

3a. LA ZONE MOBILE PAN-AFRICAINE DE L'AFRIQUE DE L'OUEST

Jean-Michel BERTRAND *, Renaud CABY *, Marc LEBLANC *

L'« événement thermo-tectonique » pan-africain a été défini par KENNEDY (1964) pour opposer les « zones mobiles » d'âge Précambrien tardif mises en évidence d'abord sous l'aspect de « provinces » d'âge radiométrique de 700-500 Ma, aux cratons, stables depuis l'orogénèse éburnéenne (environ 2 000 Ma) et recouverts par une couverture sédimentaire de plate-forme d'âge Protérozoïque supérieur (Infracambrien des auteurs. Voir MENCHIKOFF, 1957).

Il est nécessaire de préciser que, lorsque le terme de « Pan-Africain » a été défini, seules des datations sur minéraux ou roches totales isolées étaient disponibles, ce qui signifie bien que l'activité thermo-orogénique a effectivement cessé à cet âge dans les « provinces » ainsi définies. Les interprétations de cet événement ont oscillé entre deux pôles :

– simple « rajeunissement » d'un bâti plus ancien identique à celui qui forme le craton ouest-africain. C'est la conception défendue par G. CHOUBERT en particulier pour la carte tectonique de l'Afrique au 1/5 000 000 et sa notice;

– tectorogénèse au plein sens du terme avec prédominance, sinon exclusivité de matériel juvénile déposé ou mis en place, en tous cas complètement « réactivé » au Protérozoïque supérieur (BLACK, 1966, 1967; Mc CURRY, 1971; CABY, 1970; CABY *et al.*, 1981).

Les progrès de l'analyse structurale, de l'étude du métamorphisme et du magmatisme, la multiplication des données géochronologiques plus précises (par les méthodes Rb-Sr par isochrone, et U-Pb sur zircons) permettent maintenant une vision plus précise de l'évolution géodynamique de cette zone mobile qui, comme toutes les chaînes complexes, présente de grandes variations dans l'âge et la nature du matériel impliqué, dans le degré de réactivation et même dans l'âge des épisodes successifs, un diachronisme de l'événement majeur pouvant maintenant être démontré ou supposé, latéralement et longitudinalement au sein de la zone mobile (BERTRAND et CABY, 1978; DEYNOUX et TROMPETTE, 1978).

Le contact craton-zone mobile est malheureusement souvent masqué par des couvertures sédimentaires phanérozoïques. Là où il est connu, il s'agit d'un contact anormal : charriage en direction du craton au Bénin et au Mali, champ de dykes au Hoggar, faille majeure en Anti-Atlas. En un point il est jalonné par des ophiolites (Anti-Atlas).

Le contenu lithologique et l'histoire stratigraphique et orogénique sont brièvement présentés ici segment par segment. Il est important de souligner dès maintenant l'inadéquation de nombreux termes stratigraphiques classiquement utilisés jusqu'à présent et souvent basés dans leurs applications, mais pas toujours dans leur définition originale, sur des différences de degré de métamorphisme, les terrains les plus métamorphiques étant réputés les plus anciens (Suggarien, Dahomeyen) tandis que les moins évolués représenteraient le Précambrien récent (Pharusien). Le Pharusien tel qu'il a été défini par KILIAN (1932) et développé par LELUBRE (1952) correspond bien à une entité stratigraphique, complexe certes, mais équivalent à une « tranche de temps » calée entre une période de sédimentation active, maintenant bien datée entre 1 000 et 600 Ma, avec des corrélations possibles entre le domaine cratonique et la zone mobile et qui s'achève avec l'orogénèse Pan-Africaine, résultant d'une collision intercontinentale (BERTRAND et CABY, 1978). Par contre Suggarien et Dahomeyen tels qu'ils apparaissent sur les cartes sont, dans l'état actuel des connaissances, des « sacs » incluant des terrains d'âge variés (depuis l'Archéen) jusqu'à des équivalents très métamorphiques du Pharusien.

Pour ces raisons nous préférons utiliser dans ce qui suit, une classification plus générale, basée sur des « marqueurs » orogéniques, inspirée de celle qui est utilisée dans d'autres boucliers précambriens. Des noms de groupes, séries et formations – en utilisant le qualificatif initialement défini par leurs auteurs et sans chercher une normalisation ou hiérarchie délicate à mettre en œuvre – viennent préciser ce « cadre ». Cette méthode nous semble la plus souple surtout dans les cas, malheureusement fréquents, où la définition stratigraphique est indirecte ou hypothétique.

Le cadre chronologique utilisé est le suivant :

540 Ma (?) Cambrien

Protérozoïque supérieur : 1 100 ± 100 Ma : orogénèse kibarienne.

* Centre Géologique et Géophysique. C.N.R.S., Montpellier. J.M.B. actuellement C.R.P.G. (C.N.R.S.) Nancy

et al., 1977). Cet âge est encore plus récent au Cameroun (520 Ma, LASSERRE *et al.*, 1976). Les granites post-tectoniques qui recoupent un bâti déjà structuré ont souvent des âges compris entre 590 et 560 Ma, mais des âges K/Ar et Rb/Sr plus récents (jusqu'à 510 Ma) ont été trouvés. Cette période clef, entre 590-500 Ma, avant le dépôt des grès ordoviciens, est encore mal définie stratigraphiquement. Il est très délicat de corréler les formations de cet âge connues dans les différents segments : Séries intermédiaires de l'Anti-Atlas (Pr. III et Adoudounien). Série pourprée de l'Ahnet, Séries intermédiaires du Hoggar central, Nigritien, Maradum et Kisemi Group au Nigéria. Une tentative de synthèse intéressante a été proposée par DEYNOUX et TROMPETTE (1977) sur la base d'une corrélation au niveau des tillites (cf. partie Plate-forme) et par CABY et FABRE (1981).

II. - L'ANTI-ATLAS

Le socle précambrien de l'Anti-Atlas affleure de façon discontinue à la faveur de boutonnières taillées par l'érosion dans la couverture infracambrienne et paléozoïque. CHOUBERT (1974) a défini l'accident majeur de l'Anti-Atlas comme séparant un domaine précambrien ancien, au SW, d'un domaine précambrien récent, au NE. Le domaine nord-oriental comprendrait pour CHOUBERT (1952, 1960) trois orogènes successifs, alors que CABY (1970), LEBLANC (1972, 1973, 1975), LEBLANC et LANCELOT (1980) l'interprètent comme un rameau de l'orogène pan-africain, le domaine sud-occidental correspondant au bord nord du craton ouest-africain avec sa couverture du Protérozoïque supérieur.

1. - *Le domaine cratonique ancien sud-occidental.* NELTER (1938) avait distingué dans le domaine sud-occidental un Précambrien inférieur métamorphique (Archéen) recouvert en discordance par un Précambrien supérieur peu ou pas métamorphique (Algonkien). Le socle précambrien ancien (P.0 et P.1 de CHOUBERT), constitué à la fois de roches peu métamorphiques (schistes du Kerdous) et de roches très métamorphiques (gneiss, migmatites des Zenaga), a été envahi par deux générations proches de granites syn-tectoniques. La couverture sédimentaire sus-jacente (P.II de CHOUBERT) s'est déposée sur un socle parfaitement pénéplané; elle est constituée par quelques niveaux de calcaires à stromatolites et par une puissante série quartzitique. Des sills basiques ont intrudé la couverture avant la dernière orogénèse précambrienne qui affecte modérément le domaine sud-occidental (plis et décollement dans la couverture, shear-zones dans le socle).

2. - *Le domaine orogénique récent nord-oriental* est caractérisé par la présence de roches basiques, dioritiques et ultramafiques interprétées comme des ophiolites par LEBLANC (1975), les premières décrites dans le Précambrien (LEBLANC, 1972, 1975), et qui jalonnent l'accident majeur de l'Anti-Atlas (Bou Azzer, Siroua). Ces ophiolites ont été obductées sur la marge du craton ouest-africain, dans un contexte métamorphique épizonal lors de la phase majeure de l'orogénèse pan-africaine (LEBLANC, 1975, 1980). La mise en place de granodiorites post-tectoniques précède le dépôt d'une molasse précoce en partie volcanique (Formation de Tiddiline), tandis qu'existaient des terres émergées ainsi qu'en témoignent des profils d'altération météoriques. Une mixtite est aussi décrite dans la formation de Tiddiline (LEBLANC, 1981). Enfin, l'ultime phase tectonique de cette dernière orogénèse précambrienne est responsable de plis droits accompagnés d'une schistosité de fracture. Elle est suivie d'intrusions granodioritiques.

Le cycle du Protérozoïque supérieur (P. II), regroupant les trois cycles (P. I-II, P. II, P. II-III) définis par CHOUBERT, peut être interprété de façon synthétique et en termes de tectonique des plaques (LEBLANC, 1975, 1980; LEBLANC et LANCELOT, 1980; LEBLANC, 1981).

3. - *La couverture infracambrienne et géorgienne.* La formation volcanique de base (formation d'Ouarzazate ou P. III, CHOUBERT, 1957) est riche en ignimbrites et comprend une série calco-alkaline immature (BOYER *et al.*, 1978). Des granites lui sont associés (caldeira); ils sont très développés sur la partie nord-orientale de l'Anti-Atlas. La formation sédimentaire sus-jacente (Adoudounien) correspond à des dépôts de plate-forme sur un substratum subsident vers le NW (CHOUBERT, 1957). Les premières faunes de trilobites qui apparaissent au milieu de l'Adoudounien (HUPE, 1952) en font une formation au moins en partie géorgienne.

Au cours des phases tardives de la tectonique hercynienne, la couverture s'est moulée disharmoniquement sur les compartiments du socle.

4. - *Les repères radiochronologiques* ($\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \times 10^{-11} \text{an}^{-1}$)

PI granites syn- à tardi-tectoniques de la dernière orogénèse avant la couverture PII	1930-1988 Ma (Rb/Sr, CHARLOT, 1976)
PII magmatisme basique de la marge continentale (Bleida-Tachdamt)	788 ± 8 Ma (Rb/Sr, CLAUER, 1976)
Dernière orogénèse précambrienne	
métamorphisme	685 ± 15 Ma (Rb/Sr, CLAUER, 1976)
granodiorite post-tectonique	615 ± 12 Ma (U/Pb sur zircons, DUCROT et LANCELOT, 1979)
Couverture formation d'Ouarzazate (PIII)	560-580 Ma (U/Pb sur zircons, JUERY, 1976)
volcan Boho dans la base de l'Adoudounien	534 ± 10 Ma (U/Pb sur zircons, DUCROT et LANCELOT, 1977)

Cette séquence cohérente d'âges (CLAUER, 1976; CHARLOT, 1976; LEBLANC et LANCELOT, 1980) confirme l'existence de l'orogénèse pan-africaine dans l'Anti-Atlas. Ces données radiométriques et l'interprétation proposée dans l'Anti-Atlas sont en parfait accord avec ce que l'on sait du Hoggar et de l'Adrar des Iforas, situés sur la même ceinture orogénique pan-africaine.

A. – Le rameau occidental est constitué par un édifice tectonique complexe, polyphasé où des unités lithostratigraphiques à signification paléogéographique distincte sont mêlées, le plus souvent à la faveur de contact anormaux précoces :

- le socle éburnéen est très limité géographiquement et n'est connu qu'à la faveur d'une grande nappe (Tassendjanet);

- sa couverture en contact stratigraphique est constituée par un ensemble de sédiments de plate-forme. La série à stromatolites est lithologiquement similaire à la couverture du craton (Super-Groupe du Hank-Atar). L'analogie de succession de certaines formes stromatolitiques milite pour un âge Protérozoïque supérieur pour cette formation (BERTRAND-SARFATI, 1969). Cette couverture est recoupée par des complexes basiques et ultrabasiques intrusifs sous forme de sills et de laccolites, mis en place à environ 800 Ma (CLAUER, 1976);

- une unité, essentiellement quartzitique, d'âge Protérozoïque moyen (quartzites alumineux), recoupée par des intrusions alcalines pré-tectoniques datées à 1 750 Ma en U/Pb sur zircon (CABY et ANDREOPOLOS, sous presse). Cependant, ce « groupe des quartzites » n'a subi ni déformation ni métamorphisme avant l'événement pan-africain;

- la série verte (CABY, 1970), plus jeune que 780 Ma, est un puissant complexe volcano-détritique de type géosynclinal (greywackes).

L'évolution chronologique de ce rameau serait la suivante (CABY, 1970) :

- entre 2 000 et 1 850 Ma : dépôt du Groupe des quartzites suivi par un magmatisme alcalin anorogénique;
- ≥ 1 000 Ma : dépôt de la série à stromatolites;
- 800 Ma : mise en place du cortège basique et ultrabasique dans la série de plate-forme puis magmatisme calco-alcalin suivi du dépôt du complexe volcano-détritique (Série verte);
- 640-600 Ma : phases majeures de l'orogénèse pan-africaine. Du point de vue du métamorphisme on distingue une phase précoce de type barrowien et une phase tardive de type basse pression HT (atteignant localement la catazone);
- 580 Ma : mise en place des granitoïdes post-tectoniques;
- dépôt de la Série pourprée de type molassique avec mise en place à 530 Ma d'ignimbrites et de granites sub-volcaniques (In Zize).

B. – Le rameau central (GRAVELLE, 1969) présente de nombreux caractères semblables mais :

- le socle et les séries de type plate-forme y sont peu représentés;
- la série de plate-forme (ou Pharusien inférieur : Série de Timerselarsine), contemporaine d'un volcanisme tholéiitique, est aussi recoupée par des complexes basiques et ultramafiques, mais elle a été plissée et métamorphisée avant 870 Ma, le plutonisme post-tectonique y étant daté à 868 et 839 Ma (CABY *et al.*, 1981);
- le cortège volcanique et volcano-détritique y est plus développé. Le pharusien supérieur discordant, volcano-sédimentaire, (Série d'Amded) passe latéralement à une série terrigène grésopélitique (GRAVELLE, 1969) : Pharusien I (Timerselarsine) et Pharusien II (Amded) étant séparés par une discordance (BERTRAND *et al.*, 1966). L'âge de la phase majeure pan-africaine n'est pas encore bien établi, mais les granitoïdes post-tectoniques se sont mis en place aux environs de 560 Ma (GRAVELLE, 1969).

Les caractères essentiels à retenir pour la chaîne pharusienne sont la large prédominance du matériel neuf, d'âge Protérozoïque supérieur, par rapport au matériel sialique plus ancien d'une part, et d'autre part, l'absence d'événement tectono-métamorphique d'âge Kibarien.

2. – *Le Hoggar central polycyclique.* Par opposition au domaine précédent, le Hoggar central comporterait très peu de matériel sédimentaire ou volcanique d'âge Protérozoïque supérieur qui ne formerait que des sillons étroits, allongés N-S. Les granitoïdes d'âge Pan-Africain sont cependant très développés. Les séries d'âge Protérozoïque inférieur – et *pro parte* Archéen – prédominent. Ce sont des migmatites et des gneiss rubanés de composition granodioritique à tonalitique associés à des orthogneiss œillés (datés à environ 2 000 Ma, BERTRAND, 1974) et à des formations métasédimentaires contenant des itabirites, des marbres, des quartzites et des micaschistes, localement connus dans le faciès granulite d'âge éburnéen (Gour Oumelalen : VIDAL et LATOUCHE, 1974).

Une série considérée comme d'âge Protérozoïque moyen⁽¹⁾, la série de l'Aleksod, est structurellement discordante et aurait subi une évolution métamorphique et structurale polyphasée au Kibarien puis au Pan-Africain (BERTRAND et LASSERRE, 1976). Cette série comporte des amphibolites et amphibolo-pyroxénites, des marbres, des gneiss veinés de composition dioritique et des micaschistes alumineux. Les Séries de Tit N'Afara et de Toukmatine sont considérées comme représentant les équivalents moins métamorphiques de la Série de l'Aleksod.

La réactivation d'âge Pan-Africain tardif est très variable d'une zone à l'autre. Elle se manifeste par une déformation d'axe N-S, souvent organisée en couloirs, par des bandes mylonitiques, et par des zones largement envahies par des granites, formant dans le cas de la Tefedest, un batholite complexe, accompagné d'un métamorphisme de BP de haut degré et d'extension régionale qui peut localement masquer la totalité de l'histoire métamorphique plus ancienne. La tectonique tangentielle antérieure était attribuée à l'orogénèse kibarienne par BERTRAND, (1974), mais les travaux en cours tendent à prouver au contraire son âge Pan-Africain *s.l.*

Aucune formation molassique pan-africaine n'est connue dans ce domaine qui fournit par contre les âges conventionnels sur minéraux isolés les plus jeunes du Hoggar (environ 500 Ma) indiquant que le soulèvement post-orogénique y est le plus récent. De même des granites post-tectoniques (de type Taourirt) sont datés en Rb/Sr à 502 Ma (In Acoulmou, VITEL, 1979) et 510 Ma (Adjemamaye, granite alcalin à riebeckite, BOISSONNAS *et al.*, 1970).

3. – *Le Hoggar oriental* est caractérisé par l'opposition de deux socles, séparés par un rameau linéaire très étroit, la chaîne tiririnienne, dont l'évolution sédimentaire et orogénique serait entièrement ensialique (BERTRAND *et al.*, 1978).

(1) Voir *in fine* une note complémentaire de L. LATOUCHE (N.D.L.R.).

A. – Le socle de l'Ouest (môle d'Issalane) est formé de métasédiments, de gneiss souvent alcalins et de migmatites. Le contact de ce socle d'âge inconnu et de la Série de Tiririne, d'âge Protérozoïque supérieur, est toujours anormal : chevauchement vers l'Est évoluant en décrochement dextre.

B. – Le socle de l'Est : Formation de Tafassasset-Djanet, encore peu étudiée dans le détail, diffère du môle d'Issalane par sa lithologie (abondance de termes volcano-détritiques, énorme développement de granodiorites tardi-tectoniques, datées en U/Pb à environ 725 Ma, CABY et ANDREOPOULOS-RENAUD, à paraître) et par son degré de métamorphisme nettement plus faible (faciès de schistes verts pour les termes les plus occidentaux). Jusqu'à présent corrélé avec le Pharusien – à cause des caractères définis ci-dessus – ce socle supporte en discordance la Série de Tiririne, tabulaire et non déformée au Sud.

C. – La Série de Tiririne et la chaîne tiririnienne. La sédimentation de cette série combine des caractères molassiques (grande part d'arkoses et de conglomérats dérivant du socle oriental) et des caractères plus nettement orogéniques (faciès flyschoides). Non déformée dans la partie méridionale, elle est recoupée par des sills de dolérites, microgranodiorites et microgranites. L'un de ces sills a été daté à 660 Ma fournissant une limite supérieure pour l'âge de la sédimentation (BERTRAND *et al.*, 1978). Latéralement vers le Nord, la déformation s'accroît et s'accompagne d'un métamorphisme prograde qui atteint localement l'anatexie. Parallèlement des granites syntectoniques et post-tectoniques se sont mis en place entre 600 Ma et 580 Ma (BERTRAND *et al.*, 1978).

IV. – L'ADRAR DES IFORAS

L'Adrar des Iforas a été étudié dans les années 1940-1950 par KARPOFF qui, comme LELUBRE pour le Hoggar, y a distingué deux cycles, Suggarien et Pharusien. A la différence de LELUBRE, KARPOFF érigeait en un cycle indépendant le Nigritien plus récent, très semblable aux séries intermédiaires du Hoggar et à la Série pourprée de l'Ahnet mais plus riche en matériel magmatique (surtout rhyolites). Des études récentes ont montré que, tout en constituant le prolongement méridional de la chaîne pharusienne du Hoggar, l'Adrar des Iforas se distingue par un certain nombre de caractères. En particulier le contact avec le craton ouest-africain y est exposé. Ce contact est marqué au Timetrine et à Taounant par de grandes nappes pelliculaires comportant du matériel ultra-basique. Certaines de ces nappes, mieux développées au Gourma, sont caractérisées par un métamorphisme de type Haute Pression – Basse Température (de la BOISSE, 1981).

A l'Est de la zone de suture (BLACK *et al.*, 1979), on peut distinguer dans l'Adrar des Iforas quatre sous-domaines d'Ouest en Est :

- la zone Tessalit-Tilemsi comprend essentiellement du matériel volcanique et volcano-clastique antérieur à 700 Ma. Un important plutonisme pré-tectonique allant des gabbros aux granodiorites la recoupe. Cette zone, considérée comme un arc insulaire par CABY *et al.*, (1981), est jalonnée à l'Est par une unité gneissique de haut degré, les gneiss d'Aguelhoc, à métamorphisme de BP et HT, d'âge Pan-Africain tardif;

- le batholite principal est séparé de la zone précédente par des mylonites et par une frange de formations volcano-sédimentaires (série de Tafeliant) généralement peu métamorphiques. Le batholite lui-même s'étend sur 200 × 50 km, comporte des termes précoces tonalitiques à granodioritiques (610 Ma, DUCROT *et al.*, 1979; BERTRAND et DAVISON, 1981) suivis par des adamellites et par la mise en place de champs de dykes E-W puis N-S qui précède la mise en place de complexes annulaires alcalins. Des septums de formation volcano-sédimentaire (andésites d'Oumassène) et des témoins de socle pré-Pan-Africain parsèment le batholite dont le contact est brutal avec le sous-domaine suivant;

- la partie centrale des Iforas prolonge en partie le « môle In Ouzal », granulitique défini au Hoggar. Une importante tectonique tangentielle, pan-africaine précoce caractérise cette zone, et il est possible de reconstruire un édifice tectonique complexe, repris par des plis Nord-Sud et par des zones de cisaillement tardives (BOULLIER *et al.*, 1978; BOULLIER, 1979 et 1982);

- l'unité granulitique des Iforas d'âge Eburnéen a été interprétée comme une gigantesque nappe de socle reposant sur l'« assemblage kidalien », constitué par du socle profondément réactivé, difficilement distinguable de sa couverture protérozoïque, elle aussi affectée par un métamorphisme de haut degré;

- les granulites supportent une couverture autochtone qui comprend : des quartzites considérés comme des équivalents de la série à stromatolites et un ensemble de greywackes;

- la zone de Tin Zaouatène diffère, au point de vue des structures, de la déformation et du métamorphisme, des zones plus occidentales. L'existence d'une série arkosique et grésopélique discordante sur les différents termes métamorphiques du sous-domaine précédent et recoupée elle-même par des granites, laisse prévoir l'existence d'un cycle pan-africain très tardif dont l'extension vers l'Est n'est pas encore connue.

V. – NIGÉRIA

La géologie précambrienne du Nigéria n'a guère fait l'objet de synthèses (GRANT, 1968; OYAWOYE, 1970). Le Précambrien y est en effet partagé en trois zones séparées par des affleurements de couverture plus récente, zones qui ont été étudiées par des équipes différentes : le NW et le Centre du Nigéria (région du Zaria-Kaduna et plateau de Jos), le SW Nigéria (région d'Ibadan) et le Nigéria oriental. La plupart des classifications utilisées par les auteurs étant soit trop simplistes (cf. Older granites – par opposition à Younger granites d'âge Mésozoïque – et gneiss schist complex), soit trop mélangées (cf. entités incluant des migmatites, des charnockites et des schistes épizonaux du type

Gwarian complex – Bena complex, etc...), nous retiendrons uniquement les quelques travaux récents qui, dépassant la simple description lithologique, permettent d'avoir une idée de la structure du bouclier.

1. – *Le NW du Nigéria*. Après les travaux de RUSS (1957) et de KING et SWARDT (1949), TRUSWELL et COPE (1969), SACCHI (1968), nous retiendrons les essais de synthèse plus récents de Mc CURRY (1971) et Mc CURRY et WRIGHT (1971). La structure d'ensemble est caractérisée par des « sillons » N-S de méta-sédiments et méta-volcanites épizonaux séparés par des gneiss et des granites. Mc CURRY propose la chronologie suivante, de bas en haut :

- environ 2 500 Ma, Older metasediments = Birrimien
- 1 900 ± 250 Ma, cycle éburnéen. Plissement et métamorphisme des sédiments birrimiens et réactivation du Dahomeyen (= Archéen dans la conception de Mc CURRY) produisant un complexe de granites orogéniques.
- 1 000-800 Ma, Younger metasediments = Katangien
- 850-435 Ma, cycle Pan-Africain comprenant deux phases successives de déformation, métamorphisme, migmatisation et réactivation du socle plus ancien.
- 618-467 Ma, Older granites, granites syntectoniques et tardi-tectoniques.

Il faut noter que ces caractéristiques, présence de socle réactivé et localisation des Younger métasédiments en sillons étroits, sont plus proches du Hoggar central polycyclique que de la chaîne pharusienne telle que nous l'avons définie au Hoggar. L'équivalent méridional de la chaîne pharusienne ne forme qu'une étroite bande au Togo et au Bénin.

2. – *Le plateau de Jos*. Vers le centre du Nigéria, les sillons métasédimentaires disparaissent au profit de granites et de migmatites. Les granites ont été datés récemment par VAN BREEMEN qui considère que le « pic » de l'activité magmatique date de 610 Ma.

3. – *Le SW du Nigéria*. Dans la région d'Ibadan, des métasédiments, essentiellement quartzitiques, sont associés à des gneiss granitiques et des migmatites qui ont fourni à GRANT un âge de 2 200 Ma. Plus récemment GRANT *et al.* (1972) ont obtenu des âges kibaréens sur des granites gneissiques affleurant à l'Est d'Ibadan, mais les âges U/Pb obtenus sur les mêmes roches (LANCELOT et RAHAMAN, 1982) sont d'environ 2 000 Ma. HUBBARD (1975) distingue, parmi les métasédiments jusqu'ici considérés tous comme « Older métasédiments » :

– la séquence d'Ibadan associée à des migmatites. Ces gneiss ont récemment fourni des âges U/Pb pan-africains considérés comme ceux du métamorphisme majeur de haut degré (620-570 Ma) (RAHAMAN, travaux en cours, TUBOSUN, 1981, TUBOSUN *et al.*, 1982, LANCELOT *et al.*, 1982);

– les roches supracrustales d'Ife, d'âge à 2 000 Ma, recoupées par les granites gneissiques mis en place à 1 870 Ma (LANCELOT et RAHAMAN, 1982). Les zircons des gneiss gris d'Ife indiquent en accord avec les données non publiées de PIDGEON, l'existence d'un socle ancien d'âge minimum 2 400-2 500 Ma (LANCELOT, *com. or.*). Dans cette zone, il n'y a apparemment pas de métasédiments jeunes sauf peut-être les psammites d'Effon (GRANT, 1973), considérées comme d'âge Pan-Africain.

4. – *Le Nigéria oriental*. Le Précambrien est en continuité avec celui du Cameroun et n'a été que peu étudié.

VI. – LE CAMEROUN

La zone mobile pan-africaine au Cameroun est formée de granites et de migmatites d'âge Pan-Africain (550 ± 100 Ma) qui contiennent des lambeaux de roches archéennes analogues à celles du complexe du Ntem qui forme la partie NW du craton du Congo, mais aplement réactivées au Pan-Africain (Série du Nyong inférieur et de la Lokoundje). Elle contient aussi des séries d'âge Protérozoïque moyen et supérieur déformées et métamorphosées au Pan-Africain (Séries de Poli Maroua, du Lom, d'Ayos Mbalmayo Bengbis et de Yokadouma (BESSELES et LASSERRE, 1978). Le contact craton – zone mobile évoque un chevauchement mais il est difficile de préciser, faute d'études structurales, s'il s'effectue vers le craton ou vers la zone mobile.

Il faut remarquer, qu'à l'instar des zones orientales du Hoggar et du Nigéria, les âges des granites syntectoniques et tardi-tectoniques sont particulièrement jeunes. Les relations avec la chaîne ouest-congolienne voisine ne sont pas connues (à rechercher au Brésil ?).

* * *

COMPLÉMENT : PROTÉROZOÏQUE MOYEN (L. LATOUCHE*)

Dans l'Ahaggar polycyclique on connaît actuellement 3 groupes qui peuvent correspondre au Protérozoïque moyen : la Série de Tit N'Afara (GUERANGE) dans le fossé de Sérrouenout, le groupe de Toukmatine (LATOUCHE, 1978) et la Série de l'Aleksod (BERTRAND, 1974).

A la base du groupe de Toukmatine, on trouve des galets de granulite du socle charnockitique éburnéen dont l'âge de formation est compris entre 2 000 et 1 960 Ma. Ce groupe de Toukmatine a pu être corrélé avec la Série de Tit N'Afara plus au Sud.

* C.N.R.S. labo. minéralogie au Muséum. Paris.

Dans la Série de l'Aleksod une isochrone à 1 050 Ma (avec $\lambda = 1,47$) est interprétée comme l'âge du métamorphisme et des phases de déformation qui ont pu être corrélées avec celles des deux séries précédentes.

Les âges sur muscovite compris entre 950 et 960 Ma (GUERANGE et LASSERRE, 1971; LATOUCHE et VIDAL, 1974) trouvés sur les roches du fossé de Serouenout, dans la région de l'Egéré et celle des Gour Oumelalen paraissent se rattacher à cet événement de 1 000 Ma (1 100 avec 1,42). C'est sur l'ensemble de ces données que repose l'attribution de ces trois groupes au Protérozoïque moyen.

Du point de vue tectonique cet événement, majeur dans l'Ahaggar oriental, se traduit par de vastes plis couchés de style pennique d'axe à peu près E-W et par une foliation blastomylonitique formée dans les conditions du faciès amphibolite de haute pression. Pendant cette phase tectonique sont apparus des cisaillements profonds jalonnés par des lentilles éclogitiques plus ou moins amphibolitisées (voir SAUTTER, en préparation, BERTRAND et BOULLIER, 1981, thèse de A.M. BOULLIER). L'étude géochronologique entreprise par J.M. BERTRAND sur les granitoïdes syntectoniques liés à cette phase semble indiquer un âge Pan-Africain *s.l.* (750 à 600 Ma) pour cet épisode de grande tectonique tangentielle.