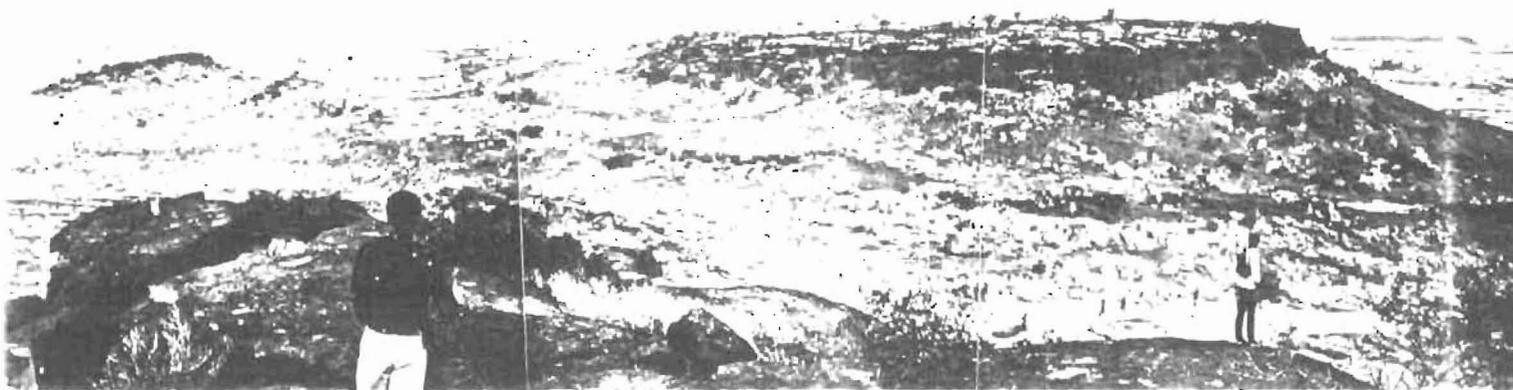


CARTE GEOMORPHOLOGIQUE DU BURKINA FASO AU 1/1.000.000

par Michel PETIT
Professeur à l'Université de Ouagadougou
1994

Avec la collaboration
du Centre ORSTOM de
Ouagadougou

Dessin : Adama TRAORE
Atelier de cartographie



ORSTOM
Institut Français de Recherche Scientifique
pour le Développement en Coopération

Université de Ouagadougou
Faculté des Langues, des Arts, des
Sciences Humaines et Sociales
Département de Géographie

CARTE GEOMORPHOLOGIQUE DU BURKINA FASO AU 1/1.000.000

par Michel PETIT*

1994

Avec la collaboration de : E.C. DA ** et G. GRANDIN***

Dessin : A. TRAORE

* Géomorphologue, professeur à l'Université de Ouagadougou

** Géomorphologue, Maître assistant à l'Université de Ouagadougou

*** Géologue, Directeur de recherche au Centre ORSTOM de Ouagadougou

CARTE GEOMORPHOLOGIQUE DU BURKINA FASO à 1/1.000.000

- NOTICE -

Cette cartographie de synthèse, volontairement succincte puisque globale, se propose de poser les grands problèmes morphologiques dans le cadre national. Ce document de base nous permettra, d'une part d'amorcer une réflexion et de soumettre quelques hypothèses, d'autre part, de préciser le vocabulaire utilisé dans la légende grâce au lexique placé en annexe. Le texte explicitera la cartographie et apportera les compléments nécessaires à sa compréhension.

1ère Partie

LES GRANDES UNITES MORPHOSTRUCTURALES

les grands cadres structuraux du socle Mossi et sa couverture sédimentaire ayant fait l'objet d'une synthèse (Hottin et Ouédraogo, 1975), nous nous limiterons à une rapide présentation pour nous attacher plus particulièrement aux relations entre structure et grands volumes de relief, ossature des paysages.

Chapitre 1 : Le socle métamorphique et éruptif précambrien

Cette unité retiendra tout particulièrement notre attention puisqu'elle occupe près des trois quarts de la surface du Burkina Faso.

1.1. Complexité et diversité du bâti

A) L'histoire polyphasée de la dorsale Mossi.

Avec G. Hottin et O.F. Ouédraogo nous relevons les événements fondamentaux suivants :

a) La formation d'une croûte siallitique catarchéenne, essentiellement migmatitique ou orthogneissique, antérieure à 3.000 Ma, dans laquelle s'individualise une série plissée métamorphisée largement représentée dans l'Oudalan (antébirimien ou précambrien D) ; cette série d'origine volcano sédimentaire a été reprise par le cycle orogénique Libérien (\pm 2.600 Ma). Cartographiquement ce fond cratonique constitue une unité indifférenciée au grade métamorphique élevé (mésoméso et catazonal).

b) La naissance de grandes fosses "Birimiennes" durant le protérozoïque inférieur ou précambrien C. Le craton se disloque selon de grandes fractures NNE à NE ou WNW à NW ; s'individualisent alors vers 2300 Ma de vastes sillons subsidés, étroits (10 à 40 km) où s'accumule une épaisse série volcano sédimentaire (schistes, grauwakes,

micaschistes et quartzites) que coiffent des roches vertes (formations laviques andésito basaltiques) plus ou moins métamorphisées. Après la mise en place d'intrusions granodioritiques précoces (2070 Ma) le cycle s'achève par la série détritique du nord est (: le Tarkwaïen). On retiendra le dispositif arqué ainsi qu'un large débordement des fosses d'où une multiplicité d'affleurements latéraux qui ne mettent aucunement en cause la tectonique à l'exemple des bordures du massif de Wayen.

c) L'édification d'une grande chaîne plissée éburnéenne (entre 2.100 et 1950 Ma) mobilisant la formation précédente birimienne caractérisée par une structure isoclinale à forts pendages qu'accompagne un cycle magmatique (granites syn et tardi tectoniques souvent calco alcalins) qui prendra fin vers 1.800 - 1.750 Ma.

d) Une phase de détente avec plutonisme post tectonique alcalin (: 1750 à 1500 Ma) parachèvera la construction du socle Mossi. Le massif syénitique de Wayen qui s'étire sur une vingtaine de kilomètres, conformément aux directions birimiennes, constitue un exemple particulièrement remarquable.

En conclusion, ces formations magmatiques très différenciées, tant au plan chimique que physique, couvrant près de 80 % de la surface du socle, offrent de larges potentialités face à l'érosion différentielle.

B) Polyphasage et fracturation

Nous insistons sur l'aspect tectonique pour la simple raison que la fracturation peut commander la géographie des grands volumes de relief, effacer parfois l'influence géochimique au plan de l'érosion différentielle et très souvent être l'élément de différenciation à l'échelle des modelés.

Les remobilisations successives du socle s'expriment dans l'intensité et l'orientation des fractures aussi distingue-t-on quelques grandes directions en relation avec les différents cycles orogéniques :

. anté Birimien ou Libérien, Est-Ouest comme dans l'Est (Oudalan et Tapoa) et le Sud Ouest.

. Birimien précoce, de N.NE, à l'Ouest du craton, à NE, à l'Est et de N.60 à 80° Ouest, au Nord.

Naturellement ces directions se combinent, la phase tectonique postérieure pouvant, et en fait ayant très souvent, remobilisé les fractures accompagnant le cycle antérieur.

Une étude statistique des linéaments de la région de Ouagadougou a fait l'objet d'une représentation polaire qui met parfaitement en valeur la complexité-diversité des directions parmi lesquelles on reconnaît celles définies précédemment :

HISTOGRAMME DE FRÉQUENCES DIRECTIONNELLES

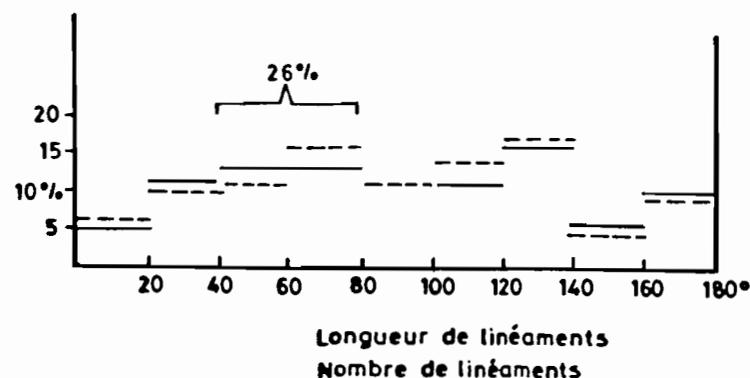
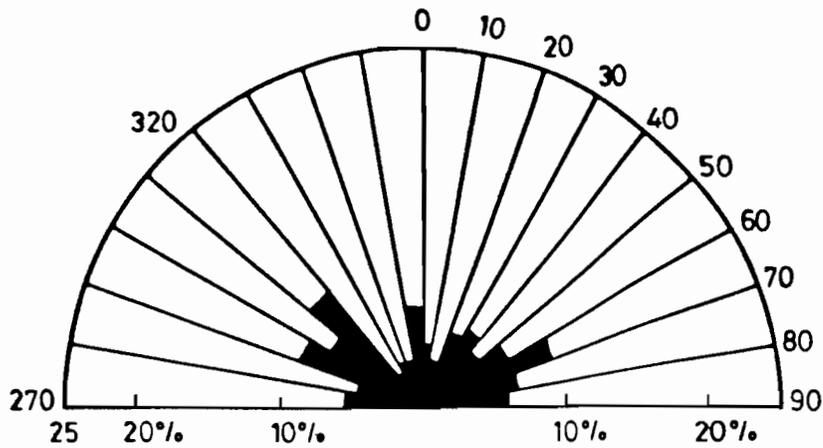


DIAGRAMME DE FREQUENCES RELATIVES SELON LES DIRECTIONS



1.2 .Les paysages : monotonie morphologique et diversification

Etant donnée l'échelle de la carte nous ne retiendrons que les grands types de paysage éliminant certains modelés de détail qui, pourtant, ne manquent pas d'intérêt. Le socle cristallin occupant le plus large espace nous en présenterons les traits fondamentaux.

A) Un socle profondément mais inégalement altéré

Nous fondant sur la carte hydrogéologique récente au 1/500.000 portant indication des profondeurs d'altération nous distinguerons à partir de la limite des trente mètres, deux domaines grossièrement Est et Ouest abstraction faite de poches locales. Deux domaines qui ne correspondent ni au dispositif climatique actuel plutôt latitudinal, ni à celui des bassins versants majeurs ou encore à celui des domaines pétrographiques ; nous ne pouvons pas plus invoquer une érosion exacerbée liée à la proximité du niveau de base du proche Niger puisque les bassins versants amont se caractérisent par leur drainage soit indigent au Nord soit simplement déficient au Centre.

Dans l'ensemble l'érosion travaille dans un matériel tendre de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, les altérites ; même si celles-ci ne correspondent pas à une définition précise et restrictive des altérolites pour qui normalement la fraction argileuse provient de la kaolinisation des feldspaths, terme de l'évolution, excluant ainsi le matériel affaibli physiquement et broyé lors du forage. Quoiqu'il en soit ces profondeurs d'une part attestent d'une certaine durée de l'évolution, d'autre part elles constituent un potentiel favorable aux processus de glaciplanation qui en fait déterminent la monotonie d'ensemble du paysage. Nous insistons sur ce point car il est d'usage, localement, de qualifier ces vastes étendues planes de "pénéplaine" alors qu'à l'évidence elles ont été façonnées par des processus aréolaires et ne constituent point le terme final d'une évolution cyclique.

Les auteurs, tenant d'une évolution polycyclique du paysage, s'accordent à reconnaître trois générations de glacis quaternaires : haut et moyen niveaux fréquemment indurés (cuirasse ferrugineuse pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur) se détachant sur l'horizon, tables plus ou moins inclinées, cernées par une corniche disloquée libérant des blocs sous l'effet du soutirage. Ces "glacis" cuirassés, actuellement remis en cause par certains auteurs sont l'objet d'une double contestation quant à leur genèse mais aussi quant à leur âge. Le problème que nous envisagerons par la suite, se pose en termes clairs : l'étagement topographique dérive-t-il d'un héritage morphologique

paléoclimatique ou est-il acquis suite au cuirassement ; en d'autres termes existe-t-il plusieurs ou une seule générations d'indurations ferrugineuses ?

Toutefois le bas glacis, partiellement cuirassé, le plus souvent à couverture gravillonnaire, occupe la plus large surface. Du Nord au Sud du pays ce bas glacis présente des caractères spécifiques qui sont la marque d'une certaine évolution.

. Si au Nord il est manifestement fonctionnel comme le prouve la généralisation des phénomènes de chenalisation, processus fondamental de la glaciplanation.

. Au Centre, au coeur du pays Mossi, l'évolution paraît ralentie sans toutefois que les formes soient figées, les drains restant comme imprimés dans le paysage (un à deux mètres).

. Par contre au Sud l'encaissement des thalwegs révèle une formation de graviers sous berge ou la traverse, la portant en hauteur sous la forme de terrasse perchée à 15-20 m sur les versants. Ce fait atteste de la dissection de l'aval glacis soumettant l'amont à des processus de régradation (exemple de la basse Bougouriba ou du Poni).

Cette tentative de classification dynamique justifie la cartographie d'une bande de transition entre glacis plus ou moins actifs et glacis soumis à la dissection. Notre limite imprécise, et incertaine, demande à être précisée par des travaux ultérieurs.

B) Les éléments de diversification

Nous distinguerons pour une raison d'échelle et de modelé, les reliefs résiduels du socle cristallin et les chaînons appalachiens du birimien. Ces reliefs d'érosion différentielle constituant les témoins ou des formes dérivées, parfois très dégradées, de l'extension d'une ancienne surface d'aplanissement portée en altitude puis disséquée, ne peuvent figurer sur notre carte sinon d'une manière indicative par une représentation symbolique.

a) Les reliefs résiduels du socle cristallin :

En relation avec les zones de dénudation, par déblaiement des altérites qui possèdent des épaisseurs très variables, émergent des "noyaux durs" qui rompent et égayent la monotonie des surfaces pédimentaires (: nous ne faisons pas de différence, localement, entre glacis et pédiment). Ces surfaces de récurage portent quelques modelés caractéristiques qui leurs sont intimement liés, en relation étroite avec le régime de fracturation, diaclases rectilignes de constitution ou tectoniques - diaclases courbes de décharge (: détente) ou dues à la météorisation.

Nous relevons à différentes échelles :

- Les formes mineures :

. Les champs de boules, forme banale issue de l'exportation sélective, des arènes du profil contenant des corps épargnés par l'altération : exemple des environs de Zorgho, Tenkodogo, Bogandé à l'Est de Ouagadougou.

. Les chaos ou accumulation de boules, parfois énormes, rassemblées par descente verticale progressive lors de l'exportation des arènes constituant la matrice du profil d'altération.

. Les tors, de forme fréquemment pyramidale, constitués de blocs en place nettoyés par récurage des altérites contenues le long des joints au niveau du plancher de l'altération.

Ces deux derniers modelés sont largement représentés dans la zone sahéenne, région de Déou, où le récurage par les deux fluides, l'eau et le vent, a atteint une certaine intensité ; sans être absents au Centre et au Sud du pays, ils se font toutefois plus rares.

- Les formes moyennes :

. Les reliefs ruiniformes, juxtaposition de bastions, piles et ruines que séparent de larges couloirs étroitement commandés par la fracturation sont généralement un modelé lié aux massifs intrusifs circonscrits, seul celui de Wayen peut être donné en exemple.

. Les voussures, distinctes des dômes par leur forme et leurs dimensions, sont nombreuses sur les surfaces de dénudation de la région centrale. Ces voussures selon leur

forme de profil peuvent évoquer un dos de baleine, une carapace de tortue etc... tous ces reliefs à large convexité possèdent en partie des flancs nus, lisses et parfois portent encore les restes de lames d'exfoliation qui se sont fragmentées en partie sur place. Parfois deux lames superposées peuvent donner l'illusion de tors, château de grands blocs quadrangulaires.

- les formes majeures, dômes et échines granitiques :

. Les dômes en tant que tels sont rares, nous en avons recensé deux à la sortie nord d'Aribinda, un au Sud de Soumouso (route de Bobo à Diébougou) et une esquisse sur laquelle s'appuie le barrage de la Kompienga ; tous façonnés dans des granites intrusifs. Nous signalerons l'absence de cannelures sur leurs flancs ainsi que leur faible développement altitudinal (30 à 40 m), rien de comparable avec les boucliers brésilien ou guyanais, Madagascar du Centre Nord ou Sud et de l'Inde péninsulaire où ils atteignent plusieurs centaines de mètres.

Par contre les échines granitiques, en partie couvertes par les produits issus de leur destruction, laissant apparaître localement quelques dalles nues, ont conservé souvent une formation ligneuse clairsemée. Ces échines se résolvent en une succession de bosses strictement alignées conformément aux directions de la structure régionale. Les plus beaux alignements se situent :

. au Nord de Arly, sur la ligne de partage des eaux Tapoa/Pendjari

. à l'Est de la Kompienga

. au Sud de Garango jusqu'à Kampelaga par Lenga, selon une direction N.NE

. à l'Est de Sideradougou, de part et d'autre de Deregboue sur cinquante kilomètres du Nord au Sud.

Malgré leur élévation médiocre, de l'ordre d'une bonne centaine de mètres, elles dominent le paysage ras ; elles ont été généralement qualifiées abusivement d'inselberg.

Nous ne saurions oublier les rares formes en creux, de type alvéole, rassemblées dans la région de Tiébélé, au Sud ; de dimension modeste (quelques centaines de mètres de diamètre), de faible encaissement, elles ne constituent pas un élément original du paysage.

b) Les chaînons appalachiens du birimien :

Ils dominent largement le paysage granitique ; élément majeur, ils prennent parfois un aspect quasi montagneux. Ces chaînons peuvent être définis globalement par :

. une continuité appréciable, se développant généralement sur une vingtaine de kilomètres (: Sud de Kongolikan et du Kongourilé, carte de Houndé pour le Centre - au Nord du Nouélé, à l'Est de Gaoua, au Sud Ouest ou encore au Sud de Sabré, de Youga jusqu'au Ghana au Sud Est). Ils peuvent atteindre des dimensions majeures, de l'ordre de la centaine de kilomètres comme au Nord avec l'arc de Kaya à Séguénéga, alignement de lourdes collines convexes prenant localement l'allure de petits monts ou encore au Sud Ouest de Kampty à Tehini en Côte-d'Ivoire.

. une élévation supérieure surtout au Centre et au Sud où ils dépassent la cote 500 m et plus, alors ils portent fréquemment les restes d'une cuirasse bauxitique remaniée comme nous l'avons indiqué sur la carte.

. une adaptation des axes hydrographiques secondaires à la direction des plis mais une inadaptation des axes primaires d'où une topographie heurtée, aux dénivelées souvent supérieures à 200 m.

. des modelés d'ensemble convexes dans les roches basiques d'origine volcano sédimentaire ou lavique métamorphisées dans l'épizone mais plus crénelés à tendance ruiniforme dans les formations conglomératiques, gréseuses ou quartzitiques comme dans le Nord Est (Est de Gorom Gorom ou au Nord Ouest dans le Magouemba à l'Est de Dédougou).

. des versants striés par d'innombrables pieds de vache lorsque surpâturés ou chaotiques, boursoufflés sous l'effet de la mobilité poussée avec cicatrices de glissements

plans. Localement, dans le Sud, les grands versants prennent des allures multifaces, témoins possibles de phases climatiques plus humides.

Dans l'antébirimien du NE (Tin Edia, Koel etc...) ou dans le birimien lui-même, au SW, s'individualisent de lourdes masses gabbroïques au sommet parfois cuirassé ; certaines ont un aspect d'intrusion circulaire (: ex. Koel).

Nous concluerons sur une remarque négative : les dykes doléritiques du socle affleurent soit sans expression morphologique soit sous la forme de modestes alignements de boules alors que dans les Guyanes, à Madagascar ou en Afrique australe ils parviennent véritablement à cloisonner le paysage : le Van Asch van Wyck au Surinam s'étire sur plus de 100 km et s'élève à 650 m (dénivelée de 200 m). Sans aucun doute la modestie des formes, au Burkina Faso, tient à l'étroitesse des affleurements sur quelques centaines de mètres seulement.

Chapitre II : La couverture sédimentaire

La dorsale Mossi constitue un seuil entre deux bassins sédimentaires précambrien terminal, celui de Taoudeni à l'Ouest et celui de la Volta à l'Est, synclises créés vers 1300-1100 Ma antérieurement à la glaciation éocambrienne. Leur remplissage essentiellement détritique (conglomérats, grès et argilites) d'origine littorale, épi ou franchement continentale, a connu quelques incursions marines (calcaire dolomitique à stromatolites) qui apportent un élément de différenciation ; à celle-ci s'ajoutent des variations de dureté en relation avec la nature des constituants et leur ciment, variations de l'épaisseur et surtout fréquents changements latéraux de faciès. Au Nord, ainsi qu'à l'Est, le socle et sa couverture se cachent sous un voile alluvial cénozoïque ou quaternaire.

2.1. L'aile orientale du bassin de Taoudeni

La série sédimentaire d'une épaisseur de l'ordre de 1500 m, en faible pendage (2°) occidental possède de fortes potentialités offertes à l'érosion différentielle d'où le dégagement de lignes de cuestas dans les grès et conglomérats quartziques, malgré un agencement stratigraphique fréquemment discordant. Au total la lithologie, plus que la tectonique, commande l'ordonnement des grandes lignes de relief qui d'Est en Ouest s'organisent ainsi :

2.1.1. Le relief de bordure

Les formations de base, essentiellement grés conglomératiques d'origine littorale ou fluviale, plus ou moins quartziques, relativement dures, s'amincissent vers le Nord pour disparaître à 25 km au Nord de Bobo-Dioulasso. Cette masse résistante qui domine le socle en position apparemment transgressive porte la "falaise" de Banfora qui dans son développement arqué change d'aspect aussi distinguons-nous trois sections :

1- au droit et au Nord de Bobo on observe un dédoublement du relief ; le niveau supérieur (480 m), cuirassé, porté par les grès à galets de quartz, domine un palier à 400 m (dans les grès de base), ancien glacis couvert par une nappe de galets libérés par la formation supérieure. Ce palier s'élève d'une quarantaine de mètres au dessus du socle granitique, localement albitisé, puis disparaît progressivement. Les reliefs du socle d'une altitude inférieure à 400 m ne sont pas exhumés de la couverture gréseuse mais

constituent des éléments en roche dure mis en valeur par érosion différentielle lors du façonnement du bas glaciaire (320 m) qui s'étend loin vers l'Est.

2- Au Sud de Bobo naît véritablement l'escarpement.

- . escarpement massif de 200 m de commandement entre Bobo et Peni qui se décompose en gradins successifs (ressaut d'une dizaine de mètres) avec une esquisse de cône rocheux nu au pied.

- . escarpement massif homogène en contre bas de Toussiana, profondément entaillé de ravins - gorges guidés par les failles et fractures. Localement "la falaise" de Banfora prend un maximum d'énergie.

- . escarpement double entre Beregadougou et Wolonkoto lié à l'insertion de sills doléritiques (sommet à 700 m) mais aussi grand développement du cône rocheux nu. Le premier gradin se décompose en un semis de collines coniques, d'aspect karstique, en relation évidente avec la fracturation directement perceptible dans les modelés.

- . au-delà le relief s'efface très largement pour reprendre un maximum de vigueur à l'Ouest de Sindou réputé pour son modelé ruiniforme hérissé d'"aiguilles". Notons qu'un second champ s'étend à dix kilomètres à l'Est de la localité.

3- A l'Ouest de Sindou

- . de Sindou à la frontière du Mali l'escarpement perd de sa rectitude ; strictement NNW il passe à Est/Ouest et s'indente profondément. Le dessin d'ensemble répond à la tectonique : dédoublement de la falaise au Nord de Kaouara, morcellement du promontoire de Loumana. Remarquons l'alignement des accidents Est-Ouest de Kaouara jusqu'à Negueni ; incontestablement une faille importante a laissé sa marque dans le paysage, légèrement en retrait du contact socle-sédimentaire. Celui-ci, comme à Banfora, se complique de deux fossés-synclinaux perpendiculaires à la bordure (Niankorodougou et Baguera) provoquant l'avancée en pointe, véritable promontoire, de la masse gréseuse qui s'effiloche en un alignement de buttes dissymétriques. La tectonique commande également le tracé des organismes hydrographiques issus de l'arrière pays sédimentaire, ouvrant de larges et profondes brèches dans la "falaise". On ne recense pas moins de six entonnoirs ; les plus importants, Douana et Loumana, présentent les caractères de véritables embaïements avec niveau à galets perché latéralement et vastes flats en contrebas ; ces immenses bas-fonds, aujourd'hui aménagés en périmètres rizicoles, ne sont pas des plaines de remblaiement alluvial mais bien des plans dans le socle, résultant d'une évolution parallèle des versants, couverts aujourd'hui par un voile alluviale de dix à vingt mètres d'épaisseur au plus (confirmation par les forages).

2.1.2. Plaines et plateaux du pays gréseux

Aux grands horizons et leurs reliefs dissymétriques du Nord s'oppose massivité et compartimentage du Sud.

A. La cuesta double de FO

A l'extrême Ouest, de Fo au Nord de Djibasso, se dresse d'une manière discontinue un relief monoclinale dérivé d'une double alternance couche dure-couche tendre. A la base l'épaisse série tendre des schistes de Toun porte les grès de Koutiala qui se décomposent en deux niveaux distincts, les grès inférieurs, fins, homogènes, siliceux, de 15 à 20 m d'épaisseur, masse résistante qui passe à des grès kaolineux, schistosés, friables d'une vingtaine de mètres jouant le rôle de roche semis dure. L'ensemble est surmonté par les grès grossiers ou conglomératiques de Bandiagara, masse très résistante d'où le dégagement par érosion différentielle d'une cuesta double, au profil localement classique, de 200 m de hauteur de commandement, avec buttes témoin à l'avant du front.

Si cette ligne de cote, qui n'est en fait que le prolongement méridional de "la falaise de Bandiagara, constitue une ligne de partage des eaux entre le Niger à l'Ouest et la Volta à l'Est, elle ne se développe pas d'une manière régulière ; nous relevons les traits généraux suivants :

- . du Sud de Fo au droit de Solenzo, côte double avec maximum de puissance (200 m) qui s'abaisse rapidement au nord (100 m) pour disparaître,
- . au delà de Solenzo côte simple de moins de 100 m de développement,
- . puis de Tansila à la frontière du Mali côte double perdant de la vigueur (environ 100 m)
- . enfin de Djibasso vers le Nord, côte simple à gradins qui reprend de l'expression dans le paysage et se personnalise par ses modelés ruiniformes en tours et bastions en relation avec une insuffisante fracturation qui de ce fait supprime toute possibilité de façonnement en aiguilles, piles ou autres collines coniques comme au Sud de Banfora. Au delà, jusqu'à la falaise de Bandiagara comprise il semble que l'on passe à un escarpement dérivé de faille dominant le fossé synclinal subsident du Gondo.

Dans l'ensemble les changements d'aspect, et même localement la possibilité d'un effacement quasi total, sont subordonnés aux changements latéraux de faciès (ciment plus ou moins kaolineux, intensité de la fracturation) et d'épaisseur de la formation. Enfin le drainage constitue lui aussi un élément de diversification car au Nord de Djibasso la cuesta détermine la séparation des eaux, vers le Niger à l'Ouest et endoréique à l'Est, au Sud se multiplient les axes réséquents dirigés vers la Volta qui ouvrent de larges brèches rompant ainsi sa continuité.

B. Les pays du Bafing¹

L'étude se divisera en haut bassin et bas couloir du Bafing.

a) Le haut bassin du Bafing, un château d'eau compartimenté

A l'Ouest de l'axe routier Bobo - Koutiala par Fo se succèdent les formations moyennes et supérieures du précambrien mais intervient un accident majeur constituant l'ossature des reliefs dominants, les sills doléritiques permien. Ils s'ordonnent à plusieurs niveaux dans la série selon un dessin arqué de Bobo vers Samandeni au Nord Ouest et Orodara à l'Ouest ; mais la corne Sud se dédouble s'étirant depuis le Trikma et la forêt de Beregadougou (700 m) jusqu'au point culminant du Burkina, le Tena Kourou à 747 m. Si la courtine méridionale n'a pas constitué un obstacle au drainage vers le Sud, malgré plusieurs centaines de mètres d'élévation, l'arc médian contient les principaux émissaires du Bafing, fortement concurrencé par le bassin du Bani, affluent du Niger.

Les sills, chapeautés d'une cuirasse alumineuse, impriment au paysage un aspect général morcelé, fait de buttes et de lambeaux de plateau à corniche sommitale. En contre bas s'étend le plateau d'Orodara (500-550 m) fortement induré par les oxyhydroxydes de fer, faiblement retouché par l'érosion en raison de son encastrement qui l'isole. A l'intérieur de l'arc Nord, plus largement ouvert aux reprises d'érosion s'épanouissent de larges fonds au drainage hésitant que séparent d'amples interfluves plats et cuirassés à 400 m portant eux mêmes un semis de buttes à indurations sommitales à une altitude régulière de 500-550 m, soit celle du plateau d'Orodara.

¹ Bafing plutôt que Mouhoun localement.

Nous insisterons sur une observation qui pourrait avoir son importance pour la compréhension de la mise en place des paysages. A l'Est du village de Tena au pied Est du Tena Kourou, un affluent de la haute Leraba de direction E. NE s'écoule dans un haut et large berceau, perché à 600-550 m, puissamment cuirassé à une altitude similaire à celle de l'unité d'Orodara. Ce drain s'échappe de son ancienne vallée pour prendre brusquement une direction méridionale. Peut-être sommes-nous en présence des racines du cycle d'érosion à 550-500 m qui s'étend à la fois sur les grès de Sotuba et ceux à galets de quartz.

b. Le couloir méridien du Bafing - Sourou : quelques caractères généraux

1- Le couloir du Bafing, d'orientation N. NE, en légère pente Nord (350 m au Sud contre 260 m au niveau de la boucle Nord) contient le fleuve qui s'écoule dans la formation grés-schisto-dolomitique entre les grès à galets de quartz à l'Est et les grès roses à l'Ouest.

- Ce bas pays s'accidente de buttes (380-350 m) cuirassées qui s'alignent sur 70 km de Poundou au Nord à Bondoukui au Sud ; dispositif qui rappelle celui d'une cuesta démantelée. Les buttes sont strictement circonscrites aux grès à galets de quartz qui manifestent une propension très nette à l'induration que cela soit dans la région de Bobo ou plus au Nord. Localement il serait intéressant de discriminer ce qui ressort de la structure géologique de ce qui revient aux formations superficielles.

- A l'Ouest du fleuve, depuis Sanaba vers le Sud, s'étire sur 35 km le Boué Boué : élément de cuesta développé dans les grès roses fins à stratification à la fois plane et mince d'où le débitage en pavés. Ici encore le sommet (458 m) porte un chapeau bauxitique.

- Au Sud existe une tentative de mise en valeur des bancs dolomitiques et gréseux de la formation grés-schisto-dolomitique, dont le gisement trop discontinu n'autorise pas une réelle expression dans le paysage.

2- Le Sourou qui se jette dans le Bafing au niveau de l'ample boucle décrite par le fleuve draine les basses terres de la formation Sotuba essentiellement schisto-argilitique. La monotonie du paysage est rompue par quelques buttes cuirassées de faible élévation (10 à 20 m) ; seule une petite ligne de relief apparaît au Sud de Zaba en relation avec un banc dur de grès rose de la formation Sotuba qui a été reconnu lors d'un forage au monument dédié à la vierge.

Au Nord le précambrien s'ennoie sous le continental terminal sidérolitique (argilo-sableux) souvent cuirassé ou encore les sables éoliens quaternaire ; commencent alors les solitudes du Gondo qui s'étendront jusqu'au pied de la falaise de Bandiagara et que seules égayeront quelques dépressions fermées d'origine karstique en relation avec une nappe phréatique profonde qui karstifie les calcaires dolomitiques enfouis (exemple du Perrin Dala au Sud de Gassan). Les formations dunaires quaternaires (würm-erg I puis Ogolien pour l'erg II) pour leur part n'ont plus d'expression morphologique mais les cordons sont reconnaissables par les bandes alternées de végétation grâce à leur teinte nuancée selon l'âge de mise en place et le degré d'évolution pédologique.

2.2. Les "annexes" orientales

2.2.1. Le liseré du NE ou de l'Oudalan

Le précambrien sédimentaire, faiblement métamorphisé, s'étend sur plus de 350 km depuis le Nord de Ouahigouya à l'Ouest jusqu'à la frontière du Niger à l'Est. La formation d'Ydouban fortement différenciée transgresse le socle avec certitude puisqu'un

témoin avancé de quartzites a été reconnu à l'Est de Lakba. Si la formation adopte un dispositif franchement monoclinal au Sud elle subit d'une manière de plus en plus intense les effets de l'orogénèse pan africaine (+/- 550 Ma) vers le nord où apparaissent des plis de direction W. NW d'abord réguliers puis déversés vers le Sud. Le contact socle-couverture se traduit à l'Est uniquement sur 25 km (au Nord de Tambao) selon un front régulier et simple du fait de la minceur de la série dure de base (20 m). Le revers où se dessinent les plis lâches constitue une surface d'érosion pour laquelle les altitudes dominantes sont de l'ordre de 350 m, soit celles du biseau détritique du continental terminal. Cette surface d'aplanissement a été quelque peu remaniée et présente une certaine diversité de modelés en fonction de la nature du substratum : molles collines dans les schistes, alignements légèrement crénelés et pierreux dans les quartzites ou encore formes en creux (dolines et lapiez) dans les calcaires dolomitiques à stromatolites.

Si la couverture détritique du continental terminal a été localement déblayée, les formations dunaires quaternaires par contre prennent de l'ampleur : six larges cordons s'étirent sur plusieurs dizaines de kilomètres d'Est en Ouest. Si le dispositif latitudinal répond à une direction prépondérante des vents par contre la localisation des cordons semble correspondre à d'anciennes lignes de drainage. La présence de sables grossiers et graviers de quartz sous le système dunaire de Markoy (forages) suggérerait une fossilisation d'anciens paléo chenaux.

2.2.2. Les pays de l'Arly

Le Sud Est appartient au bassin Voltaïen qui s'étend essentiellement au Ghana-Benin mais les grès précambrien, ici, portent en discordance une formation éo-cambrienne caractérisée par des tillites de base peu épaisse (10 m) auxquelles succèdent d'abord des séries diversifiées à tendance carbonatée et phosphatée puis une puissante masse de schistes noirs ; la couverture peu affectée par l'orogénie pan africaine au Nord devient intensément plissée au Sud (écailles et chevauchements) en abordant les contreforts de l'Atacora. Au Burkina Faso le plateau gréseux du Gobnangou domine l'ensemble régional. En fait il s'agit d'une longue lanière de plateau s'étirant sur 120 km du Nord Est au Sud Ouest contre cinq à six de largeur ; porté à une altitude de 350 m il domine le bas pays cristallin au Nord (160 m) et la vaste dépression schisteuse de l'Arly au Sud (200 m). Cette unité gréseuse (grès quartzique, fin, à stratification planaire à la base puis entrecroisée) se décompose en deux éléments que sépare un seuil emprunté par la rivière Arly, affluent de la proche Pendjari.

Le Gobnangou présente quelques traits caractéristiques :

- . une surface chaotique à multiples modelés ruiniformes ou à tendance karstique avec localement des micromodelés hérités de la phase glaciaire éo-cambrienne.
- . un compartimentage lié à des vallées-gorges strictement guidées par des fractures NE (parallèles au plis de l'Atacora) ou N.20°E mais aussi N.30°W qu'accompagnent des filons doléritiques. Ces directions commandent l'ouverture du seuil de l'Arly au Sud ainsi que celui de Tansarga/Kodjari au Nord.
- . une bordure escarpée continue au Nord, d'une élévation moyenne d'une centaine de mètres, souvent à gradins et se décomposant en blocs monumentaux, en rochers champignons et plus rarement en piles (Est de Arly et de Madjoari au Sud) ; notons que si au Nord (secteur de Yobri) ainsi qu'au Sud (secteur de Madjoari) le socle exhumé de la couverture gréseuse constitue un palier intermédiaire, au Sud l'escarpement se disloque en sous ensembles et ne laisse jamais affleurer le socle.
- . la bordure Nord véritable glist répond à la notion de pseudo cuesta puisque la couverture gréseuse repose en discordance et d'une manière transgressive sur le socle comme en fait foi l'observation de multiples contacts et surtout la présence de la butte témoin du Pagou (351 m) au Nord du campement de chasse d'Arly.

. la bordure Sud, plus discontinue, chaotique, profondément entaillée de brèches donnant naissance à des drains rejoignant la Pendjari peut même disparaître (Ouest Nogare) ou se décomposer en de larges gradins (Logobou) ou retrouver une certaine puissance (Maadaga). Cette diversité d'aspect évoque l'influence de failles.

. la consultation des forages indique à Logobou puis à Maadaga le contact grès-schistes noirs et surtout à Kodjari où deux forages proches montrent le contact entre les argilites plus ou moins gréseuses, gris noir (0-49 m) et le socle gneissique d'abord altéré puis sain (0-67 m).

En conclusion la bordure Sud est faillée et le relief dérivé de cette structure constitue un bel exemple d'escarpement de ligne de faille en relation avec l'évolution morphologique ultérieure. En effet la structure compartimentée ne se traduit pas dans le relief du Gobnangou ; son effacement serait l'oeuvre d'un cycle d'érosion dont nous retrouvons l'action dans le nivellement des points hauts de la région : ligne de partage des eaux, cuirassée, de Namounou - Partiaga à +/- 350 m et dans les échines granitiques des sources de l'Arly. Le cycle invoqué aurait laissé, à proximité, sous la forme de sédiments corrélatifs le produit de l'ablation, en clair il s'agirait du continental terminal. Ainsi au Nord Est comme au Sud Est la réalité d'un aplanissement et la constance des altitudes ne peuvent être mis en doute. Nous verrons dans la seconde partie, réservée aux grands problèmes morphologiques, comment tous ces éléments peuvent se coordonner.

2ème partie

LES GRANDS PROBLEMES MORPHOLOGIQUES

Chapitre 1 : Surface d'aplanissement et drainage

1.1. Les surfaces d'aplanissement

A. La surface fondamentale Eo bauxitique

Selon Boulangé (1984) les surfaces bauxitiques d'Afrique Occidentale s'organisent en deux ceintures (Nord et Sud) par rapport au V tectonique déterminé par l'antéclise de Guinée à l'Ouest et de Léo à l'Est, dorsales qui régissent l'organisation des grandes unités structurales de l'Ouest africain. Pour l'auteur ces ceintures ont été déformées en plusieurs étapes jusqu'au tertiaire y compris, ce qui explique l'altitude décroissante des gisements bauxitiques s'étageant en Côte-d'Ivoire de 1.200 m à 180 m sur la retombée méridionale atlantique ; ainsi il distingue successivement une surface d'aplanissement Jurassique, puis Crétacé inférieur enfin Eocène, la surface africaine de King entre 800 et 180 m.

On retrouve un dispositif comparable sur la retombée septentrionale :

a) Dans le domaine occidental sédimentaire : sommets à 750 m relevant de la surface africaine ou surface éo-bauxitique ployée vers le Nord où on pense l'observer à 260-280 m dans le Gondo, région de Dian ; sa déformation se serait achevée au pliocène supérieur selon Leprun (1969).

Ce schéma simple, apparemment satisfaisant a toutefois été l'objet de nuances de la part de Boulangé qui s'exprime ainsi "cette double distribution spatiale à l'échelle du craton (Ouest africain) mais plus encore à l'échelle régionale montre que la notion de

surface bauxitique doit être maniée avec prudence" page 239. Réflexion justifiée que corroborent certaines observations dans le cadre du Burkina Faso.

Si les indurations bauxitiques cachètent la surface africaine alors il est loisible d'en reconstituer l'extension et les déformations. Dans le domaine sédimentaire de l'Ouest les témoins bauxitiques plongent du Sud (Tena Kourou, 747 m) vers le Nord (Ouro, 270) en passant par le Gboué Gboué (458 m) mais quelle signification accorder à cette formation se présentant sous forme de remaniements ? Ainsi sur le flan oriental du Tena Kourou on observe une induration essentiellement ferrugineuse en position sommitale, à éléments bauxitiques en amont de versant puis bréchique et ferrugineuse à l'aval, à l'arrière du village de Tena. Quel que soit le lieu d'observation, en domaine sédimentaire ou de socle, nous confirmons la réflexion de H van Eyk (1962) " En voyant (la cuirasse bauxitique) presque uniquement des éboulis de bauxite sur les pentes, on a l'impression que la colline est couverte d'une couche entièrement formée de bauxite. Cette impression fautive est causée par le fait que la latérite ferrugineuse est moins résistante. Tandis que des blocs de bauxite restent entiers, les blocs de latérite ferrugineuse se désintègrent..." page 36.

Il nous a paru intéressant de corréler les altitudes des témoins dispersés de bauxite du couloir du Bafing avec ceux portés par le socle de bordure ; à la même latitude nous obtenons :

. Ouro 270 m/ Dian 280 m	arc birimien de Kaya Seguenega +/- 500 m
. Gboué Gboué 458 m	Magouemba 520 m (en fait Konkali)
. Kosso 384 m	Momina (N du Kongourile) 530 m
. Lahirasso 400 m	Gueguere 558 M

Quelques conclusions provisoires :

- . le socle porte des témoins bauxitiques à des altitudes régulièrement décroissantes du Sud au Nord. la pente fictive reconstituée est de l'ordre de 1,2 ‰
- . le domaine sédimentaire occidental révèle une certaine dispersion des altitudes en relation avec le degré de remaniement du matériel induré et surtout le dispositif structural des sills doléritiques interstratifiés. On remarquera, en ne prenant en compte que les affleurements sommitaux, la possibilité d'établir une pente générale de l'ordre de 1,2‰ du Tena Kourou au Gboué Gboué puis une accélération plus au Nord (2 ‰) sans répercussion sur le socle de bordure.
- . l'incapacité à faire la part revenant à l'ablation d'origine géochimique (fonte du paysage attestée par les remaniements de la bauxite primaire) de celle liée aux déformations tectoniques.
- . le gauchissement de la surface africaine générant une reprise d'érosion aurait permis la mise en valeur des structures monoclinales (cuestas, reliefs dérivés de faille). Cette tectonique post éocène, plus ou moins tardive aurait eu pour effet un relèvement du socle et corrélativement un affaissement relatif du bassin sédimentaire ; le contact entre les deux domaines structuraux se faisant, comme nous le verrons ultérieurement, par un escalier de failles dont nous envisagerons volontiers le jeu récent.

b). Dans le socle, la surface africaine n'offre pas plus de certitudes que dans le sédimentaire ; quelques hectares de reliques de cuirasse bauxitique remaniée portées par les sommets en roche dure des sillons birimiens, constituent les seules assises pour une hypothétique reconstitution. Cet exercice n'est par ailleurs réalisable que dans la moitié Ouest du socle, l'Est étant profondément défoncé par un cycle ultérieur. Au Sud Ouest, depuis la forêt de Beregadougou (700 m), sur le revers de la "falaise de Banfora", jusqu'au mont Koyo (ou Nouhéhé) 592 m, au Sud Est de Gaoua, la pente serait de l'ordre de 0,5 ‰ contre une valeur insignifiante du mont Koyo au dernier témoin bauxitique septentrional, le Gasel Boulbi, 516 m au Nord d'Aribinda (0,15 ‰).

Si on fait foi à ces jalons bauxitiques le socle aurait subi, en bloc, un léger exhaussement alors que le couloir Bafing-Sourou se serait affaissé, déformation qui

engendra une reprise d'érosion d'où le dégagement d'un relief appalachien dans le birimien volcano sédimentaire ou laviqne, plissé.

Hormis quelques rares sommets, comme le Kongourilé (620 m) au Nord de Houndé, qui représente un relief résiduel dominant la problématique surface éocène, tous les points élevés de l'ordre de 500-550 m constituent des reliefs plus ou moins dégradés dérivés de la surface africaine :

- l'arc de Kaya/Seguena à +/- 500 m avec au nord le point coté 505 m au Sud de Bourzanga et le Pilimpikou au Sud de Yako (549 m)

- le Sanguié au Nord de Koudougou, 521 m

- les quatre chaînons au Sud et Sud Est de Houndé avec le Kongolikan 518 m et 538 m puis celui de Gueguere 558 et 538 m.

- les deux chaînons du Sud Ouest avec celui de Gaoua et plus à l'Ouest celui de Kampti (562 m) qui se prolonge jusqu'en Côte-d'Ivoire et dépassant 500 m.

Ces reliefs dérivés se localisant à l'intérieur de la zone à grande profondeur d'altération nous ne saurions conclure à une simple coïncidence.

B. Niveau intermédiaire et cycles plio quaternaire

Si la surface fini crétacé-début tertiaire est reconnue d'une manière incontestée, tant en Afrique de l'Est que du Sud mais aussi en Amérique tropicale (surface américaine) ou à Madagascar (surface des tampoketsa) par contre le niveau intermédiaire, n'ayant pas d'extension remarquable, fait encore l'objet de controverses.

a) Le niveau intermédiaire, localement, se manifeste sous forme de palier en contre bas des reliefs majeurs ; ces replats cuirassés, souvent décrits en Afrique Occidentale, n'ont jamais été interprétés comme des éléments de surface d'aplanissement.

Certains auteurs reconnaissent à ce niveau une identité fondée sur quelques traits :

- . long plan légèrement incliné de quelques dizaines de mètres en contre bas de la surface éocène.

- . épaulement portant une cuirasse pauvre en quartz mais riche en fer (50 à 60 %) sur une lithomarge puissante et kaolinique, incorporant des résidus remaniés de la formation bauxitique supérieure. Pour G. Grandin (1976) "les cuirasses intermédiaires sont les premières cuirasses ferrugineuses succédant aux cuirasses alumineuses, l'alumine ayant été transformée en kaolinite par une ample silicification. Cette hypothèse rend compte des particularités de structure et de composition des cuirasses intermédiaires qui sont bien distinctes des autres cuirasses ferrugineuses"...page 254. Ainsi caractérisé, ce niveau pourrait être assimilé à la surface intermédiaire miocène d'Afrique du Sud ou d'Amérique, surface qui n'a jamais été identifiée en Afrique Occidentale... Pourquoi fait-on abstraction de ce stade de l'évolution générale alors qu'existe la formation détritique corrélative du continental terminal ? Le continental terminal se compose de deux termes que sépare un hiatus, comme en Amérique : terme inférieur oligocène supérieur-miocène inférieur/h hiatus/terme supérieur mio-pliocène inférieur, le pliocène moyen connaissant un retour de l'humidité. Cette trilogie rappelle en tout point celle du "croissant bauxitique" guyanais et son hiatus éo-oligocène. Par ailleurs G. Grandin et M. Thiry (1983) avaient déjà présenté l'évolution sans l'affirmer nettement,... "de l'oligocène au pliocène inclus une ample érosion mécanique a lieu sous l'effet de soulèvement tectonique et de périodes de climats à saisons contrastées (page 8)... à la périphérie des socles des décharges détritiques de type sidérolithique se mettent en place. En Afrique c'est le continental terminal sablo argileux avec des concrétions ferrugineuses... Deux termes discordants sont souvent distingués l'un oligocène, l'autre plus grossier mio-pliocène... Un événement oligocène supérieur à miocène inférieur semble assez général : discordance entre les deux décharges du continental terminal africain, surface d'aplanissement oligocène supérieur du Brésil et de Guyane, silicifications oligocène d'Australie" (page 9). Si le continental

terminal est coiffé par une cuirasse, prolongeant celle du niveau intermédiaire, tant au Niger qu'au Mali, cela n'infère pas que l'ablation soit immédiatement antérieure. On peut légitimement reconnaître dans le "niveau intermédiaire" le résultat de la régradation de la surface fondamentale éocène comme cela serait le cas pour d'autres continents et sub continents :

Afrique (L.C King. 1967)	Amérique (Bigarella, 1965)	Madagascar	Inde
1. surface crétacé/éocène surface africaine	pédiplaine Pd3 surface américaine	Surface Tampoketsa	? mise en place Traps.
2. miocène surface post africaine 1	pédiplaine Pd2	surface intermédiaire	surface mysore
3. pliocène surface post africaine 2	pédiplaine Pd1	cycle pliocène	cycle pliocène

La masse détritique, à caractère sidérolithique, atteint la centaine de mètres tant au Niger qu'au Mali mais cette épaisseur ne représente que les éléments retenus, une certaine masse ayant été évacuée. Ainsi cette longue période d'érosion s'étalant de l'oligocène au pliocène inférieur inclus n'aurait laissé aucune marque dans le paysage. Le continental terminal pourrait représenter le dépôt corrélatif à la régradation de la surface éocène bauxitique. Les amples vallons cuirassés de la base du Tena Kourou constitueraient les racines du cycle qui se prolongerait dans la surface d'Orodara (500-550 m) pour se morceler plus au Nord et se confondre avec la surface fondamentale dans la plaine du Gondo. Cette interprétation des faits, fondée sur un emboîtement cyclique de niveaux, répond à une certaine logique que rejette Boulangé avec sa théorie fixiste d'une évolution géochimique verticale mais par contre concorde avec les conclusions de Poss et Rossi (1987) concernant l'extrême Nord du proche Togo : "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... ils sont recouverts par les restes d'une formation détritique cuirassée..., composée du moins en surface, de kaolinite, de goéthite et d'une forte proportion d'hématite, la gibbsite n'apparaissant que sous la forme de traces (page 24)... 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... On peut considérer que sa phase terminale de réalisation remonte au tout début du miocène (page 25)..." Par la suite nous aborderons la réalité, ou l'illusion, des glacis cuirassés étagés plio quaternaire qui font encore l'objet de controverses.

1.2. Le drainage

Le fond hydrologique de la carte distingue cours pérennes et saisonniers mais cette figuration s'avère trompeuse puisque dans la réalité la plupart des drains pérennes peuvent être à sec, ou ne conserver que des étendues d'eau stagnante, certaines années, en fin de saison sèche (cas du Mouhoun après la confluence du Sourou ou, plus à l'aval, au droit de Batié Nord).

Le dispositif hydrographique, quant à lui, appelle quelques observations.

A. Adaptation/inadaptation à la structure

Dans la couverture sédimentaire le haut Mouhoun, strictement adapté à l'affleurement grés-schisto-dolomitique, occupe une position subséquente au pied de la cuesta du Gboué Gboué (grès roses). Ensuite le fleuve décrit une vaste boucle au tracé

complexe, transversale à la direction structurale N. NE du socle ; traverse l'extrémité nord d'un premier sillons birimien (: Houndé) puis s'adapte à un second (: Gaoua). Le long de son tracé méridien le fleuve reçoit de nombreux affluents de rive droite (grand et petit Balé, Bougouriba), tous inadaptés au premier sillon birimien qui porte pourtant les points topographiques culminants de la région avec en particulier le Kongourilé (620 m) qui fait figure de relief résiduel de la surface éocène : inadaptation générale à la structure mais adaptation locale aux affleurements de roches tendres. Ce tracé d'ensemble dérive tout naturellement d'une antécédence généralisée au tertiaire lors du plissement vers l'Est de la surface bauxitique ; les affluents drainant la surface d'aplanissement se sont encaissés sur place, indifférents à la structure quasiment arasée. Ce schéma cohérent accrédite la thèse d'une installation à la fois ancienne et d'une alimentation hydrique importante pour parvenir à un défoncement de l'ordre de 200 à 300 m de la surface de référence. Cette inadaptation à la structure régionale ne doit pas cacher une adaptation aux grands linéaments structuraux du socle, fractures mais aussi failles pour les plus importants. Conformément aux grandes phases tectoniques, mises en évidence par les auteurs, nous relèverons :

. une nette prépondérance de la direction N. 300-320° est :

- groupe du Nazinon, Massili, Nakambé au Nord de la pédiplaine Mossi
- groupe Bougouriba, basse Leraba, au Sud Ouest
- groupe Koulpeolgo, Doubodo, au Sud Est

. une direction secondaire N. 350-360° Est avec le Mouhoun à l'aval de la boucle et, à l'extrême Sud Ouest, la Comoé et la haute Leraba.

Par contre au Nord Ouest l'arc birimien Est-Ouest de Kaya - Seguenega guide le tracé du haut Nakambé qui s'en affranchit à la hauteur de Korsimoro. Au Nord Est, de la Tapoa au Beli, la région est sous l'influence du bassin du Niger et du plateau cuirassé du continental terminal, la surface fondamentale n'ayant plus d'existence au delà du grand arc birimien médian.

B. Déficience du drainage oriental

Le second fait significatif indiqué sur la carte consiste en l'existence de zones au drainage déficient et de concurrence entre bassin du Niger et Volta à l'Est d'une ligne joignant Boulsa - Fada-Ngourma - Diapaga ; se succèdent une série de bassins à fond plat, au drainage simplement imprimé dans de vastes flats d'ou une forte rétention en début de saison sèche et le développement d'étendues marécageuses. Les bordures de ces cuvettes, qui ne sont pas des alvéoles au sens morphologique du terme, ont subi une forte dénudation de leur couverture altéritique d'où la multiplication de petites éminences tels voussures, chaos et champs de boules.

La concurrence s'affirme nettement au Sud Est entre Niger (Tapoa) et Pendjari (Doubodo) que sépare un talus où se développent deux niveaux de cuirasse, atteignant 80 m de commandement face au Sud. Au Nord le système Tapoa présente une grande régularité due à une induration continue alors qu'au Sud naissent de longs glacis d'érosion, surfaces rocheuses d'amont portant des reliefs (: échines granitiques) dérivés de la surface façonnée durant la mise en place du continental terminal. Ce dernier aplanissement, local, à la périphérie de l'extension méridionale du continental terminal, se raccorderait à la topographie aplanie fini tertiaire de Poss et Rossi (1987) définie dans le Nord Togo où "une période d'érosion aboutira à la réalisation de la topographie aplanie fini tertiaire dont les dépôts corrélatifs constituent le continental terminal" (page 25).

C. Le problème fondamental de la boucle du Mouhoun

Certes si le renversement du cours du Mouhoun (localement Bafing) conditionne l'évolution morphologique du bassin versant aval, nous n'aurons pas l'outrecuidance de

trancher définitivement mais seulement de rappeler brièvement certaines positions et d'apporter quelques éléments de contradiction utiles à la reprise du thème.

Depuis H. Hubert (1912) il est avéré que le fleuve a renversé son cours à une époque récente, suite à un blocage dû à la construction d'ergs dans la plaine du Gondo (carte), en relation avec les dernières phases arides Würmiennes ou même Pléistocène supérieur. Pour Palausi (1959) puis Defossez (1962) le Bafing, à l'anté Riss, s'écoulait vers le Nord empruntant le lit de l'actuel Sourou (252 m) puis gagnait le Niger par le Béli (confluence à 220 m) d'où l'existence actuelle d'une nappe phréatique fossile par 30 à 100 m de profondeur qui se serait constituée au début du continental terminal. Cet écoulement septentrional serait adapté au fossé tectonique éo-oligocène du Gondo, aux bordures en touches de piano. Au Riss la construction d'un cordon dunaire aurait fait barrage d'où création du lac Sourou, par la suite capté par le bassin de la basse Volta au seuil de Senekan. Le lac Sourou aurait laissé un système de cinq terrasses latéritiques entre Tougan et la Volta (?) et au Würm une nouvelle conquête dunaire aurait causé sa disparition. Si Defossez ne fournit aucune précision d'âge pour le renversement par contre Palausi affirme "A une époque qui vraisemblablement pourrait se placer pendant le premier millénaire de l'ère chrétienne, le lac Sourou trouve un débouché vers le Sud Est". p. 158. Il revient à J.Cl. Leprun (1969) d'aborder le problème d'une manière approfondie : le Bafing s'écoulait parallèlement au Wasso (carte) mais, au Würm récent, la constitution de l'erg 1 (vents d'Est en Ouest rabattus Nord Sud par l'obstacle constitué par la "falaise de Bandiagara") aurait bloqué le fleuve au Nord de Touroulou d'où formation d'un delta intérieur et d'une situation endoréique au Nord Est. A l'Holocène s'effectuerait le déversement et suite à la construction de l'erg 2, au Nord de Toroli, le blocage définitif.

Au total, pour tous les auteurs, le déversement remonterait à une époque récente, sinon très récente ; il aurait laissé une trace vive au niveau d'un seuil de capture situé à Senekan pour les premiers ou au niveau de la retombée méridionale du Magouemba (filon de gabbro) pour Leprun...

Il est hors de question de nier un ancien écoulement septentrional rejoignant directement le Niger ; aucun doute que les ensablements (à la morphologie actuellement émoussée) du Würm aient gêné puis bloqué le drainage et en conséquence retenu une nappe "lacustre" (plus vraisemblablement palustre) de part et d'autre de l'actuel Sourou.

Toutefois ce schéma global s'accorde mal avec plusieurs faits :

1. en premier lieu, l'étude du profil en long du Mouhoun paraît bien trop régulier et plat pour avoir subi, récemment, un accroissement de débit qui devrait se traduire par une accélération de pente or on constate :

- une large expansion de la plaine d'inondation du Sourou, plaine de colmatage atteignant près de 2.000 km² au Sud de Bai, pour une altitude inférieure à 260 m et 45 km de largeur moyenne à la hauteur de Lanfiera.

- une grande lenteur de l'écoulement des eaux : de la confluence du Sourou (252m) jusqu'à la station de pompage de Bissanderou (243 m) soit sur l'ensemble de la boucle (140 km), indifférente au franchissement de la structure sédimentaire-socle cristallin birimien, la pente, d'une manière régulière est de l'ordre de 0,6 ‰ et à l'amont, à nouveau sur 140 km de cours, elle demeure de 0,057 ‰! au total sur 520 km, jusqu'au droit de Batié, l'angle varie entre 0,5 et 0,09‰.

- un écoulement des eaux sur des plages de graviers où se manifeste une petite accélération du courant en saison sèche (janvier). Il n'existe pas de seuil en tant que tel au niveau de la boucle, ni dans le secteur de la forêt de Senekan où un simple enrochement (granite grossier rouge) sépare le flux en deux, ni au niveau de la retombée du Magouemba.

2. en second lieu la morphologie des versants (glacis cuirassés), en équilibre avec le drainage actuel, livre un élément supplémentaire d'analyse. Si la capture était récente l'évolution ancienne aurait dû s'effectuer vers le Sourou à l'Ouest et vers la basse Volta à

l'Est, de part et d'autre de l'hypothétique ligne de partage des eaux du Magouemba. Enfin l'encaissement (30 m) du cours franchissant un système de glacis fortement indurés s'accorde mal avec une capture sub actuelle.

Trois itinéraires en rive Sud depuis Tcheriba et Tikan révèlent : l'existence d'un bas glacis s'étirant du village de Kana vers le fleuve (295 m - 270 m) dominé par un second plan cuirassé à + 20 m (cuirasse bréchique de 5 m d'épaisseur, à nombreux morceaux de roche volcanique) en pente Nord de 2° se terminant à 10 m au-dessus de la berge limoneuse inondable, riche en huîtres, dans laquelle le fleuve s'encaisse de 5 m en janvier. L'observation peut être répétée depuis le village de Oula ou de Lan à la forêt de Senekan. Sur la rive Nord le long glacis de Saoura à Tani à l'Est du Konkali (520 m) chapeauté d'une induration alumineuse (Est de Goerse) ou à l'Ouest celui de Goerse à Massala prouvent le dispositif convergent de paléoversants vers le Bafing actuel.

3. enfin la thèse du renversement récent infère, d'une part, que le cours aval du Mouhoun fut totalement régularisé avant la capture récente et ce jusqu'au niveau des sources de la Volta, d'autre part, que l'hypothétique émissaire responsable de la capture ait franchi sans accident la structure birimienne d'amont et défoncé la surface éocène...

En conclusion si l'hypothèse de la capture soulève trop de contradictions par contre on peut envisager une évolution en plusieurs temps qui éliminerait les impasses :

- un écoulement primitif vers le Niger durant le tertiaire (: continental terminal)
- un renversement vers l'Est fin tertiaire avec le retour de l'humidité d'où un excès de charge et, pourquoi pas, un bref épisode tectonique (rappelons que la zone est encore sismique : événement de 1942)
- un ensablement quaternaire consécutif aux arides (constructions dunaires) et retour au lit primitif avec blocage des eaux au Nord puis formation du lac Sourou
- un renversement sub actuel (ce dernier événement perçu par les auteurs) avec élévation du niveau du lac.

Au total le problème du Mouhoun doit être envisagé à la fois dans sa globalité et dans une perspective dialectique ; rester confiné dans un cadre strictement régional mènerait à l'impasse. Le problème que pose le Mouhoun constitue un bel exemple d'exercice morphologique, il permet de croiser les problématiques et de soulever d'autres interrogations. Quoi qu'il en soit le Mouhoun, à l'instar des grands organismes hydrographiques tropicaux à garder la mémoire de l'évolution morphologique régionale.

Chapitre 2 : Réflexions à propos de la géographie du cuirassement

D'une part nous ne participerons pas au débat concernant la genèse des indurations métalliques mais nous ferons simplement quelques remarques à partir de la cartographie du phénomène, d'autre part nous ne présentons pas une géographie complète (celle-ci pouvant couvrir environ 60 % de la surface du Burkina Faso) mais plutôt celle des zones caractérisées par leur étagement de niveaux indurés, paliers incontestables qui depuis vingt ans divisent les chercheurs au plan conceptuel.

2.1. Cuirassement et substratum

Il est clair que le cuirassement se développe indifféremment sur substratum à caractère chimique acide ou basique, sur les granites alcalins ou calco alcalins comme sur les épanchements laviques basaltiques ou encore les gabbros-dolérites. Parfois l'extension géographique apparaît contradictoire avec le discours, les conclusions portées dans le cadre d'un degré carré géologique sont à l'opposé de celles issues de la coupure voisine pour exemple les feuilles de Gaoua et de Houndé : à quoi correspond l'absence de cuirasse sur matériaux basiques birimien (: Gaoua) alors qu'au Nord (: Houndé) le

phénomène prend une certaine extension ? Peut-on, à partir de la carte de Gaoua, porter des conclusions à valeur générale... ?

On peut invoquer une différence d'intensité de l'érosion à partir du proche niveau de base du Mouhoun au Sud mais les dénivellations ne sont pas moindre au Nord où la Bougouriba et le Grand Balé coulent à 250 m en contre bas des sommets contre 230 m pour le fleuve à la hauteur de Gaoua... Cette observation peut être étendue à bien d'autres secteurs comme dans l'arc birimien de Kaya-Seguenega ou encore à l'Est de Ouagadougou, de part et d'autre du massif syénitique de Wayen. A la limite nous passerons du Burkina Faso au Niger méridional en nous référant à M. Gavaud (1977) : "Les cuirasses du socle occidental sont étendues, particulièrement sur les schistes birimiens où elles couvrent 50 % de la surface totale" (page 34). Nous éviterons toute position systématique à propos de la relation entre le chimisme du substratum et l'extension des indurations car d'autres facteurs locaux peuvent intervenir pour fausser un schéma trop simpliste.

2.2. La réalité morphologique des glacis

Cette irritante question soulevée par Leprun (1974) divise toujours la collectivité scientifique or de sa solution dépend en partie, et en partie seulement, la genèse du cuirassement, c'est dire son importance...

Le paysage porte les marques soit d'une évolution polycyclique soit monogénique ; la première conception, la plus ancienne (P. Michel 1973, G. Grandin 1976) établit une relation : glacis-phase aride d'ablation / cuirassement-phase pluviale et mobilisation des oxy-hydroxydes. Ainsi succédant au niveau intermédiaire on identifierait trois glacis successifs, au cuirassement ferrugineux mais au faciès et à la composition significatifs fondée sur la richesse relative en hématite-goethique/gibbsite-boehmite/kaolinite et quartz résiduel.

La seconde théorie, la plus récente, s'oppose au polycyclisme mais voit dans l'étagement de niveaux cuirassés non pas une morphologie héritée de phases climatiques successives quaternaire mais au contraire une topographie initiale amplement ondulée aux zones hautes en roches basiques et zones basses en roches acides (granitoïdes). Cette topographie aurait été affectée par une seule phase de cuirassement au tertiaire ancien. Les paliers dériveraient d'entailles postérieures, localisées aux ruptures de pente du "drapé" cuirassé ou aux endroits où la dalle était la moins épaisse. En bref dans un cas les glacis, réalité morphologique, bloqueraient les oxy hydroxydes dans l'autre cas les paliers, réalité paysagique et non pas morphologique ne sont pas préalables au cuirassement mais au contraire en serait une conséquence.

Au total il semble que l'on raisonne différemment selon le secteur géographique considéré. Au Nord, de Kaya à Seguenega, le paysage montueux, fait de lourdes collines convexes cuirassées, rappelle il est vrai, une topographie dérivée de surface d'aplanissement profondément disséquée, aux interfluves plurikilométriques, plutôt qu'une surface multiconvexe des tropiques forestiers humides où le système collinaire est à une échelle hectométrique. Cette morphologie régionale a suggéré à certains chercheurs (Leprun puis Beudet et Coque 1986) la théorie du "voile" cuirassé et de l'unicité de la phase d'induration avec dissection des flancs qui portent aujourd'hui des plans plus ou moins rigides, toujours en pente, assimilables à des glacis pour l'observateur non vigilant. Cette interprétation des faits a été ensuite transposée à d'autres paysages puis étendue à tous les ensembles cuirassés de l'Afrique Occidentale... Pourtant il existe incontestablement une morphologie de glacis étagés comme c'est le cas à la périphérie du massif syénitique de Wayen à une soixantaine de kilomètres à l'Est de Ouagadougou où les racines du haut glacis (360 m) s'inscrivent dans le matériel rocheux en contre bas de l'inselberg côté 420 m sur la carte topographique au 1/200.000 (Petit M., 1994).

Nous ne sommes aucunement partisans d'une position optionnelle et encore moins consensuelle mais le cuirassement au Nord a pu affecter une vieille topographie éocène dégradée par évolution lente et drapée alors qu'en contre bas se développait une morphologie de véritables glacis ultérieurement cuirassés. Ces derniers devaient être en relation avec un paléodrainage d'où un essai de reconstitution à partir des vues aériennes ; cet exercice s'avère fort délicat du fait des troncatures subi par des lambeaux indurés en fonction des modifications successives du niveau de base ; les témoins de cuirasse ne se présentent pas comme des plans parfaits mais comme des volumes à tendance polyédriques pour lesquels ils devient périlleux de déterminer une génératrice.

En conclusion, suite à nos observations, nous proposons une double évolution : dégradation lente de la surface de référence éo bauxitique portée en altitude - mobilisation de la couverture indurée / glaciplanation quaternaire des basses terres et façonnement de longs versants réglés raccordant topographie d'altitude et bas niveaux ; la semelle du tablier colluvial ayant subi des processus d'induration (aujourd'hui mis à nu) d'où la fausse impression de continuité du "voile" cuirassé.

2.3. Le problème de l'âge

Le dernier aspect, celui de l'âge, intimement associé aux perspectives génétiques, s'étale sur une certaine durée du tertiaire ancien ou bien au contraire se différencie en plusieurs étapes du quaternaire. De notables disparités peuvent alors apparaître : le haut glacis, pour les uns, associé à l'interglaciaire Mindel-Riss serait quaternaire ancien... pour d'autres quaternaires moyens - le moyen glacis s'étale du Riss-Würm au quaternaire moyen... quant à Y. Tardy (in Boeglin, 1990) il vieillit considérablement le phénomène d'induration puisqu'il rapporte au miocène la première manifestation, au pliocène la seconde et au quaternaire le bas glacis...

En l'absence, d'une part, de possibilité de calage stratigraphique, d'autre part de datation absolue, l'exercice devient quelque peu théorique mais toutefois l'in vraisemblable serait de faire sienne la genèse monocyclique et de donner des âges différenciés aux trois éléments topographiques étagés.

Chapitre 3 : Les contacts socle-sédimentaire et l'érosion différentielle

Nous avons fait intervenir en plusieurs occasions le jeu de l'érosion différentielle pour expliquer l'existence de certains grands volumes de relief mais son expression la plus marquante, hormis celle des chaînons appalachiens birimiens, tient dans le dégagement des glints.

3.1. Les glints

Globalement nous avons identifié plusieurs types de contacts : sans expression topographique ou par glacis - avec expression soit par pseudo cuesta soit par relief dérivé de la structure faillée.

A. Contact par pseudo cuesta

Ce terme qui indique la position transgressive d'une couche dure sédimentaire généralement gréseuse, sur le socle et son évolution par recul tout comme un front de cuesta sous entend l'existence d'un horizon tendre de base ; là réside un irritant problème non encore résolu puisqu'on n'a jamais pu prouver d'une manière absolue la présence d'un binôme roche dure-roche tendre.

Comme nous l'avons vu dans la première partie, que ce soit la série d'Ydouba au Nord Est ou le précambrien terminal du Gobnangou au Sud Est ou mieux encore celui de l'extrémité Sud Est du bassin de Taoudeni entre Bérégadougou et Loumana, rien n'indique l'existence de matériaux tendres entre la série sédimentaire et le socle qui autoriserait l'évolution de l'escarpement par backwearing.

Si la compilation des descriptifs des forages, en bordure ou au pied de plateau, n'a rien apporté de positif, toutefois, localement, la présence d'un cône rocheux basal fournit la preuve matérielle incontestable d'un retrait sous l'effet du backwearing. Au pied de "la falaise de Banfora", entre Bérégadougou et Peni le plan incliné taillé dans les grès se prolonge par un élément cuirassé (haut glacis ?) qui pourrait permettre de quantifier le retrait de la paroi si on pouvait en déterminer l'âge.

Enfin nous insisterons pour que le terme de pseudo cuesta soit réservé à ces reliefs majeurs, au sens originel de J. Demangeot (1961), et non pas étendu abusivement aux nombreuses et banales tables cuirassées de 20 à 30 m de dénivelée sur quelques centaines de mètres d'extension.

La carte localise précisément les secteurs pour lesquels la couverture occupe une position transgressive incontestable. La preuve du caractère transgressif est donnée par les phénomènes d'albitisation affectant le socle granitique en sub surface à l'Est de Bobo-Dioulasso. L'albitisation, altération d'origine météorique se traduisant par un rougissement profond du matériel cristallin, constitue un marqueur de la paléosurface infra formation de base (J.M. Schmitt, 1985). Cette forme d'altération, en relation avec un régolite albitisant à l'échelle régionale, favorisée par le calme tectonique et l'aridité climatique, présente un double intérêt puisqu'elle permet de jalonner la paléosurface, même en l'absence de sédiments ou de manteau d'altérites, et d'estimer des déformations et les érosions subies ensuite par la surface.

B. Contacts par failles

a) La "falaise de Banfora"

Ce style de contact, ignoré des cartes géologiques, peut être mis en évidence grâce aux nombreux forages jalonnant la bordure sédimentaire. A Darsalami (piézomètre n° 13 - latitude 11°03'36" - longitude 04°21'08" - profondeur : 219 m - cote topographique : 385 m) en relève : 0 à 100 m formation de Sotuba (grès et argilites) - 100 à 219 m grès rouges et conglomérats blancs puis rouges de la formation de base. Le socle (schistes birimien sain) est atteint à la cote absolue 165 m alors qu'au pied de l'escarpement celui-ci affleure à 350 m. On peut interpréter le décalage altimétrique du socle soit comme un accident souple soit cassant mais l'un n'exclut pas l'autre. Nous opterons pour un escalier de failles au rejet modeste (50 à 100 m), de direction N. NE affectant le socle au delà du relief de bordure et se développant plus à l'Ouest dans le "synclinal" de Koumi qui guide la haute Kiene. Autres exemples s'il était nécessaire de prouver le contrôle de la tectonique sur le dispositif orographique :

- . à l'Est de Bobo le contact socle-sédimentaire au forage de Pala est inférieur à l'altitude absolue, 300 m, alors qu'il se situe à 360 m à la carrière au Nord de la route nationale, au pied de la cuesta.

- . au Nord Est de Bobo, les forages de part et d'autre du haut Wolo révèle un contact direct grès-socle schisteux ; la rivière, dans son tracé rectiligne, est adaptée à l'accident. La "falaise de Banfora" au dessin d'une extrême rectitude et massivité sur 60 kilomètres a été interprétée comme une pseudo cuesta. Maintenant que l'hypothèse est levée, le talus peut être défini comme un escarpement de ligne de faille inversé qui reproduit un cas classique de bordure de synclise en région tropicale.

b) Au Nord de Bobo-Dioulasso

Jusqu'à Tougan le contact s'effectue par glacis, sans relief apparent mais par une succession de thalwegs au tracé rectiligne et à sections en relais, orientés Nord Est. La consultation des forages, de place en place, indique la présence d'accidents faillés au rejet décamétrique, hectométrique au maximum.

Trois sections ont particulièrement retenu notre attention :

. Secteur Bereba-Sara Hantayé au Nord Ouest de Houndé :

Le Tui et la rivière de Koura qui lui est parallèle sont adaptés à deux blocs effondrés ; alors que le socle affleure à Bereba (290 m) il s'enfouit par deux cents mètres de profondeur le long du Tui. Pour cet ensemble central la bordure du bassin répond typiquement à la notion d'escarpement de faille nivelé. Il en est de même plus au Nord avec l'adaptation du Karouka, au Sud Est de Dédougou.

. Secteur vallée de Kougni-Bafing au Nord Est de Dédougou :

L'affluent de rive Nord du Bafing s'étire en direction S.SW sur une trentaine de kilomètres et draine de larges flats plurikilométriques, colmatés par 10 à 20 m (parfois plus) de sables blancs et argiles rouges. Dans un cas nous avons pu assister et exploiter directement les données d'un forage effectué au sommet de la butte (pèlerinage à la vierge) dominant le village de Zaba, au Sud de Gassan :

- en sommet de butte (300 m) : 60 m de grès roses massifs, altérés en surface puis grès argileux

- à Zaba (255 m) : 71 m de sables puis grès. Ainsi à la cote absolue, 184 m, le socle n'a pas été atteint ; par contre à l'Est, la rivière de Kougni, au droit de Kibiri, s'écoule sur le socle granitique à 270 m.

En conclusion le banc de grès rose, massif, portant le semis de buttes au Sud de Zaba représente les reliques d'un ancien escarpement de ligne de faille inversé ayant reculé sur près de six kilomètres.

3.2. La relation glint - surface bauxitique et l'érosion différentielle

A. La mise en relief du glint de Banfora

Il est certain qu'à l'éocène le paysage se présentait sous un aspect faiblement différencié répondant parfaitement à la notion de surface d'aplanissement, tronquant à la fois le biseau gréseux transgressif et le socle plus à l'Est ; le glint n'existait pas. Postérieurement, à l'oligocène (?), la surface éocène a subi un ample gauchissement vers l'Est, sa pente atteignant une valeur de l'ordre de 0,5 ‰ : surface bauxitique à 700 m à la forêt de Beregadougou et à 592 m, deux cents kilomètres plus à l'Est, au mont Koyo. En contre bas des reliefs témoin de la surface bauxitique se développe dans le socle la pédiplaine de Banfora - Kampti en très légère pente Ouest 0,2 ‰ dominée par quelques reliefs dérivés de la surface éocène. Plus à l'Est, au delà des chaînons appalachiens birimiens de Kampti puis de Gaoua, l'encaissement du Mouhoun et de son affluent le Poni, constituant un niveau de base local à une altitude inférieure, les glacis se développent de part et d'autre du fleuve à 100-120 m en contre bas de la pédiplaine occidentale (280 m contre 400 m). Si d'une part la tranche d'ablation s'amincit d'Ouest en Est passant de 300 m à 200 m, si d'autre part l'ablation commence dès l'oligocène avec le début de la mise en place du continental terminal, soit environ 30 Ma, la vitesse de l'érosion peut être estimée à 10 mm/millénaire, valeur très acceptable. En fait cette tranche n'affectait pas exclusivement le socle cristallin puisque les grès transgressifs se présentaient sous la forme de biseau s'amincissant vers l'Est et donc de plus en plus

sensible à l'altération-downwearing ; le socle sous-jacent, atteint plus facilement par les eaux, subissait un pourrissement accéléré.

A partir d'un certain stade d'évolution, corrélativement au dégagement - retrait de la couverture sédimentaire, le biseau gréseux s'épaississait. Le dégagement du glint induisait un ralentissement des phénomènes d'altération puis un certain blocage de l'évolution. Le cône rocheux en relation avec la cuirasse du haut glacis atteste du recul de la paroi de l'ordre de 0,1 à 0,3 mm/an, valeur encore acceptable, même si le matériau est reconnu comme "immunisant" face à l'érosion. Celle-ci, par ailleurs, s'exerce essentiellement sous la forme mécanique, d'une manière discontinue, par détachement de feuillets et blocs sous l'effet de la gravité.

Selon cette perspective la "falaise de Banfora" représenterait un relief relativement jeune de la fin du tertiaire.

B. L'érosion différentielle dans le socle

En Afrique de l'Ouest, par contraste avec les autres socles tropicaux de l'Afrique de l'Est ou du Sud, de l'Amérique, de Madagascar ou de la péninsule indienne, les granitoïdes occupent une position basse dans le paysage régional. Cette situation pourrait paraître paradoxale mais en fait elle répond à plusieurs facteurs :

- l'évolution du glint nous livre une amorce de réponse ; le socle était déjà bien aplani lors de la mise en place de la couverture gréseuse hormis quelques reliefs résiduels birimiens qui rompaient (et rompent encore) la monotonie d'ensemble.

- antérieurement le craton avait déjà subi un certain stade d'uniformisation puisque le birimien lavique, débordant des fosses, se présente sous la forme de coulées en faible pente attestant ainsi du caractère peu différencié du modelé cratonique.

- les unités granitiques de l'Afrique de l'Ouest ne présentant d'une part aucune particularité tant au plan chimique que physique d'autre part aucune différence dans l'âge de leur mise en place (les grandes phases magmatiques, quel que soit le continent correspondent globalement) il reste à chercher dans la structure régionale un élément d'explication : les corps granitiques peuvent en effet occuper une position plus ou moins haute dans l'encaissant métamorphique...

Quels que soient les facteurs invoqués une dernière raison nous semble pouvoir contribuer (et seulement contribuer) à leur mise en creux : le cuirassement sur birimien basique à la fois épais, massif et homogène offre selon Eschenbrenner (1970), Grandin (1976) puis Pion (1979) une grande résistance aux agents d'érosion, constituant ainsi une protection relative aux chaînons ; en contre bas l'induration sur granitoïdes, plus mince, hétérogène donc plus fragile, induirait une fonte du paysage plus rapide. Naîtrait ainsi une érosion différentielle en relation directe avec le drainage, agent d'évacuation des produits issus de l'évolution géochimique.

Conclusion

La carte morphologique à petite échelle constitue le document de base propre à une réflexion globale permettant à la limite d'illustrer les contradictions émanant d'études trop sectorielles. Nous attirons l'attention sur le danger que constitue les recherches effectuées dans un cadre géographique relativement étroit donnant lieu ensuite à des conclusions à perspectives générales. Il s'avère indispensable de sortir du cadre régional pour contrôler la compatibilité de certaines conclusions, par ailleurs localement recevables, face aux problèmes posés par le contexte supra national voir continental. Une attitude dialectique saine doit être fondée d'une part sur une généralisation géographique possible du schéma explicatif proposé d'autre part sur son insertion dans un complexe morphologique à plusieurs composantes ; c'est à ce prix que s'offre la possibilité de lever les contradictions. Le problème de l'étagement des niveaux cuirassés ainsi que celui des vicissitudes du tracé du fleuve Mouhoun, en relation avec les grandes phases de morphogenèse, répondent à ces contraintes méthodologiques...

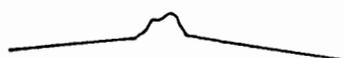
- LEXIQUE -

(En partie d'après P. Georges, dictionnaire de la géographie (PUF, 1970))

Pour une clarification de la terminologie utilisée dans la notice :

PEDIMENT ET GLACIS : Le pédiment est une surface d'érosion locale, plane mais en pente marquée (1 à 7 % en général), développée sur roches massives résistantes, principalement sur les roches cristallines tels les granites ; par contre les glacis d'érosion sont élaborés dans les roches tendres ou le matériel d'altération de roches dures.

PEDIPLAINE ET INSELBERG : Aplanissement formé par le développement de pédiments contigus qui arasent toute une région. Elle porte des reliefs résiduels parsemant la partie plane du pédiment ; les plus grands sont appelés inselbergs, les plus petits sont des chicots rocheux qui peuvent prendre la forme surbaissée en dos de baleine ou en carapace de tortue selon qu'ils sont allongés ou ramassés



PENEPLAINE ET MONADNOCK : Plaine sans presque de reliefs saillants où la différence d'altitude entre vallées et interfluves est très faible, avec des pentes infimes. Génétiquement le terme devrait être réservé aux surfaces d'aplanissement réalisées par "l'érosion normale" à la fin d'un cycle d'érosion. Elle comporte des reliefs résiduels qui ont échappés à l'aplanissement et qui constituent des témoins d'érosion ; ils ont été nommés monadnock. On distingue les monadnocks de résistance dont la conservation est due à la résistance des roches et les monadnocks de position restés en saillie à cause de leur éloignement des grandes vallées.



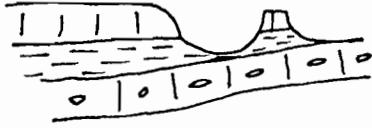
DOMES ET VOUSSURES : Monolithes rocheux, convexes, aux versants redressés dont un flanc au moins ne peut être gravi dans la position verticale ; les flancs lisses sont soumis à une évolution par exfoliation. La forme achevée est donnée par le pain de sucre de la baie de Rio. La voussure par contre est la courbe d'une voûte, celle-ci peut être plus ou moins élevée ou surbaissée mais n'atteint jamais l'énergie du dôme.



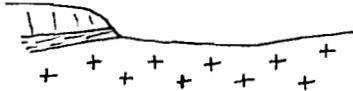
TORS ET CHAOS : Empilement naturel de gros blocs peu déplacés subanguleux avec arêtes émoussées, dû au dégagement de leur entourage altéré (arène) ou fragmentée par l'érosion. Souvent il s'agit du récurage d'un plancher d'altération. Le chaos par opposition sous entend un déplacement des boules et blocs entassés. Ils sont dus soit au dégagement par érosion de masses rocheuses incluses dans un matériau meuble soit à l'écroulement d'un escarpement, d'une paroi.



CUÉSTA ET BUTTE TEMOIN : Rebord de plateau en structure sédimentaire, monoclinale et concordante, comportant la superposition de couches résistantes à des couches tendres. En avant du plateau peuvent subsister des témoins de l'extension ancienne du plateau, ce sont des buttes témoins si elles ont conservé un chapeau de roches résistantes, sinon il s'agit d'avant butte. Un semis de buttes tabulaires cuirassées peut être le témoin d'une ancienne extension du cuirassement mais une butte en particulier ne peut l'être, tout comme une butte ne peut constituer une cuesta



DEPRESSION PERIPHERIQUE



PIEMONT

La dépression qui s'ouvre dans les roches tendres entre une cuesta et un massif ancien quels que soient son extension et son tracé.

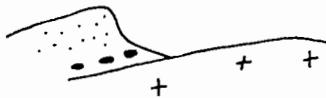
Région basse située en contact d'un massif montagneux qui diffère des plaines proprement dites par son organisation qui commande la montagne elle-même. Ses principaux aspects tiennent dans la sédimentation détritique, la tectogenèse et l'orogénèse (positive ou négative mais souvent active, plissement profonds souvent déversés vers l'avant pays). La dépression au pied d'une butte cuirassée de 20 à 50 m d'élévation et qu'elle que soit son extension ne peut constituer un piémont.

ESCARPEMENT, TALUS ET CORNICHE



Versant rocheux à très forte pente, généralement supérieure à 45° ; le talus, terme général, évoque un versant de raccord entre deux unités topographiques et en pente plus ou moins forte. La corniche est un petit escarpement rocheux sommital, d'une hauteur de commandement inférieure à 20 m, couronnant un relief.

GLINT ET PSEUDO CUESTA



Rebord de plateau sédimentaire dominant un socle dénudé qui en constitue le soubassement. Les pseudo-cuesta font partie des glints mais la couverture sédimentaire est transgressive sur le socle, discordante et il est rarement prouvé qu'une formation tendre à la base permette l'évolution du talus comme une cuesta. Il est clair que les buttes cuirassées ne peuvent en aucun cas être définies comme des pseudo-cuesta sinon un pays comme le Burkina Faso serait le plus riche au monde en ce type morphologique... et comment dès lors qualifier le grand escarpement du Sud Ouest ?

BIBLIOGRAPHIE

- ANONYME (1993)** : Carte hydrogéologique du Burkina Faso, échelle 1/500.000 (6 feuilles avec notice). Ed. Direction des études et planification (DEP), Ministère de l'eau, Ouagadougou.
- BEAUDET G. et COQUE R. (1986)** : Les modelés cuirassés des savanes du Burkina Faso (Afrique de l'Ouest), revue géol. dyn. et géog. physique vol. 27, fasc. 3-4, p. 213-224.
- BIGARELLA J.J. et al. (1965)** : Pediplanos, pedimentos e seus depositos correlatives no Brasil, Bol. Paranense geog. n° 16-17 p. 117-151.
- BOEGLIN J.L. (1990)** : Evolution minéralogique et géochimique des cuirasses de la région de Gaoua (Burkina Faso). Thèse dactylo. inst. géol. Strasbourg, 191 p
- BOULANGE B. (1984)** : Les formations bauxitiques latéritiques de Côte-d'Ivoire, travaux et documents ORSTOM, n° 75, 362 p.
- DEFOSSEZ M. (1962)** : Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la boucle du Niger, mém. BRGM n° 13, 174 p.
- DEMANGEOT J. (1961)** : Les pseudo cuestas de la zone intertropicale, BAGF n° 296-97, p 2-16.
- ESCHENBRENNER V. et GRANDIN G. (1970)** : La séquence de cuirasses et ses différenciations entre Agnibilekrou (Côte d'Ivoire) et Diédougou (Haute-Volta), cahiers ORSTOM, série géol, II, 2, P. 205-245.
- EYCK VAN H. (1962)** : Rapport de fin de mission, Haute-Volta 1961-62, BRGM Ouagadougou, rapport 1044, 42 p.
- GAVAUD M. (1977)** : Les grands traits de la pédogenèse au Niger méridional. Travaux et docu. ORSTOM n° 76, 102 p.
- GRANDIN G. (1976)** : Aplatissements cuirassés et enrichissements des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest, thèse Strasbourg, mém. ORSTOM n° 82, 275 p.
- GRANDIN G. et THIERY M. (1983)** : Les grandes surfaces continentales tertiaires des régions chaudes, succession des types d'altération, cahiers ORSTOM série géol., vol. XIII n° 1, p. 3-18.
- HOTTIN G. et OUEDRAOGO O.F. (1975)** : notice explicative de la carte géologique à 1/1.000.000 de la république de Haute-Volta, direction de la géol. et mines, Ouaga, 58 p.
- HUBERT H. (1912)** : Sur un important phénomène de capture en Afrique Occidentale, ann. de géog. tome XXI, p. 251-262.
- KING L.C. (1967)** : The morphology of the earth. A study and synthesis of world scenery, Olivier and Boyd, 2è édit. 276 p.

LEPRUN J.Cl. (1969) : évolution géomorphologique de la vallée du Sourou et de ses bordures voltaïques, T.E.R. Université Dakar, 50 p. + cartes.

" **(1979)** : Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique de l'Ouest sèche, genèse, transformations, dégradations, thèse Strasbourg, mém. Sté géol. n° 58, 224 p.

MICHEL P. (1973) : Les bassins du fleuve Sénégal et Gambie, étude géomorphologique, mém. ORSTOM n° 63, 752 p.

PALAUZI G. (1959) : Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique des formations primaires au Soudan méridional et en Haute-Volta, Bul. Sté géol. et prosp. minière, Dakar, n° 33, 204 p.

PETIT M. et DA DAPOLA E. (1994) : Le massif syénitique de Wayen et son environnement (évolution pédimentaire et indurations ferro-alumineuses). Cahier de géologie, Université Pierre et Marie Curie (sous presse).

PION J.C. (1979) : Altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale sèche, Sté géol. mém. n° 57, 220 p.

POSS R. et ROSSI G. (1987) : Systèmes de versants et évolution morpho-pédologique au Nord Togo, zeitschrift géomorpho 31, I, p. 21-43.

SCHMITT J.M. et SIMON COINÇON R. (1985) : La paléosurface infraliasique en Rouergue : dépôts sédimentaires et altérations associées, géologie de la France, 2, p. 125-135.

TARDY Y. (1993) : Pétrologie des latérites et des sols tropicaux. Masson, 459 p.

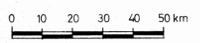
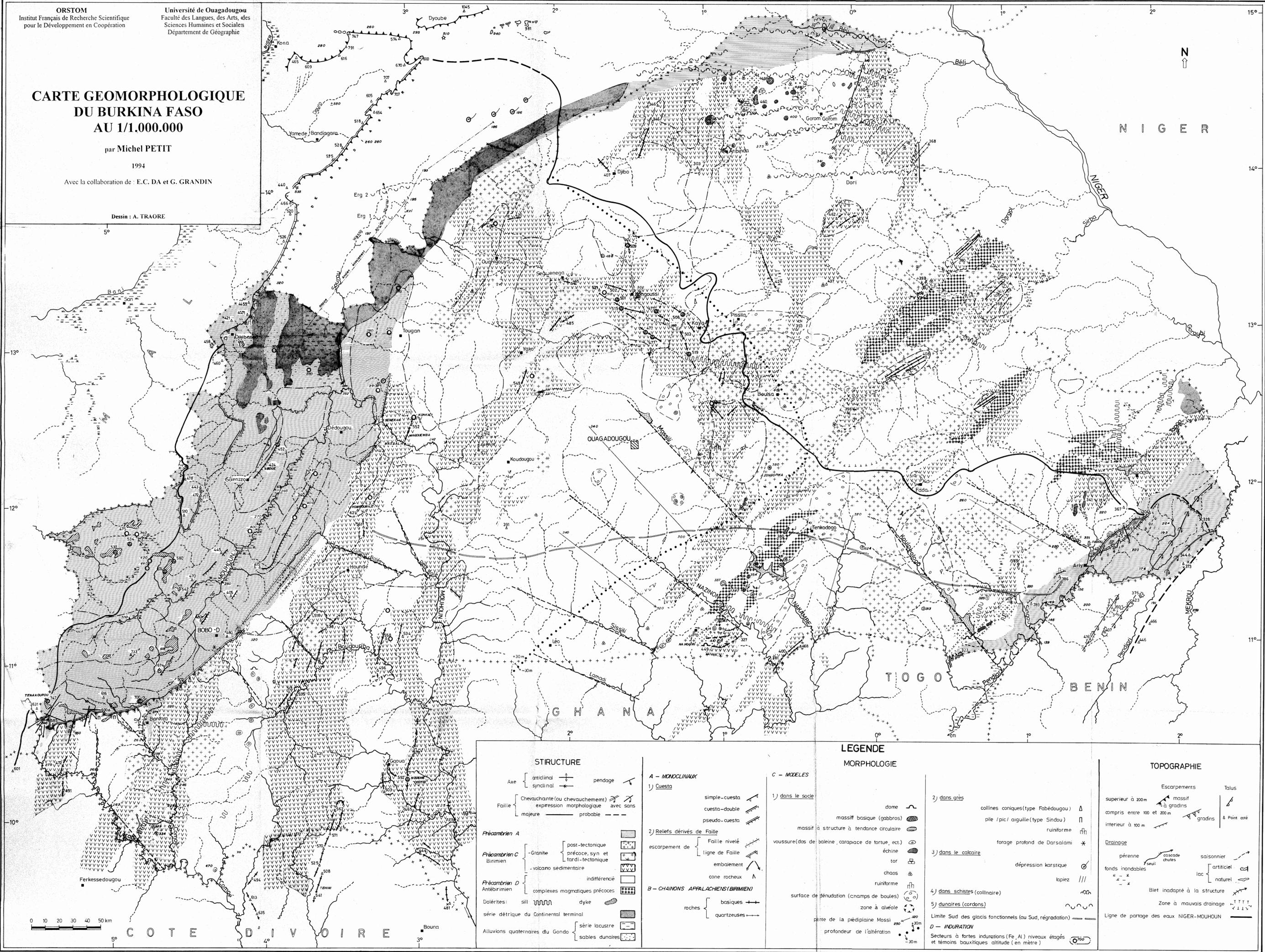
CARTE GEOMORPHOLOGIQUE DU BURKINA FASO AU 1/1.000.000

par Michel PETIT

1994

Avec la collaboration de : E.C. DA et G. GRANDIN

Dessin : A. TRAORE



STRUCTURE

Axe	antidional	pendage
	synclinal	
Faille	Chevauchante (ou chevauchement)	expression morphologique
		avec sans
	majeure	probable
Précambrien A		
Précambrien C	Granite	post-tectonique
Birimien		précoce, syn et tard-tectonique
		volcano sédimentaire
Précambrien D		indifférencié
Antébirimien		complexes magmatiques précoces
Dolérites:	sill	dyke
série détritique du Continental terminal		
Alluvions quaternaires du Gondo	série lacustre	sables dunaires

LEGENDE MORPHOLOGIE

A - MONDCLINAIUX	C - MODELES
1) Cuesta	1) dans le socle
simple-cuesta	massif basique (gabbros)
cuesta-double	massif à structure à tendance circulaire
pseudo-cuesta	voussure (dos de baleine, carapace de tortue, ect.)
2) Reliefs dérivés de Faille	échine
escarpement de	tor
Faille nivelée	chaos
ligne de Faille	runiforme
embaïement	runiforme
cone rocheux	surface de dénudation (camps de boules)
3) dans le calcaire	zone à alvéole
dépression karstique	profondeur de l'altération
4) dans schistes (collinaire)	
5) dunaires (cordons)	
Limite Sud des glacia fonctionnels (au Sud, régradation)	
D - INDURATION	
Secteurs à fortes indurations (Fe, Al) niveaux étagés et témoins bauxitiques altitude (en mètre)	

TOPOGRAPHIE

Escarpements	Talus
superieur à 200 m	massif à gradins
compris entre 100 et 200 m	gradins
interieur à 100 m	Point coté
Drainage	
pérenne	cascade
seuil	chutes
fonds inondables	saisonnier
lac	artificiel
	naturel
Blet inadapté à la structure	
Zone à mauvais drainage	
Ligne de partage des eaux NIGER-MOUHOUN	