

GEORGES HUGOT

À LA RECHERCHE
DU GONDWANA PERDU

AUX ORIGINES DU MONDE



U.M.R. 6012 du C.N.R.S. (“Espace”)

2002

GEORGES HUGOT
MAITRE DE CONFERENCES A L'UNIVERSITE MONTPELLIER-III

À LA RECHERCHE
DU GONDWANA PERDU

AUX ORIGINES DU MONDE

U.M.R. 6012 DU C.N.R.S. ("ESPACE")

2002

Cette étude est le résultat d'une passion des choses du passé, d'une passion d'un continent où, plus qu'ailleurs, la lecture des événements géologiques et géomorphologiques s'offre facilement à l'observation avec ses énigmes et ses hiatus, d'une passion, enfin, des gens qui y survivent et sans lesquels ces choses ne seraient rien.

REMERCIEMENTS

Que soient remerciés ici

tous mes amis burkinabés, collègues, étudiants, amis des villes, amis de la “brousse” connus et inconnus, compagnons des pistes et des bivouacs d’un soir, chefs de villages et chefs de terres, chasseurs traditionnels, paysannes et paysans toujours accueillants et compréhensifs, auprès de qui j’aurai passé de si longues et si passionnantes années,

mon père H.-J. Hugot, grand scientifique et humaniste qui m’a initié à la recherche et qui n’a jamais été avare de ses conseils, jusqu’au crépuscule de sa vie,

mon maître Yves Bravard, géomorphologue de grand talent, aux qualités humaines inestimables. Homme de terrain et homme de cœur, de la Mauritanie au Burkina-Faso que nous avons parcouru ensemble, il m’a enseigné la méthode certes, mais aussi que la nature n’est belle qu’avec le regard admiratif et respectueux de l’homme et que l’homme, sans la nature, ne serait rien,

ma compagne et mes enfants à qui j’ai soustrait bien des jours de notre vie de famille et qui ont souffert de mes longues absences sur le terrain,

enfin tous ceux dont je ne saurais ici énumérer les noms, et qui m’ont aidé, de près ou de loin, à réaliser ce travail.

Tous resteront attachés au souvenir de cette belle aventure humaine et scientifique.

Enfin, je dédie ce travail à mes enfants qui ont grandi dans la brousse burkinabé et qui l’ont aimée.

AVANT-PROPOS

Au fond de la poussière inévitable, un être rampe,
et souffle un miasme ignoré qui pénètre l'homme de
toutes parts, qui noircit l'aube, éteint le feu, sèche la
tige, et qui suffit pour faire avorter le prodige dans la
nature épars.

Victor Hugo, *La légende des siècles*, 1862

L'intérêt des paysages structuraux du Burkina-Faso ne réside pas dans les formes qu'ils revêtent, somme toute assez banales, en dehors de rares secteurs où les roches ont été sculptées de façon étonnante, mais surtout dans le témoignage que nous apporte le moindre centimètre carré de roche, véritable mémoire de la Terre.

Malheureusement, cette mémoire est altérée par le temps qui finit toujours par effacer les traces les plus profondément inscrites, et à transformer les modelés les plus imposants en sables et argiles qui, à leur tour, évolueront vers une nouvelle histoire, vers de nouveaux "dramas", vers une autre mémoire...

Des paysages, portés par notre imagination, ont été élaborés à une époque sans vie, sans oxygène, où se mettaient en place les premiers balbutiements d'une terre en gestation, il y a quelque trois milliards d'années.

L'histoire du Burkina-Faso apparaît comme une véritable épopée géologique, avec ses périodes de calme et ses périodes de paroxysmes, ses bouleversements climatiques, amenant mers chaudes ou glaciers dont les empreintes nous sont parvenues par des prodiges dont seule la nature est capable. Mais la nature est aussi impitoyable et, plus encore que le vide, elle a horreur des volumes qu'elle s'ingénie inlassablement à détruire pour s'acheminer vers la platitude, la monotonie, avant que des forces internes, colossales viennent à nouveau bouleverser, pour des millions d'années, la lithosphère portée à des altitudes alpines.

Les reliefs issus de cette longue histoire complexe, malgré la platitude d'ensemble que l'on peut ressentir, opposent deux mondes topographiques. L'un vertical, celui des anciennes racines de la chaîne birrimienne érigée il y a deux milliards d'années à travers l'Afrique et l'Amérique du Sud alors soudées, et

l'autre horizontal, celui du socle granito-gneissique, immense surface continentale "mollement ondulée" pour reprendre l'expression consacrée, résultat de l'œuvre colossale de l'érosion. Ces reliefs comptent parmi les plus monotones du monde tropical, et seuls leurs modelés introduisent ça et là quelque diversité. Mais malheureusement, la grande majorité des informations géologiques nous échappe. Aussi est-il nécessaire de chercher à déceler dans la moindre manifestation de cette histoire – antagonisme subtil entre des forces créatrices et des forces destructrices saisies à un moment de leur évolution et défiant la plupart du temps notre compréhension – le spectacle reconstitué de la mise en place des premiers paysages, véritable compromis entre l'imagination et le raisonnement scientifique. Le géographe devient ici, en quelque sorte, l'historien de la géologie et, à ce double titre, doit faire preuve d'une grande rigueur, l'imagination n'intervenant que dans la reconstitution des formes générales dont le contour ne peut que se laisser deviner, à l'exemple de ces paysages européens reconstitués par les géologues et les préhistoriens.

Cet ouvrage tente de montrer tout l'intérêt que revêtent les sciences de la Terre permettant de comprendre comment a pu se réaliser la mise en place des paysages actuels dérivés des reliefs, reflet souvent fantôme des grandes structures précambriennes. Mais sans l'œuvre de l'érosion, est-il besoin de le préciser, les paysages du Burkina-Faso, comme partout ailleurs, seraient fondamentalement différents. Les systèmes morphogénétiques, depuis des milliards d'années, ont modifié les grandes structures originelles, allant jusqu'à l'inversion spectaculaire des reliefs. Aujourd'hui, l'observateur ne voit que des formes rarement actuelles, presque toujours héritées de paléosystèmes sur lesquels les climats contemporains n'exercent que des retouches ; ces formes se sont développées soit dans la roche elle-même, soit dans son altération. Dans les deux cas, il est indispensable de faire intervenir la géomorphologie qui introduit, dans une large part, la diversité des milieux naturels et leur utilisation par l'homme.

Enfin, nous voulons dire que cette étude a été effectuée et écrite par un géographe, à la frontière des sciences géologiques, dans un style pouvant paraître parfois désuet à des scientifiques rompus au langage "désincarné". Mais la finalité de toute œuvre géographique n'est-elle pas de relier l'homme à la compréhension de son substrat pour une utilisation mesurée ? Aussi nous a-t-il semblé, à un moment où la géomorphologie tend de plus en plus à glisser d'une science humaine vers une science géologique, qu'il était peut-être nécessaire de lui redonner "un peu de chair et de couleur". À ce sujet, l'introduction de quelques locutions littéraires n'enlèvera rien au contenu scientifique du texte. Le géomorphologue ne doit pas se transformer en une sorte de "technocrate" de la géographie, surtout avec le début de l'année 2000 qui restera celle de l'"université de tous les savoirs" qui a cherché à rompre avec un certain côté élitiste de la Science.

Bien que nos observations s'appuient sur de nombreuses références bibliographiques, nous n'en avons pas moins parcouru le Burkina-Faso dans sa totalité.

Nous l'avons entrepris seul ou avec des collègues ou des étudiants, à l'occasion de stages pédagogiques ou scientifiques, pour des missions dans des domaines variés allant du comptage des bœufs pour le ministère de l'Élevage, à la perception de l'espace et du temps chez des populations peules sédentarisées, tout en poursuivant l'observation et l'étude des reliefs burkinabés pour lesquels nous proposons une abondante illustration photographique. Nous nous sommes surtout intéressés aux formations sédimentaires de couverture qui introduisent la diversité dans ce pays au socle largement surbaissé par l'érosion ; les formations magmatiques ont donné des formes molles sans grand intérêt pour le géomorphologue. Pour avoir parcouru le domaine cuirassé de l'arc birrimien avec des géomorphologues, mais aussi avec des pédologues et des géologues, la complexité des problèmes soulevés par l'origine et l'évolution de tels reliefs depuis les travaux de P. Michel ne nous est pas apparue comme devant faire partie de notre problématique. Celle-ci a relevé essentiellement d'une recherche pluridisciplinaire très approfondie ayant déjà donné lieu à une abondante littérature où la géographie semble avoir du mal à trouver sa place.

Nos références à la géologie sont constantes, et nous remercions ici A. Moussine-Pouchkine pour la critique sévère qu'il a bien voulu apporter à notre manuscrit, et sans laquelle notre compréhension des faits aurait été incomplète. Qu'il nous pardonne encore les quelques erreurs qui ont pu subsister.

À l'époque où les compartiments scientifiques dont la totalité compose une science comme la géomorphologie, il devient évident que les travaux du géomorphologue se heurtent obligatoirement aux limites réelles ou supposées de chacun de ces compartiments. Il faut éviter que ces frontières ne deviennent des obstacles infranchissables. En particulier, ce n'est pas emprunter les connaissances propres aux géologues que de s'interroger sur la nature de la compréhension des sols, quand cette dernière conditionne l'allure, les formes et l'évolution du terrain. Il n'en reste pas moins, bien entendu, qu'il appartient aux géologues d'intervenir avec leurs raisonnements personnels dans les énoncés utilisés par le géographe. Il faut que les géologues et les géographes apprennent à lire ensemble et, par conséquent, à bien comprendre les textes intéressant leur spécialité respective.

Au terme de cette étude, nous avons trouvé, sinon la réussite qui peut s'avérer vaine, du moins une immense satisfaction et une grande humilité apprises chaque jour dans l'austérité de la savane africaine au pays des "hommes intègres".

PRESENTATION DU BURKINA-FASO

Pays d'Afrique occidentale francophone, situé entre 9° et 15° de latitude Nord (fig. 1), enclavé entre le Niger, le Mali, la Côte d'Ivoire, le Ghana, le Togo et le Bénin, l'ex-Haute-Volta – devenue le Burkina-Faso en août 1983 – recouvre une superficie d'environ 275 000 kilomètres-carrés où se répartissent irrégulièrement près de 11 millions d'habitants dans 350 départements regroupés au sein de 45 provinces (fig. 2). La capitale, Ouagadougou, est située au centre du pays, à 360 kilomètres de Bobo-Dioulasso, deuxième ville du pays et à 900 kilomètres de la côte atlantique que l'on peut atteindre facilement par deux grands axes goudronnés menant, l'un à Lomé, l'autre en Abidjan, axe doublé par une voie ferrée durement concurrencée par la route.

Politiquement, le pays est une république constitutionnelle bicamérale avec un président, une assemblée des députés du peuple (107 députés élus au suffrage universel) et une chambre des représentants. Le président de la République, le capitaine Blaise Compaoré, a été réélu en 1998.

Le Burkina-Faso possède un climat commandé par un flux d'air sec, l'harmattan, en provenance du Sahara pendant 8 à 9 mois de l'année (200 à 300 mm de pluie dans l'extrême nord du pays) et par un flux d'air humide en provenance du sud et du sud-ouest, la mousson ou saison des pluies, limitée pendant les mois d'été (1 000 à 1 200 mm dans l'extrême sud du pays). Les températures moyennes mensuelles dépassent 25 °C et même 30 °C aux mois de mars et avril.

Cette situation géographique permet de distinguer globalement trois zones climatiques :

- une zone soudanienne au sud de l'isohyète 900 millimètres ; c'est la zone la plus humide, et elle peut prendre localement un aspect très verdoyant au niveau des forêts de sources ;
- une zone soudano-sahélienne comprise entre les isohyètes 900 et 600 mm qui s'étend à tout le centre du pays et constitue la région climatique la plus vaste du pays ;
- une zone sahélienne au nord de l'isohyète 600 millimètres, représentant 25 % de la superficie du pays. C'est la zone la plus sèche, à la pluviométrie la plus irrégulière pouvant descendre au-dessous de 150 mm, avec une saison des pluies parfois inférieure à deux mois.

Elle engendre également des types de végétation organisés en bandes grossièrement parallèles au niveau de l'équateur et sensiblement aux isohyètes : un

domaine steppique (le Sahel), un domaine savanicole varié et un domaine guinéen plus réduit, introduisant localement une nuance forestière.

Les milieux biogéographiques, très dégradés, révèlent un déséquilibre entre la démographie et les ressources naturelles. Le plateau Mossi, présentant les plus fortes densités humaines du pays, a été largement défriché bien au-delà de ses limites naturelles, par des fronts pionniers qui achèvent de faire disparaître du paysage les dernières forêts-galeries. De beaux témoins sont encore visibles dans les provinces sédimentaires du Houet, de la Comoé et du Léraba.

En pays gourmantché (région limitrophe avec le Bénin) qui abrite les plus grandes réserves de chasse du pays (Arli), la faune s'est faite plus que discrète dans un paysage désertifié par les feux de brousse répétés sous 1 100 millimètres de pluie, alors qu'au Bénin, les parcs réhabilités ont récupéré des densités importantes de toute la faune savanicole.

Sur le plan des paysages, le Burkina-Faso est caractérisé par une platitude d'ensemble où dominant des plaines parfois surmontées par des collines à sommet plan et à corniches verticales de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de puissance, où la couleur rouge est dominante (il s'agit de collines dites *cuirassées*, très riches en oxydes métalliques). Ces collines peuvent se regrouper en archipels coexistants avec des collines convexes, rocheuses et plus ou moins steppiques, faisant l'originalité de la plus grande partie du pays où les paysages sont dénommés *paysages soudaniens* (du nom de l'ancien Soudan français devenu le Mali). Au nord, sur sa frange sahélienne, des cordons dunaires, témoins du grand épisode aride du Pléistocène supérieur, orientés est-ouest parfois sur plusieurs centaines de kilomètres, introduisent une nuance désertique. Dans l'Oudalan, à Oursi, un de ces cordons a été transformé en véritable erg saharien du fait du surpâturage et du surpiétinement des troupeaux. Sur ses marges NNE et SSO mieux arrosées, le Burkina-Faso est surmonté de plateaux bordés d'imposantes "falaises", comme celles du Gobnangou ou de Banfora, représentant en quelque sorte des "pays verts" où abondent mares et forêts de sources luxuriantes, refuge d'une faune abondante et variée. On rencontre également par endroits, des plaines inondables.

Collines cristallines et plateaux témoignent d'une histoire géologique qui compte parmi l'une des plus vieilles de la planète. Cette histoire remonte à plusieurs milliards d'années, lorsque l'Afrique de l'Ouest et le continent sud-américain étaient rattachés et traversés par une immense chaîne de montagnes d'allure alpine. Jusqu'à l'avènement des ères fossilifères, une grande partie de la région va être submergée par des mers, puis connaître une grande glaciation. Ces différents épisodes, depuis les chaînes de montagnes jusqu'aux glaciations, sont inscrits dans la roche et font du Burkina-Faso un pays de première importance pour un tourisme scientifique et culturel futur.

Sur le plan économique, le pays accusait un taux de croissance annuel du PIB de 4 % en 1995, avec un secteur primaire de 38,4 %, un secteur secondaire de 19,3 % et un secteur tertiaire de 42,2 % du PIB. Les principales productions sont le coton (200 000 t. en 1996-97), les produits de l'élevage, la canne à sucre et l'or (réserves supposées de 2,5 tonnes). En 1997, les investissements miniers (287 milliards de francs CFA) plaçaient le pays au troisième rang mondial, après

l'Afrique du Sud et le Ghana. Enfin, le Burkina-Faso appartient à la zone Franc-CFA (0,15 euro = 100 F. CFA).

Les indicateurs sociaux placent le Burkina-Faso parmi les pays les plus pauvres du monde, avec un indice de développement humain (IDE) de 0,225 (classé 170^e sur 174). Quelque 45 % de la population vit en deçà du seuil de pauvreté et le taux moyen d'alphabétisation des adultes est d'à peine 18 %, alors que l'espérance de vie ne dépasse pas 45 ans et demi (52 ans dans le sous-continent). La malnutrition, le manque d'infrastructures sanitaires et médicales (1 médecin pour 32 000 habitants), surtout dans les campagnes, engendrent une mortalité infantile (moins de cinq ans) de près de 200 pour 1000. De plus, le pays subit chaque année des épidémies de rougeole et de méningite pouvant provoquer des centaines de morts. Le Burkina-Faso fait également partie des pays à hauts risques en ce qui concerne le paludisme et le sida, sans que des moyens de lutte y soient vraiment développés.

Cela n'empêche pas le tourisme de se développer, d'autant plus que le pays a toujours connu la paix civile et une relative stabilité politique par rapport à ses voisins. Terre d'accueil par excellence, le pays offre un artisanat varié : cuirs, bois, vannerie, bronze, métaux précieux travaillés par des ethnies nombreuses et riches de traditions. Les principales ethnies sont représentées par les Mossis (52 %), les Peuls (11 %), les Bobos (7 %), les Bissas et les Samos (6,9 %), les Gourounsis (5,3 %), les Senoufos et les Markas (4,5 %), les Dioulas (4,7 %). Les autres ethnies – Gourmantchés, Lobis, Semblas, Gouins, Toussians, Turkas, etc. – représentent moins de 9 %. (source : *Atlas Jeune Afrique*).

Le Burkina-Faso entretient des relations privilégiées avec l'Europe, en particulier avec la France avec laquelle elle est liée par de nombreux accords économiques et culturels. Ouagadougou est le siège de deux festivals internationaux : un festival de cinéma (FESPACO) et un festival d'artisanat (CAO) attirent des touristes du monde entier. Le "*pays des hommes intègres*" a décidé de relever le défi du développement et de la démocratie ; il apparaît aujourd'hui comme un îlot de paix et de décisions positives qui tranchent sur les autres pays du continent africain.

LIVRE PREMIER

PALÉOGÉOGRAPHIE ET LITHOLOGIE, BASES PRINCIPALES DE L'ORGANISATION DES PAYSAGES ACTUELS ISSUS DES RELIEFS GONDWANIENS

Le Burkina-Faso est un pays de socle où les roches très variées témoignent d'une histoire riche et complexe qui est celle de toute l'Afrique occidentale, à l'ouest du méridien 0°, entre le golfe de Guinée et les 30° de latitude N, mais aussi celle de l'Amérique du Sud dont elle fut solidaire jusqu'au Jurassique supérieur (Gondwana). Cet espace immense, issu de mouvements crustaux et de la mise en place de roches magmatiques très variées, s'est stabilisé depuis le Mésoprotérozoïque, époque à partir de laquelle les reliefs se sont aplanis, élaborant le craton Ouest africain.

C'est sur cette surface surbaissée que les mers ont déposé leurs sédiments dans des bassins marins plus ou moins vastes, plus ou moins profonds, superposant à une lithologie très différenciée une lithologie plus mono spécifique où les grès dominent très largement.

Les roches et leurs structures présentent autant d'indices qui permettent de reconstituer de façon plus ou moins lacunaire, une histoire géologique faite d'effacements, de bouleversements internes (mise en place des granites) et d'interventions externes (la dynamique érosive) dont les topographies actuelles ne sont, de loin, que le pâle reflet. Chaînes de montagnes, volcans, transgressions marines et glaciations qui se sont succédés où qui ont coexisté, ont marqué la paléogéographie du Burkina-Faso sur les trois quarts de la durée de l'histoire terrestre jusqu'à l'aube de l'apparition des premiers fossiles.

Le temps, comme un défi aux forces structurantes, a bouleversé les données, effacé les orgueilleux reliefs ayant succédé aux grands bassins et révélé les anciens fonds marins dans une attitude dominatrice.

La victoire du temps sur les forces telluriques en quelque sorte !

Cette revanche des processus érosifs, exploitant au maximum la variété lithologique, va mettre en place au cours du Cénozoïque, la trame des reliefs ac-

tuels dont la monotonie des paysages ne fait que traduire une volonté inéluctable de tout effacer, avant que ne s'imprime une nouvelle histoire...

Les derniers 500 Ma (Phanérozoïque) restent cependant les plus difficiles à cerner, la vie terrestre n'ayant laissé que peu de traces au Burkina-Faso. Le fait que le socle précambrien soit fossilisé par une couverture d'altérite formée depuis le Cénozoïque, montre que, pendant des centaines de millions d'années, les dépôts corrélatifs ont été déblayés par des processus dont nous ne savons rien.

I. LA MISE EN PLACE DES PRINCIPALES STRUCTURES GÉOLOGIQUES DE L'AFRIQUE DE L'OUEST

Les premières topographies terrestres ont surgi du magma sous la forme de volcans, de masses cristallines nées d'écailles profondes et de l'écrasement des premières fosses sédimentaires alimentées par l'érosion de toutes les roches crustales apparues à la surface terrestre. Il ne reste quasiment plus de traces de ces structures originelles archéennes reprises dans des orogènes plus récentes qui ont marqué considérablement la formation du continent africain et sud-américain longtemps solidaires (fig. 4). Par contre, le Burkina-Faso, rattaché à des mégastructures, a conservé à l'échelle continentale les traces d'une des chaînes les plus anciennes de la planète dont l'origine remonte à deux milliards d'années.

Au Burkina-Faso, les restes de cette chaîne ont servi de lieu d'investigation à de nombreuses études géologiques mettant en valeur la complexité de cette histoire calquée sur celle de l'Afrique occidentale.

Au Mésoprotérozoïque, une sédimentation cratonique et péricratonique de bassins subsidents, en rapport avec l'orogénèse panafricaine, recouvre *pro parte* l'Afrique occidentale, dont le Burkina-Faso. Une importante glaciation, dont on a retrouvé les témoins de la Mauritanie au Burkina-Faso, marque le début du Paléozoïque après avoir été considérée, jusqu'à une date très récente, comme faisant partie de la fin du Protérozoïque.

Bien sûr, la chronologie absolue reste liée à des méthodes de datation fiables mais toujours susceptibles de modification. Par exemple, il semble y avoir, aujourd'hui, une remise en cause partielle de la chronologie absolue par le fait des écarts constatés entre les batteries de datations centrées sur la radioactivité et les résultats des applications des recherches sur l'ADN. Ces dernières sont peut-être encore trop récentes pour emporter des certitudes absolues.

1. UN SOUBASSEMENT CRISTALLIN QUI S'ÉTEND À TOUTE L'AFRIQUE OCCIDENTALE

La structure du Burkina-Faso apparaît comme un élément microscopique rattaché à des structures beaucoup plus vastes, étendues au moins à l'Afrique occidentale depuis l'Algérie et le Maroc jusqu'au Golfe du Bénin. Ces mégas-structures forment l'ossature même du continent et sont représentées par les formations crustales de l'Archéen et du Précambrien sur lesquelles s'étaleront les sédiments de couverture au Mésoprotérozoïque.

Il faut garder à l'esprit que la paléogéographie, qui est définie comme étant la géographie des temps anciens, fait appel à deux approches complémentaires, l'une relevant de la géostatique, c'est-à-dire donnant l'aspect des océans et des continents à un moment donné de l'histoire géologique, l'autre de la géodynamique retraçant leurs mouvements issus de la tectonique globale. Ce qui signifie que la région considérée, le Burkina-Faso, représentait une portion noyée dans l'espace protérozoïque africain qui, depuis l'Archéen, aurait connu plusieurs phases de Pangée, les deux dernières pouvant avoir eu lieu il y a 600 et 200 Ma, selon Garrels et Mackenzie (1971, in Tardy et Roquin 1998). Les mégacontinents ont effectué d'importantes rotations, les cratons se sont fragmentés et le continent africain se trouve, avec le Gondwana, dans les basses latitudes quant à lieu le mouvement panafricain. Ainsi, l'équateur et le pôle Sud n'ont jamais cessé de changer de place, les continents se sont télescopés, le niveau de la mer a constamment varié, les océans se sont ouverts puis fermés, puis ouverts à nouveau. Ce n'est qu'au Jurassique supérieur, que l'Afrique occidentale se détache de l'Amérique du Sud (Parrish, Ziegler et Scotese 1982) et effectue sa rotation en remontant des basses latitudes. Ce n'est qu'au Crétacé supérieur que le continent africain deviendra totalement indépendant, mais encore situé en dessous du 30° degré de latitude N.

On comprend alors mieux les relations étroites ayant existé entre la paléogéographie et la géodynamique : « *La paléogéographie est le premier facteur contrôlant le climat.* » (Tardy et Roquin 1998) On peut aussi établir une relation entre le niveau xeustatique et la tectonique : aux grandes transgressions correspond une forte activité tectonique sous climat global chaud et humide avec dilatation de la zone équatoriale. Inversement, les grandes régressions sont accompagnées d'une baisse du niveau eustatique et du ralentissement de l'activité tectonique (Tardy et Roquin, 1998).

1.1. UN ARCHÉEN TRÈS FRAGMENTAIRE VISIBLE SEULEMENT AUX DEUX EXTRÉMITÉS DU BOUCLIER OUEST-AFRICAÏN

Les données sur l'Archéen sont très fragmentaires dans la mesure où, les socles continentaux une fois formés, ces "archives" disparaissent progressivement soit par érosion, soit par subduction et métamorphisme (fig. 26).

Les terrains antérieurs à 2 500 Ma sont visibles dans le nord et dans le sud de ce vaste ensemble que représente l'Afrique occidentale. Il s'agit, au nord, de la partie occidentale de la dorsale Réguibat, et au sud, de la partie occidentale de la dorsale de Léo (fig. 3).

La **dorsale Réguibat**, bien décrite par de nombreux géologues qui s'y sont succédés depuis cinquante ans à la suite des travaux de J. Delpy, G. Rocci..., est limitée au nord par le bassin de Tindouf, au sud-est par le bassin protérozoïque supérieur et paléozoïque, et à l'ouest et au sud-ouest par la chaîne calédonohercynienne des Mauritanides.

Orientée du sud-ouest au nord-ouest, elle s'étale sur 1 500 km de longueur entre 3° et 16° de longitude O et 250 à 400 km de largeur du 20° au 27° parallèle de latitude N, d'Akjoujt au sud jusqu'à Grizzim en Algérie, avec un prolongement au Maroc par l'intermédiaire de l'anti-Atlas. Sous climat essentiellement désertique, elle se présente comme une pédiplaine peu élevée (150 à 350 m), inclinée vers l'océan et parsemée d'inselbergs dominant de vastes étendues de regs, de hamadas, et de recouvrements sableux (ergs et cordons dunaires).

La dorsale comporte deux parties :

- une partie éburnéenne à l'est, formée de granites et de formations volcaniques datées de 2 000 Ma ;
- une partie archéenne à l'ouest représentée par des séries volcaniques et volcano-clastiques antérieures à 2 500 Ma (Vachette 1964, Giraudon et Vachette 1964, Bonhomme, 1962, Barrère, 1967).

La **dorsale de Léo** marque la chaîne la plus méridionale d'Afrique occidentale se terminant sur le golfe du Bénin. Comme la dorsale Réguibat, elle se divise en deux parties :

- une partie archéenne à l'ouest s'étendant à la Sierra Léone, au Libéria et à l'extrémité ouest de la Côte d'Ivoire ;
- une partie éburnéenne ou domaine baoulé-mossi englobant la Côte d'Ivoire, le Burkina-Faso et quelques portions du Ghana et du Niger.

Ce domaine s'étend des savanes sahéliennes aux forêts tropicales humides et présentent des paysages variés marqués par la redistribution du fer, de l'alumine et de la silice sous climat à longue saison sèche.

La frontière entre le domaine archéen et éburnéen des deux dorsales n'est pas toujours facile à établir, en raison du rajeunissement des formations archéennes par l'orogénèse éburnéenne.

Au-delà de ces limites, d'autres môles plus réduits se rattachent au socle ancien granitique et métamorphique : le massif de l'Ahaggar avec ses satellites de l'Adrar des Iforas et de l'Aïr et le bouclier nigérian, apophyse de la dorsale précambrienne reliant le golfe du Bénin aux grands lacs d'Afrique centrale.

1.2. L'OROGENÈSE ÉBURNÉENNE ET LES FORMATIONS BIRRIMIENNES (fig. 5)

À l'exception des noyaux archéens mentionnés plus haut, la majeure partie de l'Afrique occidentale (comme la majeure partie du continent africain) est formée de roches métamorphiques et granitiques datées du Protérozoïque inférieur (Précambrien C ou Précambrien moyen) et mises en place entre 2 400 et 1 250 Ma. Vers 2 300 Ma, la croûte siallitique se disloque selon de grandes cassures NNE à SSE ou WNW à NW, individualisant de vastes sillons subsidés, étroits (10 à 40 km de large) où s'accumulent d'épaisses séries volcano-

sédimentaires (schistes, grauwackes, micaschistes et quartzites) et volcaniques (roches vertes andésitiques et basaltiques) (fig. 8).

Le cycle s'achève par le dépôt d'une série détritique, le Tarkwaïen (de Tarkwa, localité du Ghana). Celui-ci a été marqué par la sédimentation, dans les longs bassins méridiens, de formations arénacées et conglomératiques. Cette longue période a été désignée comme "Birrimienne". Le terme, défini une première fois par le géologue anglais Kitson en 1928, vient de Birrim (ou Birrim), ville du sud du Ghana où furent identifiées ces formations détritiques. C'est à la fin de l'Éoprotérozoïque que l'orogénèse éburnéenne (d'Éburnée : Côte d'Ivoire) édifie une chaîne plissée entre 2 100 et 1 850 Ma. (2 000 +/- 200 Ma, Bonhomme 1962) confirmée par Zircons, Cahen et al. (1984), caractérisée par de forts pendages et des poussées magmatiques (granites syn- et tardi-tectoniques) qui prendront fin vers 1 800 – 1 750 Ma. Une période de distension accompagnée de plutonisme post-tectonique de 1 750 à 1 500 Ma achève la construction du socle.

Au Burkina-Faso, une classification a été faite entre un Birrimien métamorphique d'origine sédimentaire ou volcanique, plissé, fortement redressé et fracturé selon des bandes NNE-SSW dans différentes parties du pays (Ouadalan, Ouest, Sud-Ouest et Sud-Est) et un Birrimien cristallin mis en place au cours du plissement majeur de la chaîne. Papon (Bessoles 1977) a considéré les unités birrimiennes du Burkina-Faso comme déposées dans des bassins peu profonds (type II). La région de Bouroum-Yalago, située à 200 kilomètres au NE de Ouagadougou, dans la province de Namentanga, offre un bon exemple du Birrimien burkinabé. Quatre unités lithostratigraphiques (Zonou 1984, Rocci, Bronner et Deschamps 1991) sont distinguées avec, de la base au sommet : formations détritiques (sables, grauwackes...) à intercalations de coulées volcaniques et de sills (unité A), formations tholéitiques à pillow-lavas (unité B), pélites et bancs de quartzites ferreuses (unité C), formations essentiellement pyroclastiques (unité D). Il s'agit de formations légèrement déformées (faible schistosité et structures peu affectées), traversées par des filons magmatiques, et affectés tardivement par une tectonique compressive. Les géologues (Lemoine, Tempier, Bassot et al. 1985 ; Touré, Caen-Vachette, Tempier 1987) ont mis en évidence au Burkina-Faso et en Côte d'Ivoire, un cycle burkinien (2 400-2 100 Ma) indépendant de l'orogénèse éburnéenne.

Les dernières intrusions granitiques, qui se mettent en place dans le socle de l'Afrique occidentale entre 2 000 et 1 700 Ma (Vachette et al. 1975), marquent la fin de l'évolution crustale de cette mégastucture, qui devient alors un craton (Kennedy 1964). Le socle qui compose toute l'Afrique occidentale semble stabilisé il y a 1 700 Ma d'années (Roussel et Lesquer 1991).

Le craton du domaine baoulé-mossi se présente donc comme un socle largement granitisé avec des îlots volcano-sédimentaires, des sillons molassiques et des fragments réactivés.

En l'espace de 700 Ma, les reliefs, édifiés au cours de l'Éoprotérozoïque, subissent l'érosion et aboutissent à des surfaces surbaissées envahies par de grandes transgressions marines. Il ne reste, des grandes chaînes, que de pâles structures, mais peut-être encore suffisamment imposantes pour alimenter des bassins.

2. LE CRATON OUEST-AFRICAIN ET LES FORMATIONS DE COUVERTURE

Les mers qui envahissent le continent africain déposent des sédiments sableux sur des millions de kilomètres-carrés du Mésoprotérozoïque jusqu'à la fin du Paléozoïque, et même, plus localement, au Cénozoïque.

Le plus grand de ces bassins, le bassin de Taoudenni, s'étend, dans les limites du craton ouest-africain, sur une large partie de la Mauritanie (Trompette 1973, Bronner et al. 1980), du Mali (Keita 1984), de la Guinée (Villeneuve 1984) et sur un espace plus restreint du Burkina-Faso (Ouédraogo 1985). Les sédiments forment une couverture relativement mince, d'une étonnante horizontalité. Sur ces marges, des bassins plus modestes se sont développés à la même époque : le bassin de Tindouf (Gevin 1960) au nord de la dorsale Réguibat et le bassin subsident du Gourma au sud-est (Reichelt 1973, Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati 1978) où s'accumulent des dépôts très épais (plus de 8 000 m.). À l'est et au sud du noyau Mossi, un autre petit bassin s'étale sur la dorsale de Léo, le bassin de la Volta (Affaton 1975, Affaton et al. 1980).

Deux types de dépôts vont par conséquent masquer une partie du craton : les dépôts de craton proprement dits et des dépôts péricratoniques (fig. 7).

2.1. LES BASSINS MARINS DE L'AFRIQUE OCCIDENTALE AU PROTÉROZOÏQUE ET AU PALÉOZOÏQUE

C'est sur un continent très érodé, rigide et immobile, stabilisé depuis l'Éburnéen, que se sont accumulées, du Protérozoïque au Paléozoïque, des séries détritiques et biochimiques dans des bassins plus ou moins profonds. Il s'agit pour le bassin de Taoudenni, de la première aire sédimentaire cratonique identifiable (Bertrand-Sarfati et al. 1977) de l'histoire géologique africaine. Les autres bassins, péricratoniques, comme celui du Gourma ou celui des Volta, sont de dimensions plus modeste, mais présentent une plus grande profondeur due à une activité subsidente plus importante engendrant une épaisse séquence sédimentaire.

Ces petits bassins subsidents, comme celui des Volta, présentent une structure complexe dans la mesure où ils sont composites, appartenant à la fois à un bassin épicontinental cratonique et à une probable marge passive. En effet, à l'époque où s'opérait le remplissage, du Protérozoïque au Paléozoïque, les nouvelles chaînes de montagnes, issues du mouvement panafricain, commencent à s'ériger sur le pourtour de ces bassins qui vont se disloquer.

Les uns et les autres forment une succession d'auréoles emboîtées les unes dans les autres avec des pendages faibles dans l'ensemble. Ils présentent tous de nombreuses figures de sédimentation marines ou fluviales (fig. 84).

Le continent était alors beaucoup plus bas en latitude que sa position actuelle, comme l'indiquent les études de paléomagnétisme (Perin 1987).

2.1.1. LE BASSIN DE TAOUDENNI, LE PLUS VASTE BASSIN D'AFRIQUE OCCIDENTALE

2.1.1.1. Des séquences sédimentaires séparées par des surfaces d'érosion

R. Trompette a établi en 1973, à partir d'observations en Mauritanie, une échelle litho-stratigraphique, applicable à tout le bassin de Taoudenni, où la série stratigraphique est subdivisée en trois supergroupes :

- Le *super groupe I* repose en discordance sur le socle cristallin. Il est composé de dépôts marins peu profonds, marqués par l'abondance des figures de sédimentation, la fréquence de la glauconie et la présence de stromatolites.

- Le *super groupe II* débute par une glaciation d'inlandsis. Il était considéré comme englobant le Néoprotérozoïque, et le Cambro-Ordovicien inférieur. La découverte de coquilles fossiles dans la tillite (Culver et al. 1988) a fait situer cette glaciation au début du Cambrien. Les travaux de Bertrand-Sarfati et al. (1995, 1997) confirment cet âge.

- Le *super groupe III* débute également par une glaciation à l'Ordovicien supérieur et au Silurien. Son étalement dans le temps fait que le bassin a connu un certain nombre de séquences sédimentaires marines (Bertrand-Sarfati et al. 1991, résumés ci-dessous) et de mouvements tectoniques en relation avec la dislocation du craton à ses marges (mouvement panafricain) et marqués par des surfaces de discontinuité.

La première séquence sédimentaire débute, il y a environ 1 000 +/- 100 Ma (Protérozoïque moyen et inférieur) sur un continent pédiplané. Elle correspond au supergroupe I subdivisé en trois groupes par Trompette (1973) dans l'Adrar :

- le *groupe de Char*, largement siliciclastique (grès et sables rouges), pour lequel Clauer (1976) a obtenu une datation Rb/Sr de 998 +/- 32 Ma,

- le *groupe d'Atar*, essentiellement marin, comprenant des shales, silstones et d'abondants carbonates dans lesquels se sont développés des stromatolites (biostromes). L'épaisseur atteint 1 000 m en Mauritanie pour seulement une centaine de mètres en Algérie. Clauer (1976) et Clauer et al. (1982) ont donné des âges allant de 890 +/- 35 à 775 +/- 75 Ma. Les biostromes (Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine 1978) qui correspondent à des mouvements eustatiques, ont servi de marqueur stratigraphique : ils ont recouvert le nord du bassin, de la dorsale Réguibat au Zemmour, avant de s'étendre plus largement vers le sud au maximum de la transgression, pour se confiner enfin dans la région d'Atar.

- Le *groupe d'Assabet-el-Hassiane*, largement marin, marque, avec ses 3 000 mètres de shales et de silstones, un retour aux conditions détritiques sur une large partie du craton (Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine 1988). Pour Bertrand-Sarfati et al. (1987), ces dépôts correspondraient à la phase orogénique volcano-clastique de la chaîne panafricaine du Hoggar. Caby et al. (1982) donne un âge de 836 +/- 4 et 635 +/- 5 Ma. « On ne sait pas grand-chose du niveau de la mer au Protérozoïque supérieur » écrivent Tardy et Roquin (1998) qui se "risquent" à faire quelques remarques, à savoir qu'« avant sa rupture au Cambrien, le supercontinent de la fin du Protérozoïque aurait dû logiquement voir son existence maintenue entre 680 et 560 Ma, période durant laquelle le niveau de la mer était probablement bas. En extrapolant, on peut imaginer qu'en

période de régression, entre 760 et 680 Ma, a suivi une période de transgression, entre 840 et 760 Ma ».

A. Bennan et M. Deynoux (1996) proposent quatre séquences de dépôts à partir de l'observation de cinq surfaces de discontinuité érosive d'origine régionale. Les faciès continentaux y sont exclusivement fluviatiles et « *reflètent des plaines alluviales à réseaux en tresses* », tandis que les faciès marins indiquent l'action de la houle (faciès de tempête), de courants unidirectionnels (barres d'embouchures) et de marées. Certaines séquences seraient liées à une réactivation de failles normales du substratum et à la création de fossés intervenue au Panafricain-I entre 1 100 et 700 Ma dans le nord du craton ouest-africain dans l'Adrar mauritanien, se poursuivant vers le sud entre 800 et 700 Ma.

La deuxième séquence concerne l'orogénèse panafricaine. La collision a concerné les formations de la séquence précédente, suivi par une érosion totale ou partielle de la couverture. La surface issue de cette collision a été datée entre 620 et 580 Ma (Caby 1978, Black et al. 1979, Caby et Andréapoulos-Renaud 1989). Des dépôts glaciaires importants ont marqué cette période et ont été retrouvés en divers points du craton de la Mauritanie au Burkina-Faso (bassin des Volta). Dans la région d'Atar, là où ils sont le mieux mis en évidence, les âges de 630 et 595 Ma ont été donnés par Clauer et Deynoux (1987). Aujourd'hui, cet épisode glaciaire est attribué à la base du Cambrien (Bertrand-Sarfati et al. 1997). Il semble que les glaciers se dirigeaient vers le sud.

Sur le sommet d'une tillite de la région d'Atar, une roche d'origine marine a donné un âge de 595 +/- 43 Ma (Clauer 1976). Au-dessus, on a trouvé des grès fluviatiles et des shales rouges (500 à 1000 m) indiquant un assèchement du climat. Un conglomérat qui disparaît vers l'ouest surmonte les grès et les shales. La présence de dreikanTERS implique des conditions éoliennes désertiques marquant la fin de la séance.

La troisième séquence a été attribuée à l'Ordovicien et au Silurien qui, comme le Cambro-Ordovicien, ont connu une phase glaciaire centrée sur le sud du Hoggar. Les dépôts glaciogéniques issus de cette période ont donné 100 à 200 mètres de sable (Beuf et al. 1961, Deynoux 1980) mais contrairement à la période précédente, ils étaient transportés du sud vers le nord ou du sud-est vers le nord-ouest.

On n'a pas retrouvé de témoins de l'époque silurienne (faune à graptolites) autre part qu'au nord et à l'ouest du bassin de Taoudenni. La fonte des glaces ordoviciennes entraîne une transgression au Llandoverien moyen. Le Silurien se termine par des dépôts de shales, de phosphates et de sables ferrugineux annonçant la surface d'érosion du Dévonien.

La quatrième séquence représente le Dévono-Carbonifère marqué par des lacunes stratigraphiques se traduisant par une surface de discontinuité dont le rapport avec l'orogénèse calédonienne n'a pas été clairement établi. Le Dévonien et le Carbonifère sont reconnus sur la bordure nord et nord-est du bassin (Villemur 1967, Beicip 1980) ; les strates indiquent des variations du niveau marin avec introduction de phases continentales. Le Carbonifère supérieur voit pulluler une faune à *brachiopodes*, coraux, *pélécy-podes* et *foraminifères*. Un important épisode continental termine cette période en s'installant sur le craton ouest-africain.

L'horizontalité des dépôts calcaro-gréseux stratifiés prouve la relative stabilité de l'Afrique occidentale au cours de cette période. Par contre, des soulèvements, des mouvements à grands rayons de courbure (synclinal de Tindouf, anticlinal des Eglab, synclinal de Taoudenni, anticlinal de Léo, synclinal voltaïen, anticlinal de l'Atakora) correspondant à l'orogénèse hercynienne, achèvent, avec le Permien, l'ère paléozoïque.

La cinquième séquence concerne le Mésozoïque et le Cénozoïque où le craton ouest-africain finit par émerger. Après les mouvements hercyniens, une vaste surface d'érosion s'élabore jusqu'au Trias, conduisant à une pédiplanation poussée, bien qu'irrégulière selon les régions. Les dépôts continentaux du Crétacé inférieur, et peut-être d'une partie du Jurassique, ont été regroupés, selon le terme de Kilian (1931), dans un *Continental intercalaire* (CI). Ces dépôts (500 à 1 000 m) ont révélé une flore abondante (bois silicifiés) et de grands vertébrés (dinosaures).

Quelque 500 à 600 mètres de dépôts laguno-marins recouvrent le CI au Crétacé supérieur, marquant une grande transgression marine ayant fait peut-être se rejoindre, au niveau des fossés du Niger et de la Bénoué, les eaux de la Méditerranée et celles du golfe de Guinée (?). La transgression débute par la mise en place d'évaporites, d'argiles et de calcaires fossilifères dans une mer peu profonde, plate, et se termine au Sénonien par une phase régressive plus grossière (sables). Le climat chaud et humide de l'époque, a entretenu une ambiance biotassique sur les parties émergées (la surface infra-crétacée n'étant pas rigoureusement plate, des môles s'opposaient à des zones subsidentes en fonction des mouvements épeirogéniques de l'époque).

Jusqu'à l'Éocène supérieur et même jusqu'au Mio-Pliocène selon les régions, l'humidité du climat tropical a permis des altérations extrêmement profondes. L'assèchement se fait sentir avec le passage à des climats à saisons contrastées favorisant la formation de cuirasses en ambiance rhéxistassique où ne subsistent plus que des lacs plus ou moins salés. C'est le « *Continental Terminal* » (Kilian 1931) comprenant 20 à 40 mètres de dépôts clastiques non-plissés, argiles sableuses rouges, galets et gravillons de quartz ainsi que des bois fossiles silicifiés.

Cette longue période a subi les contrecoups de l'orogénèse alpine ; la dorsale guinéenne et le massif central saharien se mettent en place en même temps que se forment des bassins d'effondrement : bassins intérieurs du Tchad et du Niger, bassins côtiers sénégal-mauritaniens, golfe de Guinée... Dans la zone de Néma-Nara (Mauritanie-Mali), plusieurs séries de dépôts continentaux, ferruginisés depuis le Crétacé, ont été plissés au cours de phases compressives dont la plus ancienne a été datée du post-Lutétien (Guiraud et al. 1987).

2.1.1.2. Les séquences sédimentaires de la bordure sud-orientale du bassin

Sur les frontières O, NO et NE du Burkina-Faso, la couverture sédimentaire protérozoïque représente la bordure sud-orientale de la synclise de Taoudenni, où les dépôts se sont accumulés, sur environ 2 500 mètres d'épaisseur, en empilements réguliers affectés d'un léger pendage vers le centre. Vers l'ouest, les formations s'épaississent dans une zone de subsidence dont les relations avec

l'aulacogène du Gourma (fig. 20) reste à prouver, malgré l'existence d'une zone faillée mise en évidence sur l'imagerie satellitaire.

C. Ouédraogo donne dans sa thèse (1983) un historique des recherches dans la région auquel on se référera (fig. 10).

A. Les stratigraphies. Jonquet (1963-a et -b) avait réuni ces formations en 3 groupes subdivisés, quelques années plus tard, en dix formations par R. Trompette (1977) :

- le groupe inférieur qui correspond aux grès inférieurs des formations 1 à 3, épais d'environ 1 000 mètres, discordant sur la dorsale de Léo. De texture grossière à très grossière, ce groupe présente les caractéristiques d'une sédimentation marine peu profonde de type épicontinental, à tendance deltaïque, avec des épisodes fluviatiles plus ou moins marqués ;
- le groupe moyen, épais d'environ 1 400 mètres, repose en discordance de ravinement sur le précédent ; il regroupe les formations 4 à 8 qui présentent des faciès gréseux plus fins et des passées dolomitiques développant une flore stromatolitique. Les indices d'émersion sont nombreux ;
- le groupe supérieur correspond aux grès de Bandiagara (format. 10) qui, au Mali, accusent une épaisseur de 1 200 mètres environ (plateau Dogon). Au Burkina-Faso, ces grès très grossiers et conglomératiques sont de dimension très réduite (50 m) et représentent des « décharges de réseau fluviatile de type méandriforme » (Ouédraogo 1983).

Les groupes inférieurs et moyens se seraient déposés à la même époque que les premiers dépôts de couverture du craton ouest-africain entre 1 000 et 700 Ma, et les dépôts supérieurs sont l'équivalent des dépôts glaciogéniques de la fin du Protérozoïque ou du début du Paléozoïque.

Cette subdivision en trois groupes séparés par des discordances de ravinement a été conservée par C. Ouédraogo. À l'intérieur de ces groupes, l'auteur (1983) a repris, en la modifiant, la stratigraphie classique établie par les auteurs anciens depuis Hubert (Hubert 1911, Chudeau 1917, Furon 1945, Menchikov 1946, Sagatsky 1954, Palausi 1959, Lajoinie 1960, Jonquet 1963-a et -b, Marcellin et Serre 1971, Hottin et Ouédraogo 1975, Trompette 1977).

C. Ouédraogo distingue 9 séries lithostatigraphiques (FI à FIX) avec, de bas en haut :

- Les grès inférieurs (F I) (50 à 300 m) qui reposent en discordance sur le socle. Ils sont limités dans l'espace de part et d'autre de Banfora et dans une zone synclinale méridionale dite "langue de Banfora" (fig. 83, 85). On y voit la succession lithostatigraphique suivante avec de la base au sommet : grès rouges fins arkosiques localement conglomératiques (grès quartzites fins et granites), grès quartzites fins blancs ou verdâtres, grès roses à débit schisteux et niveau schisto-gréseux terminal. Le contact avec le niveau supérieur se fait grès à grès. Théoriquement, l'extension des grès inférieurs ne dépasse pas la région de Banfora, mais nos observations faites dès 1985 dans le secteur de Boradougou et celles du programme RESO (Gombert 1998), laissent supposer qu'ils pourraient s'étendre au-delà, jusque dans la région de Bobo-Dioulasso. On a découvert en 1964 (Serre), que les grès de base surmontaient, en discordance, des grès inf-

érieurs observables seulement sur 10 à 15 kilomètres de part et d'autre de Banfora, à la base du plateau gréseux, ainsi que dans la "langue de Banfora", étroite bande synclinale se poursuivant au sud, jusqu'à la frontière ivoirienne (cette bande est empruntée par la voie de chemin de fer). Cette découverte des grès inférieurs, après celle des grès de base, maintiendra l'usage de considérer à la base de la stratigraphie : grès inférieurs suivis des grès de base jusqu'en 1983 où Ouédraogo propose de remplacer "grès de base" par "grès de Kawara-Sindou". Cette modification offre l'avantage d'éviter d'éventuelles confusions, mais elle ne rend pas compte de la continuité de la formation d'ouest en est (Kawara et Sindou sont deux petites localités situées à l'ouest de Banfora).

- Les grès de Kawara-Sindou (F II) (*ex-grès de base*). D'une puissance variant de 60 à 350 mètres, ces grès grossiers à passées conglomératiques épaisses reposent en discordance sur les grès inférieurs, ou même directement sur le socle. Ils forment une mince bande qui s'élargit au droit de Banfora vers l'ouest, en direction de la frontière malienne. À l'ouest de Douna, ils s'élargissent considérablement pour atteindre une largeur d'affleurement de 25 kilomètres à Baghéra. Ils correspondent à une formation typiquement épicontinentale, caractérisée par l'abondance de rides de vagues, stratifications obliques..., et les passées conglomératiques à des chenaux torrentiels (Blanchot, Marcellin 1972, Hottin, Ouédraogo 1975). Trompette a scindé ce niveau en deux formations : des grès quartzites fins à très fins à la base et des grès grossiers à stratifications obliques au-dessus. Des sondages récents (Gombert 1998) ont confirmé l'épaississement général de la formation d'est en ouest.

- Les grès fins glauconieux (FIII) (*ex-grès de Sotuba, grès de Sikasso et grès de Bobo*) sont représentés par 160 à 500 mètres de grès quartzites très fins à fins, schisteux à glauconieux traduisant des influences marines nettes avec des variations de faciès, fins à l'est, plus grossiers à l'ouest. Comme pour la formation précédente, on note un épaississement d'est en ouest. Ces grès, qui reposent en accordance avec les grès de Kawara-Sindou (Ouédraogo 1983), se poursuivent jusqu'aux rives du fleuve Niger. Cet étage, qui montre sur son toit une discordance de ravinement, marque la fin du groupe inférieur (Ouédraogo 1983).

Grès inférieurs, grès de Kawara-Sindou et grès fins glauconieux forment l'essentiel de la Falaise de Banfora : Les grès fins glauconieux forment le rebord de l'escarpement se poursuivant sur une bande d'une dizaine de kilomètres en retrait de la ligne de crête, et les grès de Kawara-Sindou forment l'essentiel de la paroi de l'escarpement.

- Les grès à granules de quartz (F IV) (*ex-grès à galets de quartz*) (0 à 500 m) ou grès de Tin, sont considérés comme représentant le premier terme d'un nouveau cycle sédimentaire, celui du "groupe moyen". Ils sont transgressifs sur les précédents et présentent des galets de quartz roulés, millimétriques à décimétriques. Cet étage correspond morphologiquement au plateau de Bobo, largement latérisé et cuirassé. Les intercalations schisteuses du sommet annoncent le passage aux silstones-argilites-carbonates.

- Les silstones-argilites-carbonates de Guena-Souroukoudingan (F V) (*ex-étage grésoschisto-dolomitique*). Cet étage de 300 mètres d'épaisseur environ, est surtout représenté par une alternance de grès fins argileux homogènes, de schis-

tes gréseux noirs et de schistes argileux lie-de-vin, formations dans lesquelles s'intercalent plusieurs niveaux de lentilles de dolomie zoogène (stromatolites et oncolites). Cet étage disparaît à l'ouest.

- Les grès fins rose (F VI) (100 m) semblent reposer en concordance sur les deux étages précédents. Ils sont représentés par des grès fins, homogènes et compacts. Leur constance les fait considérer comme un excellent marqueur stratigraphique (Blanchot, Marcellin 1972, Hottin, Ouédraogo, Tapsoba 1973). Trompette (1977) considère que leur limite supérieure (base des schistes de Toun) est marquée par de rares *stromatolites* et *oncolites*.

- Les siltstones, argilites et carbonates de Samandéni-Kiébani ou schistes de Toun (F VII) (450 m) sont représentés par une association de grès schisteux, de grès ferrugineux très fins et de schistes argileux prédominants (*shales*) à lits de jaspes et passées dolomitiques (région de Samandéni) avec quelques *stromatolites*. Trompette y décrit des intercalations de silexite (1977). La formation, concordante sur les termes inférieurs, s'épaissirait en direction du Gourma malien (Zimmerman 1960, Reichelt 1972).

- Les grès de Koutiala (F VIII) et de Fo-Bandiagara (FIX) (100 m, 200 m à Koutiala et 600 m à Bandiagara, Mali)). Il s'agit de grès fins à très fins pour les premiers, concordants sur les schistes de Toun (Jonquet, 1963-a), et de grès grossiers à conglomératiques pour les seconds, discordants sur les grès de Koutiala (Trompette 1977). Tous les deux comportent de nombreuses stratifications obliques. Les grès de Koutiala présentent à leur toit, une discordance angulaire et de ravinement qui marque la fin du groupe moyen de C. Ouédraogo (1983). Les grès de Fo-Bandiagara représentent ici le seul terme du "groupe supérieur". « *Les deux faciès présentent beaucoup de similitude. En forage, ces deux formations montrent des faciès identiques à dominante gréseuse, difficile à distinguer* » (Gombert 1998) et sont très proches géographiquement.

Tout cet ensemble sédimentaire est considéré par les géologues comme étant Néoprotérozoïque.

Cependant, il convient de rester prudent et de garder à l'esprit que l'âge précambrien donné aux formations gréseuses de l'Ouest burkinabé, comme celles d'ailleurs du bassin des Volta, reste encore pour nous une hypothèse de travail. En effet, les observations de *scolites* et d'autres formes curieuse pouvant se ramener à des formes biologiques restent pour le moins étranges. À plusieurs reprises, des auteurs comme Furon (1957), Monod (1952) et Palausi (1959) ont été tentés d'assimiler les empreintes observables dans les grès à des formes de vie : lingules, "grains de blé", "frites"... Monod (1952), en Mauritanie, les a baptisés « *Problematica* » et Palausi (1959), « *fossiles de faciès* ».

Au Burkina-Faso, nous avons été amené à faire de semblables observations : dans les quartzites des rapides de Koudou (réserve du W) et dans les grès de Bobo (*scolites* ?), dans les conglomérats intraformationnels des grès de l'étage à siltstones-argilites-carbonates (formes de vie inconnues ?), formes en *assiettes creuses* observées dans les grès des bassins de Bobo et des Volta (empreintes que l'on serait tenté d'assimiler à celles de médusoïdes si elles avaient la même dimension : toutes les formes en disques au Sahara décrites par Bertrand-Sarfati et

al. (1977) et assimilées à des possibles cœlentérés sont millimétriques), formes en *coups de cuiller*... (fig. 13).

B. Les enseignements de la paléosédimentologie et de la paléogéographie. *Ripple-marks*, galets sont autant d'éléments qui traduisent, pour l'ensemble du groupe inférieur, un milieu marin peu profond de type épicontinental, avec des épisodes fluviatiles qui suggèrent un environnement deltaïque (stratifications obliques). Le pourcentage élevé de grains de quartz très usés traduit un long transport ou un remaniement de grains préexistants (Ouédraogo 1983). Ouédraogo a noté l'absence de relation avec le socle pour les formations qui ont suivi le dépôt des grès inférieurs (le seul conglomérat de base observé par C. Ouédraogo est celui de la région de Kawara qui ne présente pas de galets du socle. Nous avons observé un pareil conglomérat à proximité de Bobo, près du village de Boradougou (fig. 83).

Les grès inférieurs, discordants sur le socle, représentent la première phase transgressive dans ce secteur du bassin ; leur localisation laisse supposer que les sédiments se sont déposés dans de petits sillons subsidents dans la région de Banfora, mais ont pu exister aussi dans la région de Bobo-Dioulasso. La série sédimentaire a pu débuter vers 1 300 et 1 000 Ma si on la replace dans l'échelle stratigraphique du bassin de Taoudenni (Trompette 1973). Ouédraogo fait remarquer que les grès inférieurs sont surmontés par un niveau conglomératique à galets polyédriques centimétriques à décimétriques faisant penser à des galets glaciaires, mais en l'absence de stries, il n'est pas possible de conclure à la présence d'une formation glaciogénique. Une tectonique synsédimentaire ou tardisédimentaire a pu affecter la série qui, localement, a été plissée (sillon tectoniquement actif de Banfora, avant le dépôt de la série suivante qui est régressive).

Le milieu de sédimentation des grès de Kawara-Sindou traduit un milieu peu profond (nombreuses figures sédimentaires de bordure de continent) et des influences fluviatiles (gros galets). Les *ripple-marks* font penser à des rides de vagues formées en milieu peu profond accusant quelques influences fluviatiles (Reineck et Sing 1980). Les variations de faciès, de Bobo à Kawara, témoignent des fluctuations dans le temps et dans l'espace des conditions de la sédimentation. La formation représente la première série montrant une continuité géographique à l'affleurement (Gombert 1998), formant l'essentiel de la falaise de Bobo à Banfora et de Banfora vers Sindou, où les grès présentent un aspect ruineux spectaculaire.

Avec les grès fins glauconieux, la présence de glauconie témoigne, on le sait, d'un environnement marin franc de plateformes épicontinentales (la glauconie est une argile « *se formant principalement entre 200 et 1 800 mètres de profondeur sur le talus continental* » (Foucault et Raoult, *Dictionnaire de géologie*, 1980). Par contre, l'existence de lacunes du faciès inférieur, comme à Toussiana, fait penser à un milieu marin assez peu profond fréquemment émergé ; les figures de dessiccation observées à la base de la partie supérieure d'où la glauconie a disparu, confirment ces périodes d'émergence. Le sommet de la formation est marqué par une discordance de ravinement qui se traduit par une disparition

du modelé ruiniforme du sommet de l'escarpement (Ouédraogo 1983). La carte géologique du programme RESO (Gombert 1998) montre de nombreux accidents tectoniques NW et NE dont le plus spectaculaire est la faille de Banfora jalonnée de venues doléritiques.

La glauconie ne réapparaît pas dans les grès à granules de quartz, indiquant un retour à des conditions fluviales ou fluvio-littorales (présence de galets roulés) de bordure de continent sous conditions rhéostasiques (présence de grains de quartz ronds mats). La présence de grains de quartz ronds mats (Ouédraogo 1983) indiquent également, à la base de la formation, des conditions éoliennes.

Mais dans l'ensemble, le reste du groupe constitue une séquence d'allure rythmique où alternent des formations fines à très fines où s'intercalent des dépôts carbonatés. La présence de glauconie, comme la présence des stromatolites, montre un milieu marin franc, épicontinental, assez peu profond et suffisamment agité pour permettre la croissance des *mattes microbiennes* et des *oo-clastes*. C. Ouédraogo (1983) a établi une relation entre la présence des formes biologiques, la précipitation des carbonates et une répartition géographique limitée à la zone faillée méridienne empruntée par de nombreuses venues doléritiques. Cette association peut refléter « *la présence d'un léger haut-fond [...] et traduire l'existence de venues hydrothermales favorisant la vie et la formation de carbonates* » (p. 158).

Les grès à granules de quartz indiquent une origine fluviale pour le matériel le plus grossier (galets décimétriques roulés épars) et une origine éolienne indiquée par la présence de grains ronds mats.

Le reste du groupe présente une séquence d'allure rythmique de granulométrie fine à très fine, voire argileuse, avec des passées carbonatées. La glauconie réapparaît, indiquant un milieu transgressif de sédimentation marin peu profond (mais pouvant aller jusqu'à 2 000 m selon certains auteurs !). La présence de stromatolites démontre l'existence d'une zone intertidale calme, abritée ou de hauts-fonds, et celle de niveaux oolithiques, de milieux et de périodes plus agités. Le conglomérat intraformationnel à galets aplatis (Hugot et Bougère 1982) non mentionné dans la coupe de C. Ouédraogo, des fentes de dessiccation en coin et des passées bréchiques indiquent de fréquentes périodes d'émergence. Selon cet auteur, la vie et la formation des carbonates ne seraient pas étrangères aux venues de dolérites qui jalonnent la faille méridienne où se localisent grossièrement les lentilles carbonatées. La dolomitisation est intervenue après la diagenèse de ces carbonates (Ouédraogo 1983).

Les grès supérieurs n'affleurent que dans l'extrémité nord-ouest du pays. Ils présentent un faciès grossier, hétérogranulaire, à nombreuses stratifications obliques, identique au faciès décrit par Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine au Mali (1978) interprété comme représentant « *un réseau fluvial méandrique de compétence assez forte* ».

En résumé (fig. 14), on peut considérer l'ouest du Burkina-Faso comme ayant été une zone de bordure de continent sous influence fluviale où se déversaient des épandages de type deltaïque dans des mers peu profondes, aux niveaux fluctuants pouvant être soumis à des soulèvements entraînant des périodes

d'érosion. Il semble que les courants se dirigeaient du sud vers le nord, mais les observations trop restreintes des chercheurs sur les rides de courants nécessitent la prudence. Le climat devait être aride chaud ou froid pour le groupe inférieur, plutôt chaud pour le groupe moyen et aride chaud ou froid pour le groupe supérieur. C. Ouédraogo (1983) fait remarquer que la coloration en rouge de certains niveaux gréseux ne semble pas pouvoir constituer une indication paléoclimatique valable.

C. La prolifération de mattes microbiennes : les stromatolites. Certaines formations carbonatées des bassins protérozoïques d'Afrique occidentale, comme celles bien développées de l'Adrar de Mauritanie ou celles plus réduites de la région de Bobo-Dioulasso, montrent un empilement de fines laminations dues à l'accumulation de couches successives de forme discoïde ou mamelonnée (Hofmann 1969-b), les stromatolites (Kalkovski 1908). D'abord considérés comme des formes algales, il fut envisagé qu'ils pouvaient être de nouvelles formes de fossiles (?). Aujourd'hui, ils sont considérés comme des microbes (?).

En 1914, une comparaison a été tentée par Walcott entre les stromatolites d'Amérique du Nord et certaines algues actuelles, lui permettant d'affirmer que les stromatolites sont construits par des algues et des bactéries, les Cyanophycées (algues bleu-vert).

Depuis cette époque, des stromatolites vivants ont été découverts sur les côtes plates des Bahamas (Black 1933), de l'Ouest de l'Australie (Logan et al. 1964), en Floride, dans le Golfe persique, et de nombreuses études de géologues et de paléontologues ont permis de repreciser leur définition (cf. la synthèse sur les stromatolites éditée par Walter en 1976). En 1998, une excursion organisée par Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine dans l'Adrar de Mauritanie, où 90 % des carbonates sont des constructions stromatolitiques, réunit les principaux spécialistes internationaux de cette question dont les dernières mises au point sont résumées ci-dessous.

• *a. Les stromatolites vivants* (fig. 16). Les stromatolites sont considérés aujourd'hui comme des *cyanobactéries* dont les processus de reproduction sont beaucoup plus complexes qu'on ne le supposait : la succession des lamines peut être due :

- à la diversité de l'habitat d'une cyanobactérie particulière,
- à la croissance alternante de deux espèces ou de deux groupes d'espèces,
- à l'alternance d'abondante lamines sédimentaires et lamines organiques,
- à la combinaison des différents types. L'Anglais Monty (1965, 1967, 1971), a montré que la croissance des laminations en milieu marin frais pouvait être due à l'alternance jour-nuit ou saisonnière : épanouissement durant le printemps et l'été et récession en automne-hiver. La succession peut-être aussi répétitive ou alterner lorsque les différents processus se superposent (Monty, 1976-a). Les études de Golubic (1976) ont montré que chacune des laminations, était en fait un habitat très complexe pouvant être constructeur ou simple utilisateur (interprété à l'époque comme pouvant être des algues ou même des animaux).

Plusieurs types de définition sont aujourd'hui proposés :

- strictement descriptif, d'après leur morphologie (columnaire ou biostrome),
- génétique, avec une structure laminée ou non, microbiale, donnant des *microbialites*,
- complexe, avec une structure laminée, construite à partir des cyanobactéries par précipitation ou piégeage des sédiments.

Leur localisation, sous la forme d'édifices construits dans des zones océaniques de climat désertique chaud, les ont fait considérer par les sédimentologues comme ne pouvant vraiment se développer que dans un environnement hypersalé de la zone inter- à supra-tidale des continents par piégeage des sédiments. Le rôle de la précipitation des carbonates par les *cyanobactéries* fut largement ignoré. On doit à Monty (1965, 1967 1967-a et -b) d'avoir démontré le rôle de ce processus, spécialement dans les eaux fraîches. Playford et Cokbain (1976), Walter et Burne (in litt.1984) ont montré à shark-bay (Australie) que les stromatolites, se présentant sous la forme de "coussins de pierre" (*pillow-stones*), croissaient dans la zone subtidale, alors que les stromatolites situés dans la zone intertidale étaient morts pour la plupart. Cependant, les sédimentologues furent peu enclins à considérer que les stromatolites étaient capables de se développer dans une zone marine ouverte, jusqu'à la découverte de sédiments piégés dans un chenal de marée, aux Bahamas (Dill et al. 1986). Là, l'influence du milieu sur l'édification des constructions stromatolitiques fut bien mis en évidence. Les "biscuits" d'algue (*algal biscuits*) et dômes se situent à proximité des herbiers, les premiers s'accommodant d'une sédimentation faible, les seconds exigeant une sédimentation plus active. En fonction de la vitesse des courants et de la mobilité des sédiments, les dômes et les "biscuits" s'allongent plus ou moins dans la même direction que celle des "biscuits".

Certaines formes pourraient même utiliser directement l'azote de l'air. Cloud (1969) a tenté de faire une corrélation entre l'apparition de l'oxygène (2 000 Ma env.) et le développement des stromatolites.

En définitive, les différentes études ont montré que les stromatolites se développent aussi bien dans les eaux salées que dans les eaux douces, dans les eaux océaniques profondes que dans les lacs ou les rivières. On les trouve également aussi bien dans les eaux pures que dans les eaux polluées, supportant des conditions extrêmes, en haute montagne sur la neige ou les glaciers, dans les eaux sulfureuses, dans les régions désertiques chaudes, ou sur les croûtes de battance de l'Afrique tropicale humide.

Mais il semble que la construction d'édifices columnaires ne puisse se faire que dans un domaine climatique précis, le domaine tropical.

• *b. Les stromatolites dans les stratigraphies de l'Afrique occidentale, répartition et structures.* Ils ont été signalés dans tous les points du monde, en Amérique du Nord (Walcott 1914, Hofmann 1969-a, Semikhatov 1978), En Russie, dans l'Oural et en Sibérie (Korolyuk 1960, Semikhatov 1962, Krylov 1963, Raaben 1969), dans l'Arctique (Pilbara, Block), en Mauritanie et au Sahara algérien (Bertrand-Sarfati 1972 et 1976, Bertand-Sarfati et al. 1976 à 1997), au Burkina-Faso (Furon 1945, Lajoinie 1963, Hugot et al. 1986 et 1988). 1988) ; en

Afrique du Sud (Transvaal), en Inde (les dalles du palais du Maharadjah de Jaipur présentent de beaux stromatolites en “bouffées de pipe”), en Australie.

Les stromatolites de l’Adrar de Mauritanie. Les stromatolites néoprotozoïques du craton ouest-africain comptent parmi les plus belles structures colonnaires ayant été décrites - 20 à 25 formes dans une succession de biostromes sur un espace de moins de cent kilomètres (Bertrand-Sarfati 1972). Parmi celles-ci, les stromatolites de la région d’Atar (Mauritanie), forment un ensemble original ayant fait l’objet d’une excursion scientifique internationale sous la conduite de Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine (1998). Ce qui suit résume donc, pour la Mauritanie, les données les plus récentes sur les stromatolites protérozoïques.

Signalons que des phosphates stromatolitiques, formés au cours de la transgression post-glaciaire, ont été décrits au Sahara algérien (Bertrand-Sarfati et al. 1997).

La plupart des stromatolites étaient organisés en biostromes formant des faciès indépendants (pas de relations en tant que séquences sédimentaires avec la roche encaissante). Ces biostromes se présentent à 90 %, sous la forme de colonnes parallèles ou radiales, groupées massivement. Les 10 % restants ont construit des bioherms isolés.

Les formes espèces capables de construire des biostromes à colonnes parallèles en Algérie et en Mauritanie sont (Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine 1999) : *Conophyton-Jacutophyton*, *Baicalia safia*, *Gymnosolen sp.*, *Gymnosolen directus*. Mais beaucoup de stromatolites ne se présentent pas sous la forme de colonnes parallèles mais, de façon ramifiée ou radiale, à partir d’une base commune massive ou de colonnes groupées, les unes et les autres étant superposées : *Serizia radians*, *Nouatila fructocosa*, ou connexes : *Baicalia Mauritanica*, *Baicalia bulbosa*, *Parmites concrescens*, *Tungassia nodosa*.

- Les *Conophytons* associés aux *Jacutophytons* (fig. 15) sous la forme de colonnes parallèles et individuelles (ou de touffes de colonnes) sont capables de former des biostromes de 10 mètres de hauteur. Ils se seraient formés en eaux peu agitées du fait de leur verticalité, claires pour permettre la photosynthèse. Par contre, les bioherms isolés dans le sédiment, comme *Tungassia confusa*, trouvés incurvés ou brisés dans les shales, indiquent un milieu peu profond et plus agité.

- Les *Baicalia safia* sont des colonnes parallèles croissant sur le sommet des *Conophytons*, formant un biostrome de 10 à 15 mètres d’épaisseur.

- Les *Gymnosolen sp.* donnent des colonnes parallèles, ou plus rarement ramifiées, beaucoup plus modestes (4 cm de diamètre).

- Les *Inzeria djejimi* forment des bioherms plus isolés à l’intérieur du sédiment, construisant des biostromes massifs occupant 75 % de l’édifice fait de colonnes ramifiées.

Les stromatolites phosphatés du Sahara algérien. À la fin du Cambrien inférieur (Bertrand-Sarfati et al. 1995), après la déglaciation, des stromatolites à apatite (cristal de phosphate associé à certaines roches, dont des roches riches en carbonates), se développent dans les zones submergées ; des témoins ont été

découverts dans les régions de Fersiga et de Grizim en Algérie (Bertrand-Sarfati et al. 1997). Les stromatolites ont été observés sur le sommet de moraines terminales (Aït Kaci Ahmed et Moussine-Pouchkine 1994) sous la forme de microstructures : laminations, dômes isolés dissymétriques, buissons ramifiés, bioherms et microbioherms à colonnes.

Carbonates, phospharénite et stromatolites témoignent d'un environnement marin issu de la fonte des glaciers sous climat chaud.

Les stromatolites du Mali. Ils appartiennent à la série d'Irma décrite par Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine (1978).

J. Rocy (non daté) décrivait dans ces formations carbonatées, des calcaires micro-cristallins, noir brillant, contenant parfois des débris ayant une allure zoogène : « *Fréquemment, on y observe des laminations blanches de 1 à 2 millimètres d'épaisseur [...] Les bancs présentent parfois des zonations alternativement claires et sombres ou mates et brillantes.* » (p. 7) Il s'agit de la série à stromatolites du Précambrien supérieur décrite en Mauritanie par R. Trompette (1973) retrouvée au Mali (formation de Sarnyé et Dimamou) par Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine (1978). Les auteurs considèrent :

- Une *séquence algo-laminaire* formée par la superposition de laminations planes ou faiblement ondulées d'origine détritique (microsparite autochtone) filamenteuses (micro-laminée à nombreux fenestrae) ou diagénétiques. Cette séquence forme des bancs de 20 à 50 centimètres d'épaisseur. La présence de *fenestrae* et de *micrites* est probablement liée à des périodes d'exondation confirmées par des structures diagénétiques, mettant en évidence une exposition sub-aérienne momentanée.

- Une *séquence intermédiaire* caractérisée par l'apparition de véritables structures pédogénétiques ("sheet-cracks" et micro conglomérats à galets plats) et d'apport détritiques.

- Un *ensemble laminaire à bols* caractérisé par une forte dessiccation. Ces *bols* sont formés de laminations micritiques et microsparitiques où peuvent s'individualiser des poches de grains micritiques autochtones. Des laminations isolées montrent des couches micritiques de grains en majorité allochtones. Cette séquence, beaucoup plus épaisse que les précédentes, est caractérisée par l'importance de structures particulièrement spectaculaires passant progressivement d'une sédimentation en eau calme à un accroissement de l'énergie associé à une intense dessiccation finale.

- *c. Les stromatolites du Burkina-Faso.* Les plus belles formations zoogènes ont été découvertes dans les grès de la région de Souroukoudingan (province du Houet), à l'ouest de Bobo-Dioulasso. Elles offrent la particularité d'avoir évolué en karst et de montrer les seuls exemples de lapiès du Burkina-Faso et peut-être d'Afrique de l'Ouest (Hugot et Carbonnel 1987).

Les stromatolites de Souroukoudingan. Furon (1945) est le premier à avoir indiqué, dans la région de Bobo-Dioulasso (Tiara), la présence dans les dolomies de stromatolites assimilés au Cambrien.

D'autres sites sont mentionnés à proximité (Souroukoudingan) par Lajoinie (1963), mais l'intérêt paléontologique et géomorphologique est laissé de côté.

Ce n'est qu'à partir de 1983 que les formations stromatolitiques du pays Sembla sont décrites comme un ensemble géomorphologique d'intérêt paléontologique exceptionnel (Hugot et al. 1983, 1987, 1988). Malheureusement, ces formations ont été en grande partie détruites pour la fabrication de la chaux, sans que des études paléontologiques aient été entreprises. Nos observations n'ont pas le caractère scientifique apporté par les spécialistes sédimentologues ou paléontologues et ne peuvent être que superficiellement descriptives, mais les stromatolites intéressent, bien entendu, le géographe en tant que marqueur de paysages anciens ou actuels. Seuls quelques échantillons ont fait l'objet d'études microstructurales par le BRGM. Nous en donnons ici les résultats ainsi que quelques photographies.

Description : la plupart des formes espèces du site sont organisées en biostromes (de *stroma*, couverture). Les stromatolites des lapias de Dioungoko, observés également à la base du plateau de Koua (fig. 95), se présentent sous la forme de colonnes grêles à lamelles hémisphériques empilées les unes sur les autres, leur concavité tournée vers le bas (structure en "bouffées de pipe" de J. Jung) (fig. 17). Sur le versant nord de Dioungoko, les stromatolites montrent des morphologies variées : dômes coalescents, cônes surbaissés reliés latéralement, "massues", "dos de tortues", structures circulaires parfois déformées, formes losangiques... (p. 210 et suiv.).

- Les dômes et les cônes développés dans des structures en touffes ("bouffées de pipe"), ont été individualisés par la dissolution donnant des lapiés étagés dans Koua et Dioungoko ;
- les formes en "massues" sont peut-être originelles, semblables à celles de Shark-Bay, dégagées de l'encaissant par érosion différentielle ;
- les formes en "dos de tortue" peuvent atteindre jusqu'à 1 mètre de diamètre. Un bel échantillon est déposé au département de géographie de l'université de Ouagadougou ;
- les structures losangiques et circulaires, centimétriques à décimétriques, se retrouvent sur le niveau supérieur de la colline de Dioungoko.

En 1989, toutes ces structures étaient en voie de destruction avancée pour la confection de la chaux (Hugot et Blanc 1986). En janvier 2001, la colline était toujours exploitée, et il ne reste que quelques témoins également programmés pour la destruction.

Les stromatolites de la colline inférieure sont surmontés, par l'intermédiaire d'un niveau oolithique et d'un niveau à cargneules, par un conglomérat massivement cimenté (silicifié), constitué de galets plats, légèrement bombés, centimétriques à décimétriques, à surface polygonée et à nombreuses fentes de retrait. Certains de ces galets ressemblent étrangement à des organismes du genre moule. D'ailleurs, nous avons assimilé dans un premier temps ces galets à de possibles organismes. L'étude pétrographique a montré qu'il s'agissait, en fait, d'artéfacts (les organismes sont des organismes clos).

Étude pétrographique : La phase carbonatée est entièrement dolomitique et la surface fréquemment spathique. Les structures les plus fréquentes sont de type

SH. V (stromatolites sphériques dans la classification d'Aitken, 1967) caractéristiques des formations de base du niveau inférieur (Dioungoko) et de type sphérique pour les formations sommitales du même niveau. Entre ces formations, s'intercalent oolites et pisolithes qui forment des niveaux bien distincts, surtout à Dioungoko.

Les échantillons de calcaire dolomitique ont montré localement, la présence d'encroûtements lamellaires finement stratifiés de type algaire (fig. 90), coiffant des clastes cupulaires dans un conglomérat gravelo-oolithique plus ou moins quartzeux, de pellets micritiques, d'oolites entiers ou brisés et de rares quartz libres. Le ciment est entièrement spathique et la phase carbonatée totalement dolomitique.

Les dolomies à empilements de lamelles hémisphériques permettent d'observer en lames minces, la zonation infra-millimétrique ondulée ; cette zonation montre des discordances et des mamelons. Son existence est liée à une variation de la taille des cristaux de dolomite soulignée par une concentration de calcite microsparitique (et localement de silice cryptocristalline).

L'origine biologique de ces échantillons, contrairement aux galets, est donc probable.

Étude chimique : Les analyses chimiques effectuées par le BRGM de Bobo-Dioulasso dans les années 1960 (rapport P. Jonquet) sur le banc dolomitique inférieur de Dioungoko, montrent que le pourcentage de CaO varie de 28 à 32,8, celui de MgO de 16,4 à 22 et celui de CO₂ de 38,2 à 43,6. Le rapport moléculaire étant voisin ou même supérieur à 1, on a affaire à de la dolomie franche (dolomite supérieure à 90 %).

Étude paléontologique : Les recherches de *Conodontes* (corps millimétriques de nature zoologique incertaine), de paélobactéries et les recherches en palynologie n'ont donné aucun résultat. Il n'a pas été possible de retrouver d'autres formes que des présumés *Cyanophycées* dans les dolomies de Souroukoudingan, les formes de construction biologiques relevées appartiennent, on l'a vu plus haut, à plusieurs types : tapis formant un mince encroûtement, constructions stromatolitiques finement rythmiques, concrétions sphérolitiques mimant les oolites.

Les éléments du conglomérat seraient donc des galets mous, cristallisés, d'origine intra-formationnelle (Petitjohn 1987). Cependant, certains spécialistes ayant examiné le conglomérat, n'excluent pas la possibilité d'avoir des organismes totalement inconnus du genre de ceux de la faune d'Ediacara en Australie (?) (fig. 93). Pour d'autres, des organismes clos ne peuvent avoir une origine biologique.

2.1.2. LES BASSINS SUBSIDENTS PÉRICRATONIQUES

2.1.2.1. Le bassin du Gourma (fig. 18)

La région du Gourma est située dans le sud-ouest du bassin de Taoudenni, à l'ouest de l'Adrar des Iforas (Mali). Il existe une autre région appelée "Gourma" au Burkina-Faso, celle du pays gourmantché dont les formations sédimentaires de couverture appartiennent au bassin des Volta ; une province porte son nom

avec comme capitale Fada N’Gourma. Le Gourma malien est l’équivalent burkinabé de l’Oudalan et du Soum, mais géologiquement le bassin dit “du Gourma”, se trouve à cheval sur le Burkina-Faso et le Mali. Son cadre structural a été bien étudié par le géologue allemand Riechelt (1972). Plus récemment, Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine (1978) ont apporté quelques précisions, et les travaux de Keita (1984) donnent une stratigraphie bien détaillée du Mali sud-oriental.

Alors que dans le centre du bassin les sédiments se sont accumulés sur plus de 8 000 mètres d’épaisseur, sur ses marges, depuis la plaine du Gondo jusqu’au plateau de Bandiagara, 1 500 mètres de dépôts fluvio-marins forment deux groupes distincts (Kéita, 1984) séparés par une surface de discordance angulaire et de ravinement :

- le groupe inférieur surtout argileux et calcaire, dont une importante passée carbonatée à stromatolites (formation d’Irma) apparentés au groupe de Char en Mauritanie ;
- le groupe supérieur, le plus épais (1 200 m maximum), essentiellement détritique et d’origine fluvatile, dont la formation de Bandiagara est la plus représentative.

Sur sa bordure méridionale, le groupe inférieur, visible au Burkina-Faso dans les secteurs du forage Christine et de Tin H’rassan, débute par un peu plus de 100 mètres de formations détritiques (Riechelt 1972) qui ourlent les bordures des dorsales de Man et de Léo. Les grès sont recouverts par les calcaires et dolomies calcaires de la formation d’Irma riche en stromatolites apparentés à celles du groupe d’Atar en Mauritanie (fig. 19). Cette formation est surmontée par les marnes et argiles de la formation de Koro reconnue par Kéita (1984). L’ensemble de base présente sur son sommet une surface de discordance séparant les sédiments cratoniques des sédiments du Gourma s.s. Le groupe supérieur, distingué par Kéita, est séparé du groupe inférieur par une nouvelle surface de discontinuité angulaire et de ravinement, et est essentiellement représenté par les grès de Bandiagara d’origine fluvatile, déposés sur plusieurs centaines de mètres. Vers le nord, cette formation peut atteindre 1 200 mètres dans la région de Douentza.

Vers le centre du bassin, les formations sont plus épaisses et plus nombreuses. La sédimentation commence par des formations grossières plissées (sables grossiers et galets de la formation I) qui, vers l’est, reposent en discordance sur le socle éburnéen (Caby et Moussine-Pouchkine 1978, Sacko 1985). La formation II est essentiellement composée de *turbidites* surmontées par les carbonates de la formation III, montrant l’évolution d’une plateforme vers un bassin (Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine 1983-a) par le passage de turbidites calcaires dans la région de Dimamou à des dolomites transgressives à Sarnyéré, correspondant à une zone intertidale où les émergences sont régulières. Plus haut (formations IV et V), les formations de Massi (argiles à intercalations de calcaire et de grès), de Hombori-Douentza (grès-quartzites) et de Oualo (argiles à intercalations de grès et de calcaire) montrent que les conditions de sédimentation marine se sont étendues à tout le bassin du Gourma.

Le groupe supérieur ou séquence 2, s'est déposé sur une nouvelle surface de discontinuité post-panafricaine. Cette surface sépare, dans le Gourma, les sédiments fortement plissés du groupe de Bandiagara, faiblement plissé par une phase panafricaine tardive (partie nord-orientale). Il s'agit de grès, souvent hétérogènes et grossiers, à nombreuses stratifications entrecroisées et passées conglomératiques, parfois à gros galets d'origine fluviale. Nettement transgressifs sur les grès de Koutiala, ils sont très épais au nord (1 000 m) et beaucoup plus minces vers le sud (100 m). Les nombreuses rides de courants montrent que ceux-ci se dirigeaient vers le NE, dans la dépression du Gourma (Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati 1978).

Tous les auteurs (Reichelt 1972, Lesquer et Moussine-Pouchkine 1980, Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati 1978, Caby 1979, Sacko 1985) reconnaissent l'existence de relations entre l'orogénèse panafricaine et le fossé du Gourma dont l'épaisseur a pu dépasser les 10 000 mètres selon les géologues.

Le bassin subsident du Gourma a été interprété de différentes façons. Pour Lesquer et Moussine-Pouchkine (1980), il serait un aulacogène (fig. 20), et la découverte de *Porostromata* dans les dolomies de Sarnyé (Bertrand-Sarfati 1979) a permis de leur attribuer un âge vendien (partie terminale du Protérozoïque terminal). L'aulacogène se présente, au sein du craton ouest-africain, comme une sorte de triangle allongé SSO-NNE perpendiculaire aux vallées du Tilemsi longeant l'Adrar des Iforas au Mali et marquant la zone de suture panafricaine dessinant à ce niveau une virgation marquée dans la région de Gao. L'aulacogène correspondrait à une disposition analogue à celle du système golfe de Guinée-fossé de la Bénoué, mais qui aurait avorté au moment de l'ouverture d'un océan pré-panafricain il y a environ 800 à 870 Ma (Black et al. 1979). Cette ouverture se serait opérée par la jonction de trois branches mises en évidence par de fortes anomalies gravimétriques positives (Lesquer et Moussine-Pouchkine 1980) :

- le Gourma *s.s.*, de direction ENE-OSO ;
- l'axe de Mopti plus étroit, allongé du nord-est au sud-ouest, de direction analogue à celle des structures du socle ivoirien. Cette branche pouvait se poursuivre jusque dans la région de Banfora (?) ;
- l'axe de Nara dans le prolongement du Gourma.

Une seconde hypothèse présente le Gourma comme un bassin isolé (Caby 1987, 1989) développé durant la collision panafricaine autour de 620-580 Ma (Bertrand-Sarfati et al. 1991). mais la nature même des sédiments déposés dans le fossé (des turbidites et non des molasses), ne permet pas encore d'affirmer ou de rejeter cette hypothèse.

2.1.2.2. Le bassin des Volta ou bassin voltaïen (fig. 22)

Les formations de ce bassin sédimentaire, qui est avec celui de Taoudeni, l'une des principales unités géologiques de l'Afrique de l'Ouest, ne forment, dans le sud-est du Burkina-Faso, qu'une frange étroite longeant la frontière du Bénin. Cette frange, qui se matérialise par un escarpement gréseux, représente la limite septentrionale d'un bassin qui couvre aujourd'hui partiellement (150 000 km²) le Togo, le Bénin, le Burkina-Faso et le Niger. À l'origine, ce

bassin devait être beaucoup plus étendu, toute sa partie orientale ayant été fortement plissée et incorporée dans la chaîne des Dahoméyides. En pays gourmantché, les formations détritiques du Gobnangou et de Madjoari marquent la limite stratigraphique nord du bassin, mais aussi la base d'une puissante série gréseuse (2 500 à 7 000 m. d'épaisseur) déposée probablement au Riphéen supérieur ou moyen à supérieur (1 100 à 650 Ma, Affaton 1987). L'épaisseur des dépôts double d'ouest en est, atteignant 7 kilomètres à proximité du méridien 0° (fig. 21).

Comme dans les régions de Bobo-Dioulasso-Banfara-Sindou-Néguéni, les systèmes morphogénétiques ont dégagé des modelés ruiniformes plus discrets, moins spectaculaires du fait de la faible épaisseur des dépôts visibles et de leur occupation réduite de l'espace. Au Burkina-Faso, les grès du Gobnangou ne représentent que quelques centaines de kilomètres-carrés qui ont cependant gardé les traces d'une longue histoire paléomorphologique et paléogéographique.

Le bassin voltaïen avait été traditionnellement divisé en trois grandes unités chevauchantes les unes sur les autres (Bathelet 1975) : le Voltaïen, le Buem et l'Atacorien. Le Voltaïen a été subdivisé (Barthelet 1975) en trois sous-unités sédimentaires : les grès du Gobnangou, une série chimico-détritique inférieure (tout ce qui s'intercale entre les grès du Gobnangou et l'Oti) et la série de l'Oti. Buem et Atacorien ne représentent pas de véritables unités stratigraphiques individualisées : « *Ce ne sont que des équivalents tectoniques du Voltaïen ayant subi un violent dynamométamorphisme dont l'intensité croît du nord-ouest vers le sud-est.* » (Barthelet 1975)

Sans entrer plus avant dans les détails des nombreux problèmes chronologiques du bassin qui animent les discussions depuis plus d'un demi-siècle (Hirst 1946, Saunders 1970, Sougy 1971, Affaton 1975, 1987, Drouet 1986), on considère aujourd'hui le bassin voltaïen comme étant formé de trois supergroupes :

- le supergroupe inférieur dit "de Bombouaka" daté de 993±65 Ma (Clauer 1976, Clauer et al. 1982). Il est représenté par des grès (environ 1 000 m) déposés sur une plateforme épicontinentale marine (Drouet 1986). Les surfaces de discordance et les nombreux indices d'émersion suggèrent une transgression indécise et une tendance à la subsidence ;
- le supergroupe de la Pendjari dit aussi "formation de l'Oti ou de l'Afram". Il est composé de deux groupes (2 500 m), le groupe de Kodjari à la base montrant l'association tillite-carbonate-silexite, reconnu dans le bassin de Taoudenni, et le groupe de Porga, au-dessus, caractérisé par la présence de phosphates déposés dans un bassin marin relativement profond. Le supergroupe de la Pendjari présente plutôt une sédimentation de type flydschoïde reflétant un paléoenvironnement marin franc à micro-fossiles pélagiques (*spicules d'éponge*, *Collénia*, nombreux *Acritarches*, *stromatolites*) (Bozkho et al. 1974, Amard et Affaton 1984). Une datation isotopique au Rb/Sr sur des argiles a donné un âge de 660 ±9 Ma (Clauer 1976, Clauer et al., 1982). Cet âge, sujet à caution pour certains auteurs, serait en fait plus récent et la glaciation qu'a connue la région daterait du début du Paléozoïque (?) ;
- le supergroupe de Tamalé (500 m) n'affleure qu'au Ghana où il représenterait la molasse de la chaîne des Dahoméyides. Le dépôt aurait eu lieu au Paléozoïque

inférieur à moyen. Les formations détritiques du Gobnangou et de Madjoari appartiendraient à la base du supergroupe inférieur où 500 mètres de dépôts sableux, fins, réguliers se sont mis en place dans un paléo-environnement marin, probablement peu profond comme semble l'indiquer la présence d'abondantes rides de courants. Les sédiments sont plus fins que ceux des grès formant la base du plateau de Bobo-Dioulasso. La sédimentation se serait effectuée dans la zone de déplacement des marées, en bordure du continent proche pénéplané et pourvoyeur de sédiments. Cet ensemble a été défini par P. Affaton (1987, p. 225)) comme un ensemble régressif épicontinental, matérialisant un épisode de comblement. Il ne représenterait, en réalité, qu'une partie du bassin, l'autre partie ayant été intensément plissée et incorporée progressivement vers l'est aux Dahoméyides externes au cours du mouvement panafricain, donnant au bassin sa forme caractéristique en demi-poire. L'espace entre les deux domaines matérialise le contact chaîne-craton ;

- le supergroupe inférieur serait, pour l'auteur béninois (p. 226), un mégacycle transgression-transgression et indiquerait une structure de la marge passive panafricaine peu subsidente : l'évaluation de 1 à 5 mètres par Ma, reste cependant tout à fait théorique, et de ce fait peu crédible.

Remarquons qu'Affaton utilisait ici la chronologie faisant référence à la plateforme de l'Europe orientale où le Vendien inférieur est formé de dépôts glacio-marins et le Vendien supérieur de faciès carbonatés à stromatolites. Selon l'auteur, l'individualisation du bassin s'est manifestée par une *taphrogenèse*, et par conséquent par une extension lithosphérique importante marquant la naissance d'un proto-océan panafricain hypothétique séparant le craton ouest-africain de la plaque bénino-nigériane dont l'existence n'est pas prouvée.

Le bassin des Volta, dans ses termes inférieurs, peu épais (500 à 2 000 m) et injecté de magma qui empruntait les failles d'une croûte probablement amincie. Le groupe de la Pendjari plus épais (2 500 m) traduit une subsidence plus importante. L'ensemble a été injecté de sils et d'intrusions.

P. Affaton (1987) souligne que ce volcanisme ne doit pas être confondu avec un complexe ophiolitique : il s'agirait uniquement d'intercalations magmatiques contemporaines du développement du paléo-océan panafricain, il y a 600 à 700 Ma. Et l'auteur de conclure : « *À la fin du supergroupe de la Pendjari, le bassin des Volta correspondait à une marge passive en bordure d'un paléo-océan.* » (p. 234) Cette marge est suggérée à l'auteur par la présence d'une zone de suture marquant la disparition du paléo-océan par subduction, précédant la collision panafricaine autour de 600 Ma, et par la présence de roches ultrabasiques subaquatiques dans l'est du bassin plissé et métamorphisé.

À la suite de la collision entre le continent birrimien et le continent dahoméyen, il y a 600 Ma, un serrage important des couches sédimentaires du paléo-océan, aujourd'hui entièrement disparu, entraîne plusieurs phases de déversements tangentiels de plis et de plissements à grands rayons de courbure (fig. 25). La chaîne des Dahoméyides est alors en place, dominant la vaste dépression du bassin inférieur des Volta. L'érosion y est intense et les sédiments recouvrent, en discordance, le supergroupe de la Pendjari.

Géomorphologiquement, tous les épisodes de cette histoire sédimentaire et tectonique se retrouvent dans les paysages : dépressions dans les schistes, résistance des grès-quartzites en position dominante, découpage selon le réseau de cassures avec variations dans le profil longitudinal et transversal des grès, modelés influencés par les conditions de la sédimentation et le passage de l'inlandsis éocambrien.

Comme toutes les régions gréseuses du monde, quelles soient les latitudes, les formations détritiques du Gobnangou-Madjoari et celles de Bobo-Banfora-Néguéni, présentent sur le plan morphologique, de nombreuses similitudes : profil monoclinale de glint, modelés émoussés ruiniformes avec dominance du ruiniforme, roches pétrographiquement identiques pour l'ensemble des grès où alternent les binômes strates résistantes-strates moins résistantes.

Pendant les deux bassins, celui de Bobo et celui des Volta, ne semblent pas avoir évolué de la même façon. Le bassin occidental, beaucoup plus étendu, a vu se développer les récifs à stromatolites ayant stocké d'importantes quantités de carbonate. Une fois dolomitisés et silicifiés, les stromatolites ont joué le rôle de roches résistantes vis-à-vis de l'érosion, donnant de belles formes karstiques inconnues dans le bassin des Volta bien que des stromatolites y soient mentionnées.

La succession des fonds marins à sédimentation variable avec pendage vers le nord et le nord-est a donné au plateau de Bobo, une physionomie tout à fait particulière en "marches d'escaliers". De plus, des coulées basaltiques se sont largement répandues dans toute la région, jouant un rôle hydrogéologique important. Ces coulées sont inconnues dans les grès du Gobnangou où la sédimentation a été plus massive, plus régulière, moins grossière (absence des grands conglomérats), donnant des formes beaucoup moins spectaculaires mais riches en informations sur d'autres paléosystèmes (glaciations).

3. LE MOUVEMENT PANAFRICAIN

L'orogénèse panafricaine (fig. 4) a mobilisé du matériel dont le plus ancien remonte à plus de 2 000 Ma (Caen-Vachette 1979, Caen-Vachette et al 1979). Des âges obtenus sur migmatites et des granitoïdes ont donné, pour la zone externe occidentale, des chiffres variant de 640 à 560 Ma (Caen Vachette et al. 1979). Des âges plus récents (565 +/- 22 Ma) ont été obtenus sur des migmatites du sud du Cameroun, dans le domaine panafricain (Lasser et Soba 1979). Trois périodes ont été finalement considérées : le Panafricain-I vers 650 Ma, le Panafricain-II développé par la collision entre le craton guyanais et la partie sud du bouclier ouest-africain autour de 550-500 Ma, et un Paléozoïque tardif autour de 300-280 Ma résultant de la collision du Gondwana avec la Laurasie, en relation avec le mouvement hercynien.

Les zones amincies, fragilisées, se fragmentent sous le poids des sédiments sur les marges orientales du craton ouest-africain. La poussée des plaques lithosphériques écrase les bassins subsidants, donnant naissance à des orogénèses puissantes au cours desquelles se mettent en place, une nouvelle fois, des roches basiques et des roches granitoïdiques. Des masses importantes de sédiments sont

plissées et portées en altitude : il s'agit des chaînes du mouvement panafricain déclenché à la fin du Protérozoïque et en partie affecté par les mouvements paléozoïques. Le mouvement panafricain édifie alors une importante cordillère large de près de 1 000 kilomètres qui s'étendait au moins de l'Atlas saharien jusqu'au Golfe de Guinée ainsi qu'au Brésil toujours soudé à l'Afrique. Il s'agit de la grande chaîne pharusienne qui comprenait notamment les Dahoméyides (du Bénin au Nigéria) et les Nigérides (Mali, Niger au nord du 15° parallèle) dont la mise en place anime encore les discussions des scientifiques.

3.1. LA GRANDE CHAÎNE PHARUSIENNE

Des chaînes de montagnes méridiennes se sont érigées de part et d'autres du craton ouest-africain entre 700 et 500 Ma. Sur la marge ouest du craton, les chaînes des Mauritanides (Sougy 1962), des Bassarides (Villeneuve 1984) et des Rockellides (Allen et al. 1967) s'étendent du Maroc au Libéria. Elles résultent d'une première collision vers 650 Ma de la marge passive du craton avec un bloc continental occidental effondré (rift) et transformé en bassin océanique et d'une seconde collision entre 550 et 500 Ma.

À l'est du craton ouest-africain, du Hoggar à l'Adrar des Foras, la chaîne pharusienne marque, avec les Nigérides et les Dahoméyides, leur prolongement vers le sud, la zone de suture océanique entre la marge passive ouest-africaine et un continent à l'est incluant le bouclier du Hoggar et ceux du Bénin et du Nigéria. Cette suture peut se suivre du Maroc au Togo (Leblanc 1976, Bayer et Lesquer 1978, Black et al. 1979, Trompette 1979).

3.2. LA CHAÎNE DES DAHOMÉYIDES

Il s'agit d'unités lithologiques et morphologiques complexes, localisées sur la bordure sud orientale du craton ouest-africain, visible au Ghana, au Togo, au Bénin, au Nigéria et au Cameroun. On ne la retrouve pratiquement pas au Burkina-Faso qui n'a été que peu touché par les manifestations de cette orogénèse qui a tout de même contribué à chahuter la couverture sédimentaire du bassin voltaïen en la cassant, en la ployant parfois, pouvant occasionner des chevauchements visibles à la frontière du Bénin, au proche contact de la chaîne de l'Atacora (fig. 22). Les relations entre le mouvement panafricain et le bassin voltaïen sont de ce fait évidentes.

La chaîne plissée des Dahoméyides comprend deux domaines lithologiques : l'un à l'ouest comprenant des métasédiments qui, métamorphisés et tectonisés, représentent l'équivalent des supergroupes de Bombouaka et de l'Oti, l'autre à l'est où dominant des faciès schisteux, gneissiques et granitoïdiques. Six zones lithotectoniques ont été distinguées d'ouest en est, depuis les unités structurales externes du Buem et de l'Atacora jusqu'au Nigéria.

La frontière du Bénin, dans le sud-est du Burkina-Faso, correspond à une zone stratégique sur le plan structural puisqu'il s'agit d'une zone mobile située à la charnière entre un socle stabilisé et une plaque lithosphérique, la plaque bénino-nigériane qui, par serrage d'un paléo-océan hypothétique (Affaton 1987), aurait donné la chaîne de l'Atacora visible dans le nord du Bénin. La chaîne est

composée d'unités internes englobant la région d'Accra au Ghana et la quasi-totalité du territoire togolais et béninois à l'exception de la frange côtière. Les unités externes forment les fronts de chevauchement du Buem et de l'Atacora.

L'Atacora n'est représenté au Burkina-Faso que par un fragment de la bordure septentrionale de la chaîne qui longe la frontière béninoise sur une cinquantaine de kilomètres.

Le Buem est une unité allochtone chevauchée par l'Atacora. Il s'agit d'une unité plutôt tectonique que stratigraphique formée de quartzites, de grès quartzites, de schistes et de jaspes représentant l'équivalent lithostratigraphique des formations du Voltaïen mais ayant subi un violent dynamométamorphisme. La schistosité de fracture, la mylonisation des roches siliceuses et les forts plissements affectant les schistes, marquent cette unité.

Discussion au sujet des Dahoméides

La plupart des travaux sur l'Afrique de l'Ouest appliquent le modèle de la tectonique des plaques pour expliquer l'évolution de la chaîne panafricaine. Ainsi, Burke et Dewey (1972, 1973) suggèrent que la ceinture panafricaine résulte de la fermeture d'un océan du type Océan Atlantique par la collision entre deux continents, le continent birrimien et le continent dahoméyen ; le Buem serait alors à considérer comme un fragment de croûte océanique représentant la zone de suture panafricaine. Plus récemment, des auteurs comme Trompette (1979), Bessoles et Trompette (1980), Affaton (1987) ont démontré que cette zone de suture ne se trouvait pas dans le Buem, mais à l'est de l'unité structurale de l'Atacora, représentée par une zone de roches basiques à ultrabasiques. Les travaux de Black (et al.) au Mali ont attribué la surrection de la chaîne à la fermeture entre une marge continentale orientale active et une marge occidentale passive, le long de la marge est du craton ouest-africain. Aujourd'hui, tous les travaux récents effectués au Togo, au Bénin et au Nigéria (Affaton et al. 1980, Bessoles et Trompette 1980, Toteu 1986, Affaton 1987, Caby 1987, Rahaman 1988-a et -b) vont dans le même sens. P. Affaton a proposé en 1987 une évolution géodynamique de la chaîne, résumée par l'auteur dans la [figure 28](#), mais depuis cette date, certains auteurs considèrent que l'évolution géodynamique a pu être plus complexe :

- rassemblement d'arcs insulaires, de bassins interarcs et de fragments continentaux (Wright et Ajibade 1987),
- création d'un petit océan nigérian en plus de la zone de suture panafricaine (Rahaman 1988-b),
- suture panafricaine sur la marge nord du craton congolais impliquant la fermeture d'un hypothétique océan à partir d'une subduction.

La [figure 23](#) traduit ces différentes hypothèses (Affaton et al. 1991).

3.3. LA CHAÎNE DES NIGÉRIDES

Les formations sédimentaires qui occupent le nord du Burkina-Faso, du Mali et du Niger (bassin du Gourma) ont été également affectées par le mouvement panafricain. Plusieurs phases tectoniques ont édifié la chaîne des Nigérides au-

jourd'hui totalement arasée. Comme pour les formations du sud-est du pays, la collision entre la marge passive du craton ouest-africain et la marge active d'un continent oriental (fig. 23) a engendré des nappes de charriage qui recouvrent la partie est de ce que Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine ont défini (1978) comme étant un aulacogène (fig. 20). Les Nigérides seraient alors issues, comme la chaîne des Appalaches (Amérique du Nord), de la collision de deux masses continentales ayant obturé le rift d'un système à trois branches. La collision a fait disparaître l'océan à la place duquel a surgi la chaîne plissée des Nigérides.

Sur le plan géomorphologique, cette chaîne, entièrement disparue, ne joue plus aucun rôle dans le paysage burkinabé.

4. UNE GRANDE CHAÎNE GLACIAIRE RECOUVRE, *PRO PARTE*, L'AFRIQUE DE L'OUEST (fig. 27, 28, 29)

À une époque considérée aujourd'hui comme le Cambrien inférieur (Ait Kaci Ahmed, Moussine-Pouchkine 1994), l'Afrique de l'Ouest est recouverte par un inlandsis indiquant la position de pôle de cette région.

Cette première grande glaciation connue en Afrique de l'Ouest, l'une des plus anciennes de la planète, aurait débuté il y a quelque 600 Ma, probablement contemporaine de la surrection panafricaine ou post-panafricaine. La partie centrale se situait, selon les géologues (Deynoux 1980, 1985), dans le sud Marocain, alors qu'une calotte secondaire recouvrait la dorsale de Léo depuis le Mali jusqu'au Burkina-Faso.

Un second inlandsis de l'époque ordovicienne, aux alentours de 440 Ma, situé au sud du Hoggar, se dirigeait en direction du Golfe de Guinée. Il recouvrait tout le domaine de la chaîne pharusienne (Fabre 1974).

Chacune des glaciations aurait duré quelques dizaines de millions d'années sans que l'on puisse donner plus de précisions, faute de repères paléontologiques.

CONCLUSION

L'époque birrimienne a été marquée par une sédimentation à caractère volcano-sédimentaire selon le schéma de Shaw (fig. 26). Au fur et à mesure que se soulevait la chaîne bordière, les matériaux détritiques provenant de sa destruction s'accumulaient dans une grande fosse marine subsidente pour donner des flyschs.

Pendant la phase de comblement, la fosse a connu quelques mouvements tectoniques qui l'ont fracturée. Des coulées de lave ont emprunté ces axes pour se répandre dans la masse sédimentaire. Cette activité volcanique apparaît à tous les niveaux de la sédimentation.

Un métamorphisme général affecte l'ensemble du bassin, conférant la structure schisteuse aux roches sédimentaires. À la même époque, des granites syntectoniques intrusifs se mettent en place. À la fin de cette phase, des mouvements tectoniques compressifs (plissements et charriages) témoignent d'une activité orogénique intense, donnant aux sillons leur direction actuelle SSO-NNE.

La fin de l'époque birrimienne est une longue période d'accalmie troublée seulement par des intrusions de granite post-tectoniques. Sur le continent en formation, des cours d'eau fluvio-torrentiels charrient de grandes quantités d'argiles, sables et galets arrachés aux massifs éburnéens. Ce matériel glyptogénétique (Haug 1903) se dépose dans de longues et étroites déchirures méridiennes intra-cratoniques, au sein du bassin birrimien.

Une dernière reprise de l'activité orogénique comprime les sillons remplis de matériel détritique et ultra-détritique qui se plisse, se métamorphose légèrement (présence de séricite) et se casse selon des fractures est-ouest, occasionnant une série de décrochements (région de Boni-Kopoï). Cette activité orogénique a pu s'accompagner de quelques intrusions granitiques.

Les molasses tarkwaïennes constituent le dernier épisode ou un épisode tardif du cycle éburnéen (Éburnéides). D'une région à l'autre, les périodes de comblement ne semblent pas rigoureusement synchrones.

L'époque éburnéenne en Afrique de l'Ouest aura donc duré quelque 450 Ma de 2,2 à 1,75 Ma. Puis, pendant un milliard d'années, la chaîne éburnéenne va subir les outrages du temps et alimenter d'autres bassins qui donneront naissance à la chaîne panafricaine peu avant l'avènement du Paléozoïque.

En effet, il y a 600 à 500 Ma, un paléo-océan a probablement disparu par subduction (Affaton 1973, 1987) sous la plaque bénino-nigériane avant que ne se produise la collision panafricaine responsable de la tectonisation de la bordure orientale du craton ouest-africain. Dans un premier temps, la collision provoque la mise en place des Dahoméyides par un plissement isoclinal d'axe NNO-SSE à NO-SE de nappes de charriage d'unités internes et l'écaillage chevauchant des unités externes, Buem et Atacora. Dans un deuxième temps, le bloc bénino-nigérian arrive au contact avec le craton ouest-africain, entraînant une seconde phase tectonique.

Les deux phases tectoniques sont datées d'environ 600 Ma. La formation des Dahoméyides s'est achevée avec la mise en place de plissements à grand rayon de courbure, marquant ainsi la fin de la collision et de la tectogenèse panafricaine.

Sur le plan de la géomorphologie, la tectonique précambrienne a joué un rôle primordial et imprimé au socle burkinabé les marques qui font l'originalité du pays. Elle a, grâce à sa vigueur, permis le maintien de zones colinéaires aux modelés parfois imposants qui introduisent une étonnante diversité au-dessus des plâtitudes monotones du socle. Toutes les données de la structure géologique ont mis en place les différents éléments qui, par le jeu de l'érosion différentielle, ont abouti à un paysage édulcoré. En effet, seuls apparaissent encore en saillie des volumes armés par des intrusions magmatiques ou par des filons de quartz : sans ces derniers, de nombreux reliefs auraient disparu. C'est le cas des collines birrimiennes à faciès tarkwaïen de la région de Boni-Houndé, consolidées par le métamorphisme mais surtout par un réseau de filons et filonnets de quartz puissants (fig. 24) et qui ont contribué à maintenir jusqu'à ce jour, leur fière allure redressée (fig. 78).

Pourtant c'est du fond des mers précambriennes que surgiront du caprice de l'érosion les plus beaux reliefs. Les mers, profitant de l'arasement des chaînes de

montagnes, envahissent la majeure partie des cratons ouest-africains surbaissés, pour y déposer des milliers de mètres de sédiments d'une étonnante rythmicité. Ce phénomène universel de sédimentation essentiellement gréseuse, déposée par des transgressions à l'échelle continentale, met en place le deuxième élément original des régions de socle, leur couverture sédimentaire.

Si l'on considère les termes franchement marins de la stratigraphie détritique du bassin de Taoudenni, les transgressions provenaient de l'est et du nord-est, comme semblent l'indiquer la majorité des rides de courants. La fréquence de la glauconie et la présence de stromatolites prouvent que les mers étaient peu profondes. Les fentes de dessiccation généralisées et superficielles montrent que la région était fréquemment mais brièvement exondée au cours d'épisodes arides chauds ou froids (glaciaires ou périglaciaires).

Dans les formations septentrionales du pays, la sédimentation a dû s'effectuer à l'aval de reliefs peu importants (absence de véritables conglomérats) ou de reliefs peu soumis à la tectonique. Au sud, la sédimentation montre de puissants conglomérats d'origine indubitablement fluviatile (chenaux deltaïques) ou même glaciaire, si l'on interprète comme erratiques des blocs que des cours d'eau n'ont pu déplacer (région de Loumana-Néguéni dans la province occidentale du Houet), à moins qu'ils ne s'agisse du résultat d'importants mouvements tectoniques (aulacogène) (?). La sédimentation semble avoir été très différente à l'est et à l'ouest. Dans le Gobnangou, les sables sont beaucoup plus homométriques et fins, traduisant une provenance lointaine, peut-être éolienne, alors que les grès sont beaucoup plus grossiers dans la Falaise de Banfora, voire conglomératiques, indiquant des périodes d'émersion et d'érosion plus fréquentes.

Sur le plan géomorphologique, les formations sédimentaires ont donné les modelés les plus spectaculaires et les plus variés du pays, aussi bien dans les formations siliceuses (grès et grès quartzites) qui ont évolué vers des systèmes morphogénétiques émoussés et ruiniformes, que dans les formations carbonatées, plus réduites mais ayant donné de belles formes de dissolution que l'on pourra apprécier dans les pages qui suivent. Les unes et les autres sont des formes azonales.

OUVRAGES ET PUBLICATIONS CITÉS

- AFFATON P. (1975) : *Étude géologique et structurale du Nord-Ouest Dahomey, du Nord Togo et du Sud-Est de la Haute-Volta*. Trav., lab. sciences Terre, Saint-Jérôme, Marseille, B 10 : 201.
- AFFATON P. (1987) : *Le bassin des Volta (Afrique de l'Ouest) : une marge passive d'âge protérozoïque supérieur, tectonisé au pan-africain (600+/-50 Ma)*. Th. Doct. Sci., St. Jérôme, Marseille : 462.
- AFFATON P., SOUGY J., TROMPETTE R. (1980) : *The Tectono-Stratigraphic Relationships between the Upper Precambrian and Lower Paleozoic Volta Basin and the Pan-African Dahomeyde Orogenic Belt (West Africa)*. Am. J. Sci. New Haven 230 : 224-248.
- AHMED BENAN C. A., DEYNOUX M. (1996) : *Faciès et modélisation séquentielles sur une plateforme cratonique du Protérozoïque supérieur, Adrar mauritanien, bassin de Taoudenni, Afrique de l'Ouest*. 16^e Réunion des Sc. de la Terre, Orléans, 10 - 12 avril 1996, Soc. Géol. Fr. édit. Paris, p. 131.

- AIT KACI AHMED A. et MOUSSINE POUCHKINE A. (1994) : Les formations cambriennes de Fersiga (Sud-Ouest du Tanezrouft) : nouvelle interprétation de la sédimentologie glaciaire et post-glaciaire sur le craton ouest-africain. *Bull. serv. géol. Algérie*, 5 : 3-21.
- ALLEN P. M. SNELLING N. J., REX D. C. (1967) : Age Determination from Sierra Leone. In : P. M. Hurley et al.. Variation in Isotopics Abundance of Strontium, Calcium and Argon and Related Topics. Rept 1381-15, 15th Ann. Progr. Rpt. Mass. Inst. Techn., Cambridge : 17-22.
- BARRÈRE J. (1967) : *Le groupe précambrien de l'Amsaga entre Atar et Akjoujt (Mauritanie). Étude d'un métamorphisme profond et de ses relations avec la migmatisation*. Thèse Sci. Clermont-Ferrand, mém. BRGM, 42 : 278.
- BARTHELET J. (1975) : *Rapport de fin de mission sur les portions voltaïques des degrés carrés de Kandi et Kirtachi. Étude préliminaire du gisement d'Aloub Djouana*. Minist. Comm. Dévelop. Indust. et Mines, Dir. Géol et Mines, Haute-Volta : 65.
- BEICIP (1980) : *Synthèse géologique et pétrolière du bassin de Taoudenni*. Dir. Génér. Min. Mali, Dir. Min. Géol., Mauritanie, 31 pl., Notice : 139.
- BERTRAND-SARFATI J. (1972) : *Les stromatolites du Précambrien supérieur du Sahara Nord-occidental ; inventaire, morphologie et microstructures des laminations, corrélations stratigraphiques*, 14, CNRS, thèse Montpellier, Centre de Recherches sur les zones arides, Géol : 240.
- BERTRAND-SARFATI J. (1976) : An Attempt to Classify Late Precambrian Stromatolites Microstructures. In M. R. Walter (editor) *Stromatolites* Elsevier, Amsterdam, 251-259.
- BERTRAND-SARFATI J. (1979) : Une algue inhabituelle verte, rouge ou bleue dans une formation dolomitique présumée d'âge précambrien supérieur. *Bull. Centr. Rech. Explor. Prod.*, Elf-Aquitaine 3 : 453-641.
- BERTRAND-SARFATI J. et MOUSSINE-POUCHKINE A. (1978a) : *Le groupe d'Achaïkar à l'Ouest de Timetrine (Mali) : un témoin de l'aire sédimentaire cratonique saharienne au Précambrien supérieur*, C. R. somm. Soc. géol. de Fr., 2 : 62-66.
- BERTRAND-SARFATI J. et MOUSSINE-POUCHKINE A. (1978b) : *Mise en évidence d'une discordance du groupe de Bandiagara sur la formation sédimentaire du Précambrien supérieur (Gourma, Mali)*. C. R. Somm. Soc. géol. Fr., 2 : 59-61.
- BERTRAND-SARFATI J. et MOUSSINE-POUCHKINE A. (1983a) : *Platform-to-Basin Facies Evolution : the Carbonates of Late Proterozoic (Vendian)*, Gourma, West Africa. *J. Sediment Petrol.* 53 (1), 275-293.
- BERTRAND-SARFATI J. et MOUSSINE-POUCHKINE A. (1988) : Is Cratonic Sedimentation Consistent with Actualistic Models ? An Example from Upper Proterozoic of the West African Craton, In : Jackson MJ (ed.). *Aspects of Proterozoic sedimentary geology. Sediment Geol* 58 : 255 - 276.
- BERTRAND-SARFATI J. et MOUSSINE-POUCHKINE A. (1998) : *Mauritanian Microbial Buildups : Meso-Neoproterozoic Stromatolites and their Environment. Field trip*, 29 nov-4 dec, Ass. des séd. fr. : 103.
- BERTRAND-SARFATI J., FABRE J., MOUSSINE-POUCHKINE A. (1977) : Géodynamique des aires sédimentaires cratoniques : quelques exemples sahariens. *Bull. Centr. Rech. Exp. Prod Elf-Aquitaine*, Pau, 1 : 217-231.
- BERTRAND-SARFATI J., FLICOTEAUX R., MOUSSINE-POUCHKINE A., AIT KACI AHMED A. (1997 a) : *Lower Cambrian Apatitic Stromatolites and Phospharenites Related to the Early J. Sed. Res.*, 67, 5 : 957-974.
- BERTRAND-SARFATI J., MOUSSINE-POUCHKINE A., AMARD B., AIT-KACI-AHMED A. (1995) : First Ediacaran Fauna found in Western Africa and Evidence for an Early Cambrian Glaciation. *Geology*, 23 : 133 -136.
- BERTRAND-SARFATI J., MOUSSINE-POUCHKINE A., CABY R. (1987) : Les corrélations du Protérozoïque au Cambrien en Afrique de l'Ouest : nouvelle interprétation géodynamique. *Bull. Soc Géol. Fr.* III (5) : 855 - 865.
- BERTRAND-SARFATI J., MOUSSINE-POUCHKINE A., AFFATON P., TROMPETTE R., BELLION Y. (1991) : Cover Sequences of the West African Craton. In : R. D. Dallmeyer et J. P. Lécorché (Eds) *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*, Springer-Verlag : 65-82.
- BERTRAND-SARFATI J., PLAZIAT J. C., MOUSSINE-POUCHKINE A. (1997b) : Vermicular Structures in the Neoproterozoic of the West African Craton : Microbialites Versus "Molar Tooth". *Facies*, 36, : 231-234.

- BESSELES B. (1977) : *Géologie de l'Afrique. Le craton ouest-africain*. Mém. BRGM, n° 88, 403 p.
- BESSELES B. et TROMPETTE R. (1980) : *Géologie de l'Afrique. La chaîne panafricaine : "Zone mobile de l'Afrique centrale (partie sud) et zone mobile soudanaise"*. Mém. BRGM, Paris, n° 92 : 402.
- BEUF S., BIJU-DUVAL B., DE CHARPAL O., ROGNON P., GARIEL O., BENNACEF A. (1961) : *Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara*. Edit. Technip, Paris : 480.
- BLACK R. (1933) : The Algal Sediments of Andros Island, Bahamas. *Philosophical Trans. of Royal Society*, London, 222 : 165 - 192.
- BLACK R., CABY R., MOUSSINE-POUCHKINE A. et AL. (1979) : Evidence for Late Precambrian Plates Tectonics in West Africa, *Nature* (Lond) 278 : 223 - 227.
- BLANCHOT A. ET MARCELLIN R. (1972) : *Le potentiel minier de la république de Haute-Volta*. Revu et complété par G. Hottin, O. Ouedraog et P. J. E. Tapsoba (1975). Minist. Comm. Dévelop. et Mines, Direct. Géol. et Mines, Haute-Volta : 241.
- BONHOMME M. (1962) : *Contribution à l'étude géochronologique de la plateforme de l'Ouest africain*. Thèse Clermont, Ann. Fac. Sci. univ. Clermont-Ferrand, 5 : 62.
- BRONNER G., ROUSSEL J., TROMPETTE R., CLAUER N. (1980) : Genesis and Geodynamic Evolution of the Taoudenni Basin (Upper Precambrian and Paleozoic), Western Africa. In : Baldy AW, Bender PL, McGetchin TR, Walcott RT (eds). *Dynamic of Plate Interiors. Geodyn. Ser. 1*, Am. Geophys. Union, Washington, : 81 - 90.
- BURKE K. C. et DEWEY J. F. (1972) : Orogeny in Africa. In Dessau-Vagie T. F. J., Whiteman A. J. (eds), *African Geology*. Dept. Géol. Univ. Ibadan, Nigeria : 583-608.
- BURKE K. C. et DEWEY J. F. (1973) : An Outline of Precambrian Plate Development. In : Tarling D. M., Runcorn S. K. (eds). *Implication of Continental Drift to the Earth Sciences*. Academic Press, Lond. 2 : 1035 - 1045.
- CABY R. (1978) : Paléogéodynamique d'une marge passive et d'une marge active au Précambrien supérieur : leur collision dans la chaîne panafricaine du Mali. *Bull. Sci. Géol. Fr.* XX (5) : 857-861.
- CABY R. et ANDRÉOPOULOS - RENAUD U. (1989) : *Âge U/Pb à 620 Ma, d'un pluton synorogénique de l'Adrar des Iforas (Mali). Conséquence pour l'âge de la phase majeure de l'orogénèse panafricaine*.
- CABY R. et MOUSSINE-POUCHKINE A. (1978) : *Le horst birrimien de Bourré (Gourma oriental, république du Mali) : nature et comportement au cours de l'orogénèse panafricaine*. C. R. Acad. Sci., Paris, 287 : 5-8.
- CABY R., ANDRÉOPOULOS - RENAUD U., GRAVELLE M. (1982) : Cadre géologique et géochronologique U/Pb sur zircon des batholites précoces dans le segment pan-africain du Hoggar central (Algérie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 24 (4) : 677 - 684.
- CAEN-VACHETTE M. (1979) : *Orthogneiss birrimiens et migmatisation panafricaine au Togo-Bénin*. Résumés 10^e Coll. Géol. Afr., Montpellier, p. 22.
- CAEN-VACHETTE M., PINTO K. J. M., ROQUES M. (1979) : Plutons éburnéens et métamorphisme dans le socle cristallin de la chaîne panafricaine au Togo et au Bénin. *Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys.*, vol. 21 (5) : 351.
- CAHEN L., SNELLING N. J., DELHAL J., VAIL J. R. (1984) : *The Geochronology and Evolution of Africa*. Clarendon Press, Oxford : 512.
- CHUDEAU R. (1917) : Le plateau mandingue (Afrique occidentale). Profil géologique du chemin de fer de Kayes au Niger. *Bull. Soc. Géol. Fr.* : 117-135.
- CLAUER N. (1976) : *Géochimie isotopique du Strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton Ouest-africain*. Mém. Sci. Géol. Strasbourg, 45 : 256.
- CLAUER N. ET DEYNOUX M. (1987) : New Information on the Probable Isotopic Age of the Late Proterozoic Glaciation in West Africa. *Precambrian Res.* 37 : 89 - 94.
- CLAUER N., CABY R., JEANNETTE D., TROMPETTE R. (1982) : Geochronology of sedimentary and metasedimentary Precambrian rocks of the west African craton. *Precambrian Res.* 18 (1/2) : 53 - 72.
- CLOUD P. E. (1969) : The primitive Earth. *New Scientist* : 325 - 327.
- CULVER J., POJETA J., REPETSKI J. E., ROBINEAU B. (1988) : *Signification stratigraphique de microfossiles du Cambrien inférieur dans le bassin de Taoudenni, à la frontière Guinée - Sénégal*. C. R. Acad. Sci., Paris, 307, II : 651 - 656.

- DEYNOUX M. (1980) : *Les formations glaciaires du Précambrien terminal et de la fin de l'ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux ensembles de glaciation d'inlandsis sur une plateforme stable*. Trav. Labo. Sci. Terre, B, 17, Marseille, 554.
- DEYNOUX M. (1985) : Les glaciations au Sahara. *La Recherche*, 169, 16 : 986 - 947.
- DROUET J. J. (1986) : Le cycle sédimentaire et les milieux de dépôt du Précambrien supérieur infratilitique, dans le bassin des Volta au nord Togo. *J. Afr. Earth Sci.*, 5 : 455 - 464.
- DILL R. F., SCHINN E. A., JONESK A. T., KELLY K., STEINENS R. P. (1986) : Giant Subtidal Stromatolites Forming in Normal Salinity Waters. *Nature*, 324 : 55 - 58.
- FOUCAULT A. ET RAOULT J. F. (1980) : *Dictionnaire de géologie*. Masson édit., 331.
- FURON R. (1945) : *Sur l'extension du Cambrien marin au sud du Niger*. C. R. Soc. Géol. Fr., 181 - 182.
- FURON R. (1957) : *Le Sahara*, Payot édit., Paris : 300.
- GEVIN P. (1960) : *Études et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti - Eglab et ses bordures sédimentaires. 1^e partie : bordures sédimentaires*. Pub. Serv. Carte géol. Algérie, Nlle série 23 : 328.
- GARRELS R. M. ET MACKENSIE F. T. (1971) : *Evolution of Sedimentary Rocks*. Norton, New-York, 397.
- GIRAUDON R. ET VACHETTE M. (1964) : *Mesures d'âge absolues sur des formations de Mauritanie*. C. R. Acad. Sci. Paris, 258 : 3520 - 3523.
- GOLUBIC S. (1976) : Organisms that Builtstromatolites. In : M. R. Walter (editor), *Stromatolites*, Elsevier, Amsterdam : 113 - 125.
- GOMBERT PH. (1998) : *Synthèse sur la géologie et l'hydrogéologie de la série sédimentaire du Sud-ouest du Burkina-Faso*. Progr. RESO, 7, ACP. BK. 017, Assist. Techn. IWACO - BURGEAP, Union européenne, 1/9 : 57.
- GUIRAUD R., BELLION Y., BENKHELIL J., MOREAU C. (1987) : *Post-Hercynian Tectonics in Northern and Western Africa*. *Geol. J.* 22 : 433 - 466.
- HOFMANN H. J. (1969b) : Stromatoid Morphometrics. In MR Walter (ed) *Stromatolites* : 45 - 54.
- HOTTIN G., OUÉDRAOGO O. F. (1975) : *Notice explicative de la carte géologique au 1/100 000^e de la République de Haute-Volta*. Dir. Génér. de la Géologie et des Mines, Minist. Commer., Dévelop. Indust. et Mines, DGM, BRGM et PNUD, Ouagadougou, 58.
- HUBERT H. (1911) : Essai d'une carte géologique de l'Afrique occidentale. C. R. Acad. Sci, Paris, 153 : 737 - 740.
- HUGOT G., CARBONNEL J. C. (1986) : Le lapiaz de Souroukoudingan (Burkina-Faso) : un karst à micro-tourelles d'âge supposé Quaternaire. *Karstologia*, 8,2 : 31 - 38.
- HUGOT G., BLANC CH. (1995) : Glaciers d'hier, faunes et flore tropicales d'aujourd'hui.. *Guide des milieux naturels tropicaux*, l'Harmattan Edit., 1, : 143.
- JONQUET P. (1963 a) : *Remarques sur les formations sédimentaires de l'Ouest voltaïque*. Rapp. inédit, BRGM, Bobo-Dioulasso.
- JONQUET P. (1963 b) : *Prospection des dolomies dans le sédimentaire ouest-voltaïque*. Rapp. inédit BRGM, Bobo-Dioulasso.
- KALKOVSKI E. (1908) : Olith und Stromatolith in Norddeutschen Bunsandstein. *Deutsche Geology Gesell Zeitschrift*, 60 : 112.
- KEITA N. D. (1984) : *Étude géologique des formations sédimentaires de la partie Sud-orientale du bassin précambrien supérieur et paléozoïque de Taoudenni au Mali (région du plateau de Bandiagar)*. Thèse 3^e cycle, Marseille : 209.
- KENNEDY W (1964) : The Structural Differentiation of Africa in the Pan-African (+/- 500 millions years) Tectonic Episode. *Eighth Annu. Rep. Res. Inst. Afr. Geol*, Leeds Univ., UK : 48-49.
- KILLIAN C. (1931) : *Les principaux complexes continentaux du Sahara*. C. R. Somm. Soc. Géol Fr., p. 109.
- KOROLYUK I. K. (1960) : *Subdivisions of the Cambrian and Precambrian of Eastern Siberia According to Stromatolites*. 21th International Geological Congress, Copenhagen, 8 :113 - 118.
- KRYLOV I. N. (1963) : *Stromatolites colonnaires ramifiés du Riphéen de l'Oural sud et de leur importance pour la stratigraphie du Précambrien supérieur*. Trudy Geologyckii Institut, SSSR, 69 : 133 (en Russe).
- LAJOINIE J. P. (1960) : Observations sur le Primaire de la région de Bobo-Dioulasso (Haute-Volta). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 2 : 208-212.

- LEMOINE S., TEMPIER P., BASSOT et AL. (1985) : *The Burkinian : an Orogenic Cycle Precursor of the Eburnean of West Africa*. 13th Colloq. Afr. Geol, St Andrews (abstr), p. 27.
- LESKER A et MOUSSINE-POUCHKINE A. (1980) : *Les anomalies gravimétriques de la boucle du Niger. Leur signification dans le cadre de l'orogénèse panafricaine*. Can. J. Earth Sci, Ottawa, 17 : 1538-1545.
- LOGAN B. W, REZAK R., GINSBURG R. M.(1964) : *Classification and Environmental Significance of Algal Stromatolites*. J. Geol., 72, 6883.
- MARCELLIN J. et SERRE J. C.(1971) : *Notice explicative de la carte géologique au 1/200 000^e Banfora-Sindou-Mangodara*. Dir. Géol et Mines, Haute-Volta, Ed. BRGM.
- MENCHIKOF N. (1946) : Les formations à stromatolites dans le Sahara occidental. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), 16, 451-461.
- MONOD TH. (1952) : L'Adrar mauritanien (Sahara occidental). Esquisse géologique, 2, *Bull. Dir. Mines, AOF, Dakar*, 15 : 480.
- MONTY C. L. V. (1965) : Recent Algal Stromatolites in the Windward Lagoon. Andros Island, Bahamas. *Ann. Soc. Geol. Belgique*, 88 : 269-276.
- MONTY C. L. V. (1967 a et b) : Distribution and Structure of Recent Stromatolitic Algal Mats, Eastern Andros Island, Bahamas. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 90 : 55-100.
- MONTY C. L. V. (1971) : On Stromatolites : an Autoecological Approach of Intertidal and Deep Water Stromatolites. *Ann. Soc. de Belgique*, (94) : 265-276.
- MONTY C. L. V. (1976) : The Origin and Development of Crystalline Algal Fabrics, In M. R. Walter (edit.), *Stromatolites*, Elsevier, Amsterdam, 193-476.
- MOUSSINE-POUCHKINE A. ET BERTRAND-SARFATI J. (1978) : Le Gourma : un aulacogène du Précambrien supérieur ? *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 6 : 851-857.
- OUÉDRAOGO CL. (1983) : *Étude géologique des formations sédimentaires du bassin précambrien supérieur et paléozoïque de Taoudenni (Haute-Volta)*. Th. Doctorat, Poitiers, 210.
- OUÉDRAOGO A (1985) : *Étude de quelques unités plutoniques basiques éburnéennes dans le sillon de Bouroum-Yalago au nord-est du Burkina-Faso*. Th. 3^e cycle, Nancy, I, 2 : 64.
- PALAUSI G. (1959) : Contribution à l'étude géologique et hydrologique des formations primaires du Soudan méridional et en Haute-Volta. *Bull. Serv. Géol. et Prospec. Min.*, Haut-Commissariat général, Dakar, 33, 209 p.
- PARISH J. M., ZIEGLER A. M. ET SCOTSE C. R. (1982) : Rainfall Patterns and the Distribution of Coals and Evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Paleogeogr. Paleoclim. Paleoecol.*, 40 : 67-101.
- PERRIN M. (1987) : *Paléomagnétisme des séries rouges à aimantations multiples d'âge protérozoïque, d'Afrique et d'Amérique du Nord*. Doc. Trav. CGG, 11 : 365.
- PETTITJHON F. J. (1967) : *Sand and Sandstones*. Springer-Verlag Edit., Berlin : 553.
- PETTITJHON F. J. (1975) : *Sedimentary Rocks*, 3, Harper Intern Edit, Harper and Row publishers, New-York, Evanston, San Francisco and London, 628.
- PLAYFORD P. E. ET COKBAIN A. E. (1976) : Modern Algal Stromatolites at Hamelin Pool, a Hypersaline Barred Basin in shark-bay, Western Australia. In M. R. Walter (editor), *Stromatolites*, Elsevier, Amsterdam, 389-412.
- RIECHELT R. (1972) : *Géologie du Gourma (Afrique occidentale), un seuil et un bassin du Précambrien supérieur, stratigraphie, tectonique, métamorphisme*. Mém. BRGM, Paris, 53 : 213.
- RIECHELT R. (1976) : *Permanence des mouvements épeirogéniques dans la boucle du Niger, République du Mali. Influence sur la géographie physique. Réflexion sur la dynamique du manteau*. C. R. Acad. Sci., Paris, 282, D : 417-418.
- RIENECK R. ET SINGH I. B. (1980) : *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, New-York : 547.
- RAABEN (1969) : Columnar Stromatolites and Late Precambrian Stratigraphy. *American Journal of Science*, 267 : 1-18.
- ROCY (non daté) : Les calcaires de Tin H'rassan (cercle de Gorom-Gorom. Contribution en nature du gouvernement de Haute-Volta au projet du PNUD, *Développement minier du Nord-Est*. Direct. Géol. et Mines, 18, dactyl.
- ROCCI G., BRONNER G. et DESCHAMPS M. (1991) : Crystalline Basement of the West African Craton. In : R. D. Dallmeyer et J. P. Lécorché (Eds.) *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 31-61.

- ROGNON P., BIJU-DUVAL B., DE CHARPAL O. (1972) : Modelé glaciaire dans l'Ordovicien supérieur saharien : phases d'érosion et glaciotectonique sur la bordure nord des Eglab. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, 2, XIV (5) : 507-528.
- ROUSSEL et LESQUER (1991) : Geophysics and the Crustal Structure of West Africa. In : R. D. Dallmeyer, J. P. Lécorché (Eds.) *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg : 9-28.
- SACKO S. (1985) : *Contribution à l'étude structurale du Gourma oriental (chaîne panafricaine du Mali)*. Thèse 3^e cycle, USTL, Montpellier : 130.
- SAGATSKY J (1954) : La géologie et les ressources minières de la Haute-Volta méridionale. *Bull. Dir. Mines, AOF, Dakar*, 13 : 22.
- SEMIKHATOV M. A. (1962) : *Le Riphéen et le Cambrien inférieur de la chaîne du Iénéssei*. Ak. Nauk. SSSR, Geol. Inst., 68 : 147 (en Russe).
- SEMIKHATOV (1978) : Some Apehbian Carbonate Stromatolites from The Canadian Shield. In Raaben, M. E. (Editor) : *Lower Boundary of the Riphean and Stromatolites of the Apehbian*, Ak. Nauk. SSSR, Trudy : 312 : 111-147 (en Russe).
- SERRE J. C. (1964) : *Étude géologique et prospection régionale du secteur de Banfora-Est Comoé*, BRGM Abidjan : 83.
- TARDY Y et ROQUIN C. (1998) : *Dérive des continents. Paléoclimats et altérations tropicales*. BRGM Edit. : 473.
- TOURÉ S., CAEN-VACHETTE M., TEMPIER P. (1987) : Nouvelles données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques du massif granitique de Boundoukou (Côte d'Ivoire). Mise en évidence d'un âge burkinien par isochrone Rb/Sr sur roches totales. *J. Afr. Earth Sci*, 6 : 269-274.
- TROMPETTE R. (1972) : *Présence dans le bassin voltaïen de deux glaciations distinctes à la limite Précambrien supérieur-Cambrien. Incidence sur l'interprétation chronostratigraphique des séries de bordure du craton ouest-africain*. C. R. Acad. Sci, Paris, D, 275 : 1027-1030.
- TROMPETTE R. (1973) : *Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudenni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sédimentation de craton. Étude stratigraphique et sédimentologique*. Thèse, Univ. Aix-Marseille III, Fr., Trav. Lab. Sci. Terre, Saint-Jérôme, Marseille, B 11 : 702.
- VACHETTE M. (1964) : Essai de synthèse des déterminations d'âges radiométriques de formations cristallines de l'Ouest africain (Côte d'Ivoire, Mauritanie, Niger). *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, 25 : 7-29.
- VILLEMUR J. R. (1967) : *Reconnaissance géologique et structurale du Nord du bassin de Taoudenni*. Mém. BRGM, Paris, 51 : 152.
- VILLENEUVE M. (1984) : *Étude géologique sur la bordure Sud-Ouest du craton ouest-africain et l'évolution des bassins sédimentaires protérozoïques et paléozoïques de la marge Nord-Ouest du continent de Gondwana*. Thèse Fac. Sci. Saint-jérôme, Marseille : 550.
- WALCOTT C. D. (1914) : *Pre-Cambrian Algonkian Flora*. Smithsonian Miscellaneous collection, 64 : 77.
- WALTER M. R. (1976) : *Stromatolites. Développement in Sedimentology*, 20 Elsevier, Amsterdam : 790.
- ZIMMERMAN M. (1960) : *Nouvelle subdivision des séries anté-gothlandiennes de l'Afrique occidentale (Mauritanie, Soudan, Sénégal)*. Int. Geol. Congr., Copenhagen, 8 : 26-36.
- ZONOU S. (1987) : *Les formations leypino-amphibolitiques et le complexe volcanique et volcano-sédimentaire du Protérozoïque inférieur de Bouroum-Nord (Burkina-Faso, Afrique de l'Ouest)*. Thèse Univ. Nancy, I : 294.

POUR EN SAVOIR PLUS

libérien - birrimien (éburnéen)

- ANONYME (1983) : *Potentiel et problèmes miniers en Haute-Volta*. Minist. comm. dévelop. ind. et mines. bur. vol. géol. et mines, 18 p., carte des gites minéraux.
- ARNOULT M. (1961 b) : *Étude géologique des migmatites et des granites précambriens du ne de la côte d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale*. Bur. rech. géol. et mines édit., Paris, mém. n° 3, 175 p.

- AUBOIN J. (1959) : A propos d'un centenaire : les aventures de la notion de géosynclinal. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, Paris, 2^e sem., vol. II, fasc. 3, p. 135-188.
- BLACK R. (1966) : *Sur l'existence d'une orogénèse riphéenne en Afrique occidentale*. C. r. acad. sci., Paris, t. 262, p. 1046-1049.
- BLACK R. (1967) : Sur l'ordonnance des chaînes métamorphiques d'Afrique occidentale. *Chron. mines rech. min.*, Paris, n° 364, p. 225-238.
- BONNARD L. F. (1965) : *Aperçu sur la géologie de la Haute-Volta*. Minist. comm. dévelop. et mines, Dir. géol. mines, Haute-Volta.
- BOS P. (1967) : *Notice explicative de la carte géologique au 1/200 000^e (feuille Fada N'gourma)*. Dir. géol. et mines. Ouagadougou, Bur. rech. géol. et mines, Paris, 40 p.
- BOUGERE J. (1976) : *Recherche sur les paysages soudano-birrimiens de la région de Kaya (Haute-Volta)*. Ouagadougou, thèse 3^e cycle, 84 p., 1 carte h.-t.
- BOULET R. (1968) : *Étude pédologique de la Haute-Volta. région centre-nord*, Off. rech. sci. tech. outre-mer, centre de Dakar-Hann, 349 p., carte au 1/500 000^e.
- BOULET R. (1970) : La géomorphologie et les différents types de sols en Haute-Volta septentrionale. *Cah. Off. rech. sci. tech. outre-mer*, sér. pédol., 8, 3, p. 245-271.
- BOULET R., LEPRUN J. C. (1970) : *Étude pédologique de la Haute-Volta. région est*. Off. rech. sci. tech. outre-mer, centre de Dakar-Hann, 331 p., carte au 1/500 000^e.
- BOUSQUET R. (1965) : *Contribution à l'étude géologique du birrimien de Haute-Volta. degré-carré de Houndé*. Minist. comm. dévelop. et mines, Dir. géol. mines, Haute-Volta.
- BOUSQUET R., LEGRAND J. M. (1977) : *Feuille géologique houndé au 1/200 000^e*, Dir. géol. mines, Ouagadougou, Inst. géol. mines, Belgique.
- BUCHSTEIN M., MULLER Y. (1971) : *Rapport de fin de mission Kaya-Goren*. Rapp. Bur. rech. géol. mines, Orléans, inédit.
- CAEN-VACHETTE M. (1982) : *Récapitulation des âges radiométriques déterminés sur les formations cristallines et cristallophyliennes de l'Afrique de l'ouest*. Trav. géol. minéral., univ. Clermont II et I. a. 10 Cent. nat. rech. sci., sér. documentation, inédit.
- CHAUSSIER J. B. (1972) : *Le contexte géologique et métallogénique voltaïque au sein du craton ouest-africain*. Minist. comm. dévelop. et mines, Dir. géol. mines, Haute-Volta, inédit, 29 p., 5 cartes h.-t.
- CHOUBERT B. (1968) : *Carte tectonique de l'Afrique au 1/5 000 000^e*, UNESCO, Paris.
- CHOUBERT B. (1969) : Les Guyano-Éburnéides de l'Amérique du Sud et de l'Afrique occidentale. *Bull. Bur. rech. géol. minière*, Paris, sect. IV, n° 4, p. 39-70.
- CHOUBERT G. ET FAURE-MURET A. (1971) : Bouclier éburnéen (ou libéro-ivoirien) in : tectonique de l'Afrique, UNESCO, *Sci. de la Terre*, n° 6, p. 185-200.
- CHOUBERT G. ET FAURE-MURET A. (1969) : *Notice explicative de la carte tectonique internationale de l'Afrique au 1/5 000 000^e*, UNESCO/ASA, Paris, 54 p.
- COMPECT SP. A (1975) : *Reconnaissance et évaluation des indices des bauxites de l'Ouest voltaïque*. Minist. Comm. Dévelop. et Mines, Direct. Gén. Mines, Haute-Volta, 98 p.
- DA DAPOLA E. C. (1984) : *Recherches géomorphologiques dans le sud de la Haute-Volta. la dynamique actuelle en pays lobi*. Thèse 3^e cycle, Univ. Louis-Pasteur, Strasbourg, 309 p.
- DAVEAU S., LAMOTTE M., ROUGERIE G. (1962) : Cuirasses et chaînes birrimiennes en Haute-Volta. *Ann. de géogr.*, n° 387, p. 460-482, 10 fig., 2 pl. photo.
- DEFOSSEZ M. (1962) : Contribution à l'étude géologique et hydrologique de la boucle du Niger. *Mém. BRGM* n° 13, édit. technip, 174 p., 22 fig., 2 pl. micro-photo. h.-t., 5 pl. photo. h.-t.
- Defossez M., Goosens P. J., Zeegers M. (1970) : *Reconnaissance géochimique des formations birrimiennes dans la région de Yako*. Rapp. PNUD.
- DELFOUR J., JEAMBRUN M. (1970) : *Notice explicative de la carte géologique au 1/200 000^e (Oudalan)*. édit. BRGM, 45 p.
- DILUCA C., MULLER W. (1985) : *Évaluation hydrologique des projets d'hydraulique en terrain cristallin du bouclier ouest-africain*. Coop. Tech., Projet n° 82 20600, CIEH, Ouagadougou, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Bgr), Hanovre, RFA 125 p.
- DUCELLIER J. (1963) : *Contribution à l'étude des formations cristallines et métamorphiques du Centre et du Nord de la Haute-Volta*. BRGM, Paris, mém. n° 10, 320 p.
- ENGALENC M. (1978) : *Méthode d'étude et de recherche de l'eau souterraine des roches cristallines de l'Afrique de l'Ouest*. CIEH., Ouagadougou, sér. hydrol., 318 p.
- FABRE J. (1974) : Le Sahara ; un musée géologique. *La recherche*, n° 42, p. 140-152.

- GAMSONRE P. E. (1970) : *Étude pétrologique et métallogénique de la région de Gongoudy et Malba (secteur de Gaoua) Haute-Volta*. thèse univ. Besançon, n° 95, 190.
- GAMSONRE P. E. (1975) : *Contribution à l'étude géologique des formations précambriennes de la région de Ouahigouya (Haute-Volta)*. thèse doct. État, univ. Besançon, 158, 1 carte h.-t.
- GOOSENS J. P. (1970) : *Reconnaissance géochimique de la zone plombifère de Gan*. Rapp. PNUD, 5 p.
- KALOGA B. (1987) : *Le manteau kaolinique des plaines du Centre-sud de la Haute-Volta. dynamique et relation avec le manteau smectitique*. ORSTOM, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 346 p. multigr.
- KOALA K. F. (1980) : *L'environnement géologique de la minéralisation antimonieuse de Mafoulou (degré carré de Kaya, Haute-Volta) et les caractères du volcanisme général*. thèse 3^e cycle, Univ. Claude Bernard, Lyon, 136 p. ann., 22 photo.
- LAWRENCE R. (1974) : *Mission Kaya. Prospection aurifère de la région de Kaya-Boussoula-Korsimoro. Campagne 1973-74*. Minist. Comm. Dévelop. et Mines, Rapp. Direct. Géol. Mines, Haute-Volta, inédit.
- LOUIS P. (1977) : *Gravimétrie et géologie en Afrique occidentale et centrale*. Mém. BRGM., Orléans, Fr., n° 91, p. 53-61.
- NEYBERG H. (1970) : *Évaluation des gites vanadifères d'Oursi*. Rapp. PNUD, Haute-Volta, 39 p., 12 ann.
- OUATTARA A. (1984) : *Interprétation des images landsat en géologie structurale. prospection des eaux souterraines dans le degré carré de Boulsa. Zone testée : région de Zorgho*. Rapp. fin de stage, Haute-Volta. Cent. Régio. Télééd. Ouaga., 34 p. + cartes.
- PION J. CL. (1979) : *Altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale sèche. Étude de quelques toposéquences en Haute-Volta*. Thèse U. L. P., Strasbourg, sc. géol., mém. n° 57, 215 p.
- PION J. CL., FACIBENI P. (1976) : *Recherches géologiques et minières : Boromo-Houndé*, UPV-74.004, Nations-Unies. Étude géomorphologique. Géomap édit., Florence, 34 p. multigr.
- PNUD (1976) : *Rapport final sur l'étude de la zone de recherche géologique et minière Houndé-Boromo*. Contrat UPV74-004. Texas Instrument incorporated, service group, Dallas, Texas, USA.
- PNUD (1983) : *Recherches géologiques et minières dans les sillons birrimiens de Boromo-Houndé*. projet UPV 74-004, Ouagadougou, 1974-1982. Rapp. final, techn. de synth., 123 p., 2 cartes, 5 ann.
- PNUD (1988) : *Recherches minières dans le Centre et le NO du Burkina-Faso*. Rapp. techn. final, Ouagadougou, Nations-Unies, 73 p. + cartes.
- POMEROL CH., BABIN CL. (1977) : *Précambrien, Paléozoïque. stratigraphie et paléogéographie*. Doin édit., Paris, 429p.
- RAGUIN E. (1971) : *Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique*. Masson et C^{ie} édit., Paris, 239 p., 71 fig. et cartes.
- RAVENNE C. (1971) : *Étude géologique de la partie voltaïque du degré carré de Douentza*. Minist. Comm. Dévelop. et Mines, Rapp. Direct. Géol. Mines, Haute-Volta, 27 p.
- ROCCI G. (1965) : *Essai d'interprétation des mesures géochronologiques : la structure de l'Ouest africain*. *Sc. Terre, Bull.*, Nancy, t. x, n° 3-4, p. 462-478 (coll. intern. CNRS, n° 151, Nancy).
- ROCCI G. (1969) : *Les chaînes du Protérozoïque supérieur dans l'Ouest africain*. 5^e coll. géol. afr., Clermont-Ferrand, *Ann. fac. Sci. univ. Clermont-Ferrand*, 41, géol. minéral. (19), p. 56-61.
- SAWADOGO A. (1984) : *Géologie et hydrologie du socle cristallin en Haute-Volta. Étude régionale du bassin-versant de la Sissili*. Thèse d'État sci., Grenoble I, 351 p.
- SIBIRI T. (1983) : *Étude structurale des images landsat et des photographies aériennes pour la recherche minière : zone de Taparka (Bouroum est)*. inéd.
- SYLVESTRE P. (1970) : *Reconnaissance des bauxites blanches dans la région de Kaya-Kongoussi*. Rapp. P. N. U. D., Haute-Volta, n° 5, 54 p.
- TAGINI B. (1960) : *Hypothèses nouvelles pour une esquisse structurale du sud-ouest de la Côte d'Ivoire*. D. G. P. M., Abidjan, rapp. So. De. Mi. n° 180, 24 p. multigr.
- TRAORE O. (1986) : *Excursion géologique et minière dans le nord du Burkina-Faso*, Dir. Rég. géol. Mines, Bobo-Dioulasso, 8 p. inédit.
- TRINQUART R. (1971) : *Notice explicative de la carte géologique au 1/200 000^e (Tenkodogo)*. Minist. Comm. Dévelop. et Mines, Direct. géol. Mines, Ouagadougou, Bur. rech. géol. mines, Paris, 37 p.

- VAN DE STEEN J. (1983) : *Données sur la pétrologie et la genèse des minéralisations du Birrimien dans le SO de la Haute-Volta*. Bur. Volt. Géol. Mines, Ouagadougou, 22 p.
- VAN EYK H. (1964) : *Recherches dans la région de Kaya, Haute-Volta. Rapp. inéd. Bur. rech. géol. mines*, Bob 69 a 20, Bobo-Dioulasso.
- YAMEOGO F. (1987) : *Étude structurale d'un gisement volcano-sédimentaire : exemple du gisement de zinc de Perkoa (BF)*. Cent. Ens. Sup. en Exploit. et Valor. des Ress. Min., Ecole Norm. Sup. géol. appliquée et de prospec. min., I. N. P., Lorraine, Nancy, 85 p. pl. photo (i-iv), fig.
- YVAIN R. (1966) : *Rapport de synthèse des travaux géologiques et de prospection effectués sur les degrés carrés Diapaga-Kirtachi*, Bur. rech. géol. mines, Abidjan, 132 p.
- YVAIN R. (1967) : *Notice explicative de la carte au 1/200 000^e (feuille Diapaga-Kirtachi)*, Minist. Comm. Dévelop. et Mines, Direct. Géol. Mines, Haute-Volta, Bur. rech. géol. mines, Paris, 39 p.

Tarkwaïen

- BOUSQUET R. (1965) : *Contribution à l'étude géologique du Birrimien de Haute-Volta. Degré-carré de Houndé*. Dir. Géol. Mines, Haute-Volta.
- HOTTIN G., OUÉDRAOGO O. F. (1975) : *Notice explicative de la carte géologique au 1/1 000 000^e de la République de Haute-Volta*, Direct. Géol. Mines, Ouagadougou, 58 p.

Mouvement panafricain

- BAYER R., LESQUER A. (1978) : Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton ouest-africain : géométrie d'une suture pan-africaine. *Bull. Soc. Géol. fr.*, (7), xx, 6, p. 863-876.
- BESSELES B., TROMPETTE R. (1980) : *Géologie de l'Afrique. la chaîne panafricaine : Zone mobile de l'Afrique centrale (partie sud) et zone mobile soudanaise*. Mém. Bur. rech. géol. mines, Paris, n° 92, 397 p., 118 fig., 29 tabl.
- BLACK R. (1966) : *Sur l'existence d'une orogénèse riphéenne en Afrique occidentale*. C. R. Acad. Sci., Paris, n° 262, p. 1046 - 1049.
- CABY R. (1978) : Paléodynamique d'une marge passive et d'une marge active du Précambrien supérieur : leur collision dans la chaîne panafricaine du Mali. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. 20, p. 857-862.
- CABY R. (1979) : Les nappes précambriennes du Gourma dans la chaîne panafricaine du Mali. *Rev. Géol. Dyn. Phys.*, Paris, vol. 21, fasc. 5, p. 365-376.
- CABY R., AFFATON P., ANDREAPOULOS-RENAUD U., BALL E., BLACK R., DUPUY G., LIEGOIS J.-P., MOUSSINE-POUCHKINE A., MEGARD F., SIMPARA N., VEDOGBETON V. (1985) : *Lithostratigraphie, structure et paléogéodynamique des parties frontales de la chaîne panafricaine entre le Sud du Sahara et le golfe du Bénin*. Rés. Comm. Coll. Eval. Prospec., ASP. RCP 540 CNRS. "Recherches géologiques en Afrique", Fac. Sci., Poitiers, Fr., p. 35-38, 1 fig.
- CAEN-VACHETTE M., PINTO K. J. M., ROQUES M. (1979) : Plutons éburnéens et métamorphisme dans le socle cristallin de la chaîne panafricaine au Togo et au Bénin. *Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys.*, vol. 21, fasc. 5, p. 351.
- LESQUER A., MOUSSINE-POUCHKINE A. (1980) : Les anomalies gravimétriques de la boucle du Niger. Leur signification dans le cadre de l'orogénèse panafricaine. *Canad. Journ. of earth sciences*, vol. 17, n° 11, p. 1538-1545.
- REICHELTE R. (1976) : *Permanence des mouvements epeirogéniques dans la boucle du Niger, République du Mali. Influence sur la géographie physique. Réflexions sur la dynamique du manteau*. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 282 (2 fév. 1976), sér. d, p. 417-418.
- SACKO S. (1985) : *Contribution à l'étude structurale du Gourma oriental (chaîne panafricaine du Mali)*. thèse 3^e cycle, Univ. Sci. Techn. Languedoc, Montpellier, 133 p., 33 fig., 2 pl.
- TROMPETTE R. (1979) : Les Dahoméyides au Bénin, Togo et Ghana : une chaîne de collision d'âge pan-africain. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, vol. 21, fasc. 5, p. 339-399.
- TROMPETTE R. (1980) : La chaîne panafricaine des Dahoméyides et le bassin des Volta (bordure sud du craton ouest-africain). in : Besseles B., Trompette R. *Géologie de l'Afrique*.
- TROMPETTE R. (1982) : Upper Proterozoic (1 800 - 570 Ma) Stratigraphy : A Survey of Lithostratigraphic Paleontological, Radiochronological and Magnetic Correlation. *Precambrian Research*, 18, p. 27-52, 2 fig., 5 tabl.

II. LA MISE EN PLACE DE ROCHES TRÈS VARIÉES ET PROFONDÉMENT TRANSFORMÉES

Pays de socle où les roches cristallines sont omniprésentes, le Burkina-Faso offre une série de domaines où la monotonie d'ensemble est largement compensée par des formes de détails très variées qui présentent rarement du spectaculaire, au sens moderne du terme.

Après une genèse de plusieurs milliards d'années, les roches issues du magma, encore visibles, sont un compromis très subtil entre les conditions de leur mise en place dans la croûte terrestre et celles de leur maintien vis-à-vis des processus de la météorisation, quand elles arrivent dans l'atmosphère.

Structure, texture, couleurs, fragmentation, perméabilité, humidité, chaleur, végétation, sont autant de facteurs qui ont contribué à modifier radicalement les premiers paysages, gommant les uns sur des milliers de mètres, et comblant les autres. L'altération chimique a été le processus dominant, réduisant en formations meubles des roches qui nous paraissent infiniment résistantes. Les *sesquioxides de fer*, hérités du magma, ont envahi tous les profils par des processus variés, donnant à ces régions, la couleur rouge dominante.

Et puis, comme par magie, dans les confins du pays, des barrières se dressent, massives, imposantes, humides, annonçant d'autres domaines lithologiques radicalement différents surgis de nulle part, ou plutôt surgis de matins plus calmes dans les balbutiements de la vie à des périodes encore proches des masses de magma qui continuaient à amplifier les continents. Grain par grain, les masses montagneuses se sont défaites, pour alimenter de vastes bassins pendant des millions d'années, en *galets, sables, et carbonates* qui, curieusement, à l'exception de ces derniers, résisteront mieux au temps que les formations plutoniques issues du magma. Ces éléments, essentiellement siliceux, ont été façonnés par des *paléo-processus* mis en place par l'eau, le vent ou les glaciers qui y ont laissé leurs marques et parfois les traces énigmatiques de la vie balbutiante, inconnues dans les roches magmatiques. Sur ce plan, les roches sédimentaires sont d'un exceptionnel intérêt pour le géomorphologue.

1. DES ROCHES DU MAGMA, DE LA SÉDIMENTATION ET DU MÉTAMORPHISME, PLUS OU MOINS VULNÉRABLES AUX ACTIONS DE LA MÉTÉORISATION

Dans le domaine climatique tropical humide et chaud, plus que dans tout autre, la notion de dureté des roches est toute relative, on le sait. Les roches cristallines issues du magma ont subi le “rabet” du temps et nous sont parvenues profondément atténuées et/ou transformées. Dans les deux cas, les paysages se sont considérablement abaissés, et la surface topographique qui prévaut aujourd’hui n’a sûrement rien à voir avec la surface topographique originelle qu’il est impossible de reconstituer. Seule l’épaisseur des bassins sédimentaires permet d’avoir une idée de l’ampleur des reliefs précambriens fournisseurs de sédiments (fig. 22).

Dès l’origine des premières topographies, il y a plus de 2 Ma, l’érosion différentielle a laissé en saillie les roches les plus résistantes et aplani les autres. Mais même les premières ont été lentement érodées, et nous n’en voyons plus aujourd’hui que les racines, vraisemblablement grâce au jeu des réajustements isostatiques et au dégagement de l’encaissant plus tendre.

Les climats du Cénozoïque, favorables à l’altération sur une grande partie de la planète, ont oblitéré, sous une tunique de matériaux ameublés, la majorité des terrains précambriens réduits à l’état de surfaces arasées. Petit (1994) conseille la substitution du terme de *pédiplaine* à celui communément utilisé de *pénéplaine* qui ne saurait convenir, ni au plan descriptif, ni au plan génétique. Si l’on considère les chiffres de l’érosion mécanique et chimique moyenne à l’échelle du globe (respectivement 7 cm et 6 à 7 mm/1 000 ans) on peut envisager, pour l’érosion mécanique, une tranche enlevée de 7 000 mètres et dix fois moins pour l’érosion chimique par milliard d’années ! Il s’agit bien sûr de chiffres moyens théoriques, mais qui donnent cependant une idée de l’œuvre colossale de la glyptogénèse.

L’érosion différentielle a exploité de façon très subtile la très grande variété des roches cristallines ainsi que les variations latérales de faciès, aussi bien à l’échelle du massif qu’à l’échelle métrique (cf. levé géologique du degré carré d’Arlé). Selon leur structure interne, leur texture, leurs transformations et leur fracturation, les roches vont conditionner la différenciation des modelés au sein des principaux reliefs. Les mécanismes qui ont contribué à l’abaissement irrégulier de ces reliefs, par érosion différentielle, sont bien connus et, dans le domaine des processus, l’époque lointaine ou récente n’a rien changé à l’affaire. *Thermoclastie* et *hydroclastie*, *solifluxion* ont toujours fonctionné avec les mêmes causes et les mêmes effets. Seul le contexte climatique a beaucoup varié, puisque les climats du Cénozoïque étaient des climats ferrallitisants jusqu’à des latitudes très septentrionales.

On peut essayer de comprendre comment les principaux reliefs rocheux du socle burkinabé visibles aujourd’hui ont pu résister à l’aplanissement après plusieurs milliards d’années d’existence :

- Les noyaux durs des anciens orogènes occupaient, dans l'espace, un volume suffisamment important pour que la tendance à l'aplanissement ait été compensée par le rehaussement de la racine, rehaussement non achevé (?).
- Une surface d'aplanissement n'est jamais définitive dans la mesure où elle est soumise, de temps à autre, à des mouvements tectoniques qui font jouer ou rejouer à l'érosion différentielle le rôle primordial : par rapport à une ligne topographique horizontale, il se trouvera toujours une zone assez vulnérable pour être déblayée, créant ainsi un nouveau niveau de base,
- Des reliefs particulièrement résistants (minéralisation, silicification, métamorphisme) ont été dégagés au sein de roches très altérables.

Si l'on peut écarter la première hypothèse au regard de l'âge très ancien des premières chaînes de montagnes terrestres depuis longtemps arasées, nous pensons que les deux autres sont vraisemblables, et que les deux cas de figure peuvent coexister dans une même région.

1.1. DES ROCHES DU SOCLE ÉPARGNÉES OU PRÉDISPOSÉES À L'ALTÉRATION

Le domaine birrimien montre une variété exceptionnelle de roche (fig. 31) abondamment fracturées (fig. 32), issues de ce que l'on appelait *géosynclinal* et de son resserrement : *phyllites, schistes, tufs volcaniques, grauwacques, amphiboles, roches basiques, migmatites, intrusions granitiques...*

Quand cet ensemble n'a pas été totalement arasé ou transformé en manteau d'altérites, il se présente sous la forme de massifs rocheux plus ou moins collinaires pour les reliefs les plus marqués, ou encore sous la forme de dômes isolés ou de petits amas chaotiques ou de filons. La roche saine apparaissant fréquemment au pied des talus du manteau d'altérites, il n'est pas envisageable de séparer le domaine des roches saines de celui des roches transformées ; ils sont au contraire intimement liés : *granites, syénites, roches vertes* sont bien souvent ceinturés ou surmontés par les cuirasses ferrugineuses (comme dans la région de Yako). Pion et Facibéni (1976) ont montré que, pour le sud-ouest du Burkina-bais, sur une superficie de 39 000 kilomètres-carrés, 80 % environ étaient occupés par les cuirasses. Nous prendrons quelques exemples parmi les roches qui ont le mieux résisté à l'érosion.

1.1.1. LES GRANITES INTRUSIFS OU POST-TECTONIQUES

Ils ont surgi au milieu des formations cristallines ou même sédimentaires. C'est le cas des dômes d'Arinbinda ou d'Oursi, des pains de sucre du pic Niaouri ou du massif syénitique de Wayen. Il s'agit généralement de *granites monzonitiques* (syénite calco-alcaline faisant la transition entre les syénites et les diorites, ex. de la *syénite calco-alcaline* de Wayen) leucocrates, riches en *orthose* et en *plagioclases*, des *granodiorites* et des *diorites quartzites*, des *granites alcalins* (*granites roses* à grains grossiers de la région de Gan ou de Pama), des *dacites*, ces dernières étant souvent porphyriques.

1.1.2. LES GRANODIORITES

Il s'agit de roches grenues, mésocrates, porphyroïdes ou non, à minéraux orientés et relativement riches en ferromagnésiens et en feldspaths *plagioclases* réputés particulièrement vulnérables. On peut donc, à priori, s'étonner du classement de ces granitoïdes dans les roches résistantes. Pourtant, le maintien d'un massif important comme celui de Kiembara (entre Ouahigouya et Tougan) a été rendu possible par la présence de *feldspaths potassiques*... Le développement des *microclines* a en effet permis la consolidation de l'ensemble, le potassium étant un élément chimique assez stable bien que moins stable dans les roches acides que dans les roches basiques. On remarque, dans le **massif de Kiembara**, que les secteurs moins feldspathisés en éléments potassiques ont moins bien résisté à l'érosion, même lorsque les enclaves basiques y sont nombreuses. Il est aussi possible que la localisation d'un tel massif, situé entre les formations de cratons et le massif volcano-sédimentaire (Gamsonré 1975), ait joué un rôle important par *pollution* basique et gneissique (enclaves) plus ou moins assimilée par les roches encaissantes.

L'origine sédimentaire ou magmatique des roches cristallines peut également intervenir dans la distribution des feldspaths et des ferromagnésiens. On constate, dans le domaine magmatique, que la feldspathisation est beaucoup plus poussée. Comme les ferromagnésiens s'altèrent moins rapidement que les feldspaths, les faciès migmatitiques et granitiques ont plutôt tendance à donner des dalles en affleurements lorsqu'il s'agit de roches à grains fins, plus ou moins leucocrates et présentant de fines paillettes de biotite très vulnérables à l'altération. On comprend aisément que, dans de telles conditions, ces roches aient peu résisté à l'érosion, même en présence d'enclaves de *granodiorites* ou de *roches vertes*. L'introduction de linéations de *biotite* et de nombreux filonnets a contribué à déstabiliser la disposition générale des anciens massifs qui n'affleurent plus que sous la forme de dalles.

Les études pétrographiques effectuées par les géologues sur les granitoïdes ont montré que la teneur en **Fe**, **Mg** et **Ca** diminuait des formations les plus anciennes aux formations les plus récentes, ce qui pourrait signifier que **plus les granites sont récents, moins ils sont résistants**. Cependant, cette diminution est compensée par l'enrichissement en *silice*, et surtout en *potassium* utilisé par le *feldspath potassique* qui offre une bonne résistance à l'altération (cas des *gneiss leypiniques*). Mais la répartition de ce *feldspath*, surtout sous la forme de *microcline*, est tout à fait irrégulière dans les granitoïdes. Les massifs granitiques du nord semblent moins riches en *microcline* que ceux qui sont situés plus au sud, vers la Côte d'Ivoire ; or il semble bien que l'érosion ait été plus intense au nord qu'au sud.

À l'échelle locale, la répartition irrégulière du *feldspath potassique* dans les *granites* semble régler (ou non) le maintien des reliefs.

1.1.3. LES SCHISTES

Bien des roches portant l'appellation *schistes* ne sont pas de vrais schistes mais des faciès schisteux dérivés de l'altération de roches basiques où les *amphi-*

boles et les *chlorites* sont abondants (*roches vertes*). Les autres occupent une place importante au sein des formations birrimiennes. Dérivés des formations sédimentaires terrigènes fines et grossières du sillon ultra-cratonique ayant subi un épimétamorphisme, les *schistes* regroupent de nombreux faciès : *schistes argileux (shales)*, *schistes tufacés*, *calco-chlorischistes*, *schistes sériciteux*, *schistes graphiteux et manganifères*, *prasinites*... Tous appartiennent au groupe de Riziam. Dans l'ensemble, ces schistes ont été largement altérés et on les voit encore affleurer dans les lits de marigots, au pied des collines cuirassées, ou encore à la limite du contact socle-couverture sédimentaire (escarpement de Bobo-Banfora). On peut les associer à des dépôts gréséo-pélitiques, comme c'est le cas dans la région de Ouahigouya (Yatenga), ou encore à du *graphite* dans la région de Korsimogho, sur la route de Kaya. Mais ce qui semble avoir maintenu les principaux reliefs schisteux, c'est la fréquence des filons de quartz qui arment et protègent la roche, limitant sa fragmentation en la maintenant, comme c'est le cas à Boni-Kopoï (Tuy), dans une position monoclinale avec un pendage très redressé.

1.1.4. LES ROCHES VERTES

Dans le contexte birrimien, elles représentent des roches volcano-sédimentaires, métamorphiques, basiques à ultra-basiques (*gabbros*, *basaltes*, *dolérites*, *rhyolites*, *tufs*) et des brèches pyroclastiques ayant été transformées, par *pseudomorphose* dans la roche dure (métamorphisme général) ou par transformation précoce (altération météorique). Ces transformations aboutissent aux résultats suivants, par l'intermédiaire de deux phénomènes chimiques : l'**ourallitisation** et la **saussuritisation** (Pion, 1979) :

- Les *pyroxènes* donnent des *amphiboles* (*hornblende* et *actinote*) et de la *chlorite*.

- Les *hypersthènes* et l'*augite* donnent de la *hornblende* et de l'*actinote*.

- Les *plagioclases* donnent de l'*épidote* avec néoformations de *calcite*, *quartz*, *calcédoine* et *albite-ouralite* (mélange d'amphiboles), *chlorite* et *épidote* donnent le faciès roches vertes qui représentent des roches ferromagnésiennes denses présentant souvent un *masque* brun rouille du fait d'une altération superficielle. Il s'agit de la série birrimienne où l'on compte pourtant les roches les plus résistantes du Burkina-Faso. Dans ce complexe magmatique et métamorphique, les roches ont plus ou moins résisté aux déformations tectoniques, allant jusqu'à prendre la texture schisteuse mentionnée plus haut. Beaucoup de roches ont été broyées, mais certaines, comme les *diabases* (*micro-gabbro porphyriques* essentiellement), ont bien résisté aux tensions tectoniques.

Les modelés collinaires s'observent indifféremment dans des roches déformées, l'ensemble ayant été abondamment injecté de filons et de dykes par du matériel microgrenu souvent à microlite au Précambrien mais aussi au Paléozoïque. Dans ce dernier cas, les filons, indemnes de déformation, recourent l'ensemble des *roches vertes*. Il s'agit de structures pouvant atteindre plusieurs kilomètres de longueur et plusieurs centaines de mètres de puissance.

1.2. VERS UNE ARGILISATION GÉNÉRALISÉE : LA PRÉPARATION DE L'ALTÉRATION ET DES APLANISSEMENTS

Dans l'ambiance climatique chaude et humide qui a régné pendant les temps géologiques, notamment pendant l'ère tertiaire, les roches ont fini par s'ameublir à l'échelle continentale selon des processus aujourd'hui bien connus relevant de la chimie et de la biochimie, mais qui ont été avant tout favorisés par les données structurales.

1.2.1. STRUCTURE ET TEXTURE

Un même minéral peut être soit résistant soit rapidement altérable selon qu'il est isolé ou en lits, selon le degré de métamorphisme, selon son volume, selon l'importance des surfaces de contact et son orientation... Ainsi, les *gneiss à lits de biotite* seront plus vulnérables que certains *granites*, un *basalte bulleux en coulées prismées* sera plus altérable qu'une *dolérite microgrenue* non tectonisée, les *cornéennes* (surtout feldspathiques) au contact des batholites granitoïdes et à cristaux fortement enchevêtrés résisteront mieux que des roches broyées comme les *mylonites* ; les *biotites métamorphisées des diabases* s'altéreront beaucoup plus rapidement que les *biotites saines*... Comme l'a écrit Godard (1977, p. 69), « *le facteur texture peut devenir prépondérant quand des roches nettement basiques (labradorite, dolérite, diabase), défavorisées sur le plan de la composition chimique, doivent à leur architecture très compacte de dominer des roches granitoïdes acides* ».

1.2.2. LES DÉFORMATIONS TECTONIQUES

Elles accélèrent l'altération à toutes les échelles : pendages inclinés des cristaux, micro-fissures, fractures, filons de *quartz*, d'*aplite*, qui tous peuvent favoriser la pénétration profonde de l'altération avec formation, au niveau des plans de rupture, d'*argiles* et d'*argilo-ferranes (smectites, goethite, chlorite, kaolinite...)* selon la zone climatique.

1.2.3. LA COMPOSITION MINÉRALOGIQUE

La présence de minéraux très diversement résistants à l'altérabilité permet une pénétration lente et progressive du front d'altération, notamment dans les roches cristallines acides où « *la dégradation est sans fin* » (Lelong 1969). Ce front peut pénétrer très profondément (plus de 100 m) dans des roches ultrabasi-ques comme les *péridotites*, grâce à une trame d'hydroxydes de fer cloisonnés qui assure la percolation rapide de l'eau. Mais le plus souvent, l'effet est inversé et l'oxydation du fer libéré intervient pour protéger la roche de l'altération (cui-rassement), ce qui a permis à Pion (1979) de bien montrer au Burkina-Faso l'opposition entre les deux types de modelés en roches acides et en roches basiques, les seconds dominant presque toujours les premiers (fig. 33).

1.2.4. LES OBSERVATIONS D'ORDRE CHIMIQUE ET GÉOCHIMIQUE (fig. 34)

La *biotite* et l'*amphibole* sont les plus rapidement altérées respectivement en *kaolinite* et en *montmorillonite (smectite)* sur une grande épaisseur dans les faciès granitiques mésocrates, alors que l'altération du *microcline*, on l'a vu, est faible à nulle. En ce qui concerne la *biotite*, son altération est freinée par la présence de *feldspath potassique*.

	ROCHES CRISTALLINES QUARTZEUSES	ROCHES BASIQUES ET ULTRA-BASIQUES
NATURE DES ALTERATIONS	Arènes poreuses à squelettes quartzeux	lithomarges argileuses imperméables (arénisation faible)
DRAINAGE	Bon drainage intense Orientation latérale de l'eau Fines entièrement exportées	Mauvais drainage interne Absence d'évolution latérale Départ définitif des fines
NATURE DES ALTERITES	Smectites + kaolinites	Smectites Smectites + Kaolinite
RICHESSE EN FER (GOETHITE, HEMATITE)	3 à 5 %	9 à 12 %
EVOLUTION DES PROFILS	Latérale	Verticale
EPAISSEUR DES MANTEAUX D'ALTERATION	3 à 10 m (sur plusieurs dizaines de mètres d'arènes)	
LITHODEPENDANCE DES MANTEAUX D'ALTERITES		Totale
POSITION TOPOGRAPHIQUE	Basse	Haute Commandement : Sahel : 50 à 80 m, région soudanaise : 100 à 200 m
PERTE DE MATIERE ET DE VOLUME	Forte	Faible
ALTERATION SOUS CUIRASSE	10 à 30 m	30 à 50 m s/cuir. ferr., 100 à 200 m s/cuir. alumin.-ferr.
DESEQUILIBRE CLIMATIQUE	Oui	Oui
DEGRADATION ET RECTIFICATION DU MODELE	Forte	Faible
RESISTANCE DES CUIRASSES	Faible	Forte
RESULTAT GEOMORPHOLOGIQUE, ACTION DE LA NAPPE PHREATIQUE	Position basse primordiale	Position haute faible

On observe aussi une altération plus ou moins poussée des *plagioclases* en **gibbsite**, mais celle-ci n'est pas actuelle sous les climats secs du Burkina-Faso. L'altération s'est manifestée par une importante *séricitisation (mica secondaire)* de gros cristaux de *feldspath* et par une kaolinisation d'une partie des feuillets

micacés. Les niveaux les plus résistants sont le *quartz* et la *magnétite* mais aussi l'*épidote*, le *talc* et la *serpentine*, peu fragiles car hydroxylés.

1.2.5. L'HYDROLYSE ET LE DRAINAGE INTERNE

Les deux processus sont responsables du profil topographique et de la géomorphologie. En effet, les points hauts du paysage sont situés là où le drainage est bon et l'hydrolyse intense (il n'y a pas de transformation des minéraux), alors que dans les points bas les transformations dans un milieu de confinement sont intenses. Il existe à ce niveau, une différence capitale entre les massifs basiques et les massifs granito-gneissiques : il n'y a pas, dans les premiers centimètres, de circulation latérale, les éléments *lixiviés* de l'amont étant éliminés du paysage alors qu'ils se retrouvent à l'aval dans les roches granito-gneissiques où le drainage est bon (Bocquier et al. 1974).

1.2.6. LA DISTRIBUTION DES ARGILES (fig. 35)

Les altérites du Burkina-Faso montrent des profils entièrement kaoliniques, épais, cuirassés ou non, des profils à matériel **smectique** (*beidellites* plus riches en silice que les *montmorillonites* auxquelles elles sont apparentées) moins épais et des profils mixtes où des niveaux kaoliniques surmontent des niveaux *smectiques*. En général, sur les massifs birrimiens basiques, les niveaux de *kaolinites* sont plus minces alors que les niveaux à *smectite* sont épais.

La distinction entre **argiles kaoliniques** et **smectiques** obéit à la zonation climatique : la *smectique* est faible en zone humide et forte en zone sèche, et c'est l'inverse pour la *kaolinite* qui n'est épaisse sur roches basiques que dans les régions où les précipitations sont supérieures à 1 100 mm – donc pour la plupart plus méridionales que le Burkina-Faso. Les profils, entièrement kaoliniques, s'observent d'ailleurs souvent en position haute sur de fortes épaisseurs, et elles ne sont plus fonctionnelles sous les conditions climatiques actuelles. La *kaolinite* correspond à une altération intense, alors que la *smectite* témoigne d'une altération ménagée, en équilibre avec le climat. Pion (1979) a montré que sous les conditions climatiques sahéliennes actuelles, il ne pouvait se former que de la *smectite*, alors que sous climat sud-soudanien la *kaolinite* pouvait former jusqu'à 20 % des argiles.

Les profils kaoliniques sont donc anciens ; ils peuvent être remaniés et nourris dans les horizons superficiels et être repris par une *altération smectique* récente (approfondissement des profils). Ils sont en général, riches en fer sur roches basiques (supérieures ou égales à 10 %), avec de fortes proportions de *goethite* et d'*hématite* alors que sur roches granitiques, ces proportions descendent en dessous de 5 %. Bocquier, Millot, Paquet et Ruellan ont bien montré dans leurs travaux (1974 et suiv.) le rôle de la *pédogenèse latérale remontante* en pays granitique sous climat tropical à saisons contrastées, où les fortes pentes d'inselbergs diminuent le long de glacis steppiques faiblement pentus. Les auteurs distinguent deux milieux géochimiques : un *milieu amont*, lessivé avec pertes de bases et de silice et formation de *kaolinite*, et un *milieu aval* ou **sili-cium, fer et magnésium** s'accumulent pour donner, en se combinant, une nou-

velle argile : la *montmorillonite*. La frontière qui sépare les deux domaines s'élève par paliers, de l'amont vers l'aval, où elle finit par disparaître dans les bas-fonds. Les auteurs ont pu démontrer que le milieu d'accumulation avale était autrefois un milieu lessivé et qu'il y a eu une invasion remontante de la *montmorillonite* où chaque apport fait obstacle à celui qui le précède, faisant reculer ainsi la frontière vers l'amont.

Il n'existe donc pas de migrations latérales des particules fines au sein des massifs basiques birrimiens. C'est ce que l'on peut observer dans les roches cristallines acides du fait de l'imperméabilité des altérites due à la genèse généralisée de *smectite* dans la zone climatique où les précipitations sont inférieures ou égales à 1 100 mm. Cette différenciation dans le drainage est capitale pour comprendre la disposition des reliefs basiques toujours dominants par rapport aux reliefs cristallins acides. Le phénomène est en rapport avec la capacité des roches basiques à donner des altérations argileuses puissantes avec un front d'altération proche de la roche mère, alors que les roches granito-gneissiques fournissent, dans un premier temps, un épais manteau aréique avant que ne se développe l'altération. En conséquence, **la roche saine est atteinte beaucoup plus rapidement sur roches basiques que sur roches acides.** Les roches basiques fossilisées par des niveaux argileux résistants seront donc bien mieux protégées de l'érosion que les roches acides. De plus, du fait d'un meilleur lessivage dans les roches acides, la perte de matière sera plus faible dans les roches basiques qui s'abaissent moins vite, surtout lorsqu'elles sont protégées par un pavage de débris rocheux, ce qui est le cas en zone sahélienne.

2. DES ROCHES SÉDIMENTAIRES DONT LA SITUATION TOPOGRAPHIQUE S'EST PEU À PEU INVERSÉE

La destruction des puissantes chaînes de montagnes édifiées tout au long du Précambrien a alimenté de vastes bassins en éléments clastiques très résistants dont les plus anciens sont observables dans les bassins intra-cratoniques du Birrimien supérieur (faciès Tarkwaïen, terme propre à l'Afrique de l'Ouest) dans la région centrale de Boni-Houndé. Il s'agit de *grès* comprimés par la tectonique régionale ayant occasionné la formation de *séricite* leur conférant un aspect schisteux

Lorsque les mers précambriennes se sont retirées, elles ont laissé sur place des milliers de mètres de sédiments siliceux dont la compaction a engendré une roche essentiellement quartzreuse (avec parfois un ciment), à grains plus ou moins fins, le **grès**. Dans sa thèse, Mainguet (1972) a donné toutes les caractéristiques pétrographiques de cette roche à la fois simple et complexe, en précisant ses limites : bien des roches ressemblent aux grès mais n'en sont pas. Rappelons simplement, qu'un *grès* est constitué d'au moins 85 % de grains de *silice* dont le diamètre est compris entre 50 et 2 000 micromètres et moins de 5 % de *feldspaths*. Il existe aussi une multitude de *grès* dont beaucoup échappent à la définition stricte donnée à cette roche.

Au Burkina-Faso, comme dans toute l'Afrique de l'Ouest, les **grès** sont surtout des **grès quartzites**, c'est-à-dire caractérisés par un ciment siliceux qui a

nourri les grains détritiques, la roche devient cohérente lorsque les minéraux de quartz en grossissant, se collent les uns aux autres (Jung 1969, p. 78). Pour cette raison, les grès quartzites sont réputés très résistants mais surtout imperméables. Ces caractéristiques jouent un rôle prédominant dans la circulation de l'eau et dans la physionomie des escarpements. Il faut signaler ici la différence fondamentale (en dehors de leur origine) existant entre les grès – roche sédimentaire formée de grains de silice – et les roches cristallines du socle qui sont aussi des roches acides mais comportent un pourcentage élevé de *feldspaths* et parfois des *micas*. La simplicité pétrographique des premiers et la complexité des seconds expliquent à elles seules, à différentes échelles, la fréquence des surfaces horizontales gréseuses et la généralisation de surfaces ondulées et des bas-fonds liés ou non à la fragmentation poussée des granito-gneiss.

Le grès n'est cependant pas une roche uniforme et monotone, et son dépôt obéit aux règles de la dynamique aquatique ou éolienne, cette double origine possible rendant d'ailleurs difficile la distinction entre l'une et l'autre (pour les géographes, car les géologues la font facilement). Aucune autre roche ne montre avec autant de netteté la notion d'inégale résistance qui lui confère cette allure caractéristique des reliefs ruiniformes ou émoussés, ainsi que le profil transversal en "marches d'escaliers" soulignant la succession de surfaces structurales plus ou moins développées selon le degré de recul de chacune des corniches dégagées.

Pourtant, bien que les variations latérales de faciès soient nombreuses, on ne peut que s'étonner de la régularité de la stratification et de l'homométrie d'ensemble des anciens sables comme tel est le cas pour les grès du Gobnangou dans le sud-est du pays.

Comment a pu s'opérer un tel remplissage des bassins ? Certes par l'intermédiaire de réseaux hydrographiques puissants et réguliers comme le montrent les stratifications, mais on peut aussi se poser la question du rôle de la déflation éolienne, seule capable d'opérer un tri aussi poussé des grains. En effet, bien que les rides de sédimentation d'origine aquatique soient majoritaires, la grande homométrie des formations voltaïennes a de quoi surprendre. Nous n'avons pas d'idée bien précise sur la notion de temps nécessaire à l'élaboration de tous les modelés et processus que nous décrivons, mais il est probable que la sédimentation s'est effectuée sur des époques très longues se chiffrant en millions d'années, si bien que le moindre changement dans la rythmicité des dépôts a été immédiatement enregistré par le sédiment. Il semble que ces changements se soient surtout effectués latéralement, comme ce fut le cas avec les grès fins glauconieux plutôt argileux à l'est, et détritiques à l'ouest.

Les ciments ont joué un rôle important en créant des cloisons étanches : c'est le cas du ciment argileux et ferrugineux qui imprègne les grès de la bordure sud du bassin de Taoudenni et du ciment siliceux qui a envahi la quasi-totalité des grès orientaux en les transformant en grès quartzites. Dans les deux cas, des nappes de moindre perméabilité sont créées (Mainguet 1972) qui influent non seulement sur l'hydrographie, mais aussi sur les modelés en préservant de l'érosion les surfaces perméables.

2.1. LES GRÈS : ORIGINE MARINE, FLUVIATILE OU ÉOLIENNE ?

Il convient de bien différencier le matériel sédimentaire birrimien des sédiments de couverture.

Les grès tarkwaïens, résultat de l'érosion de la chaîne éburnéenne, sont des grès conglomératiques dont l'origine, malgré leur ancienneté, est sans mystère. L'étude de Lemasle (1982) a montré leurs caractères fluviatiles de chenaux estuariens et deltaïques de bord de continent.

Pour les autres bassins, nous avons déjà signalé l'exceptionnelle richesse des dépôts occidentaux et orientaux en *ripple-marks* (fig. 11, 12). Certaines rides sont incontestablement d'origine marine, les autres étant soit d'origine fluviatile, soit d'origine éolienne. L'origine fluviatile ne fait pas de doute pour toutes les formations grossières des grès de Kawara-Sindou et grès inférieurs où ils sont dominants dans des dispositions obliques mises en place dans des zones d'estuaires ou de deltas. Par contre, pour toutes les rides dissymétriques, il semble difficile, à première vue, de différencier les dépôts aquatiques des dépôts éoliens. Dans la région de Bobo-Dioulasso, des sables utilisés pour la verrerie ont montré une nette prédominance des **grains non usés** (60 à 80 %) et **émoussés luisants** (20 à 40 %). Le rapport entre ces deux proportions semble indiquer une usure marine certaine. Il faudrait ainsi systématiquement soumettre les grains à une analyse morphoscopique. Pour les géologues Blanchot et Marcellin (1972), les formations occidentales correspondraient à un « *faciès de bordure de sédimentation littorale fluviatile avec des intercalations marines plus ou moins accentuées* », alors que les formations du Gourma sont interprétées comme des « *faciès de bordure de bassin de subsidence à sédimentation marine dominante de type flysch (argilo-gréseux à argilo-schisteux)* ».

La présence de glauconie, variété d'illite, est une preuve certaine de l'origine marine du sédiment : le minéral s'élabore dans les sédiments marins littoraux et se trouve par conséquent en abondance sur le fond des mers (plate-forme épi-continentale).

2.2. LES CONGLOMÉRATS

Nous les avons rencontrés dans le Birrimien (Tarkwaïen), mais surtout dans les formations de couverture.

On peut les observer à la base des formations tarkwaïennes de Kopoï, dans le centre du pays où les galets présentent une forte usure témoignant de leur long parcours. Ils sont aussi présents dans les formations de couverture des régions occidentales, orientales et septentrionales, transgressifs sur le socle et à faciès dominant quartzique, mais leur hétérogénéité (*schiste, jaspe, silex, agate, calcaire...*) leur confère une tendance flyschoïde d'origine marine (Lemasle 1982).

Au contraire, les galets de Kopoï ont révélé une action continentale fluviatile faisant penser à un *milieu fluvio-deltaïque* ou *laguno-marin de dépôt* (Lemasle 1982).

Nous avons pu observer un autre conglomérat de base (fig. 79) situé directement entre le socle et la couverture gréseuse, à l'est de Bobo-Dioulasso (Boradougou). Celui-ci est très différent de tous les autres conglomérats des grès inf-

érieurs et de Kawara-Sindou : il s'agit d'une formation très massive, d'une puissance de 1 mètre environ, totalement cimentée, découpée en blocs selon des pans parfaitement verticaux, et où les éléments pluri-centimétriques sont noyés dans un ciment silicifié. Ce dernier est difficilement entamable même au marteau, alors que les autres conglomérats sont soit beaucoup plus grossiers, englobant des blocs de volume métrique comme à Néguéni, soit au contraire plus fins et moins consolidés, comme ceux des premiers termes de la stratigraphie du bassin.

Il faut bien sûr mentionner également les formations intraformationnelles des collines à *stromatolites* de Souroukoudingan qui présentent des formes très étranges, dont certaines font penser à des mollusques bivalves ou à des huîtres (artefacts ?), et où tous les éléments ont subi un aplatissement et un dessèchement généralisé (fig. 37).

Enfin, sur le plateau du Gobnangou, d'autres conglomérats ont été interprétés par Leprun et Trompette (1969) comme étant une *tillite* issue du glacier cambrien, observée et décrite dans l'Adrar de Mauritanie (Trompette (1973).

2.3. LES ROCHES CARBONATÉES

Elles sont peu répandues dans les formations sédimentaires de couverture du Burkina-Faso. On les retrouve en intercalations sous la forme de lentilles au sein des grès de l'étage à *Silstones-Argilites et Carbonates*, associées localement à des formations *stromatolitiques* découvertes dans la région de Samandéni, au nord-ouest de Bobo-Dioulasso, et surtout dans la région de Souroukoudingan où elles sont exploitées pour la confection de chaux. Elles ont donné par dissolution de beaux paysages karstiques en voie de disparition (Hugot et Blanc 1988).

Leur structure et leur composition minéralogique a permis de distinguer les faciès suivants (Ouédraogo 1983) : des roches carbonatées granulaires, des roches carbonatées homogènes et des roches carbonatées à talc et trémolite. La description macroscopique a montré qu'il s'agissait de dolomie, de calcaire dolomitique ou de dolomie calcaire pouvant comporter des valeurs anormales en magnésium. La dolomitisation apparaît comme un phénomène secondaire (Ouédraogo 1983) postérieur à la diagenèse.

CONCLUSION

L'originalité des socles, on le sait, est de présenter une gamme extrêmement riche de roches cristallines issues d'un magma dont la composition varie d'un point à un autre en fonction de paramètres chimiques et physiques complexes, réagissant dans le domaine sub-aérien selon les caractères acquis au cours de leur diagenèse. Cependant, l'abondance des *feldspaths* altérables dans l'ambiance climatique chaude et humide, actuelle ou passée, a nivelé les reliefs leur conférant une monotonie d'ensemble. Celle-ci est interrompue çà et là par des pointements rocheux plus résistants, ou encore, nous le verrons par la suite, par des sols résiduels protégés d'une chape cuirassée faisant l'originalité des pays soudano-sahéliens mais aussi leur austérité, dans l'uniformité des tons rougeâtres accentuée par une végétation rabougrie, laissant de vastes espaces dénudés.

La couverture sédimentaire, ayant fossilisé sur ses marges les formations du socle tout en présentant une monotonie pétrographique plus grande (*silice* quasi-exclusivement), montre, du fait de la superposition de strates d'inégale résistance, une plus grande variété de paysage dont certains se révèlent spectaculaires, offrant aux pays un attrait touristique non négligeable que les villageois savent exploiter. Cet attrait est accentué lorsque ces paysages se sont élaborés sur des limites lithologiques bien marquées, grès, schistes ou granites : ces limites sont matérialisées par un escarpement imposant où se réfugient une faune et une flore abondantes et variées bénéficiant d'importantes réserves d'eau qui entretiennent, par des sources permanentes, de véritables forêts denses, les dernières du pays. Ces escarpements, que la cartographie nomme parfois *falaise* (ex. : Falaise de Banfora), forment à l'horizon de la platitude des socles, une barrière rectiligne dont la massivité s'accroît au fur et à mesure que l'on s'en rapproche. Curieusement, il arrive que les roches du socle empiètent sur les talus sédimentaires, mêlant leurs roches en d'étranges profils, comme l'ultime revanche d'une ancienne structure dominante sur d'anciens rivages asséchés...

Mais surtout, en dehors de l'aspect esthétique dont se sont parées les roches issues de la destruction des grands massifs montagneux, la sédimentation a introduit une tout autre dimension : s'y sont imprimées les marques des paléosystèmes précambriens engendrés par les *environnements marins et glaciaires* de l'époque. Pour le géographe, attaché aux interfaces mêlant univers physique et univers biologique, un phénomène fabuleux surgit, figé à jamais dans la roche, celui des premiers balbutiements de la vie sur terre préparant l'avènement du *Phanérozoïque*.

Ainsi, géographie et géologie mêlent ici leurs observations pour reconstituer, avec beaucoup d'humilité car la tâche est immense, les premiers paysages terrestres. Certes, il ne s'agit pas des belles reconstitutions paléogéographiques des marécages européens de l'époque permienne, mais de paysages sans animaux, de rivages battus par les marées laissant à l'air libre, épisodiquement, des *plattiers* où pullulaient les récifs à *stromatolites*, de fleuves puissants charriant des quantités impressionnantes de matériaux se déposant dans de vastes bassins, parfois de la glace et de la lave...

OUVRAGES ET PUBLICATIONS CITÉS

- BLANCHOT A., MARCELLIN J. (1972) 1975 : *Le potentiel minier de la République de Haute-Volta*. Revu et complété par Hottin G., Ouédraogo O., Tapsoba P. J. E. Minist. Comm. Dévelop. et Mines. Dir. Géol. mines, Haute-Volta : 239.
- BOCQUIER G., MILLOT G., PAQUET H., RUELLAN A. (1974) : *Différenciation pédologique et géochimique dans des paysages africains, tropicaux et méditerranéens. La pédogenèse latérale remontante*. Xth Intern. Congr. Soil. Sci., Moscou, VI-1 : 226 - 233.
- ENGALENC M. (1978) : *Méthode d'étude et de recherche de l'eau souterraine des roches cristallines de l'Afrique de l'Ouest*. Comit. Inter. et Hydrol., Ouagadougou, sér. hydrol. : 318.
- FURON F. (1945) : *Le Sahara*, Payot édit., Paris : 300.
- GAMSONRE P.-E. (1975) : *Contribution à l'étude géologique des formations précambriennes de la région de Ouahigouya (Haute-Volta)*. Thèse doct. d'État., univ. Besançon : 158.
- GODARD A. (1977) : Pays et paysages du granite. PUF, *Le géographe*, 21 : 232.

- HUGOT G., BLANC C. (1988) : *Analyse globale et conservation des milieux naturels*. Congr. intern. de géogr. de Sydney, 25 p. dactyl.
- JUNG J. (1969) : *Précis de pétrographie*. Edit. Masson et Cie, Paris : 319.
- LELONG A. (1969) : *Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines des climats tropicaux humides (Guyane française)*, Mém. Sci. de la Terre, Nancy, 14 : 188.
- LEMASLE G. (1982) : *Contribution à l'étude géologique et métallogénique du Tarkwaïne de la région de Boni (degré-carré de Houndé)*. Dir. Géol. Mines. Haute-Volta : 56.
- LEPRUN J. C., TROMPETTE R. (1969) : *Subdivision du Voltaïen du massif du Gobnangou en deux séries discordantes séparées par une tillite d'âge éocambrien probable*. C. R. Acad. sci., Paris, D, t. 269 : 2187 – 2190.
- LE STANGUENNEC (1967) : *Rapport de fin de campagne sur le degré carré d'Arli*. Minist. Comm. Dévelop. et Mines. Rapp. Dir. Géol. mines, Haute-Volta, n° 78.
- MAINGUET M. (1972) : *Le modelé des grès. Problèmes généraux*. IGN., Paris. Étude de photo-interprétation, 2 : 657.
- MILLOT G., PAQUET H., RUELLAN. A. (1976) : *Géochimie et paysages tropicaux. La Recherche*, 7, n° 65 : 236 - 244.
- OUEDRAOGO C. (1983) : *Étude géologique des formations sédimentaires du bassin précambrien supérieur et paléozoïque de Taoudenni en Haute-Volta*. Th. 3^e cycle, Univ. Poitiers : 210.
- PETIT M. (1994) : *Carte géomorphologique du Burkina-Faso au 1/1 000 000^e*. Avec coll. de E. C. Da et G. Grandin. Notice 23 p., inédit.
- PION J.-C. (1979) : *Altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale sèche. Étude de quelques toposéquences en Haute-Volta*. Thèse doct. état Univ. Louis. Pasteur, Strasbourg, Sci. Géol., Mém. n° 57 : 215.
- PION J.-C., Facibeni P. (1976) : *Recherche géologique et minière : Boromo-Houndé, UPV-74.004, Nations-unies*. Étude géomorphologique. Géomap édit. Florence, 34 p. multigr.
- TROMPETTE R. (1973) : *Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudenni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sédimentation de craton*. Étude stratigraphique et sédimentologique. Trav. Labo. Sci. Terre, St. Jérôme, Marseille, sér. B, 7, 3 : 573.

III. LE PASSAGE DES ANCIENNES STRUCTURES PRÉCAMBRIENNES AUX RELIEFS ET AUX FORMES ACTUELLES DU MODELÉ

Nous l'avons déjà signalé dans notre avant-propos, les formes des modelés burkinabés n'ont rien de spectaculaire, à quelques exceptions près. Elles dérivent de structures ayant quelques milliards d'années d'existence, structures édulcorées dont les grands reliefs ont été exploités par les climats très érosifs du Cénozoïque qui ont déblayé les formations meubles et laissé en relief, parfois en filigrane, la trame structurale sur laquelle se superposent les modelés que nous voyons aujourd'hui.

Certains de ces modelés sont récents quand il s'agit de détails, mais la plupart d'entre eux sont des formes paléoclimatiques héritées, alors que d'autres, entièrement sculptées dans la roche de départ, traduisent la disparition progressive de l'encaissant : c'est le cas de tous les affleurements, dômes ou pointements *granito-gneissiques* surmontant le socle. Reliefs et modelés sont ici intimement mêlés. Les premiers ne perdent que très lentement de leur personnalité structurale, alors que les seconds au contraire cherchent à gommer leur origine en multipliant les formes de détail tout en accentuant l'aspect spectaculaire, pour la plus grande joie du géographe ou du touriste. Seules les formations meubles n'offrent pas l'équivalent : c'est une simple question d'échelle. Et puis, le Burkina-Faso, n'est pas Madagascar !

Mais dans tous les cas de figure, et quel que soit le degré d'érosion du matériel rocheux ou des formations superficielles, celles-ci transcrivent une tectogenèse, un dépôt, un système, une dynamique.

1. QUE RESTE-T-IL DES ANCIENNES STRUCTURES ?

Chaînes de montagnes et fonds marins sont les deux grandes structures qui ont laissé leurs empreintes dans le paysage, les premières sous la forme de racines alors que les secondes ont gardé intactes leurs dispositions stratigraphiques sur d'importantes surfaces bien représentées aux frontières du pays.

1.1. LES ANCIENNES CHAÎNE DE MONTAGNES D'ALLURE ALPINE RÉDUITES À DE SIMPLES COLLINES

La chaîne birrimienne ne forme plus, dans les pays qu'elle traverse, que des collines convexes plus ou moins massives, avec ou sans affleurements rocheux, altérées ou non, et dont le commandement ne dépasse que rarement les 200 mètres. Ces collines sont organisées en *ceintures* représentant les restes de la base des roches du complexe volcano-sédimentaire déposé dans de grands sillons au Précambrien moyen : ceinture de Kaya-Kongoussi, ceinture de Houndé, ceinture de Gaoua, toutes disposées en arcs (cf. l'étude régionale de la deuxième partie). Il s'agit des *racines* de l'ancienne chaîne où *amphibolites*, *gneiss à amphiboles*, *gabbro*, *brèches volcaniques*, *grès sériciteux conglomératiques*, *quartzites* inter-stratifiés dans les *schistes* forment les reliefs les plus importants : collines à l'aspect hérissé et démantelé des schistes, collines à sommets chaotiques des roches vertes... aux pentes décharnées, recouvertes de blocs et de blocailles. Seuls les éléments les plus volumineux émergent du tapis graminéen, lorsque celui-ci n'a pas encore été brûlé.

De nombreux filons de *micro-granites*, de *dykes volcaniques* et de quartz laiteux, plus ou moins ferruginisés, traversent les *roches vertes* et témoignent de bouleversements tectoniques de l'ensemble birrimien. C'est dans la région de Kaya que l'on peut observer les plus typiques, issus du démantèlement de l'ancienne chaîne.

Les formations sédimentaires épi-métamorphiques font alterner *schistes* et *grès pélitiques* conférant aux collines, un profil en "dents-de-scie", à allure monoclinale (pendage de 70° env.), dans un style général appalachien ou pseudo-appalachien.

L'ensemble qui apparaît aujourd'hui sous la forme de collines a connu l'aplanissement pliocène puis le cuirassement, avant d'être défoncé par l'érosion ; de nouveaux sommets sont apparus, les uns débarrassés de leur dalle ferrugineuse ou bauxitique, les autres gardant encore des traces plus ou moins développées : les sommets les plus élevés dépassent à peine 500 mètres d'altitude.

En définitive, il ne reste de la puissance éburnéenne que :

- Des reliefs modestes, isolés, surtout granito-gneissiques, affleurements, *stocks* ou *batholites* (*granites intrusifs*) ;
- Des reliefs plus imposants allant de *collines schisteuses* à l'allure déchiquetée aux collines convexes de *roches vertes* basiques ou métamorphiques assemblées en massifs compacts, lourds, à l'allure austère, surchauffés par le soleil soudanien et flanqués d'**altérations ferrugineuses**.

Cette intime association roches-cuirasses du domaine birrimien est une originalité des paysages burkinabés et particulièrement des régions du centre (Kaya-Kongoussi-Pilimpikou) (cf. p. 175).

1.2. LES ANCIENS FONDS MARINS ONT SUBI UNE INVERSION DE LEURS RELIEFS, CRÉANT DE PUISSANTS ESCARPEMENTS

Les mers se sont retirées du Burkina-Faso il y a quelques centaines de millions d'années, au cours du Paléozoïque semble-il, sans que l'on puisse être plus précis.

Il y a 70 millions d'années, une jonction aurait pu se faire entre l'actuelle Méditerranée et le golfe du Bénin, la chose est bien connue (?). En tout état de cause, il n'a jamais été observé de dépôts crétacés marins à l'ouest du désert nigérien, dans les pays enclavés, si bien que le Burkina-Faso, au moins depuis la fin du Silurien (fonte du dernier inlandis centré au nord-est du golfe de Guinée) il y a 400 millions d'années, n'a plus connu d'invasion marine. Aucun témoin de la mer silurienne n'a été signalé à ce jour dans la région.

Les rivages des différents bassins précambriens venaient baigner le massif birrimien en cours de démantèlement, et des masses importantes de sables sont venues combler les bassins soumis à des climats chauds et humides mais aussi, probablement, à des climats désertiques chauds sur de longues périodes.

Après comblement des bassins marins, le massif cristallin a fini par être profondément érodé et par se trouver en position basse par rapport aux anciens fonds transformés en grès. Une inversion de relief venait ainsi de s'opérer. Les couches sédimentaires, dégagées de leur masse d'eau, l'ont été progressivement selon un plan vertical au niveau du biseau, là où les sédiments rejoignaient le socle. La nouvelle surface d'érosion ainsi formée s'est peu à peu élargie en reculant vers le centre du bassin, dégageant un front de glint ou pseudo-cuesta rattaché à un immense revers. C'est ainsi que des milliers de kilomètres d'escarpements ont pu s'élaborer grâce à un réseau hydrographique puissant et efficace qui charriait des masses impressionnantes de sédiments hétérogènes (pour le bassin de Bobo-Dioulasso en tous les cas) vers de grandes cuvettes endoréiques.

Ce dispositif de grands escarpements dominant un socle surbaissé représente un des traits fondamentaux de l'Afrique de l'Ouest et du Brésil (Daveau 1966).

Les processus de la météorisation cénozoïque ont sculpté dans cette zone de contact entre deux domaines lithologiques radicalement différents des modelés qui, avec les modelés karstiques, comptent, ailleurs, parmi les plus spectaculaires.

Chronologiquement, il est difficile, voire impossible de replacer tous ces événements avec exactitude dans le temps. Peu de régions se sont montrées aussi avares de témoins paléontologiques que le Burkina-Faso. Seules les *stromatolites* indiquent, sinon le Cambrien, du moins la fin d'un Précambrien où se mettait en place le cadre de la toute proche explosion biologique du Paléozoïque.

Les traces de *Scolites*, ainsi que d'autres que nous interprétons comme pouvant être des impacts de *médusoïdes* (fig. 13) observés aussi bien dans les grès de Bobo-Dioulasso que dans ceux du Gobnangou, paraissent toutefois bien étranges pour une époque réputée azoïque (?).

1.2.1. ORIGINE DES ESCARPEMENTS GRÉSEUX

Les observations effectuées sur le terrain et l'examen des différents schémas tectoniques des régions sédimentaires du Burkina-Faso laissent supposer que l'origine des escarpements gréseux est double : *tectonique* et *érosive*. Mainguet (1970) explique la fréquence des escarpements gréseux par l'aptitude des grès à se laisser sculpter verticalement. Nous pensons que cette aptitude doit être mise en rapport avec l'amplitude des grands bassins ployés sur les socles précambriens, et particulièrement disloqués au niveau de la zone de contact massif ancien – couverture sédimentaire. En effet, le biseau sédimentaire, mince et fragilisé, se trouve dans un premier temps, au même niveau que les roches du massif arasé.

Dans un deuxième temps, la vulnérabilité de roches particulièrement aptes à l'altération engendre une inversion du relief, si bien que les anciens fonds marins finissent par se trouver perchés par rapport aux roches de l'ancienne chaîne arasée et incorporés dans une nouvelle forme de relief, le socle. Une surface topographique tranche alors verticalement le biseau à partir des fractures verticales, perpendiculaires ou parallèles à la ligne de démarcation lithologique qui matérialise vraisemblablement le premier axe hydrographique possible, engendrant un talus dans la masse sédimentaire. À partir de ce moment, un nouveau réseau hydrographique inverse s'amorce dans le talus sédimentaire et finit par dégager entièrement des versants dont le profil transversal sera fonction des couches rencontrées :

- **versant monopartite et vertical** dans des roches résistantes massives ;
- **versant concave bipartite** lorsqu'une couche de roche résistante est surmontée d'une autre plus vulnérable qui, avec le pendage, va donner des cuestas mais surtout des pseudo-cuestas ;
- **versant en marches d'escaliers** lorsque le deuxième cas se répète sur un même versant ;
- **versant concavo-convexe** lorsque le socle visible fait partie du talus.

Certains auteurs (Petit 1994) ont invoqué, pour expliquer la ligne d'escarpement qui se poursuit, dans sa partie la plus visible, de la région de Bobo-Dioulasso à celle de Banfora, l'intervention d'une grande fracture tectonique. Nous ne nous rallions pas à cette façon de voir les choses, comme d'ailleurs la majorité des auteurs. Si la tectonique a joué, et elle a joué, elle l'a fait à une moindre échelle – comme sur tous les rebords d'escarpements gréseux du monde –, les mouvements du socle ayant fragmenté la roche en faisceaux de diaclases souvent se recoupant ou/et courbes, guidant dans le détail le profil longitudinal. Certains secteurs, comme celui de Toussiana (p. 205) ou celui de la région de Maadaga au Gobnangou (p. 272), montrent une évidente fraîcheur qui pourrait être imputable à des mouvements tectoniques plus récents que ceux déclenchés par l'orogénèse panafricaine (pourquoi pas quaternaires ?). Ainsi, certaines portions de ces "falaises", solidaires du socle, ont dû s'affaisser alors que d'autres se surélevaient.

1.2.2. COMMENT S'EST EFFECTUÉ LE REcul DU FRONT ?

L'essentiel du dégagement du front des *cuestas* et *glynts* (ou *glints*) des bordures des grands bassins continentaux de l'Afrique de l'Ouest s'est effectué au Cénozoïque, selon les auteurs ayant travaillé sur ce problème (Daveau-Ribeiro, Mainguet, etc.).

Ploiment, cassures, superposition de couches perméables et de couches imperméables ont entraîné une importante circulation d'eau pluviale de type karstique qui a miné la roche et a créé des drains permettant l'évacuation des débris. Les grandes périodes pluviales ont déclenché l'affouillement des corniches, créant des *abris sous roche*, des *mises en porte-à-faux* suivies d'éboulements de pans entiers de corniche ayant entièrement fossilisé le talus. L'abondance de marmites torrentielles de dimension métrique et fossilisée montre l'aspect turbulent des cours d'eau qui alimentaient le piémont. Leur présence sur le revers suppose des topographies plus élevées qu'aujourd'hui, de toute façon bien différentes, et disparues.

Les anciens conduits pseudo-karstiques témoignent de circulations internes indiquant une grande humidité. Les cassures perpendiculaires à la ligne d'escarpement ont concentré vraisemblablement des écoulements abondants ayant permis les larges rentrants (**embayments**) accentués par la courbure des diaclases. Ces dernières, disposées en faisceaux et se recoupant en déterminant des figures géométriques quadratiques, losangiques... ont découpé latéralement l'escarpement en "dents-de-scie", disposition très fréquente sur toutes les corniches gréseuses dominant un bassin, et probablement issue d'une tectonique de Riedel : « Réseau de fractures conjuguées, en échelons, se développant dans une zone affectée d'un mouvement décrochant ductile. » (Foucault et Raoult, *Dictionnaire de géologie*).

Aujourd'hui, le recul de l'escarpement semble figé sous une pluviométrie tournant autour de 1 000 millimètres et une longue saison sèche pouvant durer jusqu'à dix mois. Pourtant, il semble bien s'opérer une préparation de la désagrégation des roches au niveau du ciment, phénomène que nous avons pu observer sous seulement 80 mm de pluie, au cœur des grandes années de sécheresse 1969-1975 en Mauritanie saharienne. Suintements au niveau des joints de stratification, joints mal consolidés, points de rencontre de diaclases, zones d'ombre permanente sont autant de secteurs où la roche semble avoir évolué comme un sucre que l'on mouille. Certes ces phénomènes sont ponctuels, mais ils sont largement répandus. Les anciens conduits karstiques, dont certains sont de véritables labyrinthes pouvant contenir des dizaines d'hommes, ne sont plus aujourd'hui fonctionnels, mais on peut apercevoir sur les voûtes de petits stalactites humides indiquant que l'altération chimique au niveau des ciments se poursuit toujours.

L'affouillement des roches, au niveau des zones fragilisées, est accéléré par l'action des animaux fouisseurs et des racines d'arbres qui s'y logent (les *figus* en particulier), contribuant à disloquer et déséquilibrer les blocs de la corniche. Le contact corniche-talus semble particulièrement vulnérable, la corniche se trouve souvent mise en "porte à faux" et les abris sous roche sont nombreux. La découverte d'un site d'époque *néolithique* à Maadaga (versant sud du Gobnangou)

prouve que l'évolution est extrêmement lente mais non arrêtée, le matériel se trouvant enfoui sous environ 1 mètre de dépôts argilo-sableux et de fragments gréseux.

2. PAR QUEL PROCESSUS LES ROCHES RÉSISTANTES DU SOCLE SE SONT-ELLES CONSIDÉRABLEMENT DÉTRUITES ?

Ce serait une erreur de croire que tous les reliefs rocheux visibles aujourd'hui et non cuirassés (ou plus cuirassés) ont échappé à l'altération ferrugineuse et ferralitique. Il est possible qu'à un moment de leur longue évolution, depuis l'époque où ils ont été élaborés, ils aient été arasés puis fossilisés par une cuirasse aujourd'hui disparue. Il faut donc imaginer que les reliefs que l'on peut voir émerger de la pédiplaine, sous la forme d'inselbergs ou de groupements d'inselbergs – racines de l'ancienne chaîne birrimienne – aient pu être aplanis, cuirassés, puis à nouveau dégagés par l'érosion. Nous en serions à cette étape. On peut imaginer aussi qu'ils n'aient jamais été totalement dégagés par l'érosion et encore moins cuirassés (?). Nous n'avons pas les moyens de le savoir. Petit et Da Dapola écrivent (1994) : « *Le socle était déjà bien aplani lors de la mise en place de la couverture gréseuse* », ce qui nous semble évident puisque les bassins se sont nourris de cette destruction ! Ce qui est certain, c'est que la tendance a toujours dû être à l'aplanissement mais aussi à une érosion différentielle plus ou moins accentuée en fonction des divers mouvements tectoniques (épirogenèse, glacio-eustatisme...).

Les modelés rocheux du Burkina-Faso, en dehors des paléosystèmes qui ont accéléré leur désagrégation au Précambrien et au Cénozoïque, ont très certainement toujours obéi aux mêmes lois de l'attaque mécanique et de l'altération chimique depuis qu'il existe une atmosphère sur terre. Seules les actions biologiques ont dû attendre l'avènement des ères fossilifères pour exercer un rôle sur la désagrégation des roches. Les trois actions (physique, chimique et biologique) sont difficiles à séparer, et seule la troisième peut à la rigueur ne pas toujours être intervenue.

Thermoclastie et *hydroclastie* ont été abondamment décrites dans la littérature scientifique ; il s'agit donc de phénomènes bien connus que nous rappellerons brièvement à l'aide des observations que nous avons pu faire dans les différentes régions.

Le rôle de la texture et de la couleur des minéraux d'une roche vis-à-vis de la météorisation n'est certes plus à démontrer. Mietton a bien mis en évidence (1988) le rôle très important joué par les deux premiers centimètres de roche qui enregistrent les plus fortes amplitudes annuelles ainsi que les plus forts minima et maxima. Ces valeurs sont variables dans le temps en fonction de la qualité de l'ensoleillement, de la verticalité du rayonnement, des précipitations et de la présence d'un plafond nuageux. Il n'est pas étonnant de trouver, au pied des reliefs rocheux, des éclats frais millimétriques.

On peut supposer qu'il suffirait d'une période prolongée et plus humide que l'actuelle, associée à des événements climatiques brutaux, pour que les processus invoqués de dégagement du matériel, jouent pleinement leur rôle destructeur.

2.1. DES ROCHES PRÉDISPOSÉES À LA FRAGMENTATION TECTONIQUE

Les mouvements tectoniques subi par le socle cristallin au cours du Précambrien et du Paléozoïque ont contribué à la dislocation du matériel consolidé selon une trame qui a favorisé le découpage de la roche en blocs ou en boules de tailles variables. Les fractures naissent sur des lignes de faiblesse dont l'origine est à rechercher dans la composition des magmas ou du matériel métamorphique par assimilation de roches préexistantes variées.

Les liquides (*liquidus*), avant que n'intervienne la cristallisation, peuvent se différencier et s'individualiser en lits distincts, favorisant l'inégale résistance à la désagrégation et à l'altération.

Pendant que s'effectue la formation des cristaux et la consolidation du magma, des modifications s'opèrent et, par gravité, les éléments volatiles migrent vers le haut. La concentration de fortes pressions engendrent, au toit des batholites, la fracturation et la formation de filons de granite microgrenu (structure aplitique). D'autres phénomènes prédisposent la roche à la dislocation selon des directions différentielles : *courants de convection, concentrations gravitaires*. Nombreux sont les blocs qui ont glissé les uns sur les autres, donnant une surface polie de couleur verdâtre (serpentinisation superficielle ?). On peut même, parfois, observer des filonnets de *quartz* qui ont été plissotés au cours de mouvements compressifs. Mais ce sont les joints que l'on rencontre le plus souvent. La [figure 43](#) montre des joints croisés se développant les premiers dans la masse cristalline en cours de refroidissement, ainsi que des fractures en étoiles, véritables fentes de retrait. Les unes et les autres sont des fractures de tension souvent accompagnées de filons d'aplite. Dans tous les cas, le développement de fissures est favorisé par le relâchement des contraintes dû à l'apparition dans l'atmosphère de masses plutoniques après dégagement partiel de leur encaissant.

2.2. UNE STRUCTURE QUI FAVORISE LA DESQUAMATION DE LA ROCHE

Les blocs à l'allure arrondie des roches cristallines résultent de la structure intime de la roche sur laquelle s'exerce, en surface, la thermoclastie en relation avec la perméabilité. Une lame mince effectuée sur un granite de la région de Ouagadougou (Mietton 1988, p. 214) montre une nette fissuration traversant les minéraux. Cette perméabilité tectonique fissurale permettrait une bonne pénétration des ondes thermiques dans la roche à partir des lignes de faiblesse. La répartition des variations des ondes thermiques, en liaison avec le rayonnement solaire, serait souvent brutale au moment d'une averse tombant sur une surface surchauffée. Les observations effectuées par l'auteur sont à cet égard très intéressantes.

L'abaissement maximal observé sur un granite à forte proportion de feldspaths alcalins, dans une carrière à Ouagadougou, est de 5 °C en 6 minutes à -2 centimètres et de 10 °C en 15 minutes.

Le cas des roches basiques est un peu différent car la désagrégation (arénisation) est plus faible. On a pu à cet égard effectuer des mesures de résistivité et

montrer que la roche saine est située à une profondeur deux ou trois fois plus grande sur les *granites* ou *granitoïdes* que sur les roches basiques (Pion 1979, p. 193). Cependant, comme les *granites*, les *roches vertes* birrimiennes sont soumises aux mêmes processus initiaux : détente, délitage et altération. L'imbibition interstitielle et micro-tectonique donne également de petites écailles millimétriques liées au thermoclastisme.

Dans certains cas (carrières), la roche peut éclater sous l'action anthropique. Le développement de l'urbanisme et des axes routiers bitumés a multiplié les carrières de gravillons aux dépens du socle granitique, là où les dômes et les chaos de boules sont suffisamment importants comme à Koro. Le dynamitage des blocs déstabilise de grandes surfaces de socle là où il est apparent et occasionne un abondant diaclasage. C'est ce que montre la photographie de la **figure 38** montrant une touffe de graminées installée à la jonction d'un faisceau de cassures artificielles, donnant ainsi l'impression que la plante est responsable de l'éclatement de la roche.

2.3. L'ALTÉRATION CHIMIQUE AFFECTE SOCLE ET COUVERTURE SÉDIMENTAIRE : GÉOCHIMIE ET LITHODÉPENANCE

L'altération chimique, dans l'ambiance climatique chaude et humide, représente le processus essentiel d'ameublissement des roches. Dans bien des cas, l'épaisseur de l'ameublissement n'est plus en accord avec les conditions climatiques actuelles beaucoup plus sèches. Les résultats de cette altération sont directement liés à la nature des roches affectées. Les nombreux forages (plus de 300) effectués par la recherche hydrologique dans la région de Ouagadougou (M. Engalenc) ont atteint la profondeur maximale de 80 mètres. « *Les valeurs peu communes pour un tel matériel (granite à biotite fissuré à filons de quartz, d'aplite, de pegmatites et de septas micacés) suggèrent une influence structurale mais aussi une longue durée des processus d'altération.* » (Petit et Da Dapola 1994) Sur la couverture sédimentaire occidentale, l'épaisseur moyenne des altérites est de 23 mètres. Le rapporteur de la synthèse sur *La géologie et l'hydrogéologie de la série sédimentaire du sud-ouest du Burkina-Faso* (programme RESO 1998, p. 26) a noté que les formations altérables (siltstones-argilites-carbonates ou schistes de Toun) ne présentaient pas d'altérations significativement plus épaisses que celles des grès de Kawara-Sindou (grès à granules de quartz ou grès de Koutiala) : « *Tout se passe en fait comme si l'altération des terrains sédimentaires était relativement indépendante de la nature pétrographique de la roche au détriment de laquelle elle est censée de se développer.* »

2.3.1. LES FACTEURS DE L'ALTÉRATION

Le mot **altération**, rappelons-le, est employé avec un double sens : il définit à la fois le phénomène chimico-physique par lequel une roche cohérente se transforme en matériaux meubles, ou bien les matériaux eux-mêmes. **Altérite** (mot employé au masculin comme au féminin) est donc un terme très général qui regroupe, selon la définition du *Dictionnaire de géologie* « *toute roche résiduelle meuble provenant de l'altération d'une roche antérieure* ». Les géographes tra-

vaillant sur les géosystèmes tropicaux, comme Riou (1974), ont donné à *altérite* la définition suivante (p. 31) : « *Matériau altéré en place, kaolinique. Il est possible de distinguer de haut en bas : l'allotérite, structure de la roche non apparente (roche très altérée), la méta-altérite, structure de la roche partiellement apparente (roche moyennement altérée), l'isaltérite, structure de la roche apparente (roche peu altérée).* »

Cette distinction au sein des altérites présente à notre avis un inconvénient, car les préfixes employés peuvent prêter à confusion, au moins pour deux d'entre eux : **allo-** et **méta-**. Le préfixe *allo-* signifie "étranger", alors que, dans la plupart des cas, l'horizon considéré est en place et donc autochtone. En géologie, le préfixe *méta-*, placé devant le nom d'une roche, indique l'origine métamorphique de celle-ci. Là aussi, il peut y avoir confusion. Les préfixes sont employés ici par les géographes dans leur sens général :

- Méta- : *au-delà de*, indiquant aussi la succession et la transformation, selon le *Dictionnaire de géologie* ;
- Allo- : *venu d'ailleurs*.

Les horizons B d'accumulation semblent échapper à ces définitions et à celle de l'altérite. Les auteurs manquent ici singulièrement de clarté !

2.3.2. LES FACTEURS MINÉRALOGIQUES, GÉOCHIMIQUES ET LA LITHODÉPENDANCE

Les toposéquences effectuées par Pion en 1979 dans les régions du Sahel, du centre est du centre-ouest du Burkina-Faso sur des massifs basiques illustrent parfaitement ces différents facteurs. Dans le massif de Kolel, situé au sud de la mare d'Oursi, la roche comporte 55 % de *labrador*, 40 % d'*hypersthène* et 5 % de *magnétite* : Il s'agit d'un **gabbro**. Les lames minces ont montré la présence de *pyroxène*, de *plagioclases* et de *magnétite* plus ou moins transformés en *chlorite*, *goethite*, *épidote*, *kaolinite* et *smectite*.

Ces transformations sont liées au drainage intense de la roche par l'intermédiaire des fissures.

Dans les deux premiers centimètres de la topo-séquence, on observe en surface la présence de grains d'*amphibole* parfois inaltérée, des nodules de *goethite*, d'*hématite* et de *magnétite* qui sont bien le reflet de la roche mère.

Pourtant, la toposéquence effectuée sur une roche homogène montre des altérations différentes de l'amont vers l'aval. L'auteur explique ce phénomène par une surimposition de l'altération smectique à une ancienne lithomarge kaolinique.

La toposéquence de Dem, près de Kaya, a été effectuée dans des formations birrimiennes métamorphiques cartographiées par Ducellier en 1963. Le substratum est formé de roches basiques ou neutres qui donnent de grands massifs que l'on peut observer à l'ouest de Kaya (fig. 71). Il s'agit de dolérites métamorphisées, *amphiboles* et *schistes amphiboliques* (faciès *schistes verts*). Le massif de Dem est surmonté d'un plateau cuirassé très épais. Trois zones ont été définies :

- à l'amont, une zone d'altération des *diabases* (*dolérites*) ;
- une zone médiane d'approfondissement géochimique ;

- à l'aval, une zone cuirassée.

La zone médiane est envahie par de la *smectite* qui remplace un ancien profil d'altération kaolinique. La cuirasse a une géochimie qui reflète la roche mère, montrant l'autochtonie des cuirasses.

Dans le massif birrimien de Houndé (centre ouest) décrit par Bousquet en 1965, la toposéquence occupe des roches variées : *amphibolites*, *granites* et *péridotites*.

Les puits sur *péridotite* surmontent une altération de faible épaisseur à structure conservée installée ; ceux installés sur les granodiorites surmontent une arène quartzreuse épaisse, et les puits sur amphibolites surmontent une altération ménagée de la roche à schistosité renforcée.

La géochimie de la séquence montre la faiblesse de l'altération subie par les trois roches, qu'elles soient basiques ou ultrabasiques. L'argile néoformée est surtout de la smectite (*béidellite*) riche en fer. Quant à la *kaolinite*, il s'agit surtout d'une pollution : les *kaolinites* sont en grande partie illuviées.

À l'échelle du Burkina-Faso, les différents auteurs (Boulet 1968 ; Boulet et Leprun 1969 ; Leprun et Moreau 1968 ; Rieffet et Moreau 1969 ; Bessoles 1977 ; Kaloga 1979 ; Grandin 1976) ont montré que le complexe d'altération smectique atteint son maximum dans le centre ouest du pays et dans l'Oudalan, à l'est du méridien 2°, partie la moins affectée par la granitisation éburnéenne. Là, prédominent les *migmatites* libériennes, les *quartzites* et *conglomérats* birrimiens chargés en minéraux ferromagnésiens, alors que les roches basiques portent plutôt les sols du complexe kaolinique, excepté au nord d'Oursi et à l'ouest du méridien 0° 40' O, à l'est de Dori dans la région de Sombonaï et Falagountou, dans la région de Tougouri, à l'ouest de Tenkodogo dans la région du Nazi Non (Volta Blanche), à l'est de Tiébélé sur le Na Kambe (Volta Rouge), où les roches basiques et les *schistes* birrimiens portent plutôt des sols du complexe smectitique.

À l'ouest du méridien 2°, la tectonique a été plus active et a effacé les témoins de l'orogénèse libérienne ; une nouvelle phase de métamorphisme a engendré un ensemble granodioritique couvert par les sols du complexe d'altération kaolinique. En revanche, les sols issus de l'altération smectique sont exclusivement associés aux formations basiques ou neutres qui suivent les sillons tarkwaïens depuis la région de Boni-Houndé jusqu'au pays lobi (région de Gaoua Batié).

On s'aperçoit que le creusement est nettement plus accusé pour les vallées du Nazi Non et de la Pendjari que pour celles des Na Kambe et Moun Hou, c'est-à-dire plus accusé à l'est qu'à l'ouest. Ces cours d'eau se déplacent sur les restes d'anciennes surfaces : les plaines orientales sont plutôt *anaclinales* alors que les plaines occidentales apparaissent comme *cataclinales*. Les trois Volta étant solidaires les unes des autres, on ne peut invoquer ici, comme le souligne B. Kaloga (1979), un abaissement du niveau de base pour expliquer la différence de l'intensité du creusement : elle doit s'expliquer par les *différences de résistance des terrains traversés* (p. 27). Les cours d'eau parcourent d'abord en amont des terrains cristallins, avant de pénétrer dans le bassin sédimentaire des Volta. Mais le creusement a commencé dans le socle qui coïncide avec les *argiles smectiques*

imperméables et fragiles, au niveau des bassins du Nazi Non et de la Pendjari (exception faite des reliefs birrimiens). Cette différenciation expliquerait le recul de l'isohypse 200 mètres très loin vers le nord pour la Pendjari et le Nazi Non (12° de latitude N env.) par rapport au recul peu important de la surface inférieure à 200 mètres pour la Moun Hou (Volta Noire).

2.3.3. LE CUIRASSEMENT DES PAYSAGES

Les indurations du sol à ions métalliques appartiennent à ce que les géographes appellent des *accidents*. Longtemps, ces sols indurés dans la zone intertropicale furent appelés *latérites* (Buchanan 1807), terme toujours véhiculé par certains géologues. Rares sont les formations ayant fait couler autant d'encre que les formations cuirassées qui ont intéressé – et continuent à intéresser – géologues, géographes, pédologues, géochimistes...

Les cuirasses sont observables sur tous les substratum, qu'ils soient cristallins ou sédimentaires, acides ou basiques, voire ultrabasiques. Cependant, les roches sur lesquelles se développent les cuirasses, doivent présenter un certain pourcentage d'ions métalliques (autochtonie) ou avoir reçu une alimentation colluviale (allochtonie). Bien que particulièrement développé dans le domaine savanicole, il semble difficile d'établir des relations strictes entre le cuirassement et les domaines biogéographiques.

Les cuirasses présentent des faciès très variés : massives, vacuolaires, scoriacées, conglomératiques, nodulaires, lamellaires, tubulaires, pisolithiques ou encore oolithiques. Elles sont ferro-alumineuses ou alumino-ferrugineuses. *Goethite* et *gibbsite*, nous l'avons vu précédemment, conditionnent le degré de dureté de ces formations étagées dont la genèse est encore discutée.

On peut dire que la répartition des complexes d'altération est liée à la texture mais aussi à la structure. Dans les zones volcano-sédimentaires, les variations fréquentes de la lithologie sont la cause principale des épaisissements de la couverture d'altérites et du profil irrégulier de la topographie. Les *amphibolites*, par exemple, s'altèrent plus intensément et plus profondément que les *schistes quartzeux*. En revanche, dans les zones à *granito-gneiss*, les variations dans l'épaisseur des altérites proviennent surtout des changements de la fréquence et de l'intensité des fractures. La profondeur médiane de l'altération approche les 30 mètres dans une migmatite fissurée et filonienne de la région de Ouagadougou (profondeur maximale : 60 à 82 m) : « *Ces valeurs, peu communes pour un tel matériel, suggèrent une influence structurale mais aussi une longue durée des processus d'altération.* » (Petit et Da Dapola 1994)

3. LES MODELÉS : UN COMPROMIS ENTRE LES DONNÉES DE LA STRUCTURE ET UNE DYNAMIQUE PUISSANTE

Même si les roches du socle burkinabé comptent parmi les plus anciennes de la planète (> 2 Ma), ce ne sont pas les paysages originels que nous voyons aujourd'hui et c'est probablement une évidence que de le mentionner. On peut supposer que les paysages primitifs étaient des paysages minéraux, d'abord magmatiques, entourés d'océans sans vie où s'accumulaient les particules ar-

rachées aux massifs environnants, amorçant les premiers bassins sédimentaires, mélange intime de dépôts détritiques, de laves et de projections volcaniques, puis de grands calmes avant que ne se reproduise dans de grands mouvements de l'écorce terrestre cette histoire géologiquement sans fin... Tous ces événements se retrouvent imprimés sur des fragments rocheux qui ont échappé au gommage du temps et leur observation peut donner libre cours à l'imagination scientifique.

Lorsque les forces telluriques se sont apaisées, après le mouvement *panafri-cain*, la Terre avait déjà derrière elle l'essentiel de son histoire, et des centaines de millions d'années avaient réduit à néant les efforts poussant en altitude d'énormes masses rocheuses arrachées au socle et à leurs produits de démantèlement.

La *tectonique de plaques*, les *réajustements isostatiques* et l'*épirogenèse* ont toujours entretenu, à l'échelle géologique, des mouvements plus ou moins bien enregistrés par les cratons et leur couverture, déclenchant par période des reprises d'érosion, l'aplanissement n'étant qu'une étape dans l'évolution d'une structure qui paradoxalement, en vieillissant, est sans cesse vouée au rajeunissement.

Les modelés issus des grandes structures ne sont que l'étape fugace du rajeunissement des reliefs, et nous parviennent au travers des accidents climatiques sous des formes plus ou moins prononcées.

3.1. LES MODELÉS DU SOCLE CRISTALLIN : DES FORMES PRONONCÉES ET MONOTONES

Les modelés du socle burkinabé, comme tous ceux des cratons ouest-africains, n'ont rien d'original. La faible altitude du plateau mossi, un climat tropical relativement sec dans l'ensemble et probablement un dégagement tardif des batholites et des stocks de leur encaissant, n'ont donné naissance qu'à des formes mineures peu spectaculaires, souvent même limitées à de simples affleurements parsemés de blocs conférant à la savane une « *allure de contrée ayant subi un recouvrement glaciaire* » (Monnier 1968, p. 15).

Parfois, émergent de la pénéplaine, des chaos de boules organisés en massifs plus ou moins importants, des *dos de baleine* allongés et nus ou des *dômes* surbaissés, mais rien de spectaculaire, même si les dômes les plus élevés paraissent de véritables *montagnes* aux yeux des paysans.

Les différents auteurs travaillant sur les socles tropicaux ont pu noter, à de nombreuses reprises, que le modelé est toujours fonction de la nature pétrographique des roches et de leur mode de mise en place. Aussi, il n'est pas surprenant de trouver les massifs basiques cuirassés ou non, toujours en position haute par rapport aux roches siliceuses : les roches basiques forment des collines qui dominent les interfluves surbaissés des roches granitoïdes (Pion 1979). Il s'agit d'une règle générale toujours vérifiée au Burkina-Faso (fig. 33) :

- dans les régions sahéliennes où les collines basiques surplombent la plaine de 50 à 80 mètres ;
- dans les régions nord- et sud-soudaniennes où les collines basiques surplombent la plaine de 100 à 200 mètres.

Marchal (1983) a dressé, pour la province du Yatenga, une carte des modelés très intéressante. Pour la même région, Dugué (1989) distingue, en concordance avec la carte de Marchal, quatre types de modelés représentatifs des paysages géomorphologiques du Burkina-Faso (fig. 41).

- **Type I** : des *archipels de collines* ceinturées de tables cuirassées (13 % de la région). Il s'agit de collines birrimiennes traversant le Yatenga du NNE au SSE.

- **Type II** : des *dômes éventrés* parfois associés aux tables cuirassées. Il représente près de la moitié de l'espace régional. De vastes dépressions s'organisent autour d'axes de drainage ou de talwegs.

- **Type III** : les *pénéplaines* représentent le second type le plus répandu dans le Yatenga (38 %) et au Burkina-Faso. Le relief cuirassé perd de sa vigueur, les pentes sont longues, peu marquées et s'organisent progressivement autour des bas-fonds plus ou moins marqués.

- **Type IV** : le *système dunaire* ne couvre que 6 % de la province mais s'étend à toute la zone sahélienne burkinabé. Les cordons dunaires s'allongent d'est en ouest et se poursuivent au Niger et au Mali. Ils représentent un modelé très prononcé au Sahel, très discret au Yatenga, se limitant à de légères ondulations de grande longueur d'onde et d'amplitude faible (Boulet 1970). Il s'agit en fait, au sud du 14^e parallèle, d'un manteau sableux, la *jupe sableuse* de Riou (1990), qui épouse la forme de son substrat et, au nord, de véritables cordons dunaires ou *clifs* parfois remobilisés par l'érosion anthropique en véritable erg saharien (Oursi).

3.1.1. DES MÉSO- ET MICROFORMES QUI NE SONT PAS SPÉCIFIQUES DES GRANITOÏDES

De formes généralement arrondies, les roches cristallines présentent plusieurs types de modelés résiduels des plus banals à des formes plus rares : *boules isolées*, *chaos de boules* en massifs plus ou moins développés (environs de Zorgho, Tenkodogo, Bogandé à l'est de Ouagadougou...), *dômes surbaissés* ou véritables *dos de baleine* allongés et nus aux parois subverticales (Zorgho, Déou et Aribinda en zone sahélienne, région de la Kompienga dans le sud-est du pays...), *reliefs ruiniformes* commandés par la fracturation (Wayen à l'ouest de Ouagadougou), *échines ruiniformes* correspondant aux directions de la structure régionale (au nord d'Arly, entre le campement de chasse de Oungarou, et Namounou en pays gourmantché, sur la ligne de partage des eaux Tapoa-Pendjari, au sud-ouest de Tindangou, région de Garango, à l'est de Sidéradougou) s'allongeant sur une cinquantaine de kilomètres du nord au sud. Il ne s'agirait pas d'inselbergs au sens strict du terme, Petit signale (1994), dans la notice de la carte géomorphologique au 1/1 000 000^e, des *voussures distinctes des dômes par leur forme et leurs dimensions*.

Toutes ces formes introduisent la diversité au Burkina-Faso. Par contre, les dômes ne constituent pas, et de loin, les formes majeures que l'on peut admirer ailleurs dans la zone tropicale humide : Brésil, Guyane, Madagascar, Inde...

Toutes subissent l'altération chimique, aujourd'hui ralentie, l'intervention de la faune et de la flore, ainsi que l'attaque mécanique à des degrés divers.

Vasques, cannelures, taffonis, alvéoles et autres formes pseudo-karstiques peuvent s'observer dans les formations cristallines, ici et là mais de façon discrète.

3.1.1.1. *Les vasques*

Elles prennent naissance sur les fractures des portions planes ou légèrement inclinées de la roche. Lorsqu'elles s'installent sur une diaclase isolée, elles prennent une forme régulière ovale et peuvent devenir *coalescentes* (fig. 45). Au contraire, une série de diaclases plus ou moins parallèles et/ou se recoupant donnent des formes irrégulières (fig. 46) où chaque fracture utilisée par la vasque forme une indentation centimétrique en *fer de lance*. Là où les fractures sont peu prononcées, les formes en *fer de lance* cèdent la place à des lobes. Sur la figure 45, on observe un encorbellement de la partie supérieure de la vasque, probablement indurée par les oxydes métalliques. Le surplomb regarde vers l'ouest et favorise une zone d'ombre qui conserve l'humidité et augmente la corrosion (influence des micro-stromatolites (?). Un liséré blanc entoure le bord de la vasque (fig. 46). Large de 5 à 6 centimètres du côté où se sont développés les incisions en *fer de lance*, le surplomb se réduit à quelques millimètres seulement là où le bord est beaucoup moins découpé. Une bande noirâtre irrégulière le sépare du fond de la vasque masquée par une pellicule claire d'argile. Des indentations millimétriques ourlent le bord du liséré qui forme le revers d'un micro-escarpement : si la corrosion paraît particulièrement active sur les bords de la vasque, celle-ci ne semble recevoir que des débris fins : *la vasque s'élargit mais ne s'approfondit pas*.

3.1.1.2. *Les cannelures*

Elles sont assez rares et de faible envergure, à peine esquissées et séparées par des surfaces légèrement bombées de 1,5 à 2 mètres de large (fig. 47). La pente est faible (18 %), le versant court, développé dans le granite d'un dôme sub-affleurant. En amont, les cannelures sont reliées à de petits impluvium. L'ensemble est souligné par des lignes de graminées retenues par un sol organominéral de quelques centimètres d'épaisseur ; la rupture de pente convexe vers le sommet a favorisé la formation des impluvium qui semblent évoluer en vasques et accentuent l'incision du versant. La végétation graminéenne crée un milieu humide favorable à la corrosion chimique. Comment expliquer la rareté des cannelures et, quand elles existent, leur faible développement ?

Si la desquamation et la désagrégation granulaire progressent plus vite que le creusement des rigoles sur des surfaces de faible inclinaison et surtout de faible commandement, il n'en reste pas moins qu'au sortir des grandes périodes humides du Cénozoïque, celles-ci auraient pu se développer plus considérablement en même temps que se dégageaient les dômes. Mais leur faible volume et l'incision à peine ébauchée permettent deux hypothèses quant à leur formation :

- les dômes et les cannelures ont été beaucoup plus développés au Cénozoïque qu'ils ne le sont aujourd'hui. L'abaissement des dômes aurait entraîné la disparition des cannelures qui n'auraient pas pu se reconstituer avec l'abaissement de l'humidité aux périodes sub-récents (?) ;

- les dômes ont été dégagés à une période trop récente ou trop rapprochée des périodes sub-humides (?).

3.1.1.3. Une ébauche de taffonis

Comme pour les cannelures, on pourrait hésiter à employer un terme dont la représentation géomorphologique semble ici à peine ébauchée. Pourtant la forme représentée sur la [figure 47](#) pourrait bien répondre à la définition du taffoni : endroit bien exposé, pan de diaclase faiblement incliné, contact de la paroi avec le niveau du sol où s'est développé un sol organo-minéral nourri par l'action de la désagrégation granulaire et de la desquamation de la roche. Par contre, en surplomb, il ne s'est pas formé d'auvent comme dans les taffonis classiques.

3.1.1.4. Les alvéoles

Dans la région de Pô-Tiébébé ([fig. 41](#)), dans la région du pays faisant frontière avec le Ghana, Mietton (1990) décrit des alvéoles creusées dans des granites très altérables par rapport à un encaissant plus résistant. Ces alvéoles cuvettes sont de dimensions variables : 600 à 3 500 mètres de grand axe et 300 à 2 500 mètres pour la plus grande distance. Par rapport à la plaine environnante, l'encaissant varie de 60 à 110 mètres. Le drainage se fait soit vers la Volta Rouge (Nazi Non), soit vers la Volta Blanche (Na Kambe).

La plupart de ces alvéoles se logent au pied des collines de Tiébébé qui suivent la ligne de partage des eaux. Le fond des cuvettes est tapissé de sols bruns, argileux à hydromorphes, temporaires, facilement identifiables sur les photographies aériennes. Vogt (1972-a, 1974) signale sur la rivière Bougouriba en aval de Diébougou, à Dapla en pays granitique, une alvéole dont il montre quelques photographies. L'amphithéâtre s'est développé dans un ancien remblaiement en position de bas glaciaire par rapport aux reliefs environnants.

3.1.1.5. Les autres formes pseudo-karstiques

Il n'est pas rare d'observer dans les roches cristallines acides (*rhyolites, trachytes, granites*) ou basiques et dans leurs altérations, des formes en creux qui rappellent les phénomènes de dissolution des roches carbonatées. Il s'agit surtout des **pseudo-dolines** observées par télédétection par Engalenc (1979) ([fig. 48](#)).

3.2. LES MODELÉS DE LA COUVERTURE D'ALTÉRITE ET DE LEURS INDURATIONS

Le socle cristallin granito-gneissique et basique a subi, on le sait, des transformations profondes engendrées par les conditions mêmes de la structure, ainsi que par les conditions climatiques anciennes et récentes.

Ces transformations se sont matérialisées par des profils d'altération plus ou moins épais, autochtones, séparés de la roche saine par un front d'altération fluctuant.

Tectonique, métamorphisme et météorisation, commandés par les conditions de l'*hydrolyse* et de l'*oxydation* dans les niveaux profonds, ont donc modifié, avec une intensité variable selon les époques géologiques, la physionomie de la

partie superficielle de l'écorce terrestre. Ces transformations, dont le moteur essentiel reste la géochimie, ont fini par se répercuter sur les modelés sub-aériens qui, dans bien des cas, *représentent l'image, fidèle ou déformée mais toujours identifiable, du substratum rocheux quand celui-ci est enfoui sous plusieurs dizaines de mètres d'altérites. Les géologues parlent de lithodépendance*. Ce qui a amené Pion à écrire (1979) que « *la morphologie de la zone tropicale sèche apparaît-elle aussi comme lithodépendante* », et Kaloga de préciser (1979) que « *l'altérabilité des roches ne se ramène pas à la somme de leurs constituants* », montrant que les choses sont en réalité beaucoup plus complexes.

Si le moteur des altérations reste la géochimie, la fracturation du socle, quelle que soit l'échelle, est le facteur qui met en route le moteur : c'est elle qui favorise les conditions de drainage du substratum et donc de son *pourrissement*. La géomorphologie est d'ailleurs un auxiliaire précieux dans la recherche de cette fracturation qui, à petite échelle, découpe le tréfonds cristallin ; elle reste un préalable à toute recherche hydrologique et hydrogéologique et inversement.

Les modelés de la couverture d'altérites ferrugineuses des socles présentent beaucoup plus de diversité que les roches dont elles sont directement issues (à l'exception des roches sédimentaires qui, elles aussi, ont donné des formes d'altération ferrugineuses) : modelés cuirassés, bas-fonds, bad-lands et formes pseudo-karstiques développent à travers le pays des formes originales.

3.2.1. LES FACTEURS DE LA FRACTURATION ET DU PLOIEMENT DES COUCHES

Nous avons vu précédemment que les socles, en raison de la rigidité de leurs roches, se sont abondamment fracturés pour répondre aux différentes tensions qui se sont exercées sur elles au cours des orogénèses éburnéennes et du rapprochement des plaques. Un phénomène physique très important intervient par la suite dans la dislocation du substratum : la *décompression*. Là où l'altération est très poussée, la décompression risque d'être maximum. En effet, chaque fois qu'une tranche d'altérite est enlevée par l'érosion, la charge diminue, provoquant vers le bas le développement de la décompression des hauts glacis glissant vers les vallées. « *Il existe aussi un parallélisme entre le front moyen de décompression et la topographie* » écrit Engalenc (1976, p. 178). Une baisse de la charge lithostatique intervient dès qu'il y a altération puisque la densité du manteau d'altérites est nettement plus faible que celle du substratum (< 2 contre 2,6 env.).

La présence de cassures et l'existence d'un manteau d'altérites engendre une forme très répandue dans tout le monde tropical humide depuis la zone sahélo-soudanienne jusqu'à la zone équatoriale : les **bas-fonds**.

3.2.2. LES BAS-FONDS

Selon la définition de Raunet (1985), « *un bas-fond en région intertropicale est un vallon, une petite vallée à fond plat ou une gouttière peu encaissée de 200 à 500 mètres de largeur, sans cours d'eau important ou pérenne [...] ils constituent les parties amont dans les épaisses altérations kaoliniques aquifères des surfaces d'aplanissement des socles cristallins (gneiss, granites, migmatites...) et des couvertures sub-horizontales gréso-sableuses, parfois basaltiques et cal-*

caires. On les voit apparaître dans la zone nord soudanienne, à partir de 700 millimètres de pluie, où ils répondent à la définition de la zone amont d'un **marigot**. Il est en général l'indice d'une zone altérée, développée à la faveur d'un rapprochement de failles, mais pas toujours selon Engalenc (1976). Ils drainent, en zone soudanienne et soudano-sahélienne des paysages à faibles pentes (< 3 %) modelés en glacis d'où émergent des *dos de baleine* ou des affleurements rocheux du socle, dominés par la haute ou la moyenne cuirasse (cf. *supra*).

Ces bas-fonds sont généralement installés sur un remblaiement colluvio-alluvial à dominance *argileuse kaolinique*. Dans les régions soudano-guinéennes (P entre 1 100 et 1 500 mm) comme dans celles de l'extrême sud-ouest du Burkina-Faso, le modelé devient beaucoup plus ondulé et présente des talwegs plus encaissés. Les glacis sur socle granito-gneissique sont des **versants glacis**, longs et rectilignes, à carapace ferrugineuse. Les interfluves sont installés sur des altérites beaucoup plus épaisses et le socle n'affleure plus. Les bas-fonds sont moins larges, plus encaissés, mais ils forment un réseau plus dense que dans la zone climatique précédente.

3.2.3. LES MODELÉS CUIRASSÉS

3.2.3.1. L'étagement des corniches

Les cuirasses forment l'élément dominant dans les paysages du socle cristallin de la zone soudanienne et savanicole. Elles ont été décrites par de nombreux auteurs géographes, géologues, pédologues, géochimistes... Elles viennent rompre la monotonie de ces surfaces rabotées depuis des centaines de millions d'années par l'érosion. Elles représentent, de ce fait, un relief original mais d'une grande âpreté : riches en oxydes métalliques, elles sont brûlantes sous le soleil tropical, impropres à l'agriculture et à toute végétation en dehors des zones où se forment quelques sols ; fractures, éboulis... On le sait, les cuirasses peuvent se développer sur n'importe quelles roches magmatiques, sédimentaires ou métamorphiques. Mais, alors qu'elles sont plutôt absentes des sommets ultrabasiques de la chaîne birrimienne, elles deviennent épaisses sur les formations *schisteuses*.

Ce qui frappe le plus l'observateur, qu'il soit scientifique ou non, c'est l'étagement des cuirasses souvent disposées à la manière d'une structure monoclinale, avec un revers parfaitement horizontal ou incliné, une corniche verticale et un talus plus ou moins long recouvert de gravillons. Il ne s'agit pas, comme le fait justement remarquer Petit (1994), de définir ces modelés cuirassés collinaires comme des pseudo-cuestras, terme réservé aux glynts « *sinon, un pays comme le Burkina-Faso serait le plus riche au monde en ce type morphologique...* »

Les hauts-reliefs cuirassés sont toujours observés sur *roches basiques* saines ou peu altérées ou sur *schistes argileux*, mais jamais sur roches trop acides comme les *granites* : il s'agit de la **cuirasse pisolitique** et de la **cuirasse bauxitique**. Ces deux types de cuirasses sont moins répandus que les cuirasses ferrugineuses à aspect conglomératique dont les modelés sont souvent liés à la nature pétrographique du substratum.

On distingue géomorphologiquement :

- **en régions granitiques** : des cuirasses qui subsistent à l'état de buttes témoins monoclinales à sommet plan, avec de part et d'autre des lambeaux de glaciaires. Elles représentent les parties basses de l'ancien modelé (cuirasses réduites en amont et plus épaisses en bas des pentes), déterminant ainsi une inversion de relief (Boulet 1968). Ces cuirasses peuvent s'étendre sur plusieurs kilomètres ; elles sont prolongées vers l'aval par la surface fonctionnelle où la roche saine peut apparaître ;

- **en régions schisteuses** : des cuirasses très développées s'épaississant sur les bordures, d'où leur nom de *cuirasses en haricot*. Boulet (1968) a distingué deux types principaux de modelés cuirassés de part et d'autre du méridien 1° 40' Ouest : à l'est (région nord de Kongoussi) le modelé est identique à celui qui se développe sur les *granites*. À l'ouest, le massif schisteux de Ouahigouya présente un *aspect paysagiste très homogène et original. Les cuirasses sont très étendues, fossilisant des modelés anciens donnant l'impression d'avoir été presque intégralement conservés* ;

- **en régions de collines birrimiennes** : dans les paysages de la zone soudanaise, ces collines forment les reliefs les moins monotones du pays, mais aussi les plus sévères. Leur géologie complexe associe *schistes argileux, roches basiques* et *roches métamorphiques*. Les roches magmatiques basiques constituent l'essentiel des reliefs rocheux du Burkina-Faso, en dehors des escarpements gréseux de la couverture sédimentaire : il s'agit d'arcs birrimiens rocheux disposés en archipels de collines qui présentent rarement des formations cuirassées, leurs cuirasses sommitales ayant peut-être été disloquées. Les collines cuirassées s'organisent surtout autour de collines rocheuses dont elles sont séparées par une dépression subséquente. Ces petits bowés sont de répartition et d'épaisseur très inégales, avec généralement des pentes assez faibles (10 % env.).

Bougère (1976) a donné pour la région de Kaya, une minutieuse description des géofaciès cuirassés, description que nous avons reprise dans l'étude régionale (cf. *infra*).

Pour les sillons birrimiens situés de part et d'autre d'une ligne Boromo-Gaoua, Pion et Facibéni (1976) ont réalisé plus de 8 700 opérations de planimétrie ayant donné lieu à plus de 60 cartes géomorphologiques au 1/50 000^e couvrant *pro parte* les degrés carrés de Gaoua et de Houndé. Les sillons birrimiens recouvrent dans ces secteurs 50 % de la surface étudiée et les surfaces cuirassées environ 20 %. Les auteurs définissent cinq groupes de cuirasses en fonction du substratum : les cuirasses sur roches acides (LA), les cuirasses sur roches basiques (LB), les cuirasses sur roches alumino-ferrifères (B1), les bowés entourant les massifs birrimiens et séparés d'eux par une dépression (B2), les cuirasses sur roches indifférenciées (LI). Le classement est confirmé par les analyses chimiques et la cartographie géologique : « *En effet, nos limites morphologiques coïncident avec celles des différentes roches et parfois les précèdent dans les zones masquées.* »

Les cuirassements peuvent être regroupés en deux grandes catégories :

- **les cuirasses perchées avec rebord** et différenciées selon la nature du substratum. Il s'agit des cuirasses notées LA, LB (LB1 et LB2) et LI sur roches indifférenciées ;

- **les cuirasses affleurantes sans rebord**, les carapaces, les nappes de gravillons, les cuirasses enterrées... dont l'extension serait, selon les auteurs, beaucoup plus grande qu'on le suppose. La présence de **termitières**, **champignons** est l'indication d'une hydromorphie de surface et d'une cuirasse à moins de 1 mètre de la surface ; la présence d'arbustes du type **Gardénia** à fleurs jaunes et blanches odoriférantes, aurait la même signification. L'essentiel des cuirasses reste illustré par les groupes LB2, LA et LI. On serait en ce moment en période de décuirassement. « *On n'a jamais vu de cuirasse se former, écrit Pion (1979), on la voit toujours se détruire. Tout ce qui reste de l'ancienne surface, c'est la lentille de gravillons sur l'interfluve.* »

Mietton (1988) fournit des résultats intéressants, illustrés par le tableau ci-dessous, quant à la recherche de corrélation de rang entre substratum et cuirasses affleurantes pour un certain nombre de provinces :

PROVINCES	CUIR. AFFLEUR. TOTALES		BIRRIMIEN		CUIR. AFFLEUR. PE	
	%	Rang	%	Rang	%	Rang
Dédougou	25,4	1	65,6	2	3,2	2
Koudougou	17,8	7	26	8	7,4	7
Houndé	34,4	2	62,9	8	10,5	5
Léo	15,4	3	29	7	3,5	8
Gaoua	18,9	6	59,5	4,5	11	4
Batié Nord	19,9	5	74,4	1	14,1	1
Batié Sud	22,4	3	50,9	6	9	6
Téhini	31,9	4	59,9	4,5	12,2	3

L'auteur note que « *les cuirasses affleurantes ne sont pas moins nombreuses sur les bas pays cristallins que dans les domaines birrimiens aux roches réputées plus riches en fer* » (p. 199). Le tableau établit les corrélations de rang existant entre les pourcentages de cuirasses affleurantes perchées et de substratum birrimien (*schisteux et andésito-basaltique*) sur les cartes au 1/50 000° du degré carré de Houndé. L'auteur conclut : « *Il n'y a pas de corrélations significatives entre la nature du substratum et l'extension de l'ensemble des cuirasses affleurantes.* »

L'étagement des niveaux cuirassés reste un des grands problèmes de la géomorphologie tropicale. Les auteurs qui l'ont étudié sont légion et d'horizons variés (on pourra se référer à la bibliographie très complète de l'ouvrage de Tardy et Roquin (1998). Quelques-uns ont laissé des œuvres magistrales qui font référence : Maignen, Boulet, Michel, Leprun, Beudet, Coque, Grandin, Nahon, Kaloga, Boulangé, Bocquier..., pour ne citer que les principaux chercheurs ayant travaillé dans l'Afrique nord-équatoriale.

Rappelons que l'on a l'habitude de considérer en Afrique de l'Ouest, à la suite de ces auteurs :

- **les vieilles cuirasses alumineuses** fossilisant des topographies anciennes comme la *surface africaine* éocène. Ces cuirasses seraient lithodépendantes ;

- **les cuirasses de glacis** plus ou moins détachées des reliefs amont. Elles se partagent en deux groupes : le *niveau intermédiaire* mio-pliocène, en contre-bas des plateaux sommitaux ; elles sont riches en fer Fe_2O_3 et pauvres en quartz, et les *cuirasses d'aval* associées aux très haut, haut, moyen et bas glacis, plus développés au nord qu'au sud et disposés de façon rayonnante autour des massifs basiques. Ces cuirasses seraient allochtones en considération de la composante temps : d'après Grandin (1972, p. 178) cité par Petit (1990, p. 161), il faudrait pour former 1 mètre de cuirasse à 40 % de Fe_2O_3 par autochtonie stricte, tout le fer d'une quarantaine de mètres de roche à teneur de l'ordre de 7 % en Fe_2O_3 ! Ceci aux dépens d'un matériel granitique s'altérant à une vitesse de 1 m/80 000 ans, sous climat tropical humide. Il y a de quoi s'étonner avec les auteurs qui considèrent la durée du Quaternaire trop brève pour contenir dans sa totalité l'induration des quatre glacis par concentration *in situ*.

Rappelons que la genèse de ces cuirasses a développé deux écoles (fig. 49) : l'une, la plus ancienne, favorable à une évolution polycyclique, et illustrée par les travaux de Michel (1969, 1973) et ceux de Grandin (1972), qui ont établi une relation entre glacis – phase aride d'ablation –, et cuirassement – phase pluviale avec mobilisation des oxy-hydroxydes. La plus récente, illustrée par les travaux de Leprun (1972) suivis par ceux de Beaudet et Coque (1986), considère une topographie initiale unique, multiconvexe, ayant épousé les ondulations du terrain où les zones basses coïncidaient avec les roches granitoïdes et les points hauts avec les roches basiques (ils nient par conséquent l'existence du haut et du moyen glacis). Cette surface aurait connu une seule phase de cuirassement établie au Tertiaire récent, alors que la conception polycyclique considère trois topographies : haut, moyen et bas glacis, façonnées et cuirassées au Quaternaire succédant au niveau intermédiaire qui, lui, serait Pliocène. Les différents niveaux résulteraient d'entailles postérieures au niveau des ruptures de pentes ou aux endroits où la dalle était fragilisée. Pour Petit (1994), « *il semble bien que l'on raisonne différemment selon le secteur géographique considéré* ». Ainsi, au nord d'une ligne rejoignant Kaya à Sénéguéna (c'est-à-dire au nord du 13^e parallèle), la topographie de lourdes collines convexes dominant les lacs de Bam et de Dem fait plutôt penser à une ancienne « *surface d'aplanissement profondément disséquée, aux interfluves pluri-kilométriques, plutôt qu'une surface multiconvexe des tropiques forestiers humides* ». L'auteur a également décrit (1994) des glacis cuirassés étagés à la périphérie du massif syénitique de Wayen à l'ouest de Ouagadougou. Ces observations font dire à l'auteur que le cuirassement a pu s'effectuer différemment au sud et au nord. Au nord, celui-ci « *a pu affecter une vieille topographie éocène dégradée* », alors qu'au sud, « *se développait une morphologie de véritables glacis ultérieurement cuirassés* ». La conclusion de Petit (1994) nous semble beaucoup plus nuancée que celle des altérologues : « *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 topographies 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. » Petit et Da Dapola (1994) ne se rallient pas à la théorie du "drapé latéritique" de Leprun (1972).

Aujourd'hui, on peut se poser la question de savoir si les conditions climatiques permettent le cuirassement. Malgré l'affirmation de Pion (1979), on remarque avec Tardy et Roquin (1998) que le cuirassement est généralisé au sud de Bobo-Dioulasso, où l'on rencontre l'ensemble des niveaux cuirassés depuis le relief intermédiaire, largement entamé, jusqu'au bas glacis cuirassé. Des cuirasses récentes sont même présentes dans les bas-fonds (Grandin, 1976), alors que dans la zone sahélienne, caractérisée par une courte saison pluvieuse, il ne reste plus que de rares témoins de la surface intermédiaire et un haut glacis très déchiqueté, un moyen glacis étendu mais peu ferruginisé et un bas glacis très étendu mais non cuirassé... Ainsi, à la suite de Grandin (1972), Tardy et Roquin (1998) différencient deux domaines : celui de l'aplanissement au nord et celui du cuirassement au sud. Les limites de « *formation, développement ou conservation des cuirasses ferrugineuses* » actuelles seraient comprises entre les isohyètes 1 000 millimètres au nord et 1 600 millimètres au sud, c'est-à-dire à l'intérieur des limites du climat de type soudano-guinéen correspondant biogéographiquement aux domaines situés entre la forêt humide et les steppes sub-désertiques, et pédologiquement au domaine d'extension des sols ferrugineux tropicaux lessivés, nodulaires, situé entre la zone des sols ferrallitiques très désaturés et celle des sols ferrugineux tropicaux non lessivés. Il existe donc une limitation du cuirassement vers l'humide et une limitation vers l'aride, la dégradation des cuirasses intervenant lorsque le climat devient plus humide.

Sur le plan morphologique, les altérites se comportent comme n'importe quelle roche et présentent un certain nombre de modelés qui ne leur sont pas spécifiques. Ceux-ci ont été à maintes reprises décrits par les différents auteurs : il s'agit, en dehors des formes de ravinement classique, de **pseudo-dolines, vasques, cavités souterraines, effondrements** (fig. 73), mais aussi de **reliefs de bad-lands** comme on peut les voir en pays lobi ou dans la région de Kaya (Salminga, Niangado, Quintini), ou encore de **pseudo-lapiaz** comme nous avons pu en observer dans la région de Loumana, près de Sindou.stop

3.2.3.2. *Les formes pseudo-karstiques*

Il n'est pas rare d'observer dans les altérites argileuses des formes en creux qui rappellent les formes de dissolution des roches carbonatées. Tricart et Cailleux (1974, p. 236) font intervenir, pour les cuirasses et les carapaces, des phénomènes de **suffosion** se produisant entre deux niveaux de perméabilité différents : les cuirasses possèdent une perméabilité de fissure, et les carapaces sous-jacentes une micro-perméabilité. L'eau finit par s'infiltrer jusqu'à l'horizon des altérites tendres et imperméables qui sert de niveau de base à un écoulement qui apparaît à la faveur d'une surface topographique au pied des corniches en position monoclinale, sous la forme de sources (sourcins, mares).

Le rôle de ces écoulements est très important dans le démantèlement des surfaces cuirassées perchées : l'eau est capable d'évacuer les altérites plus tendres en créant de véritables **grottes** et des **chenaux** à partir des cassures des niveaux indurés sus-jacents (cassures par tassement de la corniche, appel au vide sur le

rebord des cuirasses...). Lorsque les chenaux se rejoignent entre deux fractures voisines, il se crée un vide sous la masse de la cuirasse qui, à cet endroit précis, s'effondre. Quand une nappe phréatique temporaire alimente ces chenaux, c'est tout un secteur de cuirasse qui finit par s'effondrer, comme le ferait un gouffre en milieu calcaire. Le phénomène se traduit en surface par la formation de dépressions plus ou moins larges, allongées ou circulaires, parfois coalescentes.

Ce sont des **pseudo-dolines** à allure de bas-fonds où s'accumulent les sédiments fins et de la végétation. Sur le **bowal** de Namsiguia, à l'ouest de Kaya, dans l'arc birrimien du Burkina-Faso central, on peut observer un **Wendou** (fig. 53), dépression circulaire d'une quinzaine de mètres de diamètre et de 5 à 6 mètres de profondeur, née du soutirage entraîné par un cheminement souterrain de l'eau infiltrée par des diaclases. La cuirasse installée sur les *roches vertes* forme un chaos de blocs parallélépipédiques de volume métrique avec, entre les blocs, un pavage de cailloux et de gravillons. (Bougère 1976, p. 7).

3.2.3.3. Les "bad-lands"

Vogt (1974) signale dans le sud du pays, dans les régions de Banfora et de Gaoua, *un monde de glacis cuirassés* tenant à la fois du haut, du moyen et du bas glacis des bordures des grandes vallées (Michel 1969, 1973). Le pays lobi en particulier (région de Gaoua) « fait figure de musée géomorphologique », écrit Vogt (p. 442). En effet, de nombreuses têtes de vallées présentent des formes d'érosion actuelles et anciennes remarquables. De véritables "**bad-lands**" lacèrent les épais remblaiements de têtes de vallées du réseau de la Bougouriba, de la Comoé et du Sinlo (affluent de la Comoé) sur *granites* et *schistes* birrimiens.

Les formes anciennes de creusement sont les plus spectaculaires : elles appartiennent au cycle de l'entaille dit des **graviers sous-berges** caractérisés par un fond plat fréquent sur les *schistes* birrimiens (Tiéradéni, Labola et Tiéfara) moins répandus et moins nets sur les *granites* au sud-ouest de Banfora (Toumousséni et Gouéra). « Ils entament des croupes fuyantes qui dériveraient, pour l'essentiel, du moyen glacis. » (Vogt 1974)

L'épaisseur visible de ces formations est de 6 à 8 mètres ; leur sommet est parfois encroûté, formé de *cailloutis*, de *quartz* anguleux et peut être considéré comme un bas glacis. Sur les *cailloutis*, on distingue un horizon meuble de formations allochtones (colluvions) ou d'altérites épaisses de plusieurs dizaines de mètres. Ce remblaiement peut passer à des colluvions grossières, également observables dans l'extrême nord du pays.

3.3. LES MODELÉS DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE : INTRODUCTION DE LA DIVERSITÉ

Les anciens fonds marins et autres dépôts sédimentaires qui ont fossilisé le socle cristallin ont été portés en altitude par inversion de relief. Les grandes périodes érosives du Cénozoïque ont laissé des milliers de kilomètres d'escarpement de cent à plusieurs centaines de mètres de commandement dans toute l'Afrique de l'Ouest jusqu'au nord de la Mauritanie. Ces reliefs, ainsi tranchés dans des masses sédimentaires épaisses principalement gréseuses, ont été

sculptés au Quaternaire en modelés parfois grandioses mais toujours limités dans l'espace ; en dehors de leur aspect esthétique certain, ces modelés ont mis en évidence les facteurs structuraux de la mise en place des sédiments et de leur démantèlement.

Toutes les bordures ouest, nord et sud-est du Burkina-Faso ont gardé les traces de ces structures gréseuses au sein desquelles des lentilles carbonatées sont venues apporter quelque diversité avec le développement des premiers microbes encroûtants.

3.3.1. LES FACTEURS DE LA DÉSAGRÉGATION ET DE L'ALTÉRATION

Les grès, anciens sables agglomérés et plus ou moins consolidés, peuvent revenir à leur état originel, soit lorsque la roche *in situ* redevient meuble tout en conservant les anciennes structures (strates, filons, diaclases), soit par clastes issus de processus morphogénétiques ou de mouvements tectoniques. Dans tous les cas, l'eau et le vent transportent les particules vers de nouveaux bassins où elles vont subir une nouvelle diagenèse.

3.3.1.1. La désagrégation des grès

Le recul des escarpements semble aujourd'hui figé et le site néolithique de Maadaga (cf. *infra*), dans les grès du Gobnangou, est là pour nous le prouver. Cependant il ne semble pas, comme l'écrivait Guichard (1970) au sujet des falaises du Wadi Halfa (Soudan), que nous soyons là *aux portes de la mort*, mais plutôt dans un long demi-sommeil que seule une nouvelle période humide serait capable de troubler.

Dans le détail, on peut en effet observer de nombreux signes de préparation dans l'ameublissement de la roche. Bien des exemples nous montrent le rôle joué par les conditions très capricieuses de la sédimentation précambrienne sur des bords de continent échancrés d'ouvertures estuariennes et deltaïques où se mêlaient, de façon oblique et discordante, des dépôts très hétérogènes favorables par la suite à l'érosion différentielle.

La multiplication à l'infini des *jointes de stratification* entraîne celle des zones fragilisées exploitables par les circulations hydriques internes, les animaux fouisseurs, les racines végétales aboutissant à des concavités voire à des *méga-formes pseudo-karstiques souvent tapissées d'argiles humides et donc fonctionnelles*.

Ces zones fragilisées sont hachées par un réseau dense de diaclases se recoupant selon un maillage géométrique à base quadratique ou/et orthorhombique qui active le démantèlement de la masse gréseuse de la corniche, surtout lorsque celle-ci repose sur les structures fragilisées susmentionnées. Il s'ensuit un affouillement de la base qui finit par générer un tassement, puis un basculement de l'ensemble gréseux qui se fragmente dans sa chute. Daveau avait déjà signalé (1963) avec les grès du Sahel mauritanien le rôle joué par le poids considérable de l'escarpement sur une base fragilisée et l'appel au vide que celle-ci provoque, aidant au décollement des lèvres des fissures longitudinales. Les gros blocs de volume métrique, ainsi que les grandes dalles recouvrant le talus dans certains secteurs, proviennent de cette conjoncture plus humide qu'aujourd'hui.

Cette alliance altération-dislocation, favorisée par les cassures, joue à toutes les échelles. On peut l'observer sur des dalles où sur des surfaces à *rides de courant* où se dégagent de mini-reliefs ruiniformes ou émoussés ruiniformes (fig. 56).

Ce dégagement est largement favorisé par la disparition de la **patine ferrugineuse** (fig. 61) qui recouvre souvent – le phénomène est connu – les surfaces gréseuses horizontales. Celle-ci forme une protection toute relative dans la mesure où elle entraîne une fragilisation de la zone de départ des ions ferriques, zone qui est rapidement affouillée lorsque la patine commence à s'écailler. La disparition de la patine entraîne une érosion différentielle qui creuse des cavités sous la couche ferruginisée, créant des zones d'ombre qui s'agrandissent et jouent comme des *taffonis*. Ce dégagement peut se faire également à partir des *rides de courant* et des *diaclasses* ferruginisées. Dans ce cas elles restent en relief, formant des sortes de rails soulignant le réseau de cassures.

La roche d'origine très claire apparaît sous la tranche de patine foncée dégagée et prouve que le phénomène est actuel. Les *grès* continuent à se désagréger par les processus classiques de la *glyptogenèse* en milieu tropical à longue saison sèche (*hydroclastie*, *thermoclastie*). L'érosion fonctionne en exploitant au maximum la trame géométrique des diaclasses, déterminant souvent un modelé à petits piliers se dégageant progressivement de la masse gréseuse (fig. 55, 62, 135). La lenteur de l'érosion, les vents quasi permanents dans l'escarpement ainsi que le ruissellement à la saison des pluies permettent à ces modelés de ne pas s'envoyer sous leurs propres débris.

Le dégagement des modelés à partir de la trame structurale se produit à toutes les échelles, offrant de véritables paysages de modelés ruiniformes à émoussés ruiniformes, voire plus rarement émoussés, comme les magnifiques coupoles de Fabédougou au-dessus des cannes à sucre de Banfora. La disposition des cassures et celle des strates explique toute la physionomie de ces paysages qui peuvent se superposer lorsque les conditions de la structure ont évolué dans le temps et dans l'espace. Ainsi, un empilement de strates fines et régulières engendre des formes émoussées alors qu'une stratification irrégulière donne plutôt des modelés turriformes. Le passage d'un modelé à l'autre marque les conditions changeantes de la sédimentation précambrienne.

Modelés émoussés et modelés ruiniformes peuvent coexister l'un à côté de l'autre ou l'un sur l'autre.

3.3.1.2. L'altération des dolomies

Les roches carbonatées sont très limitées dans les bassins sédimentaires du Burkina-Faso. Seules les régions du Sahel et du Houet en possèdent. Elles apparaissent sous la forme de dolomies soit en affleurements comme dans la région du Béli, soit en position monoclinale alternante avec des grès et des schistes surmontés par des coulées basaltiques ayant protégé l'ensemble à l'ouest de Bobo-Dioulasso. C'est dans cette région que les altérations ont été le mieux mises en évidence, dégageant de beaux lapiaz étagés, malheureusement détruits depuis une quinzaine d'années par une exploitation intensive. La faible étendue

du domaine carbonaté s'explique par le fait qu'il s'agit de lentilles et non de niveaux stratigraphiques continus.

Comme pour les grès, l'altération semble se poursuivre au ralenti : un micro-lapiazage affecte tous les piliers et des guillochages soulignent la permanence des écoulements (fig. 64).

3.3.2. LES FACTEURS DE LA FRACTURATION ET DU PLOIEMENT DES COUCHES

Le grès est une roche qui se casse verticalement, il est inutile de le répéter tant la chose est évidente et tant elle a été décrite (Mainguet 1972), les cassures déterminent l'ampleur des modelés et jouent un rôle fondamental dans la circulation des eaux pluviales.

Si le grès se casse, il se ploie également. Ainsi, la couverture sédimentaire de l'ouest burkinabé se présente sous la forme d'une série d'ondulations synclinales et anticlinales disposée, comme aimait à le souligner Palausi (1957), « *comme une tôle ondulée de grande dimension* », aux structures orientées SSO-NNE qui est celle de l'escarpement jusqu'à Banfora, avec une inclinaison générale dirigée vers l'ouest.

Localement, des bombements comme celui de Moami (fig. 54), située à quelques kilomètres à l'ouest de Bobo sur la piste de Bamako, montre des couches gréseuses qui accusent des pendages de 15 à 20° en relation avec des montées de magma qui ont mis en place dykes, necks et sill de dolérite. Des pendages analogues ont été observés dans le massif de Madjoari, prolongement du massif du Gobnangou vers l'ouest, où des grandes cassures semblent responsables de la position de certaines rivières comme l'Arlé. En règle générale, les réseaux de diaclases déterminent celui du réseau hydrographique ainsi que celui du profil longitudinal des escarpements bordiers

3.3.3. LES MODELÉS GRÉSEUX (fig. 57, 58, 59, 60, 61, 62)

Il s'agit de formes azonales qui se développent en bordure des plateaux dominant le socle.

Aux modelés spectaculaires qui frappent l'imagination (Sindou, *Pèlerins de la Mecque*), se substituent des formes plus discrètes, de dimensions plus modestes mais qui méritent néanmoins notre attention, car ce sont elles qui bien souvent amorcent le recul des escarpements. Il s'agit d'alvéoles, de polygonations, de marmites et de vasques, de petits modelés, voire des micro-modelés ruiformes et émoussés, formes classiques visibles dans tous les grès de toutes les zones climatiques du globe.

3.3.3.1. Les alvéoles

Ces formes sont bien connues dans les grès. Mainguet en donne de belles photographies dans sa thèse (1972). Les alvéoles, peu développées au Burkina-Faso, sont loin d'être aussi spectaculaires que les exemples tchadiens donnés par l'auteur dans le B.E.T. De dimensions centimétriques, elles se développent au

niveau des joints de stratification. D'autres semblent dues au départ de lits de gravillons et de galets, fréquents dans ces formations fluviométriques.

3.3.3.2. *Les polygonations*

Il s'agit de structures superficielles dites en *peau d'éléphant* se présentant en petits polygones réguliers à irréguliers. Il s'agirait de *mud-cracks* indiquant un ancien milieu humide sur des sédiments meubles. Ce phénomène s'observe sur le fond asséché des lacs, des mares... en régions périglaciaires ou tropicales. Mais nous avons observé que la polygonation peut affecter des blocs en place sur toute leur surface, ce qui est pour le moins surprenant pour des parois verticales ! Ces figures sont très différentes de celles de Yobri (Gobnangou) qui sont des fentes comblées par du matériel fin (fig. 66).

3.3.3.3. *Modelés émoussés et ruiniformes*

Les surfaces structurales en marches d'escaliers des rebords de plateaux gréseux présentent des réseaux parfois serrés de diaclases disposées en figures quadratiques ou orthorhombiques. L'exploitation de ces cassures par l'érosion finit par dégager progressivement de la masse gréseuse des petits piliers de quelques centimètres de hauteur et de volume reflétant l'écartement des diaclases. Il s'agit de la réplique en modèle réduit des paysages plus spectaculaires découpant la masse même des corniches en piliers ou en dômes. Méga-, méso- et micro-formes donnent un aspect de pseudo-karst (fig. 62) accentué lorsque les grès présentent des conduits souterrains matérialisant d'anciens axes hydrographiques (fig. 112).

Les modelés ruiniformes sont fonction de l'alternance répétée couche dure/couche tendre, la base formant la surface structurale principale dégagée en surface de moindre perméabilité sur laquelle se sont développées de très nombreuses marmites et vasques (fig. 60) visibles à tous les niveaux des marches de l'escarpement ainsi que dans le lit des talwegs qui descendent en canyons dans les corniches.

3.3.3.4. *Les marmites et les vasques*

Des marmites de dimensions métriques à plurimétriques en largeur et en profondeur peuvent s'observer aussi bien dans les grès de Bobo-Banfora que dans ceux du Gobnangou (fig. 131). Logées pour la plupart le long de grandes lignes de diaclases, elles peuvent être fonctionnelles ou non, remplies au moment des pluies ou encore fossiles et comblées. Certaines sont de très grandes dimensions, abritant des mares permanentes, très encaissées dans la roche et peuplées de silures, d'autres sont de taille beaucoup plus modeste.

Dans tous les cas, ces vasques et marmites impliquent des écoulements beaucoup plus importants à des époques plus humides que l'actuelle, un rapport évident avec le diaclasage ainsi que des topographies et des conditions hydrographiques torrentielles qui ont aujourd'hui disparu.

3.3.3.5. *Les modelés en forme de cône*

Il s'agit de formes décimétriques à métriques qui se développent à la base de corniches sur des parois verticales ou légèrement inclinées. Ces cônes alignés entre deux couches dures peuvent se détacher totalement de la masse gréseuse, formant des ouvertures et de véritables couloirs. Selon les cas on semble se situer à des degrés divers d'évolution : certains cônes ne sont dégagés de la masse gréseuse que par leur sommet sous la forme de pilier, alors que l'élargissement disparaît vers la base avant de rejoindre la strate dure tandis que d'autres sont totalement dégagés, formant un réseau de piliers séparés par des couloirs et des cavités. Là encore, l'ensemble donne l'impression d'un *pseudo-karst*.

L'ensemble de ces cônes semble fonctionner aujourd'hui au moins au niveau de leurs sommets généralement dégagés de la couche de patine qui affecte le reste du modelé.

3.3.3.6. *Les modelés cuirassés*

Si les cuirasses des régions sédimentaires ont été moins étudiées que leur équivalent dans le socle, c'est qu'elles y sont beaucoup plus réduites, comme dans le massif du Gobnangou où nous avons pu observer quelques lambeaux peu épais (1 à 1,5 m) au-dessus de Maadaga. Il semble bien, comme l'ont écrit Beaudet et Coque (1986, p. 218) que « *la pseudo-cuesta [...] a échappé en quasi-totalité au cuirassement* ». Les restes cuirassés importants se retrouvent vers le sud, dans la série de la Pendjari, dans des schistes et des calcaires beaucoup plus riches en fer que ne l'étaient les grès voltaïens. Par contre, les grès occidentaux ont fourni beaucoup plus de fer et ont alimenté de véritables cuirasses ferrugineuses et bauxitiques dont certaines, utilisées par des axes hydrographiques fossiles, montrent des "marmites" torrentielles (nord de Toussiana). D'autres, comme à Loumana (province de la Léraba), ont développé des pseudo-lapiès.

3.3.4. LES MODELÉS DOLOMITIQUES

Ils sont très peu répandus dans la couverture sédimentaire du fait de leur faible extension géologique. Seules les dolomies de Souroukoudingan ont développé un étagement de lapiaz à micro-tourelles dégagées dans de belles formations stromatolitiques (Hugot 1983, 1986, 1995).

3.4. LES PALÉOSYSTÈMES ET LEURS MANIFESTATIONS

Une originalité de la couverture sédimentaire gréseuse est de montrer les marques de paléosystèmes morphogénétiques laissés par des climats extrêmes dont les formes les plus étonnantes relèvent des glaciations !

L'ancienneté de ces marques fait que la plupart d'entre elles, quand elles existent, sont à peine perceptibles, et quand elles le sont il est souvent bien difficile de les rattacher à tel ou tel type de climat ! C'est le cas des sols polygonaux (périglaciaires ou désertiques chauds ?), du conglomérat intraformationnel des dolomies (glaciaire ?) ou encore de bien des anciens modelés sableux (éoliens ? fluviaux ?)

Nous ne disposons malheureusement pas de moyens d'investigation sophistiqués, et seules des observations très précises pouvant se comparer à des manifestations contemporaines analogues (rides de courant symétriques, galet en forme de fer à repasser, *ripple-marks* recoupés par des stries rectilignes et régulières, gouges en forme de croissant...), permettent de déduire les paléoenvironnements et parfois les paléosystèmes qui s'y rattachent.

Seuls, l'ancienne ferralitisaiton, la généralisation du cuirassement et les systèmes dunaires sahéliens sont en mesure de nous montrer l'ampleur des climats chauds humides ou désertiques du Cénozoïque à l'échelle continentale.

3.4.1. LES SOLS POLYGONAUX (fig. 66)

Deux sortes de polygonations sont observables aussi bien dans les formations du bassin voltaïen que dans celles de Taoudenni : les polygonations simples ou *mud-cracks* et des polygonations plus complexes, anciens sols polygonaux d'origine imprécise.

3.4.1.1. *Les mud-cracks*

Ils sont très fréquents sur les surfaces exposées à l'érosion depuis leur dégagement. Peut-on les considérer alors comme des fentes de retrait de fonds de dépressions asséchées ? Il faudrait supposer alors que les sols sableux puissent se rétracter à la façon des sols argileux, ce qui, bien sûr, n'est pas possible à moins d'une présence d'une certaine proportion d'argile (ce que ne semblent pas montrer les grès affectés) ou de climat très froid.

3.4.1.2. *Les paléosols polygonaux*

Contrairement aux précédentes, il s'agit de fentes comblées restées en relief par érosion différentielle, et formant de belles figures polygonales trouvées sur une grande dalle gréseuse non en place à Yobri (Gobnangou). T. Monod (1950) en décrit de semblables dans les grès cambriens de l'Adrar de Mauritanie et P. Palausi (1957) dans les grès de Sindou. Ce dernier interprétait ces figures comme s'étant élaborées sous climat polaire, mais il ne donnait aucune autre indication permettant d'apprécier cette hypothèse alors que T. Monod parlait de *Problematica* qu'il attribuait à des fentes de retrait comblées. Pomerol et Babin (1977, p. 46) et Von Eller (1984, p. 42), reproduisent un cliché de Gall (1976) représentant des fentes de dessiccation observées sur le mur d'un banc de grès du Butsandstein moyen (vallée de la Zinsel du sud, Bas-Rhin) ; la photographie représente des structures identiques à celles de Yobri ou de Sindou. Von Eller (1984) interprète ces structures comme « *issues d'un faciès de flaque d'eau temporaire de faible profondeur* ».

Il s'agit de figures aux dimensions centimétriques à décimétriques, sans triage, formées de matériel fin et engendrées par une dessiccation estivale des matières argileuses. En hiver l'aspect réticulé est maintenu par les coins de glace des fentes, après que celles-ci aient été remplies par de la neige mais aussi par des particules minérales migrant vers le bord des fentes au moment du dégel. Ces dernières dégèlent alors plus vite que le centre des polygones qui prend un aspect

bombé qui est celui des figures de Yobri. C'est ainsi que Tricart explique la formation de petits sols secondaires réticulés à l'intérieur des polygones principaux ainsi que la forme quadrilatère « *caractéristique des réseaux de fissure de dessiccation* ».

Des structures identiques ont été observées sur la montagne de la Vaca et sur celle de la Carniceria, toutes deux situées à plus de 2 300 mètres d'altitude (île canarienne de Ténérife) (Morales et al. 1978) : « *Se tretan de micropoligonos que presentan unas dimensiones que oscilan entre 12 y los 20 centímetros en su eje mayor. Esta formacion poligonal solamente afecta a la capa superficial del suelo primitivo cimentado puesto que solo profundizan hasta unos 10 centímetros siendo la media de espesor de 6 centímetros.* » Il s'agit, comme pour les figures de Yobri, d'un milieu sableux (48,4 % de sable pour le sol canarien) qui, avec le nombre de jours de gel à 10 centimètres de profondeur, sont autant d'arguments en faveur du caractère périglaciaire des micro-polygones. « *La formacion de estos micropoligonos es un fenomeno actual* » en relation avec les basses températures hivernales de l'air.

Les figures polygonales de Yobri ne peuvent être rapportées ni à l'une ni à l'autre des hypothèses de formation proposées en l'absence de données stratigraphiques et sédimentologiques précises. Le seul environnement paléoglaciare du Gobnangou ne permet pas de parler pour autant de phénomène périglaciaire ; il faudrait pour cela d'abord démontrer leur contemporanéité – or, la surface polygonale n'a pas été observée en place. On ne peut que constater une similitude entre les différentes figures, les unes actuelles, les autres fossiles élaborées à l'Éocambrien à des altitudes basses.

3.4.2. LES STRATIFICATIONS DE BORADOUGOU (fig. 83)

Les fines strates sombres et claires, à structure parfois marbrée parfois plissotées (*slumping*) décrites plus loin (cf. *infra*), font penser à des varves de mers périglaciaires ou de dépôts lacustres pro glaciaires (?).

On sait que l'épaisseur des varves est variable de quelques millimètres à quelques centimètres, ce qui est ici le cas, les varves sombres rougeâtres étant généralement plus épaisses que les strates claires. Il semble bien que l'on ait un dépôt lité, saisonnier, avec alternances annuelles de périodes sèches et pluvieuses, les périodes sèches étant marquées par des exondations (varves rougeâtres). Mais il peut aussi s'agir de variations dans le régime des courants côtiers. La base de ce système est affectée par des lentilles d'argile dénotant plutôt un régime fluvial : des zones auraient été laissées à l'écart pendant la sédimentation active, puis colmatées plus ou moins vite par des dépôts de décantation avant d'être recouverte par des apports de sable précédant le dépôt des varves. Comme l'ont écrit Termier et Termier (1961), « *on peut confondre avec les véritables varves, des séries finement litées ayant des origines différentes, aussi est-il prudent de confirmer cette attribution par la présence d'autres sédiments glaciaires, par exemple des tillites* » (p. 143).

Nous n'avons rien vu de tel dans la région de Bobo-Dioulasso : les seules formations que l'on serait tenté d'assimiler à des tillites se trouvent dans la

région de Sindou et de Négouéni mais il reste à le démontrer. Dans le cas des fines laminations de Boradougou, l'alternance de strates rubéfiées ou non fait plutôt penser à l'intervention d'un climat tropical à saisons alternées de type soudanien, et dans ce cas le terme de varve ne semble plus convenir.

Ces dépôts surmontent un conglomérat de base qui repose directement, à mi-versant, sur le socle *albitisé* plus ou moins altéré. Ce conglomérat ayant montré un fragment de dolomie, les fines stratifications seraient postérieures à la période stromatolitique à laquelle elles sont associées, ou tout au moins à un épisode de leur destruction (?). La présence de slumping prouve la présence de pente pour que des écoulements (sous-aquatiques ? sismites ?) aient pu se faire.

3.4.3. LES GALETS “À PEAU CHAGRINÉE” (Hugot et Bougère 1983)

Ce matériel (fig. 65) interstratifié dans les dolomies à stromatolites de la formation à silstones-argillites-carbonates correspondrait à des éléments remaniés de boue carbonatée affectés à leur surface par des phénomènes de retrait (dessiccation) provoquant le développement d'un réseau de fentes au cours d'une période d'exondation de la région. Une formation identique a été observée par Deynoux (1980) au Sahara et attribuée à un phénomène périglaciaire. L'auteur cite des galets à *peau chagrinée* mis en place dans des dépôts de remaniement superficiels en Antarctique (Nichols 1963) et au Groenland (Swett 1974, cité par Deynoux 1980). Selon ces auteurs, ces peaux se seraient formées « dans la zone active superficielle du permafrost en milieu aride, le carbonate précipitant par sursaturation due au gel ou à l'évaporation » (p. 409-410).

3.4.4. LES RIDES DE SÉDIMENTATION MARINE, FLUVIATILE ET ÉOLIENNE

Les grès des bassins précambriens présentent une gamme variée et étendue de figures de sédimentation. Un certain nombre de celles-ci sont incontestablement d'origine marine (rides symétriques), mais la plupart présentent une dissymétrie qui rend difficile la différenciation entre rides fluviales et rides éoliennes. Nous présentons plus loin (cf. *infra*) quelques-unes de ces figures dont la genèse dépasse de loin nos compétences. Nous avons pu seulement faire des relevés de direction qui donnent une prédominance pour les courants venant du NO et du NNO pour le bassin de Taoudenni.

3.4.5. LES VALLÉES PALÉOGLACIAIRES ET LA DISCORDANCE DE RAVINEMENT

Une discordance de ravinement d'origine glaciaire a été mise en évidence au sein des formations voltaïennes (Leprun et Trompette 1969). Elle serait le prolongement au sud de celle du bassin de Taoudenni observée en Mauritanie (Sougy 1971). Cette paléosurface est parsemée de la tillite précédemment signalée ; elle correspond à un paléorelief très marqué qui a atteint le socle dans la région d'Arli et au SE de Pama. Il s'agirait de vastes paléovallées dont les affleurements suggèrent des directions O et/ou SE « en accord avec les stries 100° N du plancher glaciaire de Tansarga » (Sougy 1971).

Cette morphologie fossile aurait eu une incidence sur le cours des rivières du bassin : butant contre les bancs gréseux de la périphérie nord du bassin, les rivières en provenance de la dorsale cristalline de Léo deviennent subséquentes jusqu'à la paléovallée glaciaire de Du-Isiasi (Ghana), au remplissage argileux qui se prêtait bien mieux à la traversée de l'appareil glaciaire.

3.4.6. LES PHOSPHATES DU GOBNANGOU

La fonte des glaciers Protérozoïque de l'ouest africain alimentait un hypothétique Océan panafricain qui aurait disparu par subduction, sous la plaque bénino-nigérienne.

À l'intense désagrégation mécanique ayant permis le dépôt d'importantes masses de sable ont succédé des phénomènes chimiques et biochimiques ayant présidé à la formation de phosphates retrouvés dans les régions de Tansarga, Kodjari et Arli (cf. *infra*).

L'origine initiale du phosphate (P₂O₅) est liée à des apports détritiques et chimiques à partir de l'érosion des continents mais aussi en milieu marin, les seuls dépôts continentaux ne pouvant à eux seuls avoir alimenté les grands gisements (Slansky 1980). On a tenté d'expliquer la formation de phosphates à partir du phénomène d'*upwelling* (Kazakov et Emery cités par Blanc 1982, p. 142) : les eaux de surface hivernales refroidies plongent vers les zones profondes. Ce mouvement entraîne des courants marins ascendants nommés *upwelling* amenant en surface des eaux enrichies en *nitrites*, *nitrites*, *matières nutritives* et *phosphate*. Les eaux profondes, en raison des conditions de pression, de température et de pH, permettent une plus grande stabilité des phosphates alors que dans les eaux superficielles (200-400 m) le phosphate précipite. Mais la teneur moyenne en phosphore de l'eau de mer est très faible (0,007 ppm), le phosphate étant très peu soluble. Il n'est pas possible d'envisager la précipitation directe du phosphore en milieu marin (Chamley, p. 41). Il faut donc faire intervenir la voie biologique avec une productivité planctonique intense.

En Arli comme à Kodjari, les traces d'activité, paléobotanique sont fréquentes (*bactéries*) sans que l'on puisse préciser le rôle spécifique de l'intervention biologique dans la fixation de l'*apatite* qui est la source principale du *phosphore* des roches sédimentaires : celle-ci proviendrait des roches éruptives et métamorphiques. L'intervention d'un volcanisme sous-marin serait d'ailleurs indiquée par la présence de *perlites* (Barthelet 1975) dans la région d'Arli et de *phtanites* qui affleurent à la frontière du Niger (Kaabougou). Ces dernières sont réputées dériver de *cinérites* et d'*alunités* qui sont des cendres solidifiées. La présence de silice d'origine chimique est aussi à mettre en relation avec une hypothétique activité volcanique.

Silice, *soufre* et *phosphore* issus du volcanisme ainsi que les micro-organismes des eaux superficielles auraient été favorables à la phosphatogenèse dans un paléoenvironnement de mer épicontinentale peu profonde (50 à 100 m), calme pour les dépôts de Kodjari, relativement agité pour ceux d'Aloub Djouana, ou de faible énergie pour ceux d'Arli, avec des apports de quartz importants et des oscillations périodiques de fond. Des conditions d'anaérobiose, des ap-

ports fluviaux et terrigènes faibles font penser à des milieux secs ou désertiques (Blanc 1982 p. 143). C. Blanc fait remarquer que les phosphates cénozoïques localisés à des latitudes relativement basses (toujours inférieures à 40°) indiquent leur affinité pour les eaux chaudes. Cependant, la phosphatogenèse pose encore un certain nombre de problèmes :

- la sédimentation phosphatée n'a fonctionné qu'à certaines époques bien précises et seulement dans certaines parties du globe : Amérique du Nord, Afrique du Nord et Asie mineure. La carte de distribution des phosphorites marines montre un déplacement depuis le Précambrien, du centre des continents vers les océans actuels. Au Cénozoïque, la phosphatogenèse semble disparaître totalement. On ne connaît pas de dépôts phosphatés dans les mers actuelles.

- le phosphore n'est présent dans l'eau qu'en très petites quantités (0,007 ppm en moyenne car très peu soluble). Comment se fait la concentration ? Soit par variations de température de l'eau de mer (le phosphate de chaux soit par l'intermédiaire d'organismes capables de fixer le phosphore dans leur test, leur squelette, leurs tissus vivants ou dans leurs déjections (pelotes fécales de crustacés), soit par l'imprégnation des boues calcaires par le phosphore remis en solution par l'eau de mer après la décomposition des êtres vivants.

CONCLUSION : L'EFFACEMENT D'UNE LONGUE HISTOIRE

Après la fonte des glaciers du Paléozoïque, il y a environ 110 millions d'années (Cénomane), la plus grande partie de l'Afrique de l'ouest et du Sahara étaient insulaires et le golfe de Guinée communiquait probablement avec la Méditerranée. Il ne reste pratiquement plus aucun témoin de cette époque sur une grande partie de l'Afrique de l'ouest fossilisée par les altérites argileuses et sableuses du Cénozoïque. Seuls le Mali et le Niger ont gardé les traces des mers ou des grands lacs qui ont déposé des formations épaisses à granulométrie fine sous climat tropical. Il s'agit d'une grande partie du *Continental intercalaire* (CI), époque où ammonites et bélemnites, reptiles géants carnivores et herbivores évoluaient dans de grandes forêts marécageuses à Araucarias dont un spécimen est visible au Musée de Niamey.

Alors que deux événements majeurs viennent bouleverser la disposition des masses continentales et océaniques, le début du cycle orogénique alpin et l'éclatement de la Pangée, l'Afrique de l'ouest ne fait que subir le contrecoup de ces événements. Le lent effacement d'une histoire vieille de plusieurs milliards d'années se poursuit, compliqué par l'aller-retour de la plaque africaine vers le nord : les phases climatiques très humides permettent une altération plus ou moins profonde des roches avec ferruginisation des profils alors que les phases sèches favorisent l'immobilisation des ions métalliques et le durcissement des horizons meubles supérieurs. Mais le caractère mouillant de l'ensemble cuirasse-carapace de la cuirasse fondamentale « *suppose que le changement climatique ne provoque pas une érosion mécanique notable [...] Il faut donc admettre que le mouvement climatique a été suffisamment progressif et limité pour ne pas amoindrir dangereusement la protection assurée par la couverture végétale [...] L'altérite servant de roche mère à la concentration ferrugineuse aurait en quel-*

que sorte fondu sur place [...] la cuirasse carapace, une fois formée, se serait "enfoncée" dans le manteau d'altération » (Beaudet et Coque 1986, p. 231-232).

Au cours des périodes biostasiques, de grands cours d'eau ont déblayé une partie des altérites argileuses et sableuses au niveau du contact socle-couverture sédimentaire. Une ligne de pseudo-cuestas se met en place parallèlement aux grandes directions birrimiennes dont seules les racines subsistent. Une formidable inversion de relief s'est opérée sur des milliers de kilomètres, de la Mauritanie au golfe du Bénin.

L'altération, le façonnement du modelé multiconvexe et son cuirassement auraient débuté dès la fin de l'Éocène, il y a 20 à 30 millions d'années, jusqu'au début du Quaternaire, marquant l'affirmation d'une saison sèche et le début du démantèlement de la topographie cuirassée. Mais le problème de l'âge du façonnement des glacis reste encore aujourd'hui un épineux problème en l'absence de datations absolues : pour les uns, le haut glacis serait associé à l'interglaciaire Mindel Riss au Quaternaire ancien, alors que pour Y. Tardy, le phénomène d'induration aurait débuté au Miocène avant de s'achever au quaternaire par le bas glacis (?).

On peut donc considérer que depuis la charnière Pliocène/Quaternaire, l'assèchement global du climat sur l'Afrique de l'ouest a dégagé une tranche importante d'altérites laissant à l'air libre l'horizon d'accumulation des ions métalliques : une nouvelle histoire se superpose à l'ancienne dont des centaines de millions d'années ont été gommées par l'érosion. À l'histoire des grandes structures élaborées par les forces internes a succédé une longue période mixte et complexe où se mêlaient forces internes et forces externes qui peu à peu prenaient le dessus, inversaient les formes, déblayaient d'un côté et remplissaient de l'autre, conduisant à l'élaboration de vastes surfaces dont on connaît mal les limites. L'érosion différentielle va ainsi mettre en place, par des modelés originaux, les principales étapes de la morphogenèse ou la géochimie et la topographie joueront un rôle déterminant. La caractéristique de ces modelés est leur faible développement dans des structures si vieilles, si stables, si éloignées des structures vivantes du globe, soumises à des climats qui ne gardent en mémoire que les résultats des soustractions aboutissant à de vastes surfaces qui soulèvent des interrogations sans fin. Le géographe européen, habitué à la description de paysages plus jeunes, en ressent des frustrations que seule la dimension historique est en mesure de dissiper : géologie et géographie sont ici intimement liées.

OUVRAGES ET PUBLICATIONS CITÉS

- BARTHELET D. (1975) : *Rapport de fin de mission sur les portions voltaïques des degrés carrés de kandi et kirtachi. Étude préliminaire du gisement d'Aloub Djouana*, Minist. Comm. Dévelop. Indust. et Mines, Direct. Géol. Mines. Haute-Volta, 65 p.
- BEAUDET G., COQUE R. (1986) : Les modelés cuirassés des savanes du Burkina-Faso (Afrique occidentale). *Rev. de géol. dyn. et de géogr. phys.*, vol. 27, fasc 3 - 4 : 213 - 224.
- BESSELES B (1977) : *Géologie de l'Afrique. Le craton ouest-africain*. Mém. BRGM., n° 88, 403 p.
- BLANC J.-J. (1982) : *Sédimentation des marges sédimentaires actuelles et anciennes*. Masson édit., paris, 159 p.

- BOULET R. (1968) : *Étude pédologique de la haute-Volta. Région Centre-Nord*. ORSTOM., Centre de Dakar-Hann, 349 p., carte au 1/50 000°.
- BOULET R., LEPRUN J.-C. (1969) : *Étude géologique de la Haute-Volta. Région est*. ORSTOM., Centre de Dakar-Hann, 331 p., carte au 1/500 000°.
- BOUGERE J. (1976) : *Recherche sur les paysages soudano-birrimiens de la région de Kaya (Haute-Volta)*. Thèse 3^e cycle, Ouagadougou, 84 p., 1 carte h-t.
- BOULET R. (1970) : La géomorphologie et les principaux types de sols en Haute-Volta septentrionale. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., 8, 3 : 245 - 371.
- BOUSQUET R. (1965) : *Contribution à l'étude géologique du Birrimien de la Haute-Volta. Degré carré de Houndé*. Minist. Comm. Dévelop. et Mines. Direct. Géol. mines, Haute-Volta.
- CHAMLEY (1987) : *Sédimentologie*. Dunod édit., Paris, 175 p.
- DAVEAU S. (1963) : *Étude des versants gréseux dans le sahel mauritanien*, Mém. et Doc. CNRS., Paris, t. 9, p. 7-30, 11 fig., 7 pl.
- DAVEAU S. (1966) : Étude comparée du relief des régions semi-arides du nord-est brésilien et de l'Afrique occidentale. *Fimisterra* : 153 - 173.
- DEYNOUX M. (1980) : *Les formations glaciaires du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux exemples de glaciation d'inlandsis sur une plate-forme stable*. Trav. Labo. Sci. Terre, S'-Jérôme, Marseille, 1980 (B), n° 17 : 565.
- DUCCELLIER J. (1963) : *Contribution à l'étude des formations cristallines et métamorphiques du Centre et du Nord de la Haute-Volta*. BRGM., Paris, mém. n° 10 : 320
- DUGHE P. (1989) : *Possibilités et limites de l'intensification des systèmes de cultures vivrières en zone soudano-sahélienne. Le cas du Yatenga (Burkina-Faso)*. Thèse doct. ing. INSA., Montpellier, 269 p.
- ENGALENC M. (1978) : *Méthode d'étude et de recherche de l'erau souterraine des roches cristallines de l'Afrique de l'Ouest*. CIEH., Ouagadougou, sér. hydrol. : 318
- GALL J.-C. (1976) : *Environnements sédimentaires anciens et milieux de vie. Introduction à la paléoécologie*. Doin, Paris : 228
- GOMBERT P. (1998) : *Synthèse sur la géologie et l'hydrogéologie de la série sédimentaire du Sud-Ouest du Burkina-Faso*. Progr. RESO, Projet 7. ACP. BK. 017, Ass. Techn. IWACO-BURGEAP, Union européenne, t 1/9, 57 p.
- GRANDIN G. (1976) : *Aplanissements cuirassés et enrichissement des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest*. Thèse sci., Strasbourg, 410 p., Mém. ORSTOM., Paris, 82 : 275
- GUICHARD J. (1972) : Essai de datation archéologique du recul des versants gréseux situés à l'Est de Wadi Halfa (Soudan). *Actes VI congr. panafr. Préhist.*, Dakar, 1967 : 381-383
- HUGOT G., BLANC C. (1995) : *Glaciers d'hier, flores et faune tropicales d'aujourd'hui. Le pays gourmantché. Guide des milieux naturels tropicaux* t. 1, l' Harmattan édit. : 143
- HUGOT G., BOUGERE J. (1983) : Découverte d'un niveau à galets mamelonnés dans les formations dolomitiques de Souroukoudingan (région de Bobo-Dioulasso). *Notes et Doc.voltaïques*, 14-2, avril-juin, Ouagadougou : 1 - 28
- HUGOT G., CARBONNEL J. P. (1986) : Le lapiaz de Souroukoudingan (Burkina-Faso) ; un karst à micro-tourelles d'âge supposé quaternaire. *Karstologia*, n° 8, 2^e semestre : 31-38.
- KALOGA B. (1988) : *Le manteau kaolique des plaines du Centre-sud de la Haute-Volta ; Dynamique et relation avec le manteau smectitique*. ORSTOM., Univ. Louis. Pasteur., Strasbourg, 343 p., multigr ;
- LEPRUN J.-C. (1972) : *Cuirasses ferrugineuses autochtones et modelé des bas-reliefs des pays cristallins de Haute-Volta*. C. R. Acad. Sci., Paris, 275 D, 12 : 1207 - 1210.
- LEPRUN J.-C., MOREAU R. (1968) : *Étude pédologique de la région ouest-nord*, O.R.S.T.O.M., Centre de Dakar-Hann, 341 p., carte au 1/500 000°.
- LEPRUN J.-C., TROMPETTE R. (1969) : *Subdivision du du Voltaïen du massif du gobnangou en deux séries discordantes séparées par une tillite d'âge éocambrien probable*. C. R. Acad. Sci., Paris, D, t. 269 : 2187 - 2190.
- MAINGUET M. (1972) : *Le modelé des grès. Problèmes généraux*. IGN., Paris. Étude de photo-interprétation. 2 tomes : 657
- MARCHAL J.-Y. (1983) : *Yatenga. Nord Haute-Volta. La dynamique d'un espace rural soudano-sahélien*. Trav. et Doc. de l'ORSTOM, n° 167 : 849.

- MICHEL P. (1969 (1973)) : *Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Étude géomorphologique*. Mém. O. R. S. T. O. M., n° 63, 3 tomes : 752 p.
- MIETTON M. (1985) : Alvéoles et reliefs résiduels associés (Sud de la Haute-Volta, région de Tiébélé). *Physio-géo* n° 13 : 67 - 78.
- MIETTON M. (1988) : *Dynamique de l'interface lithosphère-atmosphère au Burkina-Faso. L'érosion en zone de savane*. Thèse d'état, Grenoble I : 511
- MONNIER Y. (1968) : Les effets des feux de brousse sur une savane préforestière de Côte d'Ivoire, IX, *Études éburnéennes* : 260
- MONOD T. (1950) : Problématique des grès cambriens de l'Adrar mauritanien. *Notes africaines*, n° 47 : 87-88.
- MORALES G. A. QUIRANTES F., GALAN F. M. (1978) : Formas periglaciales en las Canadas del Teide (Tenerife). *Coll. sur le périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et abord*, Strasbourg, 12-14 mai 1977 : 79-90
- NICHOLS (1963) : *Geologic Features Demonstrating Aridity of McMurdo Sound Area. Antarctica. Amer. J. Sci.*, 261 : 20-31,
- PALAUZI P. (1957) : L'existence de sols polygonaux à la base du Primaire d'AOF. *Rev. géomorphol ; dyn.*, Fr., n° 11 - 12 : 180.
- PETIT M. (1990) : Géographie physique tropicale. Approche aux études du milieu. Morphogenèse - Paysages. *Khartala*, ACCT., Paris : 351
- PETIT M. (1994) : *Carte géomorphologique du Burkina-Faso au 1/1 000 000^e*. Avec coll. E. C. Da et G. Grandin. Notice : 23, inédit
- PETIT M., DA DAPOLA. E.C. (1994) : Le massif syénitique de Wayen (Burkina-Faso) et son environnement : évolution pédimentaire et indurations ferro-alumineuses. *Cah. géol.* n° 124, Univ. P. M. Curie, Paris : 1465 - 1476.
- PION J.-C. (1979) : *Altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale sèche. Étude de quelques toposéquences en Haute-Volta*. Thèse Univ ; L. P., Strasbourg, Sci. géol. Mém. n° 57 : 215.
- PION J.-C., Facibeni (1976) : *Recherches géologiques et minières : Boromo-Houndé. Projet UPV 74-004, nations-Unies. Étude géomorphologique*. Géomap édit. Florence, 34 p. multigr.
- POMEROL CH., Babin Cl. (1977) : *Précambrien. Ere paléozoïque. Stratigraphie et Paléogéographie*. Doin édit : 429
- RAUNET M. (1985) : Bas-fonds et riziculture en Afrique. Approche structurale - Température. *L'Agronomie tropicale*, 40 - 3 : 181 - 201.
- RIEFFEL J.-M., Moreau R. (1969) : *Étude pédologique de la Haute-Volta, région Ouest-Sud*, ORSTOM, Centre de Dakar : 221 (ronéo.)
- RIOU G. (1990) : *L'eau et les sols dans les systèmes géotropicaux*. Coll. géographie, Masson édit., Paris : 222
- SLANSKY M. (1980) : *Géologie des phosphates sédimentaires*. Mém. BRGM., 114 : 92
- SOUGY J. (1971) : *Remarques sur la stratigraphie du Protérozoïque supérieur du bassin voltaïen : influence de la paléosurface d'érosion glaciaire de la base du groupe de l'Oti sur le tracé sinueux des Volta et de certains affluents*. C. R. Acad. Sci., Paris, D, 272 : 800-803
- SWETT, (1974) : cf. Deynoux, (1980)
- TARDY Y., ROQUIN C. (1998) : *Dérive des continents. Paléoclimats et altérations tropicales*. Ed. du B. R. G. M : 473
- TERMIER H. et G. (1961) : *Evolution de la lithosphère. III : Glyptogenèse*. Paris, Masson édit.
- TRICART J. (1963) : *Le modelé des régions froides*. PUF : 289
- TRICART J. (1974) : *Le modelé des régions chaudes. Forêts et savanes*. 2^e édit., SEDES., Paris : 337
- VOGT J. (1972a) : *Première note sur un remarquable remblaiement initial des têtes de vallées des pays goin, karaboro et lobi (Haute-Volta)*. Actes VI^e Congr. Panfr. préhist., Dakar, déc. 1967 : 442 - 450.
- VOGT J. (1972b) : *Deux conceptions de l'évolution récente de quelques régions de savane d'Afrique occidentale*. Actes VI^e Congr. Panafr. préhist., Dakar, déc. 1967 : 451 - 452.
- VON ELLER J.-P. et al (1984) : *Vosges-Alsace. Guides géologiques régionaux*. Masson édit., Paris, p.

POUR EN SAVOIR PLUS

- BARITSE L. (1986) : *Versants et systèmes de versants (l'exemple du nord-Togo)*. Thèse 3^e cycle, univ. Paris I : 180
- BEAUDET G. (1976) : Essai sur la zonation et la signification géomorphologique des cuirasses ferrugineuses en Afrique occidentale. In *Trav. et doc. de géogr. trop.* n° 33, p. 35-52, Géomorphologie des reliefs cuirassés dans les pays tropicaux chauds et humides. Table ronde, CEGET : 414
- BIROT P. (1965) : *Géographie physique de la zone intertropicale*, CDU., Paris : 290
- BOUGERE J., HUGOT G. (1979) : *Le piétinement par le bétail, facteur de dégradation des pâturages. L'exemple de la dune de Tin Edjar (Haute-Volta)*. Rev. photo. interp., n° 1, fasc. 5 - 6 b, Ed. Technip., Paris : 33-45
- BRGM (1984) : *Programme d'hydraulique villageoise dans les régions centrales du Burkina-Faso* (Compte-rendu des travaux de première phase, CEAO., Dir. de l'Hydraul. et dévelop. rural, Burkina-Faso.
- CHAMARD P. (1976) : *Essai sur les paléoclimats du sud-ouest saharien au Quaternaire récent*. Coll. sur la désertification au sud du Sahara, Nouakchott, 17-19 déc., Nilles édit. afric. : 21-26
- COUREL M.-F. (1976) : *Étude géomorphologique des dunes du Sahel. Niger nord-occidental - Haute-Volta septentrionale*. Thèse 3^e cycle, Paris VII : 284
- COUREL M.-F. (1984) : *Étude de l'évolution récente des milieux sahéliens à partir des mesures fournies par les satellites*. Thèse d'état, Paris I : 407
- DA DAPOLA E.C. (1984) : *Recherche géomorphologique dans le Sud de la Haute-Volta. La dynamique actuelle en pays lobi*. Thèse 3^e cycle, Univ. L. P., Strasbourg : 309
- DA DAPOLA E.C. (1986) : *Croûtes de battance et micro-marches d'escalier*. CRET., Talence, coll. Pays enclavés : 47 - 60.
- DA DAPOLA E.C. (1989) : Exploitation des imageries satellitaires Landsat T. M. pour la cartographie géomorphologique dans le centre-nord du Burkina-Faso. *Cah. du CERLESHS*, Ouagadougou : 126 à 159
- DA DAPOLA. E.C., BANGRE E. (1998) : *Dégradation du couvert végétal et dynamique érosive dans le nord de la province Sanmatenga (région de Tamasgho, Burkina-Faso)*. Doc. trav. n° 3, Univ. Ouagadougou : 19
- DAVEAU S. (1960) : Le plateau du sud-ouest de la Haute-Volta, *Rev. de géogr.*, Dakar : 64
- DAVEAU S (1964) : Principaux types de paysages morphologiques des plaines et plateaux soudanais dans l'Afrique de l'Ouest. *Inform. géogr.*, 2 : 61-72
- DAVEAU S., Lamotte M., Rougerie G. (1962) : Cuirasses et chaînes birrimiennes en Haute-Volta. *Ann. de géogr.*, n° 387 : 460 - 482
- DRESCH J. (1953) : Plaines soudaniennes. *Rev. de géom. dyn.* ; VI, n° 1 : 39-44.
- DRESCH J. (1966) : les paysages tropicaux humides. In ; Géographie générale, *Encyclopédie de la Pléiade*, Gallimard, Paris : 609-708.
- DRESCH J. (1972) : *Aplanissement et surfaces d'érosion en Afrique occidentale*. Conf. univ. Ouagadougou, Haute-Volta, 7 p. dactyl., inédit
- EHRHART H. (1955) : *Biostasie et Rhéxistasie. Esquisse d'une théorie sur le rôle de la pédogenèse en tant que phénomène géologique*. C. R. Acad. Sci., Paris, 241 : 1218 - 1220.
- ESCHENBRENNER S., GRANDIN G. (1970) : Séquence de cuirasse et ses différenciations entre Agnibilékrou (Côte d'Ivoire) et Diébougou (Haute Volta). *Cah. ORSTOM*, sér. géol., vol. II, n° 2 : 205 - 246.
- FOUCAULT A., RAOULT J.-F. (1980) : *Dictionnaire de géologie*. Guides géologiques régionaux. Masson édit., Paris : 334
- GALL J.-P. (1976) : *Environnements sédimentaires anciens et milieux de vie. Introduction à la paléoécologie*. Doin édit., Paris : 228
- GODARD A. (1977) : *Pays et paysages du granite. Introduction à une géographie des domaines climatiques*. P. U. F., Paris : 252
- JOLY F., DEWOLF F., RIOU G. (1980) : *Le bassin de la mare d'Oursi (Haute-Volta)*. Trav. Labo. géogr. phys., Paris VII, n° 7 : 65
- KALOGA B. (1986) : *Le manteau kaolinique des plaines du Centre-ouest de la Haute-Volta. Dynamique et relation avec le manteau smectitique*. ORSTOM., Univ. L. P., strasbourg, fr., 346 p. multigr.

- LAMOTTE M., ROUGERIE G. (1962) : Les apports allochtones dans la genèse des cuirasses ferrugineuses. *Rev. Géom. Dyn.*, XIII, n° 10 - 12 : 145 - 160.
- LEPRUN J.-C. (1979) : *Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique occidentale sèche. Genèse - transformation - Dégradation*. Strasbourg, Mém. Sté. Géol., n° 58 : 224
- MICHEL P. (1959) : L'évolution géomorphologique dans les bassins du fleuve Sénégal et de la Haute-Gambie. Ses rapports avec la prospection minière. *Rev. Géom. Dyn.*, 10, 5 - 12 : 117 - 143.
- MICHEL P. (1968) : Morphogenèse et pédogenèse. Exemple d'Afrique occidentale. *Sols. Afr.*, vol. 13, n° 2 : 171 - 194.
- MICHEL P. (1975) : *Les glacis cuirassés d'Afrique occidentale et centrale*. In : Coll. géomorphol. des glacis, Tours, 23 - 25 nov. : 70 - 80.
- MONIOT F., PAYAUD B., SECHET P. (1977) : *Les bassins du fleuve Volta*. Coll. mono. hydrol., n° 5, ORSTOM : 513
- Nomenclature nationale d'occupation des terres pour la construction de la base de données de l'occupation des terres* (1996) : Rapport de synthèse. Minist. agricult. et ress. hum., Secrét. Gén., Progr. nat. de gest. des ress., Ouagadougou, mai 96 : 41
- PETIT M. (1971) : *Contribution à l'étude morphologique des reliefs granitiques à Madagascar*. Thèse d'état, 1 livre croquis (112 fig.) h.-t. : 312
- PALLIER G. (1978) : *Géographie générale de la Haute-Volta*. Univ. Limoges : 241.
- RIOU G. (1974) : *Recherche en Haute-Volta*. Trav. Labo de géogr. phys., Univ ; Paris VII, n° 2 : 13 - 31.
- RIECHELT R. (1976) : *Géologie du Gourma (Afrique occidentale. Un "seuil" et un bassin du Précambrien supérieur. Stratigraphie, tectonique, métamorphisme*. Mém. BRGM., 53 : 213
- SAVONNET G. (1976) : Les Birifors de Diépla et sa région, insulaires du rameau lobi (Haute-Volta). ORSTOM., *Atlas des structures agraires au sud-est du Sahara*, 12 : 169
- VOGT J. (1959) : Aspect de l'évolution morphologique récente de l'Ouest africain. *Ann. Géogr.*, n° 367 : 193 - 206.

LIVRE SECOND

EXEMPLES RÉGIONAUX

I. LES RÉGIONS CENTRALES ET DU CENTRE OUEST MARQUÉES PAR L'OROGENÈSE ÉBURNÉENNE ET LES ALTÉRATIONS CÉNOZOÏQUES

Les régions centrales du Burkina-Faso comptent parmi les plus monotones du pays. Le Burkina-Faso n'a pas la chance d'être traversé par un grand fleuve comme c'est le cas au Mali et au Niger, ses voisins immédiats, ou encore d'être dominé par des grands massifs montagneux. Il s'agit d'un pays plat, parsemé de buttes cuirassées tabulaires, de collines cristallines isolées ou groupées.

De toutes les régions du pays, la région de Ouagadougou est certainement la plus dénuée de reliefs. Il faut véritablement pénétrer dans le domaine birrimien pour découvrir des paysages originaux, austères certes mais typiques de ces pays gondwaniens où l'histoire géologique et la géomorphologie se résument à des reliefs résiduels, parfois surprenants lorsque la tectogénèse a porté en altitude des bassins sédimentaires intra-cratoniques : on voit alors surgir d'imposantes collines comme celles du pays cotonnier de Boni-Houndé.

1. LA RÉGION DE OUAGADOUGOU : BOUDTENGA

Lorsque l'on quitte la capitale par la route de Niamey vers l'est, on atteint rapidement après environ 25 kilomètres, le village de Boudtenga (fig. 67). Après avoir dépassé celui-ci, la route traverse un alignement de collines cuirassées tabulaires orientées nord-sud de physionomie très banale. Cependant, au pied de ces collines, on peut apercevoir des phénomènes tectoniques au sein même du socle et d'étonnantes cavités pseudo-karstiques dans la corniche de la cuirasse (fig. 68).

Au pied de la colline nord, à proximité de la route, le sol est jonché de blocs et blocaille de roche migmatitique présentant un très beau poli ainsi que des stries et une coloration verdâtre indiquant un ancien miroir de faille disloqué. Les altérites du piémont sont traversées par des filons de quartz visibles au niveau des entailles hydrographiques. Signalons que dans ce même secteur de miroir de

faille disloqué, nous avons trouvé une petite hache polie, néolithique, de tradition soudanienne, attestant de l'ancienneté de l'occupation humaine.

Au sud, toujours à proximité immédiate de la route et sur le piémont de la cuirasse, le socle apparaît, montrant de nombreux plissements décimétriques à métriques (fig. 68) développés dans une roche très dense, siliceuse, noirâtre, parfois salissante et finement litée. Nous pensons qu'il s'agit d'un quartzite graphiteux sédimentaire, provenant d'un ancien bassin intra-atmosphérique resserré (écharde tectonique). De nombreux décrochements sur le substratum à migmatites confirment la tectonique mouvementée de ce secteur. Un gros bloc isolé de volume métrique montre une partie cuirassée très différente de la cuirasse couronnant les collines et une autre partie de roche saine : ce bloc témoignerait d'un niveau cuirassé plus ancien que la cuirasse actuelle aujourd'hui disparue ?

En continuant à longer vers le sud le piémont de la colline cuirassée, on peut apercevoir au pied de la cuirasse gravillonnaire épaisse de plusieurs mètres, de grandes cavités servant d'abris aux bergers et à leurs troupeaux au moment des orages de la saison des pluies (fig. 68). Ces vastes grottes peuvent s'assimiler à des modelés pseudo-karstiques ayant évolué par suffosion. Ils sont les seuls du genre que j'ai pu observer au Burkina-Faso, avec les wandas de la région de Kaya.

2. LA "PETITE SUISSE" (WAYEN)

Quand on suit vers l'est la route de Niamey, on arrive au bout de 60 kilomètres dans un paysage très chaotique qu'un esprit imaginaire a baptisé "Petite Suisse". Il s'agit d'un lieu nommé Wayen, composé de collines cristallines de 10 à 20 mètres de haut culminant à 420 mètres d'altitude et s'étalant sur 300 kilomètres-carrés, dégagées dans une syénite alcaline (80 % de feldspaths) démantelée en blocs épars de toutes tailles parfois redressée en lames verticales.

Ces collines représentent une petite unité structurale mise en place après l'orogénèse éburnéenne étudiée par Ducellier (1963) et plus récemment par Petit et Da Dapola (1994).

L'ensemble a été profondément fracturé, ce qui lui a permis de s'enrichir en quartz filonien dont la disposition permet de mieux comprendre la physionomie de certains modelés.

Le massif se présente comme un vaste inselberg où l'on peut reconnaître trois secteurs (Petit et Da Dapola 1994) : une zone centrale ruiniforme, une alvéole au sud et vers le Nord, un vaste plan incliné cuirassé et parsemé de buttes également cuirassées :

- Les modelés ruiniformes sont en rapport avec l'intense fracturation qui a déterminé, en fonction du serrage ou du desserrement des diaclases, des modelés plus ou moins chaotiques, des grandes dalles verticales, des couloirs plus ou moins étroits, des amas de blocs de toutes dimensions. C'est dans ce secteur que nous avons observé un beau système de vasques ainsi que quelques ébauches de cannelures et taffonis (fig. 43, 44, 45, 46).

- Le sud du massif se présente comme un demi bassin limité au sud et à l'ouest par une série de buttes à entablements cuirassés culminant à une altitude

constante de 350 mètres. Il s'agirait du haut glacis dominant un niveau induré de remaniement.

- Au nord, le massif se raccorde à un glacis cuirassé, incliné, parfois défoncé par un réseau hydrographique dont les axes qui se rejoignent forment le Nazi Non ou Volta Blanche. L'incision des cours d'eau a laissé des lambeaux de plateaux qui militent en faveur d'une influence tectonique NNO régissant le dispositif général du paysage (Petit et Da Dapola 1994). Ce moyen glacis domine, par un rebord monoclinale, la pédiplaine Mossi qui raccorde la "Petite Suisse" à la région de Ouagadougou.

3. LES RÉGIONS DE KAYA ET KONGOUSSI

Elles font partie de l'arc birrimien, ensemble de collines qui se poursuivent dans le centre du pays, du nord-ouest au sud-est sur 250 kilomètres et sur 40 kilomètres de large d'est en ouest jusqu'au Yatenga. À l'ouest de Kaya, ces collines s'agencent en deux chaînons parallèles nord-ouest sud-est, séparés par une dépression (Bougère 1976) située à plus de cent mètres en contrebas des plus hauts sommets dont l'altitude avoisine les 500 mètres (Dem 508 m, Niangado 510 m, Namsiguia 498 m).

Les collines, souvent coiffées de cuirasses ferrugineuses, sont flanquées de part et d'autre de surfaces cuirassées inclinées en position monoclinale, au-dessus de dépressions périphériques. Les crêtes des surfaces inclinées ainsi que les dépressions sont entaillées par des marigots qui drainent une série de bassins et d'amphithéâtres dont les eaux s'écoulent vers la plaine alluvio-colluviale des lacs de Dem et de Sian (fig. 70).

Malgré des similitudes topographiques, les deux arcs de Dem-Santaba et de San-Quintili présentent des différences importantes.

3.1. L'ORGANISATION DE LA STRUCTURE RÉGIONALE

Le Birrimien repose en discordance sur les roches du socle. La formation de Boussouma définit une période d'épanchement acide et de sédimentation (grès grossiers et schistes comprenant tous les termes d'une série sédimentaire métamorphisée (Trinquart 1971) : *schistes argileux*, *schistes sériciteux*, *schistes siliceux*, *schistes graphiteux*, *schistes tufacés* et *tufs* comprenant :

- une phase volcanique avec mise en place de lave rhyolitique ou dacitique peu importantes,
- une phase volcano-sédimentaire à grès et tufs volcaniques dans les dépressions,
- des schistes disposés en crêtes étroites fortement plissotées et souvent recoupées de filons de quartz.

À la suite d'une deuxième phase volcanique neutre à basique, se met en place une formation composée de roches vertes et de roches microgrenues très dures avec des structures en pillow-lavas (formation de Dacola).

Les granites syncinématiques (produit de la granitisation des roches métamorphiques birrimiennes) et post-tectoniques en massifs circonscrits n'occupent que peu de place dans la région. Selon Bunchstein, puis Muller (1971), la phase tardive de l'orogénèse birrimienne a donné naissance à des nappes de charriages

et à des failles (N 68-70), d'où des unités tectoniques différentes, les unes déplacées, les autres autochtones. La carte géologique montre des chevauchements étendus ceinturant la zone birrimienne ; cette disposition expliquerait l'orientation structurale NO/SE des chaînons. Mais cette évidence structurale est-elle réelle ? Le plissement, ample et relativement simple, explique l'axe majeur NE/SO. Des failles normales sont en rapport direct avec l'activité tectonique de la fin du Birrimien. Une faille importante recoupe presque toute la longueur de la zone. Cette fracture met en contact les roches du Birrimien avec celles du socle libérien.

3.2. L'ORGANISATION GÉOMORPHOLOGIQUE

La région qui s'étend de Kaya à Kongoussi a servi d'exemple à de nombreux chercheurs travaillant sur les phénomènes du cuirassement et sur les paysages birrimiens.

D'une beauté austère, le relief s'organise à partir de chaînons de collines disposés en arcs, de Korsimoro à Kongoussi (axe routier Ouaga-Kaya) que l'on peut rejoindre rapidement à partir de Kaya par la RN 15.

Il est facile de pénétrer dans le massif longé par un réseau de pistes en forme de triangle. L'axe Kaya-Mané qui rejoint Yako dans le Yatenga pénètre dans le cœur du massif et la carte touristique au 1/1 000 000^e le mentionne comme parcours pittoresque. De nombreuses petites pistes le sillonnent, se rapprochant de quelques petits lacs permanents qui apportent une note de fraîcheur dans cet environnement de roches surchauffées où roches magmatiques et cuirasses ferrugineuses et bauxitiques coexistent intimement.

Bougère (1976) a donné une description minutieuse des deux arcs birrimiens qui, à l'ouest de Kaya, se terminent sur les lacs de Dem et de Sian (fig. 72). L'arc nord-est surmonté par les sommets les plus élevés de la zone (Dem 508 m, Niangado 510 m) et l'arc sud par les collines de Namsiguia (498 m) et Foura (458 m). Il s'agit, dans les deux cas, de surfaces cuirassées beaucoup plus développées dans l'arc sud. Les deux arcs sont séparés par une dépression creusée dans des sédiments volcaniques (formation de Boussouma). Deux types de sommets coexistent : les sommets non cuirassés, rocheux et les bowés :

- Les **sommets non cuirassés**. Ils sont représentés, soit par une suite de collines arrondies (Santaba) culminant aux alentours de 450-460 mètres d'altitude, en étroite relation avec la structure plissée appalachienne des roches métamorphisées (schistes tufacés sur le flanc sud) et metabasaltes (flanc nord), soit par des collines dont la cuirasse a été décapée (Similtanga et Ouintini), laissant apparaître une carapace très dure burinée par le ruissellement. Au cœur du massif, les collines convexes montrent des schistes en lames redressées et démantelées, véritables pierriers de plaquettes fragmentées, alors que les affleurements de roches vertes donnent des sommets beaucoup plus chaotiques, résultats de la détente, de la désagrégation mécanique et de la thermoclastie. Les affleurements rocheux ne sont pas toujours visibles, parfois enfouis sous près de 100 mètres de formations meubles, en contrebas des précédents auxquels ils sont reliés par des pentes généralement fortes (45-50 %).

- Les **sommets cuirassés** et les **cuirasses inférieures (bowé)**. Les sommets cuirassés dominent la région vers 490-500 mètres d'altitude. Parfois ferrugineuses (arc sud), ces surfaces sont plus ou moins développées, inclinées, fragmentées, mais elles présentent toujours une allure monoclinale, la terminaison se faisant par une corniche plus ou moins nette, d'épaisseur et de résistance variables. À la base des corniches, la limite avec la carapace peut-être masquée par des éboulis donnant à la cuirasse une allure exceptionnellement convexe. Quand la limite est nette, on peut observer des sous-tirages sous la forme de sourcins. Les cuirasses inférieures sont réparties de façon très inégale avec des épaisseurs variables sur des pentes inférieures à 12 %. La partie supérieure est presque toujours visible, jonchée des produits de sa décomposition (blocs et pierrailles). Les parties moyenne et aval présentent plus de variété ; la cuirasse affleure moins souvent, mais quand elle est enfouie elle est toujours sub-affleurante (à moins de 20 cm) masquée sous une mince couche meuble organo-minérale grisâtre, fixée par les tiges de graminées. Vers l'aval, avant le raccord avec une cuirasse plus basse, un glacis ou un axe de drainage, un décapage complet peut avoir dénudé la cuirasse.

Dans tous les cas, les cuirasses inférieures se terminent par une corniche leur conférant cette allure monoclinale caractéristique de la zone climatique soudanienne. Bougère (1976) a distingué plusieurs types de bordures : les bordures à corniches, les bordures à chaos, les bordures par tassement, les bordures en talus :

- Les **bordures à corniches** sont très nettement dégagées (à Léguéré et Poura) avec un commandement de 8 à 9 mètres et une épaisseur moindre de 2 à 3 mètres ;

- Les **bordures à chaos** montrent une limite confuse entre le plateau cuirassé et son piémont. Les différences topographiques engendrent des différences de modelé. Ainsi, à Niangado le versant sud-est est chaotique (schistes) alors que le versant nord est nettement plus monoclinale dans les metabasites. À Santaba, les chaos recouvrent entièrement le versant.

Dans les deux derniers types de bordure, la rupture de pente peut prendre une allure convexe soit lorsque les blocs détachés moulent la cuirasse (**bordure par tassement**), soit lorsque la dalle cuirassée est inclinée dans le même sens que la pente topographique (**bordure en talus**).

L'état des cuirasses conditionne l'allure des piémonts fortement pentus (33 à 35 %) et façonnés, pour les plus simples, par l'écoulement en nappe qui a recouvert la pente de gravillons ferrugineux provenant de la désagrégation de la cuirasse sus-jacente. Il existe de véritables cuirasses de pentes de nature scoriacée, peu solides et composées d'éléments très hétérogènes (du gravillon jusqu'aux blocs de 50 à 60 cm) : débris de roches vertes, de quartz, de bauxite, de fer disposés sur de fortes pentes (25 à 50 %) en épaisseurs variables (de 1 à quelques mètres). Lorsque blocs et gravillons sont libérés de leur ciment, ils peuvent donner de véritables formations de pentes engendrant des piémonts gravillonnaires. Le contact avec le substratum se fait par une discontinuité.

Les surfaces inférieures sont occupées par des glacis de faibles pentes s'étendant sur une surface restreinte dans le massif birrimien, alors qu'ils sont

largement répandus ailleurs en région granitique. Dans la zone collinaire, ils se sont développés sur les formations colluvionnaires, constituant en quelque sorte la dépression subséquente en avant du front monoclinale des cuirasses, où de véritables entonnoirs de percée conséquente viennent inciser la partie médiane des glacis. À leur sortie des collines, les glacis de pentes, généralement plus faibles et plus réguliers, se généralisent avec des pentes purement graminéennes et en aval des zones intensément exploitées par l'agriculture (85 à 90 % de la surface).

Les collines de la région de Kongoussi présentent un relief régional plus faible mais nettement accentué. Le paysage se présente toujours sous la forme de collines aplaties à cuirasses ferrugineuses, et flanquées d'anciens versants eux aussi cuirassés, l'ensemble donnant une impression de pseudo-cuestras. Le sommet des buttes culmine aux alentours de 500 mètres, et domine de 150 à 200 mètres les vallées principales aux versants entaillés de ravins.

4. LA RÉGION DE OUAHIGOUYA

Ouahigouya est la capitale de la province du Yatenga, province septentrionale située entre le 13° et le 14° de latitude N, région aux caractères sahéliens très affectés par la sécheresse et présentant de nombreux signes de désertification (le point le plus sec du Burkina-Faso serait situé dans le nord du Yatenga, dans la région de Kaïn). On peut y accéder, à partir de Kongoussi comme signalé précédemment, ou directement à partir de Ouagadougou, par la RN 12. De Ouahigouya, on peut accéder facilement à la région sahélienne de Djibo, puis à celle d'Arinbinda et de Dori à l'est, ou encore aux "falaises" de Bandiagara au Mali.

Sur le plan des paysages, Marchal a publié (1984) une intéressante carte des modelés (fig. 25). Pour la même région, Dugué (1989) distingue, en concordance avec la carte de Marchal, quatre types principaux représentatifs des paysages géomorphologiques du socle burkinabé :

Sur le plan géologique, la région de Ouahigouya, bien que comportant des secteurs anté-birrimiens (fig. 74), fait partie du sillon birrimien dans lequel les roches vertes et les schistes épimétamorphiques, se sont mis en place entre 2,3 et 1,8 milliards d'années. Ces roches affleurent dans trois secteurs (Gamsonré 1970).

- **Le secteur de Koumbri.** Il s'agit d'un complexe volcanique et hypovolcanique qui s'étend, au nord de Ouahigouya, du nord-est au sud-ouest sur une quarantaine de kilomètres de long et une vingtaine de large. L'ensemble est formé de collines plus ou moins arrondies, d'une couleur sombre qui tranche sur les roches environnantes (schistes et granites). Ce massif est limité à l'ouest par les dépôts du Continental Terminal et à l'est par des granites. Il montre des coulées basiques sous forme de *pillow-lavas* recouvertes par des tufs et des brèches basiques à texture schisteuse du fait de déformations tectoniques. Des filons et des dykes recoupent ces ensembles basiques sur plusieurs centaines de mètres de puissance (100 à 300 m) et plusieurs kilomètres de long. Ces filons sont postérieurs à la phase birrimienne et les dolérites sont les plus récentes.

- Le **secteur de Dio**. On y accède par la RN 10 qui rejoint Tougan. Le secteur présente des collines, arrondies au sud-ouest de Ouahigouya mais nettement moins étendues que les collines du nord. On y rencontre, comme dans le secteur précédent, des coulées et des tufs à l'aspect schisteux étroitement associés aux diabases en boules étirées semblables à ce que l'on peut voir dans la région de Gaoua (Gamsonré 1975). Ces roches sont traversées par des filonnets de quartz et d'épidote.

- Le **secteur de Niankoré**. Situé légèrement plus à l'ouest du secteur de Zogoré, il est constitué par quelques petites collines de gabbro riche en amphibole. Tout le massif est traversé par de nombreux filons de granites leucocrates et de pegmatite.

Ailleurs dans les schistes, on observe des petits filons et dykes de diabase et de quartz ainsi que des stocks de microdiorite quartzique qui seraient des éléments du socle (pas de métamorphisme de contact avec les schistes).

Dans le fond des talwegs et au pied des plateaux cuirassés se trouvent les formations sédimentaires épimétamorphiques : schistes et grès pélitiques, avec des passées kaoliniques parfois puissantes. Leur pendage (70° à 85° ESE) leur confère une allure monoclinale.

Entre le sillon birrimien et le craton se sont mis en place des panneaux de granodiorite : massif de Kiembara, panneaux de Niang-Niaré, de Tougué, massif de Bouloulou-Gouroy, de Guiri-Guiri, stock de Banguessomba. Leur contact avec les schistes est souvent masqué par les formations ferrugineuses cénozoïques.

Les granodiorites peuvent s'observer à la fois dans les massifs du sillon birrimien et dans les dykes et stocks du craton : granites de Bidi, d'Ingan, de Zogoré, de Béringa et des granites leucocrates. Les premiers correspondent probablement à une phase de migmatisation précoce des matériaux anté-birrimiens déjà métamorphiques, et les seconds représentent les dernières manifestations granitiques du cycle birrimien.

5. LA RÉGION DE BONI-HOUNDÉ (fig. 76)

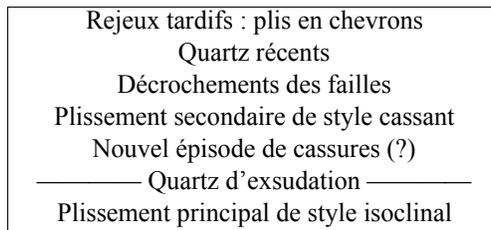
En plein pays cotonnier, à mi-distance entre Ouagadougou et Bobo-Dioulasso, au sud du grand Balé qui se jette dans le Moun Hou, un paysage très original se dresse de part et d'autre de la route nationale. Les plus beaux paysages sont situés à quelques kilomètres au nord de Boni, près du village de Kopoï où s'opposent deux domaines pétrographiques (Lemasle 1972) (fig. 75) :

- À l'est, un massif de collines cristallines (métadolérites, prasinites, granodiorites, andésites) à sommets arrondis peu individualisés, aux talwegs étroits en V tapissés de graminées et sans aucune végétation arborée. Les pentes sont couvertes d'éboulis anguleux ou de boules (altération des dolérites).

- À l'ouest, une série de collines arénacées allongées, discontinues, de direction nord-sud, aux versants raides, dissymétriques, convexes pour le versant ouest qui domine un versant très pentu se raccordant à une cuirasse. Le sommet ainsi que le versant oriental sont hérissés de lames rocheuses inclinées vers l'ouest découpées dans un grès sériciteux à galets de quartz roulés et schisteux aplatis

(fig. 77). Il s'agit des formations à faciès tarkwaïen qui, après leur écrasement (mouvement compressif), ont été individualisés par une série de décrochements en bordure du Birrimien magmatique (Tagini 1967). Les formations arénacées ont été violemment redressées mais légèrement métamorphisées (présence de séricite et absence totale de migmatite). L'ensemble a été injecté de filons et filonnets de quartz contemporains de plusieurs phases tectoniques cassantes recoupant la schistosité d'ensemble (Barthelet 1975).

Les formations arénacées représentant des molasses ou para-molasses (lutites et rudites) se seraient déposées sous une faible tranche d'eau où la vitesse de sédimentation l'emportait sur la vitesse de subsidence (Lemasle 1972). L'ensemble a été plissé au Protérozoïque supérieur par collision (Bard 1974). Lemasle propose le schéma ci-dessous de haut en bas.



La particularité tectonique de ces collines méridiennes est d'avoir été fragmentée par des failles perpendiculaires à leur axe et décalées les unes par rapport aux autres (décrochements). Dans le détail, de nombreux phénomènes de microtectonique affectent la roche : plissements ; schistosités, microfaillages, fractures en gradins (origine glaciaire ?).

Cette série détritique apparaît comme étant le résultat de l'érosion de la chaîne éburnéenne dont elle constitue le dernier épisode ou un épisode tardif... Il s'agit, non d'une unité appartenant à un cycle orogénique distinct, mais d'un faciès grossier faisant suite aux faciès birrimiens (Lemasle 1972, p. 53).

C'est d'ailleurs ce qu'exprimait Ducellier (1957, p. 133) pour les grès de Tourcoingbam.

Une étude morphométrique portant sur une population de 388 galets récoltés dans les formations arénacées autour de Kopoï par Lemasle (1972) a donné des indices de forte valeur traduisant une forte hétérométrie et hétéromorphie (fig. 77). Les galets sont très émoussés, impliquant un long transport fluvial et des remaniements fréquents. Ceux-ci, et la faible profondeur des eaux, ont été interprétés comme indicateurs d'un milieu fluvio-deltaïque ou laguno-marin, et l'absence de classement granulométrique comme fluvio-torrentiel.

Les mers "tarkwaïennes" devaient se présenter sous la forme de bassins relativement fermés de type intramontagnard. La proximité d'un Birrimien volcanique, basique, aurifère, a permis la concentration du métal précieux au sein du matériel arénacé (région de Poura au Burkina-Faso et surtout au Ghana). L'or est un élément très mobile, mais qui se disperse peu et qui résiste bien aux altérations météoriques. Il a pu ainsi être remobilisé au cours de la mise en place des plutons granitiques et se diluer ou se concentrer dans les bassins en fonction des

conditions paléohydrographiques et paléotopographiques locales. Les éluvio-alluvions ont également fourni dans le Kawéré (Ghana), des diamants issus de roches ultra-basiques démantelées par l'érosion.

CONCLUSION

Les régions centrales du Burkina-Faso offrent les paysages les plus austères du pays, rassemblées aux latitudes soudaniennes et soudano-sahéliennes et soumises à une charge pastorale intense ; au nord, l'arbre ne subsiste plus que sur des axes hydrographiques formant de maigres galeries, et les vastes espaces graminéens, réduits à l'état de paille durant la longue saison sèche, soulignent l'aspect désolé de ses contrées.

La zone est traversée par l'arc birrimien qui marque le paysage de Ouagadougou jusqu'au Yatenga en passant par les collines de Kaya-Kongoussi au nord, collines que l'on retrouve à l'ouest entre le plateau Mossi et le plateau sédimentaire de Bobo-Dioulasso (région de Boni-Houndé).

Les paysages morphologiques s'organisent en fonction de la disposition des formations géologiques et des paléosystèmes qui se sont succédés au Cénozoïque :

- très accidentés et aux modelés variés là où les racines magmatiques de l'ancienne chaîne birrimienne (?) ;
- plus ou moins bien dégagées de l'encaissant, et formant des archipels de collines pouvant culminer à plus de 500 mètres d'altitude (515 m) et dominer des lacs comme ceux de Dem, de Sian (Kaya) ou de Bam (Kongoussi) ;
- beaucoup plus simples lorsque les granites leucocrates ont subsisté sous la forme de dômes et d'insebergs venant interrompre la platitude du socle ;
- les collines de Boni-Houndé offrent d'autres paysages de collines monoclinales surgis de l'écrasement de petits bassins intracratoniques, donnant ainsi toute sa valeur à la notion de sillons caractérisant la disposition des structures birrimiennes.

Tous ces paysages collinaires sont largement flanqués de cuirasses et de glacis cuirassés dont la compréhension morphologique n'est pas simple.

La région de Kaya-Kongoussi donne un des plus beaux paysages collinaires d'époque birrimienne ; il a servi de champ d'études à de nombreux chercheurs depuis une cinquantaine d'années. Mis à part le fait qu'elle renferme le plus important massif bauxitique du pays, elle présente surtout de magnifiques exemples de niveaux profondément cuirassés et emboîtés (Riou 1974) détachés des "montagnes" birrimiennes. Ici, nous nous devons de rappeler la belle description donnée par notre regretté collègue et ami J. Bougère, du massif de Kaya auquel il consacra sa thèse de 3^e cycle (1976) :

« Le paysage se présente comme une succession d'ensembles contrastés : depuis les corniches cuirassées couronnées de buissons et leurs versants subrectilignes, jusqu'aux basses surfaces cultivées sous parc d'arbres utiles à peine plus élevés que les amples bas-fonds remblayés, jalonnés de lignes d'arbres discontinues entre lesquelles serpentent en hivernage, les lacs divaguant de l'écoulement saisonnier qui se résout en mares en début de saison sèche, sans oublier les collines convexes herbeuses, rarement boisées, souvent caillouteuses ; autant de petites unités

ayant leur dynamique et leur phénologie propre, ce qui n'est pas de peu d'importance pour un géographe. »

Le massif de Wayen illustre, à l'ouest de Ouagadougou, un autre type de paysage, celui d'un inselberg de 20 kilomètres sur 15 possédant un cœur ruiniforme aplani et accidenté de buttes au nord, évidé en alvéole au sud, ceinturé par un semis de buttes tabulaires cuirassées (Petit et Da Dapola 1994). La vigueur des modelés du cœur ruiniforme est en relation avec une tectonique intense qui a fracturé l'ensemble selon des directions ayant commandé le déblaiement de larges couloirs ainsi que le modelé de détail ruiniforme extrêmement chaotique. Les deux tables cuirassées ainsi que le modelé ruiniforme distingués par les auteurs, seraient d'origine quaternaire ; d'autre part, le modelé collinaire cuirassé ne dériverait pas d'une topographie tropicale humide de type multiconvexe, les interfluves ne répondant pas à une échelle hectométrique.

OUVRAGES ET PUBLICATIONS CITÉS

- BARD J. P. (1974) : *Évolution géotectonique du craton ouest africain en Côte d'Ivoire ; élément d'un nouveau schéma*. Labo géol., 10 fig., 31 pl., bibl., Abidjan.
- BARTELET D. (1975) : *Rapport de fin de mission sur les portions voltaïques du degré carré de Kandî et Kirtachi. Étude préliminaire du gisement d'Aloub Djouana*. Minist. Comm. Développement. Indust. et Mines, Direct. Géol. mines, Haute-Volta : 65.
- BOULET R. (1968) : *Étude pédologique de la Haute-Volta. Région Centre-Nord*. Off. rech. sci.tech.outre-mer, Centre de Dakar-Hann, 349 p., carte au 1/500 000^e.
- BOUGÈRE J. (1976) : *Les paysages soudano-birrimiens de la région de Kaya (Haute-Volta)*. Thèse 3^e cycle, Ouagadougou : 84.
- BRUNSTEIN M., MULLER Y. (1971) : *Rapport de fin de mission Kaya-Goren*. Rapp. Bur.rech.géol.minière, Orléans, inédit.
- DUCELLIER P. (1957) : *Rapport de fin de mission, feuille d'Ouagadougou-est (Haute-Volta)*. Serv. géol. et prospect. Min., Haut Commissariat de la république en AOF : 84 + 50 (ann.), Ouagadougou.
- DUCELLIER P. (1963) : *Contribution à l'étude des formations cristallines et métamorphiques du Centre et du Nord de la Haute-Volta*. BRGM., Paris, mém., n° 10 : 320.
- DUGHÉ P. (1989) : *Possibilités et limites de l'intensification des systèmes de cultures vivrières en zone soudano-sahélienne. Le cas du Yatenga (Burkina-Faso)*. Thèse doct. ing. INSA, Montpellier : 269.
- GAMSONRE P.E.(1970) : *Étude pétrologique et métallogénique de la région de Gongondy et malba (secteur de Gaoua), Haute-Volta*. Thèse Univ. Besançon, Fr., n° 95 : 190.
- GAMSONRE P. E. (1975) : *Contribution à l'étude géologique des formations précambriennes de la région de Ouahigouya (Haute-Volta)*. Thèse doct. État, Univ. Besançon, fr. : 158.
- LEMASLE G. (1972) : *Contribution à l'étude géologique et métallogénique du tarkwaïen de la région de Boni (Degré carré de Houndé)*. Minist. Plan, Indust., et mines, Direct. Géol. mines, Haute-Volta : 56.
- MARCHAL J. Y. (1983) : *Yatenga. Nord Haute-Volta. La dynamique d'un espace rural soudano-sahélien*. Trav. et doc. ORSTOM., n° 167 : 849.
- PETIT M., DA DAPOLA. E. C. (1994) : Le massif syénitique de Wayen (Burkina-Faso) et son environnement : évolution pédimantaire et indurations ferro-alumineuses. *Cah. géol.*, n° 124, Univ/P. M. Curie, Paris : 1465 - 1476.
- RIOU G. (1974) : *Recherches en Haute-Volta*. Trav. du Labo. de géogr. phys., Paris VII, n° 2 : 13-32.
- TAGINI B. (1967) : *Ré-interprétation du Tarkwaïen*. C. R. Ann. sci. Côte d'Ivoire (sect. Sc. de la Terre) : 27.
- TRINQUART R. (1971) : *Notice explicative de la carte géologique au 1/200 000^e (Tenkodogo)*. Dir. géol. mines, Ouagadougou, Bur.rech.géol.mines, Paris : 37.

II. LES RÉGIONS OCCIDENTALES, ORIENTALES ET SAHÉLIENNES FOSSILISÉES PAR LES SÉDIMENTS

Le socle du Burkina-Faso est fossilisé sur ses marges par les dépôts précambriens, mais aussi par des dépôts beaucoup plus récents qui ne forment qu'une voile sur les formations cristallines et sur celles de la couverture sédimentaire.

Ces régions où se superposent deux domaines lithologiques radicalement différents introduit la diversité dans les paysages, diversité liée à la structure (stratigraphie et tectonique) largement exploitée par les processus morphogénétiques qui se sont succédées et par les différentes dynamiques imposées depuis des milliards d'années, marines, glaciaires, fluviales et éoliennes sans qu'il soit toujours permis de les différencier.

Les provinces du Houet, de la Comoé et de la Léraba regroupent l'essentiel des formations gréseuses de plateaux marquant la terminaison méridionale du bassin de Taoudenni matérialisée par un escarpement de près de 200 kilomètres de long. Vers le Nord, dans les provinces du Mohoun, du Nayala, du Kossi et du Sourou, les formations sédimentaires sont fossilisées par les dépôts paléolacustres de l'ancienne Volta Noire ((Moun Hou). Celles de la province de l'Oudalan (grès et calcaires), dans la partie sahélienne du pays, sont traversées d'est en ouest, par de grands cordons dunaires et par un manteau sableux témoignant de l'avancé vers le sud des conditions désertiques à la fin du Pléistocène. Enfin longeant la frontière du Bénin, les provinces de la Tapoa et de la Kopingma ont gardé les traces des dépôts du bassin voltaïen (grès et tillites) vraisemblablement contemporains des dépôts occidentaux dont ils se rapprochent.

Nous distinguerons par conséquent, conscient des lacunes apportées à nos observations et que nous tenterons de combler par celles de ceux qui nous ont précédé, trois régions principales qui synthétisent l'histoire sédimentaire souvent imprimée en filigranes ou de façon plus que discrète sur des modelés qui, la plupart du temps, n'ont rien de spectaculaire, mais donnent aux paysages burkinabés, une réelle originalité :

- les **régions occidentales** du Sud (Bobo-Dioulasso, Souroukoudingan, Tiara, Banfora, Sindou, Loumana, Niellé) et du Nord (le Sourou) ;
- les **régions sahéliennes** (Oursi, Tin-Akof, Tin-Hrassan) ;
- le **Gobnangou** (Arli, Yobri, Tansarga, Maadaga, chutes de Koudou).

1. LES RÉGIONS OCCIDENTALES

Nos observations regroupent l'escarpement de la **Falaise de Banfora** (selon la terminologie consacrée) jusqu'à Toussiana avant sa retombée sur la plaine sucrière, son inflexion vers l'ouest jusqu'à la frontière malienne (région de Loumana-Néguéni en pays Sénoufo et Ouara), enfin le pays Sembla où se trouvent les formations carbonatées ayant donné les seuls lapiaz du pays, développés dans de magnifiques stromatolites aujourd'hui quasiment détruits pour l'exploitation de la chaux.

1.1. LA FALAISE DE BANFORA (fig. 80)

Elle marque la terminaison méridionale du bassin de Taoudenni au Burkina-Faso où les formations gréseuses recouvrent environ 80 000 kilomètres-carrés. Il s'agit de dépôts de couverture, les grès horizontaux des anciens auteurs, composés essentiellement de formations détritiques grossières à nombreuses intercalations grésoschisteuses et schisto-dolomitiques...

Au nord-ouest de Bobo-Dioulasso, les formations géologiques se sont développées dans l'étage des *grès fins glauconieux*, puis plus à l'ouest, dans celui des *grès à granules de quartz* et des *silstones-argilites-carbonates* (l'ancien étage *grésoschisto-dolomitique*). Au sud-est, on retrouve l'essentiel des *grès fins glauconieux*, puis les *grès de Kawara-Sindou* formant la plus grande partie de l'escarpement dominant la pénéplaine granito-schisteuse. À partir de Toussiana en direction de Banfora, les *grès inférieurs* forment l'étage de base de la série sédimentaire de couverture.

L'ensemble de la masse sédimentaire domine d'une centaine de mètres le socle birrimien (granites et schistes) par un imposant escarpement qui prend l'allure d'un glint (le mot est parfois écrit *glynt*. Le *Dictionnaire de Géologie* de Foucault et Raoult l'orthographe *glint* et lui donne comme définition : « *D'origine germano-balte. Falaise continue regardant vers un bouclier ancien et correspondant à la limite d'érosion de terrains horizontaux discordants sur le socle* ou d'une *cuesta (couches régulièrement inclinées avec des pendages modérés.* »)

Sur le revers, dès qu'on s'éloigne vers l'ouest du rebord de plateau, les formations gréseuses sont masquées par un manteau d'altérites sablo-argileuses souvent épaisses (près de 40 mètres au niveau de la gare de Bobo) provenant peut-être d'un niveau supérieur détruit.

Des intrusions volcaniques doléritiques (on a coutume d'appeler dolérites primaires, des roches fraîches intrusives dans les grès subhorizontaux qui sont parfois des dolérites, mais très souvent aussi des gabbros, selon M. Arnould (1961b) et qui se sont mises en place à la fin du Paléozoïque, vers 250 +/- 13 millions d'années. Ce volcanisme est contemporain de la tectogenèse hercynienne responsable de la dislocation de l'ensemble sédimentaire dégagé de sa masse d'eau et diagénisé. Il est possible d'ailleurs, que ces intrusions doléritiques aient pu se produire jusqu'au Mésozoïque. Cette dislocation a développé des systèmes géométriques de cassures qu'utiliseront l'hydrographie et la morpho-

genèse dans leur exploitation de la roche pour l'élaboration des formes du modelé.

Les systèmes morphogénétiques ont développé des modelés fondamentalement différents de part et d'autre de l'escarpement. Cette différenciation marque une limite pétrographique entre le domaine cristallin du socle et le domaine sédimentaire de la couverture.

Les roches du socle, du fait de l'abondance des feldspaths, se sont altérées, apportant leur base en dessous de la surface des anciens fonds sédimentaires, créant une inversion de relief où le rôle de la tectonique post-sédimentaire n'a pas été clairement mis en évidence. Pour certains auteurs (Petit 1994), la Falaise de Banfora dans sa position nord-est/sud-ouest serait un escarpement de ligne de faille inversée reproduisant un cas classique de bordure de synclise en région tropicale, engendré à la suite d'une subsidence du centre du bassin sédimentaire. Pour d'autres (Gombert 1998), le décalage observé entre l'altitude du socle au pied de la falaise (380 m) et à la base du forage de Darsalami (210 m) correspondrait au pendage de la bordure de la série sédimentaire qui atteindrait ici 3°.

Pour notre part, nous pensons que les variations que nous soulignons plus bas : passage de versants bipartites disposés en marches d'escaliers à un versant monopartite surmonté également de marches nous font pencher plutôt en faveur de l'intervention d'une tectonique locale, associée à une érosion généralisée, plutôt que d'une tectonique d'ensemble associée à une grande fracture nord-est/sud-ouest.

Quoi qu'il en soit, les différents auteurs ont noté la fraîcheur de l'escarpement dans de nombreux secteurs où des pans verticaux d'une centaine de mètres, dominant des talus très réduits au sud-ouest de Pénis. Comme le fait remarquer Gombert dans son rapport (1998), on imagine mal cette structure avoir été créée, il y a plusieurs centaines de millions d'années. Il s'agit manifestement d'une forme tectonique jeune ou fortement rajeunie par des rejeux récents.

De cette tectonique locale, associée à une sédimentologie variable, dérivent les deux profils transversaux de l'escarpement : profil en marches d'escaliers donnant une succession d'escarpements bipartites d'inégales épaisseurs et profil privilégiant un escarpement monopartite infranchissable surmonté de marches faiblement développées. C'est sur ces marches, à l'endroit des corniches, que se sont juxtaposées les modelés émoussés - ruiniformes qui se répètent de façon monotone sur tout le tracé de l'escarpement jusqu'à Négouéni.

Le contact de la couverture avec le socle n'est pas toujours visible. Ce contact se fait soit au niveau du piémont ou en avant de celui-ci dans la plaine : dans ce cas, les altérites ne permettent pas au simple coup d'œil, de distinguer la zone du contact. C'est le cas le plus fréquent. Mais, à Boradougou, à Koro, ou à Dingasso, le contact monte parfois aux 2/3 du versant sous la forme de lames hérissées pour les formations schisteuses ou de chaos de boules pour les formations granitiques.

1.1.1. LE SECTEUR DE BORADOUGOU-KORO

Boradougou et Koro sont deux villages situés à l'entrée Est de Bobo-Dioulasso, de part et d'autre de l'axe routier. Le premier s'élève au nord-est sur 15 mètres d'altérites argileuses d'origine granitique, le second au sud-ouest est perché sur une colline de blocs granitiques monumentaux. Tous deux se trouvent au contact socle-couverture sédimentaire (fig. 82).

Boradougou est dominé par un escarpement d'une dizaine de mètres d'épaisseur, composé pour les deux tiers inférieurs de roches du socle (albitisé ?) et pour le tiers supérieur, d'un conglomérat horizontal, d'une puissance de 1 à 1,5 mètre, poudinguiforme, puissamment cimenté et diaclasé verticalement en parois parfaitement planes. Ce conglomérat forme une avancée étroite du plateau sur laquelle reposent des lambeaux ruiniformes (turriiformes) de 4 à 8 mètres d'épaisseur, abondamment et finement stratifiés, de texture silteuse, (laminations blanches et rouilles), plissotées et à lentilles d'argiles. Ces dépôts, agencés comme des varves, pourraient être définis comme des slumping déclenchés par des mouvements sismiques (sismites ?) (fig. 83).

C. Ouédraogo (1983), ne mentionne pas dans sa thèse ces niveaux ; il décrit une succession de grès fins et de grès grossiers à rides de courant et stratifications obliques (env. 80 m.) reposant sur 30 mètres de granite pegmatitique dominant la plaine et le village de Boradougou par un talus raide. L'ensemble est attribué à la formation de *Kawara-Sindou* fossilisée sur son sommet, par les *grès fins glauconieux* du plateau de Bobo.

Mais il n'est pas impossible que ces lambeaux puissent se rattacher aux *grès inférieurs* de la région de Banfora où sont mentionnées des *argilites* qui pourraient être contemporaines de ces formations finement stratifiées ? Elles seraient issues d'une zone marine ou lacustre instable laissée à l'écart pendant que s'opérait l'essentiel de la sédimentation. La zone aurait été, par la suite, colmatée par des dépôts de décantation avant qu'elle ne soit à son tour, recouverte par les sables du système fluvial proche redevenu actif (*grès de Kawara-Sindou*) ?

Le village de Koro (la signification du mot est secrète) se fonde entre les boules monumentales d'un chaos granitique qui domine la pénéplaine d'une vingtaine de mètres. La colline fait face au talus de l'escarpement des grès de *Kawara-Sindou* dont le profil, transversal en marches d'escaliers, montre une suite de surfaces structurales (au moins cinq) couronnées vers le haut par une cuirasse ferrugineuse sur laquelle se trouve la ville de Bobo-Dioulasso.

Les surfaces structurales formant les marches montrent une succession de rides de courants remarquables dont les plus grandes qui nous ait été permis d'observer au Burkina-Faso. Sur leur sommet, les grès sont franchement conglomératiques, gravillonnaires, traduisant une origine fluviale où fluvio-marine des sédiments qui s'agencent en structures obliques abondantes. Les grès sont dans l'ensemble très patinés, émoussés et alvéolés du fait du déchaussement des gravillons. Des vasques, souvent situées dans des diaclases et encore remplies d'eau, montrent des écoulements torrentiels actuels (intermittents) à sub-actuels. En contrebas de ces écoulements, au pied de la dernière corniche (la plus

ample), se développent des forêts de sources souvent permanentes, véritables oasis à végétation dense où se réfugie une faune abondante.

1.1.2. LE SECTEUR DE KORO À DINGASSO

La physionomie du plateau ne varie guère dans son profil transversal se présentant toujours sous la forme de marches d'escaliers plus ou moins développées et des larges rentrants à l'endroit des principaux linéaments. Les corniches montrent localement de très beaux modelés ruiformes turriformes, ou de modelés turriformes émoussés surmontés de reliefs résiduels turriformes, ou encore de modelés émoussés, l'ensemble se développant dans des grès gravillonnaires abondamment stratifiés (stratifications obliques), patinés, leur donnant un aspect très noirâtre et à rides de sédimentation ubiquistes.

L'érosion des grès est en relation directe avec le maillage géométrique des diaclases qui s'ouvrent peu à peu vers le rebord des marches principales ou secondaires, détachant des piliers de dimension centimétrique à métrique ou plurimétrique. Le rôle de la patine est aussi remarquable et participe à un double effet antagoniste : elle protège le grès de la météorisation alors que sa couleur noirâtre favorise par albédo, son craquèlement ; à partir de ce stade, la roche fragilisée par le départ vers le haut des ions métalliques se désagrège rapidement par hydroclastie et thermoclastie (fig. 61).

L'érosion en grand, à partir des faisceaux de diaclases qui se recourent, donne au profil en long des escarpements, une physionomie en "dents-de-scie", caractéristique de bien des bordures gréseuses. Les diaclases ont laissé des grands pans de falaise, parfois détachés de l'escarpement, mais assez peu de buttes témoins. Elles permettent le maintien d'une humidité qui entretient une végétation dense où le palmier raphia forme de belles concentrations. Des cascades alimentent des mares comme celles de Dafla qui, sous une forêt aux arbres imposants, perpétuent une tradition de silures sacrés d'un poids de 50 à 80 kilogrammes. L'écoulement se prolonge dans la plaine sur quelques centaines de mètres permettant, de part et d'autre sur les rives, le développement d'hortillonnage (poivrons, concombres, aubergines, piment) et de vergers (bananiers et papayers).

Des habitations anciennes en pierres, disposées en cercles sur le rebord de l'escarpement, témoignent du rôle de refuge de la falaise. Au dire des habitants, il s'agirait de réoccupation de vieux sites par des populations fuyant les troupes de Somori Touré et les troupes françaises à la fin du XIX^e siècle.

De Koro à Dingasso, le talus varie d'épaisseur jusqu'à presque disparaître entre les deux villages où l'escarpement est réduit à sa plus simple expression avec disparition ou atténuation extrême des corniches secondaires.

À hauteur de Dingasso, le talus prend une ampleur surprenante : le socle schisteux forme les deux tiers inférieurs du versant donnant un modelé de collines convexes, désertiques. Les schistes sont redressés à la verticale et apparaissent largement sous des débris épars (fig. 9).

1.1.3. LE SECTEUR DE DINGASSO À NOUMOUDARA

Au droit de Darsalami, le talus gréseux est long et très raide, et entièrement recouvert jusqu'à sa base par des blocs monumentaux en provenance de la corniche sommitale où l'on peut observer de petits amphithéâtres, cascades occasionnelles où se concentrent dans les talwegs les écoulements torrentiels de la saison des pluies. Ces amphithéâtres sont envahis à leur base par une végétation dense d'arbres et de lianes à fleurs, de palmiers, de bambous. Sur le sommet des blocs gréseux de la corniche, des concentrations d'euphorbes buissonnantes épineuses (jusqu'à plus de 2 m de hauteur) sont localisées strictement sur la bordure immédiate de la corniche ; nous avons déjà rencontré ces euphorbes dans les grès du Gobnangou et il semble que ces formes soient spécifiques des roches siliceuses.

Sur le revers du Plateau, au sud-ouest de Darsalami et à l'ouest immédiat de la voie de chemin de fer, on peut apercevoir à la limite des *grès fins glauconieux* et des *grès de Kawara-Sindou*, différentes empreintes sur la roche. Les unes visiblement anthropiques, font penser à des jeux d'ouélé, d'origine ancienne, peut être l'ancêtre du jeu actuel et que l'on peut trouver en de nombreux endroits du plateau et notamment à proximité des gravures rupestres de Toussiana (Hugot, Hugot et Deloffre, à paraître). Les autres, plus problématiques, se présentent sous la forme d'encoches ressemblant à celles que nous avons découvertes dans le Gobnangou et que nous avons interprétées comme étant d'origine glaciaire (*Crescentic Gouges*). D'impressionnantes marmites témoignent une fois de plus, des anciens cours d'eau torrentiels ou des chutes aujourd'hui disparues.

Au-dessus de Noumoudara (mot signifiant "canari du forgeron"), l'escarpement principal est surmonté de quelques petites marches où les grès patinés, présentent de nombreuses imprégnations ferrugineuses que l'érosion différentielle laisse en relief. Deux corniches principales (5 à 8 m et 10 à 15 m) surmontent le talus. Ces corniches se détachent, par place, en buttes-témoins plus ou moins raccordées par leur base à l'escarpement. En bordure de la corniche supérieure, les grès sont très démantelés jusqu'à former des *pseudo-lapiaz* en liaison avec les réseaux géométriques de diaclases. La corniche inférieure est très ruiniforme sur une base émoussée. Il s'agit de grès quartzites gravillonnaires à nombreux rides de courant et stratifications obliques avec un fort pendage vers le nord-ouest. Cette corniche domine un talus constitué pour le 1/3 inférieur par le socle granitique sous forme de boules. Des mares permanentes subsistent sous un couvert arboré dense.

1.1.4. LE SECTEUR DE NOUMOUDARA À TOUSSIANA

Au-delà de Péni vers le sud, la falaise change d'aspect et développe un escarpement vertical, impressionnant, d'une étonnante fraîcheur, dominant un talus très diminué (fig. 86).

À hauteur de Taga, le pendage des couches supérieures semble plonger vers la plaine. Sur le haut de la corniche, de longues vasques ont été creusées dans le lit d'anciens rapides ou au pied d'anciennes cascades disparues. Au-dessus, la surface structurale couronnant la corniche est surmontée d'une couche monoclinale d'une dizaine de mètres d'épaisseur et masquée par une tablier d'éboulis

gréseux à tâches de couleur rouille, portant en surface des marques en creux de plusieurs centimètres de diamètres et disposés sans ordre apparent. Ces blocs montrent sur leur base des hyporeliefs (*flûtes casts* ?) traduisant le creusement d'un courant autour d'un objet posé sur le fond. Plus haut, des grès schisteux montrent des *Problematica* rencontrés déjà dans les grès précambriens de l'Adrar de Mauritanie par T. Monod.

C. Ouédraogo (1983) a effectué une coupe à quelques kilomètres à l'est de Toussiana. Il a distingué trois ensembles du bas vers le haut :

- un ensemble inférieur d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur où alternent finement silstones et grès-quartzites,
- un ensemble débutant par un faciès grossier, conglomératique, de quelques mètres d'épaisseur seulement, recouvert de près de 60 mètres de grès quartzite fin à moyen donnant de beaux reliefs ruiniiformes au niveau des corniches dans le faciès de Sindou.
- ces deux ensembles sont recouverts par les niveaux grés-argileux fins, glauconieux, à figures polygonales de dessiccation.

Dans ce parcours, l'escarpement ne montre aucune butte témoin s'étant maintenue en avant du front, contrairement à ce que montre le secteur précédent. L'ensemble donne une impression de tectonique relativement récente ?

À 7 kilomètres avant d'arriver à Toussiana, au lieu-dit Wempéa, puis à 4 ou 5 kilomètres, les surfaces structurales qui dénudent le rebord de l'escarpement ont révélé des gravures rupestres montrant des figures étranges dont la signification nous échappe. Elles sont faites de cupules assemblées en cercles, de longs filaments s'y rattachant parfois, et de traits parallèles ou encore en forme de papillons. Une seule figure semble zoomorphe faisant penser à un poisson ? Si l'on rapproche ces gravures de celles du pays Dogon (Mali), le centre des figures pourrait symboliser l'œuf originel de la création et les petits points satellites, la semence qui aurait donné naissance à l'humanité ? Remarquons également, et c'est peut-être une coïncidence (peut-être pas ?), que des gravures identiques peuvent s'observer dans la forêt de Fontainebleau ? Les ethnologues devraient se pencher sur ces représentations que je leur avais déjà signalées en 1984 et qui coexistent avec des figures géométriques en pierres levées et un outillage néolithique dont de belles collections avaient été récoltées avant la seconde guerre mondiale. Aujourd'hui encore, les villageois exhibent des haches polies trouvées dans la région.

1.2. LES RÉGIONS DE BANFORA À NÉGUÉNI

1.2.1. LES SECTEURS DE SINDOU À LOUMANA

À partir de Banfora, la falaise que l'on vient de suivre depuis l'entrée de Bobo-Dioulasso, bifurque vers l'ouest, puis vers le nord-ouest entre Baguera et Faoun ou elle se dirige vers la frontière du Mali, à la proximité de la triple jonction Mali, Burkina-Faso, Côte d'Ivoire.

1.2.1.1. La région de Banfora-Siniéna

Dans la région de Banfora, le socle est surmonté en discordance par la formation la plus ancienne de la série sédimentaire de l'Ouest burkinabé, les *grès inférieurs*. On peut les apercevoir de part et d'autre de Banfora sur 10 à 15 kilomètres, et dans la langue de Banfora (Hottin et Ouédraogo, 1975) où elle s'avance sur le socle sur 30 kilomètres vers le sud pour une largeur de 4 kilomètres. Cette formation s'amincit et se termine en biseau dans la région de Toussiana. Mais il n'est pas exclu qu'elle se poursuive jusque dans la région de Bobo-Dioulasso puisque les sondages (SOGREAH) l'ont traversée sur 50 à 150 mètres. Nous avons déjà signalé la présence d'un conglomérat puissamment cimenté et d'argilites à Boradougou qui pourraient être assimilés aux *grès inférieurs* ? À Toussiana, on peut observer directement le contact entre les *grès inférieurs* et les *grès de Kawara-Sindou* matérialisé de part et d'autre par des grès-quartzites blancs à patine noire pour les *grès inférieurs* et des *grès roses* pour la formation supérieure.

En 1975, G. Hottin et C. Ouédraogo (1975) notaient dans la "langue" de Banfora, la succession lithologique suivante de la base au sommet : des grès fins rouges arkosiques, localement conglomératiques, des grès quartzites fins blancs ou verdâtres, des grès roses à débit schisteux et enfin un niveau schisto-gréseux terminal généralement très altéré. C. Ouédraogo (1983), complété par les observations du rapport SOGREAH, décrit dans cette formation, la prédominance d'un grès fin à moyen rouge violacé à brun roux en passant par le rose et le gris se débitant en bancs décimétriques à métriques, avec quelques stratifications obliques et rides de courant. 16 mètres affleurent à Takalédougou pour une épaisseur supposée de 36 mètres passant à 300 mètres à l'extrémité de la langue de Banfora, vers le Sud (Siniéna) (pendage variant de 21 à 50°). La langue de Banfora correspondrait à un sillon tectoniquement actif.

Les grès inférieurs auraient été affectés par une tectonique synsédimentaire ou tardisédimentaire (que l'on ne retrouve pas dans les *grès de Kawara-Sindou*) responsable du basculement et du plissement de la formation I avant le dépôt des séries supérieures. Les grès inférieurs auraient subi une régression par soulèvement ayant engendré le plissement du sillon de Banfora.

Sur le plan géomorphologique, le seul modelé original est celui des grès de Fabédougou découpé dans les *grès de Kawara-Sindou*, en une série de coupoles multi-convexes, spectaculaires, haut lieu du tourisme dans la région. Les collines d'une vingtaine de mètres de haut, sont alignées selon un faisceau dense de diaclases parallèles qui se recoupent à angle droit : de larges pans de diaclase découpent verticalement un versant des collines dominant des vallons en forme de cañons où se concentrent l'humidité et la végétation (nombreux paliers et lianes à fleurs). L'ensemble des collines se rapproche du bord de l'escarpement au-dessus de la plaine sucrière : là, les vallons disparaissent par rapprochement des diaclases et les grès constituent une surface uniforme sur laquelle nous avons pu observer un site archéologique pré-mossi. Cette surface domine la plaine de Banfora par une corniche verticale.

1.2.1.2. La région de Sindou-Loumana-Néguéni

On retrouve dans cette région jusqu'à la frontière malienne, à travers les provinces de la Comoé et de la (du ?) Léraba, les *grès de Kawara-Sindou* qui forment des "langues" se détachant de l'escarpement à Sindou, Kangoura et Baghera. Là, la largeur d'affleurement atteint 25 kilomètres, débordant largement sur la plaine au contact direct du socle, à l'ouest de Douna, après avoir formé l'essentiel de la Falaise de Banfora.

Dans la région de Sindou, les grès sont des grès moyens à grossiers, kaoliniques, à gros galets décimétriques de grès quartzite (*faciès Kawara*) surmontés en concordance par un grès à stratifications obliques ou horizontales présentant localement à la base des passées conglomératiques à gros galets centimétriques à décimétriques lenticulaires ou suivant les stratifications obliques. Vers le sommet, les grès deviennent grossiers à microconglomératiques : un diaclasage intense les a découpés en une multitude de piliers faisant de la région une des principales attractions touristiques avec les coupoles de Fabédougou (modélé émoussé).

De Sindou à Loumana, la falaise perd de sa rectitude et s'indente profondément en laissant, à hauteur de Loumana, de puissants monolithes de plusieurs centaines de mètres de haut dominant la plaine marécageuse. Sur le revers, des vallées où se sont creusées de majestueuses gueltas d'eaux très pures, larges et profondes de plusieurs mètres et longues de plusieurs dizaines de mètres, se terminent en aval sur de véritables forêts denses aux arbres imposants, dont des fromagers et des concentrations de lianes de gros diamètres. La présence d'espèces rudérales laisse à penser que ce secteur fut, jadis, occupé.

Les strates, ployées en synclinaux vers le nord, présentent des passées lenticulaires de plusieurs mètres d'épaisseur de blocaille composée d'éléments arrondis de 10 à 50 centimètres.

À Kawara situé non loin de Sindou sur la piste de Loumana, le rapport SOGREAH a relevé la coupe type suivante de la base au sommet :

- 65 mètres de grès fins à moyens, généralement micacés, à litage horizontal ou à stratifications obliques,
- 100 mètres de grès moyens à grossiers, en bancs plus ou moins massifs, à épais niveaux conglomératiques (25 m) à gros galets décimétriques de grès quartzite, de grès moyen rouge et de quartz (fig. 88).

Dans la dépression de Sourani, à proximité de Loumana, le niveau de la plaine présente un plancher gréseux dans lequel sont soudés des blocs de toutes tailles, dont des blocs métriques mélangés pêle-mêle. Ils sont surmontés au nord, par des parois de grès massifs, épais, ployés en grands synclinaux reposant sur une topographie gréseuse ondulée de croupes convexes développées dans un matériel plus fin curieusement haché de diaclases verticales très serrées (fig. 89).

À Néguéni, qui marque l'extrémité ouest du pays, les *grès de Kawara* sont très épais, représentés par environ 300 mètres de grès quartzite moyen à grossier avec des passées microconglomératiques renfermant des galets de quartz ou de quartzite, à stratifications obliques ou horizontales et à nombreuses rides de courant. Ces grès sont surmontés par 60 mètres de grès plus fins à passées gros-

sières sur lesquelles se superpose le modelé ruiniforme typique du faciès de Sindou et que l'on a observé depuis Bobo-Dioulasso.

L'aspect très découpé de tout ce secteur occidental, en relation directe avec les mouvements tectoniques, montre deux directions dominantes nord-sud et nord. est - sud. ouest. Une troisième direction NNO - SSE sur le rebord de l'escarpement participe au découpage du modelé ruiniforme. La plaine affaissée de Néguéni ainsi que les accidents tectoniques et le décrochement central de la "langue" gréseuse de Baghéra seraient directement issus de cette tectonique postérieure à la consolidation du dépôt. Le réseau hydrographique, en provenance de l'arrière-pays sédimentaire, se calque sur le réseau de cassures : de larges "entonnoirs" comme celui de Loumana, créent de larges *embayments*, anciens vallons creusés dans le socle et ennoyés sous les alluvions.

1.3. TIARA, SOUROUKOUDINGAN ET LE PAYS SEMBLA

1.3.1. LA RÉGION DE TIARA

Tiara est une petite localité située à 30 kilomètres à l'ouest de Bobo-Dioulasso, en direction d'Orodara et à quelque 6 kilomètres au sud de Souroukoudingan. Une carrière de dolomie y est exploitée pour l'industrie du carrelage.

La région est assez accidentée et son altitude oscille entre 350 et 600 mètres et atteint même 700 mètres au sud. Cette vigueur du relief qui contraste avec les formes tabulaires de Bobo-Dioulasso est dictée, comme pour celle de Souroukoudingan, par l'affleurement des dolérites qui forment dykes, cheminées et coulées donnant les principaux sommets de la région comme ceux de Diokan qui culminent au sud à 619 et 691 mètres ou de Samandéni au nord. Ces dolérites sont à l'origine des épaisses formations ferrugineuses donnant des bowé étendus au-dessus de larges vallées. La région est traversée par le Moun Hou ou Dienkoa dans son cours supérieur qui draine de nombreux affluents dont le Kou ou Baoulé qui coule toute l'année et rejoint le Moun Hou beaucoup plus en aval. À Dindéresso, le Kou est rejoint par un petit affluent, le Yengué, qui ne coule plus en saison sèche et présente sur une centaine de mètres, un très beau paysage de marmites fonctionnelles en saison des pluies.

1.3.2. LA RÉGION DE SOUROUKOUDINGAN ET LE PAYS SEMBLA

Située dans l'étage des siltstones-argilites-arbonates à 35 kilomètres à l'ouest de Bobo-Dioulasso, en pays Sembla, la région présente un relief assez accidenté grâce aux nombreuses coulées de dolérite qui lui confèrent une allure plus jeune que celle de Bobo. Des pointements dominent les principales hauteurs comme ceux de Dionkan qui culminent à 691 et 619 mètres d'altitude ou celui de Souroukoudingan ("le trou de la hyène") qui s'élève à plus de 200 mètres au dessus de la plaine ou encore celui de Tiara.

Le pays Sembla introduit la diversité par la présence dans la masse sédimentaire, de lentilles calcaires d'origine biochimique dont nous avons essayé de montrer tout l'intérêt géomorphologique, paléontologique et paléogéographique (Hugot et Bougère, 1983, Hugot et Carbonnel 1986, Hugot et Blanc 1988). Aussi

donnerons-nous dans ce qui suit, une description plus minutieuse que pour le reste du plateau.

La disposition des couches gréseuses et leur inclinaison de quelques degrés, vers le NNE, donnent à l'ensemble de la région une allure monoclinale. Dans le détail, une tectonique souple a ployé certains secteurs (donnant un certain nombre d'anticlinaux sensibles comme celui de Moami en direction de Tiara). Cette tectonique, associée aux intrusions doléritiques de la fin du Paléozoïque et au développement de lentilles calcaires, joue un rôle prédominant dans la circulation des nappes aquifères. Les collines de Koua et de Dioungoko qui dominent le village de Souroukoudingan montrent plusieurs niveaux de calcaires à *stromatolites* ayant évolué par dissolution en lapiaz (fig. 63).

1.3.2.1. Les collines de Koua et Dioungoko (fig. 91)

La colline de Koua est formée de deux éléments qui s'imposent dans le paysage, visibles depuis le village de Souroukoudingan. Un plateau monoclinale gréseux incliné vers l'ouest, à long revers incliné se termine par une corniche mince de 3 à 4 mètres de puissance, raccordée à un talus d'éboulis court, pentu, irrégulier (petits replats soulignant les variations lithologiques) et surmontant cette surface d'environ une centaine de mètres, une autre colline, conique, largement étalée et coiffée de blocs de dolérite culminant à 580 mètres. Les versants sont raides à pentes concaves se raccordant brutalement au plateau gréseux supérieur ou à la plaine ; ils sont incisés par des ravins et ravineaux qui laissent apparaître la roche sous-jacente.

L'association plateau-corniche-talus d'éboulis correspondrait assez bien à la définition d'une cuesta si la stratigraphie présentait une association couches dures tendres, ce qui n'est pas le cas ici, les collines reposant même sur les dolomies très résistantes.

La colline de Dioungoko située dans le prolongement de la colline de Koua, est une colline convexe, allongée, de direction nord-sud, au sommet plat exigü. Ses versants offrent le même aspect que la partie inférieure de Koua à laquelle elle se rattache stratigraphiquement. Les corniches reliées aux replats dolomitiques y sont cependant plus épaisses et certains de ces replats sont plus étendus, développant de véritables lapiaz (fig. 63).

La colline de Dioungoko est une sorte d'*avant butte* dont la partie supérieure a été enlevée par l'érosion.

A. Description des coupes (fig. 92) (de nombreux échantillons ont été soumis pour analyses à C. Gigot, BRGM-Orléans, que nous remercions). Nous avons été aidé à l'époque par J.-P. Carbonnel et R. Riechelt à qui nous avons fait découvrir le lieu et que nous remercions également).

COUPE KOUA 1A		
NIV.	ÉPAISS. (m)	DESCRIPTION
6	20 env.	Grès homogène fin et diaclasé, à rides de sédimentation (ripple-marks orientés 210S indiquant un courant ONO-ESE) et impacts de gouttes de pluie.
5	30	Schistes argileux lie de vin à gris noir en plaquettes centimétriques difficiles à discerner sous les éboulis de grès.
4	30 env.	Dolomie gris clair sub-lithographique à fines laminations blanches, ondulées, millimétriques.
3	0,5 à 0,8	Oolitarénite à éléments ovoïdes de taille variable (millimétrique à centimétrique), en blocs épars, stratifiée et à sommet tabulaire. La moitié inférieure passe à un tapis stromatolitique horizontal à galets centimétriques et décimétriques plats et peu usés.
2	1,5	Dolomie grise (7,5 YR 7/10) à stromatolites de type S-SH selon la classification proposée par B.W. Logan et al. (1964) : empilements de lamelles hémisphériques en colonnettes de 80 à 90 cm de hauteur et quelques centimètres de largeur, verticales à incurvées (courant ?), à intercalations de lames rendues tranchantes par l'érosion différentielle.
1	0,8 (visible)	Dolomie stromatolitique à laminations horizontales plus ou moins ondulées.

COUPE KOUA 1B		
(levée sur le versant sud du plateau de Koua)		
NIV.	ÉPAISS. (m)	DESCRIPTION
3	5 à 6	Éboulis de grès masquant la roche en place.
2	?	Schistes argileux gris noir, masqués en grande partie par les éboulis gréseux.
1	40	Dolomie grise à stromatolites avec de haut en bas : varves grises à blanches - calcarénite silicifiée - stromatolites à structures sphériques - conglomérat silicifié – stromatolites à structures sphériques type SCC.
<p><i>Les niveaux 3 et 2 se raccordent aux niveaux 6 et 5 de la coupe 1A. Le niveau 1 disparaît à l'est de la coupe pour laisser la place à des intrusions doléritiques (terme pétrographique pris ici au sens large).</i></p> <p><i>À l'ouest de la coupe, dolomie et dolérite disparaissent, les grès et les schistes reprenant leur extension sur un versant nettement raccourci par l'inclinaison du plateau.</i></p>		

COUPE KOUA IC		
NIV.	ÉPAISS. (m)	DESCRIPTION
10	20	Éboulis de dolérite couronnés par de gros blocs monumentaux. Selon P. Jonquet, la dolérite serait en concordance avec les schistes sous-jacents.
9	30	Schistes noirs à passées dolschisteuses (rares).
8	8	Dolomie compacte, légèrement saccharoïde.
7	66	Schistes noirs à intercalations dolschisteuses décimétriques.
6	15	Dolomie (stromatolites ?) gris foncé dont certains termes dolschisteux se débitent en plaquettes, et dolomie finement oolithique compacte, gris clair.
5	10	Schistes lie-de-vin, gris et noirs.
4	12	Dolomie à nodules.
3	0,5	Dolomie à structure pisolithique.
2	2	Alternance de dolschistes noirs et de schistes argileux noir lie-de-vin très altérés.
1	5 à 6	Grès du plateau. Rides de courant et empreintes en coups de cuillère et en spirales (fig. 13).

Les dolschistes et schistes argileux du niveau 2 ne sont pas partout présents à la base de la colonne. Les grès du niveau 1 se raccordent à ceux des niveaux 6 de la coupe 1A et 3 de la coupe 1B.

COUPE DIOUNGOKO		
NIV.	ÉPAISS. (m)	DESCRIPTION
9	4	Grès fin homogène à rides de courant.
8	20	Schistes noirs à lie-de-vin parfois gréseux, parfois argileux, à intercalations dolomitiques.
7	8	Dolomie à stromatolites en bandes sub-horizontales.
6	0,5 à 1	Dolomie conglomératique à ciment micritique et spathique. Les éléments clastiques sont représentés par des galets plats ou légèrement bombés, mamelonnés, et par des galettes à polygonations dont les figures géométriques isolent de petites cavités. Les galets centimétriques à décimétriques, souvent tronqués (origine glaciaire ?), laissent voir leur cortex. Ces éléments sont en relief au sommet de la formation au niveau du replat, le plus souvent à disposition horizontale et quelquefois oblique. Ils sont souvent affectés par des fentes remplies par du matériel grisâtre siliceux mis en saillie par érosion différentielle.
5	3 env.	Dolomie gréseuse formant une petite corniche.
4		Dolomie à stromatolites à structure en “dos de tortue” (fig. 93).
3	2	Conglomérat dolomitique stratifié à éléments hétérométriques dont les plus importants atteignent 8 à 9 mm. Ce niveau est parfois très altéré (meulière).
2	4 à 5	Oolitharénite dolomitique. Les oolithes ont un diamètre variant de 0,5 à 1 mm. Présence de strates gréseuses avec quelques blocs anguleux décimétriques.
1	18	Dolomie à stromatolites. Ensemble ruinforme, lapiazé. Les structures microbiennes se présentent en lamelles hémisphériques dont la concavité est tournée vers le bas et disposée en colonnettes parfois incurvées.

Les galets à “peau chagrinée” (Hugot et Bougère 1983) et à fentes de retrait sont constitués par un noyau silicifié et plusieurs cortex dolomitiques (fig. 65). Le sédiment semble avoir subi une forte compaction ayant entraîné un aplatissement généralisé provoquant des interpénétrations par dissolution.

Le conglomérat présente des éléments dolomitiques divers : pellets (boulettes de diamètre inférieur à 0,2 millimètres, souvent riches en matière organique) ovoïdes structurés, oolithes, parfois à noyaux quartzeux, croûte zonée algale à éléments cupulaires ou éléments mixtes mamelonnés à cœur silicifié et cortex dolomitique affecté de fentes de dessiccation.

La cimentation est assurée par une micrite dolomitique légèrement silteuse et, dans les secteurs à forte concentration clastique, par un ciment spathique (c.à.d. bien cristallisé). La silicification n'affecte que très rarement les clastes. Les éléments hétérométriques, ovoïdes ou cupulaires de type pellet ou gravier micritique sont enrobés dans un ciment de dolomie spathique. Des nodules phylliteux et carbonatés (dolomie ou magnésite) spathiques se développent en dehors de ceux-ci aux dépens des éléments les plus fins (fig. 94).

Les galets à polygonalement correspondraient à des éléments remaniés de boue carbonatée affectés à leur surface par des phénomènes de retrait (dessiccation) provoquant le développement d'un réseau de fentes.

Dans sa coupe, P. Jonquet (1963) ne mentionne pas la dolomie oolithique, or celle-ci surmonte directement les dolomies à stromatolites de la base des collines. Par contre il décrit une dolomie à structure pisolithique qui correspond probablement au niveau 3 de la coupe de Diougoko.

B. Le karst de Diougoko. Le karst de Diougoko s'est développé dans le niveau dolomitique inférieur, à la base de la colline qu'il ceinture sur son versant nord depuis l'extrémité est jusqu'à l'extrémité ouest, sur une distance d'environ 1 000 mètres (fig. 63). Sur le versant sud, seuls subsistent quelques témoins à lamines plus ou moins plissotées.

Le karst de l'extrémité orientale se présente en piliers de 0,5 à 1,5 mètre de hauteur suivant un réseau de dimension métrique découpé indépendamment des formes et dispositions propres aux structures stromatolitiques, par des phénomènes de dissolution (guillochages à réseaux géométriques), peut être en accord avec un pré-découpage structural (?).

Le karst forme un lapiaz étagé, pentu (18 %), atteignant une épaisseur visible de 18 mètres, la limite inférieure étant masquée par les formations superficielles de la plaine (sols noirâtres). À l'extrémité ouest, les piliers sont très resserrés, de hauteur maximale et bien individualisés (fig. 63), alors qu'à l'est, surbaissés, ils se détachent mal les uns des autres et sont troués de vasques comblées par une argile rougeâtre meuble provenant sans doute de la décalcification de la roche en place. Cette argile ne montre aucun élément grossier ni aucune trace d'évolution pétrographique actuelle.

L'ensemble du modelé se présente comme un karst à microtourelles (Hugot et Carbonnel 1983), différent par sa faible ampleur des karsts asiatiques, mais indubitablement de caractère tropical et soumis, maintes fois depuis son dégagement, à des épisodes humides.

Les micros tourelles découpent les stromatolites sans tenir compte de la structure même des édifices algaires, ceux-ci se présentant sous plusieurs formes :

- empilements de fines lamelles hémisphériques dites "en bouffées de pipe" (Jung 1963) et en assiettes,

- dômes en bulbes d'oignons ou en dos de tortue,
- laminations horizontales.

Il semble cependant que les piliers se soient développés de préférence dans les empilements de petites lamelles hémisphériques. Il est possible que dans certains secteurs, les paléo-récifs se soient présentés en piliers isolés (*Cryptozoons*), comme l'on peut encore les observer vivants en Australie. Les espaces inter-piliers comblés de débris de stromatolites et de boue carbonatée ont pu servir d'axes préférentiels aux écoulements des eaux de dissolution dans le karst de Dioungoko.

Le faible développement de ce karst est sans doute à mettre en relation avec l'épaisseur réduite du niveau dolomitique aérien et avec l'absence de dissolution souterraine importante. Cependant, contrairement à ce que nous avons pu écrire en 1986, cette dissolution doit bien exister car il existe à l'ouest de la colline de Koua, près de Karankasso-Sembla, une résurgence karstique. De plus, dans la plaine du Gondo des phénomènes d'altération et de dissolution ont été fréquemment observés. Desfossez avait noté dans la série d'Irma (calcaires dolomitiques) une excavation brusquement formée au cours de la saison pluvieuse de 1950. Un entonnoir d'un diamètre de 75 mètres et d'une profondeur de 47 mètres se serait produit par effondrement, à la suite de la dissolution des carbonates sous-jacents, au contact de la nappe du Gondo qui aurait développé tout un réseau karstique souterrain. Mais une telle nappe n'existe pas dans la région de Souroukoudingan, ce qui, toutefois, n'exclue pas l'existence d'un réseau souterrain épisodiquement fonctionnel.

La fraîcheur exceptionnelle du karst de Souroukoudingan prouve l'action continue de la dissolution de la formation carbonatée depuis son dégagement. On peut imaginer l'évolution suivante :

- érosion partielle des formations sédimentaires de couverture jusqu'aux grès formant le plateau de Koua après les éruptions volcaniques sur la région. Il y a ensuite, altération et cuirassement ;
- érosion de la cuirasse et des formations sédimentaires sous-jacentes et dégagement du niveau dolomitique inférieur ;
- karstification des dolomies.

La karstification reste encore bien difficile à situer avec précision dans le temps. Si l'on peut écarter une action contemporaine (karst ouvert, absence d'évolution minéralogique de l'argile) en dehors des retouches de détail (micro-cannelures sur les piliers), il semble que la période principale de karstification soit imputable à des épisodes humides plus anciens situés entre le Villafranchien et l'Holocène.

Bien qu'un karst puisse rester fonctionnel sous une couverture meuble (comme c'est le cas dans le Gondo), nous pensons que le karst de Dioungoko ne s'est pas formé à l'air libre (une coupe récente a permis de le constater). Sans exclure une circulation souterraine (une doline est mentionnée dans la région de Tiara), celle-ci, rapide, contribue seulement à aggraver la corrosion de la dolomie, d'autant plus qu'il s'agit d'eaux peu minéralisées.

C. *Les stromatolites de Souroukoudingan* (fig. 63, 65, 93, 96, 97).

a. *Description.* Les stromatolites du lapiaz de Dioungoko, observés également à la base du plateau de Koua, se présentent sous la forme de colonnes grêles à lamelles hémisphériques empilées les unes sur les autres, leur concavité tournée vers le bas. Sur le versant nord de Dioungoko, les stromatolites montrent des morphologies variées : dômes coalescents (type LLH-C), cônes surbaissés reliés latéralement (type LLH-S), massues, dos de tortues, structures circulaires parfois déformées, formes losangiques, formes en éventail... Les dômes et les cônes développés dans des structures en touffes ("bouffées de pipe") ont été individualisées par la dissolution, donnant des lapiaz étagés à Koua et Dioungoko.

Les formes en massues sont peut-être originelles, semblables à celles de shark-bay, dégagées de l'encaissant par érosion différentielle.

Les formes en dos de tortue peuvent atteindre jusqu'à 1 mètre de diamètre. Un bel échantillon est déposé au département de Géographie de l'université de Ouagadougou.

Les structures losangiques et circulaires centimétriques à décimétriques se retrouvent sur le niveau supérieur de la colline de Dioungoko.

En 1989, toutes ces structures étaient en voie de destruction avancée pour la confection de la chaux (Hugot et Blanc 1988). En janvier 2001, la colline est toujours exploitée et il ne reste plus que quelques témoins également programmés pour la destruction. D'après des renseignements récents, les deux collines auraient été classées, mais les lois ne sont efficaces que si elles sont appliquées, ce qui ne semblait pas encore être le cas en janvier 2001.

Les stromatolites de la colline inférieure sont surmontés, par l'intermédiaire d'un niveau oolithique et d'un niveau à cargneules, par un conglomérat massif, cimenté (silicifié), constitué de galets plats, légèrement bombés, centimétriques à décimétriques, à surface polygonée et à nombreuses fentes de retrait. Certains de ces galets ressemblent étrangement à des organismes du genre moule. D'ailleurs, nous avons assimilé dans un premier temps ces galets à de possibles organismes. Les analyses effectuées à Orléans et en Belgique ont montré que ces organismes étaient clos, ce que ne sont pas, par définition, les êtres vivants (communication de M. Debiegne, Muséum national d'histoire naturelle, Paris).

Les échantillons de calcaire dolomitique ont montré localement la présence d'encroûtements lamellaires finement stratifiés de type algaire coiffant des clastes cupulaires dans un conglomérat gravelo-oolithique plus ou moins quartzeux, de pellets micritiques, d'oolites entiers ou brisés et de rares quartz libres (fig. 94). Le ciment est entièrement spathique et la phase carbonatée totalement dolomitique.

Les dolomies à empilements de lamelles hémisphériques permettent d'observer en lames minces, la zonation infra-millimétrique ondulée ; cette zonation montre des discordances et des mamelons. Son existence est liée à une variation de la taille des cristaux de dolomite soulignée par une concentration de calcite microsparitique et, localement, de silice cryptocristalline.

L'origine biologique de ces échantillons est donc probable.

b. Étude pétrographique. La phase carbonatée est entièrement dolomitique et la surface fréquemment spathique. Les structures les plus fréquentes sont de type SH.V caractéristiques des formations de base du niveau inférieur (Dioungoko) et de type sphérique pour les formations sommitales du même niveau. Entre ces formations s'intercalent oolithes et pisolithes qui forment des niveaux bien distincts, surtout à Dioungoko.

c. Étude chimique. Les analyses chimiques effectuées par le BRGM de Bobo-Dioulasso (rapport Jonquet 1963) sur le banc dolomitique inférieur de Dioungoko, montrent que le pourcentage de CaO varie de 28 à 32,8, celui de MgO de 16,4 à 22, celui de CO₂ de 38,2 à 43,6.

Le rapport moléculaire étant voisin ou même supérieur à 1, on affaire à de la dolomie franche (dolomite supérieure à 90 %).

d. Étude paléontologique. Les recherches de conodontes (corps millimétriques de nature zoologique incertaine), de paélobactéries ainsi que les recherches en palynologie n'ont donné aucun résultat. Il n'a pas été possible de retrouver d'autres formes que des présumés Cyanophycées dans les dolomies de Souroukoudingan ; les formes de construction pseudo-algales relevées appartiennent, on l'a vu plus haut, à plusieurs types : tapis formant un mince encroûtement, constructions stromatolitiques finement rythmiques, concrétions sphérulitiques mimant les oolithes.

Les éléments du conglomérat seraient donc des galets mous, cristallisés, d'origine intraformationnelle (Petitjohn 1987). Cependant, certains spécialistes ayant examiné le conglomérat n'excluent pas la possibilité d'avoir des organismes totalement inconnus, du genre de ceux de la faune d'Ediacara en Australie (?).

1.4.. LA VALLÉE DU SOUROU

1.4.1. LE CONTINENTAL TERMINAL

Dans les formations sédimentaires du Précambrien supérieur, au nord de Bobo-Dioulasso, la jonction du Kou (ou Baoulé) et du Bafing engendre la Volta Noire (Moun Hou) coulant vers le NNE le long de la frontière malienne. Elle est rejointe, dans son prolongement au nord de Dédougou et en aval de Kouri, par la rivière Sourou qui prend sa source sur le piémont de la falaise de Bandiagara au Mali.

Le Moun Hou draine, en de multiples méandres courts, une vallée large de 200 à 330 kilomètres marécageuse, inondable, la plaine du Gondo appelée aussi Séno ("plaine") par les éleveurs foulouldé.

En amont de Kouri, au niveau de la confluence avec le Sourou, le Moun Hou effectue un coude à 90° vers l'est dans le socle cristallin. Il s'agit d'une capture – ou pseudo-capture, le changement de direction s'étant effectué à la suite d'une transgression lacustre. En effet, au Mio-Pliocène (Continental Terminal), le Moun Hou se poursuit vers le NNE par l'axe du Sourou jusqu'au Mali où il aurait

rejoint le fleuve Niger (Leprun 1963). Ce dernier s'est organisé vers l'ouest après s'être dirigé vers la mer cénomanienne et éocène.

Au Tertiaire moyen et supérieur, l'effondrement du golfe du Sénégal coupe la mer éocène de l'océan et des lagunes se forment. Les cuvettes comme celle du Gondo se colmatent de sable argileux et d'argiles kaoliniques et recouvrent les régions septentrionales du Burkina-Faso sur 50 à 100 mètres d'épaisseur. Ces sédiments proviennent de la destruction des grès horizontaux et des roches arrachées au massif Mossi.

L'origine de la plaine du Gondo est encore aujourd'hui discutée et plusieurs hypothèses sont envisagées (fig. 88). Il s'agirait :

- soit d'une vallée d'effondrement parallèle à l'escarpement de Bandiagara (Hubert 1909, in Palausi 1959, p. 159) (cette hypothèse est soutenue par l'argument suivant : la direction tectonique de l'ensemble est parallèle aux directions tectoniques du socle ancien indiquées par l'aspect d'effondrement de la falaise de Bandiagara et la présence de failles le long de celle-ci ; mais l'auteur fournit aussi des arguments contre : on retrouve les mêmes niveaux à la même altitude dans le puits du Gondo et à la base de la falaise de Bandiagara... Pas d'accident dans la stratigraphie des terrains qui se trouvent au sud de la plaine du Gondo et qui correspondent au substratum de celle-ci) ;
- soit d'une vallée d'érosion correspondant à l'ancien Sourou dont la puissance d'érosion aurait été beaucoup plus vive dans certains secteurs que dans d'autres (?).

Palausi conclut que l'on doit, en fait, se trouver devant une hypothèse mixte avec une disposition "en touches de piano", le tout ayant été nivelé par la suite, par l'érosion et la sédimentation. L'auteur signale que la tectonique de cette région n'est pas négligeable puisqu'en 1942, un tremblement de terre y a été observé ; un autre séisme aurait été signalé dans les années 1980.

Par ailleurs, l'origine en partie tectonique du Gondo avait été mise en évidence par des études gravimétriques effectuées, à l'époque de Palausi, entre Dédougou et San.

La tectonique de socle semble donc devoir nous réserver des surprises !

1.4.2. LE LAC DU SOUROU À L'Holocène

Le Moun Hou a été, à l'anté-Riss (Palausi 1959, Desfossez 1962), un affluent du Niger qu'il rejoignait par la vallée tectonique du Sourou puis par celle du Béli. Il reste de cet ancien écoulement une nappe phréatique fossile située entre 30 et 100 mètres de profondeur, constituée au début du CT.

L'épisode aride ogolien affectant la frange sud-saharienne entre 21 000 et 15 000 BP et s'étendant des rivages de l'Atlantique jusqu'au Tchad, a édifié d'importants massifs dunaires et cordons dunaires jusqu'au 14^e parallèle. Ces sables ont barré le cours supérieur du Moun Hou, le séparant définitivement du fleuve Niger. Cette région est donc devenue peu à peu une zone lacustre endoréique qui a envahi la plaine du Gondo.

Avec le retour de l'humidité au début de la période Holocène, le lac s'étend sur le Burkina-Faso et le Mali. À la suite de cette transgression, un petit affluent

du cours inférieur du Nazi Non (Volta Blanche) a pu servir de déversoir et rejoindre ainsi l'océan Atlantique dans le golfe du Bénin. Cet affluent devient alors l'actuel Moun Hou. Le cours supérieur, délaissé depuis Kouri, devient un défluent désaffecté du Moun Hou.

Pour M. Petit (1994), le schéma « *ancien écoulement vers le Niger, ensablement et formation de barrage lacustre* » ne semble pas pouvoir être remis en cause ; par contre, ce qu'il remet en cause, c'est l'âge récent lui-même. Pour l'auteur, le profil en long du Moun Hou est trop régulier et trop plat pour avoir permis récemment un accroissement du débit ; de plus, l'encaissement du Sourou (30 m) franchissant un système de glacis fortement indurés s'accorde mal avec une capture sub-actuelle. Enfin, un renversement récent impliquerait que le cours aval du Moun Hou eut été totalement régularisé depuis les sources de la Volta, ceci avant la capture récente, et avant que l'émissaire hypothétique ait franchi sans accident la structure birrimienne d'amont et défoncé la surface éocène. L'auteur propose l'évolution suivante :

- un écoulement vers le Niger au CT,
- un renversement vers l'est à la fin du Tertiaire, et le retour de l'humidité et d'une certaine tectonique (?),
- la formation du lac du Sourou, avec les épisodes de formation dunaire,
- un renversement sub-actuel, avec élévation du niveau du lac.

Actuellement encore, une partie des eaux de crue du Moun Hou se déverse dans le Sourou qui est à la fois affluent et défluent :

- affluent lorsque le débit du Moun Hou ne dépasse pas $20 \text{ cm}^3/\text{sec.}$ de moyenne,
- défluent en cas de forte crue ; en 1922, on avait calculé que 40 gr/m^3 de matériaux transportés pour un débit de 1,5 milliard de m^3 d'eau par an mesurés à Kouri, donnaient pour le Moun Hou, une charge de 45 000 mètres-cubes d'alluvions par an. Ainsi, 1/6 du débit total pouvait passer dans le Sourou alors que seulement 1/3 revenait au Moun Hou ; le reste était perdu par évaporation, le substratum de l'ancien lac étant formé d'argiles noires imperméables (Palausi 1959).

Au début du XX^e siècle, le va-et-vient des eaux pouvait s'observer au village de Baï (Mali). En 1960, ce mouvement ne se faisait plus qu'au sud du village de Di (province du Sourou, Burkina-Faso), accusant un recul d'une cinquantaine de kilomètres.

Entre 1964 et 1972, le débit moyen du Sourou montrait déjà un chiffre négatif ($-3,93 \text{ m}^3/\text{sec.}$, Moniot et al. 1977) correspondant à une perte de 124 millions de mètres-cubes, ce qui donne toute sa valeur à ce qu'écrivait Palausi en 1959 : « *Dans un avenir géologique très proche, le Sourou sera complètement colmaté.* » (p. 159)

1.4.3. LA MISE EN PLACE DES DUNES QUATERNAIRES

Au nord du 14^e parallèle, une nouvelle composante s'ajoute au paysage de pédiplaine et de glacis après des millions d'années d'une histoire marquée par le rabot du temps : socle et couverture sédimentaire sont partiellement fossilisés par d'importantes accumulations de sable provenant du remaniement de vastes épan-

dages sableux remodelés par le vent au cours des périodes arides du Quaternaire récent (fini-Pliocène et Holocène). Des formations dunaires appartenant au système des grands cordons jalonnent l'extension maximale du Sahara vers le sud, couvrant environ 30 % de l'Oudalan. Les dunes les plus anciennes, de couleur rouge car rubéfiées, sont datées de -20 000 ans alors que les plus récentes, de couleur jaune, se sont déposées peu avant le Néolithique, il y a 7 000 ans. Il s'agit de la période dite Ogolienne qui a considérablement modifié la physionomie du socle et de sa couverture sédimentaire ancienne en y disposant des cordons dunaires étroits, mais pouvant parfois s'allonger sur plusieurs centaines de kilomètres d'est en ouest, à cheval sur le Niger, le Burkina-Faso et le Mali. Il s'agit de cordons simples ou composés qui peuvent se poursuivre jusqu'au pied de la falaise de Bandiagara (c'est le cas du cordon du Béli, long de 300 kilomètres).

Des mares temporaires de barrage dunaire interrompent le cours des anciens affluents du Béli, lui-même affluent du Niger, entre 1° 20' de longitude O et 0° 30' de longitude E dans sa partie burkinabé. Dans cette région de l'Oudalan, deux mares sont devenues célèbres, l'une, la mare de Soum, pour des raisons politiques – elle fut le théâtre d'un conflit frontalier avec le Mali dans les années 70 –, l'autre, la mare d'Oursi, pour la beauté de son site en bordure d'un erg d'origine anthropique à allure saharienne, et sur laquelle un projet de l'ORSTOM a consacré plusieurs années d'études.

Les cours d'eau antérieurs aux ergs, devenus non fonctionnels depuis leur isolement de leur bassin d'alimentation, apparaissent nettement sur les photographies aériennes, sur l'imagerie satellitaire (fig. 102), ainsi que sur le terrain. Les mares endoréiques issues de la superposition des grands cordons dunaires montrent un substrat géologique composé d'argiles sableuses du CT ou d'argiles gonflantes montmorillonitiques issues de roches basiques donnant les structures *gilgai* de la mare de Soum. On a tenté de retracer la succession des phases climatiques (Boulet 1968, p. 334-335) en l'absence, aujourd'hui encore, de toute datation absolue :

- une phase aride avec mise en place de deux cordons dunaires interrompant le cours des affluents du Béli ; au nord, s'installe un vaste massif dunaire aux formes aujourd'hui très atténuées, au sud des plaines sableuses discontinues recouvrent la cuirasse ;
- une phase humide où le réseau redevient fonctionnel ; les eaux en provenance des massifs birrimiens du sud peuvent franchir le premier cordon dunaire, mais pas le second ; elles s'étalent alors en une vaste mare déposant les argiles verticales qui forment le fond actuel de la mare ;
- une seconde phase aride avec reprise des sables anciens et, à nouveau, oblitération des cours d'eau qui s'étaient frayés un passage dans les cordons dunaires ;
- une seconde phase humide où la dune fait à nouveau percée, mais avec d'importantes déviations en baïonnettes pour les débouchés actuels des axes de drainage par rapport aux anciens deltas alluviaux de la mare.

À la lumière des chronologies obtenues dans d'autres régions situées au sud du Sahara (Michel, Gaveaud, Greigert et Pougnet, Hugot...), on est tenté d'établir les relations suivantes :

- erg ancien (dunes rouges) : 40 000 à 9 000 -11 000 ans BP ;
- épisode humide : 11 000 à 8 000 ans BP, avec rubéfaction des dunes anciennes et apport d'argiles vertiques dans le fond des mares ;
- deuxième phase aride avec élaboration des cordons dunaires est-ouest ;
- deuxième épisode humide aux alentours de 5 500 ans BP (épisode du Nouakchottien).

CONCLUSION

Dans l'Ouest burkinabé marquant la terminaison méridionale du grand bassin de Taoudenni, une sédimentation de type molassique à flyschœide, tardi- ou syn-tectonique, essentiellement épicontinentale à influences fluvio-marines à franchement marines, a fossilisé le socle. Souvent micacée à kaolinique et ferrugineuse, cette sédimentation témoigne de la permanence, durant de longues périodes, de climats tropicaux semi-arides et de climats humides. La présence quasi-constante de ciment siliceux démontre les remaniements successifs : la silice secondaire proviendrait soit du sable lui-même, soit d'emprunts à des horizons sus-jacents au moment de la compaction des grains de sable.

Les littoraux ont vraisemblablement fonctionné comme des pièges à sédiments (Lombard 1972) dans lesquels les actions hydrodynamiques révèlent des environnements variés. La granulométrie n'exprime pas toujours l'état hydrodynamique du milieu ; en règle générale, on peut considérer que plus les sédiments sont fins plus on évolue vers des milieux calmes, et si l'on considère que les milieux anciens ont fonctionné comme les milieux actuels, on peut définir avec Blanc (1982) cinq types de caractères concernant le milieu, la pétrologie, le classement, les figures sédimentaires et l'environnement.

- **Agités à très agités.** Sédiments grossiers, brèches, microconglomérat - Milieux oxygénés et brassés - Chenaux de ravinement et gouttière d'érosion, stratifications obliques à fortes pentes - Zones d'action des vagues et des houles.

- **Moyennement agités.** Grès calibrés granoclassés zonés, sables, oolithes - Usure poussée des débris, classement excellent des oolithes - Stratifications obliques à pentes atténuées, rides de courant symétriques (houle) ou asymétriques (courants) *graded bedding* - Zone d'action des vagues et des courants, talus, faciès de plage.

- **Moyennement agités.** Sables marneux et marnes sableuses, siltites, début d'envasement - Classement variable en fonction des biocénoses, usure irrégulière à faible - Litages plus ou moins apparents, traces et terriers, figures de compaction, rides de courant rares - Zones abritées, zones plus profondes à courants faibles, milieux lacustres.

- **Calmes.** Marnes sableuses, pélites, argilites, micrites, siltites, craies - Faciès de décantation, corrosion des débris par organismes perforants - Joints de stratifications nets, stratification finement litée en laminations, varves - Riches en fer, micrites des zones internes récifales abritées.

- **Alternativement agités et calmes.** Alternances de microfaciès cycliques ou complexes, alternance grès zonés-sable, grès psammites, micrites silteuse, argileuse... - Gradients variables ou discontinuités, dépendance du peuplement bio-

logique des distances de transport - Alternances varves et laminations, crues, tempêtes exceptionnelles, fonte des neiges, rythmes saisonniers, marées - Événements réguliers ou fortuits avec périodes de calmes, zones peu profondes relativement abritées, zones intertidales, estrans, arrières-récifs, mangrove, lacs glaciaires souterrains (faciès rubanés).

La présence de nombreux conglomérats dans les formations de *Kawara-Sindou* indique l'origine fluviatile de ce matériel charrié par des fleuves puissants qui se jetaient dans une mer peu profonde (grande abondance et diversité des rides de courants) par l'intermédiaire d'estuaires et de deltas (stratifications obliques ou entrecroisées). Ces conglomérats alternent avec des formations uniquement sableuses déposées au cours de phases climatiques plus stables. Les fentes de dessiccation souvent rencontrées sont la preuve de périodes d'assèchement du milieu aquatique. La fréquence de figures d'affouillement et de figures provoquées par des objets transportés par le courant montrent que les phénomènes d'érosion étaient fréquents et les régimes d'écoulement turbulents.

Certains de ces conglomérats sont-ils d'origine glaciaire ? Certains galets que nous avons observés dans les conglomérats entre Sindou et Loumana pourraient avoir cette origine : certaines faces de ces galets, par ailleurs parfaitement arrondies, indice dénotant un long transport, présentent une forme en fer à repasser pouvant provenir d'une tillite (?). Par contre le mégaconglomérat formant le substratum de la plaine, à Loumana, pourrait avoir un rapport avec la destruction de l'aulacogène mentionné par Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine (1978). Mais une brèche issue de mouvements tectoniques quaternaires donnerait le même résultat. On le voit, le problème reste entier et nécessiterait une mission pluridisciplinaire de géologues et de géographes.

La présence, au sommet du groupe inférieur, d'un conglomérat issu de la destruction des niveaux à stromatolites et d'abondantes fentes de dessiccation, indiquent encore à ce niveau de la sédimentation l'intervention de périodes d'émersion sous climat aride chaud (ou froid ?).

Les traces laissées dans les grès, comme les curieuses formes observées dans le conglomérat surmontant les stromatolites, n'ont pas permis de conclure à une origine biologique, malgré quelques ressemblances avec la faune d'Édiacara (fig. 99), mais restent cependant troublantes.

Le développement des stromatolites au sein de l'étage des silstones-argilites-carbonates indique probablement un réchauffement du climat et la présence d'une mer fortement salée, peu profonde et balayée par la marée qui assurait le transport et la répartition des sédiments dans la zone intertidale. Mais Bertrand-Sarfati, Fabre et Moussine-Pouchkine notent (1977) que la présence de stromatolites n'est pas une condition suffisante pour affirmer l'existence d'une zone intertidale, donc de marées, notamment en l'absence d'autres critères : polygones de dessiccation, chenaux... Cependant, il semble bien, d'après les reconstitutions paléogéographiques des paysages européens du Trias (récifs du Hoher-Göll, Autriche), que les anciens édifices récifaux à stromatolites se soient développés dans la zone d'arrière-récif battue par les marées.

Sur le plan de la tectonique, il est intéressant de noter que les datations effectuées sur des dolérites de la région de Banfora ont donné des âges permien (250 - 260 Ma) identiques aux âges obtenus dans le Gourma malien.

OUVRAGES ET PUBLICATIONS CITÉS

- ARNOULT (1961b) : *Étude géologiques des migmatites et des granites précambriens du Nord-Est de la Côte d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale*. BRGM. édit., Paris, mém. ; n° 3 : 175.
- BERTRAND-SARFATI J. FABRE J., MOUSSINE-POUCHKINE A. (1977) : *Aires cratoniques du Sahara*. BCREDP, 1 : 218-231.
- BERTRAND-SARFATI J. et MOUSSINE-POUCHKINE A. (1978) : *Mise en évidence d'une discordance du groupe de Bandiagara sur les formations sédimentaires du Précambrien supérieur (Gourma, Mali)*. C.R. somm. Soc. Géol., fasc. 2 : 598 - 61.
- BLANC J.J. (1982) : *Sédimentation des marges sédimentaires actuelles et anciennes*. Masson édit., Paris : 464.
- BOULET R. (1968) : *Étude pédologique de la Haute-Volta. Région Centre Nord*. ORSTOM, Dakar-Hann, 349 p., carte au 1/500.000°.
- DEFOSSEZ M. (1962) : *Contribution à l'étude géologique et hydrologique de la boucle du Niger*. Mém. BRGM, n° 13, édits. Technip., 174 p.
- FOUCAULT A. ET RAOULT J. F. (1980) : *Dictionnaire de géologie*, Masson, 334 p.
- GOMBERT PH. (1998) : *Synthèse sur la géologie de la série sédimentaire du Sud-Ouest du Burkina-Faso*. Progr. RESO, projet 7, ACP. BK. 017, IWACO-BURGEAP, Union européenne, Burkina-Faso, T. 1/9 : 57.
- GUILLOBEZ S. (1985) : *Milieux naturels du Burkina-Faso. Carte physiographique au 1.000.000°*. IRAT, progr. Milieu.
- GUILLOBEZ S., RAUNET M. (1979) : *Carte morpho-pédologique au 1/100 000°*. Haute vallée de la Volta Noire. Schéma directeur d'aménagement ; IRAT-- Rép. de Haute-Volta.
- HOTTIN G. ET O. F. OUÉDRAOGO (1975) : *Notice explicative de la carte géologique au 1/1 000 000° de la République de Haute-Volta*. Direct. Géol. mines, Ouagadougou, Burk.
- HUGOT G. ET CH. BLANC (1988) : *Analyse globale et conservation des milieux naturels*. Congr. intern. de géogr., Sydney, 25 p. dactyl., pl. photo.
- HUGOT G. ET BOUGÈRE J. (1983) : Découverte d'un niveau à galets mamelonnés dans les formations dolomitiques de Souroukoudingan (région de Bobo-Dioulasso). *Notes et doc. volt.*, 14/2, avril juin, Ouagadougou, Burk. : 1-28.
- HUGOT G. ET CARBONNEL J. P. (1986) : Le lapiaz de Souroukoudingan (Burkina-Faso) : un karst à microtouvelles d'âge supposé quaternaire. *Karstologia* n° 8 - 2° semestre : 31-38.
- JONQUET P. (1963) : *Prospection des dolomies dans le sédimentaire ouest-voltaïque*, BRGM, Bobo-Dioulasso.
- JUNG J. (1963) : *Précis de pétrographie*. Edit. Masson et Cie ;, Paris : 319.
- LEPRUN J. C. (1979) : *Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique occidentale sèche. Genèse-Transformation-Dégradation*. Strasbourg, mém. Soc. géol., n° 58 : 224.
- LOMBARD A. (1972) : *Séries sédimentaires. Genèse. Evolution*. Edit. Masson, 425 p., Paris.
- MONIOT E., PAYAUD B., SECHET P. (1977) : *Les bassins du fleuve Volta*. Coll. mono. hydrol., n° 5, ORSTOM : 513.
- OUÉDRAOGO C. (1983) : *Étude des formations sédimentaires du bassin précambrien supérieur et paléozoïque de Taoudenni en Haute-Volta*. Thèse 3° cycle, univ. Poitiers, fr. : 210.
- PALAUZI G. (1959) : *Contribution à l'étude géologique et hydrologique des formations primaires au sudan méridional et en Haute-Volta*. Haut commiss. Gén. A Dakar, Louis Jean impr., Gap, p. 209.
- PETIT M. (1994) : *Carte géomorphologique du Burkina-Faso au 1/1 000 000°*. Notice, 25 p. multigr., Inédit.
- PETTITJOHN F. J., POTTER P. E., SIEVER R (1987) : *Sand and Sandstone*. Edited by Springer Verlag, Berlin : 553.

RAUNET M. (1987) : *Carte des paysages morpho-pédologiques au 1/50 000^e. Projet Fara-Poura sud. Extension (2^e phase), rive gauche de la Volta Noire*. IRAT - Autorité pour l'Aménagement des vallées des Volta.

2. LES RÉGIONS SAHÉLIENNES

Au nord de l'isohyète 500-600 millimètres commence le domaine sud-sahélien qui ne diffère visuellement du reste du pays que par la transformation de la végétation, mais aussi, en partie, de la nature du substrat : à la savane soudanienne succède la steppe où les densités humaines se relâchent sur des territoires largement envahis par le sable éolien (1/3 de l'Oudalan). Cette composante sableuse témoigne de l'extension méridionale des conditions désertiques au sud du Sahara à l'époque ogolienne. Ce domaine se prolonge vers le nord du Burkina-Faso, jusqu'au 15^e parallèle.

De part et d'autre du méridien 1^o de longitude O, s'opposent de vastes surfaces de socle sous la forme de buttes granitiques, de glacis cuirassés et de massifs schisteux métamorphisés, relevant du système birrimien à l'ouest et à recouvrement sableux à l'est, dont de grands cordons dunaires orientés est-ouest, les plus longs s'étirant sur plusieurs centaines de kilomètres jusqu'au plateau de Bandiagara. Il s'agit de la région de l'Oudalan sableux qui s'oppose aux massifs cristallins du Djelgodji, région de Djibo et du nord Yatenga et de l'Aribinda, région relevant des provinces du Soum et de l'Oudalan (fig. 105).

Les régions sahéliennes du Burkina-Faso sont séparées du fleuve Niger par le Gourma malien, région représentée par des séries sédimentaires dominantes vers le sud, une ample dépression périphérique, le Mondoro, qui borde au nord le Djelgobi et l'Aribinda et le bas-Gourma, prolongement nord de l'Oudalan. La rivière Béli, qui prend le nom de Gorouol au Niger, (mot signifiant d'ailleurs en foulfouldé l'"axe principal de drainage"), sert approximativement de frontière avec le Mali.

Au nord du 14^e parallèle, le Burkina-Faso est traversé par des cordons dunaires orientés NE-SO à NNE-SSE que l'on peut suivre de part et d'autre au Niger et au Mali. Pouvant atteindre plus de 200 kilomètres de long, ils n'ont que quelques kilomètres de large et 20 à 30 mètres d'épaisseur (fig. 100). Au Burkina-Faso, ils représentent tous un profil en travers dissymétriques, avec un versant raide au nord et une pente douce au sud. Leur sommet est généralement convexe. Ils présentent des états de surface variés (monticules, collines à disposition transverse ou oblique) qui en font des édifices complexes comme celui de la région de Dori. Les cordons dunaires ont désorganisé, au cours de la grande période aride de l'Ogolien, l'ensemble du réseau hydrographique, créant des lacs de barrage comme ceux de Dori, Soum ou Oursi (fig. 101).

2.1. LA RÉGION D'OURSIS

Elle a donné lieu, durant plusieurs années depuis 1974, à un très important programme intégré de recherches confié à l'ORSTOM (aujourd'hui IRD) qui en

a publié les résultats dans plusieurs rapports (Claude, Grousis, Milleville, 1991) ainsi qu'une carte géomorphologique dressée par Joly et Dewolf (1980).

Oursi est une petite bourgade de sédentaires Songhaïs logée entre un erg vif d'origine anthropique récente (de Wispeleare et Toutain 1976) et une des mares pérennes les plus importantes de l'Oudalan, la mare d'Oursi.

2.1.1. LA MARE D'OURSI ET SON BASSIN VERSANT

D'une superficie de 263 kilomètres-carrés, le bassin versant est alimenté essentiellement par les eaux de ruissellement qui s'écoulent entre les mois d'avril et d'octobre. En dehors de cette période, la mare se réduit à une série de petites dépressions résiduelles.

Joly, Dewolf et Riou (1980) ont étudié l'évolution géodynamique actuelle du bassin versant. Morphogenèse et pédogenèse sont difficiles à dissocier. La première relève des conditions arides actuelles, alors que la seconde témoigne de phases tropicales anciennes plus humides avec migrations importantes du fer à partir des massifs gabbroïques proches (Kolel), et façonnement de longs glacis vers le nord à partir d'un réseau hydrographique exoréique. Ces glacis à évolution ferrallitique, ou surface fondamentale, ont été démantelés au cours de l'aridification du climat en une série de buttes cuirassées et d'inselbergs granitiques, mettant en place la surface fonctionnelle actuelle.

Les glacis représentent un des traits essentiels de l'organisation des espaces sahéliens : glacis de piémont, glacis autonomes ou glacis d'interfluves se raccordant ou non à un commandement (Riou 1990).

C'est au cours de l'évolution quaternaire récente que s'est mis en place le système dunaire ONO-ESE qui a désorganisé tout le système hydrographique et a provoqué la formation des mares endoréiques.

Les sables éoliens ne sont pas les seules formations superficielles à fossiliser le socle : sédiments protérozoïques, colluvions et altérites affleurent largement entre les cordons dunaires, provenant des massifs environnants et de l'altération des roches *in situ*.

Un autre aspect caractérisant le bassin versant, et généralisé à tout le Sahel, est l'aspect des géosystèmes rocheux (fig. 103). De la pédiplaine, qu'elle soit nue ou oblitérée par les formations superficielles énoncées plus haut, émergent des massifs de roches noirâtres, voire métallifères – gabbro et magnétite de Tin Edjar ou de Kolel – des chaos de boules comme ceux de Déou, des collines à entablements cuirassés, ou encore des échines de quartz à tourmaline noire ou de schistes. Plus à l'ouest vers Aribinda, les dômes granitiques sont jonchés de tors.

2.1.2. L'ERG D'OURSI

Le cordon dunaire paléoclimatique sur lequel s'est édifié l'erg d'Oursi constitue la limite nord du bassin. Il oppose un barrage naturel aux écoulements qui créent et entretiennent la mare.

Le cordon dunaire ogolien s'étend d'est en ouest sur 170 kilomètres pour une largeur d'à peine trois kilomètres. L'erg vif récent qui s'est édifié, d'origine anthropique (Dewispeleare et Toutain 1980), présente une physionomie qui peut

surprendre à une telle altitude. Il témoigne d'une dynamique éolienne contemporaine active déclenchée par une mise en culture ancienne ainsi que par l'action du surpiétinement par les troupeaux des pasteurs nomades Tel Tamachek et Peuls qui vivent au nord du cordon dunaire qu'ils traversent chaque jour avec leurs troupeaux. La superficie des dunes est passée de 22 hectares en 1955 à 89 hectares en 1974, puis à 250 hectares un an plus tard, soit douze fois la superficie de 1955 et trois fois celle de 1974. Aujourd'hui, les zones de dénudation locales mordent aussi bien sur la steppe herbeuse que sur la steppe arbustive. Les dunes formant l'erg sont des édifices à disposition transverse, collinaire et monticulaire. On trouve également des dunes triangulaires en forme de fer de lance dont la pointe est toujours orientée vers l'est, avec une ouverture dirigée vers l'ouest indiquant une alimentation sableuse selon une trajectoire est-ouest. Mainguet et Callot (1978) estiment qu'il s'agit là d'une forme de dégradation "en vol de canards" des barkhanes classiques.

2.2. LA RÉGION DE TIN EDJAR

Tin Edjar représente la colline la plus élevée de l'Oudalan (498 m), située à une dizaine de kilomètres à l'ONO d'Oursi, en direction de la mare de Soum. Nous avons donné en 1979 (Bougère et Hugot 1979), une description des unités de paysage que nous rappelons ici : un glacis colluvial (pente de 1 à 3 %) sous-tendu par une cuirasse ferrugineuse d'où émerge parfois le socle dont les témoins présentent de nombreuses formes de détail témoignant de dynamiques et de processus variés, des cordons dunaires orientés ONO-ESE à la topographie ondulée, aux interfluves convexes se raccordant à des concavités adoucies, des espaces inter-dunaires où se sont logées des mares de barrage dunaire, dont celle de Tin Edjar née de la désorganisation du réseau hydrographique.

Une comparaison entre des photographies de deux missions aériennes, celle de 1955-56 et celle de 1974, nous a permis de faire les observations suivantes sur les dunes fixées : entre ces deux dates, des modifications importantes sont intervenues : accroissement du réseau de pistes par surpiétinement des troupeaux se dirigeant vers la mare, accroissement des entailles sur le rebord de la dune, élargissement de la zone dégradée autour de la mare. Sur le terrain nous avons pu observer que, sur les pistes suivies par les troupeaux, le sable est pulvérulent en saison sèche, et en saison des pluies le piétinement est relayé par le ruissellement ; des ravines et ravineaux sont encore visibles en fin de saison sèche. Les entailles peuvent atteindre 40 à 70 cm, parfois sur 1 mètre de large. Les touffes de graminées, isolées et déchaussées par le ruissellement, bloquent du sable éolien en saison sèche sous forme de petites nebkhas. De plus, sur les parcelles récemment mises en culture sur le sommet de la dune, le sarclage active les effets du ruissellement, d'où la formation de croûtes de battance, le déchaussement des touffes de graminées, l'accumulation de sable éolien et, par voie de conséquence, la disparition du tapis graminéen, autant de symptômes inquiétants de rhexistasie.

2.3. LA RÉGION DU BÉLI

La pédiplaine montre un paysage de dunes et de regs argilo-sableux rougeâtres traversés d'est en ouest par un *gorouol*, le Béli, axe hydrographique exoréique, affluent du Niger se présentant comme une suite de mares qui ne communiquent entre elles qu'au moment de la saison des pluies, de la mi-juillet à la fin octobre. Au cours de la saison sèche, l'évaporation intense assèche progressivement la plupart des mares : seule celle de Tin Akof, à quelques kilomètres de Tin H'rassan est pérenne.

Ces mares sont généralement remplies d'alluvions argilo-sableuses de quelques mètres d'épaisseur. La présence de montmorillonite façonne des reliefs gilgaï comme ceux que nous avons pu observer dans le fond de la mare de Soum dans le courant du mois de mars.

De chaque côté du Béli affleurent des roches calcaires et dolomitiques qui marquent la terminaison méridionale du bassin du Gourma. Par suite de l'expansion des épandages et des sables dunaires, ces affleurements restent rares et ne forment pas dans le paysage de reliefs notables : seules, des dalles sont visibles au ras du sol, ainsi que des chicots de quelques centimètres à 1 mètre de hauteur.

2.3.1. LES SECTEURS DE TIN DIOULAF ET TIN AKOF : DES FACIÈS ROCHEUX DE BORD DE BASSIN

Dans la région de Tin Akof, les formations du Gourma (séries d'Irma-Béli et de Oualo-Sarniéré) pourraient atteindre 1 500 mètres d'épaisseur (Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati 1978). Des *schistes argileux et calcaires* relevant du système birrimien auraient eu une large extension mais n'affleurent que rarement du fait de leur faible résistance à l'érosion. Une grande partie des dépressions et des plaines alluvionnaires ou latéritiques serait due à ce faciès surmonté par les calcaires et dolomies à stromatolites associés à des brèches intraformationnelles du type de celles que nous avons observé en pays Sembla. À Tin Akof, Delfour avait déjà supposé en 1965 que ces curieuses structures circulaires affectant les calcaires pouvaient être des restes d'activités organiques, des stromatolites du genre *Collenia*. Cette formation affleure de part et d'autre du Béli (fig. 104).

La formation détritique à *grès, quartzites et conglomérats* surmontant les stromatolites forme de petits massifs allongés SE-NO grâce à leur résistance. Les stratifications obliques indiquent un milieu fluviatile à fluvio-marin, et leur plissement une tectonique assez violente de compression.

Ces formations du Béli auraient subi par la suite, des remaniements, des imprégnations siliceuses et des phases tectoniques visibles aujourd'hui sous la forme de *brèches gréseuses, siliceuses de quartz* et de *jaspes* en blocs épars au ras du sol, isolés ou au milieu des *dolomies* et des *quartzites*...

Selon Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati (1978), l'ensemble de ces formations pourrait se classer en trois phases : une phase clastique de base, une phase carbonatée différenciée et une phase clastique continentale. La bordure sud

du Gourma représenterait les formations d'une ancienne plateforme continentale dont le talus aurait été situé au nord d'Hombori (Mali).

L'aire sédimentaire subsidente du Gourma correspond à une vaste anomalie gravimétrique positive (Bayer et Lesquer 1978) se présentant au sein du craton ouest-africain comme une zone triangulaire SSO-NNE perpendiculaire à la zone de suture panafricaine : c'est l'aulacogène du Gourma.

De Fadar-Fadar jusqu'à Tangorem (Mali), de part et d'autre du Béli, on peut observer de rares affleurements de calcaire et de dolomie par suite des recouvrements argilo-sableux ou des dunes de l'épisode ogolien.

CONCLUSION

L'Oudalan représente une région très originale du Burkina-Faso : il s'agit d'un pays de sable parsemé de lacs, de barrages dunaires, et parcouru par quelques groupes nomades soumis à un climat sahélien typique caractérisé par une très longue saison sèche et une saison pluvieuse de trois à quatre mois, mais très irrégulière.

La végétation est caractérisée par une steppe à épineux où la place des graminées est dominante grâce à l'étendue des sols légers. C'est la seule région du Burkina-Faso à ne pas subir la pratique des feux.

Géologiquement, le Sahel burkinabé appartient aux formations méridionales du bassin du Gourma (8 000 m de dépôts) qui reposent sur un socle vieux de 2 à 3 milliards d'années. Ces formations sédimentaires de bordure (formation dite du Béli) sont représentées par des dépôts carbonatés reposant sur des grès de base. C'est dans ces dépôts carbonatés que Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati ont décrit, entre 1978 et 1983, dans la région de Tin Hrassan et Tin Dioulaf, une dolomie à stromatolites surmontée d'un phase élastique. Ainsi, la bordure sud du Gourma représenterait, comme la phase carbonatée biogène du pays sembla, une ancienne plateforme continentale caractérisée par sa zone intertidale en bordure du massif du Liptako. La grande profondeur du bassin du Gourma serait en relation, selon les géologues, avec l'ouverture d'un océan pré-panafricain avorté avant que se produise une "océanisation".

La caractéristique géomorphologique de la région est l'existence de longs cordons dunaires au nord du 14° degré de latitude N. Ces cordons ont été mis en place au cours de la période ogolienne qui fut une grande phase aride installée à la fin du Pléistocène ; elle a édifié, de la Mer Rouge jusqu'à l'Atlantique, une série d'ergs aujourd'hui fixés, plus ou moins pédogénésés et soumis à de fortes pressions démographiques qui, en moins de cinquante ans, ont contribué à les dégrader et parfois à les transformer en ergs vifs. C'est ce qui s'est passé avec l'erg d'Oursi ou celui de Tin Edjar (Bougère et Hugot 1979) qui offrent aujourd'hui de véritables paysages sahariens.

Ces cordons dunaires, qui correspondent à une direction prépondérante des vents, se sont vraisemblablement installés sur d'anciens axes hydrographiques comme le laisse supposer la présence de sables grossiers et de graviers de quartz sous le système dunaire de Markoy (Petit 1994). Ces cordons ont désorganisé le

réseau hydrographique post-ogolien : les écoulements, hiérarchisés en amont, se perdent et disparaissent en aval dans des bas-fonds inondables vite asséchés.

Comme dans toutes les régions du pays, le paysage est parsemé de buttes et de reliefs variés issus du socle basique ou granitique et des paléosurfaces à entablements cuirassés raccordés aux talwegs des bas-fonds par de longs versants glacis (60 % de l'Oudalan) défoncés par le ravinement.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BAYER R., LESQUER A. (1978) : Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton ouest africain : géométrie d'une suture panafricaine. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XX, 6 : 863-876.
- BERTRAND-SARFATY J, MOUSSINE-POUCHKINE A ; (1980) : *Mise en évidence du groupe de Bandiagara sur les formations sédimentaires du Précambrien supérieur (Gourma, Mali)*. C. R. Somm. Soc géol. Fr., fasc. 2 : 59-61.
- BOUGERE J, HUGOT G. (1979-1) : Le piétinement par le bétail, facteur de dégradation des pâturages. L'exemple de la dune de Tin Edjar (Haute-Volta). *Rev. photo-interpr.*, n° 1, fasc. 5-6b, édit. Technip, Paris : 33-45.
- CLAUDE J., GROUZIS M., MILLEVILLE P. (1991) : *Un espace sahélien : la mare d'Oursi, Burkina-Faso*. Edit. de l'ORSTOM : 241.
- DELFOUR J. (1965) : *Géologie de la partie nord du cercle de Dori (Haute-Volta)*. Rapp. inédit BRGM, BOB 65 A 27, Bobo-Dioulasso : 20.
- DEWISPELAERE G., TOUTAIN B. (1976) : Un exemple de dégradation du couvert végétal sur une dune continentale fixée dans le Sahel voltaïque entre 1955 et 1975. *Rev. de photo-interprét.* n° 3, 2 : 1-7.
- GROUZIS M. (1988) : *Structure, productivité et dynamique des systèmes écologiques sahéliens (mare d'Oursi, Burkina-Faso)*. Études et thèses, ORSTOM, Paris : 336.
- JOLY F., DEWOLF Y., RIOU G. (1980) : *Le bassin de la mare d'Oursi. Étude géomorphologique et géodynamique. Contraintes naturelles*. Univ. Paris VII, Labo. de géogr. phys. : 65.
- MAINGUET M. ET CALLOT Y. (1978) : *L'erg Fachi-Bilma*. Mém. et doc. du CNRS n° 18 : 184.
- MOUSSINE-POUCHKINE A, BERTRAND-SARFATI J. (1978) : Le Gourma : un aulacogène du Précambrien supérieur ? *Bull. Soc. Géol.*, (7), XX, 6 : 851-857.
- PETIT M. (1994) : *Notice de la carte géomorphologique du Burkina-Faso au 1/1 000 000^e*. Avec coll. Da E. C. et G. Grandin, 23 p. inédit.
- RIOU G. (1990) : *L'eau et les sols dans les systèmes géotropicaux*. Coll. géographie. Masson édit., Paris : 222.
- ROCY J. (1966) : *Les calcaires de Tin Hrassan (cercle de Gorom-Gorom)*. Contribution en nature du gouvernement de Haute-Volta au projet du PNUD "Développement minier du Nord-Est". Direct. Géol. Mines, 18 p. dactyl.
- TROMPETTE R. (1973) : *Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudenni, Afrique de l'Ouest)*. Un exemple de sédimentation de craton. Étude stratigraphique et sédimentologique. Labo. Assoc. CNRS. n° 132, sér. B, n° 7, S¹-Jérôme, Marseille, 3 : 702.

3. LE GOBNANGOU

À la frontière du Bénin et du Mali, dans l'extrême sud-est du pays, dans les provinces de la Tapoa et de la Kompienga, le socle est fossilisé, comme dans l'ouest du pays, par la couverture sédimentaire du Précambrien supérieur (Éocambrien). Celle-ci longe la frontière du Bénin du côté burkinabé, formant un mince plateau gréseux, le "massif du Gobnangou", orienté NO-SE avec un prolongement important au Ghana. La région, peuplée de Gourmantché, renferme

les principaux parcs et réserves de chasse du pays dont ceux de l'Arli et du W (Hugot et Blanc 1995) (fig. 106).

Le massif du Gobnangou (fig. 107), prolongé vers le sud-ouest par celui de Madjoari, est une unité bien individualisée, d'une soixantaine de kilomètres de long, large de 5 à 15 kilomètres, dominant la plaine granitique du Gourma au nord-ouest et la plaine schisteuse de la Pendjari au sud-est. Le massif culmine à 365 mètres entre Tambaga et Maadaga. Partout, le plateau dépasse les 300 mètres d'altitude, accusant une inclinaison du nord-est vers le sud-ouest ; l'altitude de la plaine évolue d'un bout à l'autre, de 166 mètres au campement d'Arli à 291 mètres à Tansarga.

De part et d'autre, le massif est limité par un escarpement unique, à physiologies multiples en fonction de la lithologie et de la tectonique. L'inclinaison générale vers le sud-est engendre une dissymétrie très nette qui, alliée à une simplicité structurale, fait du Gobnangou une région peu originale par rapport au plateau de Bobo-Banfora. Les paysages du Gobnangou sont âpres, sévères, desséchés, monotones, et n'offrent pas à l'étonnement les formes spectaculaires que l'on pourrait attendre de roches gréseuses restées en altitude : ici, point de coupes comme celles de Fabédougou, ou d'"aiguilles" comme celles de Sindou ou encore de corniches imposantes. Ces formes, quand elles ne constituent pas un paysage, perdent tout intérêt pour celui qui ne recherche que le pittoresque. Cependant, les traces visibles du passage du glacier éocambrien en font une région fort intéressante qui mérite l'attention des géographes et des géologues.

3.1. LA RÉGION D'ARLI (fig. 109)

Arli est un campement de chasse situé en bordure de la réserve nationale du même nom, à l'extrémité sud-ouest du massif. Un petit aéroport permet d'y accéder à partir de Ouagadougou mais la région est accessible par la route et la piste, soit par l'ouest en passant par Pama, soit par l'est en direction de Kantchari et Diapaga par la RN 19. La région est également accessible par le Bénin (Bani-koara, pour rejoindre les cascades de Koudou, Tanougou pour rejoindre Arli par les mares aux hippopotames, Porga qui abrite un grand campement de chasse) et, bien entendu, par le Niger.

À hauteur du campement, Arli est dominé par une masse de grès peu élevée et très démantelée offrant un paysage chaotique dans lequel il est difficile de différencier ce qui est en place de ce qui ne l'est plus. De ce chaos émerge une colline d'une trentaine de mètres de haut au modelé confus, formée de très gros blocs dont la disposition a été visiblement bouleversée par la tectonique. L'observation a montré que le pendage des strates gréseuses est tout à fait vertical de la base au sommet. Le substratum lui-même, entre le campement et la colline, présente une succession de strates très inclinées, comme si tout le secteur avait basculé (fig. 110). L'examen de la photographie aérienne (Madjoari NC-31-XX) suggère d'ailleurs la présence d'une faille nord-sud qui serait responsable de la disposition particulière des sédiments dans ce secteur. La faille longue, à 5 kilomètres au nord du campement, une butte témoin gréseuse (fig. 108), la butte de Pagou, reposant en discordance sur le socle granitique ; il s'agit d'un

petit plateau de 1 kilomètre de long et 500 mètres de large, incliné vers le sud-est et formé par un empilement de couches se réduisant vers le haut, formant ainsi une corniche abrupte vers le nord.

À hauteur de l'aérodrome, en direction du nord-est, l'escarpement se redresse, reprend de la vigueur avec l'apparition d'une corniche verticale surmontant un talus d'éboulis à pentes raides. Ce schéma d'escarpement bipartite se retrouvera tout le long du parcours d'Arli à Tambaga, sur le côté nord du plateau, avec seulement quelques variantes.

La corniche accuse une puissance d'environ 20 mètres. Elle s'est développée dans des grès abondamment stratifiés, mais avec des strates d'épaisseur très inégale et de dureté variable favorisant l'érosion différentielle donnant abris sous-roche ou surplombs. La roche, claire et peu patinée, présente de nombreuses traînées verticales noirâtres, résultat des écoulements internes de la saison des pluies (juillet-août) s'effectuant par l'intermédiaire des joints de stratification. De petits *embayments* rompent localement la linéarité de l'escarpement, favorisant le développement de reliefs ruiniformes.

Le talus sous-jacent à la corniche présente une pente de 30 à 35° ; il est particulièrement bien développé lorsque l'on quitte Arli, pavé d'éboulis en forme de dalles orientées dans le sens de la pente qu'elles recouvrent entièrement. Le profil est rectiligne (versant réglé) et ne semble plus évoluer dans les conditions climatiques actuelles, comme semble le montrer la couverture arborée assez dense.

Le contact corniche-talus se fait soit de façon brutale lorsque la corniche ne forme qu'un bloc reposant directement sur le talus d'éboulis, soit de façon plus progressive, les grès massifs de la corniche passant à un soubassement de grès en plaquettes surmontant le talus d'éboulis.

C'est près d'Arli que Francisque a noté (1968) la présence de roches en boules montrant au microscope des grains arrondis cimentés par de la *calcédoine*. L'auteur conclut : « *La roche serait une perlite ; il semble donc qu'il y aurait eu une phase volcanique synsédimentaire.* » (p. 28)

Au sud d'Arli, le même auteur indiquait des formations schisteuses parfois très plissées. Il s'agit de plissements synsédimentaires souvent très redressés au contact des failles qui ont affecté la région. Les schistes sont vert clair, à débit en plaquettes. Sur la Pendjari, rivière qui marque la frontière avec le Bénin, des lentilles gréseuses au sein des schistes donnent des rapides à l'affleurement. Les dalles de grès sont découpées en faciès particulier, le faciès "miche de pain" (fig. 110). Les bancs schisteux apparaissent de plus en plus plissés à l'approche des formations atacoriennes : il s'agirait de figures de charge ou *flood casts* présentant une alternance de lits clairs et de lits sombres.

À l'ouest d'Arli, on peut observer des affleurements peu importants de *phosphate* sous la forme de petites collines basses et d'affleurements au sol. Le gisement se trouve à environ 2 kilomètres au sud-ouest du campement de chasse, au sein de *phthanites* et de *jaspes* qui surmontent le calcaire dolomitique. Une coupe effectuée par l'auteur a montré de haut en bas (fig. 111) :

NIVEAU	ÉPAISS. (m)	DESCRIPTION
5	2 à 3	Phosphates oolithiques à très rares grains de quartz.
4	6 à 8	Phosphates oolithiques (0,1 à 0,5 mm) de couleur gris-clair à brun, à patine brune, à débit en boules, renfermant des galets de silixite, des grains de quartz et des oolithes noires ou gris-sombre.
3	5 à 20	Silixite rouge à noire, débit en plaquettes.
2	3	Calcaires jaune clair à rose, sub-horizontaux, diaclasés et présentant une altération à figure chagrinée.
1	—	Socle granito-gneissique en grosses boules (desquamation).

L'analyse microscopique des phosphates a montré la présence de grains grossiers formés par plusieurs auréoles d'agrégats granulaires d'apparence biologique rappelant les stromatolites trouvés par Buschunski (1964), Keyser et Cook (1970) dans d'anciennes phosphorites (in : Lucas, Prévot et Trompette 1980).

Entre Arli et Yobri, quand on remonte vers le nord-est par le piémont nord occidental, le talus perd de son ampleur pour disparaître presque totalement dans certains secteurs où la corniche elle-même ne subsiste plus qu'à l'état de lambeaux ruiniformes. Mais quand la corniche a gardé de sa vigueur, elle apparaît très démantelée par un réseau dense de diaclases à disposition orthogonale. Sur le talus, la densité des éboulis y est aussi plus importante.

À Saborkouéri, petite localité située à quelques kilomètres d'Arli, l'escarpement forme une véritable "muraille" disposée en hémicycle, lui-même incisé par une série de petits amphithéâtres, aboutissement d'écoulements torrentiels sporadiques typiques des grès. Un réseau dense de diaclases verticales se répète de façon assez constante. L'escarpement évolue par éboulements de larges pans de roche et par exploitation des joints de stratification. Dans certains secteurs, des éboulis monumentaux fossilisent la moitié inférieure de la corniche dont la puissance de commandement est de 70 mètres environ. Tous ces éboulis ne sont plus actuels, bien que les traces d'écoulement soient partout présentes sur la corniche. Au-dessus du talus d'éboulis, d'importantes cavités témoignent du comportement pseudo-karstique des grès (*résurgences*) qui se manifestait par d'anciens écoulements souterrains puissants (fig. 112).

Des forêts de sources occupent la majorité des petits amphithéâtres qui incisent le rebord de la corniche ; elles sont le refuge de nombreux oiseaux dont des pintades de rochers, des petits calaos, des serpents et de nombreuses abeilles dont l'activité est intense.

3.2. LA RÉGION DE YOBRI (fig. 113, 114, 115)

Yobri est un gros village gourmantché qui fait suite, vers le nord-est, à celui de Saborkouéri, logé dans un vaste rentrant du plateau. On y accède facilement depuis Arli, Tansarga ou le massif de Namounou.

Depuis le centre du village, on accède à l'escarpement par une zone de bas-fonds argilo-sableux cultivés en rizières pluviales et en parcelles de mil. En amont, un glacis plus ou moins encombré de blocs gréseux le raccorde au talus.

Celui-ci est bien développé et recouvert de vastes amas de blocs mélangés à des dalles de volume métrique. La roche en place n'est pas visible.

Les torrents dévalant de l'escarpement pendant la saison pluvieuse s'étalent dans les bas-fonds très évasés. Les sources, nombreuses, sont soulignées par des concentrations denses de végétation arborée faisant des tâches sombres tout au long de l'escarpement.

De part et d'autre du vaste hémicycle de Yobri, l'escarpement se présente de façon dissymétrique. Au sud-ouest, le talus est largement développé sous une corniche d'une vingtaine de mètres de commandement. De la corniche se détache un promontoire arrondi dont l'origine est sans doute liée à une diaclase courbe. Ce promontoire domine un profil convexo-concave dû à la présence du socle cristallin sur lequel repose les grès du tiers supérieur de la corniche. (fig. 113). La roche du socle est formée de gros minéraux prismatiques, noirâtres à verdâtres à la base, sans doute une *amphibole*, devenant *granito gneissique* au sommet.

Le revers du plateau qui domine Yobri présente un paysage très minéral. Les blocs formant la corniche sont découpés par des diaclases organisant des vallons à fond plat qui se recoupent à angle droit. En arrière, ces blocs deviennent chaotiques et parsèment des dalles à nombreuses rides de courant. Les sols sont rares et minces. De faibles incisions linéaires concentrent les écoulements qui se dirigent vers le rebord de la corniche découpée en V par le croisement de diaclases à disposition orthorhombique.

À quelques centaines de mètres en arrière du village, on peut apercevoir, à une vingtaine de mètres au-dessus de la base du talus, adossés contre la paroi verticale de la corniche, les vestiges d'habitations de populations pré-gourmantché (fig. 115), les *Tankamba*, affiliés aux *Somba* du Bénin. Immédiatement au-dessous, des dalles monumentales provenant de niveaux supérieurs de la corniche, non localisées, montrent de belles surfaces à figures polygonales laissées en relief, de 10 à 15 centimètres de diamètre et 2 à 3 centimètres d'épaisseur, légèrement bombées et réticulées (fig. 66). Ces figures sont similaires aux figures décrites par Palausi (1954) dans la région de Sindou, près de Banfora. Comme nous l'avons déjà mentionné plus haut, il pourrait s'agir de fentes de retrait issues de conditions désertiques chaudes ou froides (ambiance climatique périglaciaire contemporaine de la glaciation éocambrienne ?). Légèrement en contrebas, sur le glacis argilo-sableux, une dalle de 10 mètres de long et de 25 centimètres d'épaisseur, totalement fragmentée, forme un bombement de 1,5 mètre de haut (fig. 114). La disposition même des fragments pourrait laisser supposer que la fragmentation s'est effectuée lentement sur une dalle en place se déformant sous l'effet d'un changement de volume du sol sous jacent, phénomène pouvant se ramener à une action du gel cambrien (?). Un tel processus sous-entend un démantèlement précoce de la corniche, ce qui ne fut pas le cas si l'on considérait que l'escarpement gréseux a vu le jour au cours du Cénozoïque.

Entre Yobri et Tambaga, la corniche a considérablement perdu de son ampleur, accusant un commandement de quelques mètres seulement. Celle-ci peut avoir disparu, donnant à l'escarpement une allure convexe. Le talus est peu développé et repose sur les migmatites basiques dont on retrouve des boules dans le village de Tambaga.

Entre Tambaga et Pentaga, Le Stanguennec a observé et décrit (1967) des grès *arkosiques* et des *conglomérats* de base formant un petit escarpement montrant, du sommet vers la base :

NIVEAUX	ÉPAISS. (m)	DESCRIPTION
7	2	Grès blancs à grains fins.
6	0,1	Conglomérats à éléments arrondis de 6 centimètres de diamètre et à ciment argilo-sableux.
5	2	Grès blanc à stratifications entrecroisées et à galets d'amphibolite.
4	1	Conglomérat à très gros éléments arrondis (20 à 40 cm) très bien roulés, à ciment gréseux fin.
3	2	Grès à stratifications entrecroisées.
2	3	Conglomérat à éléments de 6 à 8 centimètres et à ciment fin.
1	2	Grès à galets de quartz de 2 à 4 centimètres de diamètre et à ciment ferrugineux, transgressif sur le socle.

Il n'est pas étonnant de trouver des grès arkosiques à la base de la formation, le bassin voltaïque étant situé à proximité du massif birrimien. Le Stanguennec (1967) précise la présence de *muscovite* et de *feldspaths* peu roulés. Quant aux grès, ils rappellent à l'auteur les grès de Bobo-Dioulasso.

3.3. LA RÉGION DE TANSARGA-KODJARI (fig. 117, 118, 119, 120, 121, 122, 123, 124)

Tansarga marque l'extrémité orientale du massif du Gobnangou qui présente un aspect très différent des autres secteurs. Les grès (*grès-quartzites*) y forment un ensemble homogène sous la forme d'une corniche sans talus, très réduite, organisée en une série de collines lanierées et de collines en "dos de tortue" à sommets convexes, de 4 à 5 mètres de haut au-dessus du village. La base des versants, verticale, se raccorde brutalement à des couloirs étroits à fond plat, calqués sur le réseau de diaclases de direction N 130° et N 50°, suspendus à près de 2 mètres au-dessus de la plaine sableuse de Tansarga (effondrement, érosion ?). Les blocs, très émoussés, présentent une forte coloration noirâtre (lichens, sels métalliques) ainsi que de très nombreuses aspérités leur donnant parfois une allure d'artéfact conglomératique. De couleur variable, les grès visibles au-dessus de Tansarga ont subi une intense rubéfaction qui se matérialise par des encroûtements ferrugineux et une coloration rougeâtre des grains formant la roche.

L'épaisseur totale des *grès quartzites* de Tansarga a été évaluée par les géologues à 500 mètres dont 280 sont visibles à la surface. Ces grès, inclinés vers le nord-est reposent en discordance sur le socle birrimien. Les niveaux de base sont microconglomératiques ; ils se présentent en bancs d'épaisseur métrique à stratifications obliques.

Le géologue béninois P. Affaton a étudié dans le détail les formations géologiques du Gobnangou. Il a effectué (1973, 1987) au-dessus du village de Tansarga, la coupe suivante de bas en haut, de direction nord-ouest- sud-est :

NIVEAUX	ÉPAISS. (m)	DESCRIPTION
1		Grès quartzite gris blanc, fin, probablement non en place.
2		Sol sablonneux, argileux, gris jaune.
3	8 à 10	Grès quartzite fin, kaolinique, saccharoïde, blanc, peu kaolinique, se présentant en mouches blanchâtres. Le niveau accuse un pendage de 8° vers le sud-est.
4		Idem niveau 3, en dalles horizontales.
5	20 à 25	Idem niveau 4, avec rides de courant et grandes stratifications obliques. Pendage de 14° vers le sud.
6	15 à 18	Idem niveau 5, fin.
7	35 à 40	Idem niveau 6.
8	45 à 50	Idem niveau 6, moyen, de couleur jaunâtre à rougeâtre, dur en surface mais très faible à la cassure, donnant un paysage moutonné en "dos de tortue". Sur l'une des collines, on a pu observer une série de rainures (stries glaciaires ?) (observ. Hugot). Ce niveau semble en discordance sur le niveau 7.
9		Sol sablonneux.
10	8 à 10	Idem niveau 8, fin, massif.
11	80 à 90	Idem niveau 7, moyen.
12	12 à 15	Idem niveau 11, moyen, saccharoïde, gris jaune en gros bancs à stratifications obliques et rides de courant.
13	8 à 10	Idem niveau 12, jaunâtre, peu penté.
14	10 à 12	Idem niveau 12, rougeâtre.
15	6 à 8	Idem niveau 12, kaolinique, gris blanc à rougeâtre, dur, faiblement penté vers le sud-est. Au droit de ces grès, rainures parallèles de direction N 103° et N 112°, petites rigoles dissymétriques, crochons de faille sur un petit escarpement de même direction.
16		Conglomérat hétérogranulaire (2 à 50 mm) de graviers et granules provenant du substratum et consolidés par du sable moyen et des oxydes et hydroxydes de fer, ce qui donne l'aspect d'une cuirasse ferrugineuse en place sur le grès quartzite du niveau 15.
17		Conglomérat polygénique à galets de grès quartzite, quartzites, gneiss et granite hétérogranulaire (2 à 200 mm) à cailloux striés et souvent en forme de fer à repasser (tillite). Matrice composée de sables moyens et d'oxydes et hydroxydes de fer. La partie supérieure de ce niveau est latérisée.
18		Éboulis de silicite et de cuirasse ferrugineuse.
19		Cuirasse ferrugineuse rouge sombre et très poreuse.

Les grès de Tansarga sont des grès quartzites moyens à fins, kaoliniques et saccharoïdes à stratifications obliques et à rides de courants. Deux niveaux (8 et 15) portent des rainures assimilables à des stries glaciaires et un niveau conglomératique (niveau 16 sup.) renferme des galets typiquement glaciaires en "fer à repasser". Cette disposition est identique à celle que l'on peut observer dans le secteur de Bali, non loin de Tansarga. (tillite sur plancher strié). Une autre coupe a été effectuée au-dessus de Kodjari par P. Affaton (1973), au sud-ouest de Tansarga ; elle a montré un niveau calcaire à *glauconie* au-dessus de la tillite et en dessous des niveaux phosphatés de Kodjari.

La présence de *glauconie* au sein de la couche calcaire pourrait préciser le contexte paléogéographique de talus continental. Les niveaux ferrugineux pour-

raient représenter une altération de la glauconie effectuée à l'occasion d'exondations sporadiques (?). La présence de *phosphates* sur le haut de la formation ne serait pas, dans ce cas, étrangère à la présence de *glauconie*.

3.3.1. LES MANIFESTATIONS PALÉOGLACIAIRES

Leprun et Trompette ont découvert et décrit en 1969, entre Tansarga et Kodjari dans le secteur de Bali, les restes d'une *tillite* et des stries d'origine glaciaire recoupant des *ripple-marks*. Nous avons retrouvé ces traces ainsi que d'autres dans le même secteur, mais aussi d'autres plus au sud, dans le massif de Madjoari.

3.3.1.1. Les stries glaciaires (fig. 117 et 121)

Leur faible profondeur les rend très vulnérables à l'érosion, surtout lorsqu'il s'agit de phénomènes vieux de plusieurs centaines de millions d'années. Aussi ne les retrouve-t-on que sur des surfaces réduites, probablement dégagées à une époque récente. Les géologues français ont décrit plusieurs séries de stries de direction N 100°, N 110° et N 150°, près du point d'eau nommé Bali (source de diaclase). Les stries que nous avons nous-mêmes observé sur le sommet des collines en "dos de tortue" dominant Tansarga, présentent une direction analogue (N 160°) (fig. 116). Non loin de Bali, on peut observer des divergences entre des faisceaux de stries sur une surface d'environ 5 mètres-carrés. Ces divergences sont fréquentes sur les substrats glaciaires ; elles indiquent que les blocs ou galets, emprisonnés dans la masse du glacier, ne suivent pas forcément la direction générale de celui-ci, la glace pouvant subir des changements de direction par courants individualisés ou par paquets (Tricart 1963).

3.3.1.2. Les encoches et fractures en gradins (fig. 119 et 121)

Des séries d'encoches sont visibles à proximité de stries glaciaires de Bali. Ces figures s'apparentent aux "gouges en forme de croissant", les *crescentic gouges* décrites par les auteurs anglo-saxons Flint (1957) et Strahler (1965), formées par arrachement de la roche entre deux fractures : un fragment rocheux est comprimé sur le substratum par la glace, mais il ne peut s'enfoncer bien loin du fait de la pression et remonte en surface, laissant une encoche. La concavité tournée vers l'amont permet de déduire le sens de l'écoulement de la glace (ici, d'ouest en est, du NO au SE et de l'ONO à l'ESE).

Les fractures en gradins sont des microplans de cisaillement, plus ou moins parallèles et visibles dans les grès du substratum paléoglacière de la région de Tambarga (massif de Madjoari). Ces fractures sont dues, comme pour les gouges, aux pressions exercées par le glacier sur le "plancher" gréseux au cours de freinages successifs produisant un effet de "broutage". Ces fractures en gradins impliquent que la glace solide était en contact avec le "plancher" glaciaire, cas typique des glaciers froids arctiques cités par Carey et Ahmad (1961, in Deynoux 1980).

3.3.2. LES PHOSPHATES DE KODJARI (fig. 124 et 125)

La région de Kodjari est également connue pour ses phosphates, mentionnés pour la première fois par Pascal (1972) et précisés par la suite par de nombreux travaux scientifiques (Affaton, Trompette, Pourtal...).

Le gisement se situe sur le flanc méridional du plateau du Gobnangou, en position monoclinale à faible pendage vers le sud-est et présentant diverses figures sédimentaires (*slumping*, tassements).

Les affleurements de phosphate présentent une structure tabulaire et forment de petites collines alignées de 10 à 15 mètres de hauteur dominant au sud-est la plaine de la Pendjari. Elles s'adosent contre les collines beaucoup plus importantes du massif gréseux.

Cette formation se rattache à la base du Voltaïen moyen et repose en discordance sur les grès du Voltaïen inférieur par l'intermédiaire de la tillite : elle se poursuit sous la plaine de la Pendjari avec un pendage de 6°.

Épais de 10 à 30 mètres, les phosphates, qui sont en fait des phospharénites, se présentent en bancs centimétriques à métriques, à grains fins, à paillettes de muscovite et à rares granules et graviers de silicite (Affaton 1973). L'ensemble est finement lité, à stratifications obliques centimétriques à décimétriques, à débit en plaquettes, plaques, dalles, blocs parallélépipédiques recoupés par des diaclases. Le passage avec le niveau sous-jacent (siltstones légèrement phosphatés) se fait progressivement par une alternance laminites-phospharénites. Sur le sommet des phospharénites de couleur gris clair à gris foncé, verdâtre à brunâtre, la roche s'altère en faciès alvéolaires noirâtres ou très transformés avec de nombreux canicules.

Les phosphates de Kodjari représentent un ensemble homogène issu d'une ancienne série à micronodules phosphatés remaniés. Le remaniement a provoqué une concentration des micronodules en *pellets* de tailles variables, d'*oolithes* associés à la formation d'un faciès gréseux. Le mouvement panafricain interrompt alors la phosphatogenèse, et la partie supérieure du dépôt exondé est érodée, donnant le faciès conglomératique du niveau 8 de la figure 122, et associant phospharénites, oolites et même quartz.

3.4. LA RÉGION D'ALOUB-DJAOUNA

Aloub-Djouana est un lieu-dit situé dans la partie burkinabé du parc du W, à 22 kilomètres au sud-est de Kaabougou, village gourmantché. Comme à Kodjari, la région est riche en phosphates disposés sous la forme d'une dizaine de collines de 20 à 30 mètres de haut, d'un diamètre de 100 à 200 mètres sauf pour deux d'entre elles, plus importantes : au nord, une colline de 250 mètres de large sur 700 mètres de long, et au sud une colline de 500 mètres sur 1 000 mètres. À l'est et au sud, on peut apercevoir des affleurements au niveau du sol ne dépassant pas 1 à 2 mètres de haut et formant parfois de larges surfaces qui disparaissent sous les cuirasses ferrugineuses. Ces cuirasses épaisses occupent dans la région, une superficie importante.

Le croquis structural de la figure 125 montre une disposition en écailles aux abords du chevauchement du Voltaïen avec le Buem ; cette situation rend le

gisement original par rapport à celui d'Arli situé dans le Voltaïen non tectonisé. Cette tectonique se traduit également, au niveau des phosphates, par des pendages assez fortement redressés (40 à 50°) (fig. 126). Il s'agirait sans doute d'un "lambeau de flanc inversé" (dans les amples plis couchés du Voltaïen) qui aurait été écaillé et remonté à la surface sous l'influence du chevauchement (Barthelet 1975).

Les phosphates d'Aloub Djouana se présentent sous la forme d'éboulis aux blocs décimétriques. Macroscopiquement, on distingue : des faciès à quartz détritiques abondants, conférant à la roche d'un gris bleuté, une grande dureté et une cassure conchoïdale, et des faciès sans quartz détritique, de couleur bleutée, à cassures anguleuses. Le microscope montre des pellets infra millimétriques (100 à 200 μm ou 150 à 250 μm), arrondis ou ovales, sans nucléus ni structure concentrique. Certains ont un aspect pseudo-oolithique présentant un cortex périphérique silico-phosphaté. À l'intérieur, le grain est corrodé, dénotant vraisemblablement des remaniements.

L'analyse minéralogique a montré que les roches phosphatées d'Aloub Djouana titraient 25 à 30 % de P_2O_5 mélangées à une forte proportion de silice (15 à 25 %), ce qui les rend difficilement utilisables pour l'industrie.

Plusieurs facteurs ont contribué à favoriser la phosphatogenèse : la sédimentation essentiellement chimique, l'abondance des carbonates et une activité sous-marine (apport de fluor et de phosphore), enfin des conditions paléogéographique favorables de mers épicontinentales peu profondes (50 à 500 mètres).

3.5. LA RÉGION DES CHUTES DE KOUDOU (fig. 127)

Koudou est un lieu-dit forestier abritant de spectaculaires rapides sur la Mekrou, affluent de la Pendjari, à la triple jonction des frontières du Burkina-Faso, du Niger et du Bénin, l'un des secteurs les plus orientaux du pays. Il semble bien que les rapides soient situés en zone béninoise. On y accède à partir de Kodjari après avoir traversé la partie burkinabé du parc national du W. On peut également y accéder par le Niger à partir de Tamou et le campement de chasse de la Tapoa, ou par le Bénin à partir de Banikoara.

Du parc du W, des collines émergent montrant des structures plissées signalant le domaine du Buem et de la chaîne béninoise de l'Atacora qui se termine au Burkina-Faso en une bande de 50 kilomètres de long et seulement 3 à 4 kilomètres de large orientée SO-NE. Il s'agit de chaînons parallèles, dégagés dans des quartzites et des grès quartzites séparés par de profonds talwegs, succession de synclinaux et d'anticlinaux. Les plis sont larges, concentriques, réguliers, mais aussi fracturés au niveau des charnières sous la puissance de la poussée. Si le métamorphisme est faible (épizone au maximum), la chaîne a subi un violent dynamométamorphisme aux alentours de 650 millions d'années (Barthelet 1975). Les écailles les plus septentrionales sont représentées par les formations du Buem (quartzites, grès-quartzites, schistes, jaspes) qui marquent l'équivalent lithostratigraphique des formations sédimentaires du Voltaïen.

Beaucoup des quartzites et grès quartzites qui forment les collines ayant subi de violentes actions tectoniques ne sont plus que des mylonites siliceuses. C'est

le cas des roches formant les rapides de Koudou. En saison sèche, aux basses eaux, on peut y apercevoir des traces énigmatiques (fig. 128) du genre *Problematica* dont T. Monod présente des photographies dans sa thèse sur l'Adrar mauritanien (12, pl. X). Cependant, les traces relevées par T. Monod semblent inscrites en creux alors que celles de Koudou forment des figures bombées.

3.6. LA RÉGION DE MAADAGA (fig. 128, 129, 130, 131)

Maadaga est un gros village situé sur le piémont sud du Gobnangou, à mi-chemin entre ses deux extrémités, à hauteur de Yobri.

La physionomie de l'escarpement de ce côté du massif est très différente, du fait de l'inclinaison vers le sud de l'ensemble gréseux : le talus a ici disparu et seule la corniche massive, d'une puissance pouvant atteindre cinquante mètres et se poursuivant sur plusieurs kilomètres de part et d'autre du village, se raccorde à la plaine par une paroi verticale. Des abris sous-roche témoignent d'une ancienne érosion : sous l'un d'entre eux, un site archéologique a livré de l'outillage néolithique ; des sources en provenance du revers alimentent des mares directement au contact du pied de la corniche. Des chapelets de vasques parfois monumentales, parfois étagées, situées sur des surfaces du piémont gréseux surélevé ou sur le revers de la corniche, témoignent d'anciennes topographies et d'une paléohumidité capable d'alimenter des cours d'eau puissants et d'élaborer une robuste cuirasse scoriacée encore visible. C'est ce que l'on peut observer dans le secteur de Cabindi, à la sortie sud-ouest de Maadaga (fig. 129).

De grandes cassures transversales ont ouvert de larges passages à fond plat, parfois utilisés pour les cultures. Sur les rebords de ces vallées, l'érosion a dégagé de beaux reliefs ruiformes typiques des grès. Entre ces vallées, de grands impluviums font penser à des modelés paléoglaciaires, impression renforcée par l'allure moutonnée de l'ensemble du revers. Cependant, une telle affirmation peut s'avérer douteuse, la totalité du massif ayant été soumise depuis des dizaines de millions d'années, aux processus de l'érosion hydrique et pluviale. De même que les fonds marins n'ont laissé que des lambeaux abondants mais très réduits de rides de courants, les traces glaciaires n'ont pas dû échapper à l'érosion, raison pour laquelle il reste si difficile de les localiser dans les conditions climatiques tropicales humides actuelles. Dans la Falaise de Banfora, de Bobo-Dioulasso à Banfora, ces traces sont quasi-inexistantes alors que le glacier éocambrien a reposé sur ses surfaces !

Vers Logobou, en direction d'Arlé, l'escarpement se décompose en larges gradins sans jamais présenter l'ampleur décrite dans les formations de Bobo-Banfora.

3.7. LA RÉGION DE MADJOARI (fig. 132)

Le massif de Madjoari prolonge vers le sud-ouest, le massif du Gobnangou qui s'interrompt au niveau d'Arlé. Celui-ci présente les mêmes caractéristiques géologiques et géomorphologiques que son voisin. Cependant à Tambarga (ne pas confondre avec Tambaga), les formations sédimentaires ont subi des mouvements tectoniques ayant fracturé plus violemment la masse gréseuse affectée

par un réseau très dense de diaclases colmatées par des filonnets de quartz disposés en faisceaux ; l'ensemble du secteur présente des ondulations synclinales et anticlinales très nettes responsables de l'allure démantelée de la corniche gréseuse surmontant un talus très court (fig. 129).

À trois kilomètres au sud de Tambarga, de part et d'autre de la butte de Tantil (302 m), mais surtout dans la partie nord-est du massif, on peut observer des traces paléo-glaciaires sous une forme différente de celles de Tansarga : il s'agit de fractures en gradins (fig. 134) qui sont des microplans de cisaillement provoqués par le glacier en mouvement et brusquement freiné. Ces fractures en gradins impliquent que la glace était directement en contact avec le plancher glaciaire, comme c'est le cas des glaces de l'Antarctique.

On peut également observer des fentes en coin, ou coins de glace, représentant des fissures qui ont été agrandies par la glace qui s'y concentrait. Lors des périodes de dégel, elles se remplissaient progressivement de dépôts fins (sables, limons...).

3.8. LA RÉSERVE DE SINGOU (fig. 133)

Il s'agit d'une réserve totale, du même nom que le marigot affluent de la Pendjari, au sud-ouest de Tambarga et Madjoari. Les paysages frappent par leur âpre désolation. Les seuls reliefs sont constitués par des collines résiduelles d'échines quartzieuses reconnaissables à la blancheur de la roche, ou de collines d'origine magmatique, très sombres et dépourvues de végétation. L'une d'entre elles, culminant à 356 mètres, a été nommée à tort "Tampoaga" sur la carte topographique au 1/200 000° (Pama, n° NC-31-XIX). En fait, Tampoaga est représentée par une étrange colline circulaire, noire, sans aucune végétation arbustive ou arborée, d'une altitude de 308 mètres, non loin de la Singou, affluent de la Pendjari. Composée soit de basalte soit de gabbro, mais de toute façon d'une roche excessivement dense et ferromagnésienne, il pourrait s'agir d'un ancien fond océanique (ophiolites ?). Cela reste à démontrer.

CONCLUSION

Le plateau du Gobnangou présente peu d'originalité dans ses paysages, par rapport à ceux de la *Falaise de Banfora*, du fait de l'étendue limitée de sa surface réduite à un mince lambeau de même direction que la chaîne de l'Atacora située à quelques dizaines de kilomètres vers le sud et qui la domine seulement d'une centaine de mètres. L'espace qui sépare ces deux unités forme un bas-fond drainé par la rivière Kourtiagou qui collecte les eaux des deux reliefs. Cette disposition des couches gréseuses fortement inclinées vers le sud-est, pourrait expliquer le recul rapide du front d'érosion vers le nord-ouest, en relation avec la tectonique locale influencée par la tectogenèse atacorienne. Les rivages de la mer éocambrienne baignant les formations birrimiennes du continent Mossi devaient se trouver non loin, vers le nord-ouest, en raison de l'élévation rapide du socle en direction de Namounou où les altitudes dépassent le point culminant du Gobnangou.

Les formations sédimentaires du sud-est burkinabé appartiennent à un bassin très étroit dans sa partie septentrionale, le bassin des Volta coincé entre la chaîne des Dahoméyides et la dorsale de Léo. Les figures de sédimentation montrent, comme pour le bassin de Taoudenni, la prédominance de formations littorales estuariennes et deltaïques, mais il s'agit de formations en majorité grésos-quartzitiques beaucoup plus fines : les conglomérats sont peu répandus dans le massif du Gobnangou et ne représentent qu'une faible partie du bassin dont l'essentiel se trouve au Ghana et au Bénin. L'homométrie, la finesse des sédiments et la régularité de la stratification font penser à une alimentation assurée par des vents constants sur de longues périodes (?).

L'originalité de cette région est d'y avoir conservé les traces, discrètes mais reconnues, du passage du glacier cambrien.

Sur le plan strictement morphologique, la région ne présente pas de reliefs ni de modelés bien originaux par rapport à ceux de la Falaise de Banfora dont l'ampleur et le développement se présentent à une toute autre échelle. Comme pour l'escarpement de Bobo-Banfora, se pose le problème de sa genèse. La bordure nord se présente comme un glint répondant à la notion de pseudo-cuesta (couverture gréseuse transgressive en discordance sur le socle), alors que la bordure sud, plus découpée, constitue un escarpement de ligne de faille (passage de gradins à un escarpement vertical sans talus) selon M. Petit (1994). Modelés ruiniformes, turriformes et pseudo-karstiques ont sculpté la roche sur un escarpement unique parfois perché sur un socle raviné ou surélevé ; la disposition des grands ensembles structuraux a guidé l'orientation des grandes lignes du relief, étant celles du socle birrimien mais aussi de la grande chaîne panafricaine. Le réseau de cassures a créé des faisceaux de diaclases à partir desquelles s'est élaboré le profil longitudinal de l'escarpement ainsi que le tracé du réseau hydrographique (vallées-gorges coupant transversalement le plateau). La pente structurale d'ensemble en a fait, dans les grandes lignes, un bassin versant tourné vers le sud. La présence, à l'ouest (Orodara) comme à l'est (Atakora, collines de Namounou), d'une surface culminant aux alentours de 500 mètres ont fait dire à Poss et Rossi (1987), puis à Petit (1994) reprenant leurs observations sur l'extrême nord du Togo, qu'une surface structurale a aplani l'ensemble au Tertiaire, surface cuirassée dont la phase terminale remonterait au début du Miocène. Les dépôts corrélatifs constitueraient le Continental Terminal.

Les modelés qui résultent d'une longue période d'érosion ont déterminé des formes classiques azonales allant du ruiniforme à l'émoussé et exploitant au maximum la trame structurale héritée des modes de sédimentation et de la tectonique. C'est le passage du glacier éocambrien qui a laissé les traces les plus originales sous forme de stries, encoches et moraines que seul l'œil averti du chercheur est en mesure de retrouver.

Mais si les modelés n'apportent rien de nouveau sur le plan morphologique, les paysages restent globalement pittoresques. Ils offrent des dénivelés toujours impressionnants entre un pays plat, rouge, monotone, surchauffé et un monde vertical où les manifestations magmatiques ont disparu pour faire place à des roches claires. Là se lisent les balbutiements d'une vie naissante fixée dans des sédiments oblitérés par les moindres mouvements des nappes d'eau ou des vo-

lumes de glace à une époque si lointaine qu'elle fait naître les rêves de plus en plus précis d'aujourd'hui et ceux de demain, à l'ombre de ces forêts de sources qui font le charme, en pays tropical à longue saison sèche, de tous les escarpements gréseux.

Enfin, l'originalité du massif du Gobnangou est de former une unité bien circonscrite, isolée sur le socle et située à la bordure des principales réserves de chasse du pays. Malheureusement, sous environ 1 000 millimètres de pluies annuelles, les paysages ont cessé d'être en accord avec les conditions climatiques actuelles et offrent un aspect désertique de savane parsemée d'épineux, engendrée et entretenue par des feux séculaires qui ont fait disparaître l'essentiel de la faune. La désertification est ici en voie d'évolution rapide, et seule une réhabilitation sévère des parcs pourrait renverser le processus. Il faut pour cela une réelle volonté politique ainsi qu'une prise de conscience collective devant nécessairement passer par la disparition de pratiques désastreuses et par l'intégration de la chasse traditionnelle dans les activités licites pour une gestion rationnelle permettant un équilibre entre le potentiel cynégétique et la démographie.

OUVRAGES ET PUBLICATIONS CITES

- AFFATON P. (1973) : Étude géologique et structurale du nord-ouest du Dahomey, du nord Togo et du sud-est de la Haute-Volta. Thèse 3^e cycle, Univ. Aix-Marseille III, Marseille, Fr., Trav. Lab. sci. Terre St. Jérôme, Marseille, Fr., sér. B, n° 10 : 201.
- AFFATON P. (1987) : Le bassin des Volta (Afrique de l'Ouest). Une marge passive d'âge Protérozoïque supérieur, tectonisé au Pan-africain (600 +/- ans BP). Thèse État, univ. St.-Jérôme, Aix-Marseille, Fr. : 461.
- BARTHELET D. (1975) : Rapport de fin de mission sur les portions politiques des degrés carrés de Kandi et Kirtachi. Étude préliminaire du gisement d'Aloub Djouana. Rapp. Direct. Géol. mines, Haute-Volta : 70.
- DEYNOUX M. (1980) : Les formations glaciaires du précambrien terminal et de la fin de l'ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux exemples de glaciation d'inlandsis sur une plate-forme stable. Trav. Lab. sci. Terre, St. Jérôme, Marseille, n° 17 : 554.
- FLINT R. F. (1957) : *Glacial and Pleistocene Geology*, edited by John Wiley and sons, inc, New-York : 553.
- FOUCAULT A., Raoult J. F. (1980) : *Dictionnaire de géologie*, Masson, Paris : 331.
- FRANCISQUE J. (1968) : Rapport de fin de campagne sur le degré-carré d'Arli. Annexe I : liste des échantillons pétrographiques et détermination macroscopiques, annexe II : étude des lames minces. Direct. Géol. Mines., Haute-Volta : 24.
- HUGOT G., Blanc Ch. (1995) : *Glaciers d'hier, Faunes et flore tropicales d'aujourd'hui. Le pays Gourmantché. Guide scientifique des milieux naturels. T. 1*, l'Harmattan édit. : 143.
- LEPRUN J.-C., Trompette R. (1969) : Subdivision du Voltaïen du massif du Gobnangou en deux séries discordantes séparées par une tillite d'âge précambrien probable. C. R. Acad. sci., Paris, D, t. 269 : 2187 - 2190.
- LE STANGUENNEC Y. (1967) : Rapport de fin de campagne sur le degré-carré d'Arli. Rapp. Direct. Géol. Mines, Haute-Volta : 12.
- LUCAS J., PREVOT R., TROMPETTE R. (1980) : *Petrology, Mineralogy and Geochemistry of the Late Precambrian Phosphate Deposits of Upper Volta (W. Africa)*. J. geol. Soc., London, vol. 137 : 787-792.
- MONOD T. (1952) : L'Adrar mauritanien (Sahara occidental). Esquisse géologique (2 t.). Bull. Dir. Mines, A. O. F., Dakar, 15 : 480.
- OUEDRAOGO Z.-R. (1982) : Contribution à l'étude des gisements de phosphate d'âge précambrien du Sud-Est voltaïque. Géologie - Revalorisation. Thèse 3^e cycle, INPL., ENS., géol. appl. et prospec. min., Nancy : 205.

- PALAUZI P. (1954) : Contribution à l'étude géologique et hydrologique des formations primaires au Soudan méridional et en Haute-Volta. Bull. Serv. géol. et prospec. min., Haut-Commissariat Général à Dakar, n° 33 : 209.
- PASCAL M. (1972) : Réinterprétation de la géologie et examen des possibilités minières de l'ensemble voltaïen - Buem - Atacorien au Togo, Dahomey, Haute-Volta et Niger. Rapp. BRGM., Orléans, Fr., 74RME 014AF, 77 p., inéd.
- PETIT M. (1994) : Carte géomorphologique du Burkina-Faso au 1/1 000 000^e ; notice de 25 p., multigr., inédit.
- STRAHLER A.N. (1965) : Introduction to Physical Geography, London : 457.
- TRICART J. (1963) : Le modelé des régions froides. PUF. : 289.

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'histoire géomorphologique du Burkina-Faso est intimement liée à celle de la mise en place des grandes structures gondwaniennes de l'Afrique de l'Ouest. Elle couvre la quasi-totalité de l'histoire de la planète dans cette partie du monde et révèle une épopée dont bien des éléments manquent encore au grand puzzle paléogéographique planétaire pour permettre de reconstituer, avec précision, les paysages de ce que fut le Gondwana.

Le temps, après avoir gommé l'essentiel des grandes structures géologiques et les premières topographies, a laissé quelques traces que seuls le raisonnement et la connaissance scientifiques permettent de replacer dans des événements majeurs qui évoquent les premiers paysages purement minéraux séparés par des hiatus colossaux. Si les climats désertiques plus septentrionaux ont pu laisser des témoins des grandes forêts à Araucarias comme au Niger, rien de tel n'a pu s'observer au Burkina-Faso où les climats ferralitisants ont digéré toutes les traces des grandes forêts tropicales cénozoïques et défoncé les anciennes surfaces, si bien qu'il est difficile, aujourd'hui encore, de les reconstituer ! De ce fait, les questions soulevées par la paléogéomorphologie demeurent toujours très complexes et ne permettent pas d'ébaucher de grandes fresques comme ce fut le cas pour l'Europe permienne. On n'a jamais retrouvé aucune trace de fossiles au Burkina-Faso en dehors de celles qui ont été laissées par la faune stromatolitique ou par une faune discrète supposée dont la dénomination de *Problematica* résume, à elle seule, toute la difficulté qu'éprouvent les géologues à trouver des marqueurs pour ces périodes qui, par ailleurs, ont du être très riches !

La géologie nous apprend que, comme pour tous les pays de socle, le Burkina-Faso s'est façonné à partir de l'ancien magma qui, aujourd'hui, affleure largement. Par conséquent les roches cristallines ferromagnésiennes y abondent et ont permis, par altération des grands reliefs gondwaniens, la libération de quantités importantes de fer que les processus morphogénétiques ont su, par la suite, dissoudre, mobiliser, redistribuer puis immobiliser à nouveau avant de pénétrer dans un autre cycle d'érosion active... La spirale est infinie puisque même ce qui parvient dans le fond des océans finit par disparaître par subduction dans le manteau avant d'être réinjecté dans la croûte terrestre par les grands mouvements orogéniques. Il est inutile de rentrer dans les détails, les mécanismes étant aujourd'hui bien connus et largement divulgués par les sciences géologiques.

Celles-ci nous révèlent que l'axe de la terre a considérablement varié et que l'Équateur a été un jour, dans le commencement des topographies, perpendiculaire à la position qu'il occupe aujourd'hui. Grâce au paléomagnétisme, on peut en effet retrouver le cheminement des pôles, et c'est ainsi que l'on a pu déterminer que l'Afrique, à plusieurs reprises, depuis le Maroc jusqu'au Burkina-Faso, fut en position de pôle Sud et qu'une grande calotte glaciaire la recouvrait. Il semble difficile d'affirmer si la seule position en latitude a engendré le froid glaciaire ou si la formation d'une chaîne comme la chaîne birrimienne a suffi à elle seule à déclencher la formation des glaces de l'inlandsis. Mais qu'importe après tout, laissons débattre les spécialistes de ces problèmes pointus qui ne mettent en cause que la simple curiosité scientifique pour le géographe que nous sommes. D'autant que les restes laissés par la disparition des glaciers éocambriens sont à peine visibles au Burkina-Faso, mais ils existent.

Le second élément laissé par la géologie est bien plus identifiable et surtout plus abondant, puisque par la magie de la sédimentation, de la diagenèse et par le jeu de l'érosion différentielle, les figures éoliennes et aquatiques se sont imprimées dans des roches qui ont été préservées de l'érosion, alors qu'au départ elles étaient plus vulnérables que les roches dont elles s'étaient nourries. Il s'agit, bien entendu, de tous les *ripple-marks*, *groove-marks* et autres figures de sédimentation que les roches gréseuses révèlent partout. C'est aussi une des raisons pour lesquelles nous nous sommes plus intéressés aux roches sédimentaires qu'à celles du socle. Ces dernières, bien que passionnantes, ne portent en elles que l'histoire paroxysmique et plutonique de leur mise en place sans laisser aucune trace d'éléments ayant pu servir à développer un cadre de vie pouvant intéresser un géographe ; de plus, il ne reste que de vagues racines de ce que furent des chaînes d'ampleur alpine dont l'histoire relève de faits purement géologiques. L'ancienneté des événements ne permet pas d'imaginer autre chose que des reliefs essentiellement structuraux sans cesse modifiés par une écorce en conflit permanent avec le manteau et où l'apparition de l'eau allait déclencher la révolution de la vie terrestre.

Les rides de courant sont des marqueurs infailibles des conditions de la sédimentation tant éolienne qu'aquatique. Ici, le géographe se trouve fortement démuni quand il veut aller au-delà de la simple observation. Une fois de plus, il doit faire appel aux compétences des géologues, seuls capables de préciser les conditions de dépôt. Mais même s'il est facile pour un géologue de déterminer les figures de courants marins, il est plus difficile de retrouver les marques des courants éoliens qui, par ailleurs, doivent vraisemblablement exister. Un long travail minutieux reste à faire pour les figures des formations sédimentaires du Burkina-Faso ; nous en avons relevé un certain nombre qui permettront d'écrire, sur une longue période restant à déterminer, quelques pages de l'histoire la plus reculée des topographies terrestres : types et directions des courants, topographies, premières traces de vie énigmatiques...

La tectonique est un autre domaine que nous livre la géologie. De façon évidente, elle joue un rôle déterminant :

- dans la mise en valeur des reliefs (glint, escarpement de faille ou de ligne de faille de la Falaise de Banfora, direction des grandes lignes d'escarpements...);
- dans la mise en valeur des modelés (découpage en zigzags des escarpements du Gobnangou et de Bobo-Banfora, aiguilles de Sindou, coupoles de Fabédougou, ainsi que tous les micromodelés occasionnés par les diaclases et faisceaux de diaclases découpant la roche...);
- dans le tracé du réseau hydrographique où se succèdent les faux méandres, les chutes, les rapides...

De façon moins évidente, la tectonique aurait engendré l'hypothétique aulacogène du Gourma dont il faudrait arriver à démontrer que les conglomérats de l'extrémité ouest du pays (Loumana) en représentent les témoins les plus méridionaux. À la tectonique régionale ou de détail, se combinent intimement la stratification et la lithologie qui font intervenir un peu de diversité dans la monotonie d'ensemble des modelés.

Sur le plan morphologique, le géographe trouve moins de satisfaction que le géologue : les paysages qui s'offrent à l'observateur restent parmi les plus austères de l'Afrique tropicale ! Entre la richesse saisissante de la forêt dense tropicale (ou ce qu'il en reste) et l'austérité grandiose du désert saharien, la savane soudanienne avec ses collines cuirassées et ses bordures de plateaux, apparaît comme singulièrement dénuée d'intérêt. Nous avons cherché à montrer qu'il n'en était rien, même si le Burkina-Faso ne peut égaler en beauté Madagascar ou l'Aïr ! Le gros handicap de ce pays est de ne pas posséder d'axes hydrographiques majeurs, comme c'est le cas pour le Sénégal, le Mali ou le Niger, et aussi de ne pas offrir, comme les deux derniers, de zone saharienne dont la beauté extraordinaire a été maintes fois décrite. Il ne présente pas non plus de zones montagneuses pittoresques et rafraîchissantes comme le Togo ou la Côte d'Ivoire. En effet, les paysages sont plats dans la quasi-totalité du pays, à l'exception des contacts socle-couverture sédimentaire ; à cette platitude s'ajoute la monotonie de la végétation et des sols sur des centaines de kilomètres. Toutes les formes du relief sont réduites par un climat qui, globalement, n'a cessé de s'assécher depuis le Cénozoïque ; seules les racines de l'ancienne chaîne birrimienne et leurs tables cuirassées dans le centre du pays, ou les cordons dunaires des régions nord-sahéliennes, ou encore le contact entre le domaine cristallin et le domaine sédimentaire de couverture, présentent une originalité qui fait la personnalité du Burkina-Faso.

Pour apprécier cette originalité, il nous a fallu aller au cœur d'une histoire qui parfois se trouve inscrite sur si peu de choses qu'il nous a paru primordial d'en préserver la mémoire, même si cela peut paraître dérisoire face à la médiatisation du sensationnel et à la sacro-sainte rentabilité, maître mot d'une mondialisation cachant bien souvent la médiocrité de sa pensée. Jamais le verbe et le mot n'auront été autant divulgués sous toutes les formes possibles de la communication, mais jamais ils n'auront suscité autant d'indifférence, comme si la banalisation de la connaissance avait entraîné l'endormissement des consciences. Cet état de fait nous a amené à nous poser certaines questions. Ces questions mettent face à face l'enseignant-chercheur que nous sommes avec une finalité dont nous

avons de plus en plus de mal à percevoir les contours dans une ambiance générale de concurrence, d'individualisme, de carriérisme, d'indifférence à tous les niveaux et de financements inexistantes. Les géographes, et les géomorphologues en particulier, assistent sans réaction à l'effacement, au sein de la géographie, d'une science primordiale qui n'a pas su s'imposer et s'être seulement considérés comme les dispensateurs d'un savoir universel statique et sophistiqué dénué de tout sens critique vis-à-vis des sociétés humaines qui se sont appropriées les paysages pour en faire des marchandises que l'on consomme et que l'on jette.

ILLUSTRATIONS HORS-TEXTE

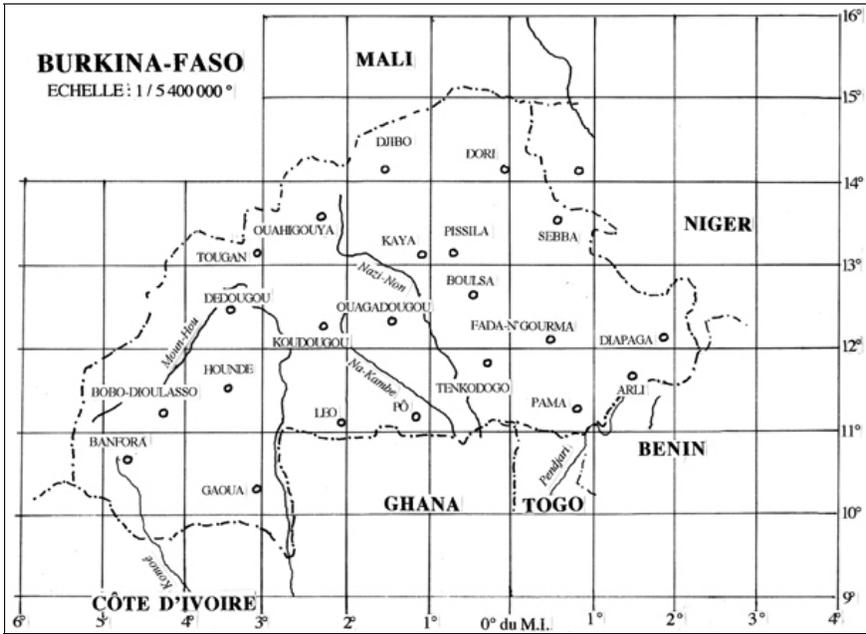


Figure 1. Le Burkina-Faso. Carte des degrés-carrés.



Figure 2. Le Burkina-Faso. Carte des provinces administratives.

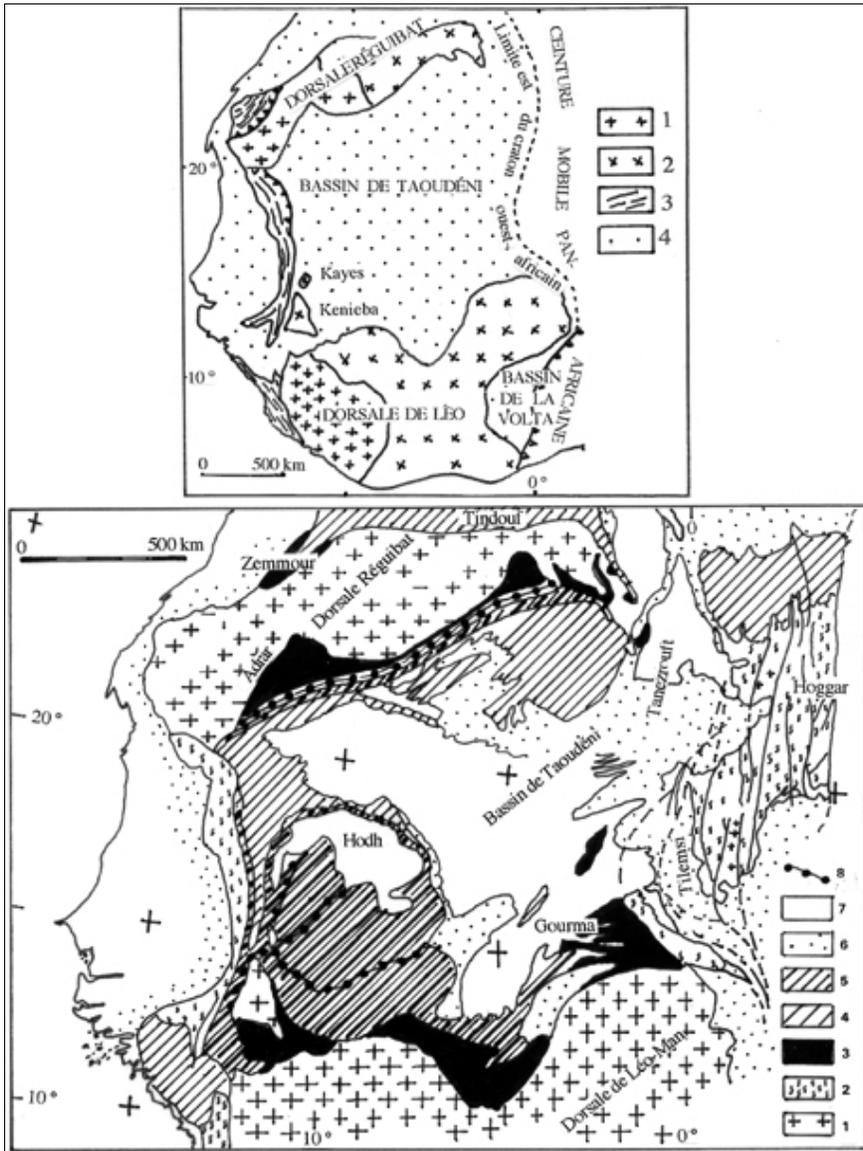


Figure 3. Le craton ouest-africain et la géologie de l'Afrique de l'Ouest. Haut : le craton ouest-africain. 1. Domaine archéen ; 2. Domaine éburnéen ; 3. Ceinture mobile occidentale du domaine panafricain hercynien ; 4. Couverture sédimentaire. Bas : Carte géologique de l'Afrique de l'Ouest. 1. Socle éburnéen ; 2. Ceintures mobiles (panafricaines) ; 3. Protérozoïque moyen et supérieur ; 4. Séquence 2 (Cambrien-Oordovicien) ; 5. Séquence 3 et 4 (Ordovicien supérieur à Silurien et Dévonien à Carbonifère) ; 6. Séquence 5 (Mésozoïque) ; 7. Quaternaire ; 8. Tillite post-panafricaine (source : Bertrand-Sarfati et al., 1987).



Figure 4. Le craton ouest-africain et sa ceinture plissée à l'ouverture de l'Atlantique Nord. (source : Villeneuve 1984, Affaton 1986).

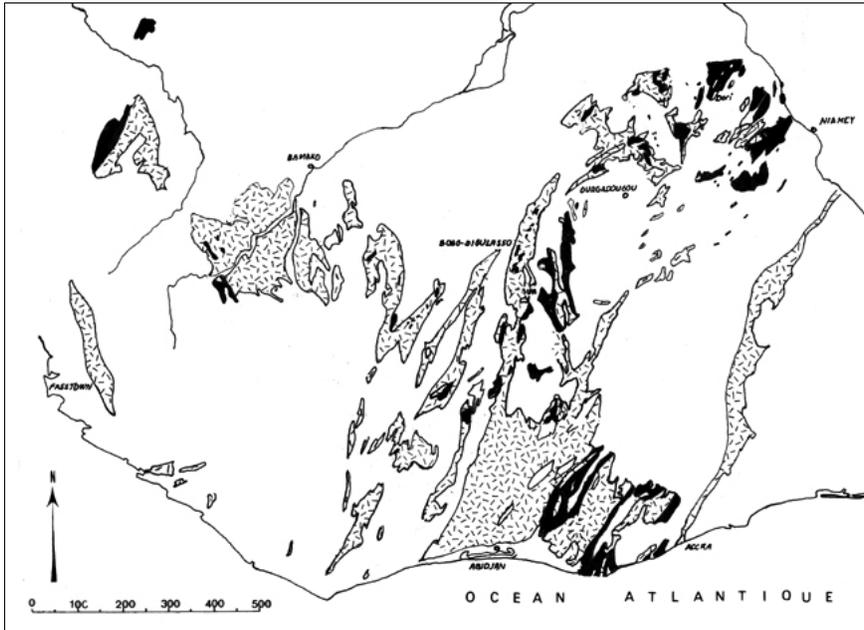


Figure 5. Les formations birrimiennes au nord de l'équateur. *En noir, les roches vertes, en bâtonnets, autres faciès volcano-sédimentaires ou sédimentaires* (source : Bouladon, Marcellin, Papon 1973).

2 168 +/- 65 Ma	Sur une amphibole d'un granodiorite de Banguisonnba (SW du degré carré de Ouahigouya). Méthode Argon (Vachette, Cantagril, Gamsonré 1975).
2 298 +/- 70 Ma	Sur une amphibole d'une enclave hypovolcanique d'un granite migmatique à grains fins. Méthode Argon.
2 160 Ma	Sur granite de Dakora (sud de Banfora) et de Koumbia (région de Houndé). Méthode U/Pb (Ledent, Trinquart 1969).
2 170 Ma	Sur granodiorite de Banfora et de Toula. Méthode U/Pb (P6) (Legrand 1971).
2 127 +/- 71 Ma	Sur granodiorite de Koupéla. Méthode Strontium sur roche totale (Ouédraogo, Vachette 1978).
2 275 +/- 115 Ma	Diorite de Diemenera (Gaoua) (BRGM).
2 295 +/- 115 Ma	Microdiorite de Diemenera (Gaoua). Méthode Argon.
2 040 +/- 100 Ma	Granite de Ouahigouya. Méthode Strontium.
2 100 Ma	Granite de Nobéré. Méthode U/Pb.
2 000 +/- 95 Ma	Granite de Kotedougou. Méthode Strontium.
2 150 +/- 83 Ma	Granite de Zorgho. Méthode Strontium (Ouédraogo, Vachette 1978).

Figure 6. Quelques datations absolues obtenues sur les roches magmatiques au Burkina-Faso (source : Vachette et al. 1975).

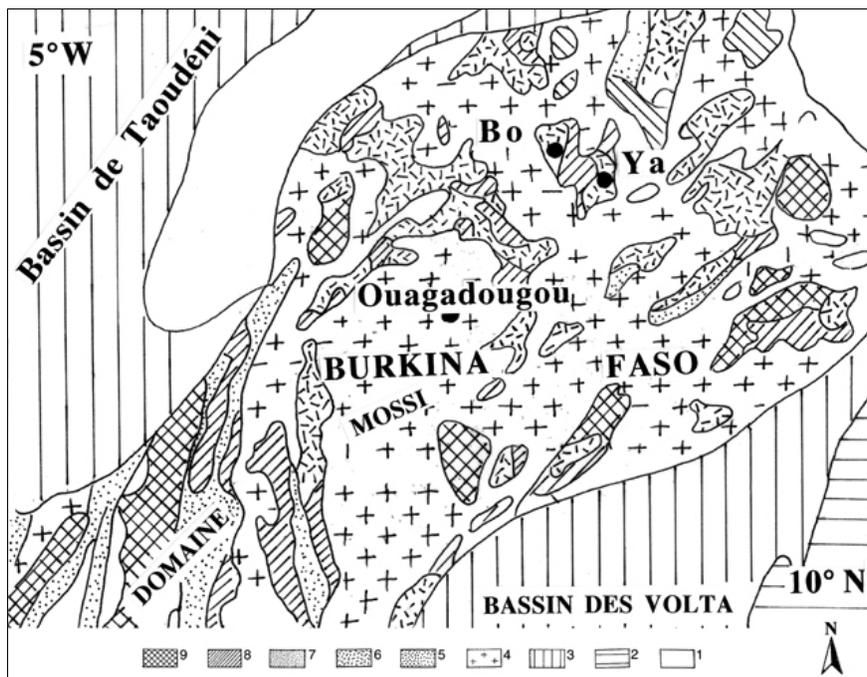


Figure 7. Schéma structural du Burkina-Faso. 1. Couverture phanérozoïque ; 2. Couverture du Protérozoïque supérieur ; 3. Ceintures mobiles panafricaines ; 4. Granites éburnéens indifférenciés ; 5. Tarkwaïen (molasse) ; 6. Roches volcano-sédimentaires ; 7. Flysch ; 8. Roches basiques ; 9. Socle réactif et/ou burkinien ; 10. Archéen. Bo : Bouroum, Ya : Yalogo (source : Rossi, Brenner, Deschamps 1991).

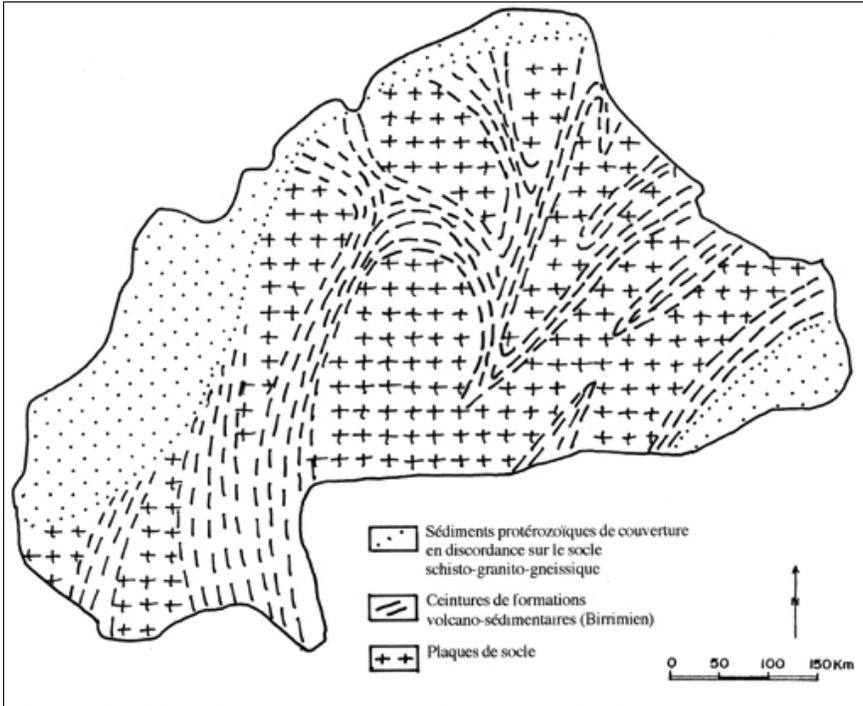


Figure 8. Croquis illustrant le mode de mise en place des ceintures volcaniques entre les plaques de socle granitique (source : Lompo, Martin 1988).

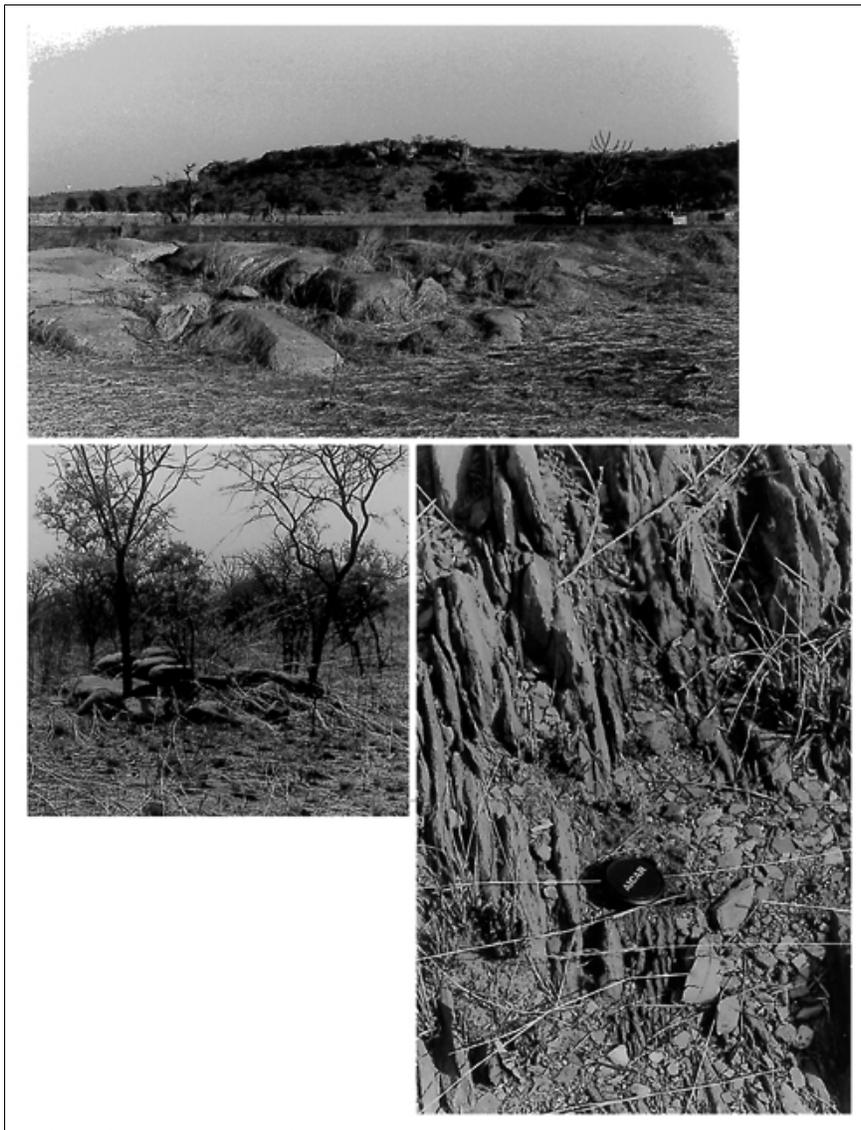


Figure 9. Le socle en bordure des escarpements gréseux. Haut : blocs granitiques à Tambaga (Gobnangou). Milieu : blocs doléritiques à Souroukoudingan. Bas : schistes redressés au pied de la Falaise de Banfora (Koro).

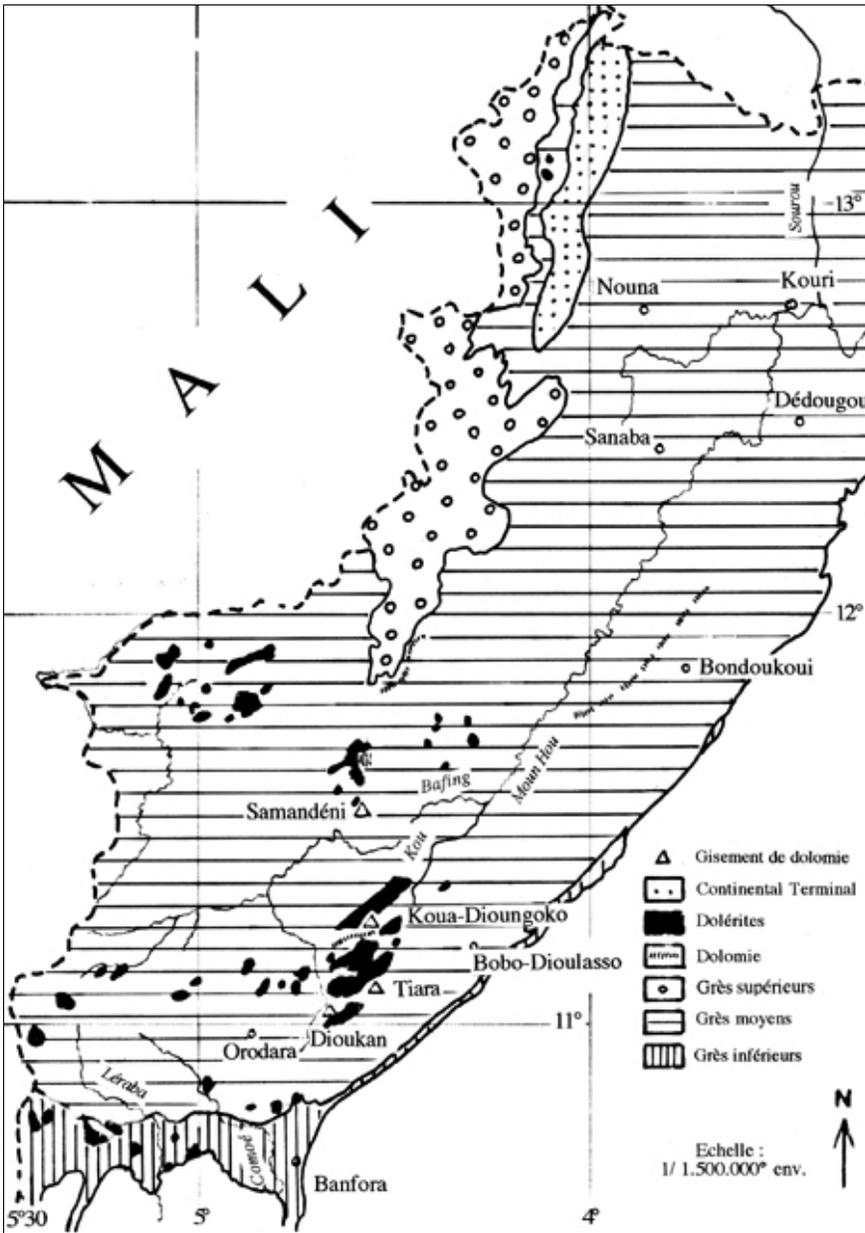


Figure 10. Les formations du bassin de Taoudenni dans l'ouest burkinabé. (source : *Potentiel minier de la Haute-Volta*, Blanchot, Marcellin 1972, Hottin, Ouédraogo, Tapsoba 1985).

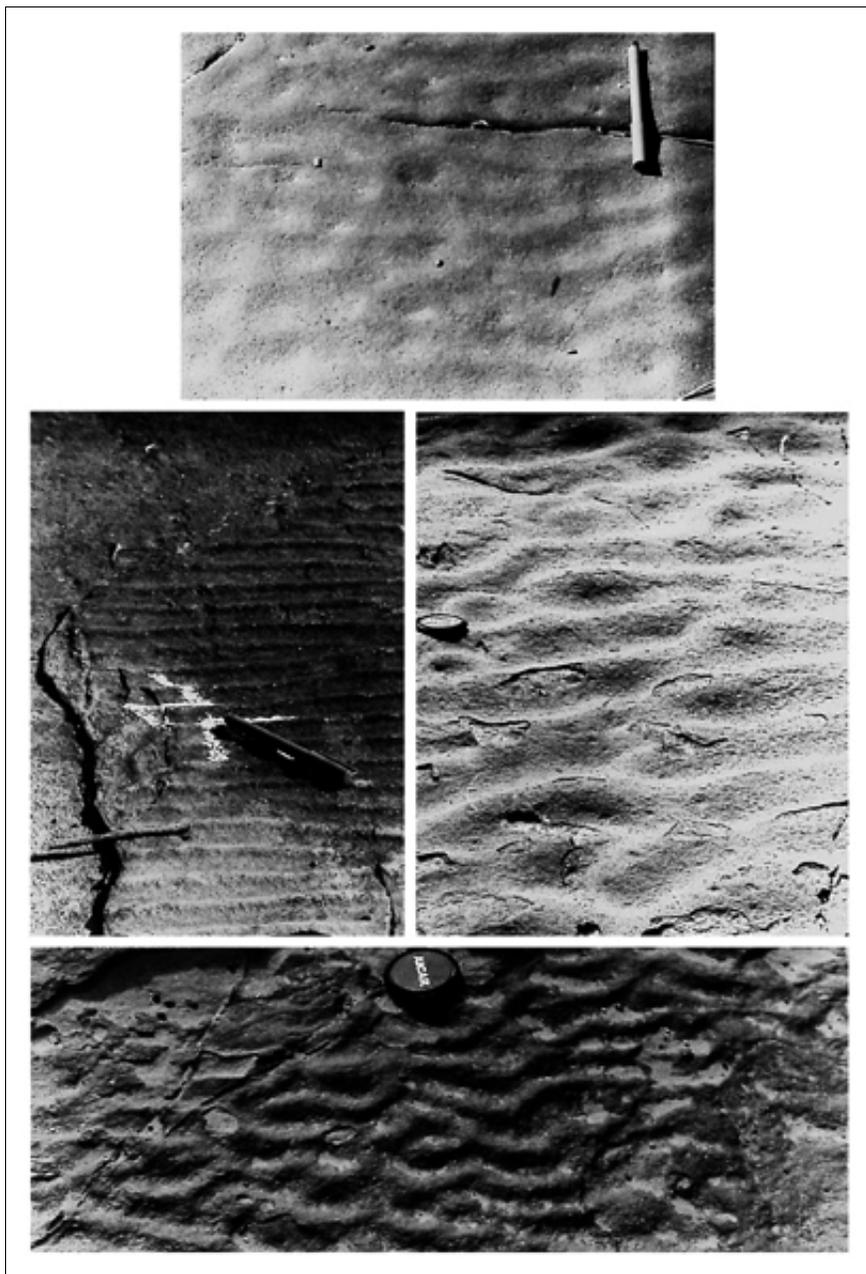


Figure 11. Rides de courants marins dans les grès de Kawara-Sindou.



Figure 12. Rides de courants dans les grès de Kawara-Sindou.

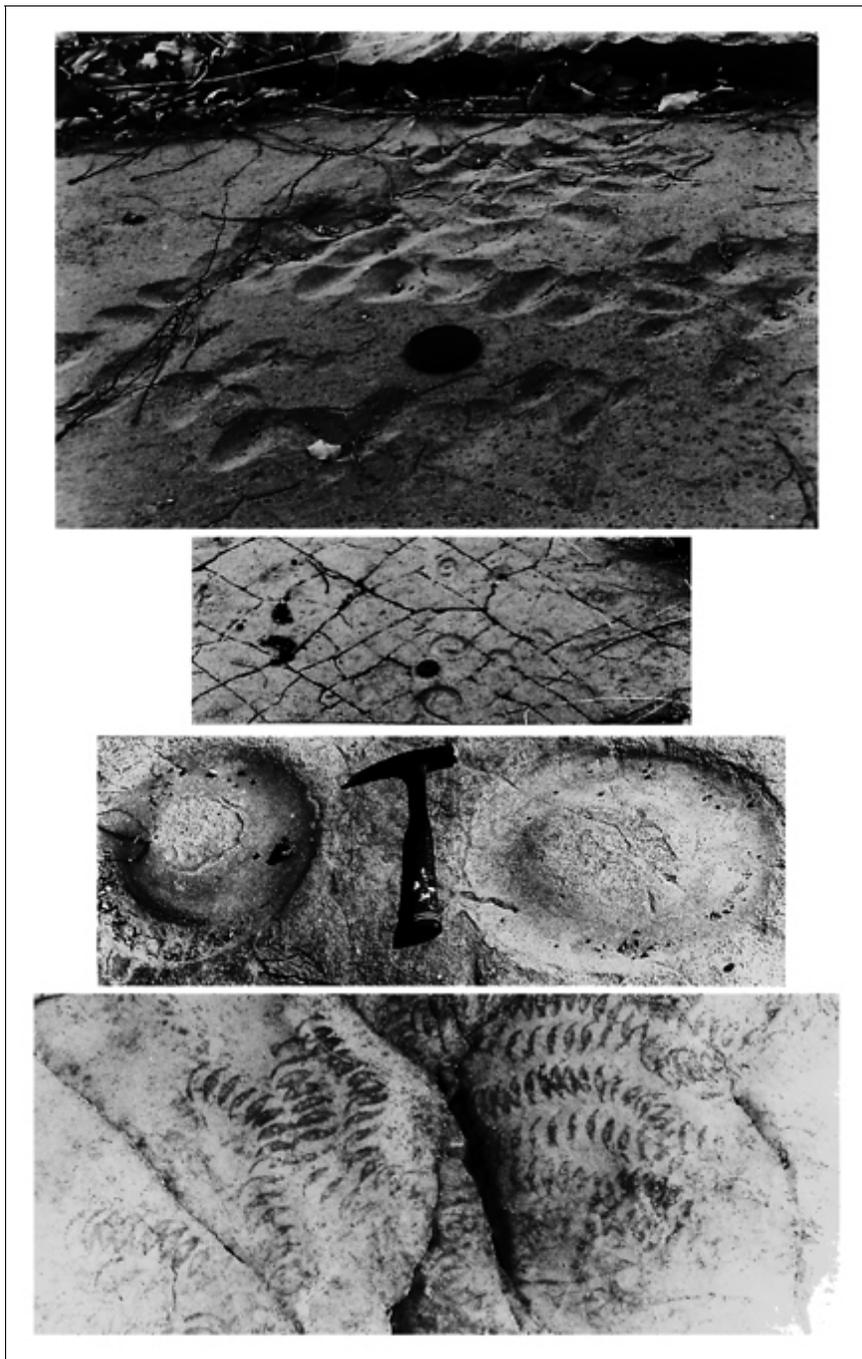


Figure 13. Traces énigmatiques dans les sédiments. Dans les grès : 1. et 2. *Étage* à *siltstones*, *argilites* et *carbonates* ; 3. *Gobnangou*. Dans les quartzites : 4. *Chutes de Koudou*.

	T/R	E	TECT.	P	PAL.	INT. PAL.	PALEOCOUR.	CLIMAT
F I	T R	E	Soulèv. Plissem.	P	Sillon subsid.	Érosion		Aride
F II	T			peu P	Zone intertid.		SE-NW SW-NE	chaud
F III	E T R	E E			Platef. épicontin.		S-N	ou froid
F IV	F					de type	S-N (?)	Plutôt
F V	T			peu P	Zone subtid. à intertid.		S-N (?)	
F VI	T R (?)	Reprise	Mouv. épirogén. (?)					chaud
F VII F VIII	T T	 E		peu P peu P			S-N (?) S-N (?)	
F IX	R		Soulèv.			deltaïque	S-N	Aride chaud ou froid

Figure 14. Essai d'interprétation paléogéographique et paléoclimatologique des groupes inférieurs (I à III), moyens (IV à VIII) et supérieurs (IX) des formations sédimentaires du plateau de Bobo-Dioulasso. T : *Transgression*, R : *Régression*, F : *Fluviale*, E : *Érosion*, P : *Profondeur* (source : Ouédraogo 1983, Moussine-Pouchkine, Bertrand-Sarfati 1978).

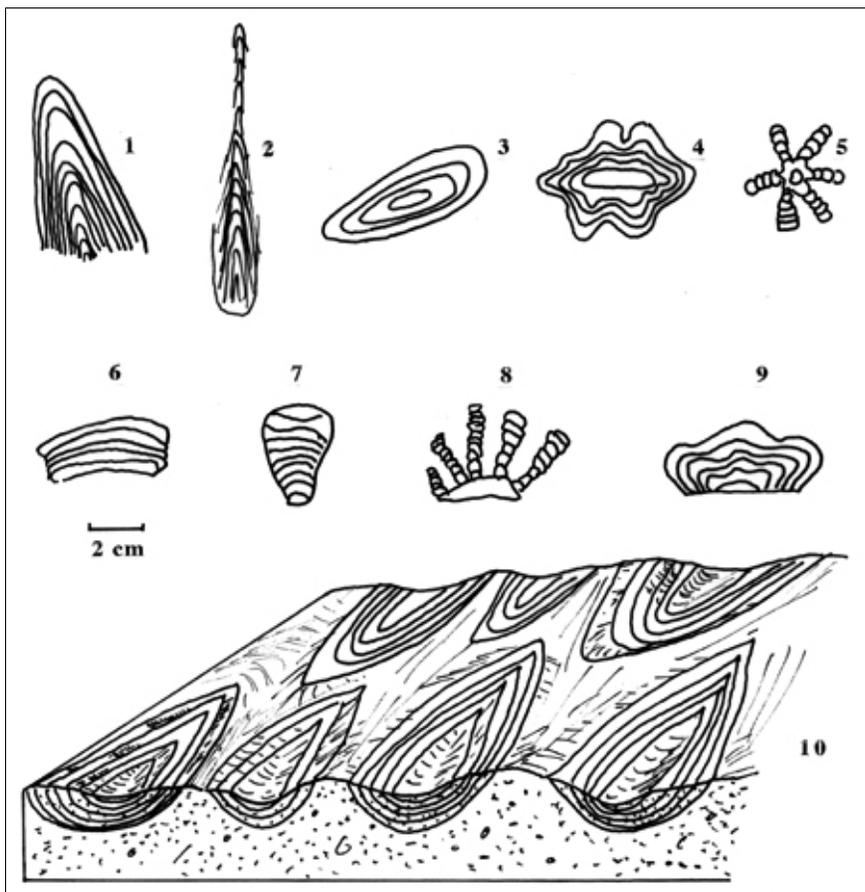


Figure 15. Différents types morphologiques observables dans les stromatolites. 1., 2. *Conophyton*s (source : Maslov 1960, in Trompette 1973) ; 3., 4., 5. *Oncolites* (source : Masmov, in Trompette 1973) ; 6., 7., 8., 9. *Collenia* (source : Maslov, in Trompette) ; 10. *Pierre roulante* dans les stromatolites de *Souroukoudingan* (source : Hugot).

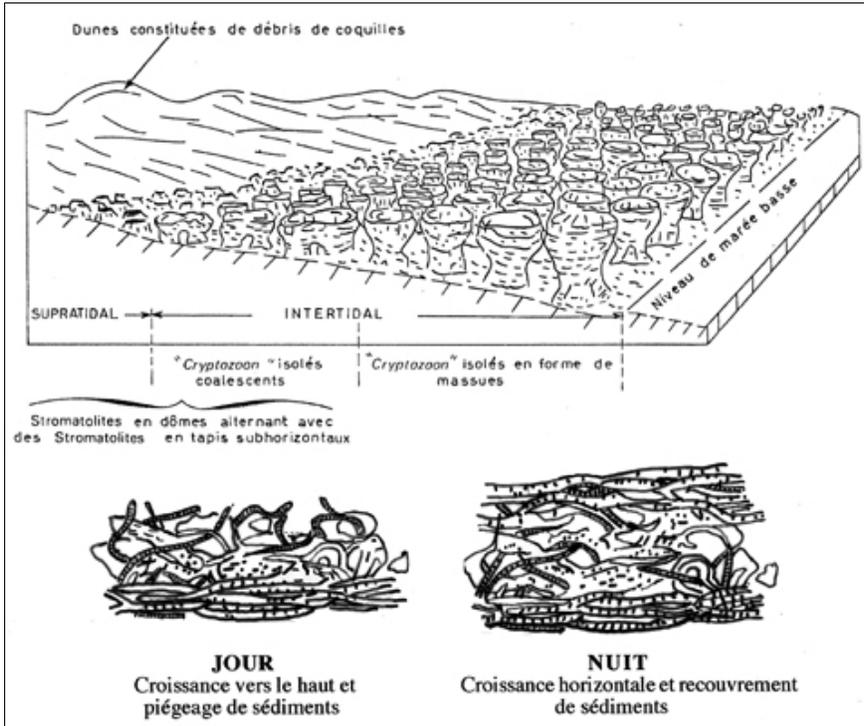


Figure 16. Haut : zonation d'un récif de stromatolites vivants à Shark-Bay (Australie) (source : Trompette 1973, d'après Logan). Bas : cycle schématique de croissance de certains stromatolites (source : Gebelin 1969), J. sed. pert. 8. (source : Chamley 1987).



Figure 17. Stromatolites de Souroukoudingan (au sommet : structures dites “en bouffées de pipe”). Les “algues”, qui avaient la propriété de fixer le carbonate, formaient des tapis horizontaux, des formes en piliers (*collenia*) s’inclinant dans le sens du courant (ici, vers le nord-ouest). Les piliers représentés sur la photographie ont été dégagés par la dissolution avant leur enfouissement.

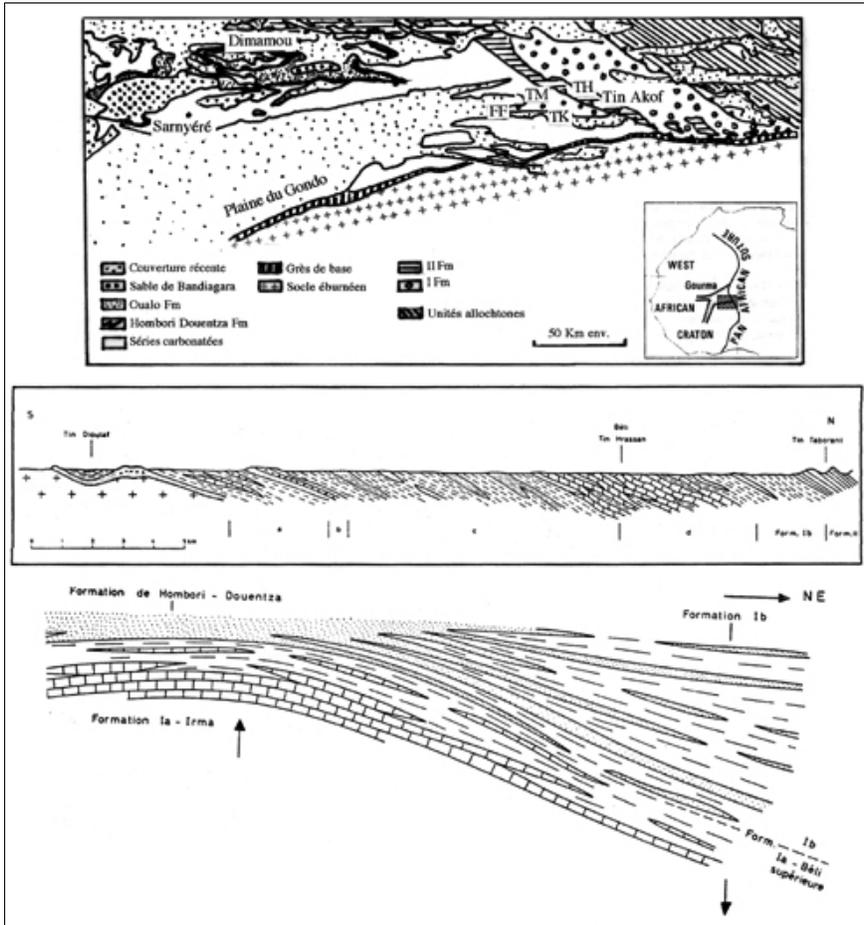


Figure 18. Croquis géologiques schématiques du sud du bassin du Gourma. Haut : FF : *Fadar-Fadar*, TM : *Tin Manan*, TK : *Tin Kacham*, TH : *Tin Hrassan* (source : Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine 1982). Milieu : coupe N-S à travers les formations Ia du Béni au Burkina-Faso : a. schistes argileux souvent calcaires renfermant parfois des dolomies ; b. lentilles de grès, quartzites et micro-conglomérats ; c. schistes argileux à lentilles de jaspe verte, quartzite et brèche siliceuse ; d. dolomie à stromatolites et brèches dolomitiques (source : Riechelt 1972). Bas : coupe schématique montrant la naissance du "seuil" de Hombori-Goudam et le début de la subsidence du bassin du Gourma ainsi que les relations entre la formation de Hombori-Douentza (groupe de Hombori).

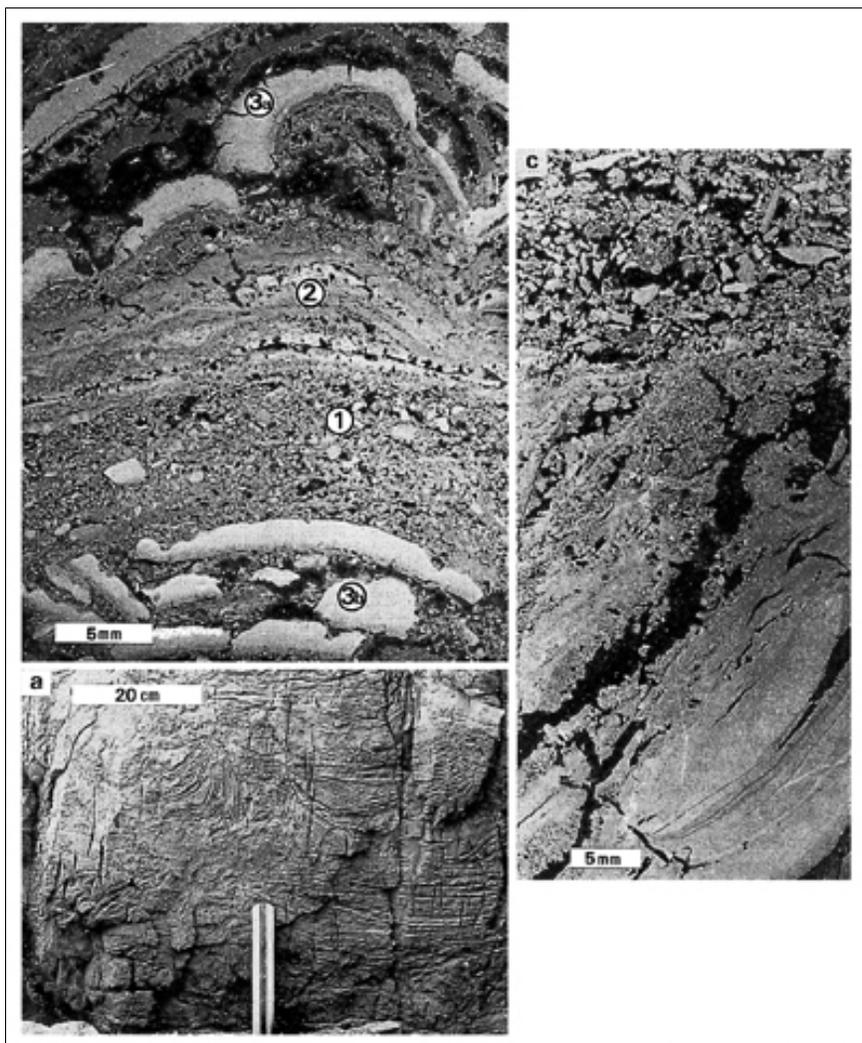


Figure 19. Les formations du Béli (source : Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine 1982). Haut gauche : ensemble laminaire à “bols” à bords redressés ; débris entre et sur les “bols”. Haut droite : la séquence intermédiaire : 1. couches sédimentaires à grains, 2. laminations micritiques à grains piégés, 3a. formation de micrite homogène avec des craquelures de dessiccation, 3b. conglomérats à éléments plats. Noter la variation rapide des faciès (photographie négative d’après lame mince). Bas : discordance angulaire de la couche sédimentaire sur un élément en “bol” ; fenestae laminoïde de grande taille parallèle aux laminations.

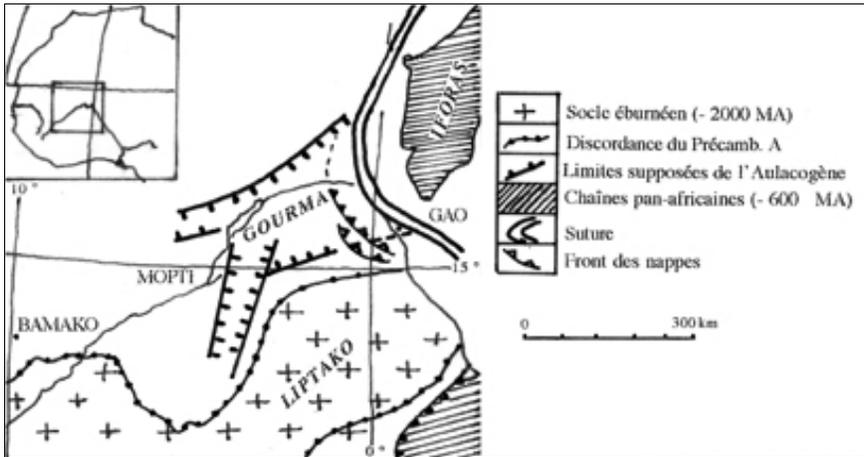


Figure 20. L'aulacogène du Gourma (source : Lesquer et Moussine-Pouchkine 1980).

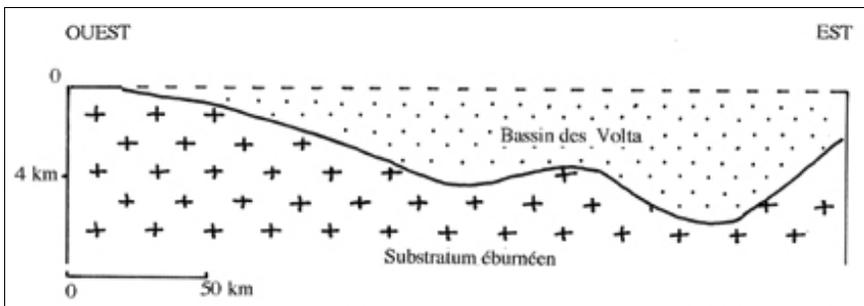


Figure 21. Topographie du substratum éburnéen du bassin des Volta à la latitude $9^{\circ} 30'$ d'après les données de l'aéro-magnétisme, C.G.G. 1971. (source : Affaton 1987).

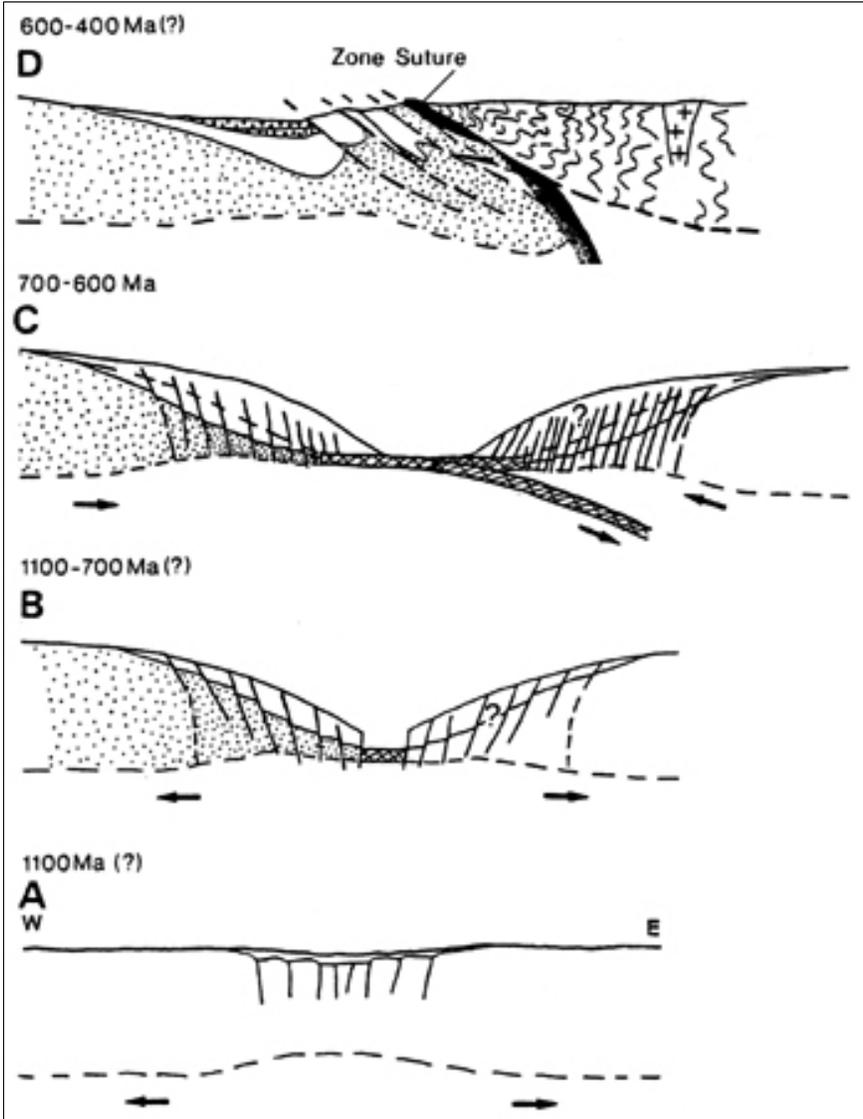


Figure 23. Schéma des principaux stades de la genèse et de l'évolution du bassin des Volta. Les échelles des longueurs et des épaisseurs ne sont pas respectées ici. A. Genèse du bassin voltaïen sur un mégacraton ouest-africain ; B. Découplage atonique ou lithosphérique suivi par le stade proto-océanique et l'installation de la première méga-séquence (Bombouaka) du prisme sédimentaire du bassin voltaïen ; C. Installation d'un régime de subduction après le dépôt de la 2^e méga-séquence (Pendjari) ; D. Dernier stade après la collision des blocs ouest-africain et bénino-nigérian et développement du "bassin péricratonique" des Volta (source : Affaton 1987).

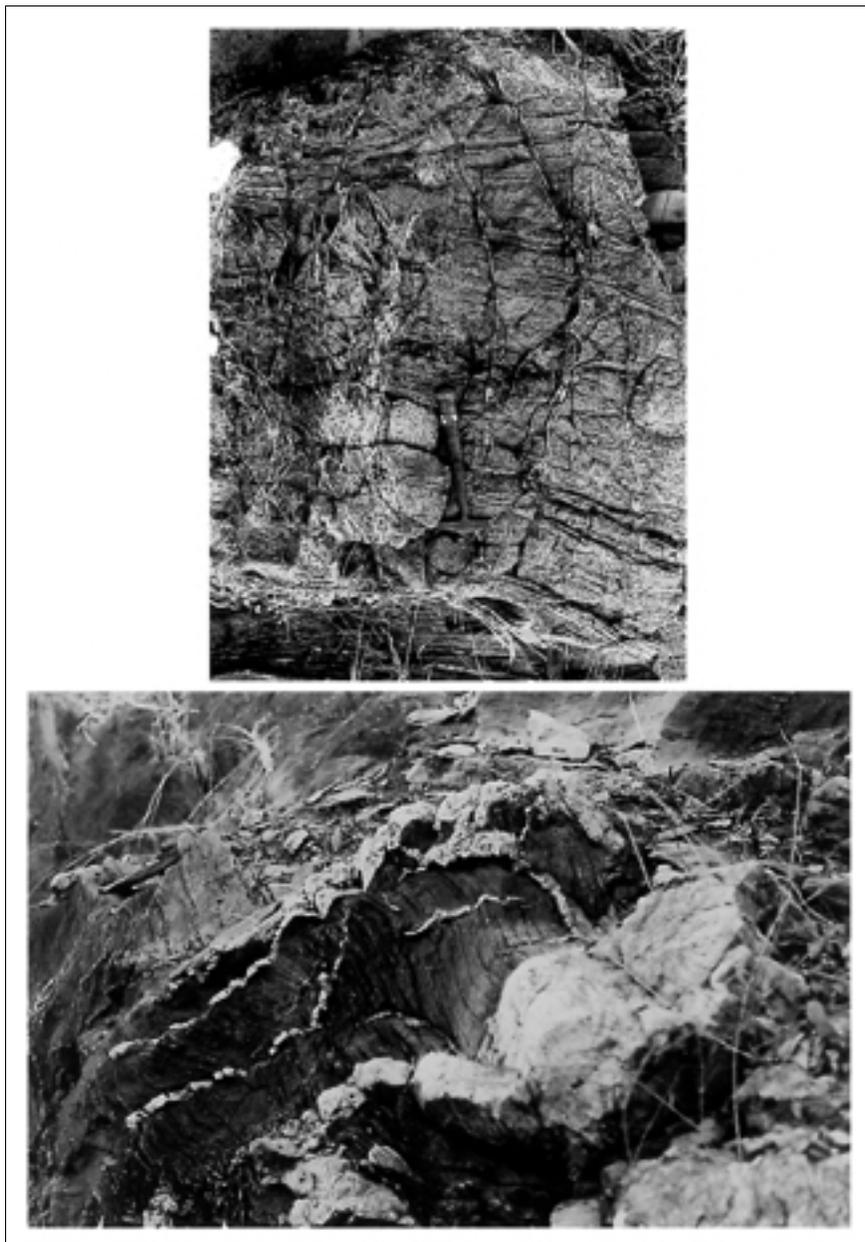


Figure 24. Tectonique cassante dans les formations sédimentaires et “remplissage” des diaclases par des filons de quartz. Haut : dans les grès du Gobnangou. Bas : dans les grès sériciteux du faciès tarkwaïen de la région de Kopoï (Boni).

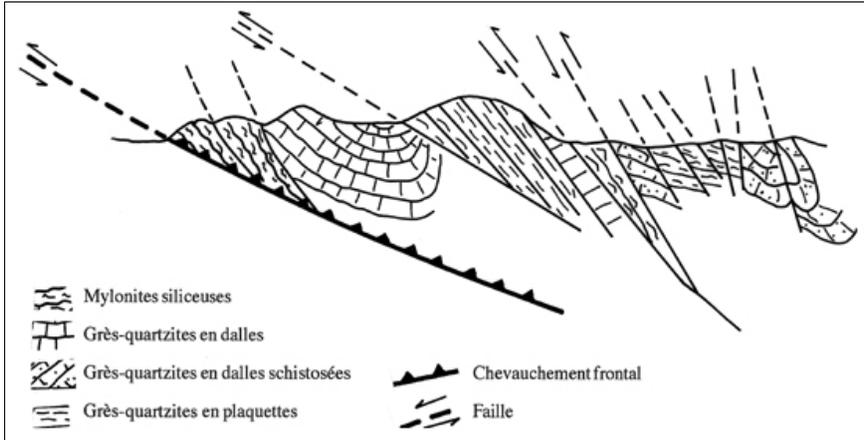


Figure 25. Tectoniques superposées dans la partie burkinabé de l'Atacora (source : Barthelet 1975, carte au 1/25 000^e).

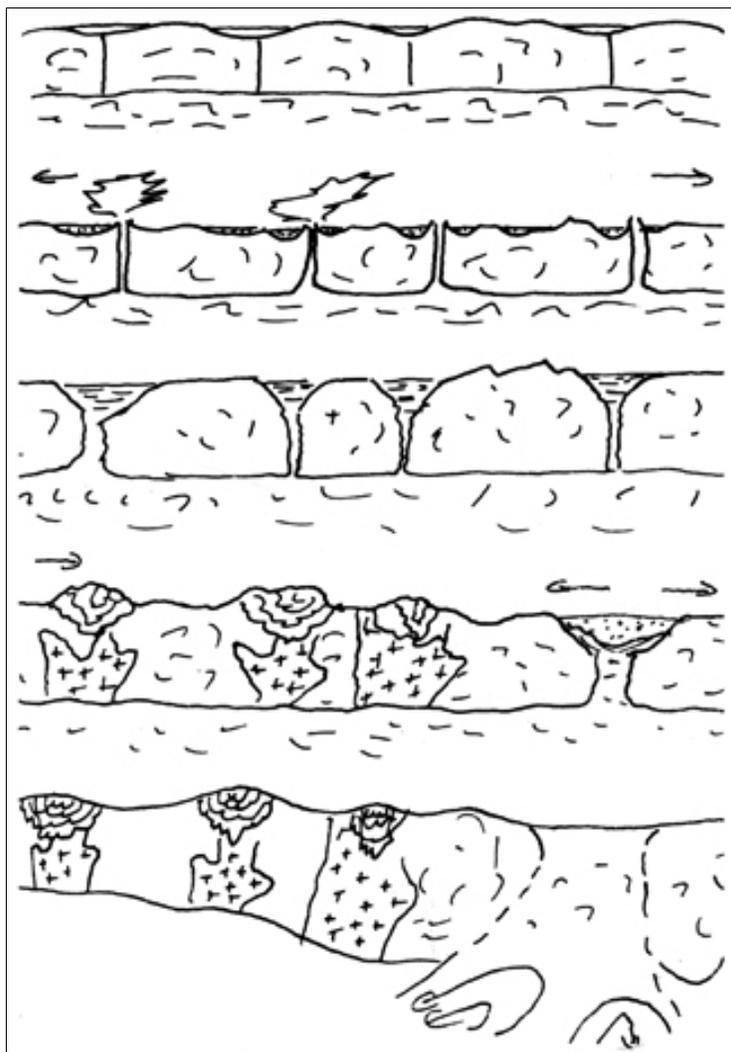


Figure 26. L'évolution de l'écorce primitive. Les ceintures archéennes de schistes verts, leur gisement métallifère et le développement des fonds océaniques. 1. Écorce primitive étendue à travers toute la surface du globe (épais. : 14 km env.) ; 2. Localisation des complexes volcano-sédimentaires le long des lignes de faiblesse en fonction d'une séparation momentanée ; 3. Érosion avec sédimentation remplissant les fossés ; 4. Anatexie, intrusion à grande échelle, plissements des ceintures volcano-sédimentaires sous l'effet des contractions, sauf dans le cas des deux blocs de droite où une rupture avec effondrement du fossé amène le développement d'un bassin océanique ; 5. Le bassin s'élargit et permet l'établissement des régimes de la dérive des Plate-Tectonics du géosynclinal (source : Shaw, p. 345-347).

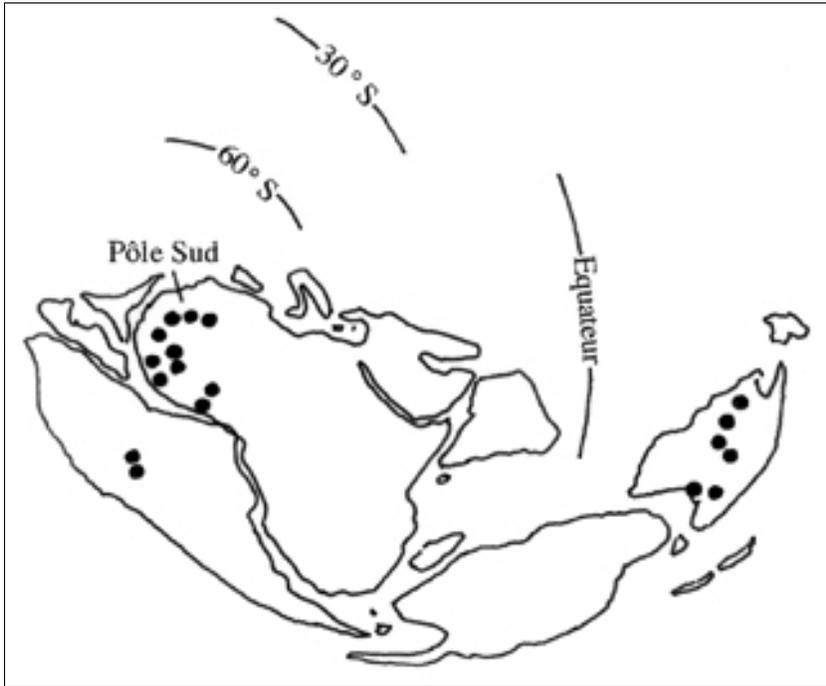


Figure 27. Le globe terrestre à la fin du (Pré-)Cambrien. *Points noirs* : localisation des dépôts glaciaires (source : Deynoux 1985).



Figure 28. Cheminement du Pôle Sud depuis le Précambrien (source : Deynoux 1985).

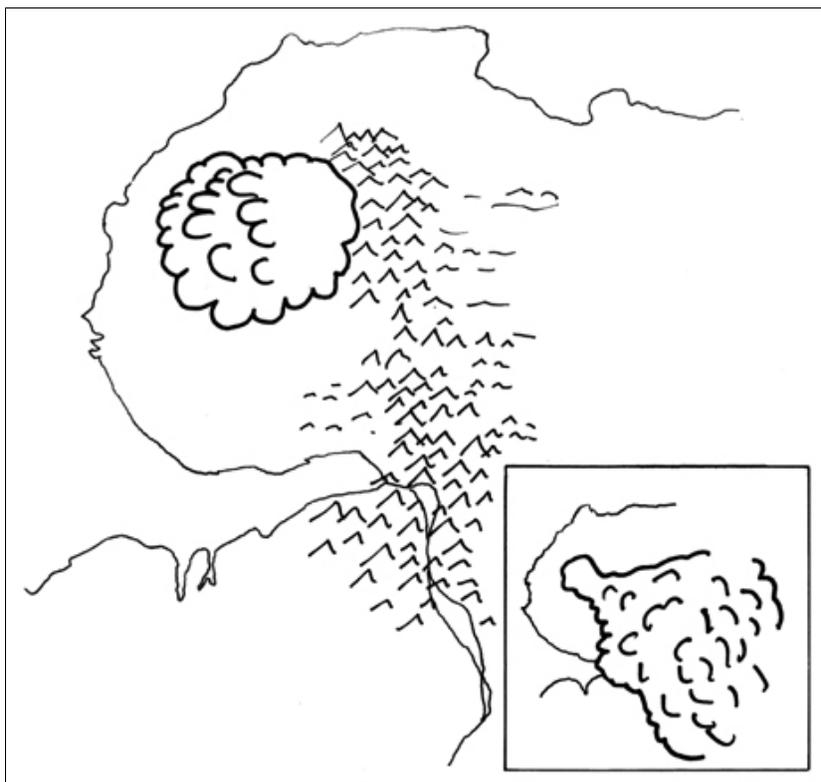


Figure 29. Positionnement des inlandsis cambriens (en encadré, l'inlandsis ordovicien) (source : Fabre 1974).

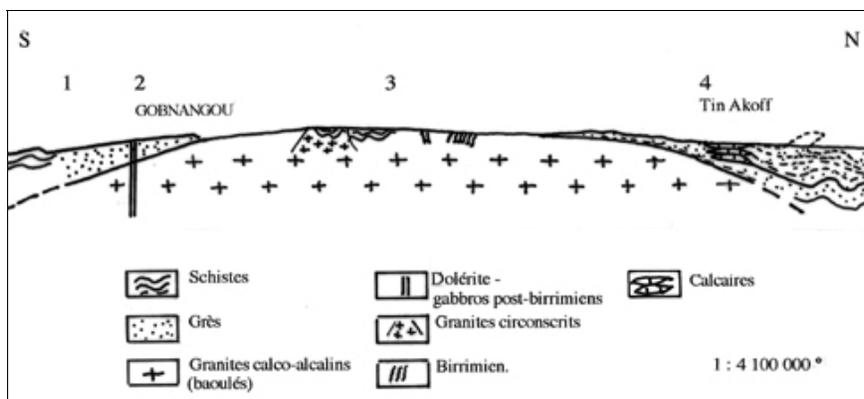


Figure 30. Coupe géologique schématique N-S à travers le Burkina-Faso, du bassin de Gourma (Oudalan) au bassin voltaïen (Gobnangou). 1. Dahoméyides ; 2. Gobnangou ; 3. Plateau mossi ; 4. Oudalan (source : Desfossez 1962).

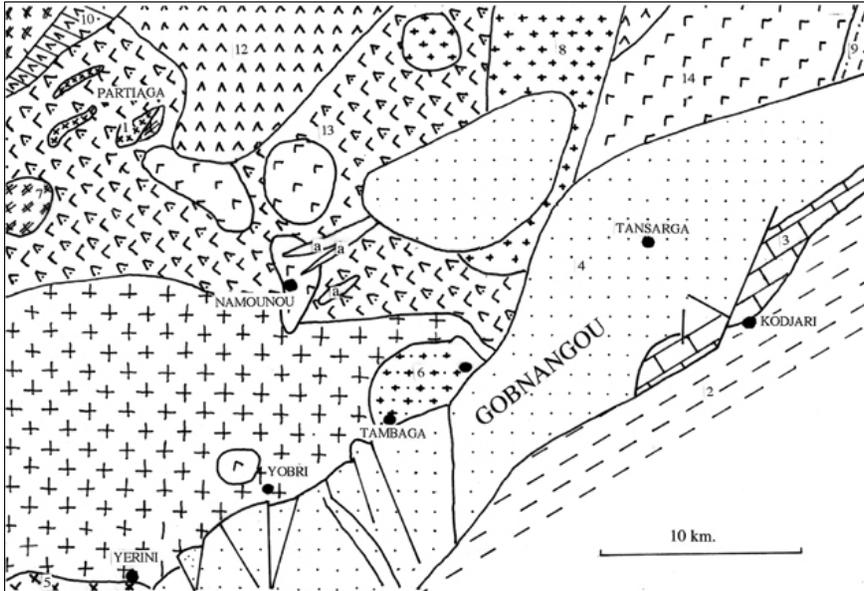


Figure 31. Exemple de diversité des roches du socle de part et d'autre du massif gréseux du Gobnangou. 1. Granite indifférencié ; 2. Schistes ; 3. Phytanites ; 4. Grès ; 5. Granite tarditectonique à grains fins ; 6. Granite de Pentenga ; 7. Granite de Linga ; 8. Granitogneiss de Diapaga ; 9. Leptynite ; 10. Andésites, dacites, micro-diorite et quartzite ; 11-a. Amphibolites ; 12. Birrimien indifférencié ; 13. Migmatites basiques ; 14. Roches basiques grenues (source : Le Stanguennec 1967).

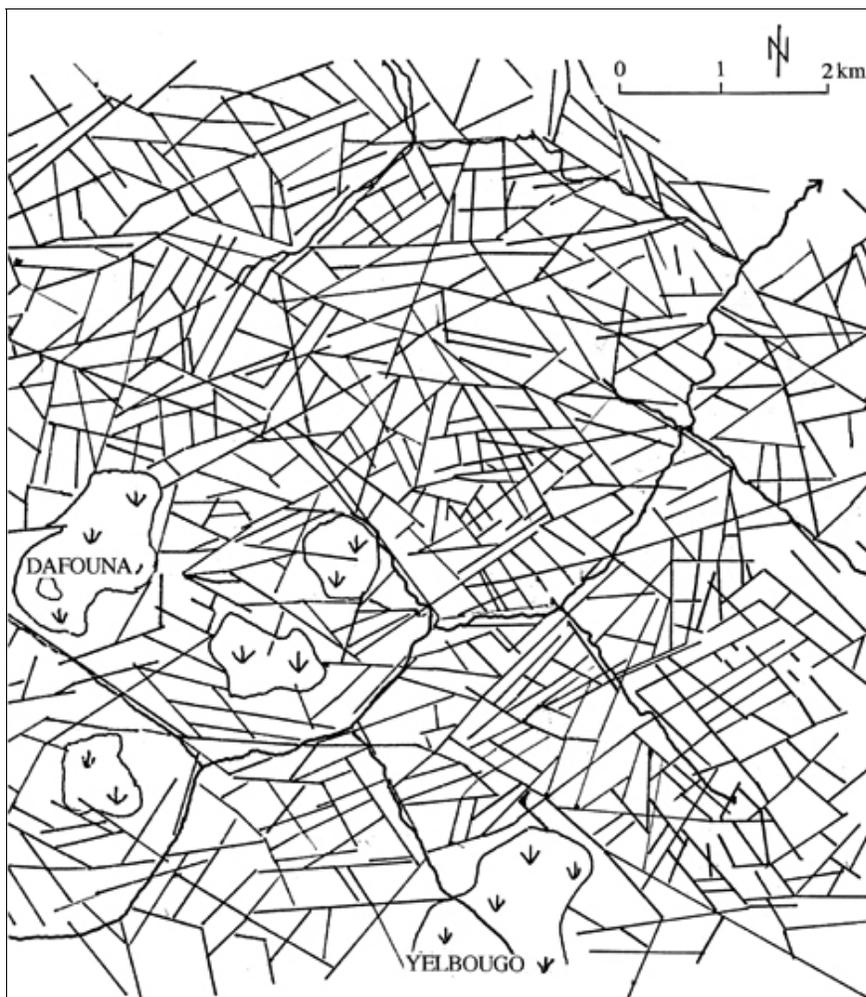


Figure 32. Exemple de fracturation du socle dans la région de Léo (province de la Sissili). (source : Engalenc 1978, photo A.O.F. 1950, n° 077, échelle : 1/55 000).

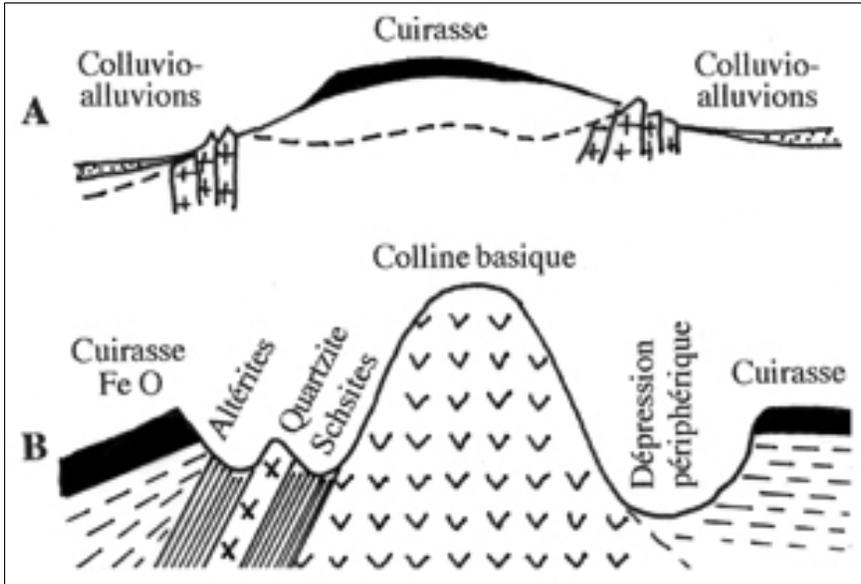


Figure 33. Modelé des zones granitiques (A) et des zones basiques (B) au Burkina-Faso (source : Pion 1979).

	ROCHES CRISTALLINES QUARTZEUSES	ROCHES BASIQUES ET ULTRA-BASIQUES
NATURE DES ALTERATIONS	Arènes poreuses à squelet- tes quartzeux.	Lithomarges argileuses imperméables (arénisation faible).
DRAINAGE	Bon drainage intense. Orientation latérale de l'eau. Fines entièrement exportées.	Mauvais drainage interne. Absence d'évolution lat- érale. Départ définitif des fines.
NATURE DES ALTERITES	Smectites + kaolinites.	Smectites. Smectites + kaolinite.
RICHESSSE EN FER (GOE- THITE, HEMATITE)	3 à 5 %.	9 à 12 %
EVOLUTION DES PROFILS	Latérale.	Verticale.
EPAISSEUR DES MANTEAUX D'ALTERATION	3 à 10 m (sur plusieurs dizaines de mètres d'arènes).	
LITHODEPENDANCE DES MANTEAUX D'ALTERITES		Totale.
POSITION TOPOGRAPHIQUE	Basse.	Haute. Commandement : Sahel : 50 à 80 m, région soudanaise : 100 à 200 m.
PERTE DE MATIERE ET DE VOLUME	Forte.	Faible.
ALTERATION SOUS CUIRASSE	10 à 30 m.	30 à 50 m s/cuir. ferr. 100 à 200 s/cuir. alumino-ferr.
DESEQUILIBRE CLIMATIQUE	Oui.	Oui.
DEGRADATION ET RECTIFICATION DU MODELE	Forte.	Faible.
RESISTANCE DES CUIRASSES	Faible.	Forte.
RESULTAT GEOMORPHOLOGIQUE, ACTION DE LA NAPPE PHREATIQUE	Position basse primordiale.	Position haute faible.

Figure 34. Caractéristiques des cuirasses sur roches cristallines quartzieuses et sur roches basiques et ultra-basiques dans le Sahel burkinabé (source : Pion 1979).

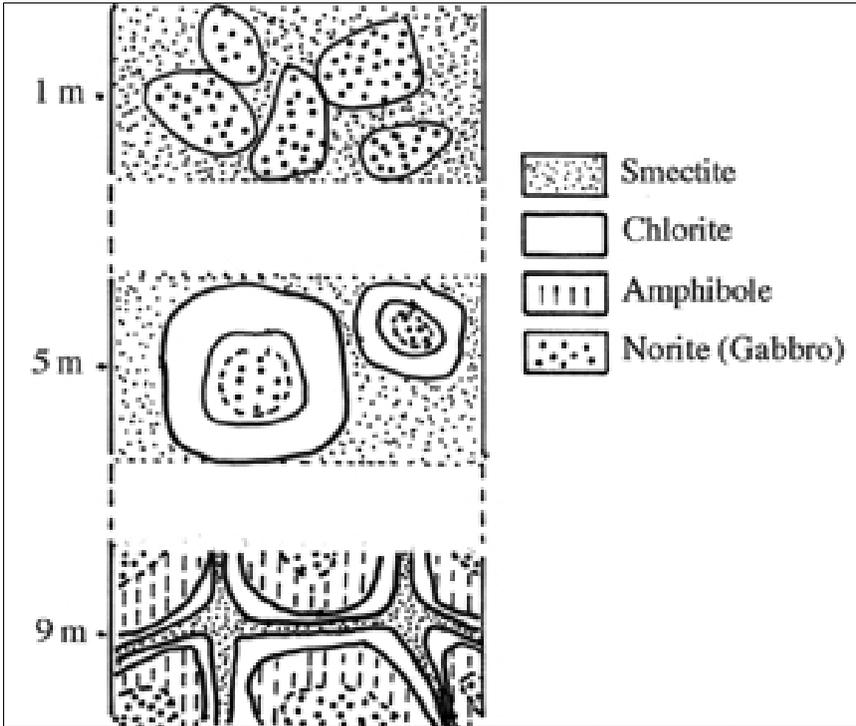


Figure 35. Transformation par altération précoce d'un gabbro (source : Pion 1979).

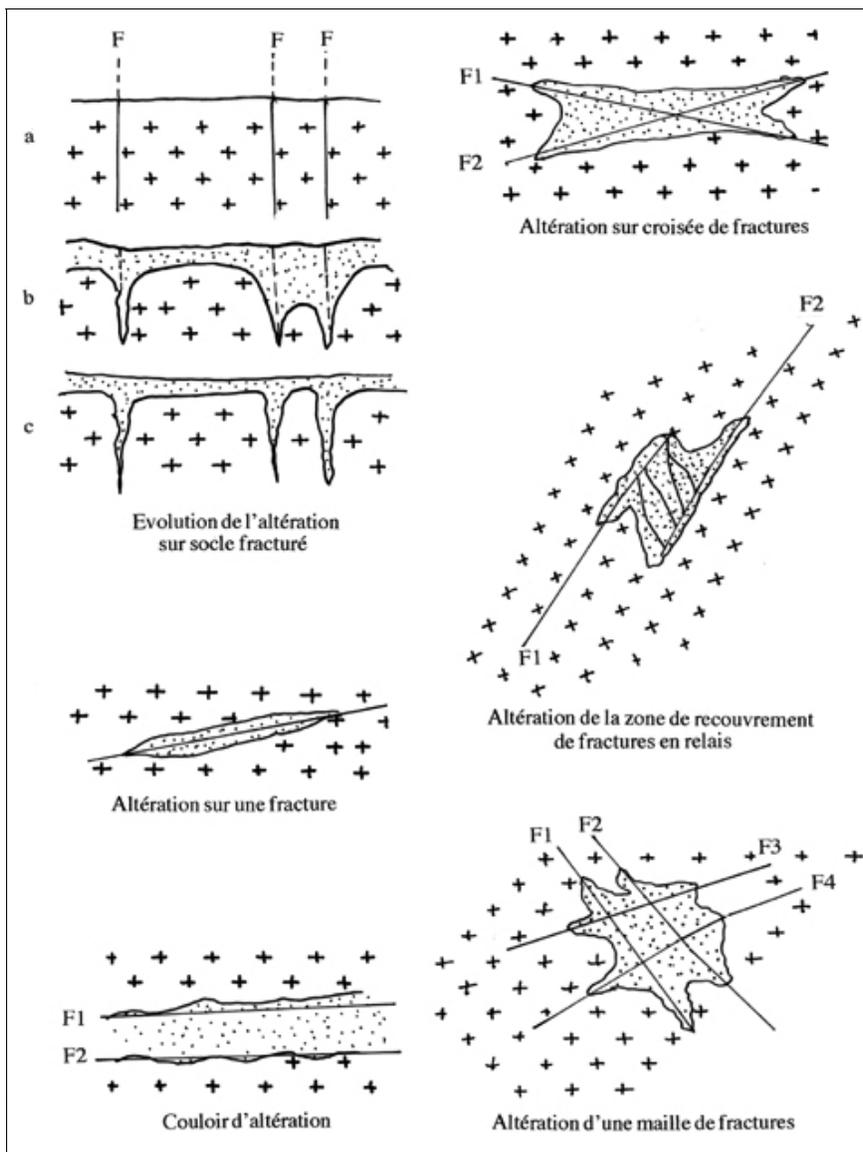


Figure 36. Les zones préférentielles d'altération en relation avec les cassures du socle. (source : Engalenc 1978).



Figure 37. Le conglomérat intraformationnel dans les dolomies à stromatolites de Souroukoudingan.

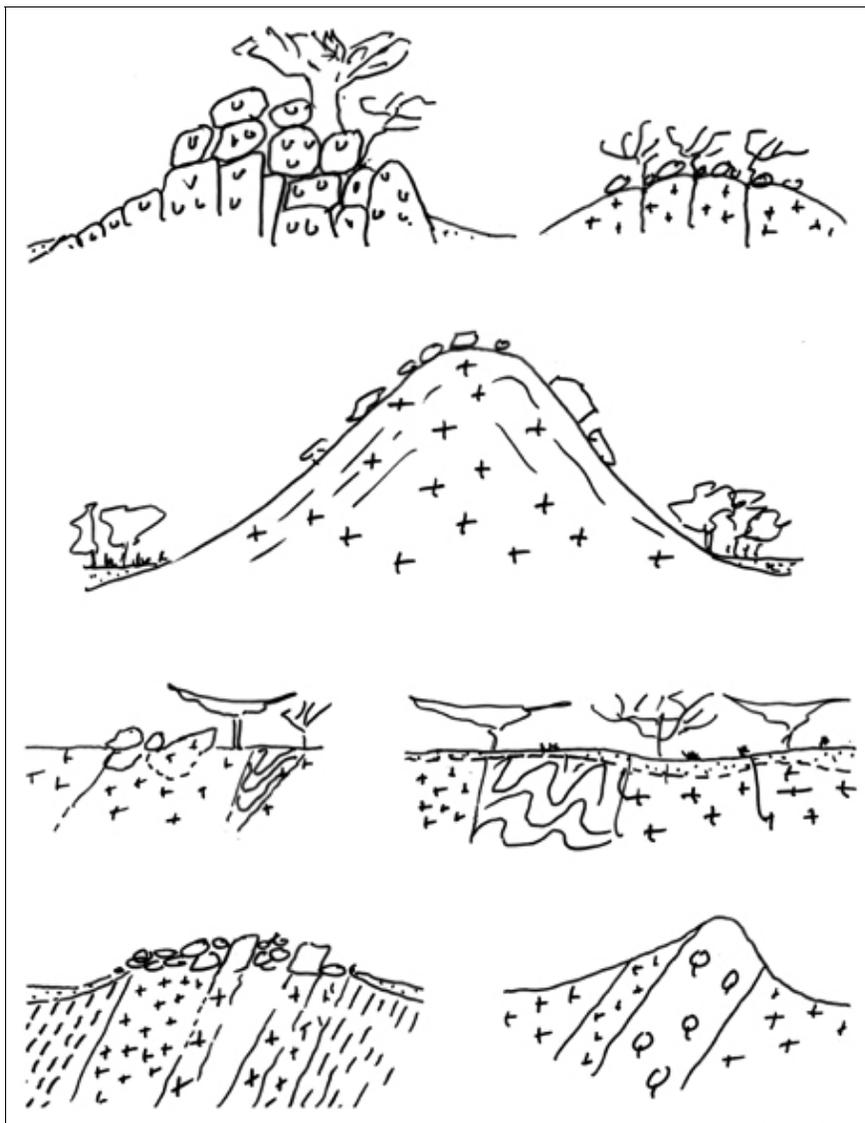


Figure 38. Tectonique du socle et érosion différentielle. ++ : *granitoïdes*, vv : *roches basiques*, QQ : *filons de quartz*, -- : *schistes*, ... : *colluvions-altérites* (source : observations personnelles).



Figure 39. Éclatement de la roche du socle par dynamitage dans une carrière de gravillons à Wayen. *Installation d'une touffe de graminées contribuant à accentuer la déstabilisation de la roche fracturée ainsi que son altération.*

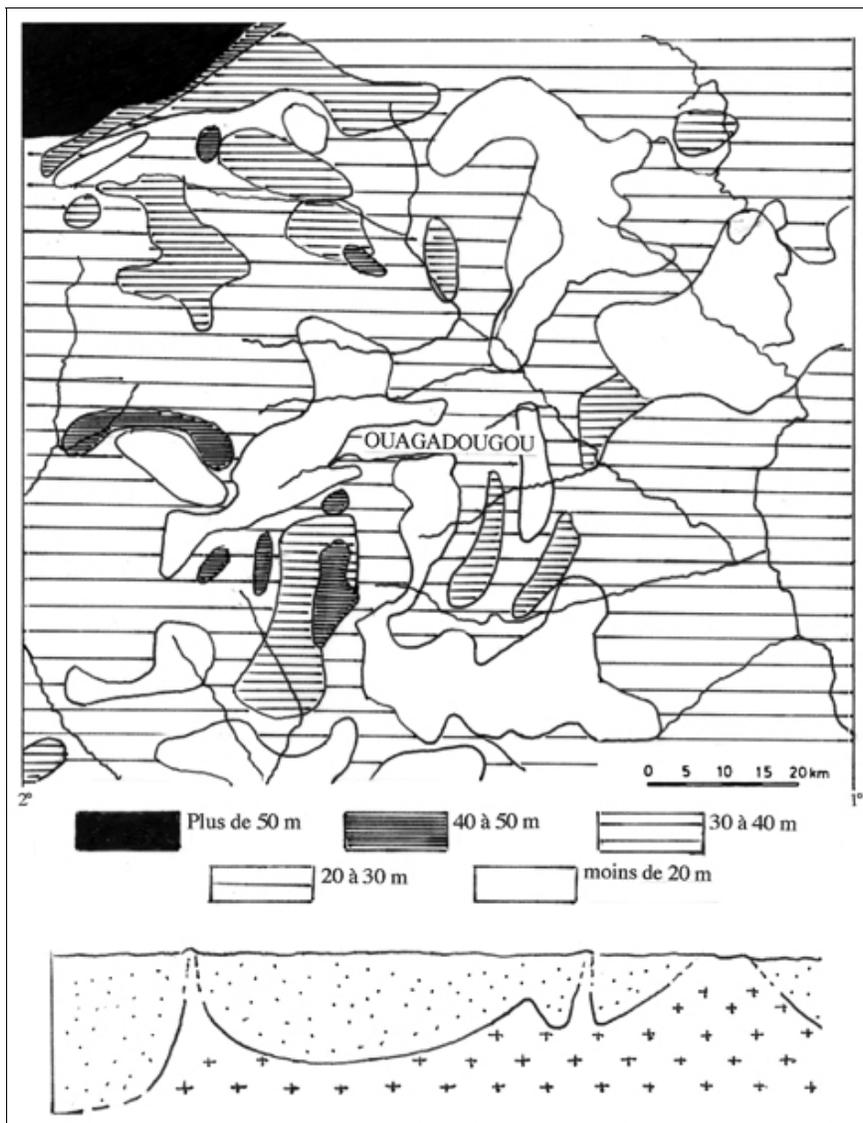


Figure 40. Carte des répartitions des épaisseurs d'altération et coupe NW-SE (source : BRGM 1984, in *Programme d'hydraulique villageoise dans la région centrale du Burkina-Faso*, CEAO, direction de l'hydraulique et du développement rural, Burkina-Faso).

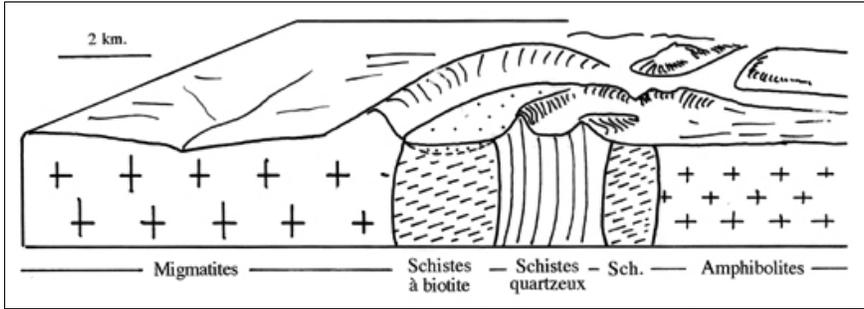


Figure 41. Alvéole cuvette dans la région de Pô-Tiébé (frontière ghanéenne) (source : Mietton 1990).

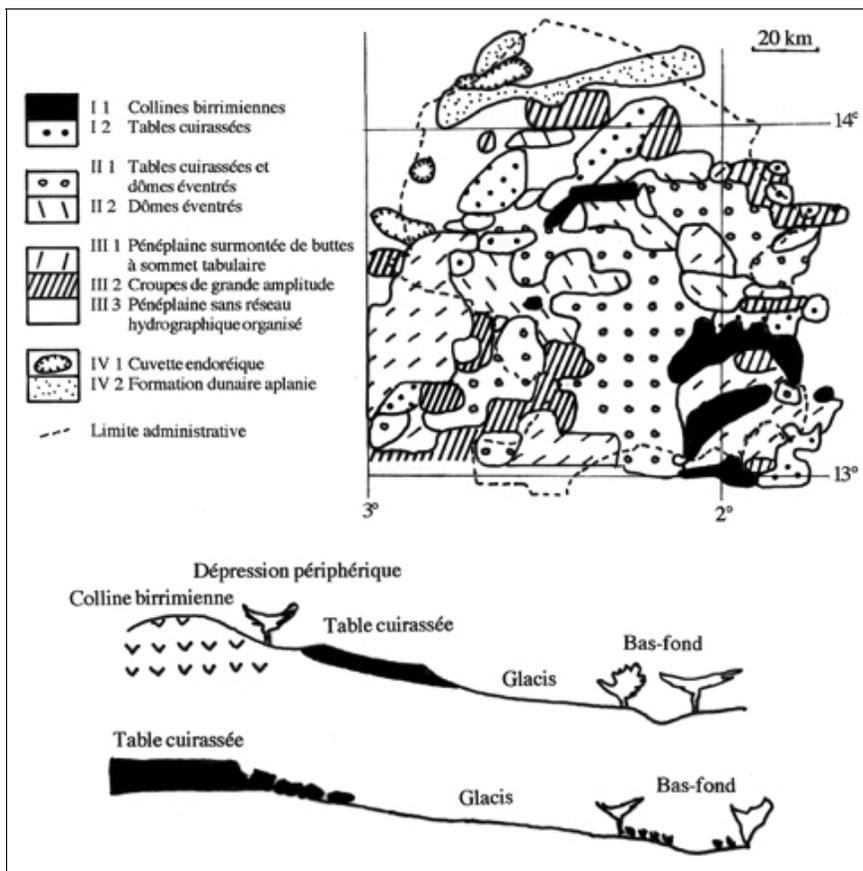


Figure 42. Types de modelés et toposéquences dans les paysages du Yatenga. Haut : *typologie et répartition*. Bas : archipel de collines ceinturées de tables cuirassées et dôme éventré (source : Dughé 1989).

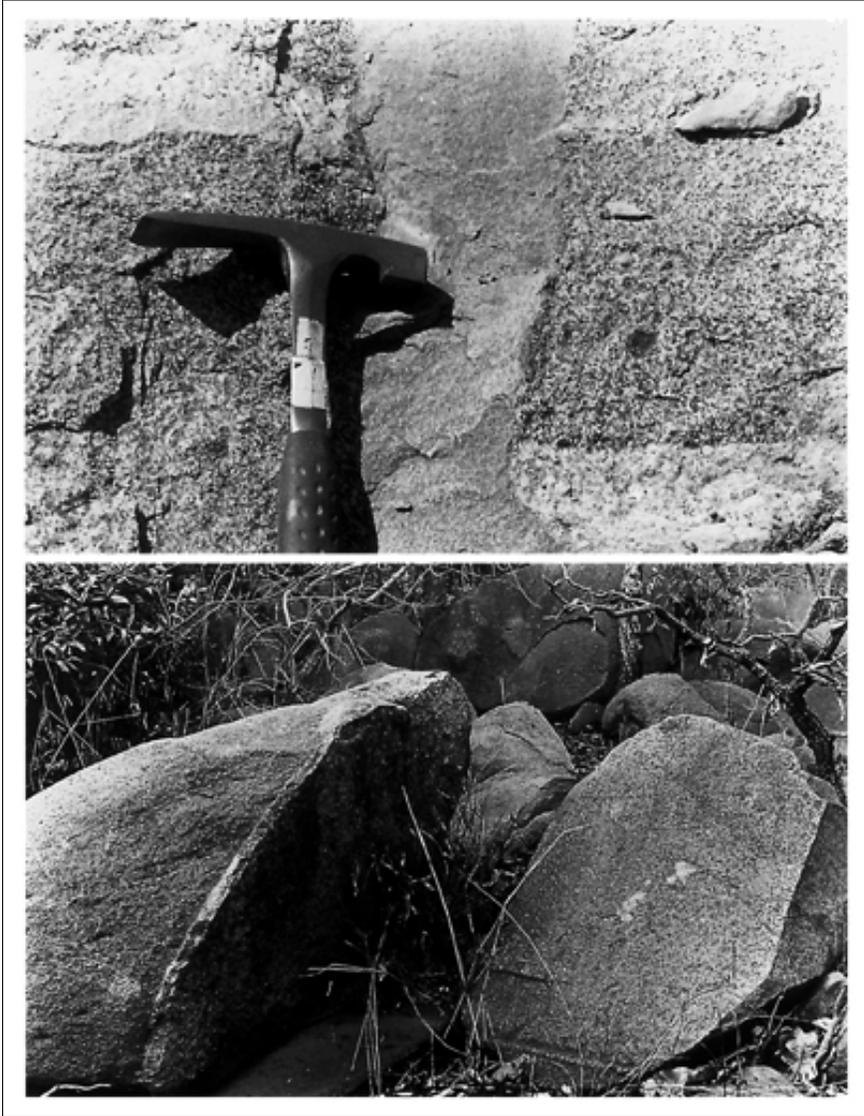


Figure 43. Modes de désagrégation des granites. Haut : filon d'aplite dans un granite du socle (Boudtenga). *Noter le décrochement intervenu au cours d'une deuxième phase de tectonique.* Bas : rôle d'un filon dans la dislocation d'un bloc granitique.

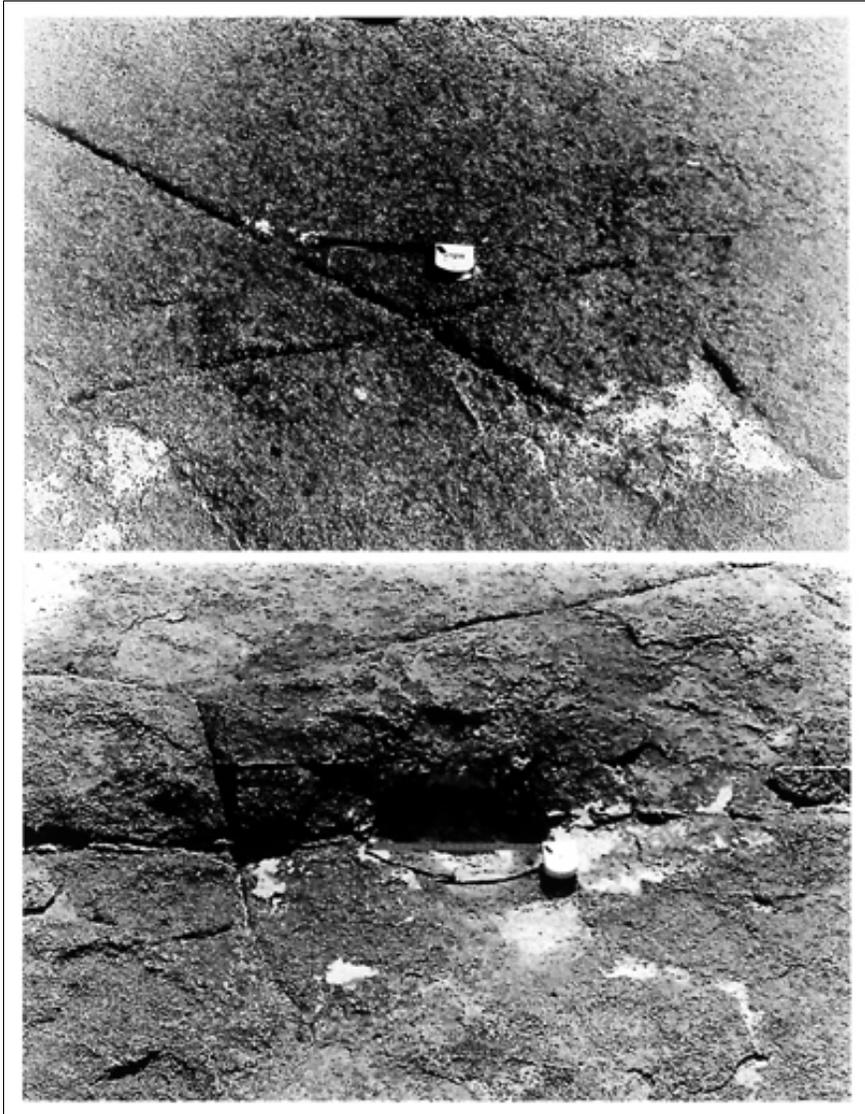


Figure 44. Diaclases dans les granites du socle. Haut : joints croisés dans une syénite (Wayen). Bas : joints quadrangulaires avec début d'alvéolisation et desquamation dans une syénite (Wayen).

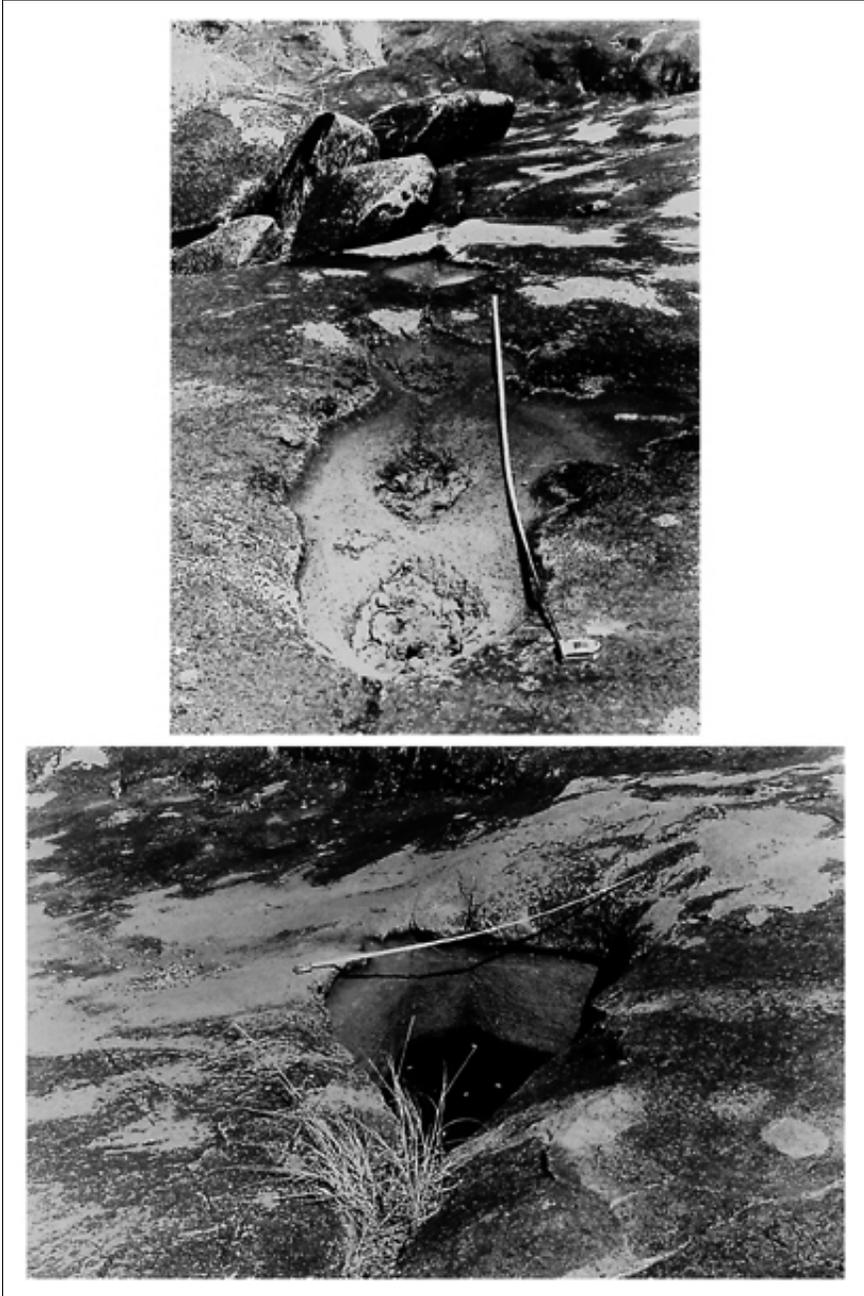


Figure 45. Vasques développées sur roches cristallines (syénite) et diaclases (Wayen). Haut : vasques sur diaclase avec reprise d'érosion. Dans le fond de la vasque principale, on remarque trois petites nouvelles vasques comblées par de l'argile récente. Bas : vasque lancéolée beaucoup plus profonde encore occupée par de l'eau pluviale et à bord supérieur vertical.

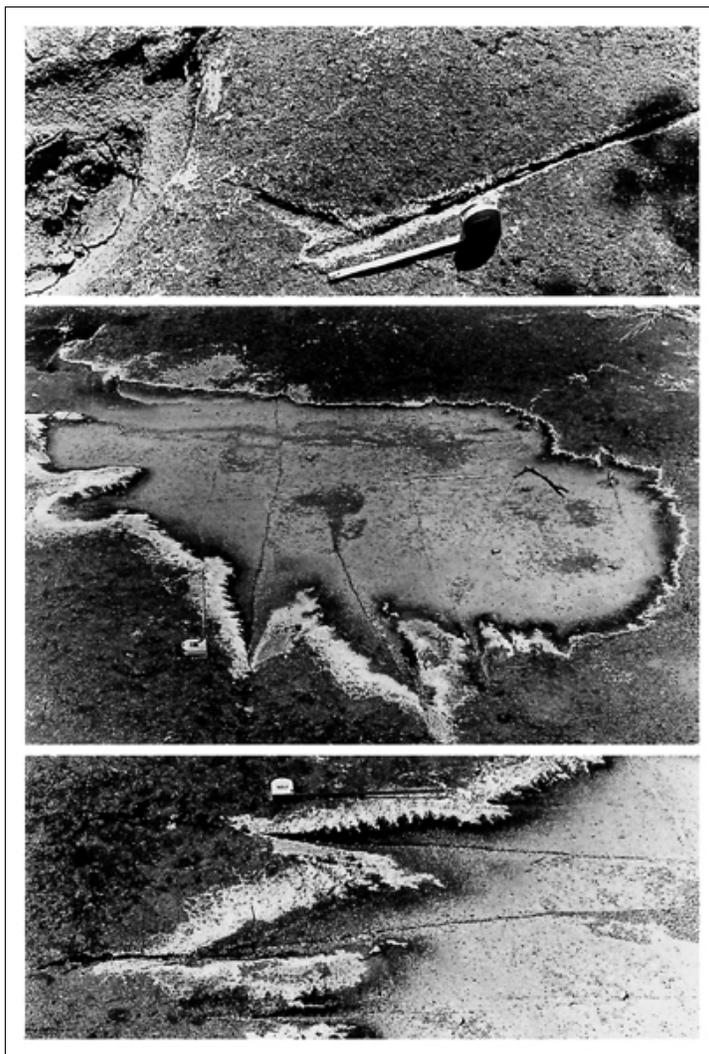


Figure 46. Vasques dans les granites du socle. Haut : élargissement au niveau du croisement de deux petites diaclases. *Début du processus de la formation d'une vasque ?* Milieu : vasque peu développée sur un champ de diaclases. *L'indentation prononcée en "fer de lance" se fait sur le pourtour de la dépression au niveau de chacune des diaclases (rôle des micro-stromatolites ?)*. Une micro-indentation se développe sur le bord des indentations principales. Un liséré blanc souligne tout le pourtour de la vasque indiquant l'action de l'eau ; le liséré foncé qui lui succède en contre-bas est dû à de la matière organique. Le fond de la vasque est recouvert d'argile et d'éléments plus grossiers. Bas : micro-indentations (détails).

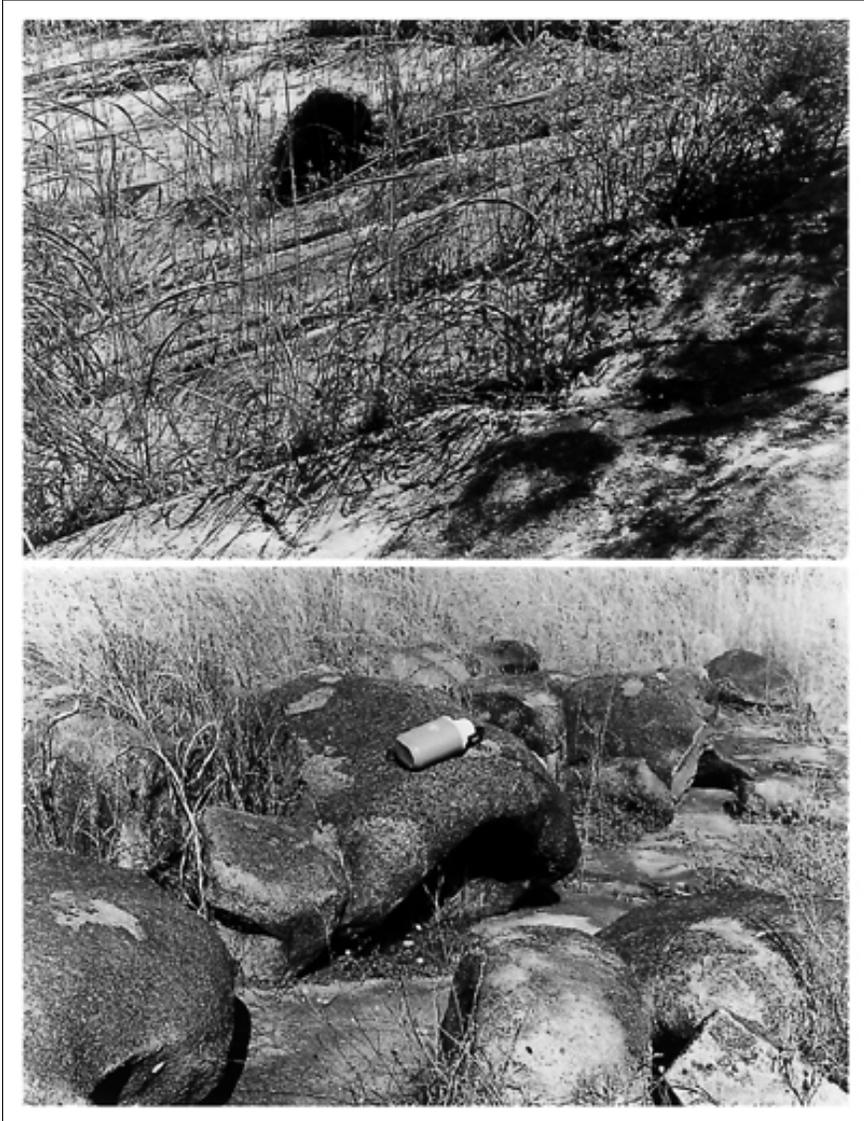


Figure 47. Ébauche de méso-modelés dans les granites du socle. Haut : cannelures sur syénite. Bas : ébauche de taffoni ou pseudo-taffoni sur une boule de syénite.

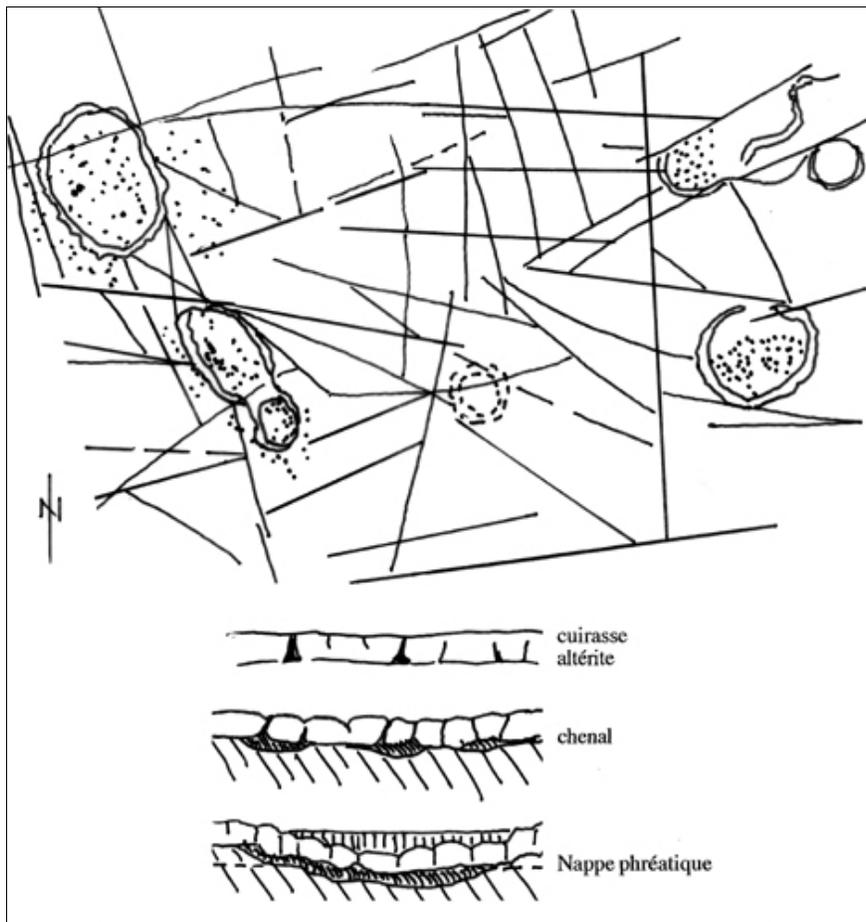


Figure 48. Pseudo-dolines développées sur socle (Volta Noire, Burkina-Faso) (source : Engalenc 1978). Haut : photo fausses couleurs (alt. : 3 323 m, UPV 47127, oct. 1974, éch. : 1/20 000^e). Bas : genèse d'une pseudo-doline et d'un bas-fond.

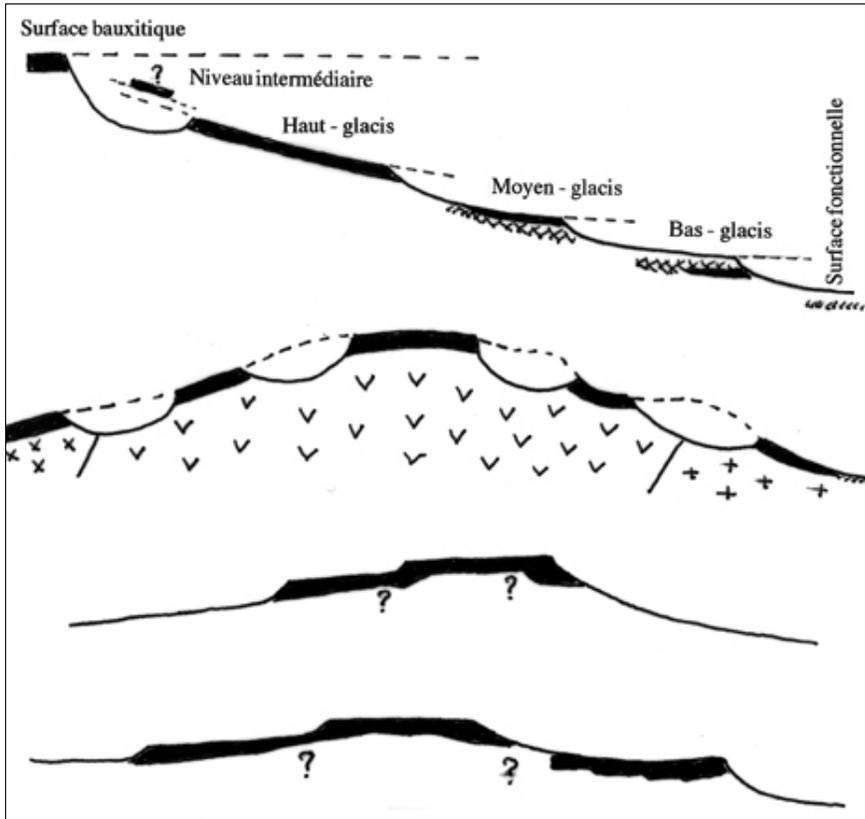


Figure 49. Les deux hypothèses émises pour la genèse des niveaux cuirassés. Haut : hypothèse polycyclique pour l'ensemble des données du paysage. Succession de glacis de genèses et d'âges différents. Les moyens et bas glacis sont associés à des terrasses d'origine fluviale, bien conservées et souvent indurées (source : Vogt, Grandin). Milieu : hypothèse d'un cuirassement (éventuellement polyphasé) sur une surface ondulée (source : Leprun). xxx : granite mélanocrate, vvv : roche basique, +++ : granite leucocrate, /// : recouvrement. Bas : coupes simplifiées de niveaux cuirassés et "emboîtés" au sud de Dori (province du Séno) (source : Riou 1974).

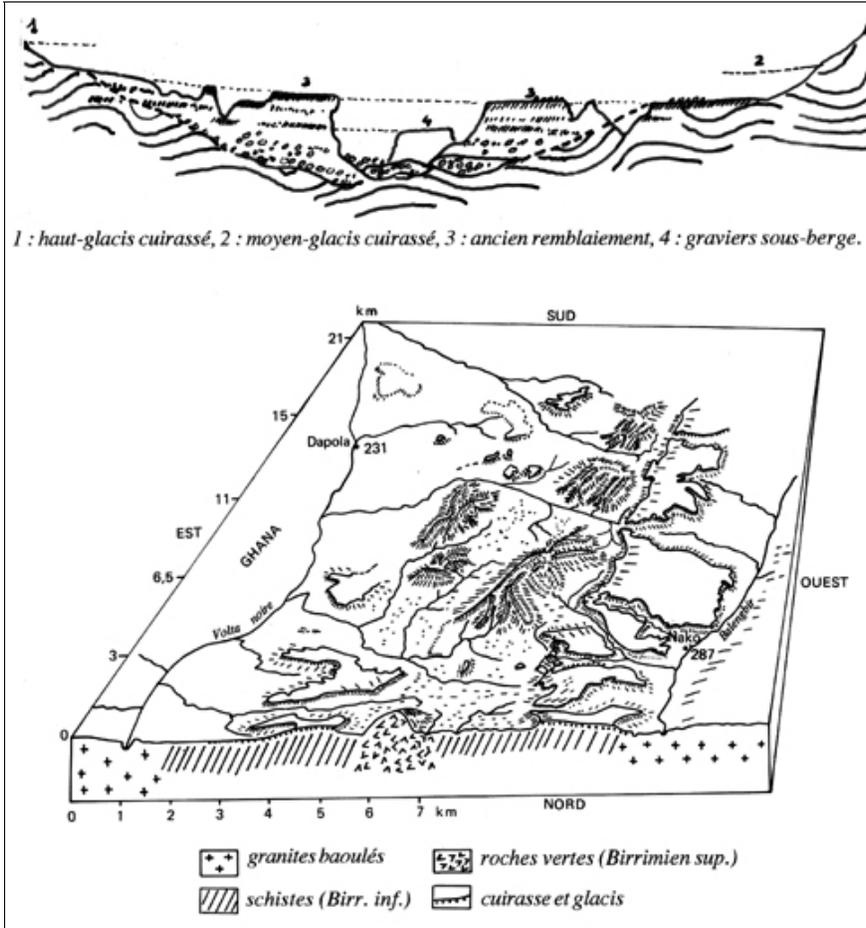


Figure 50. Positionnement des tables cuirassées en pays lobi. Haut : les glacis cuirassés du pays lobi (province de Noubia). Bas : les surfaces cuirassées dans leur environnement birrimien. Bloc-diagramme de la région de Diépla (province du Poni) (source : Savonnet 1976).



Figure 51. Les formations cuirassées dans l'arc birrimien (Kaya-Kongoussi). Haut : butte cuirassée bauxitique dans la région de Sabsé, près de Kongoussi. *La butte à entablement horizontal culmine à près de 500 m et représente la cuirasse en place la plus ancienne du pays (Pliocène)*. Bas : reste de cuirasse bauxitique (détail).

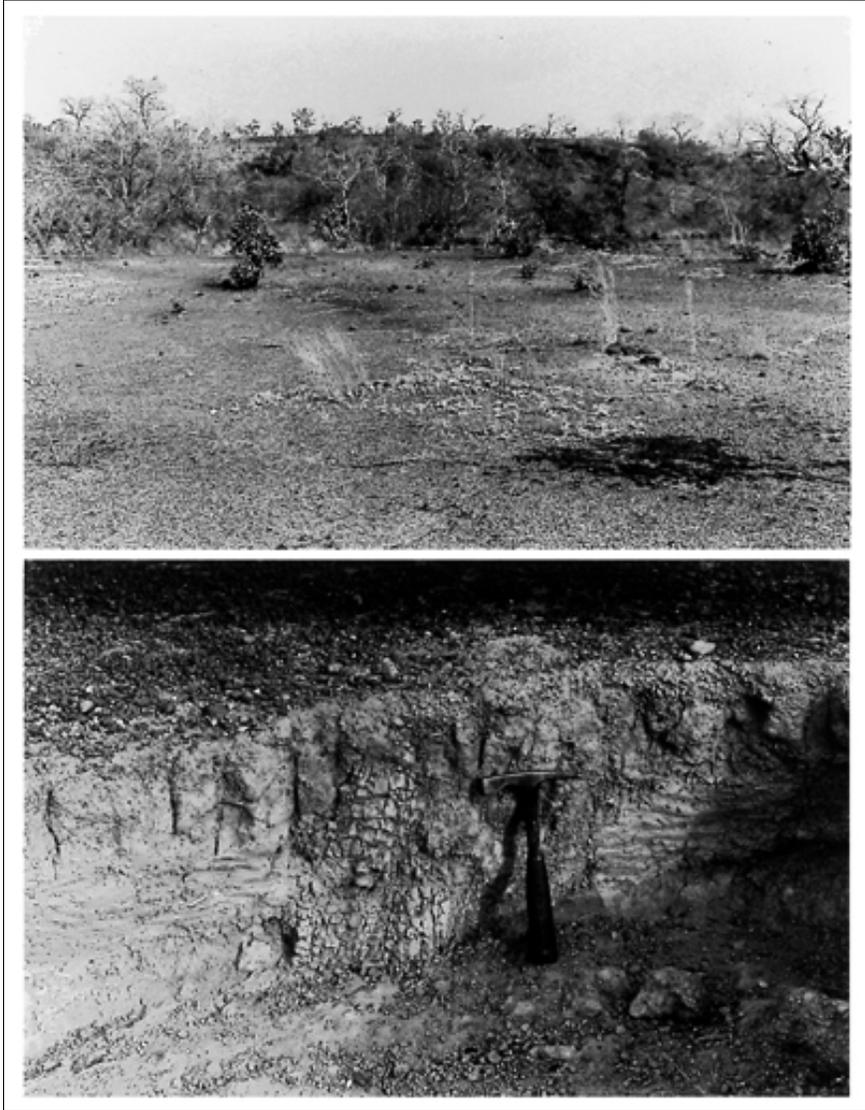


Figure 52. Aspects des glacis au pied des cuirasses. Haut : rebord de cuirasse sur socle (Boudtenga) avec son glacis induré. Bas : filon de quartz altéré dans la carapace.

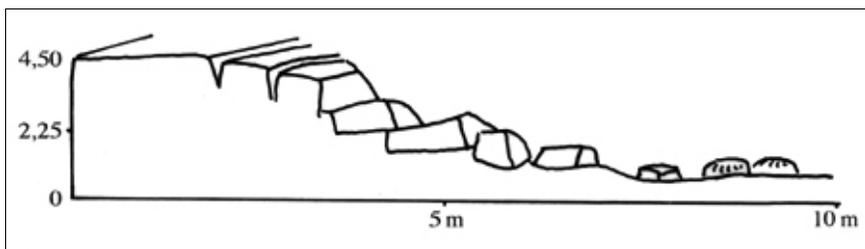


Figure 53. Profil transversal du "Wendou" de Namsiguia (région de Kaya) (source : Bougère 1976).



Figure 54. Plissements dans les grès de l'étage à siltstones-argilites-carbonates. Haut : anticlinal de Moami. Bas : colline de Souroukoudingan.

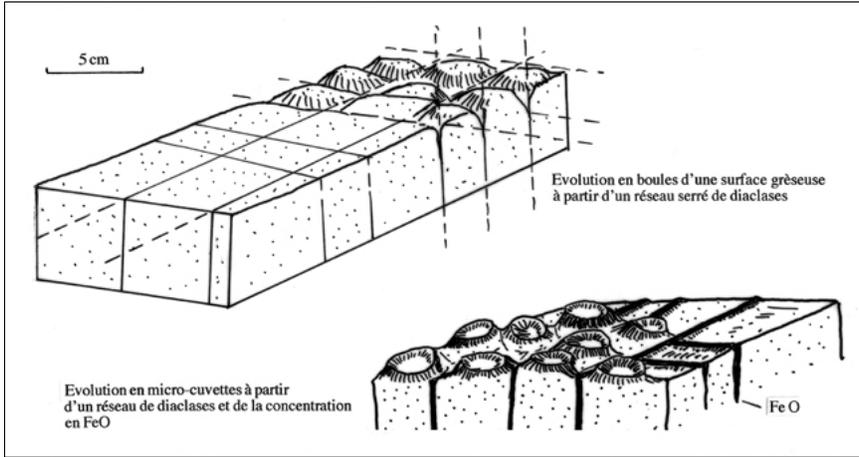


Figure 55. Formes d'érosion mineures observées dans les grès de Kawara-Sindou.

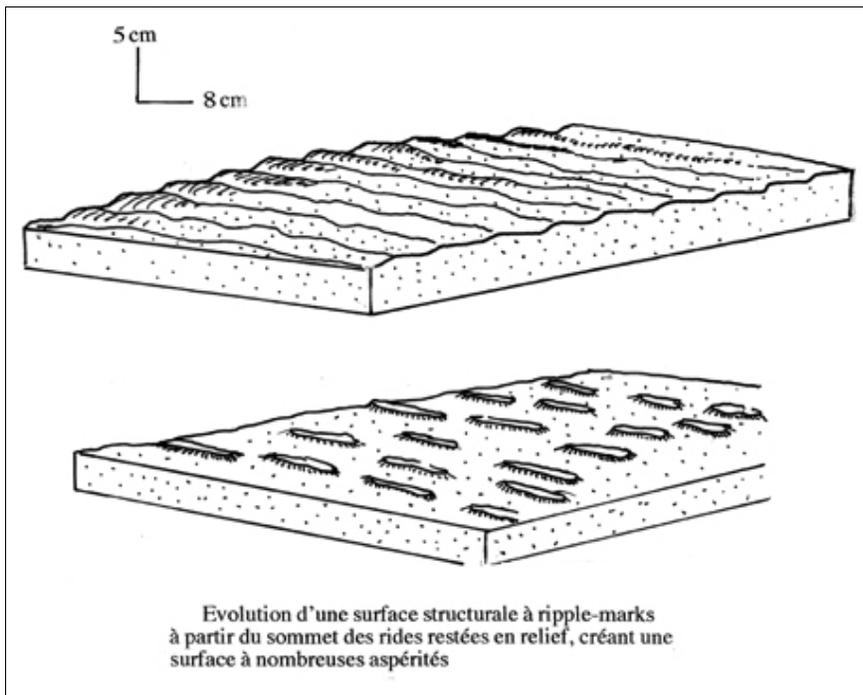


Figure 56. Érosion différentielle des grès dans les rides de sédimentation.

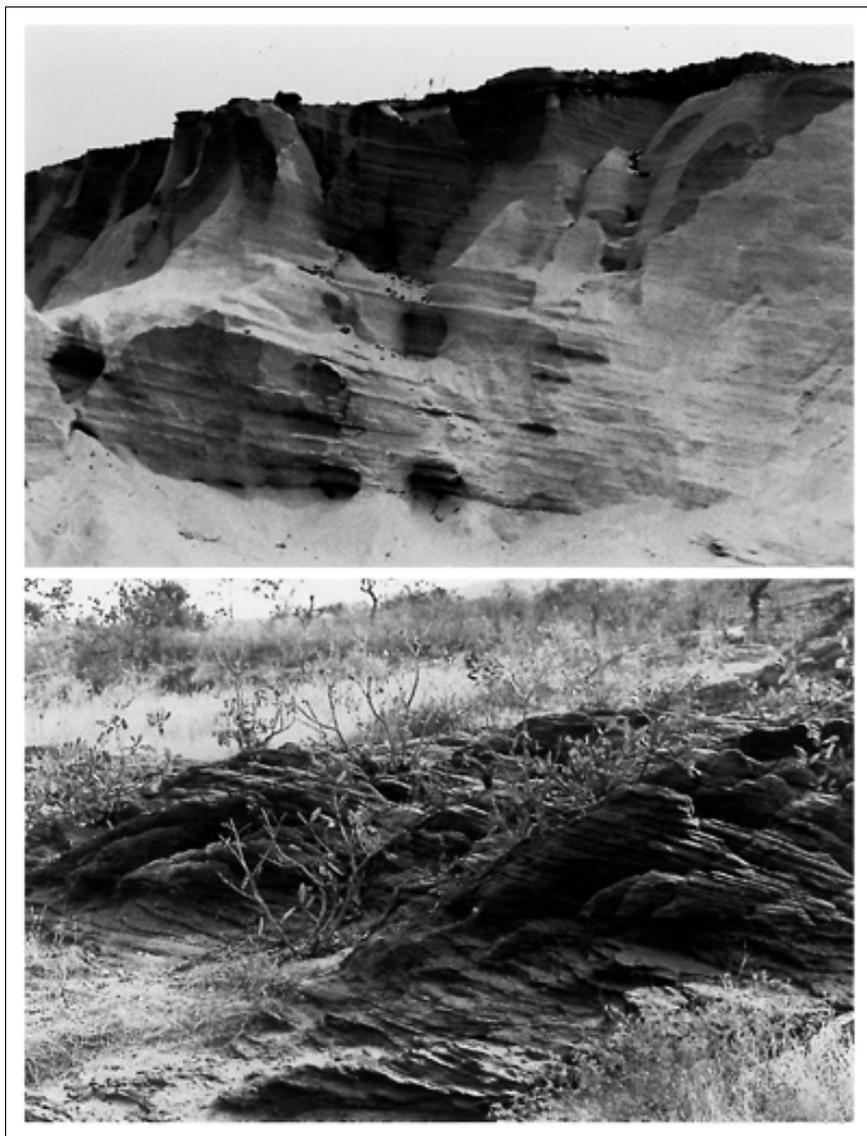


Figure 57. Fines stratifications dans les grès de Kawara-Sindou. Haut : à l'état de sable (Koro). Bas : fortement patinés et émoussés (Koro).

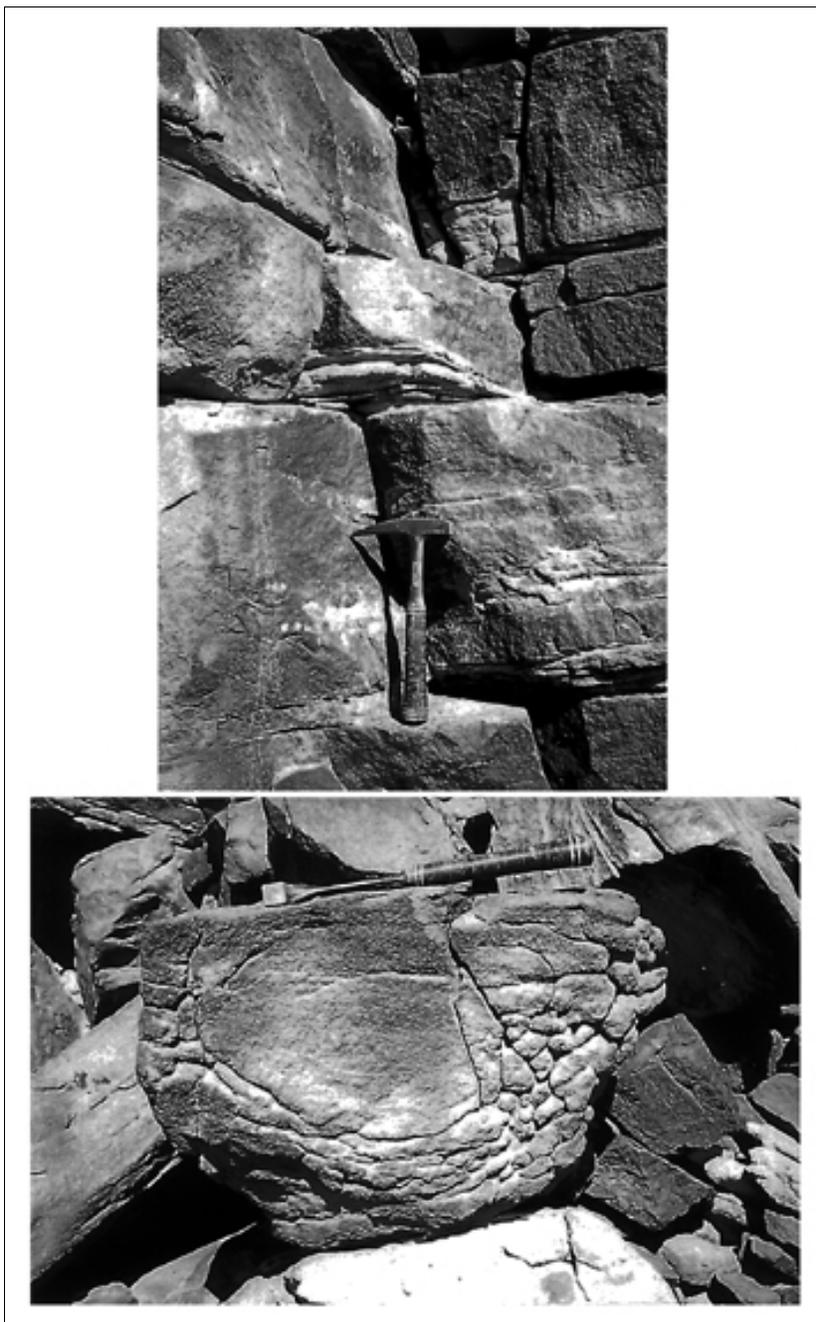


Figure 58. Désagrégation des grès dans le démantèlement des corniches. Haut : petite lentille de grès peu cohérent entre deux bancs résistants. Bas : désagrégation autour d'un cœur résistant.

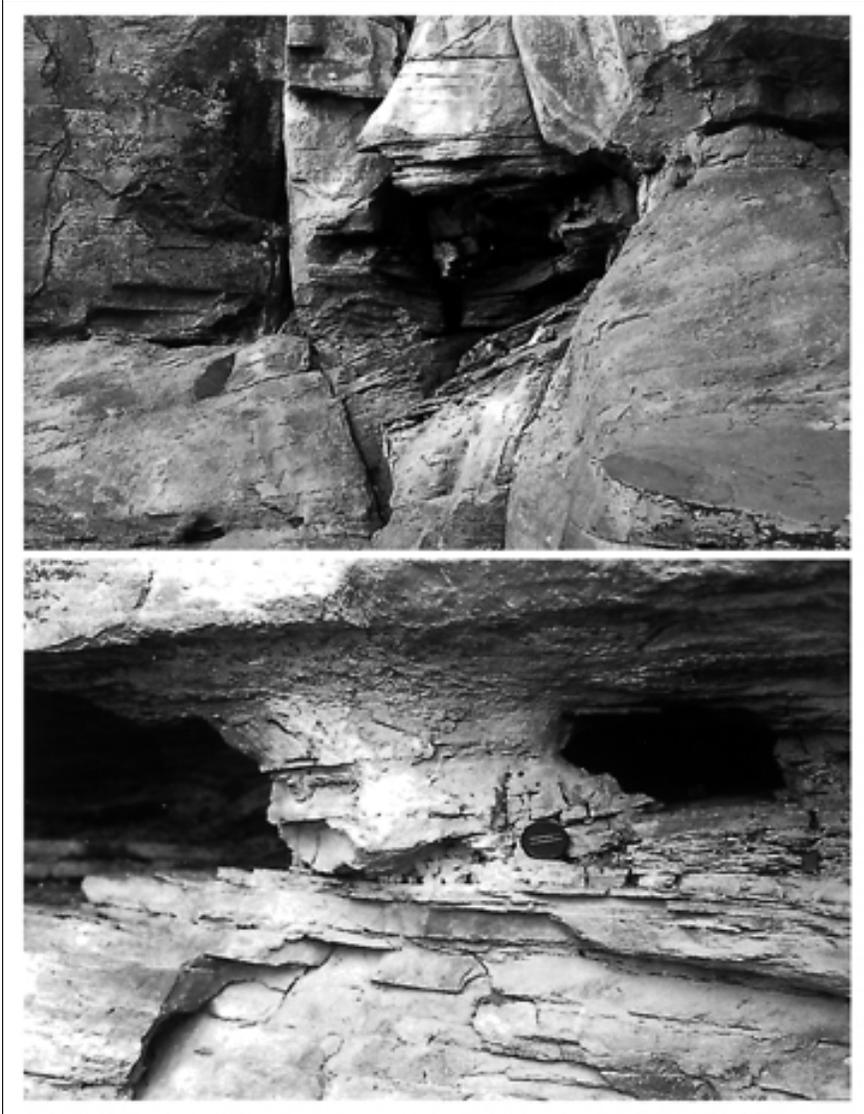


Figure 59. Désagrégation des grès dans le démantèlement des corniches. Haut : discordance dans des grès finement stratifiés au sein d'une masse plus compacte. Bas : discordance dans des grès en plaquettes. *Les zones friables ont été exploitées par des animaux.*



Figure 60. Vasques et marmites dans les grès. Haut : grande guelta dans les grès du Gobnangou (Maadaga). Milieu : marmite non fonctionnelle dans les grès de Bobo. Bas : marmite fossile en cours de dégagement (Bordougou).

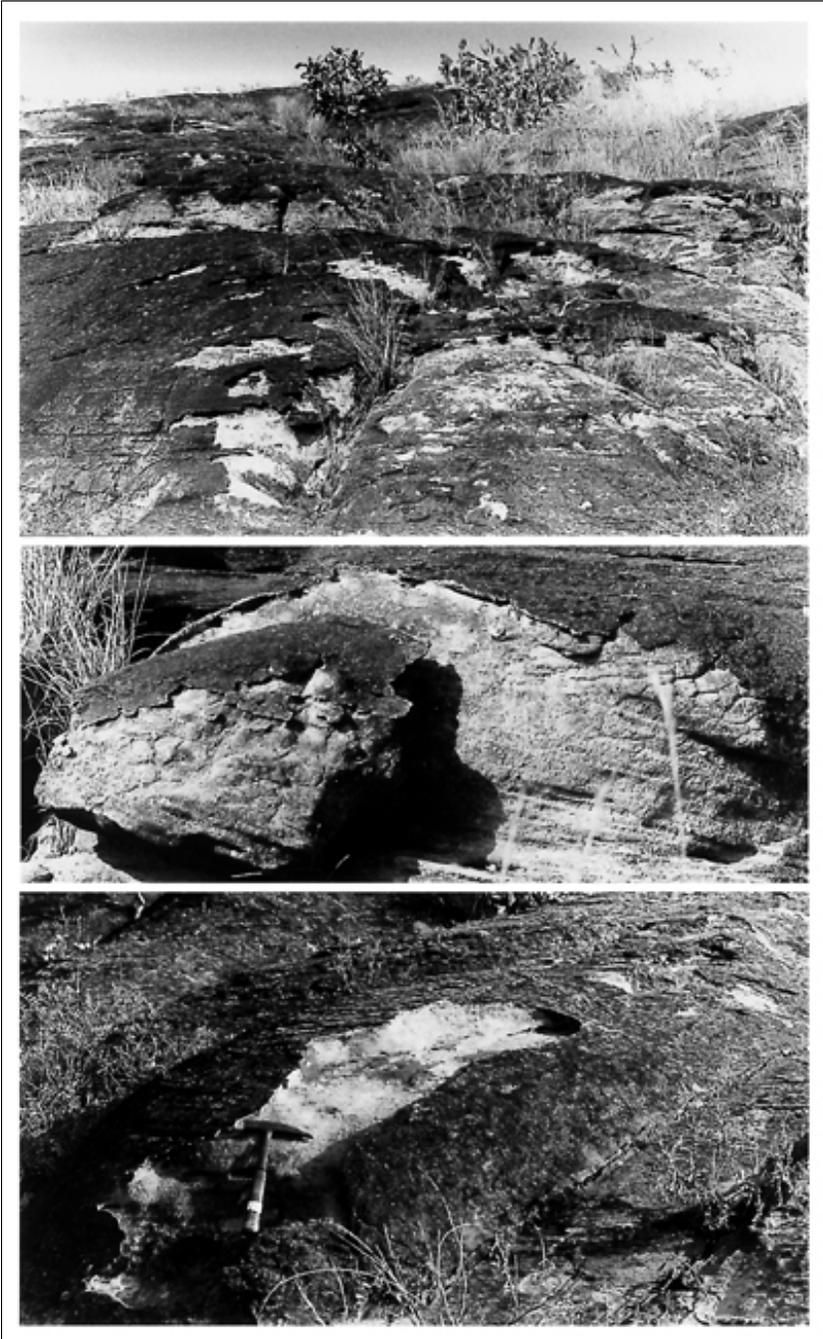


Figure 61. Destruction de la patine protectrice sur des grès émoussés. Le résidu sableux est évacué par le vent et le ruissellement.

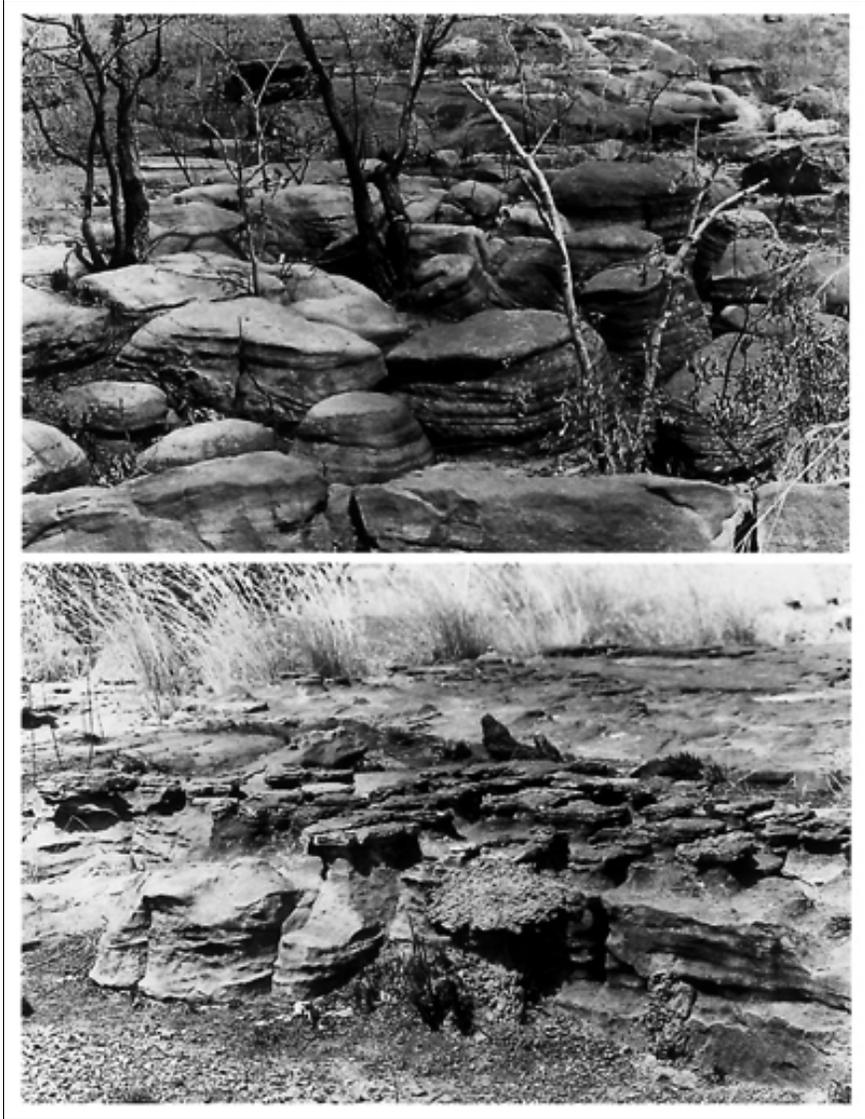


Figure 62. Modelés gréseux déterminés par les réseaux de diaclases. Haut : modelé émoussé, dégagé en petits piliers dans des grès finement stratifiés. Bas : idem, avec modelé ruiniiforme superposé.

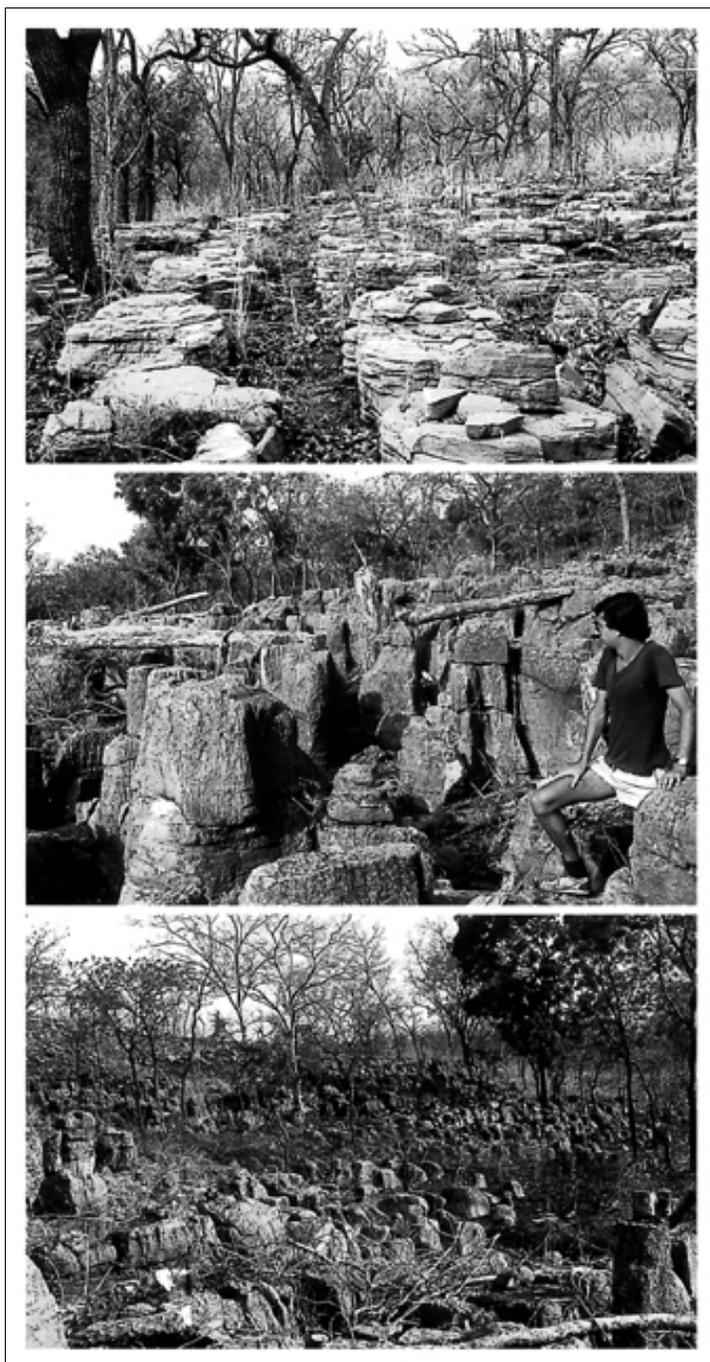


Figure 63. Les lapiaz de Souroukoudingan développés dans la dolomie à stromatolites (avant destruction).

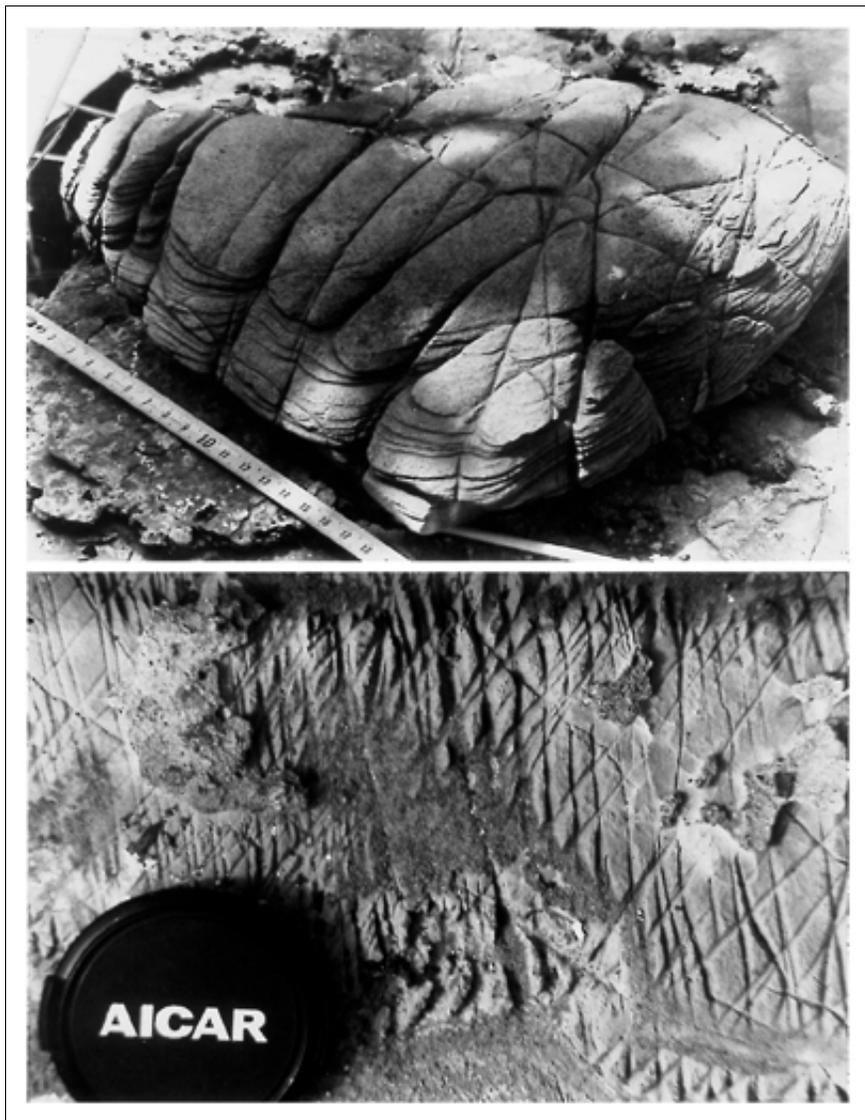


Figure 64. Dissolution et guillochage dans la dolomie de Souroukoudingan.



Figure 65. Le conglomérat intraformationnel dans la dolomie à Stromatolites.
Bas : détails.

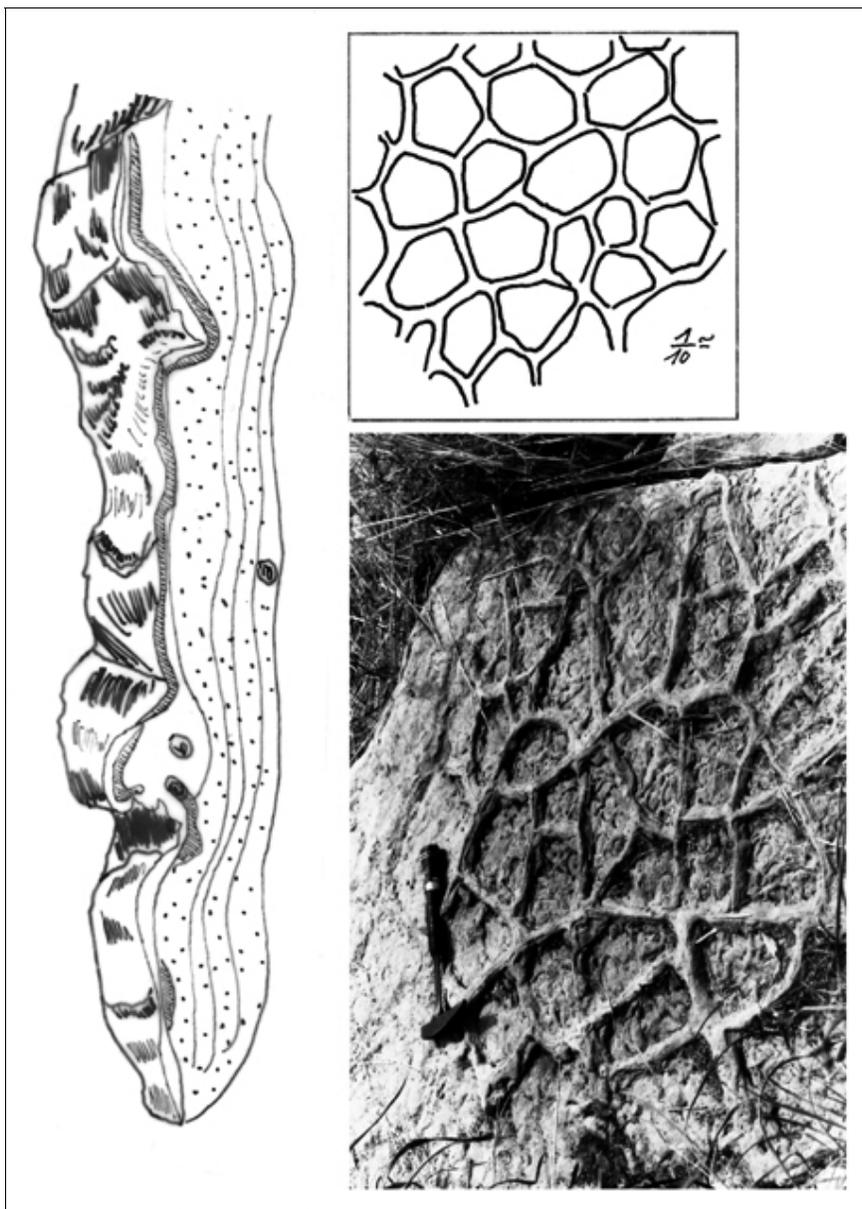


Figure 66. Paléostructures polygonales dans les grès de Yobri. Haut : détail. a : *sable stratifié*, b et c : *sable très fin*. Bas gauche : polygonation dans un paléosol (péglaciaire ?) gréseux. Bas droite : paléosol péglaciaire dans des grès vosgiens.

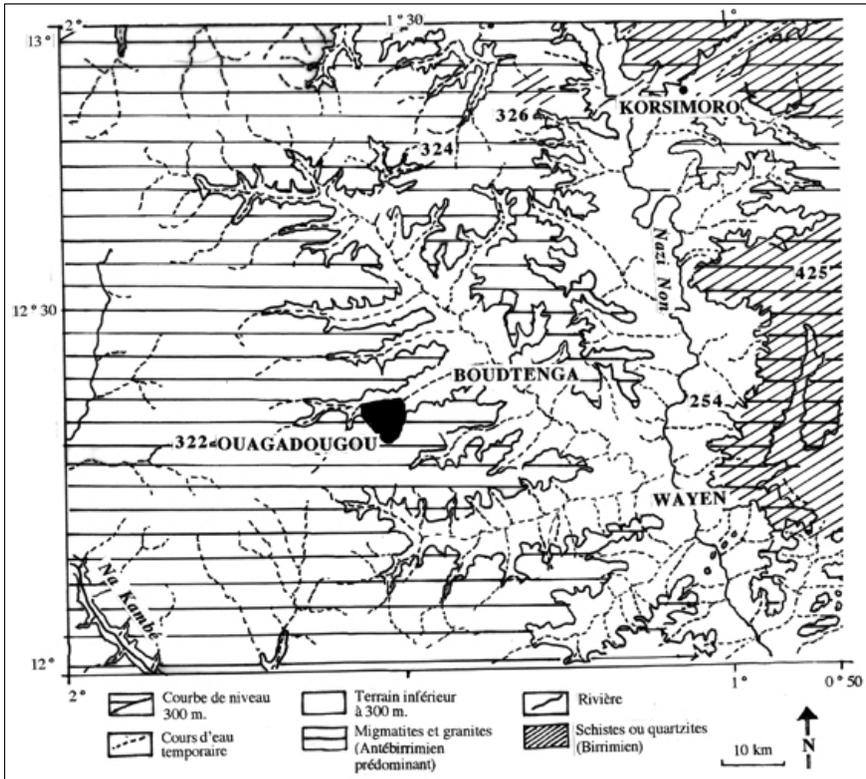


Figure 67. La région de Ouagadougou. Carte physique.

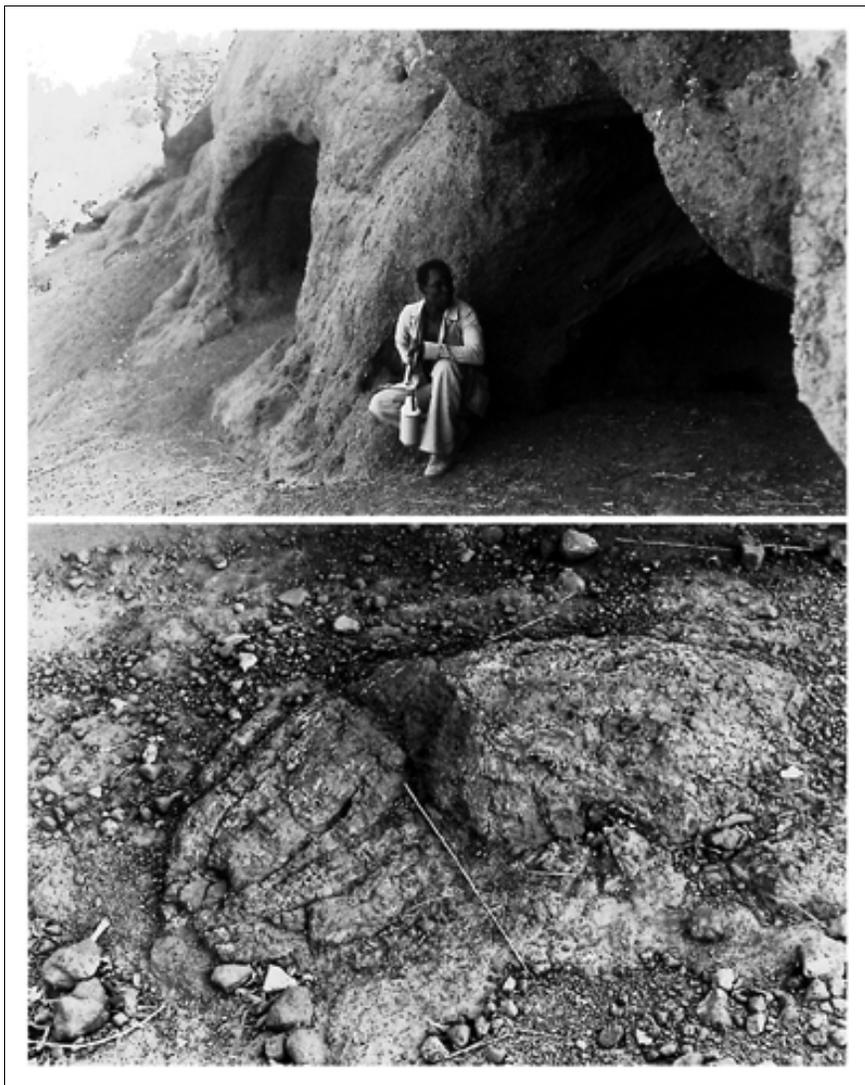


Figure 68. La cuirasse des collines de Boudtenga. Haut : excavation au pied d'une corniche. Bas : traces de plissement dans une écharde du socle précambrien sur le piémont d'une colline cuirassée.



Figure 69. Les collines syénitiques de Wayen (province du Kadiogo).

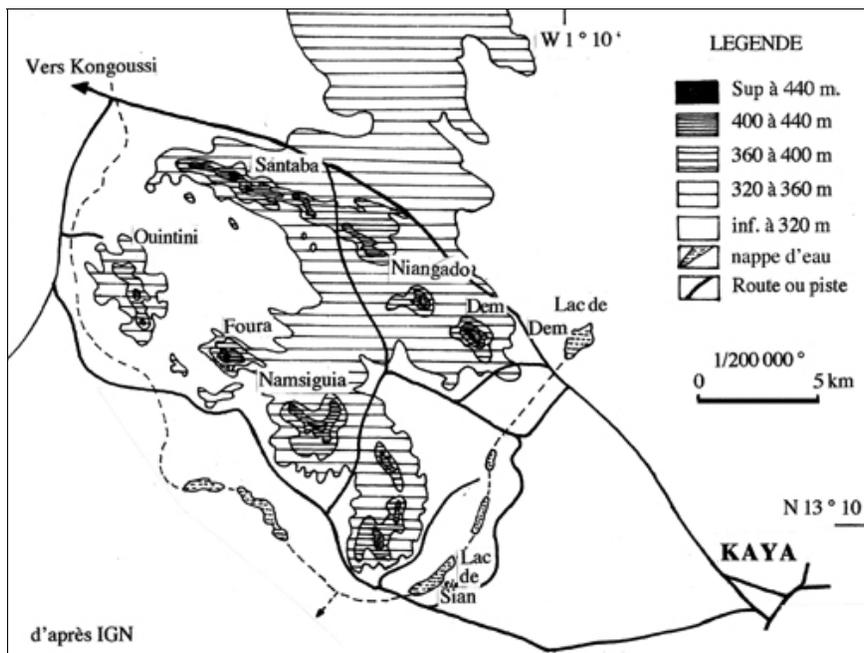


Figure 70. Position topographique des collines birrimiennes de la région de Kaya (province du Sanmatenga) (source : Bougère 1976).

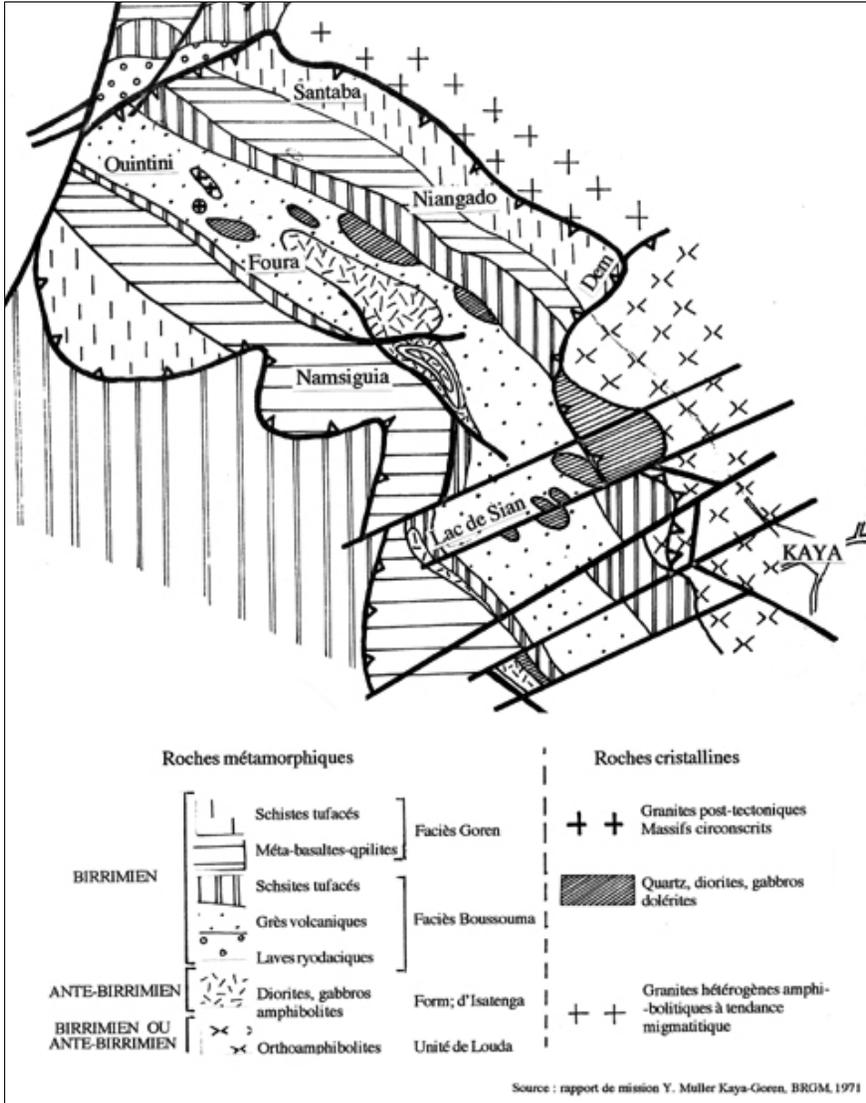


Figure 71. Croquis géologique des environs de Kaya (source : Bougère 1976).

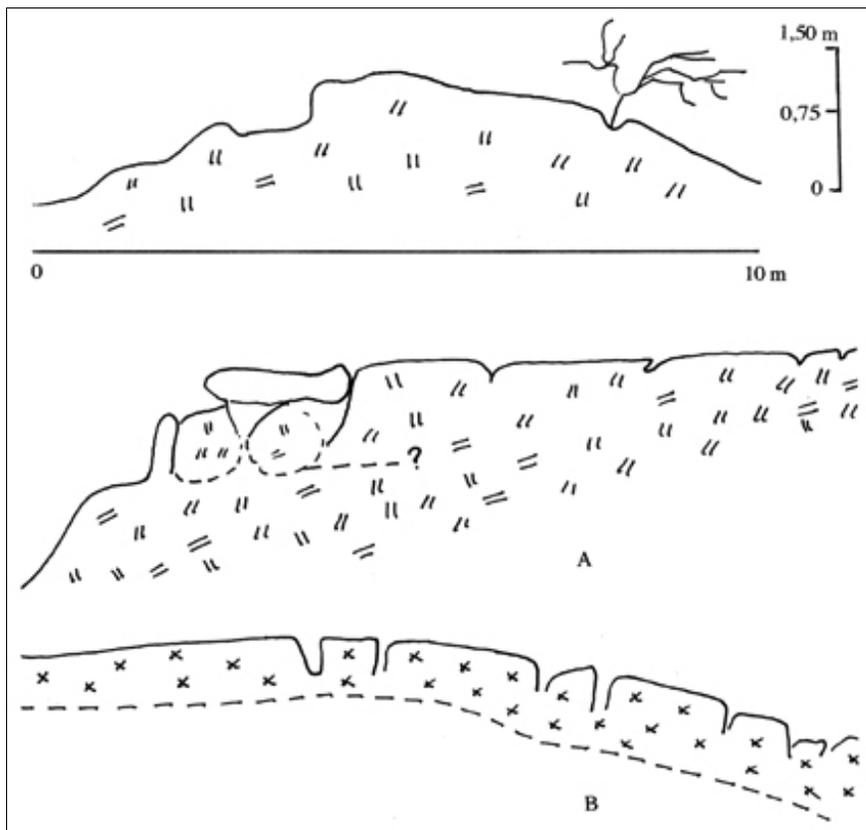


Figure 72. Aspects des collines de la région de Kaya. Haut : colline convexe d'altérites sur basaltes. Milieu : bordure cuirassée à chaos. Bas : bordure cuirassée par tassement (source : Bougère).



Figure 73. Petit gouffre occupé par une mare sur cuirasse (Kaya).

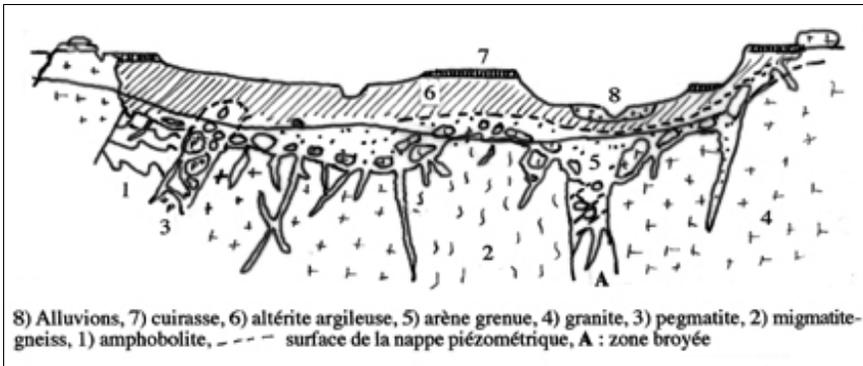


Figure 74. Situation géologique et morphologique d'un secteur anté-birrimien dans la région de Ouahigouya. (source : CIEH/BGR 1987).

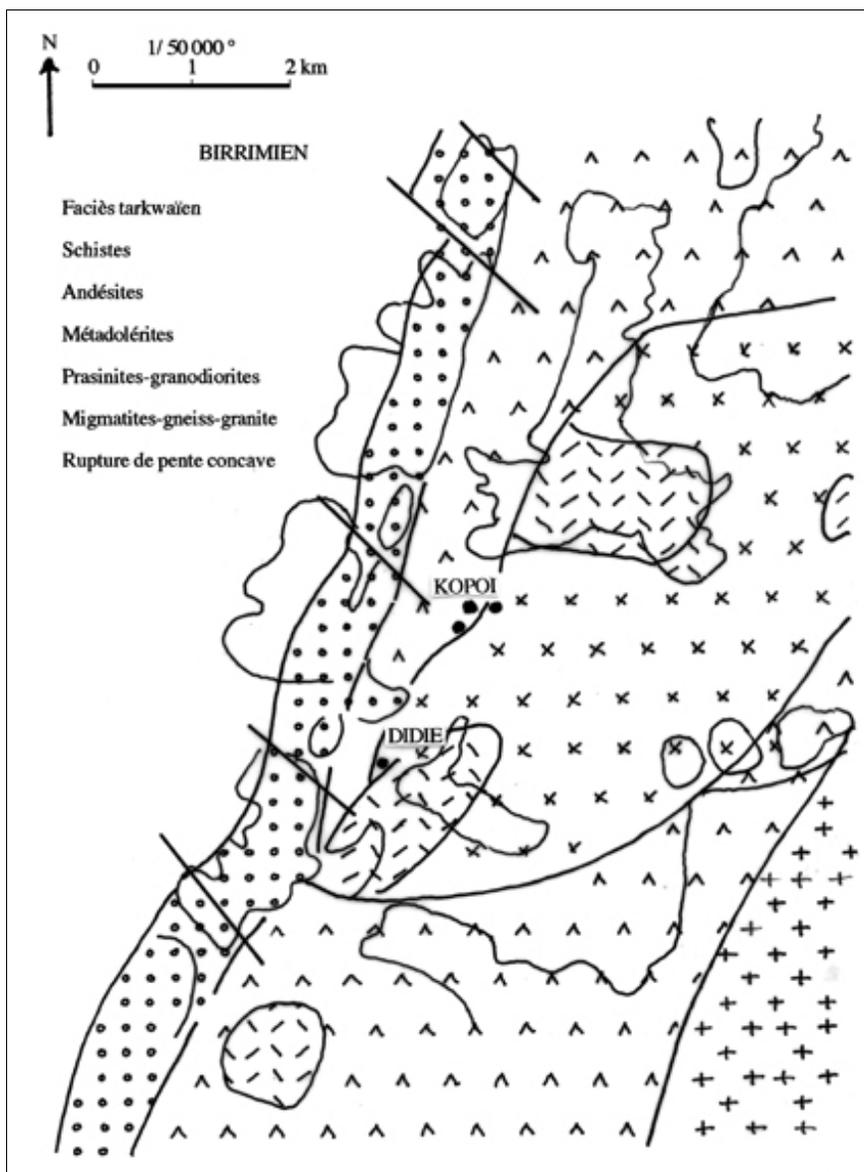


Figure 75. Esquisse géologique de la région de Kopoï, sous-préfecture de Houndé (province du Tuy). Mission géol. AOF S2 005, NC30XXI (source : Lemasle 1972, Trinquet et J.-M. Legrand 1977).

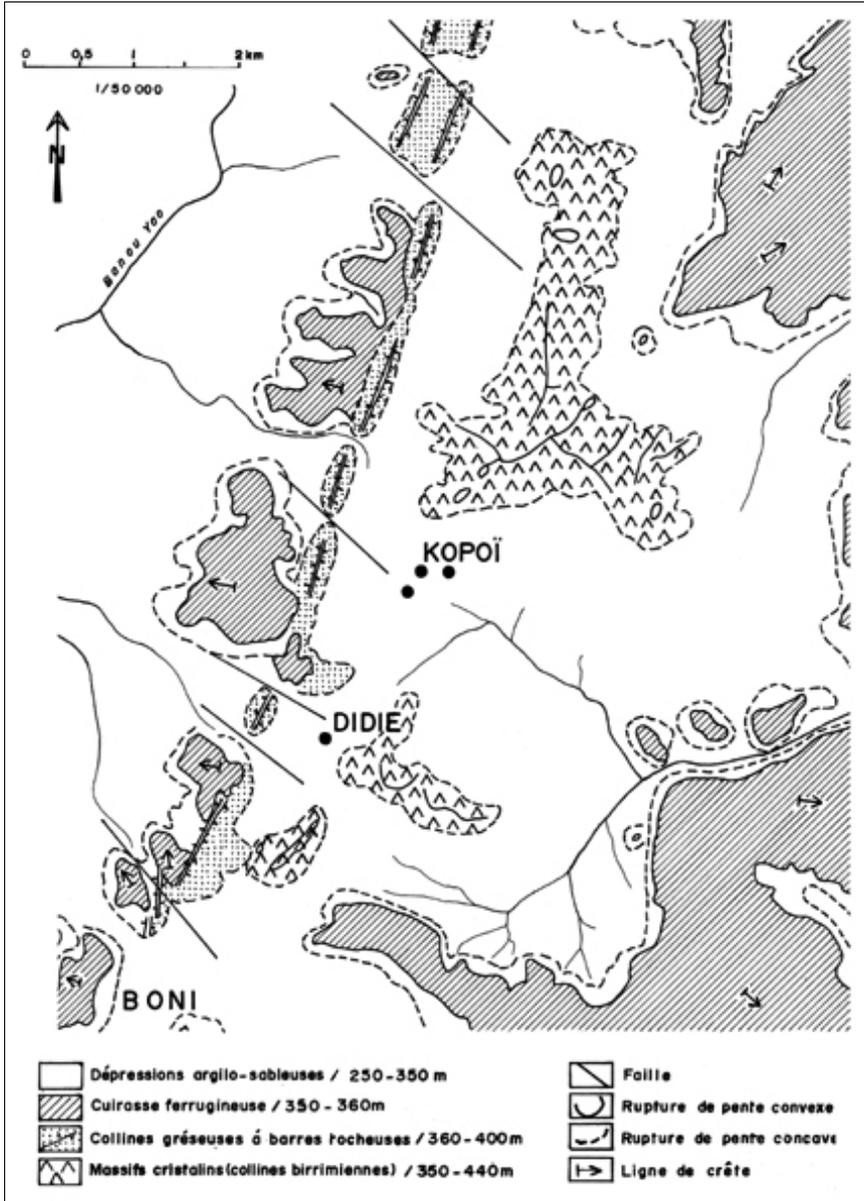


Figure 76. Esquisse géomorphologique de Kopoï, sous-préfecture de Houndé (province du Tuy). Mission AOF 52 005 NC 30 XXI (source : photo-interprétation Bougère et Hugot 1980).

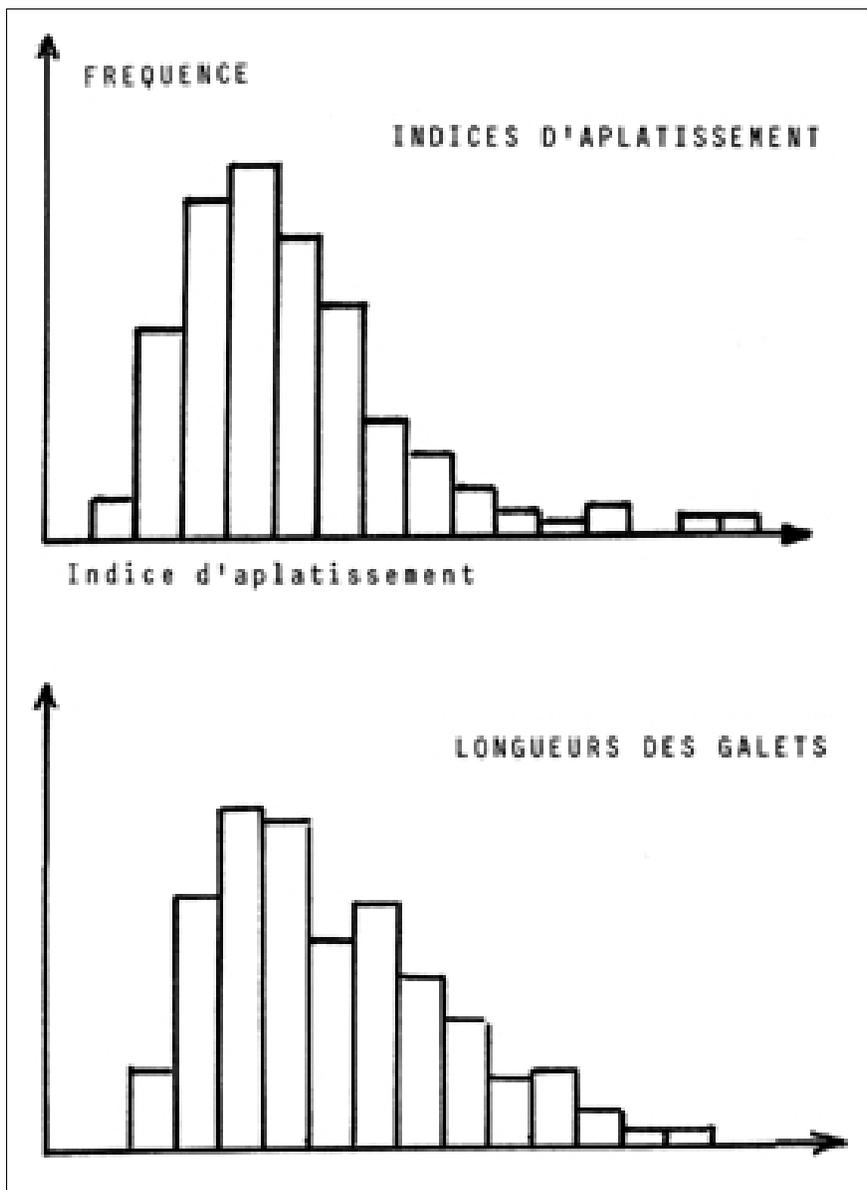


Figure 77. Histogramme des indices d'aplatissement et de longueur des galets du conglomérat tarkwïen de Boni (province du Tuy) (source : Lemasle 1972).

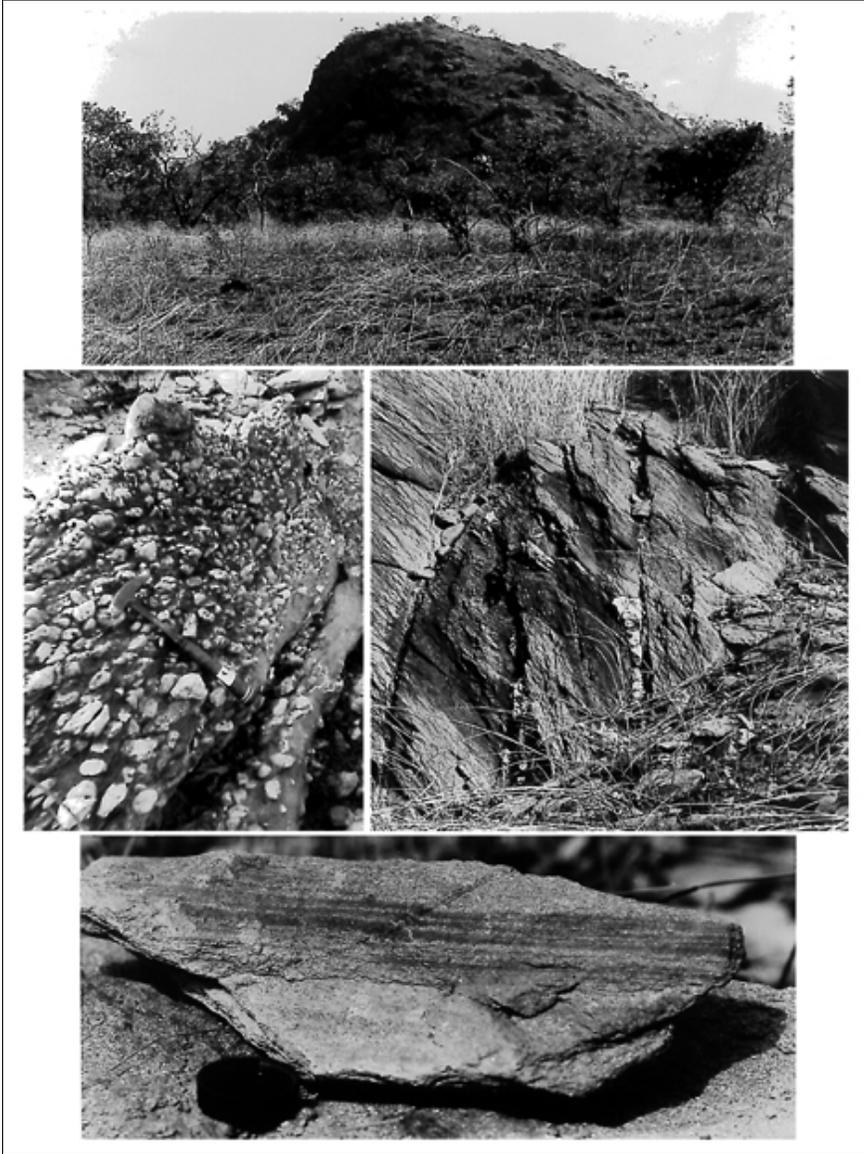


Figure 78. Les collines dissymétriques de Kopoï. Haut : allure monoclinale très particulière, la corniche regarde vers l'ouest. Milieu gauche : conglomérats de base à galets de quartz peu usés. Milieu droite : grès sériciteux à injections multiples de filons quartzeux postérieurs à la schistosité qu'ils recoupent. Bas : strates de matériel gréseux légèrement métamorphisé avec microfaille et crochons de faille.

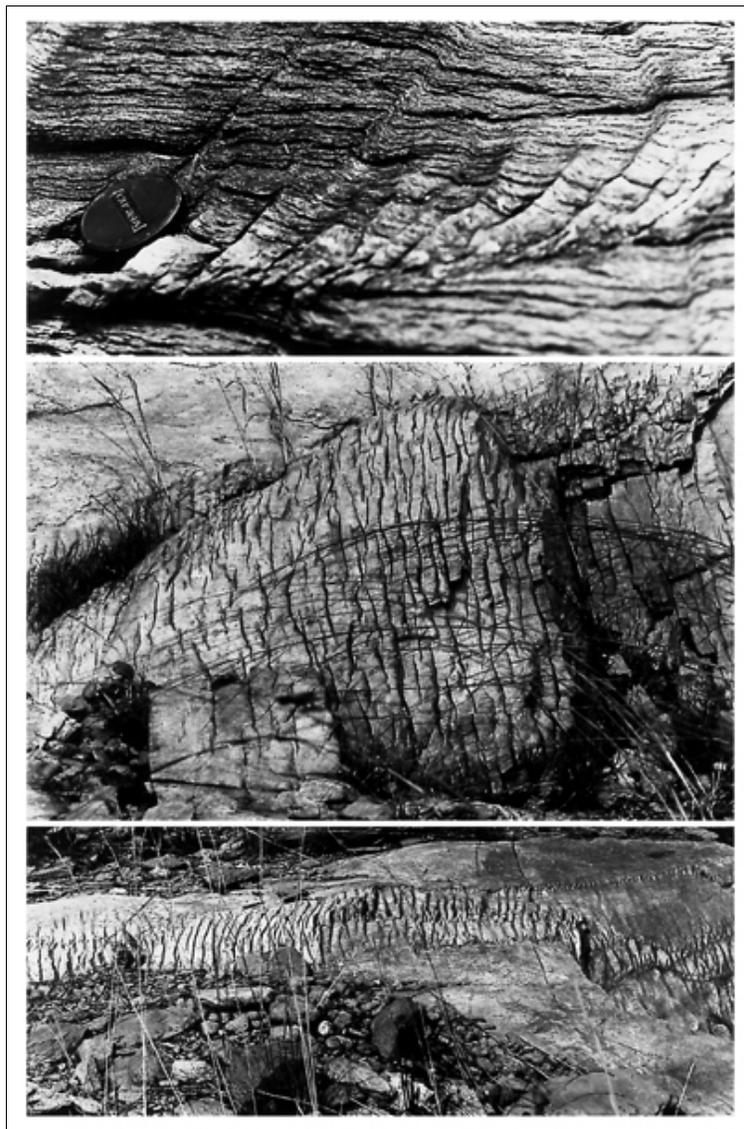


Figure 79. Phénomènes de microtectonique observés dans les grès sériciteux de Kopoi. Haut : la schistosité ne semble pas se confondre ici avec les plans de stratification. L'ensemble a été plissé, puis microfaillé (failles normales) avec amortissement vers le haut. Milieu : bloc cylindrique de volume métrique au pied de la structure monoclinale. La fragmentation poussée du bloc fait penser à une décompression. Bas : fentes en échelon ou fracture en gradins d'origine glaciaire (?). On remarque un polissage de la roche qui semble se superposer aux fentes. Les espaces entre les fentes ont un aspect argente (séricite).

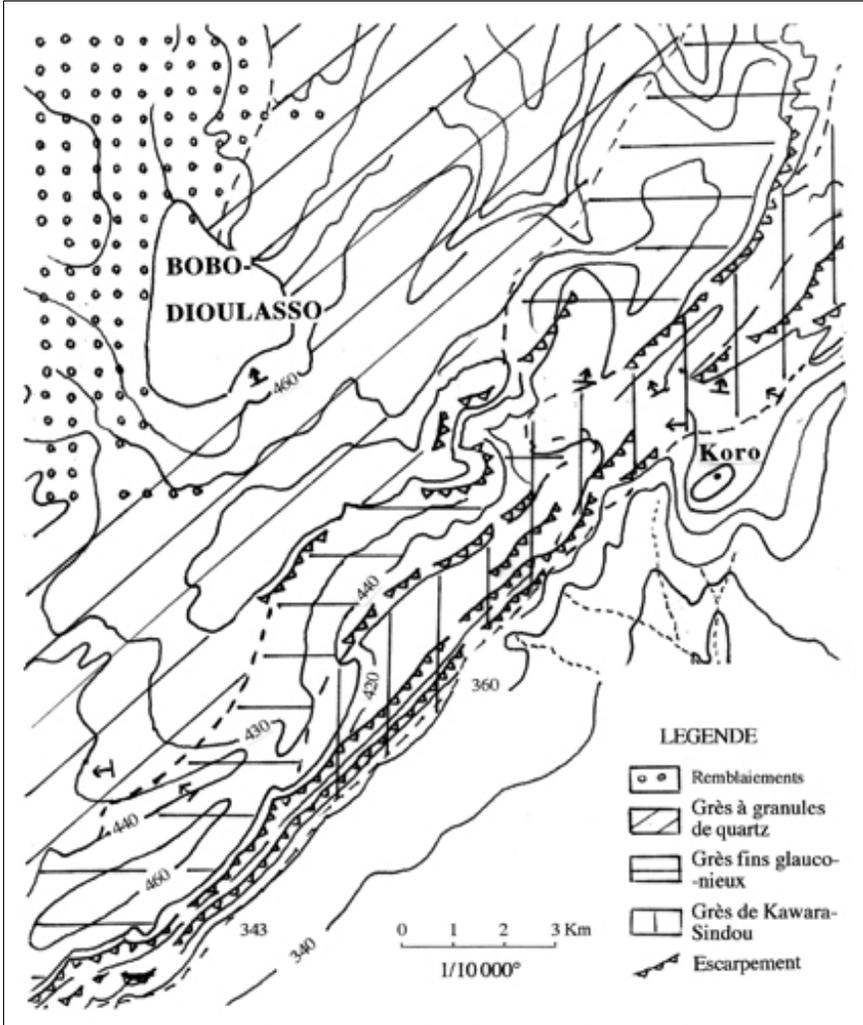


Figure 80. Relief de la région de Bobo-Dioulasso. Contact entre les formations de plateau et le socle.

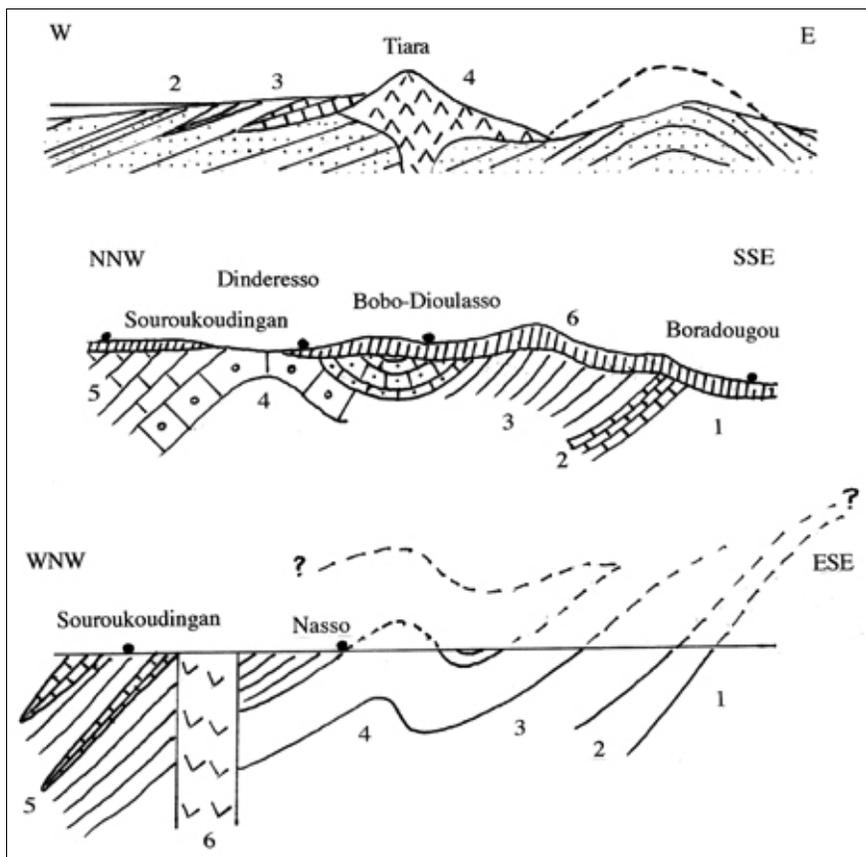


Figure 81. Coupes géologiques dans la région de Bobo-Dioulasso. Haut : 1. Remblaiements, 2. Série grés-schisto-dolomitique, 3. Dolomie, 4. Dolérite (source : Palausi 1957). Milieu : 1. socle, 2. Grès de base, 3. Grès de Sotuba, 4. Grès à galets de quartz, 5. Grès schisto-dolomitiques, 6. Cuirasse et argiles (source : Youssouf 1984). Bas : 1. Socle, 2. Grès de base, 3. Grès de Sotuba, 4. Grès à galets de quartz, 5. Grès schisto-dolomitiques, 6. Dolérite (source : feuille géologique, assistance technique néerlandaise, non daté).

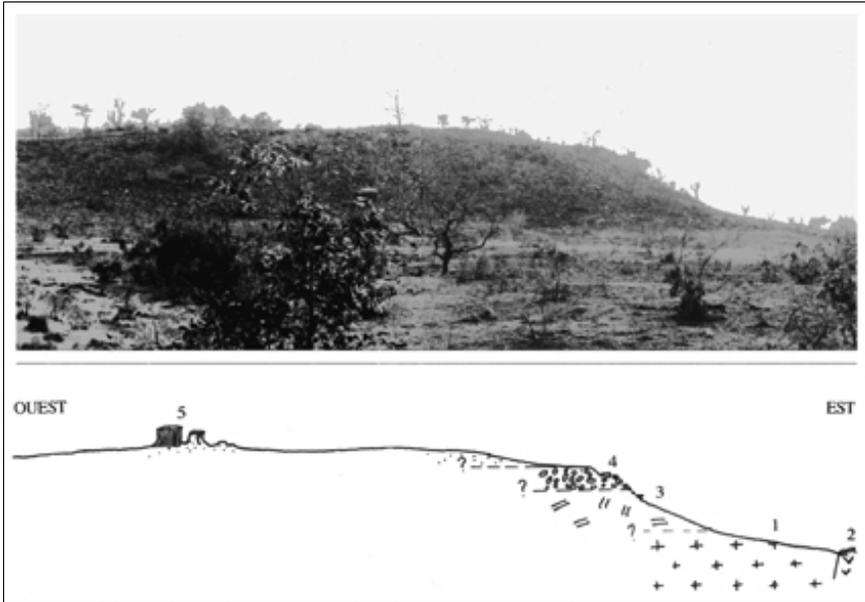


Figure 82. Contact entre la couverture sédimentaire et le socle à Boradougou : 5. Grès à stratifications et marbrures rouilles ; 4. conglomérat poudinguiforme cimenté ; 3. Socle albitisé (?) ; 2. Filon doléritique ; 1. Granite et gneiss.

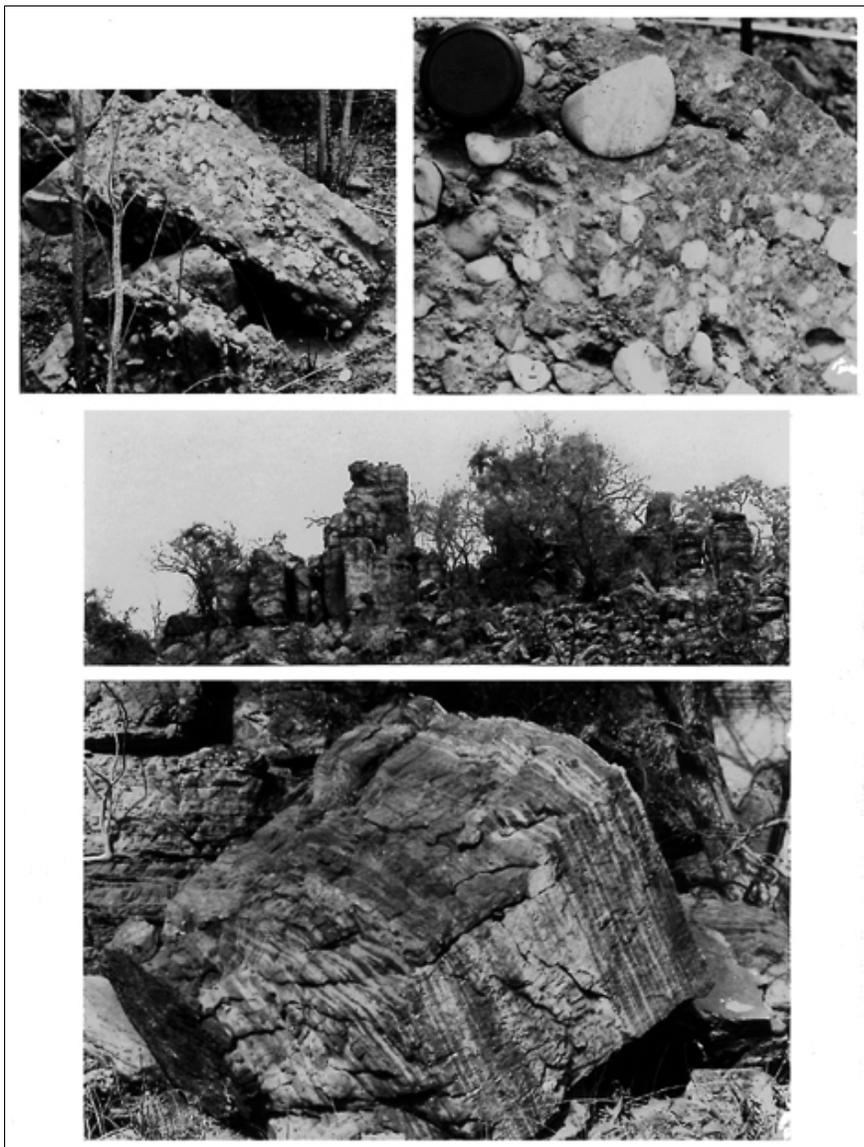


Figure 83. Avancée de la couverture sédimentaire sur le socle à Boradougou. Haut gauche : conglomérat de base reposant sur le socle. Haut droite : éléments poudinguiformes du conglomérat fortement consolidé à sommet et à bordure parfaitement plans. Milieu : témoins ruiniformes des dépôts argilo-limono-gréseux surmontant le conglomérat lui-même très démantelé. Bas : détail d'un bloc sédimentaire basculé (hauteur : 1,6 m.).

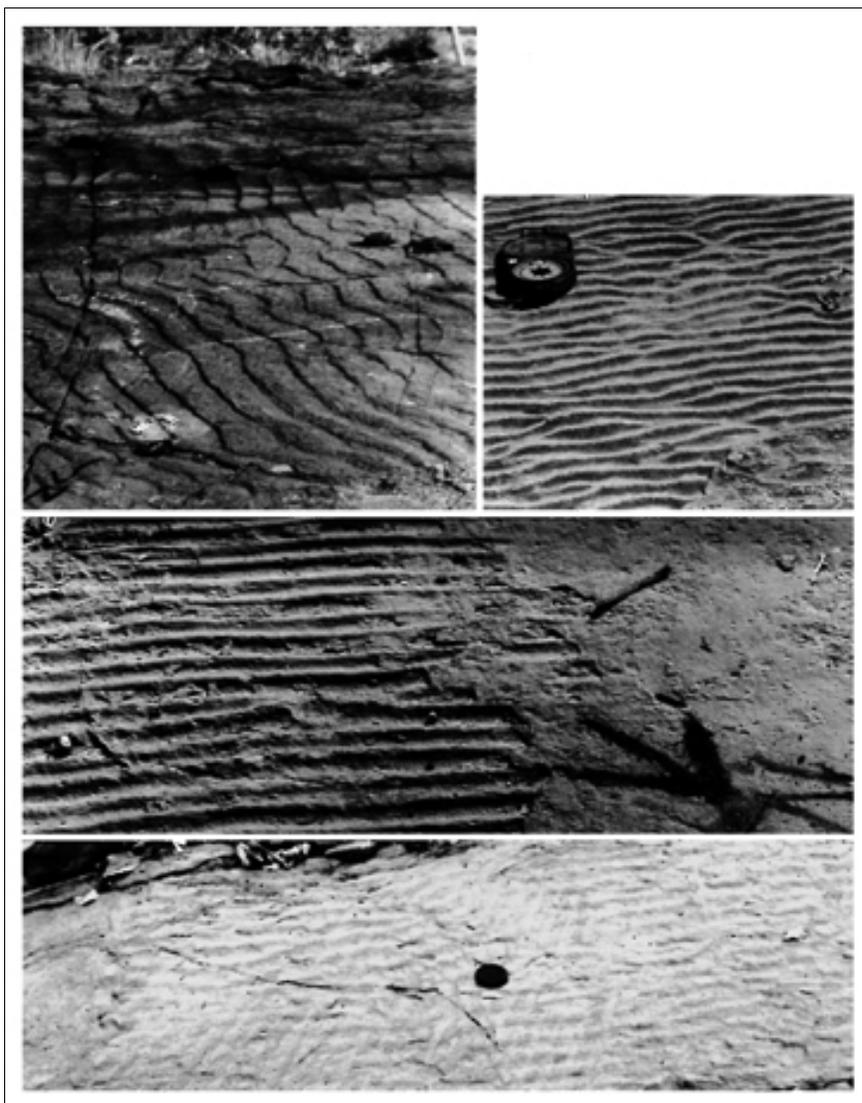


Figure 84. Haut : Rides de courant (franchement marines pour celles du milieu) dans les grès de la Falaise de Banfora. Bas : recoupement de deux courants.

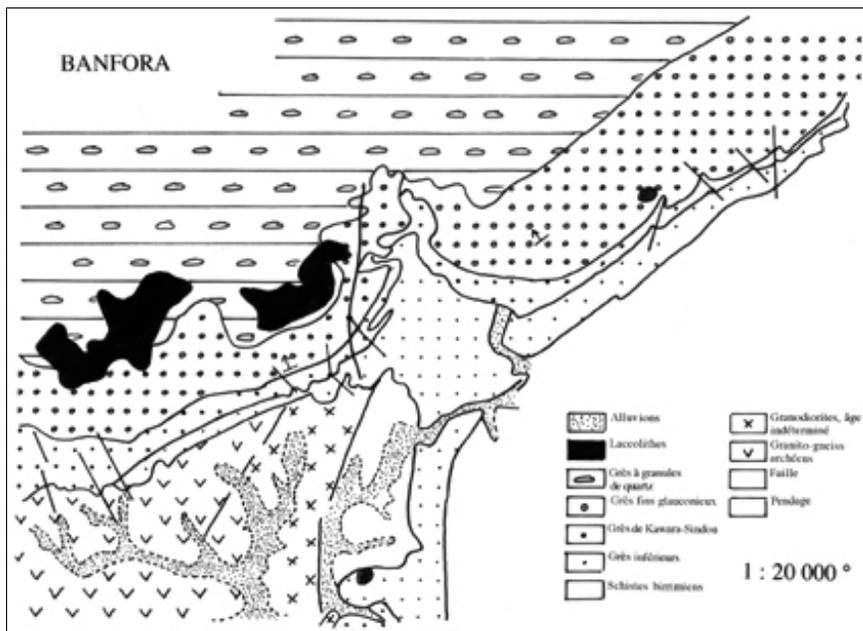


Figure 85. Croquis structural de la région de Banfora (source : BRGM Ouagadougou).

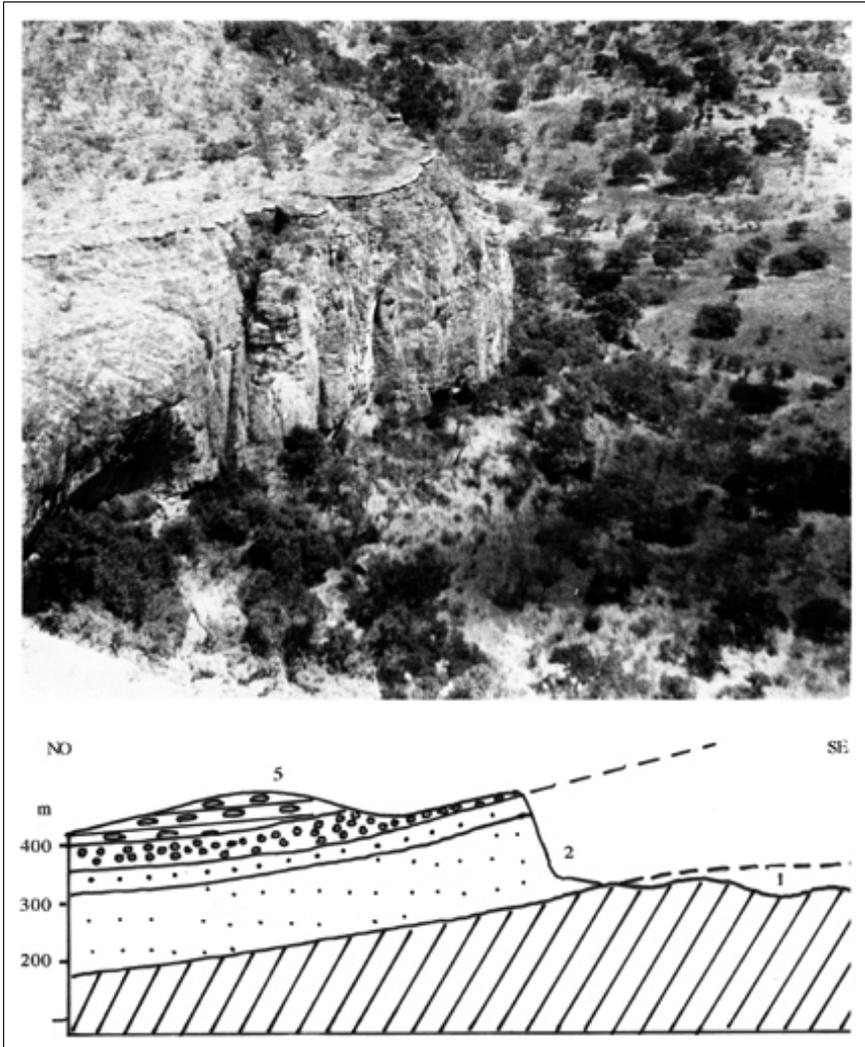


Figure 86. Vue aérienne oblique de la Falaise de Banfora (photo J.-C. Clanet). La corniche, très développée et démantelée par des faisceaux de diaclases verticales se recoupant selon des angles différents, repose sur un talus plus ou moins court et peu pentu, fixé par un tablier d'éboulis très hétérogènes se raccordant à la plaine schisteuse par une ligne bien nette soulignée par un tapis herbacé desséché. Le revers, quartzique, limite le recul de la masse gréseuse dont les "embayments" sont provoqués par des cassures majeures. La base de la corniche est creusée d'abris sous-roche souvent occupés par une végétation dense de sources. Bas : 1. Socle schisteux birrimien, 2. Grès inférieurs, 3. Grès de Kawara-Sindou, 4. Grès fins glauconieux, 5. Grès à granules de quartz.

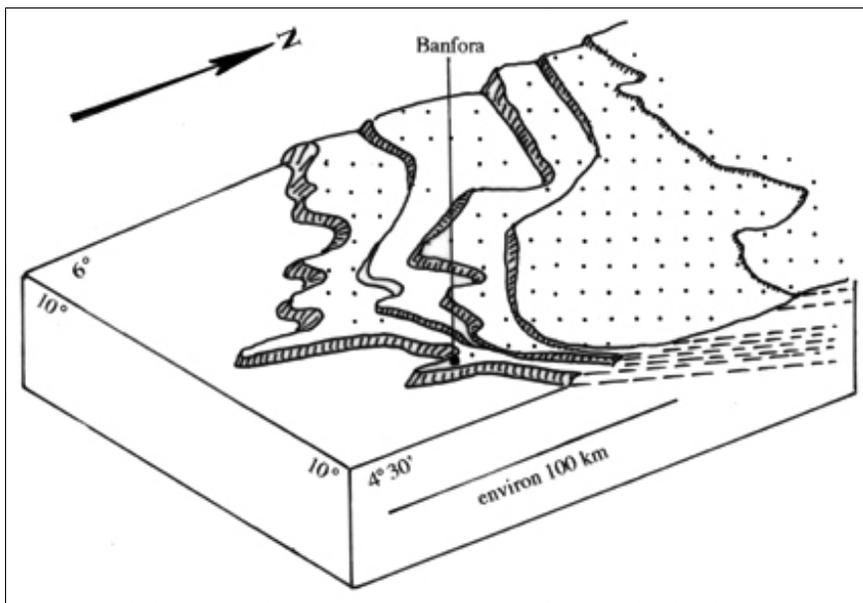


Figure 87. Schéma structural d'ensemble simplifié de la région de Banfora (source : Palausi 1957).

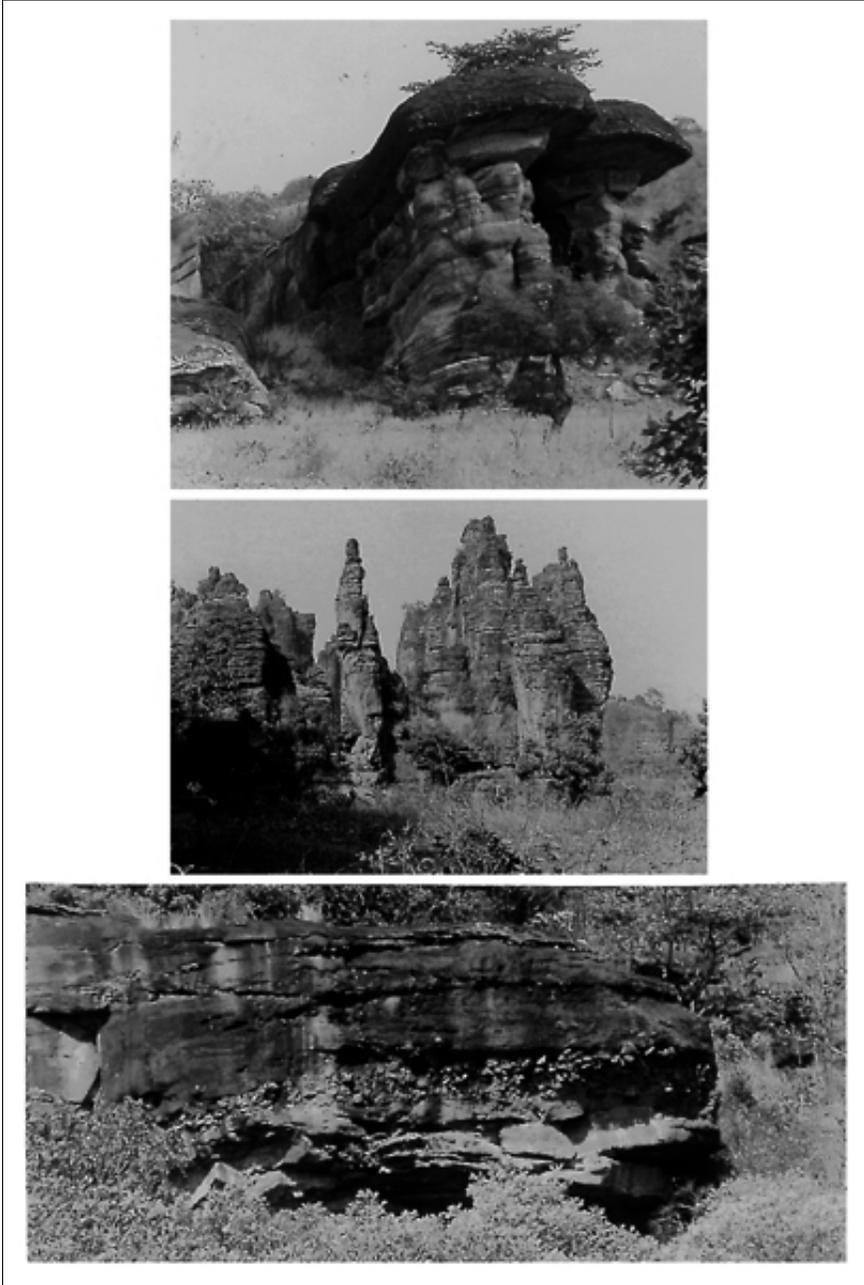


Figure 88. Modelés gréseux dans les grès de Kawara-Sindou. Haut : à Kawara, modelé émoussé reposant sur un modelé turriforme avec fort pendage vers le nord. Milieu : modelé ruiniforme des “aiguilles” de Sindou. Bas : niveau conglomératique très grossier (blocs supérieurs à 50 cm) interstratifié dans les grès de Kawara.



Figure 89. Les modelés gréseux de Sourani. Haut : gros blocs gréseux soudés, n'ayant plus aucun rapport avec l'escarpement. *Tectonique ancienne en rapport avec l'aulacogène récente (Quaternaire) ?*, blocs d'origine glaciaire ? Bas : structure ondulée à la base de la corniche. *Ancien modelé dunaire ?*

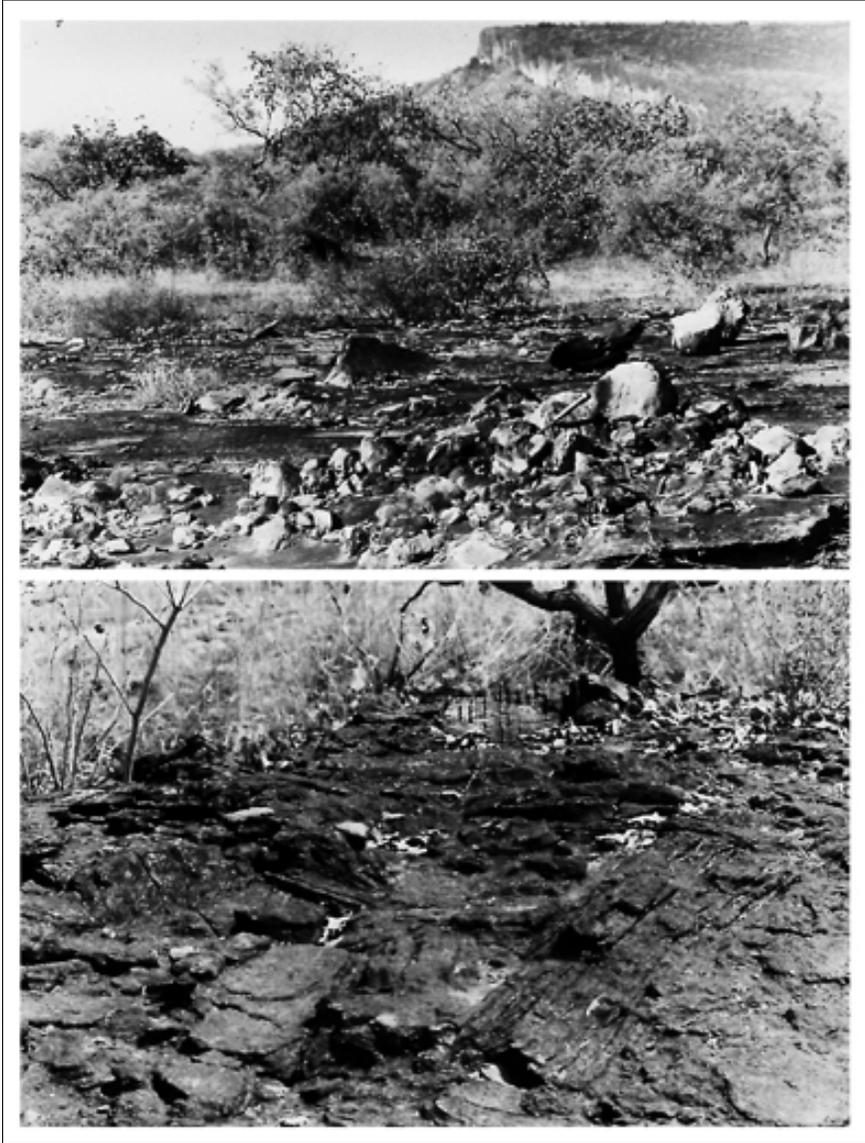


Figure 90. Autres formations grossières dans le rentrant de Sourani. Haut : conglomérat hétérométrique à éléments centimétriques à métriques, soudés pêle-mêle dans un ciment gréseux. *Origine tectonique ? Tillite ?* Bas : blocs de dimension métrique à plurimétrique formant une surface horizontale.

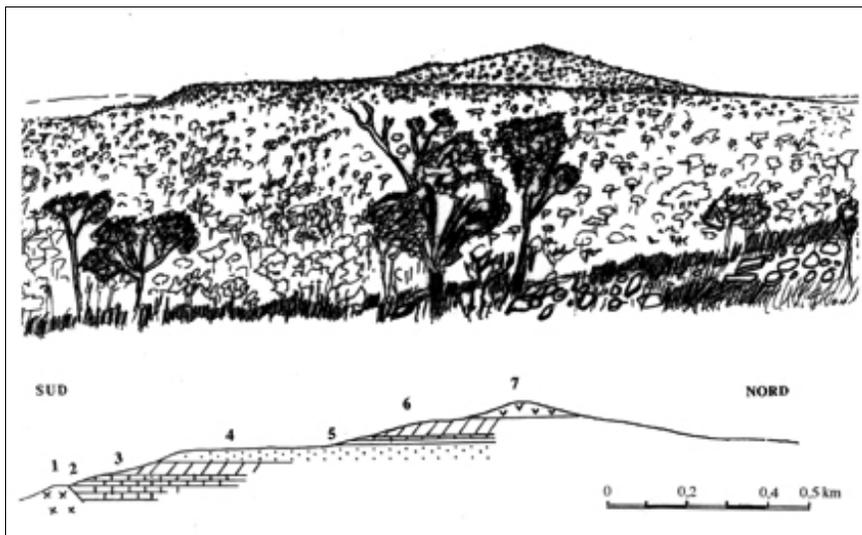


Figure 91. Vue sur la colline de Koua depuis le sommet de Dioungoko (Souroukoudingan). Bas : profil géologique dans la colline de Koua : 1. Pointement magmatique, 2. Dolomie, 3. Schistes, 4. Grès quartzites, 5. Dolomie, 6. Schistes, 7. Basalte.

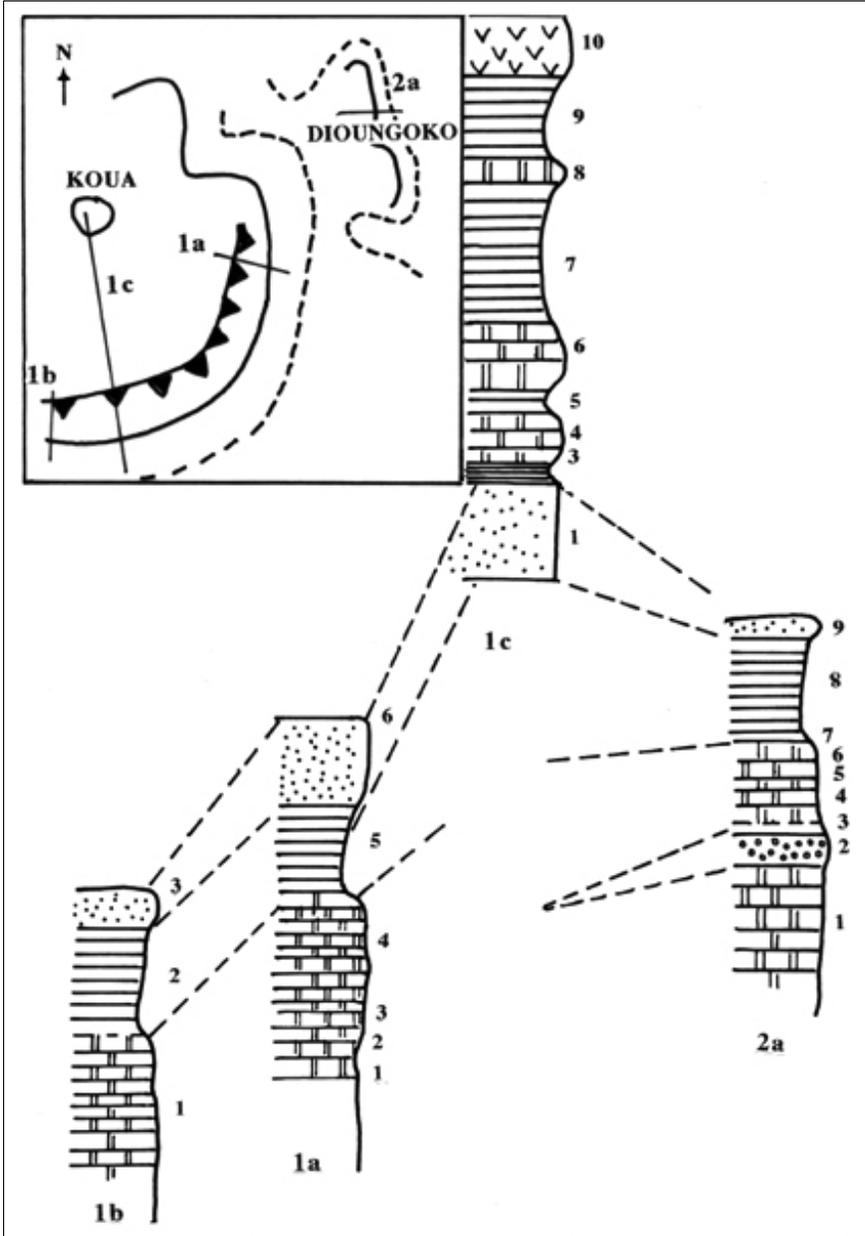


Figure 92. Coupes géologiques dans les formations carbonatées de Souroukoudingan.



Figure 93. Piliers dolomitiques sur le haut des stromatolites lapiazés de Dioungoko. *Lamines stromatolitiques à la base et dolomie pisolitique vers le sommet. L'ensemble présente des fragments gréseux bréchiques.*

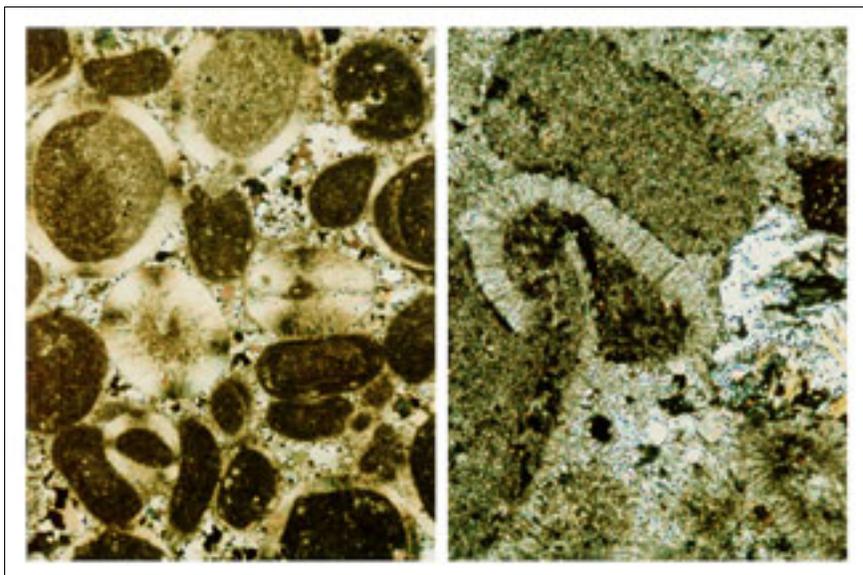
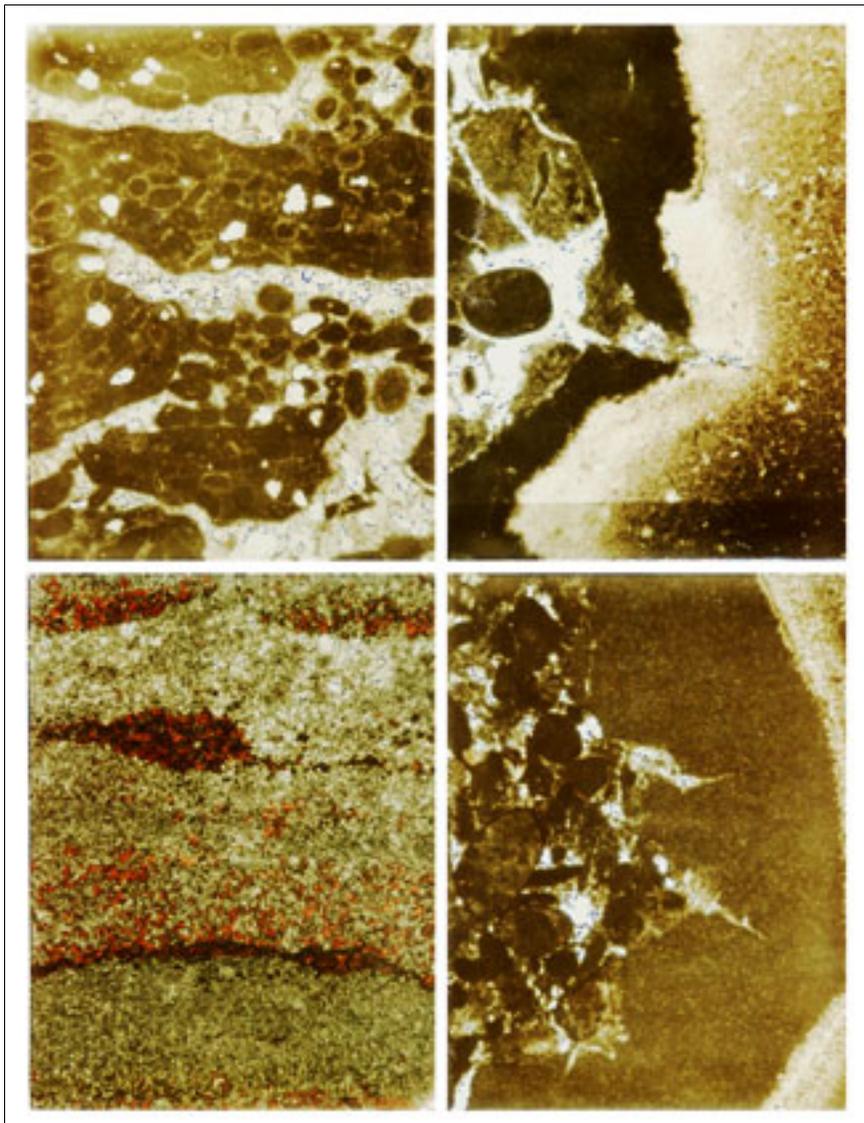


Figure 94. Photographies au MEB (photo C. Gigot, BRGM Orléans).

Gauche : accumulations “conglomératiques” dolomitiques (bordure d'élément mamelonné). Pellets ovoïdes, oolithes. Croûte zonaire algale à éléments cupulaires (GX40). Droite : accumulations “conglomératiques” mixtes. Grands éléments mamelonnés à cœur silicifié et cortex dolomitique affecté de fentes de dessiccation (GX40).

Page suivante :

Haut gauche : conglomérat gravelo-oolithique. Galets d'oolithes, de pellets, d'oolithes entières ou brisées et de rares quartz libres. *Le ciment est entièrement spathique. Présence locale d'encroûtements lamellaires finement stratifiée, de type algale, coiffant des clastes cupulaires* (GX40). Haut droite : éléments zonés lamellaires dolomitiques. Bas gauche : oolitharénite à éléments ovoïdes micritiques de tailles variables (parfois centimétriques) aplatis, de type “galet mou” probable. *Le sédiment a subi une grande compaction provoquant des interpénétrations par dissolution et non déformation souple* (GX150). Bas droite : oolitharénite à ciment spathique dolomitique localement épigénisé en calcite. *Les oolithes ont une taille variant de 0,5 à 1 mm, un noyau micritique dolomitique montrant assez souvent des excentrations* (GX40).



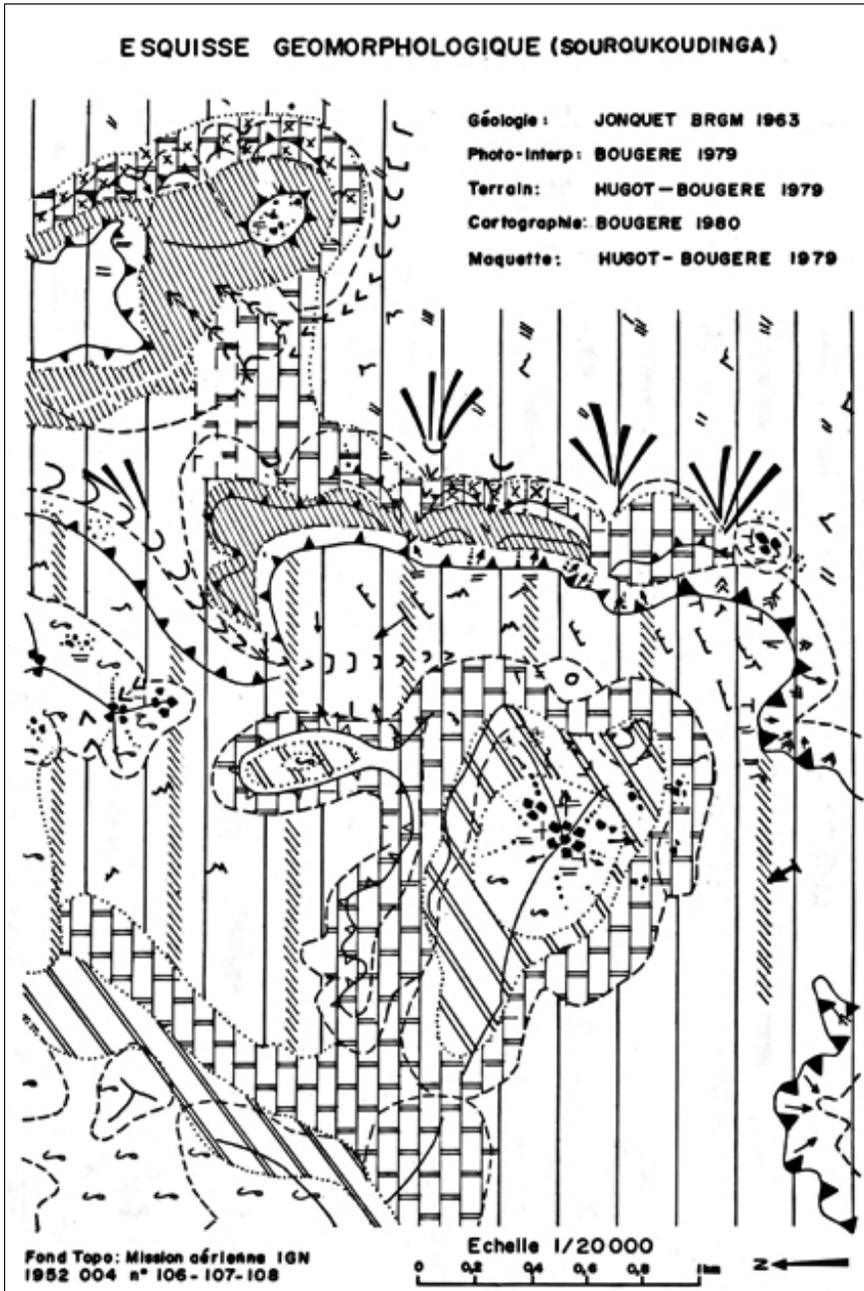
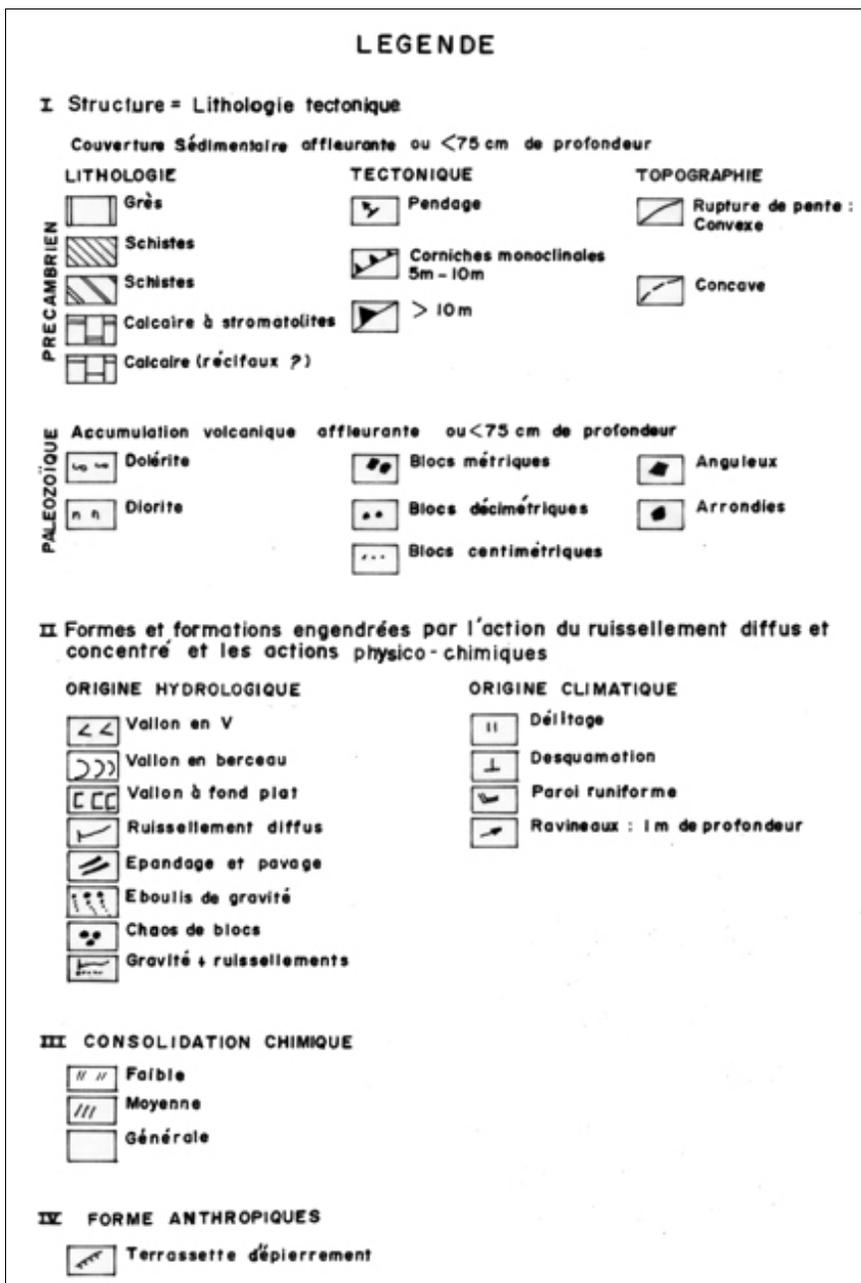


Figure 95. Esquisse géomorphologique des collines de Souroukoudinga.



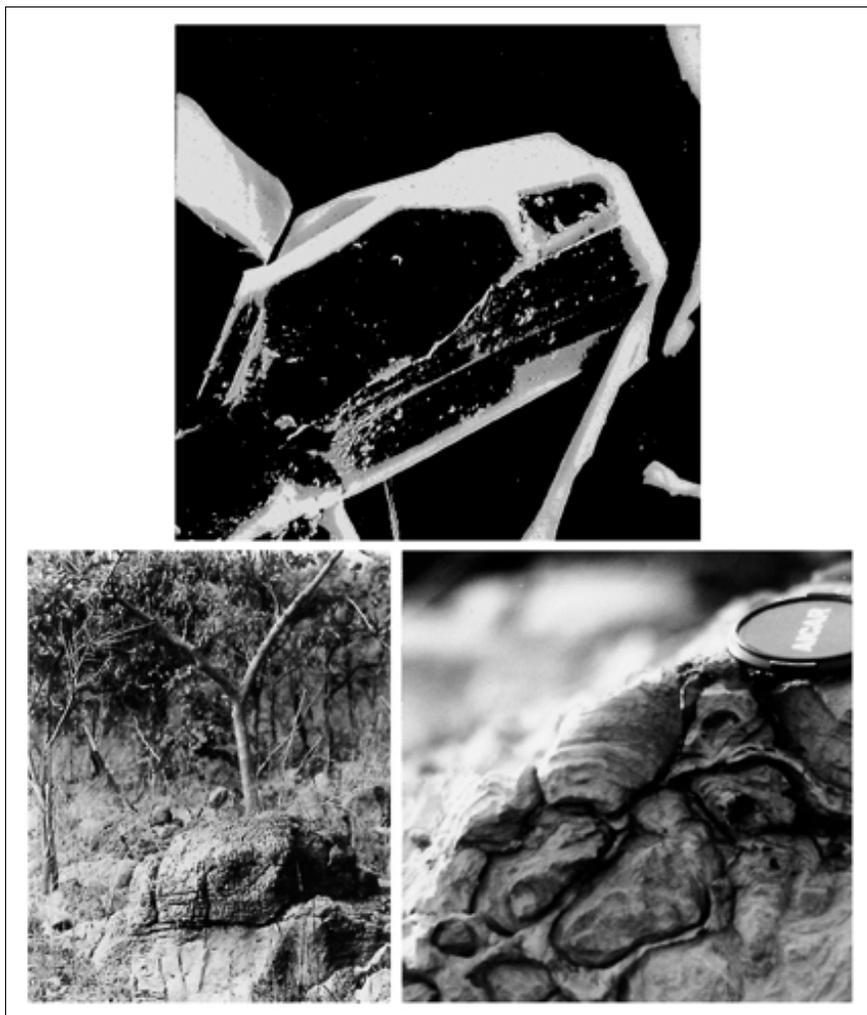


Figure 96. Les lapiaz de Souroukoudingan. Haut : cristal de dolomie (GX1000) (photographie C. Gigot, BRGM Orléans). Bas : structures stromatolitiques dites “en bouffes de pipe” (coupe Ia, niv. 2).

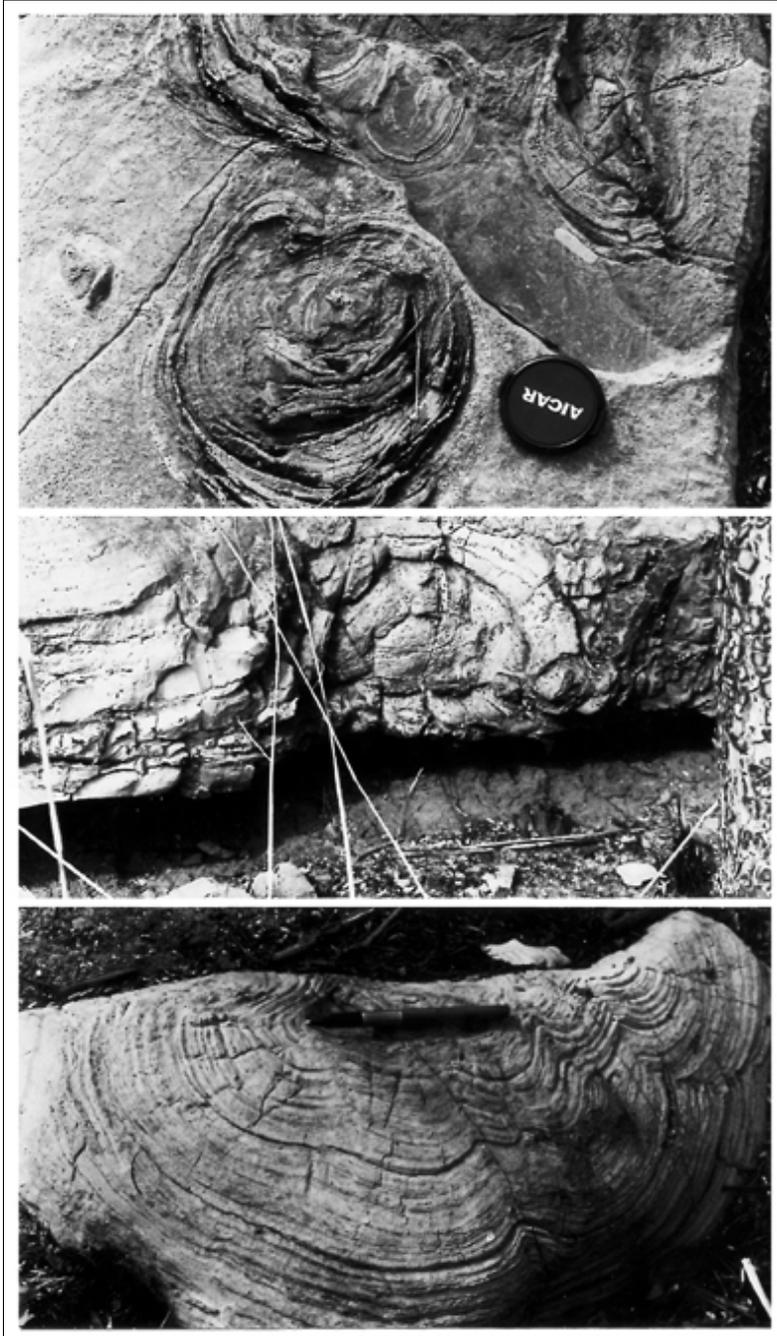


Figure 97. Différentes structures que l'on pouvait observer dans les stromatolites de Koua avant leur destruction.

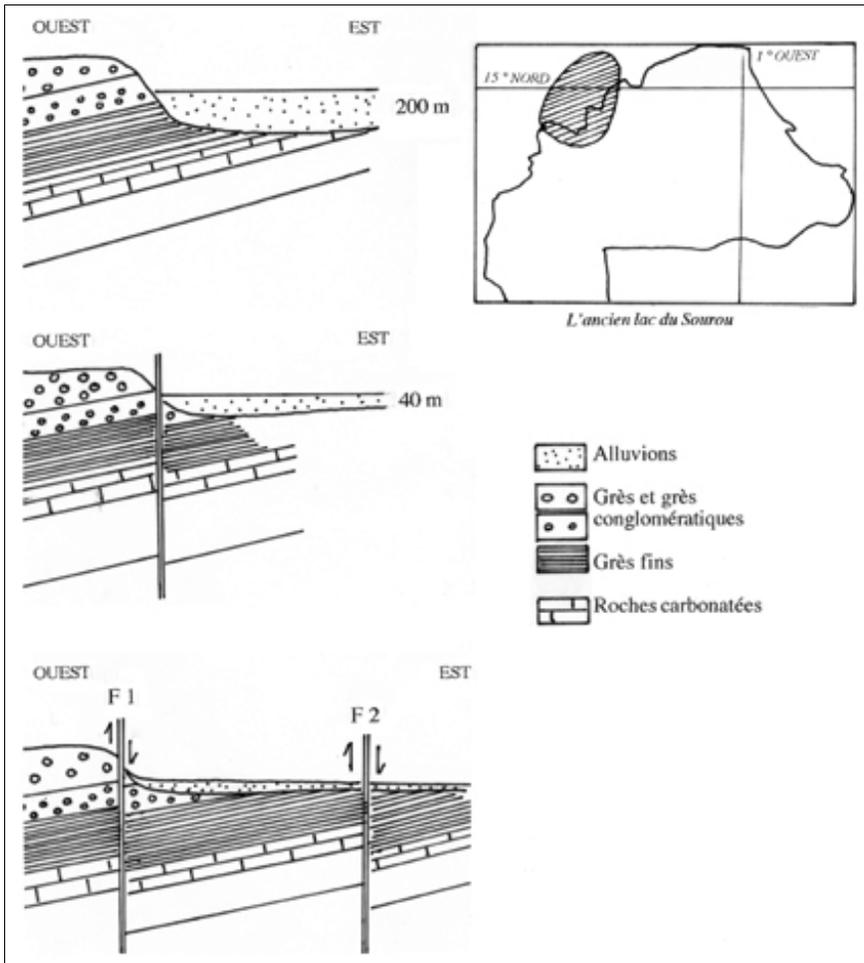


Figure 98. Différentes hypothèses pour l'origine du bassin du Gondo. Haut : simple vallée d'érosion (profondeur d'alluvions : 200 m). Milieu : escarpement de faille ; le Gondo est un bassin tectonique ayant une profondeur moindre évaluée à environ 40 mètres. Bas : même disposition qu'au milieu, mais avec plusieurs compartiments basculés vers l'ONO à la suite de la poussée tangentielle du proche massif du Yatenga (source : Palausi 1959).



Figure 99. Quelques animaux (coelentérés) d'Édiacara (source : Glaessner et Wade, in *Pomerol et Babin*, 1977).

CORDONS DUNAIRES	LONGUEUR (m)	LARGEUR (m)	HAUTEUR (m)	REMISE À VIF
Oursi	170	3	—	Oui
Saouga-Pétabouli	220	5	25	Oui
Dori	150	3 à 4	—	Oui
Larbou-Foulgou	200	—	—	—

Figure 100. Dimensions des principaux cordons dunaires du Sahel burkinabé.

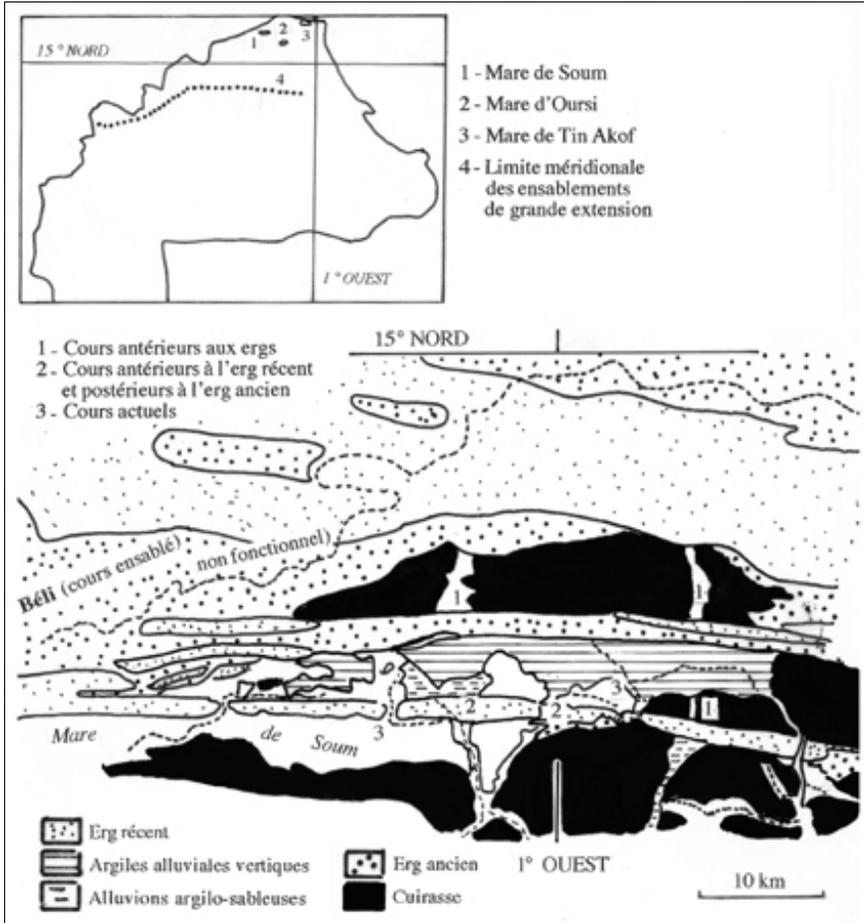


Figure 101. Haut : localisation des mares sahéniennes. Bas : formations quaternaires de la région d'Oursi (source : Boulet 1967).



Figure 102. La région d'Oursi, province de l'Oudalan (image Spot, éch. : 1/500 000^e). *Les cordons dunaires ogoliens parcourent d'est en ouest la pédiplaine de l'Oudalan dans le nord du Burkina-Faso. On reconnaît au nord le cordon d'Oursi et l'erg vif en jaune clair ; en rouge-bordeaux, le réseau hydrographique et les mares. La mare d'Oursi est bien visible entre celles de Markoy à l'est et celle de Tin Edjar à l'ouest. Au sud, le cordon de Dori est largement anthropisé et donc remobilisé ; tous les cordons dunaires subissent, de par l'intensité des cultures (mil essentiellement), une remobilisation des sables fixés et évoluent vers l'aridification. Un réseau hydrographique très dense s'est heurté au barrage dunaire et a engendré un important système de mares. L'image met bien en évidence les cours antérieurs à l'erg récent, postérieurs à l'erg ancien, ainsi que les cours actuels (cf. fig. 101).*

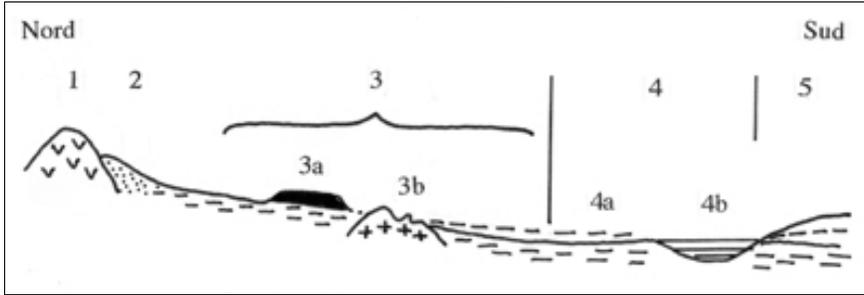


Figure 103. Surface fonctionnelle actuelle du bassin de la mare d'Oursi. 1. Altération des gabbros, 2. Piémont, 3. Pédiment-pédiplaine-glacis, transit de matériaux éoliens et détritiques, 3a) Butte ferrugineuse, 3b. Affleurement de granite, 4. Dépression, 4a. Zone d'épandage, 4b. Mare, 5. Système dunaire (source : Claude et al. 1991).

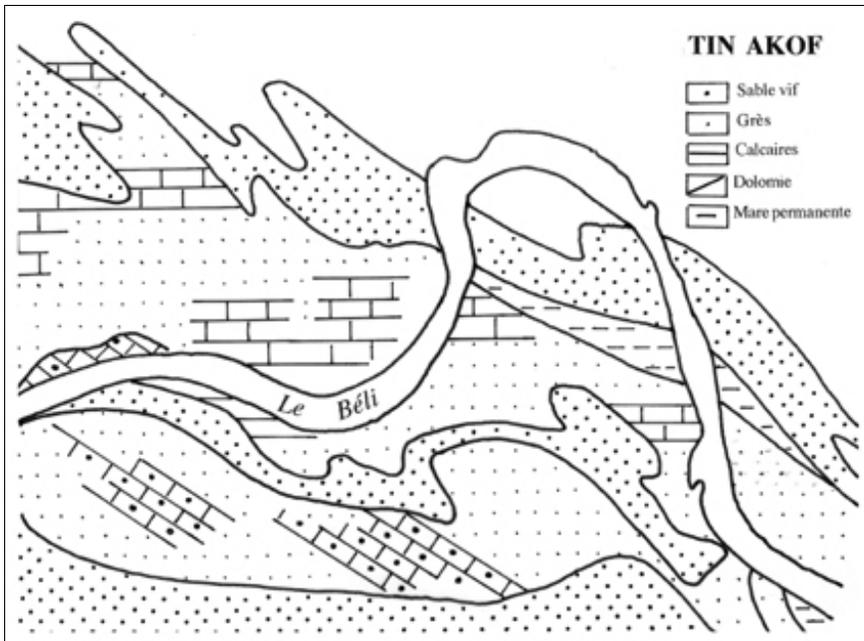


Figure 104 : Affleurements géologiques et recouvrements dunaires de part et d'autre du Béli. (source : rapport de mission Dir. géol. et mines, Ouagadougou).



Figure 105. Paysage de l'Oudalan par journée d'harmattan. *Archipel de schistes birrimiens dans la région de Gorom-Gorom.*

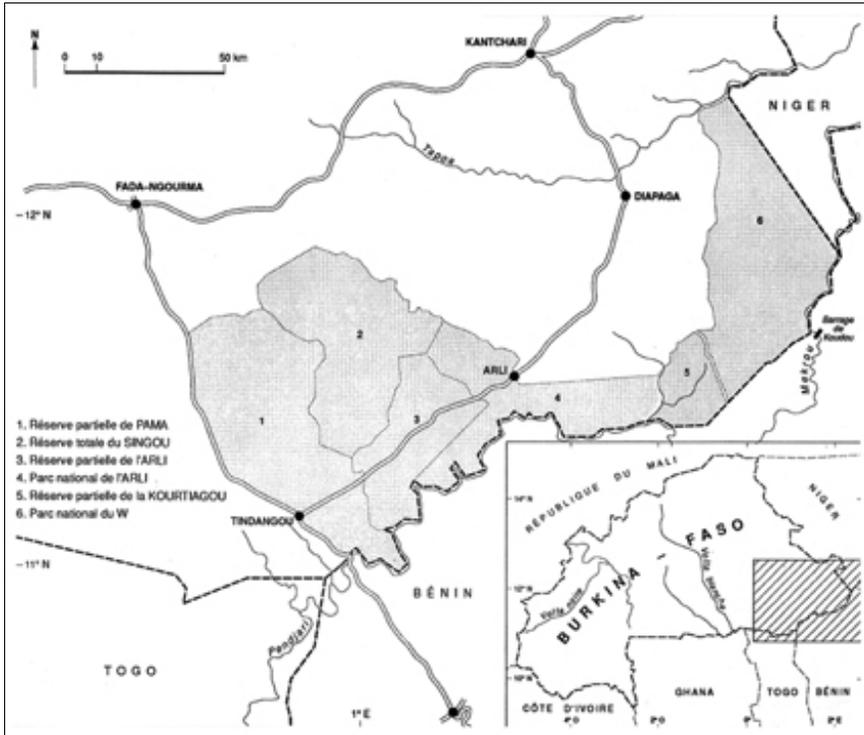


Figure 106. Le sud-est du Burkina-Faso. Parcs et réserves.

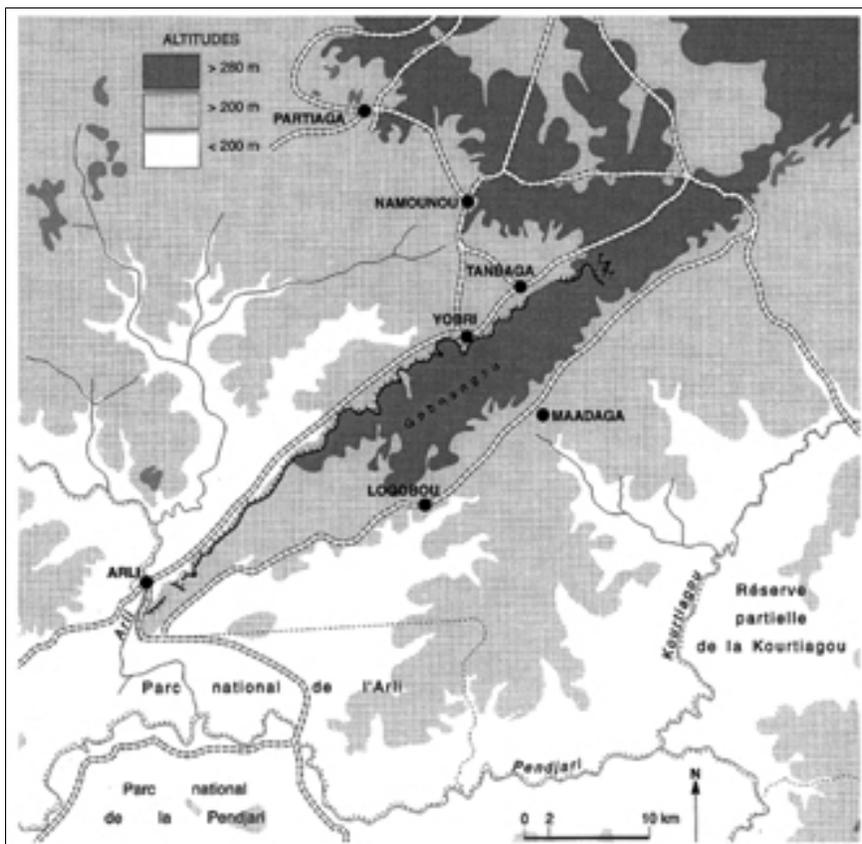


Figure 107. Situation géographique du massif gréseux du Gobnangou (Parc national du W).

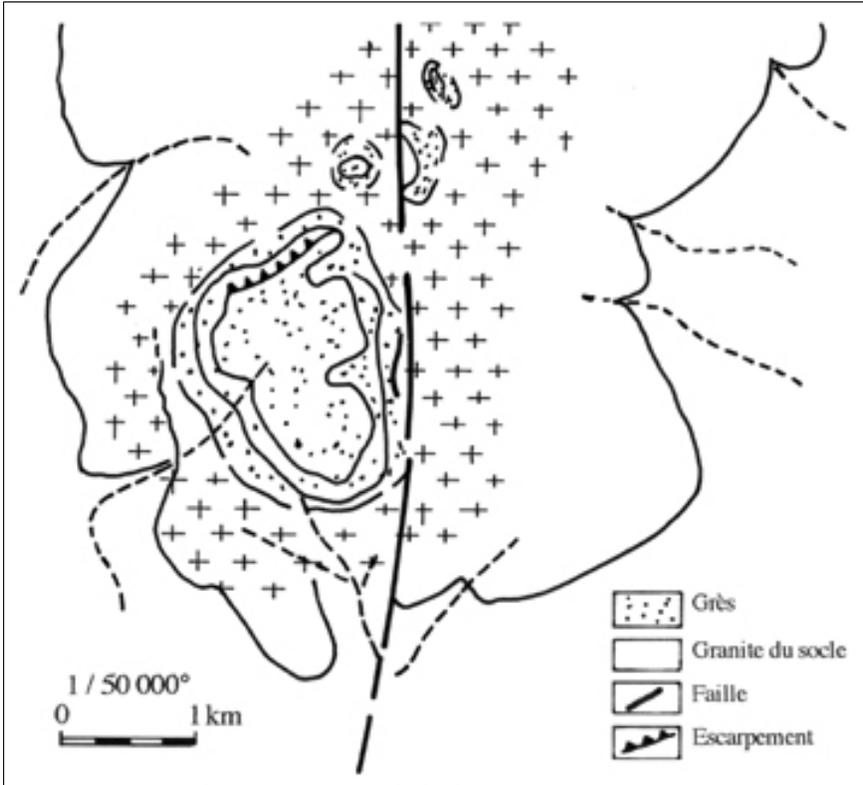


Figure 108. La butte témoin gréseuse de Pagou, au nord d'Arli.

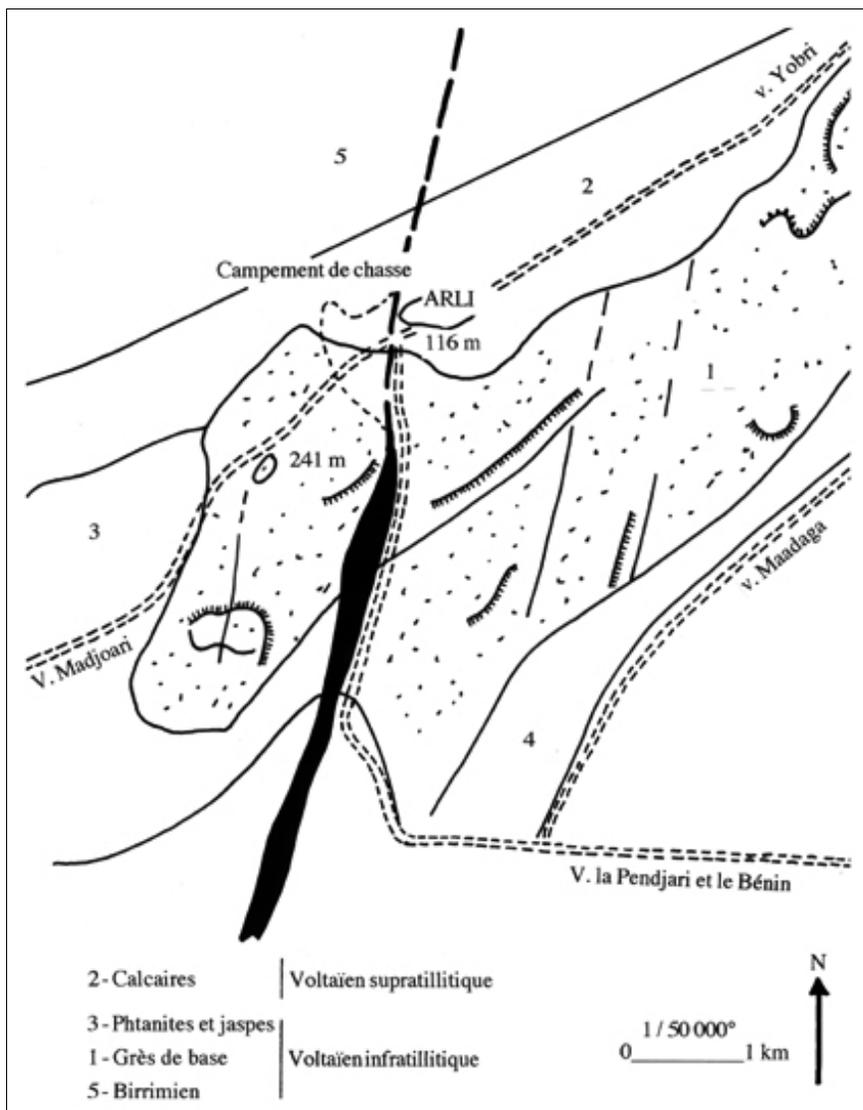


Figure 109. Croquis structural de la région d'Arli (source : Le Stanguennec 1967).

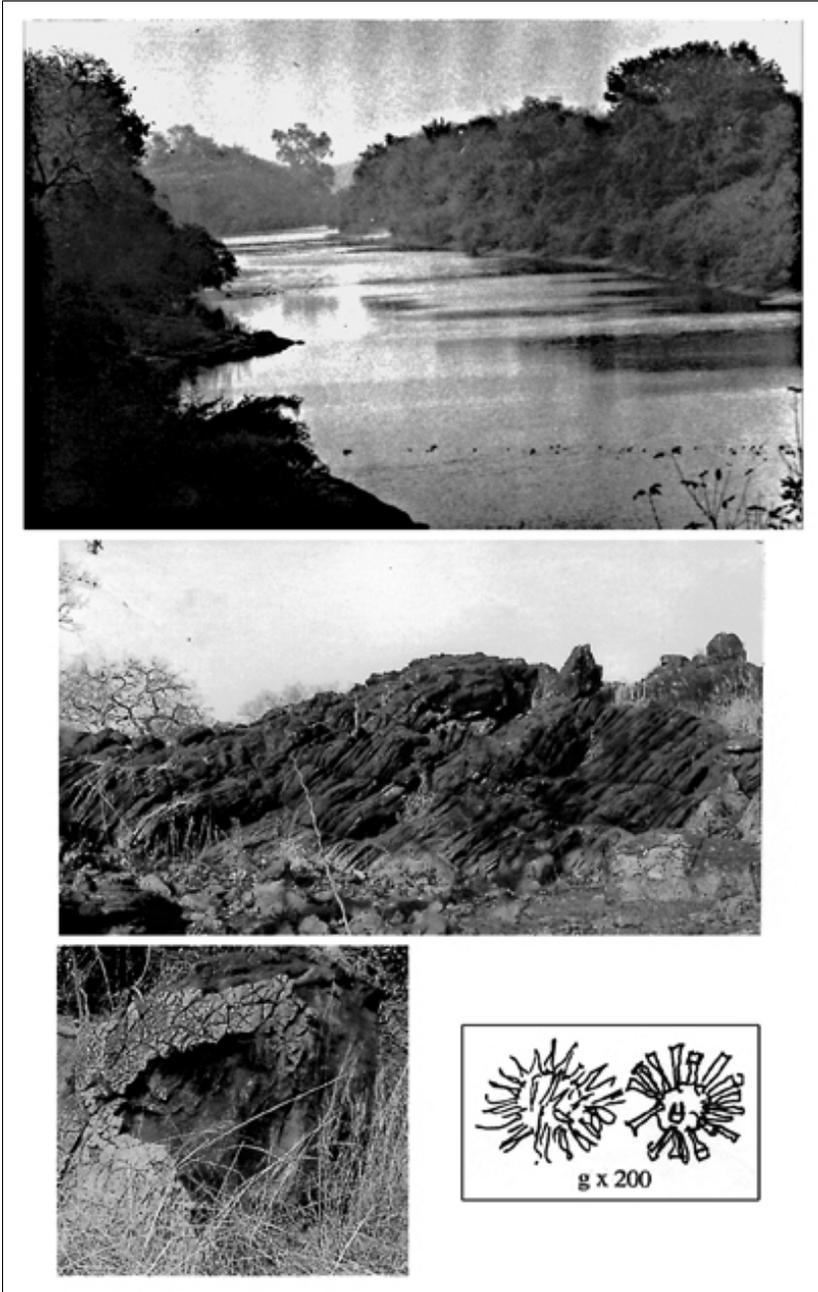


Figure 110. Région d'Arli. Haut : la rivière Arli et sa forêt-galerie. Milieu : grès stratifiés, basculés vers la rivière. Bas gauche : faciès à "miche de pain" sur un bloc gréseux en cours d'évidement par érosion différentielle. Bas droite : acritarches (source : Foucault et Raoult 1980).

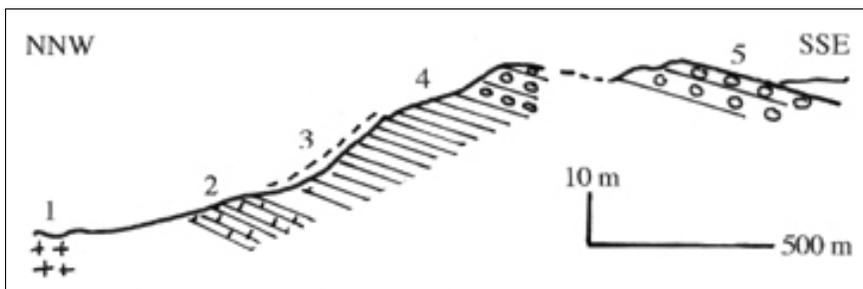


Figure 111. Coupe à travers les grès d'Arli (source : Affaton 1973). Cf. légende dans le texte.

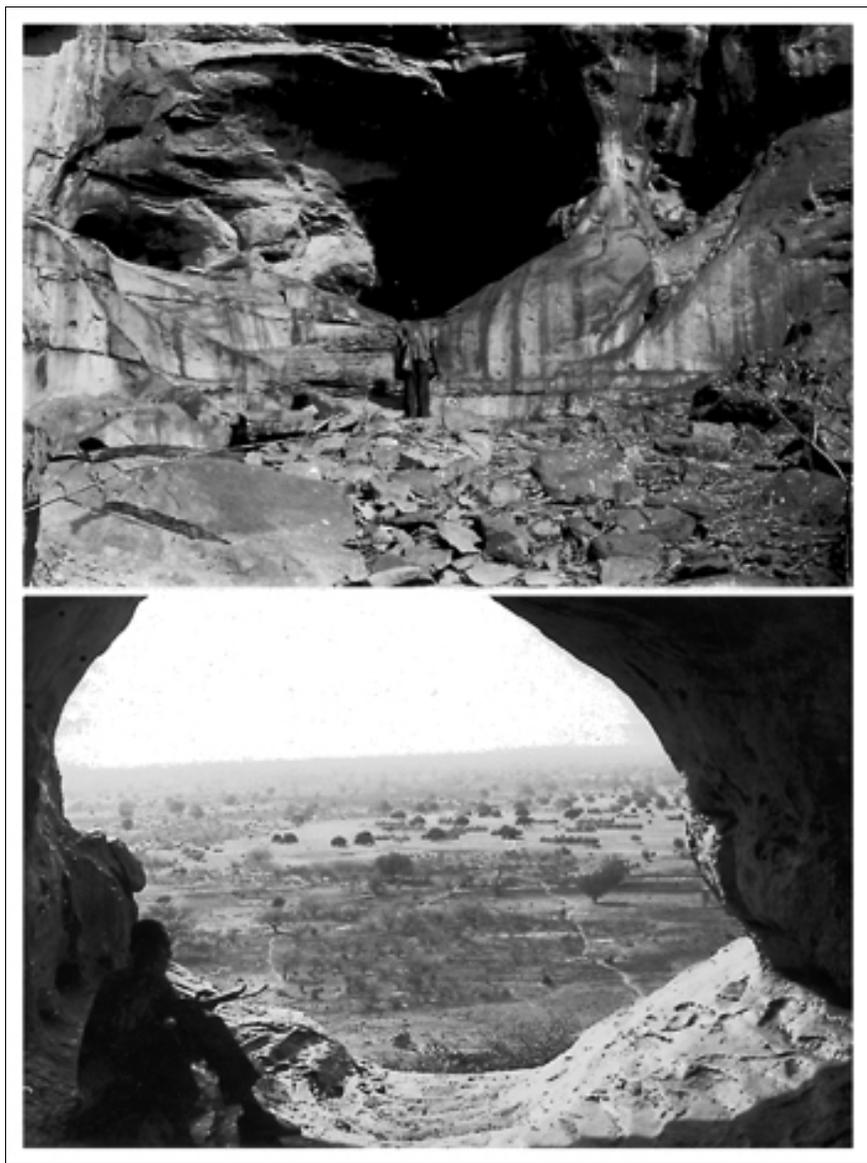


Figure 112. Cavités monumentales pseudo-karstiques dans les grès de Saborkouéri.

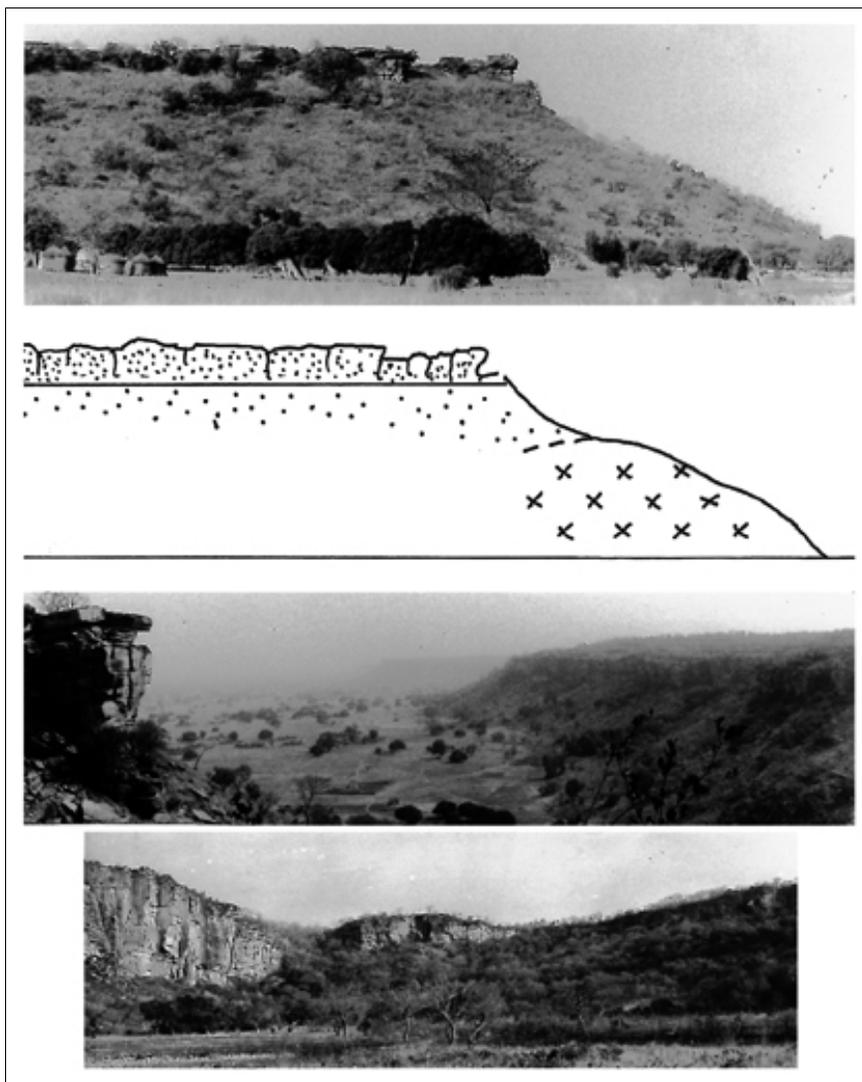


Figure 113. Allure de l'escarpement gréseux à Yobri. Haut : profil concavo-convexe. *La convexité est formée par le socle cristallin occupant les 2/3 du versant.* Milieu : petite reculée. Bas : l'escarpement vers Tambaga par journée de brume sèche.



Figure 114. Dalle fragmentée au pied de l'escarpement à Yobri (Gobnangou).

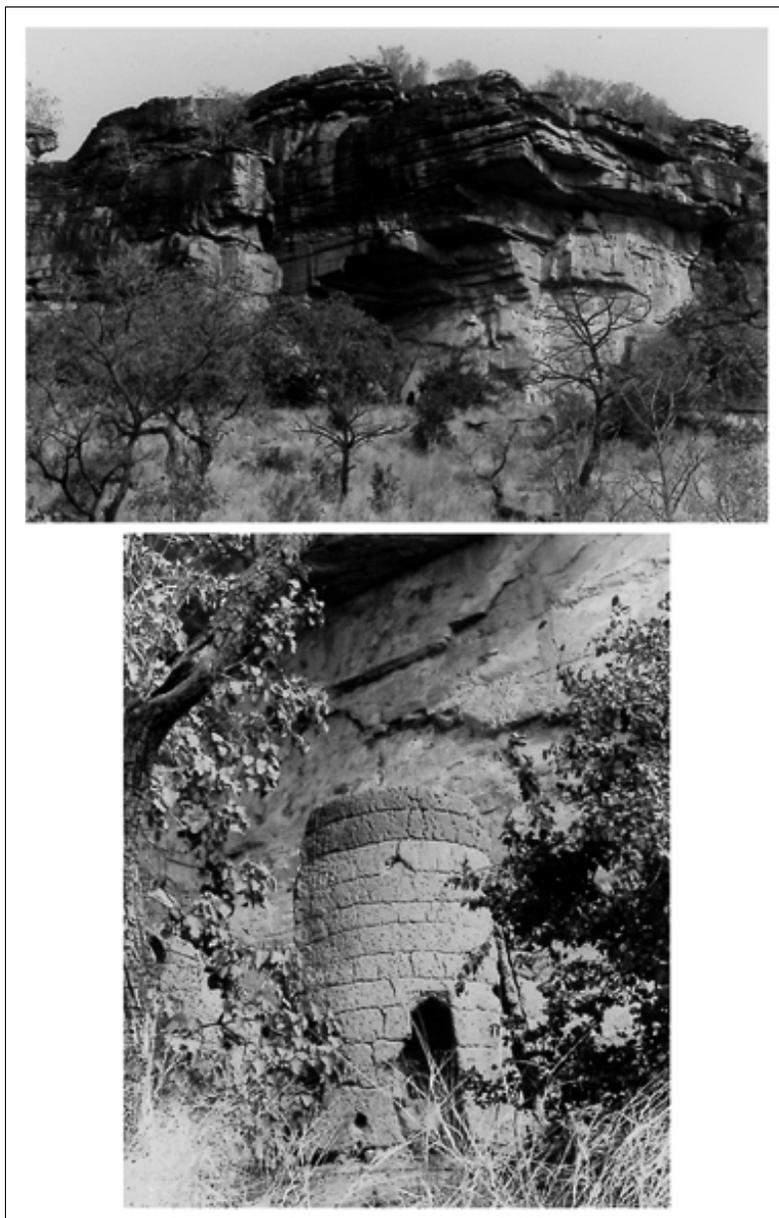


Figure 115. Escarpement bipartite à corniche massive et épaisse. Haut : nombreuses mises en “porte à faux” des strates par érosion différentielle. *On aperçoit, directement adossée à la paroi, une ancienne fortification tankamba pré-gourmantchée (affiliée aux Somba du Bénin).* Bas : détail de la fortification qui a pu être réutilisée à l’arrivée des Français, à la fin du XIX^e siècle.



Figure 116. Allure de l'escarpement gréseux à Tambaga. *La corniche est réduite, et le talus entièrement recouvert par un manteau d'éboulis très patiné, bien développé. Le contact avec la plaine se fait brutalement. Le triangle de végétation dense souligne une forêt de source.*

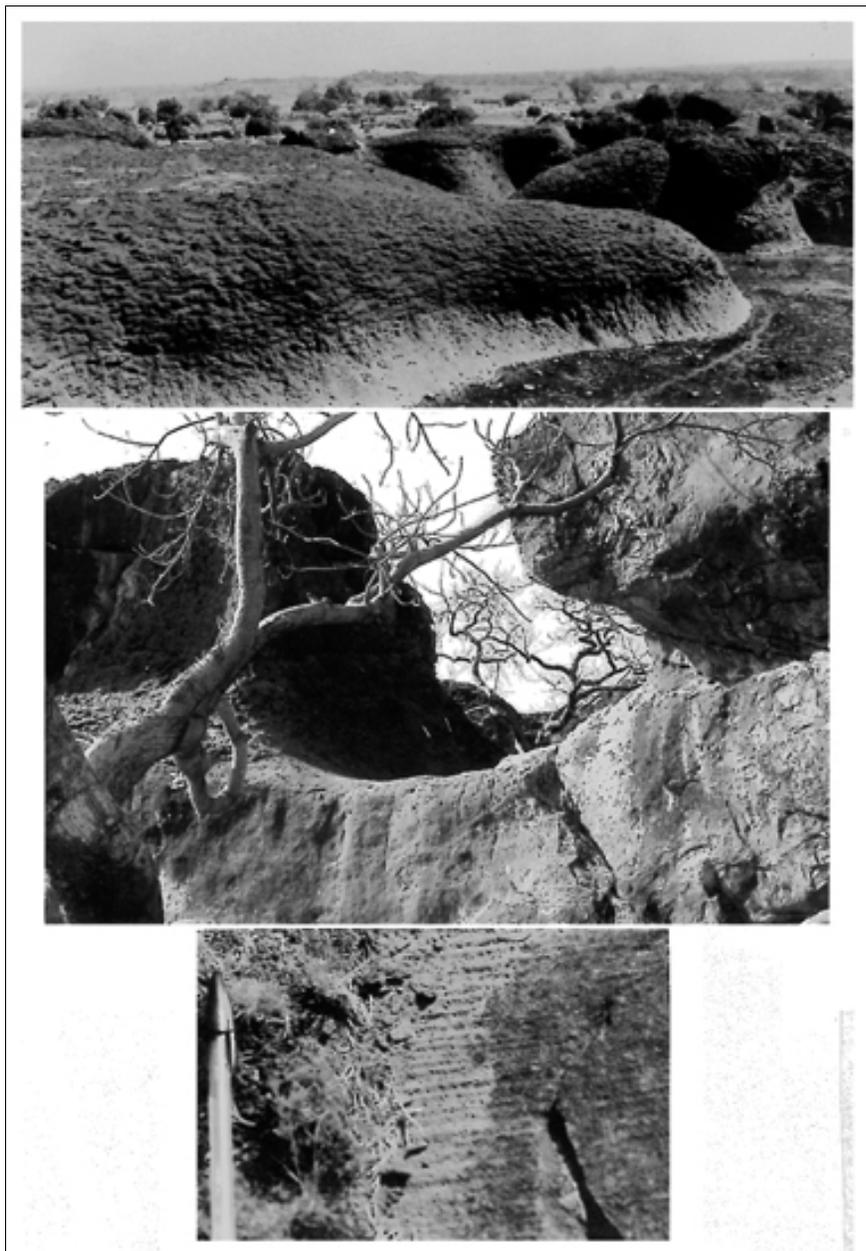


Figure 117. Aspect très particulier des grès de Tansarga. Haut : blocs gréseux modelés en “dos de tortue” au-dessus du village de Tansarga. Milieu : vallon “suspendu” au-dessus de la plaine sableuse de Tansarga. Bas : détail d’une surface striée sur un bloc en “dos de tortue” (origine glaciaire ?).

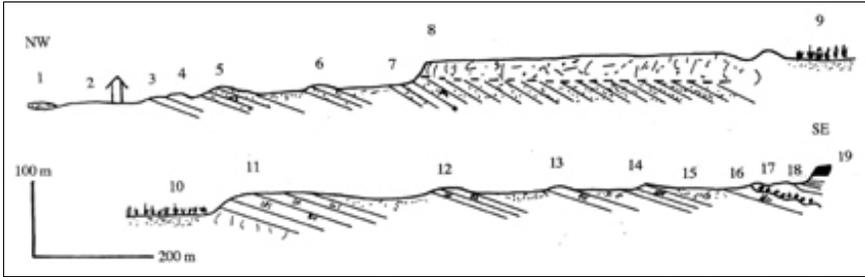


Figure 118. Coupe géologique à Tansarga. 1. à 8. Grès quartzites fins à moyens, 9. Champ de mil sur sol très sablonneux, 10. à 15. Conglomérat hétérogranulaire, 17. Conglomérat polygénique à galets de grès quartzite à cailloux striés, 18. Éboulis de silixite et de cuirasse ferrugineuse, 19. Cuirasse ferrugineuse (source : Affaton 1973).



Figure 119. Principaux types de brouitures glaciaires (*friction marks*). La flèche indique la direction de l'écoulement glaciaire. De haut en bas, on distingue : brouiture concave (crescentic gouge), cannelures à brouitures concaves (fagged grooves), brouiture concave (lunate fracture), fractures en croissants (crescentic fractures), cannelures à brouitures uniformes (chattermarks) (source : Harris 1947, in Deynoux 1985).

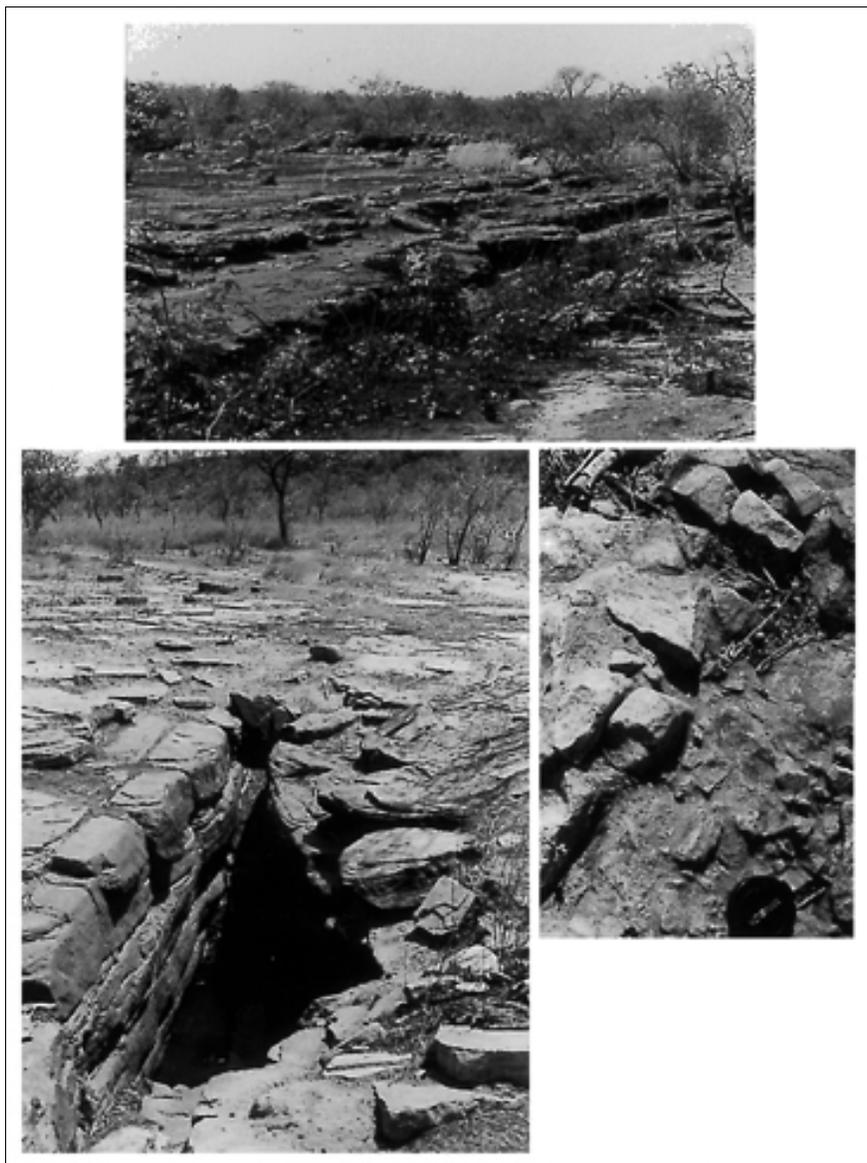


Figure 120. La source Bali dans une diaclase élargie. Haut : le plancher glaciaire. Bas droite : la tillite.

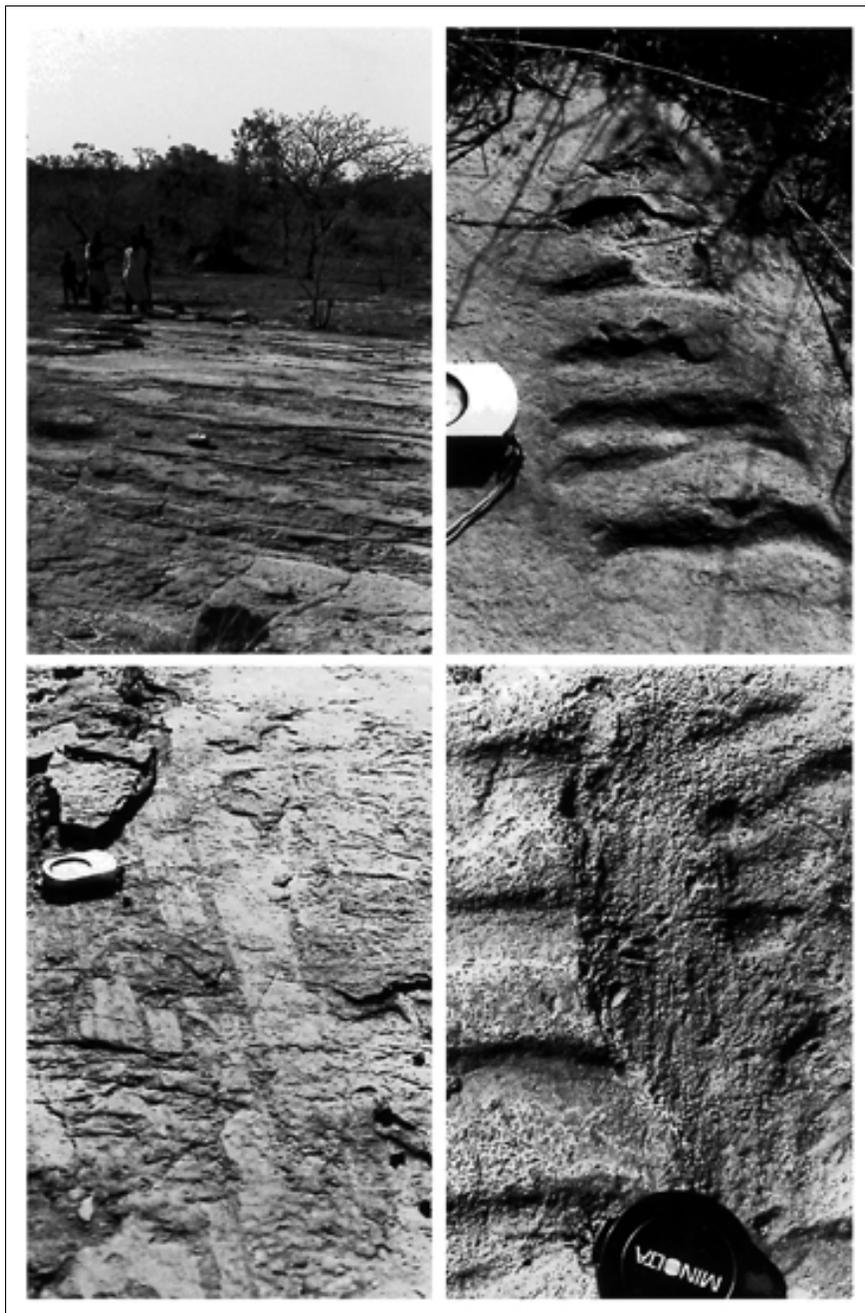


Figure 121. Le secteur de Bali (Tansarga). Haut et bas gauche : le plancher glaciaire et les stries. Haut et bas droite : encoches en forme de gouges (brouitures concaves) et frottement.

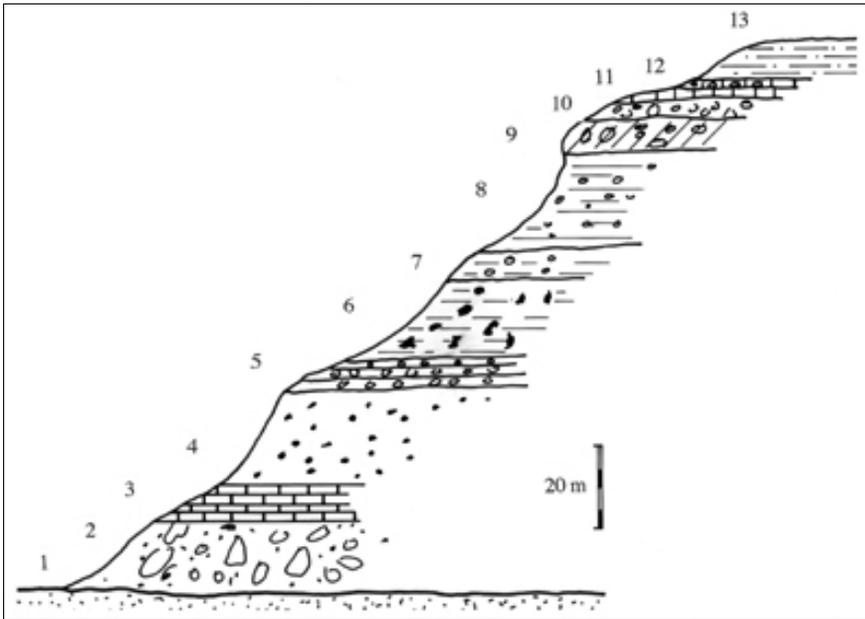


Figure 122. Coupe lithostratigraphique de la série phosphatée de kodjari. (D'après Z. R. Ouédraogo, 1982). 1 : discordance de ravinement glaciaire, 2 : tillite, 3 : calcaire, 4 : phtanites - silexites, 5 : alternance silexites-laminites (siltstones phosphatés), 6 : laminites avec lentilles de silex, 7 : alternance laminites-phospharénites, 8 : phospharénites, 9. phonsocolites, 10 : conglomérat, 11 : calcaire, 12 : galets calcaires, 13 : siltstones argileux.

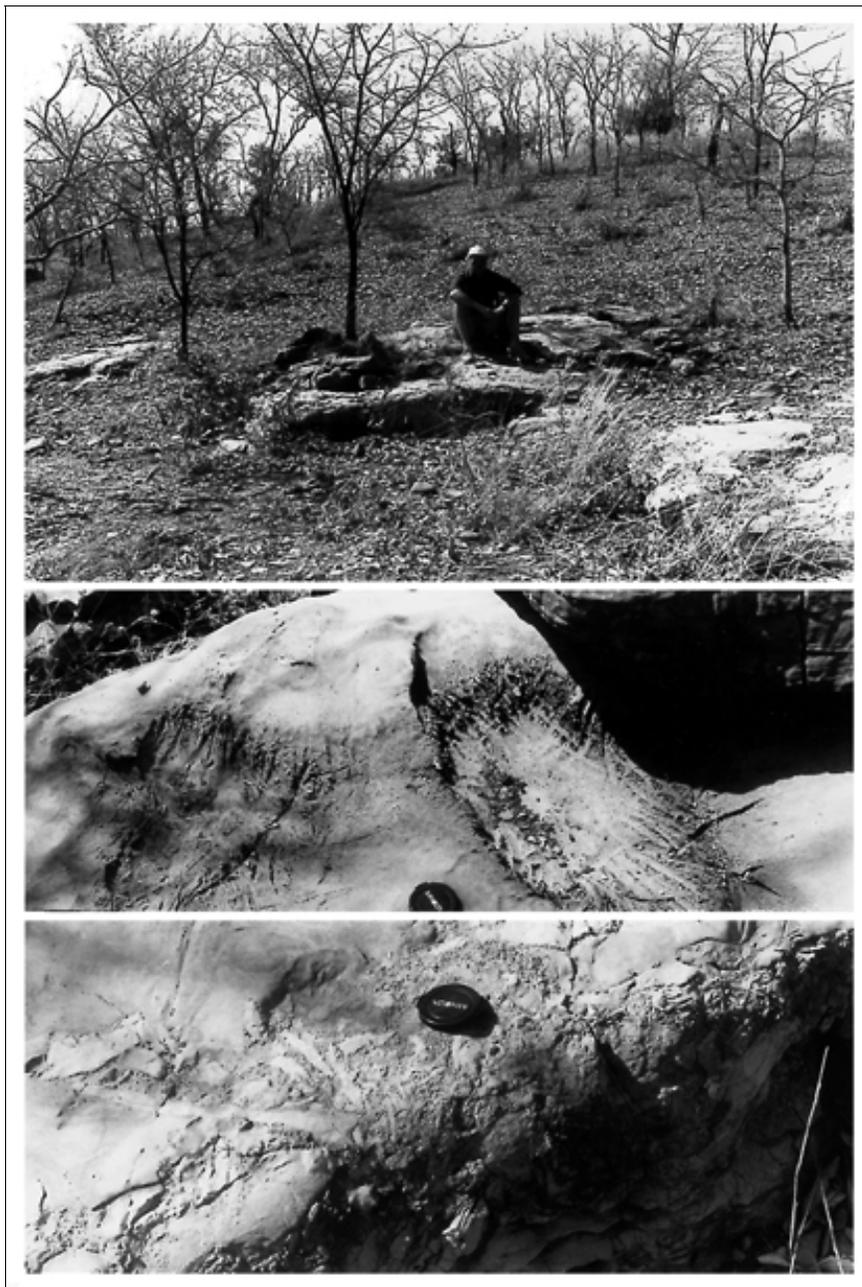


Figure 123. Calcaire jaune, diaclasé, bréchique, guilloché renfermant des niveaux glauconieux à Kodjari.

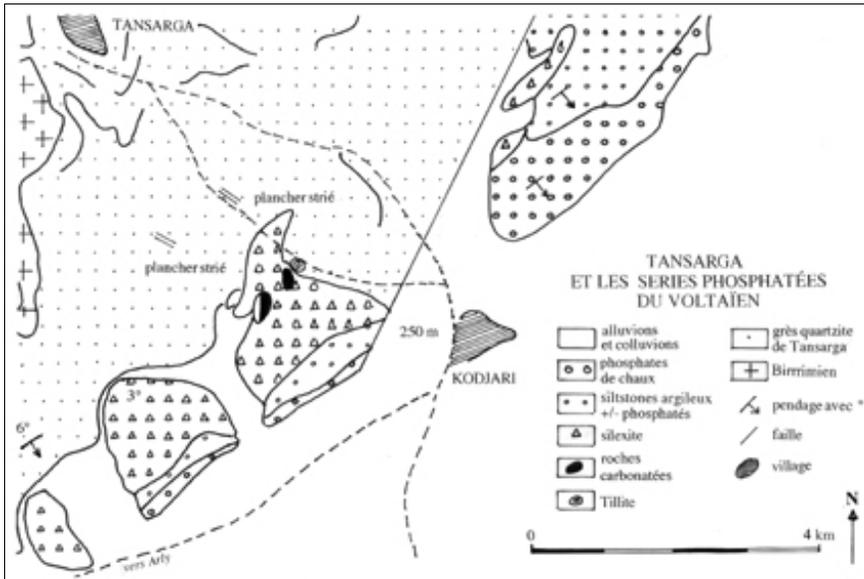


Figure 124. Les séries phosphatées de la région de Tansarga-Kodjari-Kaabougou.

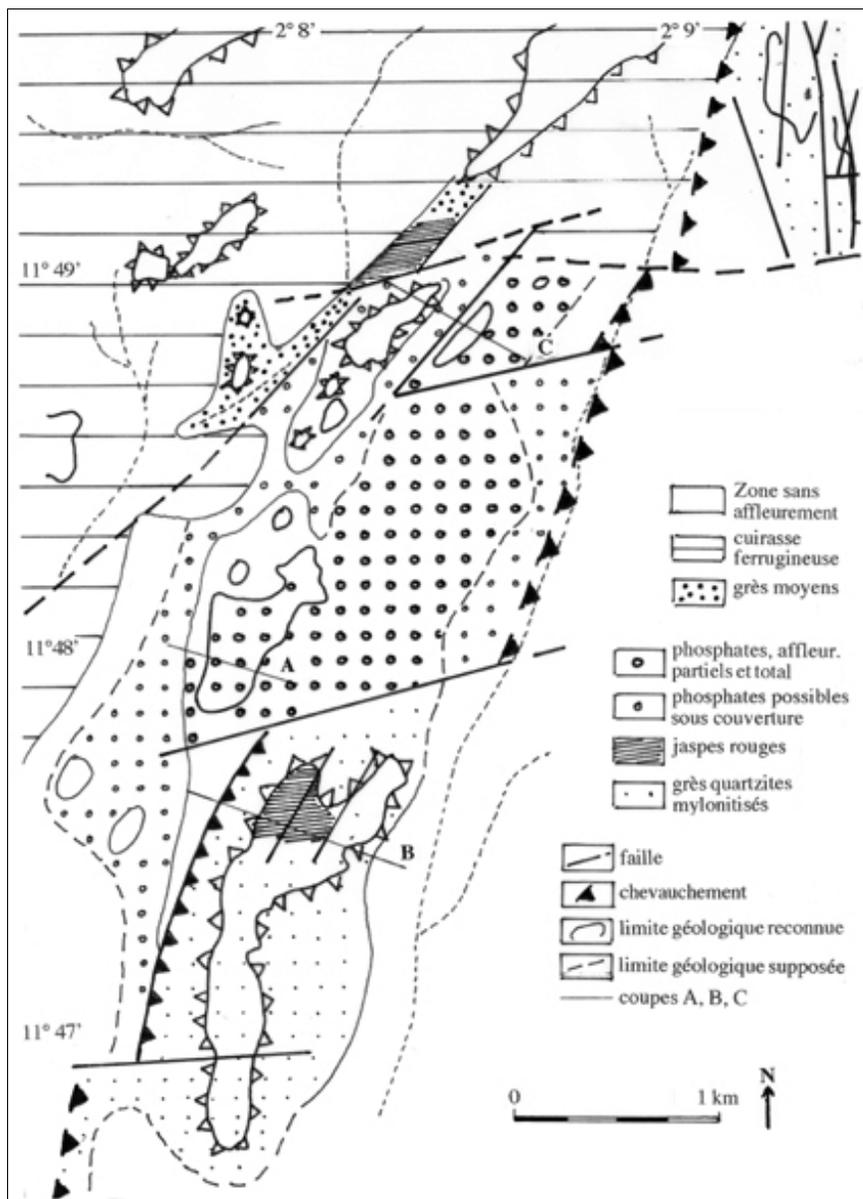


Figure 125. Croquis structural de la région d'Aloub Djouana et Kandi (source : Barthelet 1975).

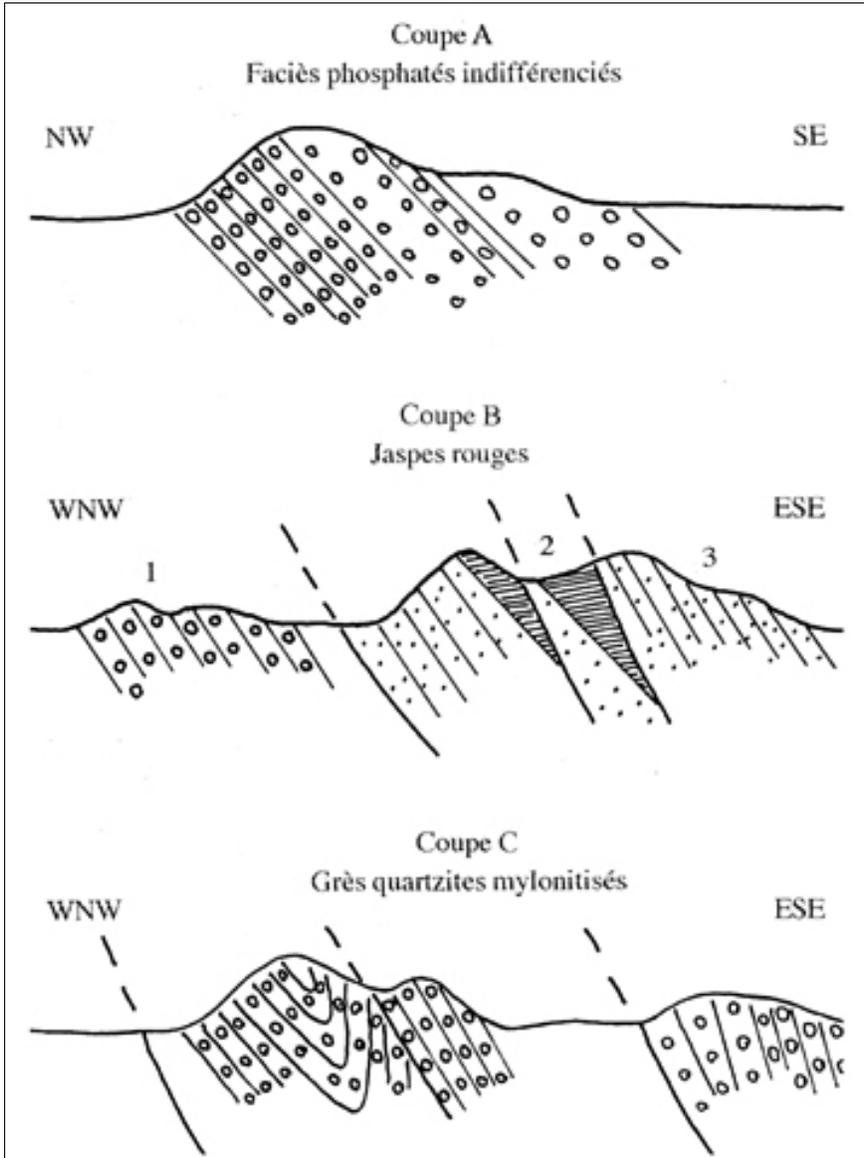


Figure 126. Coupes à travers les collines d'Aloub Djouana (source : Barthelet 1975).

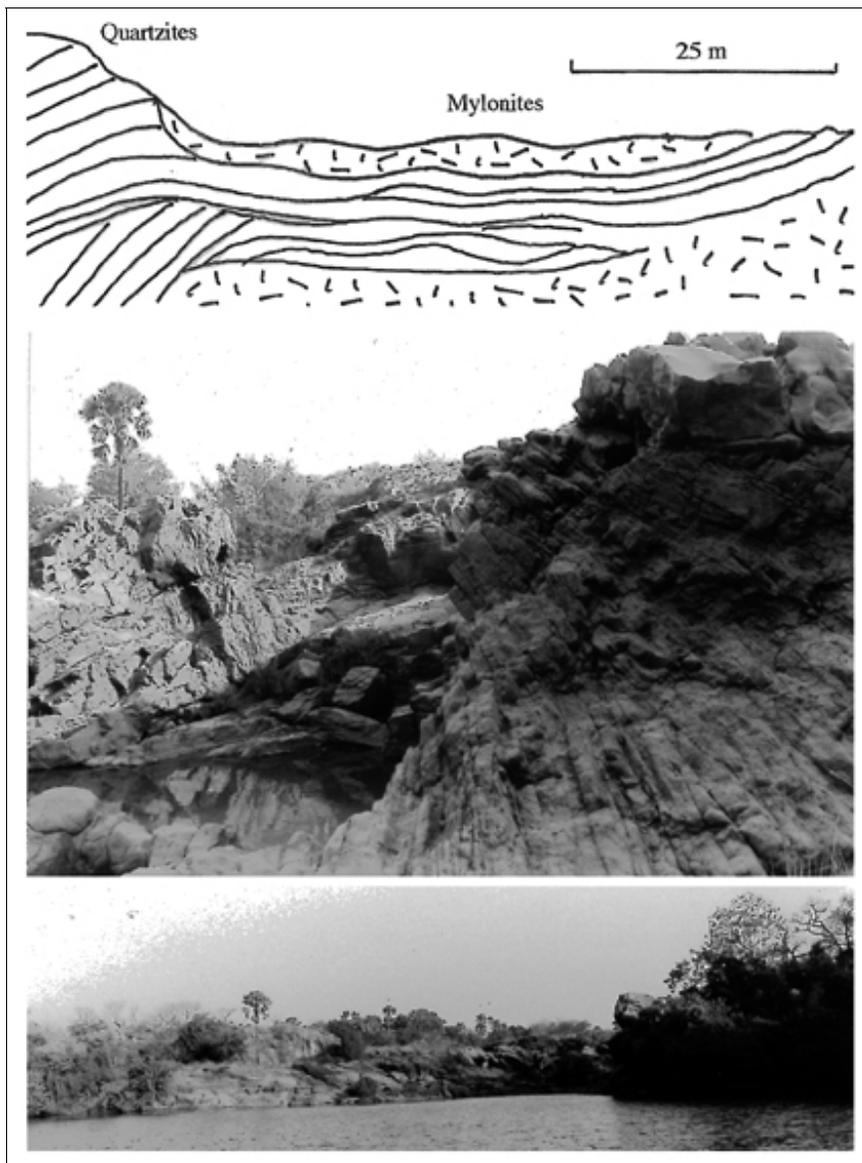


Figure 127. Les chutes de Koudou. Haut : coupe géologique des chutes de Koudou. Milieu : la mare au pied des chutes en saison sèche. Bas : aspect des quartzites dans les chutes.



Figure 128. Aspects de l'intérieur du massif au dessus de Maadaga. Haut : large vallée à fond plat avec pilier ruiniiforme. Milieu : tête de vallon en forme de grand lobe descendant vers la plaine de la Pendjari. *Les deux clichés font penser à des modèles paléoglaciaires (?)*. Bas : envol de grues couronnées depuis l'une des mares de Cabinda (Maadaga) à l'intérieur du massif très démantelé.

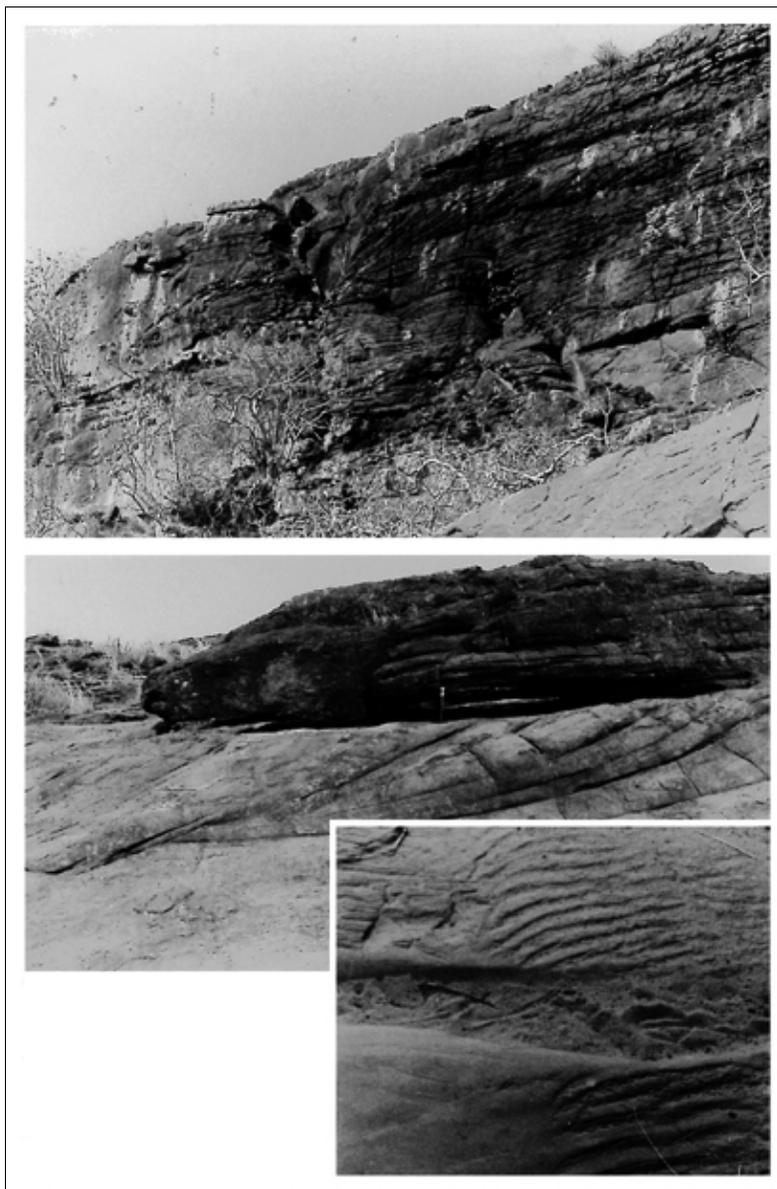


Figure 129. Aspects de l'escarpement au-dessus de Maadaga et figures sédimentaires. Haut : l'escarpement monopartite présente une importante stratification horizontale devenant oblique vers le haut. Les strates obliques semblent avoir été recouvertes par des sédiments plus massifs, du moins au niveau du grand entonnoir qu'ils paraissent avoir comblé (?). Milieu : détail de stratifications obliques avec discordance. Bas : rides de courant recoupées par un chenal d'écoulement dans la zone de battement des marées.

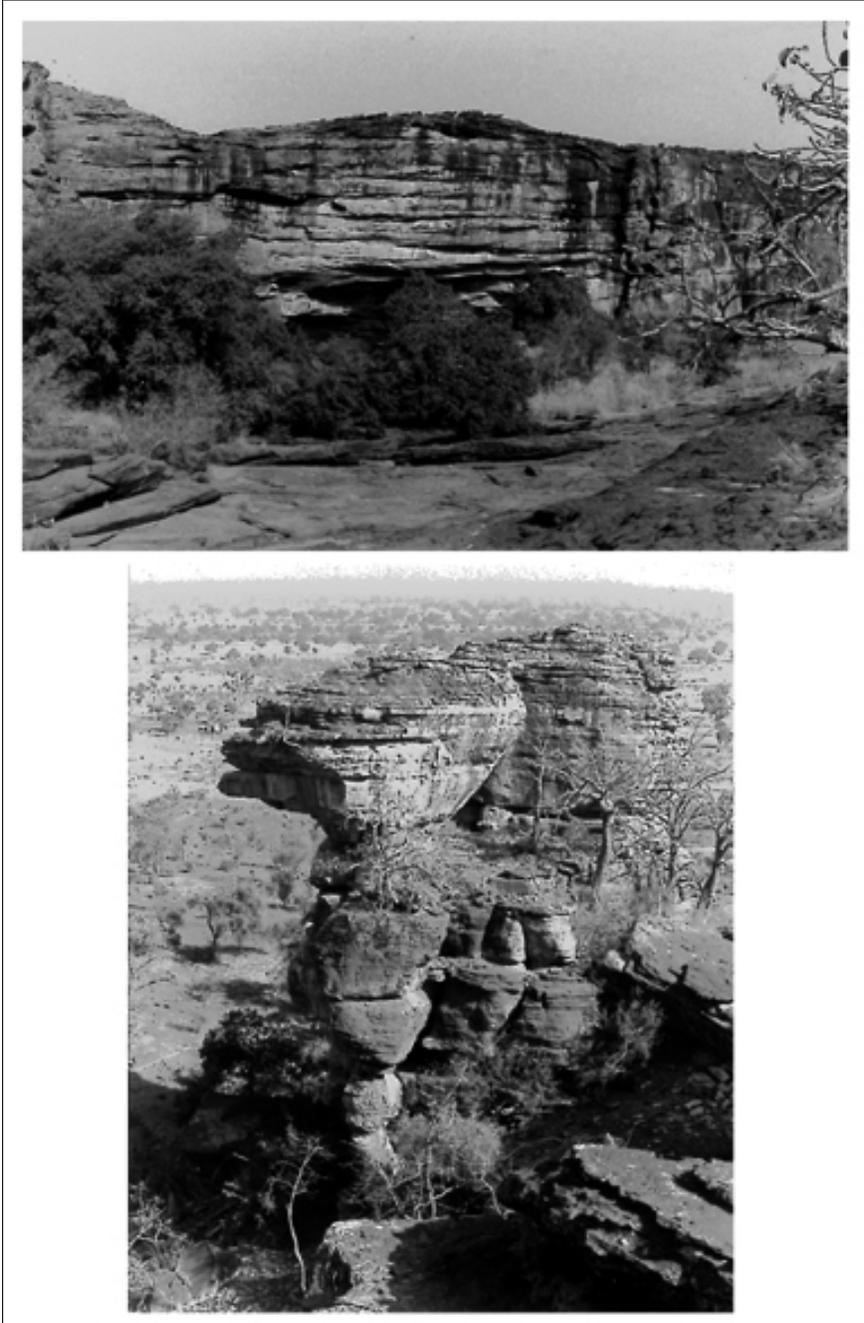


Figure 130. L'escarpement à Maadaga. Haut : vaste abri sous-roche ayant révélé un foyer d'occupation néolithique. Bas : modelés ruiniformes turiformes en bordure d'une vallée pénétrante.

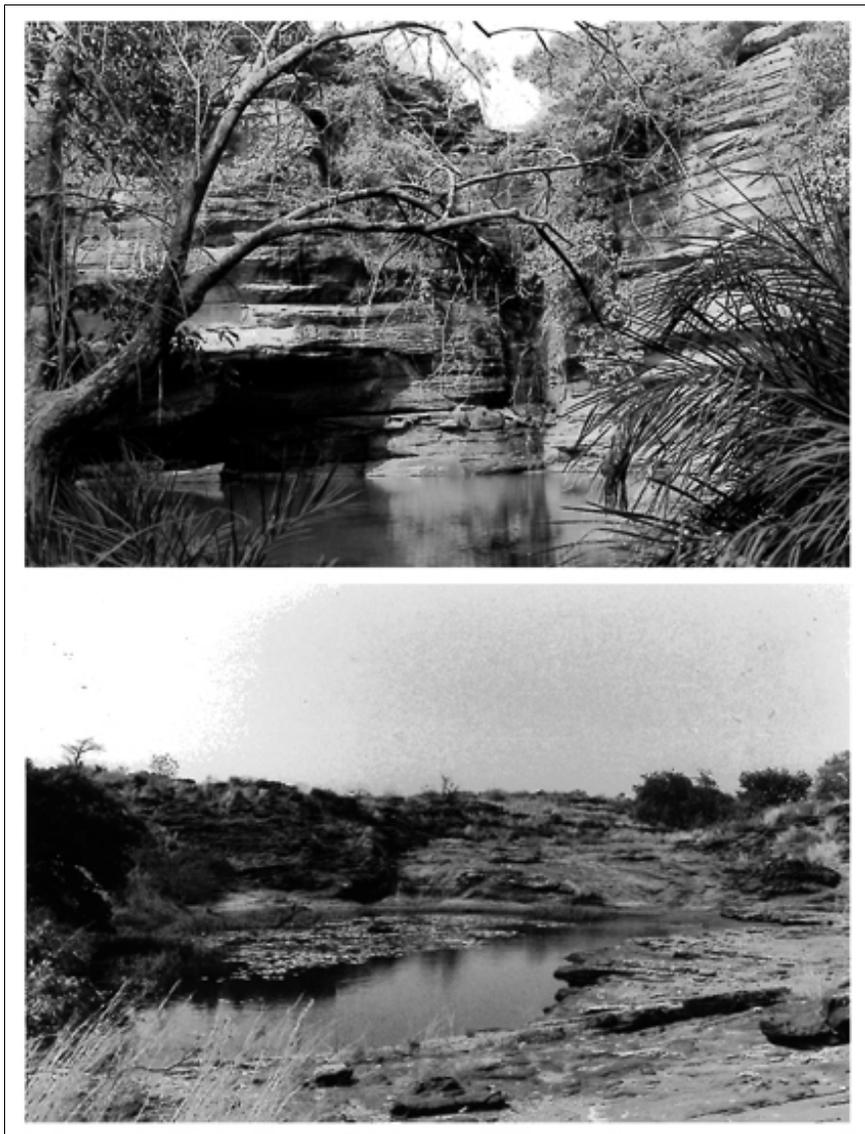


Figure 131. Maadaga. Haut : la mare permanente de Caboundo au pied de l'escarpement monopartite, au nord-est de Maadaga. Bas : une des mares de Cabindi dans un chapelet de vasques plus ou moins coalescentes, près de Maadaga.

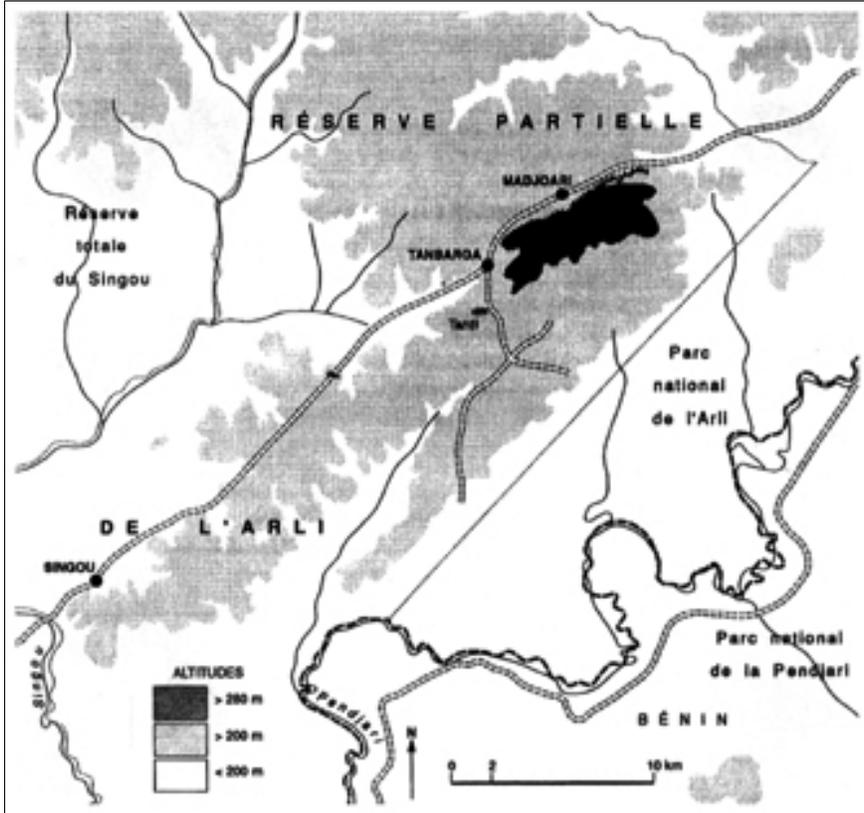


Figure 132. Localisation géographique du massif de Tambarga-Madjoari.

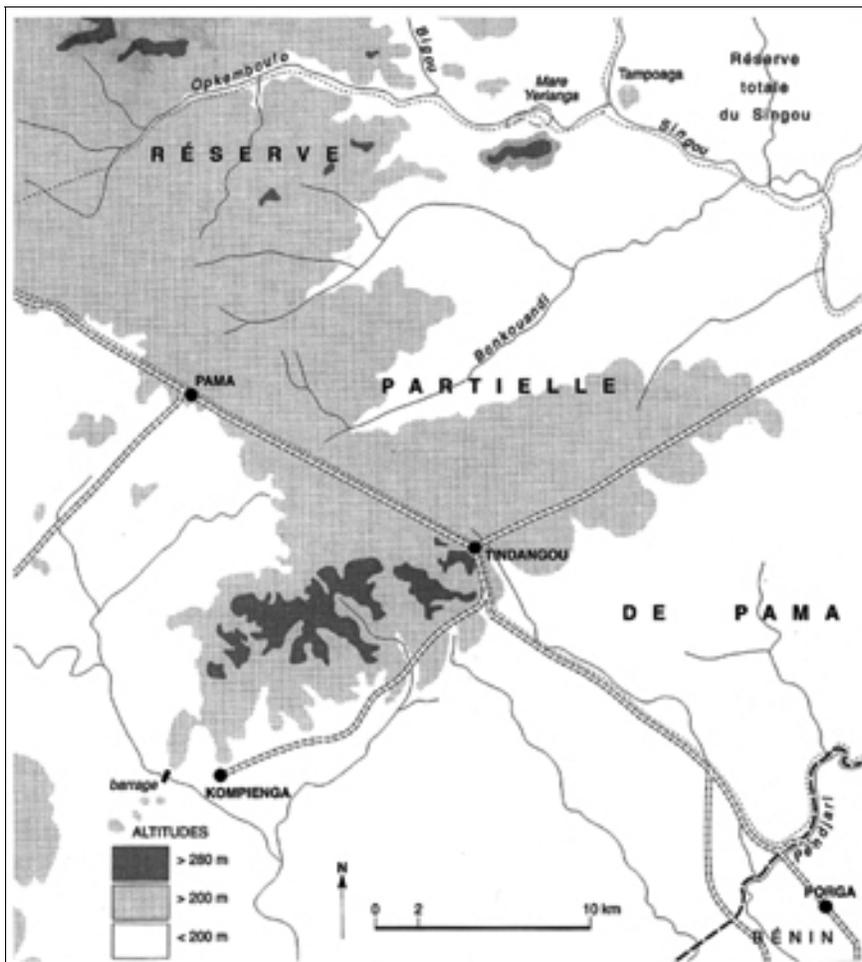


Figure 133. Localisation géographique de la région de Pama (réserve du Singou).



Figure 134. Fractures en gradins occasionnées par le passage du glacier cambrien dans les grès de Madjoari-Tambarga.

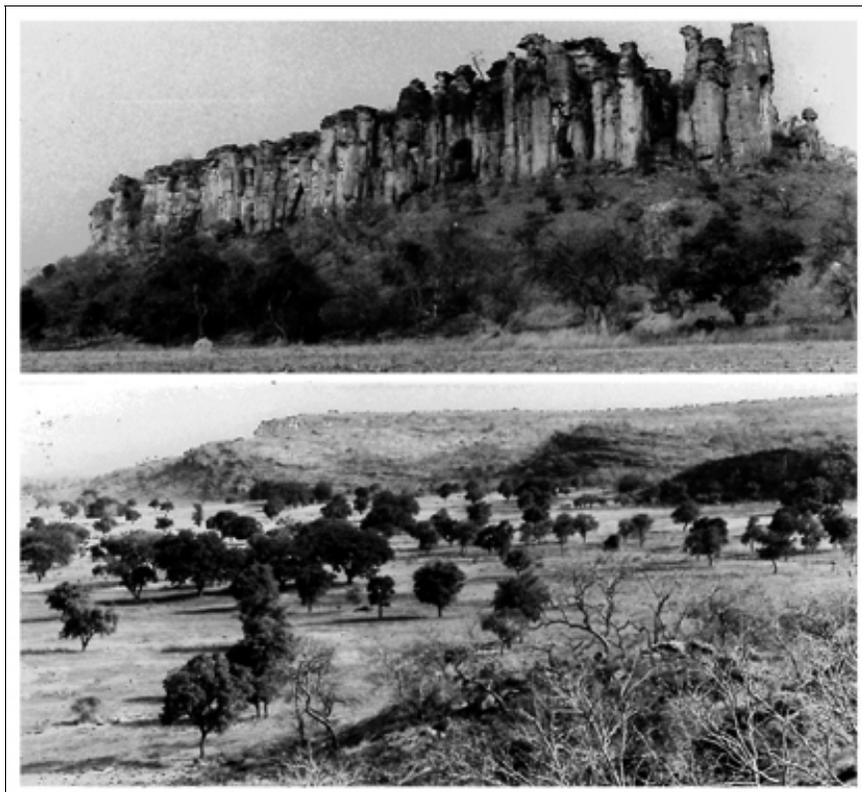


Figure 135. L'escarpement gréseux à Tambarga. Haut : modelé ruiniforme turriformes issu d'un réseau très dense et serré de diaclases se recoupant à angles aigus. *L'érosion très poussée des piliers sur une base plus fragile entraîne la disparition de la totalité de la couverture sédimentaire visible.* Bas : pendage bien marqué vers le sud-est des strates.



Figure 136. Tambarga. Haut : belles stratifications obliques dans les grès quartzites. On remarque la finesse des strates. À la base, présence d'une source permanente retenue par un niveau de moindre perméabilité. Bas : affleurement de migmatites du socle éburnéen devant Tambarga, au pied de l'escarpement gréseux.

TABLE DES ILLUSTRATIONS

1. Le Burkina-Faso. Carte des degrès-carrés	169
2. Carte des provinces administratives	169
3. Le craton ouest-africain et la géologie de l'Afrique de l'Ouest.....	170
4. Le craton ouest-africain et sa ceinture plissée à l'ouverture de l'Atlantique Nord.....	171
5. Les formations birrimiennes au nord de l'équateur	172
6. Quelques datations absolues obtenues sur les roches magmatiques	172
7. Schéma structural du Burkina-Faso	173
8. Croquis illustrant le mode de mise en place des ceintures volcaniques entre les plaques de socle granitique.....	174
9. Le socle en bordure des escarpements gréseux	175
10. Les formations du bassin de Taoudéni dans l'Ouest burkinabé.....	176
11. Rides de courants marins dans les grès de Kawara-Sindou.....	177
12. Rides de courants dans les grès de Kawara-Sindou.....	178
13. Traces énigmatiques dans les sédiments.....	179
14. Essai d'interprétation paléogéographique et paléoclimatologique des formations sédimentaires du plateau de Bobo-Dioulasso.....	180
15. Différents types morphologiques observables dans les stromatolites.....	181
16. Haut : zonation d'un récif de stromatolites vivants à Shark-Bay (Australie). Bas : cycle schématique de croissance de certains stromatolites.....	182
17. Stromatolites de Souroukoudingan.....	183
18. Croquis géologiques schématiques du sud du bassin du Gourma.....	184
19. Les formations du Béli.....	185
20. L'aulacogène du Gourma.....	186
21. Topographie du substratum éburnéen du bassin des Volta.....	186
22. Principales unités structurales et géomorphologiques du bassin des Volta.....	187

23. Schéma des principaux stades de la genèse et de l'évolution du bassin des Volta.....	188
24. Tectonique cassante dans les formations sédimentaires et "remplissage" des diaclases par des filons de quartz.....	189
25. Tectoniques superposées dans la partie burkinabé de l'Atacora.....	190
26. Évolution de l'écorce primitive : les ceintures archéennes de schistes verts, leur gisement métallifère et le développement des fonds océaniques.....	191
27. Le globe à la fin du (Pré-)Cambrien.....	192
28. Cheminement du Pôle Sud depuis le Précambrien.....	192
29. Positionnement des inlandsis cambrien et ordovicien.....	193
30. Coupe géologique schématique N-S à travers le Burkina.....	193
31. Exemple de diversité des roches du socle de part et d'autre du massif gréseux du Gobnangou.....	194
32. Exemple de fracturation du socle dans la région de Léo.....	195
33. Modelé des zones granitiques (A) et des zones basiques (B) au Burkina-Faso.....	196
34. Caractéristiques des cuirasses sur roches cristallines quartzieuses et sur roches basiques et ultra-basiques dans le Sahel burkinabé.....	197
35. Transformation par altération précoce d'un gabbro.....	198
36. Les zones préférentielles d'altération en relation avec les cassures du socle.....	199
37. Le conglomérat intraformationnel dans les dolomies à stromatolites de Souroukoudingan.....	200
38. Tectonique du socle et érosion différentielle.....	201
39. Éclatement de la roche du socle par dynamitage dans une carrière de gravillons à Wayen.....	202
40. Carte des répartitions des épaisseurs d'altération et coupe NW-SE.....	203
41. Alvéole-cuvette dans la région de Pô-Tiébélé (frontière ghanéenne).....	204
42. Types de modelé et toposéquences dans les paysages du Yatenga.....	205
43. Modes de désagrégation des granites.....	206
44. Diaclases dans les granites du socle.....	207
45. Vasques développées sur roches cristallines (syénite) et diaclases (Wayen).....	208
46. Vasques dans les granites du socle.....	209
47. Ébauche de méso-modelés dans les granites du socle.....	210
48. Pseudo-dolines développées sur socle (Volta Noire, Burkina-Faso).....	211
49. Les deux hypothèses émises pour la genèse des niveaux cuirassés.....	212
50. Positionnement des tables cuirassées en pays lobi.....	213

51. Les formations cuirassées dans l'arc birrimien (Kaya-Kongoussi).....	214
52. Aspects des glacis au pied des cuirasses.....	215
53. Profil transversal du "Wendou" de Namsiguia.....	216
54. Plissements dans les grès de l'étage à siltstones-argilites-carbonates.....	217
55. Formes d'érosion mineures observées dans les grès de Kawara-Sindou.....	218
56. Érosion différentielle des grès dans les rides de sédimentation.....	219
57. Fines stratifications dans les grès de Kawara-Sindou.....	220
58. Désagrégation des grès dans le démantèlement des corniches.....	221
59. Désagrégation des grès dans le démantèlement des corniches.....	222
60. Vasques et marmites dans les grès.....	223
61. Destruction de la patine protectrice sur des grès émoussés.....	224
62. Modelés gréseux déterminés par les réseaux de diaclases.....	225
63. Les lapiès de Souroukoudingan développés dans la dolomie à stromatolites (avant destruction).....	226
64. Dissolution et guillochage dans la dolomie de Souroukoudingan.....	227
65. Le conglomérat intraformationnel dans la dolomie à stromatolites.....	228
66. Paléostructures polygonales dans les grès de Yobri.....	229
67. La région de Ouagadougou. Carte physique.....	230
68. La cuirasse des collines de Boudtenga.....	231
69. Les collines syénitiques de Wayen (province du Kadiogo).....	232
70. Position topographique des collines birrimiennes de la région de Kaya (province du Sanmatenga).....	232
71. Croquis géologique des environs de Kaya.....	234
72. Aspects des collines de la région de Kaya.....	235
73. Petit gouffre occupé par une mare à l'intérieur d'une cuirasse (Kaya).....	236
74. Situation géologique et morphologique d'un secteur antébirrimien dans la région de Ouahigouya.....	236
75. Esquisse géologique de la région de Kopoï.....	237
76. Esquisse géomorphologique de Kopoï.....	238
77. Histogramme des indices d'aplatissement et de longueur des galets du conglomérat tarkwien de Boni.....	239
78. Les collines dissymétriques de Kopoï.....	240
79. Phénomènes de micro-tectonique observés dans les grès sériciteux de Kopoï.....	241
80. Relief de la région de Bobo-Dioulasso.....	242
81. Coupe O-E du contact socle-couverture sédimentaire à Boradougou (entrée est de Bobo-Dioulasso).....	243
82. Contact entre la couverture sédimentaire et le socle à Boradougou.....	244

83. Avancée de la couverture sédimentaire sur le socle à Boradoukou.....	245
84. Rides de courant dans les grès de la Falaise de Banfora.....	246
85. Croquis structural de la région de Banfora.....	247
86. Vue aérienne oblique de la Falaise de Banfora (photo J.-C Clanet).....	248
87. Schéma structural d'ensemble de la région de Banfora.....	249
88. Modelés gréseux dans les grès de Kawara-Sindou.....	250
89. Les modelés gréseux de Sourani.....	251
90. Autres formations grossières dans le rentrant de Sourani.....	252
91. La colline de Koua vue du sommet de Dioungoko.....	253
92. Coupes géologiques dans les formations carbonatées de Souroukoudingan.....	254
93. Pierre roulante montrant de belles structures stromatolitiques.....	255
94. Photographies au MEB (photo C. Gigot, BRGM Orléans).....	256-257
95. Esquisse géomorphologique des collines de Souroukoudingan.....	258-259
96. Les lapiès de Souroukoudingan.....	260
97. Différentes structures que l'on pouvait observer dans les stromatolites de Koua avant leur destruction.....	261
98. Différentes hypothèses pour l'origine du bassin du Gondo.....	262
99. Quelques animaux d'Édiacara (cœlentérés).....	263
100. Dimensions des principaux cordons dunaires du Sahel burkinabé.....	263
101. Les formations quaternaires de la région d'Oursi.....	264
102. La région d'Oursi (image Spot).....	265
103. Surface fonctionnelle actuelle du bassin de la mare d'Oursi.....	266
104. Affleurements géologiques et recouvrements dunaires de part et d'autre du Béli.....	266
105. Paysage de l'Oudalan par journée d'harmattan.....	267
106. Le sud-est du Burkina-Faso. Parcs et réserves.....	268
107. Situation géographique du massif gréseux du Gobnangou (Parc national du W).....	269
108. La butte-témoin gréseuse de Pagou.....	270
109. Croquis structural de la région d'Arli.....	271
110. La région d'Arli.....	272
111. Coupe à travers les grès d'Arli.....	273
112. Cavités monumentales pseudo-karstiques dans les grès de Saborkouéri.....	274
113. Allure de l'escarpement gréseux à Yobri.....	275
114. Dalle fragmentée au pied de l'escarpement de Yobri.....	276
115. Escarpement bipartite à corniche massive et épaisse.....	277
116. Allure de l'escarpement gréseux à Tambaga.....	278
117. Aspect très particulier des grès de Tansarga.....	279
118. Coupe géologique à Tansarga.....	280

119. Principaux types de broutures glaciaires (“friction marks”).....	281
120. La source Bali dans une diaclase élargie.....	282
121. Le secteur de Bali.....	283
122. Coupe lithostratigraphique de la série phosphatée de Kodjari.....	284
123. Calcaire jaune, diaclasé, bréchiq ue, guilloché renfermant des niveaux glauconieux à Kodjari.....	285
124. Les séries phosphatées de la région de Tansarga-Kodjari-Kaabougou.....	286
125. Croquis structural de la région d'Aloub-Djouana et Kandi.....	287
126. Coupes à travers les collines d'Aloub-Djouana.....	288
127. Les chutes de Koudou.....	289
128. Aspects de l'intérieur du massif au dessus de Maadaga.....	290
129. Aspects de l'escarpement au dessus de Maadaga et figures sédimentaires.....	291
130. L'escarpement à Maadaga.....	292
131. Maadaga.....	293
132. Localisation géographique du massif de Tambarga-Madjoari.....	294
133. Localisation géographique de la région de Pama.....	295
134. Fractures en gradins occasionnées par le passage du glacier cambrien dans les grès de Madjoari-Tambarga.....	296
135. L'escarpement gréseux à Tambarga.....	297
136. Tambarga.....	298

Toutes les photographies sont de l'auteur à l'exception de celles des figures 86, 94 et 102.

TABLE DES MATIÈRES

Remerciements.....	7
Avant-propos.....	9
Présentation du Burkina-Faso.....	13

LIVRE PREMIER

PALÉOGÉOGRAPHIE ET LITHOLOGIE, BASES PRINCIPALES DE L'ORGANISATION DES PAYSAGES ACTUELS ISSUS DES RELIEFS GONDWANIENS (17)

I. LA MISE EN PLACE DES PRINCIPALES STRUCTURES GEOLOGIQUES DE L'AFRIQUE DE L'OUEST (19)

1. Un sous-bassement cristallin qui s'étend à toute l'Afrique occidentale.....	20
1.1. Un Archéen très fragmentaire visible seulement aux deux extrémités du bouclier ouest africain.....	20
1.2. L'orogénèse éburnéenne et les formations birrimiennes.....	21
2. Le craton ouest-africain et les formations de couverture.....	23
2.1. Les bassins marins de l'Afrique occidentale au Protérozoïque et au Paléozoïque.....	23
2.1.1. Le bassin de Taoudenni, le plus vaste bassin d'Afrique occidentale.....	24
2.1.1.1. Des séquences sédimentaires séparées par des surfaces d'érosion.....	24
2.1.1.2. Les séquences sédimentaires de la bordure sud-orientale du bassin.....	26
A. Les stratigraphies.....	27
B. Les enseignements de la paléo-sédimentologie et de la paléogéographie.....	30

C. La prolifération de mattes microbiennes : les stromatolites.....	32
a. Les stromatolites vivants.....	32
b. Les stromatolites dans les stratigraphies de l'Afrique occidentale, répartition et structures.....	33
c. Les stromatolites du Burkina-Faso.....	35
2.1.2. Les bassins subsidents péricratoniques.....	37
2.1.2.1. Le bassin du Gourma.....	37
2.1.2.2. Le bassin des Volta ou bassin voltaïen.....	39
3. Le mouvement panafricain.....	42
3.1. La grande chaîne pharusienne.....	43
3.2. la chaîne des Dahoméyides.....	43
3.3. La chaîne des Nigérides.....	44
4. Une grande calotte glaciaire recouvre, <i>pro parte</i> , l'Afrique de l'Ouest.....	45
Conclusion.....	45
Ouvrages et publications cités.....	47
Pour en savoir plus.....	52

II. LA MISE EN PLACE DE ROCHES TRES VARIEES ET PROFONDEMENT TRANSFORMEES (59)

1. Des roches issues du magma, de la sédimentation ou du métamorphisme plus ou moins vulnérables aux actions de la météorisation.....	58
1.1. Des roches du socle épargnées ou prédisposées à l'altération.....	59
1.1.1. Les granits intrusifs ou post-tectoniques.....	59
1.1.2. Les granodiorites.....	60
1.1.3. Les schistes.....	60
1.1.4. Les roches vertes.....	61
1.2. Vers une argilisation généralisée. La préparation de l'altération et des aplanissements.....	62
1.2.1. Structure et texture.....	62
1.2.2. Les déformations tectoniques.....	62
1.2.3. La composition minéralogique.....	62
1.2.4. Les observations d'ordre chimique et géochimique.....	63
1.2.5. L'hydrolyse et le drainage interne.....	64
1.2.6. La distribution des argiles.....	64
2. Des roches sédimentaires dont la situation topographique s'est peu à peu inversée.....	65
2.1. Les grès : origine marine, fluviatile ou marine ?.....	67
2.2. Les conglomérats.....	67
2.3. Les roches carbonatées.....	68

Conclusion.....	68
Ouvrages et publications cités.....	69

III. LE PASSAGE DES STRUCTURES PRECAMBRIENNES AUX RELIEFS ET AUX FORMES ACTUELLES DU MODELE (75)

1. Que reste-il des anciennes structures ?.....	71
1.1. Les anciennes chaînes de montagnes, réduites à des collines.....	72
1.2. Les anciens fonds marins ont subi une inversion du relief, créant de puissants escarpements.....	73
1.2.1. Origine des escarpements gréseux.....	74
1.2.2. Comment s'est effectué le recul du front.....	75
2. Par quels processus les roches résistantes du socle se sont-elles considérablement réduites.....	76
2.1. Des roches prédisposées à la fragmentation tectonique.....	77
2.2. Une structure qui favorise la desquamation de la roche.....	77
2.3. L'altération chimique affecte socle et couverture sédimentaire : géochimie et lithodépendance.....	78
2.3.1. Les facteurs de l'altération.....	78
2.3.2. Les facteurs minéralogiques, géochimiques et la lithodépendance.....	79
2.3.3. Le cuirassement des paysages.....	81
3. Les modelés : un compromis entre les données de la structure et une dynamique érosive puissante.....	81
3.1. Les modelés du socle cristallin : des formes peu prononcées et monotones.....	82
3.1.1. Des méso- et micro-formes qui ne sont pas spécifiques des granitoïdes.....	83
3.1.1.1. Les vasques.....	84
3.1.1.2. Les cannelures.....	84
3.1.1.3. Une ébauche de taffonis.....	85
3.1.1.4. Les alvéoles.....	85
3.1.1.5. Les autres formes pseudo karstiques.....	85
3.2. Les modelés de la couverture d'altérite et de leurs indurations dans le socle.....	85
3.2.1. Les facteurs de la fracturation.....	86
3.2.2. Les bas-fonds.....	86
3.2.3. Les modelés cuirassés.....	87
3.2.3.1. L'étagement des corniches.....	87
3.2.3.2. Les formes pseudo-karstiques.....	91
3.2.3.3. Les "bad-lands".....	92
3.3. Les modelés de la couverture sédimentaire : introduction de la diversité.....	92

3.3.1. Les facteurs de la désagrégation et de l'altération.....	93
3.3.1.1. La désagrégation des grès.....	93
3.3.1.2. L'altération des dolomies.....	94
3.3.2. Les facteurs de la fracturation et du ploiement des couches.....	95
3.3.3. Les modelés gréseux.....	95
3.3.3.1. Les alvéoles.....	95
3.3.3.2. Les polygonations.....	96
3.3.3.3. Modelés émoussés et modelés ruiniformes.....	96
3.3.3.4. Les marmites et les vasques.....	96
3.3.3.5. Les modelés en forme de cône.....	97
3.3.3.6. Les modelés cuirassés.....	97
3.3.4. les modelés dolomitiques.....	97
3.4. Les paléosystèmes et leurs manifestations.....	97
3.4.1. Les sols polygonaux.....	98
3.4.1.1. Les <i>mud-cracks</i>	98
3.4.1.2. Les paléosols polygonaux.....	98
3.4.2. Les stratifications de Boradougou.....	99
3.4.3. Les galets à "peau chagrinée".....	100
3.4.4. Les rides de sédimentation.....	100
3.4.5. Les vallées paléoglaciales et la discordance de ravinement.....	100
3.4.6. Les phosphates du Gobnangou.....	101
Conclusion : l'effacement d'une longue histoire.....	102
Ouvrages et publications cités.....	103
Pour en savoir plus.....	106

LIVRE SECOND

EXEMPLES RÉGIONAUX (115)

I. LES REGIONS CENTRALES ET DU CENTRE OUEST MARQUEES PAR L'OROGENESE EBURNEENNE ET LES ALTERATIONS CENOZOÏQUES (115)

1. La région de Ouagadougou : Boudtenga.....	109
2. La "Petite Suisse" (Wayen).....	110
3. Les régions de Kaya et Kongoussi.....	111
3.1. L'organisation structurale régionale.....	111
3.2. L'organisation géomorphologique.....	112
4. La région de Ouahigouya.....	114
5. La région de Boni-Houndé.....	115

Conclusion.....	117
Ouvrages et publications cités.....	118

II. LES REGIONS OCCIDENTALES, ORIENTALES ET SAHELIENNES FOSSILISEES PAR LES SEDIMENTS (125)

1. Les régions occidentales.....	120
1.1. La falaise de Banfora.....	120
1.1.1. Le secteur de Boradougou-Koro.....	122
1.1.2. Le secteur de Koro à Dingasso.....	123
1.1.3. Le secteur de Dingasso à Noumoudara.....	124
1.1.4. Le secteur de Noumoudara à Toussiana.....	124
1.2. Les régions de Banfora à Négouéni.....	125
1.2.1. Les secteurs de Sindou à Loumana.....	125
1.2.1.1. La région de Banfora-Siniéna.....	126
1.2.1.2. La région de Sindou-Loumana-Négouéni.....	127
1.3. Tiara, Souroukoudingan et le pays sembla.....	128
1.3.1. La région de Tiara.....	128
1.3.2. La région de Souroukoudingan et le pays sembla.....	128
1.3.2.1. Les collines de Koua et Dioungoko.....	129
A. Description des coupes.....	129
B. Le karst de Dioungoko.....	132
C. Les stromatolites de Souroukoudingan.....	134
a. Description.....	134
b. Étude pétrographique.....	135
c. Étude chimique.....	135
d. Étude paléontologique.....	135
1.4. La vallée du Sourou.....	135
1.4.1. Le Continental Terminal.....	135
1.4.2. Le lac du Sourou à l'Holocène.....	136
1.4.3. La mise en place des dunes quaternaires.....	137
Conclusion.....	139
Ouvrages et publications cités.....	141
2. Les régions sahéliennes.....	142
2.1. La région d'Oursi.....	142
2.1.1. La mare d'Oursi et son bassin-versant.....	143
2.1.2. L'erg d'Oursi.....	143
2.2. La région de Tin Edjar.....	144
2.3. La région du Béli.....	145
2.3.1. Les secteurs de Tin Dioulaf et Tin Akof : des faciès rocheux de bord de bassin.....	145

Conclusion.....	146
Références bibliographiques.....	147
3. Le Gobnangou.....	147
3.1. La région d'Arli.....	148
3.2. La région de Yobri.....	150
3.3. La région de Tansarga-Kodjari.....	152
3.3.1. Les manifestations paléoglaciales.....	154
3.3.1.1. Les stries glaciaires.....	154
3.3.1.2. Les encoches et fractures en gradins.....	154
3.3.2. Les phosphates de Kodjari.....	155
3.4. La région d'Aloub Djouana.....	155
3.5. La région des chutes de Koudou.....	156
3.6. La région de Maadaga.....	157
3.7. La région de Madjoari.....	157
3.8. La réserve du Singou.....	158
Conclusion.....	158
Ouvrages et publications cités.....	160
Conclusion générale.....	163
Illustrations hors-texte.....	167
Table des illustrations.....	299

À LA RECHERCHE DU GONDWANA PERDU

AUX ORIGINES DU MONDE

LE BURKINA-FASO est un pays de socle où se retrouvent les formations géologiques parmi les plus anciennes de la planète se rattachant au continent gondwanien. Elles résument à elles seules tout l'histoire de l'Afrique de l'Ouest et nous sont parvenues sous des formes rarement spectaculaires, presque toujours modestes. Grandes chaînes de montagnes, transgressions marines, glaciations, forêts, déserts... se sont succédés avec leurs paroxysmes, mais aussi avec leurs périodes d'effacement, rendant difficile la compréhension des faits aussi bien dans le temps que dans l'espace.

Très nombreux sont les chercheurs de tous bords qui ont contribué à la construction de cet édifice fragile et inachevé. Mais cette synthèse permet de faire le lien entre une histoire dont l'essentiel fut acquis avant 500 millions d'années et une autre histoire plus récente frappée d'amnésie. Les paysages qui en résultent, s'ils ne sont pas les plus attirants, restent cependant très originaux, perpétuelle expression entre géologie et géographie ici intimement mêlées.

Géographe, spécialiste de géomorphologie tropicale, Georges Hugot, né en 1945, a vécu plus de trente années en Afrique (Algérie, Mauritanie, Sénégal, Madagascar). Il a enseigné onze ans à l'université de Ouagadougou (Burkina-Faso) et est actuellement maître de conférences à l'université Montpellier III.

En couverture : Modelés ruiniformes gréseux au-dessus de Maadaga (massif du Gobnangou, Burkina-Faso).

