltration de 5,7 mm/h). Ceci concorde avec la faible différence de débit entre croûtes structurales et sédimentaires, mesurée sur des cylindres prélevés dans les placettes à la fin de la pluie (respectivement 3,5 mm/h et 1 mm/h).

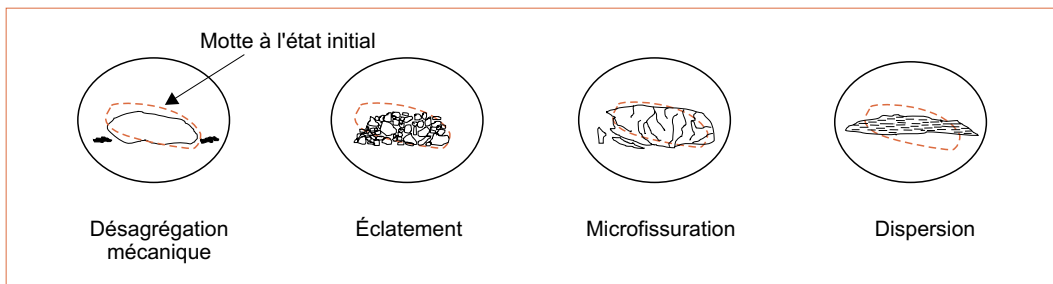
Pour le sol à forte stabilité structurale, on a observé une augmentation importante de l'infiltration (24,5 mm/h), pour un petit changement dans la profondeur des flaques (qui est passée de 1,0 à 2,3 mm), ceci étant dû à la différence de débit entre la croûte sédimentaire et la croûte structurale et au très fort débit de cette dernière (213 mm/h contre 6,5 mm/h pour la croûte sédimentaire).

Ces résultats montrent qu'il peut exister une variabilité spatiale importante des propriétés physi-

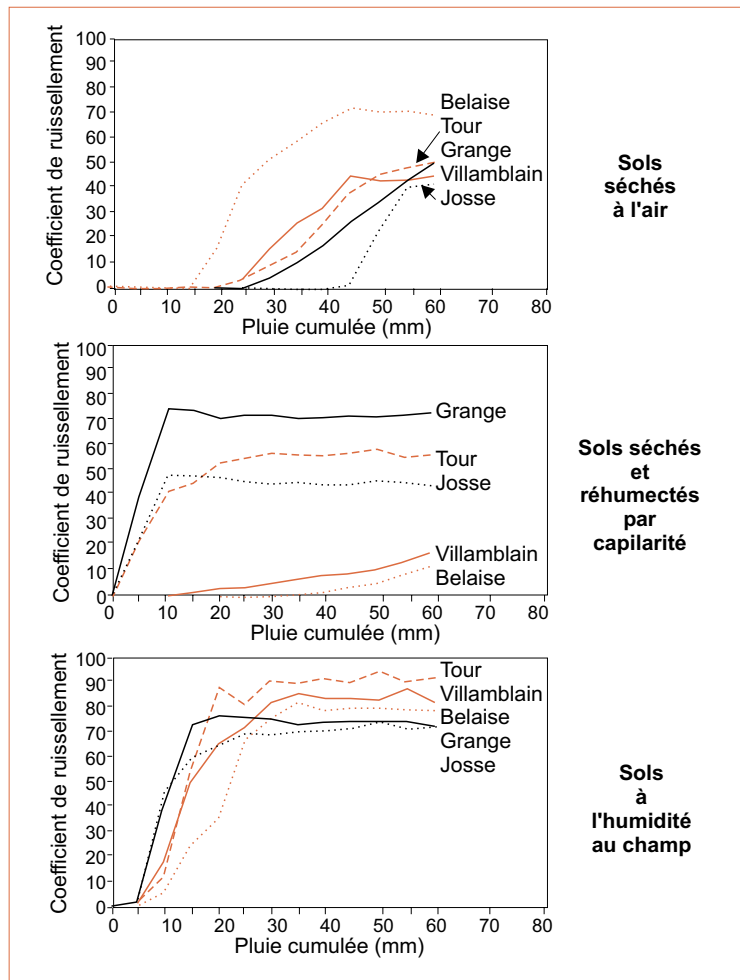
ques des croûtes à l'échelle du centimètre. Cette variabilité est liée à la nature et au mode de mobilisation et de réorganisation des particules qui constituent les croûtes.

■ **L'influence de l'état hydrique**

L'état hydrique initial du sol au moment d'une pluie a une très forte influence sur la désagrégation, la formation des croûtes et la réduction d'infiltrabilité résultante (Le Bissonnais *et al.*, 1989 ; Le Bissonnais et Singer, 1992). Les agrégats secs sont plus sensibles à l'éclatement, en particulier sous des pluies de forte intensité qui peuvent former des croûtes très rapidement. Mais par ailleurs, la cohésion des agrégats peut augmenter lors du séchage par processus de cimentation et une hydrophobisation des surfaces liée en particulier à la matière organique (Chenu *et al.*, 2000).



◀ Figure 2. – Mécanismes de désagrégation des mottes.



▲ Figure 3.– Courbes de ruissellement sous pluie simulée (intensité de 30 mm/h) pour cinq sols limoneux et limono-argileux du nord de la France dans différents états hydriques initiaux (d'après Le Bissonnais *et al.*, 1995).

C'est donc le résultat de la combinaison de ces différents effets qui va déterminer l'intensité de la désagrégation. De plus, ces effets varient selon la nature des sols.

L'état hydrique initial influence aussi la succion exercée à la surface du sol par les couches sous-jacentes, et donc l'infiltration au travers de cette surface. Selon la prépondérance des processus de désagrégation, de consolidation au séchage ou des effets de succion, on pourra obtenir des résultats contradictoires sur l'influence de l'état hydrique

sur la battance et le ruissellement. Le Bissonnais *et al.* (1995) ont étudié le comportement de sols de textures variées soumis à des pluies simulées dans trois états hydriques différents. Les résultats montrent que le coefficient de ruissellement (rapport entre le volume d'eau apporté et le volume ruisselé, exprimé en %) est plus important pour les sols laissés à l'état humide depuis leur prélèvement que pour les sols séchés avant la pluie, qu'il soient ou non réhumectés par capillarité avant la pluie (figure 3). Cependant, il existe une variabilité importante du comportement des sols selon leurs caractéristiques : les sols les plus argileux (Villamblain et Belaise) ruissellent très peu après séchage et réhumectation.

Le détachement et le transfert des particules par érosion diffuse

■ L'entraînement des particules et l'érosion diffuse : l'action des nappes ruisselantes et le rôle des gouttes de pluie

La formation d'un excès d'eau en surface et le ruissellement, lorsque le sol est en pente, conduisent à l'apparition de nouveaux processus et au transfert de particules en suspension. Ce transfert de particules entraîne une érosion diffuse de versant qui décape progressivement la surface des sols. Cette érosion diffuse est peu spectaculaire et difficile à mesurer. Cependant, des résultats récents montrent que des volumes de plusieurs dizaines de m³/ha peuvent être déplacés à l'échelle de la parcelle lors d'un seul événement pluvieux de 20 à 25 mm intervenant avec une forte intensité (>10mm/h) (Gallien *et al.*, 1995). De plus cette érosion diffuse peut mobiliser les fertilisants et produits phytosanitaires épandus à la surface des parcelles cultivées. Ils sont entraînés sur les particules érodées provoquant aussi des pollutions des milieux aval (Lecomte *et al.*, 1997).

L'impact des gouttes sur le ruissellement diffus à la surface du sol est un déterminant essentiel de la charge solide transportée (Proffitt *et al.*, 1991). Des mesures réalisées sous une pluie simulée d'une intensité de 30 mm/h, appliquée à une placette expérimentale de 10 m² de pente 8 %, dont la surface est protégée de l'impact direct des gouttes par un filet perméable, ont montré que la charge solide du ruissellement est relativement faible

(2 g/l en moyenne) et reste constante lorsque la vitesse de la lame d'eau ruisselante augmente. L'impact des gouttes de pluie augmente de façon notable la charge solide du ruissellement et ceci d'autant plus que la vitesse de ce dernier s'accroît. Ainsi, la charge solide est multipliée par 2 par l'impact des gouttes pour des vitesses d'environ 2 cm/s, et par 3 lorsque la vitesse de la lame d'eau ruisselante dépasse 15 cm/s.

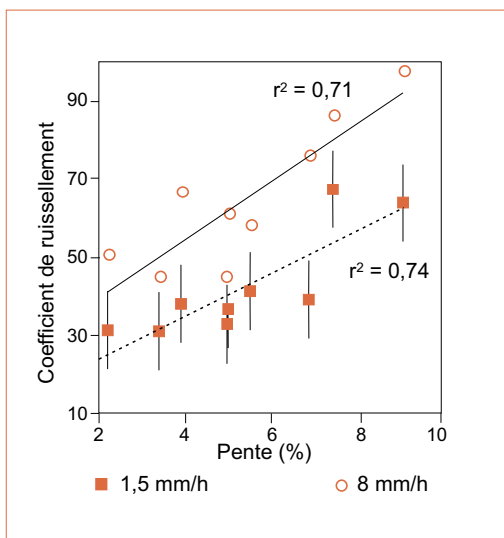
Le couvert végétal, selon ses caractéristiques, peut jouer le même rôle que le filet protecteur et limiter la charge solide en plus de favoriser l'infiltration. Ce rôle protecteur du couvert végétal est bien connu, mais nous avons pu en mesurer précisément les effets. Une étude expérimentale réalisée *in situ* (Gallien *et al.*, 1995), destinée à étudier l'influence du mode de gestion des parcelles en jachère a montré que les deux principaux couverts de jachère testés (Moutarde et mélange Ray grass-Trèfle) réduisent l'érosion par rapport à un sol nu d'un facteur 20 pour la saison (de 20 à 1 kg/10 m² sur des parcelles de 20 m²), voire d'un facteur 100 pour un orage, principalement grâce à une limitation de la concentration en terre dans le ruissellement. Si ces couverts limitent le ruissellement par rapport au sol nu, on observe une dégradation de la surface avant qu'ils ne soient suffisamment développés (environ 50 % de recouvrement), ce qui réduit cet effet par rapport à celui observé pour une végétation déjà en place (jachère fixe).

■ L'influence de la pente

Des mesures réalisées sous pluies naturelles et simulées à l'échelle du mètre carré montrent que l'érosion par la pluie augmente significativement lorsque l'angle de la pente passe de 2 à 8 % (Chaplot et Le Bissonnais, 2000). Ces résultats confirment ceux obtenus par de nombreux auteurs (Bryan, 1979 ; Poesen, 1984 ; Kinnel 1990 ; Huang, 1995).

L'érosion étant le produit du volume d'eau ruisselé par la charge solide moyenne de ce ruissellement, on peut chercher lequel des deux termes est responsable de l'accroissement de l'érosion.

Le coefficient de ruissellement augmente significativement avec l'augmentation de la pente (figure 4). Les hypothèses susceptibles d'expliquer les tendances observées seraient une baisse de la charge hydraulique à la surface du sol et/ou une



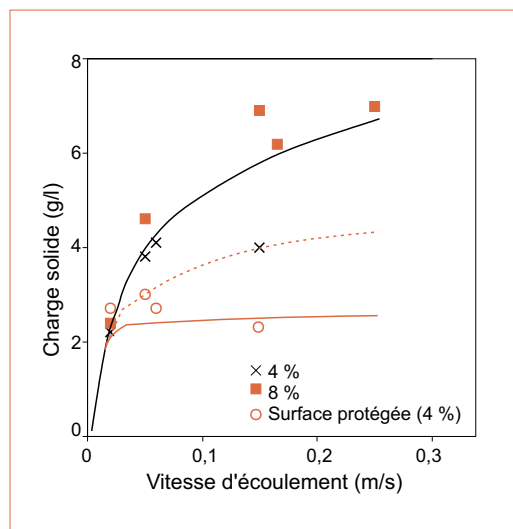
◀ Figure 4. – Influence de la pente sur le ruissellement mesuré sous pluie naturelle sur des placettes de 1 m² *in situ* (d'après Chaplot et Le Bissonnais, 2000).

diminution de la surface d'inondation de la croûte de surface ainsi que de zones plus perméables sur pentes fortes.

Par ailleurs, les échantillons prélevés lors des événements pluvieux naturels et simulés ont des valeurs de charge solide indépendantes de l'angle de la pente. Cependant, certains auteurs montrent que le détachement des particules solides par la pluie décroît là où les pentes sont les plus douces, en raison de l'épaississement de la lame d'eau qui protège le sol de l'impact des gouttes de pluie (Kinnel, 1990). D'autres auteurs attribuent l'augmentation de la charge solide à une accélération du ruissellement lorsque l'angle de la pente s'accroît, en combinaison avec l'impact des gouttes de pluie (Singer *et al.*, 1981 ; Huang, 1995).

Des mesures de la vitesse du ruissellement par injection de traceurs sous pluie simulée sur les placettes de 1 m² étudiées (isolées du ruissellement en amont) indiquent que pour les pentes allant de 4 à 8 %, les vitesses du ruissellement mesurées sur une distance de 1 mètre sont similaires. Par contre, lorsque la longueur de la pente s'accroît, le ruissellement s'accélère et sa charge solide augmente. De 2,5 g/l lorsque la lame d'eau de surface est inerte, la charge solide du ruissellement croît linéairement puis atteint un palier voisin de 6 g/l à des vitesses de la lame d'eau ruisselante supérieures à 0,15 m/s, c'est-à-dire pour des longueurs de pente de 4 à 5 m dans les conditions de notre expérience (figure 5).

► Figure 5. – Influence de la pente et de la vitesse du ruissellement sur la charge solide mesurée sous pluie simulée sur des placettes de 10 m² *in situ* (d'après Chaplot et Le Bissonnais, 2000).



■ Le changement d'échelle

Afin de prévoir les risques de ruissellement ou d'érosion et d'estimer les zones sensibles, il est important de pouvoir évaluer la signification à différentes échelles des mesures réalisées à une échelle donnée, ainsi que les possibilités d'extrapolation spatiale des mesures réalisées sur des placettes expérimentales. Sur un site expérimental du Pays de Caux, nous avons mesuré et comparé les valeurs de ruissellement et de charge solide sur des placettes expérimentales de 1 m², 20 m² et 500 m², et aux exutoires de petits bassins versants élémentaires (Le Bissonnais *et al.*, 1998).

Transfert 1 m²-20 m²

La discussion sur la comparaison des résultats entre 1 m² et 20 m² est surtout d'ordre méthodologique. On peut en effet considérer qu'il s'agit dans les deux cas de mesures « ponctuelles ». La question est alors de déterminer la surface minimale représentative des processus élémentaires à l'origine du ruissellement et de l'érosion diffuse sur les parcelles agricoles étudiées.

Nos résultats, très partiels, tendent à montrer que le facteur d'échelle (rapport entre les mesures d'un paramètre à deux échelles différentes) pour les mesures de ruissellement est proche de 1. Par contre, en ce qui concerne les mesures de charge solide, le facteur d'échelle est d'environ 2. Cette différence est certainement liée à une vitesse du ruissellement insuffisante sur la longueur des placettes

de 1 m² isolées hydrauliquement. Ainsi, la compétence du ruissellement (capacité à transporter des particules) resterait insuffisante et de plus il n'y aurait pas d'accumulation du ruissellement. Cette interprétation est confirmée par les mesures de vitesse du ruissellement (Chaplot, 1995).

Globalement, la conséquence serait une sous-estimation de l'érosion par des mesures sur 1 m², même si ces placettes semblent représentatives de l'état de surface moyen d'une parcelle et que la variabilité des mesures est faible.

Transfert 20 m²-500 m²

Il s'agit plutôt ici d'étudier la généralisation spatiale à l'échelle parcellaire de mesures effectuées sur une placette expérimentale.

Les rapports des coefficients de ruissellement entre les deux tailles de placette pour un même traitement, montrent qu'il y a surestimation du volume de ruissellement si on applique les résultats obtenus sur 20 m² à une surface de 500 m². Une placette isolée de 20 m² ruisselle de 1,5 fois à 6 fois plus que 500 m², pour un rapport de longueur de pente légèrement inférieur à 1/6. En moyenne, sur l'ensemble des mesures effectuées, le ruissellement mesuré sur 20 m² est près de deux fois plus important que sur 500 m².

Dunne *et al.* (1991) relie ce facteur d'échelle à la micro topographie et à la longueur de pente. Sur une plus grande longueur de pente, la hauteur de la lame d'eau qui ruisselle augmente (elle a pour origine la pluie sur place et le ruissellement de l'amont). De plus, sur 500 m², on intègre une plus grande variabilité du microrelief (volume des dépressions), des pentes locales, de la répartition des fentes de retrait ou de gros pores, que sur 20 m². Il s'agit bien d'un effet d'échelle de mesure et non pas d'une question d'échantillonnage. Par contre la charge solide n'apparaît pas liée à la surface de la placette de mesure, le rapport des valeurs obtenues sur 500 et 20 m² est en moyenne proche de 1.

En supposant que la taille de 500 m² soit une surface suffisante pour représenter la parcelle, le bilan des pertes de terre mesuré pour une saison est de l'ordre du tiers de ce qui est mesuré sur 20 m². Il y aurait donc bien surestimation de l'érosion parcellaire avec les mesures sur 20 m² du fait d'une mauvaise prise en compte de la dynamique spatiale du ruissellement.

Transfert 500 m²-bassin versant

On aborde ici ce que l'on pourrait véritablement appeler un transfert d'échelle. On passe en effet d'une unité spatiale supposée à peu près homogène du point de vue des états de surface, à une unité spatiale d'une toute autre nature, définie à partir de critères topographiques, clairement hétérogène du point de vue des états de surface. On a ainsi l'intervention d'autres processus comme les chemins de circulation de l'eau, le piégeage des sédiments, etc.

Le transfert d'échelle de la parcelle au bassin versant est donc très délicat, et relève plus d'une modélisation spatiale voire spatio-temporelle, que de la recherche de simples coefficients. Cette modélisation fait l'objet de recherches par différentes équipes. Cependant, nos résultats permettent de dégager quelques indications de tendance.

En ce qui concerne les coefficients de ruissellement, les quelques valeurs de facteur d'échelle dont nous disposons sont très variables selon l'hétérogénéité des états de surface du bassin. Le ruissellement à l'exutoire dépend beaucoup de l'importance relative des différents types d'états de surface que l'on trouve sur les bassins versants. Il semble que dans nos systèmes, une grande proportion du volume d'eau exporté d'une parcelle arrive à l'exutoire lorsque les surfaces ruisselantes sont connectées. Par contre, lorsque ces surfaces ruisselantes couvrent une faible proportion du bassin, et/ou qu'elles sont très morcelées, le facteur d'échelle chute, par un effet tampon des surfaces non ruisselantes.

Pour la charge solide, le facteur d'échelle observé est systématiquement très inférieur à 1 en moyenne

(mais pas forcément sur des valeurs instantanées) avec des facteurs de 0,1 à 0,3. Ceci traduit probablement l'existence de pièges à sédiments sur le trajet, depuis les parcelles jusqu'à l'exutoire, et/ou une perte de compétence du ruissellement sur le même trajet.

Conclusion

Les résultats présentés ici illustrent la complexité des processus en cause et le nombre de paramètres impliqués dans la genèse du ruissellement et de l'érosion.

Du fait du rôle déterminant des phénomènes de désagrégation dans la formation des croûtes et le déclenchement de l'érosion, la mesure de la stabilité structurale avec une méthode adaptée peut fournir une bonne estimation de la sensibilité des sols à la battance et à l'érosion. Les recherches réalisées ces dernières années ont conduit à proposer une méthode de mesure qui tient compte des différents mécanismes de la désagrégation et des différents paramètres physiques et physico-chimiques de cette désagrégation, de la battance et de l'érosion hydrique des sols (Le Bissonnais, 1996). Mais la battance, le ruissellement et l'érosion dépendent aussi d'autres paramètres, comme le couvert végétal, les variations climatiques ou l'organisation spatiale du paysage à l'échelle du bassin versant. Il est donc nécessaire de tenir compte de l'ensemble de ces paramètres ainsi que de la dynamique spatiale et temporelle des processus décrits lorsque l'on cherche à étudier les causes et les conséquences de l'érosion des sols cultivés à une échelle plus large. □

Résumé

La battance et l'érosion des sols cultivés résultent essentiellement de la désagrégation des mottes de terre et du détachement de fragments sous l'action des pluies. La mesure de la stabilité structurale permet d'évaluer la sensibilité des sols à la battance et à l'érosion hydrique. On peut distinguer quatre principaux mécanismes de désagrégation (l'éclatement, la désagrégation par gonflement différentiel, la désagrégation mécanique par l'impact des gouttes de pluie, la dispersion physico-chimique) dont l'importance relative dépend des caractéristiques des pluies et des sols. Après un rappel sur ces mécanismes, cet article analyse leurs relations avec la dynamique de formation des croûtes de battance et l'érosion. L'influence de la variabilité spatiale des croûtes et de l'état hydrique initial sur l'infiltration et le ruissellement sont présentés. L'influence de la pente sur le ruissellement et l'érosion ainsi que les mécanismes de détachement et d'entraînement par une nappe d'eau ruisselante impliqués dans les interactions entre pente, caractéristiques des pluies et échelle spatiale de mesure sont également abordés.

Abstract

Crusting and erosion of cultivated soils result from aggregate breakdown and the detachment of soil fragments by rain, and the susceptibility of soil to these processes can be inferred from measurements of aggregate stability. Here, four main mechanisms (i.e. slaking, breakdown by differential swelling, mechanical breakdown by raindrop impact and physico-chemical dispersion) are defined. Their relative importance depends on the nature of the rain, as well as on the soils physical and chemical properties. The relations between aggregate breakdown, crusting and water erosion were analysed. The effect of crust spatial variability and initial moisture content on infiltration and runoff are presented. The influence of slope steepness on runoff and erosion for a crusted interrill area and the detachment and transport processes involved in the interaction between slope, rain characteristics and plot size are also investigated.

Bibliographie

- ABOUJAOUDE, A., BELLEUDY, Ph., VAUCLIN, M., 1991. A numerical study of infiltration through crusted soils : flat and other surface configurations. *Soil Technology*, n° 4, p. 1-18.
- BOIFFIN, J., 1984, *La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies*, Thèse de Docteur Ingénieur, INA Paris-Grignon.
- BRADFORD, J.M., HUANG, C., 1992, Mechanisms of crust formation : physical components. In *Advances in Soil Science, Soil crusting : physical and chemical processes*, M. E. Sumner and B. A. Stewart, p. 55-72.
- BRESSON, L.M., BOIFFIN, J., 1990. Morphological characterization of soil crust development stages on an experimental field. *Geoderma*, n° 47, p. 301-325.
- BRYAN, R.B., 1979. The influence of slope angle on soil entrainment by sheetwash and rainsplash. *Earth Surface Processes and Landforms*, n° 4, p. 43-58.
- CASENAVE, A., VALENTIN, C., 1989, *Les états de surface de la zone sahélienne, Influence sur l'infiltration*, Ed. de l'ORSTOM, Paris, 202 p.
- CHAPLOT, V., 1995, *Processus et déterminisme de l'érosion diffuse à différentes échelles spatiales*, Mémoire de DEA, Univ. de Nancy-INRA.
- CHAPLOT, V., LE BISSONNAIS, Y., 2000. Field measurements of interrill erosion under different slopes and plot sizes. *Earth Surface Processes and Landforms*, n° 25, p. 145-153.
- CHENU, C., LE BISSONNAIS, Y., ARROUAYS, D., 2000. Wettability of natural clay organic matter associations and its influence on soil aggregate stability. *Soil Science Society of America Journal*, sous presse.

DUNNE, T., ZHANG, W., AUBRY, B. F., 1991. Effects of rainfall, vegetation and microtopography on infiltration and runoff. *Water resources Research*, n° 27, p. 2271-2285.

EMERSON, W. W., 1967. A classification of soil aggregates based on their coherence in water. *Australian Journal of Soil Research*, n° 5, p. 47-57.

FARRES, P. J., 1987. The dynamics of rainsplash erosion and the role of soil aggregate stability. *Catena*, n° 14, p. 119-130.

FOX, D., LE BISSONNAIS, Y., 1998. A process-based analysis of the influence of aggregate stability on surface crusting, infiltration, and interrill erosion. *Soil Science Society of America Journal*, n° 62, p. 717-724.

FOX, D., LE BISSONNAIS, Y., QUETIN, P., 1998. The implications of spatial variability in surface seal hydraulic resistance for infiltration in a mound and depression microtopography. *Catena*, n° 32, p. 101-114.

GALLIEN, E., LE BISSONNAIS, Y., EIMBERCK, M., BENKHADRA, H., LIGNEAU, L., OUVRY, J.-F. MARTIN, P., 1995. Influence des couverts végétaux de jachère sur le ruissellement et l'érosion diffuse en sol cultivé. *Cahiers Agricultures*, n° 4, p. 171-183.

HAIRSINE, P. B., ROSE, C. W., 1991. Rainfall detachment and deposition, sediment transport in the absence of flow-driven processes. *Soil Science Society of America Journal*, n° 55, p. 320-324.

HUANG, C., 1995. Empirical analysis of slope and runoff for sediment delivery from interrill areas. *Soil Science Society of America Journal*, n° 59, p. 982-990.

KINNELL, P. I. A., 1990. Modelling erosion by rain-impacted flow. *Catena supplement*, Cremlingen, n° 17, p. 55-66.

KING, D., LE BISSONNAIS, Y., 1992. Rôle des sols et des pratiques culturales dans l'infiltration et l'écoulement des eaux. Exemple du ruissellement et de l'érosion sur les plateaux limoneux du nord de l'Europe. *C. R. Acad. Agric.*, n° 78(6), p. 91-105.

LE BISSONNAIS, Y., 1990. Experimental study and modelling of soil surface crusting processes. In : Soil Erosion-Experiments and models. Bryan (ed), *Catena supplement*, n° 17, p. 13-28.

LE BISSONNAIS, Y., BRUAND, A., JAMAGNE, M., 1989. Laboratory experimental study of soil crusting : relation between aggregate breakdown and crust structure. *Catena*, n° 16, p. 377-392.

LE BISSONNAIS, Y., SINGER, M. J., 1992. Crusting, runoff and erosion response to soil water content and successive rainfall events. *Soil Science Society of America Journal*, n° 56, p. 1898-1903.

LE BISSONNAIS, Y., RENAUX, B., DELOUCHE, H., 1995. Interactions between soil properties and moisture content in crust formation, runoff and interrill erosion from tilled loess soils. *Catena*, n° 25, p. 33-46.

LE BISSONNAIS, Y., 1996. Aggregate stability and assessment of crustability and erodibility : 1. theory and methodology. *European Journal of Soil Science*, n° 47, p. 425-437.

LE BISSONNAIS, Y., BENKHADRA, H., CHAPLOT, V., FOX, D., KING, D., DAROUSSIN, J., 1998. Crusting, runoff and sheet erosion on silty loamy soils and various scales and upscaling from m² to small catchments. *Soil and Tillage research*, n° 46, p. 69-80.

LECOMTE, V., LE BISSONNAIS, Y., RENAUX, B., COUTURIER, A., LIGNEAU, L., 1997. Erosion hydrique et transfert de pesticides dans les eaux de ruissellement. *Cahiers Agricultures*, n° 6, p. 175-183.

LOCH, R. J., 1994. A method for measuring aggregate water stability with relevance to surface seal development. *Australian Journal of Soil Science*, n° 32, p. 687-700.

McINTYRE, D., 1958. Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. *Soil Science*, n° 85, p. 185-189.

MONNIER, G., BOIFFIN, J., PAPY, F., 1986. Reflexion sur l'érosion hydrique en conditions climatiques et topographiques modérées : Cas des systèmes de grande culture de l'Europe de l'Ouest. *Cahiers ORSTOM*, série Pédologie, vol. XXII, n° 2, p. 123-131.

- MORIN, J., BENYAMINI, Y., 1977. Rainfall infiltration into bare soils. *Water Resource Research*, n° 13, p. 813-817.
- MUALEM, Y., ASSOULINE, S., 1989. Modeling soil seal as a nonuniform layer. *Water Resource Research*, n° 25, p. 2101-2108.
- PAPY, F., DOUYER, C., 1991. Influence des états de surface du territoire agricole sur le déclenchement des inondations catastrophiques. *Agronomie*, n° 11, p. 201-215.
- POESEN, J., 1984. The influence of slope angle on infiltration rate and Hortonian overland flow volume. *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.*, n° 49, p. 117- 131.
- PROFIT, A.P.B., ROSE, C.W., HAIRSINE, P.B., 1991. Rainfall detachment and deposition: experiments with low slopes and significant water depths. *Soil Science Society of America Journal*, n° 55, p. 325-332.
- SINGER, M.J., MATSUDA, Y., BLACKARD, J., 1981. Effect of mulch rate on soil loss by raindrop splash. *Soil Science Society of America Journal*, n° 45, p. 107-110.
- VALENTIN, C., BRESSON, L.M., 1992. Soil crust morphology and forming processes in loamy and sandy soils. *Geoderma*, n° 55, p. 225-245.
- WISCHMEIER, W.H., MANNERING, L.V., 1969. Relation of soil properties to its erodibility. *Soil Science Society of America Proceedings*, n° 33, p. 131-137.