

La recherche géomorphologique au Rwanda

Jan MOEYERSONS

Résumé

Cet article résume l'évolution de la recherche géomorphologique au Rwanda depuis le début du siècle. Les grands traits physionomiques du paysage furent expliqués en termes de mouvements tectoniques, de cycles géographiques, climatiques et par la mise en place des édifices volcaniques. Depuis les années septante, ces études académiques cèdent la place à une approche plus actualiste. La nécessité d'une politique de conservation des sols orienta l'intérêt des chercheurs vers les processus d'érosion actuels.

Abstract

This article summarises the changes in scope of the geomorphological research in Rwanda during this century. The major physionomic characteristics of the landscape have been explained by the combined effects of tectonics, geographical and climatological cycles and volcanics. From the seventies on, a more actualistic approach appeared : the need for more efficient soil conservational measurements oriented research to actual erosion processes.

I. INTRODUCTION

A. Présentation du pays

La république rwandaise, d'une superficie de 26 000 km², se situe en Afrique centrale entre les latitudes 1°04' et 2°54' sud et les longitudes 28°53' et 30°53' est (Fig. 1). Géomorphologiquement, le pays occupe la bordure orientale du rift occidental africain. Celui-ci est marqué, à cette latitude, par le lac Kivu (1 474 m). Le bord du lac est dominé par un grand escarpement qui constitue le flanc occidental de la crête Zaïre-Nil. Cette dorsale de direction N-S s'élève de 1 000 à 1 500 m au-dessus du niveau du lac. Dans le nord et le sud, son altitude se situe vers 2 700 m avec un ensellement près de Kibuye vers 2 000 m. Au-delà de cette crête, qui sépare les eaux du Zaïre de celles du Nil, le relief général est en pente vers l'est, faisant partie de la cuvette du lac Victoria. L'Akagera, qui forme la frontière avec la Tanzanie, se situe légèrement en-dessous de 1 000 m. Le pays est bordé au nord-est par la chaîne volcanique du Birunga dont le point le plus élevé se situe au sommet du volcan Karisimbi (4 507 m). Sa situation en altitude, due à des soulèvements tectoniques (CAHEN, 1954), va de pair avec un encaissement des rivières, surtout spectaculaire à l'ouest. Ainsi, la région de la crête Zaïre-Nil, la zone du plateau central (Butare, Gitarama, Kigali) et le plateau de Byumba. Ils forment essentiellement un pays à pentes raides, atteignant parfois les 45°. Les sommets des collines et surtout les fonds de vallées, souvent larges et marécageuses,

forment les seuls éléments sub-horizontaux du pays.

Dans l'est du pays, le topographie est beaucoup moins accidentée et la densité du réseau hydrographique diminue. En dehors de quelques crêtes de roches quartzitiques, les dénivellations entre les sommets et les fonds de vallées y sont de quelques dizaines de mètres.

Mises à part les roches volcaniques tertiaires (basaltes et trachytes) et récentes (basaltes hyperalcalins) de l'ouest et du nord du pays, le Rwanda est essentiellement constitué de terrains précambriens. La répartition des grandes unités lithologiques (Fig. 2) se reflète dans la topographie par érosion différentielle : les quartzites, les roches quartzitiques et les rares grès dominent le paysage. Les roches "dures" forment des "monts" à pentes raides, rectilignes et couverts de lithosols. Ils surmontent parfois de plusieurs centaines de mètres les autres interfluves sur roches schisteuses, garnies d'un kaolisol parfois assez argileux. Si les bancs se dressent en faisceaux, ils forment un relief "para-appalachien" (JOST, 1989) de crêtes, séparées par des vallées profondes sur bancs schisteux. Ainsi, les "plateaux" de Byumba et de Kibungo. Les interfluves sur schistes se distinguent des "monts" non seulement par leur hauteur relativement faible, mais aussi par leur profil transversal en forme de coupole aplatie à flanc raide.

Il y a enfin les granites. Dans l'est du pays, ils forment des alvéoles dont le niveau général reste souvent 100 m en-dessous du pays environnant. La dépression du Buge-sera et celle du Mutara (Fig. 1) en sont des exemples.

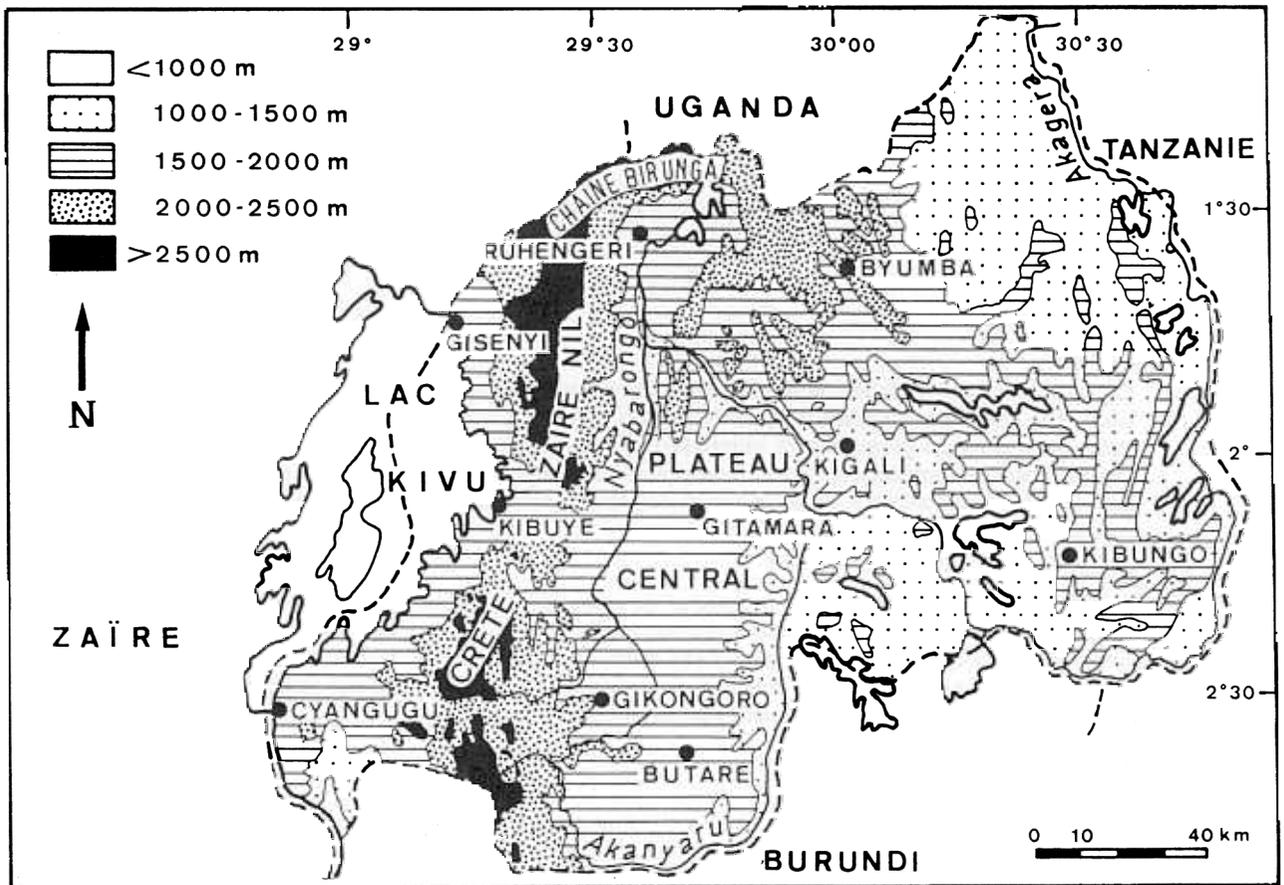


Figure 1. Carte topographique du Rwanda.

Sur la crête Zaire-Nil, les intrusions granitiques dominent souvent les autres roches.

Grâce à son altitude, le Rwanda, proche de l'équateur, jouit d'un climat tempéré. Les caractéristiques climatiques sont déterminées par une topographie qui monte de l'est à l'ouest et par un apport des masses d'air humide de l'océan Indien, obligées de suivre un trajet ascendant. Ceci provoque un refroidissement progressif et des précipitations plus abondantes vers l'ouest. Grâce à son altitude plus basse et à l'effet de "föhn", la bordure du lac Kivu, cachée derrière la crête, jouit de températures plus élevées et de précipitations réduites. Le tableau 1, établi selon SIRVEN, GOTANÈGRE et PRIOUL (1974), indique l'évolution climatique de l'est vers l'ouest. Le régime pluvial connaît deux saisons de pluies. La plus importante s'étend de mi-février à fin mai.

En moyenne, 40 % des précipitations tombent en mars-mai. La petite saison des pluies va de mi-septembre à mi-décembre. La grande saison sèche entre les deux est parfois interrompue par les "pluies des vaches" autour du 15 août. Pendant la petite saison sèche, les pluies cessent rarement entièrement et on peut considérer la période de mi-septembre à mi-juin comme une année hydrologique.

OUEST		EST	
Lac Kivu et Ruzizi	Crête Zaire-Nil, Byumba et Birunga	Rwanda central	Rwanda oriental
Kibye (1470 m) 1074 mm 21,5°C	Ruhengeri (1850 m) 1307 mm 17,7°C	Butare (1755 m) 1166 mm 19,9°C	Gabiro (1472 m) 827 mm 20,7°C
Bugarama (900 m) 1079 mm 24°C	Byumba (2235 m) 1256 mm 15,7°C	Kigali (1492 m) 969 mm 20°C	Karama (1403 m) 853 mm
	Gikongoro (1900 m) 1435 mm		

Tableau 1 : La variation des températures et précipitations moyennes de l'est à l'ouest du Rwanda.

Au régime général se superposent des irrégularités, soit des pluies désastreuses, soit des sécheresses prolongées. Nos propres relevés à la station de Rwaza (Runyinya, Butare) montrent, parallèlement à la pulsation sèche au Sahel et en Ethiopie de 1980 à 1985, une réduction des précipitations annuelles (Tabl. 2).

B. Les recherches géomorphologiques

La physionomie compliquée du paysage rwandais a fortement suscité la curiosité des géologues et géomorphologues qui visitaient le pays depuis le début du siècle. Surtout le réseau hydrographique compliqué, les vestiges de plusieurs surfaces d'aplanissement, la forme et l'origine du lac Kivu, les reliefs volcaniques dans le nord et le sud du pays, et l'érosion différentielle furent les sujets de nombreux articles, mettant en lumière l'importance des

Année	Précipitations totales (mm)	Année hydrologique	Précipitations totales (mm)
1979	1135	1978-1979	1285
1980	975	1979-1980	765
1981	902	1980-1981	1054
1982*	827	1981-1982	904
1983	766	1982-1983*	673
1984	713	1983-1984	764
		1984-1985	727

Tableau 2 : L'évolution des précipitations à Rwaza au cours des dernières années.

* Les données du mois de novembre manquent.

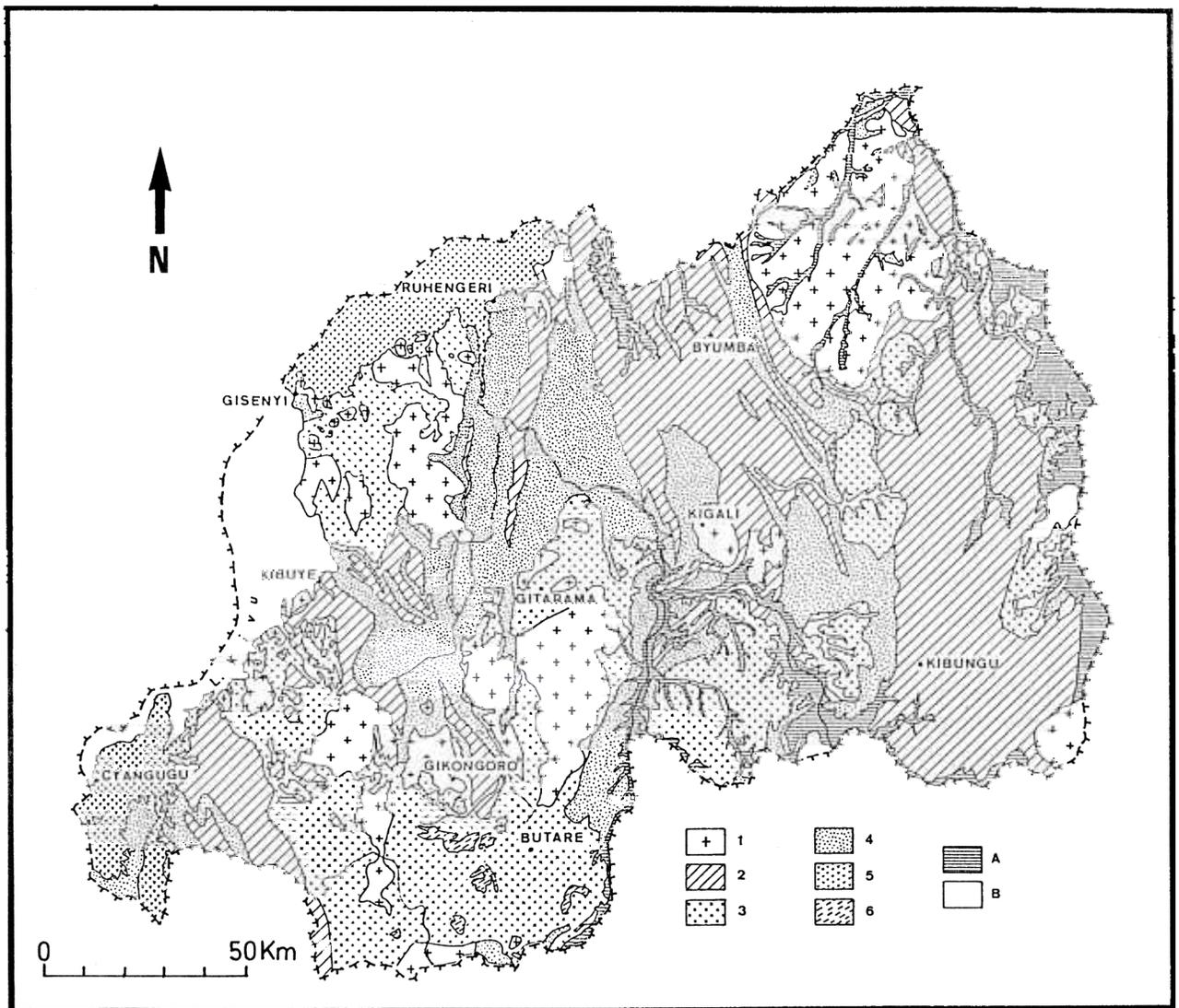


Figure 2 : Carte lithologique du Rwanda.

1: granites; 2: grès, quartzites, schistes; 3: roches granitiques avec enclaves de roches sédimentaires; 4: schistes et micaschistes quartzeux; 5: roches volcaniques; 6: enclaves quartzitiques.

En 1967, BISHOP et TRENDALL conclurent à l'existence dans l'ouest du pays de deux surfaces : la supérieure, dite Buganda, et l'inférieure, dite Kasubi.

Ces auteurs mentionnent également des épanchements basaltiques, miocènes, couvrant deux surfaces superposées dans l'est de l'Uganda. Ils identifient ces deux anciennes topographies avec la surface Buganda et la surface Kasubi. Ainsi, ils situent le développement de la surface Kasubi dans des époques tertiaires pré-Miocène et ils rapprochent la fin du développement de la surface Buganda au vrai début du Tertiaire. Notons toujours les objections de DE SWARDT et TRENDALL (1969) contre la corrélation faite entre les deux surfaces de l'ouest et de l'est du pays.

Plusieurs chercheurs ont essayé d'identifier et de prolonger les surfaces d'aplanissement de l'Uganda sur le territoire rwandais. Ainsi, la confusion qui règne en Uganda a été introduite au Rwanda. PRIOUL et SIRVEN (1981) reprennent les surfaces d'aplanissement distinguées dans l'ouest de l'Uganda :

1. La surface I, cuirassée, dont il ne resterait que de rares témoins (Gifurwe),
2. La surface II, surface fondamentale pré-appalachienne, datant peut-être du mi-Tertiaire.
3. La surface III, dite surface des mille collines, développée sur des lithologies tendres comme les schistes et les alvéoles granitiques dans l'est du pays (Bugesera, Mutara). Cette subdivision a été reprise par ROSSI (1980).

LHOEST (1959), de son côté, montre aux environs de Kigali et des chutes Rusumo l'existence de deux surfaces : la surface supérieure (PI), surtout conservée au sommet des crêtes quartzitiques, et une surface inférieure (PII), datant probablement du mi-Tertiaire, la soi-disant surface Buganda, développée sur les roches plus tendres.

LARUELLE (1960), en étudiant les différences morphologiques des inselbergs sur des lithologies variées, se prononce également sur l'occurrence de surfaces d'aplanissement. Il distingue :

- PIII : confinée aux vallées,
- PII : à 1 400 m d'altitude,
- PI : à 1 600 m d'altitude.

MOEYERSONS (1979) ne va pas si loin dans la subdivision des différentes surfaces d'aplanissement. Il se contente de prolonger la surface Buganda en territoire rwandais sur les sommets des crêtes quartzitiques qui portent une grenaille latéritique. Il constate que la surface existe encore au Bugesera où elle a été déprimée. Dans le nord du Rwanda, elle se situe à une altitude de 2 200 à 2 400 m où elle comprendrait le replat qui, à cette altitude, est façonné dans le bloc septentrional de la crête. Le relief résiduel au centre de ce bloc surmonte la surface Buganda de 3 à 400 m et serait un relief résiduel hérité du premier bombement qui annonçait la formation du fossé tectonique du lac Kivu. La figure 3 mon-

tre la distribution des lambeaux de la surface Buganda au Rwanda à l'est de l'axe nord-sud de la Muhungwa-Akagera.

B. La tectonique et l'évolution du réseau hydrographique

Il est généralement accepté que la région interlacustre, à laquelle appartient le Rwanda, fut drainée, avant la formation du graben occidental, par un réseau hydrographique faisant partie du bassin zairois et qui, par conséquent, coulait de l'est vers l'ouest (WAYLAND, 1931; COMBE, 1932). Cet écoulement assurait le drainage de la dite surface Buganda. Le bombement, puis la surélévation des bords du rift, ainsi que la formation de la cuvette du lac Victoria ont désorganisé cet écoulement.

Il semble que le territoire rwandais était drainé, pendant le développement de la surface Buganda, par au moins deux affluents de gauche d'un grand axe d'écoulement est-ouest.

Un premier affluent serait la section de l'Akagera à l'aval des chutes Rusumo, qui joint un ancien axe d'écoulement est-ouest (BISHOP et TRENDALL, 1967) à la frontière Rwanda-Uganda-Tanzanie.

Un deuxième axe sud-nord serait la rivière Kivu, actuellement le lac Kivu. SALÉE (1927) a émis l'hypothèse que cette rivière, coulant vers le nord, avait comme source le lac Tanganyika. La découverte par BOUTAKOFF (1937) des couches de Panzi, localisées dans le corridor de la Ruzizi, a été longtemps acceptée comme preuve géologique (CAHEN, 1954). Mais les recherches de SLUYS (1958) montrant la nature pyroclastique de ces couches ont mis en lumière l'in vraisemblance de l'hypothèse de SALÉE.

Selon PETERS (1957), le bassin hydrographique du Kivu-1 avait ses sources sur les hauts plateaux des Bafulero dans le sud. Les eaux de la partie supérieure du bassin auraient dévié vers le lac Tanganyika lors des épanchements basaltiques dans la région de Cyanguu entre 10 et 5 M.A. (PASTEELS *et al.*, 1985). Le bassin moyen (Kivu-2), tronqué de ses sources, a continué son cours vers le nord à partir de fin Mio-Pliocène, malgré des premières manifestations tectoniques qui annonçaient la formation du graben : descente relative du bassin Kivu-2 et bombement transversal dans le nord, appelé seuil des Birunga. Le sommet du seuil se trouvait à plus ou moins 1200 m (POUCLET, 1977). Le niveau du lac (avec exutoire) qui se crée derrière le seuil se situait à 1150-1200 m et est daté à 14 000 B.P. (DEGENS *et al.*, 1973) et à 11 000 B.P. (POUCLET, 1978).

Selon les études de HABERYAN et HECKY (1987), le bassin du Kivu était endoréique pendant une période de climat sec autour de 15-13 000 B.P. PEETERS (1987) par contre pense que le Kivu-2 a pu maintenir son écoulement vers le nord à travers ce seuil et plus loin vers l'ouest par la vallée de la Mweso, même après

la formation de l'escarpement tectonique de Tongo pendant la période Plio-Pléistocène moyen. Le barrage définitif par les édifices volcaniques du Biranga serait, selon cette hypothèse, postérieur à 11 000 B.P. mais plus vieux que 9 400 B.P. (HABERYAN et HECKY, 1987), date à partir de laquelle le débordement du lac par la Ruzizi se manifeste.

Les études de PEETERS (1978, 1987) et de HABERYAN et HECKY (1987) illustrent d'ailleurs une opposition classique de prise de vue dans les régions tectoniquement peu stables : le premier explique l'évolution du bassin du Kivu par la tectonique et l'édification d'appareils volcaniques, les deux autres auteurs songent surtout aux effets climatiques.

Mais comment a évolué le réseau hydrographique à l'intérieur du pays? Sur base d'une cartographie succincte de la distribution d'assises fluviales sur un grand nombre de cluses sèches, MOEYERSONS (1979) a pu déceler en partie cette histoire. Cette étude confirme le point de vue de CAHEN (1954) et de FRANKART (1955) d'un écoulement primitif vers le nord, assurant le drainage de la surface ondulante dite Buganda. La figure 3 indique des lambeaux reconstitués du système. Ce système semble être désorganisé par un nombre d'affaissements dans la surface Buganda, notamment au Bugesera et aux environs du système Kivu-2 de PEETERS (1957). Il est probable que cette désorganisation se situe pendant la période des épanchements aux environs de Cyanguu et de la première descente du Kivu-2. Ces affaissements provoquèrent une pente générale vers le Kivu-2 et le développement d'un écoulement général dans cette direction.

La figure 3 comprend un nombre d'axes reconstitués de

ce système qui assurait le drainage du Bugesera vers le golfe de Kibuye. Cet écoulement vers l'ouest a été interrompu par le soulèvement relatif du bord du Kivu-2 qui, selon MOEYERSONS (1979), serait de l'ordre de 700 à 1150 m et qui aurait forcé les eaux à emprunter temporairement l'ancien exutoire de la Mukungwa vers le nord (Fig. 3). Les terrasses de ce système se situent vers la cote de 1750 m mais ont été soulevées de 150 m vers le nord, indiquant un bombement dans le nord (Birunga), qui a finalement mené au renversement de l'écoulement et à l'établissement du système actuel qui déborde à un des endroits de ses anciennes sources, aux chutes Rusumo.

Quoique l'étude de l'évolution permette de saisir l'ampleur des mouvements tectoniques depuis 11 000 B.P., il est clair que la discussion n'est pas finie. Un grand nombre de vallées contiennent une source d'évidence, encore inexplorée, surtout sous forme de terrasses perchées et de paléosols. Une étude pareille permettrait de retracer l'histoire de la genèse du paysage rwandais avec beaucoup plus de précision. Il faut en même temps noter notre connaissance trop fragmentaire de l'évolution climatique dans la région. Ces études, surtout par la palynologie, n'ont fait que commencer (ROCHE, 1985; ROCHE *et al.*, 1988; PEYROT, 1983; HAMILTON, 1982).

C. L'existence de dépressions fermées

Occasionnellement, les chercheurs ont abordé d'autres problèmes. Parmi ceux-ci, DEHOUSSE (1966) et DENAYER et GÉRARDS (1973) se penchent sur le problème de l'occurrence de dépressions cratériformes au Rwanda. Jusqu'à l'heure actuelle, une explication plausible n'a jamais été avancée.

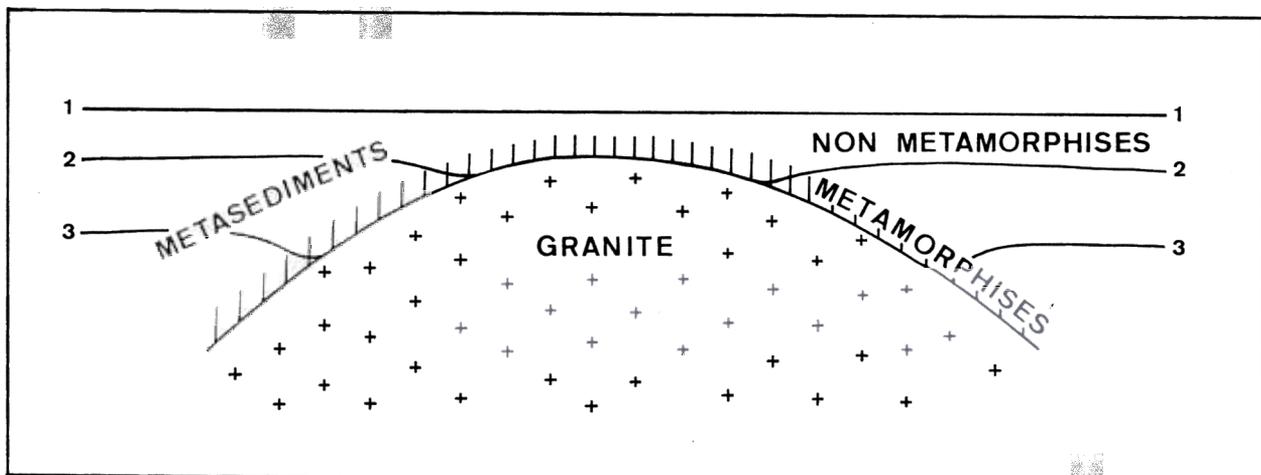


Figure 4 : Différentes phases de dénudation (1-2-3) autour des batholites granitiques au Rwanda selon Peeters (1971).

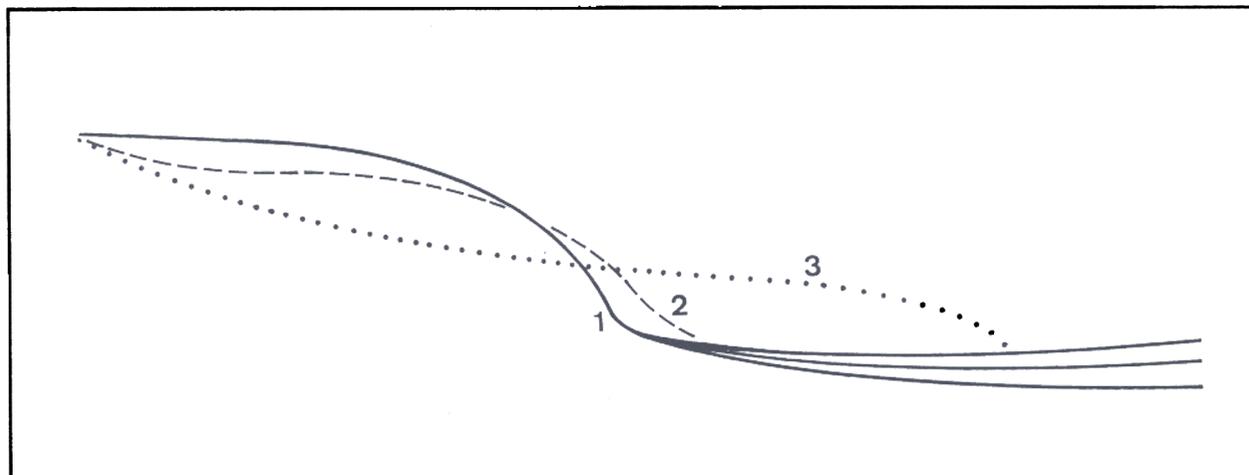


Figure 5 : Mode de déformation par le creep d'une colline convexe. 1 : situation originelle; 2 : déformation générale d'un flanc de colline; 3 : déformation locale accélérée, donnant lieu à l'origine de loupes qui envahissent la vallée.

D. L'érosion différentielle

Un autre problème est posé par la position topographique variable du granite par rapport aux métasédiments précambriens. Dans l'est du pays, les granites sont en dépression (Mutara, Bugesera) et forment des alvéoles du type "aréna", décrites en Uganda par COMBE (1932) et expliquées par une altération superficielle sélective : les granites seraient moins résistants que les schistes et phyllades précambriens (DOORNKAMP et TEMPLE, 1966; PALLISTER, 1956). Mais PEETERS (1971) mentionne que le centre et l'ouest du Rwanda fournissent surtout des exemples de granites faisant relief par rapport aux métasédiments. En guise d'hypothèse, cet auteur considère que les granites sont des roches plus résistantes que les autres. Leur position en creux ne serait qu'une phase temporaire résultant d'une érosion accélérée des métasédiments métamorphisés, plus tendres au-dessus du toit des batholites (Fig. 4).

III. ETUDES SUR LA MORPHODYNAMIQUE ACTUELLE

A. Introduction

De ce qui précède il apparaît que l'étude géomorphologique au Rwanda jusqu'au début des années soixante-dix était surtout orientée vers une explication des grands traits du paysage. Mais il faut admettre que beaucoup de ces études sont plus fondées sur l'examen des cartes, des photos aériennes que sur les données de terrain.

Progressivement, la géomorphologie au Rwanda a emprunté la voie de la géomorphologie expérimentale et de l'étude des processus d'érosion. Ceci s'explique par le passage d'une deuxième génération de géomorphologues, sortant des écoles américaines et européennes

où l'on constate une tendance généralisée vers l'application actualiste. Il faut y ajouter que le Rwanda, avec ses pentes raides, ses sols parfois assez argileux et ses pluies abondantes se présente comme un vrai laboratoire de plein air. La fréquence des processus variés, allant des mouvements de masse jusqu'au ruissellement diffus, y est encore multipliée par l'action humaine qui dépouille les pentes de leur protection végétale et les cultive avec une intensité imposée par l'accroissement alarmant de la population. Beaucoup de recherches géomorphologiques s'orientent alors directement vers les problèmes liés à la conservation du sol. Mais certaines de ces études ont aussi leur répercussion sur l'interprétation des formes de relief.

B. L'explication de certains détails morphologiques à partir des études des mécanismes d'érosion

1. La nature convexe des collines sur schistes

A partir de 1977, MOEYERSONS (1977) commence des études expérimentales à la colline de Rwaza (Runyinya-Butare). Il s'agit d'une colline allongée sur séricitischistes qui porte un kaolisol argileux. Des mesures le long de trois profils transversaux à forme convexe montrent que le manteau, parfois épais de 3 m, subit un mouvement de fluage généralisé qui se poursuit en profondeur au moins jusqu'au niveau de la nappe de débris basale qui sépare le sol de la roche-mère altérée. Durant la période 1977-1984, la vitesse du mouvement à la surface du sol varie entre 0 et 8 cm par an avec une moyenne d'environ 1,5 cm par an (MOEYERSONS, 1989, 1989-90). Vu le volume de terre déplacé par ce mouvement de fluage, l'auteur pense que le creep doit jouer un rôle important sur la forme des collines sur roches schisteuses. En étudiant les variations spatiales des vitesses moyennes du fluage, il calcule que ce mouvement entraîne à la longue

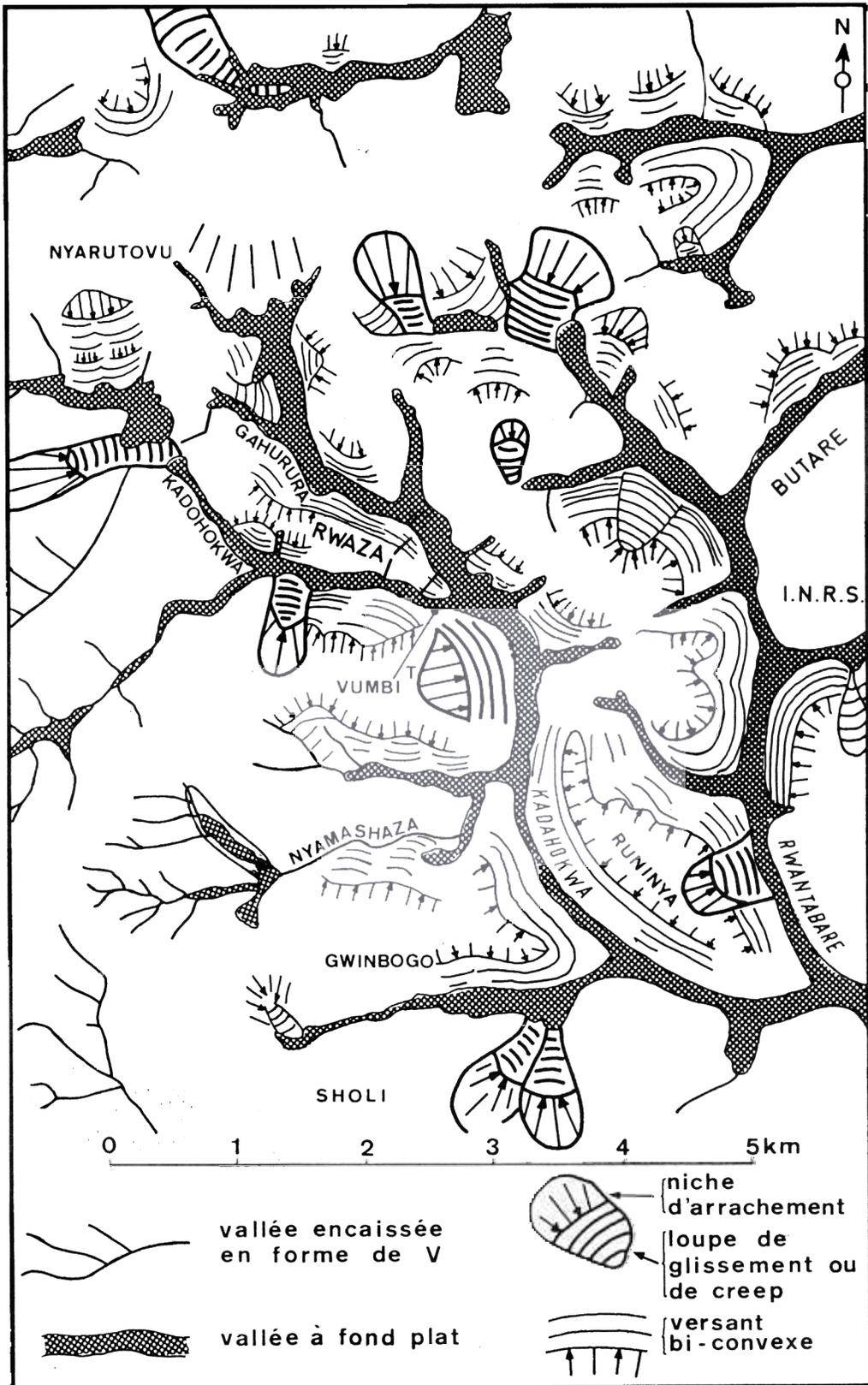


Figure 6 : Carte géomorphologique de la région de Butare.



Photo 1 : Vue latérale d'une loupe fossile mise en place par le fluage du sol. Son mouvement de gauche à droite a occasionné un déplacement latéral de la rivière.



Photo 2 : Vallée asymétrique dans le sud du Rwanda.

une déformation des collines convexes vers une forme aplatie, éventuellement biconvexe, qui s'étend latéralement et envahit les fonds plats des vallées en passant au-dessus des assises fluvio-lacustres. Dues à des vitesses différentes du creep, certaines parties d'un flanc de colline envahissent plus vite les vallées et prennent la forme de loupes de glissement boueuses (Fig. 5 et Photo 1).

Déjà en 1981, MOEYERSONS mentionne l'occurrence de vallées barrées par ce type de mouvement de masse (ancien) aux environs de Butare (Fig. 6). Aussi, l'aspect biconvexe de beaucoup de collines, observé à la même occasion, serait expliqué par le mouvement du creep. En 1989, MOEYERSONS prouve le phénomène de l'extension latérale des collines par la découverte, à plusieurs endroits de la région, d'assises fluviales anciennes, conservées soit sous des bords des collines, soit sous les glissements anciens qui arrivent plus loin dans la vallée (Fig. 5). L'alternance d'alvéoles larges et de resserrements dans les vallées de la région de Butare s'explique par la vitesse différentielle du creep.

2. La dissymétrie des collines au Rwanda

Une analyse morphométrique de la vallée de la Mukera dans le sud du Rwanda (BARAMBIRWA, 1974) montre un trait morphologique frappant des collines de la région : une dissymétrie qui se marque par une convexité plus raide et plus courte des versants orientés vers l'ouest (Photo 2).

Nos propres observations et celles de WASSMER (communication orale) ont confirmé que cette dissymétrie est un phénomène généralisé dans le pays. Il est probable que l'explication réside dans le fait que la majorité

des pluies est apportée par des vents venant de l'est, et tombe obliquement de l'est vers l'ouest. Des expériences (MOEYERSONS, 1981, 1982) à l'aide d'un simulateur de pluies obliques ont montré l'effet de l'angle d'incidence des gouttes sur la capacité d'infiltration du sol. Il apparaît que celle-ci se réduit si la pente devient plus forte et aussi à mesure que l'angle d'incidence des gouttes se rapproche de 90° (Fig. 7). Les expériences mènent à la conclusion qu'un flanc de colline, exposé aux vents, va produire plus de ruissellement en moins de temps que le flanc opposé; et que cet effet ne résulte pas uniquement du fait que le flanc sous le vent reçoive des précipitations légèrement réduites. On peut donc penser, sur base des expériences, que le flanc exposé aux vents va subir une érosion pluviale accrue par rapport au flanc sous le vent. Là, l'infiltration serait plus grande, ce qui y augmenterait davantage le risque de glissement. En 1989, MOEYERSONS montre par des mesures détaillées que le flanc oriental de la colline de Rwaza (Runyinya-Butare) subit par érosion pluviale une perte en terre supérieure à celle du flanc occidental.

C. L'étude des processus actuels au Rwanda

1. Status quaestionis

La publication, en 1944, de l'oeuvre "Afrique, terre qui meurt" par J.P. HARROY, a largement contribué à la prise de conscience par le grand public du danger que constitue l'érosion actuelle pour les populations d'Afrique tropicale et sub-tropicale. L'auteur décrit surtout les effets du ruissellement pluvial qui dégrade la couverture hu-

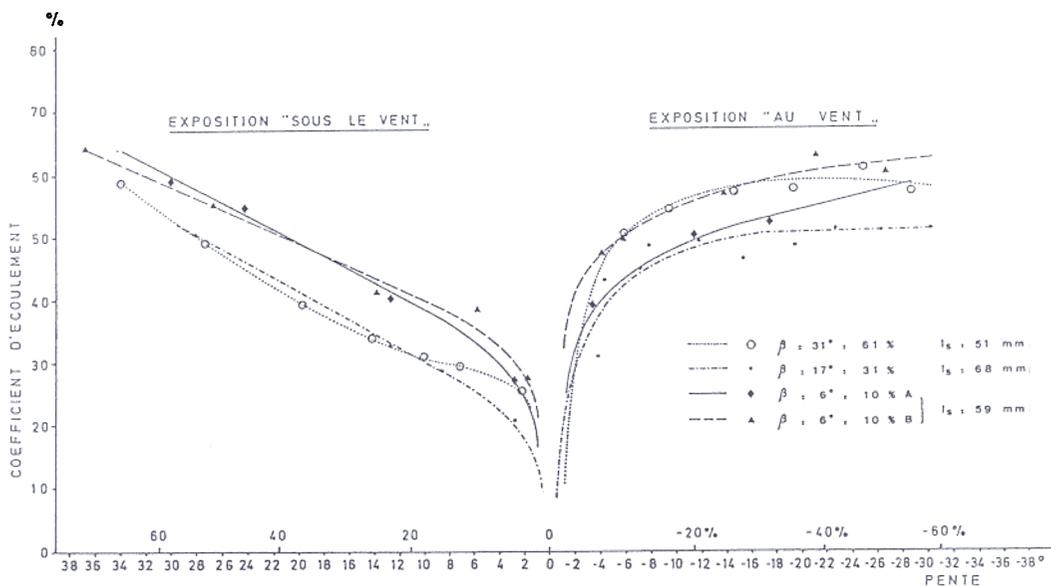


Figure 7: Expériences sous pluie oblique montrant le coefficient d'écoulement plus important sur des pentes exposées au vent. β = angle entre la trajectoire des gouttes et la verticale; I_s = intensité de la pluie artificielle en mm/h (MOEYERSONS, 1989).

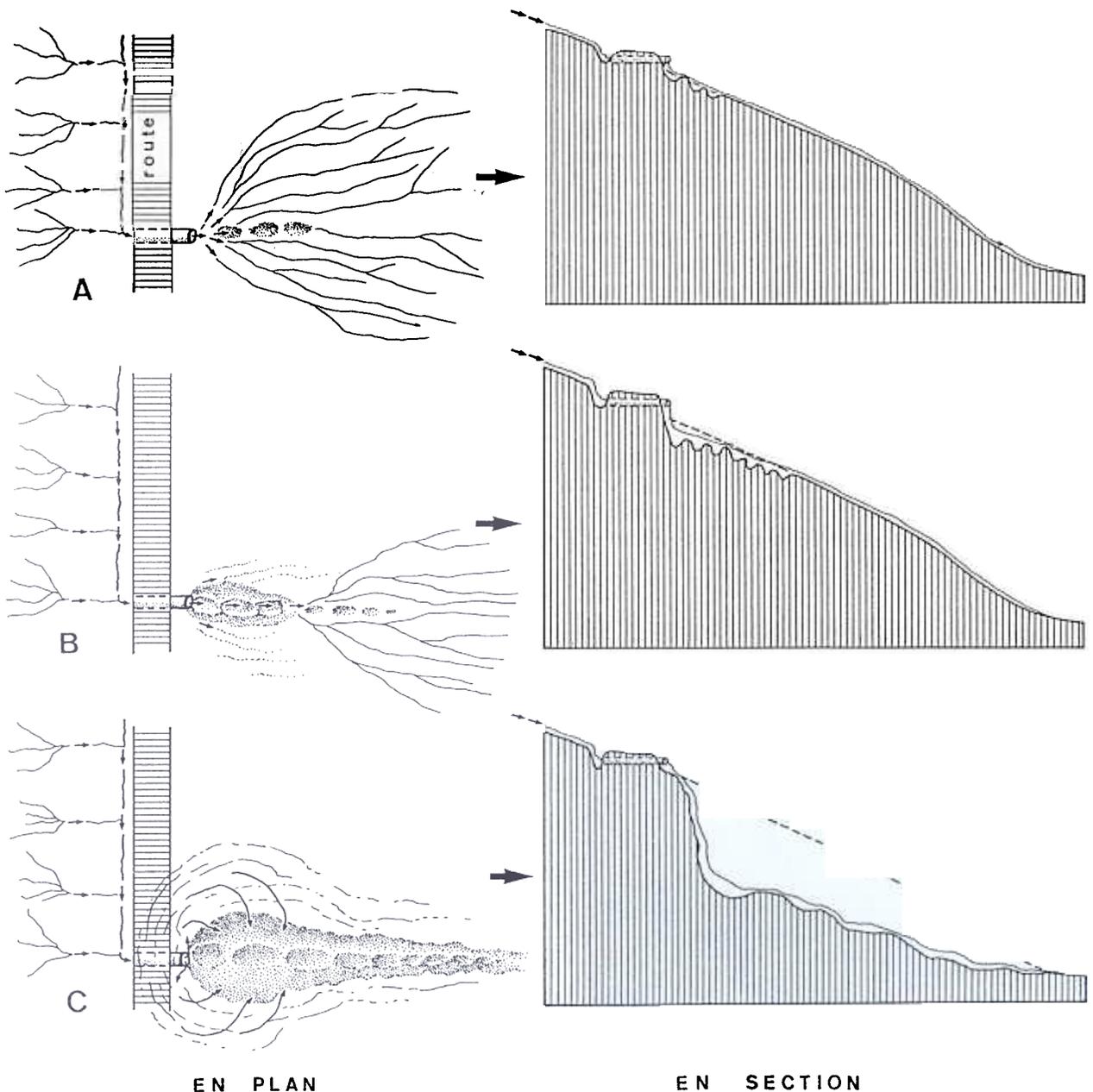


Figure 8 : Développement d'un ravin en contrebas d'un égout par érosion progressive : l'entaille s'étend du haut vers le bas du versant. Colline de Sholi (Butare).

mifère du sol et évacue la terre fertile vers les vallées et marais. La situation au Rwanda ne fait pas exception : la pression démographique a mené à une exploitation agricole des versants dont la pente varie fréquemment entre 10 et 30°. Même des pentes de 45° sont souvent demandées. Leur défrichement déclenche des processus d'érosion impossibles à arrêter par les anciens systèmes de défense, conçus pour les pentes faibles, déjà depuis longtemps en exploitation.

a. L'érosion par le ruissellement

L'érosion au Rwanda a très souvent été identifiée avec les seules actions par le ruissellement. Cette opinion se reflète dans les différents systèmes de conservation, appliqués depuis très longtemps (NDAYIZIGIYE, 1990). Selon MOEYERSONS (1989), le ruissellement se manifeste surtout par une action diffuse ou en rigoles et, occasionnellement, en forme de ravins.

1°) *Le ravinement profond*

Actuellement, des ravins profonds du type lavaka recourent nombre de versants raides. Ce type d'entailles semble être un phénomène nouveau puisque, dans les nombreuses coupes le long des routes, on ne trouve guère des indications stratigraphiques témoignant de leur existence dans un passé géologique récent. Aussi, la forme adoucie, surtout des collines convexes de la région du Butare, fait supposer que le ravinement qui s'y observe actuellement résulte d'une rupture de l'équilibre. MOEYERSONS (1989) étudie un certain nombre de ce type de ravins, parfois impressionnants (Photo 3) et conclut à leur origine anthropogène : surtout par des fossés de drainage dans les champs et le long des routes, les eaux de ruissellement, qui généralement ont tendance à s'étaler latéralement, sont concentrées et plus loin relâchées sur des versants raides, peu ou pas protégés. Ainsi se forment en quelques années des ravins qui se développent à partir de ces points de relâchement vers l'aval du versant par érosion "progressive" (MOEYERSONS, 1991). La figure 8 illustre ce phénomène. Le développement de ravins par érosion régressive a surtout été observé dans des axes dont la pente est inférieure à 7-8°.



Photo 3 : Ravin entaillant le versant septentrional du Mont Ngombi.

2°) *Le ruissellement diffus et en rigoles*

Quoiqu'il s'agisse surtout de ce type de ruissellement

contre lequel luttent les conservateurs, une étude qualitative du phénomène a paru seulement récemment (MOEYERSONS, 1989). A l'aide d'un simulateur de pluie portable, des enveloppes d'infiltration (SMITH, 1978) ont été déterminées pour différents types de sol, soumis à différents usages sur la colline de Rwaza (Runyinya-Butare). Cette étude montre la capacité d'infiltration très élevée des terres cultivées à la houe par rapport aux autres éléments du paysage : routes, jachères, boisements d'eucalyptus, prairies. Les champs cultivés, dispersés entre ces générateurs de ruissellement, en subissent une pression érosive. En effet, les eaux du ruissellement allochtone, entrant dans les champs cultivés à capacité d'infiltration élevée, y entraînent une liquéfaction de la structure meuble et poreuse créée par la houe, et des rigoles se forment de haut en bas de la parcelle.

Des mesures de la perte de terre dans les champs activés montrent une dynamique de l'érosion pluviale étroitement en rapport avec les activités humaines : la récolte, le sarclage et chaque opération, soit à la main soit à la houe qui ameublissent la couche arable, est suivie d'une vague d'érosion (Fig. 9).

Par contre, sur les terrains non cultivés, il se manifeste plutôt une évolution saisonnière de l'érosion pluviale, diminuant au cours de l'année hydrologique. Ceci serait dû au développement des herbes qui constituent, selon les expériences, une bonne protection du sol.

Les pertes de terre sont d'ailleurs fortement influencées par l'usage du sol. Sur une pente de 25°, soumise au pâturage régulier, elles étaient de l'ordre de 30 tonnes par hectare et par an. Mais cette même pente, défendue au bétail et protégée par une sous-végétation herbeuse continue et bien développée, ne subit pas de pertes mesurables. Les pertes de terre, en fonction de l'usage du sol, se chiffrent pour la colline de Rwaza comme suit :

- 0-5 tonnes/ha/an pour un terrain en jachère, défendu au bétail,
- ± 30 tonnes/ha/an pour cette même pente surpâturée,
- ± 50 tonnes/ha/an dans les boisements d'eucalyptus sur cette pente,
- 120 tonnes/ha/an dans les parcelles cultivées.

La mauvaise protection sous les eucalyptus s'explique par l'absence d'une sous-végétation herbeuse. Celle-ci est freinée dans son développement par la grande consommation d'eau par les racines superficielles des eucalyptus et par la libération de terpènes à partir de ces arbres (MUNYARUGERERO, 1978).

Les mesures des pertes en terres mettent également en évidence le rôle du régime pluvial. Sur les terrains non cultivés, les pertes annuelles montrent une relation directe avec les totaux des précipitations. Ceci confirme la vision de ROOSE (1977) qui, en Afrique occidentale, constate une relation linéaire entre le total annuel des précipitations et l'érosivité. Mais, certaines nuances doi-

vent être soulignées. Ainsi, il apparaît qu'en moyenne les pluies inférieures à 2,59 mm ou les premiers 2,59 mm de précipitation des pluies plus grandes, c'est-à-dire $\pm 35\%$ des précipitations totales, ne causent pas de ruissellement et ne provoquent donc pas d'érosion. Un changement du régime pluvial vers de plus nombreuses petites pluies ou vers un nombre réduit de pluies plus grandes, pourrait donc mener à une érosion pluviale respectivement moins ou plus importante que celle d'aujourd'hui. En même temps, les résultats des études mentionnées alimentent la discussion concernant l'effet de la grandeur d'une pluie individuelle sur son potentiel d'érosion. Il apparaît que cet effet ne croît pas de façon linéaire ou exponentielle mais plutôt de manière dégressive avec le total des précipitations d'une pluie. Ainsi, une pluie de 30 mm provoque seulement le double des érosions occasionnées par une pluie de 10 mm.

La plupart des chercheurs au Rwanda ont toujours été convaincus de l'importance qualitative de l'érosion par le ruissellement. Mais des données précises sont rares et ne permettent pas des estimations généralisées. Néanmoins, des mesures par VAN LONKHUYZEN et VAN ROOKHUIJZEN (1977) confirment cette opinion : les pertes en terres sur des parcelles expérimentales à Nyabikende y étaient de 5,5 et 7 tonnes/ha après deux pluies seulement. La pente expérimentale était de 15°. WASSMER (1981) constate dans la préfecture de Kibuye que, sur une parcelle nue sur une pente de 60 %, les pertes sont très élevées. En 6 mois, elles étaient de l'ordre de 240

tonnes/ha. Mais la moindre couverture, soit par des mauvaises herbes, soit par les cultures, ainsi que des interventions comme le sarclage, réduisent les érosions pluviales très considérablement, parfois même à zéro ! Le même auteur a aussi mesuré des érosions très considérables sous des bois d'eucalyptus dégradés. Après la disparition de la couverture herbeuse, suite à la plantation des arbres, une couche de terre de 19 cm s'est écoulée en trois ans ! Par après, la pente s'est stabilisée au fur et à mesure de l'apparition à la surface du lithosol plus résistant. BEYERS et NYAMULINDA (1988), faisant des mesures à Nyarutovu, obtiennent des chiffres qui varient entre 42,3 et 336,7 tonnes/ha/an selon les cultures et les méthodes de conservation appliquées. La pente du site est de l'ordre de 25°. Sur le site expérimental de Gakenke, ROOSE, NYAMULINDA, NDAYIZIGIYE et BYIRINGIRA (1988) mentionnent des pertes dans des parcelles traditionnelles de manioc ou maïs (haricot/sorgho) de 87 à 150 tonnes/ha/an sur une pente de 27°. Nos propres chiffres pour Rwaza (Runyinya-Butare), mentionnés déjà plus haut, sont du même ordre. Les seuls auteurs qui mentionnent des chiffres très bas de pertes en terre sont LEWIS (1988) et LEWIS, CLAY et DEJAEGER (1988). Un échantillonnage dans 100 parcelles cultivées, dispersées sur tout le pays, indique des pertes entre 0 et 17 tonnes/ha/an. Ces chiffres ont surpris beaucoup de chercheurs et il est probable que le type de pièges des terres (*gerlach trough*) utilisé était inadapté à la situation (BEYERS et NYAMULINDA, 1988).

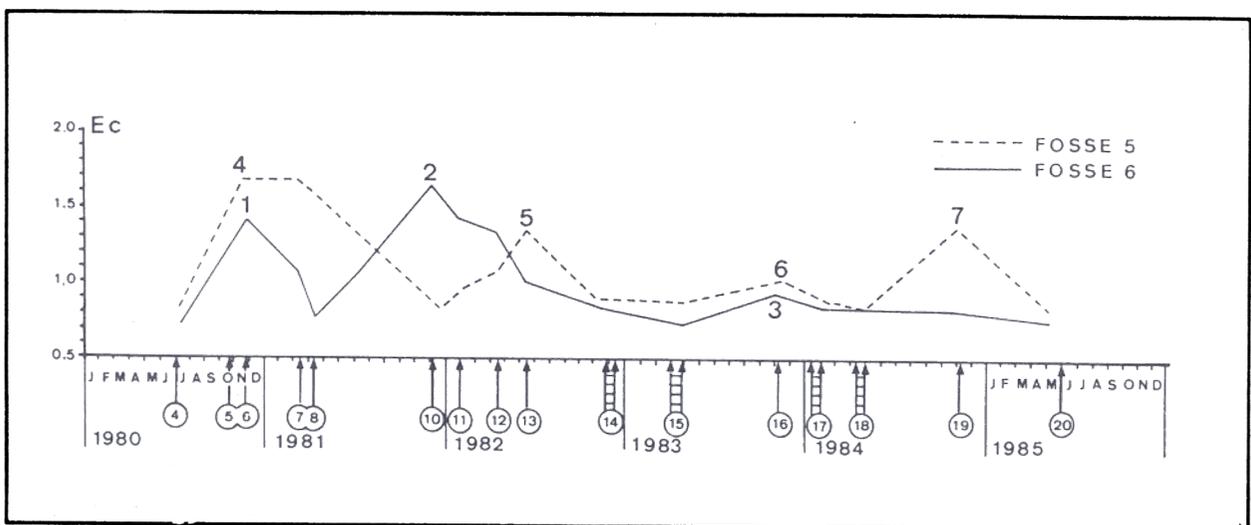


Figure 9 : Vagues d'érosion pluviale, enregistrées à la colline de Rwaza (Runyinya-Butare) sous des parcelles cultivées. 1 : après labour à la houe et plantation de bananes; 2. après labour à la houe; 3 et 6 : récolte des patates douces; 4 : labour à la houe et plantation de haricots; 5 : plantation de patates douces et manioc; 7 : récolte du manioc.

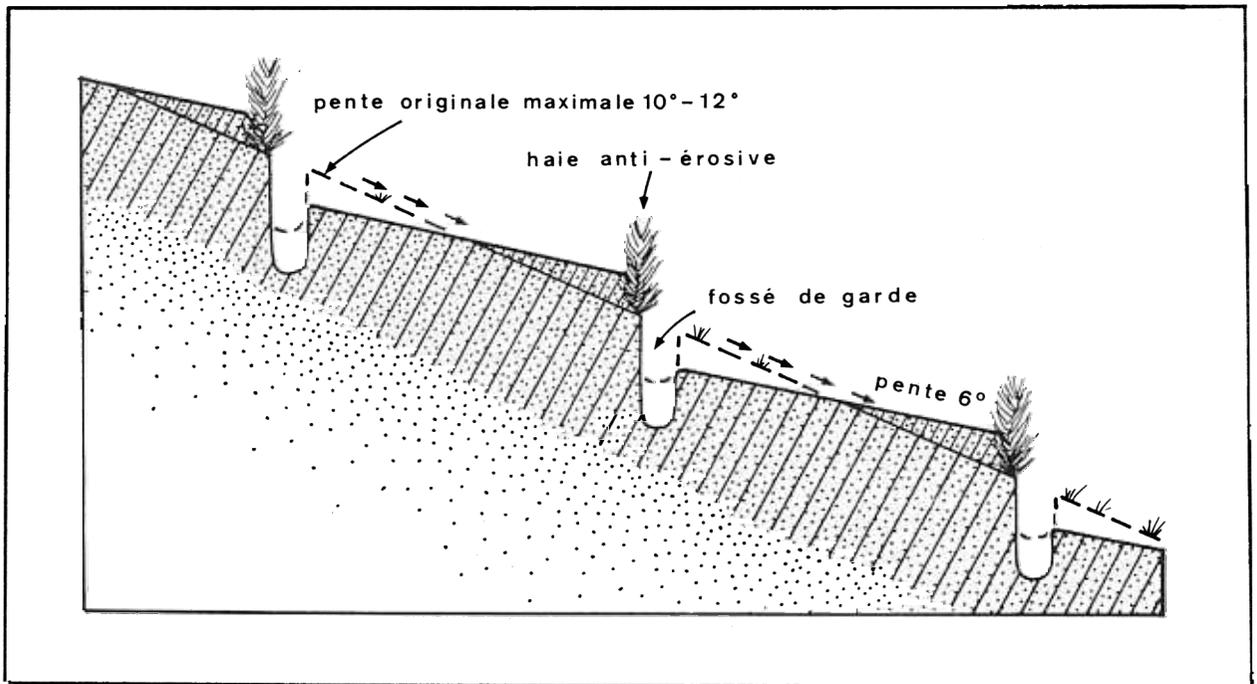


Figure 10 : Schéma du terrassement progressif. Cette technique était conçue pour des pentes inférieures à 10-12°. Ainsi la pente des terrasses d'autoformation se réduit jusqu'en dessous de la pente limite de 5-10°.

Si ce sont essentiellement des études récentes, souvent encore en voie d'exécution, qui mettent en lumière les dimensions réelles de l'érosion hydrique, les conservationalistes n'ont pas attendu ces résultats tardifs pour attaquer le problème. Depuis son installation en 1945, la Mission anti-érosive au Rwanda-Urundi a propagé des techniques de lutte contre l'érosion en plus des techniques traditionnelles déjà en usage. NDAYIZIGIYE (1990) donne un aperçu succinct de ces dernières : emploi de la fumure, associations culturales, rotations et jachères, terrassettes et banquettes, billons et buttes. Sur les pentes, ces structures sont le plus souvent organisées selon les isohypses, afin de freiner les courants d'eau et d'accélérer leur infiltration. Dans les fonds marécageux des vallées, les billons sont souvent orientés selon la pente locale assurant ainsi un drainage amélioré. Ces méthodes aboutissent à une meilleure stabilité structurale du sol ou à une meilleure protection du sol contre les impacts ou encore à une réduction du ruissellement.

NDAYIZIGIYE (1990) donne aussi un aperçu des pratiques de lutte anti-érosive, introduites soit par l'autorité administrative, soit par les multiples projets de développement. Retenons de cette liste :

- Le reboisement des pentes raides aux sols épuisés : du point de vue de la conservation du sol, les études de MOEYERSONS (1989) et WASSMER (1981) montrent le danger que constitue l'emploi des eucalyptus. La protection du sol est beaucoup mieux assurée sous les différents

types de pins.

- La protection du sol par l'application de cultures multiétagères, cultures associées dérobées, l'intégration des arbres et arbustes, et par le paillage.

- Pratique pour obstruer le ruissellement : la culture suivant les courbes de niveau, les séquences alternées des parcelles et des bandes d'absorption sont citées comme des méthodes douces.

Parmi les méthodes plus radicales, on note d'abord le terrassement progressif. Il s'agit d'une méthode qui consiste à creuser des fossés suivant les isohypses à des distances de 15 à 20 m. Ces fossés, larges et profonds de 50 cm environ, sont renforcés de leur côté amont par une haie (Fig. 10) d'herbes vivantes qui retiennent les terres érodées à l'intérieur du champ. Cette accumulation aboutit à l'autoformation d'une terrasse inclinée. Ce système était obligatoirement appliqué sur des pentes inférieures à 10-12°. Quoique très efficace, il n'a pas toujours été bien entretenu depuis l'indépendance. Mais, suite à l'explosion démographique, les Rwandais ont été forcés de défricher des pentes plus raides. Le défrichement y a engendré des érosions massives, de sorte que l'autorité nationale a proclamé en 1982 le plan quinquennal de la conservation du sol. Celui-ci prévoyait la propagation générale du système sur des pentes beaucoup plus raides que 10°-12°. Très souvent, le système des fossés avec une haie s'avère peu utile sur des pentes pareilles. MOEYERSONS (1989) explique que le terrassement progressif ne résiste pas à

un ruissellement à rigoles. Son succès sur des pentes inférieures à 10°-12° s'explique du fait que l'inclinaison des terrasses y est facilement réduit jusqu'à 5°-6°, pente limite en-dessous de laquelle le ruissellement autochtone à rigoles ne se manifeste guère sur des terrasses labourées. Sur des pentes supérieures à 10°-12°, l'inclinaison de ces terrasses dépasse cette limite, ce qui provoque la formation de brèches et un ravinement accru sur des pentes où le ruissellement a normalement tendance à se diffuser.

Une deuxième méthode est celle du terrassement "radical". Ce type de terrassement, appliqué sur des pentes jusqu'à 45° et plus, favorise une infiltration complète des eaux précipitées du fait que les terrasses sont construites avec une légère contre-pente. La méthode a été développée à partir des années septante au centre de KISARO (Photo 4). En 1989, le président Hyabirama a décrété la méthode comme méthode nationale de lutte contre la faim.

b. Les glissements de terrain

Il est étonnant de constater que le phénomène des transports en masse en général et des glissements de terrain en particulier n'a été étudié que très récemment (MOEYERSONS, 1989). Néanmoins, on était conscient du problème depuis très longtemps. Mais la seule contre-mesure prise se restreignait à la plantation d'arbres le long des tracés routiers.

Les glissements au Rwanda comportent des formes diverses de transports en masse rapides qui se manifestent surtout dans la partie occidentale du pays, y compris le plateau de Butare, toute la dorsale Zaire-Nil et la région de Byumba. Pendant et après les orages de la grande saison des pluies, les différents types d'éboulement affectent surtout les versants sur roches schisteuses inclinés à 25° ou plus. Chaque année, un certain nombre de maisons et de bâtiments sont détruits, parfois quelques routes sont affectées et les dernières années plusieurs personnes ont trouvé la mort. Le montant annuel des dégâts matériels directs est souvent de l'ordre de quelques millions de francs.

Les observations sur le terrain montrent la nature complexe des mouvements. Dans les niches d'arrachement, la mobilisation des masses de terre se fait souvent par glissement pur, mais en contrebas la masse se transforme souvent en coulée boueuse. Parfois aussi, une niche ou une entaille se développe par érosion régressive et remonte la pente. Le matériel libéré roule et coule vers l'aval. Dans d'autres cas, la niche se développe à un certain point de la pente sans qu'il y ait d'érosion régressive.

1°) La mise en marche des glissements dans des conditions naturelles

Les versants des collines à soubassement schisteux portent souvent un sol kaolinique d'une épaisseur de plusieurs mètres. Le profil pédologique typique comprend

un horizon humifère A1, d'une épaisseur variable entre 0 et 50 cm. Une nappe de débris diffuse, comprenant des éléments graveleux en quartz ou quartzite, annonce une couche rouge-brun dont l'épaisseur peut atteindre 2 à 3 m. Cette dernière est séparée de la roche-mère altérée par une couche très argileuse contenant une abondance de graviers anguleux en quartz d'un diamètre de 0,5 à 2 cm et des éléments plus grossiers (5-20 cm) en quartzite et en schiste. Beaucoup d'observations ont illustré la façon particulière de drainage de ce profil pendant et après les pluies : indépendamment du ruissellement de surface, la présence de tunnels, de cavités et de grands pores suggère un soutirage du profil à deux niveaux. Le premier se situe à la transition entre l'horizon A1 et la couche rouge-brun, le deuxième dans la couche argilo-graveleuse au-dessus de la roche en place altérée. Ce drainage souterrain à deux niveaux s'explique par une combinaison de caractéristiques texturales et structurales du sol.

En premier lieu, il y a la teneur en argile de la matrice du sol : à la surface, elle est de l'ordre de 10 % mais en profondeur elle s'élève souvent jusqu'à 20 et 30 %. Une première augmentation se situe à la transition entre l'horizon humifère et la couche rouge-brun. La deuxième se situe dans la couche argilo-graveleuse qui recouvre le bedrock. La discontinuité hydraulique supérieure a été mise en évidence par des essais oedométriques : la valeur de Darcy y diminue graduellement de 10^{-3} - 10^{-4} cm/s à 10^{-5} cm/s. Cette diminution ne s'explique pas uniquement par l'augmentation de la teneur en argile, mais en même temps par une chute du taux de matière organique, de 4 % du poids jusqu'à pratiquement zéro (MOEYERSONS, 1989).

Une autre raison pour s'attendre à deux chutes de la conductivité hydraulique est la présence de deux nappes de débris : une première diffuse, à la transition entre le A1 et la couche rouge-brun et une deuxième au sommet du bedrock. MOEYERSONS (1989) a montré de manière expérimentale qu'une nappe de débris en position inclinée dans un manteau de matériel fin meuble suscite un drainage souterrain latéral à son niveau.

Il paraît donc que la structure pédologique existante favorise le sous-écoulement aux deux niveaux mentionnés. Mais elle ne suffit pas à expliquer les grands débits, parfois remarquables à la base des niches de décollement, étant donné la conductivité hydraulique très basse du sous-sol de 10^{-5} cm/s ($\pm 0,01$ mm/jour). La grande raison pour l'occurrence de débits importants d'écoulement hypodermique est la présence de fissures dans le sol, surtout sur des pentes dépassant les 20°-25°. Ceci rend au sol à matrice peu perméable une macro-porosité considérable. Ces fissures, en grande partie dues au mouvement de creep (MOEYERSONS, 1989, 1991), dévient une grosse partie de l'écoulement superficiel vers les deux niveaux



Photo 4 : Terrassement “radical”, projet I.P.V., Geciye, crête Zaire-Nil.



Photo 5 : Multiples gisements superficiels dont la localisation de la niche d’arrachement est liée à la présence de fossés anti-érosifs. Rugabano, Kibye.

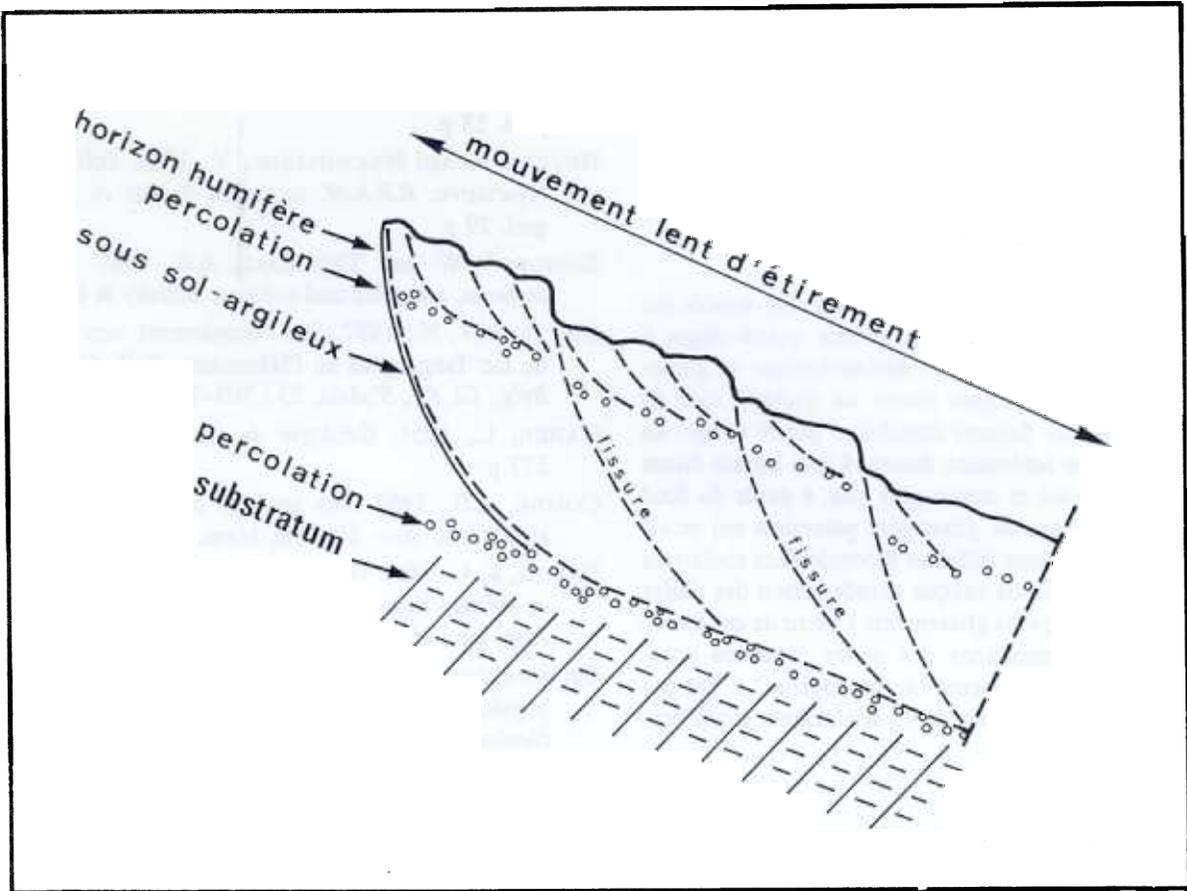


Figure 11 : Le creep occasionne la formation de fissures qui dévient les eaux de surface vers l'intérieur du sol jusqu'aux deux niveaux de percolation.

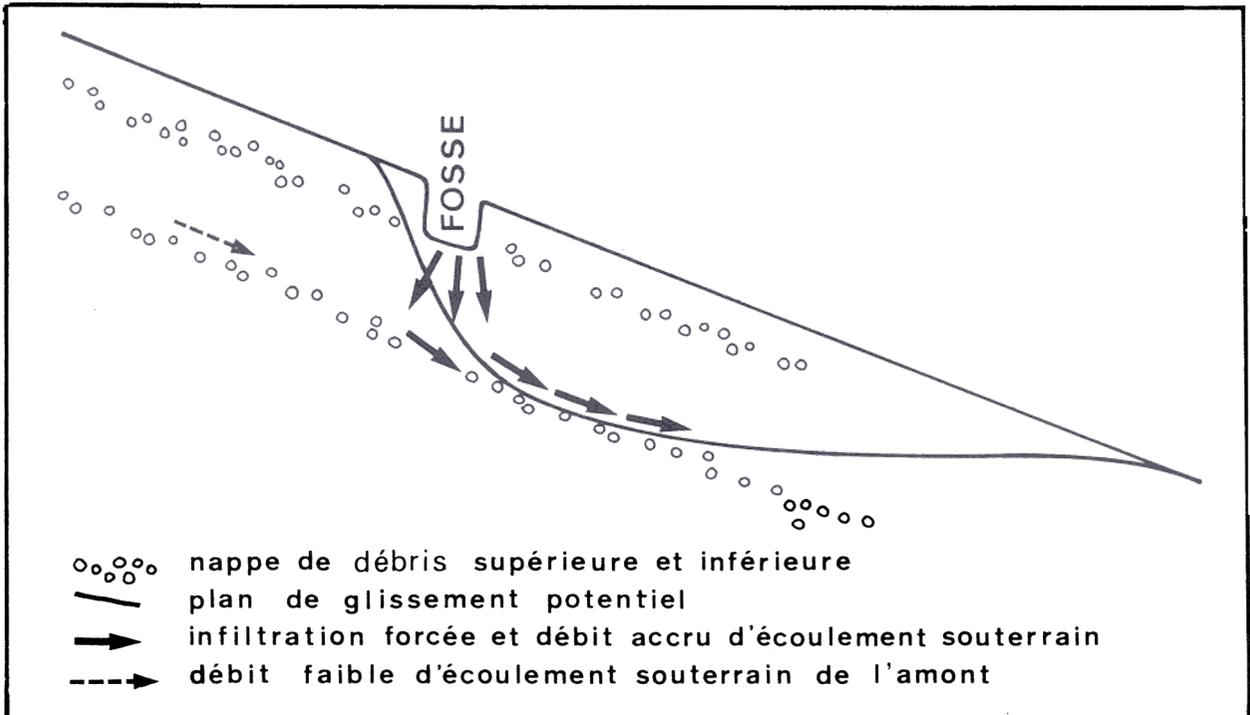


Figure 12 : Position fréquemment observée d'une tête de glissement par rapport à la localisation d'un fossé anti-érosif.

de soutirage ou des pressions intersticielles s'établissent et déstabilisent le sol qui se met en mouvement. Les versants les plus affectés par les glissements sont donc ceux qui subissent le plus de creep et donc ceux où les fissures se développent le plus. La figure 11 montre schématiquement la situation.

2°) L'influence de l'homme sur la mobilisation des glissements

La prolifération du système des fossés anti-érosifs sur les versants raides pendant les années quatre-vingts a contribué considérablement au déclenchement de glissements. En effet, les fossés jouent en quelque sorte le même rôle que les fissures introduites par le creep : ils occasionnent une infiltration forcée. L'eau est soi-disant injectée dans le sol et atteint plus vite, à partir du fond des fossés, les plans de glissement potentiels qui se situent surtout au niveau inférieur d'écoulement souterrain (Fig. 12). Vers la fin de chaque grande saison des pluies se développent de petits glissements à partir de ces fossés (Photo 5). Les estimations des pertes de terres occasionnées par ces glissements "anthropogènes" n'ont pas encore été faites mais elles sont certainement considérables.

2. Quelques réflexions sur la conservation des sols au Rwanda

Etant donné le succès initial de la méthode du terrassement radical, il est normal de continuer les efforts sur ce plan. Mais une certaine prudence s'impose. Afin de vérifier l'effet déstabilisateur éventuel, il faudrait réaliser un grand nombre de projets pilotes à travers le pays, y inclus les versants à risques d'instabilité.

Ces projets devraient être poursuivis pendant au moins une dizaine d'années avant de procéder à une prolifération généralisée du système. En effet, l'établissement d'une pression d'eau intersticielle critique dans les sols argileux peut prendre beaucoup de temps. Dans les monts Uluguri en Tanzanie, les instabilités introduites par le terrassement se sont produites après 12 ans! (RAPP, 1972).

A la lumière des connaissances actuelles, il semble que certaines techniques alternatives mériteraient d'être essayées. On pense ici aux techniques qui protègent la superficie totale des champs cultivés. Différentes formes de paillage viennent en compte ici. Ces techniques auraient pour résultat une augmentation appréciable de la capacité d'infiltration diffuse du sol. Ainsi, le ruissellement serait anéanti. Sur des sols fissurés, les eaux seraient en même temps forcées de s'infiltrer dans les banquettes entre les fissures. Ainsi, l'approvisionnement en eau des plans potentiels de glissement serait retardé de façon considérable, ce qui contribuerait à une stabilisation des pentes en danger.

IV. BIBLIOGRAPHIE

- BARAMBIRWA, J.-B., 1975. *Etude physique et humaine de la vallée de la Mukura*. Travaux dirigés de géographie, U.N. Rwanda, Faculté des Lettres, Géographie, 13 p.
- BEYERS, A. and NYAMULINDA, V., 1988. Soil loss in Nyarutovu. *R.R.A.M. technical Report A*, Ruhengeri, 29 p.
- BISHOP, W.W. and TRENDALL, A.E., 1967. *Erosion surfaces, tectonics and volcanic activity in Uganda*.
- BOUTAKOFF, N., 1937. Sur l'écoulement vers le nord du lac Tanganyika au Pléistocène. *Bull. Acad. roy. Belg., Cl. Sc.*, 5^o série, 23 : 703-715.
- CAHEN, L., 1954. *Géologie du Congo belge*, Liège, 577 p.
- COMBE, A.D., 1932. The geology of South-West Ankole. *Geol. Surv. Uganda*, Mem. 2, Entebbe.
- DAVIES, K.A., 1934. The age of Mount Elgon and events in Tertiary history of Bugishu. *Geol. Surv. Uganda*, Ann. rep., 1933 : 69-71.
- DE SWARDT, A.M.S. et TRENDALL, A.F., 1969. The physiographic development of Uganda. *Overseas Geology and Min. Res.*, 10 (3) : 241-288.
- DEHOUSSE, M., 1966. L'entonnoir de Butare au Rwanda. *Bull. Acad. roy. Belg., Cl. Sc.*, 5^o série, 52 (1) : 76-92.
- DENAYER, M.E. et GÉRARDS, J., 1973. A quelles causes attribuer les dépressions cratériformes du Rwanda? *Bull. Acad. roy. Sc. O.M.*, 5 : 784-798.
- DIXEY, F., 1945. The relations of the main penplain of Central Africa to sediments of lower Miocene age. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, 101 : 243-253.
- HABERYAN, K.A. et HECKY, R.E., 1987. The Late Pleistocene and Holocene stratigraphy and paleolimnology of lakes Kivu and Tanganyika. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, Amsterdam, 61 : 169-193.
- HAMILTON, A., 1982. *Environmental History of East Africa. A study of the Quaternary*. Academic Press, 328 p.
- HARROY, J.-P., 1944. *Afrique, terre qui meurt*. Bruxelles, 557 p.
- JOST, C., 1987. *Contraintes d'aménagement en région volcanique tropicale*. Université Louis Pasteur, Strasbourg I, 283 p.
- KING, L.C., 1963. *South African Scenery*. Edimburgh, 308 p.
- LARUELLE, J., 1960. Les phénomènes de granitisation et les formes du relief dans le Rwanda oriental. *Chronique des mines d'Outre-Mer et de la Recherche minière*, Paris, 292, 6.
- LEWIS, L.A., 1988. Measurement and assessment of soil loss in Rwanda. *Catena Supplement*, 12 : 151-165.

- LEWIS, L.A., CLAY, D.C. et DEJAEGHER, M.J., 1988. Soil loss, agriculture and conservation in Rwanda : toward sound strategies for soil management. *Journal of Soil and Water Conservation*, 43 (5) : 418-421.
- LHOEST, A., 1959. Quelques observations morphologiques sur le Rwanda. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 82B : 307-314.
- MCCONNEZ, R.B., 1955. The erosion surfaces of Uganda. *Col. Geol. a. Min. Res.* 5 (4) : 415-428.
- MOEYERSONS, J., 1977. Een geomorfologisch en Kwartair-stratigrafisch studieproject in Rwanda. *Africa-Tervuren*, 24 (1) : 6-14.
- MOEYERSONS, J., 1979. Surfaces d'aplanissement, anciens bassins hydrographiques et mouvements tectoniques post-précambriens au Rwanda. *Bull. Soc. belge Géol.*, 88 (2) : 87-96.
- MOEYERSONS, J., 1981. S.T.O.R.M.-1 : a device for the simulation oblique rain. First applications on tropical soils. *Géo-Eco-Trop.*, 5 (3) : 163-180.
- MOEYERSONS, J., 1983. Measurements of splash-saltation fluxes under oblique rain, in Rainfall simulation, runoff and soil erosion, *Catena Supplement*, 4 : 19-31.
- MOEYERSONS, J., 1989. La nature de l'érosion des versants au Rwanda. *Ann. Mus. roy. Afr. centr. Tervuren*, Sc. écon., 19, 379 p.
- MOEYERSONS, J., 1989-1990. Les glissements de terrain au Rwanda occidental : leurs causes et les possibilités de leur prévention. *Cahiers ORSTOM*, sér. Péd., 25 (1-2) : 131-150.
- MOEYERSONS, J., 1990. Soil loss by rainwash : a case study from Rwanda. *Z. Geomorph.*, N.F., 34 (4) : 385-408.
- MOEYERSONS, J., 1991. Ravine formation on steep slopes : forward versus regressive erosion. Some case studies from Rwanda. *Catena*, 18 (3-4) : 309-324
- MUNYARUGERERO, G., 1978. *Influence de trois espèces d'eucalyptus (E. Maideni F.V.M., E. Saligna SM., E. Tereticornis SM.) sur la couverture herbacée du sol dans l'arboretum de Ruhande, Butare, Rwanda.* Mém. fin d'études, Fac. Foresterie et Géodésie, Univ. Laval, Canada.
- NDAYIZIGIYE, F., 1990. Aperçu sur les pratiques de conservation du sol et de gestion hydrique au Rwanda. *Réseau Erosion (ORSTOM, Montpellier) Bull.* 10 : 87-97.
- PALLISTER, J.W., 1954. Erosion levels and laterite in Buganda Province, Uganda. *Congrès Géol. Inst. C.R. 19^e Session, Alger 1952, fasc. 21* : 192-199.
- PALLISTER, J.W., 1956. Slope form and erosion surfaces in Uganda. *Geol. Mag.* 93 : 465-472.
- PALLISTER, J.W., 1960. Erosion cycles and associated surfaces of Mengo district, Buganda. *Overseas Geol. Min. Res.*, 8 : 26-36.
- PASTEELS, P., DE PAEPE, P., VILLENEUVE, M. et KLERKX, J., 1985. Age du volcanisme du Sud Kivu (Branche occidentale du rift est africain : Zaïre, Rwanda, Burundi). *13th Coll. Afric. Geol. St. Andrews*, Abstracts Occ. Publ., 212.
- PEETERS, L., 1957. Contribution à l'étude de la genèse du lac Kivu. *Bull. Soc. belge Et. géogr.*, 26 (1) : 155-168.
- PEETERS, L., 1971. Considérations sur le relief granitique au Rwanda. *Bull. Soc. belge Géol., Pal. et Hydr.* 80 (1-2) : 3-9.
- PEETERS, L., 1987. Note sur l'évolution du bassin fluvial du lac Kivu. *Bull. Acad. roy. Sc. O.M.*, 33 (2) : 265-270.
- PEYROT, B., 1983. Note à propos de quelques gisements préhistoriques au Rwanda et sur leurs enseignements sur le paléo-environnement quaternaire des Hautes Terres de l'Afrique centrale. *L'Anthropologie*, Paris, 87 (1) : 27-47.
- POUCLET, A., 1977. Contribution à l'étude structurale de l'aire volcanique des Virunga. Rift de l'Afrique Centrale. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 19 (2) : 115-124.
- POUCLET, A., 1978. Les communications entre les grands lacs de l'Afrique centrale. Implications sur la structure du Rift occidental. *Mus. roy. Afr. centr., Dépt. Géol. Min. Rapport annuel 1977*, 145-155.
- PRIOUL, C. et SIRVEN, P., 1981. *Atlas du Rwanda*, Kigali, Paris, Nantes, 32 planches.
- ROCHE, E., 1985. Analyse palynologique de quatre sondages effectués dans les dépôts de surface quaternaires au Rwanda. Interprétation paléoclimatique. *Mus. roy. Afr. centr. Tervuren, Dépt. Géol. Min., Rapport annuel*, 83-84, 153-159.
- ROCHE, E., BIKWEMU, G., NTAGANDA, C., 1988. Evolution du paléoenvironnement quaternaire au Rwanda et au Burundi. Analyse des phénomènes morphotechniques et des données sédimentologiques et palynologiques. *Inst. franç. Pondichéry. Trav. Sect. scient. et techn.*, 25 : 105-123.
- ROOSE, E., 1977. Application of the Universal Soil Loss Equation of Wischmeier and Smith in West-Africa, in GREENLAND, D.J. & LAL, R. (Eds) : *Soil conservation and Management in the Humid Tropics*, John Wiley & Son, Chichester, New York, Brisbane, Toronto, 177-187.
- ROSSI, G., 1980. Tectonique, surfaces d'aplanissement et problèmes de drainage au Rwanda. *Rev. Géomorph. dyn.*, Strasbourg, 3 : 81-100.
- SALÉE, A., 1927. Le détournement du lac Tanganyka. *Ann. Soc. scient. Bruxelles*, 47 : 200-208.

- SALÉE, A., 1928. Constitution géologique du Rwanda oriental. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 5 (2) : 49–162.
- SHACKLETON, K.M., 1951. A contribution to the geology of the Kavirondo rift valley. *Quat. Journ. Geol. Soc. London*, 106 : 345–392.
- SIRVEN, P., GOTANEGRE, J.F. et PRIOUL, C., 1974. *Géographie du Rwanda*. Bruxelles, Kigali, 175 p.
- SLUYS, M., 1958. Une liaison du Tanganyika vers le Kivu a-t-elle jamais existé? Le cours de la Ruzizi a-t-il été inversé? *Bull. Acad. roy. Sc. col.*, 7 : 1393–1402.
- SMITH, R.E., 1972. The infiltration envelope : results from a theoretical infiltrometer. *J. Hydrol.*, 17 : 1–22.
- TEMPLE, P.H., et RAPP., A., 1972. Landslides in the Mgeta area, Western Uluguru Mountains, Tanzania. *Geogr. Ann.*, 54 (3-4) : 157–193.
- TRENDALL, A.P., 1962. The formation of “apparent peneplains” by a process of combined lateritisation and surface wash. *Z. Geomorph.*, NF, 6 (2) : 83–97.
- VAN LONKHUYZEN, P.A.J. et VAN ROOKHUIJZEN, W.E.A., 1977. *Praktijk in Rwanda*. Stageverslag, Landbouwhogeschool, Wageningen, Nederland, 38 p.
- WASSMER, P., 1981. *Recherches géomorphologiques au Rwanda : Etude de l'érosion des sols et de ses conséquences dans la préfecture de Kibuye*. Thèse de doctorat de 3e cycle Géographie, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 157 p.
- WAYLAND, E.J., 1921. A general account of the geology of Uganda by the geologist. *Rep. Geol. Dep. Uganda* : 8–20.
- WAYLAND, E.J., 1926. Petroleum in Uganda. *Geol. Surv. Uganda Mem.*, 1, 65 p.
- WAYLAND, E.J., 1931. The Rift valley and Uganda waterways. *Geol. Surv. Uganda, Summ. Progr. 1919-1929*, 40–44.
- WAYLAND, E.J., 1934a. Peneplains and some other erosional platforms. *Geol. Surv. Uganda Ann. Rep. and Bull.*, 1933, 77–79.
- WAYLAND, E.J., 1934b. Peneplains of East Africa. *Geogr. J.*, 83 (1) : 79.
- WILLIS, B., 1933. The peneplains of East Africa. *Geogr. J.*, 82 : 383–384.

Adresse de l'auteur : Jan MOEYERSONS
Musée royal de l'Afrique centrale
Steenweg op Leuven, 13
B - 3080 TERVUREN