

GÉOLOGIE STRUCTURALE. — *Plutonisme et collision au Hoggar : aspects structuraux*. Note de **Jean-Michel Bertrand**, présentée par Maurice Roques.

La structure des granitoïdes associés à la collision Pan-Africaine du Hoggar est analysée dans deux secteurs situés à des distances croissantes par rapport à la suture. Près de celle-ci il y a formation d'un « bourrelet » diapirique où des magmas calco-alcalins se mettent en place, suivis plus tard par de l'alcalin. Loin de la suture, la croûte entière est empilée sur elle-même à la faveur de chevauchements multiples à longue durée de vie qui contrôlent la mise en place en feuillets des magmas anatectiques.

*STRUCTURAL GEOLOGY.* — Collision related plutonism in the Hoggar: a structural approach.

*The setting of the collision related plutonism is reviewed in two regions respectively situated 150 and 500 km from the suture. Close to the suture, a "roll" is formed where calc-alkaline magmas are diapirically emplaced but grade later with the appearance of brittle conditions to alkaline intrusives. Far from the suture, sheet-shaped anatectic magmas are controlled by the piling up of the crust by long-lived thrusts.*

Au Hoggar, une collision d'âge pan-africain (=600 M.a.) a été démontrée entre le craton Ouest-Africain et l'ensemble du bouclier ([1], [2], [3]). Constitué de croûte continentale ancienne (=2 G.a. à > 3 G.a.), et de sédiments d'âge Protérozoïque, celui-ci est limité à l'ouest, par une marge active [2]. On compare l'évolution plutonique de deux secteurs : l'un, le batholite des Iforas, est proche de la suture; l'autre, au Hoggar central est à plus de 500 km de celle-ci. Deux épisodes majeurs résument l'histoire de la déformation : (1) déformation tangentielle à vergence Nord, génératrice de grandes nappes de socle ([4], [5], [6]), mal calée chronologiquement en Adrar des Iforas mais globalement synchrone de la collision au Hoggar central [7], et dont les relations avec la collision sont encore peu claires; (2) un serrage E-W qui se manifeste par des plis et des décrochements, clairement liés à la collision.

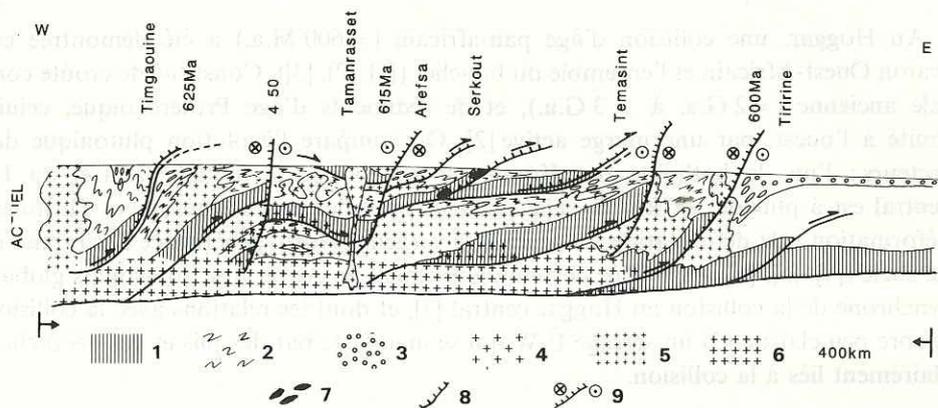
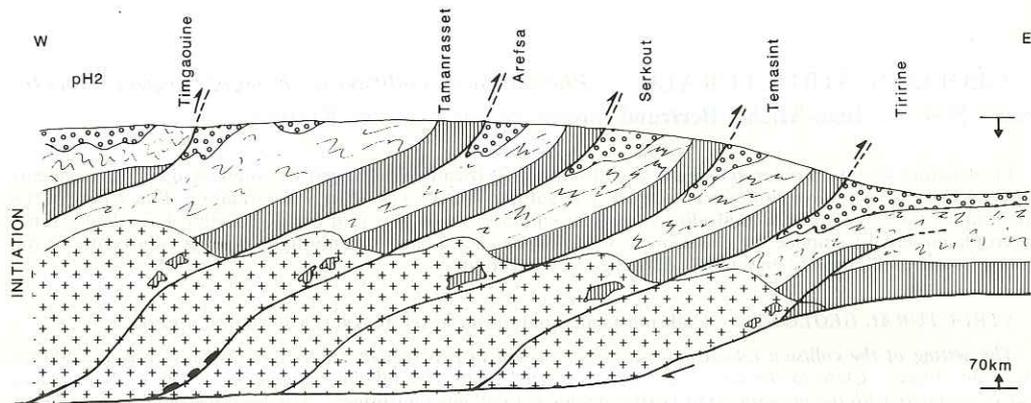
I. LE BATHOLITE DES IFORAS. — C'est un batholite complexe de 300 × 80 km, allongé parallèlement à la suture. La bordure occidentale correspond à une zone de décrochement polyphasée; la bordure orientale permet de bien situer la transition entre la tectonique tangentielle D1, et la tectonique de collision D2. Un stade ultime D3 est marqué par des failles décrochantes [8]. L'âge des épisodes D2 et D3 est bien connu [respectivement 600 et 565-540 M.a. ([4], [9], [10])].

Le batholite est zoné et on passe graduellement d'est en ouest d'une zone I à dominante de matériel plutonique pré-tectonique D2, à une zone II formée de granodiorites et adamellites porphyroïdes syn à tardi D2, puis à une zone III formée de granites et d'adamellites post-tectoniques D2. Des petits plutons tardifs, adamellitiques ou syénitiques, ainsi que des complexes annulaires alcalins recoupent l'ensemble [9].

Les intrusifs pré-tectoniques A de la zone I sont représentés par : (i) des xenolites de métatonalites (anté D1); (ii) des diorites et des granodiorites d'origine probablement cordillères; (iii) des monzodiorites et des granodiorites porphyroïdes, peut-être contemporaines de (ii); (iv) un complexe aplo-pegmatitique et leucogranitique.

La déformation D2 a produit une foliation pénétrative subverticale à l'est, passant à l'horizontale vers l'ouest en même temps que le métamorphisme augmente. L'aplatissement domine sauf à proximité et dans des zones de cisaillement submériennes, où apparaît une linéation d'étirement est-ouest.

Le stade syntectonique B correspond à des granodiorites et des monzodiorites rubanées; ce rubanement magmatique est parallèle à la fabrique tectonique des termes A : au contact, des enclaves de A dans les granodiorites B à texture grenue non orientée,



Schémas interprétatifs du Hoggar central lors du chevauchement intracontinental et après le retour à l'équilibre.

Le raccourcissement global, inconnu, est probablement sous-estimé. L'échelle des hauteurs est surestimée. Les noms de lieu sont donnés à titre indicatif par rapport à quelques structures connues mais, par exemple, à l'ouest de Tamanrasset, la structure réelle est nettement plus complexe. (1) croûte inférieure; (2) croûte moyenne; (3) assemblages volcanodétritiques; (4) zone de fusion potentielle; (5) granitoïdes; (6) néogranulites?; (7) eclogites; (8) chevauchements précoces; (9) chevauchements et décrochements tardifs (dextre dans le caisson).

*Interpretative cross-sections of the intracontinental thrusts when initiated and after the isostatic adjustment. The total shortening is unknown and probably underestimated. The eight scale is overestimated. Local names are given for reference without precise scale; in most case e. g. West of Tamanrasset the actual structure is much more complex. (1) lower crust; (2) middle crust; (3) volcanoclastic assemblages; (4) potential melting zone; (5) granitoids; (6) neogranulites?; (7) eclogites; (8) early thrusts; (9) late thrusts and wrench-faults (dextral in the box).*

suggèrent une part importante de fusion *in situ*. D'épais feuillets d'adamellites porphyroïdes se mettent en place parallèlement à ce rubanement. La géométrie de l'ensemble A + B est celle de dômes allongés NS contenant de grands panneaux de socle refolié et de métavolcanites. Ces dernières ont deux types de gisement (relations directes inconnues) : (i) foliation subhorizontale parallèle au rubanement magmatique et métamorphisme B.P. de haut degré; (ii) schistosité verticale et métamorphisme faible. L'absence de plis couchés et le faible développement des linéations d'étirement à l'exception des zones de cisaillement, évoquent une tectonique de type diapirique comportant une composante de serrage

est-ouest (schistosité verticale en bordure, allongement NS du batholite et aplatissement dans les superstructures) et une composante de glissement sur les flancs du dôme (zones de cisaillement). Ce stade B est bien daté à 610-600 M.a. ([9], [10]).

Les stades tardi et post-tectoniques (C), bien développés à l'ouest du batholite, débutent par des granites intrusifs dans l'édifice précédent ([9], [10]). Évoluant vers des termes alcalins et accompagnés d'une dénudation et de mouvements décrochants, ils se terminent vers 540 M.a. [9].

Les granitoïdes du stade B, dont les relations avec la tectonique de collision sont évidentes, ont globalement un caractère calco-alcalin, caractère qui n'est donc pas limité aux magmas formés pendant la subduction [11]. La dynamique globale de la collision, dans cette zone proche de la suture, correspond à la formation d'un bourrelet crustal à tendance diapirique et surrection rapide. Une éjection latérale (décrochements), se manifeste plus tard, lorsque le bâti commence à se comporter de manière fragile, provoquant des distensions et la mise en place de magmas alcalins d'origine mantellique plus profonde.

II. LE HOGGAR CENTRAL. — Les granitoïdes de ce domaine, formé de croûte gneissique et granulitique d'âge Eburnéen (2000-2150 M.a.) et de restes limités de couvertures sédimentaires d'âge Protérozoïque moyen à supérieur, sont encore mal connus. Ils ont souvent un caractère alumineux à l'exception des diorites et des granodiorites pré-tectoniques. La tectonique pan-africaine correspond à une intense réfoliation non pénétrative à grande échelle, qui laisse subsister des « poissons » de toutes tailles formés de gneiss anciens peu ou pas réactivés. Réalisée en conditions profondes (faciès amphibolite de type barrovien), cette foliation est caractérisée par des pendages originels faibles et un régime cisailant dominant. Des zones de mylonites rétro-morphiques à faible pendage l'accompagnent. Des ceintures schisteuses moins métamorphiques forment les « superstructures » : considérées jusqu'à présent comme discordantes elles sont limitées par des zones mylonitiques à faible pendage, souvent « beurrées » par des granites syntectoniques. Ces zones de cisaillement rétro-morphique correspondent à l'évolution rétrograde P.T.t. du bâti tectonique. Les derniers stades de cette évolution sont bien datés entre 625 et 580 M.a. ([7] et données non publiées), mais l'âge de son initiation n'est pas bien défini. Dans ce contexte, à l'exception des diorites précoces et des granites Taourirt post-tectoniques, les granitoïdes sont syn- ou tardi-tectoniques par rapport à la déformation tangentielle principale. Le plus souvent, ils forment d'épais feuilletts subparallèles à la foliation et sont accompagnés d'une néomigmatisation B.P., où les structures planaires persistent jusqu'aux stades nébulitiques, tandis que les linéations disparaissent.

Ce type d'évolution intracontinentale a déjà été décrit au Hoggar oriental [12]. Au Hoggar central, l'existence d'éclogites dans certains grands cisaillements [13] suggère le fonctionnement de véritables subductions continentales. Un point particulier du Hoggar est que les directions du mouvement observées sont vers le NNE, alors que la direction de la collision est EW. La signification de cette différence est, pour l'instant mal comprise (mécanismes de déformation ou succession dans le temps). Mais ces mouvements sont globalement synchrones (dans les marges d'erreur) de la collision telle qu'elle a été calée 400 à 800 km plus à l'Ouest, et il est très vraisemblable qu'ils en sont la conséquence.

On réalise donc ainsi, à l'arrière de la zone d'impact, un épaissement crustal par chevauchements multiples qui produisent une alternance de croûte profonde et sèche et de croûte supérieure hydratée. Cela permet d'atteindre les conditions de fusion selon une surface limite irrégulière (cf. *fig.*). Le phénomène essentiel lié à l'épaississement est donc la mise en place des granitoïdes d'origine crustale, formés dans ou à proximité des

surfaces de décollement (dans les domaines hydratés), et guidés pour leur mise en place par ces mêmes surfaces. Si on admet que le régime cisailant horizontal en compression SSW-NNE persiste au cours du réajustement isostatique par érosion, on doit retrouver une épaisseur de croûte « normale » à la fin du processus; la formation détritique de Tiririne [12] et certains termes des ceintures schisteuses, qui présentent des caractères de molasses syntectoniques sont peut être le résultat de cette évolution. Dans le même temps, les surfaces de chevauchement précoces rejouent en conditions rétrogrades et leur pendage augmente; de nouvelles surfaces de chevauchement-décrochement, plus verticales peuvent aussi apparaître. Ce système d'écaillage à l'échelle de la croûte évoque une situation géotectonique comparable à celle du Tibet. Les données géophysiques publiées sur l'Himalaya-Tibet [14] et les grands profils (COCORP, MOIST, ECORS) [15] ont maintenant vulgarisé ce type de structure et la généralité des réflecteurs peu inclinés en profondeur. Au Hoggar central les zones mylonitiques et la réactivation intense de croûte continentale en régime cisailant, correspondent très probablement à ces réflecteurs; la structure d'ensemble, si on fait abstraction des avatars postérieurs à 560 M.a., est certainement une bonne image de ce qui se passe actuellement au Tibet à 20 km de profondeur.

III. CONCLUSION. — Deux types contrastés de plutonisme liés à la collision pan-africaine sont présents au Hoggar :

(1) *A proximité de la ligne de suture (Adrar des Iforas)*, persistance de magmas calco-alcalins et formation d'un bourrelet à évolution plus ou moins diapirique, évolution dans le temps vers des décrochements et des magmas alcalins. Les granitoïdes forment des batholites complexes, polygéniques et polyphasés.

(2) *Loin de la suture (Hoggar central)*, chevauchements intracontinentaux produisant un épaissement crustal et la genèse de granitoïdes anatectiques guidés tant pour leur formation que pour leur mise en place, par les surfaces majeures de chevauchement. Les granitoïdes forment des feuillets parallèles aux mégasstructures.

Remise le 16 décembre 1985.

#### RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] R. BLACK, R. CABY, A. MOUSSINE-POUCHKINE, R. BAYER, J. M. BERTRAND, J. FABRE, A. M. BOULLIER et A. LESQUER, *Nature*, 278, 1979, p. 223-227.
- [2] R. CABY, J. M. BERTRAND et R. BLACK, In: *Precambrian Plate Tectonics*, A. KRONER éd., Elsevier, p. 407-434.
- [3] S. LY, Y. ALBOUY, M. CHAUVIN, R. FOY, J. C. LACHAUD et A. LESQUER, *O.R.S.T.O.M., geophys.*, 17, 1980, p. 37-57.
- [4] A. M. BOULLIER, *Thèse d'état*, I.N.P.L. Nancy, 1982.
- [5] I. DAVISON, *Ph. D.*, University of Leeds, 1980.
- [6] A. M. BOULLIER et J. M. BERTRAND, *Bull. Soc. geol. Fr.*, 23, 1981, p. 17-22.
- [7] J. M. BERTRAND, A. MICHARD, D. DAUTEL et M. PILLOT, *Comptes rendus*, 298, série II, 1984, p. 643-646.
- [8] A. M. BOULLIER, *J. Struct. Geol.* (sous presse).
- [9] J. P. LIEGEOIS et R. BLACK, In: *Geologie africaine*, J. KLERKX éd., Musée royal de l'Afrique centrale, Tervuren, p. 147-165.
- [10] J. M. BERTRAND et I. DAVISON, *Precambrian Research*, 14, 1981, p. 333-361.
- [11] JIAXIN ZHOU, *J. geol. Soc. London*, 142, 1985, p. 309-317.
- [12] J. M. BERTRAND, R. CABY, J. DUCROT, J. LANCELOT, A. MOUSSINE-POUCHKINE et A. SAADALLAH, *Precambrian Research*, 7, 1978, p. 349-376.
- [13] V. SAUTTER, *Thèse 3<sup>e</sup> cycle*, Paris, 1983.
- [14] A. HIRN, J. C. LEPINE, G. JOBERT, M. SAPIN, G. WITTLINGER, X. Z. ZIN, G. E. YUAN, W. X. JING, T. J. WEN, X. S. BAI, M. R. PANDEY et J. M. TATER, *Nature*, 307, 1984, p. 23-25.
- [15] S. B. SMITHSON, J. A. BREWER, S. KAUFMAN, J. E. OLIVER et C. A. HURICH, *J. geophys. Res.*, 84, 1979, p. 5955-5972; J. A. BREWER et D. K. SMYTHE, *J. geol. Soc. London*, 141, 1984, p. 105-120.

Centre de Recherches pétrographiques et géochimiques,  
B.P. n° 20, 54501 Vandœuvre-les-Nancy Cedex.