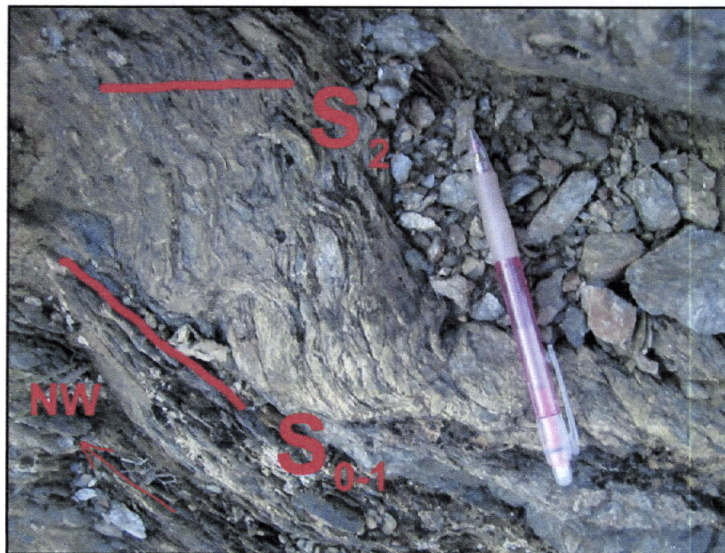


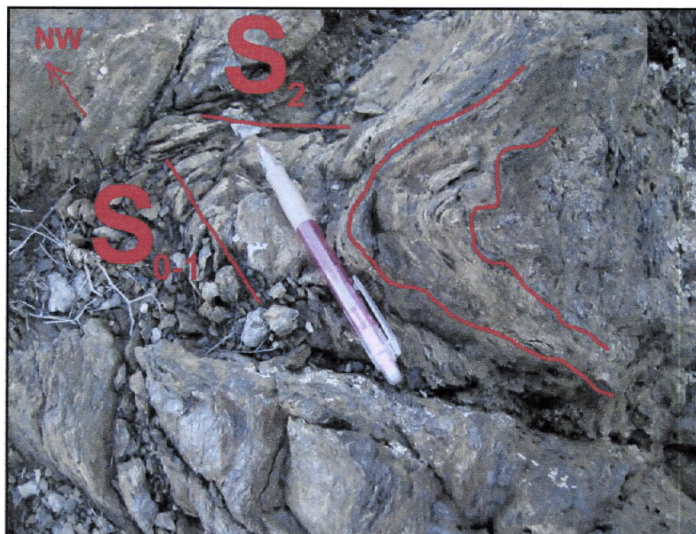
**A-3-2- Le plissement post-schisteux (Fig. 32a et 32b):**

Dans le secteur d'étude, il s'agit d'un plissement qui est observé à différentes échelles d'observation. On signale que le plissement, concerné dans ce paragraphe, est constaté à l'échelle mésoscopique.

Dans les schistes et les cornéennes du contact sud-ouest du granite, le plissement est marqué par des plis centimétriques dont le plan axial est d'attitude proche de  $N60^{\circ}-70^{\circ}$  avec un pendage subvertical (Fig. 33a et 33b), l'axe de microplis est subvertical (supérieur à  $70^{\circ}$ ). Ils sont observés aussi des plis centimétriques à axes courbes subhorizontales d'orientation proche de  $N120^{\circ}-140^{\circ}$  (Fig. 34).



**Fig. 33a:** Évidence du plissement post-schisteux dans l'encaissant schisteux de la bordure sud-ouest du granite de Tawirt



**Fig. 33b:** Pli centimétrique à axe subvertical dans les roches cornéennes de la bordure sud-ouest du granite



Fig. 34: Pli centimétrique à axe subhorizontal dans les roches cornéennes de la bordure sud-ouest du granite

La projection stéréographique des données relatives aux axes de plis post-schisteux recueillis dans l'encaissant schisteux au sud-ouest du granite est présentée par le stéréogramme (Fig. 35). Ce dernier montre une zone de concentration maximum des points correspondante à des plongements subverticaux (supérieur à  $70^\circ$ ) des axes de plis post-schisteux.

La seconde zone correspond à des attitudes médium autour du point  $16^\circ$  au  $N325^\circ$ .

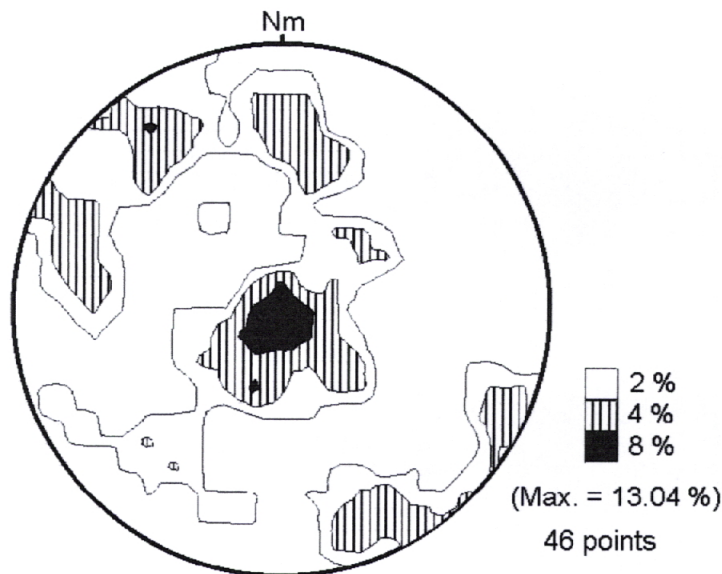


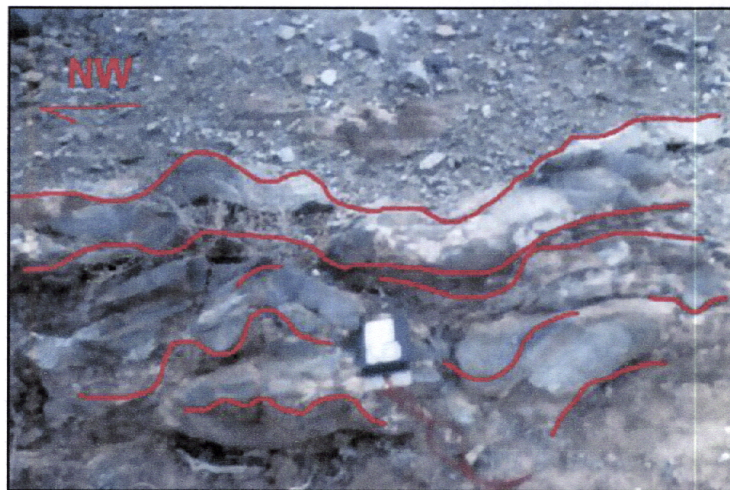
Fig. 35: Diagramme des contours de densité des points correspondant aux axes de plis post-schisteux dans l'encaissant schisteux au sud-ouest du granite de Tawirt

Un exemple de plis post-schisteux repérés dans les terrains ordoviciens au nord-est du granite. Le pli est cisailé parallèlement à son plan axial d'attitude  $N53^\circ 50'NW$  (Fig. 36).

À l'échelle du secteur étudié, le plissement post-schisteux affecte des bancs d'amphibolite surtout à l'emplacement des accidents  $N60^\circ-70^\circ$  (Fig. 37).



**Fig. 36:** Pli mésoscopique à axe modérément vertical ( $\sim 60^\circ$ ) dans les terrains ordoviciens de la bordure nord-est du granite de Tawirt



**Fig. 37:** Plis mésoscopiques dans les amphibolites interstratifiées dans le complexe volcano-détritique au sud du granite de Tawirt

## **B- Les structures microscopiques:**

L'analyse géométrique des microstructures avait comme objective l'analyse cinématique et plus précisément la détermination du sens de cisaillement. Parallèlement à cette étude, on essaye aussi de mettre en évidence les différents aspects relationnés avec les structures varisques.

Les lames minces orientées sont coupées parallèlement à la direction de cisaillement qui est matérialisée par la linéation d'étirement et perpendiculaire au plan de raccourcissement qui correspond à la foliation.

### **Dans les schistes de l'encaissant sud-ouest du granite:**

L'examen microscopique dans les schistes de l'encaissant sud-ouest a montré l'existence d'une foliation matérialisée par la différenciation des lits millimétriques micacés et quartzeux étirés. Cette foliation est due à la transposition des structures correspondantes à la stratification ( $S_0$ ) et la schistosité ( $S_1$ ) (**Fig. 38**). Elle adopte généralement des directions N120°-140° subparallèle à la bordure sud-ouest et à l'allongement du granite de Tawirt.

Dans ce paragraphe, on essaye de dégager les principales structures microscopiques indicatrices de la composante cisailante sénestre de direction N120°-140°.

La foliation résultante de la transposition de la stratification ( $S_0$ ) par la schistosité ( $S_1$ ) est matérialisée par la réorientation des phyllosilicates et des minéraux de métamorphisme et par la recristallisation dynamique du quartz (**Fig. 38 et 41**). On peut relever la présence des minéraux de métamorphisme comme grenat et staurotide.

Le sens de cisaillement est indiqué par des critères rotationnels. Ce sont tous les critères cinématiques qui permettent d'évaluer le déplacement relatif le long d'une zone de cisaillement.

D'après la classification de Bard, (1990), trois types de critères de cisaillement peuvent être observés dans les roches déformées de façon ductile:

◆ Des critères prenant en compte la rotation d'objets ou d'éléments structuraux (minéraux à inclusions hélicitiques, minéraux à microfractures induites par leur rotation, minéraux présentant des textures d'enroulement).

◆ Des critères utilisant les éléments d'une fabrique planaire (les surfaces S et C, les bandes de cisaillement (*shear bands*), les micas en poissons (*mica-fishes*), les queues de recristallisation).

◆ Des critères mixtes issues de ces deux types de référentiels cités au-dessus (les ombres de pression (*pressure shadows*), les textures à minéraux orientés).

L'examen microscopique des lames minces prélevées dans les schistes de l'encaissant sud-ouest a permis d'identifier les microtextures suivantes:

◆ La disposition des inclusions hélicitiques dans des blastes principalement des grenats permet de repérer le sens de rotation et par conséquent la direction de mouvement de la matrice qui est sénestre. Lorsqu'un porphyroblaste englobe la trace de la foliation pendant sa croissance syncinématique (**Fig. 39**).

◆ Des surfaces S et C, en raison de la déformation hétérogène qui caractérise les zones de cisaillement, il se produit une concentration du déplacement dans des bandes de cisaillement (plan C) qui sont obliques sur des plans S. La relation angulaire existant entre les plans C et S nous renseigne sur le sens du cisaillement. Un exemple de ces structures est matérialisé par l'alignement des micas donnant le sens sénestre de la composante cisailante N120°-140° (**Fig. 40**).

◆ L'orientation cristallographique préférentielle due à la recristallisation dynamique des grains de quartz (**Fig. 41**). Dans un régime cisailant et selon les conditions thermodynamiques, il y a formation de rubans dans lesquels les grains ont une orientation oblique par rapport à l'axe du ruban. L'extinction quasi-totale des blastes dans une lame mince en lumière polarisée analysée souligne leur orientation optique et leur cristallisation dynamique (Bard, 1990).

◆ Les "*mica-fishes*" sont produites par la déformation des porphyroclastes (surtout les muscovites sens large) se présentent sous l'aspect de loupes sigmoïdes avec des plans de clivage (001) fréquemment obliques sur la foliation externe de la matrice (Bard, 1990). L'exemple de ces microtextures est illustré par la figure 42.

◆ Les queues de recristallisation asymétriques et les structures d'enroulement sont liées au phénomène de recristallisation dynamique qui affecte les porphyroclastes. Dans les premiers stades, la recristallisation se manifeste dans la partie externe du grain qui se transforme en agrégat de néoblastes de petite taille. Lorsque la roche est soumise à un écoulement laminaire, les blastes néoformés sont entraînés dans le mouvement de la matrice autour du porphyroclaste et forment des queues de recristallisations asymétriques de part et d'autre de la partie non recristallisée. Dans un stade ultime de la déformation, il y a formation de rubans polycristallins et l'asymétrie s'estompe. En fonction du rapport entre la vitesse de recristallisation et la vitesse de cisaillement, il peut se former des structures de types  $\sigma$  ou  $\delta$  (modélisation de Passchier et Simpson, 1986). Ces queues tendent à être asymétriques avec un aspect sigmoïde global qui rappelle, grossièrement, la forme des "*mica-fishes*" c'est à dire la pointe des queues tournées vers l'aval du déplacement de la matière cisailée (Bard, 1990). Un exemple de ces microtextures est illustré par la figure 43.

A la foliation principale de la roche dans les schistes de l'encaissant sud-ouest du granite se superpose une schistosité crénelante généralement de direction N60°-70° (Fig. 44a et 44b). C'est une crénelation zonale qui découpe la roche en microlithons, suivant la classification de Powell, (1979) et Borradaile et al., (1982) (In Passchier et Trouw, 1998).

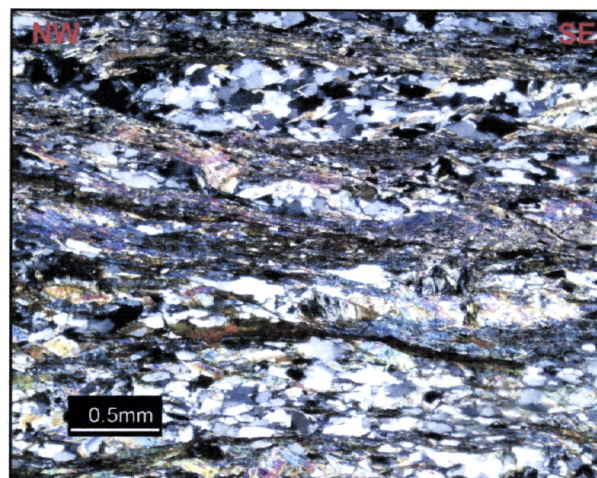
On signale que dans une même section de lame mince, des microdomaines affectés par la crénelation et d'autres qui sont calmes.

L'examen microscopique d'un micropli dans les schistes de l'encaissant sud-ouest a montré une schistosité crénelante parallèle au plan axial du pli et qui découpe la foliation principale de la roche formée de l'alignement des micas et des rubans de quartz (Fig. 45).

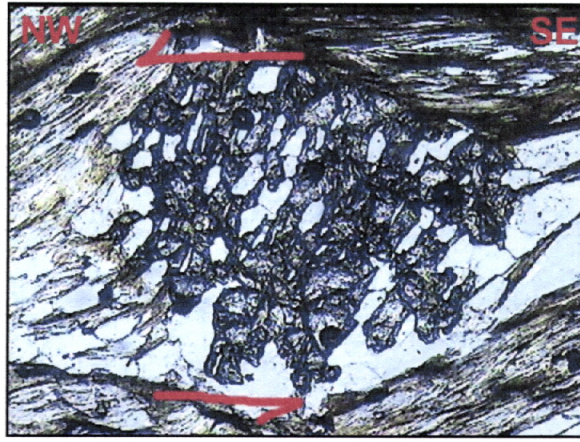
### **Dans le complexe volcano-détritique:**

Les amphibolites sont constituées principalement de hornblende verte qui dessinent le plan de schistosité ( $S_1$ ) dans un fond de plagioclase et de quartz. Ces roches sont probablement issues du métamorphisme de roches basiques basaltiques ou gabbroïques (Fig. 46).

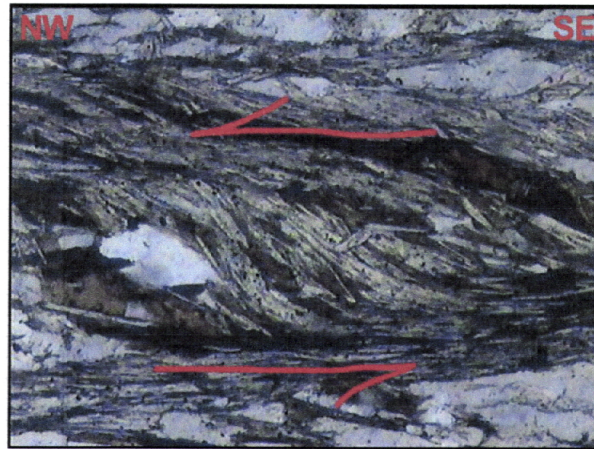
L'examen microscopique effectué dans des amphibolites interstratifiées a permis de constater aussi une superposition entre la foliation dominante de la roche  $S_1$  et la schistosité de crénelation. Un exemple de cette superposition est illustré par la figure 47.



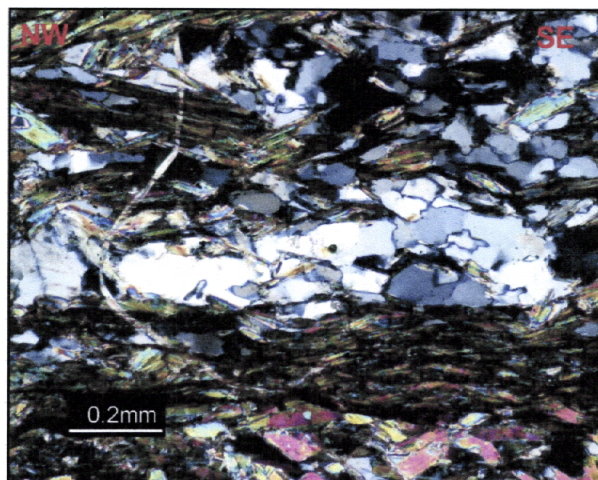
**Fig. 38:** Vue en lame mince effectuée dans les schistes de l'encaissant sud-ouest. La foliation de la roche est matérialisée par la différenciation des lits micacés et quartzeux (lumière polarisée et analysée)



**Fig. 39:** Porphyroblaste du grenat syncinématique, englobant une schistosité interne sigmoïde et continue avec la foliation de la matrice. Cette disposition est due à la rotation du grenat sous l'effet des cisaillements sénestre  $N120^{\circ}$ - $140^{\circ}$  (lumière polarisée non analysée; le grossissement est  $\times 50$ )



**Fig. 40:** Disposition des paillettes de muscovite en allure sigmoïde due au fonctionnement en sénestre des plans de cisaillements  $N120^{\circ}$ - $140^{\circ}$  (lumière polarisée non analysée; le grossissement est  $\times 50$ )



**Fig. 41:** Ruban du quartz recristallisé dynamiquement en sous-grains se dispose parallèlement à des lits micacés (lumière polarisée et analysée)

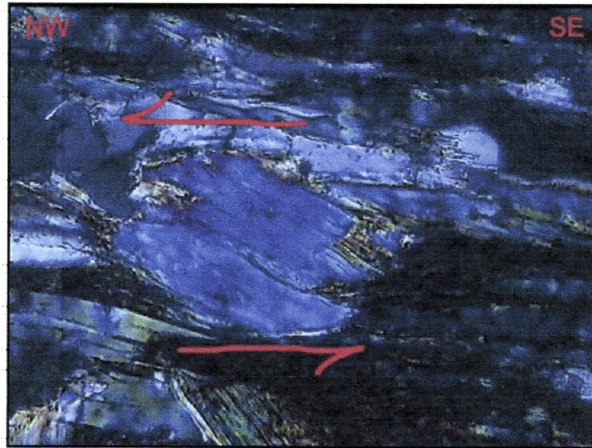


Fig. 42: Phénoblaste de muscovite sous l'aspect de *mica-fish* indiquant le sens sénestre du couloir de cisaillement N120°-140° (lumière polarisée et analysée; le grossissement est  $\times 200$ )

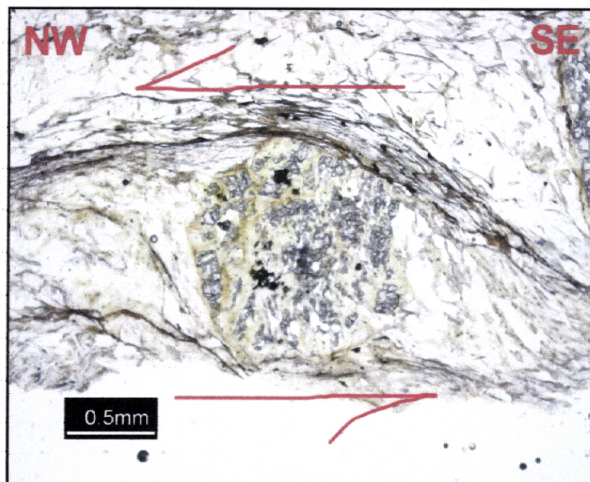


Fig. 43: Porphyroblaste de grenat du type  $\sigma$ . La disposition des queues de recristallisation donne le sens sénestre du cisaillement N120°-140° (lumière polarisée non analysée)

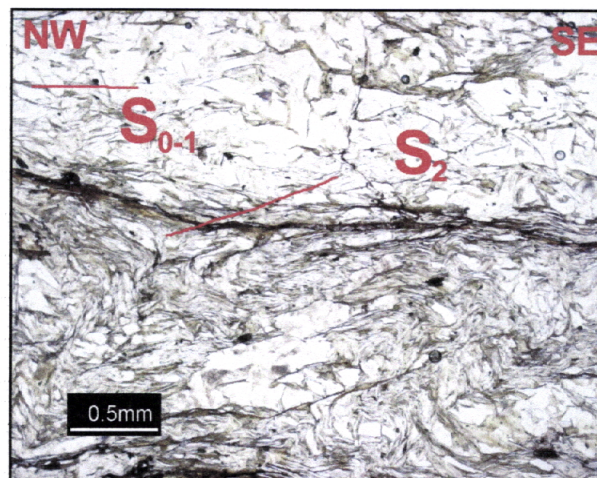


Fig. 44a: La trame schisteuse dans l'encaissant sud-ouest est affectée par une schistosité crénelante légèrement oblique sur la foliation principale de la roche. Les plans de crénelation sont de direction N60°-70° (lumière polarisée non analysée)



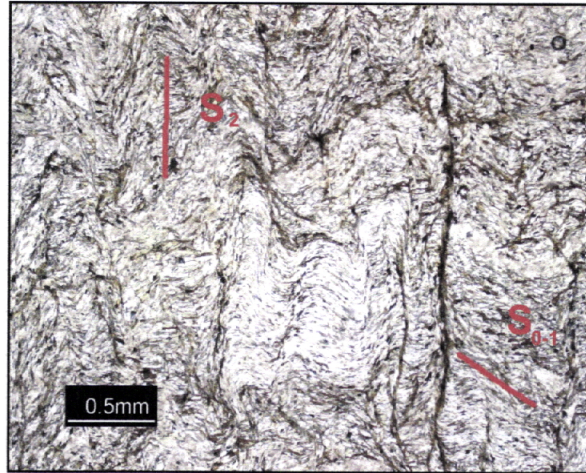


Fig. 44b: Schistosités superposées et crénulante découpant la roche en microlithons. lame mince effectuée dans un échantillon non-orienté de schistes de l'encaissant sud-ouest du granite (lumière polarisée non analysée)

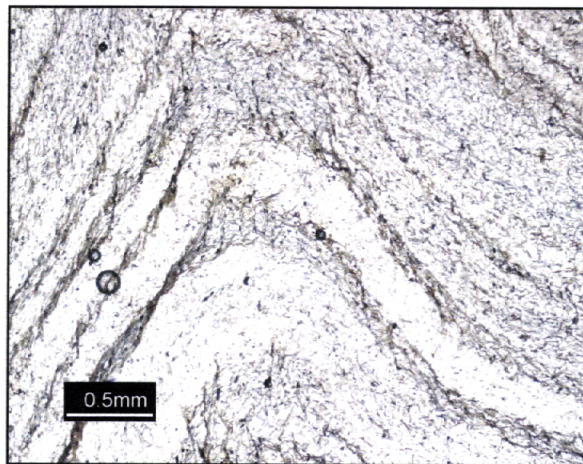


Fig. 45: Vue en lame mince d'un micropli associé à un clivage de crénulation dans les schistes de l'encaissant sud-ouest du granite; échantillon non orienté (lumière polarisée non analysée)

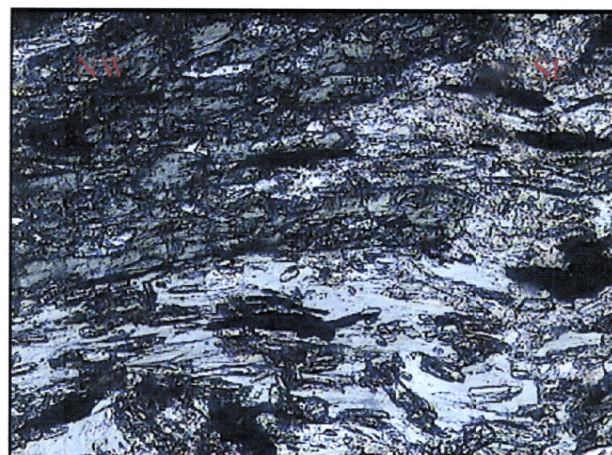
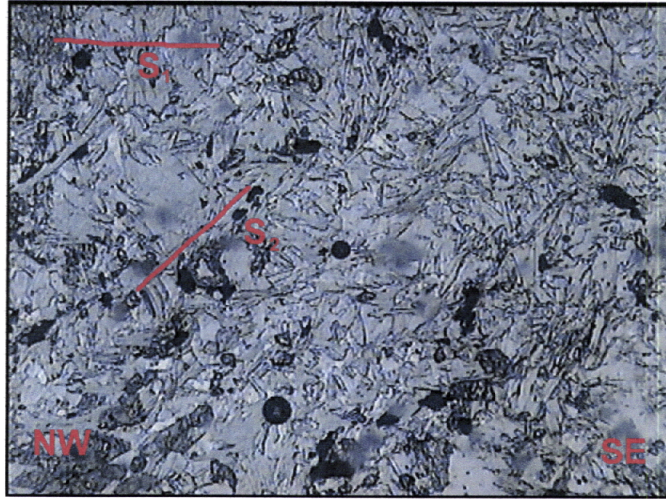


Fig. 46: Vue en lame mince d'une amphibolite du Complexe volcano-détritique; le plan de schistosité est dessiné par des amphiboles et des opaques (lumière polarisée non analysée; le grossissement est  $\times 50$ )



**Fig. 47:** Schistosité de crénelation de direction N60°-70° dans des amphibolites du complexe volcano-détritique au sud du granite de Tawrirt (lumière polarisée non analysée; le grossissement est  $\times 50$ )

## **II-2- Déformation de l'intrusion de Tawrirt:**

L'intrusion de Tawrirt s'est mise en place dans des formations d'âge paléozoïque inférieur de la partie subaxial du Haut-Atlas occidental. C'est un granite à deux micas hyperalumineux, qui a enregistré une partie de la déformation varisque qui affecte l'encaissant. La déformation de l'intrusion passe vers la bordure nord-est à une déformation de style fragile relationnée avec la présence d'une zone de faille importante qui est la faille d'Adassil.

L'emplacement du massif parallèlement à l'accident d'Adassil qui constitue le prolongement de la faille d'El Medinat vers l'ouest, suggère une mise en place contrôlée par ce dernier.

Des zones de cisaillement courbes et de largeurs différentes longent le massif granitique. Leurs jeux sont déterminés principalement par l'étirement des micas et le décalage ductile de niveaux repères dans le granite qui sont principalement des enclaves.

### **A- Structures mésoscopiques**

#### **A-1- Déformation continue:**

Elle se traduit par:

- ◆ l'acquisition d'une forte fabrique planaire parallèle à la schistosité dans l'encaissant sud-ouest et à pendage général vers le SW;
- ◆ l'étirement du magma suivant une orientation générale N120° à N140° indiquée par l'aplatissement des enclaves sombres centimétriques dans leur matrice granitique.

Dans la bordure sud-ouest du massif granitique (**Fig. 48**), la déformation est bien marquée à l'état ductile à intermédiaire. Des enclaves sombres centimétriques prennent une allure sigmoïde dans la bordure sud-ouest du granite, attestant de l'existence d'une zone de cisaillement ductile de direction N120° et de pendage subvertical. Cette direction est subparallèle à l'interface granite / encaissant (**Fig. 49**).

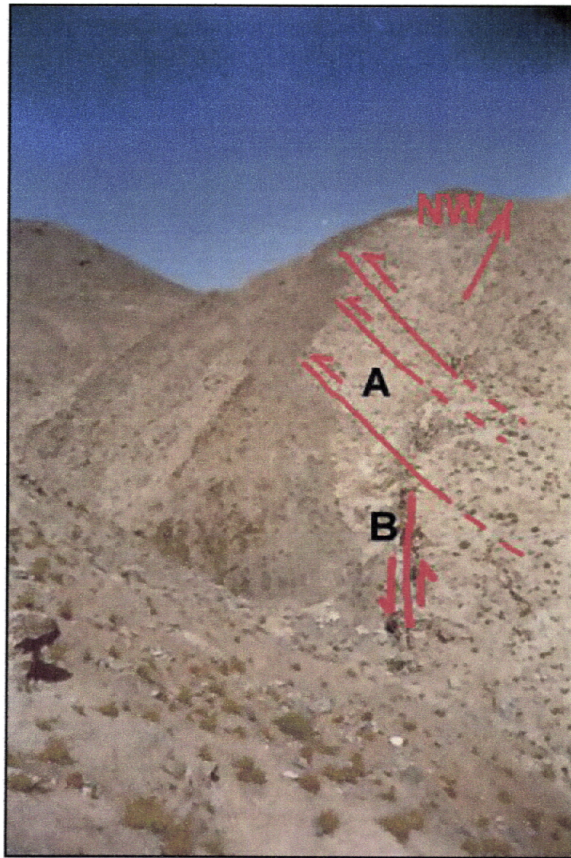


Fig. 48: Panorama de la bordure sud-ouest du granite; il représente le contact entre le granite (clair) et l'encaissant schisteux matérialisé dans la photographie par des cornéennes (sombre);  
A- Zones de cisaillement de direction N60°-70°; B- Couloire de cisaillement de direction N120°-140°

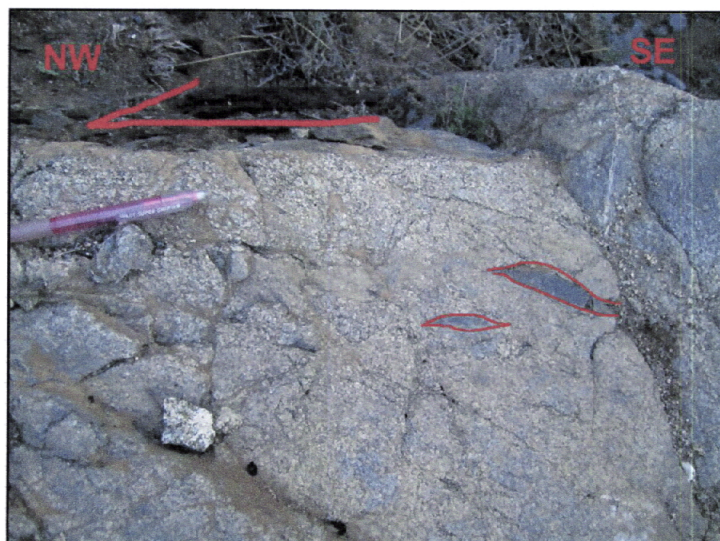


Fig. 49: Détail dans la bordure sud-ouest du granite ('B' de la figure 48) où sont observées des enclaves sombres centimétriques étirées et en forme sigmoïde; la direction de cisaillement est parallèle à la bordure sud-ouest du granite

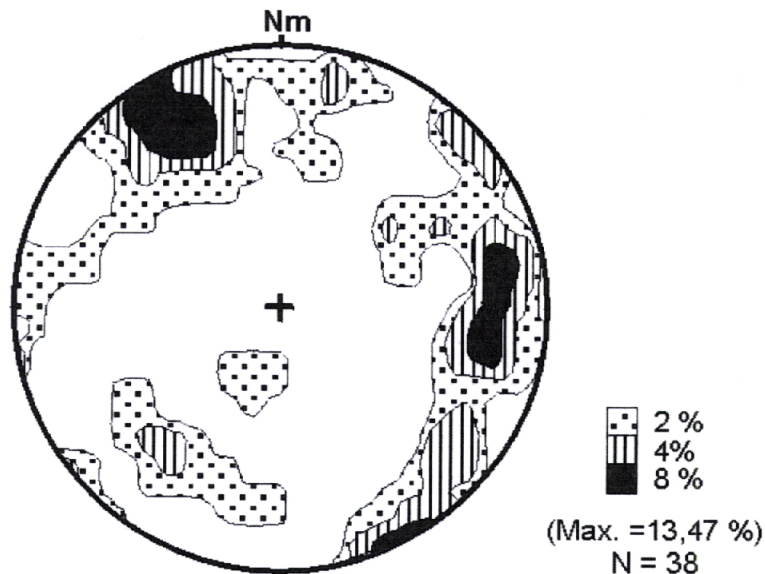
**A-2- Déformation discontinue:**

Le massif granitique est jalonné sur le terrain, par une fracturation importante qui découpe le granite en blocs de tailles différentes. Cette déformation est de style fragile.

La projection stéréographique des différentes données correspondantes aux plans de fracturation a permis de constater dans le stéréogramme (**Fig. 50**) trois zones de concentration maximum des points:

- ◇ la première varie entre deux attitudes moyennes  $18^\circ$  au  $N73^\circ$  et  $20^\circ$  au  $N105^\circ$  correspondantes aux plans  $N163^\circ 72^\circ W$  et  $N15^\circ 70^\circ W$ ,
- ◇ la deuxième zone est d'attitude moyenne  $22^\circ$  au  $N330^\circ$  correspondante au plan  $N60^\circ 68^\circ SE$ ,
- ◇ la troisième zone représente l'attitude moyenne  $02^\circ$  au  $N152^\circ$  correspondante au plan  $N62^\circ 88^\circ NW$ .

D'après ces résultats on constate qu'il y a deux familles principales des plans de fracturation qui s'organisent suivant des directions générales proches de N-S et NE-SW.



**Fig. 50:** Diagramme des contours de densité des points, référés aux pôles des plans de fracturation mesurés dans le granite de Tawirt

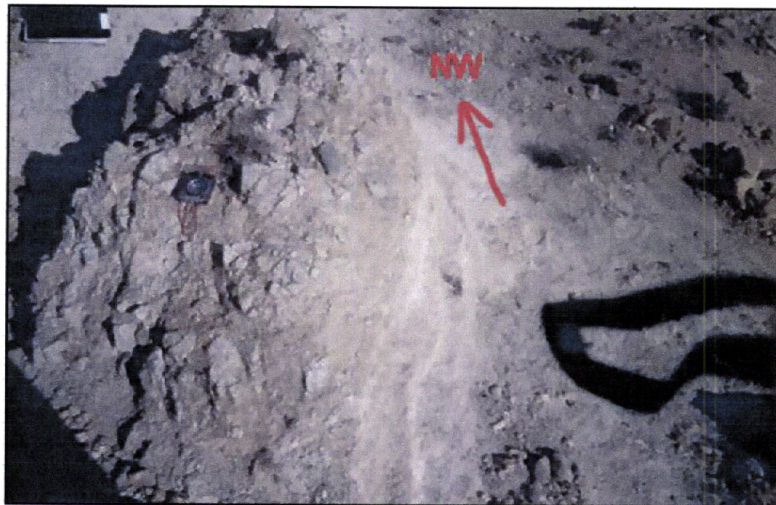
Les plans de fracturation des deux familles principales s'organisent suivant la première direction  $N60^\circ-70^\circ$  et la deuxième est proche de N-S.

Les deux familles mineures s'organisent suivant les directions NW-SE et E-W.

Il s'avère difficile de déterminer le jeu de ces plans de fracturation en vue de l'intense altération qui règne dans la superficie du granite.

La bordure nord-est du granite montre à l’affleurement une déformation du style fragile relationnée avec la présence d’une zone de faille importante matérialisée par la présence de brèches d’origine tectonique (**Fig. 51**).

A l’opposé de la bordure sud-ouest, cette déformation de style fragile oblitère les structures antérieures varisques principalement le décalage de la bordure nord-est granitique dû à des zones de cisaillement sénestre de direction N60°-70°.



**Fig. 51:** Brèches de faille dans la zone de contact nord-est du granite, formées par une multitude de fragment cimenté de nature granitique et de différentes tailles

### **B- Structures microscopiques:**

Dans ce paragraphe, on essaye de mettre en évidence les principales microtextures observées dans le granite de Tawirt. Pour réaliser cet objectif, on se heurte principalement au degré fort de l’altération du granite ce qui rend difficile l’échantillonnage.

L’examen microscopique des échantillons prélevés dans le granite montre une texture foliée. La foliation principale est matérialisée par l’alignement de la biotite et de la muscovite suivant des plans d’aplatissement parallèles à la direction d’allongement du granite (**Fig. 52**).

Des sections sont effectuées dans des zones de cisaillement de direction proche de N60°-70° de la bordure nord-est du granite. Le but sera d’identifier les principales microstructures. L’observation a révélé l’existence des textures “cataclastiques”:

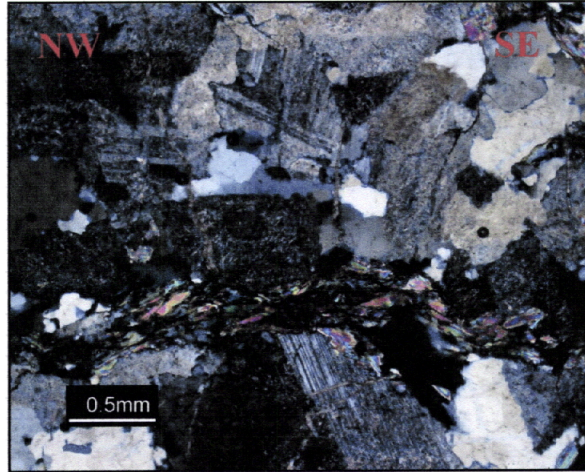
◆ Des fragments de quartz et feldspaths altérés, de différentes tailles sont englobés dans une matrice plus fine.

◆ Du quartz et des phénocristaux de feldspaths montrant une microgranulation dans les limites des grains et à l’approximation des fractures (**Fig. 53**).

◆ Dans le quartz s’observe une extinction ondulante et une fracturation intense.

Ces caractéristiques indiquent des conditions de déformation du bas degré (inférieur à 300°C) (Passchier et Trouw, 1998).

D'autres microstructures sont observées qui sont principalement des cristaux de muscovite en forme sigmoïde montrant des "kinks" (Fig. 54) et de la biotite plissée (Fig. 55).



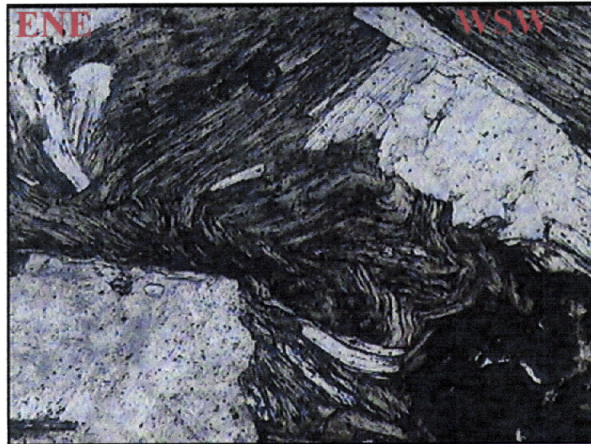
**Fig. 52:** Microphotographie établie dans le granite, montrant la disposition des micas (biotite et muscovite) en rubans qui moulent les cristaux et qui matérialisent le plan d'aplatissement (lumière polarisée et analysée)



**Fig. 53:** Microphotographie montrant de larges cristaux de quartz intensément fracturé; la microgranulation augmente à l'approche d'une zone de fracture, vers le bas de la microphotographie (lumière polarisée et analysée; le grossissement est  $\times 50$ )



**Fig. 54:** Microphotographie d'un cristal de muscovite kinkée perpendiculairement à la direction du clivage (lumière polarisée non analysée; le grossissement est  $\times 200$ )



**Fig. 55:** Microphotographie de biotite plissée perpendiculairement à son plan de clivage (lumière polarisée non analysée; le grossissement est  $\times 50$ )



### **II-3- Relation métamorphisme-déformation:**

Le but de ce paragraphe est essayé d'établir les corrélations qui peuvent exister entre le métamorphisme thermique relationné avec la mise en place du granite de Tawirt et la déformation régionale synschisteuse entreprise dans l'encaissant schisteux de la bordure sud-ouest du granite, on se limitant à la description des minéraux-index qui présentent cette relation. Pour cela on a entamé une série d'échantillonnage dans l'encaissant schisteux perpendiculairement à la bordure sud-ouest du granite qui présente clairement l'évolution du métamorphisme et sa relation avec la déformation régionale.

On signale que les cornéennes et les schistes à minéraux de métamorphisme (staurotide et grenat) se rencontrent exclusivement dans l'encaissant schisteux au sud-ouest du granite de Tawirt.

L'observation microscopique a permis d'identifier les minéraux de métamorphisme suivant: biotite, muscovite, chlorite, chloritoïde, grenat et staurotide.

#### **La biotite:**

L'examen microscopique montre:

◆ Des lamelles de biotite étirées dans le plan de la foliation. Des phénoblastes de biotite rotationnels, englobant une schistosité interne dessinée par des minéraux opaques nettement oblique et continue sur la schistosité dominante de la matrice. Cette dernière moule les porphyroblastes de biotite, ce qui leur donne un caractère syncinématique par rapport à la déformation synschisteuse qui est à l'origine de la foliation dominante de la roche, (Fig. 56).

◆ Des porphyroblastes de biotite ont une disposition statique sur la schistosité principale ( $S_1$ ), cette disposition suggère que ces biotites sont tardives par rapport à la déformation synschisteuse dominante dans l'encaissant sud-ouest, (Fig. 57).

Leur croissance est donc syn à tardi-schisteuse.

#### **La muscovite:**

En lame mince, la muscovite forme la principale trame schisteuse. Celle-ci moule les porphyroblastes de grenat et de staurotide. Elle s'organise en paillettes étirées et qui dessinent le plan de la foliation. Elle est parfois oblique sur le plan de la foliation ce qui atteste de leur formation post à tardi-cinématique par rapport à la déformation synschisteuse responsable de la genèse de la foliation

Des blastes de muscovite s'organisent en forme sigmoïde de part et d'autre des plans de cisaillement sénestre de direction  $N120^\circ-140^\circ$  et forment pour cela des structures C et S, (Fig. 58).

Des agrégats de muscovite montrent un aspect général "en poissons" ce qui atteste de leur caractère syncinématique par rapport à la composant cisailante  $N120^\circ-140^\circ$ , (Fig. 59).

**La chlorite:**

Il s'agit principalement de produit d'altération des biotites. La chlorite est observée dans les queues de recristallisation de grenat. Elle représente des produits de rétrogradation, et elle est affectée par la crénulation, (Fig. 60).

**La chloritoïde:**

Il est observé au sud-ouest du granite dans l'encaissant schisteux. L'observation microscopique montre des porphyroblastes de chloritoïde sont légèrement moulés par la schistosité mais la schistosité interne du cristal matérialisée par des inclusions du quartz et des opaques est sensiblement continue à la schistosité principale, ce qui atteste de leur caractère syn à tardi-cinématique, (Fig. 61).

**Le grenat:**

Des porphyroblastes de grenat rotationnels montrant des inclusions hélicitiques qui ont des aspects variables. Ils englobent une schistosité interne sigmoïde et continue avec la schistosité externe. Cet habitus du grenat confirme leur caractère syncinématique par rapport à la phase synschisteuse, (Fig. 62).

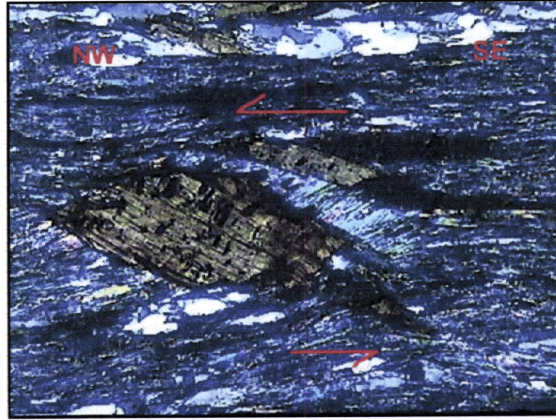
**La staurotide:**

Les porphyroblastes de staurotide montrent une évolution de quantité à l'approche de la bordure sud-ouest du granite. Ils présentent deux types de relation avec la schistosité:

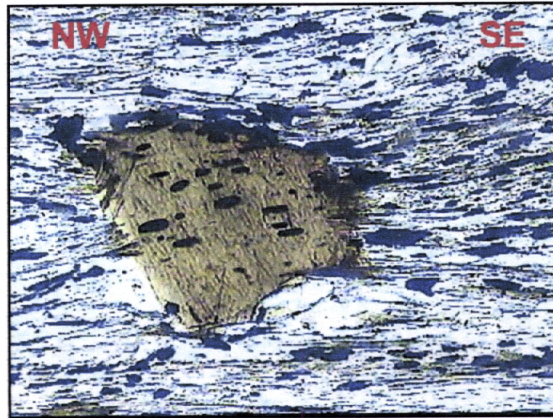
◆ Des staurotides se montrent statique sur le plan de la foliation attestées par l'alignement des grains de quartz qui englobe les blastes et qui sont continus par rapport à la schistosité externe dominante, (Fig. 63).

◆ Des staurotides de tailles et de formes variables qui s'orientent parallèlement à la foliation et montrent une schistosité interne sigmoïde franchement oblique sur la schistosité externe. La schistosité interne qu'englobe la staurotide est matérialisée par des grains de quartz. D'après la relation qui existe entre la schistosité externe (Se) et interne (Si) on peut conclure sur le caractère syncinématique de ces staurotides, elles sont ainsi contemporaines de la phase de schistogénèse qui est à l'origine de la foliation dominante, (Fig. 64).

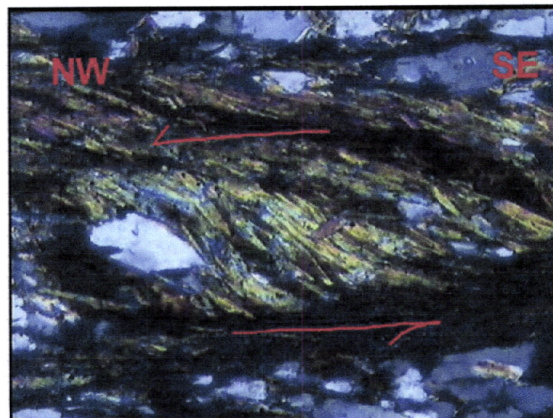
Leur évolution est syn à tardi-cinématique par rapport à la schistogénèse.



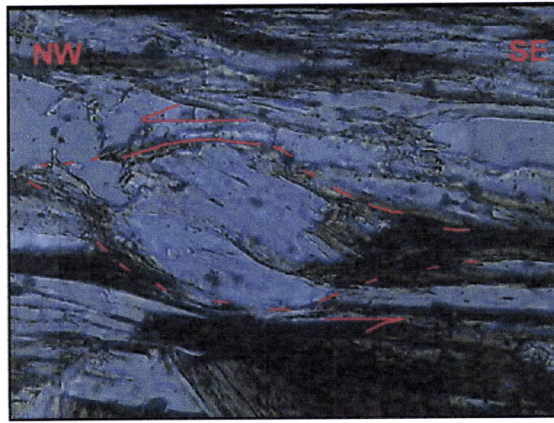
**Fig. 56:** Microphotographie d'un biotite rotationnel syncinématique; il englobe une schistosité interne sigmoïde dessinée par des inclusions opaques (lumière polarisée et analysée; le grossissement est  $\times 50$ )



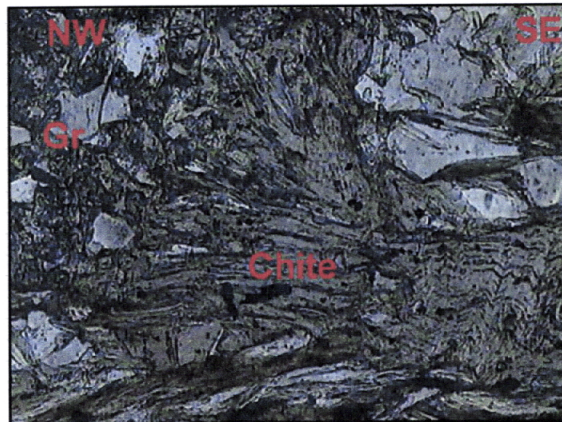
**Fig. 57:** Microphotographie d'un biotite statique par rapport à la schistosité principale (lumière polarisée non analysée; le grossissement est  $\times 100$ )



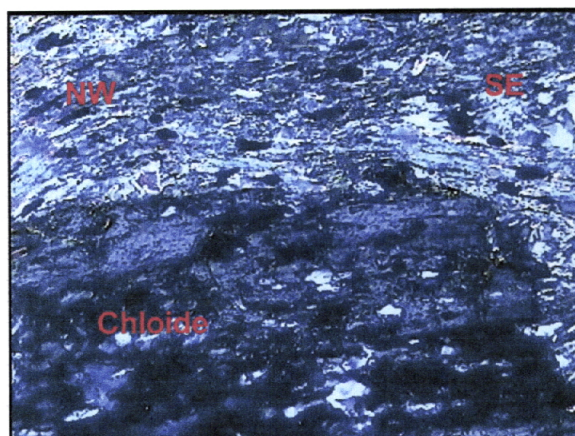
**Fig. 58:** Microphotographie montrant des paillettes de muscovites dessinant une allure sigmoïde de part et d'autre des plans de cisaillement sénestre (lumière polarisée et analysée; le grossissement est  $\times 50$ )



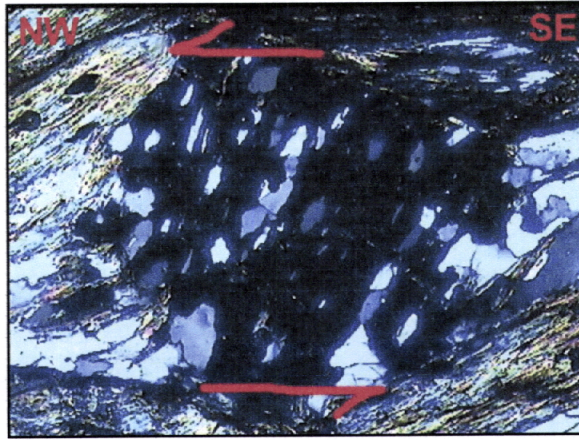
**Fig. 59:** Microphotographie de muscovite en forme sigmoïde due à des plans de cisaillement sénestre N120°-140° (lumière polarisée non analysée; le grossissement est  $\times 200$ )



**Fig. 60:** Microphotographie de produit chloriteux dans les ombres de pression de grenat (Gr). Dans le côté droit en bas de la microphotographie, on observe un clivage de crénelation qui affecte la chlorite (Chite) (lumière polarisée non analysée; le grossissement est  $\times 100$ )



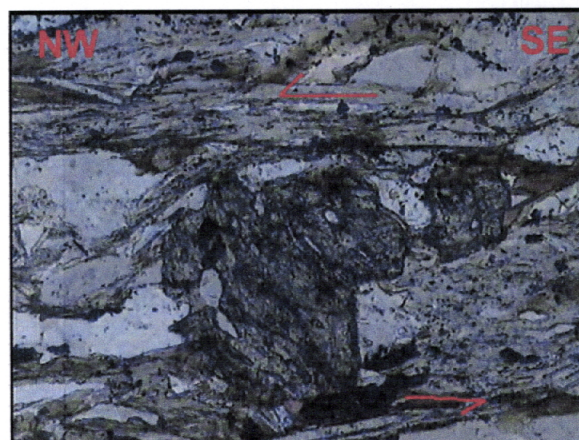
**Fig. 61:** Microphotographie de détail réalisée dans un porphyroblaste de chloritoïde (chloïde) qui est en partie syncinématique (la schistosité principale de la roche contourne le porphyroblaste), mais montrant le caractère tardi-cinématique (la schistosité interne du porphyroblaste dessinée par des inclusions d'opaqes et du quartz, est continue par rapport à la schistosité externe dominante) (lumière polarisée et analysée; le grossissement est  $\times 50$ )



**Fig. 62:** Porphyroblaste du grenat syncinématique de la déformation cisailante de direction N120°-140° opérée dans l'encaissant sud-ouest du granite (lumière polarisée et analysée; le grossissement est  $\times 50$ )



**Fig. 63:** Microphotographie montrant un porphyroblaste de staurotide tardi-cinématique dans les schistes de l'encaissant sud-ouest (lumière polarisée non analysée; le grossissement est  $\times 100$ )



**Fig. 64:** Microphotographie d'un Porphyroblaste de staurotide syncinématique à la déformation cisailante entrepris dans les schistes de l'encaissant sud-ouest (lumière polarisée non analysée; le grossissement est  $\times 100$ )

**QUATRIÈME PARTIE**

**ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU SECTEUR  
D'ADASSI ET IMPLICATION DANS LA  
COMPRÉHENSION DU HAUT-ATLAS  
OCCIDENTAL**

**I- Introduction:**

L'étude structurale menée dans le secteur d'Adassil, nous a permis de distinguer deux phases de déformation réparties selon l'ordre chronologique suivant:

◆ La première phase de déformation ( $D_1$ ) est synschisteuse et progressive. Elle se répartie en un épisode précoce ( $D_{1a}$ ) correspond au plissement majeur qui s'est exprimé par des plis ( $P_1$ ) droits à déversés vers l'ouest, associés à une schistosité ( $S_1$ ) régionale du plan axial. La linéation d'étirement est subparallèle à l'axe du pli. Ces structures sont repérées à l'affleurement dans la zone sud du secteur étudié. Elles dessinent à l'échelle du Haut-Atlas occidental des virgations à l'approximation des zones de cisaillement  $N60^\circ-70^\circ$  dextre. La schistosité  $S_1$  passe localement à une foliation métamorphique aux abords du granite du Tichka.

A l'échelle du secteur d'étude, l'épisode ( $D_{1b}$ ) tardif est considéré comme une continuation de l'épisode ( $D_{1a}$ ) précoce, consiste à une déformation moins souple que le premier. Il reprend les structures antérieures précoces. Il s'agit du fonctionnement d'une mégazone de direction  $N120^\circ-140^\circ$  en régime transpressif sénestre avec partition de la déformation au niveau de la zone de cisaillement d'Adassil (ZCA). La déformation s'accroît du sud vers le nord à proximité de la ZCA, et principalement dans l'encaissant sud-ouest du massif de Tawrirt. Cette direction de cisaillement est subparallèle aux structures cartographiques régionales.

◆ Durant la deuxième phase de déformation  $D_2$ , on assiste au fonctionnement en sénestre des zones de cisaillement  $N60^\circ-70^\circ$ . Dans le secteur étudié cette déformation est responsable du décalage cartographique des structures comme le massif granitique de Tawrirt et probablement la ZCA. Dans l'encaissant de part et d'autre de la faille d'Adassil, la forme sigmoïde de la schistosité est une indicatrice de la composante sénestre des zones de cisaillement  $N60^\circ-70^\circ$ .

La déformation atlasique (alpine) est responsable de la genèse des plis E-W et le jeu des accidents hérités de l'hercynien. Dans le secteur d'étude, un exemple de faille inverse à l'emplacement de la ZCA, est marqué par le prolongement de la faille d'El Medinat vers l'ouest et qui jalonne la bordure nord du granite de Tawrirt.

L'histoire géologique régionale est guidée par l'existence des déformations qui se répartissent comme suivant:

- ◆ Déformation anté-Varisque.
- ◆ Déformation hercynienne synschisteuse: la  $D_{1a}$  et la  $D_{1b}$ .
- ◆ Déformation post-schisteuse ( $D_2$ ).
- ◆ Déformation atlasique (alpine).

## I-1- Déformation anté-Varisque:

### A- Introduction:

Des épisodes de distension ont marqué l'histoire géologique au Maroc au cours du Paléozoïque inférieur voire la fin du Protérozoïque. Ce contexte extensif du Néoprotérozoïque est attribué à la fracturation de la masse continentale de Rodinia (Scotese et Mackerrow, 1990).

Dans le Massif ancien du Haut-Atlas, cet épisode de distension est matérialisé par l'existence des failles normales généralement synsédimentaires et par une activité volcanique dont le chimisme est celui des tholéïtes intracontinentales (Badra et al., 1992; In El Attari et al., 1997).

### B- Structuration du Haut-Atlas occidental:

La méseta marocaine occidentale est caractérisée au Cambrien moyen par une puissante série sédimentaire, déposée au fond d'un graben fortement subsident (Bernardin et al., 1988), (Fig. 65).

Le graben ouest-mésétien correspond au stade de remplissage d'un rift intra-continental. Sa limite orientale correspond à la zone de cisaillement de la méseta occidentale (ZCMO) ou WMSZ comme il est référencé dans la figure 65. Il est bordé au sud par des failles majeures N60° à N70° montrant un jeu normal synsédimentaire correspondant à l'accident majeur de Tizi-n'Test.

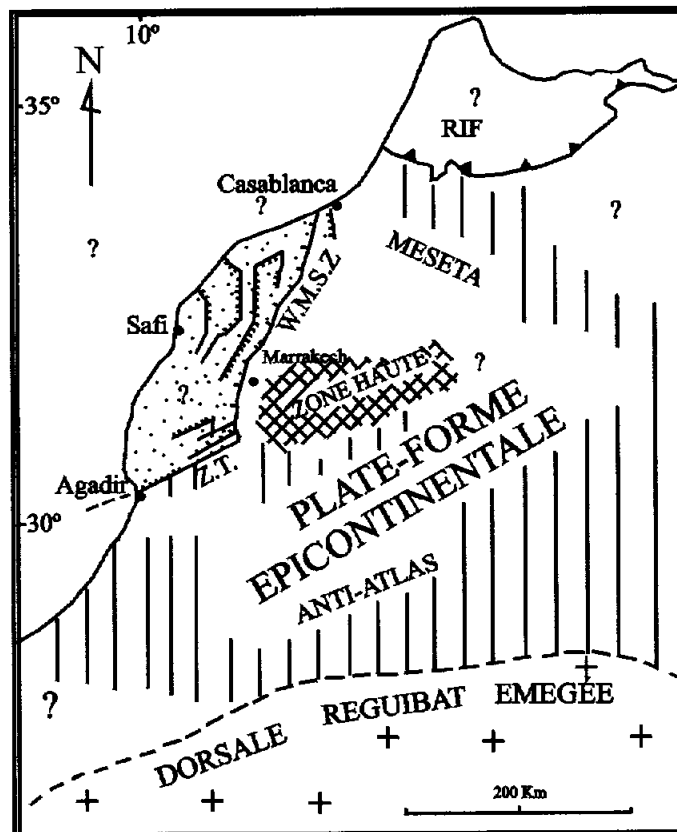


Fig. 65: Le graben (phase de rifting) Cambrien moyen dans la méseta marocaine occidentale (d'après Bernardin et al., 1988).

W.M.S.Z: Western Moroccan Shear Zone. ZT: Zone de Tizi n'Test



Une activité volcanique d'âge cambrien à infracambrien a été reconnue dans plusieurs endroits du môle côtier mésetien et du Haut-Atlas occidental. Du point de vue paléogéodynamique, la mise en place de volcanisme est liée à la cinématique distensive régnant pendant la fin du Protérozoïque et le début de Cambrien.

Au Cambrien moyen le Haut-Atlas occidental paléozoïque correspond à un graben N60° découpé sur la marge Nord du craton ouest-africain, (Fig. 66), ce graben est à nouveau découpé au Dévonien inférieur selon des directions N-S avec des relais N40° (Cornée et al., 1987)

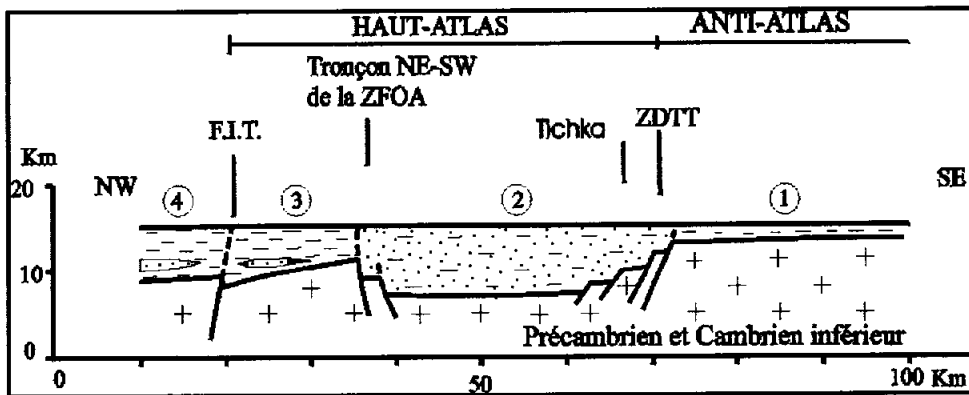


Fig. 66: Modèle envisagé pour le bassin cambrien moyen du Haut-Atlas occidental à l'Ordovicien inférieur; 1-faciès Anti-Atlas argilo-silteux; 2-faciès SE du Haut-Atlas; 3-faciès NW du Haut-Atlas; 4-faciès Jebilet comparables à 3, mais plus épais (In Cornée et al., 1987)

ZDTT : Zone de décrochement de Tizi-n'Test. FIT: Faille d'Imi n'Tanout. ZFOA: Zone faillée ouest-atlasique

Sur la base des données magmatiques et structurales, El Attari et al., (1997) ont établi un modèle cinématique d'ouverture du bassin cambrien de la méseta occidentale entre deux couloires d'activité volcanique intense à cette époque et qui coïncident avec les limites septentrionales et méridionales du rift ouest-mésetien et correspondent à des zones de faiblesse dans le socle. Cette ouverture du bassin cambrien est probablement de type "pull-apart", (Fig. 67).

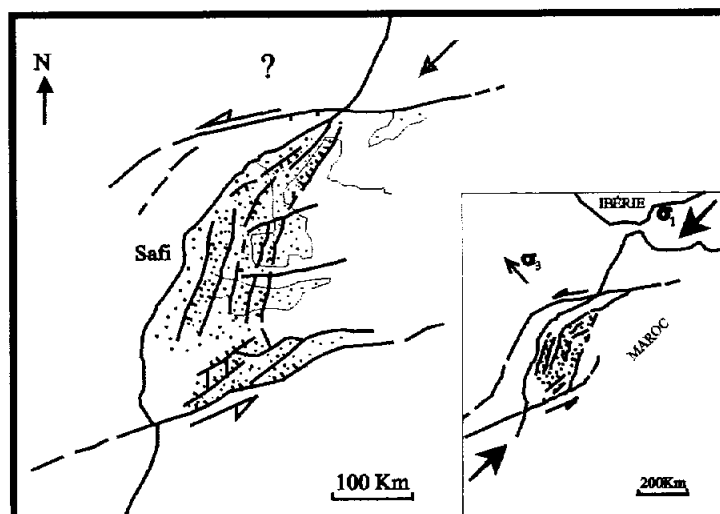


Fig. 67: Modèle d'ouverture du bassin cambrien de la méseta occidentale (El Attari et al., 1997)

A partir du Dévonien supérieur, le régime extensif responsable du rifting se transforme en un régime de compression avec mise en place des bassins sédimentaires du cycle hercynien ou varisque, dont l'évolution géodynamique se poursuivra jusqu'à la fin du Permien, (Fig. 68).

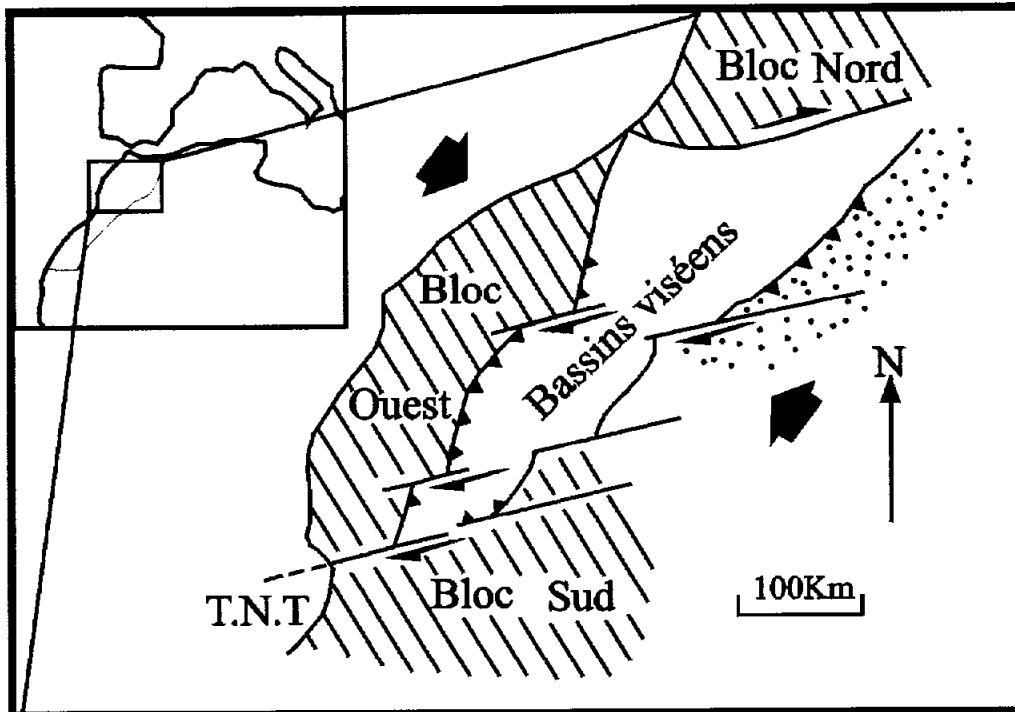


Fig. 68: La Méseta marocaine est située à l'emplacement d'anciens bassins subsidents, d'âge viséen s.l., entourés au Nord, à l'Ouest et au Sud de blocs émergés (hachures) (d'après Lagarde, 1985; In Aït Ayad, 1987)

### C- Structures et microstructures synsédimentaires:

Dans la région d'étude, des structures distensives syncambriennes sont observées (El Archi, 1989). Cet auteur a décrit:

- ◆ Des slumps dans les calcaires lités.
- ◆ Des failles synsédimentaires de direction N60°-80°.
- ◆ Des brèches de glissement relationnées surtout avec des failles N60°-70°.
- ◆ Des filons clastiques constitués du matériel sédimentaire dans des séries schisteuses et schisto-carbonatées.

Selon le même auteur, des manifestations gravitaire observées surtout dans la partie sud de la faille d'El Medinat sont tributaires de la distension syncambrienne.

Des structures synsédimentaires observées dans différentes localités du Haut-Atlas occidental sont en relation avec la tectonique distensive dans un bassin subsident qui comprend le Haut-Atlas occidental et la méseta occidentale (Cornée et al., 1987).

## **I-2- Déformation hercynienne synschisteuse: la $D_{1a}$ et la $D_{1b}$ :**

Comme nous l'avons signalé dans l'introduction, le secteur d'étude se situe dans le Haut-Atlas occidental. Ce dernier constitue le fragment le plus méridional de la méseta occidentale.

Les terrains rencontrés dans le secteur d'étude souffrent des déformations principalement dans le cycle hercynien. L'influence du cycle alpin se caractérise essentiellement par le rejeu fragile des failles héritées des déformations antérieures.

On signale que la déformation synschisteuse précoce  $D_{1a}$  rencontrée dans le secteur étudié ne sera de point de vue structural que la déformation majeure synschisteuse connue à l'échelle du Haut-Atlas occidental.

Dans le secteur étudié, la limite entre les terrains d'âge cambrien et ordovicien est une zone de faille qui représente le prolongement de la faille d'El Medinat vers l'ouest, (**Fig. 71**). On la désigne sous le nom de la zone de cisaillement d'Adassil ou (ZCA). Des critères mésoscopiques et microscopiques ont permis d'établir un mouvement sénestre de la ZCA (Voir: Analyse de la déformation).

### **A- L'épisode ( $D_{1a}$ ):**

Dans la méseta occidentale, la déformation majeure hercynienne est post-viséenne. Il comprend les Rehamna, les Jbilette et le Haut-Atlas de Marrakech. Les plis sont généralement NE-SW. La direction de raccourcissement de la chaîne hercynienne au Maroc, qui s'est opéré durant cet épisode, est WNW-ESE à E-W, (**Fig. 69**).

Cette déformation synschisteuse est accompagnée dans la méseta occidentale par la mise en place des granites associés à des zones de cisaillement ductile, (**Fig. 70**).

A l'Hercynien le Haut-Atlas occidental paléozoïque correspond à un couple décrochant dextre  $N60^\circ$  entre la faille d'Imi-n-Tanout et celle du Tizi-n'Test. Il est affecté par des plis  $P_1$  droits à déversés à l'WNW et d'axes NNE-SSW subhorizontaux. Ces plis sont associés à une schistosité  $S_1$  régionale du plan axial. La linéation d'étirement est systématiquement subparallèle aux axes  $P_1$ .

L'évolution syn à fini-schistosité est caractérisé par un raccourcissement Z  $N95^\circ$  à  $N105^\circ$  subhorizontal avec un allongement X  $N05^\circ$  à  $15^\circ$  subhorizontal (Cornée et al., 1987), (**Fig. 71**). Les failles ENE-WSW (exemple: faille d'Imi n'Tanout et d'Arg) sont des décrochements dextres syn et post-schisteux, comme la zone de décrochement de Tizi n'Test (Proust et al., 1977) (Mattauer et al., 1972; Petit, 1976; Lagarde et al., 1983; In Cornée et al., 1987).

Dans ce contexte, la région du Haut-Atlas occidental constitue un exemple d'un mégaduplex dextre associé au jeu varisque de la faille de Tizi-n'Test de direction ENE-WSW (Aït Ayad et al., 2000 (a)), (**Fig. 72**).

A l'échelle du Haut-Atlas occidental, cet épisode précoce synschisteux a donné naissance à des plis  $P_1$  en relation avec le fonctionnement dextre des zones de cisaillement ductile de direction  $N60^\circ-70^\circ$ . La schistosité régionale associée aux plis  $P_1$  ont tendance à se paralléliser avec les limites  $N60^\circ-70^\circ$  des blocs.

Dans la zone sud du secteur étudié, on repère à l'affleurement des plis synschisteux  $P_1$  dont la schistosité ( $S_1$ ) est parallèle au plan axial de direction  $N40^\circ-50^\circ$  et de pendage  $50^\circ-60^\circ$ SE. Cette situation structurale est similaire à ce qu'on peut obtenir quand on approche des limites  $N60^\circ-70^\circ$  des blocs, (Fig. 73).

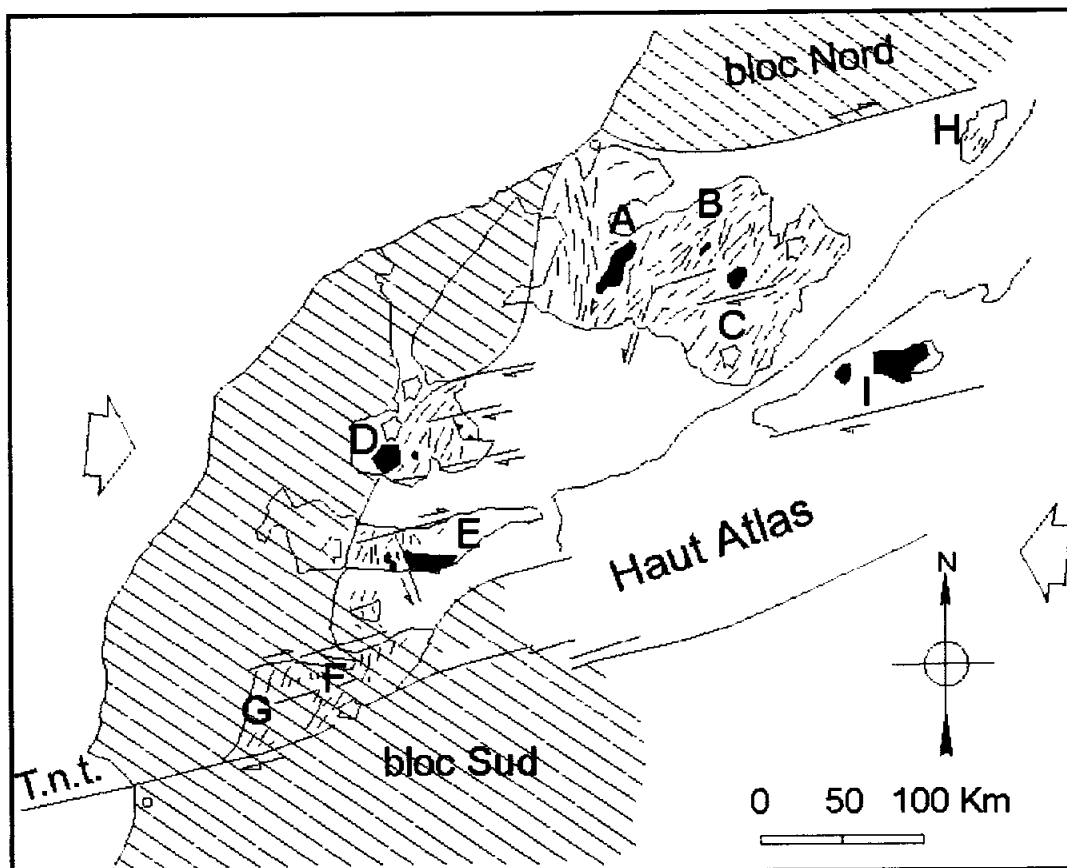
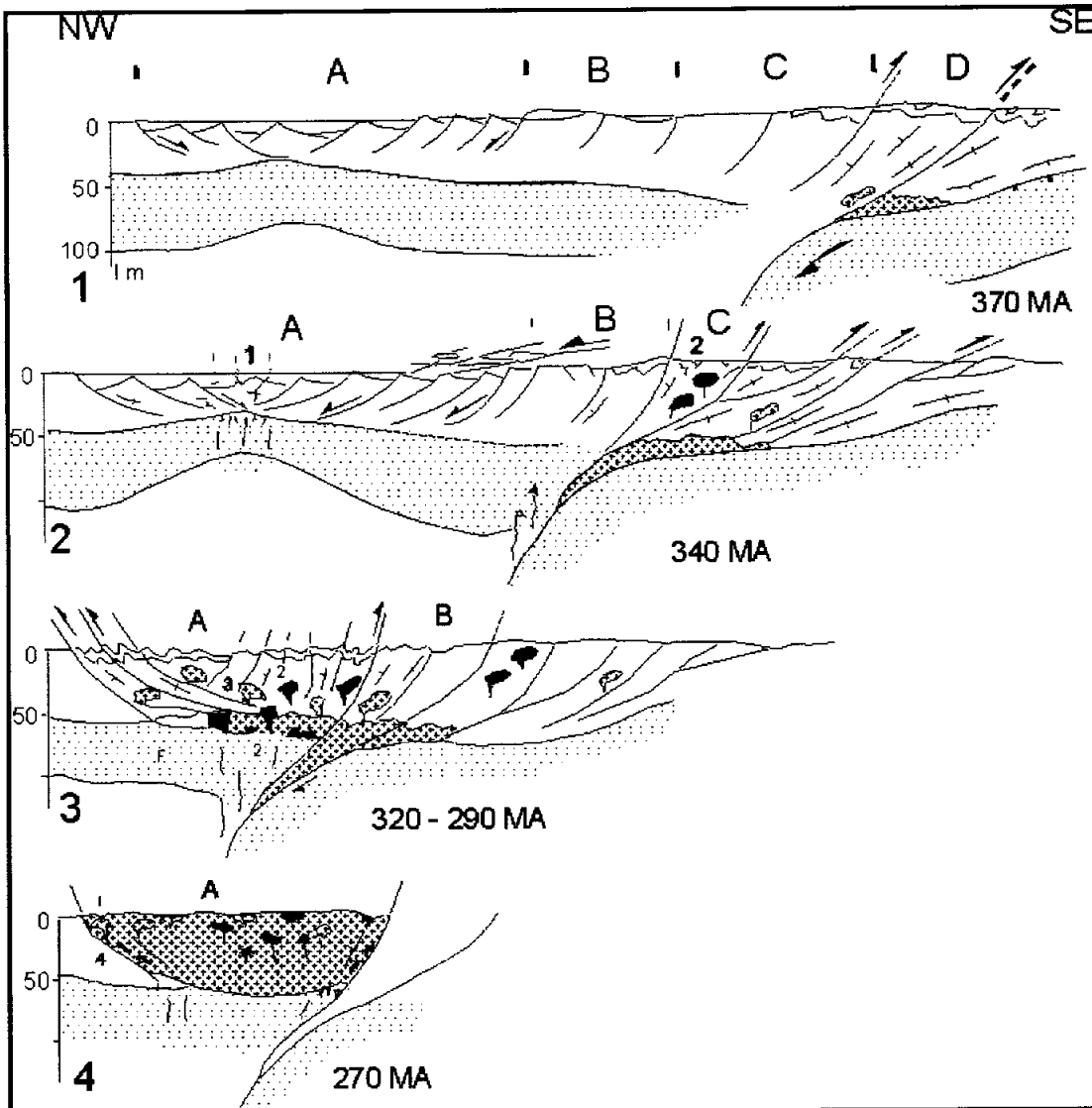


Fig. 69: Carte des trajectoires du plan d'aplatissement post-Viséen dans la méseta marocaine. Ces trajectoires mettent en évidence l'existence de zones de cisaillement ductile organisées en deux familles ENE dextres et subméridiennes sénestres qui témoignent d'un raccourcissement NW-SE. Principaux massifs hercyniens (granitoïdes en noir): Plateau central: A- Zaer, B- Oulmes, C- Ment, D-Rehamna, E- Jebilet, F- Azegour, G- Tichka, H- Tazekka, I- Haute Moulouya, T.n.t- Faille de Tizi n'Test; grandes flèches: direction de raccourcissement post-Viséenne; petites flèches: sens de déversement à l'époque post-Viséenne. (Lagarde, 1985; In Jouhari, 1989, modifié)



**Fig. 70:** Modèle d'évolution de la chaîne hercynienne du Maroc entre 370 Ma et 270 Ma.  
 Différents domaines: A- méseta, B- secteur Azrou-Khenifra, C- Maroc oriental (Haute Moulouya), D- zones internes (les structures dans les zones internes sont hypothétiques).  
 - à 370 Ma: compression dans le Maroc oriental (C), distension dans la méseta (A).  
 - à 340 Ma: mise en place des premiers granites au Maroc oriental, la compression gagne vers l'Ouest atteint le secteur Azrou-khenifra (B), distension et magmatisme (1) dans la méseta avec un bassin subsident dissymétrique.  
 - 320-290 Ma: la compression atteint la méseta, inversion et réutilisation des fractures lithosphériques en chevauchement et décrochements, mise en place de plutons orogéniques d'abord calco-alcalins (2) puis anatécitiques (3).  
 - à 270 Ma: mise en place de granites alcalins tardi tectoniques le long des cisaillements lithosphériques non réctilignes qui limitent la méseta. (Lagarde, 1987; In Jouhari, 1989).

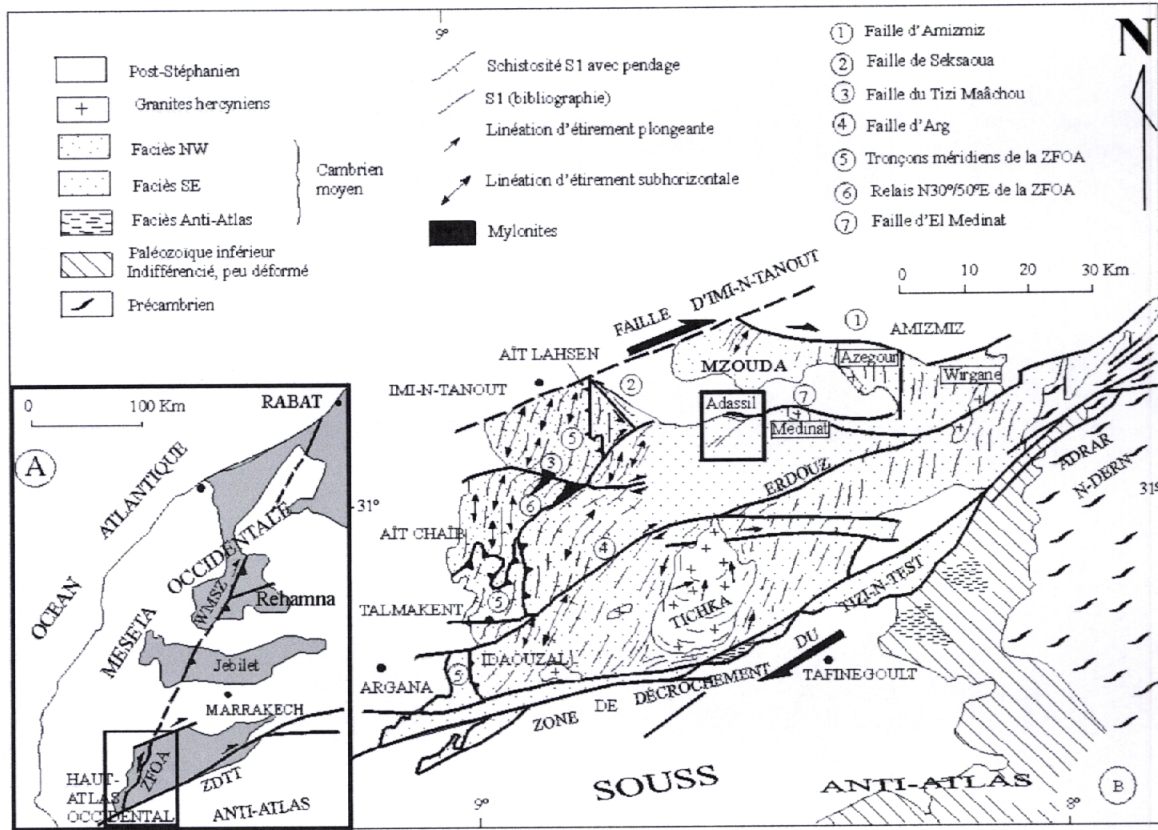


Fig. 71: (A) Situation du Haut-Atlas occidental parmi les boutonnières paléozoïques de l'Ouest marocain (gris sombre); WMSZ: West Moroccan Shear Zone; ZFOA: Zone faillée ouest-atlasique; ZDTT: Zone de décrochement du Tizi-n-Test; (B) Carte schématique des trajectoires de la schistosité  $S_1$  et des linéations d'étirement  $Le_1$  dans le Haut-Atlas occidental paléozoïque; d'après: Proust et al., (1977) à l'est de la ligne Amizmiz-Tichka, simplifié; Lagarde et al., (1983) pour le granite du Tichka; Tayebi, (1987), Aït Chaïb. (In Cornée et al., 1987, modifié)  
Le petit cadre dans la figure (B) correspond au secteur d'étude

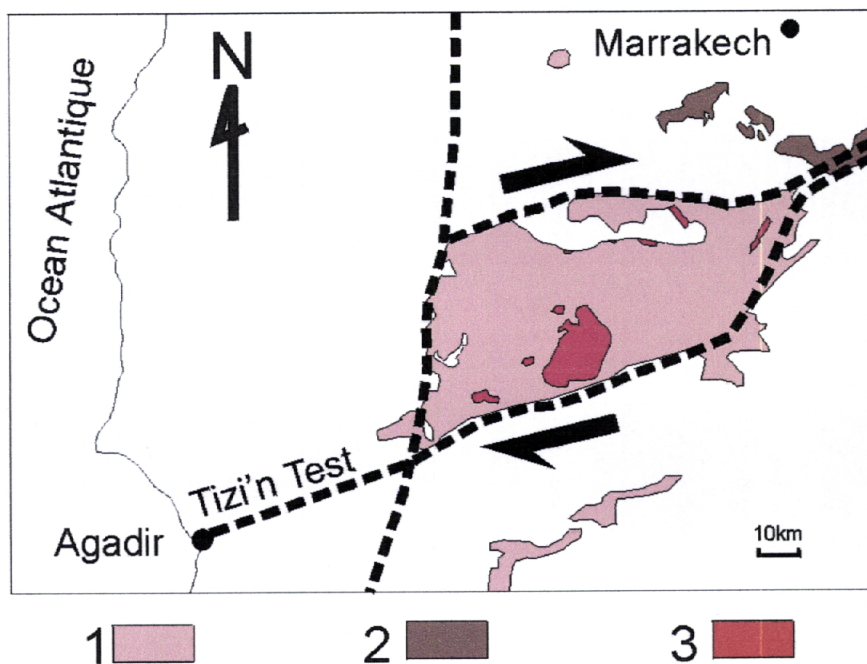
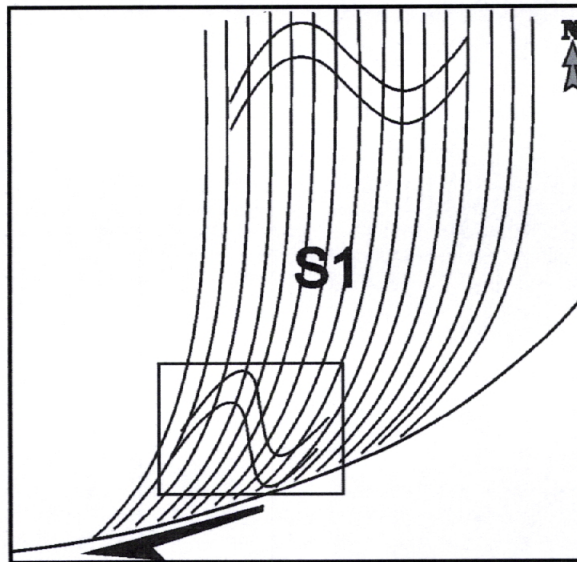


Fig. 72: Schéma structural proposé pour le Haut-Atlas occidental.  
1- Paléozoïque inférieur. 2- Carbonifère. 3- Granites varisques



**Fig. 73:** Schéma représentatif de la virgation des structures à l'approche des zones de cisaillement de direction N60°-70°; la zone cadrée illustre plus ou moins l'emplacement de la zone sud du secteur étudié

### **B- L'épisode (D<sub>1b</sub>):**

Cette déformation a donné lieu à des structures (schistosité, plis et linéations) visibles dans l'encaissant schisteux au sud-ouest du granite tantôt à l'échelle d'affleurement, tantôt à l'échelle de lame mince (Voir Analyse de la déformation). Elle est considérée comme continue de l'épisode précoce synschisteux D<sub>1a</sub>.

Il s'agit à l'échelle du secteur étudié, du fonctionnement en mouvement cisailant d'une mégazone de direction N120°-140° en régime transpressif sénestre avec partition de la déformation (Dewey et al., 1998; In Holdsworth et al., 1998) au niveau de la zone de cisaillement d'Adassil (ZCA), (**Fig. 74**).

En effet, l'intensité de la déformation dans ce couloire augmente du sud vers le nord à l'approche de la ZCA. La composante de cisaillement simple se concentre dans l'encaissant sud-ouest du granite.

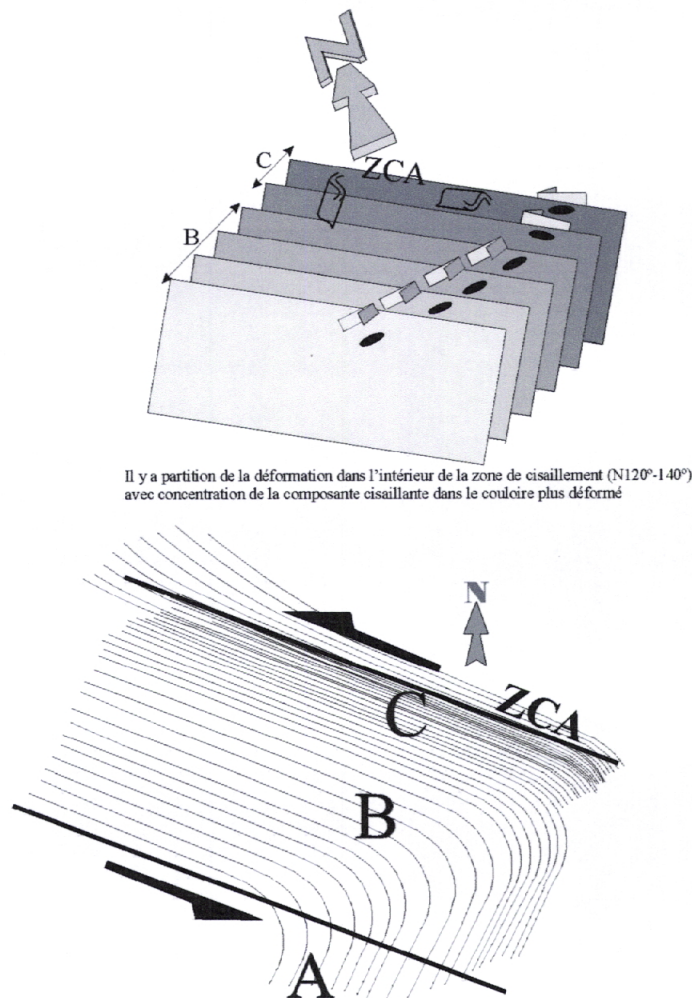
Dans ce contexte, il surgit trois domaines, (**Fig. 76**):

◆ Un domaine (A) situé dans la zone sud du secteur étudié, n'est pas affecté par le couloire cisailant du mouvement sénestre de la D<sub>1b</sub>. Ce domaine correspond à la phase majeure synschisteuse connue dans le Haut-Atlas occidental, (**Fig. 71**).

◆ Un domaine (B) où la schistosité (S<sub>1</sub>) est d'orientation générale N120°-140° avec des pendages sud (35° à 70°). La linéation d'étirement (Le<sub>1</sub>) est d'orientation générale N220°-250° avec des plongements relativement forts (35° à 45°) vers le SW. La superposition des trajectoires de schistosité (S<sub>1</sub>) et de linéation d'étirement, combinée à la composante cisailante sénestre de la D<sub>1b</sub> dans le secteur étudié fait ressortir une signature de chevauchement vers le NE. Par opposition à la

composante transcurante dominante en régime transpressif dans le domaine (C) (voir en dessous), le domaine (B) sera plus proche d'une zone transpressive avec une composante de cisaillement pur dominante "*Pure shear dominated transpression*" en accord avec le modèle de Fossen et Tikoff, (1993).

◆ Un domaine (C) à proximité de la ZCA dans l'encaissant sud-ouest du granite où il y a transposition de la stratification par la schistosité ( $S_1$ ). La direction principale de la foliation est de  $N120^\circ-140^\circ$  avec des pendages généralement subverticales (supérieur à  $60^\circ$ ). La linéation d'étirement ( $Le_1$ ) portée par les plans de schistosité est d'orientation générale  $N120^\circ-140^\circ$  avec des plongements subhorizontales (inférieur à  $30^\circ$ ) tantôt NW, tantôt SE. Des critères mésoscopiques et microscopiques sont indicateurs d'une composante cisailante en mouvement sénestre. Ce qui confirme l'idée que ce domaine correspond à une zone transpressive avec une composante transcurante dominante "*Wrench dominated transpression*" (Selon le modèle établi par Fossen et Tikoff, 1993).



**Fig. 74:** Bloc diagramme (a) et schéma correspondant (b), montrant la foliation, linéation, sens de cisaillement et plissement associé en régime transpressif sénestre avec partition de la déformation dans la zone de cisaillement d'Adassil ou ZCA; deux épisodes de déformation synschisteux précoce et tardive sont reconnus dans le secteur étudié A, B et C correspondant à la répartition des domaines de déformation



On signale que durant la première phase de déformation qu'on considère progressive ( $D_{1a}$  précoce et  $D_{1b}$  tardive), l'orientation de raccourcissement dans le secteur d'étude est d'environ E-W (Fig. 75). Cette orientation de raccourcissement est compatible avec ce qui était établi dans le Haut-Atlas occidental durant la phase majeure synschisteuse (Cornée et al., 1987).

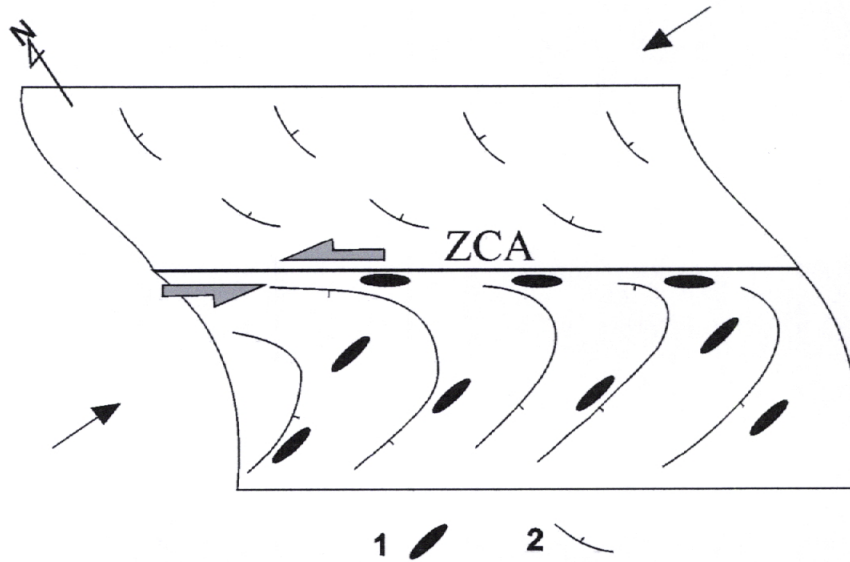


Fig. 75: Modèle structural proposé pour le secteur d'Adassil durant la phase de déformation synschisteuse.  
 ZCA: Zone de cisaillement d'Adassil.  
 1- étirement moyen. 2- trajectoires de  $S_1$

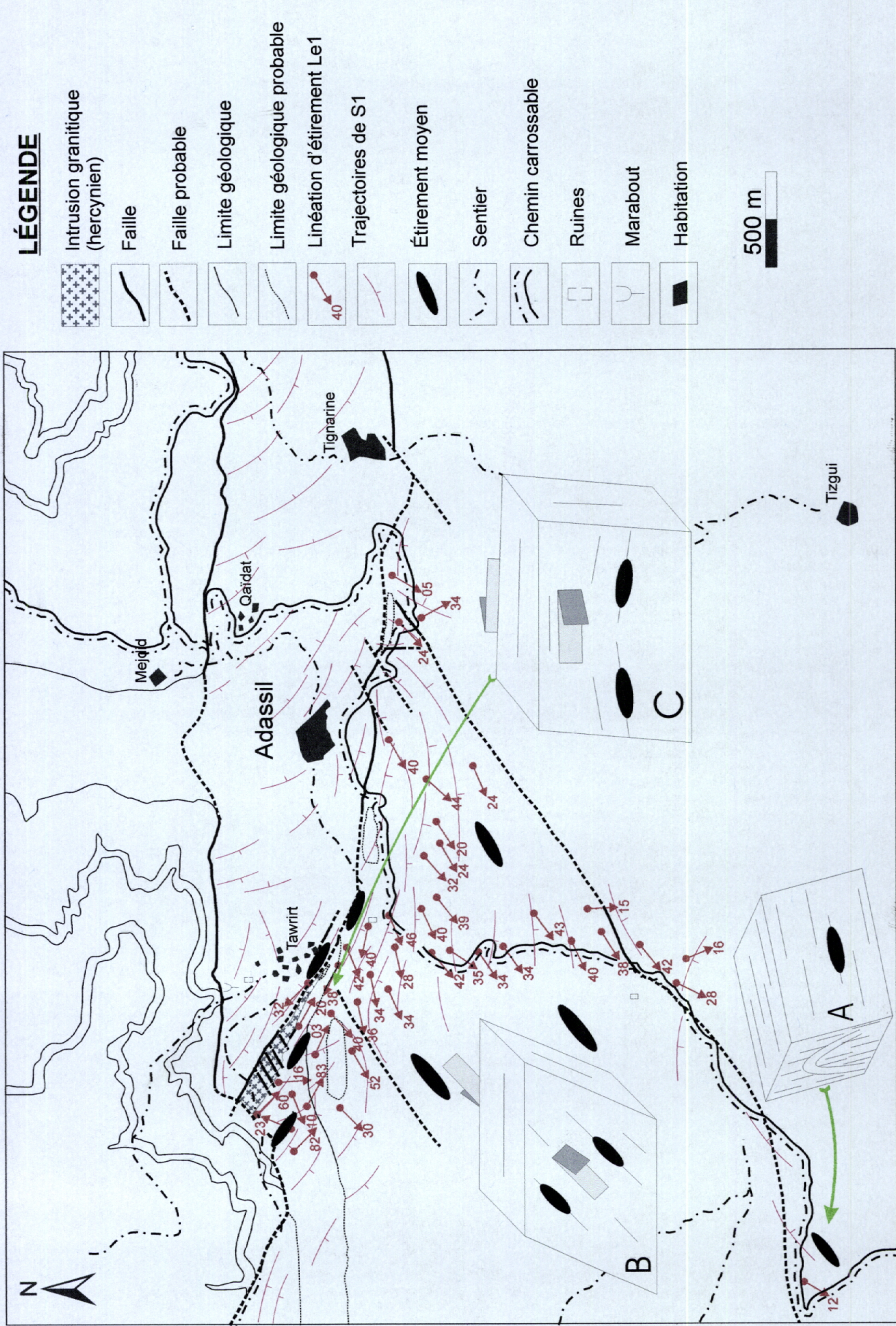


Fig. 76: Carte des mésostructures (trajectoires de  $S_1$  et linéation d'étiement  $Le_1$ ) avec localisation structurale des trois domaines (A), (B) et (C) connus dans le secteur étudié.

L'étude de la relation métamorphisme–déformation indique que la mise en place du granite est contemporaine à la déformation synschisteuse tardive,  $D_{1b}$ , mais elle va cesser plus tard par rapport à la  $D_{1b}$ :

◆ L'étude microstructurale, entreprise dans l'encaissant sud-ouest du granite, montre que la majorité des minéraux de métamorphisme sont syncinématique à la déformation synschisteuse tardive  $D_{1b}$ , en parallèle à cela, quelques cristaux montrent leur caractère post-schisteux (Voir Structures microscopiques de la 3<sup>ème</sup> partie; Analyse de la déformation).

◆ Les indices d'une déformation cisailante en mouvement sénestre de direction  $N120^{\circ}$ - $140^{\circ}$ , établis dans la bordure sud-ouest du massif granitique de Tawirt.

En conclusion, l'emplacement du granite dans la zone de cisaillement de Adassil (ZCA) mis en évidence son caractère syntectonique de mise en place. Cette dernière semble qu'il va cesser plus tard, ce qui fait que l'effet thermique relationné avec la mise en place du granite demeure plus dans le temps que l'événement synschisteux de la  $D_{1b}$ .

### **I-3- Déformation post-schisteuse ( $D_2$ ):**

Après l'événement synschisteux ( $D_1$ ), l'encaissant et l'intrusion granitique sont affecté par une seconde phase de déformation ( $D_2$ ) qui reprise les structures synschisteuses. Elle est associée à des zones de cisaillement de direction  $N60^{\circ}$ - $70^{\circ}$  en mouvement sénestre. Les structures mésoscopiques et microscopiques contemporaines à cet événement se développent d'une manière hétérogène dans le secteur d'étude. Elles se concentrent préférentiellement le long des zones de cisaillement de direction  $N60^{\circ}$ - $70^{\circ}$  et dans la bordure sud-ouest du granite.

On signale aussi que cet événement est responsable du décalage cartographique de l'intrusion granitique de Tawirt, (Fig. 78) et probablement la faille d'Adassil (à l'emplacement de la ZCA) qui représente le prolongement de la faille d'El Medinat vers l'ouest, (Fig. 71).

Le caractère encore ductile de cette phase, exclue l'hypothèse d'être attribuer à la déformation atlasique. La cinématique sénestre de ces zones de cisaillement  $N60^{\circ}$ - $70^{\circ}$  est encore compatible avec la formation des bassins permien dans le Haut-Atlas occidental (In Aït Ayad et al., 2000 (a)).

La genèse des couloirs de cisaillement sénestre de direction  $N60^{\circ}$ - $70^{\circ}$  peut correspondre à des cisaillements sénestres  $N60^{\circ}$ - $70^{\circ}$  antithétiques produites par rotation horaire des blocs et induites par le jeu des anisotropies préexistantes du socle de direction E-W à ENE-WSW, selon le modèle du type domino (In Ribeiro, 2002). Dans une échelle globale, celle de la tectonique des plaques, cela correspondre au sens du mouvement dextre résultant du déplacement relatif de la plaque Laurasia par rapport à la plaque Gondwana (In Ribeiro et al., 1995), (Fig. 77).



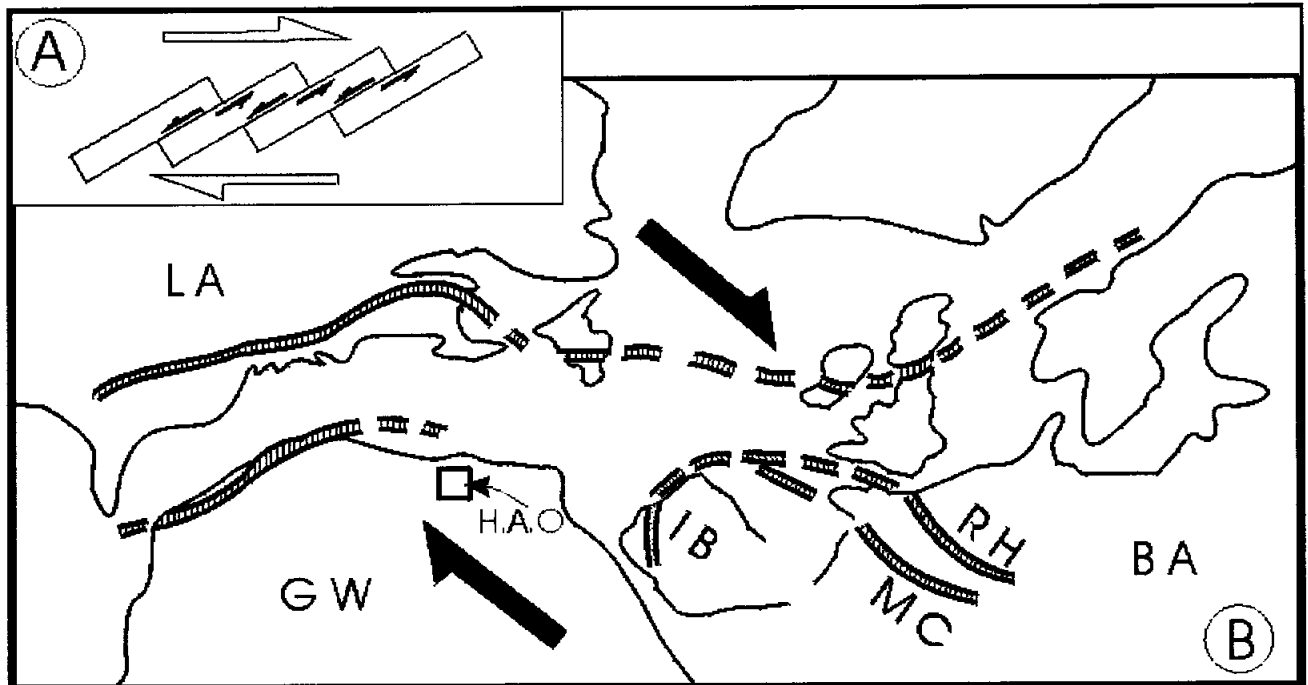


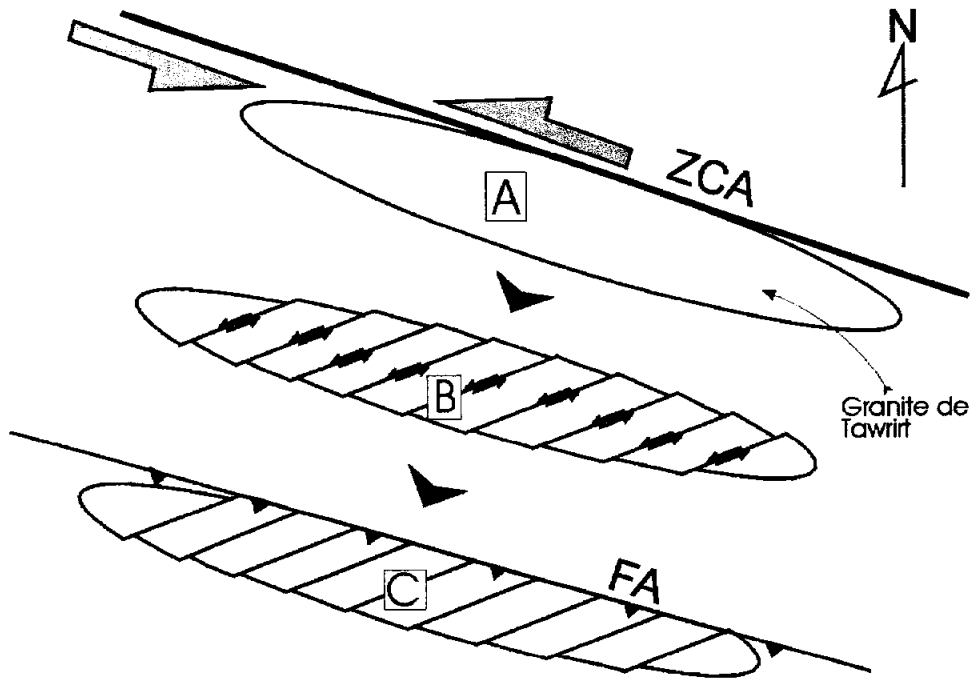
Fig. 77: A- Modèle du type domino (Ribeiro, 2002, modifié); B- Sens du mouvement dextre dans les terrains varisques (Ribeiro et al., 1995, modifié)

LA: Laurentia. BA: Baltica. GW: Gondwana. RH: Rheic ocean. MC: Massif Central ocean. IB: Iberia. H.A.O: Haut-Atlas occidental

#### I-4- Déformation atlasique:

L'événement compressif alpin réactive la plupart des structures antérieures varisques. C'est une déformation de style fragile. A partir du Néogène, les failles de direction N70° à E-W, qui avaient fonctionné en accidents transcurrents sénestres durant la plus grande partie du Mésozoïque, sont soumises à un champ de contraintes où la direction de raccourcissement est subméridienne; leur mouvement devient inverse, ce qui aboutit au soulèvement du Haut-Atlas occidental (In Piqué, 1994).

Dans le secteur étudié, la zone de cisaillement d'Adassil va être prise par la faille d'Adassil qui matérialise le prolongement de la faille d'El Medinat vers l'ouest, (Fig. 71). Cette dernière a été réactivée en faille inverse vers le nord. Dans ce contexte la bordure nord-est du granite va jouer en faille inverse, (Fig. 78).



**Fig. 78:** Schéma explicatif de l'évolution structurale qu'a subi le massif granitique de Tawirt. A- Mise en place du granite dans la zone de cisaillement de Adassil (ZCA) durant l'événement synschisteux tardif ( $D_{1b}$ ); B- Découpage du massif granitique, dû à des zones de cisaillement senestre de direction  $N60^{\circ}-70^{\circ}$  contemporaines de la  $D_2$ ; C- La ZCA va être prise par une faille inverse durant l'atlasique qui est la faille d'Adassil (FA); cette déformation de style fragile oblitère les structures du décalage du granite pendant la phase  $D_2$  de la bordure nord-est par opposition à la bordure sud-ouest.

On signale que les terrains mésozoïques que forme la couverture récente se dispose en discordance sur un autre ensemble déformé d'âge paléozoïque inférieur. Dans le secteur étudié, les bancs calcaires dessinent le long du plan de la faille, qui marque le contact entre les terrains ordoviciens et le Mésozoïque, un crochon anticlinal compatible avec un jeu inverse de la faille, (Fig. 79 et 80).

Les principales accidents observés dans le secteur étudié sont illustrés par la figure 81.

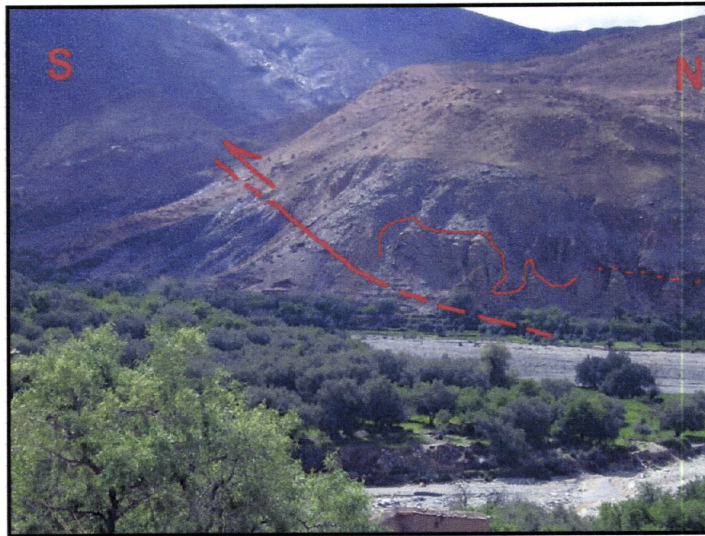


Fig. 79: Photographie montrant le contact faillé entre les deux ensembles ordovicien et mésozoïque



Fig. 80: Vue photographique rapprochée, sur une zone de contact entre les terrains ordoviciens et celles mésozoïques, où s'observe un pli métrique dans les calcaires; le contact est à quelques mètres vers le sud

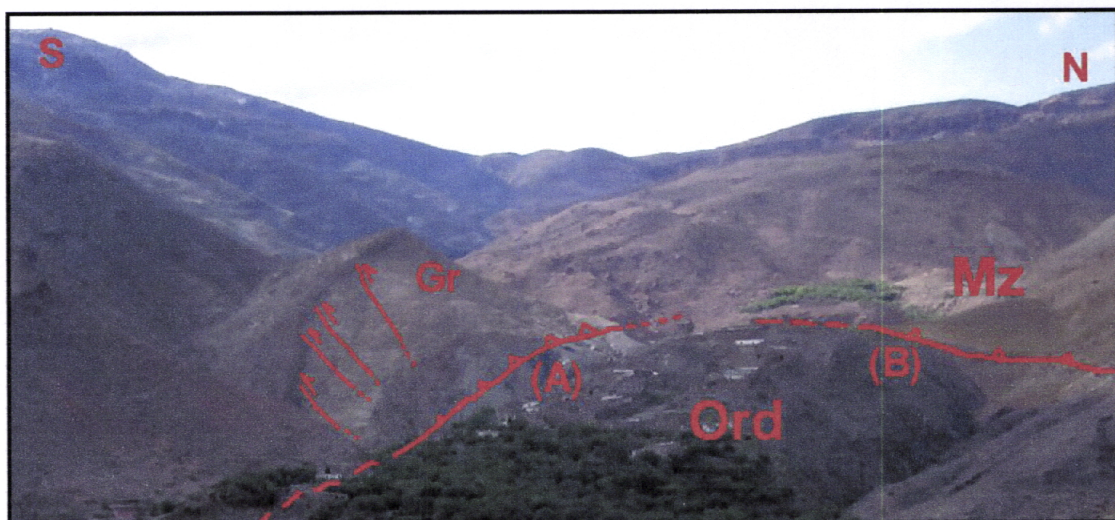


Fig. 81: Vue photographique montrant le contact entre le granite de Tawrirt (Gr) et les terrains ordoviciens (Ord), qui matérialise la faille d'Adassil (A) du jeu inverse atlasique; et le contact entre le Mésozoïque (Mz) et l'Ordovicien qui est une faille atlasique (B). Le massif granitique est affecté par des zones de cisaillement sénestre de direction  $N60^{\circ}-70^{\circ}$  durant la seconde phase de déformation  $D_2$

## ***БИБЛИОГРАФИЈЕ***

**BIBLIOGRAPHIE**

**Aït Ayad, N. (1987)** - Etude des relations entre déformation et intrusion granitique. L'exemple du granite hercynien d'Azegour (Haut Atlas de Marrakech). Thèse de 3<sup>ème</sup> Cycle en Géologie Structurale. Univ. Cadi Ayyad- Faculté des Sciences. Marrakech (Maroc).

**Aït Ayad, N.; Dias, R.; Ribeiro, L.; Adnane, N.; Hadani, M.; Hendaq, Y. & Madih, K. (2000) (a)** - Mecanismos de intrusão e deformação de pequenos corpos "graníticos" no Alto Atlas ocidental (Marrocos); Influência na caracterização da deformação varisca. 6<sup>a</sup> Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica (GGET). Évora, Portugal. Volume das apresentações científicas, pp. 61.

**Aït Ayad, N.; Ribeiro, M. L.; Solá, L. R.; Moreira, M. E.; Dias, R.; Bouabdelli, M.; Ezzouhairi, H. & Charif, A. (2000) (b)** - Le granite d'Azegour (Maroc): cartographie géochimique et interprétation géodynamique. Comun. Instituto Geológico e Mineiro, 2000, t. 87, pp. 155-164.

**Alaoui M'hamdi, A. (1966)** - Recherche de Scheelite sur le granite d'Adassil. SRG / MAR / n° 16.

**Bard, J.-P. (1990)**- Microtexturtes des roches magmatiques et métamorphiques. Masson, 2<sup>e</sup> édition, 205 p.

**Bernardin, C.; Cornée, J. J.; Corsini, M.; Mayol, S.; Muller, J. & Tayebi, M. (1988)** - Variations d'épaisseur du cambrien moyen en méséta marocaine occidentale: signification géodynamique des données de surface et de subsurface. Can. Journ. Earth Sc., v. 25, n° 12, pp. 2104-2117.

**Chacrone, C. (1996)** - L'Ordovicien du Massif Ancien du Haut-Atlas; Dynamique des ensembles sédimentaires, pétrologie et stratigraphie séquentielle. Thèse 3<sup>ème</sup> Cycle, Université M<sup>ed</sup> V, Rabat.

**Cornée, J. J. & Ferrandini, J. (1985)** - Sur la tectonique précoce hercynienne et le rôle des accidents anté-schisteux dans le Haut-Atlas occidental paléozoïque au sud d'Imi-n-Tanout (Maroc). Relations avec les Jbiletts occidentals. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 301, pp. 1157-1162.

**Cornée, J. J; Ferrandini, J. & Bernard, S. (1987)** - Le Haut-Atlas occidental paléozoïque, un graben cambrien moyen entre deux décrochements dextres N60°E, hercynien (Maroc). C. R. Acad. Sci. Paris, 305, Sér. II, pp. 499-503.

**Cornée, J. J.; Muller, J. & Tayebi, M. (1990)** - Mise en évidence d'un chevauchement post-schisteux tardi-hercynien à caractère suppressif dans le Haut-Atlas occidental paléozoïque (Maroc). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 305, Sér. II, pp. 1521-1526.



**Direction de la Conservation Foncière et des Travaux Topographiques, Division de la Carte (1974)** - Carte topographique d'Addouz à l'échelle 1 : 50 000; Feuille NH – 29 – XXII – 1 b.

**Direction de la Conservation Foncière et des Travaux Topographiques, Division de la Carte (1974)** - Carte topographique d'Azegour à l'échelle 1 : 50 000; Feuille NH – 29 – XXII – 2 a.

**Eddif, A. (1998)** -Pétrographie, Géochimie et Structure des Intrusions de Wirgane et de leur encaissant (Haut Atlas occidental paléozoïque, Maroc). Thèse 3<sup>ème</sup> Cycle, Univ. Choïb Doukkali, El Jadida, 187 p.

**El Archi, A. (1989)** - Evolution tectono-sédimentaire et métamorphique d'un segment paléozoïque du Haut-Atlas occidental (la région de Bou-Zouga et Maghoussa). Thèse 3<sup>ème</sup> Cycle Univ.Cadi Ayad Marrakech, 133 p.

**El Attari, A (1990)** - Lithostratigraphie et évolution tectono-métamorphique hercynienne du paléozoïque à la bordure NW du granite des Zaer, entre Fouizir et K<sup>at</sup> Cherif (Maroc Central). Thèse 3<sup>ème</sup> Cycle. Univ. M<sup>ed</sup> V. Rabat, 156 p.

**El Attari, A.; Hoepffner, C. & Jouhari, A. (1997)** - Nouvelles données magmatiques et structurales en relation avec la cinématique de l'ouverture du bassin cambrien de la méseta occidentale (Maroc). GAIA N° 14, pp. 11-21.

**Foucault, A. & Raoult, J. F. (1988)** - Dictionnaire de géologie. Masson, 3<sup>e</sup> édition, 352 p.

**Fossen, H. & Tikoff, B. (1993)** - The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression – transtension tectonics. *Journal of Structural Geology*, 15, pp. 413-422.

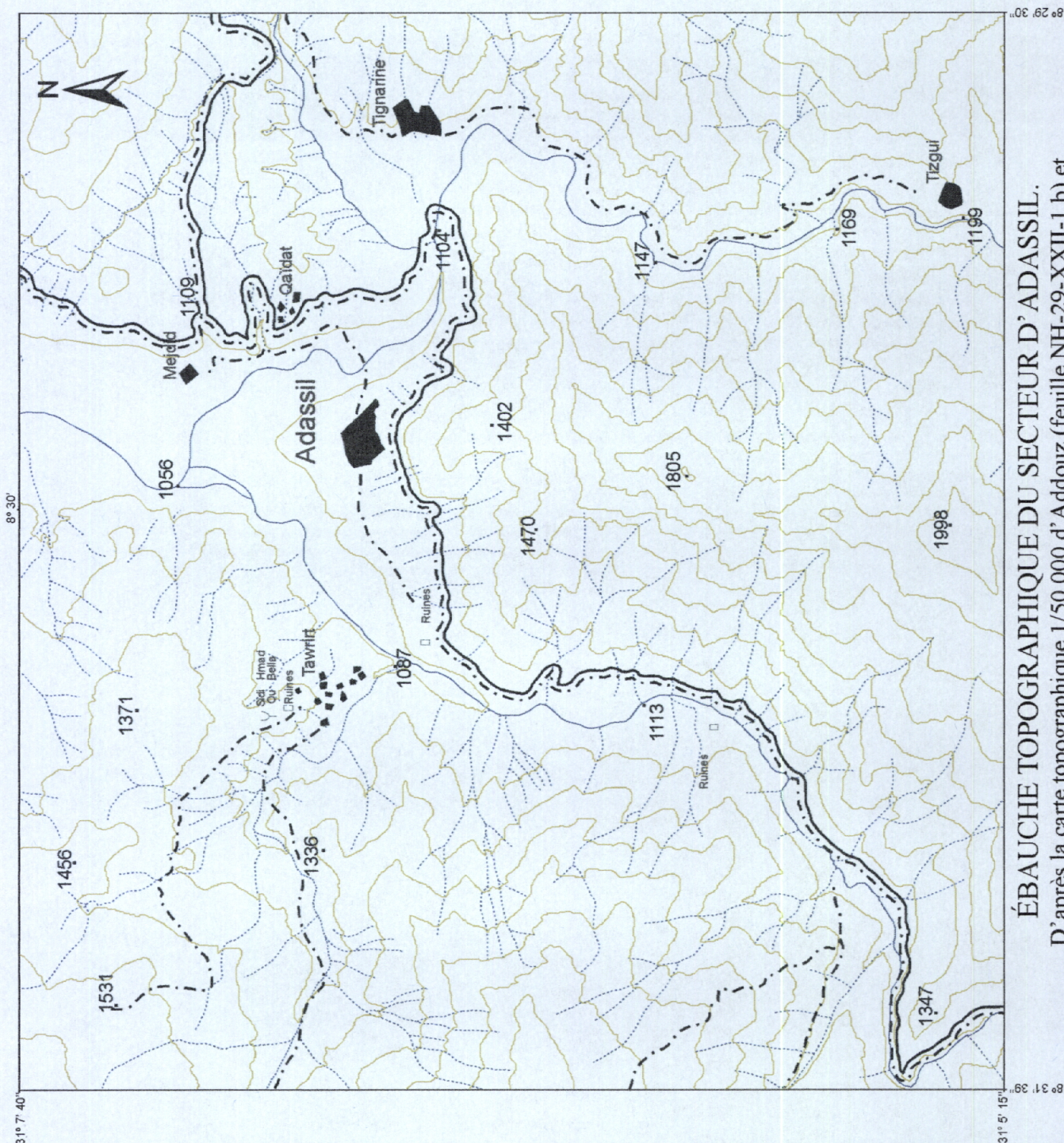
**Hoepffner, C. (1987)** - La tectonique hercynienne dans l'est du Maroc. Thèse Doct. D'Etat, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 280 p.

**Holdsworth, R. E.; Strachan, R. A. & Dewey, J. F. (1998)** - Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society, London, Special Publications, 135, 355 p.


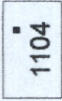

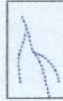
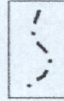
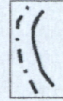
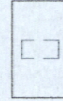
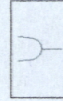
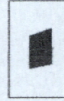
**Jouhari, A. (1989)** - Minéralisations à Au – Mo – Cu de la bordure orientale du massif du Tichka dans leur cadre géologique (Haut-Atlas occidental, Maroc). Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble I, 181 p.

- Ouazzani, H.; Badra, L.; Pouclet, A. & Prost, A. E. (1998)** - Mise en évidence d'un volcanisme d'arc néoprotérozoïque dans le Haut-Atlas occidental (Maroc). C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes, 327, pp. 449-456.
- Passchier, C. W. & Simpson, C. (1986)** - Porphyroclast systems as kinematic indicators. Journal of Structural Geology, Vol. 8, N° 8, pp. 831-843.
- Passchier, C. W. & Trow, R. A. J. (1998)** - Microtectonics. Springer-Verlag,, 289 p.
- Piqué, A. (1994)** - Géologie du Maroc, les domaines régionaux et leur évolution structurale. Imprimerie El Maarif El Jadida, 278 p.
- Proust, F.; Petit, J. P. & Tapponnier P. (1977)** - L'accident du Tizi-n'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas occidental. Bull. Soc. Géol. France, (7), n° 19, p. 541-551.
- Ribeiro, A. (2002)** - Soft Plate Tectonics. Springer Verlag, ? p.
- Ribeiro, A.; Antunes, M. T.; Ferreira, M. P.; Rocha, R. B.; Soares, A. F.; Zbyszewsky, G.; Moitinho De Almeida, F.; Carvalho, D. & Monteiro, J.H. (1979)** - Introduction à la Géologie Générale du Portugal. Serviços Geológicos de Portugal, 114 p.
- Ribeiro, A; Dias, R. & Brandão Silva, J. (1995)** - Genesis of the Ibero-Armorican arc. Geodyn. Acte. V. 8, 4, pp. 173-184.
- Saber, H. El Wartiti, M.; Broutin, J. & Toutin Morin, N. (1995)** - L'intervalle Stéphano-Permien (fin du cycle varisque au Maroc). GAIA N°11, pp. 57-71.
- Scotese, C.R. & Mackerrow, W.S. (1990)** - Paleozoic Palaeogeography and biogeography. London, The Geological Society, 435 p.

# ***ANNEXES***



**LÉGENDE**

-  Courbe de niveau
-  Point coté
-  Cours d'eau permanent
-  Cours d'eau temporaire
-  Sentier
-  Chemin carrossable
-  Ruines
-  Marabout
-  Habitation

500 m

**ÉBAUCHE TOPOGRAPHIQUE DU SECTEUR D'ADASSIL.**

D'après la carte topographique 1/50 000 d'Addouz (feuille NH-29-XXII-1 b) et la carte topographique 1/50 000 d'Azegour (feuille NH-29-XXII-2 a), éditées en 1974 par la Division de la Carte (D.C.F.T.T.), Rabat.























8° 30'

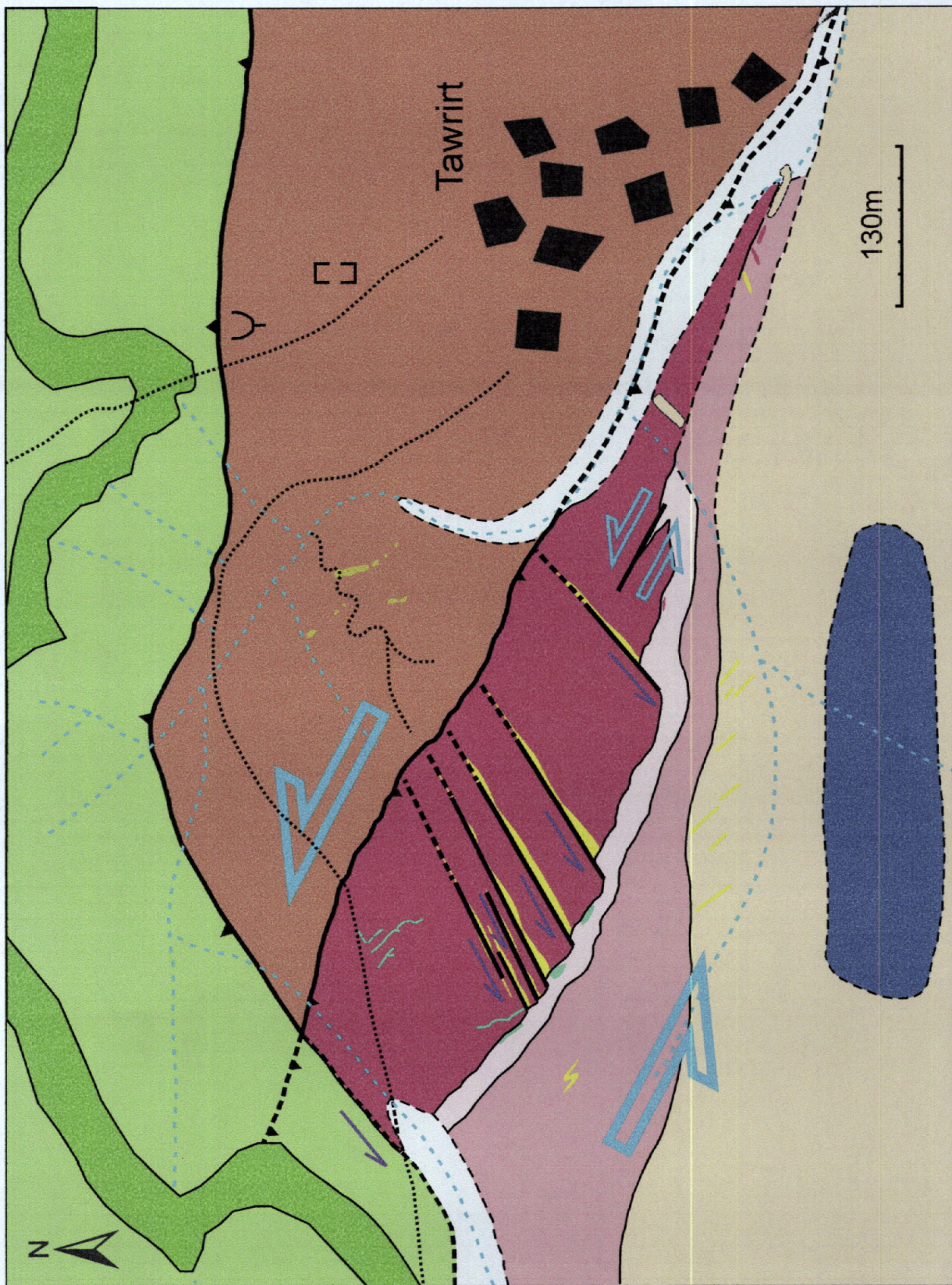
31° 7' 40"

31° 5' 15"

29° 30'

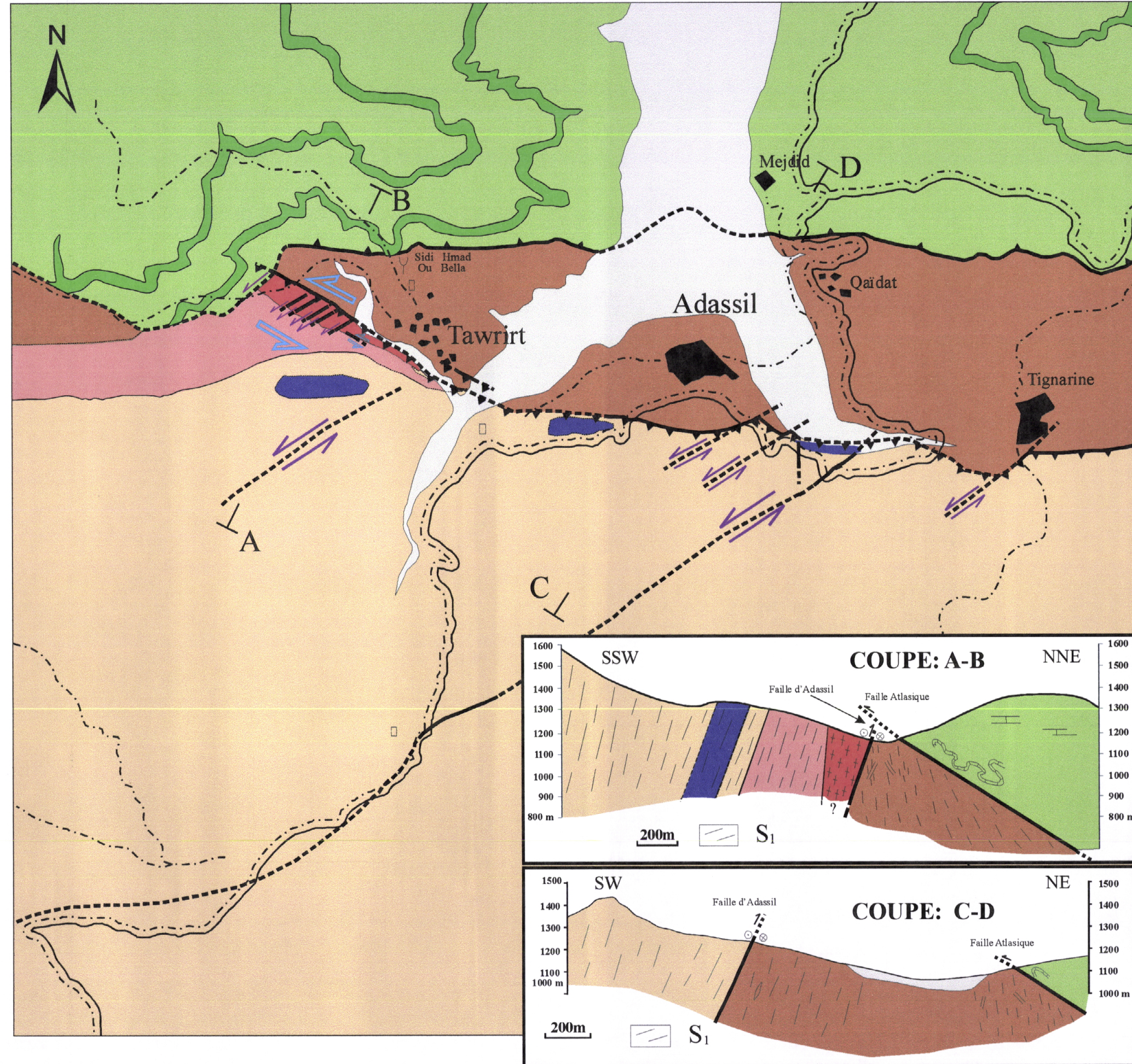
# LÉGENDE

-  Alluvions actuelles (Quaternaire)
-  Série Mésozoïque avec barres calcaires Crétacé
-  Série bioturbée + lentilles de roches jaunes (Ordovicien)
-  Schistes et coméennes (Cambrien moyen probable)
-  Roches carbonatées (Cambrien inférieur)
-  Complexe volcano-détritique (Cambrien inférieur)
-  Intrusion granitique (hercynien)
-  Filons du quartz
-  Roches sous forme d'enclaves et lentilles dans le contact
-  Limite géologique
-  Limite géologique probable
-  Faille
-  Faille probable
-  Faille inverse
-  Faille inverse probable
-  Couloir de cisaillement D<sub>1</sub>
-  Décrochement D<sub>2</sub>
-  Sentier
-  Ruines
-  Marabout
-  Habitation
-  Cours d'eau



CARTE GÉOLOGIQUE SCHEMATIQUE DE DÉTAIL DANS LE SECTEUR ÉTUDIÉ

# CARTE GÉOLOGIQUE SCHÉMATIQUE DU SECTEUR D'ADASSIL



## LÉGENDE

- Alluvions actuelles (Quaternaire)
- Série Mésozoïque avec barres calcaires Crétacé
- Série bioturbée (Ordovicien)
- Schistes (Cambrien moyen probable)
- Roches carbonatées (Cambrien inférieur)
- Complexe volcano-détritique (Cambrien inférieur)
- Intrusion granitique (hercynien)
- Faille
- Faille probable
- Faille inverse
- Faille inverse probable
- Limite géologique
- Limite géologique probable
- Couloire de cisaillement D1
- Décrochement D2
- Sentier
- Chemin carrossable
- Ruines
- Marabout
- Habitation

**500 m**