

Les glissements de terrain au Rwanda occidental : leurs causes et les possibilités de leur prévention

J. MOEYERSONS

Musée Royal de l'Afrique Centrale, B-1980 Tervuren (Belgique)

RÉSUMÉ

Au Rwanda, surtout dans la région de la crête Zaire-Nil et du plateau central, les collines montrent souvent un profil transversal en forme de coupole. Ce type de colline porte généralement un sol ferrallitique parfois fortement tronqué, parfois encore intact et même surmonté d'une couche colluvionnaire.

Les mesures à la colline de Rwaza (Runyinya-Butare) montrent que ces sols se déplacent vers l'aval par le processus du creep. Ce mouvement, au moins partiellement de nature plastique, conduit à une réduction de la résistance mécanique du sol et ainsi au développement de fissures. De légers déplacements, de l'ordre de quelques millimètres, le long de ces fissures, donnent à la surface une microtopographie particulière en terrassettes.

Il arrive que des pentes, plus raides que 50 %, soient affectées par des glissements, surtout vers la fin de la saison des pluies. Il s'agit typiquement de pentes développées sur substrat schisteux, caractérisées par la présence d'un sol fissuré dont les banquettes individualisées forment les terrassettes. Les glissements se produisent parce que les fissures court-circuitent le sol et conduisent les eaux de ruissellement directement en profondeur.

Les possibilités de prévention des glissements se situent essentiellement au niveau d'une mise hors-jeu des fissures par une augmentation de l'infiltration diffuse. De cette façon, l'alimentation des fissures est coupée, et une réserve en eau s'établit dans la partie supérieure du sol, les horizons pédologiques en profondeur restant plus secs. Le labour profond et/ou le paillage sont deux techniques qui peuvent contribuer à obtenir une infiltration diffuse. D'autres techniques, dont certaines sont à utiliser avec prudence, peuvent également augmenter la stabilité des terrains raides.

MOTS-CLÉS : Glissements de terrain — Sols ferrallitiques — Fluage — Terrassettes — Paillage — Ligne de glissement.

ABSTRACT

MASS MOVEMENTS IN WESTERN RWANDA : CAUSES AND POSSIBLE MEANS OF PREVENTION

This study deals with the problem of mass movements, which become more and more important on the steep slopes (20-100 %) of the central plateau and the Zaire-Nile divide in Western Rwanda (fig. 1). This area has recently been reclaimed for agricultural purposes, in order to keep food production in equilibrium with the increasing demand resulting from the demographic explosion.

It could be shown that creep is very active on these steep slopes. On Rwaza hill (fig. 1) this process affects the kaolinitic and clayey soil over its entire depth, sometimes 3 m (fig. 4), giving rise to surface displacements of several centimeters a year (fig. 5). Various factors contribute to the process of creep : gravity, swelling of the humic top horizon, and subsurface mechanical and/or chemical erosion.

It is known that creep influences the mechanical behaviour of clayey soils by reducing their resistivity. This has been confirmed by a creep test followed by a shearing test on a soil sample from Rwaza. Moreover, an accurate analysis in one of the pits on Rwaza hill, where creep has been studied, showed that the creep movement consists

of pulses of lateral compression as well as lateral extension of the soil. The stress field in such a soil can be represented by slip lines whose pattern is different for extension and compression zones (fig. 9). Slip lines are orientations along which the differential deformation is highest and hence along which the soil resistance decreases most quickly. Rupture will necessarily propagate along these orientations.

Many slopes are underlain by phyllitic rocks on which a kaolinitic soil has developed. These slopes, when steeper than 50 %, are often affected by slides. The affected zones typically display a microtopography of terracettes (figs. 10 and 11). Hence it appeared that these terracettes are in fact small and slow serial slumpings. But stability analyses of individual terracettes showed a high stability for some of them. Therefore, creep, giving rise to a reduction of the soil resistance, should be responsible for their occurrence. A second argument to designate creep as the fundamental reason for the development of terracettes, is the close resemblance between the theoretical configuration of the potential sliding planes (fig. 9) in a creeping mantle, and the rupture plane pattern between the terracettes (fig. 12).

From general stability analysis, it appears that slopes of 50 % or more can maintain their stability only if no water table develops within the soil. The saturation of the base of the soil alone is sufficient to create major instability (table 5). This situation can easily be reached when the soil is fissured, as in terraceted areas, where runoff water is quickly transferred to the base of the soil through the fissures. In fact, the low hydraulic conductivity of the subsoil (10^{-6} cm/sec) is bypassed by the presence of fissures, which, as shown above, have been introduced into the soil by creep.

In such cases, a possible measure of slide prevention consists in increasing the diffuse infiltration of water into the soil between the fissures, so that short-circuiting of the soil by the fissures becomes impossible, and the soil base remains unsaturated because of the low hydraulic conductivity of the soil matrix.

Other, more classical, measures include : the deviation of runoff water before it enters the terracettes zone, measures to keep the weight of the vegetative and pedological cover low and techniques of drainage of the general slide plane.

KEY WORDS : Landslides — Red laterized soils — Creep — Terracettes — Mulching — Slip line.

RESUMEN

LOS MOVIMIENTOS DE MASAS EN EL RUANDA OCCIDENTAL : CAUSAS Y MEDIDAS PREVENTIVAS POSIBLES

Este trabajo trata del problema de los movimientos de masas, que se hacen más y más importantes en los faldeos abruptos (20-100 %) de la meseta central y del linde Zaire-Nilo con el Ruanda occidental (fig. 1). Estas superficies han sido recientemente destinadas a la agricultura a fin de mantener en equilibrio la producción respecto a la demanda de alimentos, que aumenta a causa de la explosión demográfica.

Se observa en efecto que deslizamientos en estos faldeos abruptos son importantes. En las colinas de Rwaza (fig. 1) este proceso afecta el « caolinitico » y el suelo arcilloso en toda su profundidad hasta a veces 3 m (fig. 4), produciendo desplazamientos en la superficie de varios centímetros por año (fig. 5). Factores múltiples contribuyen al deslize del terreno : la gravedad, el inhiamiento del horizonte somital humedo y la erosión, tanto química como mecánica, bajo la superficie.

Se sabe que el deslize del terreno influencia el comportamiento mecánico de los suelos arcillosos reduciendo su « resistividad ». Un ensayo de deslize seguido y de cizalla realizado sobre una muestra de suelo de Rwaza confirma este punto de vista. Más aún, un análisis preciso de uno de los hoyos hechos en la colina de Rwaza, donde los deslizamientos han sido estudiados, muestra que el movimiento de deslize consiste en empujes laterales, tanto de compresión como de extensión, del suelo. El campo de fuerzas en este suelo puede representarse con líneas de deslize cuya configuración difiere en las zonas de extensión y de compresión (fig. 9). Las líneas de deslize indican las orientaciones a lo largo de las cuales la deformación diferencial es la más fuerte, y por consiguiente donde la resistencia del suelo disminuye más rápidamente. La ruptura se propagará necesariamente a lo largo de estas líneas.

Varias pendientes de terreno están sobre rocas filíticas sobre las cuales la capa caolinitica se ha desarrollado. Estas pendientes, cuando sobrepasan 50 %, son aménudo víctimas de deslizamientos. Las zonas afectadas presentan típicamente una microtopografía en « terracitas » (figs. 10 y 11). Se constata que estas « terracitas » son una sucesión de pequeños niveles lentamente deslizados. Sin embargo los análisis de estabilidad de algunas « terracitas » muestra que poseen una gran estabilidad. Por otra parte el deslizamiento en la medida en que reduce la resistencia del suelo, puede explicar este fenómeno. Otro argumento que sugiere que el deslizamiento es la causa fundamental

del desarrollo de « terracitas » es la semejanza entre la configuración teorica de los planos potenciales de deslize (fig. 9) en el faldeo y la configuración del plano de ruptura entre « terracitas » (fig. 12).

Los análisis de estabilidad muestran que pendientes superiores a 50 % pueden permanecer estables a condición de que no se forma un nivel de agua debajo el suelo. La saturación de la base del suelo basta para producir inestabilidad (table 5). Se llega rápidamente a esta situación cuando el suelo está agrietado, como en las zonas de « terracitas » donde el agua pasa rápidamente a la base del suelo a través de las grietas. En realidad la conductividad hidráulica débil del subsuelo (10^{-6} cm/sec) es cortocircuitada por la presencia de grietas, introducidas en el suelo por los deslizamientos.

En estos casos, una medida preventiva puede ser de aumentar la filtración difusa de agua en el suelo entre las grietas, y así el cortocircuitar el suelo por las grietas se hace imposible, y la base del suelo permanece insaturada gracias a la baja conductividad hidráulica de la matriz del suelo.

Otras medidas más clásicas consisten en desviar las aguas de lluvia antes que penetren en la zona de « terracitas », en conservar bajo el peso de la capa vegetal y pedológica y finalmente aplicar técnicas de drenaje de la pendiente.

PALABRAS CLAVES : Deslizamientos de terrenos — Suelos ferralíticos — Corrimiento — Terracitos — Empajamiento — Línea de deslize.

INTRODUCTION

Le Rwanda est un pays montagneux, situé au centre du continent africain, entre $1^{\circ}04'$ et $2^{\circ}51'$ L.S. et $28^{\circ}53'$ et $30^{\circ}53'$ L.E. Il occupe la bordure est du rift occidental, marqué à cette latitude par le lac Kivu. A cause de son altitude (1 000-3 000 m), le Rwanda jouit d'un climat tropical d'altitude avec une température moyenne variant autour de $20^{\circ}\text{C} \pm 5^{\circ}\text{C}$. Les précipitations abondantes sont réparties sur deux saisons des pluies, allant de mi-septembre à décembre et de fin janvier jusqu'au mois de mai ou de juin. A Butare, dans le sud du pays (fig. 1), les précipitations annuelles moyennes s'élèvent à 1 100 mm.

La région de Butare, où se trouve notre station expérimentale (fig. 1), et, par extension, tout le plateau central et surtout la crête Zaïre-Nil, sont caractérisés par de fortes pentes, qui atteignent parfois 100 %. D'après les travaux de C. PRIOUL et P. SIRVEN (1981) et P. SIRVEN (1984) on peut estimer que dans cette région, la densité de la population dépasse actuellement 250 habitants par km^2 . L'explosion démographique récente (taux d'accroissement naturel de l'ordre de 3 à 3,7 %) a forcé la population à mettre en culture les pentes les plus raides, sur lesquelles un homme peut à peine se dresser.

La mise en culture complète du terroir à la suite de la pression démographique, l'agressivité des pluies et les fortes pentes contribuent à une forte érosion. Celle-ci épargne seulement les quelques enclaves de forêt originelle, au centre de la dorsale.

Notre étude de la colline de Rwaza, complétée par des observations dans toute la partie occidentale du

pays, a montré que deux types d'érosion sont en jeu. Il s'agit d'abord de l'érosion hydrique. Elle se manifeste sous forme de griffes, de rigoles et de ravins. Sur la colline de Rwaza, certaines parties dont la pente est supérieure à 50 % montrent une perte des terres qui s'élève à ± 30 tonnes/ha/an !

Mais les observations montrent également que les pentes supérieures à 50 % sont parfois affectées par des glissements de terrain. Le risque de glissements, déjà confirmé par la présence d'anciennes cicatrices, s'est encore vérifié au mois de mai dernier, quand tout le nord-ouest du pays fut affecté après une pluie exceptionnelle. Selon des informations orales, ces glissements ont tué plusieurs dizaines de personnes et provoqué des dégâts pour 2,5 milliards de francs rwandais.

De même, la colline de Rwaza porte quelques traces d'anciens glissements. Des mesures ont prouvé que la plupart des pentes de la colline sont affectées par le creep ou le fluage, même les pentes ayant une inclinaison de 6 % seulement.

Cet article propose quelques réflexions sur le problème des glissements et sur les possibilités d'une intervention préventive. Certains liens de causalité entre le mouvement du creep et l'initiation des mouvements de masse rapides seront également démontrés. L'étude s'est faite sur la colline de Rwaza, mais les résultats sont instructifs pour toute la partie du Rwanda qui se situe à l'ouest du tronçon sud-nord de l'Akanyaru (fig. 1) et son prolongement vers le nord.

1. LES TERRAINS SUPERFICIELS

Le soubassement de la colline se compose essentiellement de roches schisteuses précambriennes surmontées

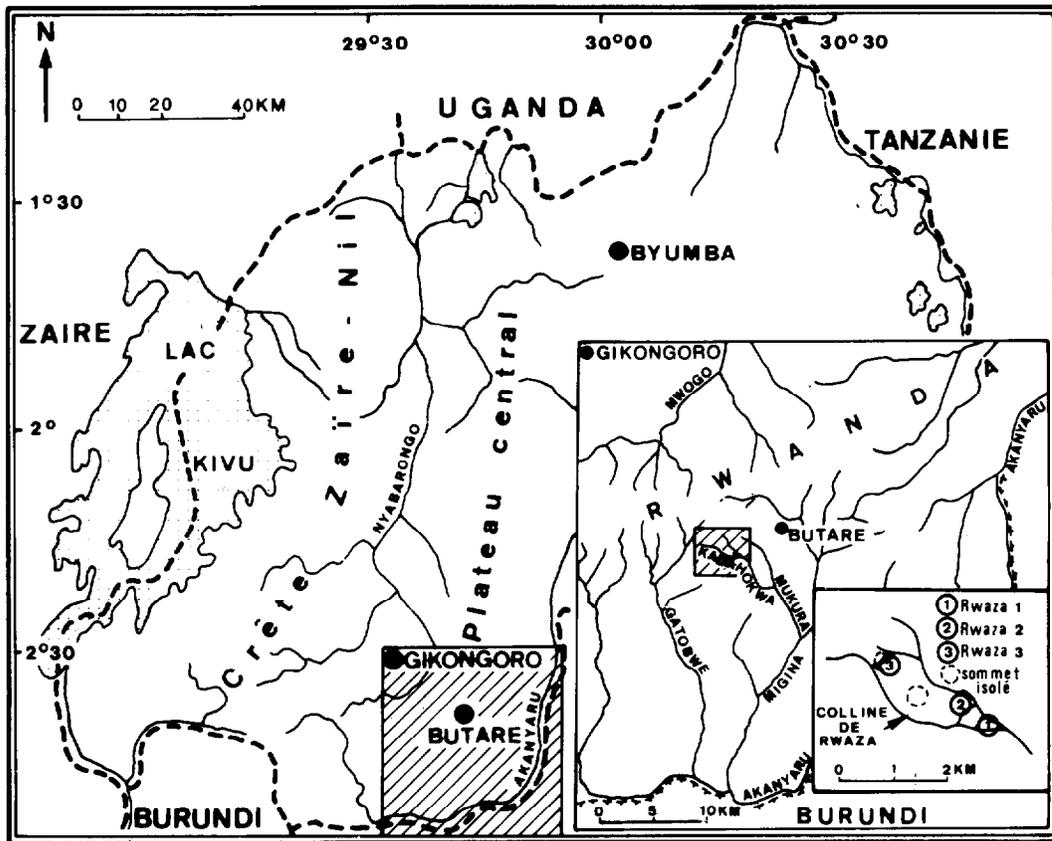


FIG. 1. — Carte de localisation
Situation map

d'assises superficielles dont la succession idéalisée est décrite comme suit, de haut en bas :

1. Un manteau : A. colluvions stratifiées : sableuses sur pentes faibles (< 10 ‰), argileuses sur pentes raides (> 10 ‰)

B. matériau non stratifié

B1 : horizon humifère

B2 : un horizon sous-jacent, épais parfois de plusieurs mètres, kaolinifère et ferrugineux.

2. Une couche basale : fins graviers anguleux de quartz, grands fragments de quartz et de quartzite, des débris rocheux (schistes) anguleux, souvent orientés parallèlement à la pente. Matrice argileuse.

La figure 2 montre les toposéquences le long des trois profils transversaux de la colline de Rwaza, établies sur base d'observations faites dans une trentaine de trous (YP-1 à 25 et autres, voir 1.1.). Il apparaît que la toposéquence de Rwaza 3 (fig. 2) se retrouve également sur plusieurs collines des environs : elle est caractérisée par

un affleurement successif de la couche basale et des horizons 1B2, 1B1 et 1A du manteau quand on s'éloigne d'un affleurement rocheux sommital.

La même toposéquence se produit sur la colline de Rwaza à partir de l'affleurement rocheux (« sommet isolé » sur la figure 1) en direction de la confluence des deux rivières qui bordent la colline allongée. La toposéquence selon cet axe est reprise schématiquement sur la figure 3. Il apparaît que la stratigraphie, au sommet des profils transversaux Rwaza 2 et Rwaza 1 (fig. 2), s'inscrit parfaitement dans la toposéquence « normale » selon l'axe de la partie considérée de la colline. Il est possible que la partie méridionale de la colline de Rwaza ait fait partie d'un glacier beaucoup plus large que la colline actuelle, mais qui a été recoupé plus tard par les deux rivières.

La figure 2 montre que la plus grande partie des terrains superficiels est en fait composée du manteau 1B1-1B2, c'est-à-dire d'un kaolisol bien développé, coiffé d'un « umbric epiedon ». Le tableau I résume plusieurs

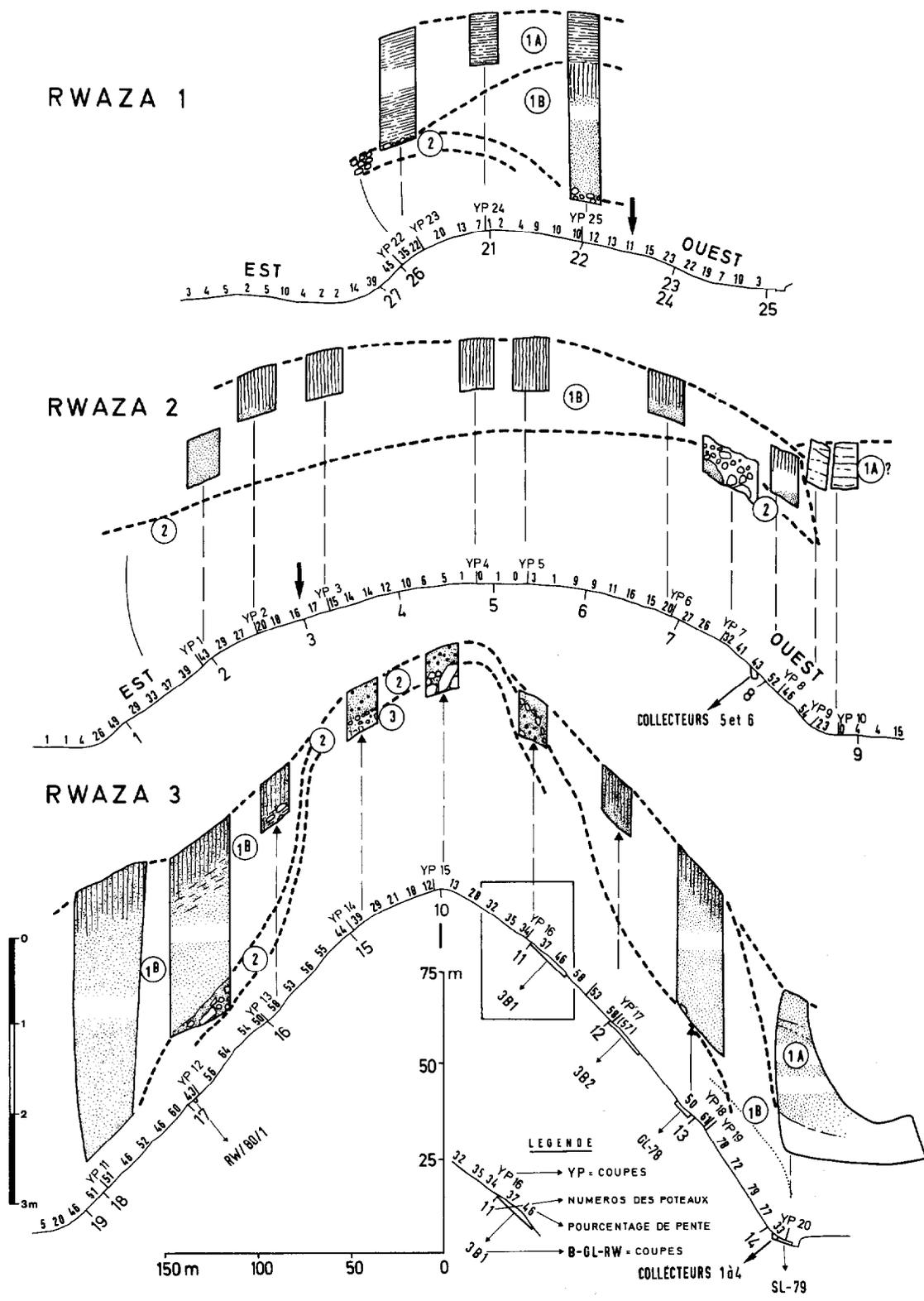


FIG. 2. — Toposéquences le long des trois profils transversaux de la colline de Rwaza et localisation des puits « Young » et des barres en fer, numérotées de 1 à 27. Les horizons 1A, 1B et 2, décrits dans le texte sont indiqués.
 Soil catenas along the three cross sections of Rwaza hill and localisation of "Young" pits and iron stakes (1 to 27). Soil horizons 1A, AB and 2, are indicated.

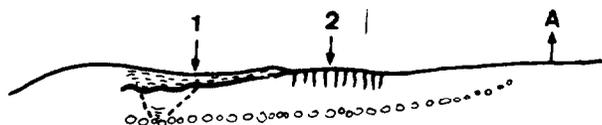


FIG. 3. — Toposéquence à partir du sommet isolé (fig. 1) suivant l'axe de la colline en direction de la confluence des deux rivières. Les profils Rwaza 1 et 2 croisent cette séquence aux points 1 et 2.

Soil catena going from the isolated summit (fig. 1) along the crest line of the hill in the direction of the confluence of the two rivers. Cross sections Rwaza 1 and 2 cross this catena at points 1 and 2.

caractéristiques de l'horizon humifère sommital et du sous-sol rouge brun.

La transition entre ces deux horizons est marquée par une réduction de la conductivité hydraulique. Celle-ci s'explique partiellement par le taux en argile (particules inférieures à 2 microns) plus élevé dans le sous-sol. Une deuxième baisse de la conductivité hydraulique se situe vers la base du sol, où la couche arglo-graveleuse, épaisse de 10 à 50 cm annonce la roche sous-jacente altérée en place. Un écoulement hypodermique important à ces deux niveaux est suggéré par la présence de macropores, de cavités et de tunnels de suffosion.

1.1. Description de la surface des croûtes

Depuis 1977, le fluage du sol sur la colline de Rwaza a été enregistré par deux méthodes. D'abord la vitesse du creep en profondeur a été mesurée dans une trentaine de trous modèle « Young » (YOUNG, 1960). Les trous sont localisés à proximité des trois profils transversaux de la colline de Rwaza (fig. 2). Il s'agit de trous

TABLEAU I
Quelques caractéristiques du sol à Rwaza
Some soil characteristics on Rwaza hill

	Horizon humifère	sous-sol rouge-brun
texture:		
- argile (< 2 μm)	12% - 19%	23% - 33%
- sable + gravier (> 63 μm)	40% - 66%	26% - 35%
nature de l'argile	kaolinite	kaolinite
densité	< 25 kN/m^3	jusqu'à 26 kN/m^3
poids spécifique apparent sec	11 - 13,5 kN/m^3 en fonction de la teneur en eau originale décroissante (30% - 15%)	$\pm 14 \text{ kN/m}^3$
C_{5-10} (J. DE PLOEY, 1979)	3 - 5	1 - 3
Indice de plasticité	3% - 15%	1% - 15%
épaisseur	0 - 0,5 m	0 - > 3 m
conductivité hydraulique:		
- teneur en eau $\pm 20\%$ (suction)	10^{-2} cm/sec	10^{-3} cm/sec
- en cas de saturation	$10^{-4}/10^{-5}$ cm/sec	10^{-6} cm/sec

dont une paroi qui longe la pente est soigneusement mise à la verticale. Des traceurs sont insérés dans cette paroi. Après leur positionnement, le trou est rebouché. A l'occasion de la réouverture de la fosse, les déplacements relatifs ou absolus des traceurs peuvent être mesurés. Une deuxième méthode consiste en une simple vérifica-

tion annuelle des distances entre des piquets en fer qui matérialisent les trois profils. Ces piquets sont insérés verticalement dans le sol, sur une profondeur de 60 cm. Leur position est indiquée sur la figure 2. Les mesures sont faites à l'aide d'un ruban métallique, ayant une précision de 1,5 cm sur une distance de 50 m.

1.1.1. LES MESURES DANS LES FOSSES « YOUNG »

En 1977, 25 fosses ont été creusées. Leur profondeur n'était que de 60 à 70 cm. Dans la paroi suivant la pente, des plaques en zinc, 5 × 5 cm et épaisses de 0,5 mm, ont été insérées en ligne droite, perpendiculairement à la surface du sol. L'inclinaison de la ligne des plaques est facile à mesurer et à reconstituer à l'aide d'un grand rapporteur en bois, pourvu d'un contrepoids. Suspendu à la paroi, il s'oriente de façon que la ligne de zéro tombe à la verticale.

La plupart des fosses ont été pourvues de 10 plaques, rangées sur une ligne de 50 cm environ. On croyait à l'époque que cette profondeur suffisait amplement pour enregistrer le creep dans sa totalité. A l'occasion de la réouverture des fosses après 1, 2 ou 3 ans, il était possible de reconstruire, à partir de la plaque inférieure, une ligne ayant exactement la même inclinaison que la ligne originelle des traceurs.

Les résultats furent surprenant : le creep était manifeste jusqu'à des profondeurs supérieures à 50 cm puisque, dans bon nombre de cas, la ligne des traceurs était déformée sur toute sa longueur. Au cours des années, on a donc approfondi certains trous existants, afin de repérer le niveau le plus bas jusqu'où le creep se fait sentir. La figure 4 montre le résultat d'une mesure prise dans YP-25 EXT, le traceur inférieur (ici un clou) étant fixé dans le sommet de la roche en place à 3 m de profondeur. Notez que le traceur supérieur se situe à une profondeur de 45 cm et qu'à l'endroit du YP-25 EXT, l'horizon humifère, qui se situe normalement à la surface, est enseveli sous des colluvions. Des mesures semblables, dans d'autres trous profonds (YP-11 EXT, YP-12 EXT, GL-78, YP-22 EXT), ont confirmé que le creep est généralement détectable jusqu'au sommet de la roche mère, même si le sol est épais de plus de 3 m.

1.1.2. QUELQUES INDICATIONS DE LA VITESSE DU CREEP EN SURFACE

Les données recueillies dans des puits « Young » sont des données relatives, et, de ce fait, des sous-estimations. La question qui se pose est celle de la vitesse réelle du creep à la surface du sol sur la colline de Rwaza. Une procédure simple a été adoptée : à l'aide d'un ruban métallique, les distances entre les fers à béton, matérialisant les trois profils transversaux (fig. 2), ont été vérifiées pendant plusieurs années. Le tableau II donne les chiffres obtenus pendant la période 1977-1984. La méthode de mesure à l'aide d'un ruban métallique est sans doute rudimentaire, mais le tableau II montre que la distance entre deux piquets change, souvent pendant presque toute la période considérée, dans la même direction, soit en diminuant (ex. entre les piquets 8 et

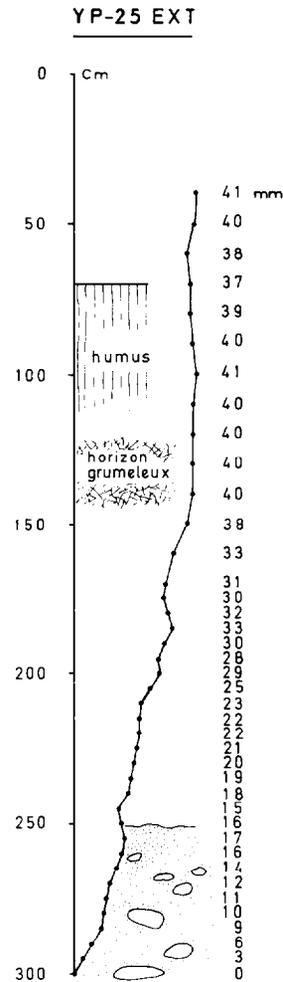


FIG. 4. — La déformation de la ligne des traceurs en YP-25 EXT. Date d'installation : 31.10.81. Lecture : 8.11.84. Deformation of the tracer line in YP-25 EXP. Installation : 31.10.81. Verification : 8.11.84.

9) soit en augmentant (ex. entre les piquets 10 et 11). Cette observation fait penser que les valeurs obtenues précédemment correspondent malgré tout à la réalité.

Pour chaque profil transversal, il est possible de calculer la variation de la distance totale entre un piquet donné et le piquet situé au sommet du profil. Si l'on admet arbitrairement que le piquet sommital est stable, cette variation donne en quelque sorte la vitesse du creep à l'endroit du piquet envisagé. Ces mouvements sont importants, de l'ordre de quelques centimètres ou parfois de quelques dizaines de centimètres en 7 ans (fig. 5). Même si le piquet sommital de chaque profil avait, lui aussi, subi des mouvements, cela n'affecterait pas les résultats obtenus de manière importante.

TABLEAU II
Variations des distances entre les piquets à la colline de Rwaza
Changes in distance between iron stakes on Rwaza hill

piquets	distances en mètres						
	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1984
27-26	11,00	10,97	10,97	10,95	11,00	11,06	11,01
26-21	50,00	50,06	50,07	50,09	50,13	50,07	50,11
21-22	50,00	50,01	50,02	50,035	50,035	50,04	50,02
22-23	50,00	49,99	50,08	50,095	50,09	50,09	50,08
24-25	50,00				37,92 (40)	39,90 (40)	
1-2	50,00	50,00	50,00	49,975	49,97	49,96	49,96
2-3	50,00	50,00	50,02	50,02	50,02	50,02	50,01
3-4	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,04	50,08
4-5	50,00	50,00	50,00	50,00	50,05	50,055	50,05
5-6	50,00	50,04	50,05	50,055	50,055	50,06	50,09
6-7	50,00	50,04	50,05	50,055	50,045	50,03	50,04
7-8	50,00	50,03	50,04	50,07	50,11	50,12	50,12
8-9	50,00	49,97	49,96	49,94	49,94	49,92	49,89
19-18	10,00	-	9,98	9,96	10,03	10,06	10,10
18-17	50,00	49,97	49,90	49,88	49,93	49,95	49,90
17-16	50,00	50,01	50,03	50,03	50,04	50,05	50,06
16-15	50,00					50,06	50,07
15-10	50,00	50,00	50,00	50,00	49,955	50,01	50,02
10-11	50,00	50,00	50,00	50,02	50,035	50,04	50,05
11-12	50,00	50,03	50,05	50,085	50,02	50,08	50,08
12-13	50,00	50,04	50,17	50,235	50,28	50,31	50,35
13-14	50,00	49,95	49,89	49,86	49,86	49,84	49,83

1.2. Les causes possibles du fluage lent du sol à Rwaza

La grande profondeur sur laquelle le mouvement est sensible et son importance en surface font penser qu'il s'agit d'un fluage en profondeur ou fluage par gravité (TERZAGHI, 1950). Nous pensons que les facteurs qui suivent contribuent au creep.

1.2.1. LA PESANTEUR

Au cours de ce travail, un certain nombre d'échantillons de terre provenant de la colline de Rwaza a été testé dans un appareil de cisaillement mono-axial. Tous les échantillons, remaniés mais reconsolidés jusqu'à leur poids spécifique apparent normal, se déforment déjà à des contraintes de cisaillement faibles. Même sous une contrainte normale de 200 kN/m², le creep devient perceptible souvent dès la première imposition de la force tangentielle, qui s'élève seulement à 2,45 kN/m². Il est facile de prouver qu'une contrainte tangentielle critique (τ_{cr}) de cet ordre est atteinte à faible profondeur sur une pente inclinée. En effet (fig. 6), le poids d'une colonne de terre applique une contrainte tangentielle (τ) au plan m, parallèle à la surface de :

$$\tau = P \cdot \sin\alpha \quad (1)$$

$$\text{et} \quad \tau_u = P \cdot \sin\alpha \cdot \cos\alpha \quad (2)$$

où : τ_u = la contrainte tangentielle par unité de surface du plan m

P = le poids de la colonne de terre.

P est égal au produit de la hauteur (z) de la colonne multipliée par le poids volumique du matériel qui s'élève à ± 15 kN/m³.

On peut donc déduire de (2) que :

$$\tau_u = Z (15 \text{ kN/m}^3) \sin\alpha \cdot \cos\alpha$$

Pour $\tau_u = \tau_{cr} = 2,45$ kN/m² on obtient :

$$Z (15 \text{ kN/m}^3) \sin\alpha \cdot \cos\alpha = 2,45 \text{ kN/m}^2$$

$$\text{et} \quad Z = \frac{2,45 \text{ kN/m}^2}{(15 \text{ kN/m}^3) \sin\alpha \cdot \cos\alpha} \quad (3)$$

De (3) on peut déduire que la contrainte tangentielle de 2,45 kN/m², nécessaire pour introduire le creep, est obtenue sur une pente de 5°, à une profondeur de 1,88 m, et sur une pente de 20°, à une profondeur de 0,51 m seulement. D'après l'hypothèse simple que le creep est un mouvement parallèle à la surface et vers l'aval de la pente, on peut conclure que la plupart des pentes, mêmes faibles, subissent théoriquement du creep à partir des profondeurs indiquées sur le tableau III.

1.2.2. LE GONFLEMENT DE L'HORIZON HUMIFÈRE

La kaolinite est une argile non gonflante, mais l'horizon humifère voit son poids spécifique apparent après

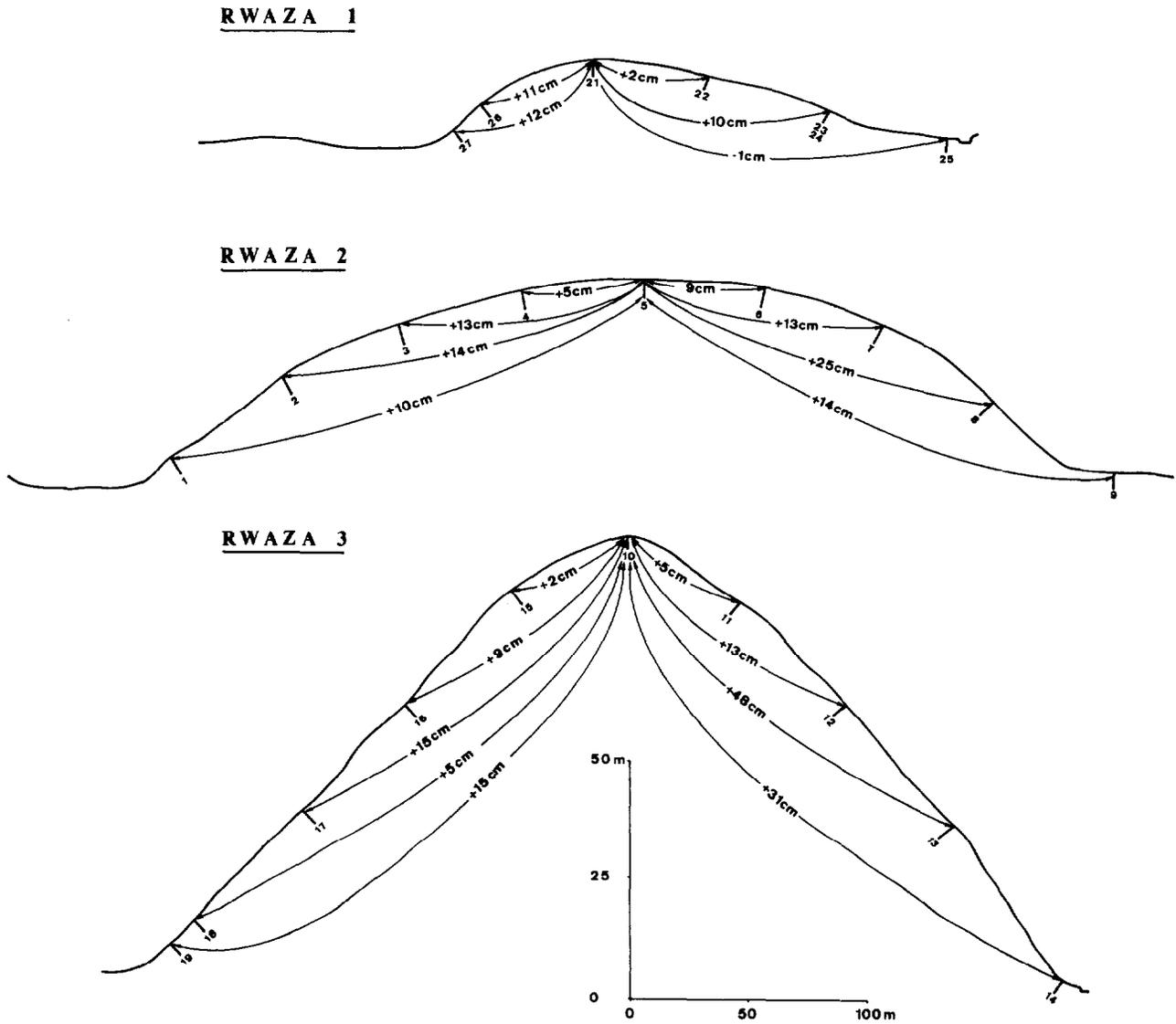


FIG. 5. — Les mouvements du creep, enregistrés à la surface du sol le long des trois profils transversaux de la colline de Rwaza (1977-1984).
Creep movements at the soil surface along the three cross sections over Rwaza hill (1977-1984).

TABLEAU III

Les profondeurs Z auxquelles la composante tangentielle du poids du sol suffit à introduire le creep, calculées à partir de l'équation (3)

Depths Z at which the tangential weight component is able to deform the soil, derived from equation (3)

penne	5°	10°	15°	20°	25°	30°	35°	40°
Z (m)	1,88	0,96	0,65	0,51	0,43	0,38	0,35	0,33

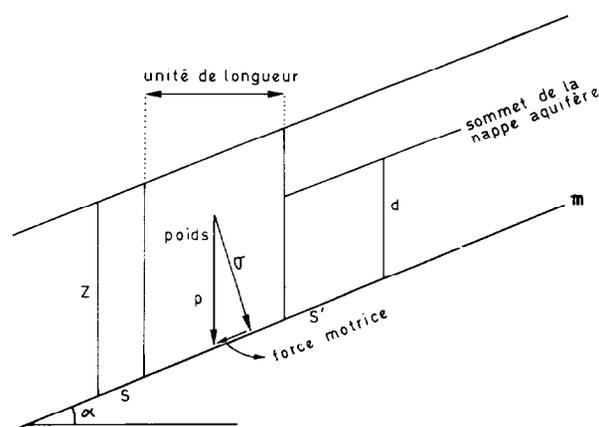


FIG. 6. — La force déviatrice, exercée par le poids du sol le long d'un plan parallèle à la surface.
Deviator stress exerted by the weight of the overburden soil along a plane parallel to the surface.

séchage diminuer d'autant plus qu'il est humide. Quand il s'humidifie, l'horizon humifère se comporte donc comme un matériel gonflant.

Le sous-sol, contrairement à l'horizon humifère, est peu ou pas gonflant. La superposition de ces deux horizons à comportement différentiel est un fait important. Ainsi (fig. 7), on peut s'attendre, après la fin de la saison des pluies, à la contraction latérale de l'horizon humifère. Ceci mène à la formation, dans ce dernier, de fissures de tension et à un frottement à hauteur de la zone de transition. Théoriquement, ce frottement peut affaiblir la zone de transition où se forment des macropores et des structures grumeleuses comme autour d'un plan de glissement.

On peut donc s'attendre à un mouvement de creep cyclique de l'horizon humifère, une partie importante du mouvement étant située dans la zone de transition à sa base.

1.2.3. L'ÉROSION INTERNE PAR L'ÉCOULEMENT HYPODERMIQUE

Il n'est pas du tout sûr que le gonflement cyclique puisse maintenir un mouvement de creep à l'intérieur

de l'horizon humifère. En effet, il a été démontré (MOEYERSONS, 1978) que le creep, engendré par des variations cycliques de l'humidité du sol, ne se maintient que pendant la durée du tassement du sol. Une fois que le poids spécifique apparent du sol atteint l'équilibre avec les conditions externes, le creep s'arrête également. La continuation du creep dépend donc de la possibilité du matériel à se modifier continuellement.

On sait (CAHEN et MOEYERSONS, 1977) que la bioturbation, au sens large, cause le tassement du sol sous l'effet de son propre poids, si les structures créées par cette activité s'effondrent. C'est le cas pour un sol où les termites et les fourmis déplacent des particules fines à la surface. On peut imaginer que ce soit aussi le cas si l'écoulement hypodermique provoque une érosion interne avec creusement de vides, de macropores et même de tunnels de suffosion qui s'effondrent éventuellement par la suite.

Sur la colline de Rwaza, on a trouvé de bonnes indications montrant que l'écoulement hypodermique provoque une érosion considérable, probablement due, en partie, à l'enlèvement mécanique de particules fines des parois des macropores et des petites galeries. Il s'agit notamment des observations faites dans le puits « Young » GL-78. Après 6 ans d'observations, on a constaté que la distance moyenne séparant les lignes traceuses 6 et 7-8 (fig. 8) avait diminué d'un demi-centimètre environ. Etant donné que c'est la zone de frottement (fig. 7) qui était comprise entre ces deux lignes traceuses, on peut penser à une érosion mécanique dans cet horizon, suivie d'un effondrement partiel des vides créés par cette érosion. Bien sûr, le lessivage oblique peut avoir le même effet, mais à plus long terme (YOUNG, 1978). En tout cas, du fait que l'écoulement hypodermique est souvent important, l'érosion interne, mécanique ou chimique, peut avoir comme effet la formation de vides peu stables qui s'effondrent par la suite, ce qui mène au retassement du sol.

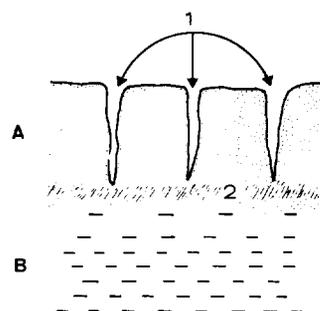


FIG. 7. — Fentes de dessiccation, affectant l'horizon humifère (A) et zone de frottement entre A et le sous-sol rouge (B).
Dessiccation cracks in the humic horizon (A) and belt of friction between (A) and the red subsoil (B).

2. LES CONSÉQUENCES DU CREEP : DES GLISSEMENTS RAPIDES

2.1. La théorie

La théorie permet d'entrevoir les conséquences du creep sur le plan des caractéristiques mécaniques du sol.

2.1.1. LA FATIGUE DU SOL

C'est un fait connu (ZARUBA et MENCL, 1976) qu'une déformation plastique prolongée d'un matériel argilo-limoneux rend sa résistance interne plus basse. Il semble que, pendant la déformation, les plaques et les pellicules d'argile sont forcées de s'orienter selon la direction de plus grande déformation (GOLDSTEIN, MISUMSKY et LAPIDUS, 1961 ; SKEMPTON, 1964 ; GILOT, 1968).

Etant donné l'importance du creep, non seulement à Rwaza, mais partout sur les pentes raides du pays, on peut penser que le creep continu est un facteur qui mène à une réduction de la résistance interne du sol et qui, de ce fait, favorise les glissements sur les pentes raides.

Il s'agit ici d'une idée importante qui mérite d'être vérifiée. A ces fins, une expérimentation sur le creep a été mise sur pied, avec un échantillon de terre remanié du sous-sol rouge de la colline de Rwaza. Une des caractéristiques d'un échantillon remanié est la disparition partielle des liens originels entre les particules du sol. C'est pourquoi la résistance au cisaillement d'un tel échantillon se rapproche plutôt de la résistance résiduelle du matériel en question.

La procédure de l'expérience était la suivante : dans la boîte de cisaillement d'un appareil mono-axial, l'échantillon remanié a été exposé à une contrainte normale de 200 kN/m². Après la consolidation de l'échantillon, une contrainte tangentielle a été appliquée. Celle-ci s'élève à ± 55 % de celle à laquelle l'échantillon se casse normalement. Après 21 jours, la partie supérieure de la boîte de cisaillement avait bougé de 0,920 mm par rapport à la partie inférieure. Au cours de la vingt-deuxième journée, la contrainte tangentielle a été augmentée graduellement. La rupture de l'échantillon s'est faite à 107 kN/m² au lieu des 136 kN/m² attendus, ce qui correspond à une diminution de la résistance interne du sol de 22 % !

Ce résultat illustre donc que le sol de Rwaza ne fait pas exception, et subit une fatigue importante quand il est déformé, pendant une certaine période par une contrainte de cisaillement, même basse.

2.1.2. LA FORMATION DE FISSURES DANS LE SOL

Dans les discussions théoriques, le creep est souvent représenté comme un type de mouvement laminaire, le mouvement à différentes profondeurs étant orienté

parallèlement à la surface (KIRKBY, 1967). Mais les recherches à Rwaza (MOEYERSONS, 1988) confirment l'idée de FINLAYSON (1981) et YOUNG (1978) que ces mouvements sont plus complexes. Il apparaît également des observations faites à Rwaza, que les déplacements volumiques dus au creep varient non seulement dans le temps mais aussi d'un endroit à l'autre pendant la même période (fig. 8). Il s'ensuit que le creep provoque à certains endroits une compression latérale, à d'autres un étirement. Le creep profond étant un mouvement visco-plastique, il devient possible de représenter le champ des contraintes dans un manteau en fluage, par des lignes de glissement (JAEGER et COOK, 1979). Celles-ci représentent les orientations suivant lesquelles la déformation différentielle est maximale (MERLE, 1984). Dans un champ de contraintes bidimensionnel, les lignes de glissement croisent les directions de la contrainte majeure avec un angle de 100 % (JAEGER et COOK, 1979). Ceci conduit à la construction de deux systèmes de lignes de glissement, représentés à la figure 9 par des lignes en trait plein et en trait interrompu, respectivement.

Sur la base de l'expérience mentionnée plus haut, qui montre la chute de la résistance du sol par déformation plastique, les lignes de glissement, étant les orientations des déformations maximales, peuvent être considérées comme les orientations selon lesquelles le sol s'affaiblit le plus vite. La rupture du sol se propagera donc nécessairement suivant ces directions.

2.2. Le terrain

2.2.1. LA LOCALISATION DES GLISSEMENTS

Sur le terrain, les pentes en fluage, plus raides que 50 %, sont souvent garnies de terrassettes. Ces zones sont parfois le siège de glissements à la fin de la grande saison des pluies, vers les mois de mai et de juin. Ces pentes ont sans aucun doute subi du creep préalablement aux glissements surtout celles sur substrat schisteux comme à Rwaza. La figure 10 montre un glissement aux environs de Cyahinda (commune de Nyakizu), affectant une topographie en terrassettes. Celles-ci suivent plus ou moins les courbes de niveau. Il apparaît également que la tête du glissement suit, sur une certaine distance, le parcours d'une terrassette. Les observations de plusieurs dizaines de cicatrices ont montré que les terrassettes sont en réalité des banquettes. Celles-ci sont séparées par des fissures courbées, qui se rejoignent en profondeur au niveau de la nappe basale, argilo-graveleuse, marquant la transition entre le sous-sol rouge et la roche schisteuse en place altérée (voir également la figure 2, couche 2). La figure 11 montre, de manière schématique, comment le glissement de Cyahinda s'inscrit dans le réseau de fissures qui délimitent les terrassettes.

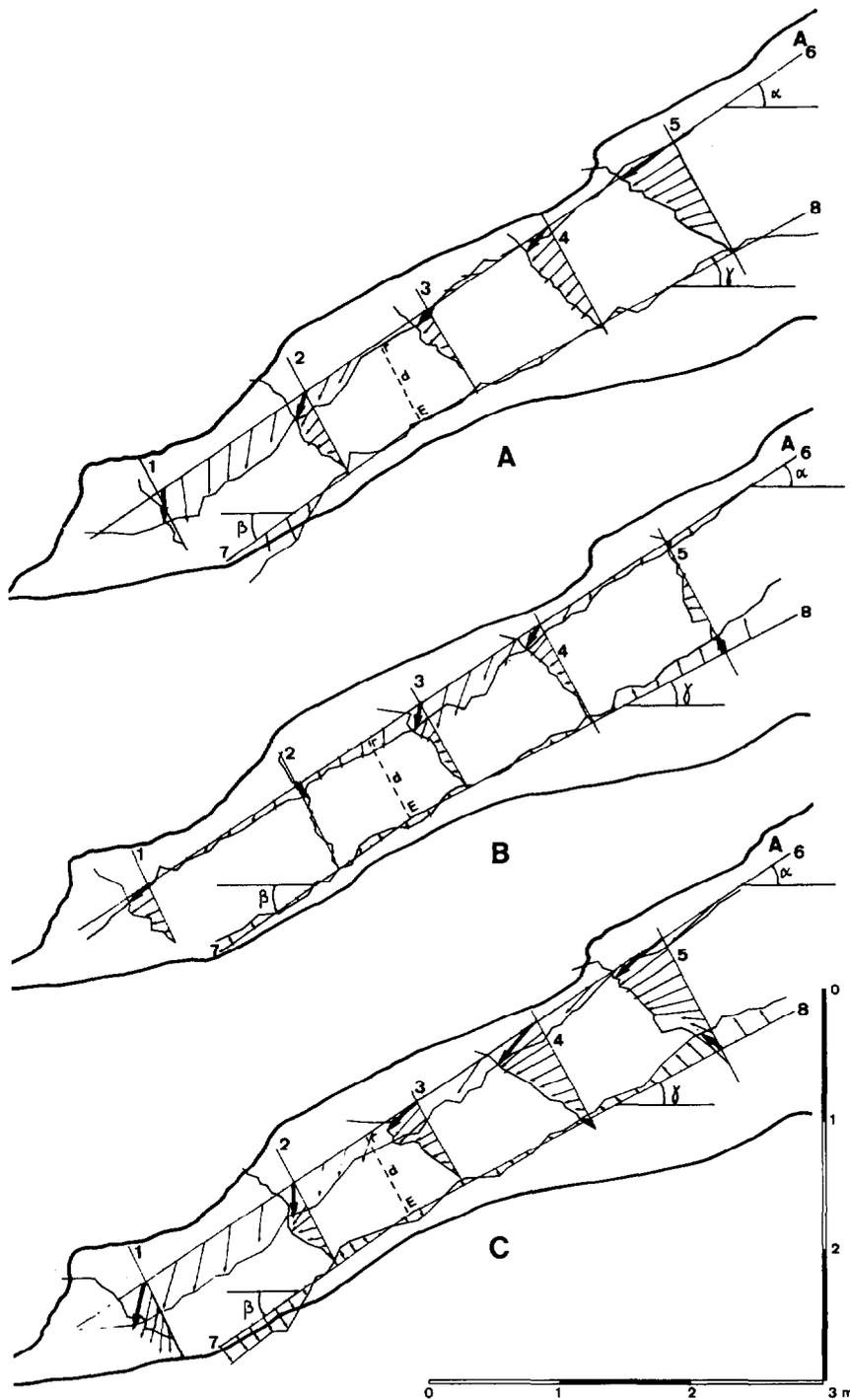


FIG. 8. — Le puits « Young » GL-78. Les lignes des traceurs 1 à 5 croisent perpendiculairement la surface. Les lignes 6 et 7-8 sont quasiment parallèles à la surface. La déformation des lignes, exagérée de dix fois à l'échelle du dessin, est indiquée.

A. période 1978-1981 ;

B. 1981-1984 ; C. 1978-1984.

Young pit GL-78. Tracer lines 1 to 5 are perpendicular to the surface. Lines 6 and 7-8 are nearly parallel to the surface. The deformation of the tracer lines is exaggerated ten times to the scale of the drawing.

A. deformation 1978-1981 ;

B. 1981-1984 ; C. 1978-1984.

2.2.2. LA NATURE DES TERRASSETTES

Sur le profil transversal 3B de la colline de Rwaza, des terrassettes de ce genre ont été étudiées plus en

détail. La figure 12 montre la coupe 3B1 qui suit la pente sur une distance de 35 m. Deux faits doivent être soulignés. D'abord, il apparaît que la topographie en

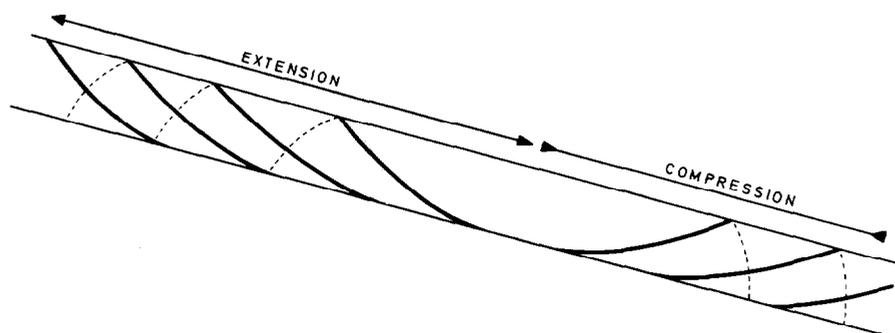


FIG. 9. — La configuration théorique des lignes de glissement dans la zone d'étirement et de compression d'un manteau subissant un mouvement visco-plastique.
Theoretical configuration of slip lines in extension and compression belt of a mantle undergoing a plastic-viscous movement.

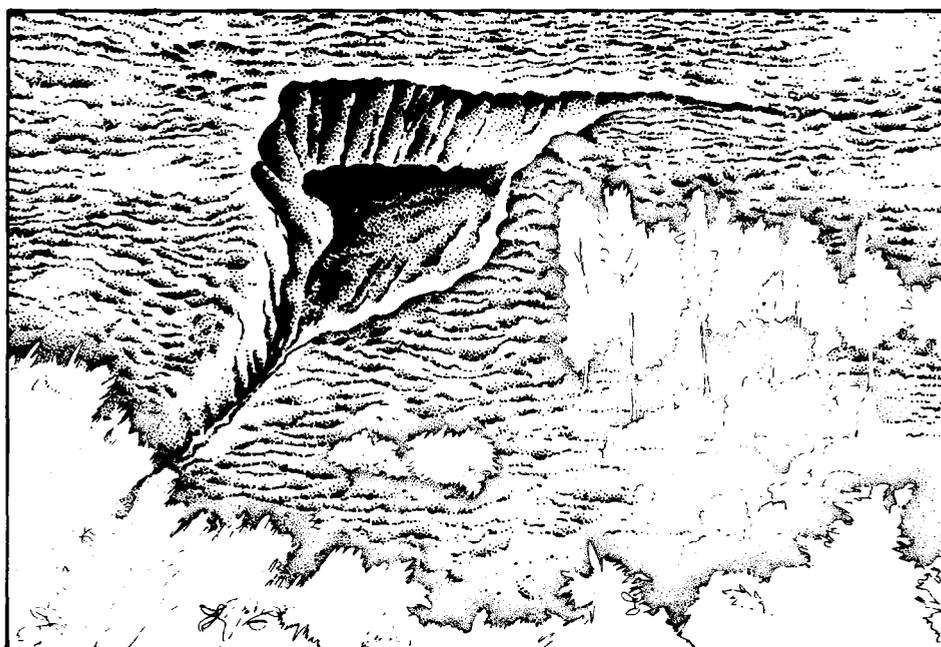


FIG. 10. — Dessin du glissement de Cyahinda. La micro-topographie en terrassettes.
Drawing of the Cyahinda slide. Terraced micro-topography.

terrassettes est déterminée, jusque dans les détails, par la présence de fissures. Deuxièmement, à certains endroits (E à la fig. 12), la couche basale est disloquée selon ces fissures. Ceci permet de considérer les terrassettes comme de vrais glissements.

Plusieurs arguments indiquent que les terrassettes sont le résultat de glissements plutôt lents. D'abord, les données de puits « Young » 17 et 19 indiquent un déplacement le long des fissures de l'ordre du millimètre par an. De plus, on peut remarquer sur la pente 3B de la colline de Rwaza, que l'érosion hydrique tend à détruire la configuration des terrassettes, sans que cette destruction soit jamais complète. Les renseignements fournis

par les habitants confirment que les terrassettes y ont toujours été présentes ces soixante dernières années. Ceci semble confirmer l'idée d'un mouvement lent, mais capable de compenser l'érosion par les eaux ruisselantes. Quoique, à première vue, les terrassettes doivent être considérées comme le résultat de glissements complexes mais lents, il est possible d'avancer des arguments désignant le creep comme cause première de l'origine des terrassettes.

En effet, si l'on considère le réseau théorique des fissures potentielles dans un manteau en fluage (fig. 9), il semble que la configuration du réseau en trait plein est très proche du réseau de fissures effectivement

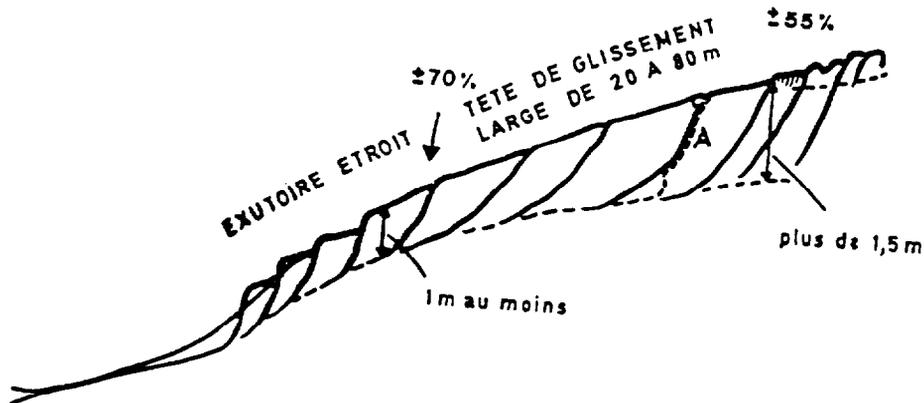


FIG. 11. — Le glissement de Cyahinda. les fissures dans le sol (traits pleins) et le profil longitudinal de la cicatrice (traits interrompus).

Cyahinda slide. Soil fissure pattern (full lines) and longitudinal profile of the scar (dotted line).

observé dans le sol. Ainsi, les banquettes 2 à la figure 12 seraient situées dans une zone d'étirement. En aval du bloc 1, les fissures ont la configuration typique d'une zone en compression. De la même façon, le bloc R sépare une zone d'étirement en amont d'une zone de compression latérale en bas, celle-ci ayant subi, depuis lors, un nouvel étirement. La seule différence entre les fissures sur le terrain et celles de l'image théorique, est l'angle qu'elles forment avec la surface. Selon la théorie, les lignes de glissement, et donc les fissures potentielles, doivent croiser la surface du sol à 45° (fig. 9). Mais sur le terrain, cet angle, est plus grand, parfois dépassant les 90° dans les zones d'étirement. Dans les zones de compression, cet angle est généralement plus petit. La figure 13 montre que cette différence est due à la déformation des fissures initiales par le creep.

Deuxièmement, une analyse de la stabilité des pentes (MOEYERSONS, 1988), sur base de la résistance apparente résiduelle du sol, indique l'occurrence d'un plan général de glissement, à une profondeur proche de celle de la couche argilo-graveleuse de transition. Néanmoins, les fissures séparant les banquettes parcourent les niveaux supérieurs du sol et arrivent même à la surface. A ces faibles profondeurs, la contrainte de cisaillement, imposée par l'inclinaison du terrain, est plus basse que la résistance, même résiduelle, du sol. Comme il a été démontré, à ces niveaux superficiels, le creep peut introduire une fatigue du sol, conduisant à sa rupture suivant les orientations des lignes de glissement.

Ces deux arguments font penser que le développement des terrassettes est seulement possible dans le cas où le sol subit un mouvement de creep. La littérature (VINCENT et CLARKE, 1976) mentionne plusieurs auteurs qui attribuent la formation des terrassettes au passage du bétail. Les arguments avancés ici ne sont pas en

contradiction avec cette opinion. En effet, le poids d'un animal peut modifier le champ des contraintes dans les horizons superficiels du sol, et de ce fait, accélérer, ou introduire momentanément, une déformation plastique locale du sol.

2.2.3. LA RELATION CAUSALE ENTRE LES TERRASSETTES ET LES GLISSEMENTS

La formation des fissures courbées, délimitant les terrassettes, a des conséquences néfastes sur l'état hydrique des sols des pentes. En effet, des observations sur le terrain, ainsi que des expérimentations en laboratoire, ont fortement suggéré que les eaux de ruissellement pénètrent facilement dans ces fissures. Celles-ci court-circuitent le sol du fait que les eaux d'infiltration peuvent arriver très vite, et en abondance, au niveau du plan de glissement potentiel que constitue la nappe argilo-graveleuse basale. Il est donc tout à fait normal de constater sur le terrain que la plus grande partie des glissements rapides affecte des zones en terrassettes. L'écoulement dans les fissures contribue de plusieurs manières au déséquilibre des pentes raides.

En premier lieu, il provoque une érosion interne en créant des vides, des cavités et de vrais tunnels de suffosion. Cette érosion peut parfois être tellement importante que le sol est miné par en dessous, et s'effondre. Cet effondrement peut entraîner une compression momentanée du sol, de sorte que la pression d'eau dans le sol augmente. De ce fait, le matériel perd sa consistance et se liquéfie.

Deuxièmement, si les eaux remplissent une fissure, qui se ferme en profondeur, des pressions hydrostatiques importantes peuvent s'établir, de telle sorte qu'autour de la fissure cette pression se propage dans les interstices. Ceci conduit également à la liquéfaction du matériel.

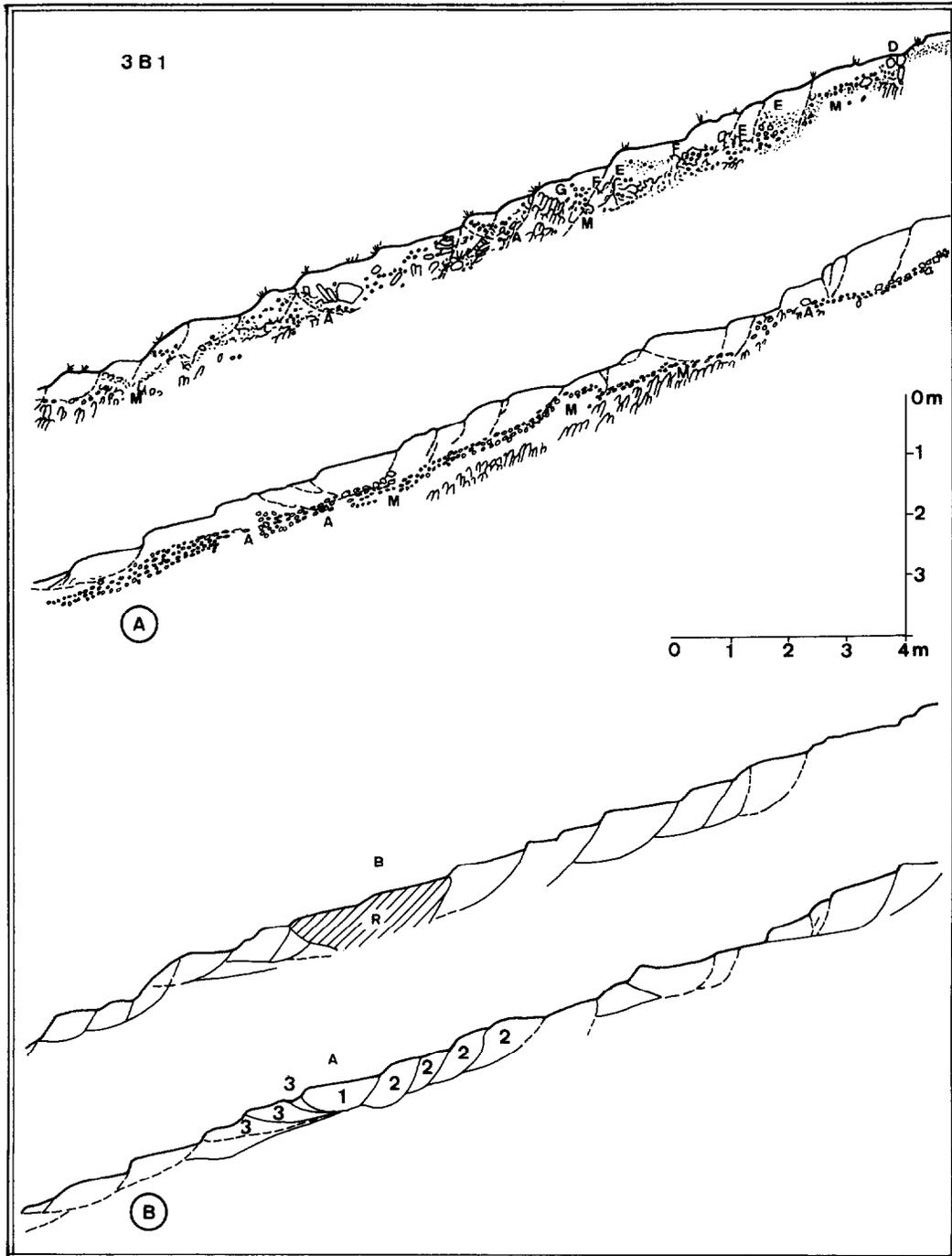


FIG. 12. — La coupe 3B1 (voir fig. 2). A. dessin. B. représentation schématique des fissures.
Trench 3B1 (see fig. 2). A. drawing. B. sketch of pattern of fissures.



FIG. 13. — La déformation par le creep de la fissure A.
The deformation of a fissure A by creep.

Finalement, il importe de dire qu'une simple augmentation de la teneur en eau du sol conduit déjà à la diminution de sa résistance interne. L'introduction de fissures dans le sol peut résulter dans les accroissements de la mouillabilité des horizons en profondeur.

2.2.4. LES RISQUES DE GLISSEMENT

2.2.4.1. En théorie

A l'aide d'un appareil de cisaillement portable, la cohésion apparente résiduelle (C'_r) et l'angle apparent de frottement interne (φ'_r) ont été définis dans différents horizons du sol à Rwaza.

En application de l'équation de SKEMPTON et DELORY (1957)

$$F = \frac{C'_r}{\cos\alpha} + (\gamma_t Z \cos\alpha - Z m \cos\alpha \gamma_e) \tan \varphi'_r \gamma \quad (4)$$

$$Z \gamma_t \sin\alpha$$

où C'_r = la cohésion apparente résiduelle

α = la pente de la surface et du plan de glissement potentiel

Z = la profondeur du plan de glissement potentiel

m = Z divisé par la hauteur de la surface phréatique au-dessus du plan de glissement potentiel

γ_t = le poids spécifique du sol + eau

γ_e = la densité de l'eau

φ'_r = l'angle résiduel apparent de la friction interne du sol.

F = facteur de sécurité = les forces qui tendent à retenir le sol en place (= la résistance interne du sol), divisées par les forces qui tendent à faire bouger le sol. Dans les considérations qui suivent il a été supposé que F = 1.

Deux caractéristiques des glissements potentiels ont été déterminées.

1. La profondeur Z du plan de glissement potentiel. Ceci a été fait au tableau IV où les valeurs de C'_r et de φ'_r pour le sous-sol saturé ont été introduites.

2. La pente limite : dans ce cas (tableau V) la cohésion est considérée comme nulle.

Le tableau IV indique qu'une pente $\geq \pm 55\%$ ne

peut rester stable s'il ne se développe pas une nappe aquifère dans le sol. Rien que la saturation de la base du sol, sans qu'une pression éventuelle des eaux interstitielles soit prise en compte, réduit la pente limite à environ 55 %, limite retrouvée également sur le terrain.

Le tableau V montre qu'une pente de 45-50 % peut déjà devenir instable dès que le drainage souterrain se

TABLEAU IV

Calcul de Z avec $\varphi'_r = 24^\circ$ et $C'_r = 1,71 \text{ kN/m}^2$
Calculation of Z with $\varphi'_r = 24^\circ$ and $C'_r = 1,71 \text{ kN/m}^2$

degré de saturation	m = 0				m = 1
	1,5%	15%	45%	88%	100%
pente en degrés	Z en mètres $\gamma_t = 14 \text{ kN/m}^3$	Z en mètres $\gamma_t = 14,6 \text{ kN/m}^3$	Z en mètres $\gamma_t = 16 \text{ kN/m}^3$	Z en mètres $\gamma_t = 18 \text{ kN/m}^3$	Z en mètres $\gamma_t = 18,5 \text{ kN/m}^3$
14					3,67
15					2,18
16					1,56
17					1,21
18					1,00
19					0,85
20					0,74
21					0,66
22					0,59
23					0,54
24					0,50
25	7,05	6,75	6,17	5,59	0,46
26	3,56	3,41	3,11	2,77	
27	2,39	2,29	2,09	1,86	
28	1,81	1,73	1,59	1,41	
29	1,46	1,40	1,28	1,14	
30	1,23	1,18	1,08	0,96	0,36
31	1,07	1,02	0,93	0,83	
32	0,95	0,91	0,83	0,74	
33	0,85	0,81	0,74	0,66	
34	0,78	0,74	0,68	0,60	
35	0,71	0,68	0,62	0,56	
36					
37					
38					
39					0,29
40	0,53	0,51	0,46	0,41	0,25

développe au niveau du plan de glissement potentiel, sans qu'il ne se développe dans les niveaux supérieurs du sol.

Si le sol est dépourvu de fissures, on peut penser que l'infiltration dans le sous-sol rouge se fait relativement lentement. Les essais à l'infiltromètre annulaire montrent que l'infiltration dans le sous-sol rouge est égale ou inférieure à 70 mm/h selon les conditions de succion dans le sol. Une fois le sol complètement saturé, les essais dans l'œdomètre indiquent une conductivité hydraulique du sous-sol de l'ordre de 0,02 mm/h, en absence de succion.

Les transferts verticaux d'eau dans le sol se réalisent donc plus vite quand le sol est plus sec. Mais à la fin de la saison des pluies, quand la teneur en eau s'élève,

sans toutefois atteindre la saturation, le transfert d'eau sera de moins en moins important à mesure que la succion se réduit. Il est probable que l'eau d'infiltration mette alors plusieurs dizaines de jours pour descendre, à partir de la surface, jusqu'à la profondeur moyenne du plan de glissement potentiel à Rwaza 3B, c'est-à-dire environ 2 m. Ceci, bien sûr, à condition qu'il pleuve continuellement ! Sinon le mouvement descendant peut s'arrêter, voire même se renverser à cause de l'évapotranspiration.

2.2.4.2. En pratique

Il apparaît donc, que les conditions hydrologiques supposées dans les tableaux IV et V sont peu réalistes, sauf si le sol est fissuré. Et ici se dessine peut-être une

TABLEAU V

Calculs des pentes limites à partir de l'équation (4) où la cohésion a été négligée. En absence de nappe phréatique ($m = 0$) on déduit de (4) que $\alpha_{lim} = \varphi'_r$. φ'_r se situe autour de 110 % (ce qui correspond aux pentes les plus raides sur le terrain) si la teneur en eau du sol est basse (< 10 %) au niveau du plan de glissement. Si le sol à ce niveau est pratiquement saturé, φ'_r et donc α_{lim} se situe entre 43 % et 54 %. (1) = φ'_r dans le sol non fissuré ; (2) = φ'_r le long des fissures

Determination of equilibrium slopes from equation (4), where the cohesion has been neglected. If no water table is present ($m = 0$) it appears from (4) that $\alpha_{lim} = \varphi'_r$. If the water content at the level of the potential failure plane is low (< 10 %), φ'_r can be as high as 110 % (which corresponds to the steepest slopes in the field). When soil at the failure plane is quasi saturated, φ'_r and also α_{lim} drops to 43 % — 54 %. (1) = φ'_r in non fissured soil ; (2) = φ'_r along fissures

φ'_r (saturation)	α_{lim} = pente limite - limiting slope angle	
	$m = 0$ ($\tan \alpha = \tan \varphi'_r$)	$m = 1$ ($\tan \alpha = \tan \frac{\varphi'_r}{2}$)
28° (1)	28° (54%)	15,24° (27%)
24° (1)	24° (45%)	12,80° (23%)
23° (2)	23° (34%)	12,03° (21%)

possibilité de cartographie de zones dangereuses. En effet, la présence de fissures dans le sol se marque généralement par une topographie en terrassettes. Il suffirait donc de cartographier les flancs des collines à terrassettes pour localiser les zones à risque. Malheureusement, le labour efface totalement les traces de terrassettes. Etant donné la mise en culture complète de la partie défrichée de la crête Zaïre-Nil, une telle cartographie semble difficile à réaliser.

3. LES MOYENS DE LUTTE PRÉVENTIVE CONTRE LES GLISSEMENTS

La cause ultime des glissements réside dans le fait que les pentes, au moins celles sur substrat schisteux, subissent un fluage lent.

Mais si notre connaissance sur le mécanisme de ce processus s'approfondit, il faut avouer qu'elle reste tout de même encore trop rudimentaire pour nous permettre des interventions sûres à ce niveau. Il est par

exemple possible que, dans certaines circonstances, les racines des arbres soient capables d'empêcher le fluage du sol et donc de diminuer le risque de glissement. A Rwaza 3B, le sol en fluage porte une plantation d'eucalyptus. Mais le mouvement du sol va jusqu'à 2 m de profondeur et des relevés à l'aide d'un théodolite, montrent que ces arbres subissent simplement le mouvement du sol. Peut-être que d'autres espèces d'arbres ont une meilleure capacité fixatrice d'un sol de 2 m d'épaisseur. On pense ici aux cyprès et aux pins à racine pivotante. Mais il est à craindre que les racines, même pivotantes, ne puissent survivre dans la zone du plan de glissement si celui-ci est un lieu d'engorgement, même temporaire.

3.1. La lutte contre le court-circuitage du sol par les fissures

En théorie, le court-circuitage du sol par les fissures peut être empêché en faisant obstacle à la pénétration des eaux de surface dans les fissures.

Plusieurs techniques peuvent être utilisées :

1. Une méthode simple et efficace semble être le labour profond et la mise en culture des zones en terrassettes. La couche de labour, ayant parfois 30 à 40 cm d'épaisseur, agit alors comme un tampon qui absorbe la majorité des précipitations et qui, en cas de ruissellement, empêche la pénétration directe des eaux dans les fissures. La technique du paillage peut contribuer à obtenir les mêmes résultats.

2. Une autre méthode consiste à détourner les eaux de ruissellement (ROOSE, 1988), de façon à priver les zones en terrassettes du ruissellement venant de plus haut sur la pente. Cette technique demande une certaine infrastructure de fossés et/ou de conduits d'eau et exige leur entretien régulier. Mais cette technique n'empêche pas le développement du ruissellement à l'intérieur de la zone en terrassettes. Le détournement des eaux de ruissellement est donc plutôt une technique complémentaire qui ne peut pas remplacer celle qui vise à une augmentation de l'infiltration diffuse à l'intérieur des zones en terrassettes.

Dans ce contexte, il faut également signaler le danger que constitue chaque structure artificielle raide qui, par sa forme, concentre les eaux de surface en un point et, pour ainsi dire, les injecte dans le sol à partir d'une certaine profondeur. Un premier exemple est celui des fossés anti-érosifs. Ces fossés, installés maintenant partout dans le pays, engendrent une infiltration concentrée à partir de leur fond, situé généralement à une profondeur de 50 cm environ. Ainsi, ils jouent en quelque sorte le même rôle que les fissures. Il n'y a donc rien d'étonnant à voir se développer sur des pentes raides, au soubassement schisteux, des glissements locaux, dont la tête suit sur une certaine distance le tracé d'un fossé.

Un deuxième exemple de court-circuitage du sol par des structures de défense est le cas des terrasses radicales (gradin ou *bench terracing*). Ce type de terrasse, en légère contrepente, risque de conduire les eaux de ruissellement directement vers le plan de glissement potentiel si la couche de labour n'assure qu'une absorption partielle des eaux. La pratique du terrassement radical se répand actuellement assez vite au Rwanda. Il est recommandé de suivre de près leur progression puisque

les terrasses radicales vont courir le même danger théorique que les fossés anti-érosifs.

3.2. Autres mesures possibles

E. ROOSE (1988) mentionne plusieurs techniques générales visant à réduire le risque des glissements sur pentes raides. Certaines de ces mesures auront un effet bénéfique sur la stabilité des pentes raides au Rwanda : notamment celles qui visent à diminuer ou à ne pas augmenter le poids de la couverture. Ainsi, on peut recommander dans les zones névralgiques :

- l'utilisation d'eucalyptus agencés en taillis pour éviter le poids des troncs ;
- éviter le passage d'engins lourds et vibrants ;
- éviter les constructions lourdes, comme les maisons et autres structures rigides.

Le même auteur signale la technique de drainage du plan de glissement potentiel. Puisque cette méthode est assez coûteuse, elle devrait plutôt être réservée à la stabilisation des berges le long des routes.

Il est souvent admis que l'augmentation de l'évapotranspiration contribue à une plus grande stabilité des terrains raides, et ceci pour deux raisons :

- A. la teneur en eau du sol reste plus basse, ce qui contribue à une plus grande résistance interne du sol,
- B. une teneur en eau réduite diminue aussi le poids du sol.

Cependant l'effet d'une évapotranspiration accrue se manifeste avec un certain retard par rapport aux pluies : la quantité d'eau qui va couler dans les fissures au moment même d'une pluie ne sera guère influencée. Par ailleurs, elle peut être désavantageuse en introduisant encore plus de fissures (fentes de dessiccation) dans le sol, vers la fin de la saison sèche. Lors des premières pluies, le nombre accru des fissures contribue à un court-circuitage accru du sol.

Manuscrit accepté par le Comité de Rédaction le 23-10-1989.

BIBLIOGRAPHIE

- CAHEN (D.), MOEYERSONS (J.), 1977. — Subsurface movements of stone artefacts and their implications for the prehistory of Central Africa ; *Nature* 266, 5605 : 812-815.
- DE PLOEY (J.), 1979. — A consistency index and the prediction of surface crusting on Belgian loamy soils. Colloque érosion agricole des sols en milieu tempéré non méditerranéen. Strasbourg-Colmar, 20-23 sept. 1979, C.R. : 133-137.
- FINLAYSON (B.), 1981. — Field measurements of soil creep ; *Earth Surface Processes and Landforms* 6 : 35-48.
- GILLOT (J.E.), 1968. — Clay in engineering geology. Amsterdam, London, New York, 296 p.
- GOLDSTEIN (M.N.), MISUMSKI (V.A.), LAPIDUS (L.S.), 1961. — The theory of probability and statistics in relation to the rheology of soils. Proc. 5th Int. Conf. Soil Mech. and Found. Engin. : 123-126.
- JAEGER (J.C.), COOK (N.G.W.), 1979. — Fundamentals of rock mechanics. London, 593 p.
- KIRKBY (M.J.), 1967. — Measurement and theory of soil creep. *Journal of Geology* 74 (4) : 359-378.
- MERLE (O.), 1984. — Déplacement et déformation des nappes superficielles. *Revue de Géol. et de Géogr. Phys.* 25 (1) : 3-17.
- MOEYERSONS (J.), 1978. — The behaviour of stones and stone implements, buried in consolidating and creeping Kalahari Sands. *Earth Surface Processes* 3 : 115-128.
- MOEYERSONS (J.), 1988. — The complex nature of creep movements on steeply sloping ground in Southern Rwanda. *Earth Surface Processes and Landforms* 13 : 511-524.
- PRIOUL (C.), SIRVEN (P.), 1981. — Atlas du Rwanda. Kigali, Paris.
- ROOSE (E.), 1988. — Aménagements antiérosifs des bassins versants. CNEARC-ORSTOM, Montpellier, 80 p.
- SIRVEN (P.), 1984. — La sous-urbanisation et les villes du Rwanda et du Burundi. Doctorat d'Etat, Université de Bordeaux III, 786 p.
- SKEMPTON (A.W.), 1964. — Long term stability of clay slopes. *Geotechnique* 14 : 77-102.
- SKEMPTON (A.W.), DELORY (F.A.), 1957. — Stability of natural slopes in London clay. Proc. 4th Int. Conf. Soil Mechanics 2 : 378-381. London.
- TERZAGHI (K.), 1950. — Mechanism of landslides. *Geol. Soc. Am. Eng. Geol.* Berkeley volume : 83-123.
- VINCENT (P.J.), CLARKE (J.V.), 1976. — The terracette enigma : a review. *Biull. Peryglacjalny* 25 : 65-77.
- YOUNG (A.), 1960. — Soil movement by denudational processes on slopes. *Nature* 188 : 120-122.
- YOUNG (A.), 1978. — A twelve-year record of soil movement on a slope. *Zeitschr. f. Geomorphologie* Suppl. Bd. 29 : 104-110.
- ZARUBA (G.), MENCL (V.), 1969. — Landslides and their control. Elsevier, Amsterdam, 205 p.