

La morphogenèse accélérée menace-t-elle les régions rurales de l'ouest du bassin parisien ?

Is Accelerated Erosion a Risk in the Western Paris Basin ?

Puede considerarse a la morfogénesis acelerada cómo una amenaza de las regiones rurales del oeste de la cuenca parisina ?

Jean-Pierre Larue

Volume 55, numéro 3, 2001

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/006853ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/006853ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (imprimé)

1492-143X (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Larue, J.-P. (2001). La morphogenèse accélérée menace-t-elle les régions rurales de l'ouest du bassin parisien ? *Géographie physique et Quaternaire*, 55(3), 243–255. <https://doi.org/10.7202/006853ar>

Résumé de l'article

Les ravinements et les inondations boueuses constituent les principaux risques naturels des espaces ruraux vallonnés de l'ouest du Bassin parisien. Une part importante des matériaux érodés atteint les cours d'eau secondaires qui voient leur dynamique fluviale modifiée. Cela traduit le début d'une morphogenèse accélérée qui tend à prendre le relais de la morphogenèse ménagée. L'enquête historique et l'analyse des dépôts anciens montrent que cette dernière a accompagné l'anthropisation tant qu'elle a laissé subsister un minimum d'obstacles (haies, talus, fossés) au ruissellement concentré. Des solutions existent pour ralentir ou stopper cette morphogenèse accélérée.

LA MORPHOGENÈSE ACCÉLÉRÉE MENACE-T-ELLE LES RÉGIONS RURALES DE L'OUEST DU BASSIN PARISIEN ?

Jean-Pierre LARUE, Géodynamique des milieux naturels et de l'environnement, Université de Paris XII-Val de Marne, 94010 Créteil, Cedex, France.

RÉSUMÉ Les ravinements et les inondations boueuses constituent les principaux risques naturels des espaces ruraux vallonnés de l'ouest du Bassin parisien. Une part importante des matériaux érodés atteint les cours d'eau secondaires qui voient leur dynamique fluviale modifiée. Cela traduit le début d'une morphogenèse accélérée qui tend à prendre le relais de la morphogenèse ménagée. L'enquête historique et l'analyse des dépôts anciens montrent que cette dernière a accompagné l'anthropisation tant qu'elle a laissé subsister un minimum d'obstacles (haies, talus, fossés) au ruissellement concentré. Des solutions existent pour ralentir ou stopper cette morphogenèse accélérée.

ABSTRACT *Is accelerated erosion a risk in the western Paris basin ?* Gullying and muddy floods are the main natural hazards in the hilly, sandy rural areas of the West of the Paris basin. Many deposits reach the secondary rivers and modify their fluvial dynamics. These phenomena are the onset of an accelerated erosion which takes over from slow erosion. Historical investigation and sedimentological analysis of early deposits show that slow erosion continued as long as obstacles such as hedges or ditches remained on the slopes. Preventive actions can be taken to reduce accelerated erosion.

RESUMEN *Puede considerarse a la morfogenésis acelerada cómo una amenaza de las regiones rurales del oeste de la cuenca parisina ?* La erosión en cárcava y las inundaciones de lodo constituyen los principales riesgos naturales de los espacios rurales ondulados del oeste de la cuenca parisina. Una parte importante de los materiales erosionados alcanzan el cauce secundario y en consecuencia ve su dinámica fluvial modificada. Esto se traduce por un inicio de la morfogenésis acelerada que tiende a remplazar la morfogenésis ordenada. Una encuesta histórica y el análisis de los depósitos antiguos muestran que esta última acompañó la modificación del terreno debida al hombre y dejó subsistir un mínimo de obstáculos (barreras, taludes o fosas). Existen soluciones que permitirían disminuir o detener dicha erosión acelerada.

INTRODUCTION

Toutes les grandes plaines agricoles du monde sont actuellement menacées par l'érosion des sols (Wicherek, 1994). Dans le Bassin parisien, les ravinements et les inondations boueuses constituent les principaux risques naturels des régions de grande culture. Ces phénomènes catastrophiques liés à l'eau provoquent des dommages souvent considérables aux terres cultivées, aux infrastructures et aux habitations situées sur la trajectoire des écoulements. Pour le Pays de Caux, Delahaye et Hauchard (1998) montrent qu'ils se produisent maintenant presque tous les ans, lors d'épisodes orageux au printemps ou à la suite de longues pluies d'hiver. Dans les régions sableuses de l'ouest du Bassin parisien, Dufour *et al.* (1990), Gravier *et al.* (1989) et Larue (2000, 2001) dégagent les mécanismes et les causes de ces phénomènes qui restent toutefois plus espacés dans le temps. En tous cas, la recrudescence assez généralisée de ces catastrophes semble correspondre au passage d'une morphogenèse ménagée à une morphogenèse accélérée (Neboît-Guilhot, 1999).

Cette étude vise à montrer la spécificité de cette morphogenèse accélérée et à l'expliquer dans les régions sableuses et vallonnées de l'ouest du Bassin parisien décrites par Larue *et al.* (1999). Un suivi de petits bassins versants, réalisé depuis 1988, a permis de comprendre les mécanismes du ruissellement, de la concentration de l'écoulement et de l'ablation et d'estimer les transferts liquides et solides depuis les hauts de versants jusqu'aux cours d'eau de rang 4, selon la classification de Strahler (1957). Les témoignages du passé ont été

recherchés et l'analyse sédimentologique des dépôts actuels et des matériaux de remplissage des fonds de vallons a été effectuée afin de distinguer les différentes formations et de les dater. Les résultats obtenus permettent d'envisager les causes des changements de rythme de la morphogenèse et de proposer des mesures préventives.

CADRE DE L'ÉTUDE

Dans le bassin de la Sarthe, à l'est du Mans, la bordure nord-ouest du vaste plateau de Saint-Calais, qui ne dépasse guère 150 m d'altitude, est modelée en croupes étroites par les affluents de rive gauche de l'Huisne : le Narais et le Dué (fig. 1). Du fait de systèmes de pentes complexes associant des versants courts à forte déclivité et de longs vallons secs, on rencontre aussi bien l'érosion de versants que l'érosion de talwegs (Boiffin *et al.*, 1986, 1988; Papy et Douyer, 1988; Papy *et al.*, 1988; Larue, 1992). Avec des coefficients de compacité compris entre 1,27 et 1,52, les vallons n'apparaissent pas particulièrement favorables à la concentration rapide des eaux.

À l'affleurement, les formations sableuses prédominent. Étudiées par Juignet (1974), les formations cénomaniennes apparaissent sous les dépôts quaternaires de fond de vallon ainsi que dans les sections inférieures des versants. Le haut des versants est modelé dans les marnes à huîtres du Cénomaniens supérieur (moins de 10 m d'épaisseur), puis dans la craie glauconieuse et la craie à silex turoniennes (environ 15 m d'épaisseur), fréquemment recouvertes par l'argile à silex. Enfin, le

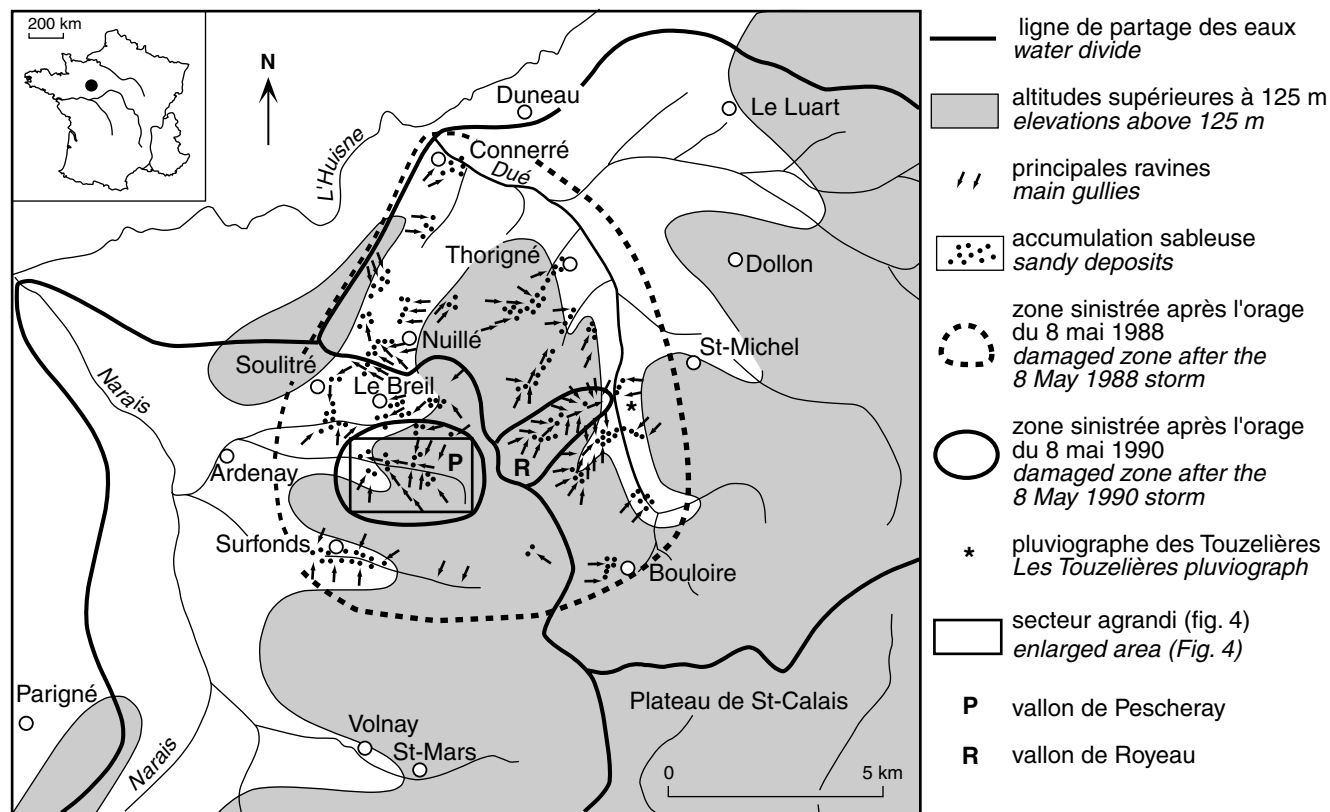


FIGURE 1. Carte de localisation.

Location map.

sommet des croupes est couronné par des terrains éocènes à dominante sableuse. Affectés d'un léger pendage vers le sud-est, les terrains sédimentaires secondaires et tertiaires sont presque toujours masqués par des dépôts quaternaires détritiques, essentiellement sableux. Excepté sur la craie et l'argile à silex où l'on rencontre des sols à bonne stabilité structurale, les sols lessivés, particuliers, instables, manquent d'argile et de matière organique nécessaires à la constitution d'agrégats résistants. Ils sont sensibles à la battance et à la formation d'organisations pelliculaires de surface (OPS), définies par Boiffin (1984) et Valentin (1985).

Soumise à un climat océanique légèrement dégradé par la continentalité, la région connaît un risque non négligeable de fortes averses (Gravier *et al.*, 1989). Ainsi la station de Bouloire, située 5 km plus au sud, reçoit en moyenne 628 mm de précipitations (maximum 904 mm en 1984, minimum 419 mm en 1976) qui tombent en 170 jours, soit une moyenne de 3,7 mm par jour de pluie. Mais certaines journées sont copieusement arrosées : en 30 ans (1959-1988), 234 jours ont enregistré plus de 15 mm de précipitations. Des averses orageuses d'intensité supérieure à 30 mm/h se produisent fréquemment en mai, en août et durant l'automne, c'est-à-dire pendant les périodes de faible couverture végétale pour les parcelles cultivées en maïs, tournesol et blé.

LES FORMES ET LES FORMATIONS DE LA MORPHOGENÈSE ACCÉLÉRÉE

Les ravinements et les inondations boueuses résultent de précipitations exceptionnelles qui ont de longues périodes de retour, ce qui n'exclut pas des événements rapprochés comme le démontrent les orages diluviens des 8 mai 1988 et 8 mai 1990 dans les bassins du Dué et du Narais. La figure 1 montre que l'extension des zones sinistrées a été très différente d'un événement à l'autre. Le 8 mai 1988, il est tombé environ 60 mm en 2 h, avec des intensités maximales de 60 mm/h, sur un espace d'environ 200 km²; la période de retour est estimée à 80 ans (Dufour *et al.*, 1990). Le 8 mai 1990, un orage plus court (30 min.) a déversé 45 mm d'eau accompagnée de grêle avec des intensités maximales de 90 mm/h sur un espace beaucoup plus réduit (10 km²), centré sur le vallon de Pescheray.

Les formes d'érosion et d'accumulation ont été décrites par Gravier *et al.* (1989). Après l'évènement catastrophique du 8 mai 1988, la cartographie (fig. 1 et 2) et le cubage des formes d'incision ont été effectués dans les zones sinistrées. Dans le bassin de Royeau (275 ha), les incisions totalisent 4 063 m³, soit une dégradation spécifique d'environ 30 t/ha, ce qui dépasse largement le seuil de 11 t/ha fixé aux États-Unis par le Soil Conservation Service (Mannering, 1981) au delà duquel la situation devient critique pour le maintien de la ressource sol. Dans l'axe des talwegs du fond de vallon, les ravines discontinues mesurent 2 100 m de longueur et 1 470 m³ de volume, l'incision maximale est située immédiatement à l'aval d'un petit bois qui en retenant la charge sableuse du flot a rendu ce dernier plus érosif. Dans le secteur concave des bas de versants, on a dénombéré 80 ravines de plus de 60 cm de profondeur, totalisant 4 800 m de longueur pour un cubage de 2 590 m³. La plus forte densité d'incisions a été observée sur la parcelle en

tournesol de 0,50 ha au sud de La Championnière (fig. 2 et 3) : là, 300 mètres de ravines ont rendu la parcelle inutilisable pour l'agriculture (elle a été boisée en conifères en 1991), 162 m³ de terre ont été enlevés, ce qui représente une dégradation spécifique de 648 t/ha et une ablation moyenne de 3,2 cm en moins d'une journée. La totalité de ces ravines est façonnée dans des colluvions à dominante sableuse, matériaux très favorables à leur genèse selon Stocking (1980). Leur fond plat s'arrête localement sur le sommet de l'horizon B un peu plus argileux du sol lessivé développé sur ces colluvions.

Dans le vallon de Pescheray (fig. 4) qui a subi deux épisodes catastrophiques à 2 ans d'intervalle, les ravines se sont formées les deux fois aux mêmes endroits sur les parcelles qui avaient été emblavées en maïs et en tournesol. En revanche, on peut constater l'absence de ravinements lorsqu'une couverture végétale fermée protège le sol : par exemple, le versant situé au nord de la ferme du Tertre, érodé en 1990, ne l'avait pas été en 1988 alors qu'il était occupé par du blé d'hiver. L'absence d'incision dans le fond du vallon en 1990 peut s'expliquer par un volume d'eau écoulée moins important qu'en 1988, mais surtout par la présence d'une bande de *ray-grass* (ivraie vivace) qui a ralenti le flot et favorisé l'accumulation de la charge solide. Au total, le volume des formes d'incision a été évalué à environ 1 300 m³ en 1988 et 1 000 m³ en 1990, ce qui représente une dégradation spécifique respective de 23 t/ha et de 16 t/ha. La moindre importance de l'érosion de talweg dans le vallon de Pescheray explique ces valeurs, inférieures à celles obtenues dans le bassin du Royeau.

Les matériaux érodés se sont accumulés en cônes au pied des versants, sur les replats et en fond de vallon, mais une partie importante est sortie des vallons et a atteint les vallées de rang 4, comme la Tortue et le Narais. La part exportée correspond grossièrement à la différence entre le volume des incisions et celui des accumulations dans le bassin versant. Bien que cette dernière soit délicate à mesurer, on a pu l'estimer à environ 3 000 m³ pour le bassin du Royeau, ce qui traduit une exportation de plus de 1 000 m³, soit environ 25 % du volume érodé. Les sables et silex expulsés du bassin versant du Royeau forment des bancs dans le lit mineur de la Tortue et des atterrissements sur les berges et dans le lit majeur (fig. 5). Ils se distinguent nettement des dépôts argilo-limoneux sous-jacents.

Tous les dépôts actuels sont composés essentiellement de sables moyens à grossiers et incluent des silex de 4 à 15 cm de diamètre. Les granulométries varient cependant selon la localisation des accumulations (fig. 6 et 7 et tableau I). Les dépôts mis en place en bas de versant présentent deux faciès différents : les accumulations sableuses des cônes (1) sont bien triées et relativement grossières avec une médiane de 320 µm et seulement 10 % < 50 µm, alors que les dépôts de décantation (2) sont riches en éléments fins : 82 % < 50 µm dont seulement 6 % d'argiles, et moins bien classés. En fond de vallon, les dépôts, composés de sables incluant des silex, ne présentent pas de décroissance granulométrique nette de l'amont vers l'aval : les échantillons sableux 3, 4 et 5 ont des médianes oscillant entre 130 et 280 µm sans ordre apparent, ce qui témoigne d'une prédominance des apports latéraux par rapport aux transports longitudinaux et aussi d'un probable

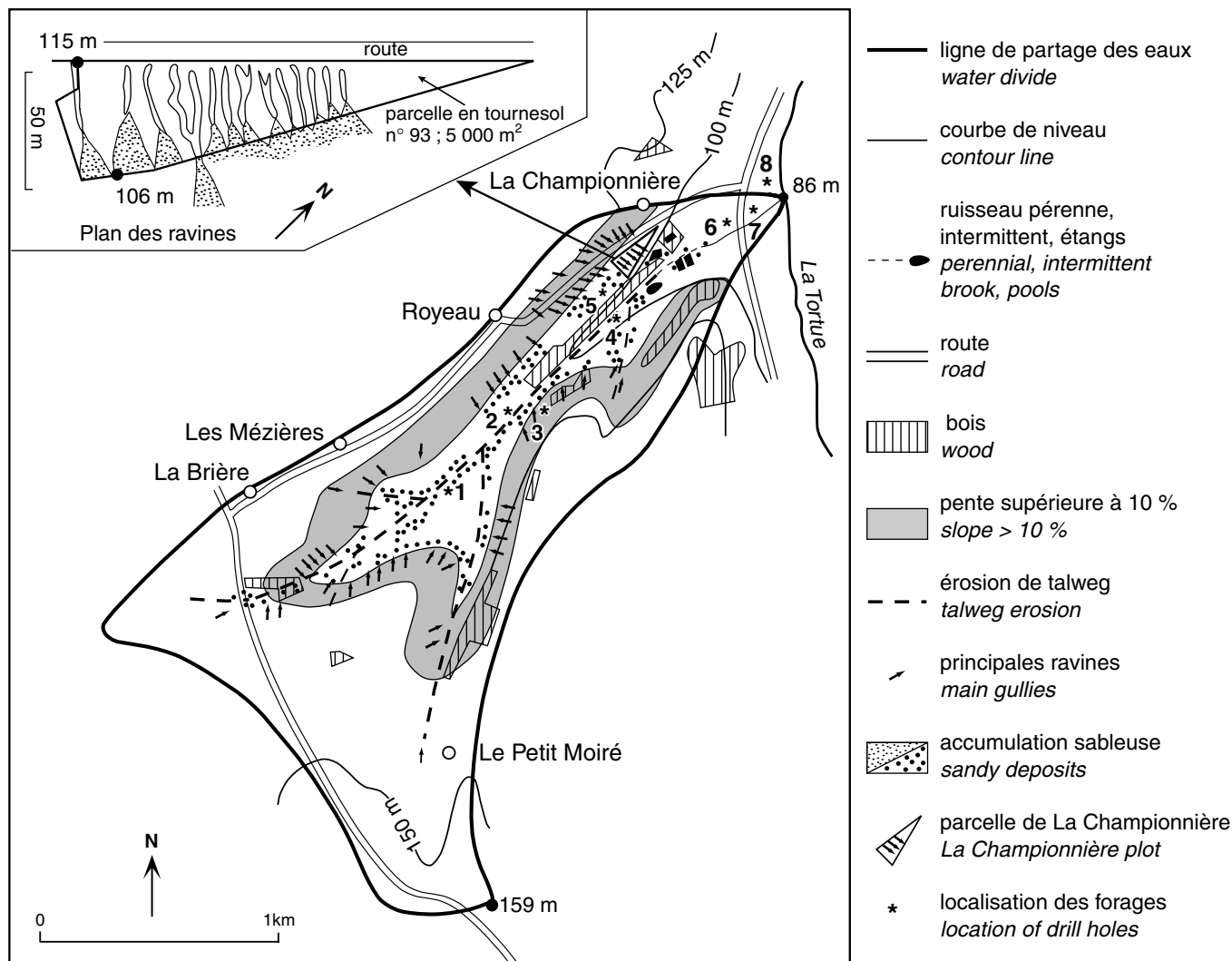


FIGURE 2. Les formes d'érosion catastrophique dans le vallon du Royeau après l'orage du 8 mai 1988.

Catastrophic erosion features in the Royeau valley after the 8 May 1988 storm.

mélange entre les deux types d'apports décrits précédemment. Les matériaux (6 et 7), expulsés du bassin versant du Royeau par les crues, sont constitués de sables plus ou moins grossiers (médiane entre 155 μm et 363 μm) mais renfermant toujours un pourcentage notable d'argile.

Comparés à ces dépôts, les sols actuels analysés par Monnier (1992) présentent des granulométries similaires (fig. 6B). Les sols des hauts de versant (8) apparaissent plus grossiers (médiane de 250 μm) que ceux de milieu de versant (9, médiane de 170 μm) et de bas de versant (10, médiane de 220 μm), ce qui s'explique plus par l'influence du substrat que par celle des transferts de matériaux. En effet, les sables tertiaires sommitaux (11) sont en moyenne plus grossiers et plus mal classés que les sables du Perche (12) situés à la base (fig. 7). Quant aux milieux de versant, ils sont nourris par l'argile à silex.

Ces dépôts actuels se distinguent nettement des accumulations plus anciennes. Ainsi dans les fonds de vallon, les coupes révèlent que la taille des matériaux conservés

augmente du bas vers le haut. Par exemple, dans le tronçon moyen du vallon de Royeau, la médiane passe de 50 μm pour l'échantillon 13 prélevé à 1,30 m de profondeur, à 125 μm à 1 m (14) et à 204 μm à 0,30 m (15). Cette granocroissance des dépôts tend à démontrer que l'érosion touche des sables de plus en plus grossiers en raison du départ en premier des éléments fins : les limons et les argiles se font de plus en plus rares sur les versants.

LES TÉMOIGNAGES DU PASSÉ

Ils sont fournis par l'enquête historique et par l'analyse des dépôts anciens conservés en fond de vallon et de vallée.

L'ENQUÊTE HISTORIQUE

Malgré leur imprécision, les documents d'archives révèlent l'existence de nombreux épisodes d'érosion catastrophique qui touchèrent une ou plusieurs localités de l'ouest du Bassin parisien. Pour la période de 1762 à 1977, 25 cas ont été recensés

FIGURE 3. Sud de La Championnière, vue de la parcelle cultivée en tournesol lors de l'orage du 8 mai 1988, prise le 28 avril 1989. Ravine à fond plat et bords abrupts, de 90 cm de profondeur (la forme n'a pas été modifiée entre les deux dates).

La Championnière plot viewed one year after the 8 May 1988 storm. Large gully of 0,90 m deep, with a flat bottom and steep edges.



par Vogt et Yvard (1979) et, depuis cette date, on peut y ajouter cinq nouveaux épisodes. Il s'agit le plus souvent de précipitations exceptionnelles qui provoquent le ravinement de terres cultivées, l'ensablement de prairies et de chemins, et parfois des glissements de terrains sur les bordures abruptes des plateaux comme à Condreceau (Eure-et-Loir), en juin 1889. La répartition dans le temps est très irrégulière. Les années de crises érosives correspondent souvent aux années de grandes crues fluviales, comme 1846, 1866, 1910 ou 1995, mais aussi à des périodes de violents orages printaniers et estivaux, comme entre 1835 et 1839, ou en 1889, 1988 et 1990. Les saisons les plus propices sont le printemps et le début de l'été : mai et juillet arrivent en tête avec chacun 27 % des cas, suivis de juin (23 %), août et septembre (7 % chacun), octobre et janvier (3 % chacun).

LES DÉPÔTS DE REMPLISSAGE DES FONDOS DE VALLONS ET VALLÉES

Révélee par la réalisation de plusieurs sondages localisés sur les figures 2 et 8, la lithostratigraphie des remblaiements du Royeau, de la Tortue et du Narais a été analysée par Larue *et al.* (1996). Même s'ils n'atteignent pas tous le substrat crétacé qui se distingue par des sables clairs incluant des concrétions calcaires, les forages effectués dans l'axe du vallon de Royeau révèlent des accumulations importantes dont la puissance augmente de l'amont à l'aval : 3,40 m au droit des Mézières (forage 1), entre 6 et 7 m (forage 4), plus de 5,50 m près de la confluence avec la Tortue (forage 6).

Les remplissages présentent deux grands types de formations : des dépôts fins argileux ou tourbeux et des accumulations grossières constituées de sables souvent associés à des silex. Parmi les formations fines qui ne se développent que dans la partie aval des vallons, les horizons tourbeux ont fourni des âges compris entre 3690 ± 100 BP (Gif 10160) et

160 ± 40 BP (Gif 8575). Le niveau le plus ancien, subboréal (4700-2800 BP), se situe dans la vallée de la Tortue, au-dessus d'alluvions grossières. En revanche, dans le vallon de Royeau, les âges ne dépassent pas le Subatlantique (2800 BP). La tourbe datée de 840 ± 40 BP (Gif 9654) se trouve à 3 m de profondeur dans le carottage 5, alors que celle âgée de 2010 ± 50 BP (Gif 8576) ne dépasse pas 1,70 m de profondeur dans le sondage 7. Le fait que l'âge le plus ancien ne corresponde pas au niveau le plus profond souligne que les vitesses de sédimentation ont varié considérablement de l'amont à l'aval. Ainsi, dans le secteur médian du vallon, l'accumulation s'est effectuée rapidement. Entre 840 et 670 BP, l'exhaussement atteindrait en moyenne 5,9 mm/an, en supposant une sédimentation régulière dans le temps, mais cette dernière a pu se produire brutalement lors d'épisodes fortement érosifs ; depuis 670 BP, les limons sablo-argileux riches en matière organique résulteraient d'un dépôt d'environ 3 mm/an. À l'aval, près de la confluence avec la Tortue, le remblaiement apparaît plus lent entre 2010 et 160 BP, avec seulement 0,5 mm/an de limons argileux verts, et dans la vallée de la Tortue, il est réduit à 0,75 mm/an depuis le Subboréal.

Présentant des variations latérales de faciès, les dépôts anciens apparaissent globalement plus fins que les accumulations actuelles qui renferment davantage de graviers et galets de silex. D'autre part, le remplissage des vallons est plus grossier que celui des vallées qui, depuis 3690 ± 100 BP, n'est constitué que de sables fins et de limons plus ou moins argileux (fig. 8). Les analyses granulométriques permettent cependant de distinguer plusieurs types de dépôts. Les figures 6 et 7 et le tableau I ne montrent qu'un échantillon type de chaque ensemble.

— En fond de vallon, les formations grossières sont localisées à différents niveaux. Celles de la base de l'accumulation (16) se révèlent mal classées avec des indices So (Trask) supérieures à 3 et un pourcentage d'argile notable (3,1 à

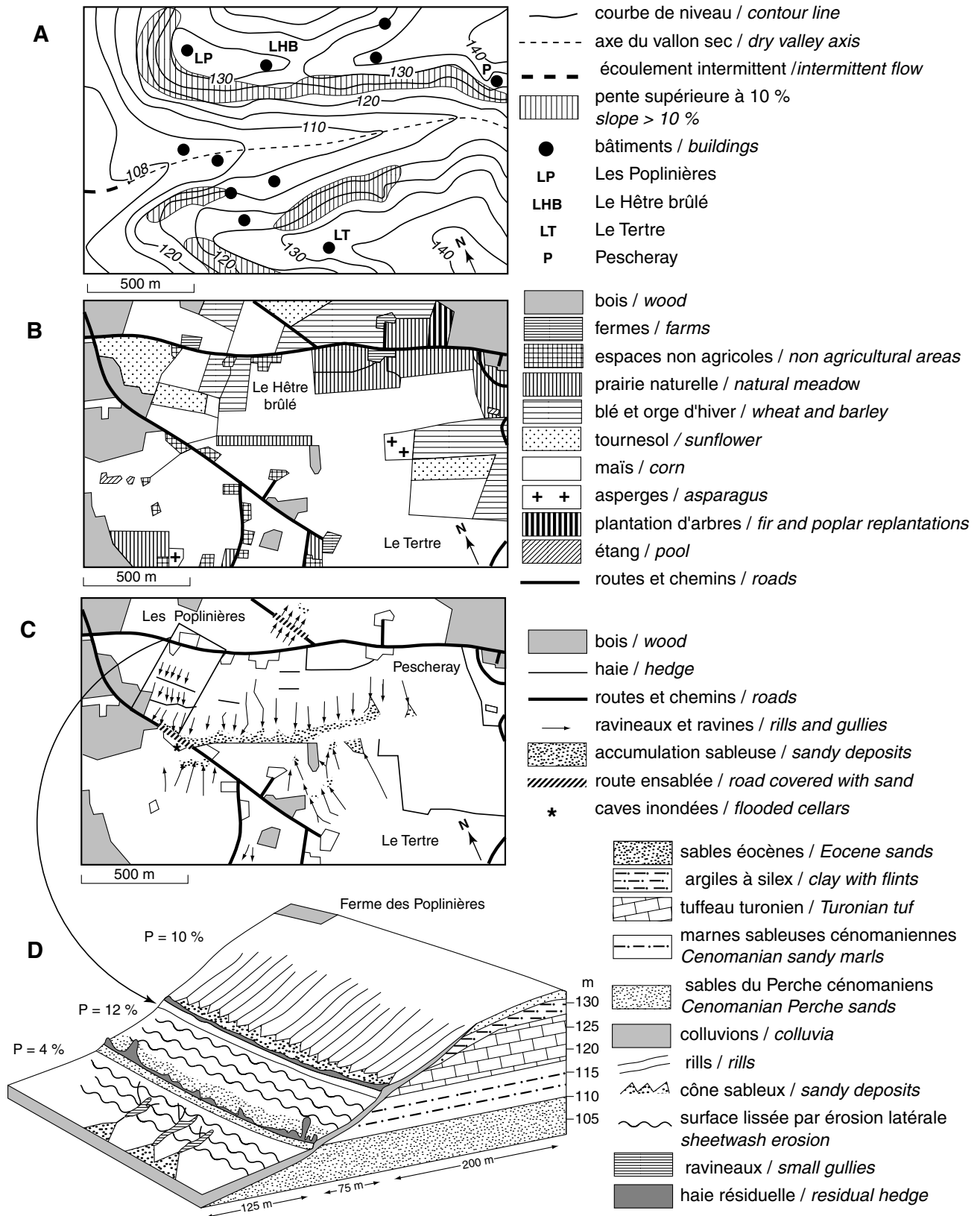


FIGURE 4. L'exemple du vallon de Pescheray. A. Topographie. B. Utilisation du sol. C. Formes d'érosion après l'orage du 8 mai 1990. D. Bloc-diagramme du versant nord au sud des Poplinières.

The Pescheray small valley example. A. Topography. B. Land use. C. Erosion features after the 8 May 1990 storm. D. Block-diagram of the Les Poplinières slope.

FIGURE 5. Accumulation sablo-caillouteuse dans le lit majeur de la Tortue, en janvier 1995.

Sandy-gravel accumulation in the Tortue flood plain (January 1995).



3,6%). Au sein du remblaiement, le niveau grossier (17), dont l'épaisseur varie longitudinalement, de 1 m, en 1 et 5, à seulement 20 cm en 7, apparaît mieux classé et plus pauvre en éléments fins (moins de 20% inférieurs à 50 μ m). Localement à 30 ou 40 cm de profondeur, se situent des apports grossiers de puissance inférieure à 15 cm et de granulométrie peu différente de celle du niveau précédent.

– Les formations sablo-limoneuses (18) et limono-sableuses (19) sont conservées aussi bien à la base de l'accumulation qu'à son sommet. Ravinant directement le substrat cénomannien à l'amont, elles en sont séparées à l'aval par le niveau grossier présenté ci-dessus. Mal classés, ces dépôts expriment deux modes de mise en place : les sables limoneux témoignent d'un transport par saltation et roulage alors que les limons argileux résultent de décantation en eau plus ou moins stagnante.

Les témoignages du passé indiquent qu'avec l'anthropisation, des crises érosives ont eu lieu à plusieurs reprises, qu'elles ont abouti à des accumulations sablo-caillouteuses en bas de versant et dans le fond des vallons, mais que les dépôts grossiers n'ont jamais atteint les vallées de rang 4. En effet, le remplissage de la vallée de la Tortue ne renferme pas de silex postérieurement à 3690 \pm 100 BP. Dans ces accumulations anciennes, il est intéressant de noter que les graviers et galets de silex, non seulement ne sortent pas du bassin versant, mais vont de moins en moins loin vers l'aval en fonction du temps. Ainsi, ceux de la décharge détritique de l'âge du fer (2800 BP-1950 BP) atteignent la partie aval du Royeau, alors que ceux de la fin de l'optimum climatique de l'an mil ne dépassent guère le secteur moyen. On peut expliquer cela, soit par une réduction des flux hydriques, soit par une meilleure adaptation des sociétés aux contraintes naturelles. Il est en effet difficile de séparer le rôle des fluctuations climatiques de celui des actions anthropiques, d'autant plus qu'il y a souvent un décalage dans le temps entre les interventions de l'homme et les changements enregistrés par la

sédimentation. Ainsi, Igl *et al.* (2000) ont bien montré ce décalage en Europe centrale.

LE PASSAGE DE LA MORPHOGENÈSE MÉNAGÉE À LA MORPHOGENÈSE ACCÉLÉRÉE : DISCUSSION

LES MÉCANISMES DU RUISSELLEMENT ET DE L'ABLATION

Le ruissellement de surface et la concentration de l'écoulement sont responsables de l'ampleur des dommages (Bryan, 2000 ; Verstraeten et Poesen, 2001). Les simulations de pluies réalisées dans le bassin du Royeau montrent que, sur les sols sableux, le ruissellement se développe dès la 45e seconde lors de précipitations de 60 mm/h (Larue *et al.*, 1999). En effet, les sols particuliers sont très sensibles à la formation d'OPS qui réduit l'infiltration. Le ruissellement dépend plus de l'intensité des pluies que de leur volume : sur semis de maïs, 8 mm d'averse orageuse génèrent un coefficient de ruissellement de 23,5% alors qu'un épisode pluvieux de 19,5 mm sans fortes intensités ne donne qu'un taux de 3,5%. Toutefois, le ruissellement ne devient proportionnel aux précipitations que lorsque les sols sont complètement saturés, comme en janvier 1995.

L'incision du sol se produit quand la force tractrice du ruissellement dépasse une valeur critique (Biro, 1981 ; Govers, 1991 ; Gilley *et al.*, 1993) qui varie selon la résistance du sol (Quansah, 1985 ; Le Bissonnais *et al.*, 1993). Si la vitesse ne dépasse que de peu la valeur critique, qu'on peut évaluer d'après la courbe de Hjulström (1935) à 20 cm/s pour les sols à texture sableuse, le ruissellement concentré ne creuse que des griffes et des rigoles. Par contre, si la vitesse est nettement supérieure, les rigoles et les ravineaux se développent. La vitesse dépend essentiellement de la longueur de pente

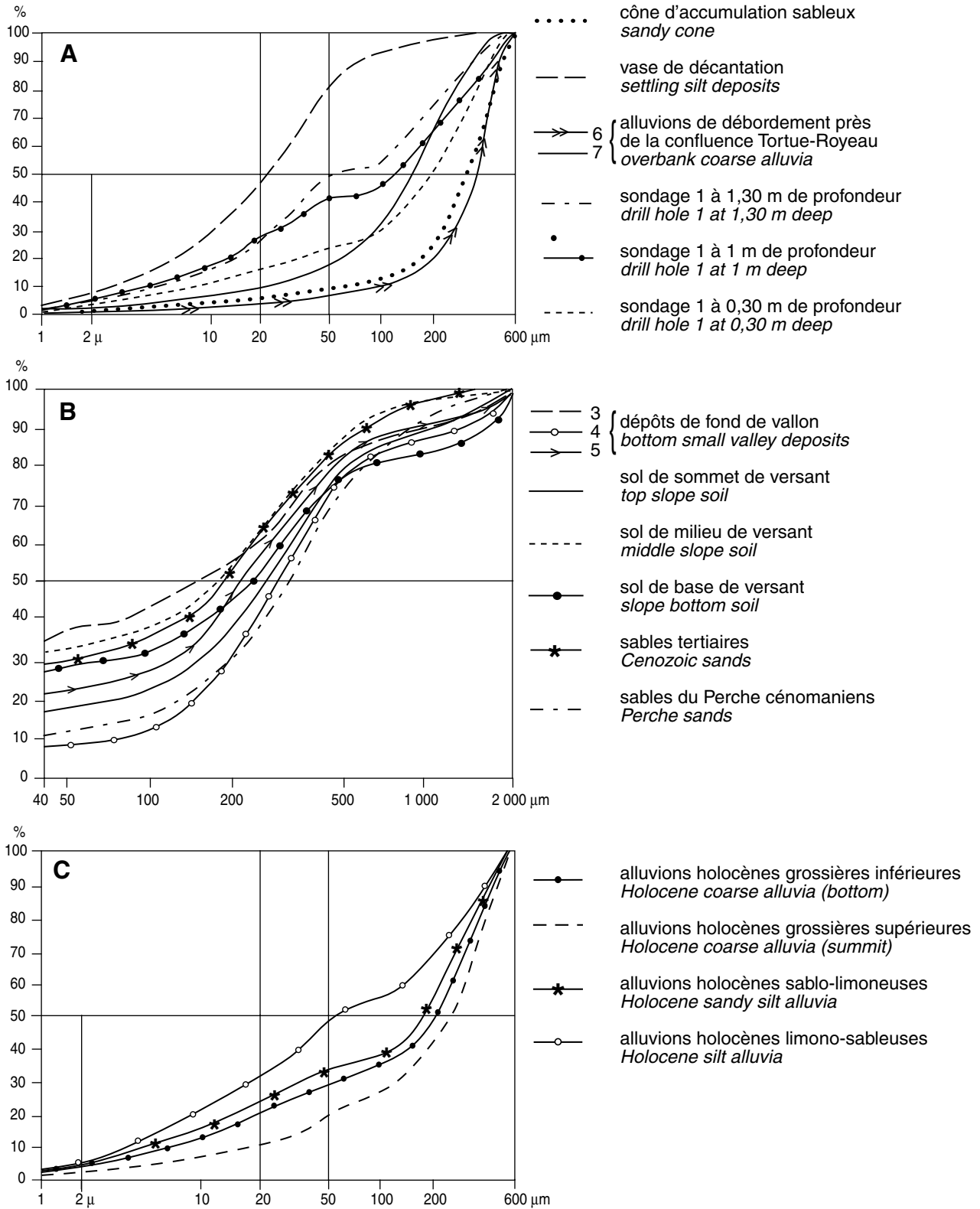


FIGURE 6. Courbes granulométriques. A. Dépôts actuels et récents. B. Granulométries faites par J. Monnier (1992). C. Dépôts de remplissage. *Grain size distributions. A. Present and recent deposits. B. Distributions made by J. Monnier (1992). C. Infilling deposits.*

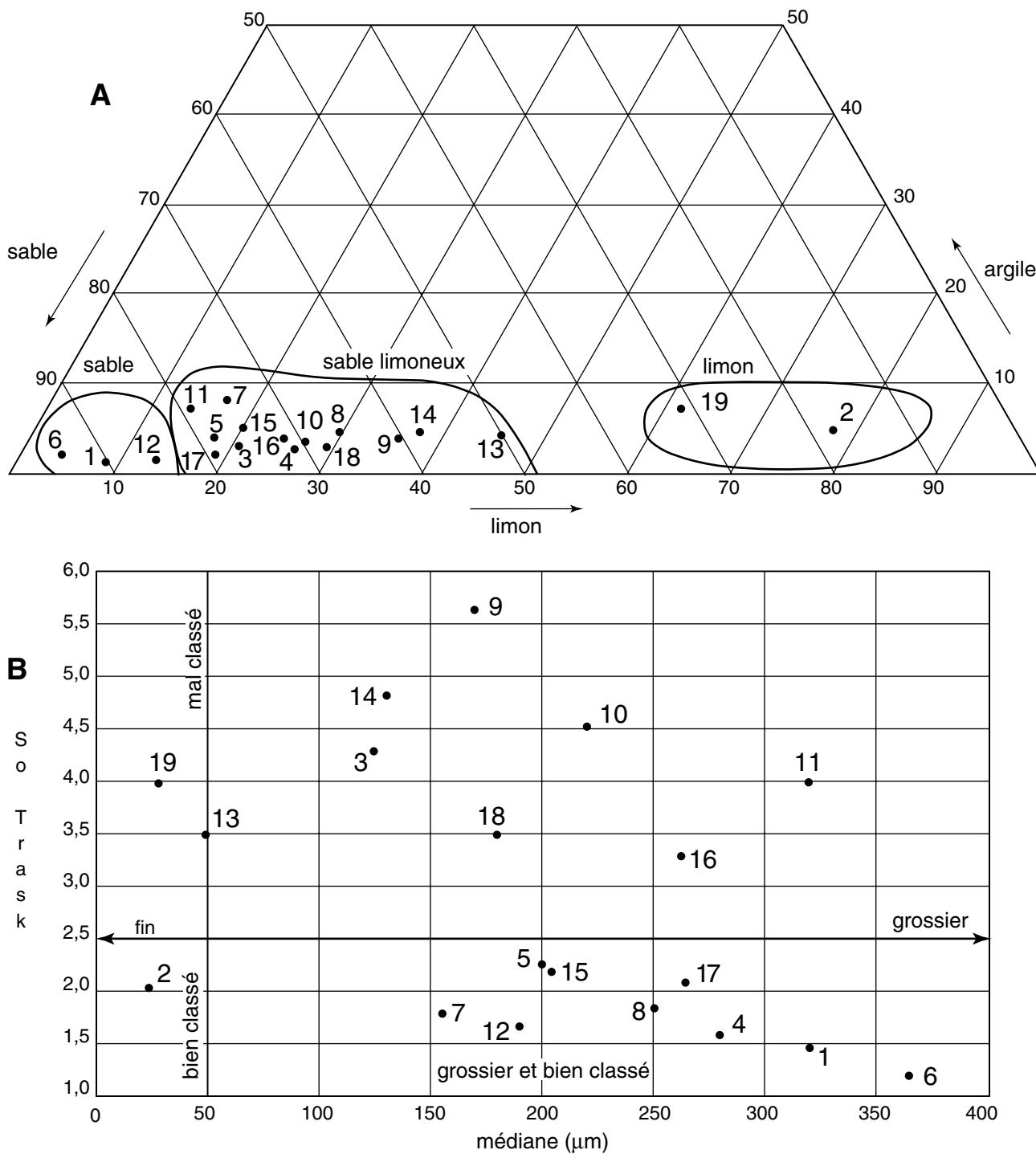


FIGURE 7. Classement des échantillons : A) selon la texture ; B) selon la médiane et l'indice de tri (So Trask). 1 : cône d'accumulation sableux ; 2 : vase de décantation ; 3, 4 et 5 : dépôts de fond de vallon ; 6 et 7 : alluvions de débordement près de la confluence Tortue-Royeau ; 8 : sol de sommet de versant ; 9 : sol de milieu de versant ; 10 : sol de base de versant ; 11 : sables tertiaires ; 12 : sables du Perche cénomaniens ; 13 : sondage 1 à 1,30 m de profondeur ; 14 : sondage 1 à 1 m de profondeur ; 15 : sondage 1 à 0,30 m de profondeur ; 16 : alluvions holocènes grossières inférieures ; 17 : alluvions holocènes grossières supérieures ; 18 : alluvions holocènes sablo-limoneuses ; 19 : alluvions holocènes limono-sableuses.

Samples sorting A) according to texture ; B) according to median and sorting index. 1: sandy cone; 2: settling silt deposits; 3, 4 and 5: bottom small valley deposits; 6 and 7: overbank coarse alluvia; 8: slope summit soil; 9: middle slope soil; 10: downslope soil; 11: Cenozoic sands; 12: Perche sands; 13: drill hole No. 1 at 1,30 m deep; 14: drill hole No. 1 at 1 m deep; 15: drill hole No. 1 at 0,30 m deep; 16: Holocene coarse alluvia (bottom); 17: Holocene coarse alluvia (summit); 18: Holocene sandy silt alluvia; 19: Holocene silt alluvia.

TABLEAU I

Caractéristiques granulométriques des dépôts actuels et anciens (limons = 2 à 50 µm ; So Trask = √Q3/Q1)

Échantillon	% argiles	% limons	% sables	Médiane (µm)	So Trask
1. cône sableux	1,2	9,2	89,6	320	1,45
2. vase décantation	6,2	76,2	17,6	24	2,04
3. amont fond de vallon	3,6	21	75,4	130	4,83
4. milieu fond de vallon	3,5	25	71,5	280	1,6
5. aval fond de vallon	3,2	18	78,8	200	2,27
6. alluvions de débordement	3	5,2	91,8	363	1,2
7. alluvions de débordement	7,5	16,4	76,1	155	1,8
8. sol de haut de versant	4	30	66	250	1,85
9. sol de milieu de versant	4,5	35	60,5	170	5,65
10. sol de bas de versant	3,6	26	70,4	220	4,53
11. sables tertiaires	7	14	79	320	4
12. sables du Perche	1,4	12,8	85,8	190	1,68
13. sondage 1 à 1,30 m	4,1	46	49,9	50	3,5
14. sondage 1 à 1 m	4,3	37	58,7	125	4,3
15. sondage 1 à 0,30 m	3,1	20	76,9	204	2,2
16. dépôts grossiers inférieurs	3,6	25,4	71	263	3,3
17. dépôts grossiers supérieurs	1,4	18,9	79,7	263	2,1
18. dépôts sablo-limoneux	2,9	29,4	67,7	180	3,5
19. dépôts limono-sableux	7	62,4	30,6	28	4

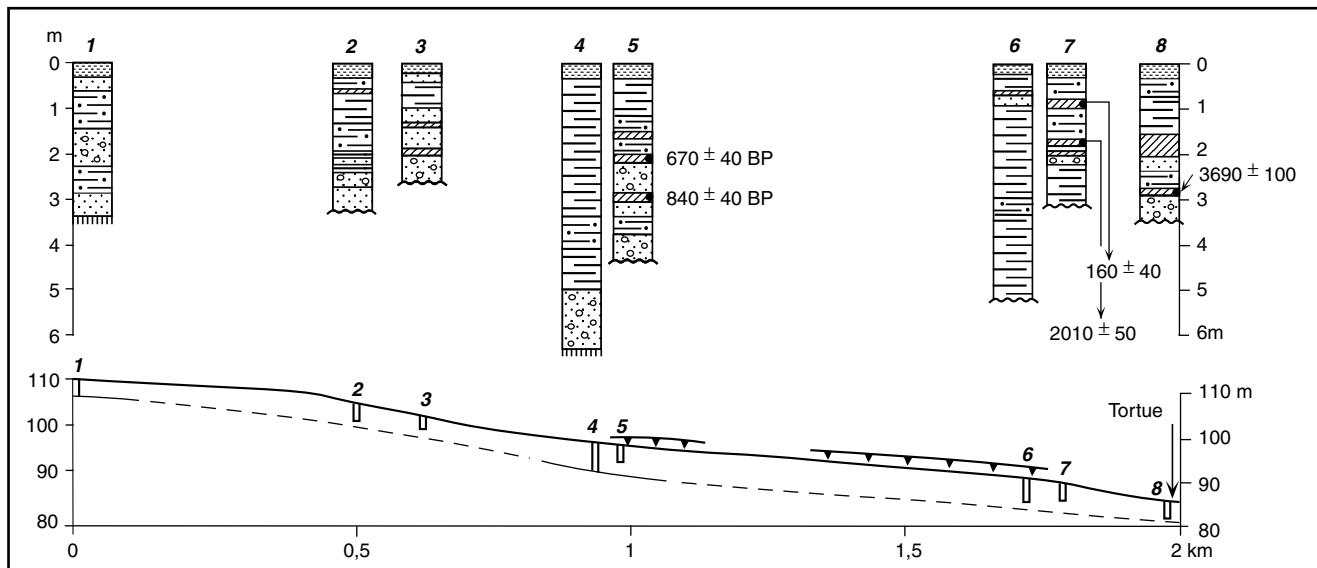


FIGURE 8. Lithostratigraphie du remblaiement holocène du vallon du Royeau et de la vallée de la Tortue. *Lithostratigraphy of Holocene formations filling up of the Royeau and Tortue valley bottoms.*

sans obstacles et de l'épaisseur de la lame ruisselée (De Ploey, 1983 ; Bryan et Poesen, 1989). Sur les hauts de versants convexes, 150 mètres sans obstacles sont nécessaires pour qu'un système rigoles-ravineaux puisse démarrer, ceci dans une gamme de pentes de 5 à 10%. Sur de longues pentes, supérieures à 250 m, de profondes ravines peuvent s'ouvrir lors d'épisodes pluvieux importants. Aussi, l'agrandissement des parcelles de culture favorise donc bien l'incision.

LES FACTEURS AGGRAVANTS DE LA MORPHOGENÈSE

La localisation des formes d'érosion et d'accumulation ne se fait pas de manière aléatoire. En Belgique centrale, Vandaele *et al.* (1996) montrent que la localisation des ravins temporaires dépend de la surface de l'impluvium en amont de la tête de ravin et de la pente critique nécessaire à l'incision par le ruissellement concentré. En Sarthe, les ravinements sont toujours situés sur les parcelles à faible couverture végétale : maïs et tournesol au printemps, blé, orge, voire chaume de maïs en automne et en hiver. On ne rencontre jamais de ravineaux dans les prairies. Par contre, les atterrissements débordent fréquemment sur ces dernières et mêmes dans les parcelles boisées. Les dommages importants ne concernent que les secteurs pentus, mais c'est plus la microtopographie que les fortes pentes qui conditionne les dégâts. Ainsi, les incisions se localisent dans les ensemencements favorables à la concentration du ruissellement. Le profil transversal des incisions dépend beaucoup de la lithologie : il dessine un V dans les argiles à silex, un U dans les sables dont les bordures s'effondrent facilement.

Lors des épisodes catastrophiques, la concentration du ruissellement en fonction de la micro-topographie aboutit à une hiérarchisation de flots boueux dont la compétence permet le transport d'éléments grossiers. Ainsi, les matériaux arrachés sur les versants et dans le fond des vallons sont transportés jusqu'aux rivières principales ainsi que l'atteste le faciès grossier des dépôts de débordement dans la zone de confluence du Royeau et de la Tortue (fig. 5). Ces transports longitudinaux modifient la dynamique fluviale de ces cours d'eau qui, encombrés de bancs sablo-caillouteux, deviennent à fond mobile. Les coefficients d'écoulement varient fortement d'un épisode à l'autre : très faibles (moins de 2%) en 1988 et 1990, ils montent à plus de 30% en 1995. Ces différences s'expliquent par l'état hydrique des sols précédant les événements pluvieux : au printemps 1988 et 1990, les sols étaient bien ressuyés, alors qu'en hiver 1995, ils étaient entièrement saturés. Les crues sont aussi accentuées par le rôle des aires contributives (Dunne *et al.*, 1975) qui correspondent aux zones gorgées d'eau des fonds de vallée : les pluies qui tombent sur ces zones arrivent presque en totalité dans les cours d'eau. La conjonction du ruissellement superficiel sur les versants et de celui des aires contributives explique le fort coefficient d'écoulement (37%) mesuré pour la Tortue.

L'observation de l'épisode catastrophique de mai 1990 dans le vallon de Pescheray (Larue, 1991) montre que la longueur de pente sans obstacles au ruissellement détermine le type de formes de ravinement et le type de dépôt (fig. 4). Les versants, longs de 400 m et présentant une déclivité moyenne de 7%, furent entaillés par des ravines de plus d'un mètre de profondeur et distantes d'une cinquantaine de mètres là

où les parcelles occupaient tout le versant. Par contre, là où il était morcelé en trois secteurs par deux talus perpendiculaires à la pente et engendrant des ressauts de 1,50 m de dénivellée, le système morphogénique fut très différent. Bien que le ruissellement n'ait pas été arrêté, les deux obstacles l'ont freiné et étalé, empêchant ainsi sa concentration locale et la genèse de ravines. Épargné par l'incision, le secteur central, cultivé en tournesol, a subi un ruissellement en nappe qui a comblé les interrangs et façonné une surface lisse. Seuls quelques ravineaux ont pu naître sur la parcelle inférieure en pente plus faible (4%), mais sur une plus grande longueur (125 m). En fond de vallon, les dépôts furent dépourvus de silex au droit du versant morcelé, alors qu'ils en renfermaient en abondance au débouché des ravines entaillant tout le versant sans obstacles. Le rôle important des barrières végétales dans la conservation des sédiments érodés dans le bassin versant est également souligné par Beuselinck *et al.* (2000) sur les sols limoneux de Belgique. Les interventions de l'homme déterminent donc bien le passage d'une morphogenèse ménagée à une morphogenèse accélérée.

Ainsi, la distance parcourue par les matériaux grossiers renseigne sur la dynamique érosive opérant dans le bassin versant. Jusqu'à la crise récente, les paysages ruraux sont restés suffisamment morcelés pour empêcher la continuité des flux hydriques de l'amont à l'aval et ainsi limiter les incisions et l'exportation d'éléments grossiers. Actuellement, la disparition de tout obstacle sur les versants favorise la concentration du ruissellement, les incisions et les sorties de matériaux grossiers du bassin versant, lors d'épisodes pluvieux importants.

La restructuration rapide du parcellaire, en détruisant les structures linéaires (haies, talus et fossés associés), expose à l'érosion des pentes très irrégulières, accidentées par les banquettes de culture qui se sont constituées à l'amont des anciennes haies et par les replats structuraux dus aux niveaux gréseux. Les pratiques culturales actuelles, en favorisant le ruissellement de surface induit par le développement de croûtes de battance, favorisent la migration des matériaux meubles qui ne sont plus retenus par les haies. Lors d'épisodes pluvieux exceptionnels, le ruissellement direct atteint les cours d'eau. Les flots turbulents entaillent profondément les banquettes de culture et les apports de sables plus ou moins grossiers retardent l'incision des drains principaux. Les sables enlevés aux portions de versants soumises à l'écoulement concentré atteignent les cours d'eau qui, plus chargés, accumulent au fond de leur lit et commencent à saper leurs berges. La tendance au creusement vertical des cours principaux apparaît bloquée. Sur les pentes, au contraire, du fait de la répétition des crises érosives, l'érosion linéaire l'emporte et les ravinements atteignent fréquemment la roche mère : argile à silex, colluvions périglaciaires et sables du Perche. La morphogenèse accélérée tend ainsi à régulariser les versants par un décapage rapide des banquettes de culture accumulées depuis les débuts de l'anthropisation.

LES MESURES PRÉVENTIVES

La compréhension de ce risque de morphogenèse accélérée permet de proposer des mesures préventives qui ne pourront être appliquées que par concertation entre les agriculteurs

et les collectivités locales. C'est dans le cadre du bassin versant élémentaire, qui commande le ruissellement, que deux types de mesures sont préconisées.

Les actions agronomiques visent à réduire l'action directe de la pluie, à rendre le sol plus perméable et plus résistant à l'ablation et à ralentir le ruissellement dès l'amont. Pour cela, il convient d'améliorer la stabilité de la structure des sols sableux trop particuliers en leur apportant de la chaux et de la matière organique, de maintenir la rugosité de la surface du sol cultivé, ainsi qu'un maximum de couverture végétale et de réorganiser les parcelles culturales dans le bassin versant.

Plusieurs mesures commencent à être appliquées en Sarthe. Le broyage des résidus de maïs après la récolte donne un paillage efficace qui protège bien le sol lors des pluies d'hiver. L'introduction de cultures dérobées (seigle ou moutarde) entre le blé et la culture de printemps joue un rôle identique et, en plus, ces engrais verts absorbent les nitrates en excès et enrichissent le sol en matière organique lors de leur enfouissement. Toutefois, cette technique efficace est peu répandue car elle est coûteuse en temps et en argent. Un moindre émiettement du sol lors de la préparation des lits de semence ralentit la formation des croûtes. Le semis direct du maïs est pratiqué sur une parcelle expérimentale par un agriculteur du Breil-sur-Mérize grâce à l'aide de la Chambre d'Agriculture : la baisse minime du rendement est largement compensée par la réduction des pertes de terre, mais les investissements en matériel ne pourraient être supportés que dans le cadre d'une coopérative. Par contre, le labour selon les courbes de niveau, en général recommandé, est très difficile à réaliser en raison du système complexe des pentes.

Pour limiter le ruissellement, il faut tenir compte de la situation topographique des parcelles dans le bassin versant, afin d'éviter que des surfaces imperméabilisées ne ruissellent sur des terres fraîchement ameublées. Ainsi la culture de maïs à l'aval d'une parcelle de blé est déconseillée. L'alternance sur un même versant de cultures différentes contribue à limiter les incisions, mais demande une concertation entre agriculteurs. Pour diminuer la longueur des pentes sans obstacles, les haies et les talus ont montré leur efficacité. Si le retour au bocage est impossible à envisager dans la conjoncture européenne pour des raisons de rentabilité, le maintien de quelques haies perpendiculaires à la pente est fortement conseillé pour ralentir le ruissellement concentré : si les travaux de remembrement ont arasé méthodiquement haies et talus sur la commune de Bouloire, les aménagements programmés sur celle de Thorigné-sur-Dué conservent certaines barrières végétales.

Ainsi, les mesures agronomiques bien conduites limitent le ruissellement, l'exportation de terre et les incisions, mais ne peuvent empêcher les inondations en cas de précipitations exceptionnelles : des aménagements hydrauliques collectifs sont alors nécessaires.

Pour retenir l'eau de ruissellement, des réservoirs peuvent être construits dans les talwegs susceptibles d'engendrer des inondations boueuses dommageables pour de nombreuses habitations (Papy et Douyer, 1988). Ainsi, un barrage de terre a été édifié dans le vallon des Haies afin de limiter les inondations à Thorigné-sur-Dué et, plus en aval, à Connerri.

CONCLUSION

Dans les régions sableuses de l'ouest du Bassin parisien, la dynamique des versants a enregistré trois étapes successives à l'Holocène : 1) avant l'anthropisation des milieux, la pente des versants était régulière ; 2) l'anthropisation a favorisé une morphogenèse ménagée qui a irrégularisé les versants en développant des banquettes de culture et en remblayant les fonds de vallon ; 3) la morphogenèse accélérée actuelle stimule les incisions hiérarchisées et tend à régulariser à nouveau les versants.

Pour Neboît-Guilhot (1999), l'érosion accélérée, depuis les années 1980 en Europe occidentale, résulte de la mutation d'un système morphogénique déjà artificialisé : des formes individualisées de creusement s'ajouteraient aux manifestations plus anciennes de l'érosion diffuse. Dans la région étudiée, l'érosion diffuse coexiste avec le ravinement hiérarchisé, mais lors des épisodes catastrophiques, la morphogenèse accélérée n'occupe pas encore tout l'espace, comme l'exemple du vallon de Pescheray l'a démontré. Néanmoins, la restructuration du parcellaire et la modification des pratiques culturales, en contribuant à affaiblir la couverture végétale, à rendre les sols plus particuliers et surtout, à supprimer les principaux obstacles à l'écoulement, accroît le risque de morphogenèse accélérée. Ce passage d'une morphogenèse ménagée à une morphogenèse accélérée n'est cependant pas une fatalité, puisque des mesures préventives existent. Leur application dépend d'une bonne concertation entre agriculteurs et collectivités locales.

Cette étude montre que l'analyse du fonctionnement hydrique des bassins versants est un préalable au choix et à la mise en place de mesures curatives et préventives. Toutes les grandes plaines agricoles sont menacées par l'érosion des sols dès que les pratiques culturales sont en inadéquation avec le fonctionnement hydrique des bassins versants. Confrontés aux érosions hydrique et éolienne dès les années 1920-1930, les Américains ont entrepris de nombreuses études (Bennett, 1939 ; Wischmeier et Smith, 1960) qui ont abouti à la généralisation de mesures anti-érosives, mais qui n'ont toutefois pas éliminé tous les risques. Par exemple, au Canada, la dégradation des sols touche encore la vallée du Saint-Laurent et les grandes plaines de l'Ouest (Wicherek et Laverdière, 1993) ainsi que le confirment les variations régionales de la charge en suspension des cours d'eau (Church *et al.*, 1999).

REMERCIEMENTS

Nous remercions M. Fontugne (laboratoire de Gif-sur-Yvette) qui a réalisé les datations au ¹⁴C, M. Marandola (Paris XII) pour la mise au net des figures, ainsi que B. Hétu, D. St-Onge et M. Church qui, par leurs commentaires et suggestions, ont permis d'améliorer cet article.

RÉFÉRENCES

- Bennett, H.H., 1939. Soil Conservation. Mc Graw Hill, New York, 993 p.
- Beuselinck, L., Steegen, A., Govers, G., Nachtergaele, J., Takken, I. et Poesen, J., 2000. Characteristics of sediment deposits formed by intense rainfall events in small catchments in the Belgian Loam Belt. *Geomorphology*, 32 : 69-82.

- Biro, P., 1981. Les processus d'érosion à la surface des continents. Masson, Paris, 607 p.
- Boiffin, J., 1984. La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies. Thèse de docteur-ingénieur, Institut National Agronomique, Paris-Grignon, 320 p.
- Boiffin, J., Papy, F. et Peyre, Y., 1986. Système de production, système de culture et risques d'érosion dans le Pays de Caux. Rapport, Ministère de l'Agriculture, Institut National Agronomique, Paris-Grignon, 154 p.
- Boiffin, J., Papy, F. et Eimberck, M., 1988. Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré. I. Analyse des conditions de déclenchement de l'érosion. *Agronomie*, 8 : 663-673.
- Bryan, R.B., 2000. Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology*, 32 : 385-415.
- Bryan, R.B. et Poesen, J., 1989. Laboratory experiments on the influence of slope length on runoff, percolation and rill development. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14 : 211-231.
- Church, M., Ham, D., Hassan, M. et Slaymaker, O., 1999. Fluvial clastic sediment yield in Canada : Scaled analysis. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36, 8 : 1267-1280.
- Delahaye, D. et Hauchard, E., 1998. Analyse spatiale des processus de ruissellement en Pays de Caux au travers de quelques épisodes critiques. *Bulletin de l'Association de Géographes français*, 3 : 306-315.
- De Ploey, J., 1983. Runoff and rill generation on sandy and loamy topsoils. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 46 : 15-23.
- Dufour, J., Gravier, J. et Larue, J.P., 1990. Fortes pluies et érosion des sols : l'orage de mai 1988 dans la Sarthe. *Bulletin de l'Association de Géographes français*, 2 : 159-170.
- Dunne, T., Moore, T.R. et Taylor, C.H., 1975. Recognition and prediction of runoff producing zones in humid regions. *Journal des Sciences hydrologiques*, 10, 3 : 305-327.
- Gilley, J.E., Elliot, W.J., Lafen, J.M. et Simanton, J.R., 1993. Critical shear stress and critical flow rates for initiation of rilling. *Journal of Hydrology*, 142 : 251-71.
- Govers, G., 1991. Rill erosion on arable land in Central Belgium : Rates, controls and predictability. *Catena*, 18 : 133-155.
- Gravier, J., Larue, J.P. et Verague, J., 1989. Érosion des sols et catastrophes naturelles : le cas du bassin du Dué dans l'est du département de la Sarthe. Rapport pour le ministère de l'Environnement, Groupe d'étude des dégradations environnementales et climatiques, Le Mans, 45 p.
- Hjulström, F., 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. *Bulletin of the Geological Institute, University of Uppsala*, 25 : 221-527.
- Igl, M., Mäusbacher, R., Schneider, H. et Baade, J., 2000. Sensitivity of fluvial systems to climate change and human impact, p. 215-233. *In* O. Slaymaker, éd., *Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change*. John Wiley, Chichester, 322 p.
- Juignet, P., 1974. La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif Armoricaïn. Thèse de doctorat de l'Université de Caen, 2 t., 810 p.
- Larue, J.-P., 1991. Érosion des sols cultivés : fatalité ou responsabilité humaine ? L'exemple du vallon de Pescheray. *Noréis*, 151 : 299-307.
- _____. 1992. L'érosion des sols cultivés dans la région de La Flèche (Sarthe, France) : le rôle de l'évolution des paysages ruraux et des façons culturales. *Bulletin de l'Association de Géographes français*, 2 : 127-134.
- _____. 2000. Contribution du ruissellement concentré à l'érosion des sols cultivés de l'ouest du Bassin parisien : l'exemple des bassins du Dué et du Narais. *Ingénieries-eau-agriculture-territoire*, 21 : 51-63.
- _____. 2001. Runoff and interrill erosion on sandy soils under cultivation in the western Paris basin: Mechanisms and an attempt at measurement. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26 : 971-989.
- Larue, J.-P., Leroyer, C. et Mahoué, J.-P., 1996. Les remblaiements de fond de vallons : l'exemple du Royeau dans le bassin de la Sarthe, à l'ouest du Bassin Parisien (France). *Géomorphologie*, 4 : 69-88.
- Larue, J.-P., Mahoué, J.-P. et Monnier, J., 1999. Erosion in cultivated soils and river morphodynamics : The example of the Tortue basin (Sarthe, France). *Geodinamica Acta*, 12 : 57-70.
- Le Bissonnais, Y., Singer, M.J. et Bradford, J.M., 1993. Assessment of soil erodibility : The relationship between soil properties, erosion processes and susceptibility to erosion, p. 87-96. *In* S. Wicherek, éd., *Farm Land Erosion in Temperate Plains Environments and Hills*. Elsevier, 587 p.
- Manning J.V., 1981. The use of soil loss tolerance as a strategy for soil conservation, p. 337-349. *In* R.P.C. Morgan, éd., *Soil Conservation: Problems and Prospects*. John Wiley, Chichester, 576 p.
- Monnier, J., 1992. Comportement des sols sous pluies simulées dans le bassin de Royeau (Sarthe). *Mémoire de maîtrise, Université du Mans*, 119 p.
- Neboît-Guilhot, R., 1999. Autour du concept d'érosion accélérée : l'homme, le temps et la morphogenèse. *Géomorphologie*, 2 : 159-172.
- Papy, F., Boiffin J. et Douyer, C., 1988. Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré. II. Évaluation des possibilités de maîtrise du phénomène dans les exploitations agricoles. *Agronomie*, 9 : 745-756.
- Papy, F. et Douyer, C., 1988. Les déterminants des catastrophes liées au ruissellement des terres agricoles en Pays de Caux. *Éditions de l'Institut National de Recherche Agronomique*, 44 p.
- Quansah, K., 1985. The effect of soil types, slope, flow rate and their interactions on detachment by overland flow with and without rain. *Catena Supplement*, 6 : 19-28.
- Stocking, M.A., 1980. Examination of the factors controlling gullies growth, p. 505-520. *In* M.D. Boodt et D. Gabriels, éd., *Assessment of Erosion*. John Wiley, Chichester, 563 p.
- Strahler, A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions of the America Geophysical Union*, 38 : 913-920.
- Valentin, C., 1985. Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de régions subdésertiques. *Études et thèses, Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer, Paris*, 259 p.
- Vandaele, K., Poesen, J., Marques Da Silva, J.R. et Desmet, P., 1996. Rates and predictability of ephemeral gully erosion in two contrasting environments. *Géomorphologie*, 2 : 83-96.
- Verstraeten, G. et Poesen, J., 2001. Factors controlling sediment yield from small intensively cultivated catchments in temperate humid climate. *Geomorphology*, 40 : 123-144.
- Vogt, J. et Yvard, J.C., 1979. Averses, pluies d'orages et érosion des sols dans le sud-ouest du Bassin parisien. *Noréis*, 102 : 219-225.
- Wicherek, S., 1994. L'érosion des grandes plaines agricoles. *La Recherche*, 25, 268 : 880-888.
- Wicherek, S. et Laverdière M.R., 1993. Les terres agricoles du Canada : dégradation et conservation. *Cahiers Agricultures*, 2 : 245-255.
- Wischmeier, W.H. et Smith D.D., 1960. An universal soil loss estimating equation to guide conservation farm planning. *Proceeding of the 7th International Congress of Soil Science Society*, 1 : 418-425.