

UNIVERSITE DE LIEGE

LABORATOIRE DE GEOMORPHOLOGIE
ET DE GEOLOGIE DU QUATERNAIRE

LES AGENTS DE TRANSPORT EN MASSE

A. PISSART

1983

UNIVERSITE DE LIEGE

LABORATOIRE DE GEOMORPHOLOGIE
ET DE GEOLOGIE DU QUATERNAIRE

LES AGENTS DE TRANSPORT EN MASSE

A. PISSART

1 9 8 3

LES AGENTS DE TRANSPORT EN MASSE

INTRODUCTION

=====

Les débris de roches libérés par les agents de désagrégation sont, normalement, dans les régions tempérées, évacués par les cours d'eau. Ce sont les agents de transport en masse qui amènent ces débris jusqu'au lit des rivières. Le rôle joué par ces agents dans le façonnement du relief est considérable puisqu'ils sont responsables du modelé des pentes et que celles-ci couvrent la majeure partie du territoire. L'action des agents de transport en masse est toutefois sous la dépendance des rivières. En effet, c'est l'encaissement de celles-ci qui crée les pentes et c'est aussi l'érosion des rivières qui permet aux processus de continuer leur action en éliminant les débris qui arrivent au pied du versant.

La force qui provoque le déplacement des débris est la pesanteur : agissant pratiquement seule, elle détermine l'apparition d'éboulements et forme aussi les accumulations d'éboulis; agissant conjointement avec une faible quantité d'eau infiltrée, elle produit les glissements de terrain, les phénomènes de creep et de solifluxion; agissant par l'eau qui coule librement à la surface du sol, la pesanteur transporte des débris par ruissellement. Nous considérerons successivement dans le présent chapitre chacun de ces agents de transport en masse, dont les vitesses sont très différentes, comme le montre la figure 1.

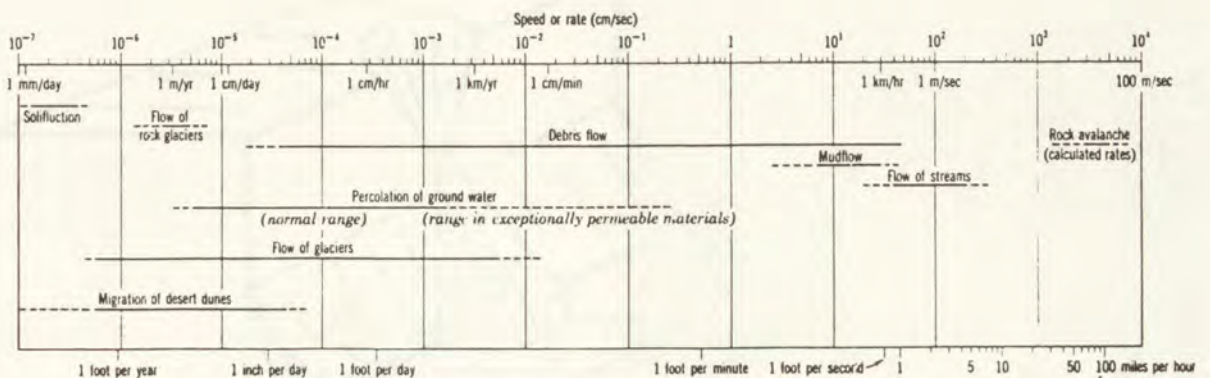


Figure 1: Vitesse de quelques agents de transport en masse (LONGWELL, FLINT, SANDERS, 1969, p.166)

1. LES EBOULIS, EBOULEMENTS, AVALANCHES

A. Eboulis

La première condition pour qu'apparaissent des éboulis est que la pente initiale soit supérieure à la pente du talus naturel, appelée aussi pente du talus d'équilibre. La pente du talus naturel varie selon la nature des roches; elle est généralement comprise entre 28 et 37°.

Sur les pentes abruptes, supérieures à la valeur du talus naturel, lorsque la désagrégation libère un fragment de roche, celui-ci dégringole le long de la pente. Au pied du versant, les débris s'accumulent en talus ou cônes d'éboulis dont le profil est généralement rectiligne ou très faiblement concave (fig.2). Cette concavité résulte du fait que les plus gros blocs roulent plus loin à la surface de l'éboulis et viennent s'accumuler à la partie inférieure de celui-ci.

L'épaisseur des éboulis est généralement beaucoup plus faible que ne le suggère leur aspect extérieur. L'épaisseur de l'accumulation est presque toujours inférieure au 1/10 de la hauteur de l'éboulis. En amont des cônes d'éboulis existent généralement des couloirs ou des ébauches de ravins qui concentrent les débris et dirigent leur chute. Cette morphologie est ainsi très favorable à l'apparition d'avalanches (et parfois des laves torrentielles) qui donnent des éboulis mixtes (éboulis + dépôts d'avalanches).

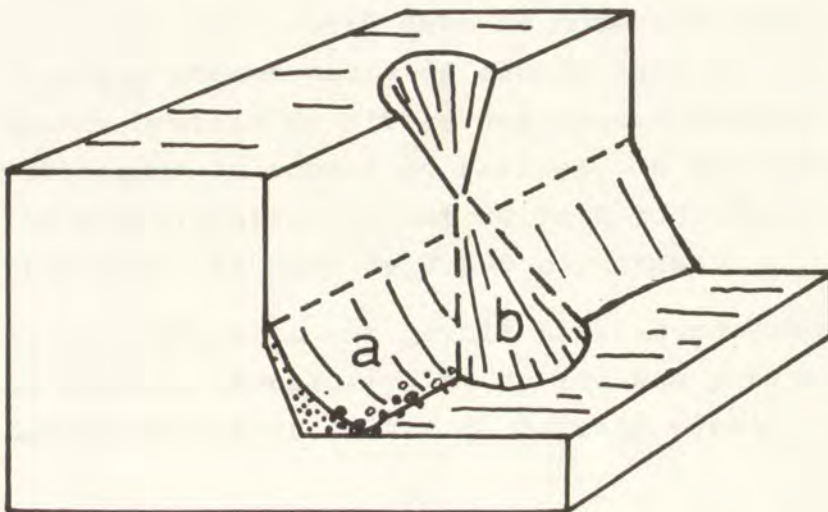


Figure 2

Talus (a),
cône (b)
d'éboulis.

Les pentes sont
fortement
exagérées.

La vitesse de la désagrégation contrôle la croissance des éboulis. L'état de fracturation initial ainsi que la nature lithologique de la paroi conditionnent les dimensions des blocs libérés.

B. Eboulements (rock avalanches)

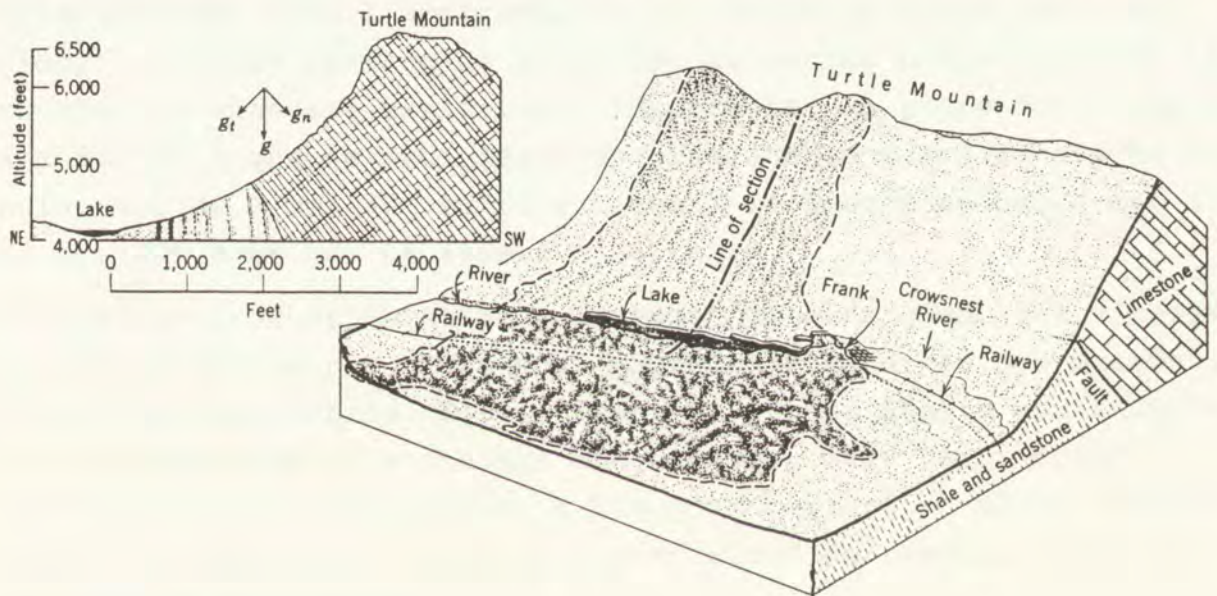
Les éboulements sont des phénomènes beaucoup plus vastes, dus à la rupture d'équilibre d'une importante masse rocheuse. Ils sont généralement déclenchés par des glissements au-dessus d'une surface favorablement disposée - faille, joint de stratification, grande diaclase - à pente semblable et un peu moindre que celle du versant. Le glissement initial est fréquemment facilité par l'existence d'une couche lubrifiante : remplissage argileux de la faille ou de la diaclase, ou encore banc de schiste, de marne ou d'argile rendu glissant suite à l'infiltration des eaux.

De nombreux exemples d'éboulements catastrophiques sont donnés dans les livres de géologie. Un des plus désastreux qui se soit produit est celui qui a eu lieu au nord de l'Italie le 9 octobre 1963. Cet éboulement a dévalé dans un lac artificiel (fig.3) qui avait été créé en 1960 par la construction d'un barrage haut de 265 m dans les gorges du Vaiont, un affluent de la rivière Piave (fleuve qui se jette dans l'Adriatique près de Venise). Un bloc de 1,8 km de long et 1,6 km de large, constituant une masse de 240 millions de m³ est descendu d'un seul coup dans le fond de la vallée en provoquant un choc sismique qui a été enregistré dans de nombreux pays d'Europe. L'arrivée de cette énorme masse de débris dans le lac a provoqué une hausse brutale du niveau des eaux. Celles-ci se sont déversées, par-dessus le sommet du barrage, en des vagues qui ont dépassé 100 m d'élévation et ont détruit tout dans la vallée d'aval, en provoquant la mort de 2.600 personnes.

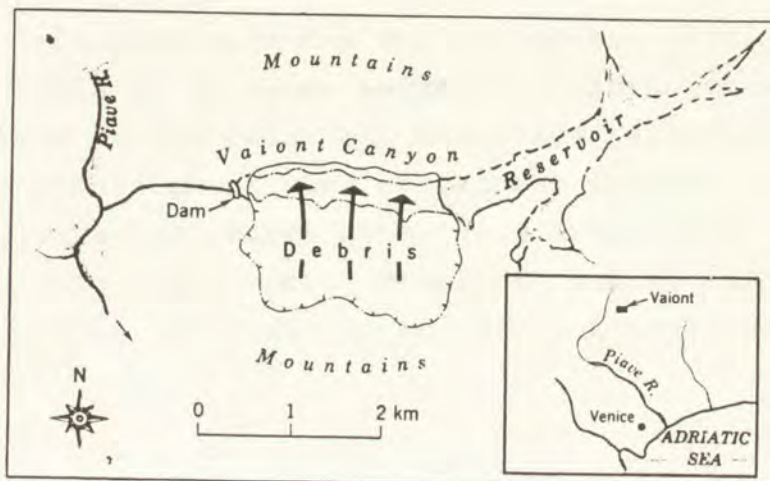
Les enquêtes ont révélé ultérieurement que la roche formée de couches de calcaire et de schiste présentait un très grand nombre de joints. L'eau du barrage pénétrant dans ceux-ci a

changé les conditions de stabilité. Des mouvements se produisaient avant la catastrophe; ils avaient une vitesse moyenne de 1 cm par semaine de 1960 à 1963. En septembre 1963, de très fortes pluies sont tombées pendant 2 semaines; elles ont accéléré le mouvement qui a atteint alors 1 cm par jour, avant que se produise l'éboulement catastrophique.

Figure 3. Exemples d'éboulements
(LONGWELL, FLINT, SANDERS, 1969, p.166)



3a. La catastrophe de Frank (Alberta). 40.000.000 m³ de roches ont dévalé 1.000 m jusqu'à la base de la Turtle Mountain. La ligne de chemin de fer a été détruite sur 2 km. Les débris sont montés sur le versant opposé jusqu'à plus de 120 m au-dessus du niveau du lac. 70 personnes sont mortes dans cette catastrophe.



3b. Schéma montrant la localisation de la catastrophe du Vaiont en 1963.

C. Avalanches de neige

Les avalanches de neige appartiennent à la même catégorie de phénomènes en ce sens qu'elles sont également extrêmement rapides.

Les avalanches sont très fréquentes et provoquent, en moyenne, la mort de 150 personnes par an. Elles sont déclenchées quand la force d'entraînement de la couche de neige est supérieure à celle des frottements dans ou sous la couche neigeuse. Interviennent donc l'épaisseur de la couche de neige, sa cohésion, l'état de surface de la roche, la pente. L'épaisseur de la couche neigeuse est extrêmement importante: la pente doit atteindre 50° pour que se produisent des avalanches quand la couche de neige est de 5 cm; 30° suffisent quand la couche neigeuse est de 15 cm; 22° pour une épaisseur de 50 cm.

Les avalanches de neige poudreuse qui atteignent des vitesses de 200 ou 300 km par heure sont capables d'emporter des maisons, d'arracher des arbres. Elles créent de grands dégâts aux installations humaines et sont fort dangereuses, mais leur action géomorphologique est faible; elles transportent en effet peu de débris de roches, se limitant à une action de ramonage dans les couloirs d'avalanches.

Les avalanches de neige humide sont beaucoup moins rapides (30 à 80 km/h) mais déplacent de beaucoup plus grandes quantités de débris. Elles se produisent parfois lorsque la pluie tombe sur une couverture neigeuse. Au Spitzberg, ce processus serait 10 fois plus efficace que les avalanches de neige poudreuse, bien qu'il soit beaucoup moins fréquent.

La prévision des avalanches est difficile car les conditions au sein de la masse neigeuse, l'arrangement des cristaux de glace et les relations entre les particules de glace varient continuellement. Des avalanches peuvent survenir lorsque se produisent des chutes de neige à très basse température; à ce moment, la neige se comporte comme du sable fin et se met à couler quand la pente est supérieure à l'angle de repos de la neige.

Le plus souvent toutefois les avalanches surviennent plus ou moins longtemps après la précipitation neigeuse. Certaines proviennent de l'affaissement de la neige sous une surface encroûtée qui finit par se trouver en déséquilibre; d'autres résultent de l'apparition d'une couche humide en surface suite soit à une pluie, à l'exposition au soleil ou encore à l'arrivée d'un vent chaud de type "foehn".

La protection contre les avalanches consiste avant tout à éviter les sites où les phénomènes apparaissent. Les événements les plus dangereux sont évidemment les événements exceptionnels qui amènent de très rares avalanches en des sites inhabituels. Le contrôle des avalanches consiste souvent à provoquer leur déclenchement à un moment choisi.

2. GLISSEMENTS DE TERRAIN

=====

A. Introduction

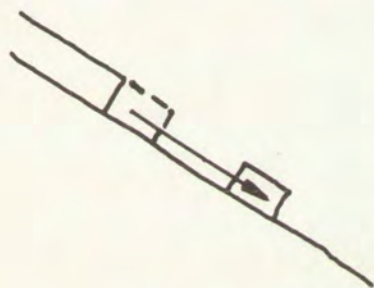
Dans le présent paragraphe, nous ne parlerons que des glissements assez nets pour créer des formes de terrain bien individualisées; les glissements lents du sol qui apparaissent seulement par des signes indirects seront considérés au chapitre suivant, lorsque nous étudierons les phénomènes de creep et de solifluxion.

Des glissements de terrain sont généralement à l'origine des éboulements ainsi que nous venons d'en voir un exemple pour la catastrophe de la vallée du Vaiont en 1963. Habituellement, ils ne provoquent pas d'éboulement car ils prennent naissance sur des pentes inférieures à celle du talus naturel. L'action de l'eau y joue de diverses manières un rôle considérable, ainsi que nous allons le montrer ci-dessous.

B. Types de glissement

Nous pouvons distinguer sommairement 3 types de glissement de terrain, à savoir, d'après la terminologie de Sharpe (1938):

les phénomènes de glissement suivant une surface plane comme, par exemple, le glissement d'une masse de roches selon un plan, sans qu'elle ne subisse une déformation (block glide). On parle en français de glissement en bloc et de glissement en planche (voir fig.4); les phénomènes de slump qui consistent en des glissements selon une surface concave donnant un mouvement rotationnel; les phénomènes de flow se produisent lorsque le matériel déplacé se comporte comme une masse visqueuse (suivant la composition du matériau, on parle de "rock fragment flow, earthflow, debrisflow, mudflow"). Ces mouvements peuvent être très rapides ou fort lents.



Glissement (glide)



Glissement rotationnel
(slump)



Fluage (flow)

Figure 4. Types de glissement

Il est rarement possible de classer un glissement de terrain dans une des catégories étroites mentionnées ci-dessus. Généralement, plusieurs types de mouvements sont associés; ainsi, la figure 5 montre un slump se prolongeant à la partie inférieure par un mouvement du type "flow".

Les glissements de terrain constituent des phénomènes fréquents qui se déclenchent souvent suite à l'intervention humaine. Ces phénomènes peuvent engendrer l'apparition de catastrophes comme la rupture de barrages.

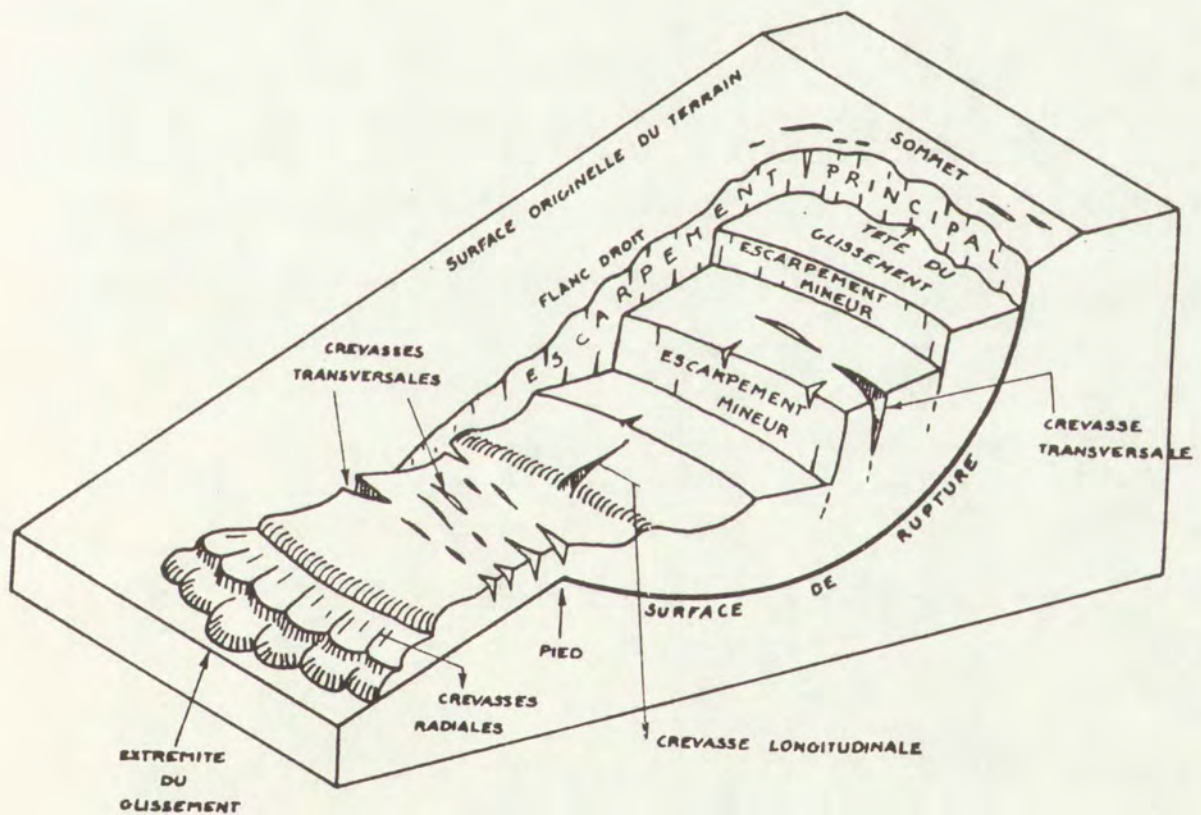


Figure 5. Nomenclature des différentes parties d'un glissement de terrain (TIMMERMANS, 1968, p.10)

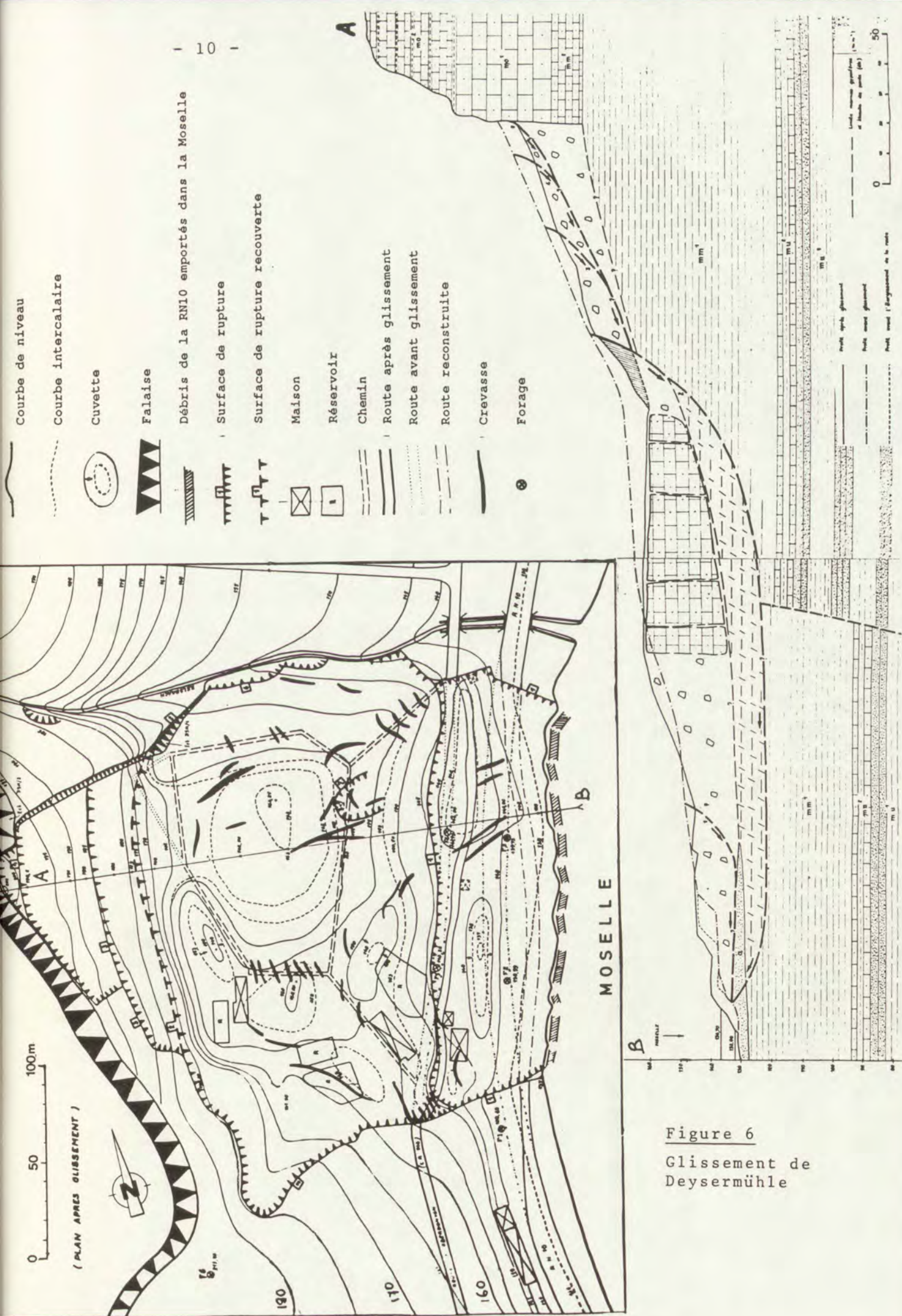
C. Un exemple

A titre d'exemple, nous décrivons maintenant un glissement de terrain caractéristique qui a été étudié par J. TIMMERMANS, dans un travail de fin d'études en sciences géographiques présenté en 1968. Il s'agit d'un glissement apparu en 1964 dans la vallée de la Moselle au Grand-Duché de Luxembourg au lieu dit Deysermühle, à 8 km au sud de la confluence de la Sûre avec la Moselle. La figure 6 présente une coupe géologique au travers de ce glissement de terrain.

Au cours du mois de novembre 1964, des crevasses apparaissent dans les vignobles où le glissement devait survenir. Les murs des maisons qui y sont construites se fissurent. Le 19 décembre, le mouvement qui jusque là était très lent, s'accroît : la route se crevasse et se soulève par endroits de 3 m, les maisons s'écroulent. Au cours de la nuit du 21 au 22 décembre 1964, un grand craquement est entendu par les habitants de la vallée. Le versant a glissé sur 200 m de longueur; il s'est avancé de 15 à 20 m dans la rivière et a dégagé un abrupt de près de 15 m d'élévation en amont. Le 2 janvier 1965, de nouveaux glissements se produisent en amont, se propageant jusqu'au pied de l'abrupt de calcaire et dolomie du Muschelkalk.

Les circonstances qui ont permis le déclenchement de ce glissement de terrain sont diverses. Nous les passerons brièvement en revue :

1. La nature du substratum. Les marnes gypsifères contiennent, à côté d'illite, de la corrensité qui est une argile gonflante voisine de la montmorillonite, extrêmement favorable à l'apparition de tels phénomènes. Le gypse a également une double influence défavorable. Les couches de gypse peuvent former des matelas lubrifiants; l'eau à son contact devient alcaline, ce qui lui permet de pénétrer dans des argiles, autrement imperméables. La présence d'une couche perméable compacte (calcaires dolomitiques) au-dessus des couches argileuses y détermine l'existence d'une nappe aquifère qui alimente des sources débouchant à proximité du glissement de terrain.



- Courbe de niveau
- Courbe intercalaire
- Cuvette
- Falaise
- Débris de la RN10 emportés dans la Moselle
- Surface de rupture
- Surface de rupture recouverte
- Maison
- Réservoir
- Chemin
- Route après glissement
- Route avant glissement
- Route reconstruite
- Crevasse
- Forage

Figure 6
Glissement de Deysermühle

2. L'érosion latérale de la rivière avait, en sapant le pied du versant, engendré sur cette rive concave, un versant fortement incliné.
3. La route passant au pied du glissement avait, au cours de l'année 1964, été élargie de 14 m en entaillant le versant. Le pied du versant a été ainsi déchargé. Par ailleurs, ces travaux ont donné des vibrations qui ont pu intervenir dans le déclenchement du phénomène.
4. Le niveau de la Moselle avait été relevé de 4m50 au milieu de l'été 1964, suite à la construction d'un nouveau barrage-écluse. Ainsi, les eaux de la Moselle ont imbibé le pied du versant, et ce d'autant plus facilement qu'il existait un dépôt fluviatile perméable sous les sédiments descendus du versant.
5. L'été 1964 avait été extrêmement sec (19 mm de précipitations seulement au cours du mois de juillet), tandis que des pluies très abondantes sont tombées par la suite, surtout au cours du mois de septembre. Les eaux de pluie ont trouvé ainsi des fissures de dessiccation qui leur ont permis de pénétrer facilement en profondeur.

D. Les facteurs susceptibles d'intervenir.

L'exemple ci-dessus montre combien les actions qui interviennent pour provoquer le déclenchement de tels phénomènes sont complexes. Très généralement, les glissements ne résultent pas d'une action unique mais de causes diverses qui agissent soit en accroissant l'effort qui tend à provoquer un cisaillement, soit en diminuant la résistance à la rupture. Nous reproduisons ci-dessous un tableau de M.SELBY (1970) passant en revue les principaux facteurs susceptibles d'intervenir dans le déclenchement de glissements de terrain.

Liste des facteurs susceptibles d'expliquer le déclenchement de glissements de terrain

A. Facteurs susceptibles d'accroître l'effort de cisaillement.

1. Enlèvement de supports latéraux :
 - a) érosion fluviale;
 - b) accroissement de la pente par des glissements de terrain;
 - c) excavations humaines.
2. Surcharges :
 - a) neige, eau;
 - b) accumulation anthropique.
3. Efforts temporaires :
 - a) tremblements de terre;
 - b) vibrations anthropiques.
4. Enlèvement de support sous-jacent :
 - a) érosion souterraine par dissolution ou transfert des éléments fins;
 - b) activités minières.
5. Pression latérale :
 - a) eau pénétrant latéralement;
 - b) augmentation de volume d'une argile s'hydratant.

B. Facteurs susceptibles de diminuer la résistance à la rupture.

1. Composition et granulométrie des matériaux
 - a) faible cohérence des matériaux, pouvoir élevé de rétention de l'eau;
 - b) matériaux faiblement compactés;
 - c) grains de forme lisse (minéraux tendres aplatis, tels que mica, schiste, serpentine, talc);
2. Pénétration de l'eau dans les argiles (pluies violentes, eau de la nappe, etc.)
 - a) nature des argiles (en relation avec l'hydratation)
 - b) présence de cations échangeables;
 - c) séchage des argiles (ouvrant des fissures et permettant la pénétration d'eau).
3. Effet de l'eau comprise dans les pores du matériau
 - a) effet de la poussée d'Archimède;
 - b) réduction de la tension capillaire.
4. Structure générale
 - a) discontinuité comme celles dues aux failles, à la strati., à la foliation de schistosité, aux joints;
 - b) spécialement quand discontinuité en pente vers la paroi;
 - c) alternance couches perméables et imperméables.

Certains des facteurs mentionnés ci-dessus méritent d'être un peu explicités.

La figure 7 montre comment la granulométrie, l'arrangement des particules et la forme des grains peuvent intervenir dans la stabilité des matériaux. La granulométrie joue, en outre, un rôle fondamental car le pouvoir de rétention de l'eau en dépend directement.

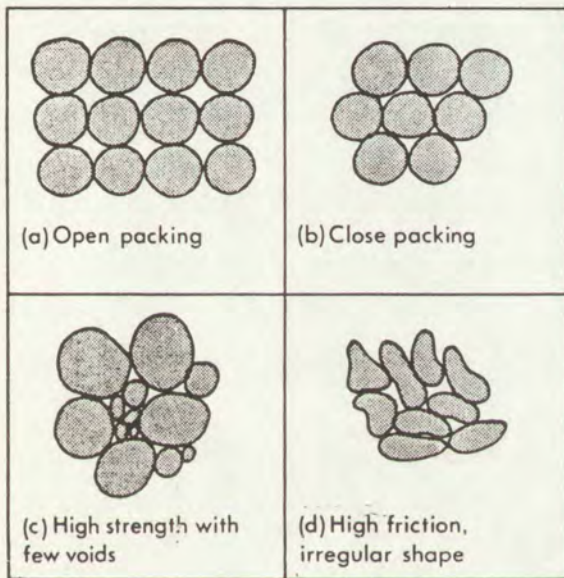


Figure 7

Vue théorique de l'arrangement des particules dans un sol.

(SELBY, 1970, p.37)

Dans les argiles spécialement, la cohésion des particules dépend beaucoup de la quantité d'eau comprise entre elles. A cause de sa structure atomique, la molécule d'eau est chargée positivement à une extrémité, négativement à l'autre. Les molécules d'eau peuvent donc être orientées sous l'action de charges électriques telles celles qui existent dans les argiles. L'effet cohésif d'une telle eau orientée est illustrée sur la figure 8. Les particules d'argile sont liées par les films d'eau adsorbée et des ions de charge positive. Ces liens sont fort importants, car sans eux l'argile ne serait pas cohérente. Dans une boue, les particules sont trop écartées pour que de tels liens existent, car l'importance de la force électrique donnant la cohésion est inversement proportionnelle au carré de la distance de séparation des particules.

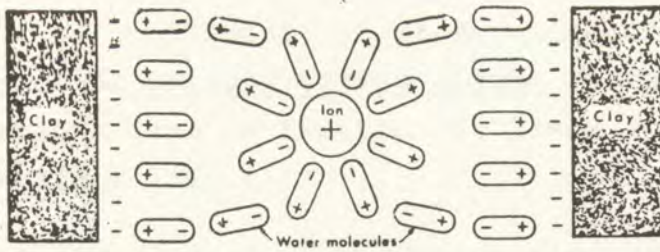


Figure 8

Cohésion des particules d'argile par les molécules de H_2O et un cation.

(SELBY, 1970, p.37)

Le volume d'un sol contenant de l'argile change avec son contenu en eau. Sa possibilité de gonfler par adsorption d'eau à la surface des particules argileuses et entre les feuillets argileux varie considérablement suivant la nature de l'argile. Dans une argile très gonflante, comme la montmorillonite, l'eau pénètre entre chaque feuillet argileux (fig.9). D'autres types d'argile sont également susceptibles d'adsorber de l'eau dans des surfaces internes comme, par exemple, la vermiculite, les chlorites gonflantes, et divers minéraux argileux interstratifiés. D'autres argiles, comme la kaolinite, adsorbent de l'eau uniquement sur leurs surfaces externes et ne sont pas gonflantes. La poussée exercée par des argiles gonflantes est variable mais peut atteindre plusieurs kg par cm^2 , ce qui est assez pour détruire des routes ou des buildings et déterminer des mouvements sur des pentes.

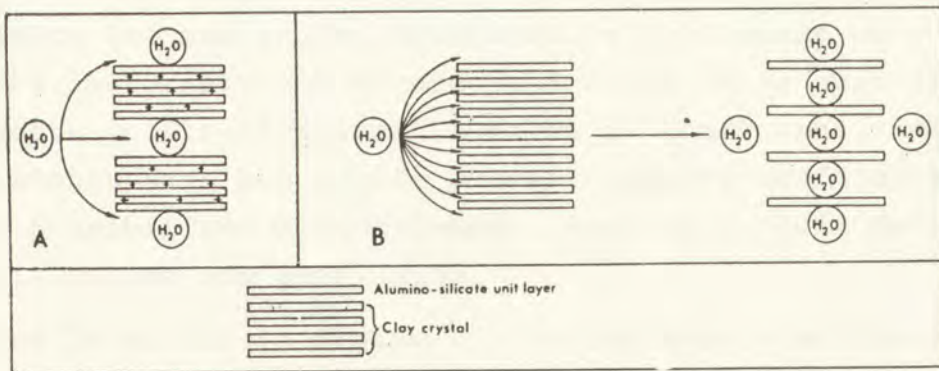


Figure 9. Humidité adsorbée par les minéraux argileux.

A. Argile non gonflante

B. Argile gonflante

(SELBY, 1970, p.35)

Le gonflement par pénétration d'eau varie aussi avec l'existence de cations échangeables, en raison du rôle joué par ces cations dans la fixation de l'eau à la surface des feuillets argileux (fig.8).

Tableau: Surface maximum active de 3 types d'argile et leur changement de volume

<u>Minéral</u>	<u>Surface maximum active en m² par g d'argile</u>	<u>Changement de volume</u>
Montmorillonite ⁽¹⁾	800	très important
Illite	80	moyen
Kaolinite	15	faible

Les possibilités d'adsorber de l'eau augmentent lorsque la valence des cations échangeables diminue. Des ions échangeables monovalents comme le sodium provoquent un gonflement plus important que les ions calcium bivalents.

Ajoutons encore que toute cimentation entre les particules est un facteur essentiel de limitation de l'augmentation de volume des argiles. Des hydroxydes de fer, des carbonates et diverses molécules organiques peuvent constituer les éléments de consolidation. Dans de nombreux cas, on ne sait pas si ces liens entre les particules empêchent le gonflement ou s'ils affectent les propriétés physico-chimiques de la surface, de telle sorte qu'ils réduisent la force du gonflement. Des sels de fer séchés dans une argile peuvent réduire de façon appréciable les possibilités de gonflement; ceci se produit dans quelques montmorillonites non gonflantes.

Comme le montre la figure 10, la résistance au cisaillement dans les minéraux argileux diminue considérablement quand le contenu en eau augmente.

L'influence de l'eau contenue dans les pores du sol est diverse. En l'absence de toute eau, le matériau est cohérent par l'action de la gravité qui maintient les grains les uns contre les autres. Dans un sol à grains fins partiellement saturé, l'eau des capillaires entre grains est tenue sous une pression négative

(1) Un feuillet de montmorillonite a entre 12 et 15 Ångstroms d'épaisseur.

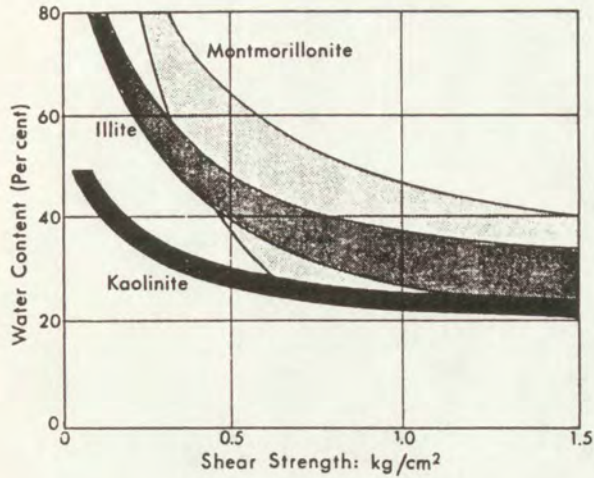


Figure 10

La résistance au cisaillement de différents types d'argile diminue lorsque on augmente le contenu en eau.

(SELBY, 1970, p.40)

qui attire les grains les uns contre les autres et accroît la cohésion (fig.11). Ces tensions capillaires sont évidemment absentes quand le sol est complètement saturé. En outre, à ce moment, joue la force d'Archimède qui, en allégeant le poids du sol, diminue la force exercée verticalement. Si l'eau qui sature le sol est sous pression, elle peut même soulever le sol surincombant en le faisant réellement flotter. Une brusque augmentation de la pression de l'eau dans les vides du sol est un phénomène qui provoque le glissement du sol.

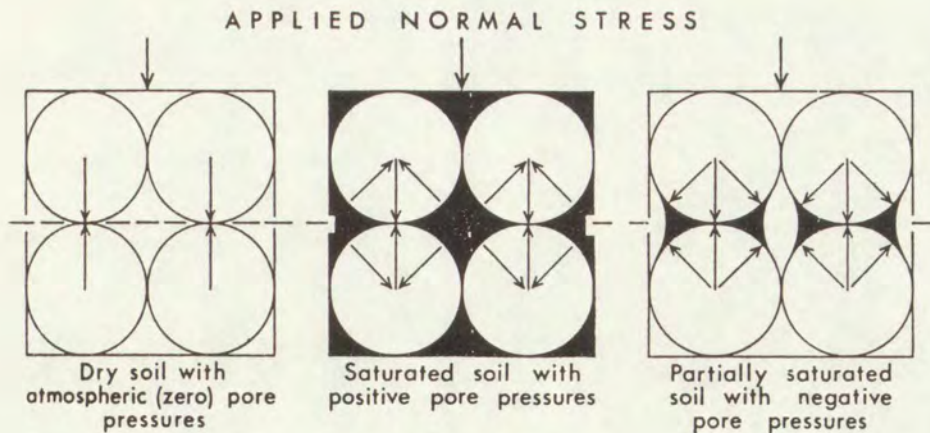


Figure 11. Influence de la quantité d'eau sur la pression existante dans les pores du sol.

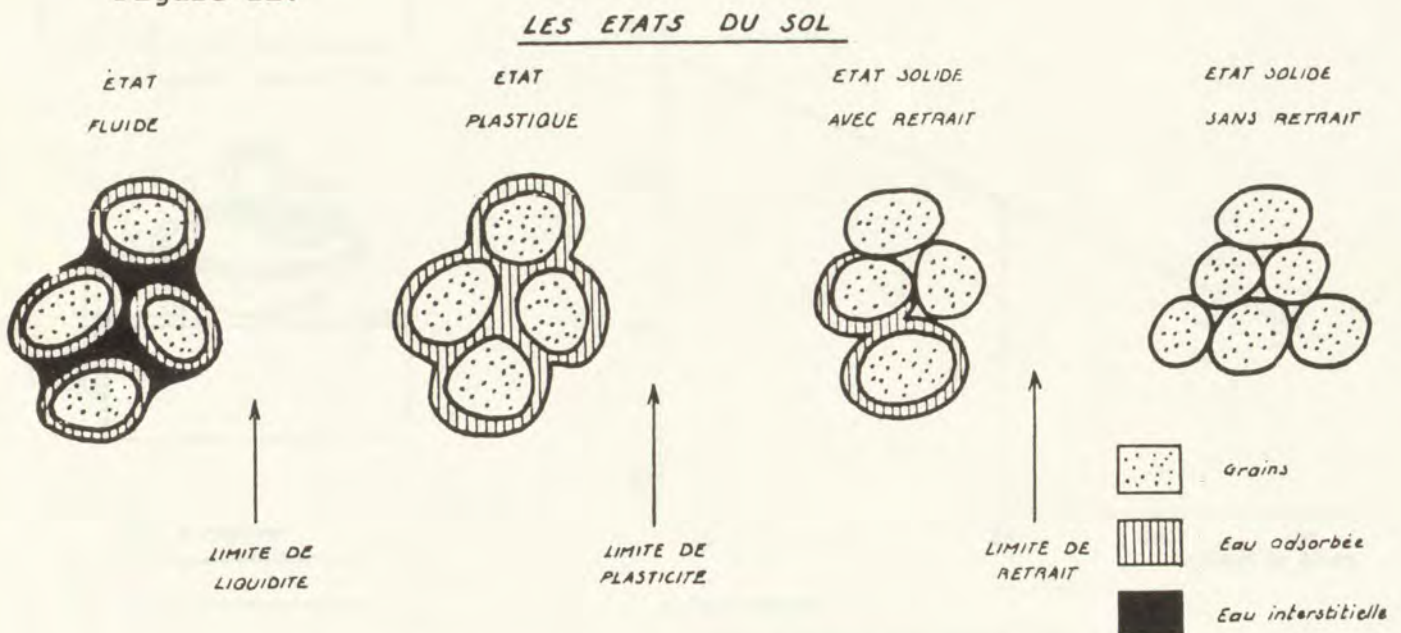
(SELBY, 1970, p.41)

E. Les mesures d'Atterberg

La combinaison des différents facteurs que nous venons d'énumérer et qui font varier la résistance d'un matériau à la déformation est généralement exprimée d'une manière tout à fait empirique par ce que l'on appelle les limites d'Atterberg. Il s'agit de mesures mises au point par des ingénieurs et fondées sur le fait que si l'on provoque une diminution de la quantité d'eau d'un sol saturé, il passe successivement par les états suivants (fig.12):

- a) fluide: la cohésion est faible, le matériau a tendance à couler;
- b) plastique: la cohésion est plus importante; le matériau se déforme largement sans se rompre quand il est soumis à de faibles charges.
- c) solide avec retrait: la déformabilité du matériau est faible; la dessiccation s'accompagne d'une diminution de volume;
- d) solide sans retrait: le matériau ne se déforme plus que très difficilement; l'assèchement ne provoque plus de retrait, de l'air pénétrant au sein du matériau.

Figure 12.



(D'après J. VERDEYEN et V. ROUIN, Stabilité des Terres)

Le passage d'un état à l'autre est évidemment progressif et c'est arbitrairement que des limites ont été fixées. Les essais sont réalisés sur la fraction granulométrique inférieure à 0,42 mm. La mesure de la limite de liquidité, qui est la séparation entre l'état plastique et fluide, est obtenue par l'emploi de la coupelle d'Atterberg (fig.13). Ce petit appareil consiste en un plateau concave qui, après avoir été soulevé de 1 cm retombe sur son support. Dans le plateau a été disposé le matériau que l'on veut étudier. Une entaille de dimension bien déterminée a, au départ, séparé en deux la couche de boue qui y est disposée. La mesure consiste à compter le nombre de chocs nécessaires pour que les deux lèvres de boue se réunissent. La limite de liquidité est le pourcentage d'eau que contient l'échantillon lorsque les lèvres se réunissent après 25 chocs.

La limite de plasticité est le pourcentage d'eau que contient l'échantillon quand, par manque d'eau, la formation d'un fuseau de 3 mm de diamètre n'est plus possible.

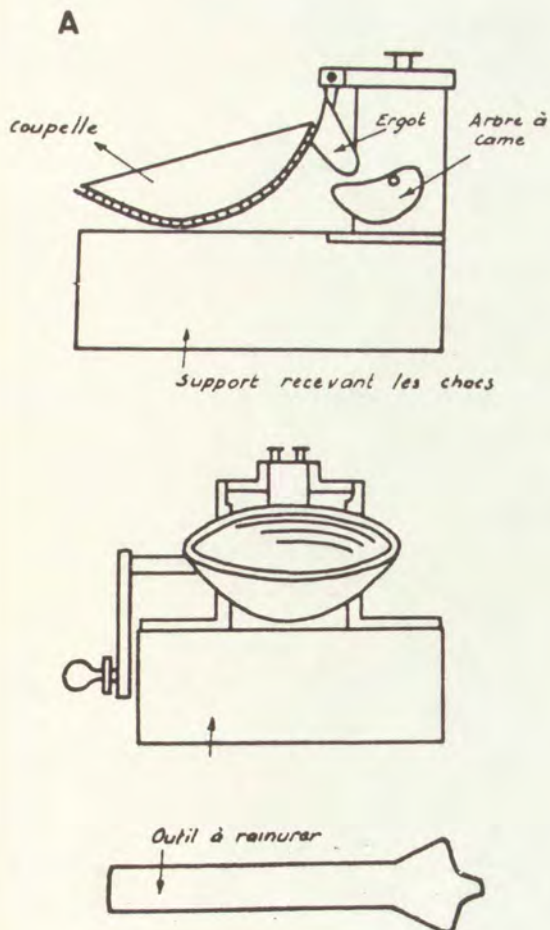
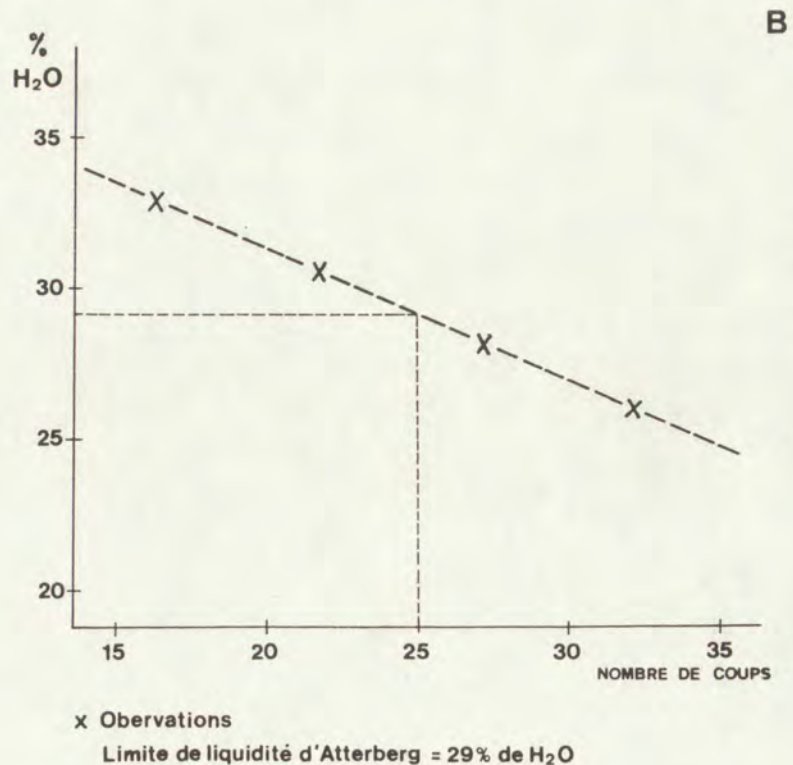


Figure 13. A.Appareil de CASAGRANDE pour mesurer la limite de liquidité. B.Un exemple de la mesure de la limite de liquidité.



La différence entre la limite de liquidité et la limite de plasticité est appelée l'indice de plasticité du sol. Sa valeur est en relation étroite avec le contenu en argile du sol (fig.14).

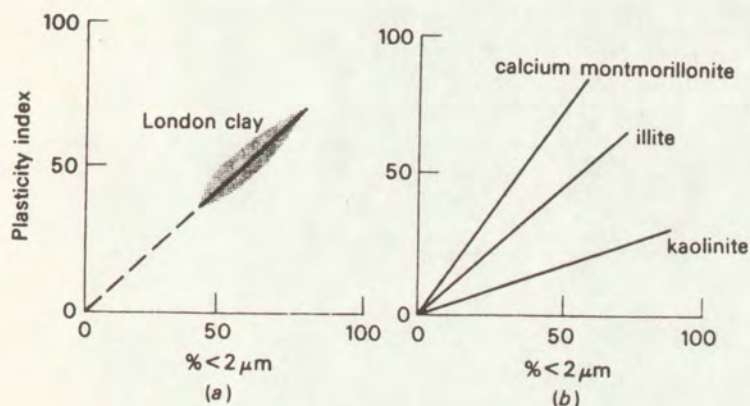


Figure 14

Relation entre l'indice de plasticité et le contenu en argile

(CARSON et KIRKBY, 1972, p.82)

La limite de retrait est mesurée comme le montrent les figures 15 et 16.

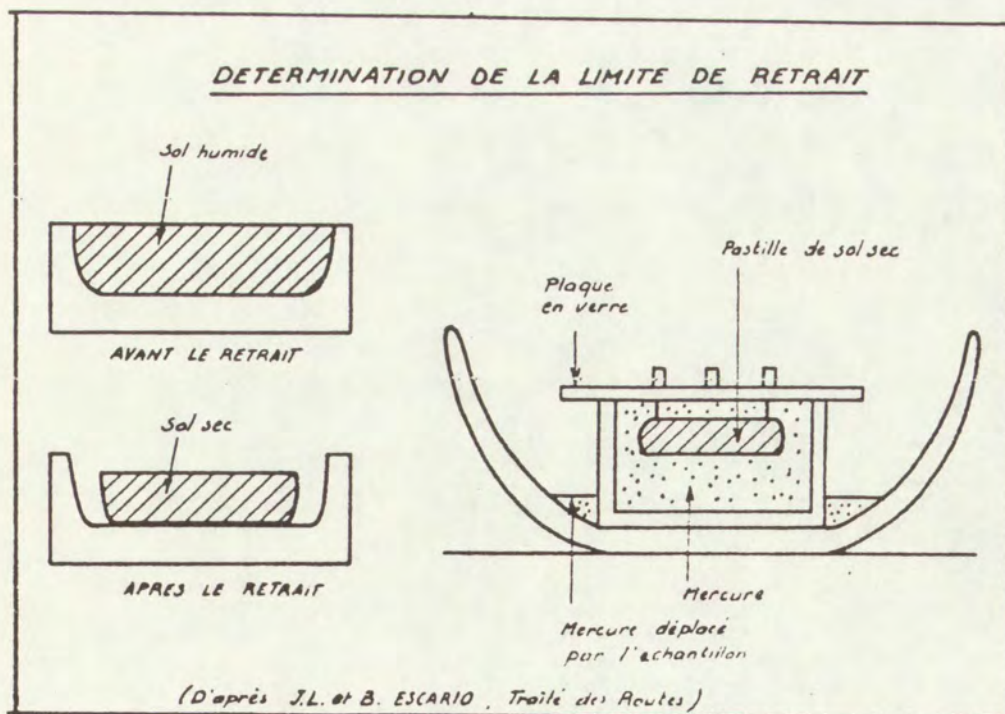


Figure 15.

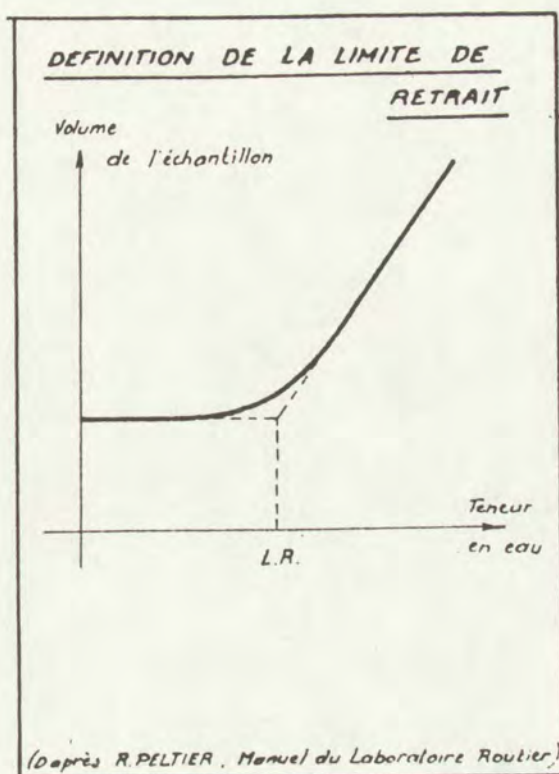


Figure 16.

Ces mesures présentent un vif intérêt pratique. Elles permettent d'estimer la quantité d'eau qui risque de provoquer l'apparition de mouvements de masse.

L'étude du terrain par photographie aérienne permet généralement de déceler les traces de glissements de terrain anciens dans les zones où de tels phénomènes sont susceptibles d'apparaître. Dans le domaine de la prévention des glissements de terrain, une telle étude est souvent très utile.

F. Les glaciers rocheux

Les glaciers rocheux sont des masses importantes de débris qui s'écoulent très lentement comme une masse visqueuse (type flow). Ils se présentent comme "des accumulations détritiques "en forme de lobes ou de langues d'ampleur parfois kilométrique "et de pente axiale variable (20° à quelques degrés). Ces accumulations montrent le plus souvent des structures en bourrelets "bien dessinés, longitudinaux ou transversaux, à convexité tournée vers l'aval, séparés par des sillons, des alignements de "creux ou de puits. Ces appareils sont bordés latéralement par "des rides qui s'allongent en prenant de l'ampleur depuis la

"base des talus ou des couloirs d'éboulis d'amont, jusqu'à la zone frontale de l'accumulation soulignée par un remblai à forte pente externe (30 à 45°) et dont la hauteur peut atteindre parfois une centaine de mètres." (JORDA, 1983). La vitesse d'avancée des glaciers rocheux est généralement de quelques centimètres à quelques décimètres par an.

Il a été démontré récemment que de la glace existe au sein des glaciers rocheux en mouvement. On pense actuellement que celle-ci est indispensable à l'avancée de la masse détritique et l'hypothèse d'un simple écoulement boueux est rejetée.

L'origine de la glace interne est toujours discutée. Il paraît très probable qu'elle provient de neige d'avalanche enfouie dans un éboulis. L'éboulis s'est mis en mouvement suite à l'existence de cette glace.

Les glaciers rocheux diffèrent généralement des glaciers noirs (= glacier couvert = glacier enterré), c'est-à-dire de vrais glaciers enfouis sous des débris, en ce que sur ces derniers, des structures de fluage superficielles ne sont pas apparentes.

3. "CREEP" ET SOLIFLUXION =====

A. Creep

Les effets du creep

Le manteau de débris superficiel qui, en climat humide, couvre presque partout la surface du sol est affecté, sur des pentes même faibles, d'un mouvement de descente très lent. Ce mouvement est imperceptible à l'oeil nu et ne laisse en général aucune trace sensible dans la topographie. Il existe cependant de nombreux témoignages de son existence, à savoir :

1. les phénomènes de fauchage (fig.17) qui disposent les éléments avec leur plus grande face suivant la pente et expliquent pourquoi on retrouve d'ordinaire jusqu'au bas de la pente des fragments provenant des roches du haut;

2. l'inclinaison de piquets, de poteaux qui, quelques années auparavant, avaient été disposés verticalement (fig.18).
3. l'apparition de fissures dans des immeubles construits en partie sur le bed-rock et en partie sur le manteau de débris superficiel.

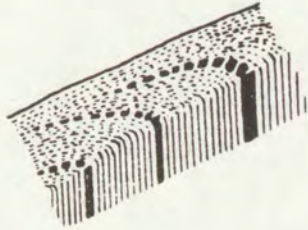
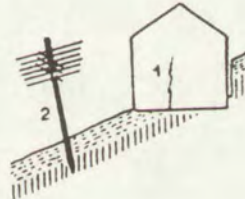


Figure 17

Phénomène de fauchage
(Macar, 1946)

Figure 18

Effets du creep
(MACAR, 1946)



Sur les pentes, les arbres sont parfois courbés comme s'ils étaient inclinés par l'action du creep et tentaient de se redresser. Il faut remarquer qu'un tronc d'arbre lorsqu'il est formé ne peut pas être infléchi par ce processus. Si l'arbre est progressivement incliné au cours de sa vie, la nouvelle pousse sommitale pourra tout au plus en se disposant verticalement donner une courbure progressive se prolongeant jusqu'au sommet. Les arbres courbés à leur base résultent soit de mouvements qui se sont produits lorsque les arbres étaient très jeunes, soit d'autres causes.

Les processus

Les principales actions responsables du creep sont :

1. les variations de volumes dues
 - a) aux changements de température;
 - b) aux alternances de séchage et d'humidification;
 - c) aux gels et dégels.
2. l'apparition de vides dans le sol
 - a) sous l'action d'animaux fouisseurs, tels que les vers, les taupes, les termites, ...
 - b) sous l'action des racines des plantes qui grandissent en soulevant le sol, puis disparaissent.
3. des phénomènes divers tels que le balancement du sol par les racines des arbres secoués par le vent, l'augmentation de charge à la surface, par exemple suite aux passages d'animaux.

Les dernières causes mentionnées paraissent exceptionnelles et leur importance étant inconnue, nous n'en reparlerons pas plus loin.

Les mouvements dus aux variations de volume

Le soulèvement de particules ou de cailloux par les pipkrakes entraîne leur déplacement du fait que le soulèvement s'effectue perpendiculairement à la surface du sol tandis que leur descente se produit sans doute verticalement. Le déplacement est alors égal au soulèvement que multiplie la tangente de la pente.

Dans les sols, les mesures ont montré que le mouvement est moins important, c'est-à-dire que la retombée de particules se produit suivant une direction intermédiaire entre la verticale et la perpendiculaire à la surface du sol, et ce, en raison de la cohésion du sol (fig.19).

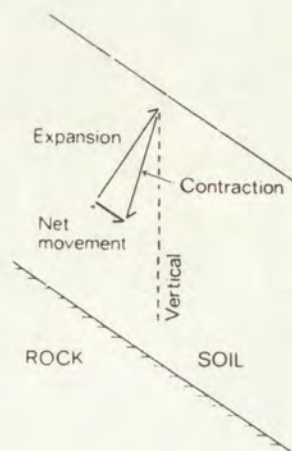


Figure 19

Le creep dû aux variations de volume.

(YOUNG, 1972, p.51)

L'importance des mouvements est fonction de la granulométrie du sol, car les variations d'humidité augmentent lorsque la teneur en argile s'accroît; les soulèvements sous l'action des alternances de gel et de dégel sont également plus importants dans les sols à granulométrie fine que dans les sols dont la granulométrie est grossière.

La vitesse du creep ne dépend pas uniquement de la valeur de la pente et de la granulométrie du sol. D'autres facteurs interviennent comme, par exemple, la teneur en eau. Il apparaît ainsi que les déplacements peuvent être plus importants à la partie inférieure qu'à la partie supérieure d'une concavité en relation avec une humidité plus grande et indépendamment de la valeur de la pente.

Des essais ont été entrepris pour chiffrer le rôle joué par les différentes causes de dilatation dans les phénomènes de creep.

En voici des éléments que donne A.YOUNG (1972):

- a) Les variations thermiques dans un climat tempéré peuvent être estimées pour les centimètres supérieurs du sol à 3°C par jour, soit à environ 1000°C par an. Comme le coefficient de dilatation cubique de la silice est de $13 \cdot 10^{-7}$, on peut estimer que la variation de volume annuelle est de l'ordre de 0,1%. Même dans les déserts, où les variations de température sont plus importantes, ces chiffres montrent que cette action reste négligeable.
- b) Tout en étant très variables selon le sol et les endroits, les alternances d'humidification et de séchage ont été estimées en climat tempéré pouvoir dépasser en dilatation linéaire 5% de la couche affectée. Cette action serait donc 50 fois plus importante que les variations thermiques.
- c) Les changements de volume qui résultent des alternances de gel et de dégel sont plus considérables encore (fig.20). Elles dépendent du contenu en eau du sol, du nombre de fois que la température du sol passe le seuil de 0°C, mais aussi de l'épaisseur du sol qui gèle et dégèle. Rappelons que l'augmentation de volume de l'eau sous l'action du gel est de 9 %.

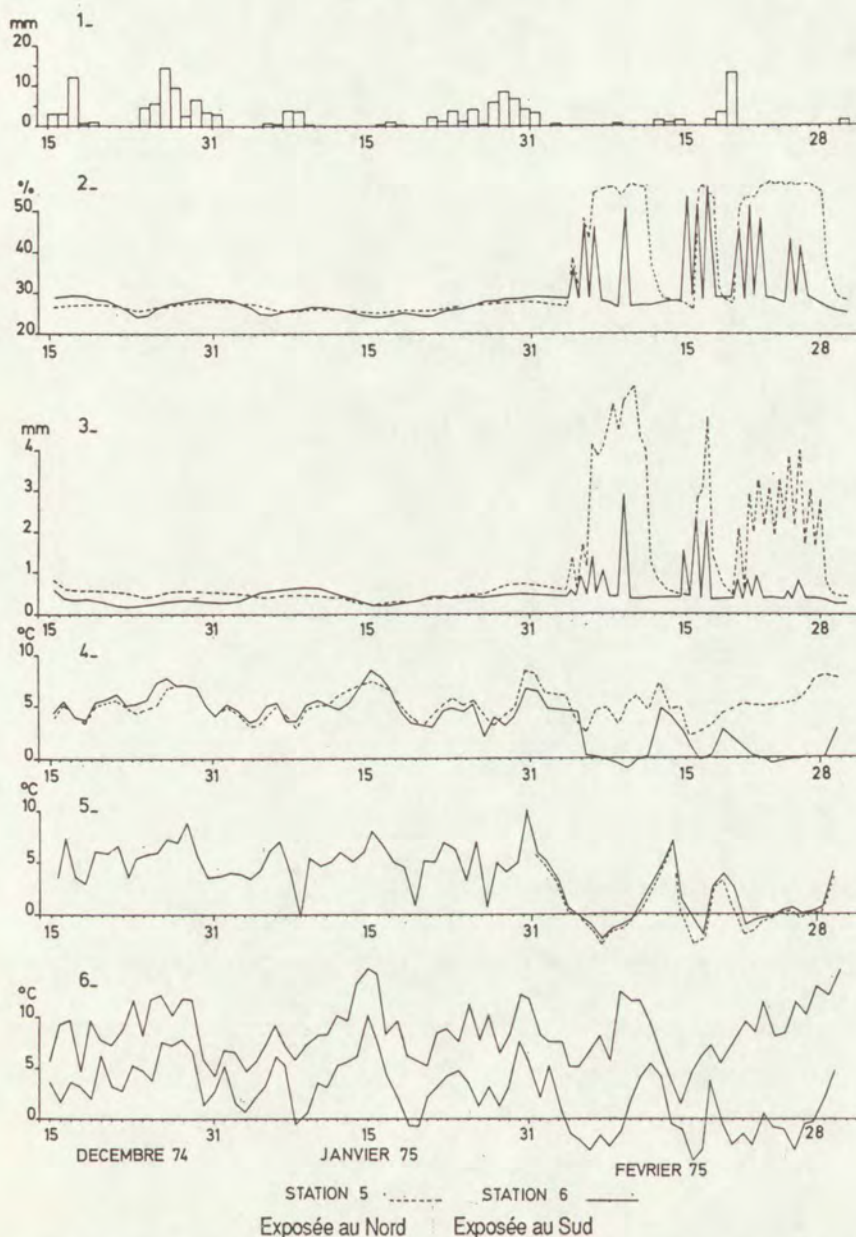


Figure 20. Stations 5 et 6: soulèvement du sol sur des talus d'autoroute en Hesbaye. 1: précipitations journalières observées à Bierset; 2: teneur en eau du sol; 3: soulèvement du sol; 4: température dans le sol à 5 cm; 5: température au niveau du sol; 6: températures maximum et minimum observées à Bierset. (J.-L. SCHEPERS, 1977)

Un sol contenant 25% d'humidité en poids en contient (pour une densité théorique du sol de 2) 40 % en volume. Un seul gel, sans migration d'humidité vers le front de gel⁽¹⁾, a donc pour effet de donner un accroissement de volume de 3,6%.

(1) Comme nous le verrons dans le cours de géomorphologie péri-glaciaire, le gel dans des sols où l'eau est susceptible de se déplacer par capillarité, détermine la migration d'eau vers le front de gel et provoque des soulèvements extrêmement importants.

Ce chiffre montre bien que le creep déterminé par les alternances de gel et de dégel (frost creep) est la cause principale des phénomènes dans les régions polaires et tempérées (fig.21).

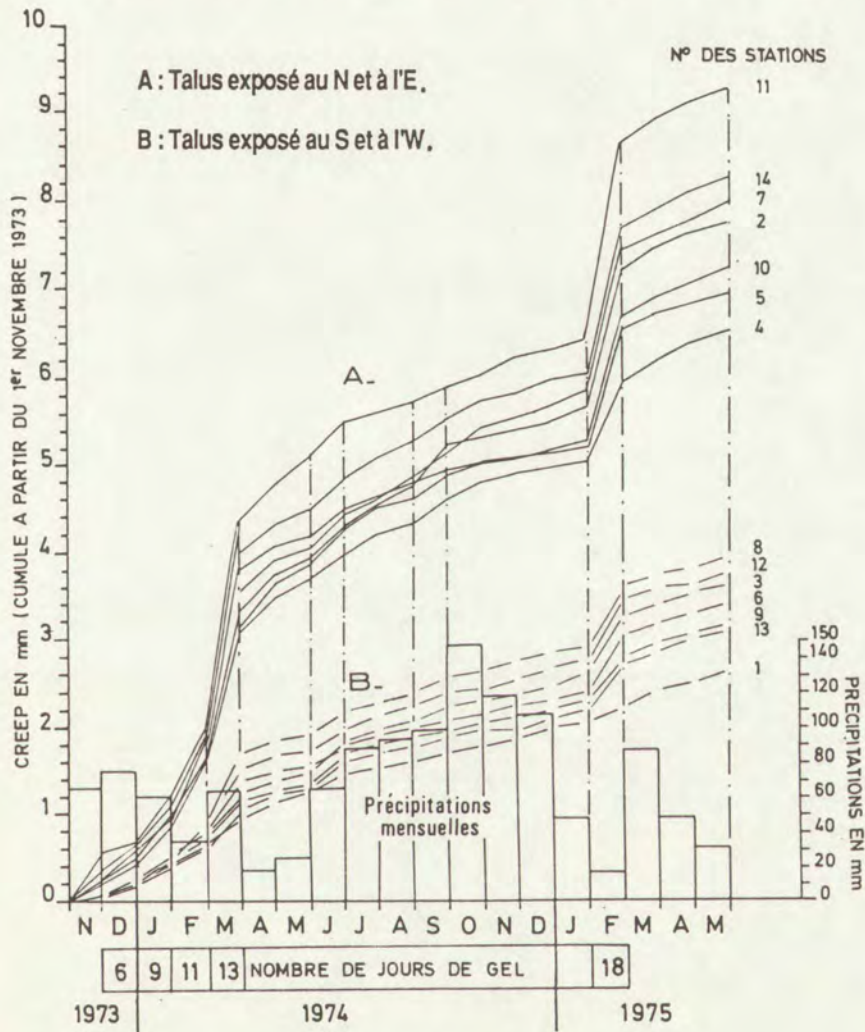


Figure 21. Relations entre le creep, les précipitations et le nombre de jours de gel par mois sur des talus d'auto-route en Hesbaye. (J.-L.SCHEPERS, 1977)

Il est plus malaisé d'estimer globalement les effets des animaux et des plantes sur les phénomènes de creep. L'action des vers de terre est beaucoup plus importante qu'on ne le suppose à première vue. Ch.DARWIN (1882) avait montré que, dans de vieilles prairies où leur activité est la plus grande, les 10 cm supérieurs du sol sont constitués par des rejets de vers abandonnés au cours des 10 ou 20 dernières années. Dans certains sols, les rejets de matériaux fins à la surface ont pour effet d'enfouir un lit de

cailloux qui représente l'ancienne surface et finit par se trouver jusqu'à 10 ou 12,5 cm de profondeur au bout de 70 ans. Il suffit pour cela d'un rejet de l'ordre de 2 mm par an, ce qui n'est pas exagéré. Ces observations suggèrent que ces animaux sont des agents de transport importants dont cependant l'effet est difficile à chiffrer.

En climat intertropical, les termites donnent aussi des mouvements de terre appréciables. WILLIAMS (1968) estimait que, en savane, elles transportent vers la surface l'équivalent d'une couche de 5 cm en 1000 ans; NYE (1955), sous la forêt équatoriale du Ghana, pense pour sa part à une couche de 8 cm en 1000 ans.

En climat tempéré, KIRKBY (1972), sur la base des travaux de DARWIN (1882) et de DITTMER (1932), estimait l'influence de ces phénomènes biologiques de la manière suivante :

	Vitesse du creep en cm ³ /cm/an
Apparition de vides par l'action des racines et leur remplissage	0,003
Action des vers: a) par ouverture de cavités et leur remplissage	0,15
b) par distribution des turricules en surface	0,25
Action des lapins par creusement d'excavations et leur remplissage	0,10

L'action de tous les processus que nous avons énumérés est plus efficace à proximité de la surface qu'à plus grande profondeur. Il en résulte que le creep est plus rapide à la surface du sol et diminue rapidement avec la profondeur. La majorité des études de terrain ont effectivement montré que les déplacements dus au creep diminuent exponentiellement depuis la surface.

Très peu de mesures de creep ont été réalisées jusqu'à présent car il est extrêmement malaisé de déterminer d'une manière répétée avec une précision suffisante la position d'objets sur des pentes naturelles. Les données actuelles indiquent que dans les climats tempérés humides la partie superficielle (2 à 5 cm) du sol est affectée d'un mouvement de l'ordre de 1 mm par an. Certains auteurs parlent cependant de mouvements de creep atteignant 7 cm par an.

B. Solifluxion

Il est souvent difficile de distinguer la solifluxion du creep. Anderson a défini ce terme en 1906 en écrivant qu'il s'agissait du "slow flowing from higher to lower ground of masses of waste saturated with water", c'est-à-dire de l'écoulement lent (à mon sens visqueux) suivant la pente de masses de débris saturés d'eau.

La différence de ce processus avec le "frost creep" est apparente sur la figure 22, extraite de WASHBURN (1973): nous y voyons l'importance et la façon dont jouent le "frost creep" et la solifluxion dans le déplacement du sol, suite à une alternance de gels/dégels.

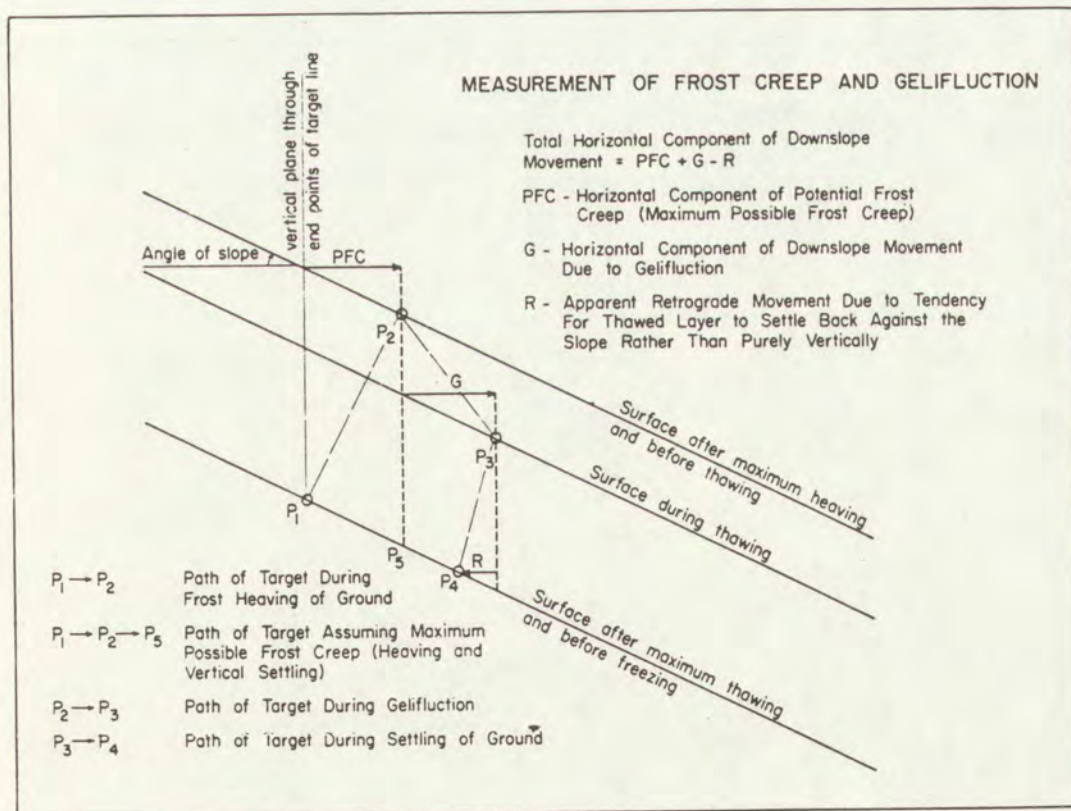


Figure 22. Distinction du creep et de la gélifluxion par des mesures effectuées au Groenland. P₁ → P₂: mouvement dû au soulèvement par le gel; P₂ → P₃: mouvement dû à la gélifluxion; P₃ → P₄: mouvement de retombée avec déplacement de frost creep.

(WASHBURN, 1973, p.174)

Le gel est extrêmement favorable à l'apparition de phénomènes de solifluxion parce qu'il provoque généralement une sursaturation du sol en eau au moment du dégel. L'eau provient de la fonte de glace de ségrégation qui résulte, au moment du gel, de la migration d'eau profonde vers la surface, ou simplement de la fusion lente de plaques de neige. Nous reparlerons de ce processus dans le cours de géomorphologie périglaciaire.

J.DYLIK a proposé d'appeler congélifluxion la solifluxion qui se produit au-dessus d'un pergélisol, tandis que BAULIG a proposé le terme de gélifluxion pour la solifluxion apparue à la suite de phénomènes de gel. Indépendamment de tout gel, la solifluxion peut s'exercer en dehors des régions froides suite à une très grande humidification du sol.

4. LE RUISSELLEMENT

=====

A. Les différents types de ruissellement: le ruissellement en nappe, le ruissellement diffus et le ruissellement ravinant

Nous allons considérer maintenant l'action de l'eau de pluie qui ruisselle sur les pentes. Au point de vue des formes engendrées, les modes d'action peuvent être groupées en deux catégories. Dans la première, le phénomène se comporte comme résultant de l'écoulement d'une mince couche d'eau, couvrant régulièrement toute la surface du versant; nous l'appellerons ruissellement en nappe ou ruissellement diffus. Dans la seconde, l'eau qui ruisselle est concentrée en un système de rigoles continues; elle agit comme un véritable réseau de rivières dont elle forme une image en miniature, c'est le ruissellement concentré.

Suite à des pluies extrêmement intenses, il arrive parfois que les versants sont recouverts d'une nappe d'eau continue qui descend vers les talwegs. C'est le ruissellement en nappe. Ce phénomène est cependant rare et de peu de durée. On ne l'a guère signalé que dans les régions arides où des pluies violentes forment de véritables nappes d'inondation (sheet-floods) sur des pentes faibles et régulières situées au pied des montagnes.

Sur des pentes modérées où existent des obstacles (cailloux, végétation, ...), la circulation de l'eau est très irrégulière. A tout moment, les filets formés butent contre un obstacle, se divisent à nouveau, se joignent à un filet voisin. Localement, l'enlèvement de fins débris peut créer quelques rigoles, mais celles-ci sont peu longues et éphémères. Il est vraisemblable que d'une averse à l'autre, elles sont effacées par de petits éboulements, des glissements de terrain minuscules ou encore à la suite du développement de la végétation qui y a créé des obstacles. En somme, le ruissellement, dans ces conditions, couvre la surface du versant d'une sorte de filet confus, aux mailles courtes, irrégulières, changeantes, dont les fils se modifient sans cesse dans le temps et dans l'espace. C'est le ruissellement diffus. On conçoit dès lors que l'érosion produite puisse finalement se répartir régulièrement sur toute la surface, comme si elle résultait de l'action d'une couche d'eau continue.

Ce processus de ruissellement donne naissance au bas des versants à des accumulations de fins débris qui se déposent à l'endroit où la pente diminue. Ces limons de ruissellement, qui sont appelés colluvions, s'étalent le plus souvent en nappes peu épaisses qui modifient très peu la topographie.

Quand l'action perturbatrice des obstacles est insuffisante et qu'une série d'autres conditions sont réunies (sol meuble, à grains fins, imperméable, homogène, sans végétation; pente forte; pluie violente), le ruissellement se concentre en rigoles qui s'approfondissent et se réunissent en un réseau hydrographique miniature. C'est le ruissellement ravinant (fig.23). Le sol finit par être occupé par un réseau serré de ravines profondes aux versants très raides. Le meilleur exemple du résultat de l'érosion ravinante peut être trouvé aux U.S.A., dans la région dénommée "badlands" du Dakota du Sud.

Cette région, dont le substratum est composé surtout d'argiles très fines, montre sur des kilomètres carrés un fouillis de ravines toujours à sec, sauf lors des pluies, ravines que séparent des crêtes instables et qui découpent le paysage en un chevelu, mille fois ramifié. Ces "mauvaises terres" constituent

un exemple classique de topographie due essentiellement à l'érosion ravinante et le nom de "badlands" a été adopté pour désigner ce type de paysage.

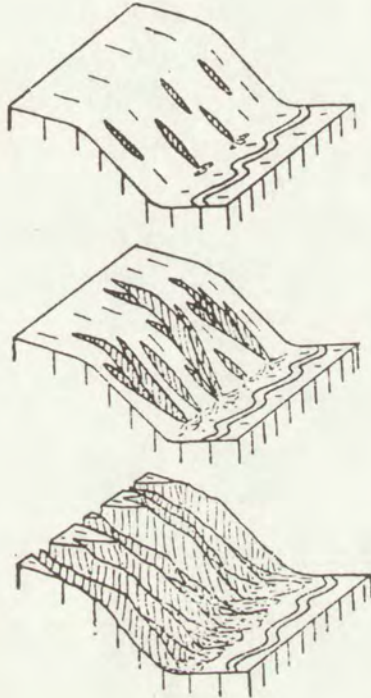


Figure 23

3 phases successives de l'érosion ravinante.

(MACAR, 1946, p.78)

B. L'érosion accélérée

Les actions anthropiques ont souvent pour effet une accélération importante de l'érosion par le ruissellement. Quand la vitesse d'enlèvement du sol dépasse la vitesse de formation de celui-ci, son épaisseur diminue. Dans ce cas, on parle d'érosion accélérée et en anglais de soil erosion. Comme la couche arable est généralement mince et que, d'autre part, ce sont les horizons supérieurs du sol qui sont généralement les plus intéressants pour l'agriculture, la fertilité de la région affectée par ce processus diminue; dans certains cas, la région peut devenir absolument inculte, comme dans les régions de badlands dont nous avons parlé plus haut.

Ce phénomène de destruction des sols est extrêmement important, non seulement en raison des pertes subies qui sont considérables, mais surtout parce que cette destruction des terres est définitive

et se produit à une époque où l'homme n'arrive pas à trouver toute la nourriture qui lui est nécessaire.

Afin de montrer la rapidité avec laquelle la "soil erosion" se produit et l'importance du phénomène, considérons l'exemple des U.S.A. La colonisation à l'ouest du Mississippi a commencé vers 1830; elle s'est terminée vers 1890. Les premiers blancs qui ont vécu dans cette région étaient chasseurs de buffles; après, ils sont devenus éleveurs puis cultivateurs. Les terres étaient généralement très fertiles et les habitants ont eu une impression de richesse infinie, de telle sorte que l'exploitation a eu lieu sans précaution. La destruction de la couverture végétale qui freinait efficacement les phénomènes d'érosion a provoqué des actions puissantes d'érosion accélérée. De telle sorte que BENNET en 1934 présentait comme suit le résultat: sur une superficie égale à 6 fois la surface de la Belgique, le sol est entièrement parti et la culture n'est plus possible; sur une superficie égale, la situation n'est guère meilleure; l'appauvrissement est très sérieux sur un territoire égal à 25 fois la superficie de la Belgique; une partie importante du sol fertile a été enlevée sur près de 100 fois la surface de notre pays.

En 1934, BENNET estimait que la perte annuelle par manque de productivité s'élevait à 400 millions de dollars et qu'elle avait déjà dépassé au total 10 milliards de dollars, sans tenir compte du colmatage des réservoirs, de l'abandon des terres irriguées et des conséquences économiques diverses.

Cette action de l'érosion est le résultat de la transposition de techniques européennes à des milieux climatiques différents. Aux U.S.A., c'est la violence des précipitations qui est une cause essentielle de la rapidité de l'érosion.

En Belgique même, l'érosion par ruissellement a pris une importance considérable suite à la déforestation et à la mise en culture. Les profondes ravines qui s'étaient creusées sous la forêt au cours de l'Holocène ont été comblées par les colluvions

enlevées aux versants cultivés. La majeure partie des sédiments ruisselés se sédimentent en effet au pied des versants et ne sont pas emportés. La quantité transportée par les cours d'eau est cependant accrue au point que la plus grande partie des limons de crue de nos rivières se sont déposés depuis le début des pratiques agricoles.

C. Les différents facteurs qui interviennent dans l'action du ruissellement s'exerçant dans les champs cultivés

W.H.WISHMEIER et D.D.SMITH (1965) ont recherché une équation qui permet de calculer la perte de sol que le ruissellement entraîne dans toutes conditions. Cette formule s'exprime

$$A = R.K.L.S.C.P.$$

dans laquelle A est l'érosion mesurée en t/ha;

R, appelé facteur pluie, est le nombre d'unités de l'indice d'érosivité (érosion index = E.I.) moyen annuel des pluies;

K ou indice d'érodibilité du sol, caractérise la sensibilité du sol à l'érosion et s'exprime en t/ha par unité RLSCP;

L et S sont des facteurs qui tiennent compte de l'influence de la longueur de la pente et de sa valeur;

C prend en compte l'effet des pratiques culturales et du couvert végétal;

P apprécie l'effet des pratiques de lutte anti-érosive.

Nous considérerons successivement chacun de ces facteurs.

L'indice d'érosivité des pluies: R

Il est indispensable tout d'abord de savoir que lors d'une pluie l'érosion ne résulte pas seulement de l'écoulement de l'eau à la surface du sol, mais aussi de l'impact des gouttes de pluie, processus que l'on appelle habituellement splash.

Ellison (1948) a insisté sur l'importance de cette action et a précisé que ce processus pouvait soulever 250 tonnes de sédiments par hectare au cours d'une seule pluie. La grandeur de l'érosion est proportionnelle à l'importance du bruit que fait

la pluie en tombant sur un toit par exemple. L'action du splash s'effectue par le rejaillissement de l'eau qui soulève en même temps les particules minérales. Des enregistrements photographiques ont démontré que ces projections dessinaient des courbes paraboliques dont la longueur est, en moyenne, égale à 4 fois la hauteur. La hauteur de ces rejaillissements, lors de pluies très violentes, atteint quelquefois 60 cm, mais est cependant, dans 90% des cas, inférieure à 30 cm.

Sur une surface plane, l'action du splash qui déplace les particules dans tous les sens ne provoque évidemment pas une action d'érosion. Sur les pentes, par contre, le mouvement est réel. Des mesures ont montré que sur une pente de 10%, le déplacement vers le bas des particules est environ 3 fois plus important que celui qui se produit vers le haut.

Le splash provoque donc directement le déplacement des éléments fins vers le bas de la pente. Selon A.BOLLINNE (1982), cette action directe de transport par le splash est en Belgique assez faible; il a toutefois démontré que le splash et l'érosion par ruissellement sont liés par un coefficient de corrélation élevé. Le splash exerce en effet d'autres actions: il réduit les agrégats en particules plus petites qui sont plus facilement transportées; en outre, la destruction des agrégats détermine l'apparition d'un glaçage à la surface du sol, glaçage qui réduit fortement la perméabilité et accroît le ruissellement.

Lorsqu'une couverture végétale continue existe au-dessus du sol, l'action du splash est quasi supprimée. C'est une des raisons pour laquelle l'érosion par le ruissellement est fortement réduite lorsque le couvert végétal est suffisant.

L'indice d'érosivité d'une pluie (E.I.) est défini comme étant le produit de l'énergie cinétique de la pluie par l'intensité horaire maximum de celle-ci, observée en 30 minutes, le tout divisé par 100. Cet indice caractérise l'érosion résultant de l'effet combiné de l'impact des gouttes et du ruissellement.

Les 3 notions: pluie, intensité horaire maximum et énergie cinétique doivent être précisées:

- a) Les chercheurs américains considèrent qu'une période de 6 heures avec moins de 1,27 mm de précipitations termine une pluie;
- b) L'intensité horaire maximum observée en 30 minutes est définie comme étant deux fois la plus grande quantité d'eau tombée en 30 minutes au cours de la pluie;
- c) L'énergie cinétique d'une pluie est plus complexe. Il faut en principe connaître à la fois la vitesse et la masse de chaque goutte de pluie, calculer l'énergie de chacune des gouttes ($E = 1/2 m.V^2$) et enfin effectuer la somme des énergies de toutes les gouttes de pluie. En pratique, le calcul se base sur le fait qu'il existe une bonne corrélation entre l'intensité des pluies et la taille des gouttes, et sur le fait que l'on connaît la vitesse terminale des gouttes en fonction de leur taille (SMITH et WISHMEIER, 1962). Aussi, en décomposant la pluie en pluviophases et après avoir mesuré, pour chacune de celles-ci, la lame d'eau tombée et la durée de chaque phase, on peut calculer l'intensité puis l'énergie cinétique. C'est par l'étude de pluviogrammes suffisamment détaillés que ces informations sont obtenues. L'énergie exprimée en tonne.mètre/ha pour une pluviophase d'intensité constante s'obtient pour une lame d'eau unitaire par la formule $E = 210,3 + 89 \log I$ (I étant l'intensité exprimée en cm/h). L'expression finale E.I. s'écrit finalement

$$EI = \sum_{i=1}^n \{(210,3 + 89 \log I)h\} \quad I.\max.10^{-2}$$

(A.BOLLINNE, 1976)

Pour des pluies supérieures ou égales à 12,7 mm, l'indice d'érosivité moyen annuel aux U.S.A. est généralement compris entre 90 et 1000; à Uccle, la valeur obtenue en traitant 40 années de données pluviographiques est de 39,6, soit une valeur très faible. En considérant les pluies supérieures ou égales à 1,27 mm, la valeur monte à 64,9 (A.LAURANT et A.BOLLINNE, 1976).

La distribution de l'indice moyen mensuel au cours de l'année est favorable puisque 44% de l'indice de l'ensemble des pluies supérieures à 1,27 mm est concentré au cours du mois de juillet, époque où le couvert végétal et les résidus des récoltes protègent généralement le sol contre l'érosion (fig.24).

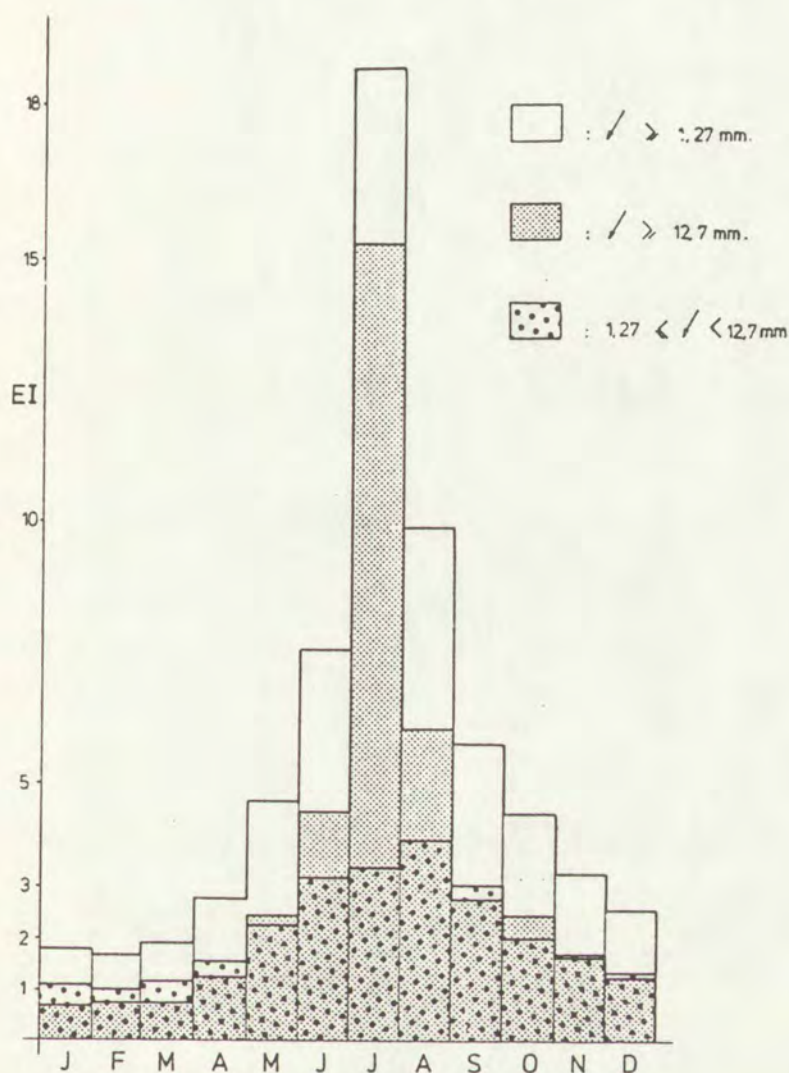


Figure 24. Distribution, au cours de l'année, de l'indice d'érosivité mensuel moyen (en valeur absolue et en unités métriques) à Uccle (Belgique).
(LAURANT et BOLLINNE, 1976, p.160)

L'indice d'érodibilité des sols: K

Les propriétés des sols qui influencent leur résistance à l'érosion sont celles qui affectent la vitesse d'infiltration et celles qui provoquent la résistance à la dispersion, au splash et aux actions d'érosion. L'étude de ce facteur est difficile et il ne semble pas qu'un accord général ait été obtenu sur une formule permettant de caractériser ce facteur. WISHMEIER, JOHNSON et CROSS (1971) ont proposé une formule qui tient compte seulement de 5 paramètres, à savoir le pourcentage de silt (50 à 2 μ m), celui de sable (0,1 à 2 mm), le contenu en matières organiques, la structure du sol et la

perméabilité. L'érodibilité augmente avec l'accroissement du pourcentage de silt; elle diminue avec l'augmentation d'argile et de sable. Le rôle joué par la matière organique est extrêmement important. Il intervient en effet de manière déterminante sur la structure du sol, qui est d'autant plus stable que la teneur en matières organiques s'accroît. Le rôle de ce facteur apparaît parfois d'une manière extraordinaire sur le terrain par le fait qu'une parcelle, dont le sol contient peu de matières organiques, présente des ravinelements spectaculaires, alors que la parcelle voisine, plus riche en matières organiques, n'en montre aucune trace. Notons que le remplacement des fumures traditionnelles par des engrais chimiques a, de nos jours, pour effet de diminuer la teneur en matières organiques et donc d'accélérer les phénomènes d'érosion.

La figure 25 permet d'estimer le facteur K.

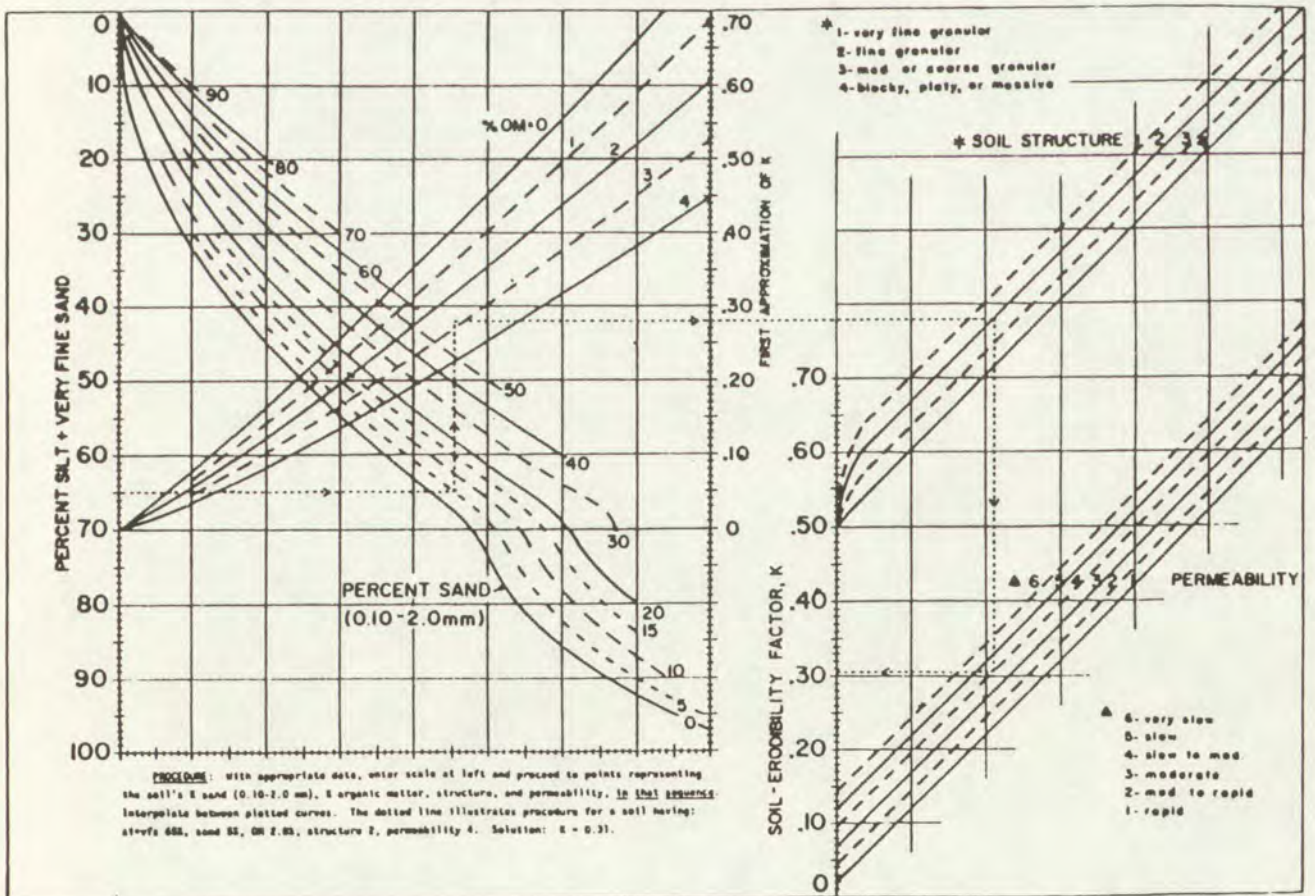


Figure 25. Nomogramme permettant d'estimer le facteur K connaissant les pourcentages de limon + sable fin (2-100 μ m), de sable (100 à 2000 μ m) et de matière organique, la structure et la perméabilité. K est la valeur d'érosion par unité d'indice d'érosivité et par unité de parcelle, c'est-à-dire pour une parcelle expérimentale de 72,6 ft de long/pente 9% en jachère continue et labouré parallèlement à la pente. Il faut que le terrain soit libre de toute culture au moins pendant deux ans avant de faire la mesure.
 (W.H.WISHMEIER et D.D.SMITH, 1978)

Longueur et inclinaison de la pente: L.S.

La figure 26 donnée par WISHMEIER et SMITH (1965) permet de calculer l'effet combiné des variations de longueur et de pente des versants. La perte de sol donnée sur l'ordonnée exprime le facteur L.S. de la formule générale, c'est-à-dire le coefficient par lequel il faut multiplier la perte de sol d'une parcelle expérimentale standard de pente 9% et de 72,6 pieds de longueur pour trouver la perte de sol dans les conditions étudiées.

Des valeurs du facteur L.S. pour des pentes qui ne sont pas figurées sur le graphique peuvent être obtenues en résolvant l'équation suivante

$$L.S. = \sqrt{\lambda} (0,0076 + 0,0053 S + 0,00076 S^2)$$

dans laquelle λ est la longueur de la pente et S la valeur de la pente exprimée en pourcents.

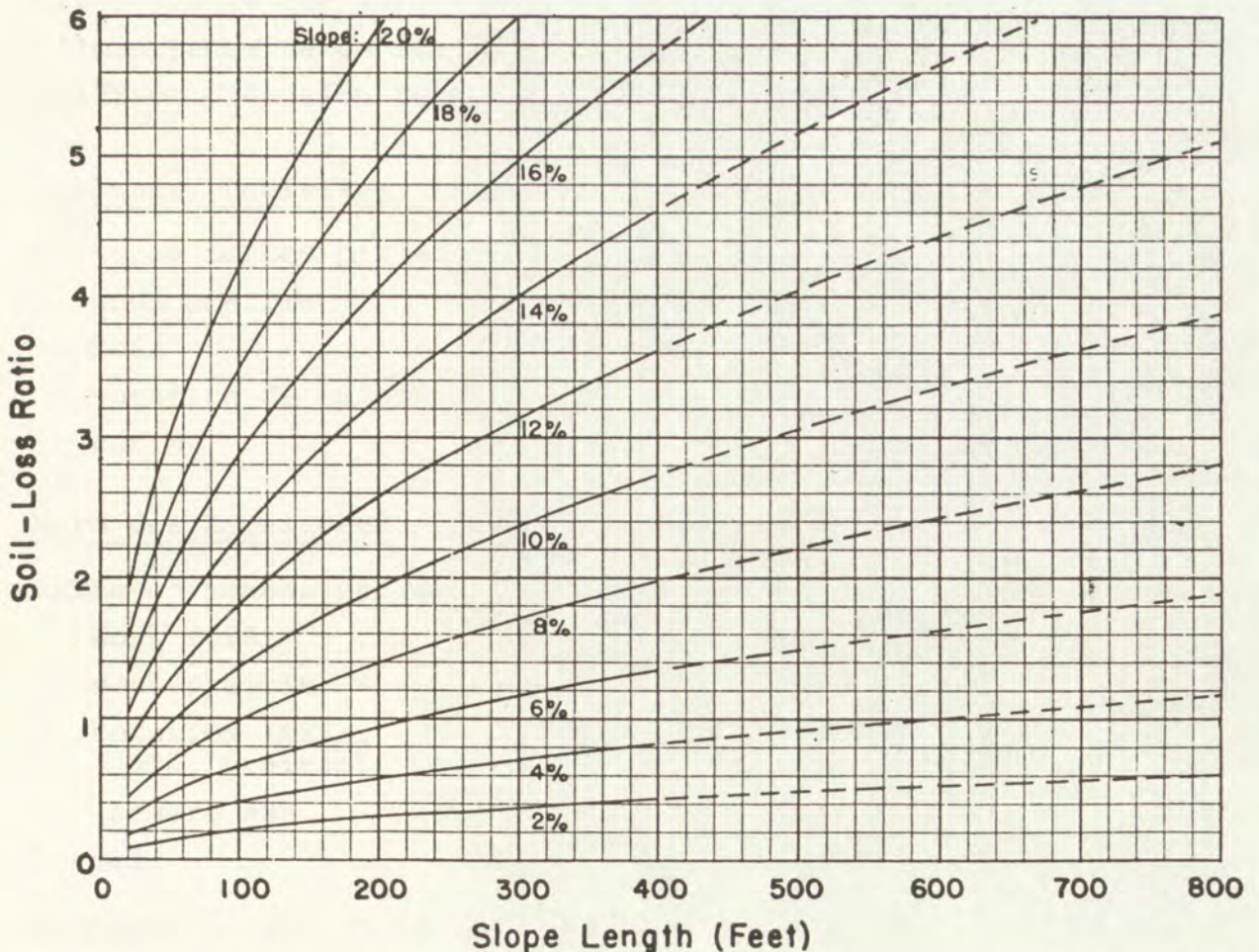


Figure 26. Diagramme donnant l'effet combiné de la longueur et de la pente du sol d'après WISHMEIER and SMITH (1965).

Les valeurs données par le facteur L.S. concernent des versants de pente constante, c'est-à-dire plans. Les valeurs doivent être modifiées lorsque la pente est concave ou convexe. Les valeurs obtenues en considérant une pente moyenne sous-estiment la pente de versants convexes et surestiment la pente des versants concaves.

A partir de cette donnée L.S., il est possible de calculer l'augmentation du risque érosif qui résulte de modifications dans le parcellaire provenant par exemple d'un remembrement.

Le couvert végétal et les pratiques culturales: C

Ainsi que nous l'avons déjà dit, la couverture végétale est le facteur principal qui contrôle les phénomènes d'érosion. En dehors des zones arides (où la couverture végétale est absente ou sporadique), c'est lorsque la couverture végétale naturelle est détruite que l'érosion se déclenche. Pour montrer toute l'importance de ce facteur, nous reproduisons ci-dessous des chiffres d'érosion donnés par BENNET en 1939.

Arkansas, Louisiane, Texas - Sur une pente de 8,75 %

Perte en tonnes par acre par an	soit, en mm d'épaisseur	
sous prairie	0,008 t/acre.an	0,00038 mm/an
bois	0,079	0,0095
rotation de cultures	20,4	2,44
coton	30,1	3,61

Nord des Appalaches - Sur une pente de 12 %

Perte en tonnes par acre par an	soit, en mm d'épaisseur	
sous forêt	0,0012	0,00014
sous prairie	0,04	0,0048
rotation (maïs, blé, prairie)	11,4	1,3
jachère nue	69,0	8,3
maïs	73,0	8,8

Remarque: 1 acre = 40 ares 46

La protection du sol par la couverture végétale résulte 1) de la réduction de l'action du splash; 2) du frein de la vitesse d'écoulement de l'eau; 3) du rôle de la couverture végétale sur le maintien d'agrégats. Le problème est complexe car l'érosion est influencée non seulement par les plantes cultivées mais aussi par les méthodes de culture et de récolte. Ainsi, les résidus de la culture peuvent être enlevés ou laissés à la surface ou incorporés par le labour, et chaque fois les effets seront différents. En outre, en fonction de la croissance de la végétation, l'importance de l'érosion varie au cours de l'année. En plus, l'ordre de rotation des cultures a un effet non négligeable. Ainsi, on a pu montrer que la culture du maïs, après que le terrain ait été occupé par une prairie, donne une réduction d'érosion qui varie de 14 à 68 % suivant les circonstances.

Le calcul de ce facteur est donc malaisé. Pour arriver à des valeurs qui peuvent être introduites dans la formule vue plus haut, il est nécessaire de tenir compte non seulement de la nature de la culture mais de son développement au cours de l'année, ainsi que des précipitations qui tombent au cours de chaque période (pour Uccle, voir figure 24).

Exemple d'application de ce facteur végétation aux U.S.A. (Extrait de WISHMEIER and SMITH, 1965, *Rainfall-Erosion Losses from Cropland, East of the Rocky Mountains*, Agriculture Handbook n°282 de Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture) :

Les auteurs distinguent 5 périodes pour l'érosion. Ce sont 1) la période de labour (sans végétation); 2) la période de plantation (qui s'étend jusqu'à 1 mois après les semis); 3) la période d'installation des plantes (couvrant 1 à 2 mois après la plantation); 4) la période de croissance (s'étendant jusqu'à la récolte); 5) la période s'étendant de la récolte au nouveau labour.

Valeurs en % des érosions en poids par rapport à ce qui est emporté sous jachère nue pendant la même période

Rotation : 1ère année, foin; 2è année, maïs; 3è année, maïs.

	<u>Productivité</u>		<u>P E R I O D E S</u>				
	Foin t./acre	Maïs boisseaux par acre	(définies au bas de la p.40)				
			1	2	3	4	5
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
2è année maïs	3 à 5	+ 75	8%	25%	17%	10%	15%
2è année maïs	1 à 2	40 à 59	15%	32%	30%	19%	30%
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
3è année maïs	3 à 5	+ 75	25%	48%	37%	20%	24%
3è année maïs	1 à 2	40 à 59	42%	57%	49%	28%	42%

Remarquons que l'érosion pendant les périodes 1, 2 et 5 dépend de la quantité de résidus laissés après la récolte. La productivité est en relation étroite avec la perte des sols, car pendant la période de croissance la couverture est meilleure si la terre est fertile. En outre, la quantité de résidus est contrôlée par le même facteur. L'existence d'une prairie a un effet considérable sur l'érosion qui se produit après que celle-ci ait été retournée. Ainsi l'érosion sous maïs est réduite à une valeur comprise entre 14 et 68% l'année qui suit immédiatement la destruction de la prairie (cause: la structure est améliorée par la prairie).

Les pratiques anti-érosives: P

Des pratiques culturales anti-érosives sont susceptibles de limiter l'érosion. Il s'agit principalement a) d'orienter les pratiques culturales parallèlement aux courbes de niveau; b) de créer des bandes de prairies coupant la pente; c) de construire des terrasses de culture.

Les labours orientés parallèlement aux courbes de niveau réduisent effectivement l'érosion; toutefois, l'effet de semblable technique est surtout important pour les pentes comprises entre 3 et 7%. L'effet diminue si la pente est inférieure ou supérieure.

Valeurs du facteur P lorsque la culture est faite parallèlement aux courbes de niveau au lieu de parallèlement à la pente :

<u>Valeur de la pente</u>	<u>Valeur de P</u>
1,1 à 2 %	0,60
2,1 à 7 %	0,50
7,1 à 12 %	0,60
12,1 à 18 %	0,80
18,1 à 24 %	0,90

Soulignons que plus la pente est longue, plus le risque de rupture des buttes séparant les sillons est considérable. Le risque s'accroît évidemment avec l'importance des précipitations. Afin que le danger ne soit pas trop grand, les longueurs maximums des pentes acceptées aux U.S.A. sont :

<u>Pente en %</u>	<u>Longueur maximum de la pente en pieds</u>
2	400
6	300
8	200
10	100
12	80
14 à 24	60

L'alternance le long de la pente de bandes de prairies est une méthode de contrôle de l'érosion plus efficace que la précédente, mais à condition que les bandes cultivées soient bien perpendiculaires à la ligne de plus grande pente. Il a été constaté que les sédiments transportés par le ruissellement se déposent en effet dans les premiers décimètres de la prairie où arrive l'eau qui dévale sur le versant.

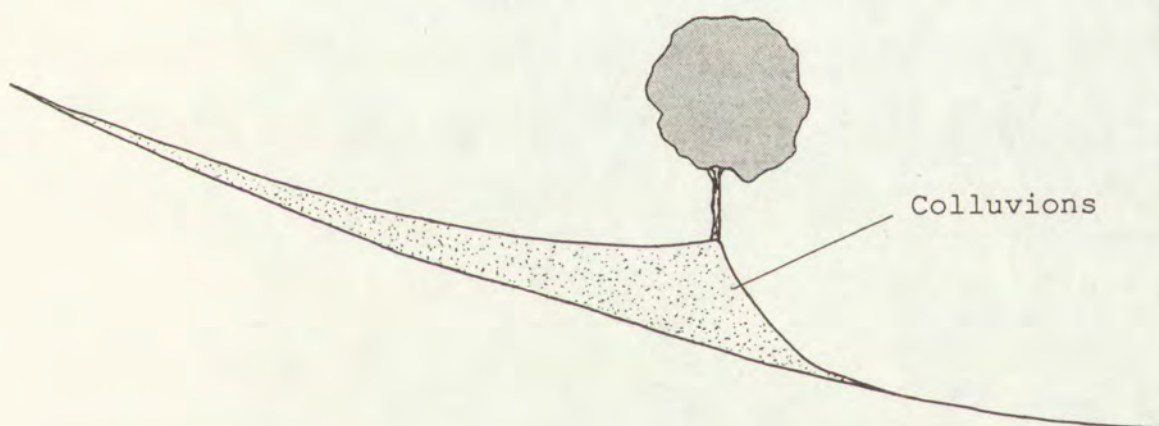
La construction de terrasses qui brisent la pente est la méthode de contrôle de l'érosion qui est la plus efficace.

Il faut souligner ici que la lutte contre l'érosion peut être effectivement conduite en conservant une forte teneur en matières organiques, en choisissant des rotations ramenant fréquemment la prairie, en effectuant des labours qui rejettent les terres vers le haut ... Ce sont ces pratiques qui sont le plus communément utilisées.

Les rideaux

L'érosion dans les champs cultivés est responsable de l'apparition de "rideaux" qui se forment à la limite des parcelles. Dans les quelques décimètres de la bande non cultivée qui limite le champ, les éléments transportés par le ruissellement se déposent. Leur accumulation, année après année, fait apparaître des terrasses qui découpent le versant en suivant le tracé du parcellaire. Ces terrasses sont évidemment constituées uniquement de colluvions.

Figure 27. Schéma d'un rideau



BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- BENNET, H., 1939. *Soil conservation*, Mc Graw-Hill Book Company, New York.
- BOLLINNE, A., 1982. *Etude et prévision de l'érosion des sols limoneux cultivés en Moyenne Belgique*. Thèse de doctorat en Sciences, groupe des Sciences géographiques, inédite, présentée à l'Université de Liège.
- CARSON, M.A. and KIRKBY, M.J., 1972. *Hillslope form and process*, Cambridge University Press, 475 p.

- ELLISON, W.D., 1948. Erosion by raindrop, *Scientific American*, 179, 5, 40-45.
- LAURANT, A. et BOLLINNE, A., 1976. L'érosivité des pluies à Uccle (Belgique), *Bull. Rech. Agron. Gembloux*, 11 (1-2), 149-168.
- LONGWELL C.R., FLINT, R.F. and SANDERS, J., 1969. *Physical Geology*, John Wiley and Sons, Ed., 685 p.
- MACAR, P., 1946. *Principes de Géomorphologie normale*, Vaillant-Carmanne, 304 p.
- PARIZEK, E.J. and WOODRUFF, J.F., 1957. Mass wasting and the deformation of trees, *Amer. Journal of Sc.*, 255, 63-70.
- SCHEPERS, J.-L., 1977. Le creep sur les talus de l'autoroute "E5" entre Waremme et Liège, *Bull. Soc. Géogr. Liège*, 13, 167-189.
- SELBY, M.J., 1970. *Slope and slope processes*, Publication n°1 of the Waikato branch of the New Zealand Geogr. Society, 59 p.
- SHARPE, C.F.S., 1938. *Landslide and related phenomena*, Columbia Univ. Press, New York, 137 p.
- TIMMERMANS, J., 1968. *Glissements et éboulements de terrain*, Mémoire de licence en Sc. Géogr., Univ. de Liège, 1967-68.
- WASHBURN, A.L., 1973. *Periglacial processes and environments*, Edward Arnold Ed., 320 p.
- WISHMEIER, W.H. and SMITH, D.D., 1965. *Predicting rainfall-erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains. Guide for selection of practise for soil and water conservation*, Handbook n°282, Washington, U.S. Dept. Agric., 47 p.
- WISHMEIER, W.H., JOHNSON, C.B. and CROSS, B.V., 1971. A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites, *Journal of Soil and water conservation*, September-October 1971, 189-193.
- WISHMEIER, W.H. and SMITH, D.D., 1978. *Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning*. U.S. Dept of Agriculture. Agriculture Handbook n°537, 58 p.
- YOUNG, A., 1972. *Slopes*, Oliver and Boyd, Ed., 288 p.

Imprimé par

**PRESSES UNIVERSITAIRES
DE LIEGE**
Domaine Universitaire BAT.B.7.
B-4000 LIEGE (Sart Tilman)

Tél. 041/56.22.18

