

LA TECTONIQUE PANAFRICAINNE DU SECTEUR D'IGHERM : IMPLICATION DES DÔMES EXTENSIFS TARDI A POST-OROGENIQUES (ANTI-ATLAS OCCIDENTAL, MAROC)

M. Oudra*, E. H. Beraaouz*, M. Ikenne*, D. Gasquet**, A. Soulaïmani***

RESUME

L'évolution tectonique tardi-orogénique panafricaine du secteur d'Igherm (Anti-Atlas occidental, Maroc) se caractérise par l'exhumation des parties profondes paléoprotérozoïques à l'image des dômes extensifs. Elle est contrôlée par un détachement principal ductile de faible pendage et des détachements de fort pendage de type extensionnel qui succèdent à un raccourcissement régional de direction NW-SE. Le détachement principal subhorizontal, est souligné par des mylonites de faible degré métamorphique. Il sépare deux unités : l'unité inférieure (complexe métamorphique du Paléoprotérozoïque) à comportement ductile et l'unité supérieure (Quartzites néoprotérozoïques du Supergroupe de l'Anti-Atlas) à comportement fragile. Cette évolution coïncide avec la mise en place des bassins « *supradétachement* » du Supergroupe de Ouarzazate durant l'extension qui aurait débuté après le raccourcissement panafricain datés vers 650 Ma. L'évènement extensionnel peut être généralisé à tout l'Anti-Atlas occidental.

Mots-clés : *Panafricain, détachements, dômes métamorphiques extensifs, Anti-Atlas (Maroc).*

RESUMEN

La evolución tectónica tardi-orogénica panafricana del sector de Igherm (Anti-Atlas occidental, Marruecos) se caracteriza por la exhumación de las partes profundas proterozoicas como domos extensivos. Está controlada por un despegue principal dúctil con poco buzamiento y despegues con alto buzamiento de tipo extensional que se superponen a un acortamiento regional de dirección NO-SE. El despegue principal subhorizontal viene marcado por milonitas con metamorfismo de grado bajo. Este accidente separa dos unidades : la unidad inferior (complejo metamórfico del Paleoproterozoico) de comportamiento dúctil y la unidad superior (cuarcitas del neoproterozoico del Superggrupo del Anti-Atlas) de comportamiento frágil. Esta evolución coincide con el origen de las cuencas de «supra-detachment» del Superggrupo de Ouarzazate durante la extensión que se habría producido después del acortamiento panafricano (hacia 650 Ma). Este evento extensional está generalizado en todo el Anti-Atlas occidental.

Palabras clave: *panafricano, despegues, cúpulas metamórficas extensivas, Anti-Atlas (Marruecos).*

Introduction

L'Anti-Atlas constitue un segment de la chaîne panafricaine où les terrains précambriens affleurent dans des boutonnières disposées suivant une direction globale NE-SW, (fig. 1), résultat de l'érosion combinée à des effets d'évènements tectoniques multiples : compressifs, extensionnels et transcurrents. Le caractère polycyclique (Eburnéen, Pana-

fricain) de l'Anti-Atlas est démontré, (Hassenforder, 1987 ; Dallmeyer *et al.*, 1991 ; Villeneuve et Cornée, 1994 ; Thomas *et al.*, 2002 ; Walsh *et al.*, 2002 ; Gasquet *et al.*, 2004). L'évolution de la chaîne panafricaine anti-atlasique est considérée comme une succession d'extension-collision-extension à l'image des orogènes modernes (Cheilletz *et al.*, 2004). Le raccourcissement panafricain dans l'Anti-Atlas (Gasquet *et al.*, 2005 ; Inglis *et al.*, 2005) est

* Université Ibn Zohr, Faculté des Sciences, Département de Géologie, B.P.8106, Agadir, Maroc.

** Laboratoire EDYTEM, Univ. de Savoie, CISM, 73376 Le Bourget du Lac Cedex, France.

*** Université Cadi Ayyad, Faculté des Sciences Semlalia, Département de Géologie, Marrakech, Maroc.

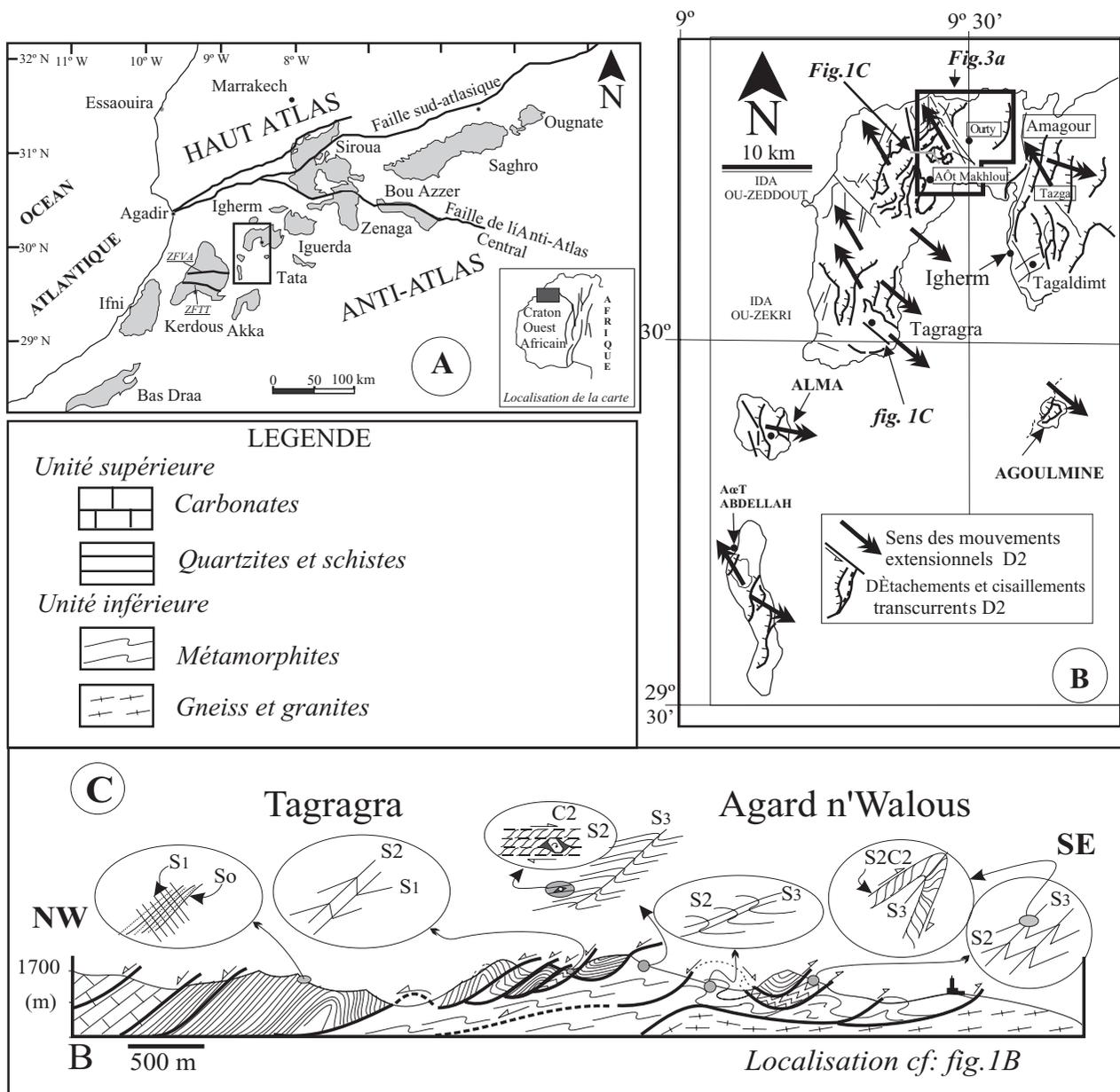


Fig. 1.—Localisation de la zone étudiée dans la chaîne antiatlasique : (A), Boutonniers précambriennes de l'Anti-Atlas (Maroc), siège des dômes extensifs. Z.F.V.A : zone de la faille de la vallée des Ameln et Z.F.T.T : zone de la faille de Tighmi-Tifermit (explication dans le texte). (B), Localisation de la région étudiée dans l'Anti-Atlas occidental et schéma simplifié des glissement D2 tardi-panafricain, (modifier de Choubert et Faure Muret, 1983a). Noter les vergences NW et SE de l'extension D2 vers l'extérieur des dômes. (C), Coupe synthétique simplifiée des structures D2, la schistosité « S3 » représente un stade évolué vers l'écaillage de bordure et n'as pas de signification de phase compressive postérieure à S2 puisque elle est compatible avec les failles normales (FN) indiquées sur la photo (fig. 3G).

responsable d'un surrapprochement crustal du sous-bassement aussi bien dans l'Anti-atlas central et oriental que dans l'Anti-Atlas occidental (Leblanc, 1975 ; Leblanc et Lancelot, 1980 ; Saquaue *et al.*, 1989 ; Hefferan *et al.*, 1992 ; 2000 ; Thomas *et al.*, 2002 ; Hassenforder, 1987 ; Oudra, 1988). Une déformation transtensive ou extensive lui succède,

elle a été décrite dans les formations du Néoprotérozoïque supérieur de la boutonnière d'Igherm dans les formations du « PII-III » (Oudra *et al.*, 2001) et dans celle du « PIII » (Piqué *et al.*, 1999 ; Doblans *et al.*, 2002 ; Soulaïmani *et al.*, 2004). Les formations du sommet du « PII-III » et celles de la base du « PIII » ont été source de confusion sur les docu-

ments cartographiques existants (Walsh *et al.*, 2002 ; Yazidi *et al.*, 2002). En l'absence de données radiométriques, il s'avère très difficile de proposer un âge exact pour cet événement distensif en se basant sur la lithologie des formations.

L'importance des structures extensionnelles, leur signification, ainsi que leurs relations avec les raccourcissements tectoniques dans les domaines polyphasés, ont été très documentées durant ces vingt dernières années (Wernicke, 1981 ; Malavieille *et al.*, 1990 ; Echlter et Malavieille, 1990 ; Faure et Pons, 1991 ; Van den Driessche et Brun, 1992 ; Pitra *et al.*, 1994 ; Chauvet et Séranne, 1994 ; Escuder *et al.*, 1994 ; Aerden *et al.*, 1994 ; Burg *et al.*, 1994 ; Harris *et al.*, 2001, 2002 ; Harris et Koyi, 2003 ; Harris, 2002, 2003). Ces études soulignent l'importance des dômes métamorphiques dans les extensions tardi-rogéniques.

Sur la base de nouvelles données lithostratigraphiques et structurales de la région d'Igherm, cette étude propose de montrer l'importance des événements extensionnels tardi-orogéniques et d'éclaircir le rôle des dômes métamorphiques extensifs dans le dispositif structural de la partie occidentale de la chaîne panafricaine de l'Anti-Atlas.

Lithostratigraphie du Protérozoïque de la boutonnière d'Igherm

La boutonnière d'Igherm (fig. 1) est constituée d'un socle paléoprotérozoïque et d'une couverture néoprotérozoïque subdivisée, conformément au découpage lithostratigraphique adopté dans l'Anti-Atlas en deux Supergroupes (Thomas *et al.*, 2004) : le Supergroupe de l'Anti-Atlas et le Supergroupe de Ouarzazate (fig. 2).

Le Paléoprotérozoïque

Représenté par le complexe d'Aït Makhoul (CAM), le Paléoprotérozoïque d'Igherm est formé de granites, de séries métasédimentaires grésopélitiques, ou métamorphites localement rythmiques et de schistes injectés « *migmatites* ». Les granites, datés à 2050 ± 6 Ma (âge U-Pb sur zircon ; Aït Malek *et al.*, 1998) ont subi une déformation mylonitique durant les événements panafricains. Les mylonites, dont les assemblages minéraux indiquent les conditions du faciès schistes verts, se développent dans la partie sommitale de la boutonnière et sont souvent localisées dans les contacts Néoprotérozoïques / Paléoprotérozoïques (Oudra, 1988 ; Oudra *et al.*, 2001). Bien que rétro-morphosés dans le faciès des schistes verts au cours des événements

panafricains, le CAM conserve au cœur de la boutonnière des reliques d'une paragenèse éburnéenne hautement métamorphique (Biotite \pm Sillimanite \pm Grenat) reconnue dans les autres boutonnières de l'Anti-Atlas central et occidental : Kerdous, Ifni, Bas-Drâa, Tata, Iguerda, Zenaga, et Bou Azzer (Hassenforder, 1987 ; Ikenne *et al.*, 1997 ; Walsh *et al.*, 2002).

Le Néoprotérozoïque

Le Néoprotérozoïque de la boutonnière d'Igherm est représenté par deux termes : le Supergroupe de l'Anti-Atlas (SGAA) et le Supergroupe de Ouarzazate (SGO), (Thomas *et al.*, 2004).

Le Supergroupe de l'Anti-Atlas comporte les formations d'âge cryogénien et de la base de l'Ediacarien reposant en discordance majeure sur celles du Paléoprotérozoïque. Dans la boutonnière d'Igherm, le SGAA est représenté par la série d'Ourty, (Choubert et Faure Muret 1973a) elle fait partie du Groupe de Lkest (Gasquet *et al.*, 2004). Dans l'Anti-Atlas central et oriental les formations de même âge sont rattachées aux Groupes de Bleida, Tachdamt et Taghdout (Thomas *et al.*, 2002). Ces formations sont désignées sous le nom de Précambrien II ou « PII » ou encre « PII² » dans les anciennes subdivisions du précambrien de l'Anti-Atlas (Choubert et Faure Muret, 1983a ; Piqué *et al.*, 1999).

La série d'Ourty (fig. 2) est constituée de deux formations schisto-carbonatées séparées par une épaisse formation de quartzites déposées dans une plate-forme continentale auxquelles sont associées des filons et des dykes de roches basiques (Choubert et Faure Muret, 1973a ; 1983a ; 1983b). Dans la formation inférieure, les calcaires et les dolomies évoluent vers des calcaires gréseux lités montrant des rides de courant ou de vagues et des figures de dessiccation. La formation intermédiaire débute par des niveaux conglomératiques à galets arrondis de quartz suivis par des quartzites blanches litées avec intercalations de corps gréseux lenticulaires de taille métrique. La formation du sommet est composée d'alternance de carbonates et de schistes. Les structures sédimentaires observées dans ces formations témoignent d'un milieu de dépôt littoral inter à supratidal (Reineck et Singh, 1980). La conservation de ces critères donne une idée sur l'intensité modérée du raccourcissement panafricain.

De nombreux filons de dolérites et de gabbros localement massifs, recourent le CAM et la série d'Ourty (Oudra, 1988). Différentes affinités géochimiques (tholéitiques, alcalines, transitionnelles et calco-alcalines ; Hafid *et al.*, 1998 ; Elaouli *et al.*,

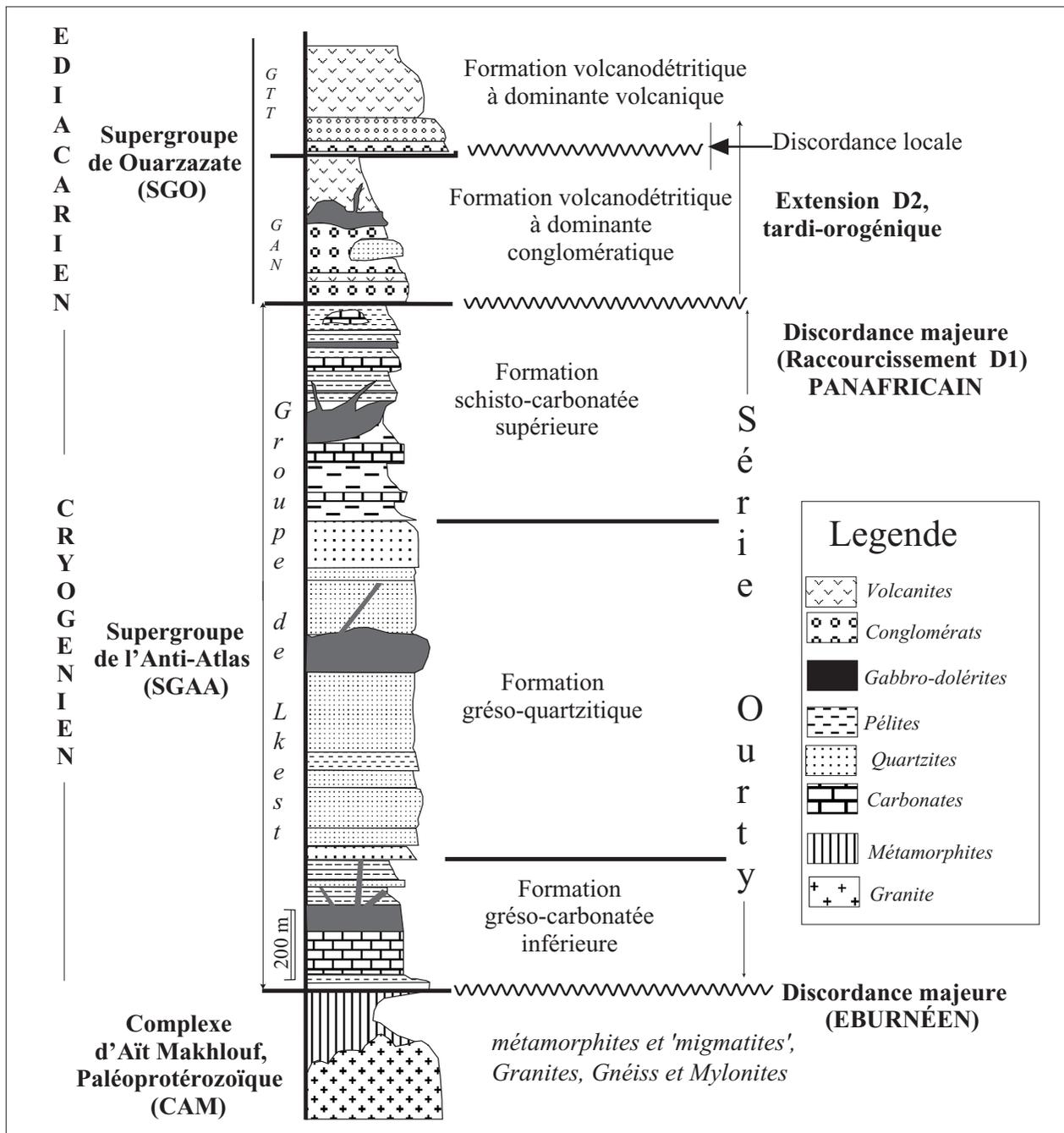


Fig. 2.—Colonne lithostratigraphique simplifiée du protérozoïque de la région d'Igherm (Anti-Atlas occidental). Selon les subdivisions de (Thomas *et al.*, 2003 et Gasquet *et al.*, 2005).

2001, 2004) ont été reconnues dans ces roches, cependant les relations génétiques entre les différentes tendances ne sont pas clarifiées. En absence de datations radiométriques, un doute persiste sur leurs âges de mise en place. D'après nos observations, ces roches, qui développent un métamorphisme

de contact dans les calcaires de la série d'Ourty, ne sont pas toutes affectées par le raccourcissement panafricain. Elles ne peuvent donc pas, comme il a été admis jusqu'à présent être attribuées dans leur totalité aux stades pré-panafricains, et il est donc probable qu'une partie de ce magmatisme basique

soit postérieure aux épisodes compressifs de l'orogénèse panafricaine. Localement les roches basiques se localisent également dans les conglomérats de la base SGO. En outre des filons basiques recoupant le granite de Taourgha daté à 575 ± 4 Ma (âge U/Pb, Aït Malek *et al.*, 1998) ont été signalés dans la boutonnière du Bas Draa (Ikenne *et al.*, 1997), ce qui confirme l'existence d'un magmatisme basique tardi-panafricain. Ces observations rendent impossible sa représentation exacte. En attendant de faire des études plus poussées, il n'est indiqué sur la figure 2 que de façon approximative (cf. discussion).

Le Supergroupe de Ouarzazate regroupe deux entités géologiques d'âge Ediacarien (fig. 2) qui ne sont pas affectées par l'événement tectonométamorphique panafricain compressif : le Groupe d'Igherm (GIG) et le Groupe de Tanalt et Tafraoute (GTT). Ces groupes correspondent respectivement au « PII-III » et au « P III » dans les anciennes subdivisions du précambrien de l'Anti-Atlas (Choubert et Faure Muret, 1983a ; Piqué *et al.*, 1999).

Le Groupe d'Igherm ou (GIG) comporte essentiellement des conglomérats à galets de quartzites de taille décimétrique à métrique. Les galets sont striés sur toutes les faces et évoquent des formations glaciaires (tillites). Cette striation peut cependant être d'origine tectonique surtout pour les faciès de bordure de bassins. Les conglomérats localement déformés montrent des galets à fractures remplies par des dépôts hydrothermaux (oxydes de fer, chlorites, tourmalines). Des schistes et des volcanites (basiques et acides) dans lesquels sont emballés des blocs énormes de quartzites, le plus souvent dans les masses conglomératiques à proximité des grandes failles normales sont également présents.

Le Groupe de Tanalt et de Tafraout ou (GTT) est représenté par des dépôts détritiques souvent grossiers et des roches volcaniques de nature variée : ignimbrites, pyroclastites de nature rhyolitique, dacitique ou andésitique. Ce volcanisme est caractérisé par des faciès sous-aquatiques passant à des faciès aériens de comblement.

Le passage GIG-GTT est progressif et certaines discordances locales (fig. 2) sont le résultat de basculements de blocs sur les bordures des bassins durant l'extension. L'épaisseur importante de ces groupes suggère l'intervention de subsidence et d'affaissement de leur soubassement panafricain, en liaison avec l'extension tardi-panafricaine comme en témoigne l'abondance du volcanisme

Les formations du GIG et du GTT sont souvent séparées à leur base de la série d'Ourty et du CAM par des contacts tectoniques de détachement en liaison avec l'extension tardi-orogénique et la montée des dômes métamorphiques.

Analyse structurale

Dans la boutonnière d'Igherm, les formations du GIG et du GTT sont indemnes de toute déformation pan-africaine compressive. L'ensemble du SGO s'est déposé durant une extension en saccade tardi-orogénique puis post-orogéniques qui préfigure la dislocation du domaine cratonique nord-gondwanien qui se poursuivra au début du Paléozoïque (Clauer, 1976 ; Leblanc et Lancelot, 1980 ; Schermerhorn *et al.*, 1986 ; Hassenforder, 1987 ; Saquaque *et al.*, 1989 ; Doblans *et al.*, 2002). Cependant, comme nous l'avons déjà signalé, la similitude de lithologie (volcanique et détritique) entre les formations du GTT et celles du GIG considérées comme intra-orogéniques, a conduit à de nombreuses confusions sur les documents existants (Walsh *et al.*, 2002 ; Yazidi *et al.*, 2002).

L'histoire tectonique panafricaine d'Igherm, reconstituée grâce à cette étude a permis de mettre en évidence la succession de deux événements tectoniques distincts : un événement compressif panafricain D1/S1 situé à environ 650 Ma (Inglis *et al.*, 2005 ; Gasquet *et al.*, 2005) auquel succède un événement extensionnel D2/S2 tardi à post-orogénique qui s'amorce après l'événement D1 pour permettre l'installation des bassins tardi-orogéniques ou se déposent les formations du GIG et leurs équivalents GAN (fig. 2). A la lumière de cet événement extensionnel, les affleurements précambriens dans les boutonnières de l'Anti-Atlas occidental (fig. 2) peuvent être regroupés en trois unités lithologiques d'âge et comportement rhéologique différents : (i) l'unité inférieure paléoprotérozoïque (CAM) à caractère ductile est formée de micaschistes, gneiss, « migmatites » et granites, (ii) l'unité supérieure néoprotérozoïque (SGAA) à comportement fragile est composée principalement de quartzites et de calcaires (iii) les bassins sédimentaires (SGO). La discordance locale du GTT sur le GAN et l'œuvre de l'extension D2 et ne correspond pas à une phase compressive (cf. discussion).

L'événement compressionnel D1

La déformation D1 affecte la série d'Ourty, elle développe des plis P1 et une foliation pénétrative (S1) de plan axial. La foliation S1, orientée globalement NE-SW et souvent inclinée vers le NW (fig. 3a). Dans les métamorphites du CAM (au sud d'Aït Makhoulouf), la foliation S1 montre des pendages vers le SE et porte une linéation d'étirement (L1) à plongement vers le SE (fig. 4a). Dans ce site les indicateurs cinématiques D1 sont : des phénocristaux (quartz et feldspath potassique) à ombres

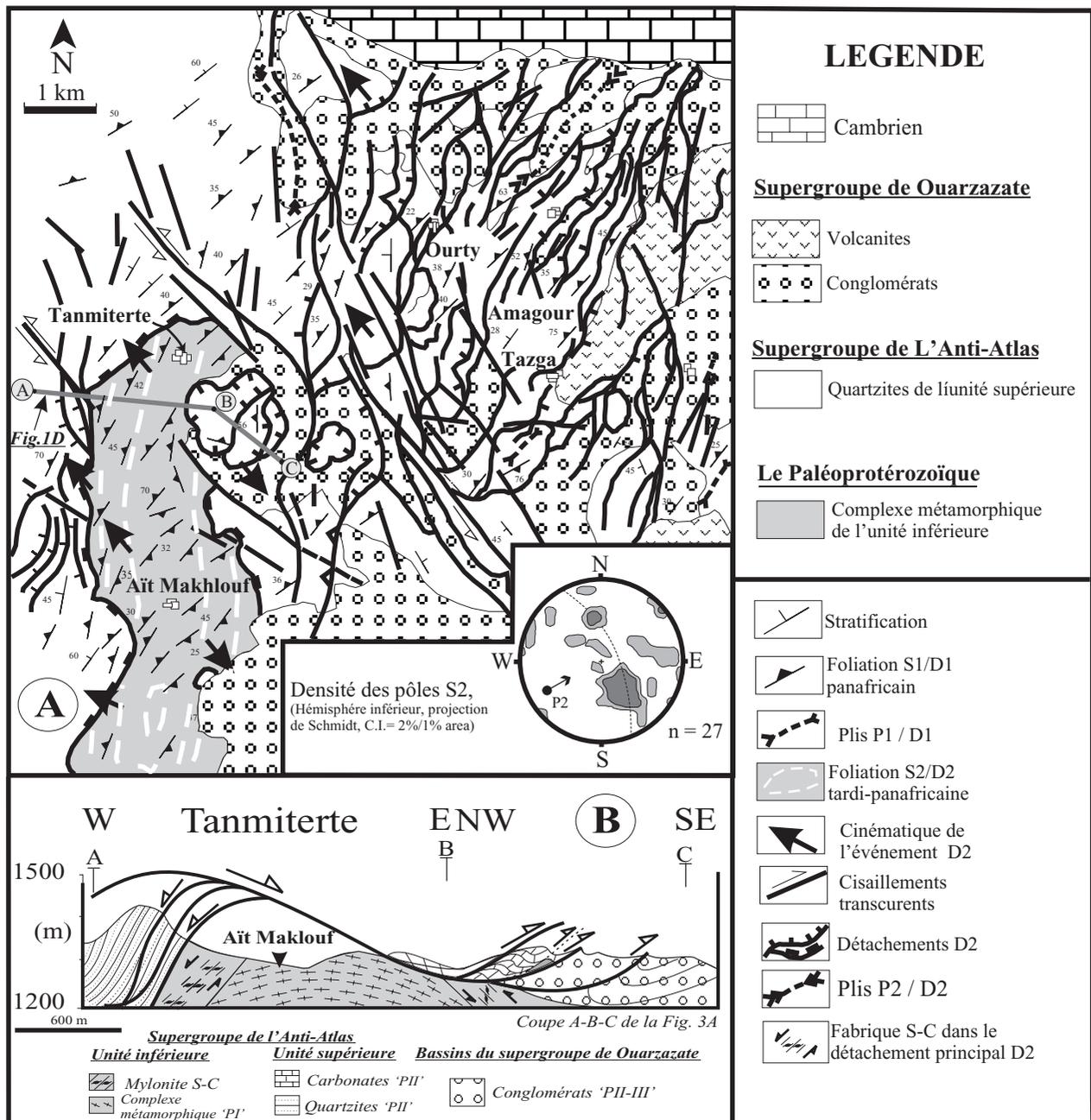


Fig. 3.—Exemples de structures tectoniques panafricaines d'Igherm. (A), linéation d'étirement (L1/S1) : les taches indiquent l'étirement et la transposition de S0 dans S1 durant la phase D1. (B), Foliation S2 subhorizontale dans les « migmatites » au sud du dôme d'Aït Makhlouf, les flèches indiquent la crénulation normale de S2/L2. (C), surface polie d'un échantillon montrant les bandes de cisaillements (S2-C2) de la phase extensionnelle D2 (vergence NW) dans le flanc ouest du dôme. (D), décollement extensif montrant la même cinématique S2-C2 mais dans le flanc Est du dôme. (E) indicateur cinématique D2 (microscope, LP) confirmant le mouvement NW de l'échantillon (fig. 3C). (F), vue vers le NW, de la charnière de plis P2 localisée entre deux failles normales dans les quartzites de l'unité supérieure, noter le bloc supérieur rigide indemne de toute déformation, le glissement est vers le NW. (G), Vue au microscope (LP) de pli P2 extensionnel en chevrons avec une « S3 » de plan axial indiquant une vergence SE (Tagragra, coupe fig.1c), FN : faille normale synchrone du plissement P2. (H), fentes de tension D2 en liaison avec des cisaillements horizontaux (vergence SE) témoignant le caractère fragile de l'unité supérieure.

de pression asymétriques, des micas en poisson et des allures sigmoïdes de S1 témoignant d'une déformation ductile non coaxiale dans laquelle les cisaillements indiquent une vergence vers le NW. Dans les séries schisteuses de la série d'Ourty, les plis P1 synschisteux sont de direction axiale NE-SW, d'autres de second ordre mesurés dans des schistes intercalés dans les quartzites sont dissymétriques et indiquent des vergences tantôt NE tantôt NW rendant impossible la détermination exacte d'une vergence dominante en raison du caractère massif et résistant des quartzites. Il s'agit de plis à axes plongeant de 30° en moyenne vers le NE ou le SW. En outre il n'est pas exclu que le basculement des blocs de quartzites le long de failles normales (fig. 3) durant l'extension D2 n'ait pas d'impact sur les schémas de la déformation D1.

La déformation D1 est également visible dans les schistes situés plus au Sud (Tagragara des Ida Ouzekri) où il est marqué par une allure sigmoïdale de S1 et par la forme en « poisson » des micas et des chlorites. Ces indicateurs cinématiques indiquent une direction de transport et de glissement conservée vers le NW malgré l'effet de l'extension D2 (fig. 1c). Des rétrochevauchements à vergence SE ont été également observés en particulier dans les quartzites. L'événement D1 se manifeste aussi par des cisaillements tardifs verticaux dextres N110-120°E et sénestres N150°E.

L'événement extensionnel D2

L'événement D2 affecte aussi bien le CAM que la série d'Ourty. Il correspond à une extension synchrone à l'exhumation de l'unité inférieure sous forme d'un dôme métamorphique extensif « metamorphic core complex » et par le détachement des formations de l'unité supérieure. L'extension est accommodée par une faille normale de détachement de faible pendage (fig. 3b) et de faible degré métamorphique (Oudra *et al.*, 2001). Les structures D2 correspondent à des plis (P2) de différentes directions dont les relations spatio-temporelles sont discutées plus loin (cf. discussion). Ces plis se développent le plus souvent entre les failles normales de détachement.

La déformation D2 dans l'unité inférieure

A l'Ouest du village d'Aït Makhoulf les granites et les « migmatites » ont subi une mylonitisation le long d'une faille de décollement (> 800 m de large) qui sépare les deux unités à comportements rhéologiques différents (fig. 3). Dans cette faille ductile

inclinée vers l'Ouest se manifeste une schistosité S2 de direction NE-SW inclinée vers le NW qui porte une linéation d'étirement L2 dans sa ligne de plus grande pente. Localement S2 transpose totalement la foliation S1 et développe une foliation mylonitique soulignée par des phyllosilicates (muscovites, chlorites) qui moulent des agrégats de quartz et de feldspaths sous forme de lentilles plus ou moins allongées, étirées et boudinées de façon dissymétrique.

La déformation opère par intervention de mécanismes plastiques et cataclastiques : « brittle-ductile overprinting deformations » accompagnés de recristallisation de faible degré métamorphique (Oudra *et al.*, 2001), typiques de la tectonique extensive et correspondent à la transition crustale ductile-fragile.

La fabrication de forme des tectonites D2 montre des recristallisations et des zones abritées dissymétriques en liaison avec des cisaillements C2 de type S-C « shear bands » (fig. 4c) à cinématique NW soulignant le caractère non coaxiale de la déformation. Ces cisaillements évoquent les plans de cisaillements à cinématique normale (Denis et Secor, 1987). La fabrication composite SC domine dans les mylonites situées au sommet du décollement à l'approche de la base des quartzites. Au cœur de la boutonnière, dans les schistes injectés ou « migmatites » (fig. 4b), la foliation S2 est horizontale et est affectée par une crénulation tardive à dynamique normale. Dans ce même site la fabrication de forme des tectonites D2, montre des feldspaths asymétriques indiquant des cisaillements conjugués typiques d'une déformation coaxiale dominante au cœur du dôme. Cette déformation évolue vers le cisaillement simple (non coaxial) dans le flanc Ouest du dôme avec changement de la géométrie du plan S2 qui passe de l'horizontal vers un plan incliné vers le NW à la base des quartzites (figs. 3b, 4c). Dans cette fabrication composite S2C2 le pendage des plans de cisaillement C2 normale est supérieur à celui de S2 (fig. 3c), tandis que dans le flanc Est du dôme on observe une géométrie inverse mais avec la même cinématique NW (figs. 3b, 4d). La déformation D2 passe ainsi par un aplatissement en régime coaxial localisé au cœur du dôme vers une déformation en cisaillement simple en régime non coaxial à l'Ouest et à l'Est de ce dernier.

Ces observations sont en faveur d'un dôme extensif qui succède au raccourcissement D1 et qui est accommodé par une faille normale de détachement de faible pendage typique des « metamorphic core complexes ». Les tectonites S2C2 (SC-type deformation) sont souvent situées dans le décollement principal sous les formations des bassins SGO (fig. 3b). La montée du dôme a engendré avec les

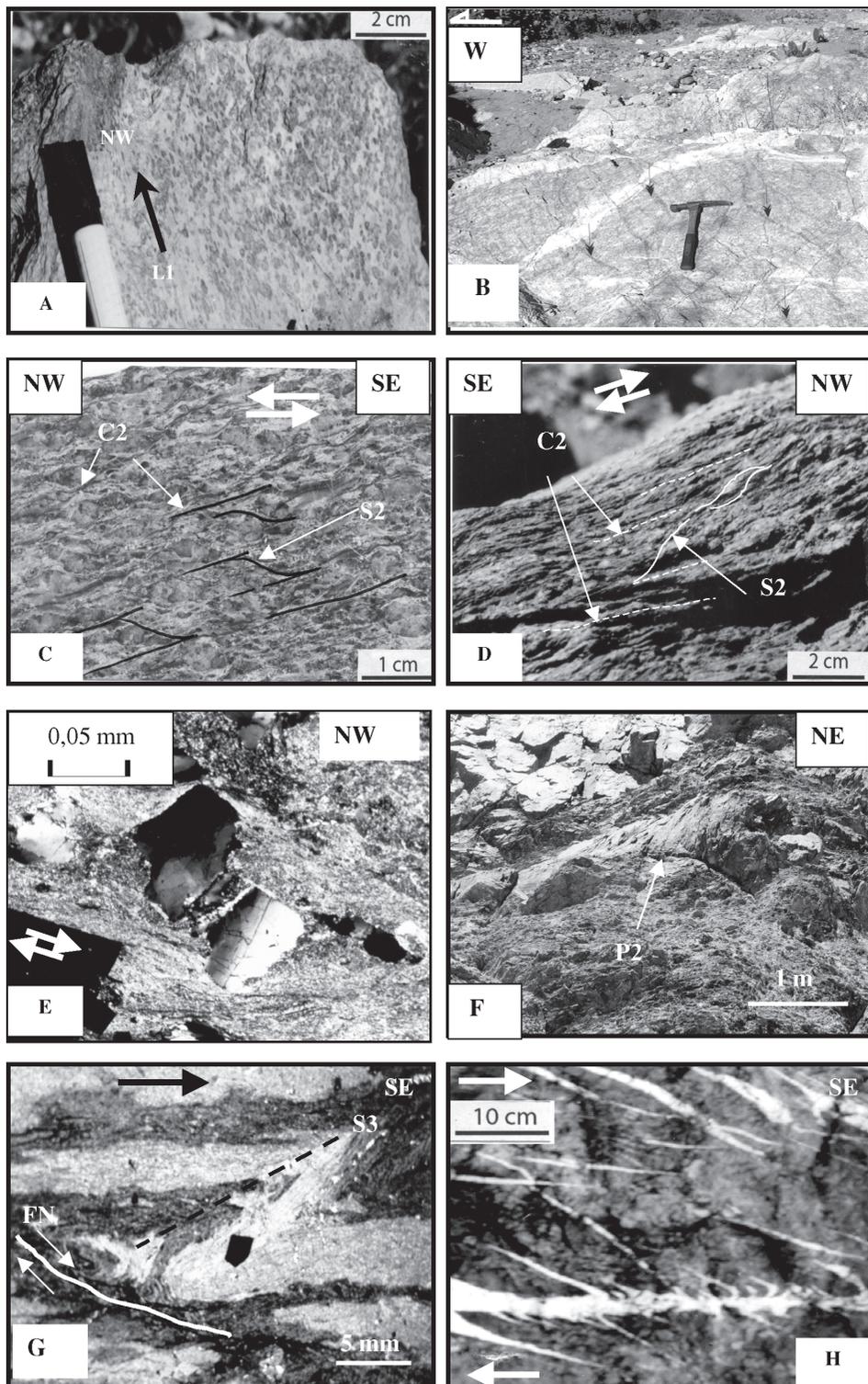


Fig. 4.—Carte géologique et structurale de la région des Aït Makhlouf : (A), carte simplifiée de la partie nord-ouest de la boutonnière d'Igherm (encadré de la figure 1B), la dispersion de la schistosité S2/D2 observée dans le stéréogramme (hémisphère inférieur, projection de Schmidt) est due au soulèvement du dôme durant l'extension D2 indiqué par les flèches. (B), coupe schématique illustrant la faille ductile de faible pendage d'Aït Makhlouf typique de dôme extensif. Noter la présence de la déformation SC dans la zone de décollement à cinématique NW et celle des failles normales qui évoluent vers des chevauchements dans le bassin SGO à l'extérieur du dôme.

mouvements extensionnels l'exhumation des parties profondes de la boutonnière et l'effondrement de l'unité supérieure vers le NW et vers le SE.

Ces caractéristiques définissent une configuration typique des dômes métamorphiques extensifs tardi à post orogéniques. Ainsi la géométrie observée à Igherm peut être expliquée par l'érosion combinée à soulèvement des gneiss et par l'étalement latéral des deux unités (inférieure et supérieure) le long d'une faille de décollement subhorizontale. Ce style de déformation est décrit dans d'autres chaînes tel que le dôme gneissique de Tormes dans le massif Ibérique en Espagne (Escuder *et al.*, 1994), le massif de Lys-Caillaouas dans les Pyrénées (Aerden *et al.*, 1994) et le Mont Pilat dans le Massif Central français (Mallavieille *et al.*, 1990).

La déformation D2 dans l'unité supérieure

Des témoins de cet événement extensionnel sont représentés par les collapses des bassins du SGO dans lesquels ont glissé les quartzites de la série d'Ourty, comme c'est le cas de la klippe de Tanmirtte située au Nord d'Aït Makhlouf. Cette dernière (fig. 3) est constituée de faciès de la série d'Ourty glissés avec les niveaux conglomératiques à galets cisailés à la base. Dans les calcaires du sommet plusieurs plans de détachement superposables ont été observés. Ils sont tapissés de mylonites.

Dans la partie sud de la boutonnière d'Igherm, D2 est caractérisée par des plis P2 de direction axiale globalement NE-SW. La majorité des surfaces axiales des plis P2 sont inclinées vers le NW et leurs charnières résiduelles (fig. 4f) sont encadrées par des roches broyées et cataclasées entre deux failles normales. La zone de broyages peut atteindre localement une dizaine de mètres. Les axes des plis P2 sont légèrement plongeants vers le SW et semblent être contrôlés par des chevauchements de direction NE-SW imbriqués à vergence SE en liaison avec le raccourcissement D1 (Oudra, 1988 ; Oudra *et al.*, 2003). Cependant, de nouvelles investigations de terrain nous ont permis de réinterpréter la cinématique des contacts observés par le jeu de simples failles normales de l'extension D2 (Chauvet et Séranne, 1994 ; Harris *et al.*, 2002 ; Harris, 2002 ; 2003).

Dans les schistes et les calcaires le plissement D2 est de type isoclinal localement horizontal mais repris par des plis de crénulation asymétriques de la foliation S2 qui transpose la stratification S₀ et/ou la foliation S1. L'ensemble est affecté ultérieurement par des failles normales antithétiques ou synthétiques du déplacement global vers le SE. Ces structures suggèrent une évolution progressive d'une même déformation extensionnelle D2 durant

laquelle se superposent différentes générations de plissement comme l'illustrent la figure (1c) et les modèles de Harris *et al.* (2003). Les plis P2, visibles à toutes les échelles, sont bordés par des failles normales ou des failles normales à composantes transcurrentes.

A l'échelle mésostructurale (fig. 1c), les plis P2 se présentent en chevrons ou en kink-bands, leurs plans axiaux sont à pendage faible (5°W) et localement à axes courbes. Les plis en chevrons deviennent de plus en plus redressés et serrés vers le SE à mesure qu'on se rapproche du dôme d'Agard n'Walous. Le pendage de leurs plans axiaux est généralement de 30° vers le NW (fig. 4g). La structure globale est celle de glissements « younger on older » typique des mouvements extensionnels. D'après la typologie des plis (Ramsay et Huber, 1983), l'asymétrie des plis P2 indique une vergence vers le SE. Leur géométrie semble être contrôlée par un rétrochevauchement D1. Mais comme nous l'avons souligné plus haut, une telle cinématique peut être le résultat d'une extension induisant une tectonique de rotation de blocs entre deux failles normales selon le mécanisme de « Back-rotation » (Harris *et al.*, 2002), combinée à une montée du complexe métamorphique paléoprotérozoïque. Cette cinématique des mouvements D2 est validée par l'existence d'indicateurs microstructuraux à cinématique normales et par l'existence de fentes en échelons localisés dans des cisaillements horizontaux ou inclinés, en liaison avec une contrainte σ_1 fortement plongeante vers le SE (fig. 4h) témoignant l'intervention des mécanismes fragiles dans l'unité supérieure. Ces fentes évoluent parfois en failles normales.

Dans le Nord-Ouest de la boutonnière, l'événement D2 extensionnel est contrôlé par des failles de détachement à fort pendage, bien marqués dans les quartzites rigides tout au long des bassins tardi-orogéniques. Ces failles deviennent à faible pendage dans les schistes ou dans certaines roches basiques de la série d'Ourty. Les roches basiques ont servi de lubrifiant pour l'extension D2, puisque ces roches plus ou moins déformées se localisent le plus souvent dans les quartzites ou elles jalonnent les failles de détachement dans l'unité supérieure ou dans le décollement au sommet de l'unité inférieure. Ces relations suggèrent qu'au moins une partie des roches basiques se sont mises en place durant l'extension D2.

Les mouvements transcurrents tardifs

Des cisaillements transcurrents reprennent les structures D1 et les structures D2. Ils correspondent

à des décrochements NW-SE à NNW-SSE sénestres et NNE-SSW dextres. Ces cisaillements changent parfois de direction et évoluent vers des failles normales de « transfert » qui portent une striation dominante orientée NW-SE comme dans le NW d'Aït Makhoulouf (fig. 3a). La forme des niches d'arrachement relevées sur des plans sub-verticaux indique un déplacement vers le NW. A l'Ouest de Tagaldimt (fig. 1b), les couloirs NE-SW affectent des calcaires rubanés du SGAA et développent des plis « P3 » asymétriques de direction NE-SW. Des plis similaires, asymétriques de direction N40-60°E et de crénulation normale à pendage axial vers le NW, ont été également décrits dans la série d'Ourty (Choubert et Faure Muret, 1973b). En opposition, dans les schistes du CAM de Tagragra (Aguerd n°Walous), nous avons observé des plis « P3 » orientés N150°E. Leur équivalent (N130°E) ont été décrits dans la région d'Ourty (Choubert et Faure Muret 1973). Ces variations géométriques du plissement D2 seront discutées dans la section suivante.

Discussion

Dans cette section nous précisons les âges des événements mis en évidence, leurs caractéristiques et leurs significations dans l'évolution géodynamique de l'Anti-Atlas. Quelques comparaisons avec des zones similaires ont été également abordées.

A l'échelle régionale, le Groupe d'Igherm (GIG) constitue l'équivalent du Groupe d'Anezi dans la boutonnière de Kerdous. Les rhyolites intercalées au milieu de la série d'Anezi sont datées à 570 Ma (âge U/Pb sur zircon, Loughlin *et al.*, 2001). Dans la boutonnière de Tata, des ignimbrites équivalentes ont fourni un âge de 565 ± 7 Ma (Walsh *et al.*, 2002). La datation des rhyolites à 570 Ma au milieu de la série d'Anezi « PII-III » ou (GIG) implique que le découpage « PII-III » et « PIII » renommé (GTT) (Loughlin *et al.*, 2001) n'est plus valable et que ces deux ensembles ont subi la même histoire et sont structurés de la même façon et appartiennent à SGO. En conséquences les structures tectoniques qui y sont observées sont extensionnelles. D'après Piqué *et al.* (1999), l'épaisseur du magmatisme du « PIII » (GTT) dépasse les 2 km. Il est anorogénique et présente une succession d'affinités calco-alcalines, tholéitiques puis alcalines. Selon Youbi (1998), il est relié à des panaches mantelliques

Deux fourchettes d'âges sont avancées pour l'activité magmatique postérieure au raccourcissement panafricain D1 de l'Anti-Atlas (Gasquet *et al.*, 2005) : la première (595-570 Ma) accompagnerait l'extension tardi-orogénique en relation avec l'événement D2, alors que la seconde (570-545 Ma)

correspondrait à l'activité post-orogénique décrite par Doblans *et al.* (2002) et par Soulaïmani *et al.* (2004).

Dans la région d'Igherm, deux événements tectoniques panafricains ont été reconnus : le premier D1 compressionnel et le second D2 extensionnel tardi à post orogénique.

L'événement D1 est représenté par des plis synchistes et des cisaillements ductiles conjugués (N110-120°E dextres et N150°E sénestres) qui relèvent d'un même champ de déformation (i.e. axes de raccourcissement Z et d'allongement X). Ce champ correspond à un raccourcissement crustal D1 qui a généré : (i) des plis P1 et une schistosité de plan axial S1 orientée globalement NE-SW et (ii) une linéation d'étirement L1, orientée NW-SE. Les indicateurs cinématiques reliques sont en faveur d'une cinématique vers le NW. Il est difficile de déchiffrer avec certitude la géométrie exacte des structures D1 en raison de leur transposition intense par l'événement D2. Cependant, la vergence établie à Igherm est en accord avec celle décrite pour le même événement dans la boutonnière de Kerdous (Hassenforder, 1987) et dans le Saghro (Ouguir *et al.*, 1994). En effet dans la région de Kerdous (fig. 1), le couloir de déformation ZFTA dont la cinématique est dextre et chevauchante indique une vergence vers le NW durant le raccourcissement D1 (Hassenforder 1987). Un effet transtensif a été décrit récemment entre cette faille et celle (ZFTT) équivalente (fig. 1), située plus au Sud (Soulaïmani *et al.*, 2004). La transtension aurait favorisé la mise en place de dôme extensif de Tasrirt de façon précoce. Cette évolution coïncide avec le dépôt du Groupe d'Anezi et la mise en place du pluton de Tarçouate à 580 Ma (Aït Malek *et al.*, 1998).

Le deuxième événement extensionnel D2 est accommodé par des failles ductiles sub-horizontales soulignées par des mylonites et qui séparent le Paléoprotérozoïque et le Néoprotérozoïque. L'extension D2 est caractérisée par des plis P2 de direction globalement NE-SW, associés à une schistosité S2 horizontale qui évolue vers des directions N-S à N40°-60°E de crénulation normale inclinée soit vers le NW soit vers le SE dans les bordures du dôme. Les structures associées à l'extension sont : des plis dissymétriques, des fabriques composites S-C, des micas en poissons, des porphyroclastes à zones abritées dissymétriques et des failles normales à forts pendages constituent des blocs « tiltés », en particulier dans l'unité supérieure.

Les axes des plis P2 sont légèrement plongeants vers le NE ou vers le SW. Dans les mylonites du sommet du Dôme d'Aït Makhoulouf, la foliation S2 et horizontale et transpose totalement ou partiellement les structures D1/S1 le long d'une zone ductile de

détachement subhorizontale de faible degré métamorphique. Son synchronisme avec les bassins « supradétachement » du Supergroupe de Ouarzazate et leur semblable tardi à post-orogéniques a été décrit dans des contextes similaires accommodés l'étirement ductile et le soulèvement de la coûte durant l'extension tardi-orogénique. C'est le cas de la région de Sogn-Sunnfjord en Norvège occidentale (Andersen et Jamtveit, 1990), de la Montagne Noire dans le Massif Central français (Echtler et Malavieille, 1990 ; Malavieille *et al.*, 1990). Un modèle comparable à celui qui est suggéré par Malavieille *et al.* (1990) et Harris *et al.* (2002 et 2003) est ainsi proposé pour expliquer les structures panafricaines qui affectent le socle paléoprotérozoïque et sa couverture néoprotérozoïque de la boutonnière d'Igherm. Celles-ci seraient le résultat d'une faille de détachement de faible pendage qui a accommodé le régime extensionnel (NW-SE) et la mise en place du complexe métamorphique d'Aït Makhoulouf à l'image des « metamorphic core complexes » ou (MCCs). Le synchronisme des bassins avec le soulèvement et l'exhumation des dômes métamorphiques durant l'extension tardi- et post-orogénique a été également observé dans la chaîne varisque (Burg *et al.*, 1994 ; Costa et Rey 1995). A titre comparatif, une évolution semblable à été décrite dans le panafricain d'Egypte durant la période (560-580 Ma) dans laquelle l'évolution tectonothermale du Néoprotérozoïque est contrôlée par l'extension et l'exhumation des MCCs (Fritz *et al.*, 2002).

Les plis « P2 » (N150-130°E) suggèrent à première vue l'intervention des décrochements senestres transcurrents NNW-SSE. Cependant, selon les modèles de Harris *et al.*, 2002, des plis de même géométrie peuvent aussi être la conséquence de l'extension NW-SE puisque ces plis à axes inclinés dans la direction de l'extension ont été décrits dans des failles normales à géométrie en « cuillère » inclinées vers le SE. Ces plis « P2 » peuvent également être interprétés comme la conséquence d'une extension NE-SW puisque nous avons observé des glissements sur failles normales dans cette direction dans d'autres endroits à l'Est d'Igherm (Oudra *et al.*, 2005). L'évènement D2 est validé aussi dans les boutonnières d'Alma, d'Aït Abdallah et d'Agoulmine (fig. 1) ce qui souligne sont caractère régional.

Un modèle d'extension durant la transition Précambrien-Cambrien est suggéré pour l'évolution de la chaîne de l'Anti-Atlas et ses équivalents Brazilianno-panafricains autour du craton (Doblas *et al.*, 2002). Ce modèle propose entre 618-521 Ma une extension subméridienne contrôlée par des failles de détachement de direction E-W dans l'Anti-Atlas central. Localement des failles en détache-

ment NW-SE plus ou moins limitées par des cisaillements transcurrents E-W sont décrites pendant le Néoprotérozoïque terminal de la boutonnière de Kerdous (Soulaïmani *et al.*, 2004). Ces observations montrent donc que les détachements contournent la partie NW du Craton Ouest africain, ce qui valide le modèle de Doblas *et al.* (2002) dans lequel tout le Craton est assimilé à un dôme d'échelle continentale.

Conclusion

La tectonique panafricaine d'Igherm se résume en une tectonique compressive D1 à laquelle succède une extension D2. L'évènement D1 correspond dans l'Anti-Atlas occidental à un raccourcissement crustal de direction NW-SE comparable à celui établi dans l'Anti-Atlas oriental. L'évènement D2 est tardi à post-orogénique, il correspond à une extension NW-SE voir NE-SW dans laquelle les dômes métamorphiques extensifs interviennent activement. Ces dômes sont contrôlés par des failles normales de détachement de faible pendage et de bas degré métamorphique typiques des dômes extensifs tardiorogéniques. L'extension D2 est dominée par le mécanisme de déformation de transition ductile-fragile supra crustale. Les tectonites qui lui correspondent montrent la combinaison d'un cisaillement pur qui évolue vers un cisaillement simple au sommet du dôme.

L'évènement D2 est contemporain de la formation des Bassins Ediacarien (SGO) de l'Anti-Atlas occidental. Cette nouvelle interprétation de la tectonique panafricaine peut être généralisée à toutes les boutonnières précambriennes de l'Anti-Atlas.

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier Monsieur le Professeur Miguel de Las Doblas Lavigne pour ces remarques et ces critiques fructueuses qui ont contribué à l'amélioration significative du manuscrit.

Références

- Aerden, D. G. A. M. (1994). Kinematics of orogenic collapse in the Variscan Pyrenees deduced from microstructures in porphyroblastic rocks from the Lys-Caillaouas massif. *Tectonophysics*, 238 : 139-160.
- Aït Malek, H., Gasquet, D., Bertrand, J. M. et Leterrier, J. (1998). Géochronologie U-Pb sur zircons des granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières protérozoïques d'Igherm, du Kerdous et du Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 327 : 819-826.

- Andersen, T. B. et Jamtveit, B. (1990). Uplift of deep crust during orogenic extensional collapse : a model based on field studies in the Sogn-Sunnfjord region of western Norway. *Tectonics*, 9 : 1097-1111.
- Barbey, P., Oberli, F., Burg, J.-P., Nachit, H., Pons, J. et Meier, M. (2004). The Paleoproterozoic in western Anti-Atlas (Morocco) : a clarification. *J. African Earth Sci.*, 39 : 239-245.
- Burg, J. P., Van Den Driessche, J. et Brun, J. P. (1994). Syn-to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe : Modes and structural consequences. *Géologie de la France*, 3 : 33-51.
- Chauvet, A. et Seranne, M. (1994). Extension-parallel folding in the Scandinavian Caledonides : implications for late orogenic processes. *Tectonophysics*, 238 : 31-54.
- Cheilletz, A., Levresse, G. et Gasquet, D. (2004). A geodynamic restoration of the Anti-Atlas (Morocco) at the Pan-African times with emphasis on the inversion tectonics and metallogenic activity at the Precambrian-Cambrian transition. *IGCP Symposium*, Nouakchott. Abstract, 70-72.
- Choubert, G. et Faure Muret, A. (1973a). Nouvelles données sur les massifs précambriens des Ida Ou-Zeddoute et des Ida Ou-Zekri ; NW d'Igherm ; Anti-Atlas (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 27 : 477-480.
- Choubert, G. et Faure Muret, A. (1973b). La tectonique post archéenne des massifs des Ida Ou Zekri et des Ida Ou Zeddout ; nord-ouest d'Igherm ; Anti-Atlas (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 27 : 1137-1140.
- Choubert, G. et Faure Muret, A. (1983a). *Carte géologique du Maroc* Notice explicative de la feuille d'Igherm (Echelle : 1/100 000). *Not. Mém. Ser. Géol. Maroc*, 309.
- Choubert, G. et Faure Muret, A. (1983b). *Carte géologique du Maroc*. Notice explicative de la feuille de Taroudant (Echelle : 1/100 000). *Not. Mém. Ser. Géol. Maroc*, 306.
- Clauer, N. (1976). *Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton Ouest Africain*. Thèse Doctorat Sciences, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 227 pp.
- Costa, S. et Rey, P. (1995). Lower crustal rejuvenation and growth during post-thickening collapse : Insights from a crustal cross section through a Variscan metamorphic core complex. *Geology*, 23 : 905-908.
- Dallmeyer, R. D. et Lecorche, J. P. (1991). *The west African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer-Verlag, Berlin, 405 pp.
- Dennis, A. J. et Secor, D. T. (1987). A model for the development of crenulations in shear zones with applications from the southern Appalachian Piedmont. *J. Struct. Geol.*, 9 : 809-817.
- Doblas, M., López-Ruiz, J., Cebria, J. M. et Youbi, N. (2002). Mantle insulation beneath the West African craton during the Precambrian-Cambrian transition. *Geology*, 3 : 839-842.
- Echtler, H. (1990). Geometry and kinematics of recumbent folding and low-angle detachment in the Pardailhan nappe (Montagne noire, Southern French Massif Central). *Tectonophysics*, 177 : 109-123.
- Echtler, H. et Malavieille, J. (1990). Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central). *Tectonophysics*, 177 : 125-138.
- El Aouli, E. H., Gasquet, D. et Ikenne, M. (2001). Le magmatisme basique de la boutonnière d'Igherm (Anti-Atlas occidental, Maroc) : un jalon des distensions néoproterozoïques sur la bordure nord du craton ouest africain. *Bull. Soc. géol. France*, 172 : 309-317.
- Escuder Viruete, J., Arenas, R. et Martines Catalan, J. R. (1994). Tectonothermal evolution associated with variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*, 238 : 117-138.
- Faure, M. et Pons, J. (1991). Crustal thinning recorded by the shape of the Namurian-Westphalian leucogranite in the Variscan belt of the northwest Massif Central, France. *Geology*, 19 : 730-733.
- Fritz, H., Dallmeyer, D. R., Wallbrecher, E., Loizenbauer, J., Hoinkes, G., Neumayr, P. et Khudeir, A. A. (2002). Neoproterozoic tectonothermal evolution of the Central East Desert, Egypt : a slow velocity tectonic process of core complex exhumation. *J. African Earth Sci.*, 34 : 137-155.
- Gasquet, D., Chevremont, P., Baudin, T., Chalot-Prat, F., Guerrot, C., Cocherie, A., Roger, J., Hassenforder, B., et Cheilletz, A. (2004). Polycyclic magmatism in the Tagragra d'Akka and Kerdous-Tafeltast inliers (Western Anti-Atlas, Morocco). *J. African Earth Sci.*, 39 : 267-275.
- Hafid, A., Sagon, J. P., Fonteilles, M. et Moutte, J. (1998). Existence de deux séries tholéitiques distinctes parmi les dolérites du Protérozoïque supérieur de la boutonnière d'Igherm (Anti-Atlas, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, IIa, 326 : 21-26.
- Harris, L. B., Rivard, B. et Corriveau, L. (2001). Structure of the Lac Nominique mont-Laurier region, Central Metasedimentary Belt, Quebec Grenville Province. *Can. J. Earth Sci.*, 38 : 787-802.
- Harris, L. B., Koyi, H. A. et Fossen, H. (2002). Mechanism for folding of high-grade rocks in extensional tectonic settings. *Earth Sci. Rev.*, 59 : 163-210.
- Harris, L. B. (2003). Folding in high-grade rocks due to back-rotation between shear zones. *J. Struct. Geol.*, 25 : 223-240.
- Harris, L. B. et Koyi, H. A. (2003). Centrifuge modeling of folding in high-grade rocks during rifting. *J. Struct. Geol.*, 25 : 291-305.
- Hassenforder, B. (1987). *La tectonique pan-africaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif de Kerdous (Maroc)*. Thèse Doctorat d'Etat Sciences, Université Louis Pasteur, Strasbourg. 249 pp.
- Hefferan, K. P., Karson, J. A. et Saquaque, A. (1992). Proterozoic Collisional Basins in a Pan-African Suture Zone, Anti-Atlas Mountains, Morocco. *Precamb. Res.*, 5 : 295-319.
- Hefferan, K. P., Admou, H., Karson, J. A. et Saquaque, A. (2000). Anti-Atlas (Morocco) role in Neoproterozoic Western Gondwana reconstruction. *Precamb. Res.*, 103 : 89-96.
- Ikenne, M., Mortaji, A., Gasquet, D. et Stussi, J. M. (1997). Les filons basiques des boutonnières du Bas Drâa et de la Tagragra d'Akka : témoins des distensions néoproterozoïques de l'Anti-Atlas occidental (Maroc). *J. African Earth Sci.*, 25 : 209-223.
- Inglis, J. D., Maclean, J. C., Samson, S. D., D'Lemos, R. S., Admou, H. et Hefferan, K. (2004). A precise U-Pb zircon age for the Bleïda granodiorite, Anti-Atlas, Morocco : implications for the timing of deformation

- and terrane assembly in the eastern Anti-Atlas. *J. African Earth Sci.*, 39 : 285-293.
- Inglis, J. D., D'Lemos, R. S., Samson, S. D. et Admou, H. (2005). Geochronological Constraints on Late Precambrian Intrusion, Metamorphism, and Tectonism in the Anti-Atlas Mountains. *J. Geol.*, 113 : 439-450.
- Leblanc, M. (1975). *Ophiolites précambriennes dans le PII de l'Anti-Atlas central (Maroc)* ; Thèse d'État Sciences, Université de Paris VI, 329 pp.
- Leblanc, M. et Lancelot, J. R. (1980). Interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. *Can. J. Earth Sci.*, 17 : 142-155.
- Malavielle, J., Guihot, P., Costa, S., Lardeaux, J. M. et Gardien, V. (1990). Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central : Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177 : 139-149.
- Oudra, M. (1988). *La structuration pan-africaine dans la partie Nord-Ouest de la Boutonnière d'Igherm (Anti-Atlas occidental ; Maroc)* ; Thèse Doctorat 3^{ème} cycle, Université Cadi Ayyad, Marrakech, 140 pp.
- Oudra, M., Gasquet, D., Macaudière, J. et Hassenforder B. (1995). Les orthomicaschistes panafricains d'Aït Makhlouf (Boutonnière d'Igherm ; Anti-Atlas occidental ; Maroc) : transferts de matière en zone de faille ductile. *Réun. Extra. Soc. Géol. France*, Marrakech, p. 75. (Livre en dépôt à la Soc. géol., France).
- Oudra, M., Gasquet, D., Beraouz, El H., Ikenne, M. et Hassenforder, B. (2001). Mylonitisation et comportement chimique en faciès schistes verts du granite éburnéen d'Aït Makhlouf (boutonnière d'Igherm, Anti-Atlas Occidental, Maroc). *Not. Mém. Ser. Géol. Maroc*, 408 : 285-290.
- Oudra, M., Beraouz, E. H. et Ikenne, M. (2005). Les dômes métamorphiques dans les boutonnières précambriennes de l'Anti-Atlas occidental (Maroc) : témoins d'une extension post collisionnelle. *4^{ème} colloque international 3MA*, Agadir, Maroc, 31-32.
- Ouguir, H., Macaudière, J., Dagallier, G., Qadrouci, A. et Leistel, J. M. (1994). Cadre structural du gîte Ag-Mg d'Imiter (Anti-Atlas, Maroc) ; implications métallogénique. *Bull. Soc. géol. France*, 165 : 233-248.
- Pique, A., Bouabdelli, M., Soulaïmani, A., Youbi, N. et Ilani, M. (1999). Les conglomérats du PIII (Néoprotérozoïque supérieur) de l'Anti-Atlas (Sud du Maroc) : molasses panafricaines, ou marqueurs d'un rifting fini-protérozoïque ? *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 328 : 409-414.
- Pitra, P., Burg, J. P., Schulmann, K. et Ledru, P. (1994). Late orogenic extension in the Bohemian Massif : petrostructural evidence in the Hlinsko region. *Geodinamica Acta*, 7 : 15-30.
- Ramsay, J. G. et Huber, M. I. (1983). *The techniques of modern structural geology ; Vol. 1 : Strain Analysis*. Academic Press, New York, 307 pp.
- Reineck, H. E. et Singh, I. B. (1980). *Depositional Sedimentary Environments*, 2nd edn. Springer-Verlag, Berlin.
- Saquaque, A., Admou, H., Karson, J. A., Reuber, I. et Hefferan, K. (1989). Precambrian accretionary tectonics in the Bou Azzer El Graara region ; Anti-Atlas ; Morocco. *Geology*, 17 : 1107-1110.
- Schermerhorn, L. J. G., Wallbrecher, E. et Huch, K. M. (1986). Der Subduktioncomplex ; Granitplutonismus und Schertektonik im Grundgebirge des Sirwas-Doms (Anti-Atlas ; Marokko). *Berliner Geowiss. Abh.*, 66 : 301-332.
- Soulaïmani, A. et Pique, A. (2004). The Tasrirt structure (Kerdous inlier, Wesren Anti-Atlas, Morocco) : a late Pan-african transtensive dome. *J. African Earth Sci.*, 39 : 247-255.
- Thomas, R. J., Chevaker, L. P., Gresse, P. G., Harmer, R. E., Eglington, B. M., Armstrong, R. A., De Beer, C. H., Martini, J. E. J., De Kock, G. S., Macey, P. H. et Ingram, B. A. (2002). Precambrian evolution of the Sirwa Window, Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Precam. Res.*, 118 : 1-57.
- Thomas, R. J., Fekkak, A., Ennih, N., Errami, E., Loughlin, S. C., Gresse, P. G., Chevaker, L. P. et Liegeois, J. P. (2004). A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. *J. African Earth Sci.*, 39 : 217-226.
- Van Den Driessche, J. et Brun, J. P. (1992). Tectonic evolution of the Montagne Noire (french Massif Central) : a model of extensional gneiss dome. *Geodinamica Acta*, 5 : 85-99.
- Villeneuve, M. et Cornee, J. J. (1994). Structure, évolution and paleogeography of the West African craton and bordering belts during the Neoproterozoic, *Precamb. Res.*, 69 : 307-326.
- Walsh, G. J., Aleinikoff, J. N., Benziane, F., Yazidi, A. et Armstrong, T. R. (2002). U-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic Tagragra de Tata inlier and its Neoproterozoic cover ; western Anti-Atlas ; Morocco. *Precamb. Res.*, 117 : 1-20.
- Wernicke, B. (1981). Low-angle normal faults in the Basin and Range province : nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 291 : 645-648.
- Yazidi, A., Benziane, F., Walsh, G. J., Armstrong, T. R., Kouhen, M. A. et Yazidi, M. (2002). Carte géologique du Maroc. Notice explicative de la feuille de Zawyat Si Nisser (Echelle : 1/100 000) *Not. Mém. Ser. Géol. Maroc*, 423.
- Youbi, N. (1998). *Le volcanisme « post-collisionne » : un magmatisme intraplaque relié à des panaches mantelliques. Etude volcanologique et géochimique. Exemple d'application dans le Néoprotérozoïque terminal (PIII) de l'Anti-Atlas et le Permien du Maroc*. Thèse Doctorat d'état Sciences, Université Cadi Ayyad, Marrakech, 601 pp.

Recibido el 10 de junio de 2004
Aceptado el 30 de diciembre de 2005