

**ПРИНЦИПЫ  
И КРИТЕРИИ  
РАСЧЛЕНЕНИЯ  
ДОКЕМБРИЯ  
В МОБИЛЬНЫХ ЗОНАХ**

---

Ответственный редактор:  
Ф. П. МИТРОФАНОВ

*ОТДЕЛЬНЫЙ ОТТИСК*



ЛЕНИНГРАД «НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1980

J.M. Bertrand, J. Bertrand-Sarfati,  
R. Cabu, A. Mous sine-Pouchkine (France)  
EVOLUTION COMPAREE DU CRATON OUEST-AFRICAINE ET DE LA ZONE  
MOBILE PAN-AFRICAINE AU PROTEROZOIQUE SUPERIEUR EN ALGERIE ET AU MALI.

Ж. - М. Бертран, Ж. Бертран - Сарфати,  
Р. Кеби, А. Мусин - Пушкин (Франция)  
СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ  
ЗАПАДНО-АФРИКАНСКОГО КРАТОНА И ПАНАФРИКАНСКОГО МОБИЛЬНОГО  
ПОЯСА НА ТЕРРИТОРИИ АЛЖИРА И МАЛИ  
Краткое содержание<sup>x)</sup>

Соотношения между Западно-Африканским кратоном, стабилизировавшимся 1700 млн.лет назад, и Панафриканским мобильным поясом (500 - 700 млн.лет), расположенным на северо-западе Африки, вот уже в течение многих лет являются объектом детального изучения. В ходе эволюции этих двух структур в позднем протерозое в их пределах возникли различающиеся между собой маркирующие горизонты и имели место разные по характеру события, которые в совокупности позволяют провести корреляцию для этого периода времени с позицией геодинамической модели Западно-Африканский кратон. Осадочный чехол этого кратона, несогласно лежащий на метаморфизованном эбрийском комплексе фундамента с возрастом около 2000 млн.лет, расчленяется на четыре супергруппы, из которых две нижние относятся к верхнему протерозою. По своим главным характеристикам эти докембрийские осадочные породы принадлежат к разряду образований, сформировавшихся в условиях стабильного кратона. Если исключить расположенную в самых низах разреза формацию Гельб-эль-Хадид (вероятно, среднепротерозойского возраста), остальные группы супергруппы I - Шар, Атар, Тифунке и Ассабет-эль-Хассиан - попадают в возрастной диапазон около 1000 - 700 млн.лет. Супергруппа 2 в своей нижней части характеризуется наличием тиллитов, которые датируются 638 млн.лет во впадине Вольта и 580 млн.лет в Мавритании. В районе Гурмы (Мали) расположена вытянутая в субширотном направлении глубокая поперечная впадина, выполненная осадками мощностью более 800 м. Устанавливаемая здесь седиментационная последовательность типична для пассивной материковой окраины. Эта структура трактуется нами как авлакоген. Панафриканский мобильный пояс. Исключая полициклические об-

ласти Центрального и Восточного Хоггара, сложенные преимущественно фундаментом с возрастом более древним, чем 2000 млн.лет, неравномерно переработанным в ходе панафриканского орогенеза, в Фарузийском поясе крайнего запада можно выделить следующие образования. 1) Реликты осадочных толщ чехла кратонического типа от позднепротерозойского до среднепротерозойского (?) возраста, несогласно залегающих на глыбах эбрийского фундамента и совместно с ним интенсивно деформированных, метаморфизованных и прорванных гранитоидными интрузиями во время панафриканских орогенических событий (ранних - 700 и поздних - около 600 млн.лет); это так называемая строматолитовая серия и ее эквиваленты. 2) Основные и ультраосновные образования, размещенные в упомянутом кратоническом комплексе возраста около 800 млн.лет и соответствующие периоду раскрытия океана. 3) Известково-щелочной комплекс вулканитов и ассоциирующихся с ними граувакк ("Зеленая серия"), завершающий период образования мантийных основных и ультраосновных тел и соответствующий обстановке активной материковой окраины. 4) Ранние синорогенные (около 600 млн.лет) и поздние (моложе 580 млн.лет) молассы. Последние содержат тиллиты, близко напоминающие те, что обнаружены на кратоне. На основании всего комплекса данных может быть построена модель орогенического пояса современного типа, включающая на завершающих этапах панафриканской эпохи закрытия океанического бассейна процессы столкновения пассивной восточной окраины Западно-Африканского кратона с активной континентальной краевой зоной некогда существовавшего восточного континента, ныне сохранившегося в пределах мобильного пояса лишь в виде останцов фундамента часто гранулитового состава.

### Abstract

All the evidence points to a modern type orogenic belt involving a collision, during the closing stages of the Pan-African, between the passive continental eastern margin of the West African craton and the active continental margin of an eastern continent known as basement slices often of granulitic composition within the mobile belt.

In the North-western part of Africa, the relationships between the West African craton, stabilized 1700 m.y. ago, and the Pan-African mobile belt (500-700 m.y.) are for many years studied in detail. The chronostratigraphical evolution of the two domains during the upper Proterozoic leads to the distinction of marker horizons or events and to a correlation scheme for this period in terms of a geodynamical model.

West African craton. Lying unconformably upon the c.a. 2000 m.y. old Eburnean metamorphic assemblage, the sedimentary pile comprises 4 supergroups, two of them belonging to the upper Proterozoic. The main characteristics of this Precambrian sediments are those of a stable cratonic domain. Except the lowermost Guelb el Hadid formation (probably middle Proterozoic in age) the Char, Atar and Tifounke groups (supergroup 1) range from c.a. 1000 m.y. to c.a. 700 m.y. The supergroup 2 is characterized by a tillite the deposition of which could be heterochronous.

In the Gourma area (Mali) the sedimentation is characterized as a deeply subsiding transverse basin with an accumulation of over 8000 m of sediments; the observed sedimentary sequence is typical of a passive margin, and the shape of the basin is related to a through oriented WSW-ESE. We interpret this area as an aulacogen.

Pan-African Mobile Belt. Excluding the polycyclic central Hoggar and the Eastern Hoggar domains which are mostly constituted by pre-2000 m.y. old basement more or less reworked during the Pan-African orogeny, one can distinguish within the westernmost Pharusian belt: (i) remnants of a cratonic type sedimentary assemblage of upper (to middle?) Proterozoic age, lying unconformably upon slices of Eburnean basement both being intensely deformed, metamorphosed and granitoid intruded during the Pan-African orogenic event (from 700 m.y. in the early stage to  $\approx$  600 m.y. in the late stage). It namely forms the stromatolite series and its equivalents. (ii) a basic, ultrabasic plutonism emplaced within this cratonic assemblage at c.a. 800 m.y., corresponds to an oceanic opening episode. (iii) a calc-alkaline assemblage of volcanites and associated greywackes (Série verte) postdates the mantle derived basic and ultrabasic bodies and corresponds to an active margin sedimentary environment. (iv) early synorogenic molasses ( $\approx$  600 m.y.) and late post peneplain molasses ( $<$  580 m.y.), the latter comprises a tillite strongly similar to those defined on the craton.

L'"événement thermo-tectonique" pan-africain a été défini par W.Kennedy (1964) pour opposer les zones mobiles d'âge Protérozoïque supérieur à Cambrien (700-500 Ma) aux cratons stables depuis l'orogénèse éburnéenne

( $\approx$  2000 Ma) et recouverts par une couverture sédimentaire de plate-forme d'âge protérozoïque supérieur. Il faut préciser que lorsque le terme de Pan-Africain a été défini, seules des datations radiométriques sur minéraux et sur roches totales isolées étaient disponibles et qu'en toute rigueur, les zones géographiques ainsi opposées correspondaient à des "provinces" d'âges radiométriques. Depuis, les interprétations de cet événement à  $\pm$  600 Ma ont oscillé entre deux pôles :

- simple rajeunissement, d'origine mystérieuse, d'un bâti plus ancien totalement identique à celui qui forme le craton ouest-africain. C'est la conception défendue, en particulier par G.Choubert pour la carte tectonique de l'Afrique au 1/5 000 000 et sa notice (1971) ;

- tectorogène au sens plein du terme avec prédominance de matériel juvénile déposé ou mis en place au Protérozoïque supérieur, voisinant avec un socle complètement réactivé (Black, 1967 ; P.McCurry, 1971 ; R.Caby, 1970 ; Bertrand et Caby, 1978).

L'analyse structurale, l'étude du métamorphisme et du magmatisme de nombreuses zones-clé et l'étude géochronologique fine (isochrones Rb/Sr, U/Pb sur zircons) fournissent maintenant une image plus précise de l'évolution géodynamique de la zone mobile et confirment la seconde interprétation. Par ailleurs, les progrès de la connaissance de la stratigraphie et de la sédimentologie des couvertures de plate-forme, tant sur le craton que dans la bordure occidentale de la zone mobile, permettent de proposer, en même temps que des corrélations, un modèle géodynamique cohérent de l'évolution des deux domaines au Protérozoïque supérieur. (Fig. 1).

### I - LE CRATON OUEST-AFRICAIN AU PROTEROZOIQUE SUPERIEUR : STRATIGRAPHIE ET EVOLUTION SEDIMENTOLOGIQUE

Le craton ouest-africain occupe une grande partie de l'Afrique occidentale ; stabilisé depuis environ 1800 Ma, il porte une mince couverture du Précambrien supérieur et du Paléozoïque, pratiquement horizontale, découpée en vastes bassins structuraux par des dorsales : bassin de Tindouf au NW, bassin de Taoudeni au centre, bassin des Volta au SE.

Ce craton est limité par des zones orogéniques d'âge Pan-Africain (au N, à l'E et au SW) ou Calédonon-Hercynien (à l'W) dont le matériel sédimentaire est au moins en partie contemporain de la couverture tabulaire du craton. La stratigraphie de la partie précambrienne de cette couverture commence à être bien connue grâce aux travaux de R.Trompette (1973), J.Bertrand-Sarfati (1972), N.Clauer (1976). Il est donc intéressant de chercher à corréler les formations de cette couverture avec celles des zones orogéniques pan-africaines avoisinantes.

#### Stratigraphie de la couverture

Le socle du craton ouest-africain affleure dans deux grandes zones : la dorsale Reguibat au N, la dorsale de Man au S. Les derniers événements magma-

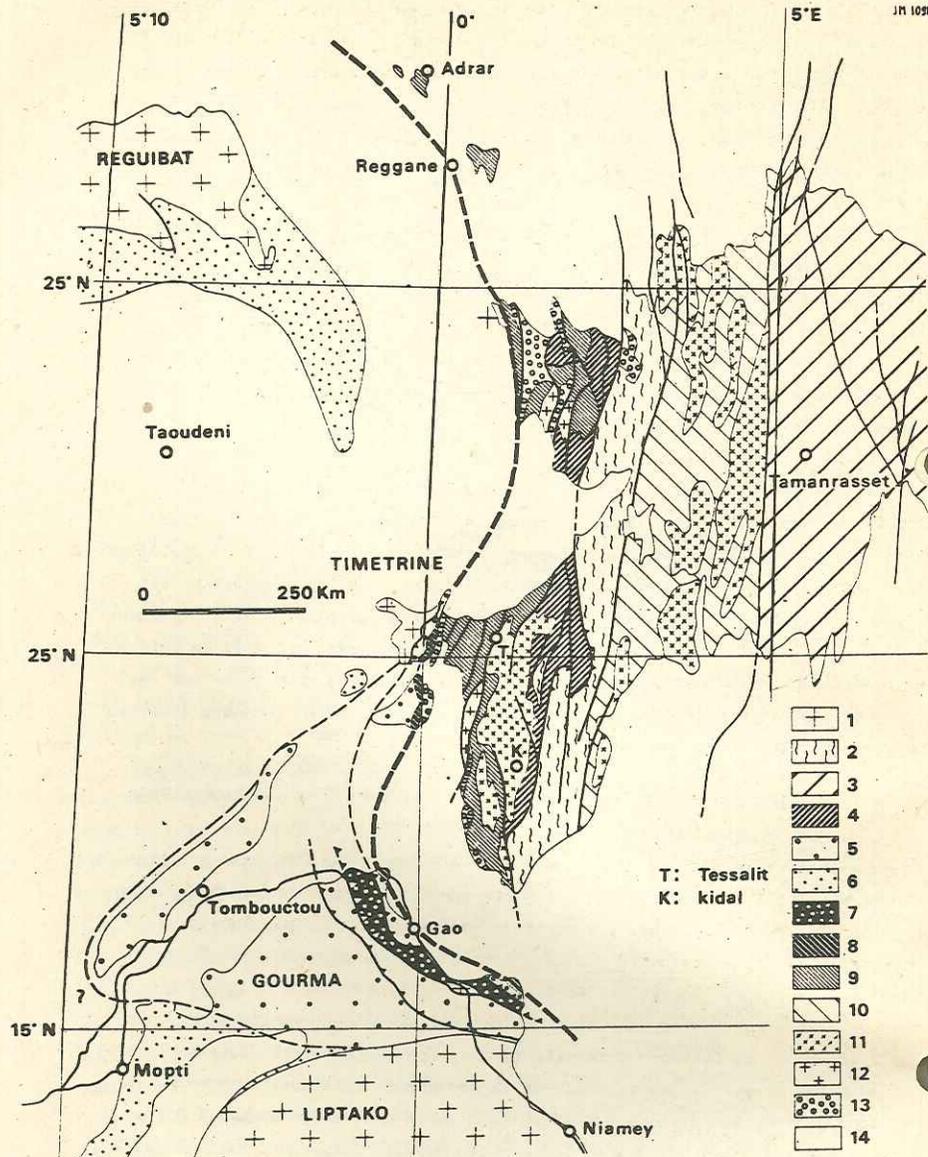


Figure n° 1 - Relations structurales entre la zone mobile Pan-Africaine (Hoggar, Adrar des Iforas) et le craton Ouest-Africain.

- 1) Craton Ouest-Africain : socle éburnéen.
- 2) Unités granulitiques d'In Ouzzal et des Iforas : socle éburnéen peu réactivé et sa couverture d'âge Protérozoïque moyen à supérieur.

tiques connus (granitoïdes de Bir Moghrein) sont datés de 1695 Ma et terminent le cycle orogénique éburnéen. La couverture repose en discordance majeure sur la surface pénéplanée de ce socle et les premiers sédiments ont été datés en plusieurs points d'environ 1000 Ma (Clauer, 1976 ; Bassot et al., 1964 ; Bozhko et al., 1971). On a donc une lacune générale du Précambrien moyen, qui pourrait néanmoins être représenté par la série du Guelb el Hadid (Bessoles, 1977, bibl.). Cette série, formée d'arkoses, de conglomérats et de volcanites acides, repose en discordance sur les formations éburnéennes et est recouverte par celles du Précambrien supérieur horizontal. Une dolérite recoupant cette série a donné un âge K/Ar de 1450 Ma (Sabaté et Lomax, 1975).

La couverture sédimentaire du craton ouest-africain est subdivisée, depuis les travaux de R. Trompette (1973, 1977) dans le N du bassin de Taoudenni, en quatre supergroupes discordants ; seuls les deux premiers sont d'âge précambrien :

- Supergroupe 1. Il affleure sur les bordures N et S du bassin de Taoudenni et dans le bassin des Volta. Il est subdivisé, en Adrar de Mauritanie, en quatre groupes discordants. A la base le groupe de Char, gréso-argileux, puis les groupes d'Atar et de Tifounké, surtout carbonatés, avec une belle flore de stromatolites, d'âge Riphéen supérieur (Bertrand-Sarfati, 1972) ; au sommet le groupe d'Assabet el Hassiane, gréseux également. Des études radiométriques par la méthode Rb/Sr sur illites (Clauer, 1976) donnent un âge de  $964 \pm 34$  pour

- 3) Hoggar central polycyclique : matériel éburnéen réactivé au Kibarien et au Pan-Africain.
  - 4) Socle éburnéen réactivé au Pan-Africain (incluant des granulites) et sa couverture Protérozoïque moyen et supérieur.
  - 5) Sédiments Protérozoïque supérieur déformés de l'aulacogène du Gourma et nappes du Nord Timetrine.
  - 6) Sédiments Protérozoïque supérieur tabulaires de la synclise de Taoudeni.
  - 7) Nappes internes du Gourma à métamorphisme HP/BT.
  - 8) Intrusions ultrabasiqes de la zone de suture.
  - 9) Formations volcano-sédimentaires et plutonisme précoce d'âge Protérozoïque supérieur de la zone d'accrétion.
  - 10) Formation volcano-sédimentaire d'âge Protérozoïque supérieur du rameau oriental de la chaîne pharusienne.
  - 11) Granitoïdes pan-africains.
  - 12) Formations d'Egatalis et d'Aguelhoc, à métamorphisme HT/BP de haut degré : matériel d'âge varié incluant du Protérozoïque supérieur.
  - 13) Molasses post-pan-africaines, Série Pourprée de l'Ahnet.
  - 14) Couverture post-cambrienne.
- Ligne discontinue épaisse : zone de suture.

à 754±65 Ma pour le groupe d'Atar. Ce supergroupe devient à peu près entièrement gréseux sur toute la bordure S du bassin (Dars, 1961 ; Bassot, 1966). Il présente par contre des caractéristiques particulières vers le SE (Gourma) que nous examinerons plus loin. Dans toute la partie N du bassin, les corrélations sont bonnes, grâce en partie aux stromatolites.

- Supergroupe 2. A sa partie inférieure, dans l'Adrar de Mauritanie, le groupe de Bthaat Ergil débute par une tillite associée à des calcaires à barytine et des silixites ("triade" classique de R.Trompette, 1973) ; il se poursuit par des shales siliceux donnant un âge de 580±42 (Clauer, 1976). Au-dessus le groupe grés-carbonaté de la Falaise d'Atar et le groupe gréseux des plateaux d'Oujeft présentent des faciès rouges. Une faunule de Brachiopodes au sommet du groupe supérieur indique un âge situé à la limite Cambrien-Ordovicien. Ce supergroupe repose en discordance légère sur le supergroupe 1. On le retrouve dans toute la bordure N du bassin de Taoudenni, ainsi que sur la bordure S et le bassin des Volta. Dans cette dernière région il comporte une formation flyschoides verte datée de 620 Ma (K/Ar sur glauconie) et contenant des spores et des stromatolites du Riphéen terminal (Bozhko, 1969). Cette formation a donné également un âge de 638±8 par la méthode Rb/Sr sur illites (Clauer, 1976).

#### Caractères généraux de la sédimentation

Au Précambrien supérieur, le craton ouest-africain présente tous les caractères d'une aire sédimentaire cratonique (Bertrand-Sarfati, 1977) : grande extension ; surface de base plane ; faible épaisseur des sédiments ; homogénéité des faciès sur de grandes distances ; permanence des directions de la dynamique sédimentaire dans l'espace et dans le temps.

Les études géochronologiques (Clauer, 1976) menées dans l'Adrar de Mauritanie permettent d'évaluer la vitesse de subsidence dans cette région durant le dépôt du supergroupe 1. Elle serait de l'ordre de 4 mm / 1000 ans (Bronner et al., 1978) ou même moins vers le NE. Elle atteindrait 10 à 15 mm / 1000 ans durant le dépôt du supergroupe 2.

#### La zone du Gourma

Au sein du craton ouest-africain, la zone du Gourma se comporte durant le Protérozoïque supérieur de façon particulière. Il se forme dans cette région un bassin subsident où se sont accumulés plus de 8000 m de sédiments (Reichelt, 1972). La séquence sédimentaire peut être subdivisée en quatre grands ensembles (Moussine-Pouchkine, Bertrand-Sarfati, 1978) :

- ensemble clastique inférieur (schistes, quartzites, conglomérats), limité à la partie centrale du bassin ;
- ensemble carbonaté différencié latéralement en formations de plate-forme, de talus et de bassin ;
- ensemble clastique-terrigène supérieur, homogène ;
- ensemble clastique terminal (groupe des grès de Bandiagara)

discordant sur les ensembles inférieurs (Bertrand-Sarfati, Moussine-Pouchkine, 1978) ; l'analyse des paléocourants de cet ensemble fluviatile montre leur convergence du SW et de l'W vers une zone de drainage centrée sur l'E du Gourma.

L'épaisseur de ces ensembles s'accroît fortement vers le centre du bassin et la succession sédimentaire peut être interprétée comme représentant les différents stades de la formation d'un prisme sédimentaire sur une marge passive (miogéoclinale).

La forme du bassin subsident du Gourma, telle qu'elle est déduite de la répartition des faciès de talus de l'ensemble carbonaté et aussi de la forme de l'anomalie gravimétrique positive qui caractérise cette région, est celle d'un triangle allongé WSW-ENE, c'est-à-dire perpendiculaire à l'allongement de la zone mobile pan-africaine située à l'Est et qui dessine ici une virgation marquée. Vers l'intérieur du craton ce bassin disparaît progressivement. Une telle structure tectono-sédimentaire est interprétée comme un aulacogène (Moussine-Pouchkine, Bertrand-Sarfati, 1978).

Les séries sédimentaires du Gourma sont considérées comme appartenant au Précambrien supérieur du fait de leur discordance sur un socle éburnéen et de leur plissement lors de l'orogénèse pan-africaine. Aucune datation radiométrique n'a pu encore être effectuée sur ces sédiments ; néanmoins, les premières indications paléontologiques (présence d'Algues rouges) suggèrent un âge précambrien très supérieur.

#### II - LA ZONE MOBILE PAN-AFRICAINE

En combinant les données de l'analyse structurale et de la géochronologie on peut définir trois grands cycles orogéniques qui permettent de dater indirectement des unités lithostratigraphiques d'âge archéen à Protérozoïque supérieur. Les matériaux sédimentaires, volcaniques ou plutoniques qui constituent ces unités sont plus ou moins affectés, suivant les zones, par les déformations et métamorphismes d'âge pan-africain.

- L'événement éburnéen (2000±100 Ma) est bien daté en de nombreux endroits (Tassendjanet, Aleksod, Oumelalen, granulites d'In Ouzzal et des Iforas) (Allègre, Caby, 1972 ; Bertrand, Lasserre, 1976 ; Latouche, Vidal, 1974).

- L'événement kibarien (1000±100 Ma) n'est connu qu'au Hoggar central (Bertrand, 1974 ; Bertrand, Lasserre, 1976).

- L'événement Pan-Africain (650±100 Ma) a laissé son empreinte sur tout le bouclier touareg selon des modalités variables suivant les domaines.

En fonction du contenu lithostratigraphique, de l'importance du matériel d'âge anté-Pan-Africain, du type et du degré du métamorphisme et des déformations d'âge Pan-Africain, de l'âge des granites syncinématiques, quatre domaines structuraux ont été définis :

1. Les nappes et l'avant chaîne du Gourma. En plus du caractère particulier de la sédimentation, le Gourma représente un segment orogénique caractérisé par de grandes nappes peu replissées chevauchant un avant-pays autochtone très déformé. Ce domaine est interprété comme l'avant-chaîne de la chaîne pharusienne (Caby et al., 1978).

2. La chaîne pharusienne, (incluant l'Adrar des Iforas au Mali), qui nous intéressera principalement dans ce qui suit, est formée pour l'essentiel de sédiments et de volcanites d'âge Protérozoïque supérieur. L'évolution structurale complexe de ce domaine a eu lieu entre 800 et 550 Ma, la phase majeure de mise en place de granites syntectoniques étant datée à 640 Ma (Allègre et Caby, 1972). La chaîne est divisée en deux rameaux assez différents, par les unités granulitiques d'In Ouzzal et des Iforas, maintenant considérées comme de grandes nappes de socle dont les contacts ont été plus ou moins repris par les décrochements tardifs (A.M. Boullier et al., 1978). Elle est limitée à l'Est par le grand décrochement méridien du 4°50'.

3. Le Hoggar central polycyclique, au contraire du domaine précédent, est caractérisé par la prédominance de matériel d'âge éburnéen et plus ancien. Outre l'existence de traces d'un événement orogénique kibarrien et de lamelles étroites de matériel volcano-sédimentaire d'âge Protérozoïque supérieur peu métamorphique, on peut suivre la réactivation tectonique et métamorphique à des degrés variables au cours de l'orogénèse pan-africaine de ce domaine à croûte sialique ancienne.

4. Le Hoggar oriental et l'Aïr sont caractérisés par l'opposition de deux blocs de socle pré-pan-africain différents séparés par un rameau étroit (la chaîne tiririniennne) plissé et métamorphisé au cours du Pan-Africain tardif daté à 600 Ma (Bertrand et al., 1978).

Il est évident que les tentatives de corrélations stratigraphiques entre les différents domaines de la chaîne dont l'évolution, au cours du Précambrien, a été aussi différente, ne sont encore qu'ébauchées. On peut cependant corréler des événements plutoniques et des phases de déformations et de métamorphisme grâce à l'abondance des données géochronologiques. Par contre des séquences stratigraphiques repères peuvent être reconnues à la fois dans la chaîne

pharusienne, domaine le plus occidental de la zone mobile, et sur le craton ouest-africain. Ces repères stratigraphiques concernent essentiellement la "série à stromatolites" du Protérozoïque supérieur et ses équivalents latéraux et l'ensemble de la Série Pourprée.

1 - Les témoins d'une sédimentation d'aire cratonique au Protérozoïque supérieur dans la chaîne pharusienne.

Des restes d'un supergroupe de sédiments supracrustaux du Protérozoïque supérieur peuvent être retrouvés dans divers domaines tectono-métamorphiques de la chaîne, en discordance sur un socle éburnéen granitique ou granulitique.

a - La série à stromatolites a été définie dans le NW du Hoggar (Caby, 1970) où son âge est plus jeune que 1150 Ma (Allègre et Caby, 1972).

i. le groupe quartzitique extrêmement régulier est connu sous des faciès de grès de plage (Tassendjanet), de quartzites fluvio-deltaïques (Ahnet) et aussi probablement marins.

ii. la formation calcaréo-dolomitique. Elle est très développée dans la zone du Tassendjanet (= 4000 m) et comprend à la base de puissantes assises dolomitiques et calcaires. Les niveaux stromatolitiques sont nombreux à la base, avec présence d'un banc calcaire à *Conophyton*. L'étude comparée des formes stromatolitiques typiques du Riphéen supérieur a permis de paralléliser cette formation avec le Groupe d'Atar du craton ouest-africain (J. Bertrand-Sarfaï, 1968, 1972). De nombreux niveaux quartzitiques et silteux, alternant avec des calcaires et dolomies, constituent plus de la moitié de la série qui se termine par d'autres assises calcaréo-dolomitiques renfermant encore de rares stromatolites.

b - Des restes de série de plate-forme identique ont été retrouvés en divers secteurs de la chaîne :

i. au Hoggar central (région de Timgaouine) avec à la base le même niveau quartzitique et un banc régulier à *Conophyton* (Gravelle, 1969) (puissance = 500 m).

ii. en Adrar des Iforas, reposent sur un socle granulitique de vastes témoins de la même série avec aussi présence d'un banc de dolomies à *Conophyton*. Cependant la série carbonatée est coiffée de microbrèches calcaréo-dolomitiques au Nord. Elle se réduit vers le Sud à une formation quartzitique graduellement métamorphique (présence de disthène)

iii. les équivalents latéraux présumés de la série à stromatolites ont été décrits dans les zones métamorphiques du NW du Hoggar (Caby, 1970) avec un très large développement d'orthoquartzites, mais ils en diffèrent par la mise en

place anté-tectonique de sills acides (rhyolites, porphyres) et de laccolites rubanés de microgranites et granites parmi lesquels les termes alcalins et hyperalcalins sont largement dominants. Les datations en cours sur ces roches (U/Pb et Rb/Sr) suggèrent un âge plus vieux que 1300 Ma pour ces intrusions. Une formation calcaréo-dolomitique réduite fait suite aux quartzites dans ces zones, elle-même surmontée de sédiments terrigènes fins évolués en schistes et micaschistes souvent très alumineux.

## 2 - L'époque de basification et l'ouverture océanique ( $\approx$ 800 Ma).

Dans toutes les régions décrites ci-dessus les restes de série supracrustale du Protérozoïque supérieur sont recoupés par de puissants complexes intrusifs basiques et ultrabasiques puis calco-alcalins, que R.Caby (1970) a qualifié de "basification régionale" dans le NW du Hoggar.

a - Les lopolites tels celui de l'Adrar Ougda ( $>$  500 km<sup>2</sup>), comprennent une prédominance de diorites quartziques et de gabbros rubanés ou bréchiques, souvent amphiboliques, incluant des corps ultrabasiques boudinés d'échelle kilométrique à plurikilométrique (pyroxénolites, troctolites, norites, dunites, lherzolites à amphibole-spinelle-chromite, etc...). Certains corps présentent des associations minérales post-magmatiques infracrustales proches des conditions granulitiques de H.P. Un diapir de roches analogues est aussi connu au SW de l'Adrar (Amalaoulaou), jalonant la zone de suture.

b - Les laccolites et sills puissants, principalement gabbroïques, peuvent représenter près de 40 % des affleurements comme dans la zone du Tassendjanet où leur métamorphisme de contact dans les pélites environnantes a été daté à 780 Ma (Clauer, 1976).

Dans les "équivalents latéraux présumés" de la Série à stromatolites, des corps métabasiques et méta-ultrabasiques injectant marbres ou pélites sont toujours présents. Parfois à dominante ultrabasique (serpentinites à chromite, amphibolites sombres riches en Mg), ce sont surtout des métagabbros rubanés, parfois à différenciations anorthositiques. Certains sills gabbro-doléritiques sont responsables d'un métamorphisme de contact important (schistes tachetés et skarns antérieurs au métamorphisme régional) tandis qu'un autométamorphisme engendrant une amphibolitisation précoce des roches basiques affecte certains d'entre eux.

Ces intrusions mantelliques dans des formations de plate-forme supposent des phénomènes de distension considérables. Nous les pensons spatialement liées à l'ouverture d'un large océan compris entre le craton ouest-africain et l'actuelle chaîne pan-africaine autour de 800 Ma (Black et al., sous presse) dont les seuls restes de croûte océanique sont représentés par les ophiolites du Sud marocain (M. Leblanc, 1975).

## 3 - Paléogéodynamique de marge active : les édifices plutono-volcaniques calco-alcalins et les dépôts de fosse du Protérozoïque terminal.

Après l'époque de distension généralisée responsable d'une large contribution mantellique en milieu continental, succèdent des mouvements verticaux importants responsables de profondes érosions qui préludent au volcanisme et à un changement complet du type de sédimentation à partir d'environ 780 Ma.

Le volcanisme calco-alcalin andésitique et dacitique, typique des zones de subduction est principalement connu sous forme de produits de démantèlement. La "Série verte" ( $>$  6000 m) largement développée à l'Est de la suture dans le NW du Hoggar et les Iforas, consiste en une puissante formation ( $>$  6000 m) de greywackes volcaniques à faciès turbiditique, auxquels sont associés des conglomérats à éléments presque exclusivement plutono-volcaniques. L'étude pétrographique et géochimique de ces roches (R.Caby et al., 1977) a montré que le matériel peu évolué est essentiellement d'origine andésitique. Étudié en détail, l'un des complexes andésitiques nourriciers (Chikhaoui et al., 1978), dans le NW du Hoggar, comprend environ 6000 m de coulées d'andésites variées et de pyroclastites, surmontées par des andésites quartzifères et des dacites, reposant sur des roches basiques et ultrabasiques profondément érodées.

Des coulées et des brèches dacitiques sont aussi interstratifiées dans la "Série verte" qui au Hoggar central, passe graduellement à une formation terrigène moins riche en dérivés volcaniques. A proximité de la suture en Adrar des Iforas, des metabasites surmontent la "Série verte" qui est elle-même largement envahie par de vastes intrusions rubanées pré-tectoniques à dominante de gabbros quartziques et granodiorites (Caby, 1978).

Notons que le faciès de greywacke est totalement absent à l'Ouest de la suture même dans la zone fortement subsidente du Gourma, alors qu'il est prédominant dans l'ensemble de la chaîne pharusienne Hoggar-Iforas. Une telle absence constituerait aussi une preuve indirecte d'un large océan entre les deux domaines à moins que la totalité des sédiments terrigènes du Gourma ne soient antérieurs à 800 Ma. Cependant avant 800 Ma les dépôts de plate-forme de type aire cratonique sont analogues sur les deux marges, à l'image du Trias dans les Alpes occidentales et méridionales.

## 4 - Les faciès molassiques.

### a - Les dépôts antérieurs à $\approx$ 600 Ma.

Une formation molassique rouge à verte, formée de grès arkosiques, de greywackes et de conglomérats d'origine fluvio-glaciaire probable constitue, avec des brèches et coulées andésitiques, surmontés de puissantes accumulations de rhyolites terminales, le terme le plus élevé reconnu dans le rameau occiden-

tal de la chaîne pharusienne tant au Hoggar que dans les Iforas, dépassant là 3000 m de puissance. Dans la fosse de Tessalit, aucune discordance basale ne la sépare des dépôts sous-jacents de type flysch-greywacke de la "série verte" mais les différences dans le style et l'intensité de la déformation permettent de les considérer comme encore syn-tectoniques, à l'image des molasses précoces des Alpes occidentales, et ces formations sont recoupées par les granites hyperalcalins datés à 590 Ma (Ducrot et al., 1978).

b - Les dépôts postérieurs à la pénéplanation majeure (post 580 Ma).

Ces dépôts sont principalement conservés dans le NW du Hoggar où ils ont été décrits sous le nom de Série pourprée (Caby et Moussu, 1967). Cette série affleure dans des bassins résiduels et des graben fortement subsidents (>5000m).

Le faciès de grès arkosiques rouges est largement dominant, avec à la base une triade assez régulière comportant de bas en haut une formation tillitique continentale, une formation carbonatée surmontée de cinérites ou de silexites. Cette triade basale est lithologiquement identique à celle du bassin de Taoudenni où son âge est considéré comme franchement précambrien (Clauer, 1976 ; Deynoux et Trompette, 1978). Mais, au Hoggar, des coulées de rhyolites et des ignimbrites datées à 530 Ma (Allègre et Caby, 1972) permettent de lui attribuer un âge cambrien. Cette formation est en tous cas postérieure aux granitoïdes les plus tardifs datés à 580-560 Ma (Allègre et Caby, 1972). Dans les affleurements les plus septentrionaux au NW du Hoggar, les dépôts détritiques verts qui la surmontent (= 3000 m) sont probablement marins, avec réapparition de faciès flysch et de greywackes volcaniques à proximité des derniers volcans andésitiques, auxquels sont associés des culots de syénite. Au Sud par contre, affleurent des formations fluvio-glaciaires continentales liées à des glaciers de piedmont, de puissants dépôts d'argiles varvées (1500 m) et des grès arkosiques rouges continentaux. Dans les Iforas, ne sont connus que deux bassins résiduels de grès rouges et conglomérats, dont le plus occidental, situé à proximité de la suture, renferme aussi des conglomérats fluvio-glaciaires, est jalonné par des complexes volcano-plutoniques sous-saturés et par des carbonatites ultimes.

### III - CONCLUSIONS, ESQUISSE D'UN MODELE GEODYNAMIQUE (Fig. 2)

L'évolution orogénique de la zone mobile n'a pas été décrite en détail dans cet article dont le but essentiel est une comparaison lithostratigraphique entre deux grands domaines de croûte sialique. Il est cependant nécessaire de replacer tout cet ensemble de données dans un cadre logique et le modèle géodynamique que nous présentons ici (R.Black, 1978 d'après les travaux de Ball, Bertrand, Boullier, Caby, Davison, Fabre, Moussine-Pouchkine, Sarfati, Wright)

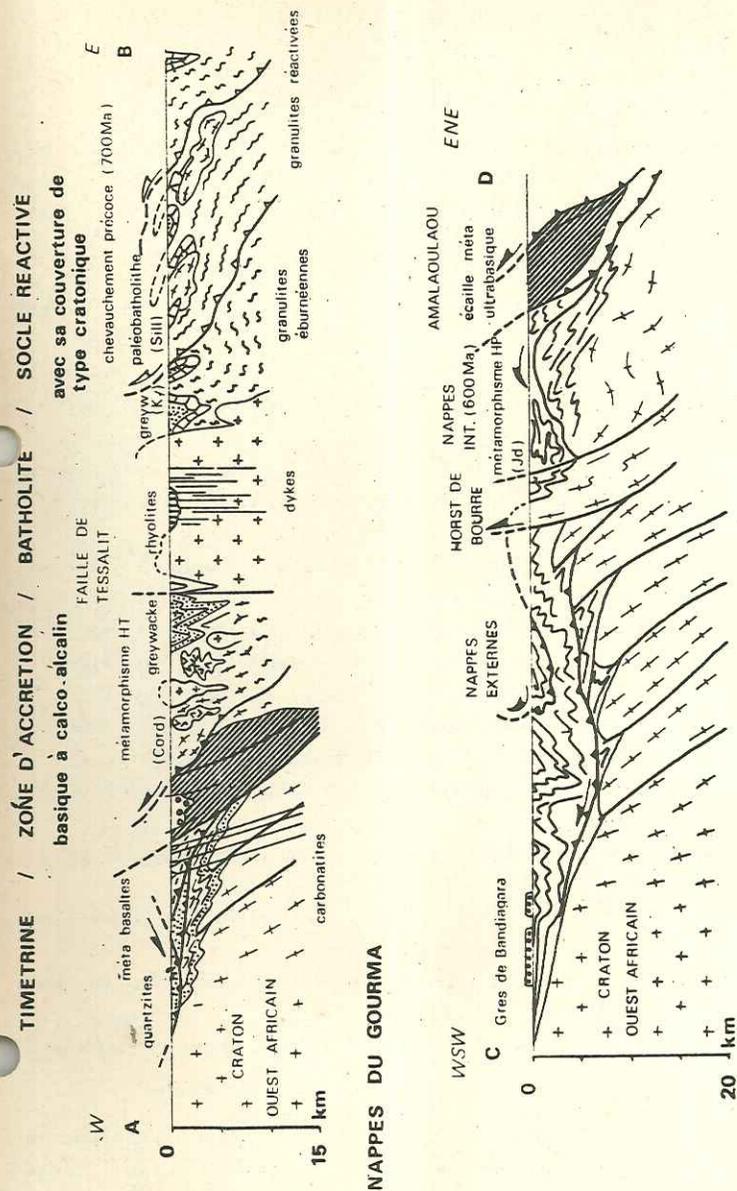


Figure n° 2 - Coupes synthétiques : relations entre la zone mobile Pan-Africaine et le craton Ouest-Africain dans l'Adrar des Iforas et le Gourma.

loin d'être un modèle figé devrait permettre de poser clairement les problèmes à résoudre dans un futur proche.

Rappelons d'abord les grandes lignes et les repères chronologiques de l'évolution orogénique complexe décrite par R. Caby (1970) au NW du Hoggar, précisées par Bertrand et Caby (1978) dans un cadre plus étendu, et les données nouvelles concernant l'Adrar des Iforas. On ne tiendra pas compte ici du Hoggar central polycyclique ni du Hoggar oriental trop éloignés du craton ouest-africain.

- 2100 Ma (Allègre et Caby, 1972 ; Lancelot et coll., 1973 ; Bertrand et Lasserre, 1976). Age des reliques éburnéennes dans la zone mobile (Tassendjanet, granulites In Ouzzal, Hoggar central).

- 1700 Ma (Vachette et coll., 1973). Dernier événement plutonique dans le craton ouest-africain (sauf peut-être mise en place de dolérites aux environs de 1400 Ma).

- ≈ 1000 Ma (Clauer, 1976). Dépôt de la série à stromatolites (Hoggar) et des groupes de Char et d'Atar sur le craton. Rappelons que la série des quartzites peut-être en partie d'âge Protérozoïque moyen.

- 780 Ma (Clauer, 1976) mise en place des complexes basiques et ultrabasiqes dans la série de plate-forme.

- 690 Ma (Ducrot et al., 1978). Granodiorites syntectoniques précoces en Adrar des Iforas. Mise en place des grandes nappes cristallines (Boullier et coll., 1978) et métamorphisme Barrowien.

- 640 Ma. Granitoïdes syntectoniques au NW du Hoggar et dans le rameau central pharusien (Allègre et Caby, 1972 ; Picciotto et al., 1965).

- 610 Ma, granitoïde syntectonique du Sud de l'Adrar des Iforas (Ducrot et al., 1978).

- 590 Ma. Mise en place des complexes annulaires post-tectoniques en Adrar des Iforas (Ducrot et al., 1978).

- 580 Ma (Allègre et Caby, 1972). Granites subalcalins post-cinématiques anté-série pourprée.

- 560 Ma (Boissonnas et coll., 1969). Granites post-tectoniques du rameau central pharusien (Taourirt).

- 530 Ma (Allègre et Caby, 1972). Rhyolites d'In Zize interstratifiées dans la Série pourprée.

Du point de vue géodynamique, nous interprétons la dissymétrie frappante entre l'inertie du craton ouest-africain depuis 1700 Ma et l'intense activité tectonométamorphique et magmatique de la zone mobile au cours du Protérozoïque supérieur comme le résultat d'une collision entre une marge continentale passive à l'Ouest et une marge continentale active à l'Est.

Une ouverture océanique se serait produite aux environs de 800 Ma - en tenant compte de l'analogie des séries de plate-forme déposées entre 1000 Ma et 800 Ma dans les deux domaines - le long de la bordure orientale du craton ouest-africain avec un point triple au Mali : les données sédimentologiques (Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati, 1978) et gravimétriques (Bayer et Lesquer, 1978) indiquent que le Gourma pourrait représenter un aulacogène. La fermeture océanique est marquée par une suture jalonnée d'anomalies gravimétriques très lourdes qui correspondent à la position des complexes basiques et ultrabasiqes qui comprennent peut-être des ophiolites. Elle est soulignée aussi, dans la zone du Gourma, par de grandes nappes pelliculaires (Caby, 1978) dont certaines ont subi un métamorphisme de type haute pression. Dans le domaine de marge active, un assemblage volcano-clastique à dominante andésitique et des intrusions de gabbros quartziques et des diorites, représente une zone d'"accrétion" de néocraton d'âge Protérozoïque supérieur. Plus à l'Est, un substratum sialique d'âge éburnéen réapparaît avec sa couverture parautochtone d'âge Protérozoïque moyen à supérieur. Cet ensemble, intensément injecté de granitoïdes pré-tectoniques, et réactivé à des degrés variables (nappe du Tassendjanet (Caby, 1970) peu réactivée ; province kidalienne (Boullier, 1978) très réactivée) au cours des stades successifs de l'orogénèse pan-africaine, forme de grandes nappes cristallines. Un batholite complexe, dont la mise en place s'échelonne sur 100 Ma et dont les derniers termes correspondent à des champs filoniens et des complexes annulaires alcalins et des rhyolites (Nigritien) jalonne la jointure entre le domaine d'"accrétion" et la croûte ancienne réactivée. Le deuxième stade de collision produit un fort raccourcissement, particulièrement marqué dans la "zone d'accrétion" ; il correspond à la mise en place des nappes pelliculaires sur l'avant-pays (Gourma), aux décrochements et aux grandes zones de mylonites qui caractérisent tout le domaine pan-africain.

#### REFERENCES

- Allègre C.J., Caby R., 1972. Chronologie absolue du Précambrien de l'Ahaggar occidental. - C.R. Acad. Sci. Paris, D, 275, 2095-2098.
- Bassot J.P., 1966. Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens. - Bull. Minist. Comm. Industr. Artisanat, Dir. Mines Géol. Dakar, n° 1, 322 p.
- Bassot J.P., Bonhomme M., Roques M., Vachette M., 1963. Mesures d'âge absolu sur les séries précambriennes et paléozoïques du Sénégal oriental. - Bull. Soc. Géol. Fr. (7), 5, 401-405.

- 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. (sous presse).
- Bertrand J.M., 1974. Evolution polycyclique des gneiss précambriens de l'Aleksod (Hoggar central, Sahara algérien). -Thèse Montpellier, Ed. C.N.R.S. coll. C.R.Z.A. sér. géol. n° 19, 370 p.
- Bertrand J.M., Lasserre M., 1976. Pan-African and pre-Pan-African history of the Hoggar (Algerian Sahara) in the light of new geochronological data from the Aleksod area.-Precambrian Res. 3, 343-362.
- Bertrand J.M.L., Caby R., Ducrot J., Lancelot J., Moussine-Pouchkine A., Saadallah A., 1978. The late-Pan-African linear fold belt of eastern Hoggar (Algeria) : geology, structural development, U/Pb geochronology and tectonic implications for the Hoggar shield.-Prec. Res. (sous presse).
- Bertrand J.M.L., Caby R., 1978. Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt : a new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara). - Geol. Rundsh. Bd. 67, 2, 357-388.
- Bertrand-Sarfati J., 1968. Les édifices stromatolitiques précambriens de la "série à stromatolites" du N.O. de l'Ahaggar (Sahara). - Bull. Soc. géol. Fr. (7), X, 168-178.
- Bertrand-Sarfati J., 1972. Stromatolites columnaires du Précambrien supérieur du Sahara nord-occidental. Inventaire, morphologie et microstructure des laminations. Corrélations stratigraphiques. - Thèse Montpellier, Ed. C.N.R.S. coll. C.R.Z.A. sér. géol. n° 14, 245 p.
- Bertrand-Sarfati J., Fabre J., Moussine-Pouchkine A., 1977. Géodynamique des aires sédimentaires cratoniques : quelques exemples sahariens.-Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 1, 1, 217-231.
- Bertrand-Sarfati J., 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. Fr. 2, 59-61.
- Bessoles B., 1977. Géologie de l'Afrique. Le craton ouest-africain. - Mém. B.R.G.M. n° 88, 402 p.
- Black R., 1967. Sur l'ordonnance des chaînes métamorphiques en Afrique. - Chr. Mines Rech. min. 364, 225-238.
- Black R., 1978. Propos sur le Pan-Africain. - Bull. Soc. géol. Fr. (sous presse).
- Black R., Caby R., Moussine-Pouchkine A., Bayer R., Bertrand J.M.L., Boullier A.M.,

- Lesquer A., 1978. Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. - Nature (à paraître).
- Boissonnas J., Borsi S., Ferrara G., Fabre J., Fabries J., Gravelle M., 1969. On the early Cambrian age of two late orogenic granites from West central Ahaggar (Algerian Sahara). - Can. J. Earth. Sci., 6, N° 1, 25-37.
- Boullier A.M., Davison I., Bertrand J.M.L., Coward M., 1978. L'unité granulitique des Iforas : une nappe de socle d'âge pan-africain précoce.-Bull. Soc. géol. Fr. (sous presse).
- Bozhko N.A., 1969. Subdivision et corrélation des formations du Précambrien supérieur de la plate-forme africaine (en russe). - Vest. Moskou. Univ., geol. (2) 21-34.
- Bozhko N.A., Kazakov G.A., Trofimov D.M., Knorre K.G., Gatinskij Jv.A., 1971. Nouvelles déterminations de l'âge absolu de glauconies d'Afrique occidentale. - Dok. Akad. Nauk. S.S.S.R., 198, 6, 1401-1402.
- Bronner G., Clauer N., Roussel J., Trompette R., 1978. Genesis and geodynamic evolution of the Taoudeni cratonic basin (Upper Precambrian and Paleozoic) Western Africa. - (à paraître).
- Caby R., 1970. La chaîne pharusienne dans le Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie) : sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. - Thèse Fac. Sci. Univ. Montpellier, inédit.
- Caby R., 1978. Paléogéodynamique d'une marge passive et d'une marge active au Précambrien supérieur : leur collision dans la chaîne pan-africaine du Mali. - Bull. Soc. géol. Fr. (sous presse).
- Caby R., Moussu H., 1967. Une grande série détritique du Sahara : stratigraphie, paléogéographie et évolution structurale de la "série pourprée" dans l'Aseg'rad et le Tanezrouft oriental (Sahara algérien). - Bull. Soc. géol. Fr. (7), IX, 876-882.
- Caby R., Dostal J., Dupuy C., 1977. Upper Proterozoic greywackes from north-western Hoggar (Algeria). - Prec. Res. 5, 3, 283-298.
- Caby R., Moussine-Pouchkine A., Davison I., 1978. Les nappes précambriennes du Gourma oriental (Mali, Niger). - 6e réun. ann. Sci. Terre, Orsay, p. 83.
- Chikhaoui M., Dupuy C., Dostal J., 1978. Geochemistry of late Proterozoic volcanic rocks from Tassendjanet area (NW Hoggar, Algeria). - Contr. Miner. Petro., 66, 2, 157-164.
- Choubert G., Faure-Muret A., 1971. Tectonique de l'Afrique. UNESCO Paris.

- Clauser N., 1976. Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Applications à la géochronologie de la couverture du craton ouest-africain. - Sciences Géol., Strasbourg, mém. 45, 256 p.
- Dars R., 1961. Les formations sédimentaires et les dolérites du Soudan occidental (Afrique de l'Ouest). - Mém. Bur. Rech. Géol. Min., Paris, n° 12, 329 p.
- Deynoux M., 1971. Essai de synthèse stratigraphique du bassin de Taoudenni (Précambrien supérieur et Paléozoïque d'Afrique occidentale). - Trav. Lab. Sci. Terre, St Jérôme, Marseille, (B), n° 3, 71 p.
- Deynoux M., Trompette R., 1978. Upper Precambrian and lowermost Palaeozoic correlations in West Africa and in the western part of central Africa. Probable diachronism of the late Precambrian tillite. - Geol. Rundschau, Bd 67, 2, 615-630.
- Ducrot J., Lancelot J., Renaud U., 1978. Chronologie de l'orogénèse pan-africaine dans l'Adrar des Iforas et comparaison avec le Maroc et l'Est Hoggar. - Bull. Soc. géol. Fr. (sous presse).
- Gravelle M., 1969. Recherches sur la géologie du socle précambrien de l'Ahaggar centro-occidental dans la région de Silet-Tibehaouine. - Thèse Fac. Sci. Univ. Paris, 293 p. inédit.
- Karpoff R., 1960. La géologie de l'Adrar des Iforas. - Thèse Paris, 1958. Publ. B.R.G.M. Dakar n° 30.
- Kennedy W.Q., 1964. The structural differentiation of Africa in the Pan-African ( $\pm 500$  m.y.) tectonic episode. - 8th Rep. Res. Inst. Afr. géol. Leeds, p. 48-49.
- Lancelot J., Vitrac A., Allègre C.J., 1973. Datation U-Th-Pb des zircons, grains par grains, par dilution isotopique. Conséquences géologiques. - C.R. Acad. Sci. Paris, D, 277, 2117-2120.
- Latouche L., Vidal P., 1974. Géochronologie du Précambrien de la région des Gour Oumelalen (N.E. de l'Ahaggar, Algérie). Un exemple de mobilisation du strontium radiogénique. - Bull. Soc. géol. Fr. (7) 14, 195-203.
- Leblanc M., 1975. Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de cobalt (Bou Azzer, Maroc). - Thèse Etat Univ. Paris VI, Centre géologique et géophysique Montpellier Mém. h.s., 329 p.
- McCurry P., 1971. Pan-African orogeny in Northern Nigeria. - Geol. Soc. Amer. Bull., 82, 3251-3262.
- Moussine-Pouchkine A., Bertrand-Sarfati J., 1978. Le Gourma : un aulacogène du Précambrien supérieur ? - Bull. Soc. géol. Fr. (sous presse).

- Picciotto E., Ledent D., Lay C., 1965. Etude géochronologique de quelques roches du socle cristallophyllien du Hoggar. - Actes 151e coll. intern. C.N.R.S. Géochronologie absolue, Nancy, 277-289.
- Reichelt R., 1972. Géologie du Gourma (Afrique occidentale). Un "seuil" et un bassin du Précambrien supérieur. - Mém. B.R.G.M. n° 53, 213 p.
- Sabaté P., Lomax K., 1975. Données stratigraphiques et paléomagnétiques de la région Yetti-Eglab (Sahara occidental algérien). - Bull. B.R.G.M. Fr., Sect. II, n° 4, 293-311.
- Trompette R., 1973. Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie : un exemple de sédimentation de craton. Etude stratigraphique et sédimentologique. - Trav. Lab. Sci. Terre, St Jérôme, Marseille (B), n° 7, 702 p.
- Trompette R., 1977. Le Précambrien supérieur de l'Afrique de l'Ouest. in : Sidorenko A.V. Ed. "Corrélation of the Precambrian", vol. 2, Nauka, Moskva, 118-130.
- Vachette M., Rocci G., Sougy J., Caron J.P., Marchand J., Simon B., Tempier C., 1973. Ages radiométriques Rb/Sr, de 2000 à 1700 Ma, de séries métamorphiques et granites intrusifs précambriens dans la partie N et NE de la dorsale Reguibat (Mauritanie septentrionale). - 7e Coll. intern. géol. Afr. Florence. Trav. Lab. Sci. Terre, St Jérôme, Marseille (B) n° 11, 142-143 (rés.).