

LE PLATEAU DE LAKHSSAS (ANTI-ATLAS OCCIDENTAL, MAROC) : UN GRABEN FINI-PRECAMBRIEN REACTIVE A L'HERCYNIEN.

The Lakhssas Area (Western Anti-Atlas, Morocco): Late Proterozoic graben inverted during the Variscan orogeny.

par Abderrahmane SOULAIMANI(*) et Mohamed BOUABDELLI(*)

Résumé. — A la marge nord-occidentale du craton ouest-africain, l'Anti-Atlas montre une évolution post-panafricaine marquée par une remobilisation importante de fractures du socle. A son extrémité ouest, le plateau de Lakhssas, occupé par une couverture néoprotérozoïque supérieur puis cambrienne inférieure, comprise entre les deux massifs précambriens de Kerdous et d'Ifni, est pris comme exemple pour tester ces diverses interactions.

A la base de la couverture, les faciès volcano-détritiques du Groupe de Ouarzazate "PIII" correspondent à des dépôts de pente au pied de failles d'effondrement dont l'activité persiste jusqu'au Cambrien basal, comme en témoigne la persistance d'instabilités sédimentaires, tectoniques et d'une importante activité volcanique. Au terme de cette phase extensive, le Plateau de Lakhssas forme un large héli-graben sub-méridien, à flanc est effondré, bordé par les massifs soulevés de Kerdous et d'Ifni.

Cette architecture est remobilisée lors du raccourcissement hercynien subéquatorial, et la couverture, modérément plissée, est affectée au centre du Plateau par des couloirs de cisaillements à schistosité de flux plan axial de plis isoclinaux, déformation, qui disparaît brutalement en s'éloignant de ces zones et qui traduit la réactivation de fractures profondes selon des mouvements à composante verticale dominante.

La structure actuelle, en horsts et grabens, observée dans le Plateau de Lakhssas s'est donc déjà amorcée lors du rifting fini-précambrien, contemporaine de la dislocation de la marge nord-ouest gondwanienne. La remobilisation de ce dispositif lors de la collision Gondwana-Laurentia au Carbonifère terminal s'opère par une inversion tectonique selon des rejets relativement faibles.

Abstract. — *The Anti-Atlas post-Pan-African evolution is marked by an important remobilisation of basement fractures. To its west, the Lakhssas Plateau occupied by a late Proterozoic-Cambrian cover understood between the Kerdous and Ifni inliers, is taken as an example to test these various reactivations.*

At the base of the cover, the volcanoclastic "PIII" series correspond to slope deposits to the foot of slip faults whose activity persists until the upper part of Lower Cambrian, as testifies the persistence of sedimentary and tectonic instabilities.

During the subequatorial Hercynian shortening, the basement fractures are reactivated and the cover moderately folded and affected to the centre of the area by shear-zones with NS axial plan foliation of isoclinal folds. This strong deformation disappears brutally towards the two lateral inliers. It reflects the deep fracture reactivation with dominant vertical motion.

The actual horsts and grabens structure of the Lakhssas Plateau is hence first initiated at the late Precambrian rifting time, contemporary of the dislocation of the northwest margin of the Gondwana. The remobilisation of this architecture at late Carboniferous during the time the Gondwana-Laurentia collision operates by a tectonic inversion, globally with a lower playback motions.

I. — INTRODUCTION.

Situé sur la bordure nord-ouest du craton ouest-africain, l'Anti-Atlas est formé d'une couverture attribuée au Néoprotérozoïque terminal et au Paléozoïque, qui repose en discordance majeure sur un substratum précambrien. Actuellement, le socle affleure à la faveur de "boutonniers" qui correspondent à l'érosion des axes culminants des grands plis hercyniens (Bas Drâa, Ifni, Kerdous, Irherm, etc.), rehaussées de façon rigide lors de la phase atlasique-alpine.

La couverture de l'Anti-Atlas occidental est caractérisée par la transition continue entre des faciès volcano-détritiques ("PII³" ou "Groupe de Saghro-Anezi" puis "PIII" ou "Groupe de Ouarzazate-Tanalt"), attribués au Néoprotérozoïque supérieur et les séries de la plate-forme cambrienne, qui enregistrent un maximum de dépôts dépassant 3000m, lié à une subsidence générale de la partie nord-occidentale de l'Anti-Atlas (Choubert, 1963; Benziane *et al.*, 1983; Piqué *et al.*, 1995).

Le contexte géodynamique de cette sédimentation est associé à des remobilisations de fractures profondes,

(*) Université Cadi Ayyad, Faculté des Sciences Semlalia, Laboratoire de Géologie Structurale, BP. 2390, Marrakech, Maroc.

communément mises à l'actif des derniers épisodes panafricains (Lancelot et Leblanc, 1980 ; Hassenforder, 1987). Les conglomérats "PIII" constituent alors des molasses orogéniques, et le magmatisme associé est encore lié à la collision panafricaine. Plus récemment, et sur la base de nouvelles données tectono-sédimentaires et magmatiques (Piqué *et al.*, 1999 ; Soulaïmani *et al.*, 2001), ces mêmes dépôts ont plutôt été associés à un régime en extension crustale post-panafricaine, contemporain de celui qui affecte l'ensemble de la marge nord-ouest du Paléo-Gondwana au Protérozoïque terminal (Soulaïmani *et al.*, 2003 ; Piqué, 2003).

Par la suite et durant tout le Paléozoïque, l'Anti-Atlas constitue une large plate-forme, avec une épaisseur de plus de 10 km de sédiments, dont la stabilité ne s'interrompt que par de faibles et d'intermittents mouvements épirogéniques. Les mouvements hercyniens, probablement actifs jusqu'à la fin du Carbonifère, constituent l'ultime manifestation tectonique qui a véritablement structuré l'Anti-Atlas. Elle se matérialise principalement par des plis modérés NE-SW à N-S (Choubert, 1963 ; Hassenforder, 1987 ; Soulaïmani, 1998) dont l'intensité diminue progressivement vers le SE avant de disparaître totalement dans les séries carbonifères de la plate-forme saharienne (Soulaïmani *et al.*, 1997). L'âge précis de cette déformation reste encore mal connu. On admet généralement un âge tardi-carbonifère (Bonhomme et Hassenforder, 1985), contemporain de celui observé dans la Méséta occidentale au nord du Maroc (Michard, 1976 ; Huvelin, 1977 ; Huon *et al.*, 1987) et plus au sud dans les Mauritanides (Sougy, 1969 ; Villeneuve *et al.*, 1993).

La dynamique hercynienne dans l'Anti-Atlas est aussi associée aux réactivations de fractures du socle (Hassenforder, 1987 ; Leblanc, 1972 ; Donzeau, 1974 ; Jeanette et Piqué, 1981 ; Soulaïmani *et al.*, 1997 ; Soulaïmani, 1998 ; Burkhard *et al.*, 2001 ; Caritg *et al.*, 2003). Les mécanismes de ces interactions restent cependant encore insuffisamment élucidés.

Dans cette note, nous nous proposons d'étudier le Plateau de Lakhssas, formé d'une couverture comprise entre les deux massifs de socle précambrien du Kerdous et d'Ifni. Cette zone, relativement facile d'accès et cartographier de façon précise (cartes géologiques au 1/100 000 de Tiznit et Bou Izakarne), a été examinée dans le cadre d'une monographie régionale (Soulaïmani, 1998). Elle se prête particulièrement à l'étude de l'interférence entre le socle et la couverture, tant au cours de la sédimentation fini-précambrienne et cambrienne que durant la déformation hercynienne.

II. — CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE.

Sur une longueur méridienne de 47 km et une largeur d'environ 30 km entre les boutonnières de Kerdous à l'est et d'Ifni à l'ouest, le Plateau de Lakhssas s'élève à une altitude moyenne de 1000 m, séparant ainsi les plaines de Tiznit au nord, prolongement sud de la plaine du Souss, de celle de Bou-Izakarn au sud (fig. 1).

Ce domaine montre une couverture volcano-détritique puis sédimentaire reposant en discordance majeure sur un socle cristallin (fig. 2). Celui-ci est formé d'un substratum

gneissique et granitique, daté du Paléoprotérozoïque (Choubert, 1963 ; Charlot, 1978), surmontés par les séries volcano-sédimentaires "PII³" puis de "PIII", attribuées au Néoprotérozoïque supérieur (Choubert, 1963 ; Hassenforder, 1987).

Le passage vers les formations de l'Adoudounien (Choubert, 1953), termes les plus inférieurs du Cambrien, est souligné par de faibles discordances de ravinement. On y distingue de bas en haut, les siltites vertes et de grès péliques la "Série de base", puis les dolomies et marnes de la "série des Calcaires inférieurs" et enfin les calcaires dolomitiques à niveaux de dolomies sableuses rougeâtres de la "Série Lie-de-vin" qui forme le cœur des anticlinaux au centre du plateau. Au-dessus, reposent la série des "Calcaires supérieurs" puis la "Série schisto-calcaire" à Archéocyathidés et Trilobites, datée du Cambrien inférieur (Boudda et Choubert, 1972 ; Sdzuy et Geyer, 1988). Le Paléozoïque se poursuit par les "Schistes et Grès terminaux" puis par les formations schisteuses du Cambrien moyen qui forment le cœur des synclinaux et les "Feijas" occidentales (synclinal de Tiznit et de Bou-Izakarn). Les Grès quartzeux de Tabanit du Cambrien moyen et les formations quartzitiques ordoviciennes forment les principales crêtes du Jbel Tachila-Ouarzemimen au nord et ceux du Jbel Bani occidental plissé au sud.

III. — EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE.

1) Nature des séries du Néoprotérozoïque supérieur et du Cambrien inférieur.

A la base de la couverture, la série volcano-détritique "PIII" montre des puissances très variables. Dépassant 500m d'épaisseur à l'est, elle n'est représentée à l'ouest, le long de la bordure orientale du massif d'Ifni, que par de minces coulées volcaniques. A l'est, l'essentiel de la série est un conglomérat à galets mal calibrés. Ce mauvais tri est souligné par la présence de galets anguleux de taille très variable (blocs d'au moins 1m³ coexistant avec des galets de quelques cm³). Les galets sont ici exclusivement granitiques, de même nature que le substratum paléoprotérozoïque affleurant plus à l'est. Le conglomérat "PIII" passe progressivement vers le haut aux séries détritiques plus fines de la "Série de base" qui est, ici, épaisse de plus de 300m avec ses trois termes bien différenciés, alors qu'elle est réduite à l'ouest à moins de 30m de niveaux détritiques. De même, les "Calcaires inférieurs", épais de 1000 m à l'est du plateau, sont réduits à 750m à l'ouest. Cette subsidence relativement importante sur le flanc est du Plateau de Lakhssas semble s'amortir lors du dépôt de la "Série Lie-de-vin" qui est épaisse de 500 à 600m sur les deux flancs, avec cependant des faciès à dominants microconglomératiques au centre du plateau (Jbel Inter).

2) Champ de déformation contemporain à la sédimentation.

L'analyse du contexte structural associé à la sédimentation des différentes séries fini-précambriennes et cambriennes montre un contrôle manifeste exercé par une importante activité tectonique, commencée durant les dépôts de la "Série PIII". Celle-ci est, en effet, caractérisée à la fois par une grande et brutale variation d'épaisseur et par des

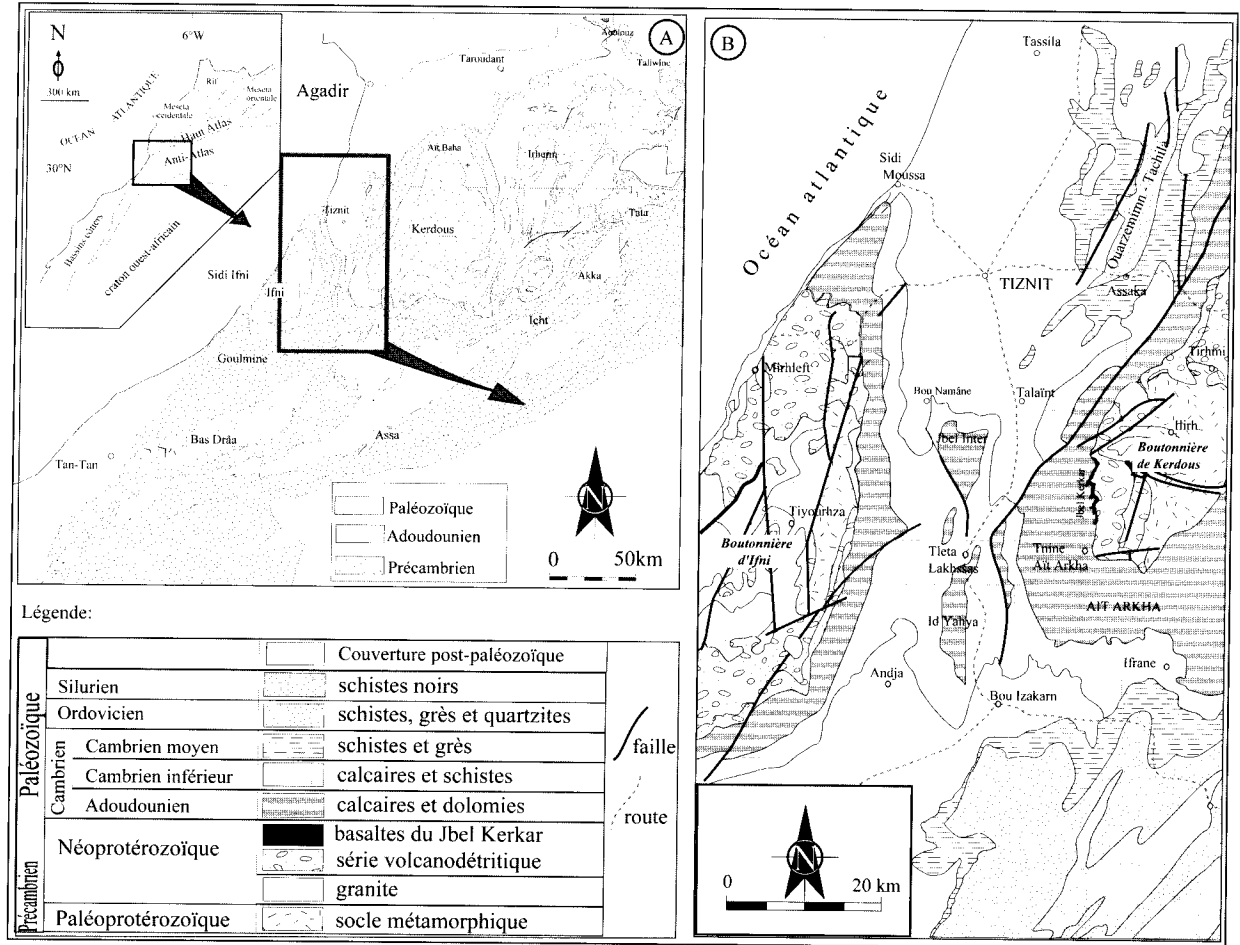


Fig. 1. — A) Situation du domaine du Plateau de Lakhssas dans le cadre de l'Anti-Atlas occidental. B) carte géologique simplifiée du Plateau de Lakhssas (extrait des cartes géologiques au 1/100 000 de Tiznit et de Bou Izakarn).

Fig. 1. — Geological sketch map of the Lakhssas Plateau area.

galets granitiques peu émoussés et très mal classés. Ils correspondent à des dépôts de pente au pied de reliefs vigoureux nouvellement créés, et dus à l'activité de failles normales. Ainsi à petite échelle, les niveaux volcanodétritiques se déposent localement dans des systèmes de grabens et d'hémigrabens dont les failles bordières sont scellées par les dépôts cambriens, qui renferment eux-mêmes de nombreuses structures synsédimentaires et tectoniques. On peut énumérer des plis et des figures de glissements synsédimentaires, le développement de plusieurs niveaux de brèches synsédimentaires à éléments anguleux centimétriques, les nombreuses discordances intraformationnelles locales associées à des failles normales centimétriques à métriques également synsédimentaires.

Outre les structures extensives observées dans la couverture, le socle précambrien est lui aussi affecté par des ouvertures de dimensions très variables (fentes centimétriques à filons kilométriques), remplies le plus souvent de filons de natures diverses (dolérite, quartz, carbonate, etc.) et associées à des minéralisations localement exploitables.

Régionalement, le résultat de cette extension est l'épaississement des séries tout au long de la bordure ouest de la boutonnière de Kerdous, dont l'affaissement est contrôlé par de grandes failles d'effondrement synsédimentaires. Ces dernières délimitent ainsi un large hémigraben subméridien dissymétrique, à flanc est effondré, qui longe le plateau de Lakhssas (fig. 3). Le long de sa partie médiane, sous le Jbel Inter, s'individualiserait un bloc de socle sous forme de horst qui contrôlerait la sédimentation à cette époque, au moins jusqu'au dépôt de la "Série Lie-de-vin" comme le montre ses faciès particulièrement détritiques à cet endroit (B, fig.4).

IV. — ANALYSE DE LA DEFORMATION HERCYNIENNE.

Cartographiquement, le plateau de Lakhssas est en position structurale synclinale, avec ses terrains de la partie sommitale du Cambrien inférieur affleurant entre les culminations de socle des boutonnières d'Ifni et de Kerdous.

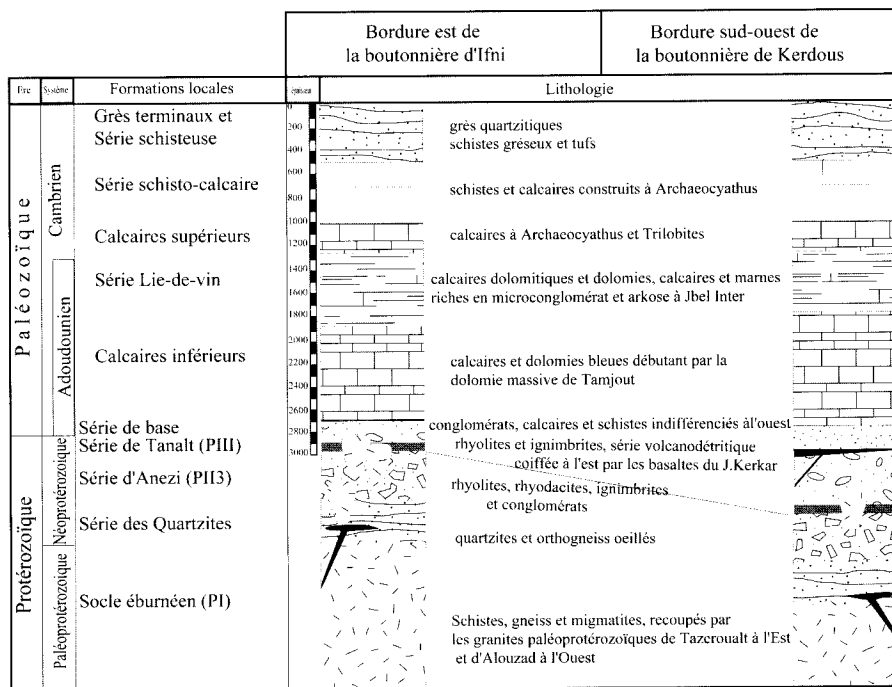


Fig. 2. — Colonne stratigraphique des formations précambriennes et paléozoïques inférieures du domaine du Plateau de Lakhssas.

Fig. 2. — Lithostratigraphic column of the Lakhssas Plateau area.

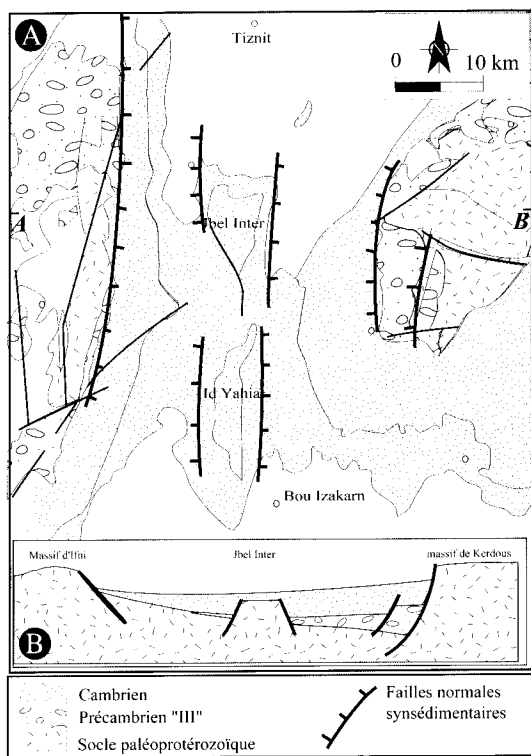


Fig. 3. — A) Carte interprétative du champ de déformation extensif dans le Plateau de Lakhssas au Néoprotérozoïque supérieur-Paléozoïque inférieur. B) coupe interprétative.

Fig. 3. — Simplified map of the late Precambrian continental extension in the Lakhssas Plateau area

Dans le détail cependant, ce synclinorium est affecté par un repli anticlinal centré sur le Jbel Inter et la Zone d'Id Yahia, encadré à l'ouest et à l'est par des zones synclinales (B, fig. 1).

Cette vaste structure synclinoriale montre une déformation très hétérogène qui s'intensifie globalement au centre du plateau le long de failles subverticales, et plus particulièrement celles qui bordent latéralement le Jbel Inter. De part et d'autre de ces zones de cisaillement, l'intensité de déformation s'atténue rapidement, aussi bien vers le centre de la structure anticlinale du Jbel Inter, que latéralement, à l'approche des boutonnières (B, fig. 4). Notons que la déformation associée vers le sud à la structure anticlinale d'Id Yahia est nettement de plus faible intensité.

Le litage sédimentaire montre dans la partie médiane du Plateau des directions subméridiennes à pendages très variables, en relation avec le développement de failles et de structures plissées. En revanche, à l'est comme à l'ouest, les séries sédimentaires ne sont que faiblement basculées (5° à 35°) vers le centre du Plateau et s'adaptent à la forme des boutonnières de Kerdous et d'Ifni (A et B, fig. 4).

Les plis ont des longueurs d'onde allant de quelques kilomètres, comme les principaux synclinaux (Talaïnt, Bounaamane, Andja, et Bou Izakarn) et anticlinaux (Jbel Inter et Id Yahia), à quelques centimètres (A et B, fig. 4). Ils sont de direction N-S avec des plans axiaux subverticaux et des axes faiblement plongeants vers le nord ou vers le sud. Ce sont des plis isopaques de type 1b de Ramsay (1967), parfois associés à une schistosité fruste, qui évoluent dans les couloirs de cisaillement en plis isoclinaux à charnière fortement épaissie de type 2 de Ramsay (1967).

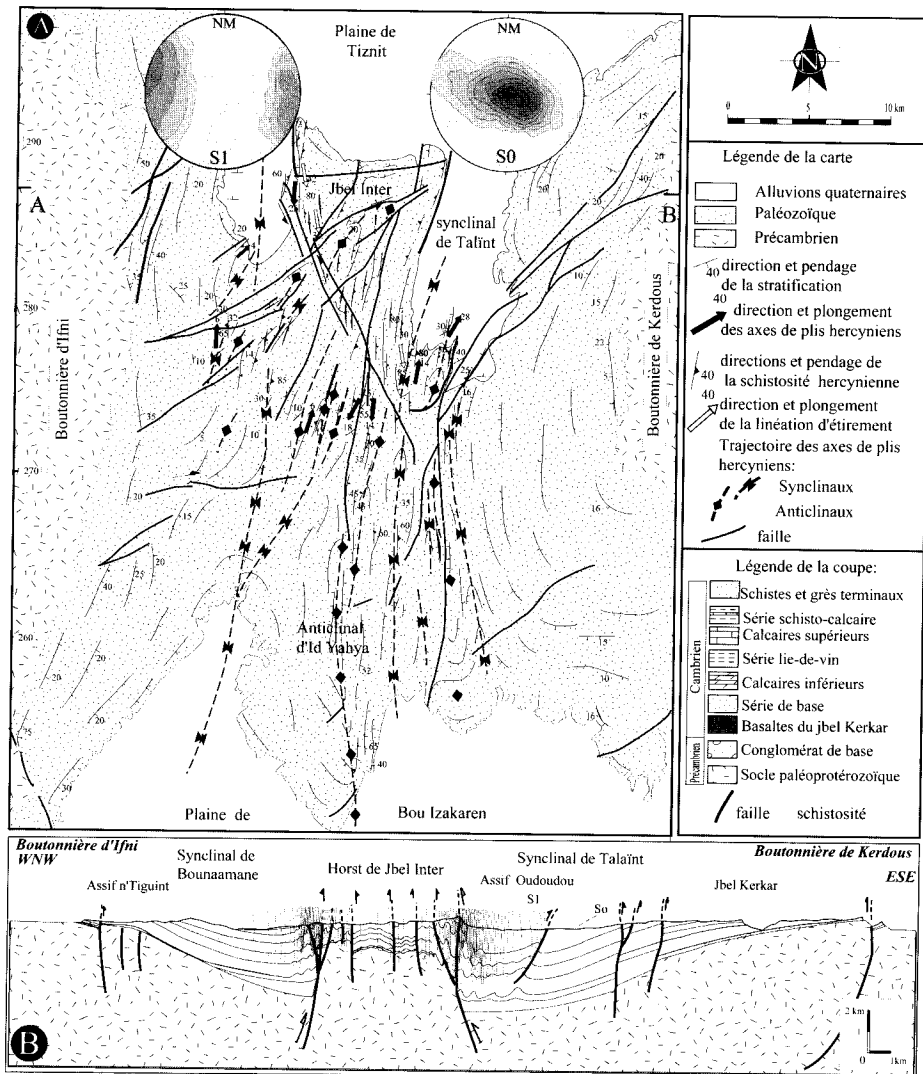


Fig. 4. — A) Carte de répartition des plans de stratification, des axes de plis et des plans de schistosité hercynienne dans le domaine du Plateau de Lakhssas (en haut, stéréogramme des plans de stratification (S0) et de schistosité (S1), (hémisphère inférieur). B) Coupe géologique interprétative (AB sur la carte)

Fig. 4. — A) Geological and hercynian structural sketch of the Plateau de Lakhssas area; B) geological cross-section.

La schistosité est verticale ou à fort pendage soit vers l'est soit vers l'ouest, globalement de direction sub-méridienne, mais peut subir de faibles virgations senestres notamment le long de la grande faille N-S à N160 qui borde le Jbel Inter à l'ouest et au sud, et conjuguées dextres le long de failles N10-20 (A, fig.4).

Dans les plans de schistosité (λ_1 , λ_2), la linéation d'étirement (λ_1) est peu marquée. Dans certains cas favorables, en particulier à l'est du Jbel Inter, λ_1 , soulignée par certains étirements de minéraux ainsi que par les queues de cristallisation développées autour des pyrites, apparaît dans la ligne de plus grande pente de la schistosité (A, fig. 4). Les bandes de cisaillement chevauchantes associées à la schistosité attestent aussi du fluage vertical dominant au sein des formations carbonatées. Plus à l'ouest, le long de la zone faillée N160 qui borde le Jbel Inter à l'ouest, le plongement de λ_1 diminue en allant vers le nord (70° à 40°). Cette zone est associée à des bandes de cisaillement à composante

décrochante senestre. Entre ces deux grands couloirs de déformation, la "Série Lie-de-vin" située au cœur de l'anticlinal du Jbel Inter n'est affectée que par une schistosité de fracture.

Microscopiquement, la schistosité montre aussi des variations importantes d'intensité. Dans les faciès peu déformés, les plans de stratification sont légèrement plissés dans un fond sparitique à microsparitique à quartz détritiques de forme aléatoire. Au fur et à mesure que la déformation s'accroît, on note une parfaite transposition de la stratification dans les plans de schistosité. A ce stade, les grains de quartz détritiques sont étirés par pression-dissolution dans un fond microsparitique également déformé. Cet étirement, plus marqué dans les sections verticales, atteste aussi de la dominance d'un étirement vertical (λ_1).

En dehors de la partie médiane du Plateau, la schistosité est quasi absente. Elle apparaît cependant au sein du

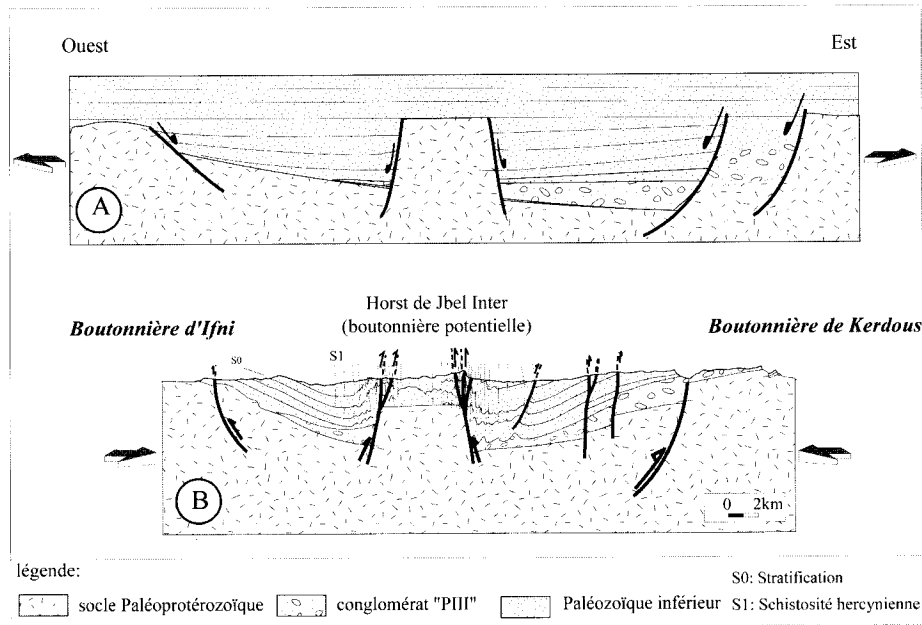


Figure 5

Fig. 5. — Schéma interprétatif des inversions tectoniques des structures fini-précambriennes lors du serrage hercynien dans le Plateau de Lakhssas. A) Lors de l'extension fini-précambrienne ; B) Lors du raccourcissement hercynien.

Fig. 5. — Hercynian tectonic inversion in the Lakhssas Plateau area.

conglomérat "PIII" au SW du massif de Kerdous, où elle est de direction N-S à N20 et moule les galets granitiques réorientés et faiblement tronçonnés par des fentes verticales remplies de fibres siliceuses soulignant, ici, un étirement subhorizontal.

Enfin, la cinématique établie le long des couloirs de cisaillement qui bordent latéralement le Jbel Inter montre des déplacements syn-schisteux chevauchants des synclinaux latéraux sur la structure anticlinale du Jbel Inter (B, fig. 4).

V. — INTERPRÉTATIONS ET CONCLUSIONS:

Les observations stratigraphiques et tectoniques, réalisées dans le Plateau de Lakhssas, montrent que ce domaine a initialement été affecté, durant une longue période, par une tectonique extensive. Les faciès conglomératiques "PIII", caractérisés par des grandes et brutales variations de puissance et par un mauvais tri des éléments anguleux, présentent les caractéristiques d'éboulis de pente accumulés au pied de reliefs vigoureux dus à des failles d'effondrement nouvellement créées qui découpent le substratum précambrien. Ce régime extensif, déjà actif durant le dépôt de la "Série PIII", se maintient encore lors de l'installation de la plate-forme carbonatée cambrienne et ne semble s'estomper qu'après le dépôt de la "Série Lie-de-vin".

Durant toute cette période, la sédimentation est contrôlée par le jeu de failles normales sub-méridiennes, dont les principales sont globalement situées aux limites actuelles des boutonnières. La cinématique de ce régime extensif, déterminée par la géométrie des structures distensives (failles,

plis sédimentaires, filons ouverts, etc.), montre une extension générale pure de direction subéquatoriale. Le champ de déformation ainsi établi dans le plateau de Lakhssas est celui d'un hémigraben subméridien à flanc est effondré, au milieu duquel s'individualiserait un horst sous le Jbel Inter qui contrôlerait la sédimentation, au moins jusqu'au dépôt de la Série Lie-de-vin.

D'autre part, la fusion partielle du manteau qui accompagne cette extension crustale se traduit par la mise en place de magmas extrusifs, représentés dans ce secteur par les basaltes du Jbel Kerkar, qui ont une affinité géochimique tholéiitique, et se sont mis en place, dans un contexte intra-continental et anorogénique (Soulaïmani *et al.*, 2004).

C'est cette même architecture du Bâti socle/couverture, issue de cette phase de distensive fini-précambrienne, qui est sollicitée au cours du cycle hercynien. Son raccourcissement sub-équatorial est accompagné, au sein de la couverture, par le développement de l'anticlinal du Jbel Inter/Id Yayia, au centre, bordé par deux vastes structures synclinales. Ce plissement régional est localement affecté au centre du plateau par des couloirs à déformation ductile, où une schistosité de flux subméridienne est de plan axial de plis droits et isoclinaux. L'intense déformation observée dans ces zones de cisaillement, notamment celles qui délimitent latéralement l'anticlinal du Jbel Inter, disparaît sitôt qu'on s'éloigne de ces zones.

Les trajectoires cartographiques de la schistosité, relativement rectilignes ou à faibles virgations, globalement symétriques et sans décalages transcurrents significatifs, et la prédominance des étirements verticaux sont autant de critères cinématiques qui attestent que la déformation enregistrée dans les couloirs de cisaillement du plateau de Lakhssas s'effectue

selon un fluage vertical dominant. Ces zones ductiles dans la couverture traduisent la réactivation en failles inverses des fractures sous-jacentes. Ces réactivations restent cependant à faibles rejets, ou en tout cas, insuffisants pour anéantir totalement la topographie positive initiale du bloc de socle sous le Jbel Inter. De ce fait, ce domaine anticlinal présente toujours un substratum en forme de horst qui constitue actuellement une boutonnière potentielle, encore recouverte par les niveaux inférieurs de la "Série Lie-de-vin".

En définitif, la structuration actuelle de ce domaine occidental de l'Anti-Atlas en blocs de socle découpés, où les boutonnières correspondent aux blocs soulevés, représente donc un découpage déjà amorcé lors de l'extension continentale fini-Précambrienne. Le taux de réactivation lors

du raccourcissement hercynien étant insuffisant pour compenser totalement le rejet extensif initial. Il est encore trop tôt pour généraliser ce modèle structural à l'échelle de tout l'Anti-Atlas, bien que les premiers résultats des travaux en cours concordent pour montrer que les principales boutonnières actuelles constituaient déjà des blocs soulevés au terme du rifting fini-précambrien.

Le Plateau de Lakhssas fait ainsi partie de ces domaines méridionaux du Maroc qui constituent les premiers blocs de socle disloqués de la marge nord-ouest gondwanienne lors du rifting avalonien au Protérozoïque terminal. Ces mêmes blocs sont les derniers à être remobilisés à proximité du craton ouest africain stable lors de la collision Gondwana-Laurentia au Carbonifère terminal.

BIBLIOGRAPHIE

- BENZIANE F., PROST E. A. et YAZIDI A. (1983). — Le passage du Précambrien au Cambrien précoce volcanique et sédimentaire de l'Anti-Atlas oriental; comparaison avec l'Anti-Atlas occidental. *Bulletin Société Géologique France* 4, pp. 549-556.
- BONHOMME M. et HASSENFORDER B. (1985). — Le métamorphisme hercynien dans les formations tardi et post-panafricaines de l'Anti-Atlas occidental (Maroc). Données isotopiques Rb/Sr et K/Ar des fractions fines. *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, 38, pp. 175-183.
- BOUDDA A. et CHOUBERT G. (1972). — Sur la limite inférieure du Cambrien au Maroc. *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, 275, pp. 5-8.
- BURKHARD M., CARITG S. et HELG H. (2001). — Forced, disharmonic multilayer buckle folding in the late Variscan Anti-Atlas of Morocco. *AAPG Bulletin. AAPG Annual Meeting*, Denver, Colorado, 85 (13), pp. 3-6.
- CARITG S., BURKHARD M., DUCOMMUN R., HELG U., KOPPO L. et SUE C. (2004). — Fold interference patterns in the late Palaeozoic Anti-Atlas belt of Morocco. *Terra Nova*, 16, pp. 27-37.
- Carte géologique de Bou Izakarn au 1/10000, (1992). — *Notes mémoires service. géologique Maroc*, 311.
- Carte géologique de Tiznit au 1/100000 (1991). — *Notes mémoires service. géologique Maroc*, 360.
- CHARLOT R. (1978). — Caractérisation des événements éburnéens et panafricains dans l'Anti-Atlas marocain. Apport de la méthode géochronologique Bb/Sr. Thèse Sci., Université de Rennes, France, 220p.
- CHOUBERT G. (1953). — Essai d'application de la notion de l'Infracambrien aux formations anciennes de l'Anti-Atlas. XIXème C.R. Session, Congrès Géol., Intern. Alger, 1952, Sect. I: Les subdivisions et les corrélations de l'Antécambrien; fasc. 1, pp. 53-72.
- CHOUBERT G. (1963). — Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas. *Notes Mémoires Service. géologique Maroc*, 162, 352p.
- DONZEAU M. (1974). — L'Arc de l'Anti-Atlas - Ougarta (Sahara nord-occidental, Algérie-Maroc). *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, 278, pp. 417-420.
- HASSENFORDER B. (1987). — La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif de Kerdous (Maroc). Thèse Sci., Université L. Pasteur, Strasbourg, France, 249p.
- HUON S., PIQUE A. et CLAUER N. (1987). — Etude de l'orogénèse hercynienne au Maroc par la datation K-Ar de l'évolution métamorphique des schistes ardoisiers. *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, 40, pp. 273-284.
- HUVELIN P. (1977). — Etude géologique et géologiques du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). *Notes et Mémoires Service Géologique Maroc*, 223bis, 308p.
- JEANNETTE D. et PIQUE A. (1981). — Le Maroc hercynien: plateforme disloquée du craton ouest-Africain. *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, 293, pp. 79-82.
- LANCELOT J.R. et LEBLANC M. (1980). — Interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) dans l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. *Canadian Journal Earth. Sciences*, 17, pp. 142-155.
- LEBLANC M. (1972). — Sur le style disharmonique des plis hercyniens de la couverture dans l'Anti-Atlas central (Maroc). *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, 275, 803-806.
- MICHARD A. (1976). — Eléments de géologie marocaine, *Notes et Mémoires Service Géologique Maroc*, 252, 420p.
- PIQUÉ A. (2003) - Evidence for an important extensional event during the Latest Proterozoic and Earliest Paleozoic in Morocco. *C. R. Geosci.* 335, 865-868.
- PIQUE A., BOUABDELLI, M. et DARBOUX J.P. (1995). — Le Rift cambrien du Maroc occidental, *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, 320, 1017-1024.
- PIQUE A., BOUABDELLI M., SOULAIMANI A., YOUNI N. et ILLIANI, M. (1999). — Les conglomérats du PIII (Protérozoïque terminal) de l'Anti-Atlas (Sud du Maroc) : molasses tardi-panafricaines, ou marqueurs d'un rifting fini-protérozoïque. *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, 328, pp. 409-414.
- RAMSAY J.R. (1967). — Folding and fracturing of rocks. 568p. McGraw-Hill, New York.
- SDZUY K. et GEYER G. (1988). — The base of Cambrian in Morocco. In : *Lecture Notes in Earth Sciences : The Atlas system of Morocco*, 15, pp. 91-106.
- SOUGY J. (1969). — Grandes lignes structurales de la chaîne des Mauritanides et de son avant-pays (socle précambrien et sa couverture infracambrienne et paléozoïque), Afrique de l'Ouest, *Bulletin Société Géologique France*, 7, pp.133-149.

- SOULAIMANI A. — (1998). — Interactions Socle/Couverture dans l'Anti-Atlas occidental (Maroc): rifting fini-Protérozoïque et Orogenèse hercynienne, Thèse de Doctorat d'Etat es-sciences 215p, Université, Cadi Ayyad Marrakech, Maroc.
- SOULAIMANI A., LE CORRE C. et FARAZDAQ R. (1997). — Déformation hercynienne et relation socle/couverture dans le domaine du Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc), *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 24, N° 3, pp. 271-284.
- SOULAIMANI A., PIQUE A. et BOUABDELLI M. (2001). — La série du PII³ de l'Anti-Atlas occidental (Sud marocain): un olistostrome à la base de la couverture post-panafricaine (PIII) du Protérozoïque supérieur. *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, 332, pp. 121-127.
- SOULAIMANI A., BOUABDELLI M. et PIQUE A. (2003). — L'extension continentale au Néo-Protérozoïque supérieur-Cambrien inférieur dans l'Anti-Atlas (Maroc), *Bull. Soc. Géol. France*, t. 174, n°1, pp. 83-92.
- SOULAIMANI A., ESSAIFI A, YOUNI N. et HAFID A. (2004). — Les marqueurs structuraux et magmatiques de l'extension crustale au Protérozoïque terminal-Cambrien basal autour du Massif de Kerdous (Anti-Atlas occidental, Maroc). *C. R. Geosci.* 336, Issue 16, pp. 1433-1441.
- VILLENEUVE M., ROCHET J. et FAYE M. (1993). — Héritages structuraux panafricain et hercynien sur la marge africaine de l'océan Atlantique, entre la Mauritanie et le Libéria. *Bull. Soc. géol. France*, t. 164, n°6, pp. 851-860.