

Pole 1

Z. Geomorph. N. F.	31	1	21-43	Berlin · Stuttgart	März 1987
--------------------	----	---	-------	--------------------	-----------

Systèmes de versants et évolution morphopédologique au Nord Togo

par

R. POSS et G. ROSSI, Lomé

avec 10 figures, 4 photos et 1 tableau

Zusammenfassung. Die Erforschung der gepanzerten Höhen in Nord-Togo ermöglichte es, zwei Ein-ebnungsflächen zu erkennen: Die zuoberst liegende Fläche (500 m) stammt aus der Mitte des Tertiärs, während die zweite Oberfläche (300 m) am Ende des Tertiärs gebildet wurde.

Die allgemeine morphologische und bodenkundliche Gliederung der Hänge ist identisch: Die Zeugen der endtertiären Flächen, auf denen die Eisenpanzer im allgemeinen die ferralitischen Alterite überdecken, sind an einen polygenetischen quartären und sehr stark umgewandelten Vorderhang angeschlossen, auf dem die tropischen eisenhaltigen Böden vorherrschen. Der Unterteil des Hanges ist von Ablagerungen bedeckt und wiederholt zerschnitten.

Die aktuelle bodenkundliche Entwicklung ist gekennzeichnet von einer Verarmung und Individualisierung der Eisenoxide, bei der die wichtigste Eigentümlichkeit des Gebietes eine interne Verarmung durch hochliegende, angezapfte Wasserhorizonte darstellt. Die Morphogenese ist weitgehend durch stark entwickelte Rinnensysteme gekennzeichnet.

Summary. The study of the ferricrust of Northern Togo enables us to find two levelled surfaces: the highest (500 metres) dates back to the middle of the tertiary, whereas the second surface at 300 metres, was elaborated at the end of the tertiary.

The general organisation of the slopes, morphological as well as pedological is constant: the relics of the end of the tertiary surface, on which the ferricrust generally overlaps a ferrallitic material, are connected to a very elaborate quaternary polygenetic glaciais, where tropical ferruginous soils dominate, the bottom of the slope being either covered with colluvium or dissected by recent fluvial erosion.

The present pedological evolution is dominated by phenomena of impoverishment and formation of iron oxides, the most original character of the region being the importance of the phenomena of internal impoverishment by hypodermic drainage. The morphogenesis is characterised by an important diffused rain wash.

Résumé. L'étude des niveaux cuirassés du Nord Togo permet de retrouver deux surfaces d'aplanissement: le niveau le plus élevé (500 mètres) est attribué au milieu du Tertiaire alors que la deuxième surface, à 300 mètres, a été élaborée à la fin du Tertiaire.

~~Document
exclu du prêt~~

0372-8854/87/0031-0021 \$ 5.75

© 1987 Gebrüder Borntraeger, D-1000 Berlin · D-7000 Stuttgart

ORSTOM Fonds Documentaire

N° 23 655 exp 1

Cote B 22 11

14 Mai 1987

L'organisation générale, tant morphologique que pédologique, des versants, est constante: les témoins de la surface fini-tertiaire, sur lesquels le niveau cuirassé surmonte généralement des altérites ferrallitiques, se raccordent à un glaciais polygénique quaternaire très élaboré où les sols ferrugineux tropicaux dominent, le bas de versant étant soit recouvert par des colluvions, soit incisé en fonction des reprises d'érosion subactuelles.

L'évolution pédologique actuelle est dominée par les phénomènes d'appauvrissement et d'individualisation des oxydes de fer, le caractère le plus original de la région étant l'importance des phénomènes d'appauvrissement interne par nappe perchée soutirante. La morphogenèse se caractérise par l'importance du ruissellement diffus.

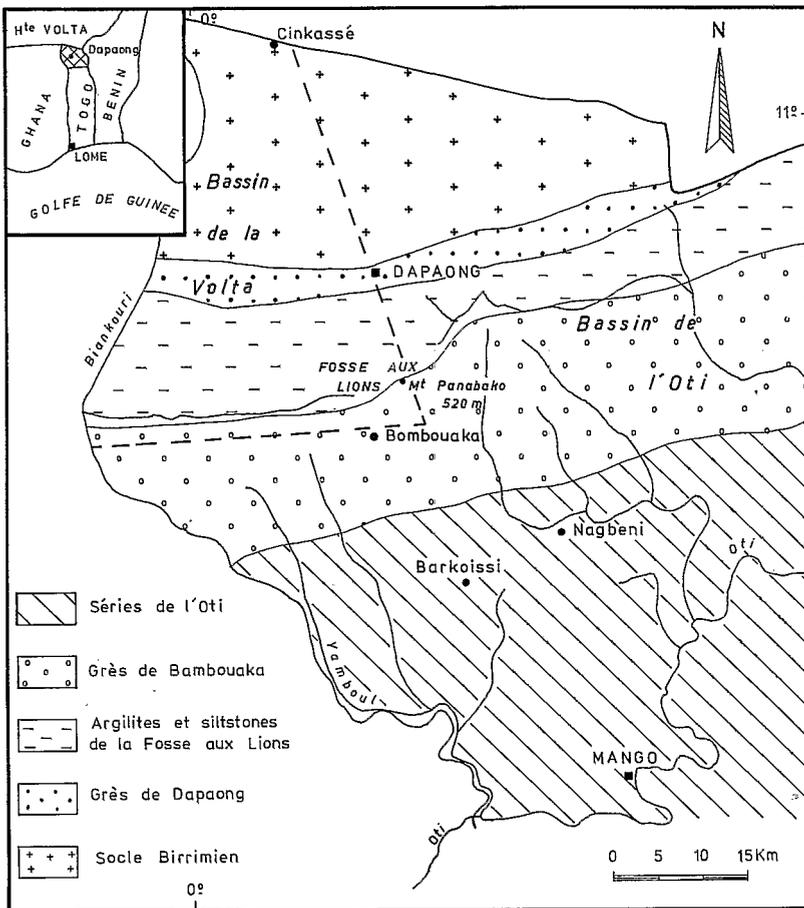


Fig. 1. Croquis de situation.

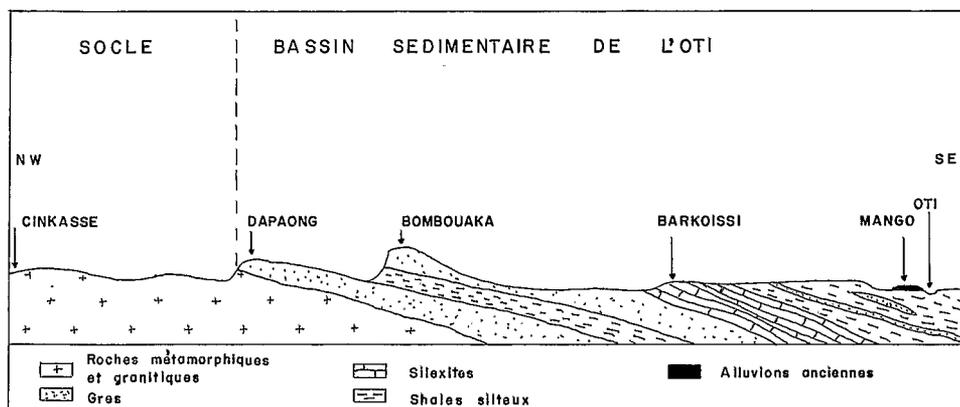


Fig. 2. Coupe géologique schématique du Nord Togo.

Située entre $10^{\circ}30'$ et 11° de latitude nord, la région du Togo comprise entre le fleuve Oti (la Pendjari du Bénin), affluent de gauche de la Volta au Sud, et la frontière du Burkina au Nord, appartient typiquement à la zone soudanienne (fig. 1). Une pluviométrie moyenne de l'ordre de 1.000–1.100 mm, une saison sèche de 6 mois, entretiennent une savane arborée et quelques lambeaux de forêt sèche, là où la densité de population (90–100 hab/km² autour de Dapaong) n'a pas conduit à un paysage de parc arboré témoignant d'un intense et ancien aménagement de l'espace.

Le relief de l'extrême-nord de la région s'apparente à celui des surfaces d'aplanissement décrites et étudiées au Burkina (BOULET 1970): longues rampes entre 200 et 250 m d'altitude, en faible pente vers les axes de drainage faiblement incisés, dominées, çà et là, par des buttes tabulaires cuirassées. Ce paysage, très répétitif, est caractéristique du socle birrimien, hétérogène, à dominance granito-gneissique (fig. 2); il s'anime plus au Sud, autour de Dapaong, où apparaissent les premières séries gréseuses du monoclinel du Voltaïen et, avec elles, une ligne de reliefs WSW-ENE d'une cinquantaine de mètres de hauteur, dont les revers s'inclinent en panneaux substructuraux vers les argilites et les siltstones de la dépression de la «fosse aux lions», datés de 900 M. A.

Cette dépression est dominée par les puissants escarpements de 150 à 200 m de commandement, taillés dans les grès de faciès épicontinentaux ou deltaïques de Bombouaka (photo 1). Leur revers, accidenté, est disséqué en lanières de plateaux cuirassés, culminant vers 500 mètres. Plus au Sud, jusqu'à la vallée de l'Oti, vaste bas-fond de plusieurs kilomètres de large dans lequel le fleuve décrit de multiples méandres, le paysage se caractérise par son extrême monotonie. Réalisés aux dépens de la partie supérieure du Voltaïen, dite «série de l'Oti», formée de shales, de siltstones, de sillexites, se développent, sur près de 50 km, de longs glacis en très faible pente vers le fleuve, au-delà duquel s'observe un nouveau système de rampes sur les premières séries épimétamorphiques du sommet du Voltaïen.

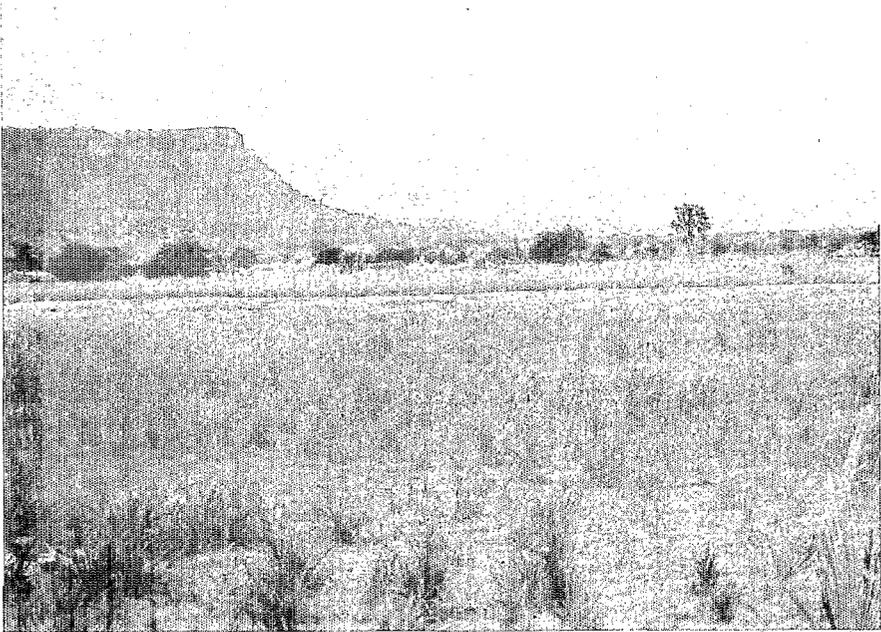


Photo 1. Escarpement gréseux de Bombouaka.

Du fait de sa diversité géologique et d'une évolution morphotectonique et morphoclimatique complexe, cette région montre, sur une surface réduite de l'ordre de 3.000 km², une grande variété dans l'organisation des systèmes de versants, ceux-ci étant toujours associés à des types précis de sols, car l'évolution morphologique et l'évolution pédologique sont étroitement liées.

I *Les grandes étapes de l'évolution du relief*

1 *Les plus anciens témoins régionaux de l'évolution du relief* sont constitués par des lambeaux d'une paléotopographie aplanie qui recoupe, autour de 500 m, les grès de Bombouaka.

Ces replats sont conservés sur des grès feldspathiques, très durs, parfois recristallisés. Ils sont recouverts par les restes d'une formation détritique cuirassée d'épaisseur métrique, incluant des blocs de cuirasse massive ou gravillonnaire et, parfois, des esquilles de grès complètement ferruginisé, parfois résilicifié, atteignant jusqu'à 25 cm de grand axe. Elle est composée, du moins en surface, de kaolinite, de goethite et d'une forte proportion d'hématite, la gibbsite n'apparaissant que sous forme de traces. Cette formation repose toujours directement sur la roche en place non altérée.

Au mont Panabako elle fossilise des marmites de 50 cm à 1 m de diamètre et de 2 à 5 m de profondeur qui évoquent des formes de dissolution (photo 2). Compte tenu de ces éléments, on peut penser qu'il s'agit d'un colluvium en transit sur une topographie aplanie ou, peut être, localement, en raison de la faiblesse des pentes et de la taille des plus gros éléments, de dépôts correspondant à un écoulement de forte compétence, s'effectuant dans des vallées larges et très évasées.

Ces lambeaux aplanis et cuirassés peuvent se raccorder à la surface de l'Atakora qui, à la même altitude, tranche l'ensemble des structures plissées de l'arc atakorien au Togo et au Bénin. Cet aplanissement peut être daté, par les dépôts du bassin sédimentaire, du milieu du Tertiaire, sans que l'on puisse préciser l'âge, du fait de leur caractère azoïque. On peut, cependant, considérer que sa phase terminale de réalisation remonte au tout début du Miocène, puisque les travaux menés sur le problème de l'ouverture de l'Atlantique (EWING et al. 1966, LE PICHON 1968, MASCLE 1977), indiquent qu'à cette époque, par suite d'un ralentissement de l'expansion, on assiste à une surélévation du continent accompagnée d'un basculement vers le large des bassins côtiers.

2 *Ces mouvements à grand rayon de courbure provoquent, au Mio-Pliocène, une période d'érosion qui aboutira à la réalisation de la topographie aplanie fini-tertiaire dont les dépôts corrélatifs constituent le »Continental Terminal«, série détritique complexe, azoïque, discordante sur l'ensemble des formations antérieures, dont la*

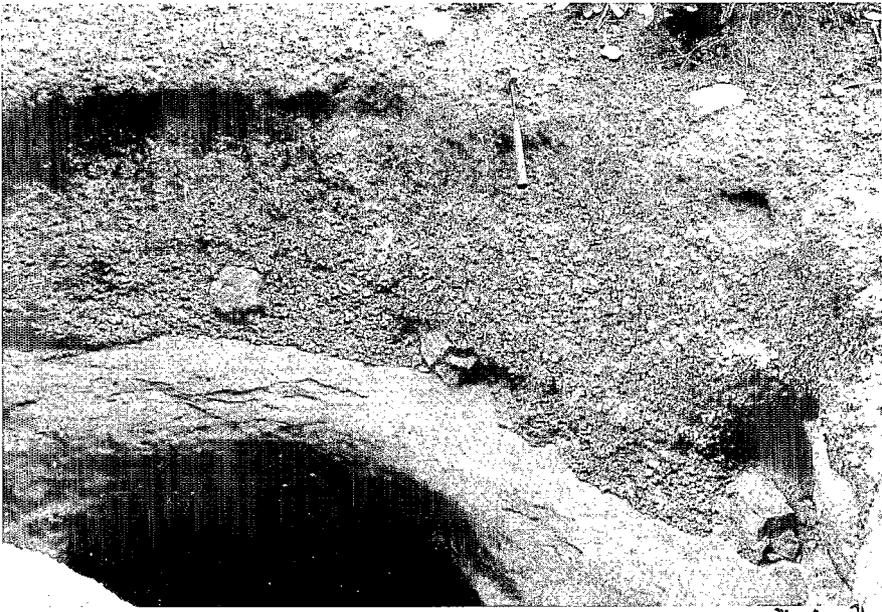


Photo 2. Marmite de dissolution recouverte d'un manteau détritique induré.

surface topographique forme un plan incliné en pente générale de 1% vers l'Atlantique. Compte tenu des caractères de la partie supérieure des dépôts, on peut dire que cette surface d'accumulation, qui prolonge, à l'aval, cette topographie très évoluée constituée de croupes de recoupement très écrasées, s'est formée, dans sa phase terminale, sous un climat aride à sub-aride, avec une végétation réduite et une morphogenèse marquée par des écoulements spasmodiques, diffus ou en nappe; en cela elle ne diffère guère des dépôts de même âge que l'on retrouve tout au long des côtes africaines depuis le Sénégal (MICHEL 1973) jusqu'au Kenya (ROSSI 1981) et en Somalie, ainsi qu'à Madagascar (BATTISTINI 1964, ROSSI 1977), et témoignent, très certainement, d'une crise morphoclimatique majeure d'extension au moins pan-africaine.

Contrairement à la surface mi-tertiaire qui a recoupé l'ensemble de l'arc atakorien (à l'exception de son extrême sud-ouest), l'aplanissement fini-tertiaire s'est développé en fonction de deux bassins versants nettement séparés par cette chaîne schisto-quartzitique placée, dès cette époque, en position de ligne de partage des eaux; au Sud, le bassin côtier, au Nord, le bassin de la Volta et de son affluent l'Oti, où, au niveau des grès de Bombouaka, l'importance de la reprise d'érosion néogène est de l'ordre de 200 mètres.

Si l'incision linéaire régressive et l'abaissement des versants n'ont pas attaqué les lames quartzitiques de l'Atakorien et peu affecté les épais bancs gréseux de Bombouaka, ils ont, par contre, réalisé sur le socle birrimien, les minces grès de Dapaong et les séries de l'Oti, une topographie dont on peut dire, par l'observation de ses nombreux témoins, qu'elle devait se présenter comme une succession de longs versants fuyants se terminant dans de larges vallées, bas-fonds dont les pentes longitudinales étaient faibles.

De telles caractéristiques supposent une grande stabilité du niveau de base local de la Volta: le seuil d'Akossombo. Les évolutions étant liées aux variations de seuils locaux, elles n'ont pu être que de faible ampleur: la différence d'altitude entre l'Oti à son entrée au Togo et le seuil d'Akossombo, distant de plus de 800 kilomètres, n'est que de 40 mètres et la pente longitudinale de l'Oti dans sa partie togolaise est inférieure à 0,1 ‰. Cette topographie très évoluée est scellée par une épaisse cuirasse.

3 *L'évolution quaternaire* se marque sur le réseau de l'Oti par un enfoncement de l'ordre de 20 mètres des axes de drainage, soit une valeur moyenne de l'ablation de l'ordre de 1 mm/siècle. Cette faiblesse de l'érosion ne peut s'expliquer que par le caractère très achevé de la topographie fini-tertiaire et la stabilité des seuils. Sa dissection s'est effectuée en fonction de deux bassins versants: celui de la Biankouri, dépendant directement de la Volta, est limité au Sud par l'escarpement de Bombouaka, et à l'Est par un filon de quartz de direction méridienne. Son enfoncement est commandé par des seuils gréseux situés au Ghana. A l'Est du filon quartzeux et au Sud de l'escarpement de Bombouaka, les petites rivières se jettent dans l'Oti, niveau de base régional.

II L'organisation des systèmes de versants et les sols associés

1 *Sur le socle birrimien* les témoins les plus anciens sont donc ceux de la topographie fini-tertiaire. Les versants sont principalement quaternaires et leur organisation est fonction de l'éloignement du niveau de base local. La ligne de partage des eaux entre le bassin de l'Oti et celui de la Volta correspond à la zone où les témoins de la surface fini-tertiaire sont les plus nombreux et où les versants postérieurs présentent le développement maximum.

Ces buttes tabulaires d'une vingtaine de mètres de hauteur (fig. 3, S11) sont entièrement cuirassées, avec des pentes régulières de l'ordre de 1 à 2%, mais très peu étendues (quelques hectares). Cette cuirasse, épaisse de 1 à 2 mètres, présente une morphologie d'altérite indurée de couleur ocre-jaune à la base, la partie supérieure comportant fréquemment des éléments détritiques centimétriques issus du substrat rocheux local. Des minéraux altérés y sont discernables et elle contient parfois des filons de quartz en place; il s'agit donc probablement d'un ancien sol ferrallitique qui a été tronqué jusqu'à l'altérite lors de l'élaboration finale de la surface fini-tertiaire. Au-dessus de la cuirasse les sols sont squelettiques, très riches en gravillons et impropres à l'agriculture malgré un taux élevé de matière organique.

Les buttes sont limitées par une rupture de pente brutale, avec des pentes d'environ 10% jonchées de blocs provenant de la dégradation de la cuirasse. Ces versants, concaves, longs de quelques dizaines de mètres, sont soumis à une érosion intense liée au ruissellement. Pourtant, il s'agit, comme sous la cuirasse, d'une altérite ferrallitique poreuse et perméable (POSS & VALENTIN 1984), dont la puissance dépasse 10 mètres. Mais la troncature des horizons superficiels a mis à l'affleurement un matériau non organique instable qui se glace au cours des pluies: ce phénomène limite la pénétration de l'eau dans le sol et crée un pédoclimat particulièrement sec, en même temps que des conditions favorables à l'ablation.

A l'aval, ces versants se raccordent à un glaciais¹ polygénique (S21) très élaboré, pouvant atteindre 3 km de longueur, avec des pentes très régulières, comprises entre 1 et 3% (photo 3). A l'inverse de ce qui a pu être observé en Côte-d'Ivoire (POSS 1982) et au Burkina (BOULET 1970), les altérites ferrallitiques anciennes y ont été très généralement déblayées, probablement en raison d'une moins grande puissance de l'altération liée à une faible teneur en minéraux ferro-magnésiens et, surtout, à la proximité des niveaux de base locaux. L'organisation des sols est constante et relativement indépendante de la nature de la roche-mère (sols ferrugineux tropicaux). La roche altérée, partiellement argilifiée, est surmontée brutalement, vers 1 mètre de profondeur, par une nappe détritique de composition complexe, dans laquelle il est possible de retrouver des débris de cuirasse, des graviers de quartz, ainsi que des concrétions ferrugineuses. En surface les horizons sans éléments grossiers ont une épaisseur variable, de l'ordre de quelques décimètres, sans doute en partie d'origine faunique (LEVÊQUE 1979). La base de la nappe de gravats constitue une discontinuité

¹ Nous utiliserons le terme «glaciais» pour de longs versants réguliers d'ablation et de transit.

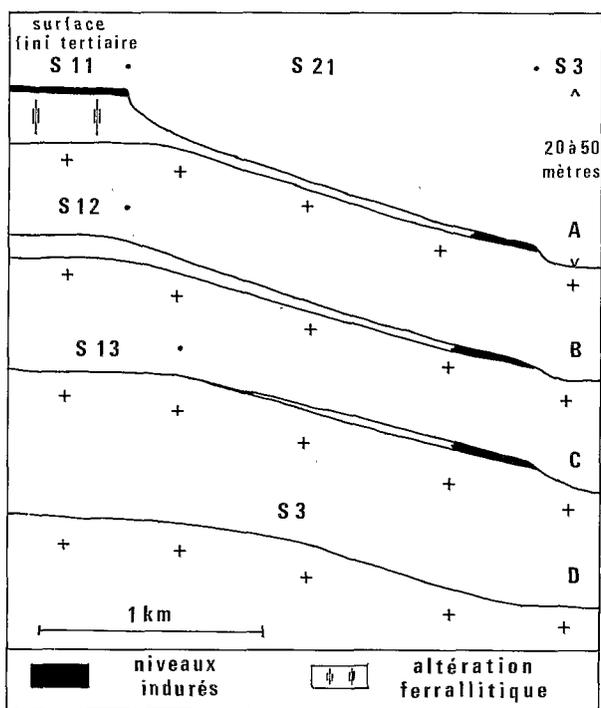


Fig. 3. Systèmes de versants sur le socle.

majeure dans le profil. On peut l'interpréter comme une couverture colluviale résultant du démantèlement de la cuirasse qui scelle la surface fini-tertiaire.

Au niveau de cette discontinuité se crée actuellement une nappe soutirante au cours de la saison des pluies. Il y a donc, ici, cumul entre une ablation superficielle, accentuée par la mise en valeur intense de ces sols et le faible taux de matière organique qui en résulte, et une érosion interne, tout à fait comparable aux mécanismes d'appauvrissement mis en évidence dans le sud du Burkina (BOULET 1978, LEPRUN 1979). Localement, en particulier à l'aval des glacis, la nappe détritique s'indure, surtout après la disparition des horizons superficiels. Indépendamment de cette prise en masse, la mise à l'affleurement des horizons gravillonnaires limite l'érosion régressive car la présence d'éléments grossiers favorise très fortement la pénétration de l'eau à l'intérieur du sol (COLLINET & VALENTIN 1979).

Ces observations mettent en évidence la réalité de la réalisation de glacis de substitution à la fois par soutirage et ruissellement superficiel.

Ces glacis sont actuellement entaillés par une reprise d'érosion (S3) de faible amplitude (quelques mètres) qui les dissèque en lanières. Cette reprise d'érosion qui présente une importance quantitative considérable car elle concerne entre 40 et 50% des sols du socle, se traduit par des pentes plus fortes de l'ordre de 4 à 5% à l'amont des entailles. La nappe détritique a été intégralement déblayée, ce qui a rapproché

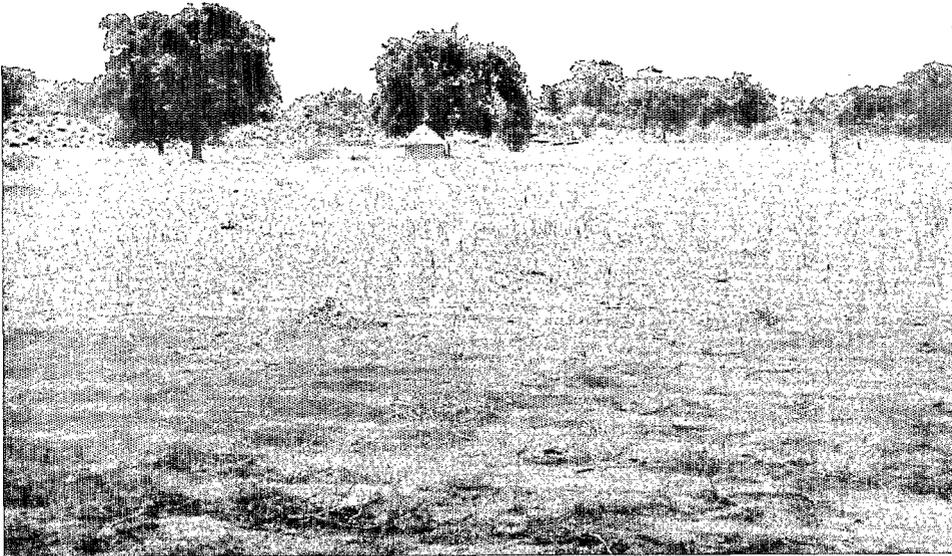


Photo 3. Glacis polygénique dominé par un témoin fini-tertiaire (socle).

l'altérite de la surface du sol; aussi, à l'inverse des autres sols du versant, la nature de la roche-mère détermine l'organisation des profils. Sur les roches basiques ou ultrabasiqes (amphibolites au sens large), qui représentent environ 25% des roches du socle, l'altération libère une quantité importante d'argiles gonflantes et la pédogenèse est orientée vers les sols vertiques, voire de véritables vertisols. Sur les roches plus acides ou moins altérables (granito-gneiss), la néosynthèse de minéraux argileux est très limitée et des sols pénévulés sableux parsemés d'affleurements rocheux se développent. L'importance de ces phénomènes d'érosion est très mal saisie par les paysans. En effet, la disparition de la nappe de gravats et la mise à nu de l'altérite se traduit par une augmentation brutale de la fertilité, les sols érodés étant plus légers, donc plus faciles à travailler, et mieux pourvus en bases, surtout sur roches basiques. Il est difficile de faire admettre que cette amélioration est transitoire et que l'évolution, inéluctable, conduit à la stérilité de la moitié des sols de la région.

A mesure que l'on s'éloigne de la ligne de partage des eaux, le système de versants évolue, progressivement, par accentuation des phénomènes d'érosion. Dans un premier temps (fig. 3b) les témoins cuirassés de la topographie fini-tertiaire se dégradent et sont remplacés par des sols gravillonnaires rouges riches en débris de cuirasse (S12). Ensuite (fig. 3c) ces horizons gravillonnaires rouges cèdent la place à des sols peu évolués à altérite proche de la surface (S13), le glacis polygénique se maintenant sur les versants. Le stade ultime, qui apparaît sur les formes les plus rajeunies, est un versant convexo-concave surbaissé, entièrement dans des sols peu évolués.

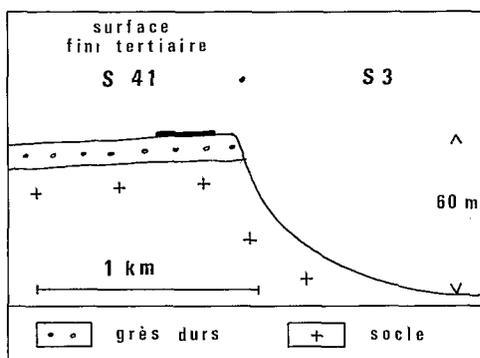


Fig. 4. Type de versant au contact socle-bassin sédimentaire.

L'évolution récente a été différente sur les deux bassins-versants. Sur celui de la Volta le seuil ne paraît pas avoir varié récemment, alors que sur celui de l'Oti on assiste à une intense reprise d'érosion de l'ordre d'une dizaine de mètres à l'amont des vallons. En dehors des conditions bioclimatiques actuelles qui facilitent la concentration du ruissellement, il faut admettre un abaissement récent du seuil de Borgou, qui commande l'érosion régressive. C'est pourquoi les glacis polygéniques sont mieux conservés sur le bassin de la Volta que sur celui de l'Oti où les sols érodés de l'entaille actuelle dominant.

2 *Le contact entre le socle et le bassin sédimentaire* du Voltaïen forme un escarpement festonné qui s'étend sur 70 km le long d'une ligne WSW-ENE. L'altitude du contact est variable, avec de nombreuses lacunes sédimentologiques, mais les forages montrent que le type de dépôt est constant: un niveau gréseux débutant par un microconglomérat repose directement sur le socle non altéré.

La forme du versant (fig. 4) résulte d'une altération différentielle: le niveau gréseux sommital, bien qu'il soit fréquemment peu épais (quelques mètres), est très résistant à l'altération, principalement en raison d'un ciment à dominante siliceuse, mais aussi en raison du maintien par places de la cuirasse fini-tertiaire. Il détermine un escarpement dont les pentes dépassent en général 45%, avec des sols squelettiques sur grès ou sur cuirasse, qui occupe au plus le quart du versant. Tout l'aval, jusqu'aux axes de drainage, est constitué d'un versant concave à pentes fortes au sommet (de l'ordre de 20%), plus faibles à l'aval (3-5%), résultant du déblaiement des altérites du socle. Or le sommet des grès correspond à la topographie fini-tertiaire: les 60 mètres de dénivellée entre le sommet du versant et l'axe de drainage résultent donc de l'évolution quaternaire. C'est la plus forte entaille de toute la région: elle provient de la proximité du niveau de base local qui détermine une intense érosion régressive développée dans des altérites également quaternaires, aucune altération ferrallitique témoin d'une phase ancienne n'étant visible, même à proximité du contact avec les grès.

Sur l'ensemble de la partie concave du versant, l'ablation est prédominante, la partie aval constituant un glacis d'ablation typique avec des sols peu évolués parse-

més de blocs de grès ou de roches cristallines, l'altérite apparaissant à faible profondeur. En raison du rajeunissement constant de la forme, les sols sont très peu épais et la néoformation de minéraux argileux extrêmement limitée. Mais ces sols sableux, très grossiers, sont cependant intensivement cultivés, à l'aide de terrasses rudimentaires sur les pentes les plus fortes, sans prise en compte des phénomènes d'érosion pourtant spectaculaires et catastrophiques (rigoles, ravines...). Cette situation résulte d'une surexploitation du milieu, la zone du contact étant la plus peuplée de la région (jusqu'à 120 hab/km²) ce qui interdit les jachères et même de laisser inutilisée la moindre parcelle de terre cultivable.

3 *Le niveau gréseux qui débute la série sédimentaire* forme une bande de 25 à 30 km de largeur. Il comporte une succession de bancs à ciment siliceux (92% de silice) fréquemment quartzitisés, d'épaisseur décamétrique, qui déterminent actuellement les lignes de reliefs, et de bancs micacés pouvant atteindre une puissance supérieure à 100 mètres, largement entaillés par l'érosion. L'ensemble présente un pendage général de 1,5 à 2% vers le SSE. Bien que les versants présentent une organisation complexe héritée d'une évolution amorcée depuis le Miocène, ils peuvent être rattachés à trois types principaux génétiquement comparables.

Le premier, qui représente la forme la plus ancienne (fig. 5), comprend les versants qui se sont élaborés durant la fin du Tertiaire. Ils dominent les témoins de vallées fossiles dont les talwegs sont situés à l'altitude de la topographie fini-tertiaire (environ 300 mètres), au Sud du village de Bombouaka (18 km au Sud de Dapaong) et de celui de Pana Tiérou (14 km au Sud-Est de Dapaong). Ces vallées sont perchées au-dessus du réseau de drainage actuel de la hauteur de la reprise d'érosion quaternaire (environ 50 mètres). Leur sommet est constitué par des éléments de l'aplanisse-

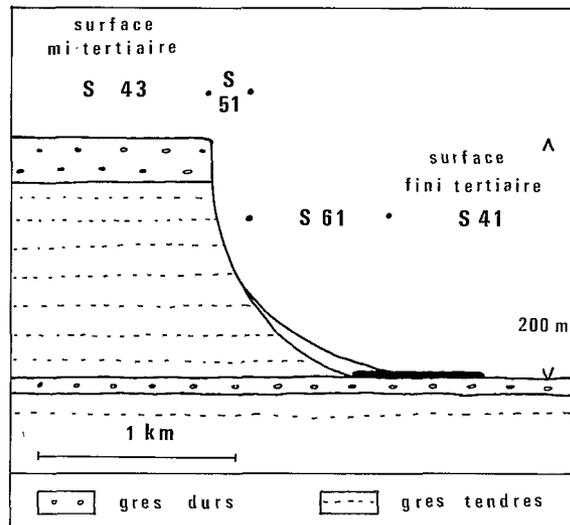


Fig. 5. Type de versant sur les grès (niveau supérieur).

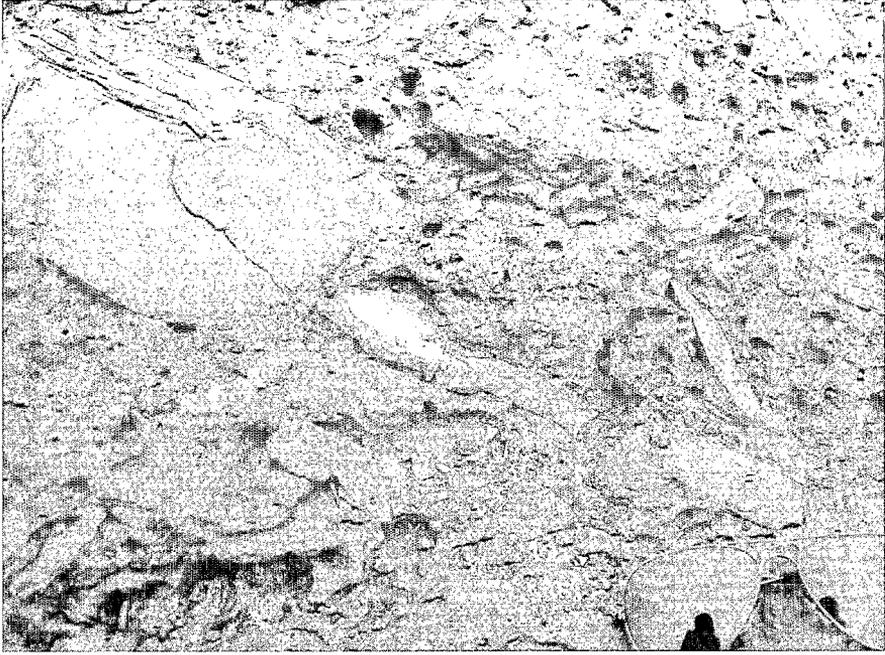


Photo 4. Eléments détritiques gréseux inclus dans un niveau induré fini-tertiaire.

ment mi-tertiaire. A la base du ressaut déterminé par les grès durs, le niveau de grès micacés forme un versant concave dont les pentes, de l'ordre de 20 à 30% au sommet, passent à 3-5% à la base. La base du versant (S41) est constituée par le niveau cuirassé subhorizontal fini-tertiaire plus ou moins démantelé.

Cette cuirasse, détritique, revêt les faciès les plus variés mais repose toujours directement, sans intercalation d'une altérite, sur un banc de grès à ciment quartzueux (photo 4). On retrouve donc là, comme dans le cas de la cuirasse qui fossilise la surface mi-tertiaire, l'exemple d'un placage colluvial cuirassé reposant directement sur les grès. Il semble, par ailleurs, que ce phénomène soit assez général dans cette région: on l'observe également plus à l'Est, au Burkina, sur les grès du Gobnangou, et, plus à l'Ouest, autour de Sindou, sur les grès de Banfora.

Si l'élaboration du versant est fini-tertiaire, la forme a toutefois continué à évoluer au cours du Quaternaire: à l'amont (S51) l'érosion régressive entaille le versant, rajeunit les profils (sols peu évolués sableux avec blocs et cailloux de grès), alors que des colluvions se déposent à l'aval, recouvrant partiellement les niveaux indurés (S61). Ces colluvions, dont l'épaisseur atteint fréquemment plusieurs mètres, ont subi, au cours du Quaternaire, une évolution dont la résultante a été la néoformation d'argile 1/1 (évolution ferrallitique). Ce matériau, bien drainant, n'évolue aujourd'hui que lentement par appauvrissement en argile des horizons supérieurs (sols ferrugineux tropicaux appauvris).

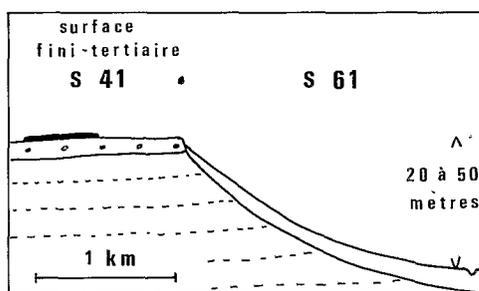


Fig. 6. Type de versant sur les grès (entaille dans la topographie fini-tertiaire).

Les deux autres types d'organisation proviennent d'une évolution quaternaire puisque dominés par des reliefs dérivés de la topographie fini-tertiaire. Sur le premier type (fig. 6), celle-ci se compose d'une juxtaposition de cuirasse, de sols gravillonnaires, de grès affleurants et de placages de colluvions ferrallitiques. Sous ces éléments plus ou moins tabulaires, à l'aval d'un petit ressaut gréseux, le versant est concave ou rectiligne avec une concavité basale, les pentes restant comprises entre 2 et 5%. Ces profils, assez tendus, s'expliquent, comme sur le socle, par la présence d'un banc résistant (grès ou cuirasse, ou les deux) qui arme le sommet des versants sur lesquels les phénomènes d'ablation à l'amont et de colluvionnement à l'aval dominant, donnant naissance à des sols en tous points semblables à ceux des versants encadrant les vallées fossiles, avec quelques affleurements de blocs de grès disparaissant en bas de pente.

Le second type (fig. 7) est particulièrement développé sur le premier banc de grès situé au sud de Dapaong. À l'amont subsistent des témoins de la topographie fini-tertiaire (S41) plus ou moins démantelée et cuirassée. Puis, sur le versant, leur succèdent des glacis de revers, dont la pente, inférieure à 5%, est conforme au pendage des grès. En raison de la faible altérabilité de la roche, ces glacis dérivés ne sont qu'à quelques mètres en-dessous de la surface initiale dont on retrouve çà et là des témoins: reliefs ruiformes (22 km à l'Est de Dapaong) et tors, tout à fait comparables à ceux des roches granitoïdes, jalonnent les étapes successives d'altération/déblaiement ayant conduit à l'abaissement du versant.

La partie amont de ces glacis est une zone d'ablation active par ruissellement, où dominent les affleurements de grès, avec quelques placages d'indurations détritiques quaternaires résultant de la recimentation de gravillons de décuirassement de la cuirasse fini-tertiaire. Vers l'aval, on passe progressivement à un glacis d'accumulation colluviale prédominante, jusqu'aux axes de drainage incisés de 2 à 3 mètres là où la reprise d'érosion actuelle se fait sentir. Ces colluvions présentent toujours la même organisation générale et la même homogénéité latérale que les autres colluvions issues des grès. Leur mobilité est particulièrement élevée; elles se retrouvent, en effet, le long de vastes glacis de pente insensible (moins de 1%) jusqu'à 14 km à l'aval de la limite géologique des grès (région de Nagbéni et région de Barkoissi Poloti), 40 km au SSE de Dapaong.

La perfection de ces formes de plus de 10 km de long, la faiblesse de leur pente, obligent à admettre une origine polygénique; remodelés à plusieurs reprises au cours

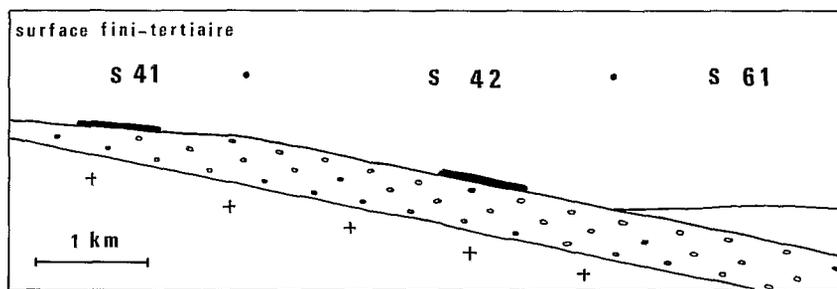


Fig. 7. Versant conforme au pendage sur les grès.

du Quaternaire en fonction d'un niveau de base (l'Oti) qui a peu varié, la dernière retouche, sous un climat sec à saisons contrastées, entretenant un couvert végétal discontinu empêchant la concentration du ruissellement, est récente, car ces glacis ne sont réentailés que par les talwegs résultant de la reprise d'érosion actuelle.

4 *Les versants sur silexites* sont quaternaires; aucun élément morphologique ou pédologique antérieur n'y est observable. Ces roches sédimentaires presque exclusivement constituées de silice amorphe, forment un petit ressaut à la limite entre les grès de Bombouaka et les shales silteux de la série de l'Oti. Bien que d'extension réduite, ils présentent une nette originalité (fig. 8). Le sommet du versant (S72) est recouvert par un niveau cuirassé lié à un battement de nappe actuel. En effet, les silexites forment un niveau très peu perméable, au sommet duquel apparaît un engorgement temporaire au cours de la saison des pluies. L'eau qui s'infiltre dans la roche suinte sur le versant qui reste humide pendant cinq à six mois, donnant naissance à des traînées rouilles de réoxydation à la surface du sol. Le matériau constitutif du niveau cuirassé est probablement d'origine colluviale étant donné l'extrême pauvreté des silexites en fer. Le versant (S81), de forme convexo-concave, a des pentes comprises entre 5 et 10%. Celle-ci ne se maintient qu'en raison de la très faible altérabilité de la roche: elle s'imprègne d'oxydes de fer, mais ne se débite pas en plaquettes plus fines. Il apparaît ainsi en surface un pavage qui limite l'action du ruissellement. Les sols sont squelettiques, constitués d'une juxtaposition de plaquettes (plus de 80% du volume), la roche en place apparaissant à moins de 30 cm de la surface. Le bas du versant est généralement soumis à des apports colluviaux ou alluviaux.

5 *L'organisation générale des versants sur les shales silteux* (fig. 9) est voisine de celle du socle: à un témoin fini-tertiaire (S71) succède un glacis polygénique (S72) entaillé par une reprise d'érosion récente (S91). Mais chacun des éléments morphologiques diffère profondément de son homologue du cristallin.

Les shales silteux occupent la partie centrale du bassin sédimentaire du Voltaïen. La granulométrie de la roche est généralement fine (moins de 62,5 micro-mètres), avec quelques passées gréseuses. Sa composition comprend toujours une part impor-

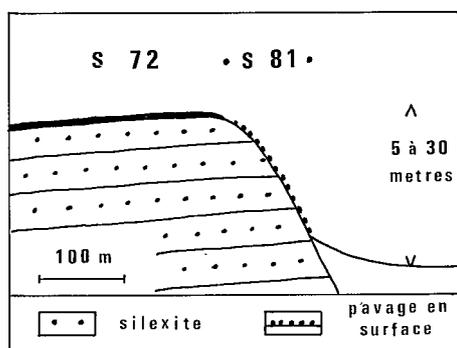


Fig. 8. Versant sur les silexites.

tante de quartz, la fraction argileuse étant constituée de proportions variables de kaolinite, de smectites, d'illite ainsi que de quelques interstratifiés. Son litage fin est subhorizontal et, dans la zone étudiée, aucune fracture ne vient perturber l'organisation monoclinale. Cette roche constitue donc un matériau particulièrement imperméable, impropre, de plus, au stockage de l'eau: les nappes phréatiques permanentes sont donc pratiquement inexistantes, le seul point d'eau étant constitué par le fleuve, ce qui explique, avec la médiocrité des sols, les faibles densités de population.

Les éléments cuirassés de la topographie fini-tertiaire sont très démantelés et le passage au glaciaire polygénique est insensible, marqué principalement par une diminution de l'induration. A la base de la cuirasse, composée principalement de goéthite et d'hématite mêlées à des argiles héritées de la roche-mère, aucune altération ferrallitique n'a été observée: celle-ci a probablement été bloquée par la faible altérabilité de la roche.

Le glaciaire polygénique, très régulier, avec des pentes inférieures à 3%, atteint jusqu'à 6 km de longueur. Il est recouvert par des sols ferrugineux tropicaux très fortement gravillonnaires (plus de 80% en masse), la roche en place apparaissant vers 1 mètre de profondeur. Ces horizons gravillonnaires ne possèdent qu'une faible capacité de rétention et, rapidement après le début de la saison des pluies, le flux hydrique atteint la roche. Il se crée alors une nappe perchée dans laquelle la roche se délite «en savonnettes» et les particules se mettent en suspension (les mesures de résistivité indiquent que les matières en solution sont négligeables). Or, malgré la faiblesse de la pente, cette nappe circule rapidement. Des marquages au chlorure de sodium ont indiqué des vitesses de circulation atteignant 50 cm/h. Etant donné la granulométrie très fine de la roche, tous les minéraux sont exportés: il ne subsiste aucune structure héritée de la roche-mère au-dessus du plancher de la nappe. Le squelette des horizons supérieurs est constitué par des concrétions ferrugineuses au contact les unes des autres créant une macro-porosité très grossière favorable à la circulation de la nappe. Les pertes par soutirage qui en résultent peuvent être évaluées, en prenant une durée d'engorgement moyen de 1 mois et une charge de 0,3 g/l, à 0,2 mm par an. Ce phénomène, déjà mis en évidence plus au sud dans la région de Bassar (LE COCQ 1986), explique l'origine de dépressions fermées d'une centaine de

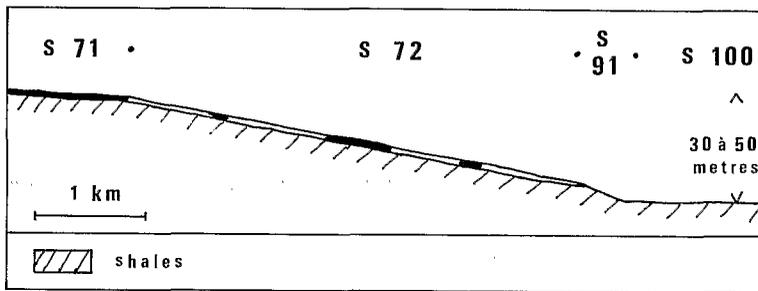


Fig. 9. Versant sur les shales.

mètres de diamètre assez fréquentes sur les versants: la roche a fondu sur place, la matière étant évacuée à l'intérieur même du sol. Il est d'ailleurs frappant que les axes de drainage de premier ordre aient, en dehors des périodes de crue, des charges solides comparables à celles mesurées dans les nappes perchées. Il faut toutefois noter que cette évolution est liée au climat actuel: si le phénomène est très général avec la pluviosité moyenne de la région (1.000–1.100 mm), il devient très rare lorsque le total pluviométrique tombe à 650 mm, comme en 1983, ce qui interdit d'extrapoler le bilan à une échelle de temps plus grande, mais permet de supposer que ce phénomène de soutirage a une répartition zonale (BOULET 1978).

Cette érosion interne se double d'une érosion externe: d'une part le sol est très peu couvert par la végétation après les feux de brousse (recouvrement de 25% dans les zones où la savane boisée est la mieux conservée); d'autre part, il se glace, en raison de sa texture fine et du faible taux de matière organique (souvent inférieur à 1%). Ainsi, malgré les remontées de vers de terre, abondantes par endroits, l'épaisseur des horizons superficiels sans éléments grossiers dépasse rarement 10 cm. Latéralement, probablement en raison de modifications locales du drainage, les horizons gravillonnaires s'indurent. Dans les zones les mieux drainées, généralement boisées, les sols présentent également des phénomènes de décuirassement qui apparaissent simultanément à la surface et à l'intérieur même du sol (LEPRUN 1979): les blocs de cuirasse se retrouvent isolés au sein d'horizons gravillonnaires résultant de leur dégradation. En surface le mécanisme est surtout mécanique (racines, pédofaune) alors qu'il est à dominance physico-chimique à la base, déterminé par l'apparition de la nappe perchée temporaire. Il s'agit donc là d'un remarquable exemple de glacis de substitution actuellement fonctionnel, dont l'évolution dépend à la fois de pertes de matière par soutirage hypodermique et par ruissellement diffus superficiel; seuls les éléments fins sont exportés ce qui explique, tout à la fois, le passage brutal de l'altérite à la nappe de gravats et le caractère grossier de celle-ci.

En raison de la proximité de l'Oti, la reprise d'érosion est vive. Les versants des talwegs peuvent entailler le glacis sur près de 2 km avec des pentes rectilignes de 3 à 5%. La rupture de pente sommitale étant d'ailleurs parfois renforcée par la présence d'un banc gréseux. Grossies par les apports de l'amont, les circulations latérales sont très importantes dans ces sols où l'on observe de nombreux horizons blanchis par

départ de matière. Cependant les oxydes métalliques ne sont pas entièrement exportés et ils sont responsables de traits morphologiques particuliers dans les profils: même dans les sols les plus jeunes les résidus de désagrégation de la roche s'imprègnent d'oxydes de fer avant de se prendre en masse. Pourtant le potentiel d'oxydoréduction n'est pas favorable, avec les pH observés dans les eaux, à la réduction du fer: il est nécessaire de faire intervenir les phénomènes de complexation liés aux acides organiques. Sur ces versants toute diminution du décapage superficiel conduit à la formation d'une induration continue, voire d'une cuirasse, par coalescence des lithoreliques. C'est l'ampleur et la rapidité du phénomène qui explique le mimétisme entre les témoins fini-tertiaires et les glacis de substitution polygéniques.

Vers l'aval, la pente du glacis diminue insensiblement et l'on passe aux vastes plaines de débordement de l'Oti dont la largeur peut atteindre une dizaine de kilomètres.

Au cours de la saison des pluies ces plaines sont recouvertes d'une cinquantaine de centimètres d'eau et fréquemment colonisées par des vers de terre (genre *Millsonia*) qui construisent des édifices grossièrement hémisphériques hérissés de turricules. La hauteur de ces édifices correspond à celle de la nappe et ils constituent probablement pour les vers un moyen de lutte contre l'asphyxie. Chacun comprend une population de plusieurs dizaines d'individus et les édifices, au contact les uns des autres, peuvent couvrir plusieurs hectares, rendant la pénétration particulièrement pénible en saison sèche. Les sols hydromorphes de ces plaines de débordement sont généralement peu épais, la roche-mère apparaissant vers 50 cm. De plus les horizons supérieurs sont fréquemment sableux, ce qui limite considérablement les possibilités de développement de la riziculture dans la région, d'autant qu'une cuirasse de nappe apparaît souvent à leur base.

6 *Tout le long de son cours, le fleuve Oti a déposé des alluvions anciennes* (VIEILLEFON et al. 1966) vestiges d'un cours divagant, qui se présentent actuellement sous forme de pastilles dont le diamètre est de 3/4 km (fig. 10). Ces terrasses, qui ne dépassent que de quelques mètres le niveau de la plaine d'inondation, ont une composition granulométrique et géochimique très constante sur l'ensemble de la région: le matériau est typiquement ferrallitique, avec une phase argileuse (30% en profondeur) principalement kaolinique, et une phase sableuse quartzreuse, sans éléments grossiers. Ces dépôts proviennent sans doute du déblaiement des anciens sols ferrallitiques du socle birrimien situés en amont du bassin. Ils reposent sur les shales non altérés par l'intermédiaire d'un mince niveau de graviers de quartz roulés.

Il n'est pas possible de distinguer, par l'altitude, le matériel ou l'évolution pédologique, plusieurs générations de terrasses. Il convient, cependant, de remarquer qu'entre le fond du lit, sur les shales silteux, et le sommet des remblaiements anciens, la différence d'altitude atteint à peine une dizaine de mètres. Autrement dit, ces alluvions étant les dépôts corrélatifs de l'élaboration des glacis qui entaillent la topographie fini-tertiaire, toute l'évolution quaternaire de la vallée s'inscrit dans cette dénivellation. Cela s'explique par le caractère très achevé que devait revêtir, à la fin du Pliocène, la surface fini-tertiaire, la pente longitudinale de l'Oti étant, déjà, insignifiante, permettant au fleuve de méandrer dans une large vallée, ce qui implique une très grande stabilité du seuil d'Akossombo.

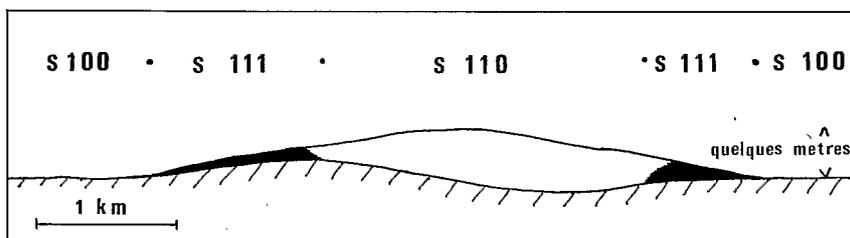


Fig. 10. Organisation générale des terrasses de l'Oti.

Actuellement, en raison des faibles pentes, les phénomènes d'érosion sont très limités et l'évolution de ces lentilles est déterminée par le régime hydrique des sols, lui-même conditionné par l'épaisseur des alluvions. En effet, les alluvions anciennes forment un matériau très perméable. Au centre de la forme (S 110), où les shales n'apparaissent qu'à plusieurs mètres de profondeur, le flux hydrique est tamponné par les alluvions et aucune nappe n'apparaît: les sols ne subissent qu'un appauvrissement superficiel en argile, favorisé par une mise en culture intensive, qui les rapproche des sols colluviaux sur grès (S61). A la périphérie (S 111), par contre, une nappe hypodermique apparaît au contact des shales lors de chaque saison des pluies. Son battement induit la formation d'un niveau induré qui se rapproche de la surface du sol sur les bordures. Les lentilles d'alluvions anciennes présentent donc, généralement, une partie centrale avec des sols appauvris bien drainés (sols ferrugineux appauvris) entourée d'une auréole irrégulière de sols indurés (sols ferrugineux tropicaux indurés), cette évolution étant en accord avec le climat actuel.

Conclusions: Les grands traits de l'évolution morpho-pédologique

Les aspects généraux du relief de la région étaient acquis dès la fin du Tertiaire avec l'élaboration d'une surface topographique très achevée dominée par les éléments résiduels de la surface mi-tertiaire. Le colluvium grossier cuirassé qui scelle ces éléments et que l'on retrouve jusqu'au niveau de l'actuel escarpement date donc, au plus tard, du début de la reprise d'érosion, c'est-à-dire du commencement du Miocène, et les formes de dissolution qu'il fossilise sont, au mieux, contemporaines. Le faciès de ces dépôts détritiques – qui incluent des blocs d'une cuirasse plus ancienne – et le fait qu'ils reposent directement sur les grès feldspathiques préalablement mis à nus, incite à penser qu'il s'agit d'un matériel provenant d'une érosion active sur des reliefs en cours de rajeunissement; leur pente générale, leur situation topographique, suggèrent l'hypothèse d'écoulements conséquents dirigés vers l'Oti au Sud.

Le soulèvement d'ensemble du Miocène a entraîné un enfoncement de l'ordre de 200 mètres des axes de drainage et donne leur aspect général aux pentes qui raccordent les deux surfaces. L'emboîtement des deux versants au niveau de la paléo-vallée de Bombouaka montre que ces versants n'ont guère évolué depuis.

Les dépôts corrélatifs de la topographie fini-tertiaire indiquent qu'elle s'est réalisée, dans sa phase terminale, à la fin du Pliocène, durant une longue période de climat aride à subaride, ce qui est conforme aux observations effectuées partout en

Afrique. Cette phase très sèche, qui constitue un évènement morphoclimatique fondamental, pourrait correspondre au Villafranchien d'Europe et d'Afrique du Nord.

La cuirasse d'accumulation relative que l'on trouve systématiquement sur la topographie fini-tertiaire s'est formée sur des altérites ferrallitiques profondes. Cela suppose, postérieurement à la période sèche, l'arrivée d'un épisode humide suffisamment long et intense pour altérer les roches sur une dizaine de mètres d'épaisseur. Les coupes de la nouvelle route internationale recoupant les témoins fini-tertiaires montrent, dans le socle, des profils d'altération complets depuis les gneiss sains jusqu'à la zone de roche entièrement argilisée sans structure conservée, surmontée en continuité par la cuirasse, ce qui prouve que cette altération est postérieure à la réalisation de l'aplanissement. La cuirasse elle-même indique, à l'issue de la période d'intense pédogénèse, l'apparition d'un climat plus sec à saisons contrastées; son épaisseur, parfois supérieure à 3-4 mètres, sa grande continuité, en font un repère majeur dans l'évolution morphopédologique. On la retrouve sur les grès, où elle moule la large paléo-vallée en berceau de Pana-Tiérou, démontrant qu'à cette époque existait encore un important drainage nord-sud vers l'Oti.

Ce cuirassement a une extension considérable: il existe au Burkina, au Bénin et au Mali (BEAUDET, COQUE, MICHEL & ROGNON 1981) où ces auteurs envisagent une évolution morphopédologique de l'extrême fin du Tertiaire-début Quaternaire identique à la nôtre. Il témoigne, tout comme la longue phase d'altération, de modifications paléoclimatiques d'importance au moins continentale.

La succession des faits morphoclimatiques du Quaternaire n'apparaît guère dans la région.

En effet, tout se passe comme si chaque épisode climatique avait liquidé l'héritage morphopédologique de la période précédente. On ne peut donc, aujourd'hui, que constater le résultat global de ces alternances: le glacis polygénique de substitution et sa couverture détritique graveleuse, çà et là prise en masse à la faveur de conditions de drainage favorables. Cette particularité régionale est due, principalement, à la grande stabilité des niveaux de base depuis le Pliocène, ainsi qu'à la nature du substratum.

Ces glacis tranchent partout, sauf sur le socle, la roche en place; ils sont substructuraux sur le revers des grès où la roche affleure à nu sous un mince recouvrement colluvial cuirassé. Il s'agit, dans ce cas précis, de plans de transit du matériel qui se raccordent, à l'aval, à des glacis d'accumulation nette et à l'entaille actuelle. De ce fait, on peut attribuer à ces lambeaux de cuirasse détritique un âge quaternaire récent. Ailleurs, on observe le schéma classique: glacis d'ablation à l'amont passant progressivement à un glacis à accumulation prédominante à l'aval des versants systématiquement colluvionnés, sauf dans les secteurs où la reprise d'érosion actuelle est importante.

Par altération différentielle et déblaiements successifs apparaît un modelé plus différencié, surtout au voisinage des grès où l'érosion linéaire régressive va entailler, parfois en véritables reculées, les reliefs résiduels de la surface mi-tertiaire, les résidus d'altération alimentant les glacis du revers. Sur le contact socle-sédimentaire l'escarpement de Dapaong est peu à peu dégagé, ainsi que celui de Bombouaka, par déblaiement des siltstones argileux de la »fosse aux lions«, sensibles au ruissellement, ce qui

provoque des modifications dans le tracé du réseau hydrographique, une partie du drainage nord-sud étant capturé et détourné vers l'ouest, par les affluents directs de la Volta.

Sur le socle, où la différence d'altitude entre les témoins de la surface finitertiaire et la topographie actuelle atteint à peine 20 mètres, l'ablation a presque entièrement déblayé les altérites et atteint la zone des boules, voire le plancher d'altération, donnant ici et là un paysage de chaos de blocs en cours d'exhumation. On peut donc penser que le bilan morphopédologique du Quaternaire se traduit par la prédominance des processus mécaniques qui ont peu à peu liquidé des altérites principalement héritées de la grande phase d'altération de l'extrême fin du Pliocène-début Quaternaire.

La reprise d'érosion subactuelle sur l'ensemble des bassins versants est due à une modification du niveau de base qui a provoqué l'incision régressive des glacis polygéniques de substitution. Mais elle est due aussi à des conditions bioclimatiques favorables. Si l'on rapproche cette évolution morphologique des connaissances acquises sur les paléoclimats dans la zone sahélo-soudanienne (MALEY 1980), on peut attribuer la dernière phase de réalisation de ce glacis à la période subaride comprise entre 20.000 et 10 - 12.000 BP. L'ultime épisode de pédogenèse active affectant les colluvions de ce glacis correspondrait à l'optimum pluvial se situant autour de 5.000 BP. En tout état de cause l'incision est concomitante ou postérieure à cette pédogenèse; le fait est qu'elle s'est poursuivie dans un contexte général plurimillénaire d'assèchement du climat.

L'évolution pédologique actuelle est dominée par les phénomènes d'appauvrissement, tant superficiels qu'internes, et d'individualisation des oxydes de fer, donnant à la plupart des sols de la région les caractères des sols ferrugineux tropicaux. Mais l'importance relative des processus varie en fonction de la nature de la roche-mère, laquelle intervient principalement par sa perméabilité ou celle de ses altérites: lorsqu'il existe un niveau imperméable à une profondeur assez faible (de l'ordre de 2 mètres), les précipitations sont suffisantes pour créer une nappe favorisant l'individualisation des oxydes de fer et, en fonction de la topographie et de la perméabilité des horizons supérieurs, l'appauvrissement interne. C'est le cas sur les glacis polygéniques du socle, sur les shales et sur la bordure des hautes terrasses de l'Oti. Sur le socle et les shales, ces phénomènes sont importants, les vitesses de circulation pouvant dépasser 50 cm/heure. Alors que sur le socle la présence de sables grossiers permet le maintien d'un squelette hérité de la roche-mère, sur les shales tous les minéraux de la roche-mère sont exportés du profil, le squelette des horizons supérieurs du sol n'étant constitué que par les concrétions ferrugineuses.

Sur les grès et leurs colluvions le drainage profond est rapide: l'eau ne devient pas saturante et l'individualisation des oxydes de fer reste extrêmement limitée, du moins sur les formes quaternaires. Par contre l'appauvrissement superficiel, probablement favorisé par une intense mise en valeur, est très poussé sur une profondeur pouvant atteindre 60 cm, ce qui constitue apparemment la seule évolution actuelle sur des matériaux de type ferrallitique, géochimiquement très évolués.

En définitive, et au-delà de la diversité introduite par la nature du substratum, l'organisation des versants et les sols associés expriment des caractères et une évolution communes: sous les versants concaves entaillant la surface mi-tertiaire, les éléments cuirassés de la topographie fini-tertiaire sur altérites ferrallitiques profondes se

Tableau 1 Corrélation entre les différents niveaux cuirassés de l'ouest africain.

Age	Sénégal et Gambie (MICHEL)	Burkina (BOULET)	Côte d'Ivoire (ESCHENBRENNER et al.)	Nord Togo
Jurassique moyen et supérieur	Surface du Labé	?	?	?
Albien	Surface de Dongol Sigon	?	?	?
Eocène inférieur et moyen	Surface de Fantofa à cuirasses souvent bauxitiques	Surface à cuirasse bauxitique	Niveau bauxitique	?
Fini-eocène à miocène	?	?	?	Surface cuirasse des 500 mètres Non bauxitique, du moins en surface
Pliocène supérieur	Cuirasses du relief intermédiaire et du continental Terminal	Surface à cuirasse ferrugineuse pisolitique	Niveau bauxitique proparte, cuirasses de pente, niveau intermédiaire	Réalisation de la topographie fini-tertiaire
Quaternaire ancien et moyen	Haut glacis 1 000 000-550 000 BP	Glacis à cuirasse conglomératique supérieure	Haut glacis	Altération ferrallitique Cuirassement de la topographie fini-tertiaire
	Moyen glacis 550 000-110 000 BP	Glacis à cuirasse conglomératique inférieure	Moyen glacis versant	Glacis polygénique
	Bas glacis 110 000 BP		Basse entaille Bas versant	
Quaternaire récent	Entaillée du bas glacis	Surface fonctionnelle	Entaille depuis 30 000 ans	Entaille actuelle

raccordent à l'entaille subactuelle à actuelle et à ses sols squelettiques par un glaciaire polygénique de substitution où les sols, parfois développés à partir d'un matériel ancien, sont toujours jeunes (moins de 20.000 ans).

Ce schéma correspond, avec quelques modifications, à celui proposé par MICHEL (1973) au Sénégal (tabl. 1) puis appliqué au Burkina (BOULET 1970) et en Côte d'Ivoire (ESCHENBRENNER et al. 1974). La cuirasse des 500 mètres pourrait correspondre à la surface de Fontofa, bien que la bauxite n'y ait pas été trouvée, mais au Togo son âge est Eocène terminal à Miocène. La cuirasse pisolitique du niveau intermédiaire n'apparaît pas, probablement déblayée par l'érosion: son épaisseur était en effet certainement limitée en raison de la faible richesse en fer des roches mères. Comme partout dans l'Ouest africain la surface fini-tertiaire constitue un niveau repère particulièrement net dans le paysage; elle forme l'armature sur laquelle s'est différenciée la majorité des versants de la région. Les niveaux «moyen glaciaire» et «bas glaciaire» n'apparaissent pas. Le glaciaire polygénique du Nord Togo, qui se rapproche du moyen glaciaire versant de Côte d'Ivoire par sa forme générale et l'importance des niveaux gravillonnaires, en diffère notablement par un cuirassement extrêmement limité et l'absence générale d'altération ferrallitique, sauf à proximité des témoins fini-tertiaires. Bien que l'ensemble de ces associations de formes présentent des convergences évidentes liées à une évolution paléoclimatique comparable, leur contenu pédologique demeure très différent, en raison, notamment, de la puissance variable des altérations ferrallitiques originelles et de l'importance respective des modifications de niveaux de base.

Bibliographie

- AFFATON, P. (1973): Étude géologique et structurale du Nord Ouest Dahomey, du Nord Togo et du Sud-Est de la Haute-Volta – Th. 3^e cycle, Univ. Marseille, 209 p.
- BATTISTINI, R. (1964): L'Extrême-Sud de Madagascar – Ed. Cujas Paris.
- BEAUDET, G., R. COQUE, P. MICHEL & P. ROGNON (1981): Reliefs cuirassés et évolution géomorphologique des régions orientales du Mali – Z. Géomorph., Suppl. 38: 38–85; Berlin-Stuttgart.
- BOULET, R. (1970): La géomorphologie et les principaux types de sols en Haute-Volta septentrionale. – Cah. ORSTOM – Paris, sér. Pédol. 8 (3): 245–272.
- (1978): Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta: équilibres dynamiques et bioclimats. – Mém. ORSTOM n° 85, Paris, 272 p.
- COLLINET, J. & C. VALENTIN (1979): Analyse des différents facteurs intervenant sur l'hydrodynamique superficielle. Nouvelles perspectives. Applications agronomiques. – Cah. ORSTOM, Paris, série Pédol. 17 (4): 283–328.
- ESCHENBRENNER, V., J. C. FILLERON & J. F. RICHARD (1974): Applications en Côte d'Ivoire de l'étude de P. Michel. – Ann. Univ. Abidjan G (6): 85–101.
- EWING, M., X. LE PICHON & J. EWING (1966): Crustal structure of the mid Ocean Ridges. – J. geophys. Res. 71; Washington.
- LE COCO, A. (1986): Région de Bassar. Les sols et leurs capacités agronomiques. – Notice expl. n° 102, ORSTOM, Paris, 103 p., 2 cartes h. t.
- LEPRUN, J. C. (1979): Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique occidentale sèche – Genèse – Transformations – Dégradation. – Mém. BRGM n° 58, Orléans, 222 p.
- LE PICHON, X. (1968): Sea floor spreading and continental drift. – J. geophys. Res. 73; Washington.
- LEVEQUE, A. (1979): Pédogenèse sur le socle granito-gneissique du Togo. Différenciation des sols et remaniements superficiels. – Trav. et Doc. ORSTOM n° 108, Paris, 224 p.
- MALEY, J. (1981): Etudes palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord-tropicale de 30 000 ans à l'époque actuelle. – Trav. et Doc. ORSTOM, n° 129, Paris, 586 p.
- MASCLE, J. (1976): Le Golfe de Guinée (Atlantique sud) un exemple d'évolution de marges atlantiques en cisaillement. – Mém. Soc. Géol. Fce. 128; Paris.
- MICHEL, P. (1973): Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. – Mém. ORSTOM n° 65, Paris, 752 p.
- POSS, R. (1982): Etude morpho-pédologique de la région de Katiola (Côte d'Ivoire). – Notice expl. n° 94, ORSTOM, Paris, 142 p., 2 cartes h. t.
- POSS, R. & C. VALENTIN (1983): Etude des relations eau-sol-végétation sur une toposéquence ferrallitique de savane. Katiola, Côte d'Ivoire. – Cah. ORSTOM, Paris, série Pédol. 20 (4): 341–360.
- ROSSI, G. (1977): Interprétation géomorphologique et paléoclimatique des «sables roux» de l'Ouest de Madagascar. – Rév. Géogr. 31; Tananarive.
- (1981): Le quaternaire littoral du Kenya. – Z. Géomorph. N. F. 25; Berlin-Stuttgart.
- VIEILLEFON, J. & G. MILLETTE, (1966): Etudes pédo-hydrologiques au Togo. Vol. II: les sols de la région maritime et des savanes. – ONU/FAO (Rome) – ORSTOM (Paris), 189 p., 5 cartes h. t.

Adresses des auteurs: R. Poss, Pédologue, Centre ORSTOM, B. P. 375 Lomé, Togo; G. Rossi, Géomorphologue, Université du Bénin, B. P. 1515 Lomé et Université de Paris-Nord.