

Bull. Soc. belge de Géologie	T. 88	fasc. 2	pp. 129-135	Bruxelles 1979
Bull. Belg. Ver. voor Geologie	V. 88	deel 2	blz. 129-135	Brussel 1979

## L'ÉTIREMENT DES MEANDRES ENCAISSÉS PERPENDICULAIREMENT A LA DIRECTION DU CLIVAGE SCHISTEUX : UN PROCESSUS PERIGLACIAIRE.

par G. SERET (\*).

RESUME. - L'influence de la schistosité sur l'orientation et l'étirement des méandres encaissés est bien connue. L'érosion fluviatile latérale est accentuée perpendiculairement à la direction du clivage schisteux. Le pendage de ce clivage influence le processus.

L'examen de tels méandres le long de la Lesse, de l'Ourthe et de la Semois montre qu'il s'agit d'un processus de gélivation périglaciaire, exacerbée dans la zone d'oscillation hivernale du plan d'eau de la rivière. Au niveau le plus bas de cette oscillation s'est développée, à l'abri du gel, une plate-forme subhorizontale adossée aux versants de rive concave.

### INTRODUCTION.

En 1946, A. N. STRAHLER a montré l'influence de la schistosité dans le développement des méandres encaissés. C'est surtout dans les Appalaches qu'il a regroupé ses observations, à la suite desquelles il a émis l'hypothèse d'une résistance différente suivant le plan d'attaque des feuilletts de schiste. "If the rock of the channel wall has cleavage planes parallel with the free surface of the bank the breaking out of cleavage plates will easily be accomplished because the outermost exposed cleavage plates receive little support from their neighbors. Where, on the other hand, the cleavage plates are at right angles to the channel wall they will be much less easily detached because each plate is firmly wedged between its neighbors"... "Thus the stream would be expected to corrade rapidly in the one direction, but slowly in the other" (p.37).

Pour l'auteur, l'agent principal de l'érosion est donc la rivière, dont le pouvoir érosif s'exerce plus efficacement sur la rive concave, dans la section parallèle à la direction du clivage schisteux.

En Belgique, J. ALEXANDRE (1956) puis G. SERET (1956) et A. PISSART (1961) ont retrouvé un étirement comparable des méandres dans les formations schisteuses, respectivement sur l'Ourthe, la Lesse, la Semois.

L'objet de cette note est de montrer que la gélivation périglaciaire est l'agent essentiel de cet étirement des méandres. Le rôle de la rivière se limite au déblayement des débris gélivés.

---

(\* ) Institut Géologique - Université Catholique de Louvain  
B-1348 Louvain la Neuve (Belgique)

## METHODE D'OBSERVATION.

Dès le début de l'hiver 1975-1976, une série de rives concaves a été sélectionnée, sur schistes Famenniens et Frasnien (Lesse et Ourthe), puis en 1977, sur phyllades et quartzophyllades coblenciens (Ourthe). Les rives choisies étaient abruptes et autant que possible, dégagées de tout dépôt de versant, le substratum étant donc à nu. Plusieurs marques verticales de couleur vive et indélébile ont été tracées sur la roche, jusqu'à fleur d'eau. Cette opération a été effectuée en régime d'étiage. Plusieurs de ces marques ont été soigneusement repérées au théodolite. En principe, après une crue importante, on pouvait s'attendre à la disparition progressive des traits de couleur, à la suite d'une érosion due au sapement de la rivière au pied de la rive concave. D'après la méthode de STRAHLER, l'efficacité de ce sapement devait être maximum lorsque la rive est à peu près parallèle à la direction du clivage schisteux.

## PERIODES ET SECTEURS DE L'EROSION MAXIMUM.

L'érosion des marques de couleur s'est produite essentiellement en hiver, durant les périodes de gel intense, par temps sec, c'est-à-dire lorsque le niveau de l'eau était très bas et que les traits de couleur émergeaient. Il s'agissait d'un débitage de plaquettes de schiste par gélivation due à la croissance de lentilles de glace entre les joints de schistosité. Par gravité, les gélifraccts s'accumulaient dans la rivière, au pied de la paroi raide de la rive concave. Occasionnellement, il était possible d'y retrouver des débris de plaquettes colorées, restes des marques tracées sur la paroi.

Vers le bas, le processus se limite au niveau de l'eau, sous lequel la glace ne peut se former. Le niveau de basses eaux d'hiver marque donc la limite inférieure du délitage de la rive concave par gélivation.

Vers le haut, la limite est moins nette. Elle coïncide approximativement avec le niveau des hautes eaux d'hiver. La gélivation semble en outre inopérante lorsqu'une couverture meuble empâte le versant. Il s'agit surtout d'un dépôt hérité de congélation à matrice limoneuse, plus ou moins fixé par la végétation, et sur lequel se développe un rahker. Il est probable que l'hiver, cette couverture meuble abrite efficacement le schiste sous-jacent des alternances gel-dégel, responsables de la gélivation. Lorsque ce dépôt est épais et stabilisé par de gros éléments détritiques, de la dimension du mètre, la zone à gélivation efficace peut même disparaître. Cela s'observe localement au méandre du Tier du Hérou, à Nisramont (d. fig. 1) où la rive concave de l'Ourthe paraît assez bien stabilisée, même dans la zone d'oscillation hivernale du plan d'eau de la rivière.

En bref, le recul du versant de rive concave est maximum l'hiver, dans la zone d'oscillation de la rivière entre le niveau de hautes eaux et celui de basses eaux. Il résulte essentiellement d'une gélivation du schiste dénudé. Une couverture meuble suffisamment stabilisée peut enrayer le mécanisme.

## INFLUENCE DE LA LITHOLOGIE.

Le schiste est particulièrement propice à la gélivation. Les joints du clivage schisteux constituent des zones de faiblesse. L'eau s'y insinue, se transforme en glace dont la croissance des cristaux, orientés perpendiculairement à la schistosité, détermine le délitage des plaquettes. L'emploi sur le terrain d'un petit microscope pétrographique permet aisément de déceler cette orientation assez uniforme des cristaux de glace.

Sur les schistes gréseux, calcaireux et sur les quartzophyllades, l'efficacité du processus est réduite. Les lits plus gréseux restent en micro-relief (par exemple au méandre de Nadrin, au N. de Martinbay - a. fig. 1), de même que les bandes de schistes armés de débris de fossiles (par exemple valves de Spirifer au méandre de Noisieux - c. fig. 1). Pour ces roches, la densité moindre des plans de schistosité restreint l'intensité de la gélivation.

#### INFLUENCE DE LA DISPOSITION DU CLIVAGE SCHISTEUX.

La direction du clivage schisteux et la valeur de son pendage influencent le processus. Comme STRAHLER l'avait déjà reconnu, l'érosion est minime lorsque le cours de la rivière est perpendiculaire à la direction de la schistosité. On l'observe notamment au sud de Grand-Han, sur la rive droite, pour le méandre situé au pied ouest de la Chapelle N. D. de Lourdes (direction ENE 70 de la schistosité et NW30 de l'Ourthe). La paroi pourtant abrupte ne recule guère. Les repères colorés ne se sont effacés que très lentement. Malgré la formation de glace entre les feuilletts de schiste, ceux-ci sont restés solidaires de la paroi au dégel, au lieu de se débiter en plaquettes se détachant et tombant au pied du versant.

Lorsque la paroi est orientée parallèlement à la direction du clivage schisteux, la gélivation détache les feuilletts. Au dégel les plaquettes sont dégagées et s'effondrent dans la rivière. Cette action du dégel peut être quotidienne, par simple insolation du début de l'après-midi, comme observé au N. de Grand-Han, sur la rive gauche de l'Ourthe, au pied du versant du lieu-dit "Sur Côreu". La valeur du pendage du clivage schisteux peut encore accentuer le processus, ou au contraire freiner son action. Un pendage faible permet le délitage du schiste, mais une fois dégagées, les plaquettes sont disposées à peu près à plat, ce qui nuit à leur élimination par gravité. Au contraire, un pendage fort détermine un dégagement de plaquettes en position subverticale, instable, reposant sur la tranche, et tombant au pied de la paroi.

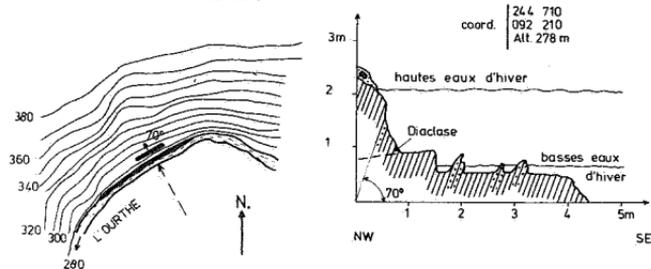
Un pendage fort du clivage schisteux dirigé vers la rive donne une paroi en surplomb, très favorable à la chute des plaquettes gélivées. Le méandre de Martinbay - Nadrin (a. fig. 1) en donne un bon exemple. Un pendage vers la rivière pourrait être moins favorable. Dans ce cas, la rive concave peut correspondre au plan de schistosité, comme le montre le méandre de Noisieux : pente et pendage de 70° (c. fig. 1).

#### INFLUENCE DES DIACLASES.

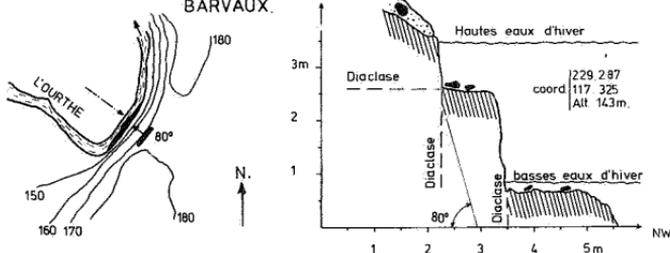
Le réseau des diaclases accentue encore l'aptitude des schistes à la gélivation. Les diaclases dans le schiste favorisent de très légers suintements d'eau, dont le faible débit permet en hiver la transformation en glace. Les plans des diaclases sont ainsi des sites privilégiés de gélivation. Ils correspondent sur les rives concaves des rivières à des encoches étroites et profondes, aux contours rectilignes, dont les parois suivent exactement le tracé des diaclases. Le méandre au sud de Grand-Han, au pied de la Chapelle N. D. de Lourdes, en offre un bon exemple, d'autant plus que, comme vu ci-avant, la direction du clivage schisteux n'est pas propice au recul de la paroi, de telle sorte que la gélivation le long des diaclases reste le processus prépondérant.

Le méandre de Bohon-Barvaux (b. fig. 1) montre l'influence combinée de la schistosité et d'un réseau de diaclases. Un replat dans la zone d'oscillation du plan d'eau de l'Ourthe marque le recul accéléré de la rive concave. Cette forme de détail s'accompagne d'assez nombreux gélifracsts en attente de prise en charge par la rivière. A l'aval du méandre de Hour (e. fig. 1), la rive gauche de la

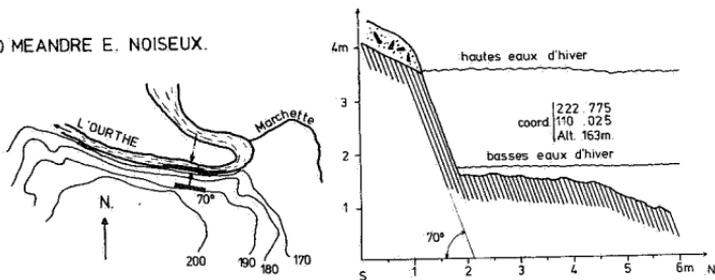
a) MEANDRE N MARTINBAY.  
NADRIN.



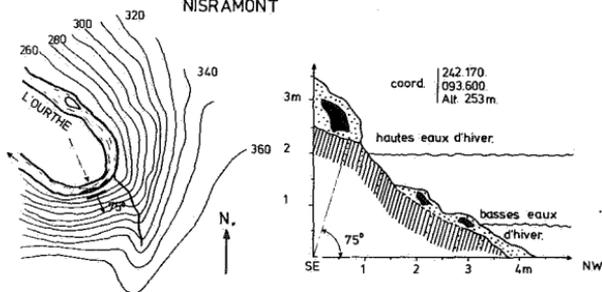
b). MEANDRE DE BOHON.  
BARVAUX.



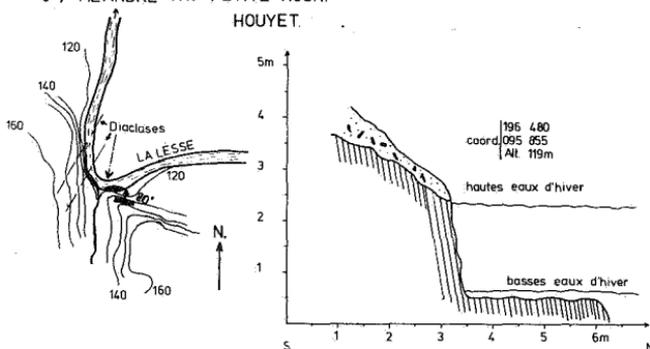
c) MEANDRE E. NOISEUX.



d) MEANDRE DU TIER DU HEROU  
NISRAMONT

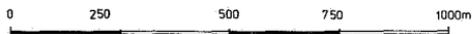


e) MEANDRE NW PETITE HOUR.  
HOUYET.



LEGENDE. Fig.1.

- SCHISTES ET PHYLLADES.
  - QUARTZOPHYLLADES.
  - PLATE-FORME DE PIED DE RIVE CONCAVE.
  - DIRECTION ET VALEUR DU PENDAGE DU CLIVAGE SCHISTEUX PRINCIPAL.
  - GELIFRACT ET DEPOT DE VERSANT.
  - DIACLASE
  - ORIENTATION DES PROFILS
- EQUIDISTANCE: 10m.



Lesse, à tracé sud-nord, montre dans le détail un découpage en dents de scie, où se recourent les directions WNW-ESE 105 du clivage schisteux et SW-NE 30 de diaclases subverticales.

#### PLATE-FORME DE PIED DE RIVE CONCAVE.

Les portions de rive concave des méandres orientées parallèlement à la direction du clivage schisteux présentent donc les conditions les plus propices au recul accéléré de la paroi. Ce recul par gélivation s'opère essentiellement dans la zone d'oscillation hivernale du plan d'eau de la rivière. A la base de cette zone d'oscillation, l'élaboration d'une plate-forme subhorizontale marque la limite inférieure atteinte par le gel au pied de la rive concave. On sait que le gel ne peut pénétrer dans la rivière, où la gélivation est donc exclue.

La largeur de la plate-forme est variable, souvent de plus d'un mètre, parfois de près de trois mètres. C'est pour les schistes à fort pendage du clivage que l'on enregistre les plus fortes largeurs, particulièrement si le pendage orienté vers la rive détermine l'apparition d'un surplomb. Dans ce cas, les plaquettes en porte-à-faux tombent dans la rivière au fur et à mesure de leur gélivation - (méandre de Martinbay - a. fig. 1).

Sur les plates-formes horizontales, un relief de détail en cannelures parallèles à la paroi marque la différence de sensibilité à la gélivation des bandes schisteuses. Les quartzophyllades dominent ainsi de quelques cm les passées de phyllades plus gélifs (méandre de Martinbay - a. fig. 1).

#### LE MECANISME DU RECU DES RIVES CONCAVES SUR SCHISTE.

L'orientation et le pendage propices du clivage schisteux favorisent l'étirement exagéré des méandres encaissés.

En hiver, lors des crues, l'eau imprègne le schiste, notamment par infiltration le long des plans du clivage et le long des diaclases. Lors des périodes ultérieures de gel intense, chez nous généralement contemporaines de sécheresse liée à un régime anticyclonique, le débit des rivières diminue et le plan d'eau se rabat d'un à deux mètres environ. La portion de rive concave ainsi émergée est soumise à la gélivation. Les suintements d'eau accumulée au pied du versant viennent y alimenter de la glace de ségrégation entre les feuillettes de schiste.

Le délitage de ces feuillettes sur les parois sub-verticales, parfois en surplomb, provoque leur chute dans la rivière, au pied de la rive concave, sur une plate-forme subhorizontale développée au niveau inférieur de l'eau en hiver. A la première crue pourra s'opérer l'enlèvement de ces débris. La plate-forme conservée à fleur d'eau, au pied de la rive concave, marque la limite inférieure atteinte par la gélivation.

Si le versant est couvert d'un manteau de débris, l'action du gel ne peut atteindre le substrat sous-jacent et le processus perd de son efficacité. Dans les bassins de l'Ourthe et de la Lesse, plusieurs rives concaves couvertes de débris ont cessé de reculer. La rigueur des conditions périglaciaires hivernales détermine donc l'efficacité du processus, en particulier la profondeur de pénétration des alternances gel-dégel.

## BIBLIOGRAPHIE.

- ALEXANDRE, J. (1956) - Les méandres de l'Ourthe supérieure. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 80, 875-90.
- PISSART, A. (1961) - Les terrasses de la Meuse et de la Semois. La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 84, 1-108.
- SERET, G. (1957) - Les terrasses et les formes associées dans le bassin de la Lesse inférieure. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 80, 355-378.
- STRAHLER, A. N. (1946) - Elongate entrenched meanders of Conodogninet creek Pa. *Amer. Journ. of Sc.*, 244, 31-40.

Note présentée à la séance du  
3 avril 1979.

## BIBLIOGRAPHIE.

- ALEXANDRE, J. (1956) - Les méandres de l'Ourthe supérieure. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 80, B75-90.
- ESART, A. (1961) - Les terrasses de la Meuse et de la Semois. La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 84, 1-108.
- LET, G. (1957) - Les terrasses et les formes associées dans le bassin de la Lesse inférieure. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 80, 355-378.
- HAHLER, A. N. (1946) - Elongate entrenched meanders of Conodogninet creek Pa. *Amer. Journ. of Sc.*, 244, 31-40.

Note présentée à la séance du  
3 avril 1979.

geomorfologen duidelijk geworden dat toekomstige morfogenetische interpretaties zullen moeten geschraagd worden door een betere kennis van de intrinsieke mechanismen van de erosie- en sedimentatieprocessen. Dit alles verklaart de groeiende belangstelling voor veldstudies en laboratoriumonderzoek dat aktualistisch geïntereerd is.

## EROSIE OP AKKERGRONDEN EN DUINEN.

### Zandgronden.

Zandgronden zijn zeer gevoelig voor verslemping zoals reeds in Nederland werd vastgesteld (BOEKEL, 1965). Het ontbreken van een kleifractie vermindert aanzienlijk de aggregaatstabiliteit. Druppelimpakt, vooral tijdens stortregens, veroorzaakt likwefactie van de toplaag van de bodems waardoor sheetwash mogelijk wordt (DE PLOEY, 1971). Mede door likwefactie is de infiltratiesnelheid van het regenwater in de toplaag beduidend geringer dan men zou vermoeden op basis van een meting van de doorlaatbaarheidscoëfficiënt  $k$ . Niettemin loopt deze infiltratiesnelheid op tot meerdere tientallen mm/uur neerslagekwivalent zodat afspoeling op zandige gronden veelal slechts sporadisch zal optreden. Wel wordt aangenomen dat pluviale sheetwash een belangrijke rol speelde bij het ontstaan van periglaciale glacijs op zandige tertiaire substraten (DE PLOEY, 1972).

MOEYERSONS en DE PLOEY (1976) hebben een experimenteel bekomen formule voorgesteld voor het spaterosietransport  $Q_\alpha$  op hellingen met hellingsgraad  $\alpha$

$$Q_\alpha = K \cdot \sin \alpha^{0,75} \quad (Q_\alpha \text{ in m}^3/\text{m}^2/\text{jaar}).$$

Voor zandige substraten kan de waarde van de erosiegevoeligheidsfactor  $K$  schommelen tussen 0,05 en 0,1. Op zwakke hellingen van enkele %, zoals in de Kempen, zal  $Q_\alpha$  niet meer bedragen dan 15 kg/m<sup>2</sup>/jaar, gesteld dat de schijnbare dichtheid van de grond 1,5 bedraagt.

Uit recente terreininformatie blijkt dat winderosie episodisch actief kan zijn op akkergronden in de Kempen. Dit houdt verband met het verdwijnen van levende omheiningen waardoor de sleepkracht van de wind in het open landschap toegenomen is. In de zandstreken van Duitsland en Nederland stelt deze winderosie trouwens reële problemen van bodembehoud (KNOTTNERUS en PEERLKAMP, 1972 - RICHTER, 1965).

Op de resterende continentale duinen blijkt winderosie soms minder belangrijk te zijn dan regenerosie. Dit werd vastgesteld op het duinstation-Kalmthout, gedurende de periode 1973-1978. De totale jaarlijkse deflatie bedroeg er niet meer dan 100 u/jaar en op de meeste plaatsen is het bedrag van de jaarlijkse ablatie-akkumulatie ter orde van 1-2 mm/jaar. Winderosie kan voorkomen tijdens hevige winterstormen met slagregens. Daarbij wordt makkelijk 2-5 mm grint in saltatie vervoerd (DE PLOEY, 1977). De infiltratiecapaciteit van duingronden kan periodisch fel afnemen wanneer het duin gekoloniseerd wordt door wieren, met een hydrofoob effect op de toplaag.

### Zandleem- en leemgronden.

Hier wordt de regenerosie potentieel geactiveerd door de toegenomen reliefe-energie. Op akkergronden in Haspengouw kan de erosie oplopen tot 15 ton/ha/jaar (BOLLINNE, 1977). Zulks betekent dat de ablatie 1 mm/jaar bedraagt, wat aanzienlijk is. GABRIELS, PAUWELS en DE BOODT (1977) maten in 1974, op een proefveld in de Vlaamse Ardennen, 1, 3 mm ablatie gedurende twee regenrijke herfstmaanden. De erosie kan dus intens zijn ook al is de erosiviteit van de regens, berekend vgl. de Wischmeier EI-index, eerder laag (LAURANT en BOLLINNE, 1976). Deze auteurs wijzen er op dat het erosief vermogen van de regens het grootst is tijdens de zomermaanden. Gelukkig is de bodemprotectie door de vegetatie dan ook het grootst. In het voorjaar biedt winterkoren een meer efficiënte protectie dan suikerbieten.

onaanzienlijke bedrag van 38 cc/ m<sup>2</sup>. Dergelijke metingen kunnen in de toekomst meer inzicht geven omtrent de differentiële gevoeligheid van paleozoische formaties voor congelifraktie en massatransport. EK (1976) heeft er op gewezen dat congelifraktie, afstorting en instorting actief zijn in grotten van de karstmassieven op paleozoisch substraat.

## BESLUITEN.

Er werd heel wat vooruitgang geboekt in de kennis van de erosie en sedimentatie op leem- en zandleemgronden. Er stellen zich daarbij vragen omtrent de variaties van de erosiegevoeligheid van deze gronden i.v.m. de mechanische en fysico-chemische eigenschappen van de bouwlaag. In het onderzoek van de regenerosie worden nu deel-mechanismen zoals slempigheid, spaterosie (ejectie- en transportgevoeligheid), differentiële erosie door afstromend water, drempelvoorwaarden voor rill-erosie en differentiële colluviatie onderscheiden.

Er werd ook een aanvang gemaakt met de studie van de oppervlaktehydrologie en van de hoofdzakelijk diskontinue erosie van beboste gebieden. Opvallend daarbij is het impact van de biologische activiteit op het ritme en op de ruimtelijke verdeling van de erosie.

Men mag verwachten dat winderosie op zandige akkergronden in de toekomst zal toenemen, zulks gelet op de toegenomen openheid van het agrarisch areaal.

Het vermelde onderzoek heeft ook kwartaargeologische implicaties. Het is nu bewezen dat regenerosie in het Weichseliaan-periglaciale milieu actief was. Ook laatglaciale en holocene duinen konden "herwerkt" worden door afspoeling, waardoor de duinvormen afgerond werden. Loessleem blijkt sedimentatiegevoelig, zowel onder regen als bij afterflow en smeltwaterafstroming. De afzettingen zijn steeds gelaagd; daarbij overwegen in de laminae de frakties 0-30 en 0-50 micron, terwijl 30-50 micron laminae uiterst zelden voorkomen. Op het Kalmthoutse duinstation blijkt dat silt en stuifzand bij stormen samen langs de bodem vervoerd worden; ze kunnen dus ook samen neerslaan, zoals dit blijkbaar is gebeurd bij de sedimentatie van de lemige Weichseliaan-dekzanden. Vanuit methodologisch standpunt dient gewezen op het wederzijds aanvullend karakter van veldstudies en laboratoriumonderzoek. Een experimenteel onderzoek is wenselijk zo men de zuiver fysische relaties tussen de verschillende erosieparameters wil verduidelijken. Het veldonderzoek moet in de toekomst vooral gericht zijn op het onderkennen van de variabiliteit van erosie en sedimentatie in ruimte en tijd. Op deze wijze zullen bepaalde erosiesystemen dynamisch kunnen gedefinieerd worden in een bepaald regionaal kader. Hierbij dienen de relaties benadrukt tussen het ecosysteem en de morfogenetische processen.

## BIBLIOGRAFIE.

- ARNOULD-DE BONTRIDDER, O. et PAULIS, L. (1966) - Etude du ravinement holocène en forêt de Soignes. - *Acta Geogr. Lov.*, 4, 182-191.
- BOEKEL, P. (1965) - Karakterisering van de slempigheid van zavelgronden door bepaling van de consistentie. - *Landbouwk. Tijdschrift*, 77, 7, 306-311.
- BOLLINE, A. (1971) - Les rideaux en Hesbaye gembloutoise. - *Bull. Soc. géogr. Liège*, 7, 61-67.
- BOLLINE, A. (1977) - La vitesse de l'érosion sous culture en région limoneuse. *Pédologie*, 27, 2, 191-206.
- BOLLINE, A. (1978) - Study of the importance of splash and wash on cultivated loamy soils of Hesbaye (Belgium). - *Earth Surface Processes*, 3, 71-84.
- DECLERCQ, A. (1972) - Parameteronderzoek betreffende grondverschuivingen op Yperiaan- en Paniseliaan-substraat. - *Tesis Fak.Wet. K.U.Lewen*, 83 p.

- DE PLOEY, J. (1971) - Liquefaction and rainwash. *Z. f. Geomorphologie*, 15, 4, 491-496.
- DE PLOEY, J. (1972) - Enkele bevindingen betreffende erosieprocessen op zandig substraat. *Tijdsch. Belg. Ver. Aardr. st.*, 41, 1, 43-67.
- DE PLOEY, J. (1977) - Some experimental data on slopewash and wind action with reference to Quaternary morphogenesis in Belgium. *Earth Surface Processes*, 2-3, 101-106.
- DE PLOEY, J., SAVAT, J. and MOEYERSONS, J. (1976) - The differential impact of some soil loss factors on flow, runoff creep and rainwash. *Earth Surface Processes*, 1, 151-161.
- DE PLOEY, J. and MÜCHER, H. J. (1979) - A consistency index and rainwash mechanisms on Belgian loamy soils. *Earth Surface Processes (in druk)*.
- EK, C. (1976) - Les phénomènes karstiques. *Géomorphologie de la Belgique*, Chap. 9, 137-157).
- GABRIELS, D., PAUWELS, J. M. and DE BOODT, M. (1977) - A quantitative rill erosion study on a loamy sand in the hilly region of Flanders. *Earth Surface Processes*, 2-3, 267-260.
- GULLENTOPS, F. (1957) - L'évolution du relief depuis la dernière glaciation. - *Tijdsch. Belg. Ver. Aardr. st.* 26, 1, 71-87.
- IMESON, A. C. and JUNGERIUS, P. D. (1974) - Landscape stability in the Luxembourg Ardennes as exemplified by hydrological and (micro)pedological investigations of a catena in an experimental watershed. - *Catena*, 1, 3-4, 273-296.
- IMESON, A. C. and KWAAD, F.J.P.M. (1976) - Some effects of burrowing animals on slope processes in the Luxembourg Ardennes. *Geogr. Annaler*, 58, Ser. A, 4, 317-328.
- IMESON, A. C. (1977) - Splash erosion, animal activity and sediment supply in a small forested Luxembourg catchment. *Earth Surface Processes*, 2, 2-3, 153-160.
- IMESON, A. C. and JUNGERIUS, P. D. (1977) - The widening of valley incisions by soil fall in a forested Keuper area, Luxembourg. *Earth Surface Processes*, 2, 2-3, 141-152.
- KNOTTNERUS, D. J. en PEERLKAMP, P. K. (1972) - Het stuiven van grond, wat er tegen te doen? - *Bedrijfsontwikkeling*, 3, 175-179.
- LAURANT, A. et BOLLINE, A. (1976) - L'érosivité des pluies à Uccle (Belgique). - *Bull. Rech. Agr. Gembloux*, 11, 1-2, 149-168.
- MICHEL, R. (1978) - Etude cryoclastique d'une paroi calcaire à Sprimont (Belgique). *Tijdsch. Belg. Ver. Aardr. st.* 47, 2, 191-200.
- MOEYERSONS, J. and DE PLOEY, J. (1976) - Quantitative data on splash erosion, simulated on unvegetated slopes. *Z. f. Geom.*, *Suppl. Band 25*, 120-131.
- MÜCHER, H. J. and DE PLOEY, J. (1977) - Experimental and micromorphological investigation of erosion and redeposition of loess by water. - *Earth Surface Processes*, 2, 2-3, 117-124.
- RICHTER, G. (1965) - Bodenerosion, Schäden und Gefährdete Gebiete in der Bundesrepublik Deutschland. *Forsch. zur Deutschen Landeskunde*, 152, 592 p.
- SAVAT, J. (1975) - Discharge velocities and total erosion of a calcareous loess: a comparison between pluvial and terminal runoff. - *Revue Géom. dyn.* 4, 113-122.
- VANMAERCKE-GOTTIGNY, M. C. (1967) - De geomorfologische kaart van het Zwalmbekken. *Verh. Kon. Vl. Ak. Kl. Wet.*, 99, 93 p.
- VANMAERCKE-GOTTIGNY, M. C. (1977) - Hellingsmorfometrie en morfodynamische toestand der loesshellingen in Zuid-Oost Vlaanderen. *Verslag Contactgroepen NFWO (Scheik. Nat. Geofysica en Aardwet.)*, 261-273.

Mededeling voorgesteld tijdens  
de zitting van 3 April 1979.