

THÈSE

en vue de l'obtention du : **DOCTORAT**

Centre de Recherche : Centre Eau, Ressources Naturelles, Environnement
et Développement Durable
Structure de Recherche : Laboratoire de Géosciences, Eau et Environnement
Discipline : Géologie
Spécialité : Géologie Structurale - Microtectonique

Présentée et Soutenue le : 13 /07/ 2024

par :

Kawtar NASSRI

Analyse microtectonique et évolution des états de contraintes de la bande côtière des bassins de Benslimane et Sidi Bettache (Meseta NW, Maroc) du stade ouverture du Famenco-Tournaisien aux phases orogéniques hercyniennes

Devant le JURY :

Pr. Larbi BOUDAD	(PES) Faculté des sciences Rabat	Président
Pr. Ilias KACIMI	(PES) Faculté des sciences Rabat	Rapporteur/Examinateur
Pr. Mohamed SAADI	(MCH) Faculté des sciences Rabat	Rapporteur/Examinateur
Pr. Saïd CHAKIRI	(PES) Faculté des sciences Kénitra	Rapporteur/Examinateur
Pr. Mohamed BENAMMI	(PES) Faculté des sciences Kénitra	Examinateur
Pr. El Bachir JAAIDI	(PES) Faculté des sciences Rabat	Invité
Pr. Christian HOEPFFNER	(PES) Faculté des sciences Rabat	Invité
Pr. Abdessamad El ADRAOUI	(PES) Faculté des sciences Rabat	Directeur de thèse

Année Universitaire : 2023 - 2024

Dédicace

Tout d'abord, je tiens à remercier DIEU

De m'avoir donné la force et le courage de mener à bien ce modeste travail.

Je tiens à dédier cet humble travail à :

A mes chères parents.

A mes chères tantes.

A mon frère : Zakaria

A Mr Abdesslam Zouibaa : Merci pour votre soutien inestimable, matériel, moral et tes conseils aussi nobles, pour ma réussite. Merci infiniment pour ton accompagnement, retrouve ici ma profonde gratitude.

A Tous mes amis d'enfance et du long parcours scolaire et universitaire.

A Toute ma famille Tout ceux qui m'aiment et que j'aime

Remerciements

Les travaux présentés dans ce mémoire ont été effectués au Laboratoire Géosciences Eau et Environnement (LGEE) du Département des Sciences de la terre à la faculté des sciences de Rabat.

A Messieurs les Doyens de la Faculté des Sciences de Rabat, les Vice-Doyen et les Chefs du Département des Sciences de la Terre pour l'intérêt et le soutien inconditionnel qu'ils ont toujours porter à la recherche scientifique.

A Monsieur **EL ADRAOUI A.**, Professeur à la Faculté des Sciences de Rabat, pour la confiance qu'il m'a accordée en acceptant d'encadrer ce travail, pour ses multiples conseils et pour le temps qu'il m'a consacré. J'ai profité tout au long de ces années de votre grande compétence et de votre savoir faire très large dans le domaine de la géologie structurale, microtectonique et cartographie. Les journées passées dans le terrain et les nombreuses séances de travail m'ont permis de progresser et de mieux appréhender les différentes approches du métier du chercheur. Votre encadrement en PFE du Master GOES sur la néotectonique de l'embouchure d'oued Ykem m'a donné goût à la recherche. Soyez assuré Monsieur, de toute mon estime et de mon profond respect. J'aimerais également vous dire à quel point j'ai apprécié votre grande disponibilité. Soyez assuré Monsieur de ma grande gratitude et ma profonde reconnaissance.

Je remercie vivement les membres du jury qui ont accepté de siéger pour la discussion de mes résultats.

A Monsieur **BOUDAD L.**, Chef du Département des Sciences de la Terre, pour l'honneur qu'il m'a fait en acceptant de présider mon jury de thèse, que ce travail soit digne de sa confiance.

A Monsieur **KACIMI I.**, Professeur à la Faculté des Sciences de Rabat, Directeur de la laboratoire (LGEE), mes vifs remerciements pour ses encouragements et pour avoir accepté de rapporter ce travail. Qu'il reçoive ici ma profonde reconnaissance.

A Monsieur **SAADI M.**, Professeur à la Faculté des Sciences de Rabat, pour m'avoir enseignée en Master GOES et m'avoir profité de son expérience en stratigraphie.

A Monsieur **CHAKIRI S.**, Professeur à la Faculté des Sciences de Kénitra, toute ma gratitude pour bien accepté de rapporter ce travail et de siéger dans son jury.

A Monsieur **BENAMMI M.**, Professeur à la Faculté des Sciences de Kénitra,, qui a bien voulu m'honorer par sa participation au jury de cette thèse. Qu'elle trouve ici l'expression de mes vifs remerciements.

A Monsieur **JAAIDI E. B.** Professeur à la Faculté des Sciences de Rabat pour m'avoir acceptée dans le Master Géologie, Océanologie, Eau et SIG (GOES).

A Monsieur **HEOPFFNER Ch.**, Professeur à la Faculté des Sciences Rabat, mes remerciements pour ses conseils et son encouragements et pour avoir bien voulu m'honorer en faisant partie du jury.

A Madame **BARR. S.**, Professeur du département of Earth and Environmental Science, Acadia University, Canada, mes vifs remerciements et ma gratitude pour ses conseils et sa contribution bibliographique.

Résumé

L'analyse microstructurale des séries du Dévonien-carbonifère de la bande atlantique des bassins de Benslimane et Sidi Bettache a permis de mettre en évidence le calendrier tectonique précis des déformations hercyniennes de la Meseta marocaine.

Au Tournaisien, s'installe une tectonique synsédimentaire dont l'étude microtectonique montre une évolution de l'extension pure à une transtension par jeu dextre du ZCMO aboutissant à une possible ouverture pull-apart du bassin de Skhirate.

La phase hercynienne majeure S_1P_1 est à schistosité ardoisière et stylolithique N75 dont l'étude a permis d'établir l'enchaînement des déformations tardi-hercyniennes :

- 1- La contrainte σ_1 va subir une rotation horaire de 200° durant le cycle hercynien.
- 2- Durant cette rotation, intervient une alternance de tectoniques ductiles, semi-fragiles et fragiles, interprétée comme le résultat d'importants mouvements verticaux durant l'orogénèse. Après S_1P_1 , une compression NS fracturante laisse progressivement place à une phase ductile EW dont les axes P_2 sont cisailés en EW dextre lors d'une compression NW-SE. L'ensemble des transferts sera bloqué par une compression NS tardive.

Cependant, dans le bassin de Sidi Bettache, l'étude tectonophysique de Brachiopodes du Viséen supérieur en distorsion, a mis à jour une déformation rotationnelle de cisaillement simple dans des couloirs NS dextres tardifs.

Mots clés : Microtectonique, Cartographie structurale, Bassin de Benslimane, Brachiopodes déformés, Meseta NW.

Abstract

This study is a cartographic and microtectonic analysis of the upper Devonian-lower Carboniferous series which outcrop in the Atlantic strip formed by Benslimane (BBS) and Sidi Bettache (BSB) basins separated by Cherrat ridge (NW Meseta, Morocco). This made it possible to identify the precise tectonic calendar and strain mechanisms of the Hercynian events. During Tournaisian p.p., synsedimentary tectonics set in Benslimane furrow, following closure of the Rheic ocean. Microtectonic analysis of those extensive faults highlight a progressive evolution from pure extension (NW-SE) to a transtension (σ_1 : NE-SW) following the dextral movement on the WMSZ (West Meseta Shear Zone) which lead to digging and filling of the Skhirate's transverse basin. A broad comparison with Alleghanian and Variscan domains results in the lower Carboniferous's paleogeographic pattern. The major Hercynian phase (N160) generated clived fold S1P1 : N75 (slaty and stylolitic). Microtectonic, cartographic and statistic analysis of S1P1 distribution made it possible to find the subsequent sequence of ductile (NS S2P2), semi-brittle and brittle phases:

- 1- The shortening axis undergo a clockwise rotation of 200° from Namuro-Westphalian (160) to the late Permian phases (NS).
- 2- During this rotation, rocks suffered from alternating ductile, semi-brittle and brittle tectonics which indicate important vertical movements (uplift and burial).

At least, micro-tectonic analysis of Sidi Bettache basin's series highlight mainly NS structures who attest the importance of EW shortening (S2P2). At last, distorted Brachiopods newly discovered in Val d'Or beach, allowed to carry out in the Atlantic strip of Val d'Or, permit to carry out a tectometric essay which demonstrates a rotational strain of simple shear into NS dextral corridors.

Keywords: Microtectonic, Structural mapping, Benslimane Basin, Distorted Brachiopods, NW Meseta.

Liste des publications

- 1) Kawtar Nassri, Abdessamad El adraoui & Abdelfatah Tahiri. Etude microtectonique des déformations synsédimentaires des terrains dévono-carbonifères de la plage de Skhirate (Nord de la bande de Benslimane, Meseta NO, Maroc). Hypothèse d'un bassin pull-apart en relai sur la branche Nord de la zone de cisaillement dextre de la Meseta occidentale (ZCMO). Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, Section Sciences de la Terre, 2023, n° 45, 61–81.

- 2) Kawtar Nassri & Abdessamad El adraoui. Evidences for a Rotational Variscan Deformation from Distorted Brachiopods (Meseta, Morocco). BOLETÍN GEOLÓGICO Y MINERO 2024, VOL. 135 (1), 43-57 ISSN-L: 0366-0176 <http://dx.doi.org/10.21701/bolgeomin/135.1/003>.

Liste des communications

1) MISE EN EVIDENCE D'UN CLIVAGE DE DISSOLUTION DANS LE TRIAS-LIAS DE LA DORSALE CALCAIRE (RIF INTERNE, MAROC NORD) ET NOUVELLES HYPOTHESES SUR LES SOCLES DE SES UNITES INTERNES ET EXTERNES DANS L'ARC ALPIN BETICO-RIFAIN. 27E EDITION DE LA REUNION DES SCIENCES DE LA TERRE, SGF, CNRS, LABORATOIRE DE GEOLOGIE DE LYON OU L'ETUDE DE LA TERRE, DES PLANETES ET DE L'ENVIRONNEMENT, NOV 2021, LYON, FRANCE.

2) INTERNATIONAL CONGRESS ON EDUCATIONAL RESEARCH, MATERIALS SCIENCE & ENGINEERING (ICEMSE'2022) Saidia, Morocco, November 25-27, 2022 RÔLE DES ALTERNANCES DE TECTONIQUES DUCTILE SEMI-FRAGILE ET FRAGILE AVEC σ_1 DECRESCENDO EN ROTATION HORAIRE, DANS LA STRUCTURATION HERCYNIEENNE DE LA FAÇADE NORD DE LA BANDE DE BENSLIMANE (Meseta NW, Maroc).

3) JOURNEES DOCTORIALES DU 15 AU 20 MAI 2023 A LA FACULTE DES SCIENCES RABAT « IMPORTANCE DE LA CARTOGRAPHIE DETAILLEE AU 1/1000EME DANS LA MISE EN EVIDENCE D'UNE TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE EN REGIME EXTENSIF A TRANSTENSIF DANS LES SERIES DU PASSAGE DEVONIEN TERMINAL – VISEEN SUPERIEUR.(NORD DE LA BANDE DE BENSLIMANE, MESETA NW, MAROC).

Liste des figures

Figure I.1. 1: image satellitaire de présentation de la zone étude encadrée en rouge ; 1- Secteur de Skhirate ; 2- secteur de l'Aval de l'Oued Cherrat ; 3-Secteur de Sokhrate Benslimane ; 4-Secteurs de Val d'Or et de Sable d'Or ; 5- Secteurs d'Oulad Ammar et Embouche de l'oued Ykem ; 6-Secteur du barrage Rouidate.....	3
Figure I.1. 2: A- carte géomorphologique de la région de Rabat-Shkhirat d'après Beaudet, 1969, (in Chahid et al, 2016) B- Profil topographique (Nassri, 2019).....	4
Figure I.1. 2 (suite) : A- Carte MNT de la bande littorale entre Rabat et Bouznika ; B- Carte d'Ombrage.....	5
Figure I.1. 3 : Carte des principales zones structurales de la Meseta marocaine (Selon Ouanaimi 2017, modifié d'après Michard et al., 2010). Principales limites structurales : RTFZ : Faille de Rabat-Tiflet ; WMSZ : zone de cisaillement de la Meseta Occidentale ; SOFZ : Faille de Smaala-Oulmès ; TBFZ : Faille de Tazekka-Bsabis ; APTZ : Atlas Paleozoic Transform Zone, TnTF : Faille de Tizi n'Tretten ; SAF: South Atlas Fault.	8
Figure I.1. 4: Colonne lithostratigraphique au niveau de la Meseta occidentale (Oued Cherrât) montrant les faciès du Dévonien inférieur et moyen (d'après Piqué, 1979 et Chalouan, 1981).....	10
Figure I.1. 5: Colonne synthétique de la formation du Grou (Famenno-Tournaisien) et de la ride d'Aguettouane (Ordovicien-Dévonien) : Chakiri & Tahiri (2000).....	12
Figure I.1. 6 : Colonnes lithostratigraphiques du Famenno-Tournaisien de la Meseta NW : 1- Formation dans la partie occidentale de la Meseta occidentale (Khatouat) (Piqué et al, 2006) ; 2- Formation de l'Ain Guenfoudia (El Hassani, 1990) ; 3-Formation d'Ain Hallouf (Piqué, 1979) ; 4-Formation de la zone orientale de l'Oued Cherrat : I- Al Brijat Sidi Radi et II- Oued Sferjla (Fadli, 1994a).	15
Figure I.1. 7: Bloc-diagramme des formations du Dévonien supérieur dans la partie occidentale de la Meseta occidentale (Piqué et , 2006).....	16
Figure I.1. 8 : Colonnes lithostratigraphiques du Viséen sup de la Meseta NW : 1- Formation Machraa Kraret (Zahraoui, 1991) ; 2-Formation d'Al Qotaybat (Fadli, 1990) ; 3-Formation du Massif des Mdakra (Fadli, 1994b).	22
Figure I.1. 9 : Schéma structural montrant les différentes zones structurales. 1-Môle côtier, 2. couloir de Bouznika, 3. couloir de Benslimane, 4. bande de Benslimane, 5. couloir de Cherrat Ikem, 6. axe synclinal, 7. axe anticlinal, 8. axe de pli, 9. Schistosilé (El Hassani, 1994).....	25
Figure I.1. 10 : (A) coupe dans la région de Bouznika, (B) coupe dans la région sud de Benslimane. A. Cambrien moyen, O. Ordovicien, S. Silurien, D. Dévonien inférieur et moyen, F. Famennien supérieur, V. roches volcaniques de l'oued Rhébar, C1. Zone de cisaillement de Bouznika, C2. zone de cisaillement de Benslimane. (El Hassani 1994).....	27
Figure I.1. 11: A- Carte structurale de Bled Amaidchat. Or. Ordovicien, Cd. Caradoc, Si. Silurien, Dv. Dévonien inférieur, Sl. Strunien (Zahraoui, 1991) ; B- Coupe schématique des Structures associées à la faille de Benslimane entre le Silurien et le Strunien à Bled Zidania. Si. Silurien, St. Strunien (Zahraoui 1991).	29
Figure I.3. 1: Sphère initiale (gauche), ellipsoïde des déformations (milieu) et des contraintes (droite) (https://www.sciencesalecole.org/wp-content/uploads/2021/09/Contrainte-deformation.pdf).....	39
Figure II.1. 1: A. Subdivisions principales de la Meseta occidentale, BBS : Bassin de Benslimane, BSB: Bassin de Sidi Bettache (Piqué 1994) ; B. Carte structurale de la terminaison nord du Bassin de Benslimane "A partir des cartes de Destombes & Jeannette (1966), Millies-Lacroix (1974) et nos travaux en cours" ; C. Coupe synthétique passant par le secteur étudié (Destombes & Jeannette. 1966 et Lecointre. 1926 ; in Michard 1976). 1 : quartzites des Skhirate = Strunien ; 2 : grès grossiers conglomératiques puis grès fins calcareux ; 3 : pélites grises à <i>Spirifer striatus</i> . etc. : Viséen élevé, sans doute supérieur ; 4 : argilo-pélites, grès et lits calcaro-dolomitiques ; 5 : quartzites ruiniformes en bancs épais ; 6 : schistes ardoisiers ; 7 : calcaire marmoréen rose ; 8 : alternances de grès-quartzite et d'argilo-pélites ; D. Carte Structurale du secteur de Skhirate plage (Nassri & El Adraoui 2022) ; E. Coupe illustrant la structure générale de Skhirate plage.....	45
Figure II.1. 2: A. Colonnes stratigraphiques des séries du Famenno-Tournaisien et du Viséen supérieur de la partie Nord du Bassin de Benslimane. B. Schéma structural du Bassin de Benslimane (EL HASSANI, 1994). et situation des colonnes stratigraphiques ; a. Coupe de Skhirate -plage ; b : Ain El Abanat ; c : Aval Oued Cherrat ; d : Aous Bel Fassi (Sud Benslimane) ; 1 : Môle côtier ; 2 : Couloir de Bouznika ; 3 : Couloir de Benslimane ; 4 : Bande de Benslimane ; 5 : Couloir de Cherrat-Ikem ; 6 : Axe de synclinal ; 7 : Axe anticlinal ; 8 : Axe de pli ; 9 : Schistosité.	47
Figure II.2. 1: A-Carte structurale du secteur de Skhirate plage : les cadres renvoient aux cartes géologiques de détail des figures 4, 5 et 7 ; Les rosaces en noir : Distribution directionnelles des failles synsédimentaires dans les	

zones et sous zones du secteur ; La rose rouge : cumulé des paléocourants (voir les flèches blanches sur la carte) ; B : colonne lithostratigraphique ; C : coupe géologique.....	52
Figure II.2. 2: Coupes géologiques séries illustrant la tectonique synsédimentaire dans le bassin de Skhirate. .	53
Figure II.2. 3 : Horst synsédimentaire au nord la zone I (voir emplacement sur la carte).	54
Figure II.2. 4: Carte des zone I (base de la série) et II subdivisée en trois sous-zones 1, 2 et 3 et rosaces de distribution directionnelle des failles synsédimentaires.....	55
Figure II.2. 5: la tectonique synsédimentaire dans les bancs de grauwacks à la base de la zone II (voir carte). 56	
Figure II.2. 6: Stéréogramme et ellipsoïdes de contraintes des failles synsédimentaires de la zone I (base du Tournaisien p.p). En bas : diagramme de contour et rosace directionnelle.....	58
Figure II.2. 7: Stéréogramme des failles synsédimentaires de la sous-zone II-1 avec leur ellipsoïde de contraintes rosace et diagramme de contour.	60
Figure II.2. 8: Couloir de failles synsédimentaires courbes (N70 à N90) repris en décrochement senestre (phase compressive NE-SW du Permien) dans la sous zone II-2.....	61
Figure II.2. 9: Stéréogramme des failles extensives avec leur ellipsoïde de contraintes, rosace et diagramme de contours : Sous-zone II-2.	62
Figure II.2. 10: Figures de courant (zone II-3) : voir carte figure II.2.4.....	63
Figure II.2. 11: Stéréogramme des failles synsédimentaires de la Sous-zone II-3, avec ellipsoïde de contraintes, contours et rosace directionnelle.....	65
Figure II.2. 12: carte de la fracturation des barres gréseuses de la zone III.	67
Figure II.2. 13: vue vers le sud d'une faille listrique au Sud de la zone III, remarquer l'augmentation de l'épaisseur de la barre orientale (photographie A, voir carte).	68
Figure II.2. 14: Ripple marks affectés par la schistosité de dissolution (Ss1 : N70) voir la localisation de B sur la carte (Fig. II.2.12) ainsi que les flèches rouges indiquant les directions des paléocourants.	69
Figure II.2. 15: Rosace directionnelle des failles normales synsédimentaires et leur contour ; stéréogramme et ellipsoïde des contraintes : Zone III.	70
Figure II.2. 16: Schéma structural de la fracturation de la zone IV (sommet de la série montrant l'évolution de la tectonique synsédimentaire dans les quatre sous zones 1, 2, 3 et 4, Les flèches rouges indiquent les paléocourants.	72
Figure II.2. 17: A. Structure en horsts et grabens synsédimentaires dans la barre inférieure (sous-zone IV-1) Voir localisation sur la carte de la figure II.2.16.....	73
Figure II.2. 18: Stéréogrammes et ellipsoïde des contraintes, les contours et les rosaces directionnelles, des failles extensives de la Zone IV-1.....	74
Figure II.2. 19: Aspect en horst étroit encadré par de larges grabens dans la barre de la sous-zone IV-2.....	75
Figure II.2. 20: Géométrie des failles synsédimentaires du sommet de la série schisto-géreuse du Tournaisien (Zone IV-2).....	76
Figure II.2. 21: Tectonique synsédimentaire dans la Sous-zone IV-3.....	78
Figure II.2. 22: Exemple de Ripple marks observés au sommet de la barre supérieure (Sous-zone IV-4). Voir localisation de C sur la carte (Fig. II.2.16).....	79
Figure II.2. 23: Failles synsédimentaires du sommet de la zone IV (Sous-zone IV-4).....	80
Figure II.3. 1: Représentation schématique de l'évolution de la tectonique synsédimentaire du "bassin de Skhirate" au Tournaisien p.p. sur la virgation de la zone de cisaillement de la meseta occidentale (ZCMO), SKH : Skhirate. Stade A : ouverture en extension du bassin de Benslimane et sa terminaison septentrionale (bassin de Skhirate). Stade B : stade d'ouverture à tendance transtensive par la mobilisation du ZCMO en dextre.	84
Figure II.3. 2: Modèle de structuration du bassin de Mechraa Ben Abbou lors de l'ouverture et la fermeture (Kholiaq et al. 2015).....	85
Figure II.3. 3: A- Position des Rehamna dans les boutonnières hercyniennes de la meseta occidentale ; B- Situation du secteur d'étude dans le massif des Rehamna ; C- carte géologique des formations de l'unité de la Gada Jennabia (Kholiaq et al.2015).....	85
Figure II.3. 4: Paléogéographie du Maroc central au Famerno-Tournaisien. 1, zones émergées ; 2, dépôts chaotiques BAK, bassin d'Azrou-Khénifra ; BSB, bassin de Sidi Bettache ; BT, bassin de Tiliouine ; FMB, fossé de Mdakra-Benslimane ; RA, ride d'Aguettouane ; RC, ride du Cherrat ; RH, ride d'El Hammam ; T, Tiflet (Chakiri et al. 2001).	86
Figure II.3. 5: Photo 1-Système de microfailles normales synsédimentaires dans les dépôts dévoniens, Photo 2- Plis gavitaires "collapse structure" dans le Viséen supérieur (Unité d'Akokan) D : décollement gravitaire ; S : synclinal dysharmonique d'axe N70°E ; Carte des Champ de paléocontraintes relié à la phase extensive dévonienne à allongement N70° à N100°E (Konaté et al. 2007).....	88
Figure II.3. 6: Tableau montrant l'évolution des paléochamps de contraintes dans la série dévono- dinantienne du bassin de Tim Mersoï (Konaté et al. 2007).....	89

Figure II.3. 7: carte géologique simplifiée de Nova Scotia montrant la naissance de bassins Famenco-Tournaisiens du Groupe Horton (Keppie. 2000 et Barr et al.1998) : équivalents du bassin de Benslimane, sur les décrochements dextres EW de Cobquid-Chedabucto (CCFZ) et les accidents dextres NE-SW de type Bellisle Fault et Cabot Fault : AH, Antigonish Highlands ; BRI, Blair River inlier; BV, Brookville terrane; Cal, Caledonia terrane; CCFZ, Cobequid-Chedabucto fault zone; CH, Cobequid Highlands; CR, Creignish Hills; MB, Minas Basin; PEI, Prince Edward Island; NB, New Brunswick; SMB, St. Marys Basin. (d'après Cormier et al. 1995. in Teniere et al. 2005, modifié).	90
Figure II.3. 8: A-Orogènes variscan périatlantiques produits par transpression dextrale : emplacement des sutures et transects sélectionnés. B-Terranes, sutures, transformations, complexes allochtones et zones tectoniques à l'intérieur du terrane ibérique de l'Ibérie occidentale. C-Profil géologique des complexes autochtones et allochtones du nord-ouest de la péninsule ibérique dans la vallée du Douro (d'après Rodrigues et al., 2006. ; Ribeiro et al.,2006).....	92
Figure II.3. 9 : Reconstitution paléogéographique au Tournaisien p.p. des bassins en pull apart sur les accidents, EW dextres et NE-SW : AT : Terrane d'Avalonia ; MT : Terrane de Meguma ; CCFZ : Cobequid-Chedabucto Fault Zone ; MC : Môle côtier ; BRS : Bassin des Rehamna septentrionales ; BBS : Bassin de Benslimane ; BSK : Bassin de Skhirate ; BSB : Bassin de Sidi Bettache ; MOR : Meseta orientale ; ZCMO : Zone de cisaillement de la Meseta occidentale ; WAC : craton ouest-africain ; ZOM : zone d'Ossa Morena : ARM : Armorica.	93
Figure III.1. 1: A-plissement synschisteux d'axe ENE-WSW dans les grés argileux Tournaisiens de Kasbat Skhirate ; B- détail de reprise des fentes liées au plissement par une dissolution postérieure.....	97
Figure III.1. 2: phases de schistosité S1 et S2 de crénulation dans un banc grésopelitique du Famennien sup de Kasbat Skhirate.	98
Figure III.1. 3: Ondulations ouvertes des plis P1 affectant les stylolithes stratiformes Ss0 et traversés par des fentes de tension en flammes.	99
Figure III.1. 4: Axes P1 verticalisés par la reprise des Plis P2.	100
Figure III.1. 5: Phases stylolitiques S1 et S2 dans les grés rouges de Kasbat Skhirate.	101
Figure III.1. 6: phase de plissement P1 et P2 dans les grés et schistes du Tournaisien p.p du Kasbat Skhirate (voir aussi fig. III.6.1.c).....	102
Figure III.1. 7: Aspect de la fabrique Ss0 et Ss1 et L0-1 avec la tectonique de pression-dissolution.....	103
Figure III.1. 8 : Stéréogramme des phases NS et NE-SW.....	105
Figure III.1. 9: Faille normale contraire post-hercynienne dans les dalles quartzitiques de Kasbat Skhirate. ..	105
Figure III.1. 10: Faille verticale d'écartement tardive dans les quartzites roses de Kasbat Skhirate.	107
Figure III.1. 11 : A-Fentes de tension en échelon de décrochement potentiel N42 dextre ; : B- Faille normales courbes EW de distension triasique affectant un cisaillement dextre réorienté C : Stéréogramme (Compression N87 reconstituée) ; D : Stéréogramme (distension tardive NS).....	108
Figure III.1. 12: Décrochements conjugués de compression NE-SW.	109
Figure III.1. 13: Décrochements EW dextres cisillant la schistosité Ss1 (compression NW-SE).	110
Figure III.2. 1 : Carte de localisation des secteurs de Kasbat Skhirate : petit rectangle au NE, et de Ain El Abant ; grand rectangle avec situation des neuf blocs de quartzites étudiés (d7h1).	113
Figure III.2. 2: A-la tectonique tangentielle dans le bloc 2 (Barre quartzitique supérieure) ; B : exemple de tectonique semi-fragile dans le bloc 2.	115
Figure III.2. 3: A- Failles inverses à vergence sud et stéréogramme correspondant (B) ; C- Riedel R' antithétique dans le miroir de faille.....	117
Figure III.2. 4: Aspects géométriques de la tectonique tangentielle des compressions NS précoce et tardive (Fi1, Fi2) et stéréogramme correspondant (bloc 4).	118
Figure III.2. 5: Vue vers le Nord du bloc 5 et détail dans le petit cadre d'un miroir strié de jeu senestre normal (écailles de silice et gradins), et stéréogramme résumant la géométrie des failles tardives affectant les quartzites du Famennien terminal d'Ain El Abanat.	119
Figure III.2. 6: carte structurale du bloc 8 montrant une partie sud (A) affectée par la schistosité S1 colmatée par des fentes de silice (voir photos A et B, Fig. III.2.7), et affectée par des décrochements et des failles inverses (Photo A) et une partie nord (B) affectée de cisaillements dextres de type S-C N75 à N90 (voir photo B).	122
Figure III.2. 7: Phases de tectonique de pression-dissolution dans le bloc 9. A- Réseau de fentes de tension N105 affectant la schistosité S1 ; B1-Miroir à écailles de silice de faille normale dextre N150, 45SW (strie N30, 40SW) ; B2- Stéréogramme.	123
Figure III.3. 1: Schéma structural de secteur de Skhirate-plage et localisation des six zones étudiées : cadres verts.	126

Figure III.3. 2: A- Carte structurale de la zone I ; B-Bloc-diagramme montrant les principales déformations affectant la barre de quartzites du Famennien terminal ; C-détail ; D-Stéréogramme des deux générations de failles inverses.....	128
Figure III.3. 3: Carte structurale de la zone II montrant la distribution statistique de la schistosité S1g en pointillés, S1a en noir et les cisaillements C0-1 en blanc.....	131
Figure III.3. 4: Schéma structurale de la zone III de Skhirate plage et rosaces de distribution statistique de la schistosité S1g en pointillés, S1a en noir et les cisaillement C0-1 en blanc.....	135
Figure III.3. 5: Quelques aspects microtectoniques affectant les schistes de la zone IV : A-Linéations d'allongement (La) et de boudinage (Lb) ; B-Cisaillements S-C conjugués ; C-Replissement de la schistosité S1 par P2 ; D-Tectonique de pression-dissolution de compression EW.....	137
Figure III.3. 6: Schéma structurale de la zone IV de Skhirate plage et rosaces de distribution statistique de la schistosité S1g en pointillés, S1a en noir et les cisaillement C0-1 en blanc.....	140
Figure III.3. 7: A-Schéma structural de la zone V du port de Skhirate montrant l'axe du pli P1 accompagnant la schistosité de dissolution S1 ; B-Niveau calcaire conglomérat Viséen. Sup du port de pêche.....	146
Figure III.3. 8: Schéma structurale de la zone VI de la plage de Skhirate : station balnéaire montrant les structures d'interférence des plis P1 et P2.....	147
Figure III.3. 9: phases de plissement dans les zones V et VI . A-Tectonogramme des phases P1 et P2 : observer la réorientation de S1 dans le pli P2 . B-Reconstitution de l'axe P1 moyen ; C- Reconstitution de l'axe P2 moyen ; D-Aspect Stéréographique du dôme de Skhirate plage (P1+P2).....	148
Figure III.4. 1: Déformations ductiles : A- Aspects géométriques du plissement S1-P1 (voir détail du clivage de crénulation S2). B- Détail de la fabrique Ss0, Ss1 et L0-1. C- Interaction entre S1P1 et S2P2.....	150
Figure III.4. 2: Phases de structure S-C :A- Bandes N150. B- Bandes NS cartographiques. C- Clivage ardoisier déformé par les bandes N30 dextres de type S-C. D- Quartzites cisailés par les bandes EW dextres S-C.....	153
Figure III.4. 3: Tectonique de pression dissolution : A- Phases de réseaux de veines dans les calcaires conglomératiques (Viséen supérieur) dans la zone VI : plage de Skhirate. B- Fentes de tension siliceuse (compression NE) dissoute par les stylolithes EW (compression NS tardive) : Kasbat Skhirate. C- Deux générations stylolithiques (Kasbat Skhirate). D- Veines en échelon de décrochement potentielles dextres NE-SW. E- Trois phases de pression dissolution dans les calcaires de Givétien (Ride Cherrat- Oued Ykem). F- Kink-Band dans les silts de la zone V du port de pêche (compression EW).....	156
Figure III.4. 4: Quelques aspects des failles inverses de Skhirate plage : A- Clivage Ss1 réutilisé en faille inverse de vergence sud tardivement recoupé par des failles inverses a rejet nord dans la zone I. B- Idem dans le port de pêche. C-faille inverse tardive ayant déformé des veines épaisses par elongation interne. D- faille inverse de double vergence de compression EW dans le dôme de la plage de Skhirate (zone VI).....	158
Figure III.4. 5: Phases de décrochement dans le secteur de Skhirate : A- décrochement conjuguée de compression NE-SW (Kasbat Skhirate, Fig. III.1.11). B- même tectonique produite par raccourcissement EW. C- glissement EW dextre de type bookshelf dans les quartzites du port de pêche (zone V) ; D- décrochement EW dextre repris en faille inverse de rejet nord (Ain El Abanat, Bloc 8, Fig. III.2.6-A).....	161
Figure IV.1. 1: Image satellitaire de la région de Benslimane et secteurs étudiés Hajiba 1 et Hajiba 2.....	166
Figure IV.1. 2: carte structurale de zone Hajiba. En encadré les secteurs de Hajiba 1 et Hajiba 2.....	167
Figure IV.1. 3: Carte structurale du secteur de Hajiba 1.....	168
Figure IV.1. 4: Des rosaces effectués par stéréonet de la région de Hajiba 1 : A- schistosité ; B- Stratification ; C et D : rosace et stéréogramme des décrochements.....	170
Figure IV.1. 5: Carte structurale du secteur de Hajiba 2.....	172
Figure IV.1. 6: Géométrie des structures hercyniennes du secteur de Hajiba 2 : A- schistosité ; B -Stratification ; C et D : rosace et stéréogramme des décrochements.....	174
Figure IV.1. 7: Les différentes déformations hercyniennes du secteur Hajiba (Benslimane).....	175
Figure IV.2. 1: Secteur de l'Aval d'oued Cherrat. A- Localisation des secteurs du pont à haubancs et de Machraa Mraiat ; B- Schéma structural du secteur du pont à haubancs ; C- Vue à la sortie W du pont à haubancs.	178
Figure IV.2. 2: Carte structurale de la partie NW du Bassin de Benslimane a l'aval de l'Oued Cherrat entre la N1 et Machrâa Mraiat au 1/1000 ème.....	180
Figure IV.2. 3: A- Vue de la rive E de l'Oued Cherrat à Machrâa Mraiat ; B- Les phases EW puis NS de pression dissolution ; C-Pli S1P1 ouvert ; D-Schistosité de dissolution S1 avec remplissage ultérieur d'oxydes et de résidus insolubles ; E-Décrochement dextre N120 parallèle à la schistosité, les stries ici indiquant un jeu dextre normal (observer le crochon en bas).....	182
Figure IV.2. 4: Photographies correspondantes aux schémas de la figure précédente IV.2.3.....	183

Figure IV.3. 1 : A- La tectonique ductile dans les schistes du Faménno-Tournaisien du bassin de Skhirate : A1- Discordance du Plio-quadernaire sur le Faménno-Tournaisien, A2- Détail des schistosités S1 et S2 ; B- La tectonique ductile dans les calcaires Givetiens de la carrière Lotfi : B1- les calcschistes à S1 intrudés de fluides et déformés par S2 de crénulation, B2-Schéma.....	185
Figure IV.3. 2: La déformation ductile dans le contact Givetien de la Ride Cherrat avec le Faménno-Tournaisien du Bassin de Sidi Bettache. A- Aperçu de l'affleurement ; B-Schéma de la déformation ductile (Lb : Linéation de boudinage) ; C-Axes de l'ellipsoïde de déformation ; D-Diagramme de Flinn.....	187
Figure IV.3. 3: Quelques exemples de la tectonique de pression-dissolution dans la Ride Cherrat de l'aval de l'Oued Ykem. A-Aspect de la dissolution dans les calcaires récifaux gris du Frasnien ; B-Fentes de tension en échelon de compression EW dans les calcschistes du Givetien ; C- Phases de pression dissolution dans le contact des calcschistes Givetien avec les calcaires du Frasnien (rive gauche de l'embouchure de l'Oued Ykem).....	189
Figure IV.3. 4: Carte structurale simplifiée de la répartition de la fracturation et les contraintes hercyniennes sur les bordures de la Ride Cherrat : 1 à 5 sites de mesures, d4 : Couvinien, d5 : Givetien, d6 : Frasnien, d7-h1 : Faménno-Tournaisien, hv : Viséen sup.....	191
Figure IV.3. 5: A- Faille inverse à rejet nord (carrière Lotfi) ; B- Horst du Piton des alpinistes formé par des failles inverses EW synthétiques et antithétiques (compression NS précoce) ; C-Détail du miroir de faille ; D- Stéréogramme et dièdres droit ; E-Photographie montrant le horst de failles inverses ; F-Miroir de faille inverse de la figure C (en haut).....	192
Figure IV.3. 6 :Failles inverses à rejet Ouest. A et B- Faille du piton des alpinistes : vues Ouest et Sud ; C- géométrie des failles inverses de compression EW dans le contact des calcaires Givetien (à droite) avec les schistes du Faménno-Tournaisien ; D-Dièdres droits.....	194
Figure V.1. 1 : A-Secteur de barrage Rouidate-Douar Lamkhalif ; B-Structures fragile et semi-fragiles dans un banc quartzitique du Faménno-Tournaisien ; C1-Cisaillement ductile N68 senestre ; C2- Schéma d'évolution des fentes sigmoïdes en échelon ; D1-Principales structures ductiles, semi-fragiles et fragiles affectant la série ; D2-Détail de fente ramifiée N30.....	200
Figure V.1. 2: Stéréogrammes des structures ductiles (A), de pression-dissolution (B) et décrochantes (C) à l'Est du barrage Rouidate.....	202
Figure V.2. 1: A-Localisation du secteur étudié ; B-Colonne stratigraphique des séries du Viséen supérieure d'Oulad Ammar (Bassin de Sidi Bettache).....	203
Figure V.2. 2: Tectonique synsédimentaire d'extension dans les calcaires récifaux d'Oulad Ammar (Terme médian).....	205
Figure V.2. 3: Aspects de la tectonique ductile et semi-fragile dans le terme inférieur : A- Schistosité S1 ondulée dans les grésocalcaires ; B- Lentilles boudinées dans les niveaux argileux ; C-Tectonique de dissolution tectonique affectant les bancs calcareux.....	206
Figure V.2. 4: A- Pli P1 isopaque verticalisé et déversé vers l'Ouest dans les calcaires récifaux gris ; B- Stéréogramme.....	208
Figure V.2. 5:Quelques aspects de la tectonique de pression-dissolution dans les calcaires récifaux gris : A- Fentes de tension NNW-SSE à croissance polyphasée à terminaison en flamme, dissoutes par des plans stylolithiques NNE-SSW ; B-Génération stylolithiques ; C-Fentes de tension en dominos.....	210
Figure V.3. 1: Pli P2 synforme à axe subvertical et déformations semi-fragiles et fragiles se succédant durant le serrage EW.....	212
Figure V.3. 2: Vues en surface : pli NE-SW à axe verticalisé accompagné de schistosité de crénulation : A- Décrochement tardif N130 dextre parallèle à l'axe P2 : compression NS tardive ; B-Pli P2 d'axe vertical (plan axial N130) et failles inverses basculés vers le SE : compression NE-SW à E-W.....	214
Figure V.3. 3: Pli P2 : N168 cisailé parallèlement à son axe par un décrochement senestre accompagné de Riedel R :N155.....	216
Figure V.3. 4: banc verticalisé N30 affecté de fentes sigmoïdes de cisaillement potentiel de compression NS avec une rupture axiale remplie de fente simple de compression NE-SW.....	217
Figure V.3. 5: Décrochement tardif N160 senestre de compression NW-SE, accompagné de Riedels R et R'.....	219
Figure V.4. 1: A- Principaux domaines structuraux de la Meseta occidentale. BBS : bassin de Benslimane, BSB : bassin de Sidi Bettache (Piqué et al., 2006) ; B-Carte schématique géologique de la partie nord du bassin de Sidi Bettache ; C-Pli étudié S2P2 et localisation des échantillons sur la structure.....	221
Figure V.4. 2: Paramètres de la déformation finie homogène (https://fr.scribd.com/document/355146354/12-Finite-Strain).....	222

Figure V.4. 3: Cisaillement simple non coaxial d'un brachiopode : a : état non déformé ; b : état déformé ; c : le bord supérieur du fossile correspond à la direction de cisaillement, C.....	223
Figure V.4. 4: Ellipsoïdes de déformation à volume égal (K) et du degré de déformation (D) dans le diagramme logarithmique de Flinn et des cercles de Mohr de déformation tridimensionnels correspondants avec des tangentes associées de l'angle de cisaillement maximal (https://www.files.ethz.ch/structuralgeology/jpb/files/english/12finitestrain.pdf).....	225
Figure V.4. 5: a- Champs de raccourcissement/allongement de ligne de déformation infinitésimale finie en deux dimensions (Nicolas, 1984). b- Représentation graphique des ellipses de déformation (https://www.files.ethz.ch/structuralgeology/jpb/files/english/12finitestrain.pdf).....	226
Figure V.4. 6: Construction de Mohr bidimensionnelle pour un état de déformation finie. (https://www.files.ethz.ch/structuralgeology/jpb/files/english/12finitestrain.pdf)	227
Figure V.4. 7: Détermination de l'ellipse de déformation à partir de trois mesures de cisaillement. a.- Brachiopodes déformés. b- Construction de Mohr. c- Ellipse de déformation (Brun et Choukroune dans Nicolas, 1984).	228
Figure V.4. 8: A- Méthode de Wellman (1962) ; B- Graphique de Breddin (1956) pour la détermination des ellipses de déformation.....	230
Figure V.4. 9: Photographies des cinq échantillons montrant les fossiles affectés par les phases de déformation D1 et D2.....	232
Figure V.4. 10: Paramètres de distorsion mesurés sur l'échantillon 1. A- Photographie de trois individus (H : charnière) ; B- Aspects des brachiopodes déformés 1-1, 1-2, 1-3 ; C- Diagramme de Mohr correspondant.	233
Figure V.4. 11: Photographies des échantillons 2 à 5 (A à D) et diagrammes de Mohr résultant de l'analyse de la déformation angulaire des Brachiopodes.	235
Figure V.4. 12: Histogramme montrant la relation entre le signe de l'angle de cisaillement ψ et l'angle $2\theta'$. Les chiffres sur ou en dessous des colonnes indiquent le nombre de fossiles (fréquence) les courbes indiquent les valeurs théoriques du ratio R de forme de l'ellipse de déformation.	237
Figure V.4. 13: courbe de variation du rapport $\lambda G / \lambda P$ en fonction de γ_m de déformation rotationnelle.....	238
Figure V.4. 14: A- Orientations des ellipses de déformation et valeurs R obtenues par la méthode de Wellman ; B1- Tableau 10 : (ψ , Φ , R) résumant les données et les résultats par abaque de Breddin (B2).	241
Figure V.4. 15: Principales étapes de la transpression dextre D2 (raccourcissement moyen EW) dans la partie nord du bassin de Sidi Bettache : a- pli et crénulation; b- distorsion due au cisaillement simple de la bande NS; flèche rouge : sens du transfert de la matière.	243
Figure VI. 1: Paléogéographie du Bassin de Skhirate au Tournaisien p.p. ; Môle Côtier : C : Cambrien, O : Ordovicien, Bassin de Skhirate : T : Tournaisien p.p. Ride Cherrat : Dm , Ds : Dévonien moyen et supérieur.	247
Figure VI. 2: Schéma tectonique de la Meseta occidentale à l'hercynien (Diot, 1989). A- le poinçonnement du bloc des Sehoul conduit à la mise en place, au Nord de la Meseta, des granitoïdes du Zaër (Z) et d'Oulmès (O), le long d'accidents senestres conjugués du décrochement dextre à la limite orientale du môle côtier. Au Sud dans les Rehamna le décrochement dextre conduit au chevauchement du môle côtier. Par la suite (B et C), au Carbonifère Supérieur, le serrage généralisé des bassins carbonifères conduit à l'apparition de cisaillements dextres N70 associés à des chevauchements vers l'Ouest.....	250
Figure VI. 3: Les différents épisodes de déformation de la Meseta nord-occidentale pendant la phase Namuro-Westphalienne (Fadli, 1990). A- Plissement fondamental P1. B- plissement P2 et cisaillement. KK- Zone de korifla-Khatouat ; B.S.M : Bande de Benslimane-Mdakra. Z1- Compression locale ; Z2- Compression régionale ; 1- Accident des Sehoul ; 2- Accident limite du Môle côtier (jeu senestre contemporain de la montée diapirique de la granodiorite) ; 3- accident des Zaër ; 4- Faille orientale du Cherrat ;/- Direction axiale des plis P1.....	251
Figure VI. 4: Modèle d'évolution de la déformation dans la Meseta occidentale (Zahraoui, 1991) B.M.C- Bloc de Ben Slimane-Cherrat ; B.S- Bloc des Sehoul ; B.Z- Bloc des Zaër ; B.S.B- Bloc de Sidi Bettache ; 1- Raccourcissement régional, 2- Sens de déplacement de bloc ; 3- Sens de rotation de Bloc ; 4- Plis P2 ; 5- Décrochement ; 6- Ecaillage ; 7- Direction des P2. (Zahraoui 1991) modifié.	252
Figure VI. 5: Tableau des paléochamps de contraintes tardi-hercyniennes dans la Meseta occidentale marocaine (Saidi et al 2002).	253
Figure VI. 6: A- Paléogéographie du Tournaisien p.p. de part au d'autre de la suture rhénique (Scotese & Van der Pluijm. 2020) ; B- Bloc diagramme montrant la distribution de la sédimentation dans les bassins péri-gondwaniens et péri-leurentiens (ce travail) BBS : bassin de Benslimane ; RCH : ride Cherrat ; BSB : bassin de Sidi Bettache.....	256
Figure VI. 7: Évolution hercynienne des états de contraintes dans la Meseta nord-occidentale (d'après le présent travail)	257
Figure VI. 8: Model 3D résumant l'évolution du massif des Rehamna (Chopin et al. 2014).....	260
Figure VI. 9: L'évolution tectoniques des orogènes alleghanienne et varisque (Chopin et al. 2014). Les reconstructions pléogéographiques à 310 et 280 Ma selon Cocks et Torsvik (2006). Les structures tectoniques de	

l'Amérique du Nord selon Hatcher (2010), Abréviations : Pyrenees (Pyr), Iberian arc (Ib. arc), Montagne Noire (mn), French Massif Central (fmc), Cornwall (cor), New England (new.eng), Lyme dome (ly), and Suwannee terrane (suw).....261

Figure VI. 10: A- Coupe NE-SW synthétique de la façade atlantique de la Meseta NW entre Bouznika et Témara ; 1 :Acadien : Môle Côtier (MC) ; 2 : Siluro-Dévonien : Chaab Hamira, socle probable de la BBS ; 3 :Givetien-Frasnien : Ride Cherrat (RCH) ; 4 : Famenco-Tournaisien et Tournaisien p.p. ; 5 :Viséen sup : Oulad Ammar, Val d'Or et Sable d'Or ; BBS : Bassin de Benslimane ; BSB : Bassin de Sidi Bettache. B- Coupe géologique simplifiées dans la partie occidentale du domaine mésétien d'après (Hoepffner et al., 2006 modifié). 3). P3 : Néoprotérozoïque ; Cb : Cambrien ; O : Ordovicien ; Si-D : Silurien-Dévonien moyen ; UD-LC : Dévonien supérieur – Carbonifère inférieur ; C : Carbonifère ; V-N : Viséen-Namurien ; W : Westphalien supérieur ; A : Autunien ; γ : granitoïdes. S1 : schistosité (phases éovarisque et intraviséenne) ; S2 : schistosité (phase varisque). SBB : Bassin de Sidi Bettache ; AKB : bassin d'Azrou-Khénifra ; : RTFZ : zone de failles de Rabat-Tiflet ; WMSZ : zone de cisaillement de la Meseta occidentale ; SOFZ : zone de failles Smaala-Oulmès.....263

Liste des Tableaux

<i>Tableau 1 : Synthèse des données structurales sur la tectonique synsédimentaire du tounaisien p.p. dans le « Bassin de Skhirate » au nord du bassin de Benslimane.</i>	<i>83</i>
<i>Tableau 2 : Synthèse statistique de la distribution directionnelle de la schistosité S1 et des couloirs de cisaillement ductile C0-1.</i>	<i>132</i>
<i>Tableau 3 : Synthèse statistique des directions de la schistosité S1 dans les grès (S1g) et dans les argiles (S1a) de la zone III.</i>	<i>136</i>
<i>Tableau 4 : Distribution de la schistosité S1 dans les quartzites (S1g) et dans les siltites (S1a) et fréquences des cisaillements dextre C0-1 dans la zone IV : Sommet du Tournaisien p.p.</i>	<i>141</i>
<i>Tableau 5 : résumant l'évolution des fréquences et des directions de la schistosité S1 de la phase hercynienne majeure dans les séries schisto-quartzitiques du Tournaisien p.p. de Skhirate plage.</i>	<i>143</i>
<i>Tableau 6 : Données structurales des déformations ductiles et cassantes du secteur de Hajiba 1.</i>	<i>169</i>
<i>Tableau 7 : Données structurales des déformations ductiles et cassantes du secteur de Hajiba 2.</i>	<i>173</i>
<i>Tableau 8 : Résumé des paramètres de la distorsion des fossiles de brachiopodes du Viséen supérieur et orientation des axes d'ellipse λ_G, λ_P. ψ : déformation de cisaillement ; $\gamma = \text{tg } \psi$; θ' : angle entre charnières ; λ : allongement ; $A = \lambda^2$: allongement quadratique.</i>	<i>236</i>
<i>Tableau 9 : Valeurs de λ_G et λ_P en relation avec la variation de surface de l'ellipse.</i>	<i>238</i>
<i>Figure V.4. 14: A- Orientations des ellipses de déformation et valeurs R obtenues par la méthode de Wellman ; B1- Tableau 10 : (ψ, Φ, R) résumant les données et les résultats par abaque de Breddin (B2).</i>	<i>241</i>
<i>Tableau 11 : Synthèse des déformations hercyniennes des assises dévono-carbonifères de la bande atlantique du domaine mésétien NW.</i>	<i>246</i>

Table des matières

DEDICACE	I
REMERCIEMENTS	II
RESUME	IV
ABSTRACT	V
LISTE DES PUBLICATIONS	VI
LISTE DES COMMUNICATIONS	VII
TABLE DES MATIERES	XVI
LISTE DES FIGURES	VIII
LISTE DES TABLEAUX	XV
PARTIE I :INTRODUCTION GENERALE	1
CHAPITRE 1 : PRESENTATION DU SECTEUR ETUDIE	2
A. APERÇU GEOGRAPHIQUE.....	2
B. APERÇU HYDROLOGIQUE	6
C. EVOLUTION DES BASSINS PALEOZOIQUES MESETIENS	6
D. LES DOMAINES STRUCTURAUX	7
1. <i>Le Môle côtier (MC)</i>	<i>8</i>
2. <i>Le Bassin de Benslimane (BBS)</i>	<i>9</i>
3. <i>La Ride Cherrat (RCH)</i>	<i>9</i>
4. <i>Le Bassin de Sidi Bettache (BSB)</i>	<i>10</i>
5. <i>Les Rehamna.....</i>	<i>11</i>
6. <i>Le massif de Jbilet</i>	<i>13</i>
E. LITHOSTRATIGRAPHIE DES SERIES DEVONO-CARBONIFERES DE LA MESETA OCCIDENTALE.....	13
1. LE FAMENNO-TOURNAISIEN	13
1.1 DANS LE BASSIN DE BENSLIMANE.....	13
1.1.1 <i>Dans la région de khatouat et les mdakra</i>	<i>13</i>
1.1.2 <i>Formation Aous bel Fassi : Sokhrate de Benslimane (voir Partie 2, Fig. II.1.2).....</i>	<i>17</i>
1.1.3 <i>Formation de Skhirate plage (voir partie 2, Fig. II.1.2).....</i>	<i>17</i>
1.2 DANS LE BASSIN DE SIDI BETTACHE	17
1.3 DANS LA BORDURE SUD DE L'ANTICLINAL DE RABAT-TIFLET	18
2. LE VISEEN SUPERIEUR	19
2.1 LE BASSIN DE BENSLIMANE SEPTENTRIONAL.....	19
2.1.1 <i>La formation de Mechraa Maraiat</i>	<i>19</i>
2.1.2 <i>La formation de Mechraa El Kraret</i>	<i>19</i>
2.1.3 <i>La formation de la plage Skhirate</i>	<i>20</i>
2.2 LE BASSIN DE BENSLIMANE MERIDIONAL : MASSIF DES MDAKRA.....	20
2.2.1 <i>La formation basale de Sidi Sbaa</i>	<i>20</i>
2.2.2 <i>La formation de Mellila (700m).....</i>	<i>21</i>
2.3 LE BASSIN DE SIDI BETTACHE OCCIDENTAL	23
2.3.1 <i>La formation d'Oulad Ammar</i>	<i>23</i>
2.3.2 <i>La formation de Souk El Had Sabbah</i>	<i>23</i>
2.4 LE BASSIN DE SIDI BETTACHE CENTRAL	23
2.4.1 <i>La formation de l'Oued Mechraa (2000m)</i>	<i>23</i>
2.4.2 <i>La formation d'Al Qotaybat.....</i>	<i>24</i>
F. APERÇU STRUCTURAL DE LA BANDE DE BENSLIMANE	24
1. <i>La partie occidentale (secteur de Chabat Hamira).....</i>	<i>26</i>
2. <i>La partie centrale de la bande de Benslimane.....</i>	<i>27</i>
3. <i>La partie septentrionale</i>	<i>28</i>
CHAPITRE 2 : HISTORIQUE DES TRAVAUX.....	31

CHAPITRE 3 : OBJECTIFS DE L'ETUDE ET METHODES.....	36
A. OBJECTIFS.....	36
B. METHODES D'ETUDE DE LA TECTONIQUE CASSANTE.....	37
C. METHODES D'ETUDE DE LA TECTONIQUE DUCTILE.....	38
1. <i>Introduction.....</i>	38
2. <i>Notions d'ellipsoïde de contraintes et d'ellipsoïde de déformation.....</i>	39
3. <i>Méthodes de détermination du rapport de forme de l'ellipsoïde de déformation : voir partie 5 - chapitre 4.....</i>	39
D. PROBLEMATIQUE ET PLAN DU MEMOIRE.....	40
1. <i>Problématique.....</i>	40
2. <i>Plan du mémoire.....</i>	40
PARTIE II : ANALYSE MICRO-STRUCTURALE DE LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE DU TOURNAISIEN P.P. AU NORD DE LA BANDE DE BENSLIMANE : PROBABLE OUVERTURE EN PULL-APART DU BASSIN DE SKHIRATE.....	43
CHAPITRE 1 : STRATIGRAPHIE DES SERIES DEVONO-CARBONIFERES DU BASSIN DE BENSLIMANE.....	44
A. INTRODUCTION.....	44
B. DESCRIPTION LITHOSTRATIGRAPHIQUEE DES SERIES DEVONO-CARBONIFERES DE SKHIRATE PLAGE.....	47
C. ANALYSE CARTOGRAPHIQUE.....	49
CHAPITRE 2 : ANALYSE STRUCTURALE ET STATISTIQUE DE LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE DANS LE SECTEUR DE SKHIRATE-PLAGE.....	51
A. AMORCE DE LA TECTONIQUE EXTENSIVE A LA BASE DE LA FORMATION 3 : ZONE I.....	54
B. ANALYSE DE LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE DANS LA ZONE II.....	59
C. ANALYSE DE LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE DE LA ZONE III.....	66
D. ANALYSE DE LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE AU SOMMET DE LA FORMATION 3 : ZONE IV.....	71
CHAPITRE 3 : CONCLUSION ET DISCUSSION.....	82
A. CONTRAINTES ET EVOLUTION DE LA GEOMETRIE DU BASSIN DE SKHIRATE (TABLEAU 1) :.....	82
B. A L'ECHELLE DE LA MESETA OCCIDENTALE :.....	83
C. COMPARAISON AVEC LES DOMAINES GONDWANIENS, ALLEGHANIENS ET VARISQUES.....	87
1. <i>LE CRATON OUEST-AFRICAINE.....</i>	87
2. <i>DANS LES APPALACHES MARITIMES DE NOVA SCOTIA (CANADA).....</i>	89
3. <i>DANS LES VARISCIDES DU SW DE L'EUROPE.....</i>	91
4. <i>SCHEMA PALEO GEOGRAPHIQUE PROPOSE.....</i>	92
PARTIE III : ANALYSE MICROTTECTONIQUE ET STATISTIQUE DES DEFORMATIONS HERCYNiennes DE LA PARTIE NORD DE LA BANDE DE BENSLIMANE.....	94
PREUVES DE L'ALTERNANCE DE TECTONIQUES DUCTILES, SEMI-FRAGILES ET FRAGILES DANS UN CONTEXTE DE ROTATION HORAIRE DU RACCOURCISSEMENT.....	94
INTRODUCTION.....	95
CHAPITRE 1 : SECTEUR DE KASBAT SKHIRATE.....	96
A. DEFORMATION DUCTILE.....	96
1. <i>LA SCHISTOSITE DE DISSOLUTION SS_1 ET DE CRENULATION S_2 :.....</i>	98
2. <i>STYLOLITES STRATIFORMES Ss_0.....</i>	99
3. <i>SCHISTOSITE STYLOLITIQUE SS_1 ET DISSOLUTION TARDIVE.....</i>	101
4. <i>INTERACTION DES PLIS P_1 ET P_2 ($X : 33, 8611044 ; Y : -7, 0632541$).....</i>	102
5. <i>FABRIQUE $Ss_0, Ss_1, ET L_{0-1}$.....</i>	103
B. DEFORMATION FRAGILE HERCYNienne ET TARDIVE.....	104
1. <i>FAILLES OUVERTES D'ECARTEMENT.....</i>	106

2.	<i>FLEXURES ET FAILLES D'APPARENCE NORMALE</i>	107
3.	<i>DIEDRES DE DECROCHEMENTS UTILISANT L'ANISOTROPIE SS_1</i>	108
4.	<i>DECROCHEMENTS EQUATORIAUX DEXTRES</i>	110
	RESUME DES DEFORMATIONS :	110
	CHAPITRE 2 : SECTEUR D'AIN EL ABANAT	112
A.	INTRODUCTION	112
B.	LA BARRE QUARTZITIQUE SUPERIEURE	112
1.	<i>LE BLOC 1</i>	112
2.	<i>LE BLOC 2</i>	114
C.	LA BARRE QUARTZITIQUE INFERIEURE	116
1.	<i>LE BLOC 3</i>	116
2.	<i>LE BLOC 4</i>	118
3.	<i>LE BLOC 5 :</i>	118
4.	<i>LE BLOC 8 :</i>	120
5.	<i>LE BLOC 9 :</i>	122
	CHAPITRE 3 : ETUDE CARTOGRAPHIQUE, STATISTIQUE ET MICROTTECTONIQUE DES ASSISES PALEOZOÏQUES DU SECTEUR DE SKHIRATE-PLAGE	125
A.	INTRODUCTION	125
B.	DEFORMATIONS DE LA SERIE BASALE (ZONE I) : LES BARRES QUARTZITIQUES DU FAMEDNIEN TERMINAL (D7-H1)	126
1.	<i>FAILLES INVERSES À FORT PENDAGE F_{i1}</i>	127
2.	<i>FAILLES DE DÉCROCHEMENT DEXTRE NE-SW DE COMPRESSION EW</i>	127
3.	<i>FAILLES INVERSES À FAIBLE PENDAGE F_{i2} DE COMPRESSION NS TARDIVE</i>	127
C.	DEFORMATIONS HERCYNiennes DE LA BASE DE LA SERIE SCHISTO-QUARTZITIQUE DU TOURNAISIEN P.P. : ZONE II	130
1.	<i>LA SCHISTOSITÉ S_{1g} DANS LES BARRES QUARTZITIQUES</i>	130
2.	<i>LA SCHISTOSITÉ S_{1a} DANS LES ARGILITES</i>	132
3.	<i>LES CISAILLEMENTS C_{0-1} PARALLÈLES À LA STRATIFICATION</i>	133
4.	<i>LA TECTONIQUE DE PRESSION-DISSOLUTION</i>	133
D.	DEFORMATIONS HERCYNiennes DE LA SERIE SCHISTO-GRESEUSE MEDIANE DU TOURNAISIEN P.P. : ZONE III	133
1.	<i>LE NIVEAU INFERIEUR</i>	134
2.	<i>LE NIVEAU MOYEN</i>	136
3.	<i>LE NIVEAU SUPERIEUR</i>	136
E.	DEFORMATIONS HERCYNiennes DU TERME SUPERIEUR DU TOURNAISIEN P.P. : ZONE IV	137
1.	<i>ANALYSE MICROTTECTONIQUE</i>	137
2.	<i>ANALYSE STATISTIQUE</i>	138
2.1	<i>LA SCHISTOSITÉ S_{1g}</i>	138
2.2	<i>LA SCHISTOSITÉ S_{1a}</i>	141
2.3	<i>LES CISAILLEMENTS N150 DEXTRES (C_{0-1})</i>	141
F.	CONCLUSION DE L'ANALYSE STATISTIQUE DES DEFORMATIONS DUCTILES DE LA SERIE SCHISTO-GRESEUSE DU TOURNAISIEN P.P. (ZONES II, III ET IV)	142
1.	<i>EVOLUTION DE LA FREQUENCE DES DIRECTIONS DE S_1</i>	142
2.	<i>DISTRIBUTION DES SCHISTOSITES S_{1g} et S_{1a}</i>	142
3.	<i>COULOIRS DE CISAILLEMENT</i>	143
3.1	<i>BANDES N150 DEXTRES (C_{0-1})</i>	143
3.2	<i>BANDES DE CISAILLEMENT NS DEXTRES</i>	144
3.3	<i>BANDES N30 DEXTRES ET SENESTRES</i>	144
4.	<i>RELATION EPAISSEUR DES STRATES-DIRECTION DE S_1</i>	144
G.	ANALYSE STRUCTURALE DU DOUBLE SYNCLINAL DE L'ILE DE SKHIRATE A CŒUR DE VISEEN SUP. : ZONES V ET VI	144
	CHAPITRE 4 : SYNTHÈSE STRUCTURALE	149
A.	INTRODUCTION	149

B.	LA TECTONIQUE DUCTILE	149
1.	LA SCHISTOSITE DE DISSOLUTION STRATIFORME SS_0	149
2.	LES PLIS SYNCHISTEUX $S_1 P_1$ A SCHISTOSITE DE DISSOLUTION	150
3.	LES PLISSEMENTS $S_2 P_2$	151
4.	LA SCHISTOSITE S_2 DE CRENULATION	151
C.	LA TECTONIQUE SEMI-FRAGILE	151
1.	PHASES DE STRUCTURES S-C	152
1.1	Phase 1 à σ_1 : NNE-SSW	152
1.2	Phase 2 à σ_1 : NE-SW	152
1.3	Phase 3 à σ_1 : E-W	154
1.4	Phase 4 à σ_1 : NW-SE	155
2.	PHASES DE PRESSION-DISSOLUTION	155
D.	LA TECTONIQUE FRAGILE	157
1.	LES FAILLES INVERSEES	157
2.	LES DECROCHEMENTS	160
2.1	Phase NE-SW	160
2.2	Phase EW	160
2.3	Phase NW-SE	160
C.	CONCLUSION-CALENDRIER TECTONIQUE	161
PARTIE IV : ANALYSE STRUCTURALE DES FRONTIERES DU BASSIN DE BENSLIMANE NORD AVEC LE MÔLE CÔTIER ET LA RIDE CHERRAT-BASSIN DE SIDI BETTACHE A SOKHRATE DE BENSLIMANE L'AVAL DES OUEDS CHERRAT ET YKEM.....		163
CHAPITRE 1 : ANALYSE STRUCTURALE ET CARTOGRAPHIQUE DU SECTEUR DE HAJIBA (SOKHRATE BENSLIMANE).....		165
A.	INTRODUCTION.....	165
B.	ETUDE STRUCTURALE	168
1.	SECTEUR DE HAJIBA 1	168
2.	SECTEUR DE HAJIBA 2	171
3.	SYNTHESE.....	174
CHAPITRE 2 : ETUDE DE LA ZONE DE CISAILLEMT DE LA MESETA OCCIDENTALE (ZCMO) DANS L'AVAL DE L'OUED CHERRAT : LA FRONTIERE OCCIDENTALE DE LA BANDE DE BENSLIMANE AVEC LE MÔLE CÔTIER.....		176
A.	SECTEUR DU PONT A HAUBANS.....	176
B.	SECTEUR DE MACHRAA MRAIAT : COMPARTIMENT NORD DU RESEAU DEXTRE EW À NE-SW DE SKHIRATE.....	179
1.	LA ZONE SW.....	179
2-	LA ZONE SE.....	181
3-	LA ZONE NE.....	181
CHAPITRE 3 : LA FRONTIERE ORIENTALE AVEC LA RIDE CHERRAT AU NIVEAU DE L'AVAL DE L'OUED YKEM.....		184
A.	INTRODUCTION.....	184
B.	LA TECTONIQUE DUCTILE	184
1-	DANS LES ASSISES CARBONIFERES DU BASSIN DE SKHIRATE	184
2-	DANS LES CALCAIRES DEVONIENS DE LA RIDE CHERRAT	185
3-	L'APLATISSEMENT DANS LE CONTACT DU GIVETIEN (RIDE CHERRAT) AVEC LE FAMENNO-TOURNAISIEN (BASSIN DE SIDI BETTACHE) DANS LE PITON DES ALPINISTES	186
C.	LA TECTONIQUE SEMI-FRAGILE	188
1-	LES COMPRESSIONS NW-SE ET NE-SW.....	188
2-	LA COMPRESSION EW.....	188
D.	LA TECTONIQUE CASSANTE	190
1-	LES FAILLES INVERSEES	190
1.1	CARRIERE DE L'EMBOUCHURE.....	190
1.2	CARRIERE LOTFI.....	190

1.3	PITON DES ALPINISTES	193
2-	LES COULISSEMENTS	195
2.1	CARRIERE DE L'EMBOUCHURE : LA COMPRESSION EW.....	195
2.2	LA RIVE DROITE DE L'EMBOUCHURE DE L'OUED YKEM.....	195
PARTIE V : INVENTAIRE ET ANALYSE TECTONOMETRIQUE DES DÉFORMATIONS DE LA PARTIE NW DU BASSIN DE SIDI BETTACHE.....		197
CHAPITRE 1 : SECTEUR DE ROUIDATE		199
A.	INTRODUCTION.....	199
B.	ETUDE DU SITE DE LA DAYA DE ROUIDATE	199
1.	<i>Les phases de plissement</i>	199
2.	<i>La tectonique de pression-dissolution s'exprime par des fentes en échelon sigmoïdes du stade cisaillement et par des fentes simples ramifiées</i>	199
2.1	LES FENTES SIMPLES :	201
2.2	LES FENTES SIGMOÏDES : FT3.....	201
3.	LES DECROCHEMENTS	202
CHAPITRE 2 : SECTEUR D'OULAD AMMAR.....		203
A.	DESCRIPTION DE LA SERIE	203
B-	LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE	204
C.	LA TECTONIQUE DUCTILE	205
CHAPITRE 3 : SECTEUR DE LA PLAGE SABLE D'OR.....		211
A.	LES DEFORMATIONS DUCTILES.....	211
1.	PLIS ET DEFORMATIONS PLANAIRES	211
B.	LES DEFORMATIONS SEMI-FRAGILES ET FRAGILES.....	217
CHAPITRE 4 : ESSAI TECTONOMETRIQUE PAR DETERMINATION DE L'ELLIPSE DE DEFORMATION (λ_G, λ_P) SUR DES BRACHIOPODES EN DISTORSION DANS LE VISEEN SUP. DE VAL D'OR-TEMARA.....		220
A.	APERÇU STRUCTURAL	220
B.	OBJECTIFS ET METHODES	221
1.	OBJECTIFS :.....	221
2.	METHODES :.....	221
2.1	TYPES DE DEFORMATIONS	221
2.2	PARAMETRES DE DEFORMATION	223
2.3	ANALYSE DU CISAILLEMENT SIMPLE.....	223
2.4	ELLIPSOÏDE DE DEFORMATION.....	224
2.5	ELLIPSE DE DEFORMATION.....	225
2.6	CERCLE DE MOHR DES DEFORMATIONS.....	226
2.7	DETERMINATION DE L'ELLIPSOÏDE DE DEFORMATION.....	227
2.8	METHODES WELLMAN ET BREDDIN.....	229
C.	RESULTATS	230
1.	ETUDE TECTONOMETRIQUE	231
2.	ANALYSE DES PARAMETRES DE DEFORMATION	236
2.1	RELATION (ψ , $2\theta'$).....	236
2.2	RELATION (λ_P / λ_G , γ)	237
2.3	VALEURS DES AXES λ_G ET λ_P DANS L'HYPOTHESE DE NON-CHANGEMENT DE LA SURFACE DE L'ELLIPSE DE DEFORMATION	238
2.4	CERCLES DE MOHR MOYEN	239
2.5	DETERMINATION DE LA DIRECTION DES PLANS DE CISAILLEMENT	239
2.6	RAPPORTS AXIAUX λ_G / λ_P ET CONTEXTE STRUCTURAL.....	239
2.7	WELLMANN ET BREDDIN	239
D.	CONCLUSION- DISCUSSION	242
PARTIE VI : CONCLUSIONS GENERALES.....		244
A.	INTRODUCTION.....	245

B. CALENDRIER TECTONIQUE DES DEFORMATIONS HERCINIENNES DE LA BANDE ATLANTIQUE DE LA MESETA NORD-OCCIDENTALE	245
1. PERIODE ANTE- OROGENIQUE.....	247
1.1 LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE DU TOURNAISIEN p.p.	247
1.2 LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE DU VISEEN SUP	247
1.3 SCHISTOSITE DE DISSOLUTION STRATIFORME Ss₀.....	247
2. PERIODE OROGENIQUE	248
3. PERIODE SYN A TARDI-OROGENIQUE : PERMIEN	248
4. PERIODE POST-OROGENIQUE	249
C. COMPARAISON AVEC LES CALENDRIERS TECTONIQUES ETABLIS PAR LES TRAVAUX ANTERIEURS	249
D. LES MODELES D'EVOLUTION HERCINIENNE DE LA MESETA OCCIDENTALE	249
E. LES PERIODES DE STRUCTURATION DE LA BANDE ATLANTIQUE DE LA MESETA DU FAMENNO-TOURNAISIEN AU PERMIEN-TRIAS : PROPOSITION D'UN NOUVEAU MODELE	
255	
1. HYPOTHESE D'UNE OUVERTURE PULL-APART AU TOURNAISIEN DU BASSIN DE SKHIRATE PAR LE JEU DEXTRE DE LA ZONE DE CISAILLEMENT DE LA MESETA OCCIDENTALE.....	255
2. LA PHASE MAJEURE S1P1 DU NAMURO-WESTPHALIEN.....	256
3. L'EVOLUTION PERMIENNE.....	258
3.1 LE PERMIEN I.....	258
3.2 LE PERMIEN II.....	258
3.3 LE PERMIEN III.....	259
F. RÔLE DE LA ZONE DE CISAILLEMENT DE LA MESETA OCCIDENTALE.....	262
G. CONCLUSION	264
H. RECOMMANDATIONS	265
REFERENCES	266
WEBOGRAPHIE	275

PARTIE I

INTRODUCTION GENERALE

CHAPITRE 1 : PRESENTATION DU SECTEUR ETUDIE

A. APERÇU GEOGRAPHIQUE

Les secteurs étudiés dans ce travail se situent dans la bande atlantique paléozoïque de la Meseta NW, entre Oued Cherrat et Sidi El Abed. Elle s'étend au sud dans les environs de Benslimane et vers le Sud-Est au Nord de Sidi Bettache (Barrage Rouidate) : Fig.I.1.1

Les six secteurs étudiés sont englobés dans une aire rectangulaire de 40km sur 23km :

- 1- Secteur de Skhirate
- 2- Secteur de l'Aval de l'Oued Cherrat
- 3- Secteur de Sokhrate Benslimane
- 4- Secteurs de Val d'Or et de Sable d'Or
- 5- Secteurs d'Oulad Ammar et Embouchure de l'Oued Ykem
- 6- Secteur du Barrage Rouidate

L'essentiel de l'aire étudiée se situe entre l'Oueds Cherrat et Harhoura en passant par Oued Ykem pour les secteurs septentrionaux et entre Oued Cherrat et Oued Nfifikh pour le secteur de Benslimane.

Les bassins versants de ces trois Oueds forment un grand ensemble géomorphologique de la Meseta NW, constitué de vastes plateaux monotones en pente douce vers la mer (Baudet.G, 1969). Ces plateaux sont incisés par des oueds et des chaabas du réseau secondaire. Dans la bande côtière atlantique, le littoral entre Rabat et Bouznika, montre des dépôts plio-quadernaires marins et dunaires qui présentent une morphologie caractérisée par des ondulations qui correspondent à des cordons dunaires plus au moins parallèles à la côte actuelle (Fig. I.1.2-A). Six cordons dunaires principaux s'allongent parallèlement au littoral de la côte vers le continent, leurs sommets atteignent respectivement les altitudes suivantes : 30-40, 50-60, 100-110, 160-170, 190-200m (Chabli, 2009).

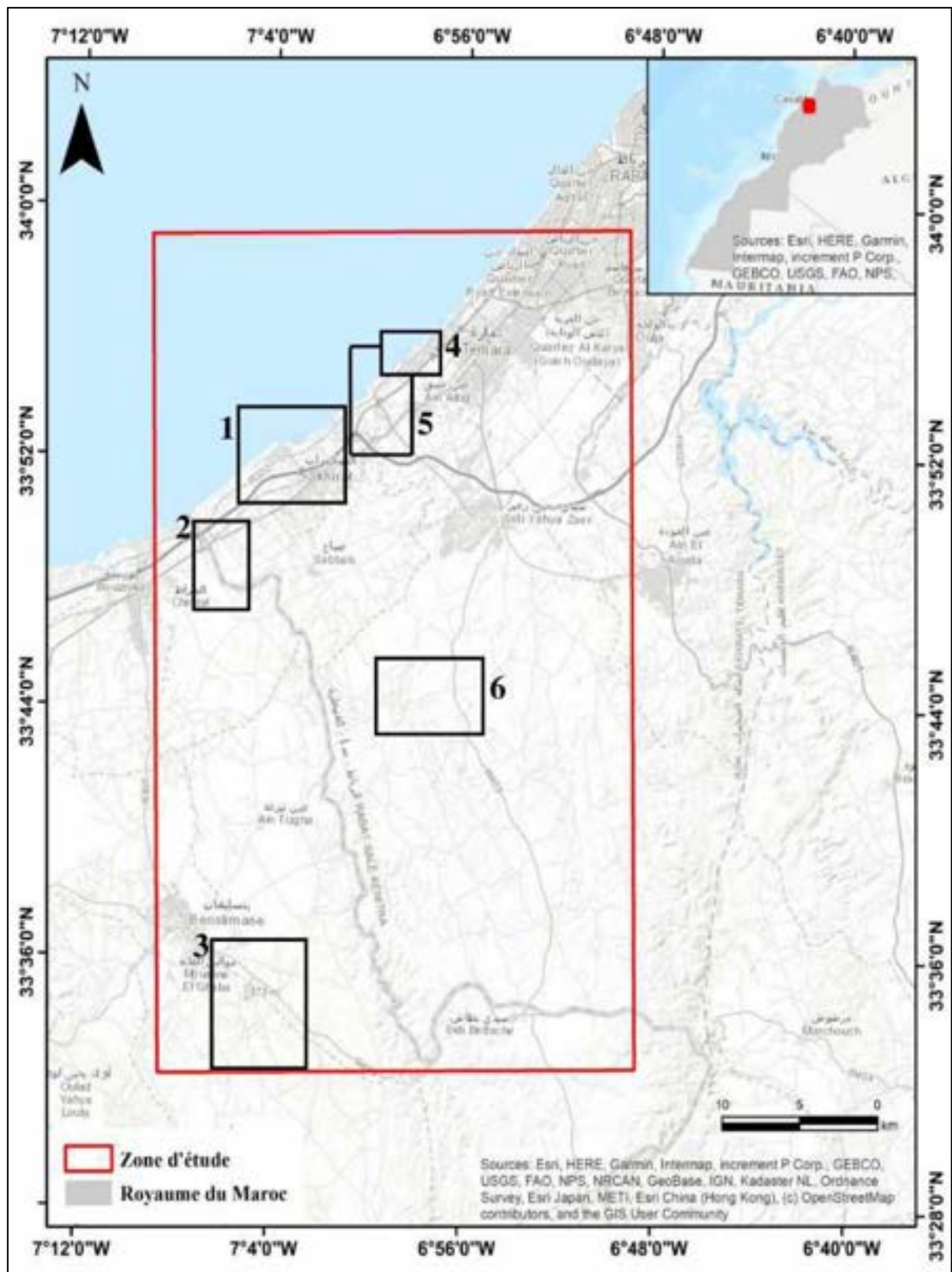


Figure I.1. 1: image satellitaire de présentation de la zone étude encadrée en rouge ; 1- Secteur de Skhirate ; 2-secteur de l'Aval de l'Oued Cherrat ; 3-Secteur de Sokhrate Benslimane ; 4-Secteurs de Val d'Or et de Sable d'Or ; 5- Secteurs d'Oulad Ammar et Embouche de l'oued Ykem ; 6-Secteur du barrage Rouidate.

A partir du MNT, sept profils topographiques ont été réalisés sur l'ensemble de la région. Ils permettent la distinction de 9 à 11 cordons dunaires (Fig. I.1.2). A l'Ouest au niveau de la ligne de rivage actuelle, le premier cordon apparaît vers 18m d'altitude. Ensuite en allant vers l'Est et sur la largeur de 11km environ, les autres cordons se placent parallèlement avec des altitudes augmentant progressivement jusqu'au 140 à 160m (Nassri, 2019).

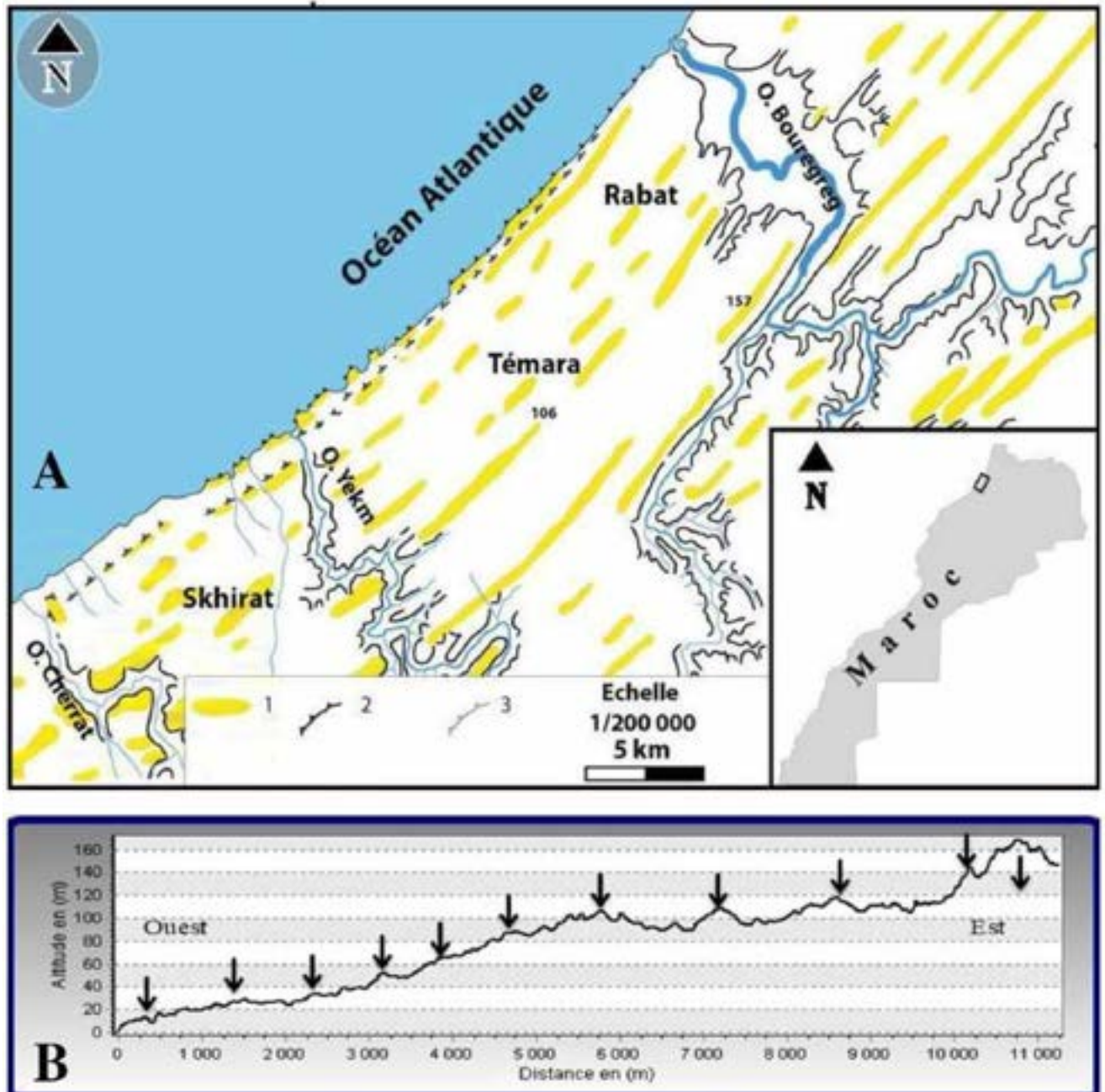


Figure I.1. 2: A- carte géomorphologique de la région de Rabat-Shkhirat d'après Beudet, 1969, (in Chahid et al, 2016) B- Profil topographique (Nassri, 2019).

La largeur moyenne des cordons varie entre 200 et 500m. Le nombre des cordons est variable en relation avec l'absence de l'accumulation dunaire, ou bien par l'érosion hydrique soit par le creusement des oueds ou par l'action des vagues et marées.

En plus à partir du MNT, plusieurs cartes thématiques ont été établies à savoir : carte d'ombrage, carte du réseau hydrographique...etc.

La carte d'ombrage, monte clairement la géomorphologie des cordons et facilitent leur suivi dénombrement (Fig. I.1. 2 suite).

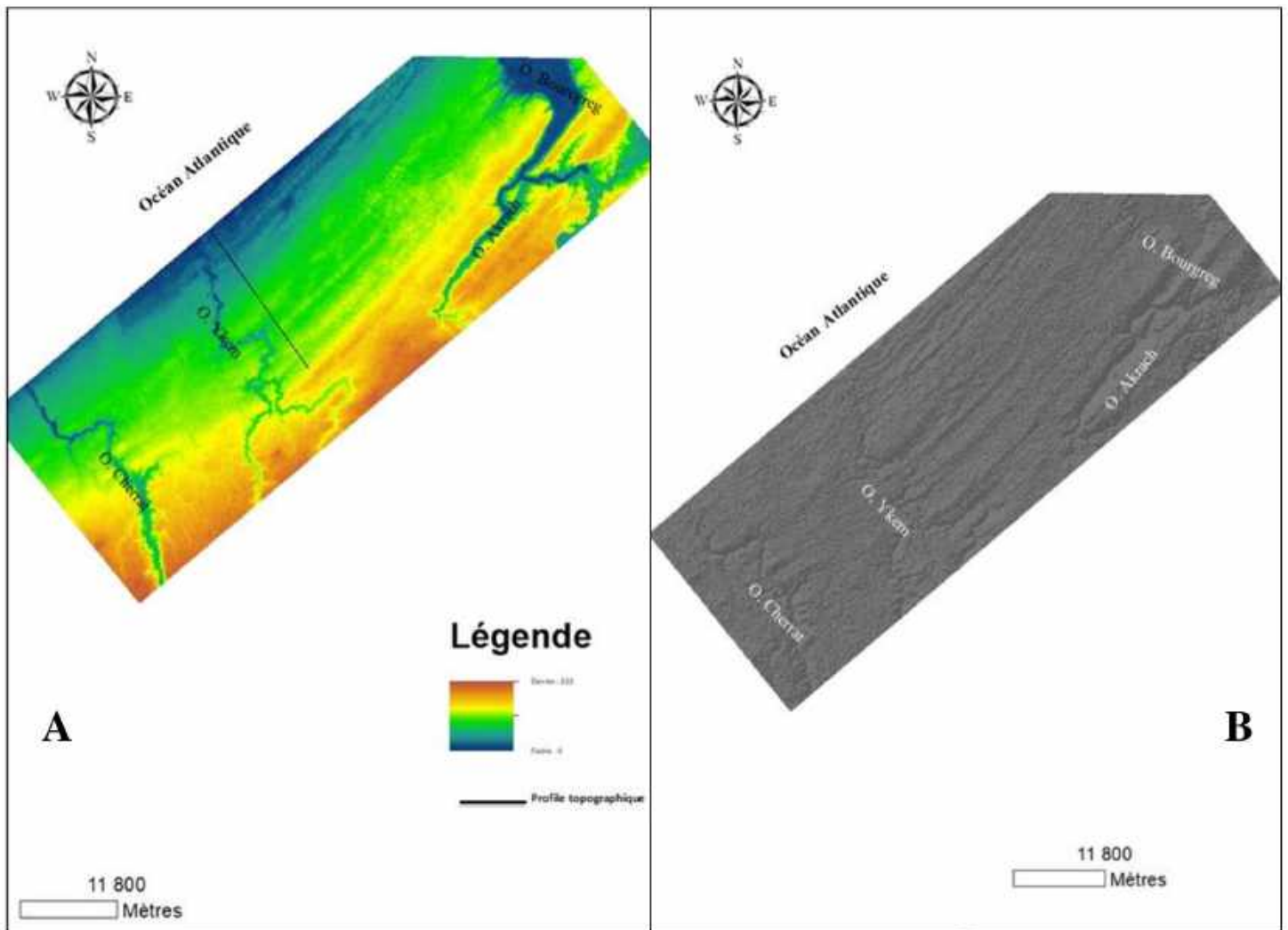


Figure I.1. 2 (suite) : A- Carte MNT de la bande littorale entre Rabat et Bouznika ; B- Carte d'Ombrage

Le MNT est soumis à plusieurs traitements à savoir la réalisation des couches relatives aux <<flow direction>> et <<flow accumulation>> et par conséquent la régénération automatique du réseau hydrographique de la zone d'étude. L'analyse de ce réseau montre deux principales directions: la première NW-SE recoupe et érode les cordons.

La deuxième de direction NE-SW, parallèle aux cordons, suit les sillons inter-dunaires et serait probablement en relation avec la néotectonique (Nassri, 2019).

B. APERÇU HYDROLOGIQUE

Notre secteur est occupé par deux bassins versants encadrés en latitude entre 33°26 et 33°90 Nord et en longitude entre -6° 87' et -7°12'. Il s'agit de bassins côtiers adjacents, situés entre Rabat et Mohammedia, orientés NNW-SSE et parallèles entre eux (Zerhouni, 1982) : Fig. I.1.2-A.

1- Le bassin de l'Oued Ykem

Situé entre les latitudes 33°56 et 33°90 Nord, et en longitude entre -6°87' et -7°00' Ouest. Le bassin est fusiforme, fin à l'aval et à l'amont (Sidi Bettache) et s'élargit au centre (Barrage Rwidat). Le Bassin de l'Oued Ykem couvre une surface de 430 Km².

2- Le bassin de l'Oued Cherrat

Ce bassin est encadré par les latitudes 33°26' en amont (Lagnadiz) et 33°83 (Bouznika) et les longitudes -7°04' et -6°79'. Orienté NW-SE à NNW-SSE, ce bassin couvre une superficie de 510 km².

C. EVOLUTION DES BASSINS PALEOZOIQUES MESETIENS

Dans la Meseta occidentale, les séries sédimentaires du Paléozoïque se sont déposées dans un cadre tectonique bien individualisé (Piqué 1979 ; Hoepffner et al. 2005 ; Michard et al. 2010...). Ainsi, au Cambrien inférieur et moyen, il s'agissait d'un rift qui n'a pas atteint le stade d'océanisation : le graben ouest-mésétien (Piqué 1979, Michard et al 2010, Bernardin et al 1988, etc...) à dépôt détritique et à épaisseur importante (supérieure à 7000m ; Bernardin et al 1988) dans l'axe NE-SW du rift essentiellement depuis le Haut Atlas occidental et le long du Môle côtier (auteurs op.cit.). Cette paléogéographie répondait à un régime extensif contrôlé par des failles NE-SW.

A partir du Cambrien supérieur, ce rift cesse avec les dépôts des quartzites d'El Hank (Destombes & Jeannettes 1966). Durant l'Ordovicien-Silurien, le régime extensif continue de contrôler la sédimentation. Un rift, depuis l'Anti Atlas occidental jusqu'à la région de Bouznika, a été proposé par Ouanaïmi (2017) pour cette période. Au Dévonien inférieur et moyen, une sédimentation détritique et turbiditique a été décrite dans la Meseta orientale dans un axe subsident (rift sans océanisation) de direction NE-SW : l'axe Oujda-Marrakech (Piqué 1979, Hoepffner 1987, Hoepffner et al. 2005) alors qu'une plateforme carbonatée s'installe dans la Meseta occidentale. A partir du Dévonien supérieur, cette plateforme se démantèle sous l'effet d'un régime tectonique contrôlé par des failles de décrochement, (Piqué 1979, Fadli 1994,

Zahraoui 1991, El Hassani 1994, Tahiri 1991, Bouabdelli et Piqué 1996, Izart 1990, etc...) et permet la création dans la Meseta occidentale de nouveaux bassins sédimentaires : les bassins de Benslimane, de Sidi Bettache, du Fourhal, de Tiliouine, d'Azrou-Khénifra, etc...(auteurs op.cit.).

Tous ces bassins ont reçu du matériel détritique de dépôt provenant des zones hautes bordières. Pour le cas du bassin de Sidi Bettache, il est bordé par des rides hautes nourricières en dépôt chaotique, notamment la ride des Sehoul au nord, la ride d'Oulmès-Zaer à l'Est et la ride du Cherrat à l'ouest (Piqué 1979, Fadli 1994, Zahraoui 1991, El Hassani 1994, Tahiri 1991, Bouabdelli et Piqué 1996, Izart 1990, etc...). Des sillons profonds, à matériel dévono-carbonifère, séparaient ces rides du bassin proprement dit. Il s'agit au nord du sillon E-W de l'oued Satour (El Hassani 1994) et du sillon N-S des Mdakra à l'ouest (Fadli, 1994). Ce sillon appelé aussi bassin de Benslimane (Lecointre 1926) montre dans son extrémité septentrionale côtière (région de Skhirat) des séries sédimentaires détritiques dévono-carbonifères, porteuses d'une importante fracturation synsédimentaire (Nassri & El Adraoui, 2023).

D. LES DOMAINES STRUCTURAUX

La Meseta occidentale est classiquement subdivisée en quatre domaines structuraux (Piqué 1994) ; Le Môle côtier, le Bassin de Benslimane, la Ride Cherrat et le Bassin de Sidi Bettache (Fig. I.1.3).

Ces domaines représentent les racines des zones externes de la chaîne hercynienne qu'on retrouve dans les boutonnières méridionales de Jbilet et des Rehamna. La déformation majeure allant crescendo d'Ouest en Est est d'âge Namuro-Westphalien (Michard 1976) suivie de tectoniques cassantes au Permien (Tahiri 1991 ; Piqué et al, 2006...).

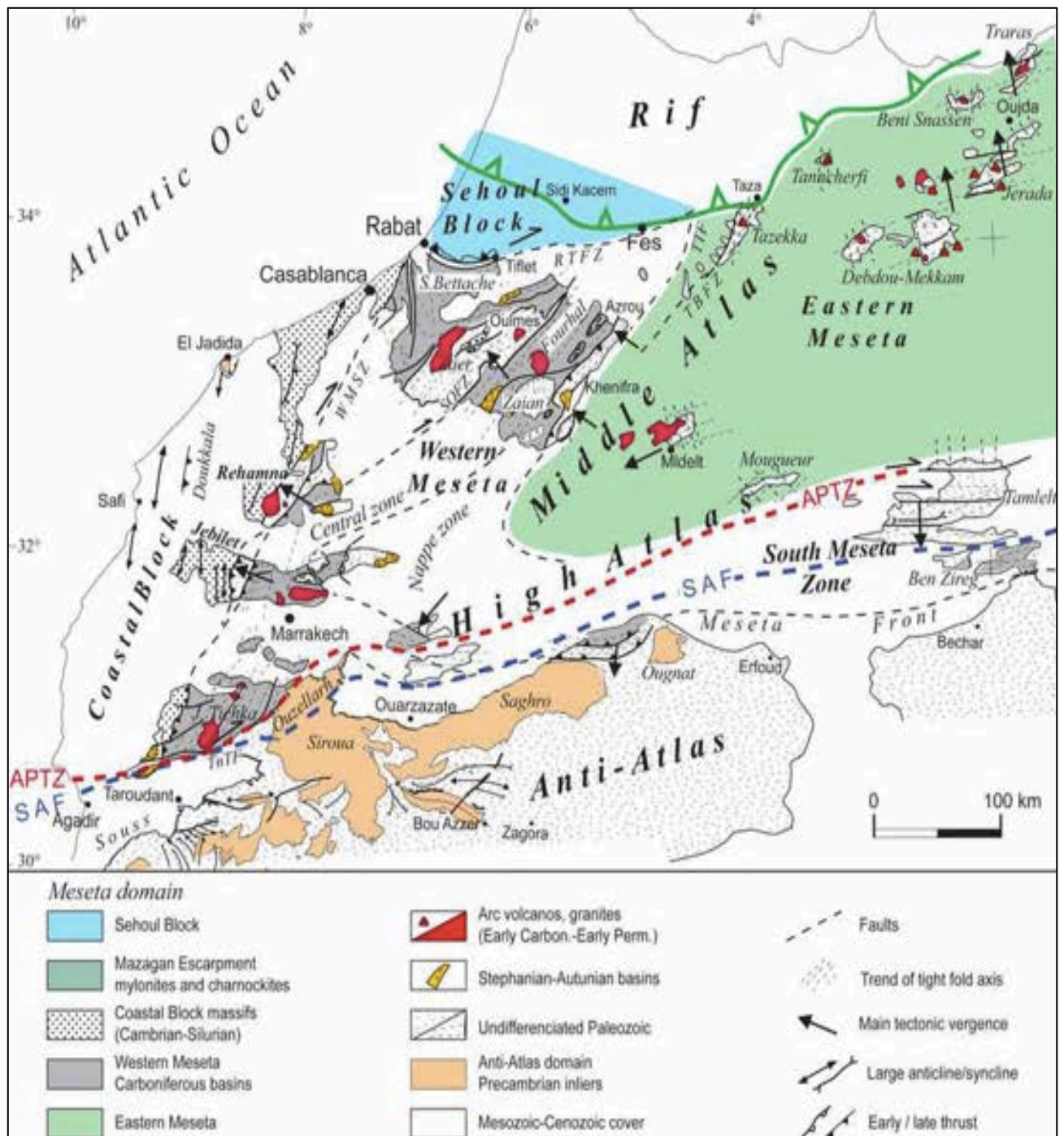


Figure I.1. 3: Carte des principales zones structurales de la Meseta marocaine (Selon Ouanaimi 2017, modifié d'après Michard et al., 2010). Principales limites structurales : RTFZ : Faille de Rabat-Tiflet ; WMSZ : zone de cisaillement de la Meseta Occidentale ; SOFZ : Faille de Smaala-Oulmès ; TBFZ : Faille de Tazekka-Bsabis ; APTZ : Atlas Paleozoic Transform Zone, TnTF : Faille de Tizi n'Tretten ; SAF: South Atlas Fault.

1. Le Môle côtier (MC)

Le môle côtier ou bloc côtier, introduit par Michard (1976) désigne la partie la plus à l'Ouest de la Meseta occidentale relativement stable et peu déformée (Fig. I.1.3 et II.1.1). Il est constitué de terrains à faciès de plateforme continentale d'âge médio-Cambrien : les schistes à

Paradoxides et les quartzites d'El Hank recouverts par un Ordovicien transgressif formé de shales et quartzites au sommet. Ces terrains sont déformés par des plis axiaux amples NS à NE-SW accompagnés de schistosité ardoisière et de crénulation localisées dans les couloirs de cisaillement hercyniens (El Attari 2001). Notons que les schistes à Paradoxides du Cambrien moyen renferment des coulées pyroclastiques, des tufs et des brèches andésitiques porphyriques à Oued Rhebar (Destombes & Jeanette 1966) interprétées par El Hadi et al (2006) comme un exemple de volcanisme calcalo-alkalin de type orogénique mis en place en contexte de rifting dans un domaine continental en extension EW.

2. Le Bassin de Benslimane (BBS)

Défini par Lecointre (1926), ce bassin est cartographié par Destombes & Jeanettes en 1966. En 1979, Piqué définit la zone NS de cisaillement de Benslimane limitée à l'Est par la faille occidentale de la Ride Cherrat et à l'Ouest par la faille de Bouznika (Figs. I.1.9 et II.1.1). C'est un sillon NS cisailé entre l'accident ZCMO et la zone de cisaillement de la Ride Cherrat, constitué principalement de terrains allant du Famennien supérieur au Viséen supérieur (Fig. II.1.1-B), déformés par une succession de phases ductiles et cassantes hercyniennes et tardi-hercyniennes du Permien (Baghdad 1999). Les déformations les plus marquées sont les plis P1 synschisteux en échelon (Piqué 1979), cisailés dans des couloirs de décrochement dextre de type S-C principalement NS (Nassri & El Adraoui, 2022). Ces structures sont reprises par un plissement P2 accompagné de schistosité S2 de crénulation ou en chevron (Zahraoui 1991). Les déformations les plus anciennes sont les indices d'instabilité synsédimentaire au cours du Fameno-Tournaisien (Nassri & El Adraoui 2023).

3. La Ride Cherrat (RCH)

Constitué principalement de terrains du Silurien et du Dévonien de plateforme carbonatée, cette ride est un horst dévonien étroit (Fig. I.1.4 et II.1.1-B) comprimé et dilacéré par des cisaillements longitudinaux et transversaux hercyniens et tardi-hercyniens (Chalouan 1977). Pour cet auteur, cette bande est déformée par des plis P1 d'azimut N169, isopaques, synschisteux et souvent cisailés axialement et par des plis P2 : NE-SW en chevrons présentant dans les niveaux les plus plastiques une schistosité S2 de crénulation.

Cette Ride à armature carbonatée est décalée au niveau de l'Aval d'Oued Cherrat par l'accident NE-SW dextre de Cherrat-Skhirate qui la décale vers le NE dans l'aval et l'embouchure de l'Oued Ykem.

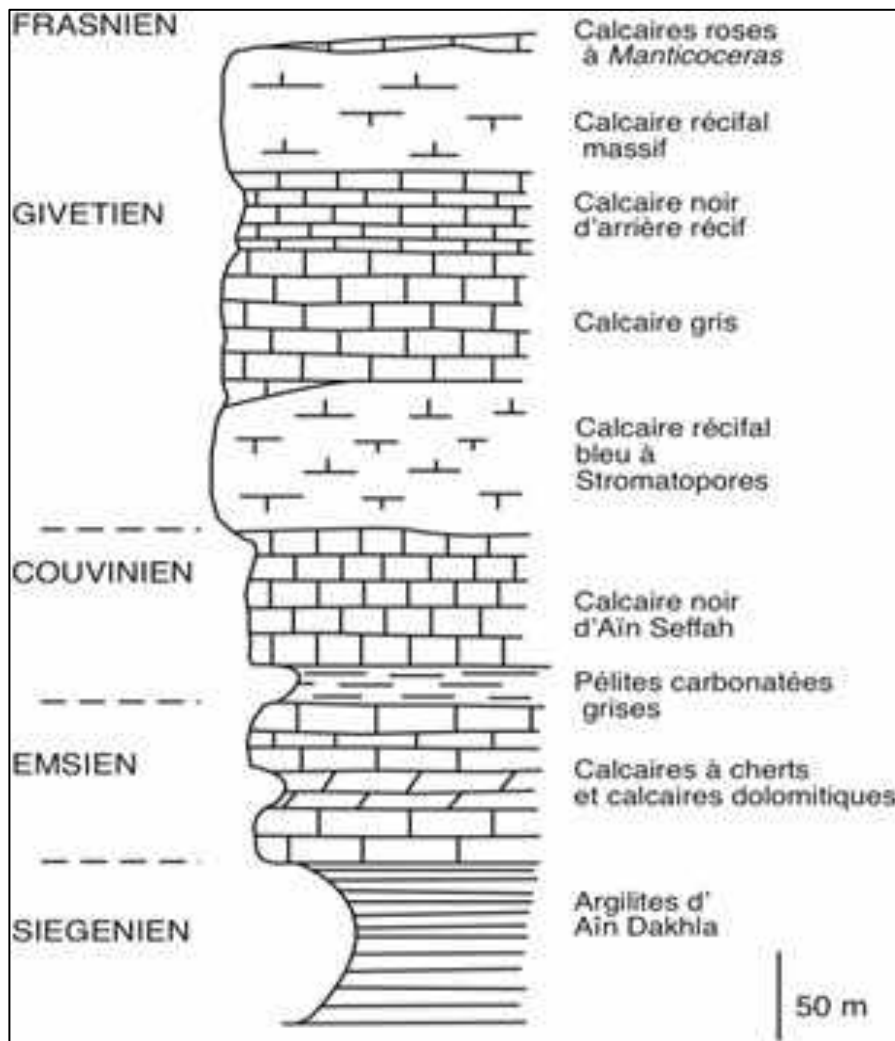


Figure I.1. 4: Colonne lithostratigraphique au niveau de la Meseta occidentale (Oued Cherrât) montrant les faciès du Dévonien inférieur et moyen (d'après Piqué, 1979 et Chalouan, 1981).

4. Le Bassin de Sidi Bettache (BSB)

Défini par Piqué (1979), c'est un bassin subsident à séries épaisses de Famenco-Tournaisien et de Viséen supérieur. Pour Lakhloufi et al (2002), ce bassin correspond à deux bassins adjacents : (Figs. I.1.3 et II.1.1-B)

-Le Bassin de Sidi Bettache sensu stricto (BSB s.s) individualisé au Famennien supérieur par extension EW dans la partie occidentale.

-Le Bassin de Brachwa-Maaziz (BBM) né au Viséen supérieur par extension NS.

Selon le même auteur, ces deux bassins sont déformés lors du cycle hercynien post-Viséen par trois phases tectoniques générant des plis P1 ENE-WSW localement synschisteux, des plis P2 NNW-SSE généralement synschisteux et des cisaillements décrochants méridiens.

A l'Est du Bassin de Sidi de Sidi Bettache, le Bassin d'Azrou-Khenifra (BAK) s'est individualisé sur une zone charnière entre le front de chevauchement de la Meseta orientale à vergence Ouest et les reliefs bordant à l'Est du Maroc central.

Il enregistre de ce fait les déformations de la phase bretonne qui caractérise la Mesta orientale (Hoepffner 1987). Pour Bouabdelli & Piqué (1996), la fin du Dévonien est marquée par la création d'un bassin limité par des failles transcurrentes dextres de socle : NE-SW. La sédimentation au Dévono-Dinantien est détritique et s'achève par des olistostromes et des nappes gravitaires (Fig. I.1.5) Au Viséen supérieur et au Namurien, les failles inverses accompagnant le plissement des séries avec une évolution vers un bassin d'avant-pays (auteur op.cit.).

Les subdivisions ainsi décrites d'Ouest en Est du Môle Côtier, BBS, RCH et BSB se retrouvent plus au SE, dans les subdivisions des Rehamna et des Jebilet avec des unités occidentales, centrales et orientales.

5. Les Rehamna

Les premiers travaux sur ce massif (Piqué 1972, Hoepffner 1974, Michard 1982) s'accordent sur sa subdivision en trois domaines structuraux : (Fig. I.1.3)

- **Les Rehamna occidentaux** : situés à l'Ouest de la ZCMO, ils sont formés de terrains anciens du Précambrien et du Cambrien-Ordovicien.
- **Les Rehamna centraux** : ou zone des Skhours à terrains du Précambrien au Dévonien sont limités par la ZCMO à l'Ouest et la Faille de Oulad Zednes à l'Est.

Nous verrons que pour la période allant du Famennien au Viséen supérieur, nombreux auteurs ont mis en évidence une ouverture en pull apart de bassins transverses sur les cisaillements sub-méridiens fonctionnant en dextre (El Kamel et al. 1992, Kholaiq et al. 2015...)

- **Les Rehamna orientaux** : sont constitués de terrains du Cambrien au Viséen.

Pour El Mahi et al (2000), la déformation croît vers l'Est et à l'approche des zones de cisaillement : la déformation hercynienne est polyphasée avec deux phases majeures D1 et D2 ductiles et synmétamorphes, s'exprimant par une structuration planaire, synschisteuse et linéaire. Une phase tardive D3 est à caractère cassant : décrochements dextres (Jenny 1974) et failles normales (El Mahi 1991, El Mahi et al 2000).

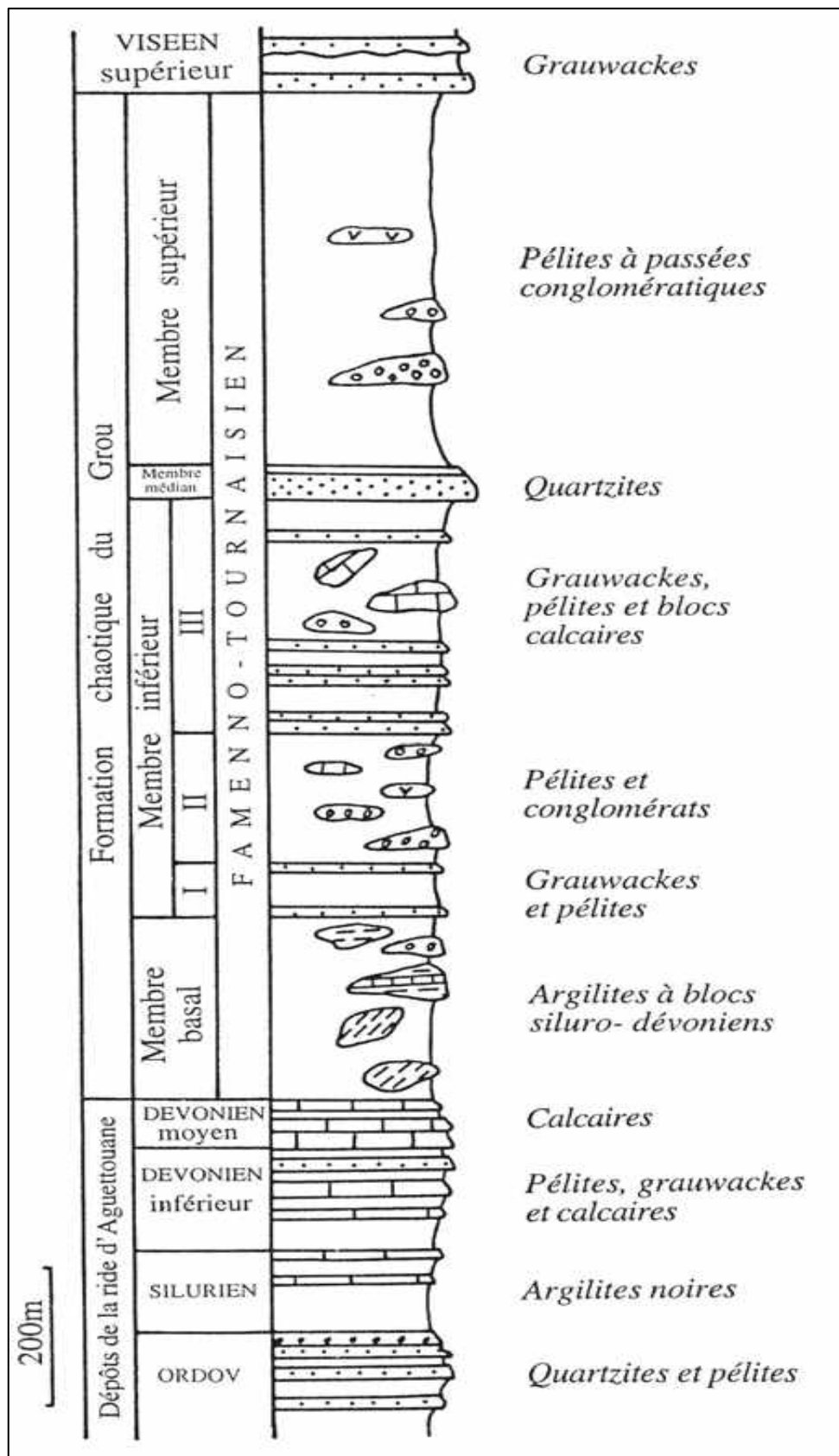


Figure I.1. 5: Colonne synthétique de la formation du Grou (Famenno-Tournaisien) et de la ride d'Aguettouane (Ordovicien-Dévonien) : Chakiri & Tahiri (2000)

6. Le massif de Jbilet

Situé au Nord de Marrakech, ce chaînon hercynien orienté EW se prolonge au sud dans le Haouz NW et au Nord dans la plaine de Bahira. Les Jbilet sont subdivisées en trois domaines structuraux (Huvelin 1977) : (Fig. I.1.3)

- **Les Jbilet occidentales** : sont formées de terrains Cambro-Ordoviciens (pélites et psammites) très peu déformés (plis à grand rayon de courbure avec localement une schistosité S₁ de fracture)
- **Les Jbilet centrales** : sont coincées entre deux accidents majeures : le ZCMO et le MSZ (Marrakech shear zone). Constituées de terrains supra-Viséens : les schistes de Sarhlef intrudés par un magmatisme granitique acide bimodal et syntectonique. Le métamorphisme est de type épizonal et la déformation est de type synschisteux à schistosité de flux.
- **Les Jbilet orientales** : constituées par les flyschs de Kharrouba d'âge Viséen supérieur. Ce qui caractérise cette unité est la présence d'une tectonique tangentielle responsable de charriages et des nappes gravitaires faisant affleurer l'Ordovicien.

E. LITHOSTRATIGRAPHIE DES SERIES DEVONO-CARBONIFERES DE LA MESETA OCCIDENTALE

1. LE FAMENNO-TOURNAISIEN

1.1 DANS LE BASSIN DE BENSLIMANE

La série faménienne qui présente souvent des dépôts détritiques (quartzites, pelites, siltites, conglomérats...) montre des colonnes lithostratigraphiques très similaires dans les différentes subdivisions de la Meseta occidentale.

1.1.1 Dans la région de khatouat et les mdakra

Dans le Khatouat et les Mdakra, à l'ouest du granite des Zaer, on individualise cinq formations (Piqué, 1979 ; Fadli, 1994a) :

-La formation de Fouizir (Fig. I.1.6-log 1) est épaisse d'environ 800 m. Elle repose sur les calcaires du Dévonien moyen et elle est datée du Dévonien supérieur par des acritarches (*Micrhystridium sp.*, *Unellium pyriforme*, etc..) et plus précisément du Famennien par *Dzieduszyckia crasscostata*. Elle se compose de grès fins, puis d'un ensemble de brèches à éléments hétérométriques surtout calcaires, connues sous le nom de Conglomérats de Biar Setla depuis Termier (1936), et enfin de grauwackes. Comme dans les autres régions du Maroc occidental où il est connu, le faciès bréchi que de Biar Setla résulte d'éboulements de falaises

constituées par la série du Dévonien moyen, et de la répartition chaotique des produits de ce démantèlement en contrebas, dans des coulées de débris passant latéralement à des turbidites proximales.

- **La formation de Chaabet-el-Baya** est située dans le massif des Mdakra, à l'ouest de celle de Fouizir. Sa base est inconnue et son épaisseur est d'environ 400 m. La plus grande partie est un ensemble argileux contenant des bancs de conglomérats à éléments calcaires arrondis et jointifs. Au sommet se trouvent des grès et des quartzites à litage oblique qui prolongent les barres quartzitiques struniennes de Ben Slimane. Cette formation est rapportée au Famennien et considérée comme un passage latéral de celle de Fouizir.

- **La formation de Bir-en-Nasr** repose, dans le Khatouat, sur celle de Fouizir. Elle est recouverte par les schistes et les calcaires viséens. Son âge est famennien supérieur, strunien et probablement tournaisien, au moins p.p. Sur une épaisseur d'environ 500 m, c'est une alternance de pélites vert-olive et de grès gris à lamines convolutées, plus abondants au sommet de la formation, parfois riches en débris végétaux. L'ensemble de la formation est interprété comme un dépôt de plate- forme peu profonde mais subsidente dont les apports proviennent de zones émergées à l'est et au nord-ouest.

-**La formation de Souq-Jemaa** est un équivalent de celle de Bir-en-Nasr dont elle se distingue par sa richesse relative en grès gris à stratifications en mamelons et en convolutes. C'est un dépôt de faible profondeur, remanié par des tempêtes. L'aire d'apport des éléments détritiques est à rechercher dans la région actuelle des Sokhrate, au SSW du granite des Zaer qui constituait à l'époque une zone émergée : la Ride des Zaer, où les quartzites de l'Ordovicien étaient soumis à l'érosion.

- **La formation de M'Garto** est d'âge Famennien supérieur-Tournaisien et elle est donc l'équivalent latéral, vers l'ouest, de la formation de Bir-en-Nasr. Son épaisseur est d'environ 600 m. Le faciès le plus communément rencontré est une alternance de pélites vert-olive et de grès, en bancs plus minces, bien classés, en lamines horizontales souvent convolutées. Dans son ensemble, cette formation est plus pélitique que celle de Bir-en-Nasr.

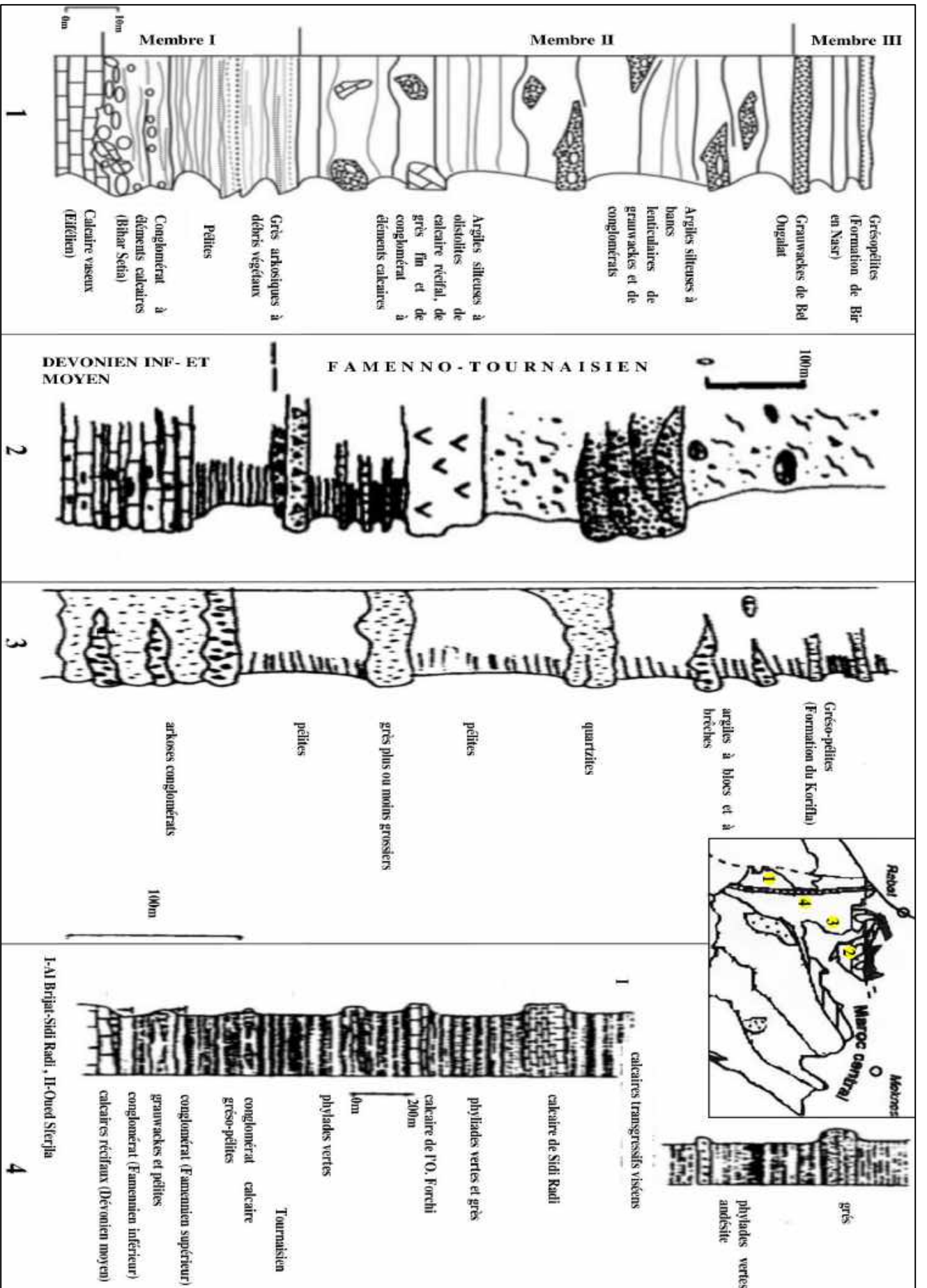


Figure I.1. 6 : Colonnes lithostratigraphiques du Famennio-Tournaisien de la Meseta NW : 1- Formation dans la partie occidentale de la Meseta occidentale (Khatouat) (Piqué et al, 2006) ; 2- Formation de l'Ain Guenfondia (El Hassani, 1990) ; 3- Formation d'Ain Hallouf (Piqué, 1979) ; 4- Formation de la zone orientale de l'Oued Cherrat : I- Al Brijat Sidi Radi et II- Oued Sferjja (Fadli, 1994a).

La reconstitution des paléogéographies successives du Khatouat et des Mdakra au Famennien-Tournaisien découle de la comparaison de ces diverses formations. Le caractère chaotique de la plus grande partie de la formation de Fouizir résulte de la surrection de deux rides bordées par des failles à l'ouest et à l'est du Khatouat ; ce sont, respectivement, la Ride du Cherrat, à matériel surtout dévonien et celle des Zaer, qui sera érodée jusqu'aux quartzites ordoviciens. A l'ouest de la Ride du Cherrat, les Mdakra sont le siège d'une sédimentation calme de plate-forme argileuse (formation de Chabet-el- Baya). Par la suite, l'enfoncement de la Ride du Cherrat permet la communication des aires de sédimentation marine du Khatouat et des Mdakra (Fig. I.1.7).

La première, toujours subsidente, se comble par l'apport rapide de sédiments détritiques issus de la partie méridionale de la Ride des Zaer; la seconde, peut- être plus profonde, n'est alimentée que par des débris fins, distaux par rapport à la ride des Zaer, ou bien venant de l'ouest.

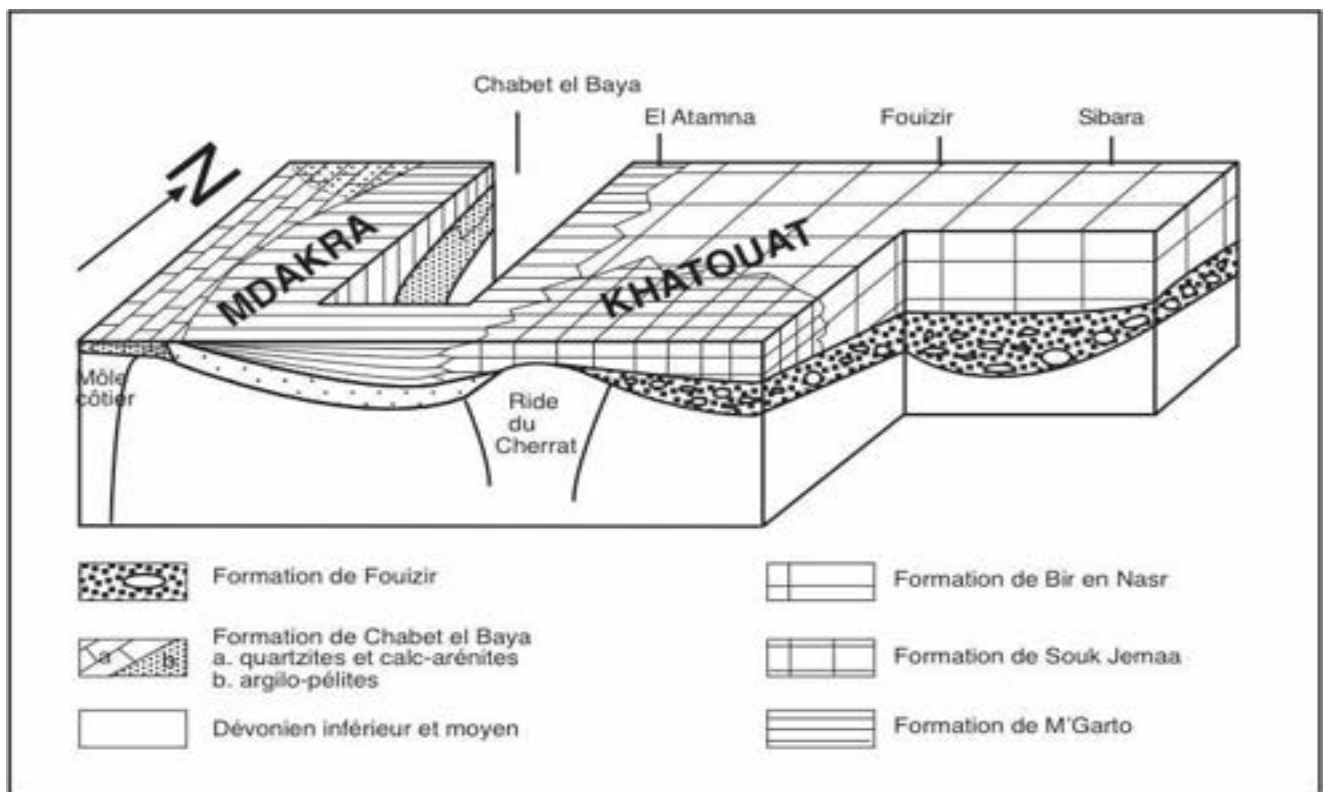


Figure I.1. 7 :Bloc-diagramme des formations du Dévonien supérieur dans la partie occidentale de la Meseta occidentale (Piqué et , 2006).

1.1.2 Formation Aous bel Fassi : Sokhrate de Benslimane (voir Partie 2, Fig. II.1.2)

1.1.3 Formation de Skhirate plage (voir partie 2, Fig. II.1.2)

1.2 DANS LE BASSIN DE SIDI BETTACHE

Dans la partie centrale et occidentale du bassin de Sidi Bettache on distingue trois formations principales :

-Formation de Ain Hallouf

La coupe d'Aïn-Hallouf est située à une douzaine de kilomètres au sud de Rabat. Sa base est inconnue et elle se compose, de bas en haut (Fig. I.6-log 3) :

- Termes pyroclastiques : grès et tufs acides ;

- Grauwackes et conglomérats; les grauwackes sont feldspathiques et lithiques, en bancs épais, parfois granoclassés; les bancs conglomératiques sont lenticulaires. Dans les niveaux pélitiques associés aux conglomérats on trouve *Phacops granulatus*, *Dictyodendron* sp., *Platyclymenia protracta*, etc. du Famennien supérieur. Sous les conglomérats, les niveaux grauwackeux sont affectés par d'intenses déformations synsédimentaires : plis et cisaillements, indiquant des remises en mouvement fréquentes du sédiment non encore consolidé ;

- Litharénites : grès à matrice peu abondante, avec des microgalets de quartzite et de phyllades, à laminations obliques ;

- Quartzites du jbel Akala, en bancs lenticulaires, qui sont d'anciennes barres sableuses littorales.

L'ensemble de cette série, d'âge Dévonien supérieur, a une épaisseur d'environ 400 m. Au-dessus, les "Schistes à Goniatites" de l'oued Akrech représentent le Tournaisien ; ce sont des shales et des siltites rougeâtres, dépourvues de niveaux détritiques grossiers et de coulées volcaniques.

Les faciès de la coupe d'Aïn-Hallouf sont interprétés par Izart (1990) comme des coulées de débris (conglomérats épais à matrice abondante, sans litage apparent), des turbidites (conglomérats à galets imbriqués, grès et grésopélites), des chenaux de bordure (quartzites) et, enfin, des faciès de bassin, grésos-argileux. Ces derniers appartiennent déjà à la formation du Korifla (ci-dessous).

- **Groupe d'oued Ykem**

Il s'agit une succession du Fammeno-Tournaisien plissé (Piqué 1979) qui débute par une épaisse série d'argilo-pélites gris-vert à fins lits de siltites et de quartzites. Au sommet, des argilo-pélites alternent avec des quartzites gris (500m environ) surmontés par une barre calcaire dolomitique (20m) recouverte par un conglomérat (25m). La série ce termine par une coulée volcanique (10m) et des conglomérat alternant avec des grès, des microbrèches et des grauwackes : voir colonne (Fig. I.1.6- log 4).

- **Formation du korifla**

Dans la région d'Argoub Besbass, la formation du Korifla présente une alternance de pélites et de grès datée du Tournaisien-Viséen inférieur (Marhoumi et al.1984). Cette formation a livré à Bolleli et al (1953) des goniatites qui indiquent le Tournaisien-Viséen inférieur. Ce même âge a été au niveau d'Oued Grou (Choubert & Faure-Muret, 1961).

1.3 DANS LA BORDURE SUD DE L'ANTICLINAL DE RABAT-TIFLET

De Rabat à Tiflet, l'anticlinal à cœur ordovico-silurien comprend, sur son flanc sud, une série du Dévonien inférieur et moyen, dont les derniers niveaux sont érodés à Rabat, sur laquelle repose une série du Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur. Cette dernière se scinde en deux aires : La première, toujours subsidente, se comble par l'apport rapide de sédiments détritiques issus de la partie méridionale de la Ride des Zaer; la seconde, peut-être plus profonde, n'est alimentée que par des débris fins, distaux par rapport à la ride des Zaer, ou bien venant de l'ouest.

Dans la Chabet Guenfoudia, un petit affluent de l'oued Grou, à une quinzaine de kilomètres au Sud-Est de Rabat, la succession suivante (Piqué, 1979) est relevée, au-dessus de calcaires et d'argilites du Dévonien inférieur (Fig. I.1.6-log 2) :

Argilites gréseuses et pélites rougebrûle avec bancs de microbrèches granoclassées à éléments de calcaire gris clair dévonien. La taille de ces éléments est variable, du millimètre jusqu' à plusieurs dizaines de mètres de long ;

- Grès fins à grossiers, micacés, microconglomératiques, à plantes flottées. Une lumachelle calcaire contient *Schizophoria* sp., *Productinæ* (? *Marginatia* sp.), *Spirifer tornacensis*. Il s'agit du Tournaisien.
- Grésopélites à bancs désorganisés (wildfysch).
- Basalte spilitisé verdâtre.

- Grès verts et niveaux chaotiques, avec des blocs gréseux et des fragments de calcaire gris dispersés sans ordre apparent dans une matrice argileuse gris verdâtre de type pélites écailleuses et wildflysch.
- Barre conglomératique à galets, parfois très gros, parfaitement arrondis.

2. LE VISEEN SUPERIEUR

Après la dislocation de la plate forme carbonatée du Dévonien et l'installation d'une sédimentation terrigène monotone ayant marqué le Faménno-Tournaisien de la Meseta NW, le Viséen s'annonce par une grande diversité de faciès et de phénomènes tectono-sédimentaires (Fadli 1994b). Examinons ces faciès d'Ouest en Est : (Fig. I.1.8).

2.1 LE BASSIN DE BENSLIMANE SEPTENTRIONAL

2.1.1 La formation de Mechraa Maraiat

Cette formation est visible entre le pont à haubans de l'aval de l'Oued Cherrat, au Nord, et Mechraa El Kraret à l'Est. Transgressive sur les silts et quartzites roses du Strunien (d7-h1), cette formation verticalisée (Figs. IV.2.2-A et IV.3.7) est constituée de grès, grès calcareux, schistes à nodules siliceuses et quartzitiques et de grès conglomératiques laissant place au sommet (vers l'est) à une barre de quartzites à interlits de pélites puis enfin une épaisse série pélitique à lentilles de dolomies grises (Fadli, 1994b). Cette formation se termine par des turbidites à figures de tectonique synsédimentaire.

2.1.2 La formation de Mechraa El Kraret

Cette formation se trouve à l'est de la formation Mechraa Mraiat, mais les liens entre elles ne sont pas évidents vu que le passage est masqué par les terrains plio-quadernaires de couverture. Deux membres se distinguent nettement (Fig. I.1.8-log 1)

- Le membre basal (100m) : débute par des calcaires noirs organiques, des calcaires arénitiques bioclastiques à chert, de calcaires récifaux lenticulaires, de brèches récifales récurrentes avec des calcaires micritiques et les calcaires bioclastiques.

Ce membre constitue une méso-séquence régressive de type plateforme carbonatée à forte énergie. Zahraoui (1991) a daté ce membre du V3b α à base de microfaune.

- Le membre supérieur (280m)

Séparé du membre basal par une discordance de ravinement, ce membre est représenté par des brèches calcaires lenticulaires et des grès et pélites puis des calcaires gréseux et des grès quartzeux à argilites et tempestites (Zahraoui, 1991). Pour cet auteur l'ensemble des faciès de ce membre indique des séquences unitaires de type Bouma, Il s'agirait d'une mésoséquence

transgressive ayant livré à Zahraoui (1991) une microfaune du V3 β du Viséen supérieur.

2.1.3 La formation de la plage Skhirate

Emergeant au niveau de la zone de balancement des marées, la série viséenne qui occupe le cœur d'une structure synclinale au niveau de l'île de Skhirate montre 150m de conglomérats à ciment calcaire et sableux, des grés grossiers, quartzites et lentilles de calcaires bioclastiques, oolithiques et silico-clastiques ayant livré (Fadli, 1994b) une micro faune de *Coelosporella joneii* du V3 α et V3 β selon l'échelle biostratigraphique de Conil et al. (1977). (Voir aussi, Partie 2, Fig. II.1.2)

2.2 LE BASSIN DE BENSLIMANE MERIDIONAL : MASSIF DES MDAKRA

Deux formations se distinguent dans ce massif (Fig. I.1.8-log 3)

2.2.1 La formation basale de Sidi Sbaa

- Membre E1 (50m), constitué principalement de quartzites de 50m d'épaisseur reposant sur les grés et pélites du Famenco-Tournaisien avec des intercalations lenticulaires de calcaires bioclastiques. Ce membre peut atteindre 200m au Sud et SW du massif de Mdakra. Vers l'Est, dans le massif de Khatouat, le membre E1 ne compte plus que quelques mètres d'épaisseur. L'âge de ce membre E1, a été fourni sur la base de macrofossiles indiquant le Viséen inférieur (Termier & Termier, 1951). La base et le milieu de ce membre ont fourni des spores du Tournaisien sup.
- Membre E2 (600m), formé de pélites sombres (noir et vert olive), de calcaires bioclastiques, sables vases... sur lesquels reposent, au sommet, des calcaires oolithiques à strates obliques. Ce membre occupe le noyau synclinal de Souk Lakhmis dans le massif oriental de Khatouat où il est affecté avec le membre E1 par une intense tectonique d'écaillage (Fadli, 1990). Termier & Termier (1951) ont daté le membre E2 par des associations de macrofossiles du Viséen inférieur. Rappelons que dans le passage E1-E2 Fadli (1990) a mis à jour la plus ancienne association de Foraminifères du Viséen au Maroc.
- Membre E3 (200m) : une puissante barre gréseuse massive montre des passages à des conglomérats et à des grés calcaires bioclastiques. Ces dernières ont livré des macrofossiles du Viséen inférieur V2b (Lecointre, 1926 ; Termier, 1936 ; Termier & Termier 1951).
- Membre E4 (200 à 300m) : formé de pélites noires de l'Oued Zemrine alternant avec des calcaires bleu-gris ou noirs et des calcaires sableux bioclastiques riches en faciès oolithiques. En 1990, Fadli a daté ce membre du Livien supérieur (V3a).

2.2.2 *La formation de Mellila (700m)*

Cette formation épaisse de 700m, affleure dans le bord NW du massif des Mdakra. Trois membres y sont décrits : Fig. I.1.8-log 3.

- Membre E5 (100m) : c'est un complexe récif-conglomérat-olistolites daté du V3by par des Foraminifères (Fadli, 1990).
- Membre E6 (200m) : Argilo-pélites à bancs calcaires bleu gris, parfois oolithiques et conglomératiques. L'âge est identique au membre 5 : V3by.
- Membre E7 (300m) : Argilo-pélique vert-olive, noires ou rouges avec des passages grésopélitiques et quartzitiques. Termier (1936) a daté ce membre du Viséen supérieur. En définitive, la formation de Mellila, exprime par ces faciès l'installation d'une plateforme carbonatée très peu profonde, siège d'une tectonique sédimentaire (conglomérat et olistolites). Son âge est V3by qui fait suite à la formation de Sidi Sebaa d'âge V2a/b pendant lequel la région de Mellila était émergée (Fadli, 1990).

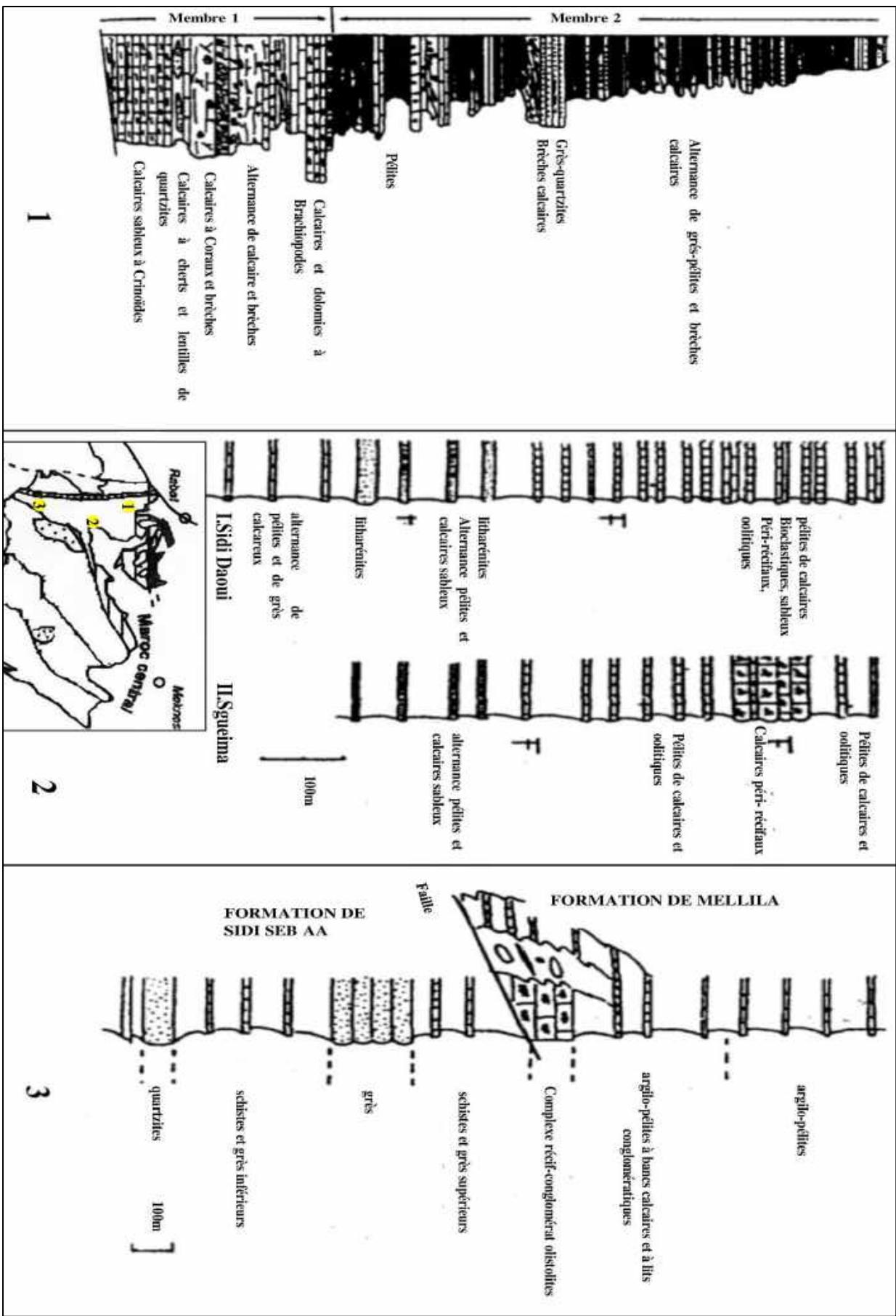


Figure 1.1. 8 : Colonnes lithostratigraphiques du Viséen sup de la Meseta NW : 1- Formation Machraa Kraret (Zahraoui, 1991) ; 2-Formation de Al Odaybat (Fadli, 1990) ; 3-Formation du Massif des Mdakra (Fadli, 1994b).

2.3 LE BASSIN DE SIDI BETTACHE OCCIDENTAL

2.3.1 La formation d'Oulad Ammar

Le secteur étudié ici, se situe au voisinage sud de l'autoroute A1 reliant Casablanca à Rabat, au niveau de l'échangeur vers Ain Atiq-Tamesna et l'entrée de ces localités vers Rabat. Il est localisé au sud de l'intersection de A1 avec la route P4022 reliant la route côtière R322 avec la RN1 (Fig. V.2.1, partie V).

Lors de nos études, les termes assemblés de la série verticalisée du Viséen supérieur permettent de distinguer trois grandes subdivisions :

- 1- Terme inférieur (150m) : des grés-calcaires ocres à débris fins de coquilles sont surmontés par des grés calcaires jaunâtres (tempestites) alternant avec de fins lits argileux violacés à forte teneur en oxydes de fer. Le sommet de ce terme s'enrichit en argiles épaisses de plus de 50m avec des passées schisteuses grises et de lentilles gréseuses. Un banc de grés carbonaté vient sceller ce terme
- 2- Terme médian : (100m) des calcaires massifs récifaux gris de plate forme en bancs de 70cm alternant avec de fins interlits argileux rouge et gris de 10 à 20cm.
- 3- Terme supérieur : (80m) un faciès franchement côtier s'installe avec des pelites grises et violettes alternant avec des grés coquilliers et des lumachelles (Bivalves, Brachiopodes,...) et des niveaux organiques de pélites noires et de grés calcaires à stratifications entre croisées (voir aussi partie V, chapitre 2).

2.3.2 La formation de Souk El Had Sabbah

Le route reliant Souk El Had-Sabbah au Machraa El Kraret au SW de Skhirate, permet d'observer la série Viséenne. Cette dernière correspond au membre supérieur des colonnes 2 de la figure I.1.8(Fadli, 1990) : de bas en haut, on distingue :

- Membre 1 : 50m de grés alternant avec des pélites et de fins lits calcaires (age, V3b α) surmontés par 20m de pélites et grés.
- Membre 2 : 14m de brèche à blocs calcaires et cipolins recouverts de calcaires roses (10m)
- Membre3 : Alternance grés-pélitique turbiditique et des brèches calcaires de type tempestite dont l'âge probable est V3b β .

2.4 LE BASSIN DE SIDI BETTACHE CENTRAL

2.4.1 La formation de l'Oued Mechraa (2000m)

Définie par Piqué (1979) entre les vallées d'Oued Mechraa de l'Oued Korifla, cette formation recouvre la formatio de Korifla, Elle débute par des termes sableux à figures synsédimentaires

(Lakhloufi, 1988) laissant place à une épaisse série de grés-pélites turbiditiques. Vers le sommet, il y'a un passage progressif à des barres gréseuses superposées avec des alternances de grés grossiers et des pélites. L'âge de la formation de l'Oued Mechraa a été déterminé par des Formanifères et des Algues et attribué au V2b-V3a (Izart & Vieslet, 1988).

2.4.2 La formation d'Al Qotaybat

Cette formation est le prolongement vers le Sud de la formation de l'Oued Mechraa mais présentant des faciès nettement différents : de bas en haut (Fig. I.8-log 2)

Niveau 1- Alternance de pélites et de grés calcaireux (200m) reposant sur la formation de Bir En-Nasr. Ce niveau se termine par une imposante barre gréseuse (10m)

Niveau 2- Pélites vert-olive à minces intercalations de calcaires bleu gris et de grés calcaireux (100m). Âge : V3b.

Niveau 3- Alternance de pélites et de calcaires gris-bleu ou jaune, de calcaires oolithiques, calcaires vaseux et microbrèches.

A Sidi Daoui, les calcaires ont fourni (*Roch in Termier, 1936*) *Posidonomya becheri* du Viséen supérieur et des Formanifères du V3b.

F. APERÇU STRUCTURAL DE LA BANDE DE BENSLIMANE

La bande de Benslimane est orientée N-S et limitée à l'Ouest par l'accident appelé antérieurement "faille de Bouznika" par Destombes & Jeannette (1966) qui la considèrent comme une faille normale : Fig. I.1.9.

Cet accident a mis le Paléozoïque inférieur en contact avec le Strunien-Carbonifère de Benslimane, qui a été interprété par Piqué (1979) comme un décollement. Son tracé cartographique est plus net au nord, et au sud, en amont de Chabat Hamira, il se manifeste davantage par une zone de cisaillement (Piqué, 1979 ; Wybrecht, 1984). La faille est compensée par un système de cisaillements dont le plus important est celui de Skhirat. Cailleux et al (1983) ont considéré ce dernier. En tant que couloir de cisaillement principal. Dans la zone de Benslimane, les terrains carbonifères ont été déformés par un système de bandes de décochements séparées par des corridors méridiens de cisaillement (Piqué, 1979).

Les plis synschisteux visibles à l'intérieur de la bande ont une direction NW-SE et un axe de plongement faible, et sont considérés par Piqué (1979) comme générés par l'action du cisaillement de la zone de Benslimane et du corridor de Cherrat, séparant, à l'Est, la bande de Benslimane du bassin de Sidi Bettache.

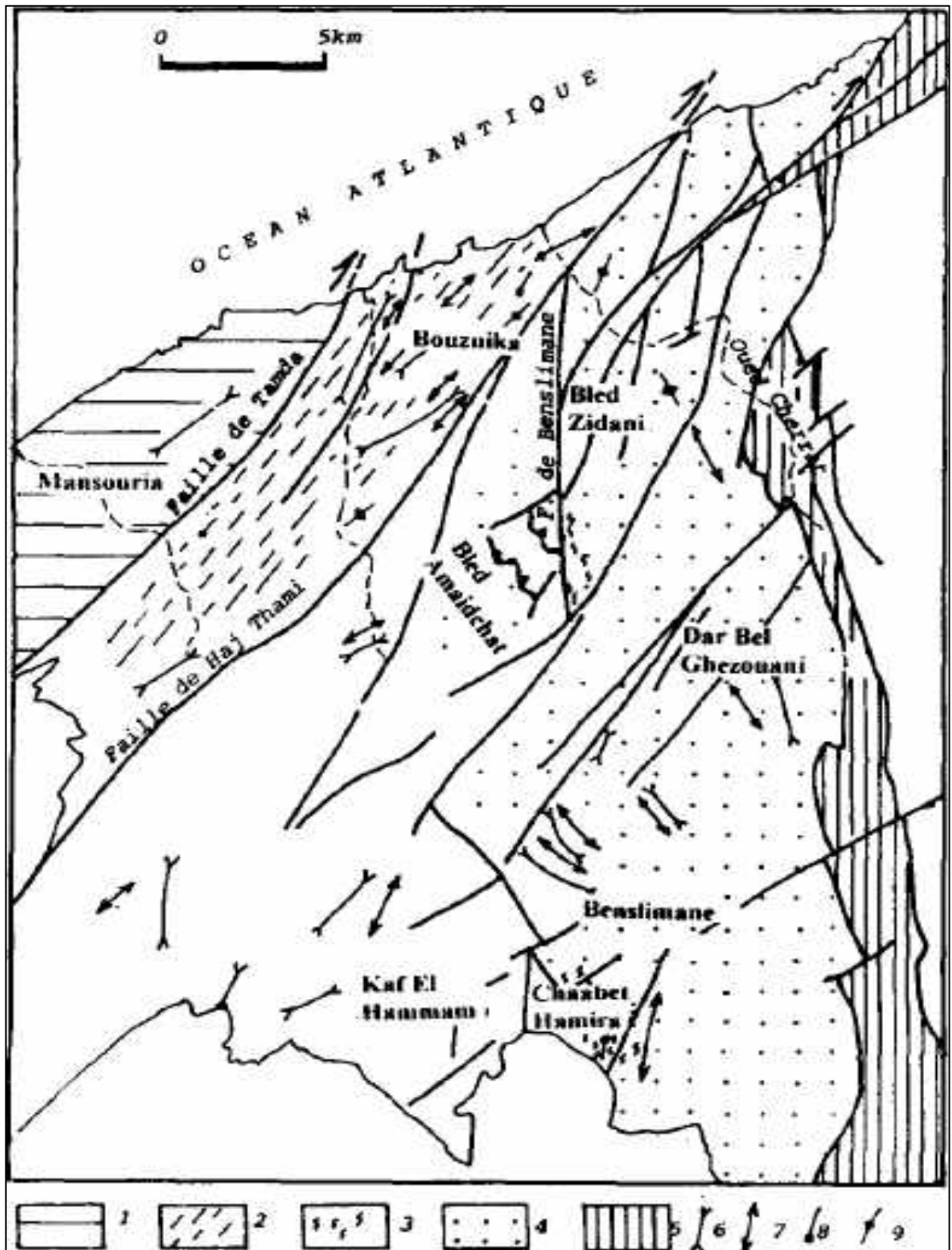


Figure I.1.9 : Schéma structural montrant les différentes zones structurales. 1-Môle côtier, 2. couloir de Bouznika, 3. couloir de Benslimane, 4. bande de Benslimane, 5. couloir de Cherrat Ikem, 6. axe synclinal, 7. axe anticlinal, 8. axe de pli, 9. Schistosilé (El Hassani, 1994).

1. La partie occidentale (secteur de Chabat Hamira)

La déformation dans cette région est dominée par des cisaillements donnant naissance à des plis synschisteux et à un métamorphisme anchi- à épizonal. Ces forces de cisaillement sont réparties dans le corridor méridien (Piqué, 1979 ; Wybrecht, 1984 ; Zahraoui, 1991).

A l'Ouest de Chabat Hamira (Est de Kef El Hammam), les terrains siluriens et dévoniens ne montrent pas de schistosité, à l'exception d'un clivage fruste et localisé dans le matériel fin (Zahraoui, 1991).

Plus à l'Est de Chabat Hamira, à l'approche des terrains triasiques, les grés-pélites sont affectées par des plis de direction N 160° à N-S. L'aspect satiné que montrent les niveaux argileux fins indique le passage à des roches épimétamorphiques. En fait, le métamorphisme a atteint le sommet de la phyllite du Dévonien supérieur dans le canyon d'Ain Hamira plus à l'est. Ici les plis sont resserrés dans le sens N 170 à N 10°, et leurs axes sont fortement insérés et dispersés dans le plan axial. La schistosité y est très pénétrante, et s'accompagne de la formation nouvelle de muscovite, de chlorite et très peu de biotite de niveau phyllite. De très petits cristaux de quartz ont une forme elliptique et sont aplatis dans le plan des éclats S₁. Cette schistosité est reprise par un second épisode de plissement P₂, avec des plis subméridiens, centimétriques à décimétriques et à fort plongement axial (40 à 80°); leurs axes sont dispersés ce qui indique qu'ils sont nés en contexte cisailant. A ces plis P₂ est associée une schistosité de crénulation S₂, discrète mais bien visible dans les niveaux phylliteux.

Au Bled Amaidchat (Fig.I.1.10-A), Zahraoui (1991) situe la zone de passage de la faille de Benslimane qui met en contact les terrains de l'Ordovicien et du Silurien à l'Ouest et ceux du Dévonien et du Carbonifère à l'Est. C'est une zone de fracture importante, de direction subméridienne, où sont coincés des lambeaux tectoniques du Silurien et du Dévonien. Sa bordure occidentale montre, au niveau de Bled Amaidchat, quelques chevauchements mineurs postschisteux et localisés. Plus au Nord, à Bled Zidania, cette zone d'accident constitue la limite occidentale du "bassin" de Benslimane et montre un contact de décrochement N-S entre le Strunien et le Silurien (Fig. I.1.10-B).

Cette zone montre un pli hectométrique dessiné par les quartzites ordoviciens dont l'axe construit est dirigé N 05 à N 20°. La structure est recoupée dans sa partie sud par un contact chevauchant de faible pendage et dont le tracé sinueux suit le cours de l'oued Timjirt. Le flanc est de ce pli est affecté de plis secondaires métriques N 160 à 170° à axes horizontaux. Ceux-ci passent vers l'Est à des plis plus serrés, décimétriques à métriques de direction N 00 à 30°. La schistosité S₁ correspond à un clivage fruste à l'Ouest mais plus franc vers l'Est où il s'installe

par couloirs décimétriques à métriques subparallèles aux plans de failles et aboutit à un découpage des quartzites et des grès en microlithons plus ou moins espacés.

2. La partie centrale de la bande de Benslimane

Elle correspond au "bassin" de Benslimane. Les terrains du Faménno-Tournaisien et du Viséen supérieur qui la constituent sont affectés par des plis métriques à hectométriques de direction moyenne NW -SE, sauf dans les zones étroitement cisailées où ils prennent une direction subméridienne.

Dans la région de Benslimane, les quartzites du Strunien et du Viséen supérieur forment des anticlinaux et des synclinaux de direction NW-SE, virant à N-S à l'approche des zones de cisaillement.

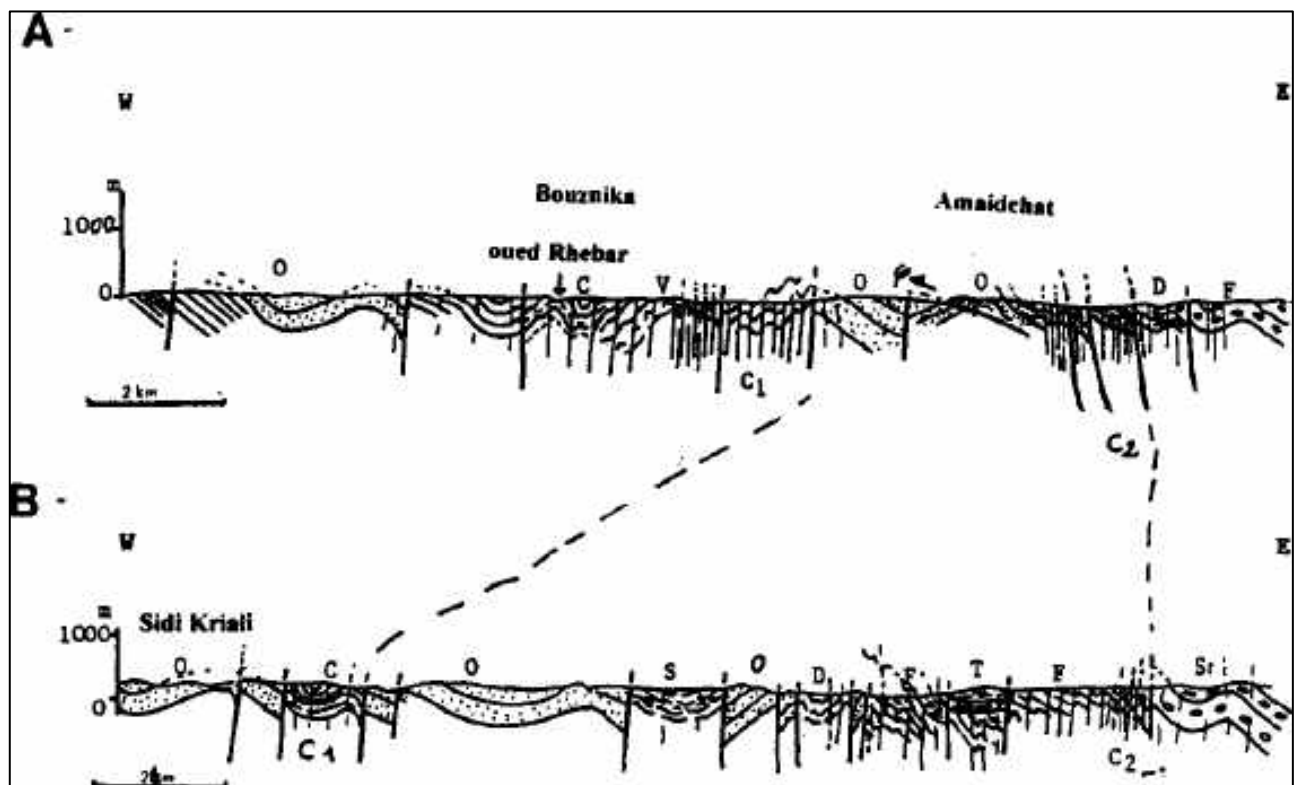


Figure I.1.10 : (A) coupe dans la région de Bouznika, (B) coupe dans la région sud de Benslimane. A. Cambrien moyen, O. Ordovicien, S. Silurien, D. Dévonien inférieur et moyen, F. Famennien supérieur, V. roches volcaniques de l'oued Rhébar, C1. Zone de cisaillement de Bouznika, C2. zone de cisaillement de Benslimane. (El Hassani 1994).

Cette virgation structurale est aussi évidente vers l'Est, aux environs du couloir de cisaillement de l'oued Cherrat.

Ceci se manifeste par le parallélisme entre la direction des axes de plis et celle des accidents bordiers. Ce schéma montre bien des plis en échelon dont la genèse est régie par le

fonctionnement en cisaillement des deux accidents qui limitent la bande du Cherrat (Piqué, 1979; Zahraoui, 1991).

L'ensemble de la bande de Benslimane est parcouru par un système de décrochements NE-SW qui reprennent les structures précédentes.

3. La partie septentrionale

Elle correspond au Nord de la bande de Benslimane, regroupant le bas oued Cherrat et la zone de Skhirate.

Dans le bas oued Cherrat, les termes du Carbonifère sont affectés par des cisaillements de directions N-S et NE-SW.

Les plis synschisteux sont de direction NW-SE à axes peu plongeants. Ces plis passent progressivement dans d'étroites bandes à une direction subméridienne où ils montrent de forts plongements axiaux et une dispersion des axes dans le plan de schistosité. La schistosité ne montre aucune reprise en passant d'une direction à une autre, ce qui implique que ces deux directions sont liées à la même déformation synschisteuse (Zahraoui 1991) : Fig. I.1.11.

A l'Est de Mechraa El Mraïat, les plis P_1 ont une direction N 10° à N 30° et sont plus ou moins ouverts, décimétriques à métriques déversés vers l'Ouest. Ils sont accompagnés d'une schistosité de fracture qui se réfracte dans les bancs gréseux. La stratification, localement renversée et pentée à l'Est, montre bien que le déversement des plis P_1 est parfois assez important. Plus à l'Est, dans le ravin de Sidi Boukhdim, les roches sont des phyllades à aspect luisant qui soulignent une schistosité de flux de direction N 10°. Celle-ci est reprise par une crénulation très fruste de direction subméridienne. Plus à l'Est encore, la déformation diminue à nouveau d'intensité. Les plis P_1 synschisteux sont de direction NWSE et localement cisailés dans leurs flancs inverses. Ce style de déformation se suit jusqu'à la piste de Souk El Had Sabbah, mais on arrive là à la zone cisailée du Cherrat, analysée précédemment.

A Skhirate, les affleurements sont plus limités sauf dans plusieurs carrières ouvertes pour l'exploitation industrielle des calcaires givétiens.

La stratification, fortement redressée, de direction N-S, est découpée par des décrochements verticaux N-S à NE-SW. Les quartzites qui ressortent en chicots discontinus dans le Quaternaire sont très dilacérés et parcourus par plusieurs filons de quartz. Ces roches sont généralement prises dans des zones de contact (Zahraoui, 1991).

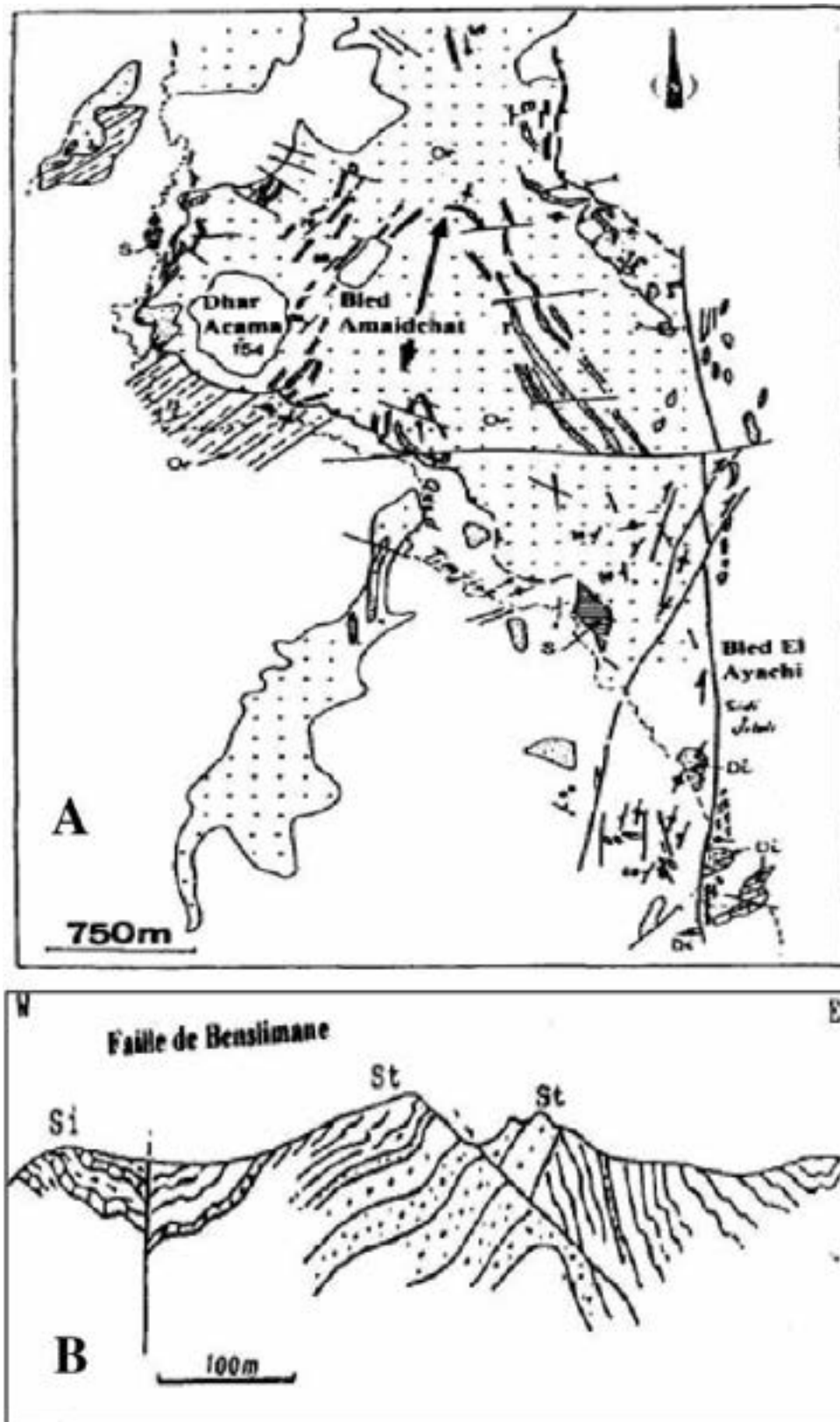


Figure I.1. 11: A- Carte structurale de Bled Amaidchat. Or. Ordovicien, Cd. Caradoc, Si. Silurien, Dv. Dévonien inférieur, SI. Strunien (Zahraoui, 1991) ; B- Coupe schématique des Structures associées à la faille de Benslimane entre le Silurien et le Strunien à Bled Zidania. Si. Silurien, St. Strunien (Zahraoui 1991).

Au niveau de la plage de Skhirat, les plis P_1 sont décimétriques de direction axiale $N 80^\circ$, déversés vers l'Est et à axes dispersés dans le plan axial $N 80,40^\circ$ NNW. Ces plis sont contemporains d'une schistosité de fracture qui s'est installée sous forme de couloirs plus ou moins étroits.

Cette schistosité accompagne des plans de fracture qui lui sont parallèles et qui sont matérialisés par plusieurs veines de quartz plus ou moins dilacérées. L'asymétrie des plis indique des mouvements dextres.

Ces décrochements et le clivage qui leur est associé paraissent donc tardifs par rapport aux plis P_1 . Ils sont liés soit aux jeux conjugués des mouvements N-S sénestres connus dans la bande de Cherrat-Ikem, soit aux failles tardives transverses $N 70^\circ$ à E-W comme celle du Sud de Bled Boudene (Zahraoui 1991).

CHAPITRE 2 : HISTORIQUE DES TRAVAUX

Depuis un siècle environ, de nombreux travaux ont été consacrés, en partie ou en totalité, aux terrains de la Meseta.

Dès 1909 L. GENTIL à, en dépit d'une stratigraphie encore rudimentaire, donne de la Meseta marocaine une image très exacte.

C'est lui qui, par comparaison avec le massif ancien de la Péninsule ibérique, a acclimaté au Maroc le terme de Meseta, pour désigner le substratum de la portion occidentale du pays, substratum plissé à l'époque hercynienne, puis arasé et recouvert de sédiments secondaires et tertiaires presque horizontaux.

LE COINTRE (1926) donne une description, surtout stratigraphique de région à l'Est du méridien de Rabat. En ce qui concerne le paléozoïque, il montre un élément important dans la paléogéographie de la région : l'anticlinal siluro-dévonien du Cherrat qui sépare un domaine oriental où le Viséen serait absent d'un domaine occidental où c'est le Tournaisien qui manque.

LE COINTRE suppose que cet anticlinal de l'oued Cherrat se raccorde à celui des Ouled Mimoun de direction "armonicaine".

A l'ouest, l'anticlinal à noyau cambrien de Casablanca est décrit et ses terrains paléontologiquement datés, à l'exception des schistes de Bouznika supposés de Potsdamien.

TERMIER (1936) donne une stratigraphie détaillée de la zone qu'il nomma Massif hercynien central. Il reconstitue la paléogéographie du Maroc mésétien, et en particulier, il démontre le caractère polyphasé de l'orogénèse hercynienne dans la partie orientale du Maroc central.

CHOUBERT ET MARCAIS (1952), résumant les observations sur l'ensemble des chaînes hercyniennes marocaines, parlent d'une orogénèse assez faible, avec une granitisation irrégulière, localisée surtout dans la chaîne de la Meseta, et accompagné, quelque fois, dans les Rehamna notamment, de métamorphisme régional ces mêmes auteurs admettent que des restes de chaînes antécambriennes peuvent exister dans le socle des Rehamna. Ils nomment la portion littorale subtabulaire et surbaissée, la Meseta côtière, par opposition au horst alpin de la Meseta marocaine, qui comprend les rehamna, le plateau de Khouribga, etc.

CHOUBERT (1947) fait ressortir que la zone littorale de la Meseta marocaine est restée en contrebas du bombement, d'âge alpin, des Rehamna.

LE COINTRE et GIGOUT (1950), donnent la carte géologique provisoire des environs de Casablanca au 1/200 000.

Le travail de GIGOUT (1951) décrit l'ensemble du Massif des Rehamna ainsi que la partie de la Meseta côtière qui le relie à l'océan. Ici aussi l'inventaire stratigraphique est complet, ainsi que celui des accidents tectoniques, particulièrement dans la Meseta côtière. Dès lors, la Meseta occidentale est reconnue et cartographiée au 1/200 000.

DESTOMBES & JEANNETTE (1956-1966) dressent la carte géotechnique de la Meseta côtière à l'Est de Casablanca au 1/50 000, un document de base pour l'étude de cette région.

BAUDET (1969) donne une description des structures morphologiques résultant des mouvements d'âge tertiaire qui ont basculé le socle paléozoïque.

MILLIES-LACROIX (1974) réalisa la carte géotechnique de la région de Rabat au 1/50000^{ème}.

HOEPPFNER (1974), étudia en détail l'évolution hercynienne des Rehamna orientaux

MICHARD (1976) donne une synthèse des connaissances concernant la riche et classique géologie marocaine. Une partie est consacrée au domaine mésétien qui résume l'état des connaissances à cette époque.

Des travaux de détail (du Nord au Sud) ont ensuite précisé la stratigraphie locale. Mais la structure générale de ce bloc côtier comme les étapes précises de son évolution tectono-sédimentaire restaient mal connues.

CHALOUAN (1977), lors d'une étude de détail des formations de l'Oued Cherrat qui révèle la présence de trois systèmes (le Silurien (Ludlow), le Dévonien et le Carbonifère (Dinantien), note que la tectonique hercynienne débute postérieurement au Viséen supérieur et qu'elle est polyphasée. Il a décrit cinq déformations superposées. L'évolution hercynienne se terminera par des cassures transverses souvent dextres décalant l'ensemble des structures antérieures.

HUVELIN (1977), décrit l'étude géologique et gîtologique du Massif hercynien des Jbilet et met en évidence le contexte de formation des amas sulfurées en particulier.

Pour PIQUE (1979), lors d'un travail d'ensemble sur la Meseta Nord- occidentale, le trait dominant est la présence dans la couverture paléozoïque de zones faillées correspondant à des fractures du socle précambrien.

PIQUE et MICHARD (1981), déterminent les zones structurales du Maroc hercynien et signalent l'importance du bloc côtier du point de vue évolution structurale.

PIQUE, CHALOUAN et FADLI (1985), montrent qu'après une sédimentation de plate-forme au cours du paléozoïque inférieur que s'achevait au Dévonien inférieur et moyen par l'installation de récifs, la sédimentation reflétait, du Famennien jusqu'au Viséen, une

paléogéographie en rides et bassins (ride de Cherrat). Ces auteurs expriment, là encore, le caractère fondamental de cette région : l'influence des mouvements de blocs du socle.

HOEPFFNER (1987), complète les connaissances structurales sur les socles paléozoïques en étudiant la Meseta orientale. Il met en particulier l'accent sur la phase éovarisque caractéristique de ce domaine.

VACHARD et al (1989), datent les séries du Famennien dans les massifs des Mdakra et du Khatouat (Bassin de Benslimane Méridional).

Plusieurs travaux de détail et de synthèse ont été entrepris dans la Meseta occidentale, aussi bien pour le socle que pour sa couverture :

FADLI (1990), lors d'une étude de détail dans les régions de Khatouat et Mdakra, a développé un modèle où il a exclu le "jeu en tiroir" expulsant le bloc de Cherrat vers le Sud. Il a considéré que le plissement P1 dans la marge NW du Massif central et celui du Môle côtier comme contemporains et il a proposé la coexistence de deux champs de contraintes avec des axes compressifs presque orthogonaux, une compression NW-SE dans le Môle côtier et une compression NE-SW dans la marge du Massif central.

L'étude des bassins carbonifères est détaillée par IZART (1990) qui réalise la sédimentologie des séries et leur contexte structural et précise les rôles de la tectonique et de l'eustatisme.

ZAHRAOUI (1991), étudie la plateforme carbonatée du Dévonien, et il montre que le plissement synschisteux du Môle côtier est contemporain du plissement P1 de la région de Cherrat et que les failles N-S du système Benslimane-Cherrat qui jouent en dextre pendant le plissement P1 rejouent durant le plissement P2 en senestre.

TAHIRI (1991), montre que la tectonique cassante tardive dans la région du Maroc central septentrional est essentiellement datée du Permien et se manifeste par deux phases N030 et N110 et que cette tectonique en particulier la première phase entraîne une remobilisation des cisaillements de la phase majeure.

EL KAMEL et al (1992), mettent en évidence la présence d'une tectonique synsédimentaire dans le Dévonien inférieur des Rehamna septentrionaux.

LAAMRANI EL IDRISSE (1993), lors d'une étude des relations déformations-déplacements le long des deux systèmes de failles de Bouznika et du Cherrat-Benslimane, montre que la déformation namuro-westphalienne a un caractère progressif et inhomogène, et qu'elle est dominée par des mouvements transcurrents cloturés par des chevauchements de faible ampleur.

EL HASSANI (1994), publié une synthèse sur la tectonique de la meseta nord occidentale

FADLI (1994), publia deux articles de synthèse sur les Fameno-Tournaisien et sur celles de Viséen de la Meseta NW Marocaine.

A la même année, PIQUE (1994) met l'accent sur l'évolution structurale des principaux domaines structuraux. Alors que Zahraoui (1994) décrit les séries du Dévonien inférieur et moyen de la Meseta.

LAAMRANI EL IDRISSE (1995), étudie la géologie microstructurale par microscopie de système de Bouznika et les relations déformations déplacements le long de failles hercyniennes.

SAÏDI (1996), établie lors d'une analyse de la fracturation tardi-hercynienne dans les bassins Permien de la bordure septentrionale du Maroc central septentrional, la chronologie des principaux épisodes tectoniques tardi-hercyniens et propose un modèle d'ouverture et de fermeture pour l'ensemble des bassins continentaux permien nord-mesetiens.

AIT BRAHIM & TAHIRI, (1996) et SAÏDI (1996), proposent de nouveaux mécanismes responsables de la structuration des bassins permien du Maroc central à la suite de la mise en évidence des épisodes tectoniques suivants : une compression NW-SE (Westphalien-Stephanien), un épisode transtensif, avec une compression NNE-SSW (Permien I) responsable de l'ouverture des bassins le long d'accidents N070-N090 à jeu décrochant senestre auxquels sont associées des failles normales N010-N040 à caractère synsédimentaire, un épisode transpressif WNW- ESE (Permien II) qui amorce la fermeture des bassins permien et un épisode compressif NNW-SSE (post-Permien inférieur anté-Trias supérieur) qui va accentuer la fermeture et les déformations des bassins permien.

BENNASSAR (1996), a mis en évidence dans la région de l'Aouam des épisodes hercyniens et après la mise en place des granites, des épisodes tardi hercyniens dont une compression NW-SE, une compression E-W à ENE-WSW et une compression ENE-WSW à NE-SW Post-Westphalien-Stéphanien et anté-Trias.

BOUABDELLI & PIQUE (1996), ont mis en évidence la dynamique du bassin d'Azrou Khénifra et l'évolution sur décrochement des bassins d'avant pays.

RAHHO (1996), dans le paléozoïque de la région de El Hammam (Maroc central septentrional) a mis en évidence les épisodes tectoniques suivants : après une compression NW-SE Westphalien-Stéphanien qui correspond à la phase majeure un épisode anté-Permien NE-SW, un épisode Permien supérieur et un épisode NNW-SSE à N-S post-Permien.

CHAKIB (1997), lors d'une analyse de la fracturation dans les terrains paléozoïques, des séries volcano-sédimentaires autuniens, ainsi que de terrains triasiques sur les bordures et au centre du bassin triasique de Rommani-Khémisset, a mis en évidence un épisode NW-SE à WNW-

ESE qui correspond à la phase majeure Westphalien-Stéphanien; des épisodes autuniens (NNE-SSW à NE-SW décrochant- distensif, Autunien I ; E-W à ESE-WNW, Autunien II ; N-S à NNW-SSE post-Autunien- anté-triasique) ; un épisode décrochant-distensif ENE-WSW à NE-SW triasique supérieur (syn-basalte), et d'autres épisodes cassants post-triasiques.

BAGHDAD (1999), a étudié la fracturation tardi-hercynienne du Môle côtier et du bassin voisin de Benslimane.

En 2000, CHAKIRI &TAHIRI et CHAKIRI et al (2001), ont étudié la dislocation de la plate forme carbonatée dévonienne du Maroc central occidental.

A la même date, EL MAHI et al (2000), ont étudié l'évolution tectono-métamorphique de la zone hercynienne des Rehamna centraux.

Entre 2001 et 2019, EL ATTARI étudia la lithostratigraphie et la tectonique des terrains paléozoïques du Môle côtier et la géochimie du volcanisme d'Oued Rhebar.

De 2002 à 2008, LAKHLOUFI et al, ont étudié l'évolution géodynamique des bassins de Sidi Bettache.

EL HADI et al (2006), ont mis en évidence un exemple de volcanisme calco-alcalin de type orogénique dans le Cambrien d'Oued Rhebar.

PIQUE et al (2006), ont compilé les principales données dans « Géologie du Maroc » avec une présentation moderne.

En 2010, TAHIRI et al, ont mis en évidence de nouvelles datations géochronologiques des granitoïdes de Rabat et Tiflet.

En 2015, KHOLAIQ et al, ont établi le contexte tectonique de l'ouverture en pull apart du Bassin Dévono-dinantien de Mechraa Ben Abbou des Rehamna septentrionaux.

OUANAIMI (2017), présente un recueil sur la géologie de la Meseta marocaine.

ACCOTO et al (2020), ont étudié l'évolution de la Meseta orientale de la sédimentation avant-arc à la collision tardi-carbonifère.

CHAPITRE 3 : OBJECTIFS DE L'ETUDE ET METHODES

A. OBJECTIFS

Les objectifs de ce mémoire sont multiples autour du thème principal de la géologie structurale et ses différentes approches et techniques utilisant plusieurs échelles d'observation et d'analyse :

- 1- Cartographier au détail, jusqu'à 1/1000^{ème}, les secteurs de la Bande de Benslimane offrant les meilleures surfaces d'affleurement, les cartes structurales étant des documents de base incontournables pour notre étude.
- 2- Identifier et étudier au détail, les différentes micro-structures en tant qu'indicateurs de mouvements et de contraintes et reconnaître leurs relations génétiques et spatiales avec les méso-et les méga-structures. La validation des affiliations passera par la vérification des conditions de leur cohérence.
- 3- Etudier, dès sa naissance au Tournaisien, le bassin septentrional de la bande de Benslimane, nous montrerons, par la cartographie et l'analyse structurale de la tectonique synsédimentaire, l'individualisation et l'évolution d'un "bassin de Skhirate" à caractères propres. Nous en relèverons les points communs et particuliers aussi bien avec les domaines mésétiens qu'avec ceux du Gondwana central, varisques et appalachiens de Nova Scotia.
- 4- Comprendre comment les séries du « Bassin de Skhirate » ont enregistré l'histoire de leurs déformations (structures, mécanismes, conditions, comportements...) replacées dans leur échelle géologique d'espace- temps, tel que Vialon (1991) l'a formulée dans sa démarche de l'étude tectonophysique.
- 5- Décrire l'organisation structurale des roches et des séries (fabrique) comme le résultat d'une suite de déformations distinctes mises à jour dans ce travail, comme résultant d'une succession de champs de contraintes d'orientation, d'intensité et de mécanismes de déformation différents. On montrera, à chaque stade où phase, les structures existantes réutilisées.
- 6- Déterminer les mécanismes de déformations en étudiant la géométrie, la cinématique et la dynamique de chaque stade ou phase tectonique, et les ellipsoïdes de déformation et /ou de contraintes selon qu'il s'agisse de tectonique ductile ou fragile.

- 7- Interpréter la succession des différents champs de contraintes de l'état isotrope (bassin) jusqu'à l'état actuel (objet fini).
- 8- Proposer une signification géodynamique de l'alternance poly-cyclique des tectoniques ductiles, semi-fragiles et fragiles mise en évidence dans ce travail.
- 9- Etudier le rôle des fluides de dissolution dans l'évolution de la déformation dans le bassin de Skhirate et les domaines voisins contemporains. Nous verrons que la tectonique de Pression-dissolution en gendre des fluides qui boostent et déclenchent la fracturation cisailante et la tectonique fragile en général.
- 10- Proposer un nouveau modèle d'évolution de la Meseta occidentale NW du "Strunien" au Trias, à la lumière du nouveau calendrier tectonique élaboré dans ce travail.
- 11- L'ensemble des données permet d'envisager l'impact des paléostructures ductiles et fragiles étudiées dans ce travail dans la sculpture des principaux traits de la meseta atlantique : traits de côte, tracés des oueds Ykem et Cherrat, réseau hydrographique.

B. METHODES D'ETUDE DE LA TECTONIQUE CASSANTE

Les méthodes utilisées pour notre étude sont celles de la description, de l'analyse et de l'interprétation de la géologie structurale et microtectonique.

A l'échelle microscopique, la rupture implique de briser des liaisons atomiques. En théorie, c'est très difficile et devrait nécessiter une énergie (donc une contrainte) très supérieure à la contrainte observée pour la rupture des matériaux géologiques.

A l'échelle d'un massif de roche, il existe de nombreuses fractures préexistantes (diaclasses, litage, anciennes failles, etc.), si bien que la déformation régionale implique plutôt la réactivation de fractures existantes que la formation de nouvelles ruptures. Mais il est, quand même, possible de casser une roche non-fracturée, et expérimentalement ceci ne nécessite pas des énergies compatibles avec la rupture de liaisons atomiques !

La solution à ce paradoxe apparent est connue sous le nom de « fracturation de Griffith » (*Griffith cracking*). A l'échelle du grain, une roche contient d'innombrables petites fractures : limites de grains, micro-fractures, pores, etc. A la pointe de ces craquelures, il se produit une importante concentration de contraintes ; pour une fente elliptique d'axes a et b , la contrainte à la pointe de la fracture est augmentée d'un facteur $2(a+1)/b$ (on peut aussi écrire cette valeur en fonction du grand axe a et du rayon de courbure de la pointe de la craquelure, ce qui revient au même). Pour une craquelure de rapport d'aspect 10 :1 par exemple, la contrainte en bout de fente est donc augmentée d'un facteur 22 par rapport à la contrainte externe !

Autrement dit, une roche apparemment « intacte » contient en réalité de nombreuses fentes sur lesquelles le glissement a lieu.

Pour l'essentiel, nous discuterons la géométrie de la rupture en utilisant la méthode dite du cercle de Mohr. Les principaux résultats sont les suivants :

L'orientation des failles ou fractures par rapport à la contrainte varie en fonction de la pression de confinement (contrainte moyenne).

Pour des pressions crustales typiques, les failles sont orientées à 30° de part et d'autre de σ_1 ; on a donc des systèmes de failles conjuguées avec un angle de 60° entre elles. Des failles normales ont ainsi un pendage typique de 60° , qui diminue avec la profondeur. Elles sont associées à des fentes de tension parallèles à σ_1 .

L'effet de la pression de confinement sur la géométrie est discuté selon deux cas :

-Pressions de confinement faibles ou nulles : fentes de tension purement cassantes

Pour des faibles pressions de confinement, la rupture se développe sans glissement, par des fissures perpendiculaires à σ_1 , qui s'ouvrent dans la direction de σ_3 . Ce sont des fentes de tension (tensile cracks).

-Pressions de confinement élevées : rupture cisailante ductile-cassante

Pour des pressions de confinement plus élevées, il devient plus difficile d'ouvrir des fissures. La fracturation a lieu par glissement sur des plans de fracture (plans préexistants et dans la bonne orientation, ou de façon analogue au cas précédent, par exagération de fentes de Griffith) (shear fractures). D'autre part, la rupture a maintenant lieu après un petit peu de déformation plastique (et pas uniquement élastique, comme dans le cas précédent).

C. METHODES D'ETUDE DE LA TECTONIQUE DUCTILE

1. Introduction

La déformation plastique s'exprime à l'échelle du grain ou de quelques grains : la roche est déformée dans la masse, et pas uniquement sur des plans particuliers. En fonction des conditions de la déformation (contrainte et température surtout), différents types de déformation sont possibles : élastique, plastique et cassante.

Le comportement des roches est ductile dans les conditions de profondeur et devient semi-fragile (pression-dissolution) en transition au comportement fragile de la partie supérieure de la croûte.

Pour toutes ces déformations, il existe une loi reliant la contrainte et le taux de déformation (et, en général, la température) si bien que le taux de déformation $\dot{\epsilon}$ est défini en tout point du graphique.

La déformation ductile (homogène) des roches résulte dans des roches aplaties et/ou étirées (tectonites). La roche se déforme par un aplatissement qui s'exprime par les surfaces de schistosité et par des éléments linéaires associés : linéation. L'ensemble des éléments structuraux définit la fabrique de la roche.

2. Notions d'ellipsoïde de contraintes et d'ellipsoïde de déformation

La déformation peut être représentée par un ellipsoïde de déformation. On note λ_1 ou X l'axe d'allongement, λ_3 ou Z celui de raccourcissement, et λ_2 ou Y l'intermédiaire (Fig. I.3.23).

La contrainte correspond à la somme des forces appliquées par unité de surface ; elle est notée σ , et s'exprime en Pa. Une contrainte peut être isotrope (i.e identique dans toutes les directions), ou anisotrope. Dans le premier cas, elle n'est à l'origine d'aucune déformation. Dans le second cas, elle est divisée en trois composantes, et peut être représentée par un ellipsoïde des contraintes (Fig. I.3.22). On note σ_1 l'axe de la contrainte principale, σ_3 celui de la contrainte minimale, et σ_2 celui de la contrainte intermédiaire.

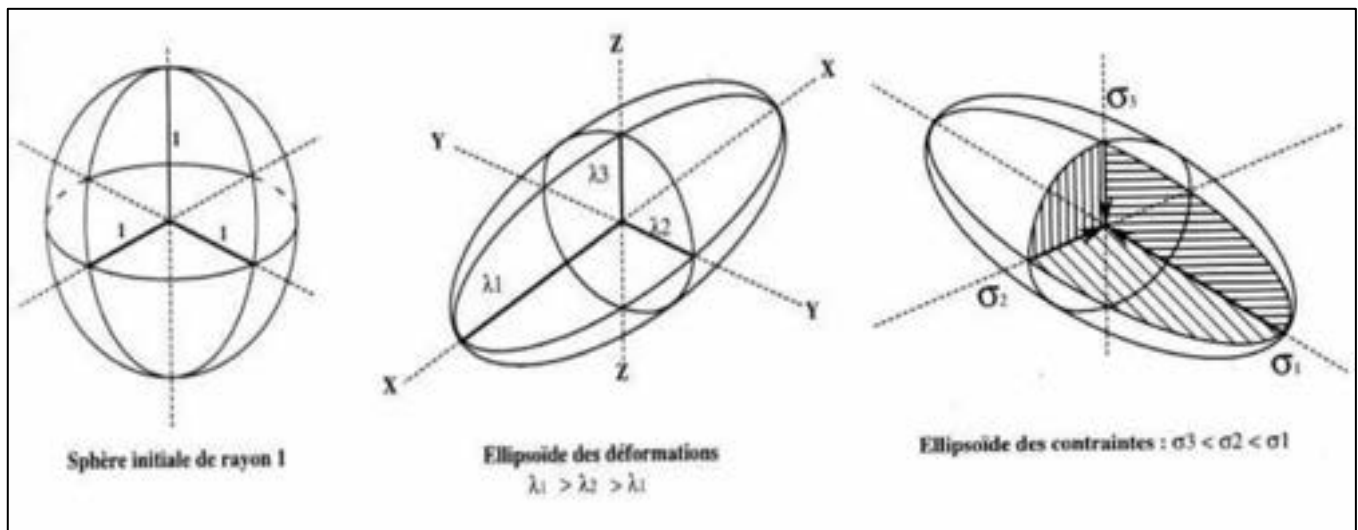


Figure I.3. 1: Sphère initiale (gauche), ellipsoïde des déformations (milieu) et des contraintes (droite) (<https://www.sciencesalecole.org/wp-content/uploads/2021/09/Contrainte-deformation.pdf>).

3. Méthodes de détermination du rapport de forme de l'ellipsoïde de déformation : voir partie 5 - chapitre 4

D. PROBLEMATIQUE ET PLAN DU MEMOIRE

1. Problématique

- Les parties côtières septentrionales et NW successivement de la bande de Benslimane, de la Ride Cherrat et du Bassin de Sidi Bettache, n'ont jusqu'à ce travail, jamais fait l'objet d'études cartographique structurale et microtectoniques détaillées. Ceci, était un handicap pour retracer finement l'histoire géologique de la Meseta NW dans sa totalité et ses relations géodynamiques avec les différentes parties du domaine varisque marocain. En outre, la majeure partie des scénariis proposés pour ce domaine sont souvent partiels ou contradictoires.
- Pour la déformation des assises de la Meseta NW, la rareté des objets déformés ne permettait point de définir avec précision les paramètres et le mécanismes de déformation. A l'Ouest du secteur étudié, seuls les travaux de Laamrani (1993) avait traité ce problème par la microscopie.

Nous nous proposons dans ce travail d'apportes des réponses à ces deux problématiques.

2. Plan du mémoire

Les objectifs tracés dans ce mémoire se retrouvent répartis sur quatre parties devancées par une 1^{ère} partie d'introduction générale et sanctionnées par des conclusion générales.

- **La partie 1** : est une introduction générale à notre étude et est subdivisée en trois chapitres : le premier est une présentation générale du secteur d'étude : géographique, hydrologique et géologique. Le second : relate les méthodes d'étude des déformations ductiles et cassantes. Le chapitre 3 traite l'évolution des idées à travers les travaux des différents auteurs sur les domaines hercyniens de la Meseta.
- **La partie 2** : est consacrée à l'analyse micro-tectonique des déformations synsédimentaires mises en évidence par la cartographie au 1/1000^{ème} du secteur de Skhirate plage en 3 chapitre. Le premier chapitre traite la stratigraphie des séries dévono-carbonifères du bassin de Benslimane septentrional. La colonne stratigraphique des séries de Skhirate plage est levée et sera comparée aux séries étudiées dans les Sokhrate de Benslimane. Le chapitre 3 est réservé à l'analyse micro-tectonique des failles synsédimentaires qui affectent la série schisto-quartzitique du Tournaisien p.p de Skhirate plage. L'étude est menée de la base de la série vers son sommet pour mettre en évidence l'évolution des bassin successifs dans l'espace et dans le temps. Le secteur est subdivisé en quatre zones, elles-mêmes subdivisées

en sous-zones. Dans chacune, on présente des rosaces directionnelles pour la géométrie du bassin, des rosaces de figures de courant (sens des apports) et des stéréogrammes avec les ellipsoïdes de contraintes reconstitués. Le chapitre 3 est réservé pour les conclusions principales de cette étude. Notamment l'évolution de la géométrie du bassin et sa relation avec les ellipsoïdes de contraintes pour déterminer les mécanismes d'individualisation des bassins du Tournaisien p.p.. Ensuite, on cherchera à établir la relation de ces bassins avec la zone de cisaillement de la Meseta occidentale voisine. Enfin, ces données seront intégrées dans un schéma paléogéographique synthétique qui englobera la bordure NW du Gondwana, les bassins orientaux du bouclier canadien (Appalaches) et les bassins sud-varisques d'Europe.

- **La partie III:** vise à réaliser un premier inventaire microtectonique des déformations des séries paléozoïques de Skhirate plage et son arrière-pays ainsi que leur cinématique et leur chronologie en quatre chapitres : les trois premiers concernent trois secteurs d'études, respectivement Kasbat Skhirate , Ain El Abanat et Skhirate plage. Le
- chapitre est une synthèse de l'étude de ces trois secteurs. L'analyse de différentes déformations est classée par mécanisme et par chronologie. Les tectoniques ductile, semi-fragile et fragile sont comparées pour appréhender l'évolution tectogénétique de la chaîne hercynienne. Un calendrier tectonique détaillé résulte de cette étude.
- **La partie IV :** s'intéresse à l'étude structurale des zones frontières de la bande de Benslimane Nord avec le Môle côtier à l'Ouest (Chapitres 1 et 2) et avec la Ride Cherrat et le Bassin de Sidi Bettache (Chapitre 3). Le chapitre 1 est une analyse structurale et cartographique du secteur d'El Hajiba (Sokhrate de Benslimane). Dans deux secteurs les directions structurales sont données et les déformations principales sont relevées : dont les phases de plissement S1P1 synschisteux et P2 de flexion avec des axes de plis cisailés par plusieurs familles de décrochement durant les phases tardi-hercyniennes. Le chapitre 2 : intitulé « Etude de la zone de cisaillement de la Meseta NW dans l'aval d l'Oued Cherrat » est une étude cartographique et microstructurale de deux secteurs : pont à haubans et Machràa Mraiat. Le chapitre 3 est une étude microstructurale de la limite bassin de Benslimane-Ride Cherrat dans l'aval de l'Oued Ykem. Les trois types de tectoniques sont examinés.
- **La partie V :** est dédiée à l'étude microtectonique des séries dévono-carbonifères de la partie NW du bassin de Sidi Bettache dans quatre secteurs répartis sur quatre chapitres. Le premier traite le secteur de Rouidate à terrains schisto-quartzitiques du Faménno-

Tournaisien. Le chapitre 2 résume les déformations étudiées dans les séries du Viséen supérieur du secteur d'Oulad Ammar (gare de péage Ain Attiq). Le troisième chapitre traite les tectoniques hercyniennes du secteur de la plage Sable d'Or (Viséen supérieur). Le quatrième chapitre est une étude microtectonique et tectonophysique appliquée sur la tectonométrie des déformations observées et décrites sur les Brachiopodes en distorsion (Viséen supérieur de Val d'Or dans son contact avec les calcaires du Givétien de la Ride Cherrat NE). Les brachiopodes se distinguent par deux axes perpendiculaires dont la déformation rotationnelle fait varier les angles droits. Les mesures sur les angles permet de reconstituer les ellipses de déformation, les ratios R et les diagrammes de Mohr, les axes λ_G/λ_P obtenus sont comparés à ceux obtenus par les méthodes Wellman et l'abaque Breddin. Une conclusion sur la structuration hercynienne régionale responsable de la déformation rotationnelle est proposée.

- **La partie VI** : intitulée « conclusions et générales » est une synthèse des résultats obtenus à l'issue de ce travail. On propose d'abord un calendrier tectonique des événements hercyniens de la bande atlantique de la Meseta nord occidentale. Ensuite, une discussion sur les principales hypothèses de l'évolution de la Meseta est agrémentée par des propositions issues du calendrier tectonique obtenu. Enfin, des recommandations sous forme de perspectives de recherche sont exposées.

N.B : Les figures sont numérotées dans leur ordre dans la partie correspondante :

exemple Fig. III.2.1-A : Figure 1 (détail A) du chapitre 2 de la partie III.

Les tableaux (11) seront numérotés dans leur ordre d'apparition dans le texte.

PARTIE II

**ANALYSE MICRO-STRUCTURALE DE LA
TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE DU
TOURNAISIEN p.p. AU NORD DE LA
BANDE DE BENSLIMANE : PROBABLE
OUVERTURE EN PULL-APART DU
BASSIN DE SKHIRATE**

CHAPITRE 1 : STRATIGRAPHIE DES SERIES DEVONO-CARBONIFERES DU BASSIN DE BENSLIMANE

A. INTRODUCTION

Le secteur de Skhirate plage situé à une vingtaine de Km au SE de Rabat, représente la façade septentrionale du Bassin de Benslimane (Fig. II.1.1). Ce bassin de la Meseta occidentale, orienté NS, large d'une dizaine de Km est coincé entre la Zone de Cisaillement de la Meseta occidentale (ZCMO ou WMSZ) qui le sépare du môle côtier, à l'Ouest, à séries du Cambrien et de l'Ordovicien, et à l'Est, la ride de Cherrat à séries allant du Silurien au Dévonien. Les séries du Famennien-Tournaisien du Bassin de Benslimane débordent au Sud sur l'anticlinorium Khouribga- Ouelmas et le Bassin de Mdakra et l'Est sur le bassin subsident de Sidi Bettache.

Le secteur nord du Bassin Benslimane est choisi pour cette étude au vu de la bonne qualité et la grande surface d'affleurement des séries détritiques du passage Dévonien-Carbonifère et sa richesse en terme de fracturation. La plus ancienne est représentée par d'importants réseaux de failles synsédimentaires cartographiables, responsables de multiples variations d'épaisseurs offrant l'opportunité de prendre suffisamment de mesures afin d'appréhender la géométrie du bassin, son évolution et mettre en évidence les contraintes et les mécanismes de son ouverture. Notons que les tectoniques postérieures, superposées et polyphasées du cycle varisque (hercynien, ou alleghanien) notamment ductile (trois schistosités espacées et deux phases de plissement) et cassant (décrochements et cisaillements de type S-C) ont repris mais pas totalement effacé, ces déformations extensives tardi-acadiennes (Nassri et El Adraoui. 2022).

La confrontation des résultats de ce travail avec les données des domaines NW gondwaniens et trans- rhéïques permet-elle d'appréhender un modèle structural cohérent au Carbonifère inférieur ?. Dans la Meseta occidentale, les travaux de Kholaiq et al (2015) mettent en évidence des bassins s'ouvrant en pull apart dans les Rehamna septentrionales. Cependant dans la Meseta orientale, la tectogenèse bretonne est déjà amorcée (Hoepffner,1987). La compression à l'Est, s'atténue à l'Ouest en extension et en transtension avec des contraintes de raccourcissement EW à NE-SW.

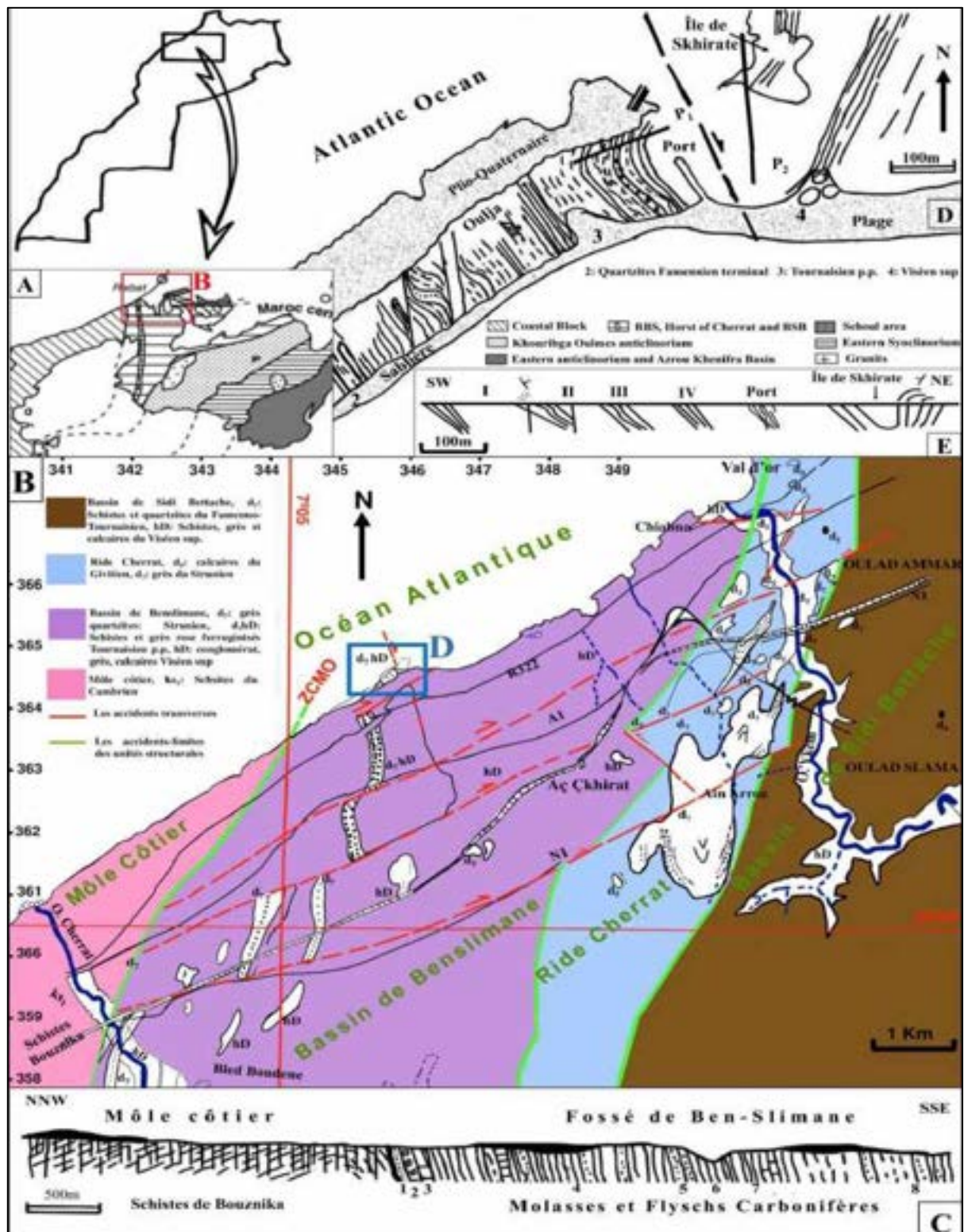


Figure II.1. 1: A. Subdivisions principales de la Meseta occidentale, BBS : Bassin de Benslimane, BSB: Bassin de Sidi Bettache (Piqué 1994) ; B. Carte structurale de la terminaison nord du Bassin de Benslimane "A partir des cartes de Destombes & Jeannette (1966), Millies-Lacroix (1974) et nos travaux en cours" ; C. Coupe synthétique passant par le secteur étudié (Destombes & Jeannette, 1966 et Lecointre, 1926 ; in Michard 1976). 1 : quartzites des Skhirate = Strunien ; 2 : grès grossiers conglomératiques puis grès fins calcaires ; 3 : pélites grises à *Spirifer striatus* etc. ; Viséen élevé, sans doute supérieur ; 4 : argilo-pélites, grès et lits calcaire-dolomitiques ; 5 : quartzites ruiniformes en bancs épais ; 6 : schistes ardoisiers ; 7 : calcaire marmoréen rose ; 8 : alternances de grès-quartzite et d'argilo-pélites ; D. Carte Structurale du secteur de Skhirate plage (Nassri & El Adraoui 2022) ; E. Coupe illustrant la structure générale de Skhirate plage.

Dans le Craton Ouest-africain les études de Konaté et al (2007) fournissent suffisamment d'éléments de comparaison avec deux stades d'évolution des bassins du Dévonien supérieur-Viséen supérieur d'abord en extension pure à une transtension à σ_1 : N25 : Fig. II.3.5 et II.3.6

Dans les Appalaches Nord orientales (Québec maritimes, Nova Scotia), les séries de même âge, très comparables par leurs facies aux séries mésetiennes, ont été cartographiées au détail. La tectonique synsédimentaire, a en particulier été traitée par plusieurs auteurs (Gibling et al. 1992 ; Martel & Gibling. 1995 ; Teniere et al. 2005 ; Gibling et al. 2019....) qui ont conclu à un approfondissement du bassin vers le Nord, dans les séries fluvio-deltaïques du groupe Horton de part et d'autre de l'accident Cobequid –Chedabucto (CCFZ). Il est admis que cet accident crustal transtensif EW dextre qui sépare le terrane de Meguma au sud du terrane d'Avalon au nord, a joué un rôle dans l'individualisation et le remplissage du bassin fini Dévonien du groupe Horton (Fig. II.3.7). Dans les variscides du SW de l'Europe, plusieurs auteurs ont signalé l'individualisation de bassins en pull apart sur des relais décrochants notamment dans les cisaillements dextres sud-armoricains (Cartannaz et al 2006).

Dans le dessein de faire une comparaison entre les tectoniques synsédimentaires de part et d'autre de l'océan rhéique durant le passage Dévonien-Carbonifère, on se propose d'apporter de nouvelles données, en étudiant en détail, les failles synsédimentaire du secteur septentrional de la bande de ben Slimane (Skhirate-Plage) mises en évidence par une cartographie structurale très fine (1/1000eme) sur des clichés satellitaires en couleurs naturelles. L'analyse statistique des failles et fractures extensives est présentée ici sous forme de stéréogrammes (projection sur hémisphère inférieur), rosaces et contours obtenus à partir des applications du logiciel stéreonet 3D développées par (Allmendinger .2020). Les mesures des failles extensives sont données après basculement de la stratification moyenne à l'horizontale pour établir leurs directions et pendages originels et reconstituer les contraintes réelles responsables de l'ouverture du bassin. Les facteurs de concentration de contraintes K et les déviateurs de contraintes relevés dans chaque zone sont comparés pour établir le mode d'évolution de la fracturation du bassin de Skhirate au cours du Strunien-Tournaisien p.p.

B. DESCRIPTION LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES SÉRIES DEVONO-CARBONIFÈRES DE SKHIRATE PLAGE

Le remplissage du bassin de Benslimane-Mdakra disposé en sillon longitudinal NS, a commencé au Famennien supérieur (Zahraoui 1991) se poursuivant jusqu'au Viséen supérieur (Fadli 1994), sur un socle ordovico-dévonien apparaissant en horst érodé à Chaabat Hamira au Sud de Benslimane et dans la Ride Cherrat. Quatre formations sont distinguées, du bas vers le haut : (Fig. II.1.2-A)

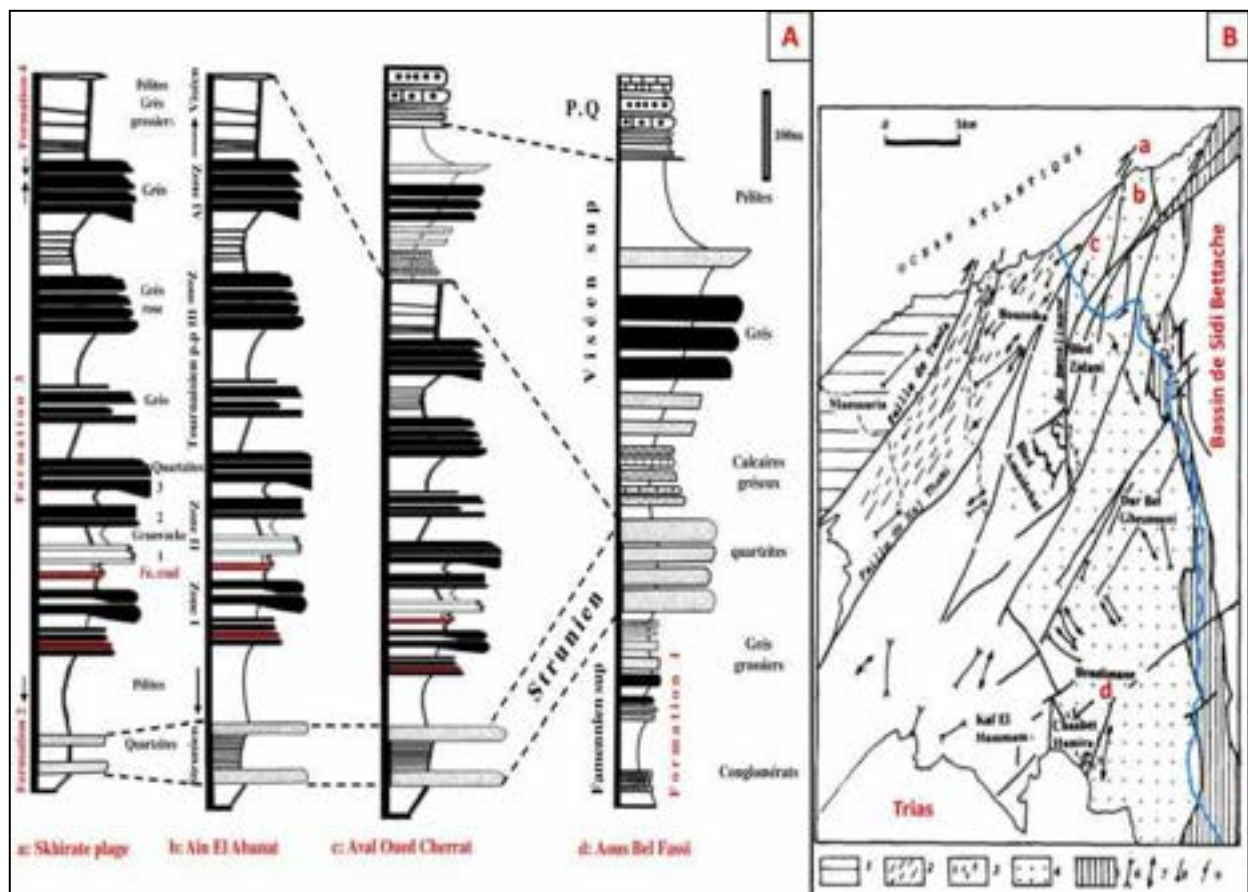


Figure II.1. 2: A. Colonnes stratigraphiques des séries du Fameno-Tournaisien et du Viséen supérieur de la partie Nord du Bassin de Benslimane. B. Schéma structural du Bassin de Benslimane (EL HASSANI, 1994) et situation des colonnes stratigraphiques ; a. Coupe de Skhirate -plage ; b : Ain El Abanat ; c : Aval Oued Cherrat ; d : Aous Bel Fassi (Sud Benslimane) ; 1 : Môle côtier ; 2 : Couloir de Bouznika ; 3 : Couloir de Benslimane ; 4 : Bande de Benslimane ; 5 : Couloir de Cherrat-Ikem ; 6 : Axe de synclinal ; 7 : Axe anticlinal ; 8 : Axe de pli ; 9 : Schistosité.

- La formation 1 : Aous Bel Fassi (Famennien sup.)

Epaisse de 400m, cette formation repose en discordance de ravinement sur les carbonates du Dévonien inférieur et moyen (Fadli 1994). Elle débute par des conglomérats, des turbidites et des pélites, passant vers le sommet à des schistes micacés, parfois ferrugineux.

Ces séries ont livré une faune à *cymaclymenia sp.*, *Cyrtoclymenia sp* et *Prionvieras divisum* du Famennien supérieur (Zahraoui 1991). Notons que cette formation est absente dans la plage de Skhirate mais affleure largement au Sud de Benslimane et de Sidi Bettache. Les formations sus-jacentes 2, 3 et 4 affleurent dans le secteur de Skhirate (voir colonne d, Fig. II.1.2-A).

- **La formation 2 quartzitique du Strunien : Famennien terminal**

En niveau repère épais d'une centaine de mètres, elle est constituée de deux grandes barres verticales au nord de la Bande de Benslimane, séparées par des siltites, bleu clair et violet, à niveaux ferrugineux très fréquents (Fig. II.1.2-A). Les barres épaisses de 30m au sud du secteur étudié, voient leurs épaisseurs diminuer en onlap sur la plage de Skhirate (4m) constituant la base de la série détritique du passage Dévonien-Carbonifère. Le Strunien a été daté par (Lecointre 1926) sous le pont à haubans de l'Oued Cherrat. Les barres quartzitiques, N30 buttant sur les schistes du Cambrien moyen du Môle Côtier par contact tectonique avec la zone de cisaillement de la Meseta occidentale (ZCMO ou WMSZ) ont fourni à cet auteur une faune à *Cyrtospirifer Verneuilli* et *Rynchonella Petiensis* du Famennien terminal (d7h1).

- **La formation 3 schisto-gréseuse de Skhirate plage :**

Cette formation épaisse d'environ 800m, (Zones I à IV : Fig. II.2.1), est observée uniquement dans le secteur de la plage de Skhirate, terminaison nord de la Bande de Benslimane (Fig. II.1.2-A-a). Elle est constituée de barres quartzarénites et grauwackes massifs rose et rouille en paquets multidécamétriques alternant avec des silts, des pélites argileuses et des schistes violettes, bleu clair et vert olive (Fig. II.2.1). Ces alternances s'organisent en 5 séquences turbiditiques de comblement avec des pélites passant au sommet, aux quartzarénites et des niveaux ferrugineux et charbonneux lors de chaque cycle : dépôts détritiques proximaux probablement de lobes deltaïques avec installation de plaines deltaïques peu profondes. La partie sommitale de la formation est marquée par la présence de strates calcaires à galets au niveau du port pêcheur de Skhirate qui annonce le comblement du bassin par le dépôt de la formation conglomératique supérieure du Viséen (Formation 4). La formation 3 montre un approfondissement général vers le SE à SSE avec des terminaisons on-lap vers le nord montrant de nombreuses figures de courants : ripple marks indiquant des sens de paléocourants allant de N105 (ESE) à N175 (SSE) (voir rosace rouge, Fig. II.2.1). La zone nourricière du bassin se situerait plus au Nord dans l'Océan atlantique actuel.

- **La formation 4 calcaro-conglomératique de l'île de Skhirate :**

C'est une séquence de comblement de bassin avec des séries argileuses à galets arrondis de quartzites et lydiennes (du Strunien et du Cambro-Ordovicien) et calcaires gris à stromatopores du Givetien de la Ride Cherrat, ainsi que des grès grossiers et des grès calcaires.

Cette formation a fourni une microfaune constituée de *Coelosporella Joneii* qui indique le V3ba et le V3bβ : Viséen supérieur (Fadli 1994). Cette datation confère à la formation 3 schisto-gréseuse inférieure un âge probable Tournaisien p.p. (Fig. II.1.2). Ce serait l'une des caractéristiques du secteur de Skhirate, qui se distinguerait du reste de la Bande de Benslimane par l'absence de Famennien et la présence d'une série tournaisienne probable. Dans la Meseta centrale, le Tournaisien affleure largement sous forme de dépôts chaotiques : Tsili (Zahraoui 1991), Tiliouine (Tahiri 1991), Bassin d'Azrou-Khenifra et marins à Brachiopodes, à Mrirt (Bouabdelli & Piqué 1996).

C. ANALYSE CARTOGRAPHIQUE

Le secteur étudié, ici, est une ceinture NE-SW dont Skhirate occupe environ le centre, cadrée par les avals des oueds Cherrat et Ykem, respectivement à l'Ouest et à Est, et l'océan Atlantique au NW. Géologiquement cette bande est limitée au SE, par les calcaires du dévonien moyen-supérieur de la bande Cherrat, cisailés par des accidents décrochements dextres NE-SW : Réseau de Skhirate.

Dans ce secteur affleure exclusivement des séries argilo-détritiques rouges du passage Dévonien-Carbonifère.

Géomorphologie structurale : la faible épaisseur du Plio-Quaternaire discordant, permet même de cartographier les grands traits structuraux du socle hercynien marqués par des directions structurales NNW-SSE. Ainsi de l'ouest vers l'Est on a la succession de reliefs larges en rides et de dépression étroites allongés selon cette direction perpendiculaire à la côte vers laquelle il y'a un abaissement progressif d'altitude. Les plus importants à citer dans ce secteur sont : La ride d'Al Fratit-Kasbat Skhirat (24m au niveau de la route côtière environ 68m à Ouald Besnoun RN1). La dépression d'Al Mhaijjar (respectivement 15m et 50m RN1). Ces deux reliefs atteignant la plage Skhirate : le premier formant la côte rocheuse (qui sera étudiée ici) et le second la sablière de la plage de Skhirat dont la dépression se prolonge environ 3km en mer, au niveau : -5, -10 et -20m. Ce linéament NNW-SSE semble même décaler la ligne de côte entre le littoral Bouznika-Skhirat et celui de Skhirat-embouchure de l'Oued Ykem.

Rhéologie :

Dans ce chapitre, l'étude cartographique, structurale et microtectonique sera finement détaillée dans le secteur de la plage dont la qualité et la surface des affleurements sont exceptionnelles. Néanmoins les secteurs de Ain El Abanat et Kasbat Skhirat ont leurs importances par le nombre de précisions et de détails relevés.

CHAPITRE 2 : ANALYSE STRUCTURALE ET STATISTIQUE DE LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE DANS LE SECTEUR DE SKHIRATE-PLAGE

La tectonique cassante extensive du Tournaisien p.p. est étudiée dans les termes les plus compétents à comportement fragile : barres de grauwackes et quartzarénites des formations 2 et 3.

De la base vers le sommet, 4 zones sont distinguées du SW vers le NE (Fig. II.2.1) : Zone I, ZONE II, ZONE III et IV : (Fig. II.2.2).

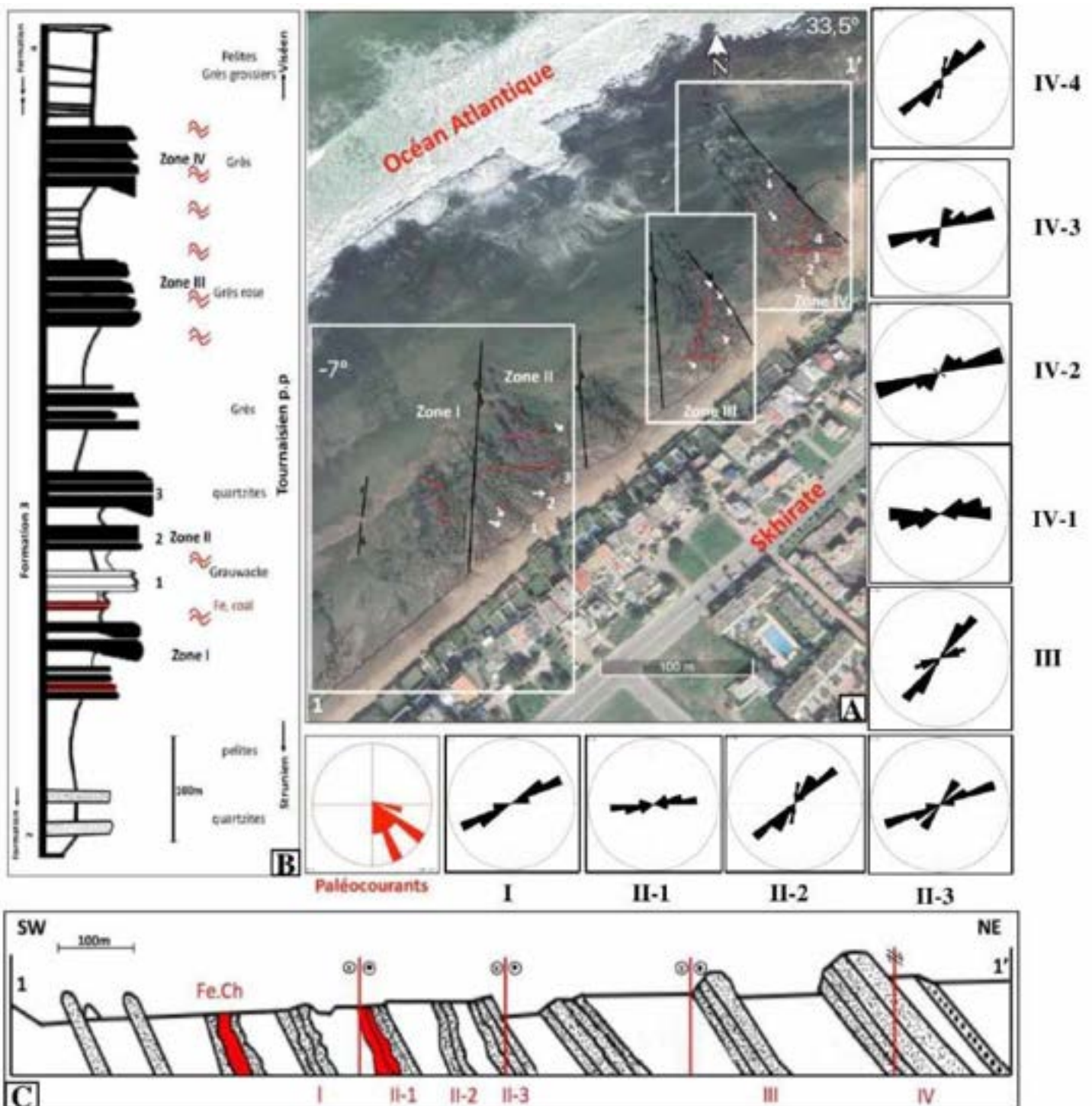


Figure II.2. 1: A-Carte structurale du secteur de Skhirate plage : les cadres renvoient aux cartes géologiques de détail des figures 4, 5 et 7 ; Les rosaces en noir : Distribution directionnelles des failles synsédimentaires dans les zones et sous zones du secteur ; La rose rouge : cumulé des paléocourants (voir les flèches blanches sur la carte) ; B : colonne lithostratigraphique ; C : coupe géologique.

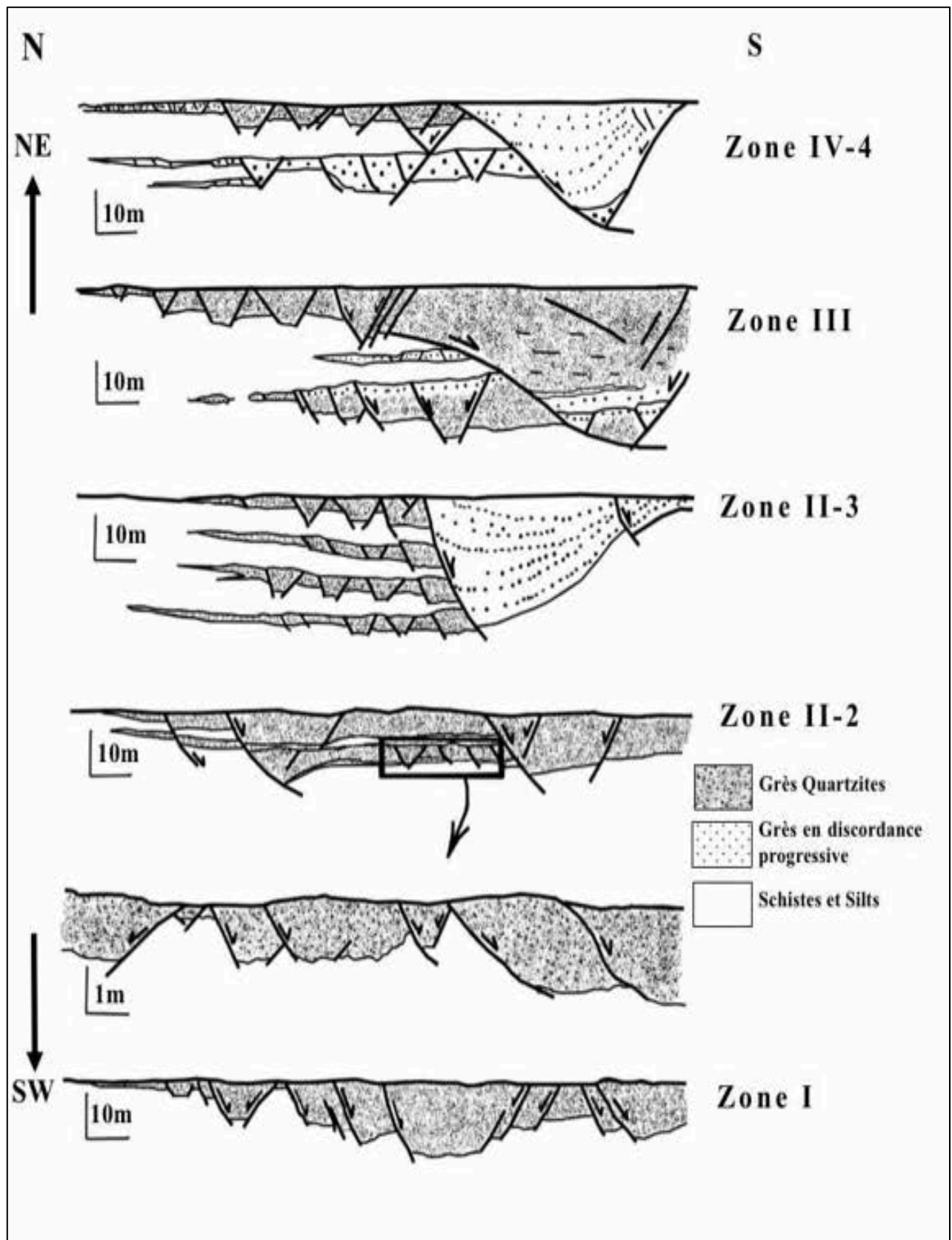


Figure II.2. 2: Coupes géologiques séries illustrant la tectonique synsédimentaire dans le bassin de Skhirate.

A. AMORCE DE LA TECTONIQUE EXTENSIVE A LA BASE DE LA FORMATION 3 : ZONE I

Ce secteur, situé à l'extrémité SE de Skhirate plage, correspond aux termes les plus anciens de la formation schisto-gréseuse (3) du Tournaisien p.p. Relativement plus déformé, il est en contact avec le môle côtier (Cambrien moyen) par l'intermédiaire de la zone NS de cisaillement de la Meseta occidentale (ZCMO) : Fig. II.1.1-B.

Les faciès sont principalement quartzitiques avec des bancs épais rose gris de 3 puis 5m, N156,45E évoluant vers une alternance de quartzites en petits bancs, avec des schistes bleu-vert ou grenat à épaisseur égale dépassant rarement 1m. Les plus méridionales des couches quartzitiques peuvent atteindre 3m attestant d'un approfondissement vers le sud (Fig. II.2.2 bas et Fig. II.2.3). Vers le sommet de ce secteur (vers le NE), les quartzites sont graduellement remplacés par des grès roses très épais (20m). Les séries, déjà fracturées par une schistosité de dissolution ENE, sont recoupées par des cisaillements NS dextres délimitant des couloirs S-C dans lesquels les barres les plus dures sont déformées en sigmoïdes S (compression hercynienne NE-SW).



Figure II.2. 3 : Horst synsédimentaire au nord la zone I (voir emplacement sur la carte).

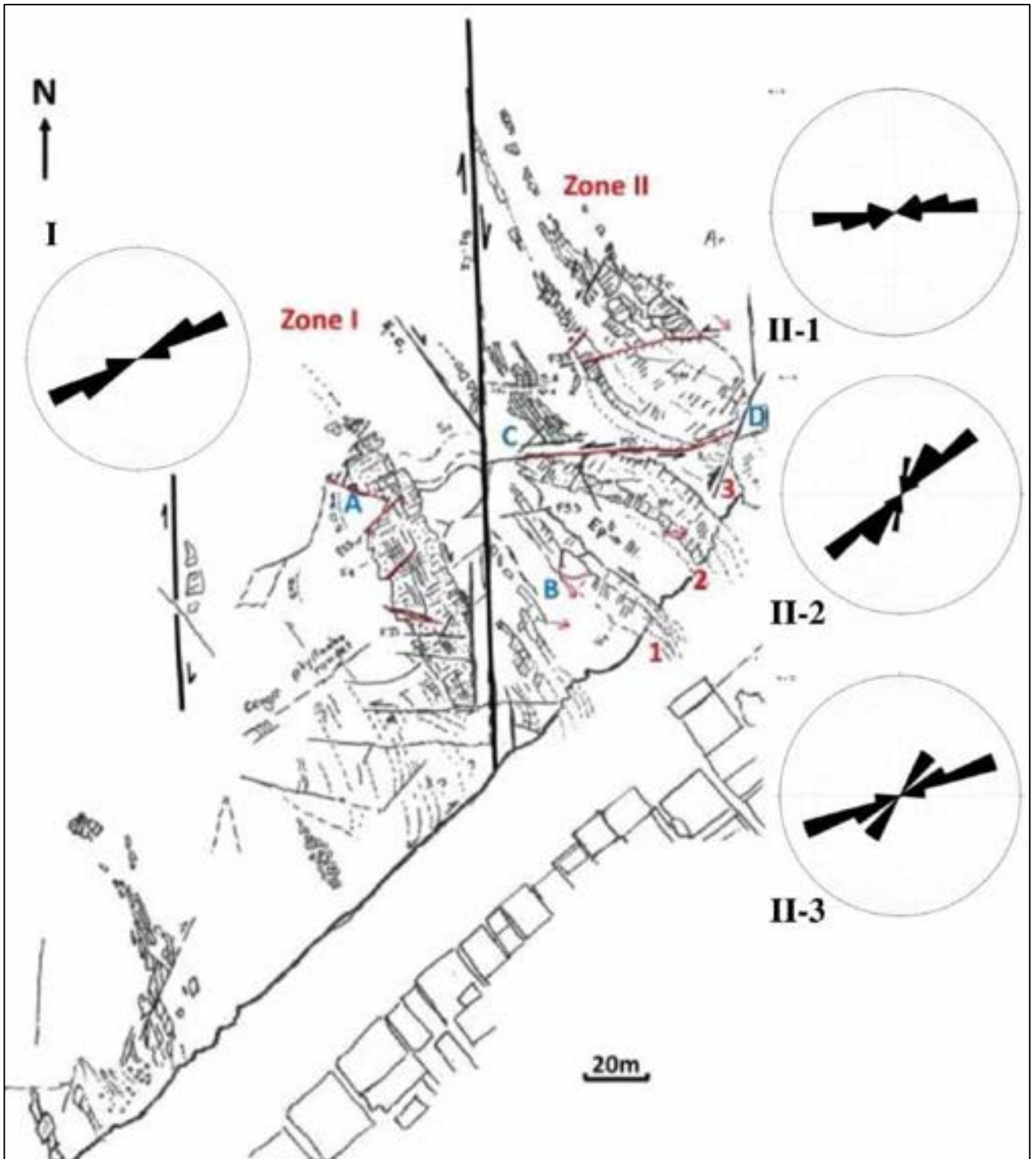


Figure II.2. 4: Carte des zone I (base de la série) et II subdivisée en trois sous-zones 1, 2 et 3 et rosaces de distribution directionnelle des failles synsédimentaires.

A la base de la série, les quartzites sont très déformés et dilacérés par la fracturation ce qui ne permet point de distinguer nettement les failles à jeu synsédimentaire : Fig. II.2.4.

La barre gréseuse sommitale N150, 60ENE, visible sur une centaine de mètres, montre de brusques variations d'épaisseurs et un approfondissement rapide passant de 2 à 20m d'épaisseur sur une distance de 30 à 40m vers le SSE : 7 failles synsédimentaires dont le jeu est avéré, dessinent dans cette barre une suite de horsts et de grabens colmatés par des phyllades rouges rubéfiées (Figs. II.2.3 et II.2.5).



Figure II.2. 5: la tectonique synsédimentaire dans les bancs de grauwacks à la base de la zone II (voir carte).

Elles s'organisent actuellement en deux familles conjuguées : Fig. II.2.6

Famille 1 : N42- N56 à rejets très forts SE ; Famille 2 : N104 à N120 à rejets moyens à forts vers le NNE.

Après basculement de la stratification moyenne du secteur I vers l'horizontale, la première famille (3 mesures) acquiert une direction ENE-WSW à pendage fort vers le S (73° a 80° SSE).

Alors que la deuxième famille (4 mesures) montre une direction similaire (N54 a N64) mais

son pendage est faible à moyen vers le NNW (32° à 41° NNW).

Il en découle une géométrie en demi-grabens dissymétriques à approfondissement Sud avec des failles bordières ENE- WSW à pendage subvertical et fort rejet au Nord et des failles listriques à faible rejet au Sud (Fig. II.2.6).

Le traitement stéréographique des failles basculées fournit l'ellipsoïde de contraintes suivant :

La contrainte d'extension synsédimentaire reconstituée est orientée NNW-SSE dans le secteur I de Skhirate plage. Les grabens sont dissymétriques plus étendus que les horsts, et montrent des glissements sub-verticaux vers le Sud et listriques vers le Nord. Dans le stéréogramme (Fig. II.2.6) le plan orthogonal aux plans de faille est porteur de σ_1 et σ_3 alors que l'axe standard de leur intersection est σ_2 . Le mécanisme d'ouverture de cette zone est extensif car la direction de σ_1 est non parallèle aux failles alors que σ_3 leur est perpendiculaire.

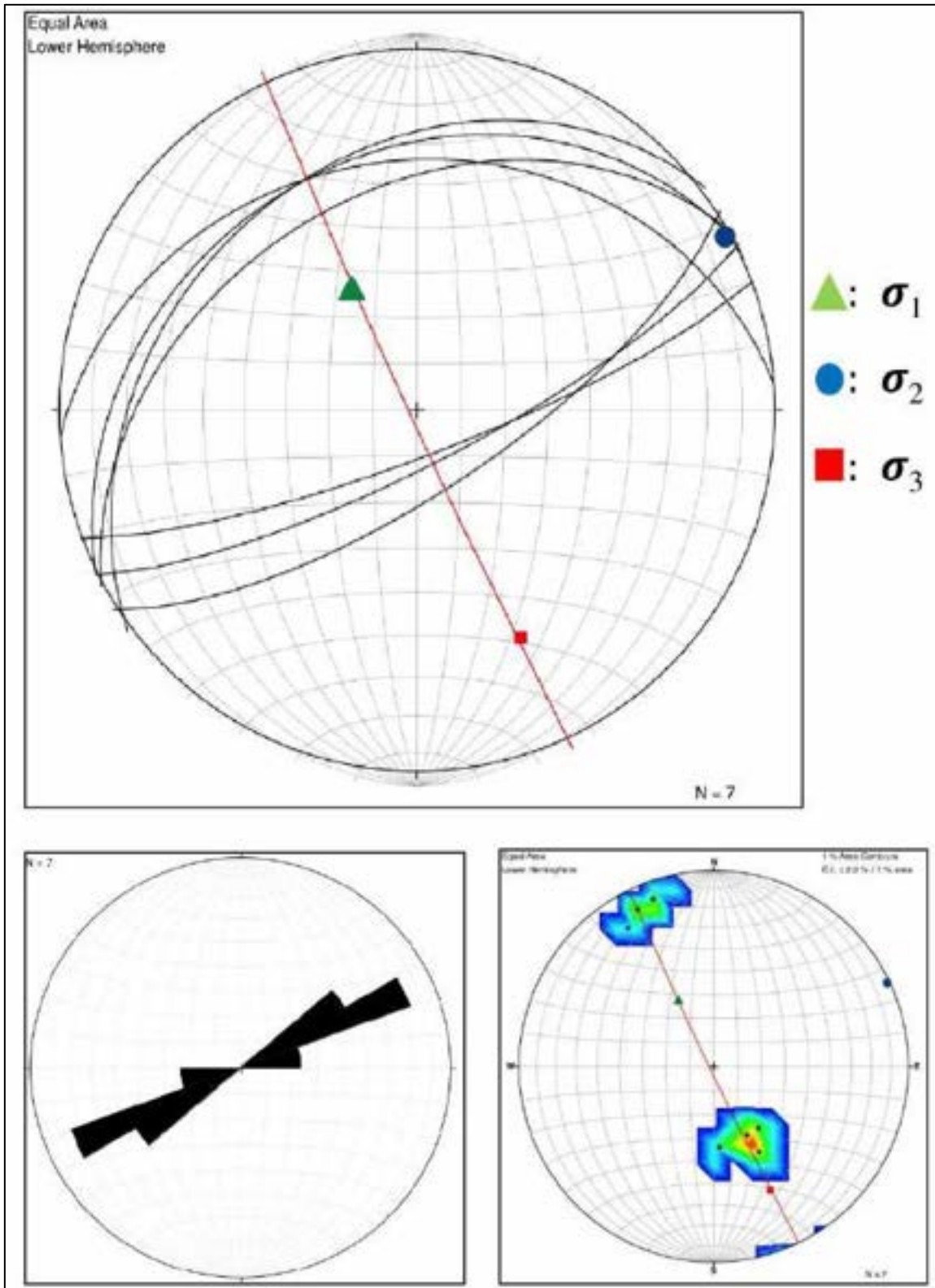


Figure II.2. 6: Stéréogramme et ellipsoïdes de contraintes des failles synsédimentaires de la zone I (base du Tournaisien p.p). En bas : diagramme de contour et rosace directionnelle.

B. ANALYSE DE LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE DANS LA

ZONE II

La zone II de la formation 3 est une bande NS coincée entre deux accidents méridiens dextres de type S-C et formée par une série strato-croissante qui débute par un niveau charbonneux (lignite) de 2m d'épaisseur exprimant l'installation d'une plaine deltaïque à couvert végétal dense. Ce secteur est subdivisé en 3 sous zones représentant trois barres grès-quartzitiques distinctes, du bas vers le haut (Figs. II.2.4 et II.2.5) :

Sous zone II-1

C'est une barre qui présente des alternances de bancs quartzitiques roux et gréseux roses peu épais avec des pélites (siltites) gris vert et grenat : 9 failles à jeu synsédimentaire sont mesurées et basculées avec la stratification à l'horizontale (Fig. II.2.7).

On obtient deux familles géométriquement distinctes et de fonctionnement nettement synchrone et conjugué :

-Famille 1 équatoriale : N89 à N48 à pendage moyen vers le nord (42 à 50 N)

-Famille 2 de direction moyenne N67, 69 SSE mais à pendage relativement plus redressé (68 à 72 SSE). Par rapport au secteur I, les grabens dans le bassin sont plus symétriques avec une contrainte extensive qui a tendance à s'horizontaliser d'avantages et à se rapprocher de l'axe méridien. Les contraintes principales calculées sont comme suit : σ_1 : N303, 59 NNW ; σ_2 : N73, 16 ENE ; σ_3 : N169, 18 SSE L'angle d'ouverture du dièdre 2θ est de 62° plus aigu par rapport à la zone I (70°), alors que le mécanisme d'ouverture est similaire : extensif.

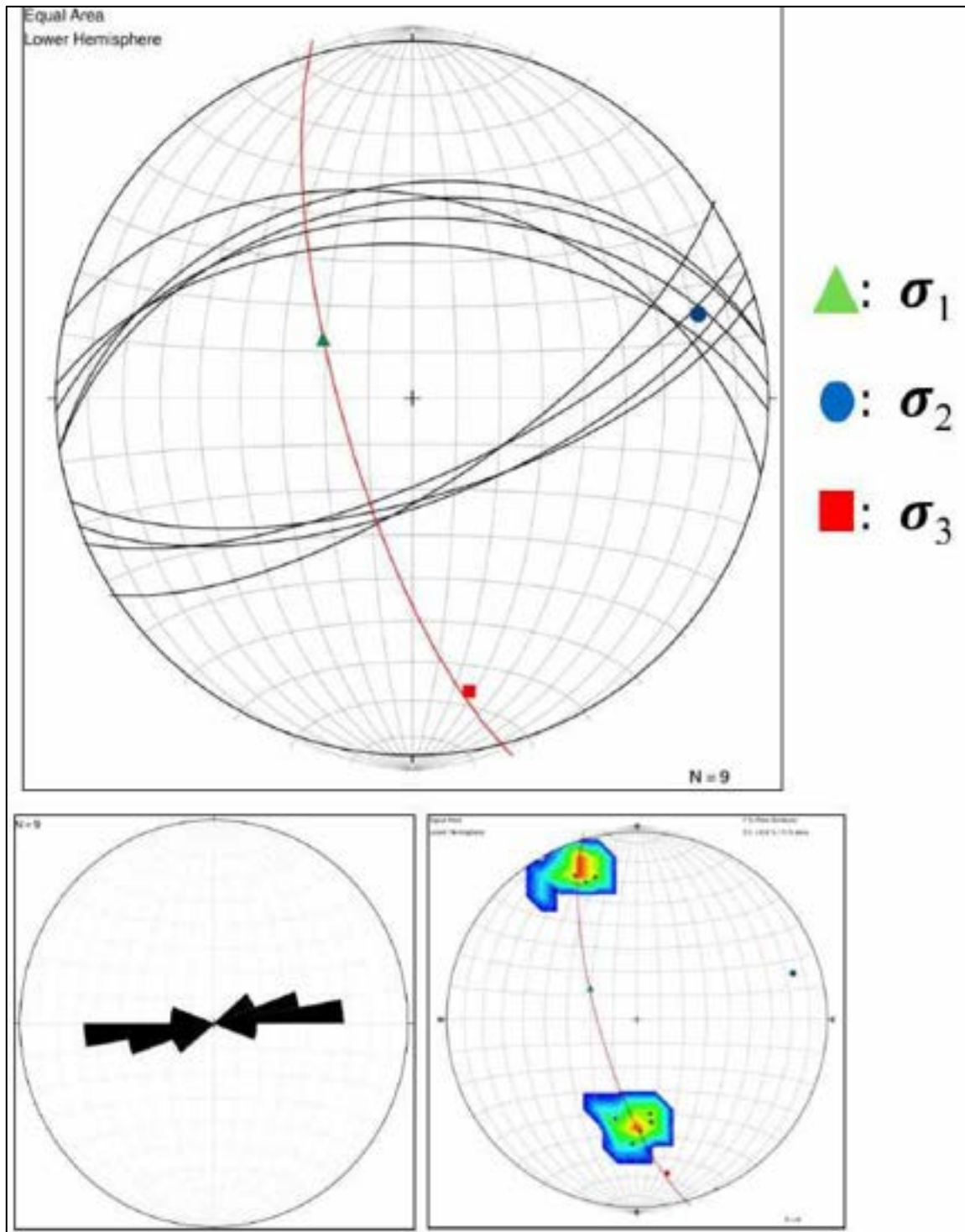


Figure II.2. 7: Stéréogramme des failles synsédimentaires de la sous-zone II-1 avec leur ellipsoïde de contraintes rosace et diagramme de contour.

Sous zone II -2

Il s'agit de la barre intermédiaire formée de grès roses rouille à passées quartzitiques et micro conglomératique. Cette barre est scindée à son milieu par un accident EW présentant

un rejeu décrochant senestre, mais dont le jeu initial est extensif synsédimentaire (Figs. II.2.8 et II.2.4).



Figure II. 8: Couloir de failles synsédimentaires courbes (N70 à N90) repris en décrochement senestre (phase compressive NE-SW du Permien) dans la sous zone II-2.

En effet le faciès est différent de part et d'autre : au nord la barre est moins épaisse (6m) avec des petits bancs quartzitiques est plus compacte et de nature plutôt gréseuse arénitique.

Les failles synsédimentaires (16) se partagent en deux familles :

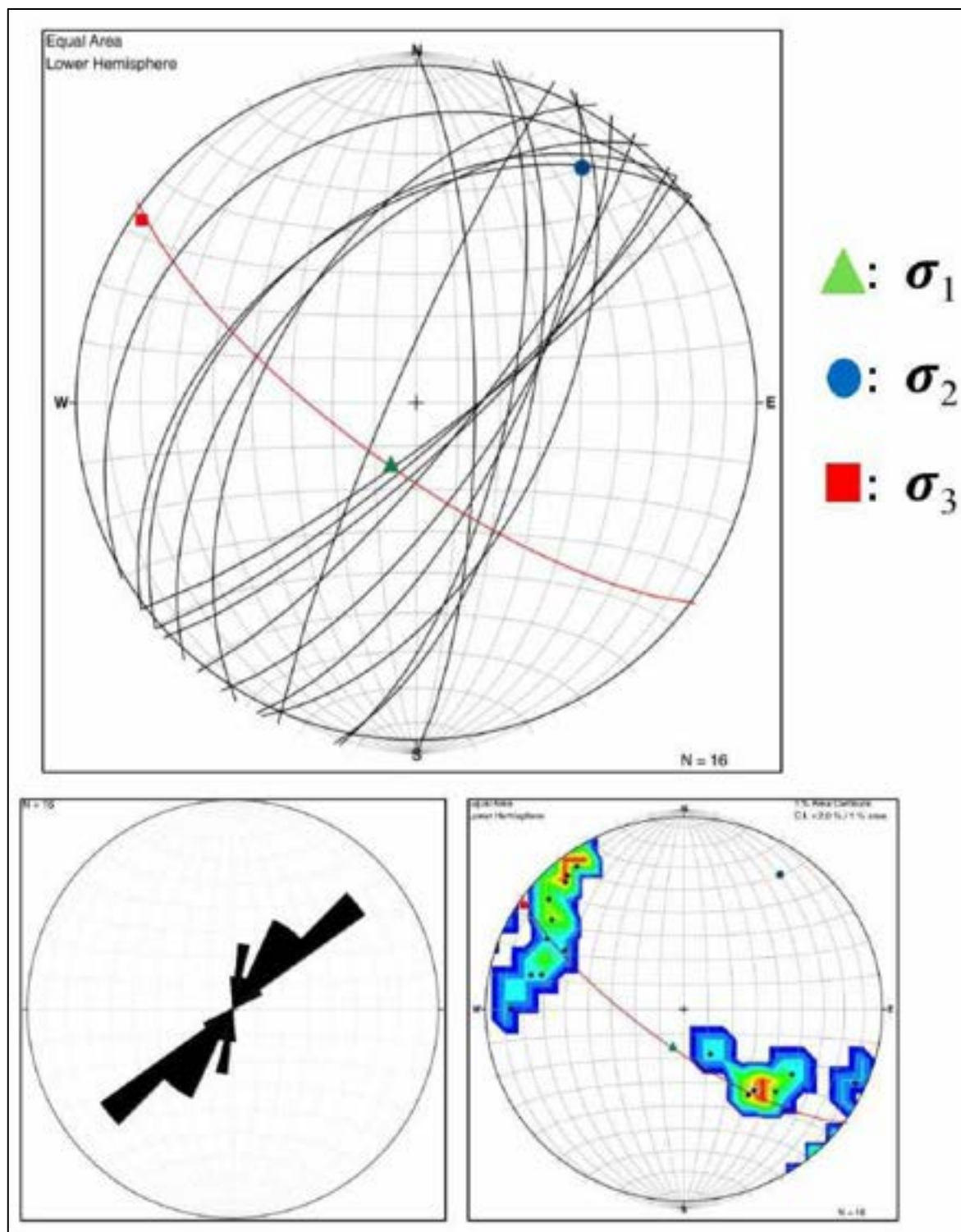
-Famille 1 en moyenne : N44, 51 NW (6 failles ; 37,5%).

-Famille 2 en moyenne : N37, 72 ESE (10 failles ; 62,5%), les directions prépondérantes sont là aussi NE-SW : N27 à N54 (7 mesures) avec une direction secondaire NS à NNE-SSW : N00 à N14 (3 mesures).

Le trait commun des failles de cette famille est leur pendage fort a subvertical : 57° à 81° SE. L'aspect des grabens est moins dissymétrique que dans le bas de la série mais la particularité est l'amorce à ce niveau d'un fonctionnement en failles listriques des failles à rejet SE. Ceci est indiqué par l'épaississement rapide de la série vers le SE et son enrichissement en éléments figurés.

L'analyse stéréographique des données permet les conclusions suivantes (Fig. II.2.9) :

σ_1 : N202, 74 SSW ; σ_2 : N35, 16 ENE ; σ_3 : N304, 03 NW



L'angle d'ouverture des grabens est de 56° en surface qui doit augmenter en profondeur au cas du jeu listrique des failles à rejet SE.

L'ellipsoïde de contraintes est caractérisé par une permutation des directions de σ_1 et σ_3 par rapport à la sous zone II -1. L'extension synsédimentaire est marquée par une rotation anti-horaire de 43° entre la base et la moitié de la série de la zone II (N166 à N123).

Le mécanisme dominant dans le fonctionnement des failles synsédimentaires de cette sous-zone est extensif à tendance transtensive : la direction de σ_1 est parallèle à la majorité des failles et σ_3 est orthogonale.

Sous zone II -3

C'est la barre supérieure de la zone II (milieu de la formation 3) d'allure sigmoïde de type S-C. Les grès rose-rouille deviennent dominants par rapport aux quartzites. Les faciès et les épaisseurs changent rapidement sur une centaine de mètres. Au NW, au contact de l'accident hercynien NS dextre qui sépare cette zone avec la zone I, les strates N160,50 E sont à dominance de silts avec trois niveaux gréseux très peu épais (1,5 m) interstatifiés. Ces niveaux gagnent en épaisseur (5m) au centre de la sigmoïde marquée par deux failles synsédimentaires EW délimitant un graben d'aspect symétrique à remplissage arénitique à passées micro conglomératiques (S0: N125,50NE). Ces niveaux montrent des figures de courant indiquant un écoulement vers le SE (Fig. II.2.10).

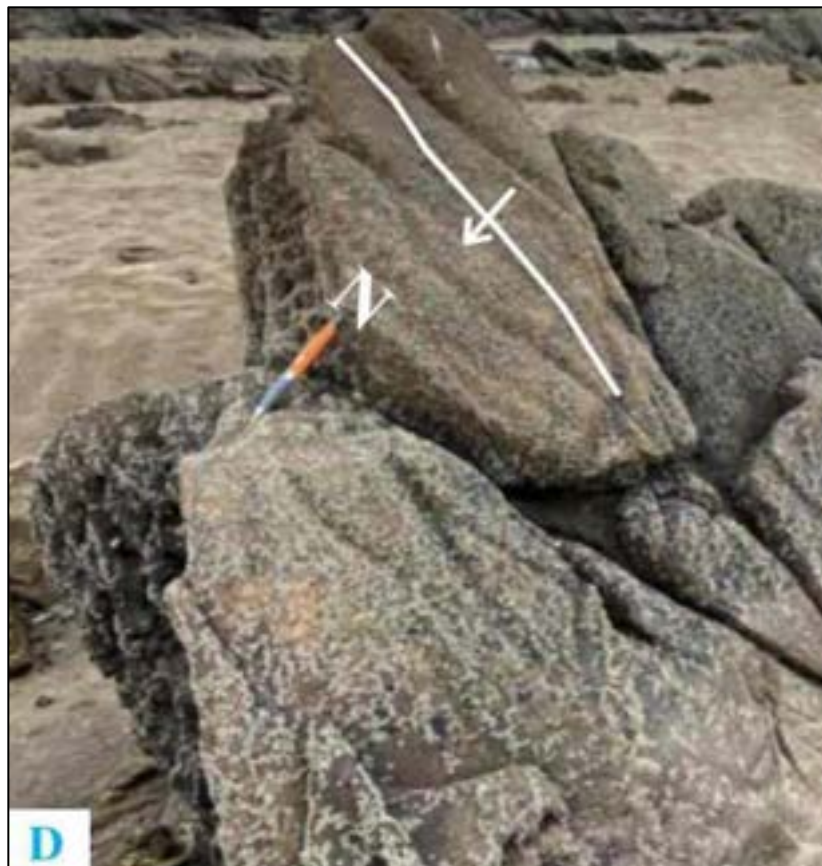


Figure II.2. 10: Figures de courant (zone II-3) : voir carte figure II.2.4

Au contact de la sablière, l'épaisseur est réduite à 10m environ de grés fins sur le rebord sud du graben (S0 : N169,60 E) : carte de la figure II.2.4.

Les failles à jeu synsédimentaire (12) sont basculées selon la stratification moyenne de la sigmoïde (N151, 55ENE) :

On obtient deux familles directionnelles qui se distinguent par leur pendage :

-Famille 1 : En moyenne N71,74NNW, ce qui distingue cette période des précédentes (secteur I, II-1 et II -2) par le redressement des pendages des failles à rejets Nord.

-Famille 2 : à direction dominante NE-SW : N52, 67,5 SE en moyenne avec deux rares exceptions N70 et N88. Les pendages sont moyens à verticaux vers le SSE.

Le traitement stéréographique donne les directions de contraintes suivantes (Fig. II.2.11) :

σ_1 : N228, 56 WSW ; σ_2 : N66, 32 ENE ; σ_3 : N331, 09 NNW

Les grabens de cette sous-zone changent de morphologie. Les failles à pendage NNE sont plus redressées que les failles à pendage SE :

C'est une situation inverse par rapport aux failles de la zone I (Fig. II.2.2).

Du point de vue ellipsoïde des contraintes : σ_3 est encore sub-horizontale mais non horizontale. Il y'a un retour de la contrainte principale de l'extension σ_3 vers la direction NW-SE par rotation horaire de 26° par rapport à la strate sous-jacente II -2. Au vu de ces seuls arguments géométriques et dynamiques, le mécanisme d'ouverture est le même que précédemment : extensif à tendance transtensive.

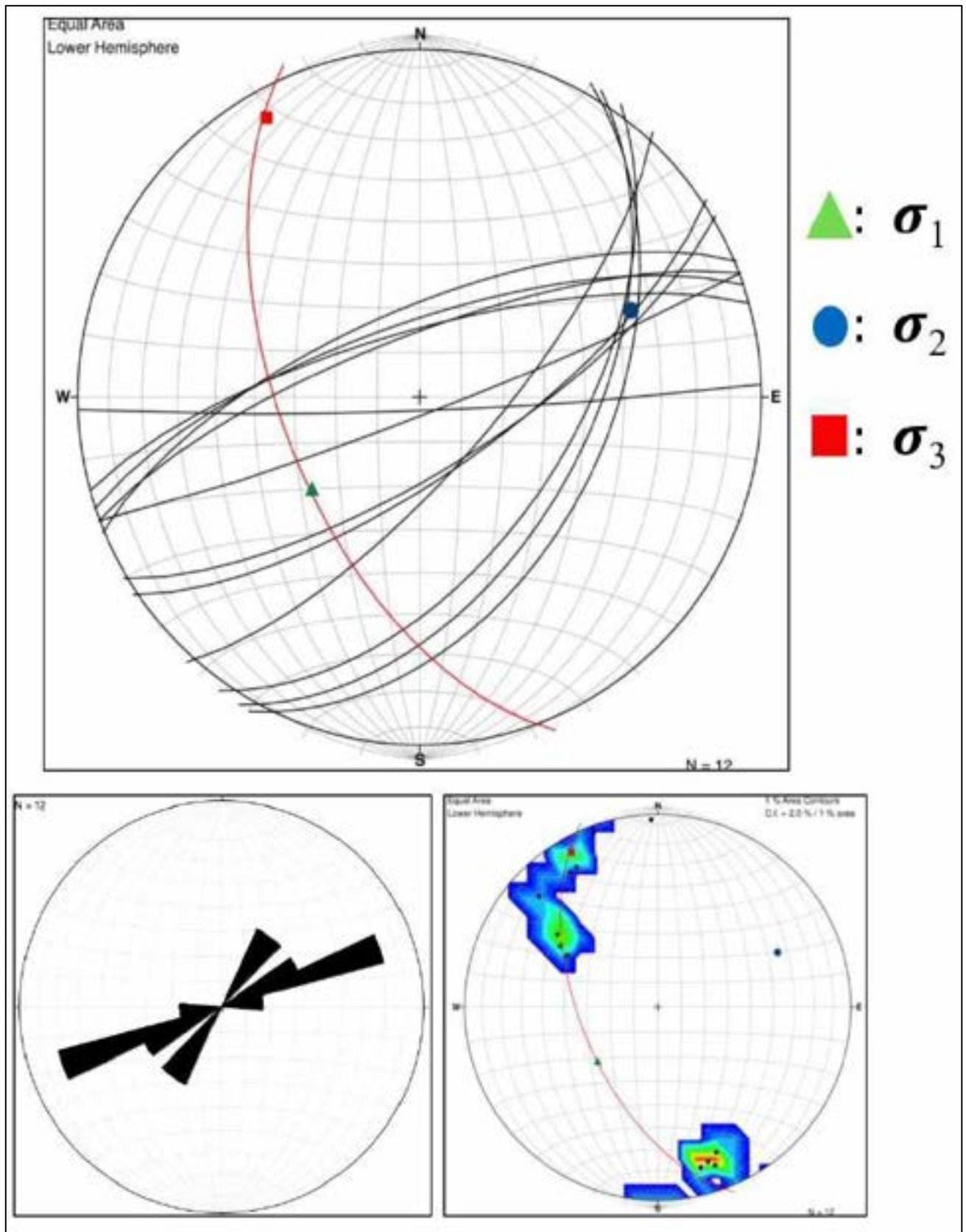


Figure II.2. 11: Stéréogramme des failles synsédimentaires de la Sous-zone II-3, avec ellipsoïde de contraintes, contours et rosace directionnelle.

Conclusion

Durant le dépôt des séries de la zone II, l'ouverture commence avec un approfondissement du bassin tournaisien vers le Sud (sous-zone II-1) puis vers l'ESE à son milieu pour se réorienter vers le N150 à son sommet, sur une épaisseur de 50m environ de la série basale on assiste nettement à une rotation anti- horaire de 43° de l'axe d'extension σ_3 dans la partie Nord de la bande de Ben Slimane. Cette constatation est corroborée par les pourcentages des rejets SSE et SE : 71% (22/31) par rapport aux rejets NW : 29% (9/31). Au sommet de cette tranche de la colonne de la zone II, l'axe σ_3 effectue cette fois une rotation horaire de 26° pour revenir à la direction N150.

Entre les sous-zone II-1 et II-3, il y'a rétablissement de la forme et de l'orientation de l'ellipsoïde de contraintes avec inversion cependant de la morphologie des grabens dissymétriques. Le fonctionnement des failles synsédimentaires dans cette zone a débuté dans un champ de contraintes extensif et a terminé, au sommet, par un mécanisme à tendance transtensive.

C. ANALYSE DE LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE DE LA ZONE III

Résultats et analyse

Cette zone se situe à la limite orientale des bandes NS dextres de structuration S-C de la zone II. Les strates N150,55E ne sont pas déformées en sigmoïdes car se trouvant en dehors des couloirs de cisaillement méridien de structuration hercynienne (Fig. II.2.12).

Au sud de la dune consolidée plio-quadernaire au front de l'océan atlantique, dans la dépression-ouïja, le socle paléozoïque apparaît sous forme de couches gréseuses minces qui gagnent rapidement en épaisseur vers la sablière grâce à des failles actives pendant la sédimentation. Par exemple la couche supérieure de la barre passe de 1m au NNW à 30m vers le SSE : Figs. II.2.2 et II.2.12.



Figure II.2. 12: carte de la fracturation des barres gréseuses de la zone III.

Les failles normales recourent nettement les couches anciennes et sont fossilisées par les termes plus récents.

Le nombre de failles à jeu extensif synsédimentaire conjugué certain est de 26 qui se répartissent comme suit :

-17 failles normales à rejet S à E (73%)

-9 failles antithétiques à rejet N (27%)

Ce pourcentage est très proche de celui calculé dans les zones I et II (71% et 29%). Les grabens sont sub-symétriques de même morphologie peu différente de ceux de la zone II-3 sous-jacente.

A noter cependant l'intervention d'une grande faille listrique dont le rejet vertical apparent sur la coupe est de 10 à 12m de glissement vers le sud (Figs. II.2.12 et II.2.13).



Figure II.2. 13: vue vers le sud d'une faille listrique au Sud de la zone III, remarquer l'augmentation de l'épaisseur de la barre orientale (photographie A, voir carte).

Cette faille listrique est scellée au sommet par une barre quartzitique supérieure montrant de nombreux ripple marks à flux vers le SE (Fig. II.2.14).



Figure II.2. 14: Ripple marks affectés par la schistosité de dissolution (Ss1 : N70) voir la localisation de B sur la carte (Fig. II.2.12) ainsi que les flèches rouges indiquant les directions des paléocourants.

Le traitement des failles aboutit à une homogénéisation de leur géométrie : deux familles ressortent nettement : Fig. II.2.15

-Famille 1 : NNE-SSW à pendage SE (n= 17) dont le plan moyen est N36,5 ; 62,5 ESE.

-Famille 2 : ENE-WSW à pendage NNW(n=9) dont le plan moyen est N72,56NNW.

L'angle d'ouverture 2θ moyen des grabens est de 68° .

Les contraintes fournies par ces deux familles de failles extensives sont les suivantes :

σ_1 : N200, 60 SW ; σ_2 : N52, 26 NE ; σ_3 : N315, 13 NW

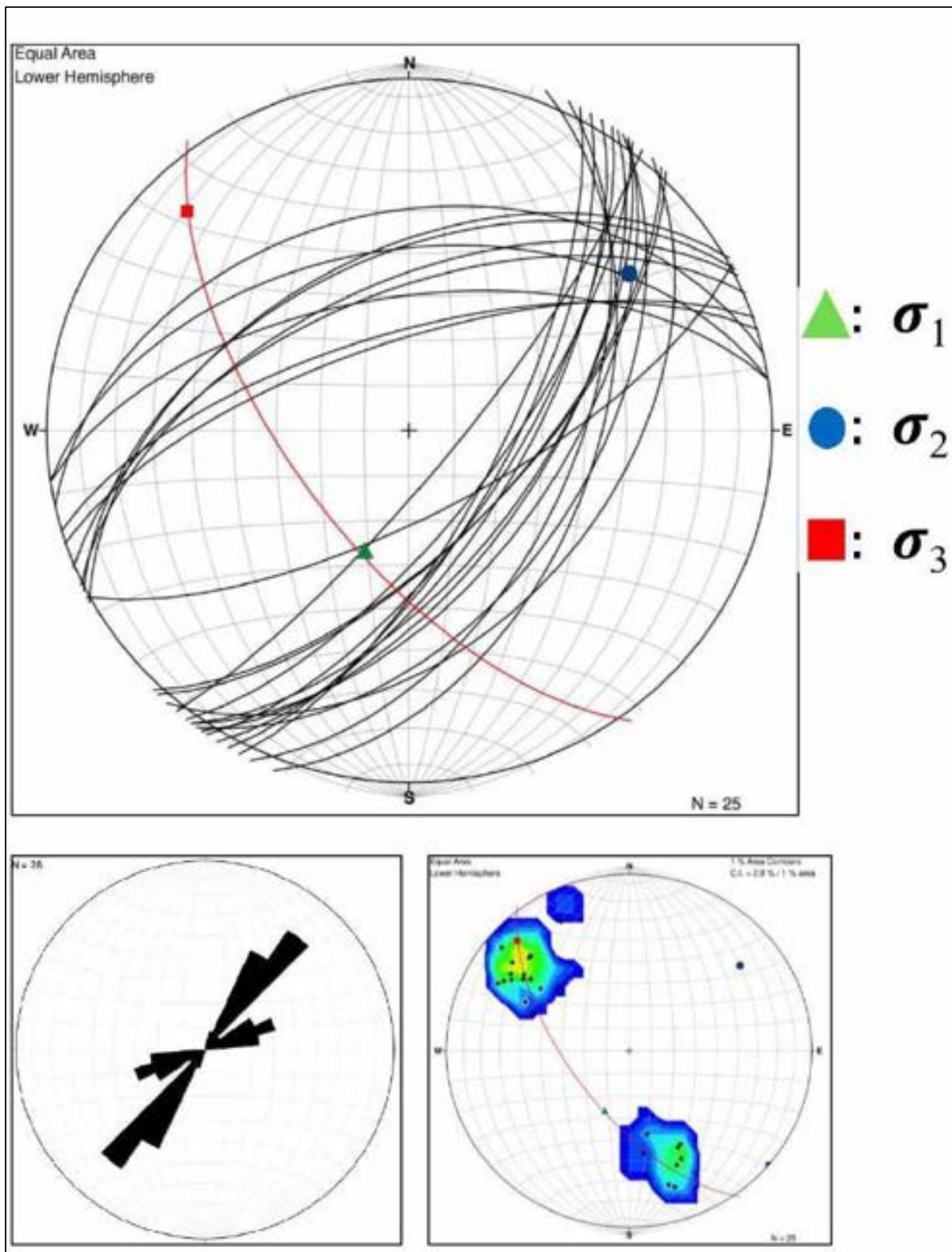


Figure II.2. 15: Rosace directionnelle des failles normales synsédimentaires et leur contour ; stéréogramme et ellipsoïde des contraintes : Zone III.

Conclusion

Les axes principaux de l'ellipsoïde des contraintes révèle une légère rotation anti-horaire de 6° par rapport à la zone II-3 sous-jacente.

Ici, aussi, le mécanisme est à tendance transtensive comme dans la partie sommitale de la zone II. La zone III est donc le continuum de la sous zone II-3 en terme de familles directionnelles, d'ellipsoïde de contraintes et de géométrie des grabens.

D. ANALYSE DE LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE AU SOMMET DE LA FORMATION 3 : ZONE IV

La zone IV est formée de quatre barres gréseuses stratocroissantes dont l'épaisseur totale est d'environ 50m dans leurs contacts avec la côte sèche sablière de la dune meuble. Ces barres massives sont rectilignes, affectées par la tectonique S-C N150 dextre dont les effets s'observent surtout, dans les interlits argilo-siltitiques inférieurs et supérieurs (Figs. II.2.1 et II.2.16).

Comme pour la zone III, les barres gagnent rapidement en épaisseur du Nord (alternances à petits bancs grés-silts) vers le sud (épaisses barres de grés et de quartzites) grâce à de nombreuses failles synsédimentaires dont la direction générale est comprise entre le NE-SW et l'EW (Fig. II.2.2).

Ces failles dessinent des grabens larges séparés par des horsts relativement étroits. Examinons leurs géométrie et évolution de la base vers le sommet :

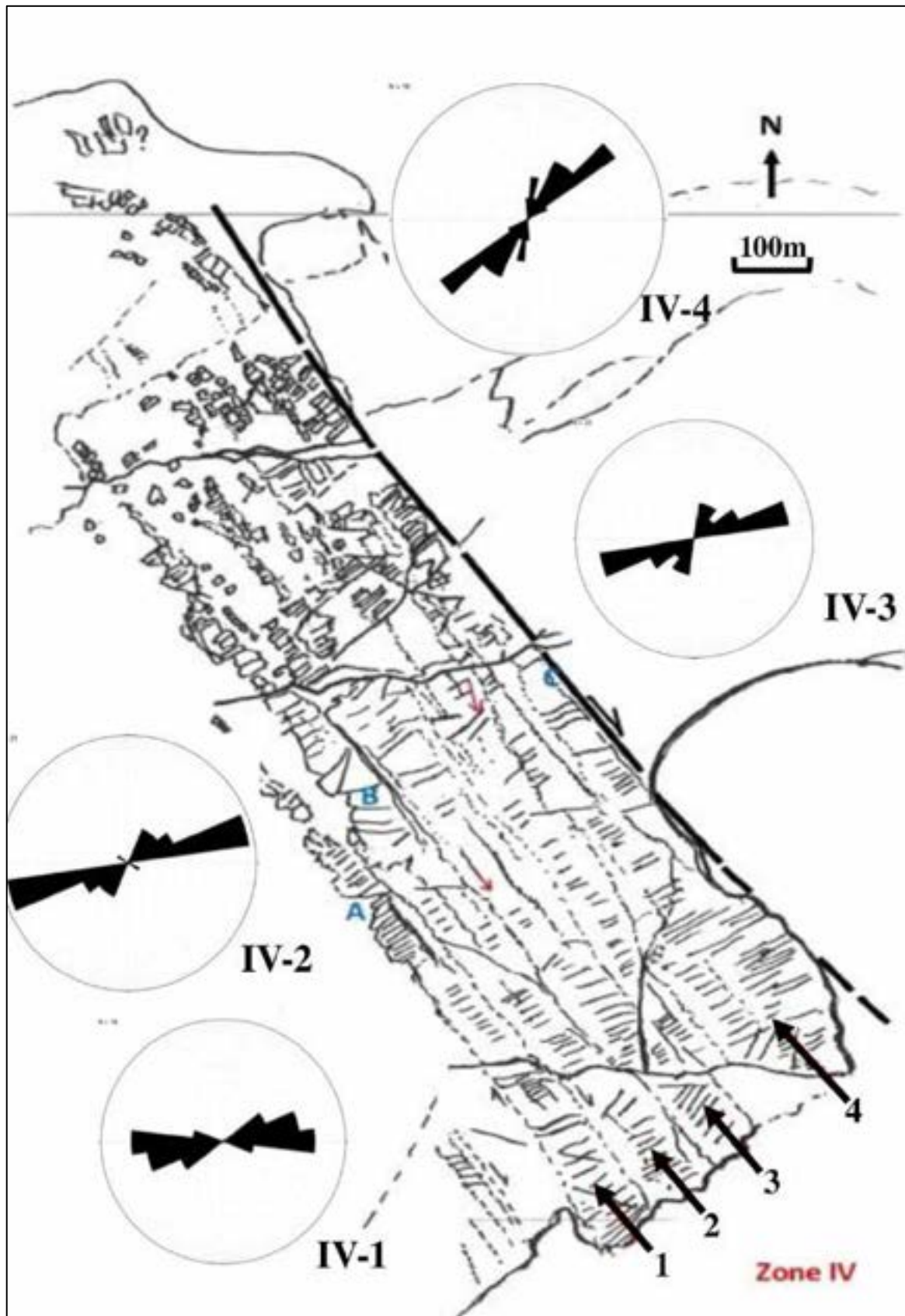


Figure II.2. 16: Schéma structural de la fracturation de la zone IV (sommet de la série montrant l'évolution de la tectonique synsédimentaire dans les quatre sous zones 1, 2, 3 et 4, Les flèches rouges indiquent les paléocourants.

Sous-zone IV-1 :

Dans cette barre basale, 16 failles extensives ont été reconnues dont 7 (44%) sont à rejet S à E et 9 (56%) à rejet Nord, leurs conjuguées. Les deux familles moyennes basculées avec la stratification à l'horizontale montrent nettement des directions équatoriales ou sub-équatoriales (Figs. II.2.17 et II.2.18) :

-Famille 1 à rejet Nord : N101,56NNE ; -Famille 2 à rejet Sud : N88,51S

Les horsts et grabens sont symétriques (grabens en fossés) et quasiment unidirectionnels avec un angle d'ouverture 2θ d'environ 70° .



Figure II.2. 17: A. Structure en horsts et grabens synsédimentaires dans la barre inférieure (sous-zone IV-1) Voir localisation sur la carte de la figure II.2.16.

L'exploitation stéréographique des données de cette sous-zone nous a fourni l'ellipsoïde de contraintes suivant (Fig. II.2.18) : σ_1 : N84, 83 E ; σ_2 : N260, 06 WSW ; σ_3 : N350, 00

La sous-zone IV-1 montre une extension pure (σ_1 vertical et σ_3 horizontal) avec un azimuth de σ_3 qui devient quasi-NS.

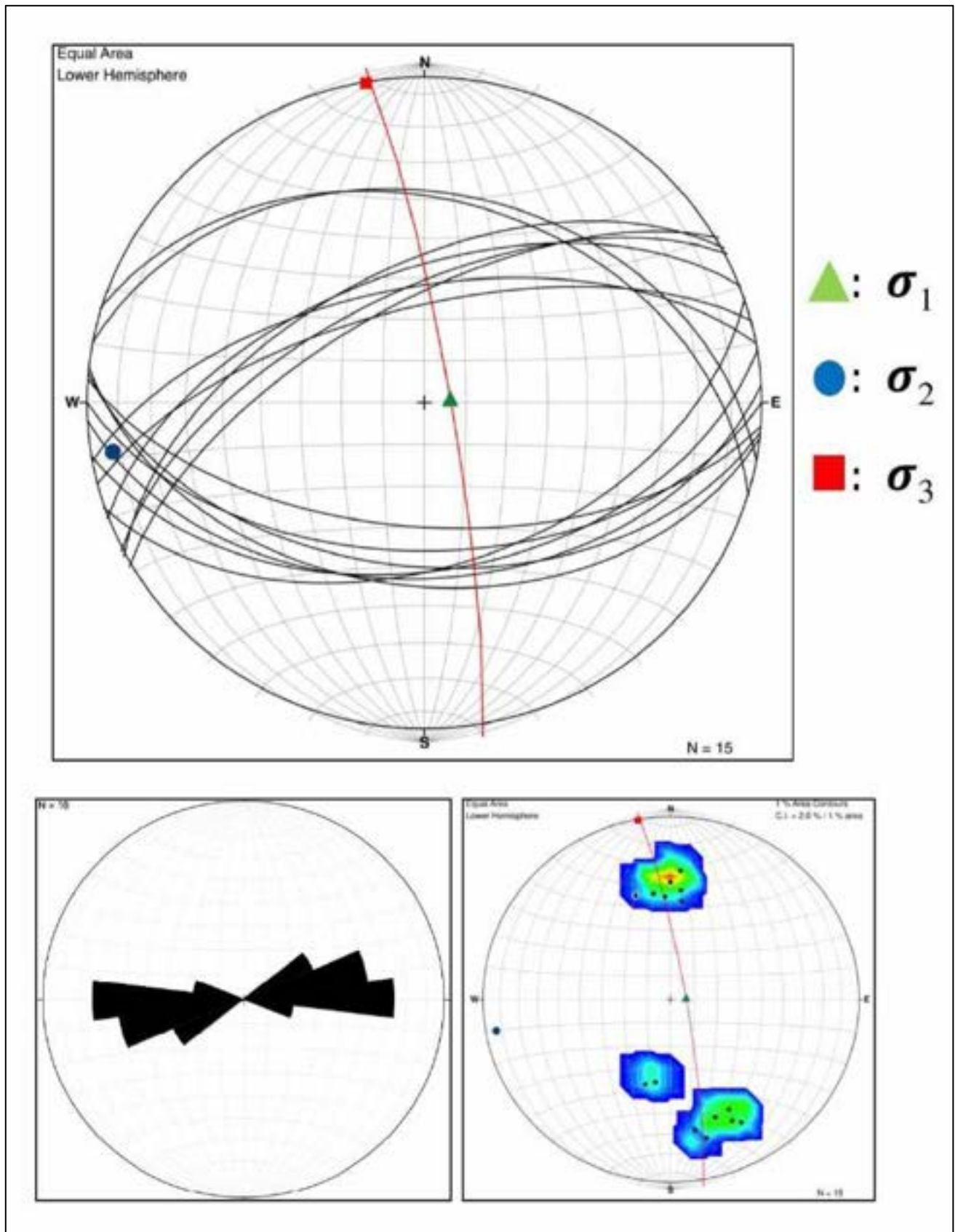


Figure II.2. 18: Stéréogrammes et ellipsoïde des contraintes, les contours et les rosaces directionnelles, des failles extensives de la Zone IV-1.

Sous-zone IV-2

Dans ce niveau, la tectonique extensive devient plus active à en juger par la fréquence des failles : 23 et par l'importance des failles à rejet S et E : 17/23 (71%) par rapport au failles conjuguées antithétiques à rejet N (6/23) : 29% qui ont pour seul rôle d'accommoder l'ouverture des bassins (Figs. II.2.19 et II.2.20).

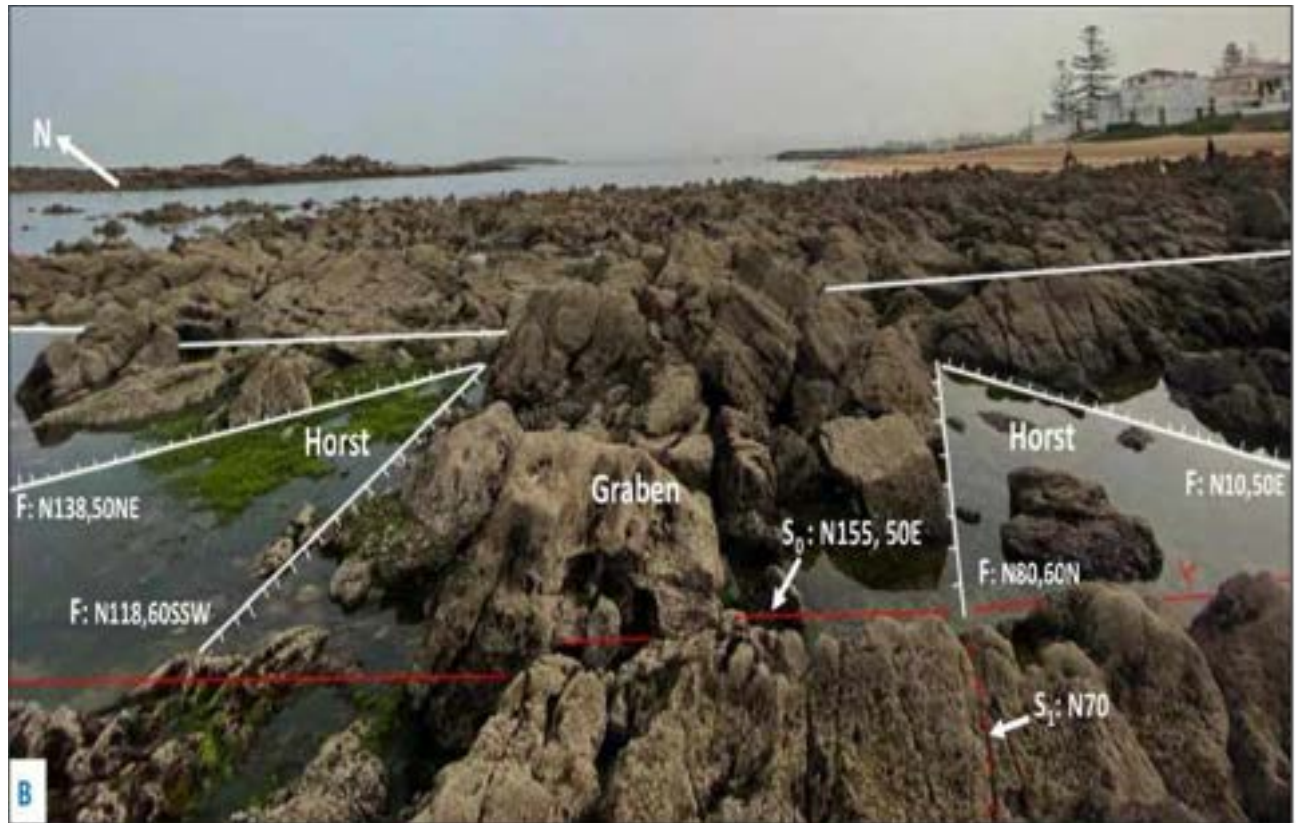


Figure II.2. 19: Aspect en horst étroit encadré par de larges grabens dans la barre de la sous-zone IV-2.

Les 23 failles mesurées nous fournissant deux familles moyennes légèrement sécantes :

-Famille 1 à rejet N : N78, 51 NNW ; -Famille 2 à rejet S et E : N58,74 SSE

Ces failles synsédimentaires définissent des grabens dissymétriques limités par des failles à pendage fort au N et des failles à pendage moyen dans leur bordure Sud. L'angle moyen d'ouverture 2θ est de 60° .

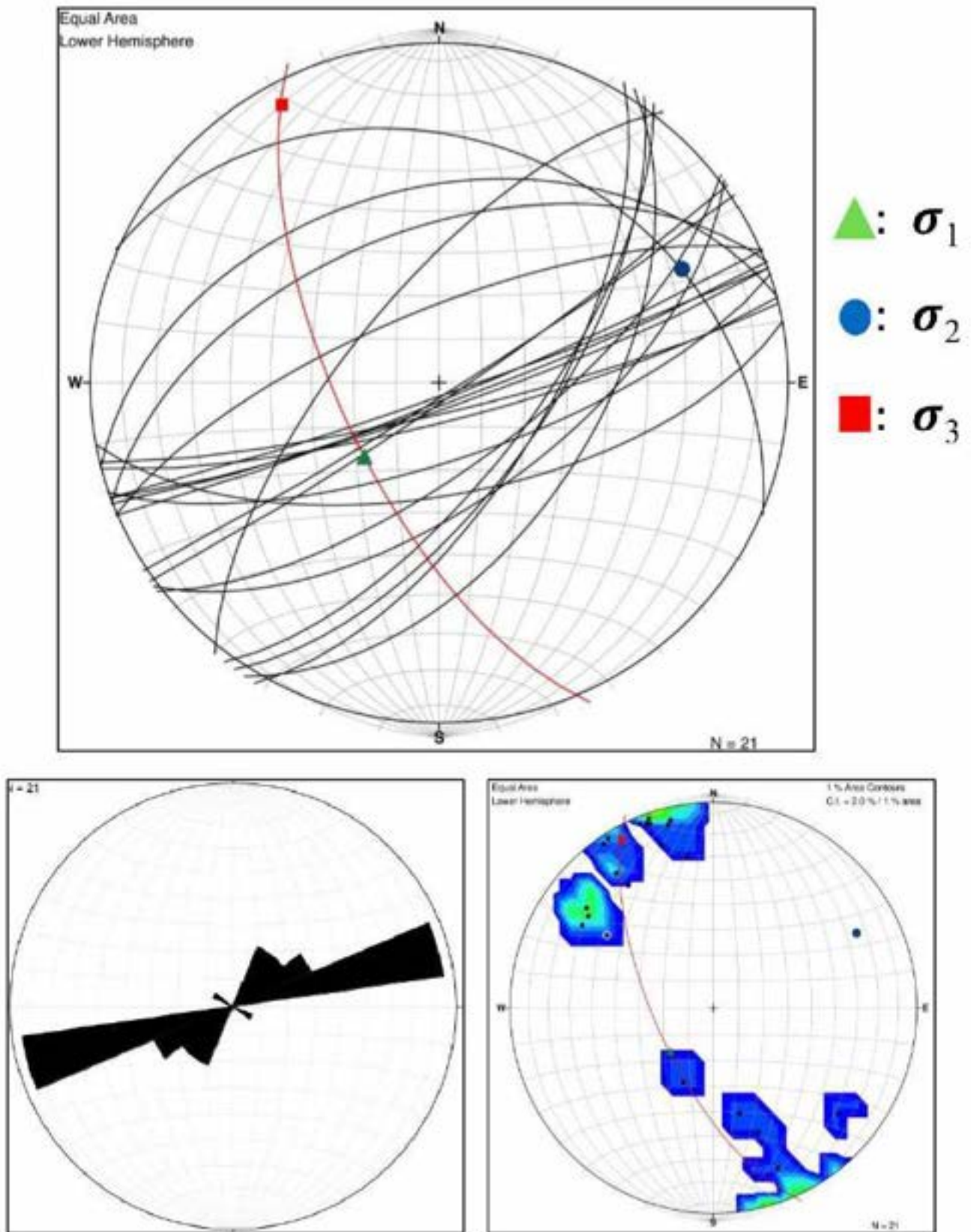


Figure II.2. 20: Géométrie des failles synsédimentaires du sommet de la série schisto-géreuse du Tournaisien (Zone IV-2).

La figure II.2.20 (en haut) montre un ellipsoïde des contraintes différent du précédent (Sous-zone IV-1) : σ_1 : N225, 65 WSW ; σ_2 : N64, 23 ENE ; σ_3 : N331, 07 NNW.

On remarque que :

- σ_1 : s'écarte d'environ 25° de la position verticale, ce qui génère des failles de même direction à valeur de fentes de tension exclusivement dans les failles à rejet S.
- σ_3 : décrit une rotation anti-horaire de 19° mais reste horizontale : ce qui définit une ouverture de bassins sous un mécanisme à tendance transtensive.

Sous zone IV-3

Il s'agit de deux barres minces en onlap au NNE (4m), séparées par des silts ocres et violet qui atteignent une épaisseur d'environ 20m au S ou elles forment une grande barre massive gréso-quartzitique (Figs. II.2.16 et II.2.21). Au contact de la sablière cette barre est interrompue par des failles d'effondrement affectant, en graben, la barre sus-jacente (sous-zone IV-4).

Les failles synsédimentaires à jeu avéré sont au nombre de 21 qui montrent une nette dominance des failles à rejet Sud à Est : 17 (81%) par rapport aux failles à rejet Nord 4 (19%). Les premières montrent des directions allant du NNE-SSW à l'ENE-WSW, alors que les secondes sont constamment ENE- WSW. On distingue deux familles moyennes : - Famille 1 à rejet N : N70,59 NNW ; -Famille 2 à rejet S à E : N51,59 SE. Si les failles sont légèrement sécantes à 20°, leurs pendages moyens se valent pour dessiner des grabens symétriques (comme dans la sous-zone IV-1), avec des angles d'ouverture 2θ de 66°.

L'ellipsoïde des contraintes est ainsi calculé (Fig. II.2.21) : σ_1 : N195, 56 SSW σ_2 : N68, 22 ENE σ_3 : N328, 24 NNW.

Il indiquerait un jeu à composante transtensive si on tient compte d'une part que σ_1 s'écarte de la verticale et présente une direction presque parallèle à de nombreuses failles (6) de la famille à rejet Sud (ouverture en fente). D'autre part que σ_3 se relève de 24° de l'horizontale, générant les failles de la famille 1 (à rejet N) par traction. On peut considérer que le mécanisme d'ouverture est à tendance transtensive.

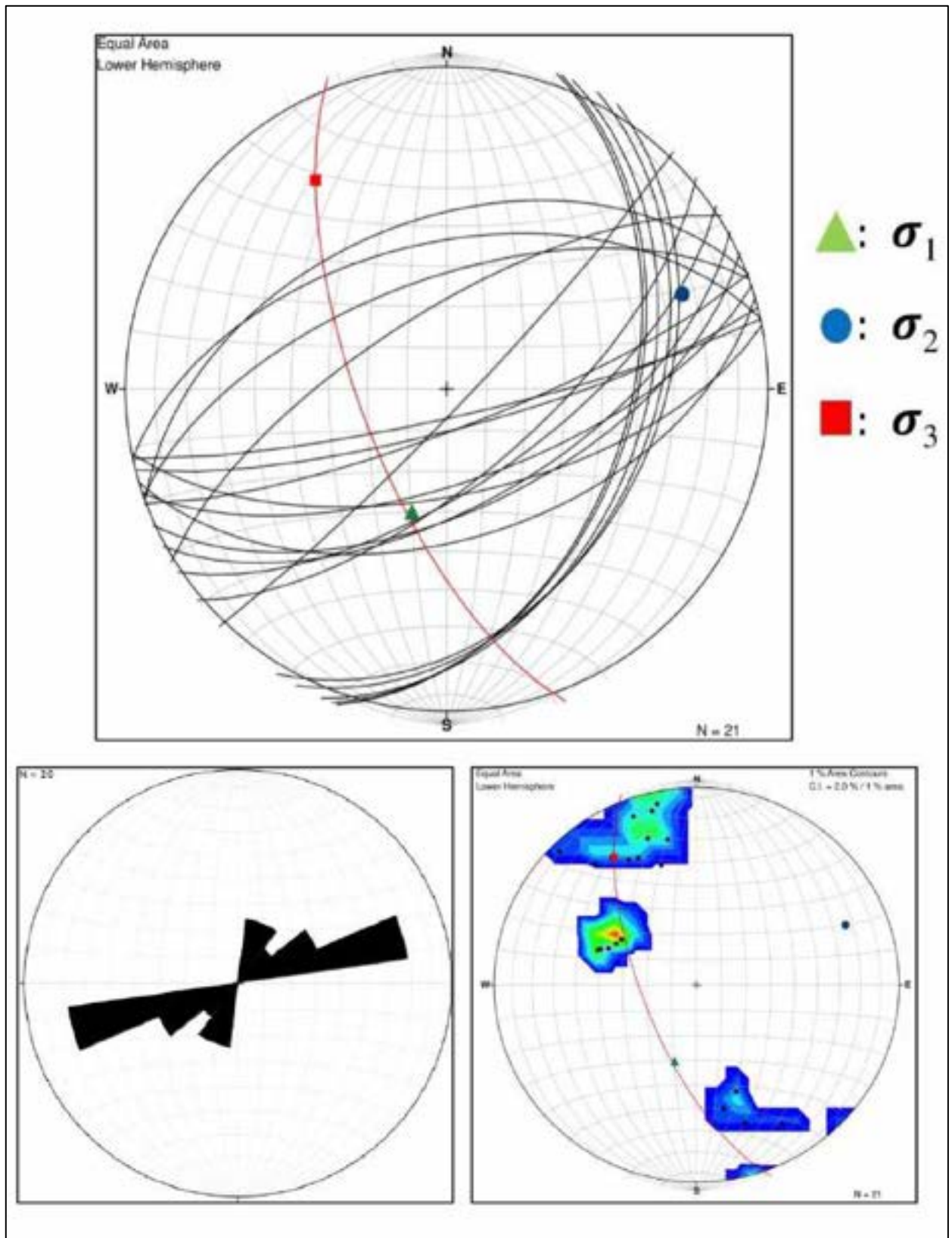


Figure II.2. 21: Tectonique synsédimentaire dans la Sous-zone IV-3.

Sous-zone IV-4

Cette barre massive supérieure montre le même pendage que les barres sous-jacentes : N150,60 ENE (Fig. II.2.1-C). Elle montre explicitement d'importantes manifestations extensives durant le Tournaisien p.p., dont un grand graben, à sa partie Sud (Fig. II.2.2 en haut). Ce graben est limité par des failles listriques concaves à glissement sud, accompagnées de nombreuses failles synthétiques. Les failles à rejets Nord ont des pendages plus forts relativement. Le gradient d'épaississement est de 40m sur une centaine de mètres d'affleurement visible sous les grès et sables plio-quadernaires. Les figures de courant indiquent souvent un flux vers le SE (Fig. II.2.22).



Figure II.2. 22: Exemple de Ripple marks observés au sommet de la barre supérieure (Sous-zone IV-4). Voir localisation de C sur la carte (Fig. II.2.16).

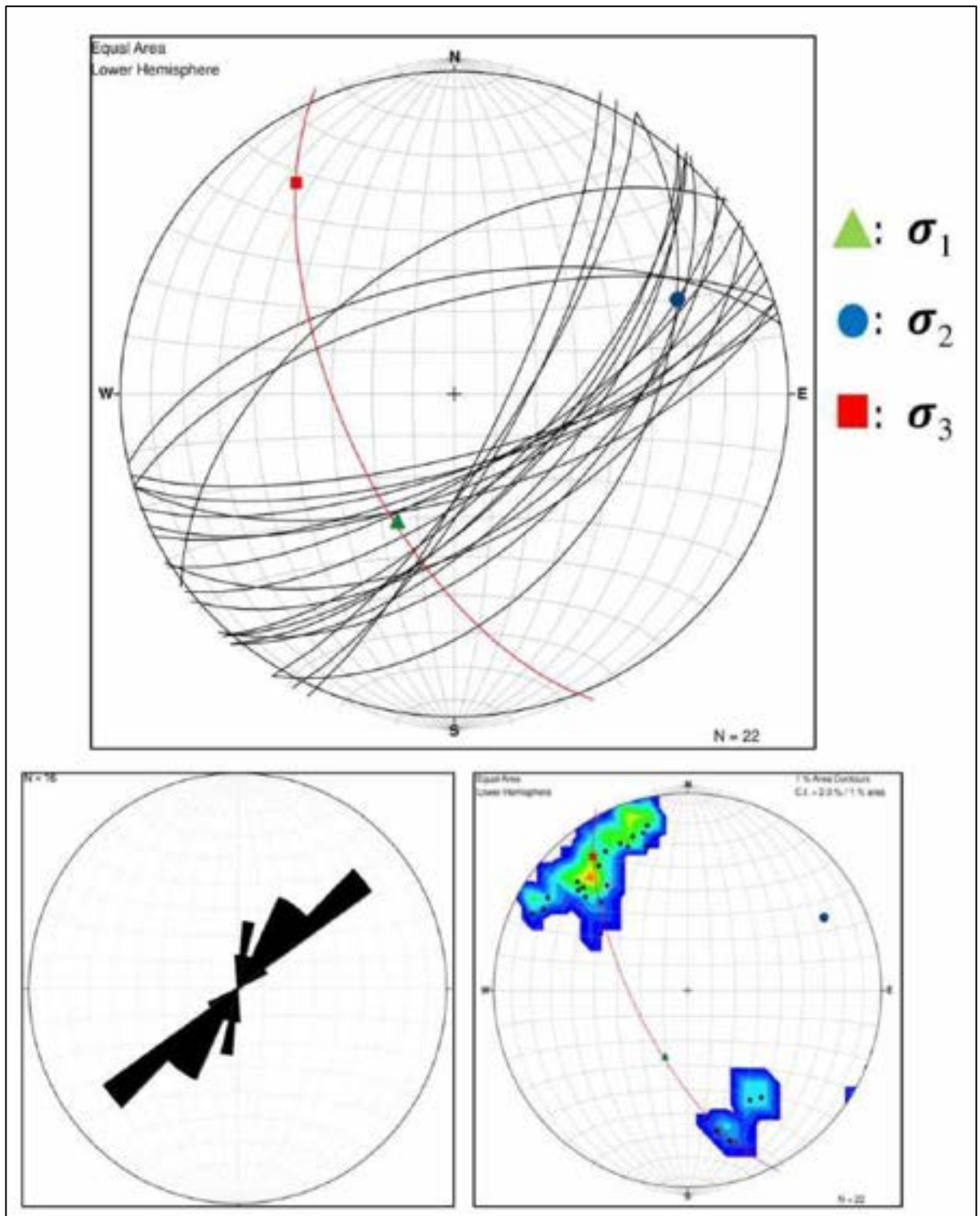


Figure II.2. 23: Failles sysédimentaires du sommet de la zone IV (Sous-zone IV-4).

Les failles extensives cartographiables au 1/1000 ème sont au nombre de 22 qui confirment l'installation de la dominance des rejets Sud à Est : 18 (82%) et 4 (18%) pour les rejets Nord.

Le traitement stéréographique montre des failles presque unidirectionnelles et de mêmes pendages moyens : Fig .II.2.23

-Famille 1 : N67, 60 NNW ; -Famille 2 : N52, 55 SE

Ces deux familles moyennes confirment la constance de l'angle d'ouverture (65°) et la symétrie des grabens durant cette période.

Le calcul des contraintes fournit un ellipsoïde de contraintes à σ_1 non vertical et (σ_2 , σ_3) non horizontales :

σ_1 : N199, 61 SSW ; σ_2 : N62, 22 ENE ; σ_3 : N324, 18 NNW

Cet ellipsoïde indique une ouverture semblable à celle la sous-zone IV-3 : extensive à tendance transtensive.

Conclusion

Les quatre barres de la zone IV, révèlent une évolution de la dynamique synsédimentaire du mécanisme extensif pur (IV-1) vers une ouverture en régime à tendance transtensive au milieu et au sommet (IV-2, 3 et 4): la direction de σ_1 devient régulière de N15 à N45 . Dans ce sens la fréquence des failles augmente ainsi que le pourcentage des failles à rejet Sud (44 à 82%) : les grabens sont généralement symétriques avec un dièdre moyen d'ouverture de 60° à 70°.

CHAPITRE 3 : CONCLUSION ET DISCUSSION

La tectonique synsédimentaire mise en évidence dans la façade atlantique de la Bande de Benslimane, durant le Struno-Tournaisien p.p. est synchrone de la dislocation de la plateforme du Dévonien. Elle a initié l'ouverture des bassins du Maroc Central (Bassin de Sidi Bettache) et de ses bassins bordiers. Les résultats de l'étude structurale des failles synsédimentaires dans l'un de ses bassins se résume dans les conclusions suivantes :

A. CONTRAINTES ET EVOLUTION DE LA GEOMETRIE DU BASSIN DE SKHIRATE (TABLEAU 1) :

-Dans l'ensemble de la série struno-tounaisienne, la contrainte extensive σ_3 oscille à plusieurs reprises entre le NW-SE et le NNW-SSE. La majorité des failles, orientées NE-SW à ENE-WSW, génèrent un approfondissement rapide des séries vers le SSE à SE, ce sens correspondant aux directions des paléocourants mesurées. On note une évolution générale de l'extension à un début de transtension au sommet de la série.

-Quant à la géométrie des bassins, on observe que ces derniers sont dissymétriques à la base et deviennent symétriques vers le haut de la série. Il semble que la symétrie est liée au mécanisme d'ouverture des bassins ; dissymétriques en extension et symétriques en sub-transtension.

-L'évolution du facteur de concentration des contraintes K indique une augmentation graduelle de 1,7 à la base à 3,17 au sommet. Ceci signifié, en première approche, que σ_1 a relativement doublé de valeur par rapport à σ_3 , expliquant par la même, l'évolution de l'extension vers la transtension. Ceci est corroboré par les valeurs de déviateur des contraintes qui diminuent de moitié environ (54,4%), étant plus élevés à la base sous régime extensif et plus faibles au sommet quand l'ouverture a eu lieu sous régime, à tendance transtensive causant plus de fracturation (voir fréquences, colonne 3, tableau 1).

Zones	Failles principales	Fréq	% Rejet S/N	Géométries des Grabens		Contraintes	K	Eigen value	Déviateur
				Symétrique	Dissymétrique				
IV-4	N67,60NNW N52,55SE	22	82	*		σ_1 : N199 61SSW σ_2 : N62 22ENE σ_3 : N324 18NNW	3.1798	S1 = 0.1357 S2 = 0.0507 S3 = 0.8137	-0.68
IV-3	N70,59NNW N51,59SE	21	81	*		σ_1 : N195 56SSW σ_2 : N68 22ENE σ_3 : N328 24NNW	2.9853	S1 = 0.2421 S2 = 0.0357 S3 = 0.7222	-0.48
IV-2	N78,51NNW N58,74SSE	23	71		*	σ_1 : N225 65WSW σ_2 : N64 23ENE σ_3 : N331 07NNW	2.4986	S1 = 0.1693 S2 = 0.0436 S3 = 0.7871	-0.62
IV-1	N78,56NNW N88,51S	16	44	*		σ_1 : N84 83E σ_2 : N260 06WSW σ_3 : N350 00	2.1472	S1 = 0.3605 S2 = 0.0306 S3 = 0.6089	-0.25
III	N72,56NNW N37,63ESE	26	65,4	*		σ_1 : N200 60SW σ_2 : N52 26NE σ_3 : N315 13NW	2.4435	S1 = 0.2968 S2 = 0.0152 S3 = 0.6880	-0.39
II-3	N71,74NNW N52,67,5SE	12	66,7	*		σ_1 : N228 56WSW σ_2 : N66 32ENE σ_3 : N331 09NNW	1.4957	S1 = 0.1931 S2 = 0.0163 S3 = 0.7906	-0.60
II-2	N44,51NW N31,72ESE	16	62,5		*	σ_1 : N202 74SSW σ_2 : N35 16NE σ_3 : N304 03NW	1.9350	S1 = 0.2412 S2 = 0.0449 S3 = 0.7139	-0.47
II-1	N89,48N N67,69SSE	9	44,4		*	σ_1 : N303 66W σ_2 : N73 16ENE σ_3 : N169 18SSE	1.7641	S1 = 0.2936 S2 = 0.0093 S3 = 0.6971	-0.40
I	N65,43NNW N64,77SSE	7	30		*	σ_1 : N331 59NNW σ_2 : N64 02 ENE σ_3 : N155 31 SSE	1.7309	S1 = 0.3096 S2 = 0.0100 S3 = 0.6804	-0.37

Tableau 1: Synthèse des données structurales sur la tectonique synsédimentaire du tounaisien p.p. dans le « Bassin de Skhirate » au nord du bassin de Benslimane.

B. A L'ECHELLE DE LA MESETA OCCIDENTALE :

Dans le contexte mésetien, si les directions NE-SW est NS sont un trait paléogéographique avéré, il est fort envisageable que la virgation, passant par Skhirate, de la Ride Cherrat vers l'aval de l'Oued Ykem, s'inscrit dans ce schéma comme un relai paléogéographique au Dévono-Dinantien (Fig. II.3.1-A) et non seulement comme un couloir de décrochement dextre tardi-hercynien (Piqué et al. 2006).

Les jeux dextres des failles NS et extensifs NE-SW, à l'approche du viséen auraient généré

un bassin de Skhirate en pull apart (Fig. II.3.1-B). Le remplissage Struno-Tournaisien de dépôts détritiques proximaux probablement de lobes deltaïques, initié d'abord sous régime extensif creusant davantage la gouttière de Mdakra-Benslimane. Au viséen, le comblement du ``Bassin de Skhirate`` marqué par les dépôts conglomératiques grossiers coïnciderait avec un climat transtensif naissant avec la mobilisation des accidents limites.

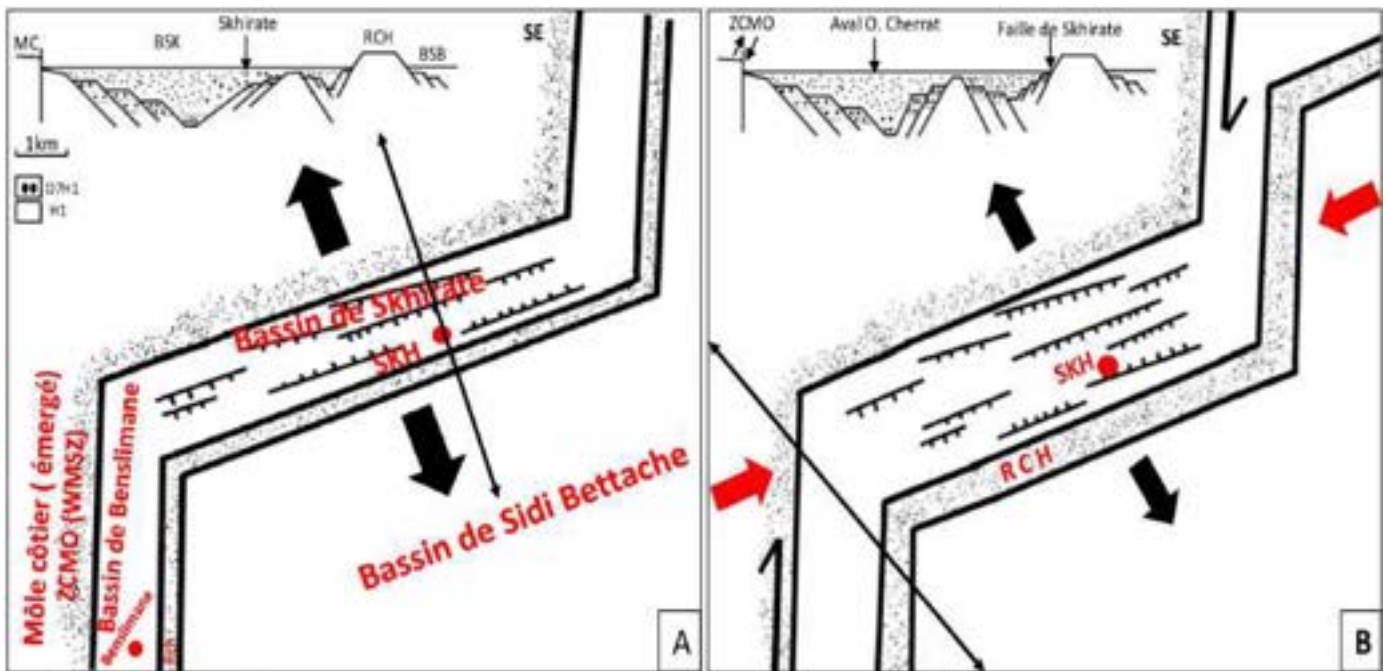


Figure II.3. 1: Représentation schématique de l'évolution de la tectonique synsédimentaire du ``bassin de Skhirate`` au Tournaisien p.p. sur la virgation de la zone de cisaillement de la meseta occidentale (ZCMO), SKH : Skhirate. Stade A : ouverture en extension du bassin de Benslimane et sa terminaison septentrionale (bassin de Skhirate). Stade B : stade d'ouverture à tendance transtensive par la mobilisation du ZCMO en dextre.

Ce schéma paléogéographique est identique à celui proposé par Kholaiq et al. (2015) pour le bassin de Machraa Ben Abbou dans les Rehamna septentrionales, dont l'ouverture a été guidée par l'accident méridien dextre de Foum El Mejaz (branche du ZCMO) et les accidents transverses ENE-WSW aussi dextres. Pour ces auteurs, la création de virgations sur les réseaux NS permet l'ouverture de bassins transversaux en pull apart au viséen supérieur (Figs. II.3.2 et II.3.3)

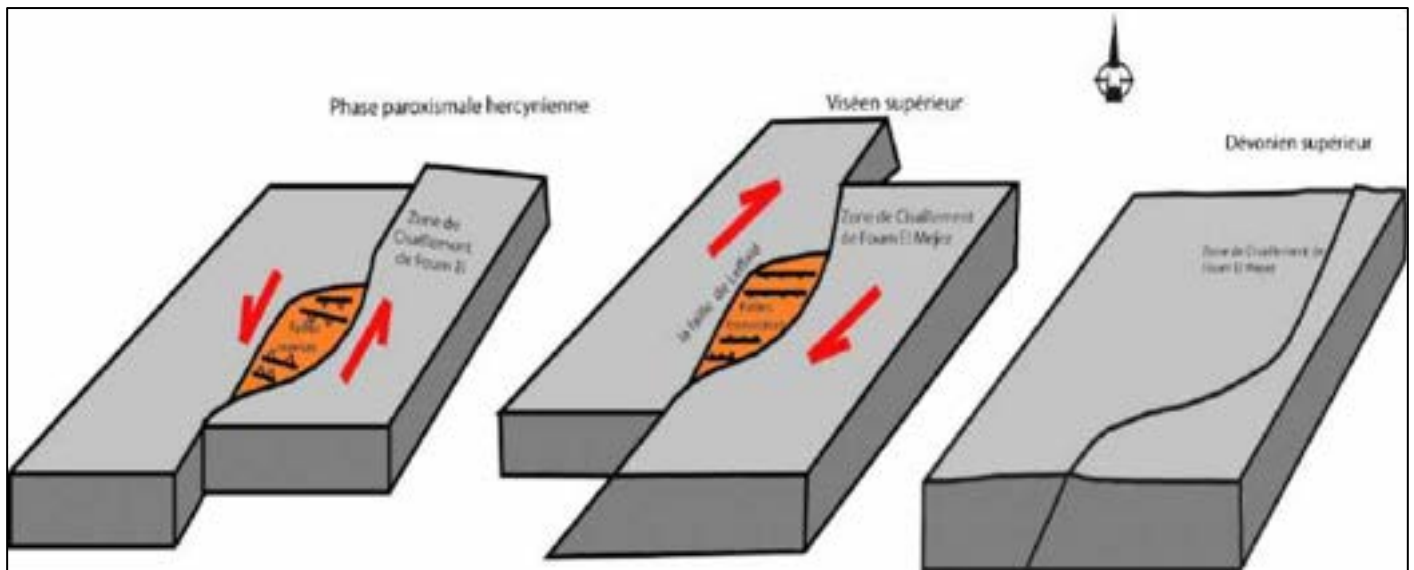


Figure II.3. 2: Modèle de structuration du bassin de Mechraa Ben Abbou lors de l'ouverture et la fermeture (Kholaiq et al. 2015).

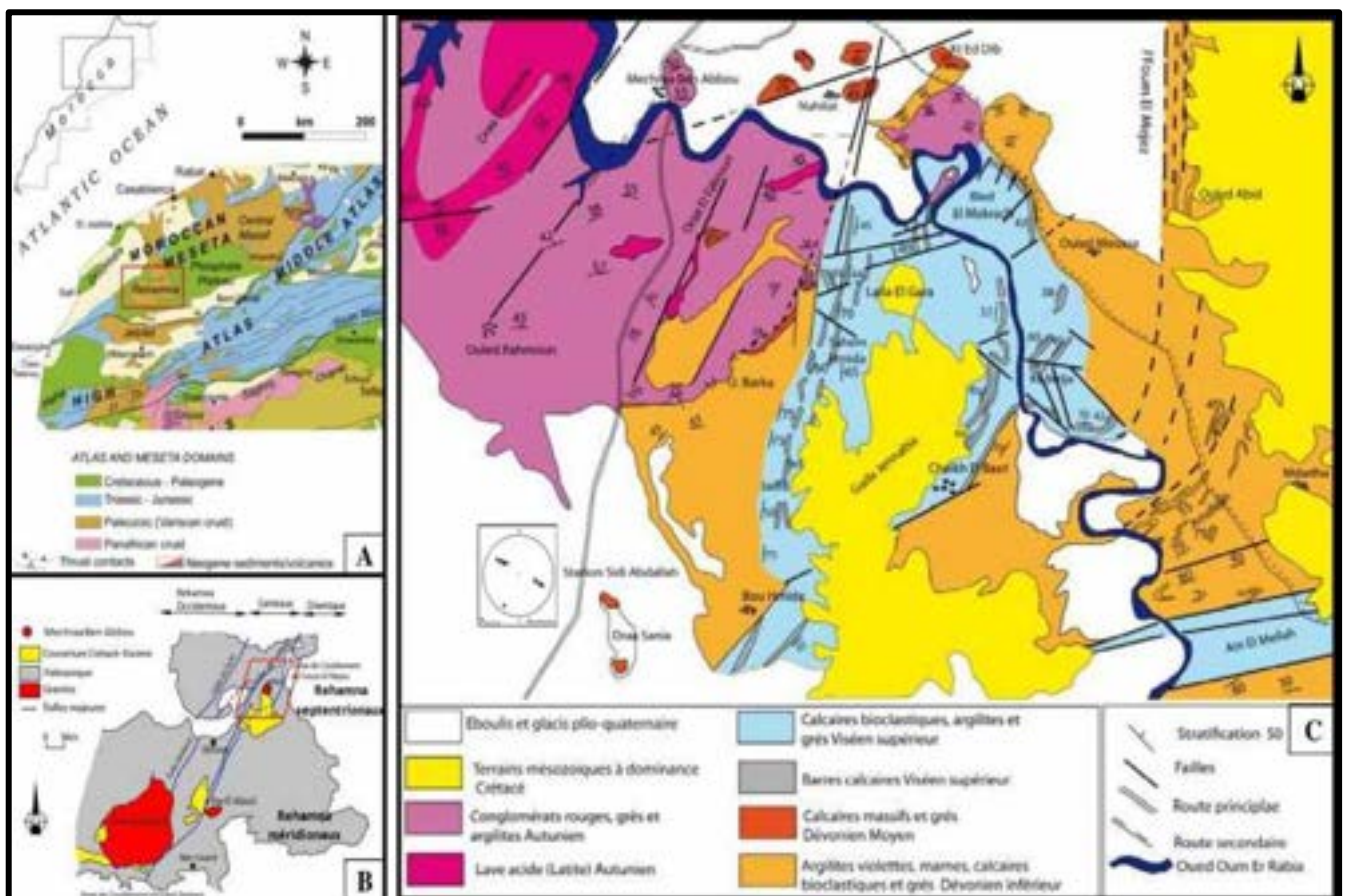


Figure II.3. 3: A- Position des Rehamna dans les boutonnières hercyniennes de la meseta occidentale ; B- Situation du secteur d'étude dans le massif des Rehamna ; C- carte géologique des formations de l'unité de la Gada Jennabia (Kholaiq et al.2015).

A l'Est, dans le bassin de Sidi Bettache, (Lakhloufi 2008) a mis en évidence une tectonique synsédimentaire transpressive à compressive durant le Faméno-Tournaisien et le Viséen supérieur. Durant ce passage, la contrainte σ_1 évolue de l'ENE-WSW à NE-SW, comme établi dans ce travail. Les climats tectoniques différents dans les domaines de la Meseta occidentale, s'expliqueraient par la migration, du SW au NE, de l'onde de dislocation des plateformes carbonatées du Dévonien (Chakiri et al. 2001) : Fig. II.3.4. Ceci est en relation avec probablement avec l'individualisation du bassin de Sidi Bettache entre la Ride Cherrat et les rides hautes du Maroc central.

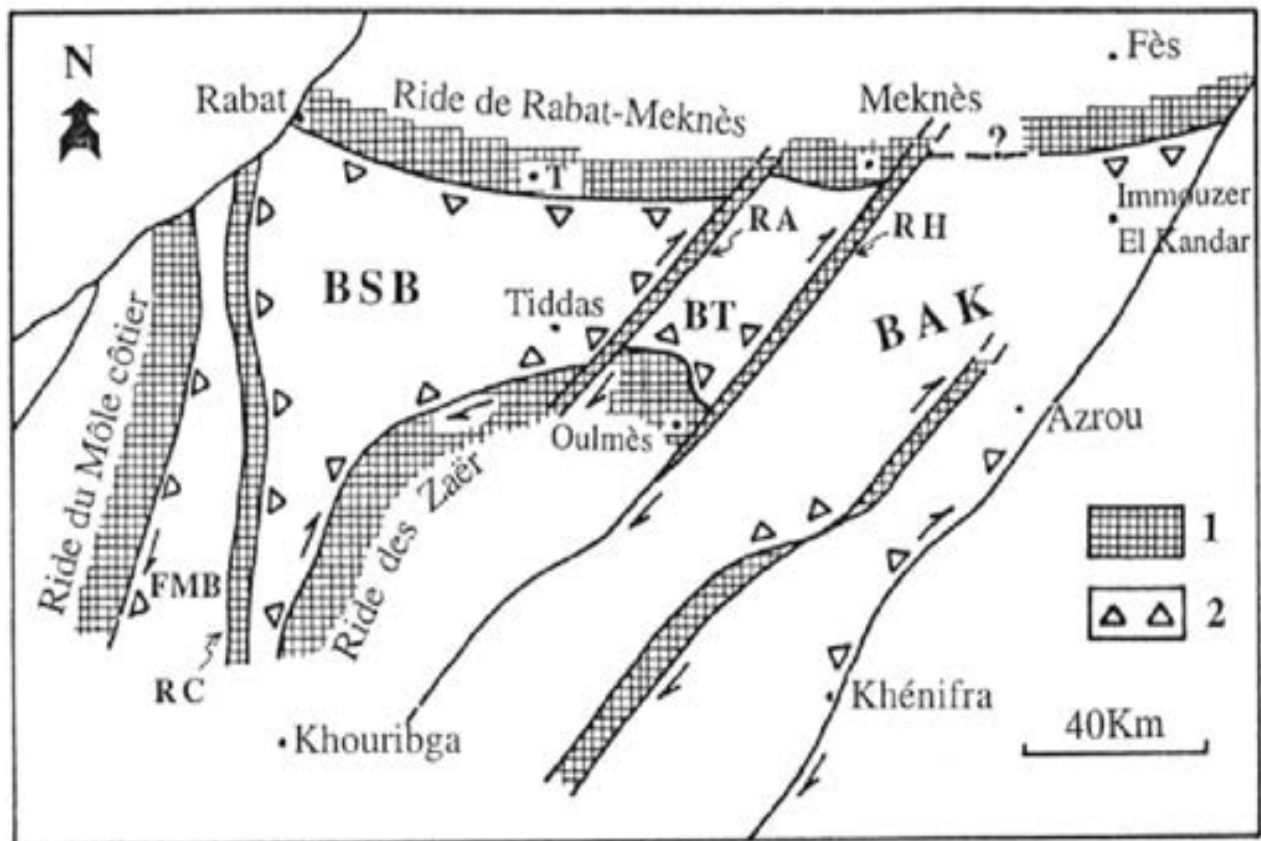


Figure II.3. 4: Paléogéographie du Maroc central au Faméno-Tournaisien. 1, zones émergées ; 2, dépôts chaotiques BAK, bassin d'Azrou-Khénifra ; BSB, bassin de Sidi Bettache ; BT, bassin de Tiliouine ; FMB, fossé de Mdakra-Benslimane ; RA, ride d'Aggettouane ; RC, ride du Cherrat ; RH, ride d'El Hammam ; T, Tiflet (Chakiri et al. 2001).

Partie au Dévonien inférieur des Rehamna (Cornee et al. 1990 et El Kamel et al. 1992), elle atteint le cœur du Maroc Central (Bassin de Sidi Bettache) au Faméno-Tournaisien (Lakhloufi 2008) et arrive en ondes centrifuges, au Tournaisien dans les bordures de ce Bassin : Bassin de Skhirate, à l'Ouest (ce travail), Bassin de Tiliouine au Nord (Tahiri 1991) et le bassin d'Azrou-Khenifra à l'Est (Bouabdelli & Piqué. 1996).

L'ouverture de ces bassins de la Meseta occidentale serait un lointain écho de la phase bretonne entrée en activité à la même époque dans la Meseta orientale (Accotto et al. 2020) avec un serrage schistogène équatorial à vergence W qui s'amortit par une tectonique tangentielle dans la zone axiale du Maroc central (Hoepffner, 1987).

C. COMPARAISON AVEC LES DOMAINES GONDWANIENS, ALLEGHANIENS ET VARISQUES

1. LE CRATON OUEST-AFRICAÏN

L'évolution extensive puis transtensive, durant le Dévono-Carbonifère, mise en évidence dans ce travail, a été aussi observée sur les domaines intracratoniques au cœur du Gondwana, tel le bassin du Tim Mersoï du Nord Niger (Konaté et al. 2007). La structuration de ce bassin, du Dévonien au Viséen supérieur, a été marquée par une dynamique extensive pure à σ_3 orientée E-W à N150, qui a mobilisé en rejet vertical, les réseaux ENE-WSW de Tin Adrar notamment. Ces derniers, lors de la transtension au Viséen terminal (σ_1 : N25 et σ_3 : N115), vont rejouer en décrochements senestres alors que les accidents N30 (Madaouéla) seront activés en normal senestre (Figs. II.3.5 et II.3.6).

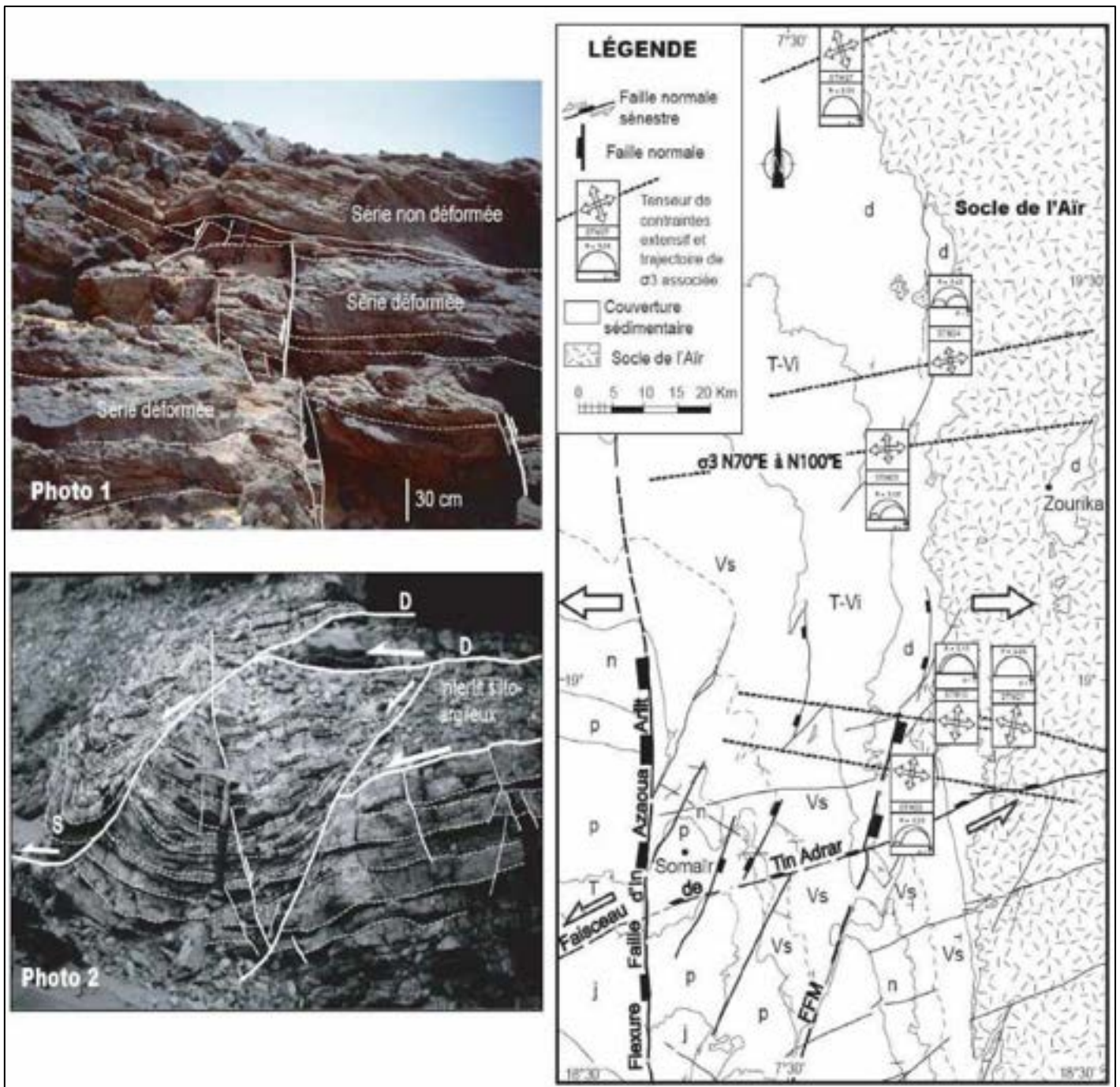


Figure II.3. 5: Photo 1-Système de microfailles normales synsédimentaires dans les dépôts dévoniens, Photo 2-Plis gravitaires "collapse structure" dans le Viséen supérieur (Unité d'Akokan) D : décollement gravitaire ; S : synclinal dysharmonique d'axe N70°E ; Carte des Champ de paléocontraintes relié à la phase extensive dévonnaise à allongement N70° à N100°E (Konaté et al. 2007).

Age des épisodes	Direction des contraintes	Jeux des accidents majeurs
Viséen Terminal (syn-Guézouman) Phase de transtension		
Viséen Supérieur (syn-Unité d'Akokan) Phase d'extension		
Viséen Supérieur (syn-Talak)		
Dévonien Phase d'extension		

Figure II.3. 6: Tableau montrant l'évolution des paléochamps de contraintes dans la série dévono-dinantienne du bassin de Tim Mersoï (Konaté et al. 2007).

2. DANS LES APPALACHES MARITIMES DE NOVA SCOTIA (CANADA)

La chaîne des Appalaches structurée pendant les phases acadienne et alléghénienne (varisque), sillonne toute la bande orientale du continent Nord-Américain. Leur terminaison NE présente de nombreuses similitudes stratigraphiques et structurales avec les hercynides marocains (Fig. II.3.7). Au sud, le terrane de Meguma, constitué de terrains du Paléozoïque

inférieur, est l'équivalent du Môle Côtier et/ou du bloc Sehoul. Au nord, les bassins maritimes d'Avalonia sont constituées du Groupe Horton (Teniere et al. 2005) et du Groupe Windsor (Martel et Gibling. 1995) à terrains du Dévonien supérieur-Viséen. Meguma est séparée d'Avalonia par l'accident transcurrent EW dextre de Cobequid-Chedabucto (CCFZ) (Waldron et al. 2007) et (Waldron et al. 2015) (voir figures II.3.7 et II.3.9).

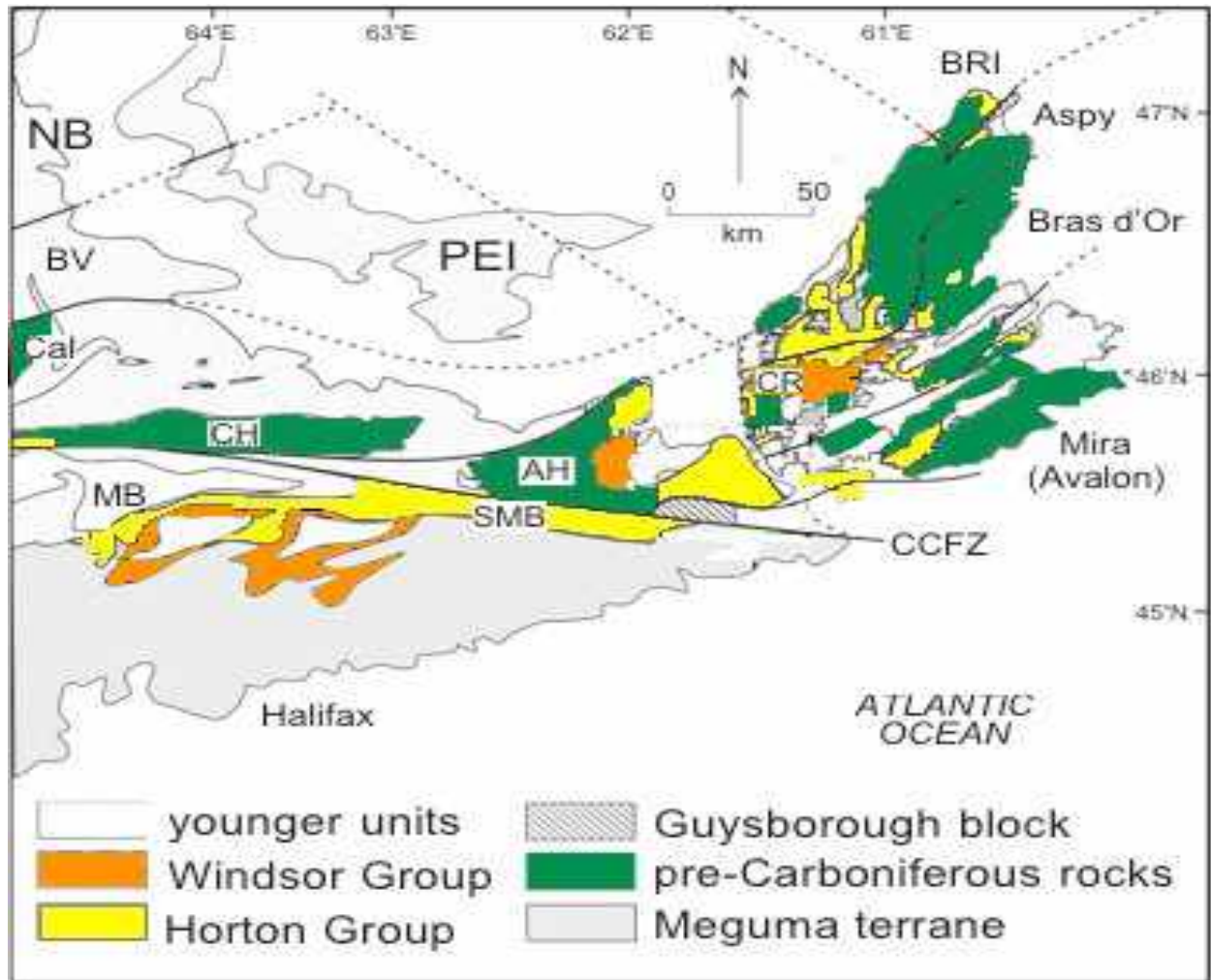


Figure II.3. 7: carte géologique simplifiée de Nova Scotia montrant la naissance de bassins Fameno-Tournaisiens du Groupe Horton (Keppie. 2000 et Barr et al.1998) : équivalents du bassin de Benslimane, sur les décrochements dextres EW de Cobquid-Chedabucto (CCFZ) et les accidents dextres NE-SW de type Bellisle Fault et Cabot Fault : AH, Antigonish Highlands ; BRI, Blair River inlier; BV, Brookville terrane; Cal, Caledonia terrane; CCFZ, Cobequid-Chedabucto fault zone; CH, Cobequid Highlands; CR, Creignish Hills; MB, Minas Basin; PEI, Prince Edward Island; NB, New Brunswick; SMB, St. Marys Basin. (d'après Cormier et al. 1995. in Teniere et al. 2005, modifié).

Le cisaillement CCFZ aurait fonctionné en faille transformante durant les phases tardi-acadiennes (Waldron et al. 2015). Dans son extrême Est, il prend une direction NE-SW dans la baie Fundy parallèlement aux Caledonia Highlands du Maine.

-Au Nord, le groupe Horton (en jaune), équivalent de la Bande de Benslimane, s'est déposé à partir du Famennien supérieur dans un contexte transtensif (Teniere et al. 2005) avec la mise en place du bloc Meguma par coulissement dextre sur la CCFZ, suivie d'une exhumation rapide de 8 à 10 Km. Ceci explique l'installation d'environnements fluvio-lacustres au Nord, nourris dans ce sens par des sédiments issus du Meguma. Contrairement aux paléo-courants vers le S à SE dans la Meseta NW, ceux du Groupe Horton montrent des écoulements N à NW et un approfondissement général dans ce sens, activé par l'effondrement des failles satellites de la CCFZ et des failles extensives NW-SE permettant l'installation au Viséen du groupe Windsor (Martel & Gibling. 1995), équivalent transrhéique de la partie supérieure de la Bande de Benslimane (BBS), et du bassin subsident de Sidi Bettache (BSB). En outre, la proximité de ces domaines est fortement suggérée par la structuration hercynienne-alléghénienne dans un contexte synchisteux compressif et transtensif de type S-C

3. DANS LES VARISCIDES DU SW DE L'EUROPE

Dans le massif armoricain, Cartannaz et al (2005) ont démontré la naissance en pull apart de bassins losangiques famenno-tournaisiens sur les cisaillements Sud-Armoricains NNW-SSE dextres.

Pour Shelley & Bossiere (2000) et Ribeiro et al (2007), l'ensemble des variscides du SW de l'Europe a été déformé au Dévonien terminal et au Carbonifère inférieur par des tectoniques résultant d'un régime transpressif sur cisaillements dextres EW et NE-SW : les blocs Laurentia- Baltica et Iberia se déplacent vers l'Est et/ou le NE par rapport au Gondwana (Fig. II.3.8).

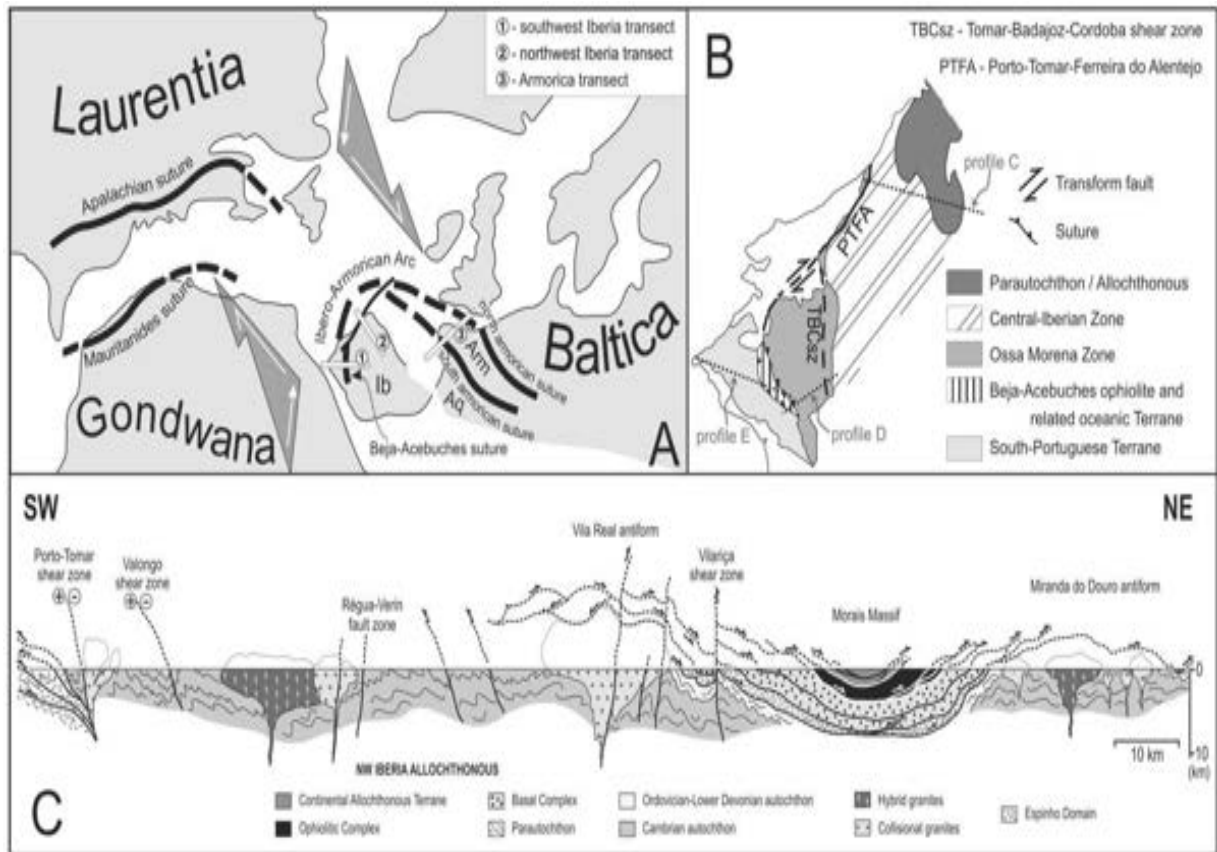


Figure II.3. 8: A-Orogènes variscan périatlantiques produits par transpression dextrale : emplacement des sutures et transects sélectionnés. B-Terranes, sutures, transformations, complexes allochtones et zones tectoniques à l'intérieur du terrane ibérique de l'Ibérie occidentale. C-Profil géologique des complexes autochtones et allochtones du nord-ouest de la péninsule ibérique dans la vallée du Douro (d'après Rodrigues et al., 2006. ; Ribeiro et al.,2006).

4. SCHEMA PALEOGEOGRAPHIQUE PROPOSE

Au terme de cette discussion, les bassins famenno-viséens semblent avoir le trait commun de s'être individualisés en pull apart sur des relais cisailants dextres NS, EW et NE-SW. La particularité réside dans la dynamique de leur ouverture : en transtension-transpression dans les domaines péri-gondwaniens et en extension-transtension dans les domaines gondwaniens au sud (Fig. II.3.9).

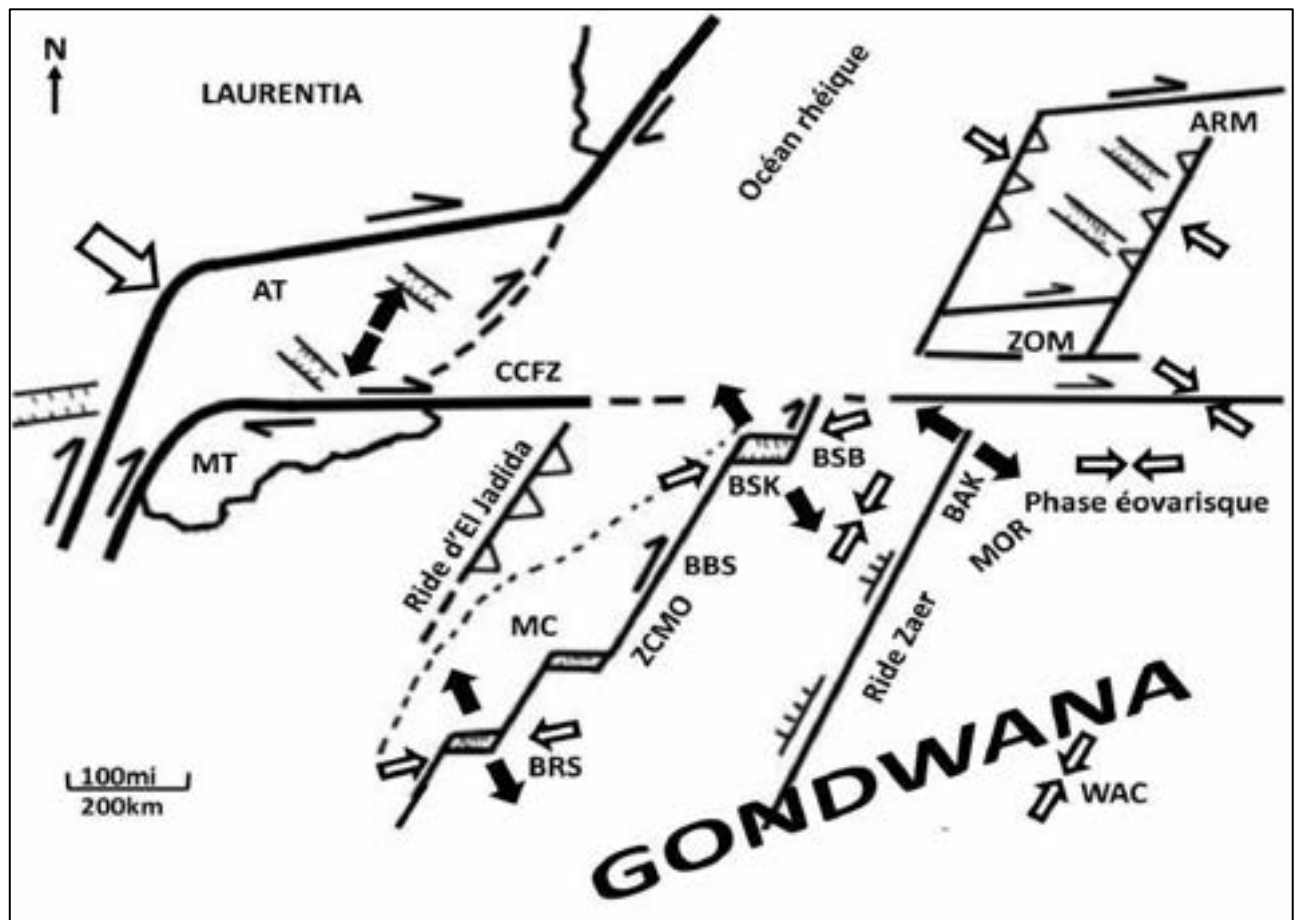


Figure II.3. 9 : Reconstitution paléogéographique au Tournaisien p.p. des bassins en pull apart sur les accidents, EW dextres et NE-SW : AT : Terrane d'Avalonia ; MT : Terrane de Meguma ; CCFZ : Cobequid-Chedabucto Fault Zone ; MC : Môle côtier ; BRS : Bassin des Rehamna septentrionales ; BBS : Bassin de Benslimane ; BSK : Bassin de Skhirate ; BSB : Bassin de Sidi Bettache ; MOR : Meseta orientale ; ZCMO : Zone de cisaillement de la Meseta occidentale ; WAC : craton ouest-africain ; ZOM : zone d'Ossa Morena ; ARM : Armorica.

PARTIE III

ANALYSE MICROTTECTONIQUE ET STATISTIQUE DES DEFORMATIONS HERCYNiennes DE LA PARTIE NORD DE LA BANDE DE BENSLIMANE

**PREUVES DE L'ALTERNANCE DE TECTONIQUES
DUCTILES, SEMI-FRAGILES ET FRAGILES DANS UN
CONTEXTE DE ROTATION HORAIRE DU
RACCOURCISSEMENT**

INTRODUCTION

Dans cette partie on traitera les études structurales focalisées sur la bande atlantique de Skhirate. Il s'agit d'une ceinture NE-SW, dont la ville de Skhirate occupe environ le centre, cadrée par les avals des Oueds Cherrat, à l'Ouest, et Ykem à l'Est et l'Océan atlantique au Nord.

Du point de vue géomorphologie structurale, la faible épaisseur du pli-quaternaire dunaire permet de cartographier les grands traits structuraux du socle hercynien qui affleure dans les escarpements côtiers (Skhirate plage), les lits des Oueds et sur des plateaux dénudés, comme à Ain Arroz au SE de Skhirate. La topographie est marquée par les directions structurale NNW-SSE dominantes correspondant à la fois aux directions des strates et aux cisaillements décrochant. Ainsi, de l'ouest vers l'est, on a la succession de reliefs en rides étroites sur les barres quartzitiques compétentes et des dépressions larges sur les schistes et siltites incompetentes. On citera ici la ride d'Al Fratit NNW-SSE qui atteint Kasbat Skhirate au niveau de la route côtière R322 et qui atteint la côte rocheuse à l'ouest du port de pêche de skhirate (barres de la zone IV, voir partie II). Ces reliefs d'incision sont recoupés perpendiculairement par la côte atlantique vers laquelle il y'a un abaissement progressif d'altitude.

A l'est de la ride d'Al Fratit, la dépression de Mhajjer de même direction est occupée par des terres arables et de pépinières grâce à la grande épaisseur d'argiles et de sols quaternaires. Cette dépression aboutit à la plage de Skhirate exactement au niveau de la dépression synclinale occupée par l'île de Skhirate. Vers l'est, les rides s'estompent par la nette dominance des schistes qui affleurent à l'approche de l'aval de l'oued Ykem adossés à la puissante cuirasse carbonatée du Dévonien de la ride Cherrat de l'embouchure de l'oued Ykem.

Du point de vue structural la ceinture NE-SW de la terminaison nord de la Bande de Benslimane est limitée à l'ouest par la zone de cisaillement de la Meseta occidentale (ZCMO ou WMSZ) la séparant des séries cambriennes du Môle côtier, au Sud et l'Est par la Ride calcaire de Cherrat. Les terrains étudiés dans ce secteur sont d'âge Famennien terminal (ou Strunien d7h1), Tournaisien p.p et Viséen sup. Dans la littérature cette bande a été peu étudiée dans le détail. On retrouve notamment des mesures ponctuelles effectués dans les oueds, dans les barres quartzitiques (d7h1) ou dans les schistes du Viséen de Chiahna à l'ouest de l'embouchure de l'oued Ykem.

CHAPITRE 1 : SECTEUR DE KASBAT SKHIRATE

Ce secteur comprend les parements nord et sud de la route côtière R322 reliant Skhirate et Bouznika, au niveau de la caserne de Kasbat Skhirate (Fig. III.2.1).

La série du Tournaisien p.p d'aspect monoclinale N155,40ENE, montre là aussi une alternance de barres massives grés-quartzitiques strato-croissantes avec des argiles, pélites et des grés argileux. Le grand contraste de compétence, à l'intérieur de cette série permet l'expression à la fois de la tectonique fragile et de la tectonique ductile durant le cycle hercynien et le Trias.

A. DEFORMATION DUCTILE

Sur les parements nord (X : 33.862420 ; Y : -7.060979), des bancs grés-argileux sont affectés d'une ondulation souple de plissement synschisteux d'axe N50 à N60, 34 NE (Fig.III.1.1). Ces plis P1 sont droits, isopaques et à grand rayon de courbure affectés de schistosité planaire de plan axial, de même direction que leurs axes. Le plissement est de type flexion-glisement par déformation de la charnière. L'extrados est affecté de fentes de tension qui laissent place à une schistosité stylolithique pénétrative à l'intrados, parallèle à l'axe du pli, les fentes d'extrados montrent parfois un écoulement par des bandes non planaires de dissolution stylolithiques N-S (Ps_2) postérieures au plissement synschisteux P1 (Fig.III.1.1-B).

Ces plis sont nettement repris par un autre plissement P2 d'axe approximatif méridien, dont on voit uniquement le flanc Ouest.

Ce site est affecté par des décrochements dextres tardifs N90, 75N à N100,90 déformant souvent la schistosité Ss_1 en crochons en contact des plans de failles.



Figure III.1. 1: A-plissement synschisteux d'axe ENE-WSW dans les grés argileux Tournaisiens de Kasbat Skhirate ; B- détail de reprise des fentes liées au plissement par une dissolution postérieure.

Chronologie du site

1. Plissement synschisteux P₁, S₁ ; σ_1 : N140 à N150 avec schistosité pénétrative
2. stylolites équatoriales non pénétrative ; σ_1 : NS
3. fente de tension
4. plissement d'axe N-S P₂ ; σ_1 : E-W
5. décrochement E-W dextres ; σ_1 : NW-SE

1. LA SCHISTOSITE DE DISSOLUTION SS_1 ET DE CRENULATION S_2 :

Dans les bancs gréseux dont l'épaisseur ne dépasse pas 60cm et plus riches en argile, la schistosité S_1 est fortement pénétrative, non plane et coalescente. L'analyse détaillée montre qu'elle est de nature micro-stylolitique avec des pics pointus perpendiculaires aux plans de dissolution stylolitique d'orientation moyenne E-W (N106 dans le banc de la figure III.1.2).



Figure III.1. 2: phases de schistosité S_1 et S_2 de crénulation dans un banc gréso-pelitique du Famennien sup de Kasbat Skhirate.

La schistosité stylolitique S_1 est reprise dans ce site par une schistosité continue de crénulation Sc_2 : N150, 75 E, la linéation de crénulation Lc est presque NS ; Lc : N174, 60 N.

Cette seconde phase de schistosité ne semble pas s'accompagner de dissolution tectonique. Ce site montre et confirme en définitive, que la schistosité SS_1 est de nature micro-stylolitique et le siège d'une importante dissolution tectonique, ce qui explique le grand volume de silice cristallisé dans les fentes de tension qui traversent la série. Le liquide de dissolution tectonique

lors de cette phase de compression schistogène a probablement cristallisé in situ dans les fractures extensives naissantes.

2. STYLOLITES STRATIFORMES S_{s0}

Au NW de la coupe 1, les grès quartzites violet clair (S_0 : N130, 40NE) en petits bancs de 3 à 20 cm montrent les mêmes plissements P1 isopaques ouverts à grand rayon de courbure d'axe : N124, 18SE et de plan axial N125, 40SW (Fig. III.1.3).

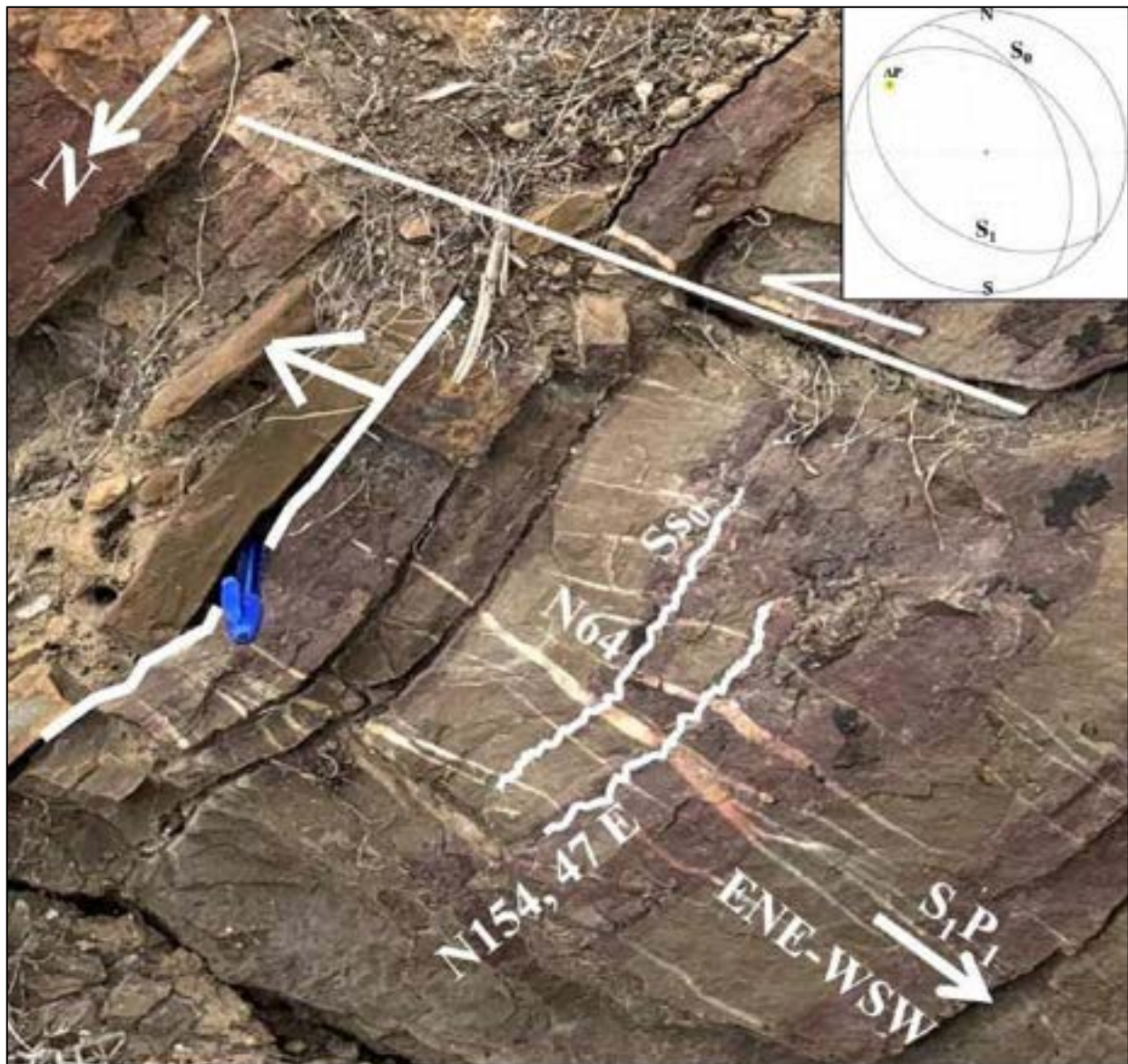


Figure III.1. 3: Ondulations ouvertes des plis P1 affectant les stylonithes stratiformes S_{s0} et traversés par des fentes de tension en flammes.

Les bancs ondulés sont parallèles à un débit stylonitique plus ou moins pénétratif stratiforme, repris par le plissement synschisteux responsable du débit schisteux S_{s1} d'axe: N65, 05ENE et

basculement moyen des couches plissées vers l'Est : S_0 moyen : N154, 47ENE. Ces joints stylolithiques stratiformes rappelle fortement celle qui affecte le Trias-Lias de la dorsale calcaire rifaine.

Les stylolites Ss_0 et les plis P_1 sont affectés de fentes de tension perpendiculaires en flammes presque N64, postérieures au plissement synschisteux (Fig. III.1.3). Donc à retenir que Ss_0 est la plus ancienne des manifestations de dissolution dans ce secteur.



Figure III.1. 4: Axes P1 verticalisés par la reprise des Plis P2.

Les axes sub-horizontaux des plis P_1 synschisteux qu'on a observés dans le secteur de Kasbat Skhirate, sont parfois verticalisés par les plis P_2 et par d'importants décrochements qui hachent la série : les axes P_1 : N85 à N110 montrent des plongements allant de 35 E à 65° E: Fig. III.1.4.

3. SCHISTOSITE STYLOLITIQUE Ss_1 ET DISSOLUTION TARDIVE

La schistosité stylolitique Ss_1 pénétrative est décalée par une seconde famille de plans stylolitiques non pénétratifs et planaires. C'est le cas de la figure III.1.5 qui représente un site où Ss_1 orientée N50 avec des micro-colonnes perpendiculaires N138, est décalée par dissolution par des surfaces stylolitiques N88 à pics N178, deuxième phase stylolitique.



Figure III.1. 5: Phases stylolitiques S_1 et S_2 dans les grés rouges de Kasbat Skhirate.

Chronologie :

1. Compression schistogène σ_1 : NW-SE
2. Compression non schistogène σ_1 : N-S (stylolithes)

4. INTERACTION DES PLIS P1 ET P2 (X : 33, 8611044 ; Y : -7, 0632541)

Les plis synshistieux P₁ (Fig. III.1.1) arrondis et à axe quasi ENE-WSW à EW sont nettement repris par des plis P₂ métriques droits et à axe relativement pointu (angle d'ouverture 30° à 45°) : Fig. III.1.6, les plis P₁ à direction unique dans les bancs monoclinaux, ont ici un pendage de plan axial soit vers l'Est soit vers l'Ouest sur le transect de la coupe. On imagine une structure 3D en panier à œufs en creux et dômes comme sur la plage de Skhirat : ceci explique la grande dispersion de la stratification et la schistosité de dissolution Ss₁.

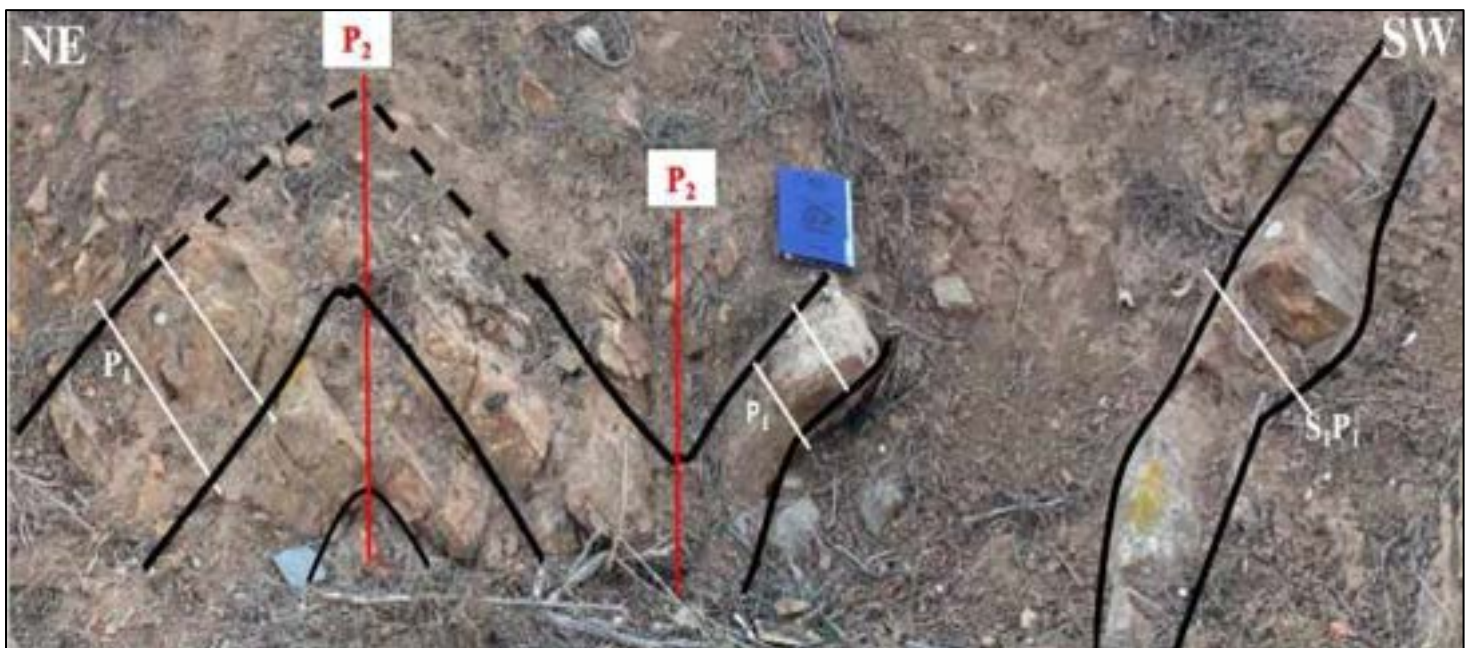


Figure III.1. 6: phase de plissement P₁ et P₂ dans les grès et schistes du Tournaisien p.p du Kasbat Skhirate (voir aussi fig. III.6.1.c).

Sur le flanc E de l'antiforme P₂ on observe toutes les microstructures réunies avec en plus des fentes en échelon conjuguées N105 et N50 indiquant une compression d'axe principal $\sigma_1 = N75$ liée au plissement P₂.

Chronologie :

- 1- Ss₀ σ_1 : perpendiculaire aux strates
- 2- P₁, Ss₁ axe \pm EW σ_1 : horizontal NS
- 3- P₂ axe \pm NS + fentes σ_1 : horizontal EW

5. FABRIQUE Ss_0 , Ss_1 , ET L_{0-1}

Au point (X : 33.860893 , Y : -7.064066), un affleurement a permis d'appréhender la géométrie des éléments structuraux : en l'occurrence les deux schistosités de dissolution Ss_0 et Ss_1 et leur linéation d'intersection L_{0-1} : Fig. III.1.7.

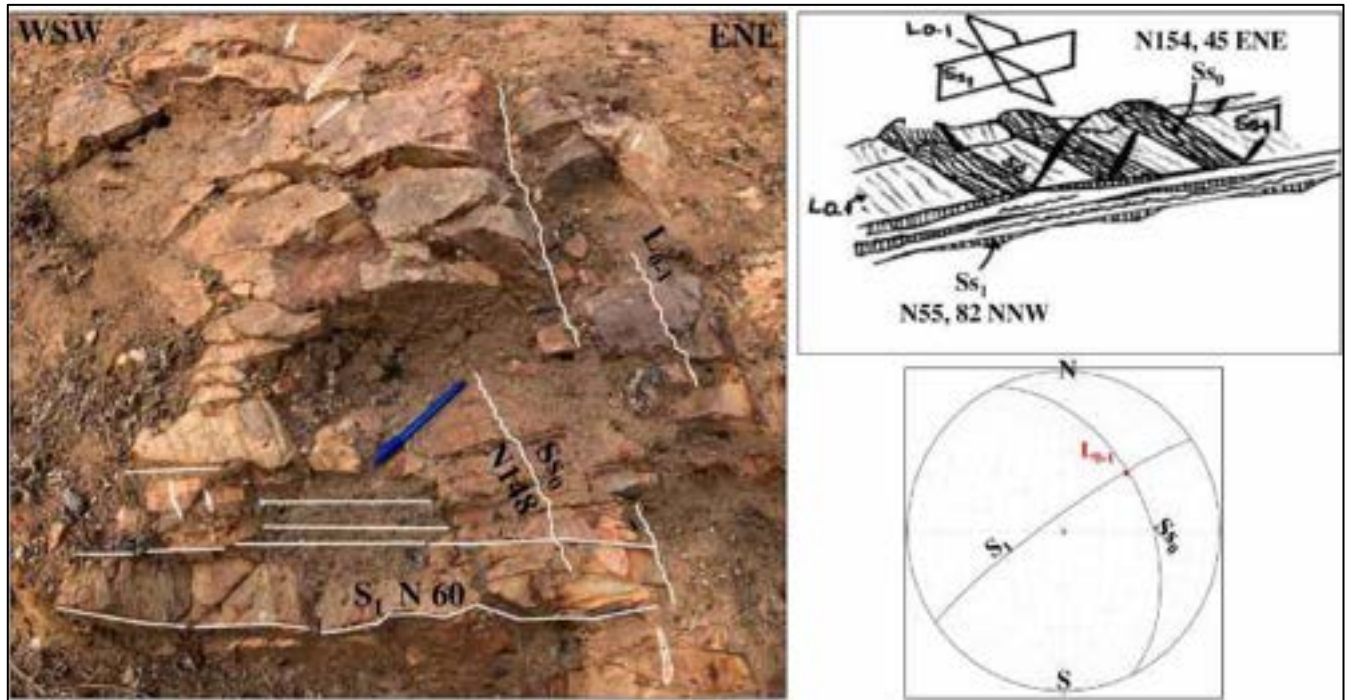


Figure III.1. 7: Aspect de la fabrique Ss_0 et Ss_1 et L_{0-1} avec la tectonique de pression-dissolution.

La schistosité de fracture espacée de type dissolution Ss_1 N55 à N60 décale la schistosité de dissolution stratiforme Ss_0 : N148 à N154, 45° à 60° ENE. La linéation d'intersection L_{0-1} entre les schistosités Ss_0 et Ss_1 (Fig. III.1.7) est de même direction que Ss_1 sub-verticale et d'inclinaison moyenne vers l'ENE ; N58,52ENE.

Dans le détail Ss_1 semble être associée à des fentes de tension de même direction que σ_1 : N150 et recoupée par des microfractures décrochantes conjuguées N20 et N130 qui fournissent une contrainte de raccourcissement σ_1 : N00. A noter que les microfractures montrent souvent un aspect dentelé stylolitique à pics obliques qui s'apparente à un continuum dissolution-cisaillement lors du raccourcissement précoce méridien.

Chronologie :

- 1- Ss₀ : débit stylolitique pénétratif stratiforme correspondant à un raccourcissement amincissant vertical affectant la pile sédimentaire à l'état horizontal post-diagénétique σ_1 : vertical.
- 2- Ss₁ : schistosité de fracture espacée de type dissolution orientée ENE-WSW dans ce secteur associée à des fentes de tension σ_1 : N150
- 3- Microfractures coulissantes conjuguées à faible rejet σ_1 : N00.

B. DEFORMATION FRAGILE HERCYNIENNE ET TARDIVE

Si la tectonique ductile a été accessible dans ce secteur malgré l'exiguïté des affleurements de Kasbat Skhirate, la tectonique fracturante l'a été moins car en coupe on perd de vue toutes les structures planaires parallèles. Néanmoins les quelques observations ponctuelles ont fourni d'importantes données sur la géométrie, la chronologie relative avec les structures souples et l'enchaînement des contraintes. La majorité des failles mesurées sont normales extensives tardives.

L'exemple le plus édifiant de cette déformation discontinue est observable sur le côté SE de la route R322 où 3 familles décrochantes à géométrie variable cisailent des bancs de grès orientés N154, 34ENE :

- Failles à jeu inverse senestre de direction moyenne N65, 52NNW, à stries marquées par des cristallisations ferrugineuses à strie : N30, 36 NNE.

Le traitement stéréographique de cette famille fournit l'ellipsoïde de contraintes suivants : σ_1 : N03, 04S ; σ_2 : N86, 60E ; σ_3 : N94, 30W : (Fig. III.1.8).

- Famille des failles équatoriales senestres : Failles moyenne N95, 72N à stries horizontales : N96, 00 tendant à se courber de 20° vers l'Ouest (décrochement rotationnel).
- Le jeu senestre est attesté par la présence de Riedell R sur la surface du miroir de faille avec le même jeu senestre que le cisaillement principal.

Le traitement donne l'ellipsoïde suivant : σ_1 : N47, 13SW ; σ_2 : N178, 68N ; σ_3 : N138, 13SE, Presque purement transtensif avec le plan (σ_1, σ_3) Presque horizontal (Fig. III.1.8).

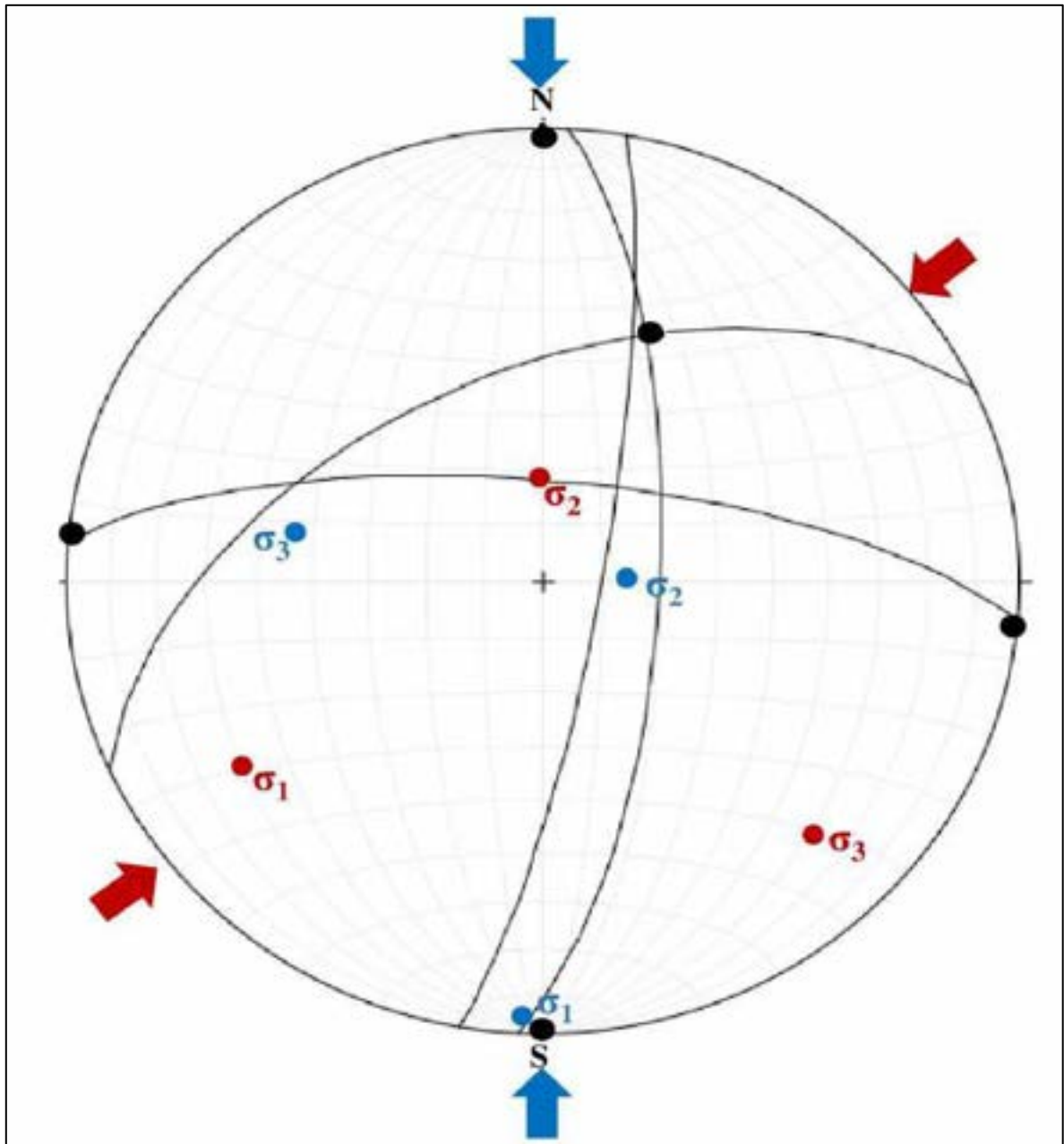


Figure III.1. 8 : Stéréogramme des phases NS et NE-SW

Les deux familles décrochantes sont cisillées par des failles normales listriques tardives à pendage moyen à fort à l'Est (60°) et qui s'aplatit vers l'Ouest (Fig. III.1.9). En l'absence de stries, on peut les considérer en première approximation comme le résultat d'une extension EW causant un rejet pente qui augmente quand le pendage diminue (inversement proportionnel).

Strates : N168, 52E ; N176,46E ; N170,55E ; N04, 50E ; N07, 50E

Failles normales : N158, 60 WSW ; N158, 54 WSW ; N160,25WSW.

Failles dextres : N03, 70W



Figure III.1. 9: Faille normale contraire post-hercynienne dans les dalles quartzitiques de Kasbat Skhirate

Chronologie :

1. Compression NS
2. Compression NE-SW
3. Extension E-W post-hercynienne

1. FAILLES OUVERTES D'ECARTEMENT

Ces failles sont orientées en moyenne N115,90. Les compartiments sont disjoints d'environ 15 cm (rejet horizontal transversal : RHT). Les failles ouvertes, non colmatées, affectent toutes les structures compressives (plis P1, P2, décrochements) et microstructures de pression dissolution : Fig. III.1.10.

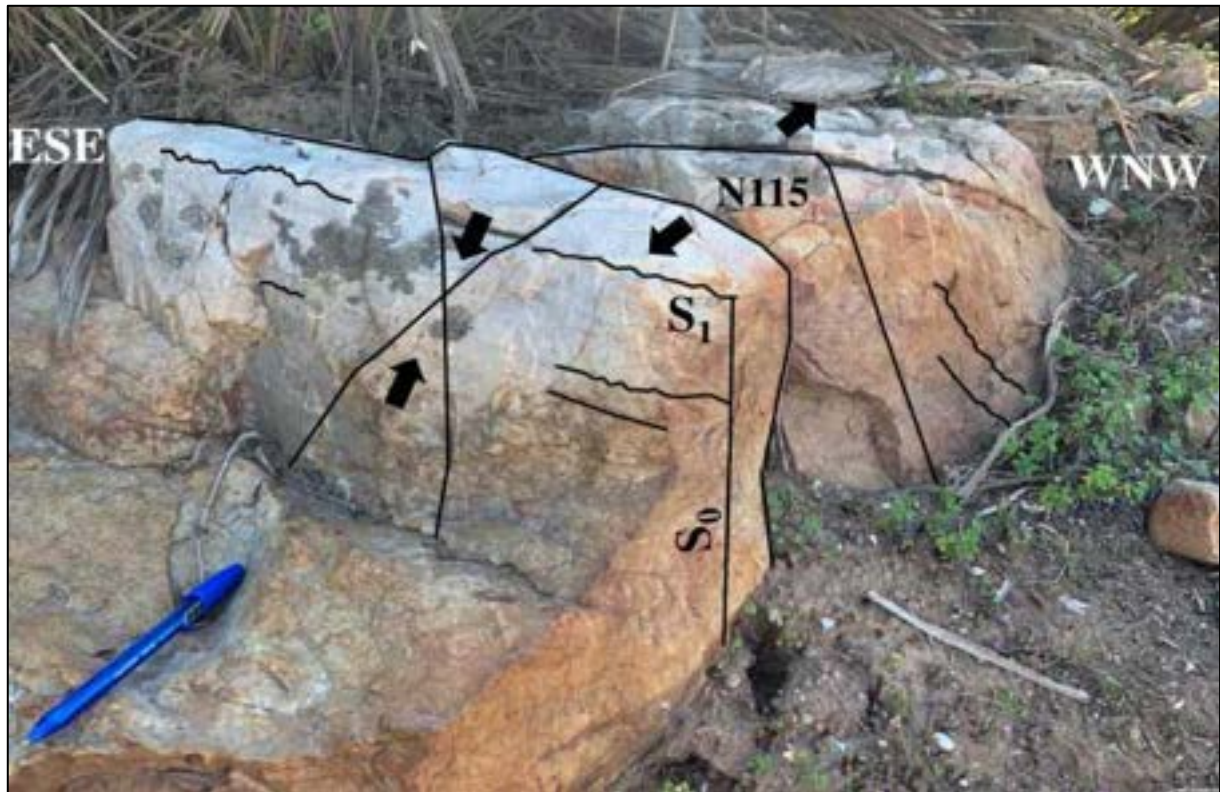


Figure III.1. 10: Faille verticale d'écartement tardive dans les quartzites roses de Kasbat Skhirate.

Pour ce genre de faille σ_1 et σ_2 sont portées par le miroir alors que σ_3 est horizontale perpendiculaire au plan (σ_1 , σ_2).

σ_1 : N115,90 ; σ_2 : N115,00 ; σ_3 : N25,00

Chronologie :

1-S_{S0} puis S_{S1}, P₁ (σ_1 réorienté NE -SW)

2-Fentes N150 décalées par des stylolites N48

3-Fractures en décrochements conjuguées N30 et N150 : σ_1 : N16

4-Failles verticale d'écartement NNE-SSW : phase tardive (triasique ?).

2. FLEXURES ET FAILLES D'APPARENCE NORMALE

Des flexures horizontales d'axe EW déplacent la partie sommitale des strates (N118,54 NNE) quartzitiques vers le Sud. Ce déplacement, attesté par un décrochement potentiel de fentes de tension en échelon EW de même cinématique (Fig.III.1.11). Cette flexure d'apparence distensive correspond probablement à un cisaillement décrochant dextre initialement.

Sachant que la tectonique de pression-dissolution est absente lors de la fracturation distensives tardives (Fig. III.1.10-A), les fentes de tension serait une déformation hercynienne probablement générés lors de la compression E-W (Figs. III.1.11-B et III.1.11-C).

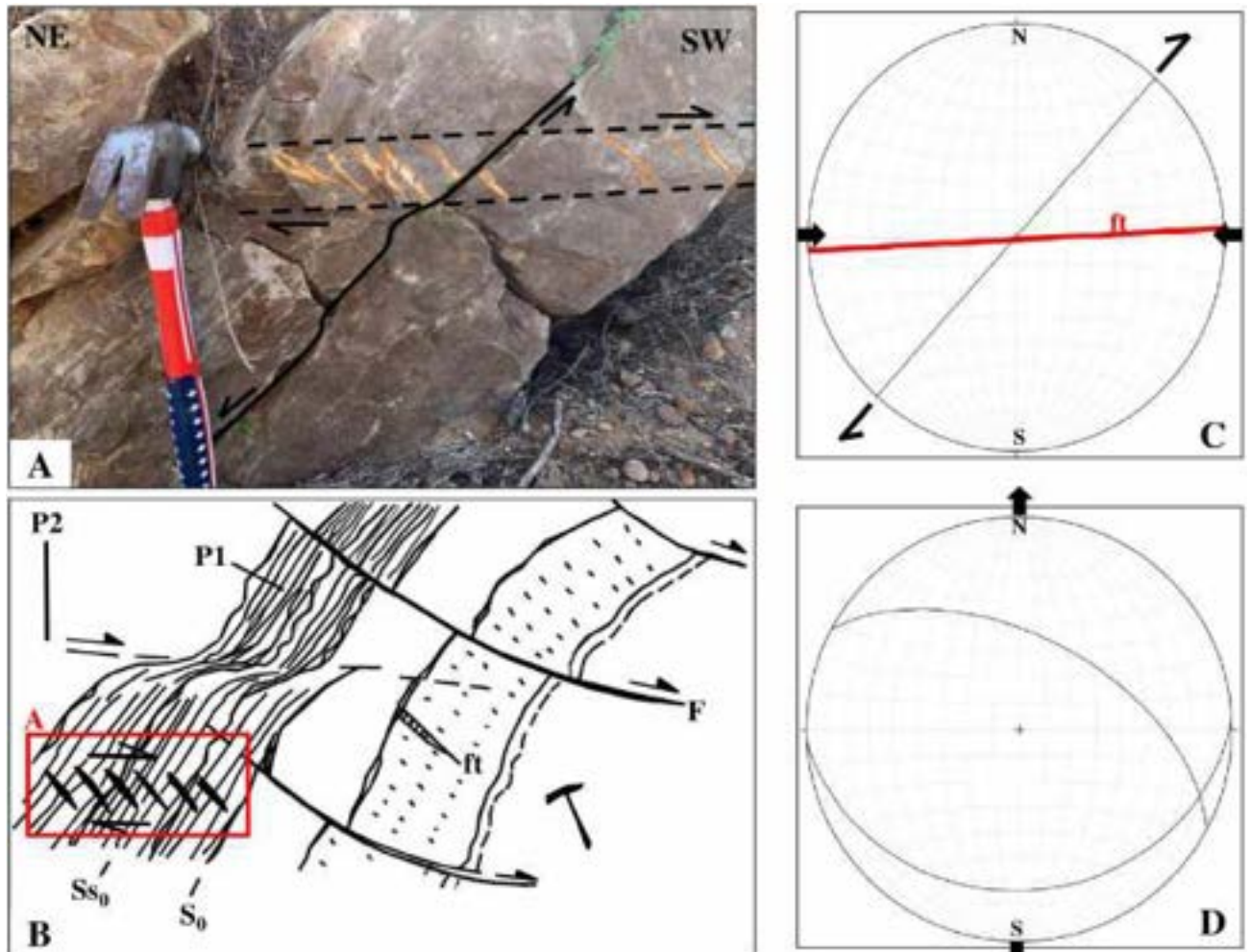


Figure III.1. 11 : A-Fentes de tension en échelon de décrochement potentiel N42 dextre ; B- Faille normales courbes EW de distension triasique affectant un cisaillement dextre réorienté C : Stéréogramme (Compression N87 reconstituée) ; D : Stéréogramme (distension tardive NS).

Ce cisaillement plat est affecté par des failles listriques EW concaves qui affaissent les compartiments méridionaux. Cette distension tardive NS (Fig. III.1.11-D) est omniprésente sur toute la longueur de la route R322 à Kasbat Skhirate où les failles courbes imbriquées s'aplatissent en profondeur du moins au niveau de la route.

3. DIEDRES DE DECROCHEMENTS UTILISANT L'ANISOTROPIE SS_1

Les plis synschisteux P1 basculés vers l'Est montrent souvent des rejeux de la schistosité de dissolution Ss_1 N60 (de même direction axiale que P1) en décrochements senestres formant

un dièdre aigu ($2\theta = 30^\circ$) avec des décrochements dextres antithétiques N35 néoformés lors de la compression NE-SW (N44) : Fig. III.1.12.

L'angle de frottement interne a valeur très élevée ($\phi = 60^\circ$) ces niveaux seraient un indicateur que ces déformations fragiles ont été générés dans des conditions limites fragile-ductile.

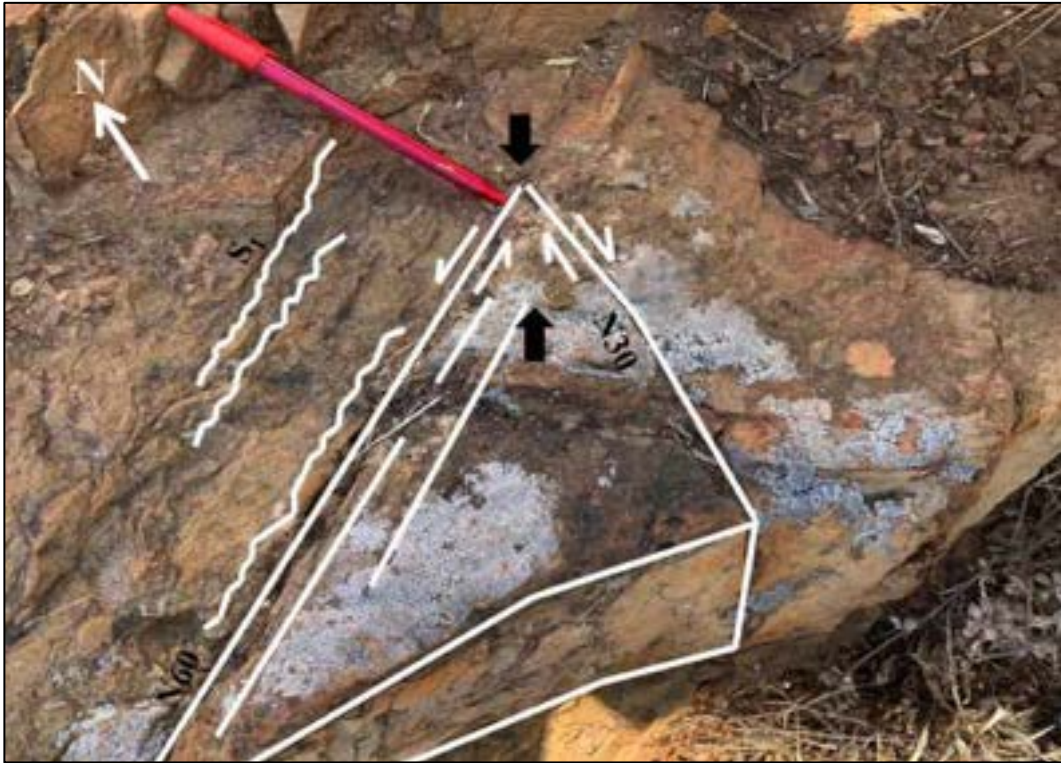


Figure III.1. 12: Décrochements conjugués de compression NE-SW.

Parfois la compression NE-SW s'exprime par des failles décrochantes senestres N15,90 à 35 E à cannelure recoupant perpendiculairement, les strates : N110, 55 NE.

Les cristallisations de silice en écailles et les oxydes de fer indiquent tous les deux un jeu senestre sur plan vertical marqué par des stries N15, 22S.

Dans le détail, les différents recouvrements entre les décrochements d'une part et les décrochements et les microstructures s'autre part montrent la chronologie probable suivante :

1-compression N150 Ss_1 , P1.

2-compression N15 décrochement senestres N60 (Ss_1).

3-compression N44 dièdre : N60 senestre et N35 dextre.

4-compression N80, N35 dextre rejeu fente de tension EW.

4. DECROCHEMENTS EQUATORIAUX DEXTRES

Dans toutes les strates compétentes et incompétentes, on peut observer régulièrement le recoupement des microstructures ductiles par des décrochements E-W (N80 à N100) plus ou moins verticaux à stries N58, 34ENE de jeu dextre normal. Ces décrochements sont parfois accompagnés par leur conjugués : faille N15, 90 à 85 E à stries N15, 22 S de jeu senestre (Fig.III.1.13). L'ensemble des données indique une compression NW-SE postérieure aux plis P2.

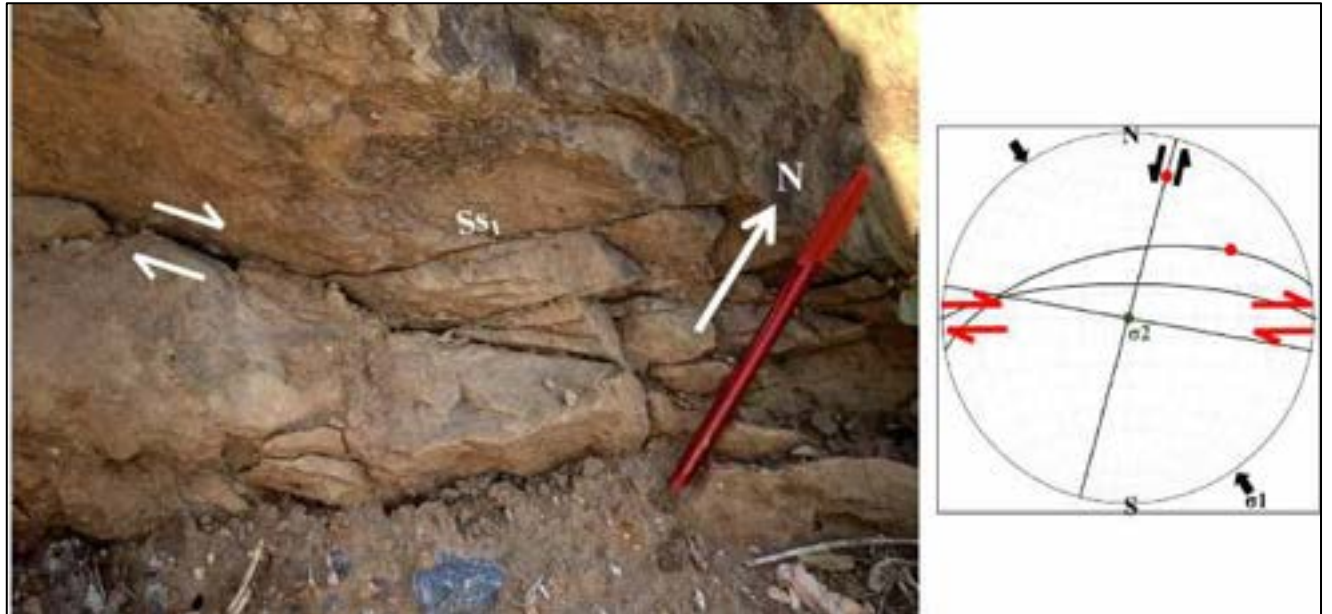


Figure III.1. 13: Décrochements EW dextres cisillant la schistosité Ss1 (compression NW-SE).

Résumé des déformations :

1- Phase synschisteuse N150 : S1P1

2- Phase de compression NS à NNE-SSW :

-Décrochements conjugués : N30 senestre et N120

-Failles à jeu inverse senestre N65

-Plans stylolithes EW

3- Compression NE-SW :

-Décrochement conjugués en dièdre : N30 dextre et N60 senestre.

4- Phase de compression EW :

-Pli P2 droit

-Stylolithes à plans NS

-Fentes en échelon de décrochement NE-SW dextre

5-Compression NW-SE : coulissement EW dextre

6-Distensions post ou tardi-hercyniennes

Ces déformations qui affectent le sommet de la série Tournaisien seront comparées à celles de la base de la série à Ain El Abanat dans les barres quartzitiques verticalisées du Fammenien terminal.

CHAPITRE 2 : SECTEUR D'AIN EL ABANAT

A. INTRODUCTION

Le secteur d'Ain El Abanat rassemble un chapelet de blocs verticaux du Strunien (d7h1) parsemés selon deux lignes NNW-SSE de part et d'autres de la route côtière R322 reliant les stations balnéaires de Skhirate à celle de Bouznika (Fig. III.2.1). Neuf blocs de quartzites émergent de la faible carapace sableuse plio-quaternaire. Les blocs 1 et 2 forment la barre quartzitique supérieure alors que les blocs 3 à 9 forment la barre inférieure, séparées par 150m de schistes. On verra que malgré leur nature et leur grande compétence, ces blocs du passage Dévonien-Carbonifère enregistrent aussi bien la tectonique ductile que la tectonique fragile.

B. LA BARRE QUARTZITIQUE SUPERIEURE

1. LE BLOC 1

Les blocs 1 et 2 font partie de la même barre supérieure (orientale) faisant partie du Famennien terminal (ou d7h1 Strunien). Cette barre est formée de quartzites ferrugineuses à patine ocre à la base et de quartzites grises où s'insèrent des schistes et siltites grenat, S0 : N150,87E Ss1 : N56,75SE à schistosité pénétrative perpendiculaires aux strates. Ce bloc 1 vertical (X : 33.859539 ; Y : -7.065393) est utilisé comme mur de soutènement pour un logis rural ce qui nous a empêché de l'étudier suffisamment. Par contre sur la paroi externe on a relevé des traces de tectonique de pression-dissolution dont des veines calcitiques N45 à cristaux fortement obliques N165, s'écartant de 30° du modèle théorique. Les contraintes indiquant : σ_1 : N75 et σ_3 : N165, l'ouverture des fentes de tension est sub-parallèle aux joints de stratification.



Figure III.2. 1 : Carte de localisation des secteurs de Kasbat Skhirate : petit rectangle au NE, et de Ain El Abanat ; grand rectangle avec situation des neuf blocs de quartzites étudiés (d7h1).

2. LE BLOC 2 : (X :33.860090 ; Y : -7.065848)

Ce bloc vertical est situé au Nord de la route R322 (ou Bd Prince M^y Abdallah) en continuité cartographique apparente avec le bloc 1. Il s'agit d'un mur de 40m de long sur 15m de large fortement vertical : N150, 80E, affecté de schistosité de dissolution dans les quartzites et de fracture dans les schistes avec une même direction N90.

La face supérieure (ou orientale) du bloc 2 montre des déformations fragiles et semi-fragiles. En effet une structure réticulée de failles inverses à double vergence (Nord puis Sud) impriment un mouvement tangential à des fentes de tension préexistantes ou générées en début de raccourcissement :

- Réseau 1 :

Failles inverses N44,30NW à stries d'écaillés siliceuses N110,40WNW ces failles à vergence sud ne semblent pas se rejoindre en profondeur, non jointives et régulièrement espacées avec une géométrie indiquant un aplatissement (horizontalisation) en profondeur (Fig. III.2.2-A) pendant le serrage NS précoce.

- Réseau 2 :

postérieur au Réseau 1, est formé par des failles inverses à vergence Nord : N75, 55NNW à N90,60N à stries : N166, 55N. ces failles s'aplatissent nettement vers le sud où elles s'anastomosent en un seul plan générateur de mouvement tangential vers le Nord. Tous les plans de failles sont courbes à concavité dirigée vers le haut (Fig. III.2.2-A)

En définitive, ces deux réseaux indiquent deux phases distinctes de compression méridienne : l'une est précoce intervenant juste après la phase majeure synschisteuse Ss_1 et l'autre est tardive venant sceller le processus de raccourcissement hercynien (Voir Tableau 11, Partie VI)

-La tectonique de Pression-Dissolution

Dans ce bloc 2, cette tectonique est similaire à celle décrite dans le bloc 1. Des fentes de tension simples N50 à N76 sont accompagnées de joints stylolithiques à pics ENE-WSW indiquant la contrainte majeure de raccourcissement σ_1 : N76 et la contrainte en extension σ_3 : N166 (Fig. III.2.2-B et C).

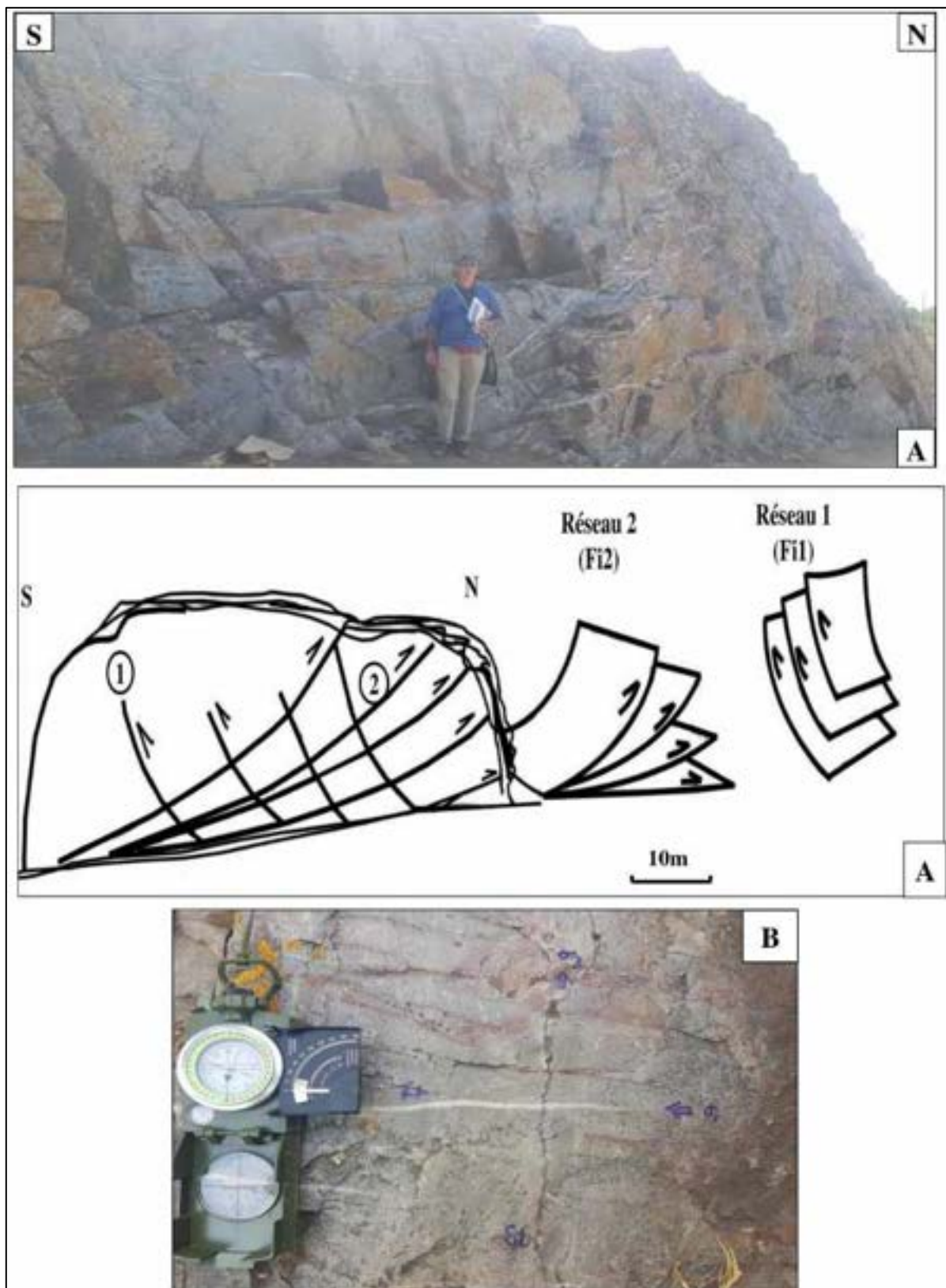


Figure III.2. 2: A-la tectonique tangentielle dans le bloc 2 (Barre quartzitique supérieure) ; B : exemple de tectonique semi-fragile dans le bloc 2.

Ces deux épisodes fragiles de failles inverses seraient encadrés par une compression E-W qui donnent les fentes et les stylolithes.

C. LA BARRE QUARTZITIQUE INFÉRIEURE

1. LE BLOC 3

Ce bloc se trouve aussi au Nord de la route R322 comme le bloc 2, dont il n'a pas l'aspect général de barre verticale. Il n'est pas verticalisé : N150,50W ce qui s'expliquerait par une portion de flexion de la barre inférieure par le plissement synschisteux S1P1. La schistosité présente la même orientation que celle d'Ain El Abanat : N80,80N. ce bloc est cisailé par deux failles (Fig. III.2.3).

- 1- F1 : faille plate colmatée par une brèche tectonique d'environ 50cm. La rotation senestre des éléments en contact avec la faille indique un déplacement par un charriage du compartiment supérieur vers le Sud (Fig. III.2.3-A)
- 2- F2 : faille inverse N50,40NW qui cisaille la faille plate F1 et déforme les plans de schistosité en crochons à concavité dirigée vers le nord. Ce jeu inverse est aussi attesté par la présence de fractures de Riedel de type R' à 70° du plan de glissement et à déplacement contraire antithétique (Fig. III.2.3-C). Les seules stries relevées sont orientées M150,35NNW. Ces deux failles représenteraient des mouvements tangentiels liés aux compressions précoces NS du cycle hercynien (Fig. III.2.3-B).

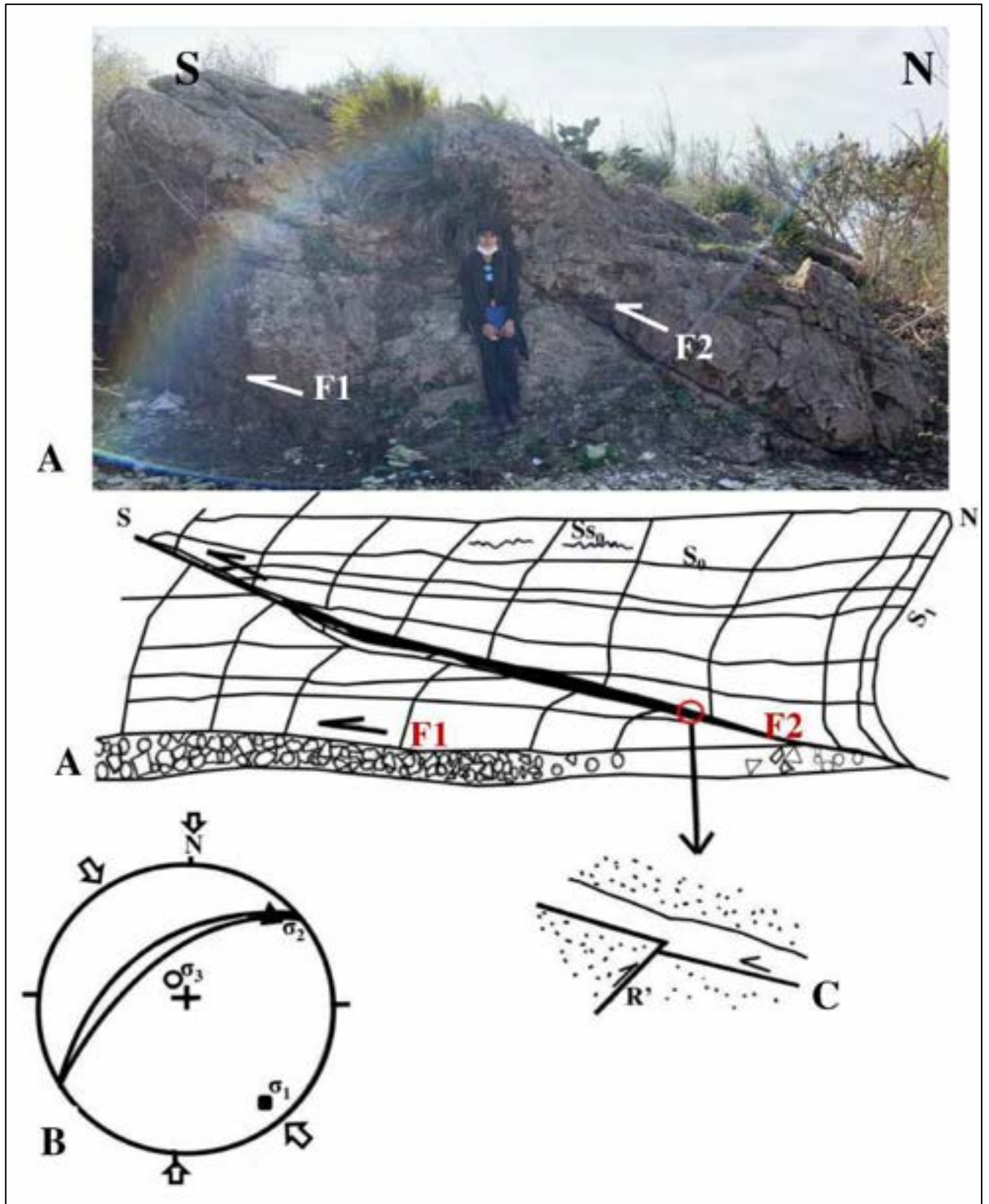


Figure III.2. 3: A- Failles inverses à vergence sud et stéréogramme correspondant (B) ; C- Riedel R' antithétique dans le miroir de faille.

2. LE BLOC 4

Le bloc 4, au sud de la route R322 (X : 33.858641, Y : -7.066734), est intégré dans une propriété privée. Sa paroi occidentale laisse voir cependant une faille inverse à pendage moyen vers le sud. Cette faille (Fi2) décale les plans de schistosité S1, eux-même reutilisés en failles inverses (Fi1) à fort pendage N : tectonique de basculement en book-shelf (Fig. III.2.4).

Il s'agit de deux phases tangentielles de deux compressions NS successives postérieures à la phase schistogène majeure.

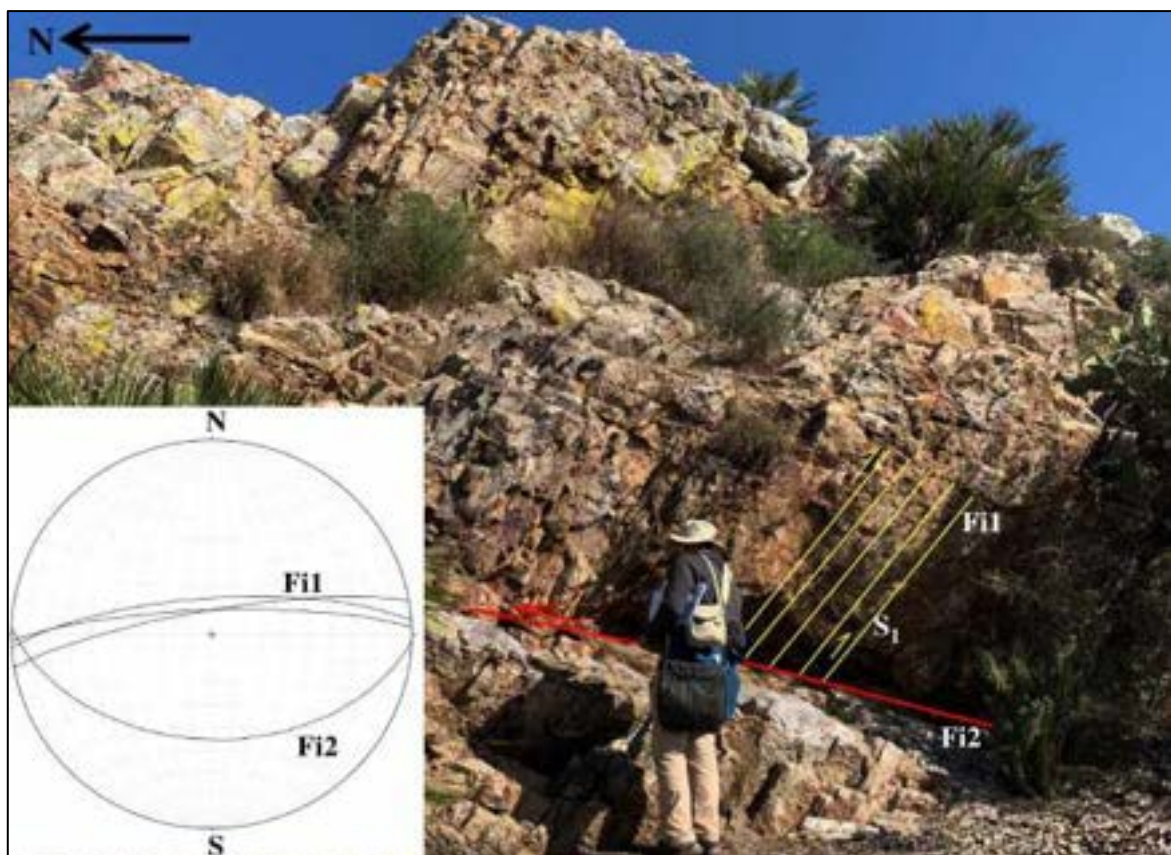


Figure III.2. 4: Aspects géométriques de la tectonique tangentielle des compressions NS précoce et tardive (Fi1, Fi2) et stéréogramme correspondant (bloc 4).

3. LE BLOC 5 :

Le bloc 5, plus dégagé, est très riche en miroirs de failles striées tardives (triasiques). Toutes, ont la particularité d'avoir la même direction que la stratification et de présenter des jeux à composante normale. Quatre familles sont distinguées : (Fig. III.2.5).

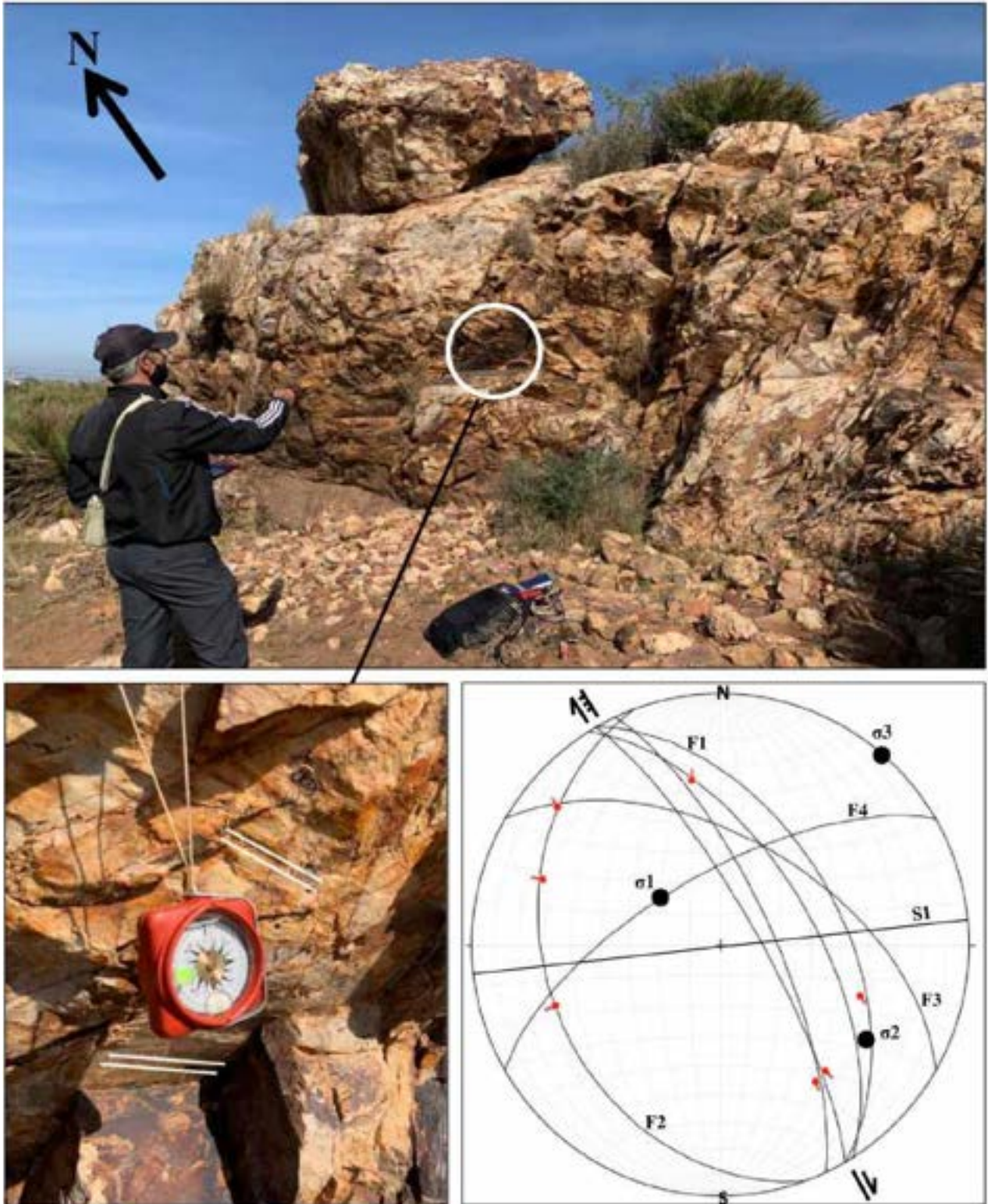


Figure III.2. 5: Vue vers le Nord du bloc 5 et détail dans le petit cadre d'un miroir strié de jeu senestre normal (écaillés de silice et gradins), et stéréogramme résumant la géométrie des failles tardives affectant les quartzites du Famennien terminal d'Ain El Abanat.

- Famille 1 : N148 à N155, 50° à 78 ENE : montre des miroirs à stries plongement de 34° à 40° vers le NNW ou le SE indiquant un jeu tantôt dextre-normal tantôt senestre normal.
- Famille 2 : N160,30 WSW à faible pendage W. les stries sont en moyenne orientées : N110,25 WSW indiquant un jeu dextre normal. Cette famille est probablement la conjuguée asymétrique de la famille 1.

Ces deux familles de failles décalent nettement deux autres plus anciennes à jeu décrochant :

- Famille 3 : N120,55NE obliques à la stratification avec des miroirs à stries sub-horizontales de glissement senestre : les plus anciennes.
- Famille 4 : décrochements sub-équatoriaux N60 à N90 dextres, utilisant le plus souvent les plans d'aplatissement de la schistosité S1 qui décalent souvent les failles N120 (Famille 3)-

Synthèse :

- 1- Ces deux dernières familles représentent les stades tardifs hercyniens générant des failles à déplacement latéral sous contrainte compressive orientée N75 à N120. Cette fracturation se termine par des failles inverses à rejet N de compression NS ultime qui va laisser place à des mécanismes extensifs.
- 2- Le tri des plans de failles striées des familles 1 et 2 nous permet de considérer deux états de contraintes post-hercyniennes (triasiques ?), transtensives à extensives voir stéréogramme de la figure III.2.5 :

- état 1 : σ_1 : N118, 57NW ; σ_2 : N123, 33SE ; σ_3 : N32, 00

- état 2 : σ_1 : N199,37 SSW ; σ_2 : N350,50 NNW ; σ_3 : N97,14E

Il s'agit donc d'extensions bidirectionnelles NNE-SSW et WNW- ESE qui expriment, dans ce secteur, la tectonique extensive triasique qui intervient après la compression NS tardive qui vient sceller le cycle compressif hercynien.

4. LE BLOC 8 :

Les blocs 6 et 7 ont disparu en grande partie sous une unité industrielle. Outre les déformations observées dans les premiers blocs, le bloc 8 montre des caractéristiques propres notamment des cisaillements pénétratifs de décrochement équatorial dextre :

En effet ce bloc est formé de deux parties : Fig. III.2.6

- 1- Partie Sud : c'est un bloc compacté mais intensément fracturé, sa fracturation méridienne (N170,65 E) est finement hâchée par une schistosité espacée de dissolution (S_1 : N86,90) recoupée ensuite par des réseaux rectilignes de fentes simples N75 légèrement obliques à la schistosité. Ces fentes ENE-WSW peuvent atteindre 40cm d'épaisseur témoignent d'un grand volume de fluide cristallisé dans les quartzites. Elles peuvent s'anastomoser et devenir coalescentes. Elles résultent d'une compression N75 postérieure à la schistosité S_1 (Figs. III.2.6- A et III.2.7-A et B).
- 2- Partie Nord : le bloc 8 est ici intensément cisailé par des décrochements N60 à N90 dextres qui déforment en sigmoïdes les discontinuités observées dans la partie sud : la stratification (Ss_0) et la schistosité S_1 définissant ainsi des couloirs de type S-C : (Fig. III. 2.6- B, en haut)
 - La schistosité S_1 : garde son orientation EW dans les bordures des couloirs (N87,50N) qui évolue progressivement vers N74, 77 SSE pour se stabiliser à N60, 62 NNW dans la bande centrale.
 - La stratification Ss_0 : par contre montre la même orientation NS (observée dans la partie sud) mais devient N18, 65E puis N30, 74 SE vers les parois des couloirs S-C de cisaillement dextre E-W.
 - Les dérochements équatoriaux dextres : (Fig. III.2.6 B : en haut)

Les surfaces principales de glissement latéral sont généralement orientées N90, 60S avec des stries à plongements variant entre 10° et 21° W. d'autres directions apparaissent à 15° des décrochements principaux : ce sont des fractures Riedel P très fréquents dont la direction varié de N60 à N75 avec le même jeu dextre. Les fractures Riedel R et R' apparaissent rarement à l'affleurement.

Cette tectonique de compression tardive NW-SE est elle-même reprise en compression NS tardive avec des miroirs de failles tapissés de silice (N98,34S) gréffés par deux générations de stries, dans l'ordre chronologique : (photo A de la figure III.2.6 et Fig.III.4.5-D) : stries 1 : N116, 18 E de jeu dextre et stries 2 : N 180, 35 E de jeu inverse à vergence Nord Si le premier jeu est accompagné de silice, le second est accompagné d'oxydes de fer. En effet, entre les parties sud et nord du bloc 8, de nombreux rejeux en failles inverses sont observés sur les décrochements EW : ces failles remplies de silice sont généralement orientées N100, 22S à faible pendage et à vergence nord (seconde génération de failles inverses : voir bloc 2).

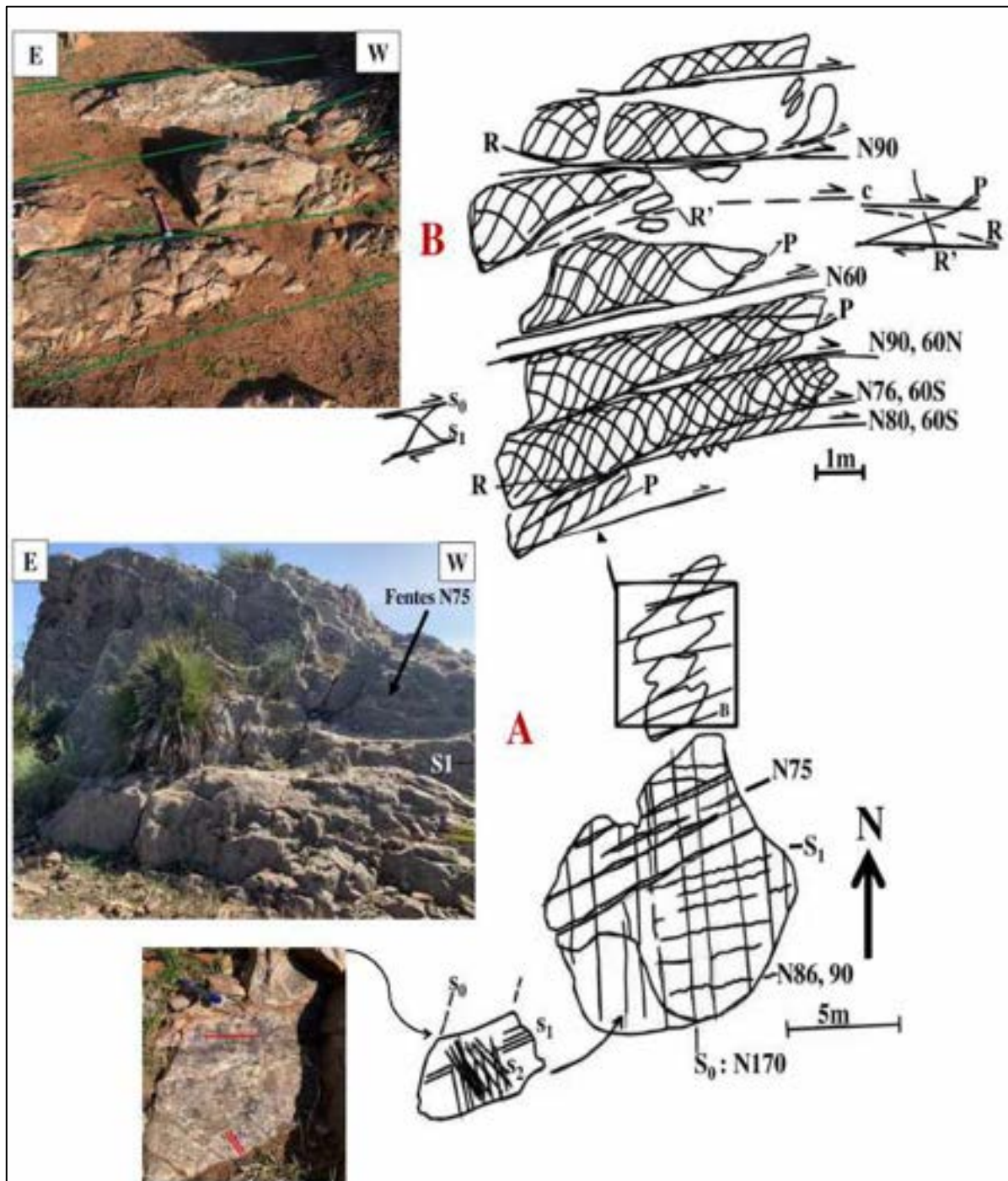


Figure III.2. 6: carte structurale du bloc 8 montrant une partie sud (A) affectée par la schistosité S1 colmatée par des fentes de silice (voir photos A et B, Fig. III.2.7), et affectée par des décrochements et des failles inverses (Photo A) et une partie nord (B) affectée de cisaillements dextres de type S-C N75 à N90 (voir photo B).

5. LE BLOC 9 :

C'est le bloc le plus méridional dans cette région. Il montre généralement les mêmes déformations observées dans le bloc 8 dont le grand volume de cristallisation variant entre 20 et 30 %. La stratification a basculé de 16° : N06, 46 E et le pendage est devenu moyen. La schistosité S1 a basculé de la même valeur : N105.

La pression-dissolution a généré des fentes de tension qui ont rempli les surfaces stylolithiques de la surface de la schistosité S1 colmatée par la silice et tardivement par des oxydes de fer (Fig. III.2.7 A et B).

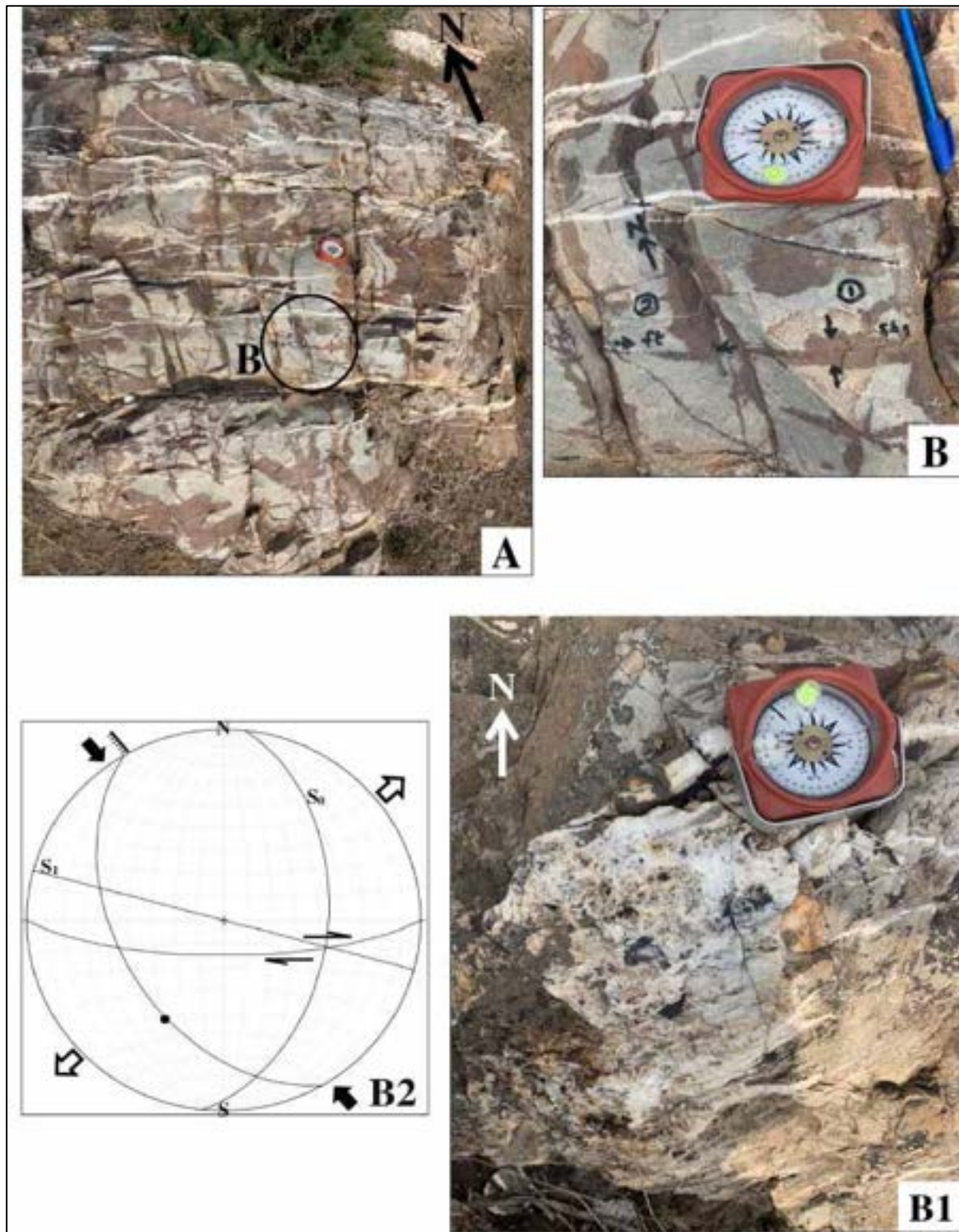


Figure III.2. 7: Phases de tectonique de pression-dissolution dans le bloc 9. A- Réseau de fentes de tension N105 affectant la schistosité S1 ; B1-Miroir à écailles de silice de faille normale dextre N150, 45SW (strie N30, 40SW) ; B2- Stéréogramme.

La fracturation se manifeste par deux familles de failles à cinématiques opposées :

- 1- Décrochements dextres N90 à N100, 75 S, à stries horizontales, postérieurs aux fentes de tension N105 décrits ci-haut. Ces failles affectent nettement la bordure Est du bloc 9.
- 2- Failles normales (dextres) N150, 50WSW à stries à pitch de 70° témoignant de son caractère extensif de failles normales contraires : ouverture ENE-WSW.

Le premier épisode scellant l'orogénèse hercynienne, le second entérine, lui, les conséquences du rifting triasique dans la meseta atlantique.

Résumé des déformations :

- 1- Raccourcissement schistogène NS : S₁**
- 2- Compression NS précoce : Faille inverse EW à rejet Sud (structures en book-shelf)**
- 3- Compression N75 à EW : Fentes**
- 4- Compression NW-SE : S-C EW dextres**
- 5- Compression NS tardives : Failles inverses EW**

Cette chronologie est visible au sud du bloc 8 et dans le bloc 9.

CHAPITRE 3 : ETUDE CARTOGRAPHIQUE, STATISTIQUE ET MICROTECTONIQUE DES ASSISES PALEOZOÏQUES DU SECTEUR DE SKHIRATE- PLAGE

A. INTRODUCTION

C'est une bande littorale délimitant la station balnéaire de Skhirate et qui est constituée de deux segments : Figs. III.2.1 et III.3.1.

- Le segment occidental de direction NE-SW présentant une oulja interdunaire et une falaise vive caractéristique des côtes rocheuses atlantiques.
- Le segment oriental de direction EW, dans lequel la côte rocheuse laisse place progressivement à la sablière ou plage de Skhirate sensu-stricto.

Ce secteur est cartographié et étudié dans le détail pour la première fois dans ce travail grâce à l'excellente qualité d'affleurement des séries entièrement visibles en marée basse offrant une bande de socle paléozoïque occupant le creux d'une bande plio-quadernaire inclinée vers le NE. La carte structurale détaillée au 1/1000ème réalisée dans ce travail (voir carte . hors texte 2) a permis entre autre d'orienter nos travaux et d'obtenir une vision synthétique de l'ensemble des déformations : chronologie, nature, géométrie et cinématique et en déterminer les contraintes qui les ont générées. La bonne qualité des mesures des éléments géométriques des structures ductiles principalement a permis de réaliser une analyse statistique corroborée par les observations directes et les analyses stéréographiques.

Ainsi, le secteur de Skhirate plage a été subdivisé en six zones I à IV (Famennien terminal et Tournaisien p.p) sont souvent émergées (partie SW haute de l'Oulja). Les zones V (jetée de Skhirate) et VI (plage de Skhirate) sont souvent immergées.

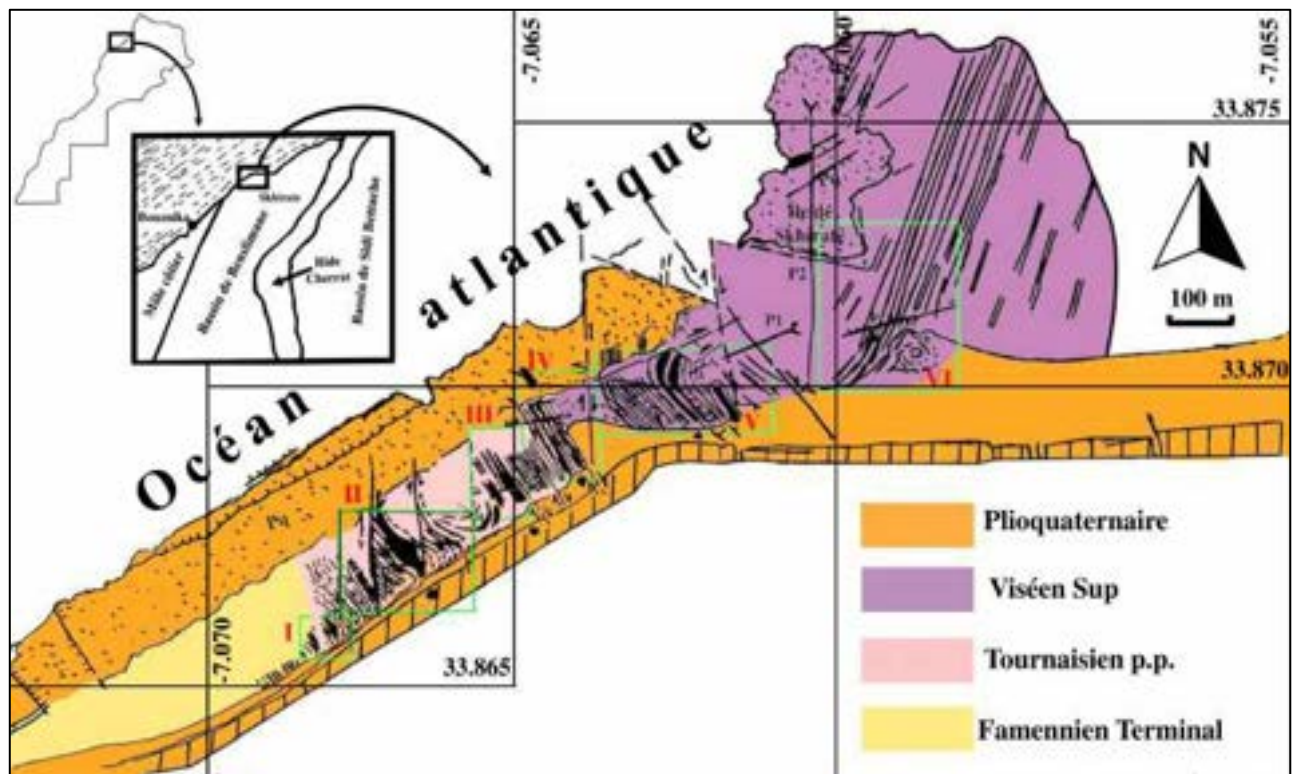


Figure III.3. 1: Schéma structural de secteur de Skhirate-plage et localisation des six zones étudiées : cadres verts.

B. DEFORMATIONS DE LA SERIE BASALE (ZONE I) : LES BARRES QUARTZITIQUES DU FAMENNIEN TERMINAL (d7-h1)

Cette zone est située dans la terminaison SW du secteur de Skhirate-Plage (Fig. III.3.1). Elle est constituée de deux barres quartzitiques gris à rouge-rouille intensément fracturées à cause de la proximité vers l'ouest de la Zone de cisaillement de la Meseta occidentale (ZCMO) qui les sépare du Môle côtier à terrains du Cambro-Ordovicien. Les faciès de la série basale indiquent nettement leur correspondance avec les barres du Famennien terminal (Strunien) du Secteur d'Aïn El Abanat et du pont à haubans de l'aval d'Oued Cherrat. La principale différence à relever est la faible épaisseur, à Skhirate-Plage, aussi bien des barres quartzitiques (3m environ) que des schistes violet intermédiaires (30 à 50m) par comparaison avec les secteurs sud et SW ; à barres de 30m séparées par 100 à 150m de schistes et siltites.

Ceci indique la terminaison de la série basale en on-lap vers le Nord, à l'approche d'un continent situé au nord des rivages atlantiques actuelles (voir aussi la Partie II).

L'analyse structurale fine sur la barre quartzitique inférieure, orientée N160, 65ENE, montre que celle-ci est finement stratifiée avec des surfaces de lamines affectées de dissolution stylolithique (Ss_0) très pénétrative (Fig. III.3.2).

Cette première déformation post-sédimentaire est reprise par un débit de fractures de dissolution pénétratives N69, 38 NNW (Schistosité Ss_1). Cette schistosité montre souvent des indices de dissolution contemporaine du raccourcissement ductile (par exemple au point X : 33,865981 ; Y :-7,068267). Ces deux structures planaires de dissolution, sont reprises dans la base de la série, par trois épisodes de fracturation tangentielle et décrochante qui fournit une chronologie très précise de l'évolution structurale de cette zone (voir Fig. III.3.2 et carte hors texte 2).

1. FAILLES INVERSES À FORT PENDAGE Fi_1

Ces failles sont orientées en moyenne N68, 36 NNW parallèles à la schistosité Ss_1 et montrent une vergence SSE. L'orientation tardive de la contrainte majeure par rapport aux plans de schistosité, a conduit à leur réutilisation par basculement, dans des conditions fragiles, en « book shelf », voir figure III.3.2-B et C. Lors de cet épisode nous assistons à une transition ductile-fragile probablement dans un continuum tectonique de la phase schistogène majeure.

2. FAILLES DE DÉCROCHEMENT DEXTRE NE-SW DE COMPRESSION EW

Ces failles orientées N30 à N65, sont responsables de la dislocation latérale des barres quartzitiques avec des rejets unitaires qui peuvent dépasser les 25m en générant des mégacrochons cartographiables dans leurs voisinages Fig. III.3.2-A).

Ces failles NE-SW indiquent un serrage équatorial qui a probablement façonné l'orientation actuelle de la côte atlantique du secteur de Skhirate-plage.

3. FAILLES INVERSES À FAIBLE PENDAGE Fi_2 DE COMPRESSION NS TARDIVE

Les failles inverses de première génération Fi_1 sont recoupées par des failles inverses EW tardives (N88 à N110, 40 à 05S) ; à vergence contraire, vers le nord. Comme observées dans les barres quartzitiques de Ain El Abanat (Partie III, Chap. 2), ces failles sont courbes, concaves dont le pendage tend à s'annuler en failles plates vers le sud (Fig. III.3.2-B). Cette phase de compression tardive est aussi responsable de faibles rejets senestres sur les décrochements NE-SW.

Il faut noter ici, que les failles de chevauchement Fi_2 ont la particularité d'être injectées d'abord par des fluides siliceux de dissolution tectonique puis par un épisode tardif de liquide métallique noir qui colmate les miroirs de failles (Fig. III.3.2-C). Les bancs quartzitiques sont aussi

traversés perpendiculairement par des fentes simples très fines, verticales, N80 à N100 tapissées par ce même liquide métallique d'oxydes d'injection tardive.

Aucune évaluation statistique n'a été possible dans les barres quartzitiques (d7-h1) appartenant à la zone I vus :

- leur faible épaisseur rendant difficile la cartographie des structures planaires notamment la schistosité de dissolution Ss_1 (ou S_1) utilisée comme repère, et
- la grande densité de fracturation qui traduit une importante intensité de déformation due à la proximité de la zone de cisaillement de la meseta occidentale (ZCMO).

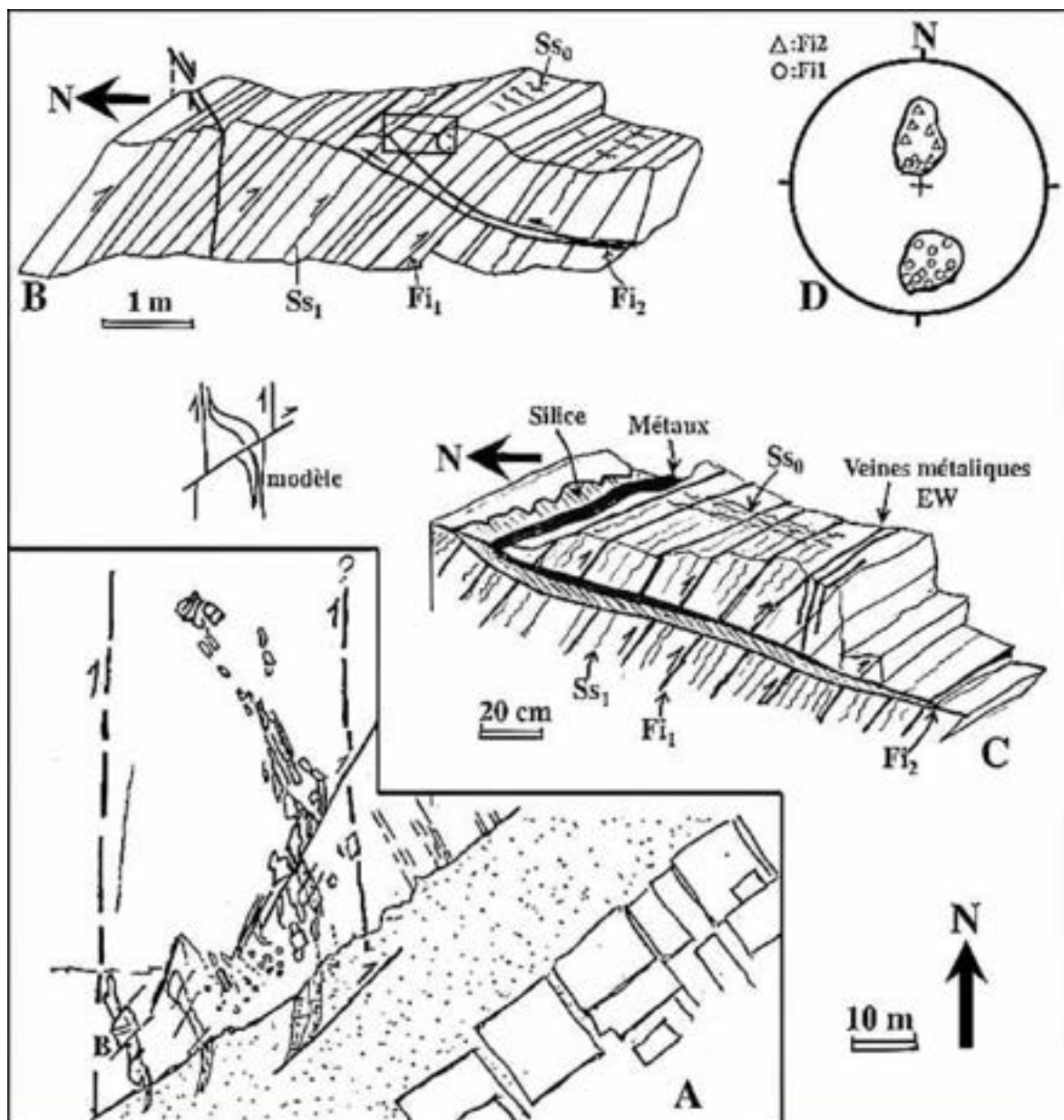


Figure III.3. 2: A- Carte structurale de la zone I ; B-Bloc-diagramme montrant les principales déformations affectant la barre de quartzites du Famennien terminal ; C-détail ; D-Stérogamme des deux générations de failles inverses.

En effet, la barre supérieure est très déchiquetée par les différentes phases successives de fracturation (Fig. III.3.2-A). Les bancs épais d'1m en moyenne orientés N156, 30 à 35 ENE, sont intensément débités par la schistosité Ss1 réutilisée par les failles inverses Fi1 à fort pendage et à rejet sud (N70, 82NNW) recoupées par des failles inverses à pendage modéré et à rejet nord (N68, 35NNW). Ces deux générations de failles inverses engendrées par une compression méridienne, ne sont certainement pas conjuguées car les premières ont fonctionné relativement à sec en « failles sismiques » alors que les secondes sont tapissées de silice. Les fluides métalliques demeurent un évènement tardif car ils injectent toutes les anisotropies de la masse rocheuse avec une augmentation de volume ostensiblement vers l'Est (Fig. III.3.2-D). La partie sommitale de la zone I s'enrichit de schistes et de siltites indurés. Les fins niveaux gréseux qui apparaissent sporadiquement sont traversés par de nombreux réseaux de fentes de tension en échelon orientées N70, perpendiculaires à la stratification, remplies de cristaux de silice obliques orientés N170 (X : 33,8665 ; Y : -7,067419). La disposition des fentes indique un décrochement potentiel dextre N56 généré par un raccourcissement EW dont la chronologie relative donnée par les différents recoupements est intermédiaire entre les deux phases NS précoce et tardive.

Récapitulation de la chronologie des déformations de la Zone I:

- 1- Phase ductile majeure; Axe Z: NW-SE à N160: Schistosité de dissolution Ss₁ (S₁).
- 2- Stade tangentiel 1 ; 0° : N160 à N10, Failles inverses Fi1 à fort pendage et à vergence Sud.
- 3- Stade de compression EW :
 - 3-a : Fentes de tension siliceuses en échelon de décrochement potentiel NE-SW dextre ; suivies de
 - 3-b : stade cisailant : Décrochements dextres NE-SW
- 4- Stade tangentiel 2 de raccourcissement NS :
 - 4-a : Failles inverses concaves Fi2 EW à vergence Nord
 - 4-b : Injection de silice synchrone ou tardive des failles Fi2
 - 4-c : Colmatage tardif des failles tangentielles Fi2, des structures planaires S₁ et des fractures EW, par des fluides métalliques noirs.

C. DEFORMATIONS HERCYNiennes DE LA BASE DE LA SERIE

SCHISTO-QUARTZITIQUE DU TOURNAISIEN p.p.: ZONE II

La zone II englobe les zones 1 et 2 étudiées dans la Partie 2 traitant la tectonique synsédimentaire. Elle est centrée sur le grand couloir NS dextre de type S-C structure, noté II-b (voir Fig. III.3.3 et Carte hors texte 2). A l'ouest, elle débute par une épaisse barre quartzitique (II-a) et à l'Est ; elle se termine par une petite barre gréseuse (II-c) déformée aussi dans une bande S-C dextre NS.

Dans chaque sous-zone, on étudiera statistiquement les orientations cartographiques de la schistosité de dissolution S1 dans les niveaux compétents grésos-quartzitiques (S_{1g}) et dans les argilites et siltites (S_{1a}). Les résultats seront présentés dans des tableaux et par des histogrammes en utilisant des classes de 10° . Pour appréhender le rôle de la fracturation semi-fragile ; les directions de cisaillement S-C seront aussi soumises à une analyse statistique.

1. LA SCHISTOSITÉ S_{1g} DANS LES BARRES QUARTZITIQUES

- Dans la zone inférieure II-a ; la répartition des directions de S_{1a} est unimodale avec une direction majeure N60-69 représentant 89,5% (34 sur 38 totale).
- Dans la zone II-b, les barres quartzitiques stratocroissantes déformées en sigmoïde S sont délimitées dans une bande NS dextre de cisaillement S-C, large de 70m. En terme de direction, la schistosité S_{1g} est plus dispersée comparativement à la zone inférieure II-a. En effet, 69% des directions de S_{1g} sont réparties N40 et N69 avec des directions voisines moins fréquentes : N30-39 (17%) et N70-79 (14%). Cette répartition s'explique par la torsion des bancs en sigmoïde de type S (Fig. III.3.3). Les bandes NS de transpression, générées par une compression NE-SW, sont donc postérieures à la schistosité principale S_{1g} .
- La zone II-c, la plus orientale, montre un maximum directionnel dans la classe N50-59 : 63,3% (19/30) et un minimum dans la classe voisine N40-49 : 30% (9/30).

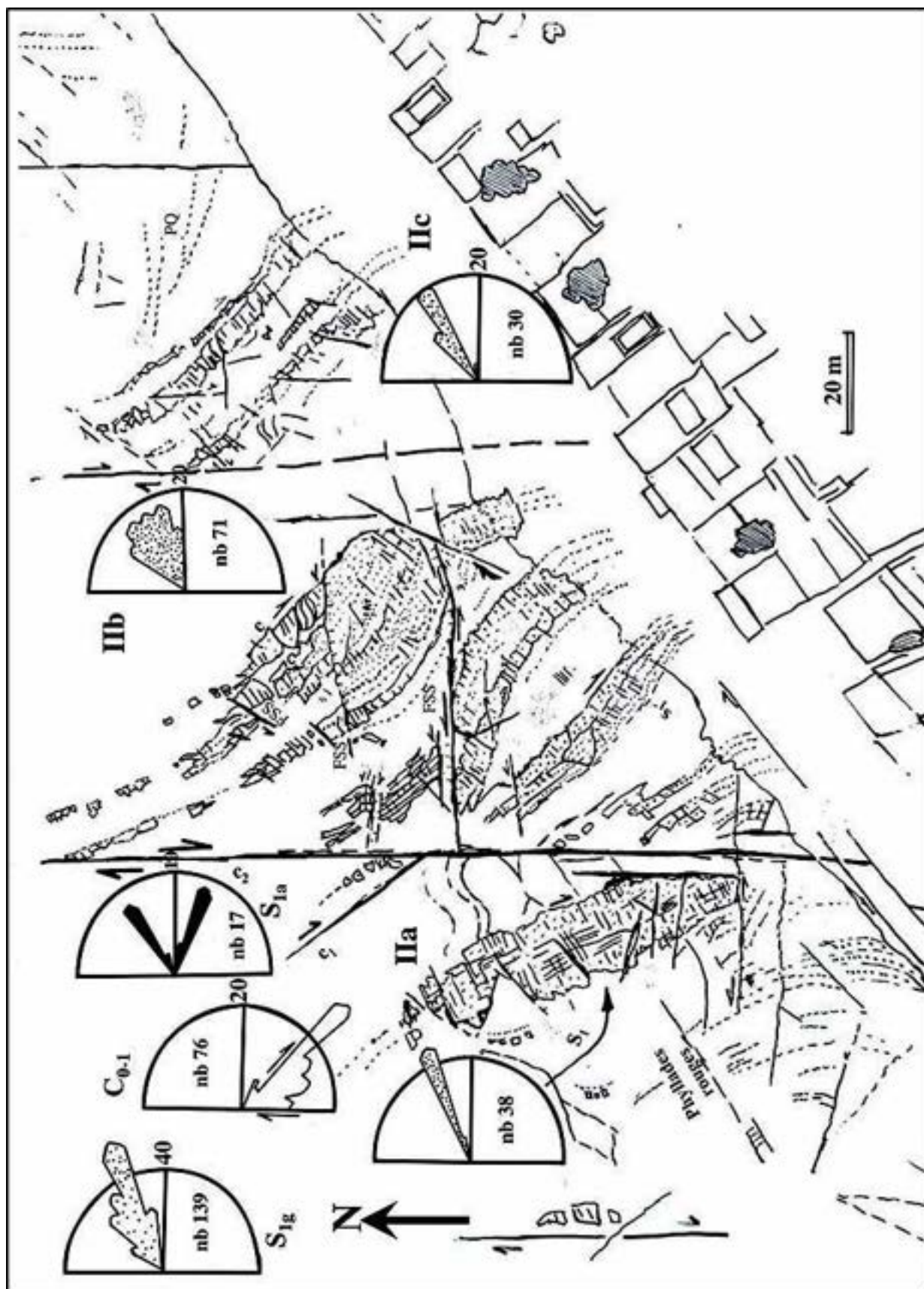


Figure III.3. 3: Carte structurale de la zone II montrant la distribution statistique de la schistosité S1g en pointillés, S1a en noir et les cisaillements C0-1 en blanc.

CONCLUSION : (Tableau 2)

La distribution totale des directions de la schistosité S_{1g} est aussi unimodale (Fig. III.4.3), avec trois classes majeures s'accaparant 80% (111/139) de l'ensemble des mesures. Les 20% restants sont partagés entre les directions N30-39 (12/139) et N70-79 (16/139) : voir rosaces de la figure III.3.3). L'élargissement de l'éventail directionnel entre les sous-zones II-a et II-c, est le résultat de la torsion de la série en sigmoïde S de couloir de cisaillement NS dextre.

C ₀₋₁	Nb	Classes de direction	S _{1g} II.a (inf)	S _{1g} II.b (moy)	S _{1g} II.c (sup)	Total S _{1g} S _{1g} II	Total S _{1g} S _{1a} II	Total II S ₁
N100-119	03			12		12		12
N130-139	02			16	09	25		25
N140-149	31			17	19	36	07	43
N150-159	16		34	16		50	01	51
N160-169	14			04	10	16		16
N170-179	10						02	02
							07	07
		Total	38	71	30	139	17	156

Tableau 2 : Synthèse statistique de la distribution directionnelle de la schistosité S₁ et des couloirs de cisaillement ductile C₀₋₁.

2. LA SCHISTOSITÉ S_{1a} DANS LES ARGILITES

Entre les différents bancs quartzitiques de la Zone II, apparaissent des fenêtres de schistes sous les carapaces horizontales de micro-conglomérats plio-quadernaires. Malgré le peu de mesures relatif obtenu, on remarque une distribution bimodale des directions de S_{1a} (Tableau 2 ; Fig. III.3.3).

- La direction N50-59 : 41% (7/17).
- La direction N110-119 : 41% (7/17).
- La répartition des directions de S_{1a} est ainsi nettement différente de celle de S_{1g} pourrait s'expliquer par la réfraction de cette déformation planaire dans les interfaces bancs compétents- lits incompétents.

3. LES CISAILLEMENTS C0-1 PARALLÈLES À LA STRATIFICATION

Ces cisaillements de type S-C, cartographiables au 1/1000^{ème} montrent des directions comprises entre N118 et N176. Le traitement des 76 mesures de plans de cisaillement C₀₋₁ fait ressortir une classe dominante : N140-149 (41%, 31/76) parallèle à la stratification. En allant vers la direction N180, il y'a une diminution progressive des fréquences, successivement 21%, 18,4% et 13%. Moins de 6% de directions sont comptées entre N00 et N139 (Tableau 2 ; Fig. III.3.3).

Chronologie :

Les glissements ductiles C₀₋₁ dextres “banc sur banc” qui engendrent de structures S-C à diverses échelles sont les plus anciennes car constamment déformées et recoupées par les couloirs NS dextres. Ces phases cisailantes de transpression sont toutes deux postérieures à la phase ductile majeure (S₁). A juger par ces trois événements, il y'a une rotation horaire de la compression passant de N160 (S₁) à NS ou NNE-SSW (bandes N150 dextres) à NE-SW (bandes NS dextres).

4. LA TECTONIQUE DE PRESSION-DISSOLUTION

Trois réseaux ont été observés :

- Un réseau NS (N160 à N10) de fentes simples ouvertes (3 à 5cm de largeur). à ramifications terminales et à remplissage exclusivement siliceux : compression méridienne.

Deux réseaux de fentes simples conjuguées décalent le réseau précédent :

- Les fentes N92 à N110 sub-parallèles à la schistosité S₁, à remplissage siliceux et métallique,
- Les fentes N32 avec les mêmes remplissages que les fentes équatoriales.

Si ces deux derniers réseaux sont conjugués, ils indiqueraient un serrage sub-équatorial (N71).

D. DEFORMATIONS HERCYNiennes DE LA SERIE SCHISTO-GRESEUSE MEDIANE DU TOURNAISIEN p.p. : ZONE III

Comme dans la zone II ; la zone est aussi formée de barres grésos-quartzitiques strato-croissantes ; avec la particularité de montrer des terminaisons en on-lap vers le NNW. Pour faciliter l'étude, on a subdivisé la Zone III en trois niveaux (Fig. III.3.4 et carte hors texte 2).

1. LE NIVEAU INFÉRIEUR

Ce niveau, en contact avec la bande NS de la Zone II, est principalement formé de deux barres quartzitiques peu épaisses (1 à 5m) séparées par 10m de siltites indurées. Ce niveau est entièrement déformé en sigmoïde de type S dans le liseré de contact avec le cisaillement NS dextre. Ces barres sont tardivement décalées en dextre par les décrochements NE-SW qui augmentent davantage la courbure des extrémités des sigmoïdes. Dans ce niveau, les structures de pression-dissolution sont rares ou très peu développées quand elles existent. Celles relevées sont fines, simples et présentent deux direction : NS et NE-SW.

La distribution directionnelle de la schistosité S_1 , dans le niveau inférieur de la zone III, dépend fortement de la compétence des séries. Ainsi, S_{1g} est exclusivement centrée dans les classes N90-99 (8/8) alors que S_{1a} dans les schistes est scindée en deux classes non voisines : N70-79 (36,4% ou 4/11) et N110-119 (45,5% ou 5/11). Cette dernière classe est très fréquente sur les bordures des zones de coulissement où la déformation est maximale dans les schistes et où S_{1a} tend à s'anastomoser avec la paroi de cisaillement orientée N150. Toutefois, ces deux classes de direction dessinent avec précision, les orientations et l'architecture des sigmoïdes S formées dans les bandes de cisaillement semi-fragiles dextres parallèles à la stratification (Fig. III.3.4).

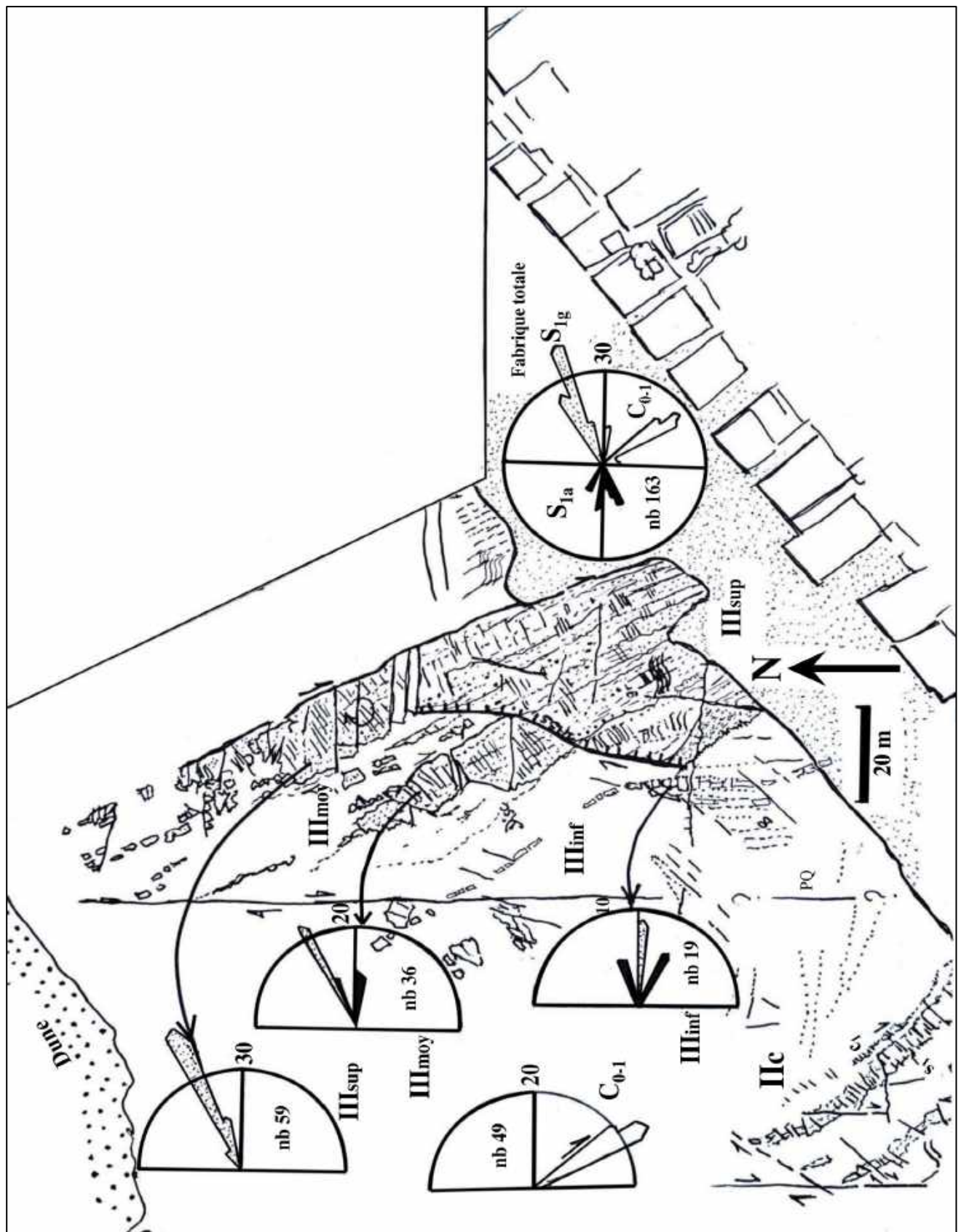


Figure III.3. 4: Schéma structurale de la zone III de Skhirate plage et rosaces de distribution statistique de la schistosité S1g en pointillés, S1a en noir et les cisaillement C0-1 en blanc.

2. LE NIVEAU MOYEN

Ce niveau est une barre gréseuse rose épaisse de 15m environ dans sa partie sud où elle est décalée sur une vingtaine de mètres par une faille listrique syn-sédimentaire (voir Partie II). Cette barre repose sur 70m de schistes et argilites gris et violet lie-de-vin qui la séparent du niveau inférieur.

La répartition de la schistosité de dissolution S_1 dans les grès (S_{1g}) est unimodale, centrée dans la classe N50-59 (100% ou 23/23). Par contre, dans les argilites, S_{1a} est distribuée à égalité dans les classes N60-69 (46% ou 6/13) et N90-99 (54% ou 7/13) : voit tableau 3 et rosaces de la figure III.3.4.

C_{0-1}	Nb	Classes de direction	III _a Niv <		III _b Niv m		III _c Niv >		Total III
			S_{1g}	S_{1a}	S_{1g}	S_{1a}	S_{1g}	S_{1a}	S_1
N140-149	20								
N150-159	25	N59-59			23		04		27
N160-169	02	N60-69		01		06	45		52
N170-179	02	N70-79		04			10		14
		N80-89		01					01
		N90-99	08			07			15
		N100-109							
		N110-119		05					05
		Total	08	11	23	13	59		114

Tableau 3 : Synthèse statistique des directions de la schistosité S_1 dans les grès (S_{1g}) et dans les argiles (S_{1a}) de la zone III.

3. LE NIVEAU SUPERIEUR

Ce niveau terminal de la zone III, est une barre massive grés-quartzitique, épaisse de 40m dans sa terminaison SSE. Les plans de schistosité S_{1g} ont des traces linéaires en surface et sont très rarement distordues. La distribution de S_{1g} est unimodale dans ce niveau avec une direction majeure dans la classe N60-69 (76,3% ou 45/59) avoisinant des directions mineures : N70-79 (17%) et N50-59 (6,8%) : voir Figure III.3.4. La faible variabilité de S_{1g} s'explique, d'une part, par la forte compétence et la grande épaisseur de ce niveau ; et d'autre part par la situation même de ce niveau en dehors des grandes bandes de cisaillement, notamment NS. Les seuls cisaillements visibles sur le terrain, sont celles parallèles à la direction des bancs (C_{0-1}) dont

92% d'individus sont répartis dans les classes N140-149 et N150-159 : (voir rosace III sup, Fig. III.3.4). A noter enfin, que la schistosité S1a n'a pas été mesurée, vue l'absence de niveaux incompetent.

E. DEFORMATIONS HERCINIENNES DU TERME SUPERIEUR DU TOURNAISIEN p.p. : ZONE IV

1. ANALYSE MICROTTECTONIQUE

Dans cette zone, les barres grésio-quartzitiques atteignent leur épaisseur maximale (60 à 65m). Elles sont séparées de la zone III par 60m de schistes violet traversés par de fins niveaux quartzitiques durs (2 à 3cm) orientés NS. Dans ces mêmes niveaux, la tectonique ductile est intense (Fig. III.3.5-A) dont une schistosité discontinue et anastomosée non plane dont le plan moyen est orienté N110. Le grand axe des amandes délimitées par cette schistosité est une linéation d'allongement (La) de même direction. L'ellipsoïde de déformation résultant est le suivant :

Axe X : N110 ; Axe Y : vertical et Axe Z : N20

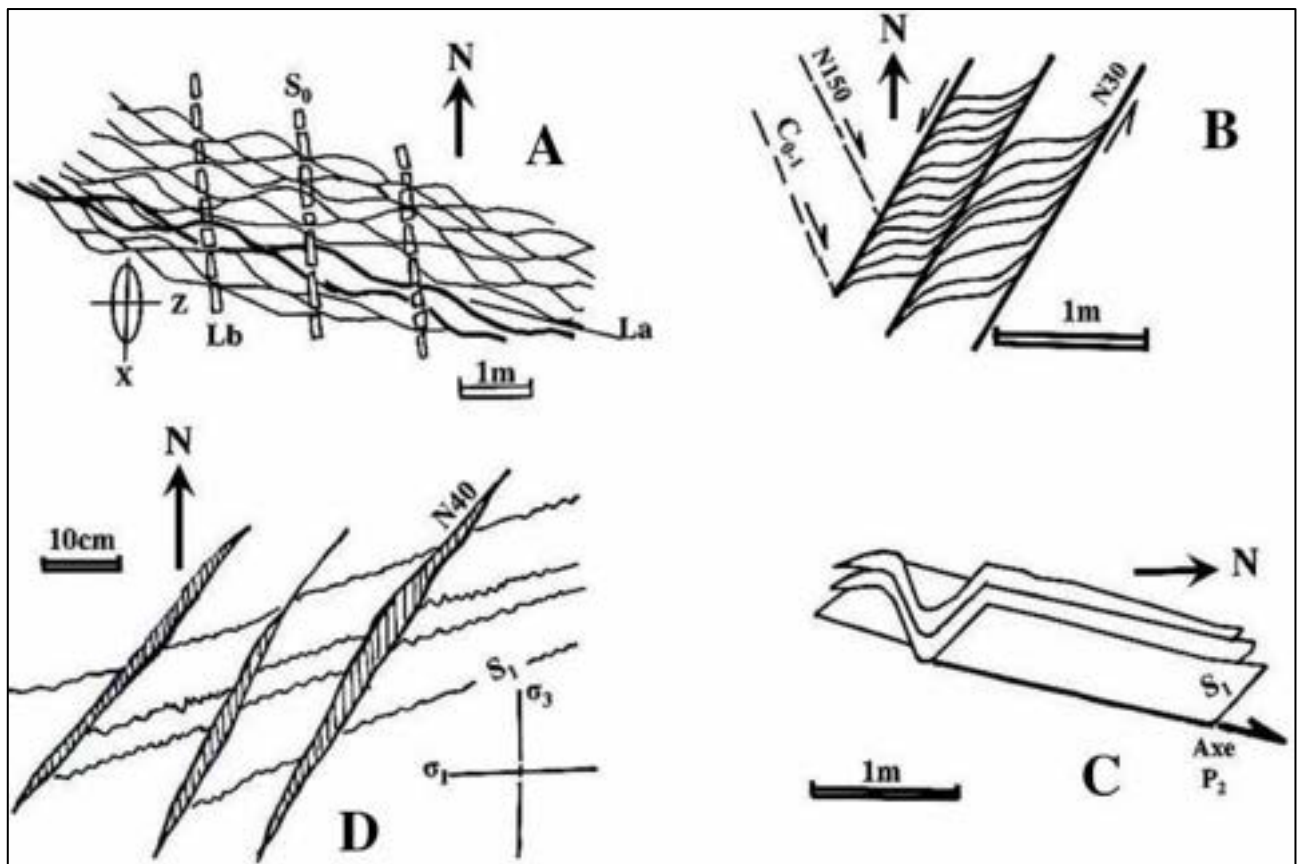


Figure III.3. 5: Quelques aspects microtectoniques affectant les schistes de la zone IV : A-Linéations d'allongement (La) et de boudinage (Lb) ; B-Cisaillements S-C conjugués ; C-Replissement de la schistosité S1 par P2 ; D-Tectonique de pression-dissolution de compression EW.

L'orientation de la schistosité principale, ici N110, a été déjà appréhendée pour S1a déformée dans les bandes de cisaillement NS, au centre des sigmoïdes, notamment dans la zone II et les niveaux inférieur et moyen de la zone III.

Ces déformations sont reprises par une déformation ductile sur les fins niveaux quartzitiques (So : N00, 75 E) qui ont subi un boudinage dont la linéation Lb est orientée NS (Fig. III.3.5-A). Il est fort probable que la crénulation observée sur la schistosité ondulante est liée à cet épisode. Les axes de l'ellipsoïde de déformation sont ainsi orientés :

Axe X = Lb : N00, Axe Y : vertical et Axe Z : N90

Entre ces deux stades, l'ellipsoïde de déformation a subi une rotation horaire de 70° du plan porteur de ses axes X et Z autour de l'axe pivot vertical axe Y.

A quelques mètres à l'est de la première barre de la zone IV (x : 33,869434 ; y : -7,065114), la schistosité S₁ reprend sa direction moyenne N70. Les schistes sont structurés par des bandes de cisaillements semi-fragiles N30 senestres (Fig. III.3.5-B) non observées, auparavant, dans les niveaux inférieurs de la série tournaisienne. Ces bandes S-C décimétriques tordent les plans d'aplatissement en sigmoïdes Z. Leur coexistence avec les cisaillements S-C N150 dextres (plans notés C₀₋₁) suggère que ces deux réseaux soient probablement conjugués et liés à la compression NS précoce qui a suivi la phase schistogène majeure (S₁-P₁).

Dans les barres grésos-quartzitiques supérieures de la zone IV, il est fréquent d'observer des reprises plicatives de la schistosité S_{1g} par de petits plis droits d'axe NS incliné vers le Nord : pli P2 d'axe N05, 50N (Fig. III.3.5-C). Aucune schistosité apparente n'accompagne cette phase de flexion NS probablement à cause de la rareté de niveaux non compétents. Toutefois cette phase serait responsable de l'apparition de fentes de tension simples orientées N40 à cristallisations siliceuses obliques N00 (Fig. III.3.5-D). L'ensemble de toutes ces déformations est cisailé par des décrochements NE-SW dextres engendrés en fin de raccourcissement équatorial.

2. ANALYSE STATISTIQUE

Pour appréhender l'évolution verticale de la déformation ductile dans la zone IV, quatre ensembles de barres grésos-quartzitiques sont étudiées séparément ; du bas (W) vers le haut (E) : IV-1, IV-2, IV-3 et IV-4 : (Fig.III.3.6).

2.1 LA SCHISTOSITÉ S_{1g}

Dans la sous-zone IV-1, le maximum des directions de la schistosité (63%) est centré sur la classe N50-59 ; alors que dans la sous-zone IV-2, les directions s'étalent légèrement sur la

classe N60-69. Ainsi, ces deux classes ensemble concentrent 96% des individus (Fig. III.3.6 et tableau 4). Ces mêmes classes sont retrouvées dans les sous-zones IV-3 (72%) et IV-4 (55%). Dans cette dernière sous-zone IV-4, émerge ; en plus, la classe N40-49 (30% ou 66/219 mesures).

De la base vers le sommet, la schistosité S_1 dans les quartzites de la zone IV, devient de plus en plus fréquente (pénétrative) malgré la croissance en épaisseur et en compétence.

En général, sur l'ensemble des barres de la zone IV, il n'y a pas de variation significative dans la direction de la schistosité S_1 et les strates sont parfaitement rectilignes. Il est, donc, évident que cette zone soit en dehors de l'influence des bandes de cisaillement NS dextres (Phase compressive NE-SW).

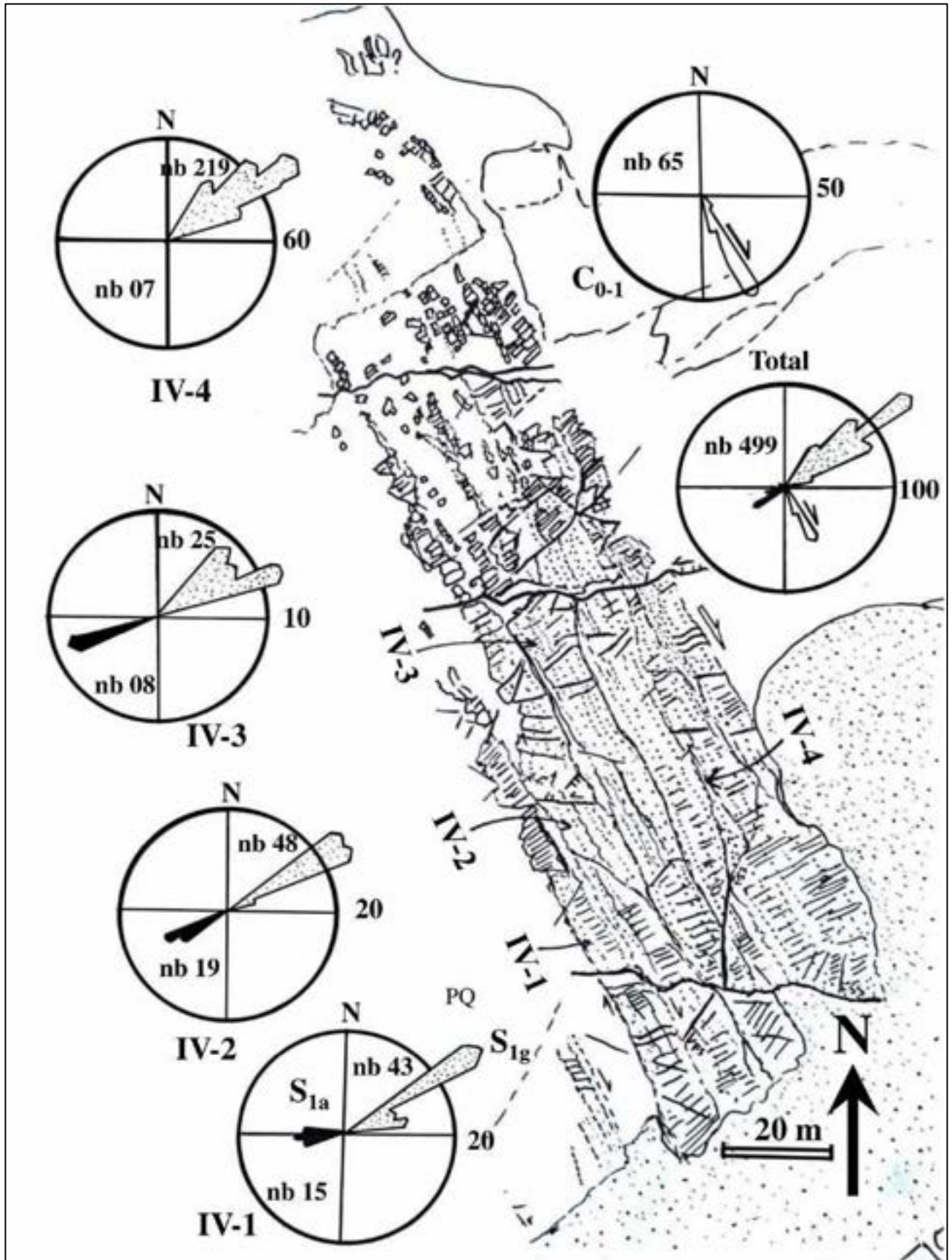


Figure III.3. 6: Schéma structurale de la zone IV de Skhirate plage et rosaces de distribution statistique de la schistosité S1g en pointillés, S1a en noir et les cisaillement C0-1 en blanc.

2.2 LA SCHISTOSITÉ S_{1a}

A l'intérieur des barres massives, tout enrichissement en argilites permet l'expression de l'aplatissement. En effet, dans la barre inférieure et contrairement à S_{1g} , la schistosité S_{1a} est décalée vers les directions N70 à N99 (100% des mesures). Il s'agit vraisemblablement de la conséquence directe de la déformation ductile en sigmoïde S dans les bandes C_{0-1} : N150 parallèles à la stratification. Dans les sous-zones IV-2 et IV-3, il y'a une parfaite concordance des directions avec un maximum dans la classe N60-69 voir Tableau 4, Fig. III.3.6. La barre supérieure terminale (IV-4) est excessivement massive pour permettre l'expression de la schistosité S_{1a} .

C_{0-1}	Nb	IV-1		IV-2		IV-3		IV-4		Total IV
		S_{1g}	S_{1a}	S_{1g}	S_{1a}	S_{1g}	S_{1a}	S_{1g}	S_{1a}	S_1
N140-149	02							32		32
N150-159	52					07		66		73
N160-169	11	27		23	08	06		85	03	152
Total	65	07		23	11	12	08	36		97
		09	05	02					04	20
			06							06
			04							04
		43	15	48	19	25	08	219	07	384

Tableau 4 : Distribution de la schistosité S_1 dans les quartzites (S_{1g}) et dans les siltites (S_{1a}) et fréquences des cisaillements dextre C_{0-1} dans la zone IV : Sommet du Tournaisien p.p.

2.3 LES CISAILLEMENTS N150 DEXTRES (C_{0-1})

Sur les limites des barres, les cisaillements NNW-SSE (C_{0-1}) montrent un comportement semi-fragile par la déformation de la schistosité S_1 . Parfois ; cette tectonique s'exprime à petite échelle et devient même cartographiable au 1/1000 ème (Fig. III.3.6 et carte hors texte 2). Statistiquement, ces plans C_{0-1} présentent un pic de maxima dans la classe N150-159 parallèle à la stratification (80% ou 52/65 individus) : Tableau 4, à gauche.

F. CONCLUSION DE L'ANALYSE STATISTIQUE DES DEFORMATIONS DUCTILES DE LA SERIE SCHISTO-GRESEUSE DU TOURNAISIEN p.p. (ZONES II, III ET IV)

Après les travaux de cartographie et de mesures, l'étude statistique permet entre autres, de caractériser les directions moyennes des structures ductiles et fragiles s'exprimant en surface. La chronologie des événements tectoniques, étant établie, on procède à vérifier et décrire les déformations successives incrémentales et leurs rôles dans l'architecture finale de la partie septentrionale de la bande de Benslimane.

La schistosité S1 s'est avéré un excellent repère pour mettre en évidence et étudier les déformations post-paroxysmales. Ainsi, après la confirmation cartographique, l'analyse directionnelle de S1 a permis entre autres la caractérisation de zones de cisaillements de type S-C.

1. EVOLUTION DE LA FREQUENCE DES DIRECTIONS DE S1

A l'examen de la carte hors texte 2 et du tableau 5, on se rend compte que la densité de S1 augmente nettement de l'Ouest vers l'Est ou de la base de la série tournaisienne (zone 2) vers son sommet (zone 4). Cette évolution pourrait être interprétée par :

- L'épaississement ; dans ce sens, des barres quartzitiques
- Une possible proximité du cœur d'un grand pli synschisteux P_1 associé à S_1 . On verra dans la zone 5 que ce plissement est un synclinal à axe N70 incliné vers l'Est.

2. DISTRIBUTION DES SCHISTOSITES S1g et S1a

La distribution de S1a dans les argilites, est relativement beaucoup plus grande par comparaison avec S1g dans les quartzites (Tableau 5). La plasticité des argiles permet une réponse ductile vis-à-vis de la contrainte en compression. Cette déformation est encore plus exagérée par la transpression dans les couloirs de cisaillement dextre en rotation horaire. Les strates se déforment en sigmoïdes ce qui rajoute à la dispersion cartographique des tracés de la linéation L₀₋₁. Le maximum de dispersion est atteint dans la sous-zone II-b dans laquelle on a vu que S1g varie de la classe N30-39 à la classe N70-79 ; ce qui correspond à un corridor de cisaillement NS dextre qui déforme les strates en méga-sigmoïde S.

Classes de Direction	I- II		III		IV		Total		S ₁ Total
	S _{1g}	S _{1a}	S _{1g}	S _{1a}	S _{1g}	S _{1a}	S _{1g}	S _{1a}	
N30-39	12				32		44		44
N40-49	25				73		98		98
N50-59	36	07	27		141	11	204	18	222
N60-69	50	01	45	07	78	19	173	27	200
N70-79	16		10	04	11	09	37	13	50
N80-N89				01		06		07	07
N90-99			08	07		04	08	11	19
N100-109		02						02	02
N110-119		07		05				12	12
Total	139	17	90	24	335	49	564	90	654

Tableau 5 : résumant l'évolution des fréquences et des directions de la schistosité S₁ de la phase hercynienne majeure dans les séries schisto-quartzitiques du Tournaisien p.p. de Skhirate plage.

3. COULOIRS DE CISAILLEMENT

Ces couloirs présentent ici trois épisodes dont la taille (largeur) diminue à l'amorti au cours de la déformation. Des plus anciens aux plus récents, on distingue :

3.1 BANDES N150 DEXTRES (C₀₋₁)

Ce sont des déformations pénétratives observables à toutes les échelles. Leur particularité géométrique est le fait que les bandes de cisaillement soient parallèles à la stratification, au moins en direction. Entre les bancs massifs quartzitiques, les niveaux argilitiques sont constamment déformés en sigmoïdes S attestant du jeu dextre des couloirs de cisaillement. Ces bandes, générées par une compression méridienne, sont les plus anciennes recoupées par les cisaillements ultérieurs dont les bandes NS dextres.

3.2 BANDES DE CISAILLEMENT NS DEXTRES

Contrairement aux précédentes, ces couloirs méridiens sont localisés principalement dans la zone II où les barres sont tordues sous l'effet des mouvements dextres. Toutes les directions des structures précédentes (S₁ et C₀₋₁) subissent, la contrainte de compression responsable de la genèse de ces cisaillements NS est orientée N30 à N45 attestant d'une rotation horaire du raccourcissement de 50° à 65° depuis la phase majeure N160.

3.3 BANDES N30 DEXTRES ET SENESTRES

Ce sont des bandes discrètes de faible largeur ne dépassant pas le mètre mais elles confirment la poursuite de la rotation horaire du raccourcissement. Les bandes de cisaillement EW décrites plus au sud dans les blocs 8 et 9 de Aïn El Abanate (Part. III, Chap. 2), n'ont pas été observées dans le secteur de Skhirate-plage.

4. RELATION EPAISSEUR DES STRATES-DIRECTION DE S₁

Dans la zone III, notamment, on observe cette relation. Partant des argiles de base vers l'intérieur de la partie la plus épaisse des quartzites (60m) :

- La schistosité de dissolution S₁ est d'abord orientée N90 à N98 dans une série où les argiles dominent les grés dans les proportions approximatives de 80% et 20%.
- Par contre, dans la barre quartzitique, la direction de S₁ se stabilise autour des directions ENE-WSW (N52 à N60) dans les grés roses épais de 5 à 15m. Dans la barre supérieure, épaisse de 35m, S₁ montre des directions comprises entre N62 et N70 en bordure de la sablière.

G. ANALYSE STRUCTURALE DU DOUBLE SYNCLINAL DE L'ÎLE DE SKHIRATE A CŒUR DE VISEEN SUP. : ZONES V ET VI

Si les zones I à IV, à séries du Famenco-Tournaisien montrent une structure régulièrement monoclinale avec des strates orientées en moyenne N150, 55ENE, les zones V au niveau du port de pêche et VI au niveau de la station balnéaire montrent d'importantes flexions de la série indiquant deux phases de plissement distinctes (voir carte hors texte 2 et Fig. III.3.1).

Dans la zone V se trouvant à l'Ouest de la jetée de Skhirate (Fig. III.3.7), la stratification au Sud est orientée N155, 60 ENE, qui devient NS puis N20, 60ESE, au nord, au contact de la dune plio-quadernaire, dune de falaise vive scellant l'ouija. Cette structure synclinale est d'axe N70 parallèle à la schistosité S_1 : synclinal synchisteux à axe incliné vers l'Est. La faible variation de la direction de S_1 dans les deux flancs de ce pli, indiquerait une schistosité de plan axial accompagnant le plissement synchisteux. La zone axiale de ce synclinal est intensément déchiquetée par des décrochements NE-SW à EW dextres faisant translater le flanc Nord vers l'Est au cours d'un raccourcissement EW à NW-SE (post- S_1P_1).

La zone VI, est située au milieu de la plage, au sud de l'île de Skhirate. Elle montre un changement de la direction des strates à N30, 50 à 65NW qu'on retrouve en marée basse (Fig. III.3.8). Au contact de la sablière la schistosité S_1 montre des orientations comprises entre N90 et N115.

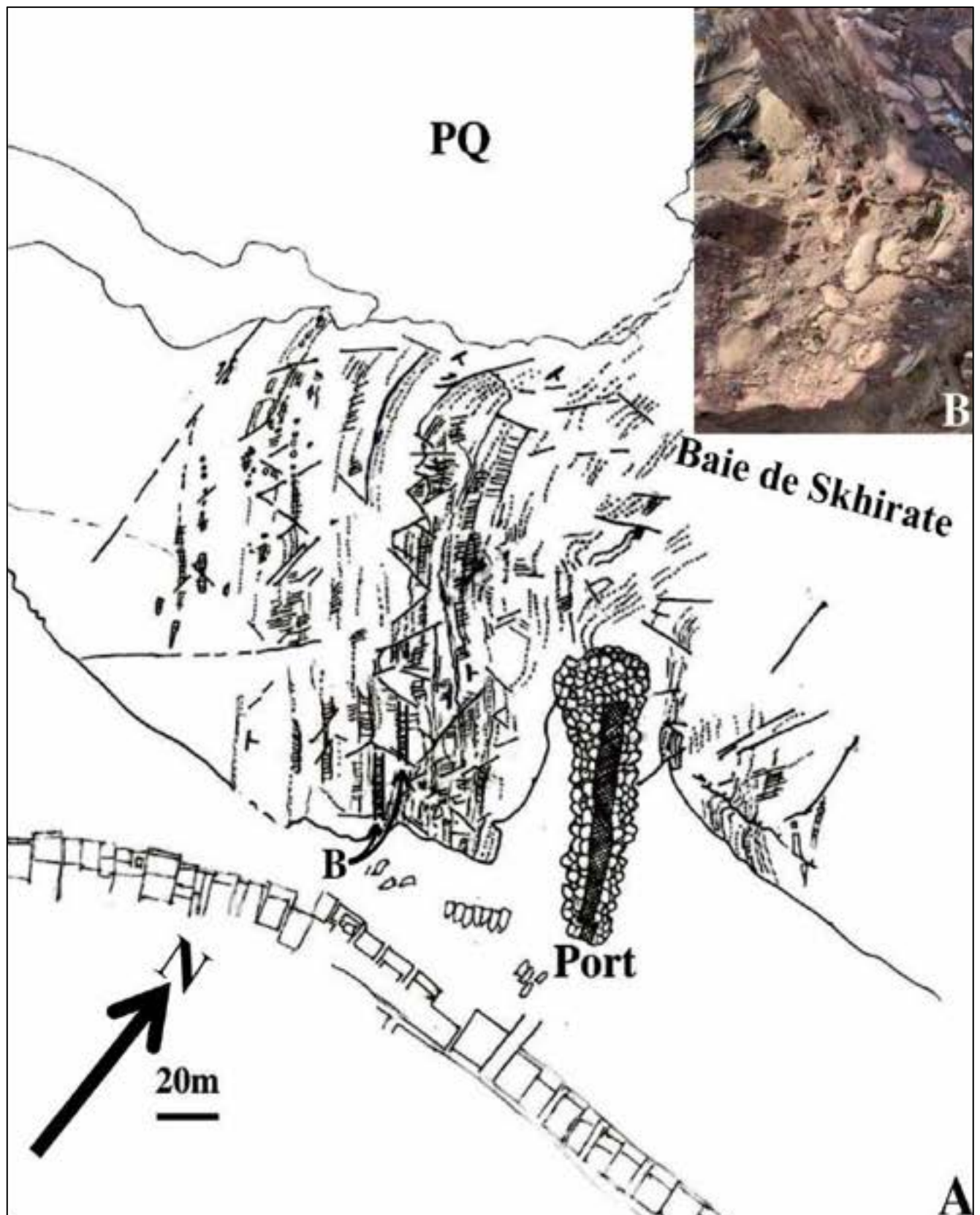


Figure III.3. 7: A-Schéma structural de la zone V du port de Skhirate montrant l'axe du pli P1 accompagnant la schistosité de dissolution S1 ; B-Niveau calcaire conglomérat Viséen. Sup du port de pêche.

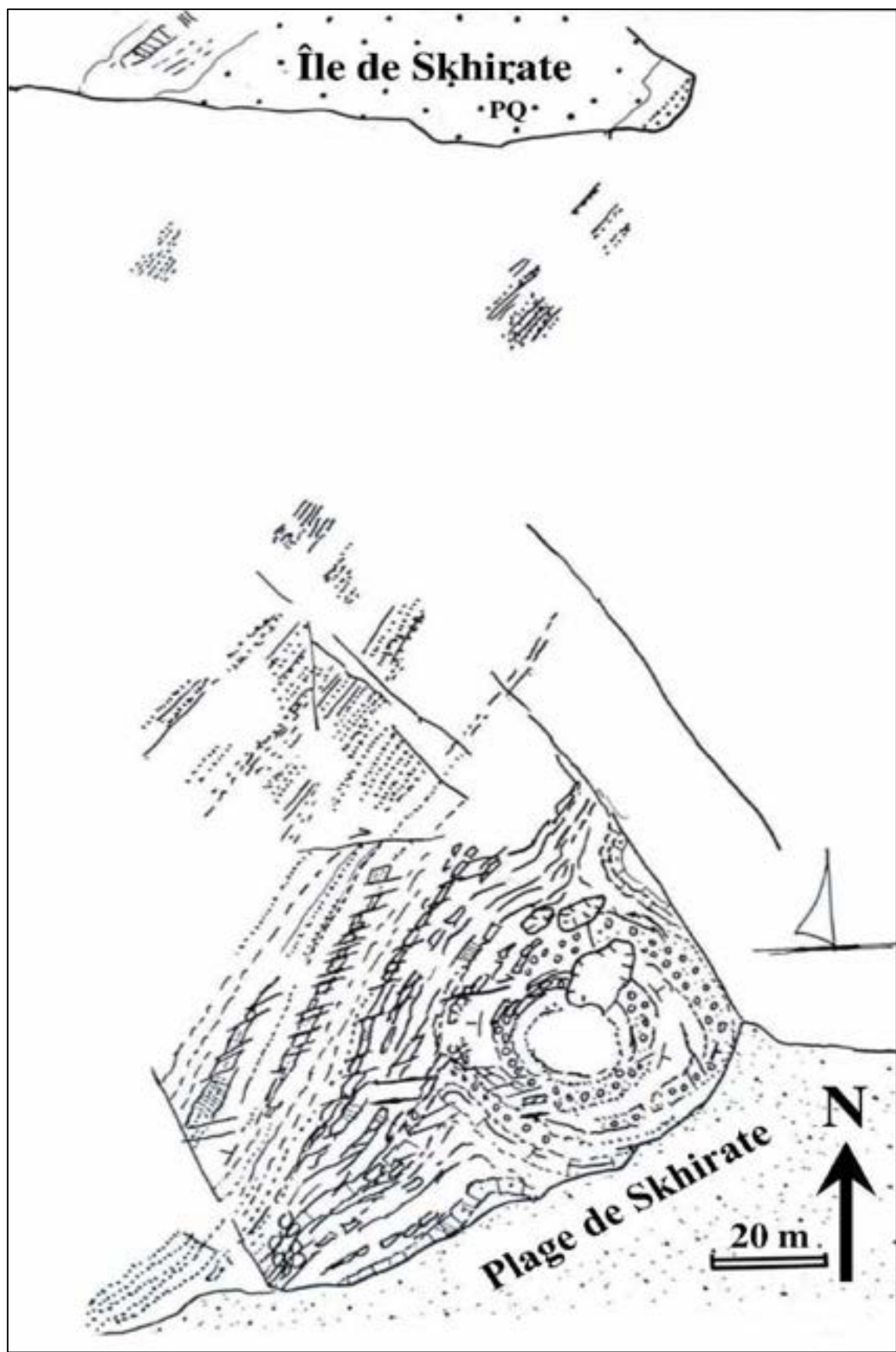


Figure III.3. 8: Schéma structurale de la zone VI de la plage de Skhirate : station balnéaire montrant les structures d'interférence des plis P1 et P2.

Dans le liseré de contact des strates détritiques grossières du Viséen sup. avec la sablière, apparaissent des conglomérats à gros galets qui dessinent des ceintures circulaires concentriques (Fig. III.3.8). L'analyse structurale montre des pendages moyens à forts divergents ou centrifuges qui dessinent un dôme caractéristique des plis d'interférences générés par deux phases plicatives : Fig. III.3.9 :

- Pli d'axe ENE-WSW (P_1) comme celui visible dans la zone V et
- Pli d'axe NS à N30 (P_2) passant par l'île de Skhirate.

Il est fort probable que la zone VI soit la continuité par flexion de la zone V, avec cependant de fortes variations latérales de faciès (voir carte hors texte 2 et Fig. III.3.9).

L'analyse microtectonique des déformations de ces deux zones sera traitée dans la chapitre 4.

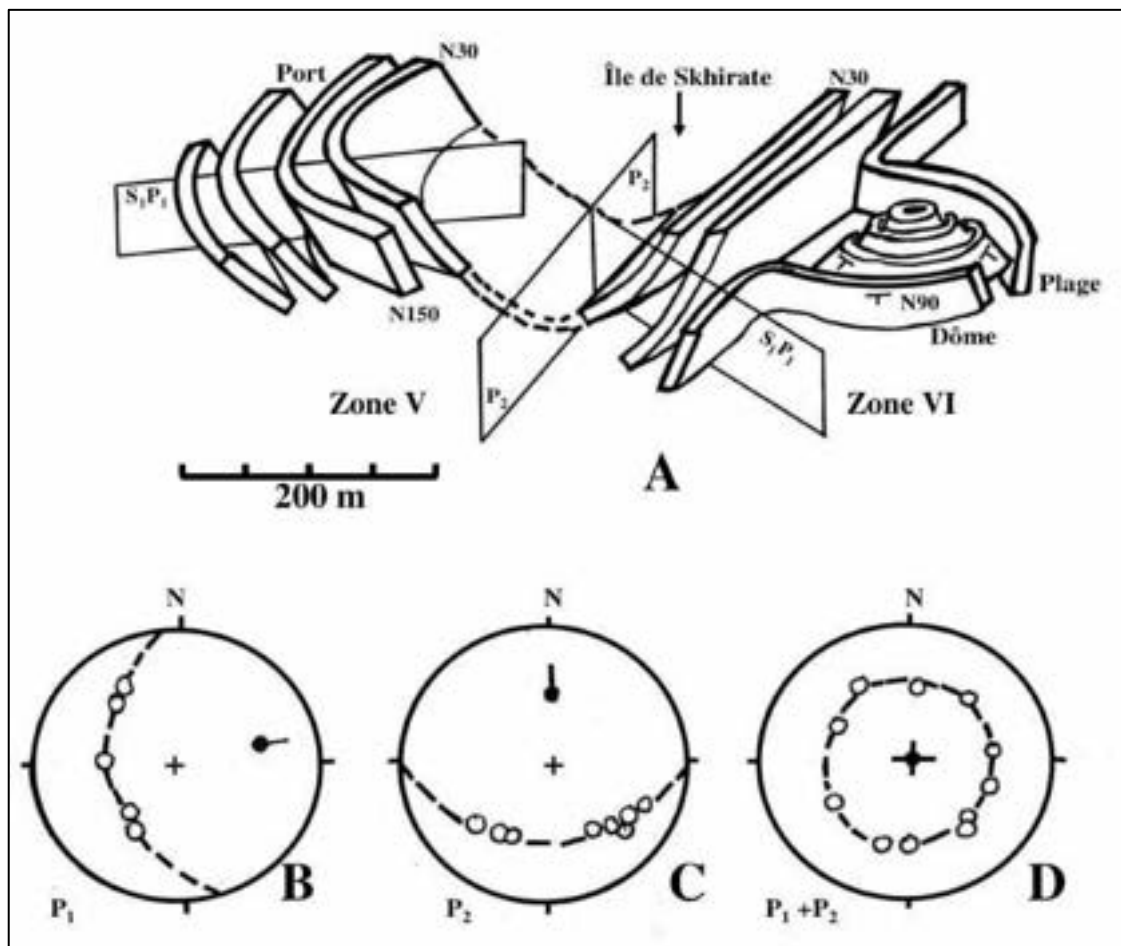


Figure III.3. 9: phases de plissement dans les zones V et VI . A-Tectonogramme des phases P_1 et P_2 : observer la réorientation de S_1 dans le pli P_2 . B-Reconstitution de l'axe P_1 moyen ; C- Reconstitution de l'axe P_2 moyen ; D-Aspect Stéréographique du dôme de Skhirate plage (P_1+P_2).

CHAPITRE 4 : SYNTHÈSE STRUCTURALE

A. INTRODUCTION

La partie septentrionale de la bande de Benslimane offre l'opportunité d'étudier un large panel de structures de compression et de transition. La grande intensité de déformation s'explique par la localisation même de ce secteur à la croisée des grands domaines de la Meseta occidentale. La diversité des structures, elle, s'explique en outre par la rhéologie des séries présentant un grand contraste de compétences permettant l'expression de tous les types de tectoniques : ductiles, semi-fragiles (de pression-dissolution) et fragiles.

B. LA TECTONIQUE DUCTILE

Il s'agit de trois phases schistogènes à effets divers accompagnées ou non de plissement. On distingue de la plus ancienne à la plus récente :

1. LA SCHISTOSITE DE DISSOLUTION STRATIFORME SS_0

C'est une schistosité de dissolution stylolithique parallèle à la stratification et qui s'exprime plus nettement dans les bancs quartzitiques et grésos-quartzitiques de compétence très élevée. Son âge ancien est indiqué par sa reprise par les plis P_1 et P_2 (Fig. III.4.1).

Dans cet exemple (X : 33.862420, Y :-7.060979), les plis P_1 synschisteux, à grand rayon de courbure d'axe incliné et dont le plan axial droit à l'origine est basculé par le pli P_2 .

Le débit stylolithique stratiforme SS_0 cause une dissolution au niveau des joints de stratification : pénétrativité restreinte. Son âge relatif antérieur aux plissements laisse supposer qu'elle a affecté la série argilo-détritique du Tournaisien p.p. encore à l'état horizontal isotrope. Elle indique une contrainte de raccourcissement σ_1 vertical (aplatissement vertical) non accompagnée de tectonique distensive, mais sans précision spatiale des orientations de σ_2 et σ_3 toutes les deux horizontales.

Il est fort probable que SS_0 ait intervenu à la faveur d'un épisode d'enfouissement dû à une forte subsidence conjuguée au processus de densification post-diagénétique.

Cette schistosité stratiforme a été observée dans plusieurs domaines de la meseta sur des séries d'âge viséen ou plus ancien.

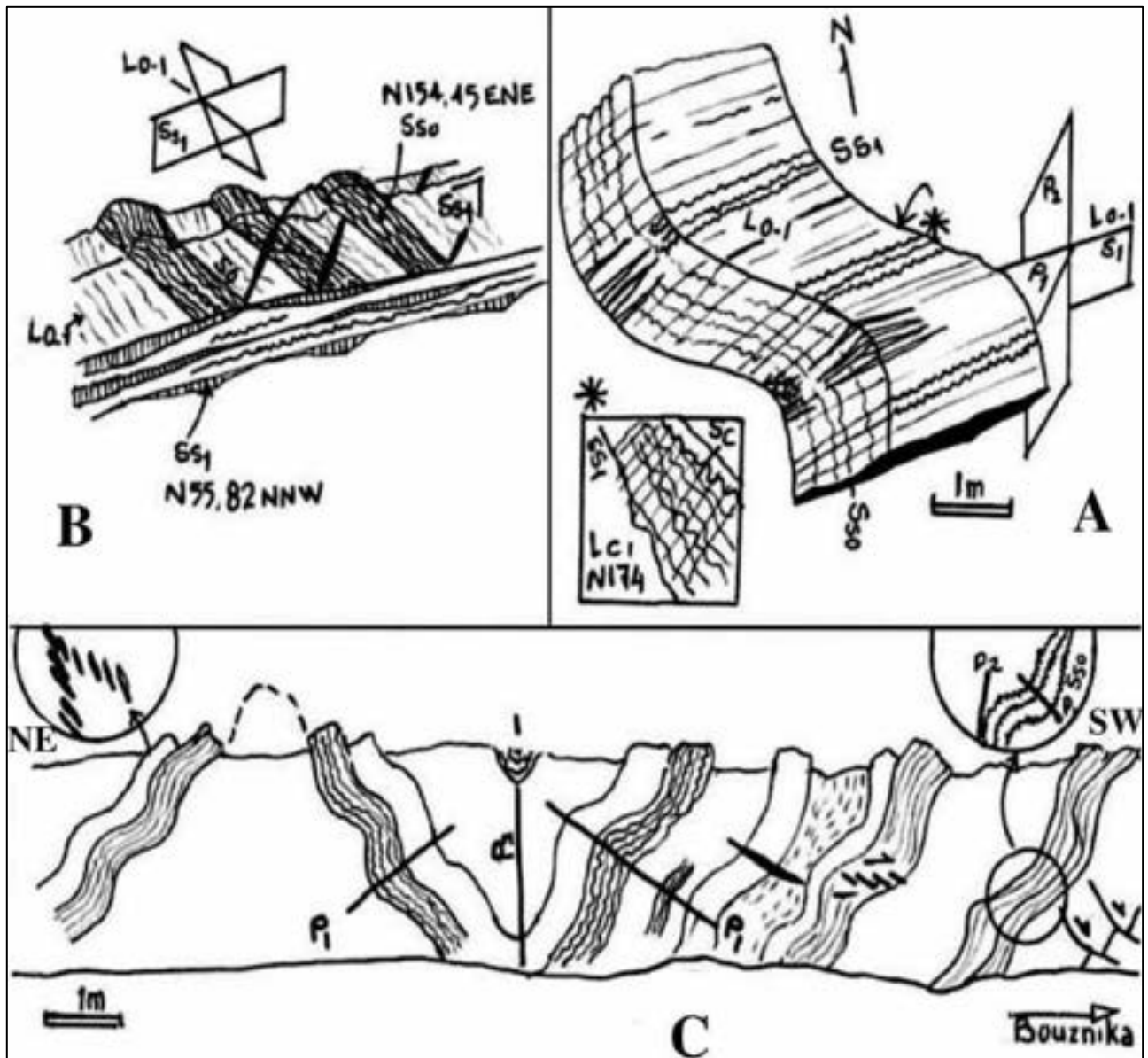


Figure III.4. 1: Déformations ductiles : A- Aspects géométriques du plissement S1-P1 (voir détail du clivage de crénulation S2). B- Détail de la fabrique Ss0, Ss1 et L0-1. C- Interaction entre S1P1 et S2P2.

2. LES PLIS SYNCHISTEUX S₁ P₁ A SCHISTOSITE DE DISSOLUTION

La seconde schistosité S_{S1}, souvent orientée ENE-WSW est une structure planaire d'aplatissement intensément pénétrative dans les niveaux argilo-pélitiques voire même dans les quartzites où elle est réfractée et légèrement plus espacée. Cette phase schistogène a généré des plis synschisteux à schistosité de plan axial de même direction généralement isopaques de flexion-aplatissement à déformation de charnière (Fig. III.4.1-A) : fentes de tension en extrados et micro-plis et stylolithes en intrados.

L'examen de détail montre que Ss_1 est une schistosité espacée de dissolution de type fracture semi-fragile indiquant une déformation dans la zone de transition ductile-fragile. L'axe Z de l'ellipsoïde de déformation varie peu entre N150 et N160, alors que l'axe X d'allongement correspond à la linéation L_{0-1} orientée N60 à N80 (Fig. III.4.1-B). Dans les niveaux plastiques, par contre la schistosité est ardoisière ou de fracture espacée.

3. LES PLISSEMENTS $S_2 P_2$

Les plis d'axe NS sont visibles à toutes les échelles d'observation. A commencer par le grand synclinal de la baie de Skhirate d'axe méridien et déjeté vers l'Ouest (Figs. III.3.8 et III.3.9).

Au niveau de la plage de Skhirate, on observe l'interaction des plis $P_1 P_2$ avec une structure en dôme circulaire à enveloppes concentriques et à pendages divergents.

A l'échelle de l'affleurement, les parements frais de la route côtière R322 permettent d'observer les plissements ouverts P_2 au niveau des casernes de Kasbat Skhirate (X : 33.8611044, Y : -7.0632541) : Fig. III.4.1-C.

Les plis P_1 d'axe ENE-WSW sont repris par des plis droits métriques à angle d'apex relativement pointu (30° à 45°) : les plans axiaux de P_1 sont basculés avec des pendages moyens soit vers le Nord soit vers le Sud (Figs. III.4.1-A et C).

Au niveau des extradors des anticlinaux les microstructures dont des fentes en échelon conjuguées : N50 et N105 indiquent une compression horizontale moyenne EW liée au plissement P_2 (Fig. III.4.1-C : en haut à gauche).

4. LA SCHISTOSITE S_2 DE CRENULATION

La schistosité de dissolution Ss_1 est reprise dans les niveaux plastiques inter-bancs quartzitiques par une schistosité de crénulation très discrète orientée N150,75WSW. La linéation de crénulation a souvent une orientation NS : N174,60S : Fig. III.4.1-A en bas à gauche et III.1.2. Entre les phases ductiles principales $S_1 P_1$ et $S_2 P_2$ l'axe Z de l'ellipsoïde de déformation a subi une rotation horaire comprise entre 80° et 100° avec une permutation entre les axes X et Y.

C. LA TECTONIQUE SEMI-FRAGILE

On entend par la tectonique semi-fragile l'ensemble des déformations que subissent les masses rocheuses entre les zones profondes à déformation ductile schistogène et celles du niveau structural supérieur à déformation cassante fragile :

1- Les structures S-C et

2- Les microstructures de pression-dissolution (stylolithes, veines et fentes de tension)

Comme pour la tectonique ductile, ces déformations sont aussi polyphasées et apparaissent particulièrement après chaque phase ductile et se terminent par des structurations par fracturation.

1. PHASES DE STRUCTURES S-C

On distingue quatre phases dont certaines s'expriment à échelle cartographique au 1/1000 ème (phase 2). Le trait commun entre ces phases est le jeu dextre constant des cisaillements malgré leur changement de direction (Fig. III.4.2).

1.1 Phase 1 à σ_1 : NNE-SSW :

Les premières structures S-C ont la particularité d'apparaître dans des bandes de cisaillement parallèles à la stratification orientée N150 (Fig. III.4.2-A). La schistosité Ss_1 ne change pas d'orientation au centre des bandes (N80).

Par contre au contact des plans de cisaillement, les plans d'aplatissement subissent une flexion dextre et s'orientent dans la direction NW-SE définissant des sigmoïdes de type S, indiquant le jeu dextre des cisaillements C.

1.2 Phase 2 à σ_1 : NE-SW :

Cette phase a structuré le front côtier de la BBS en bandes cartographiques de cisaillements méridiens dextres dont la largeur peut atteindre 100m (Fig. III.4.2-B). Toutes les structures liées à la phase ductile S_1 P_1 subissent la flexion-glisserment et la stratification est flexurée et étirée au contact des cisaillements dextres.

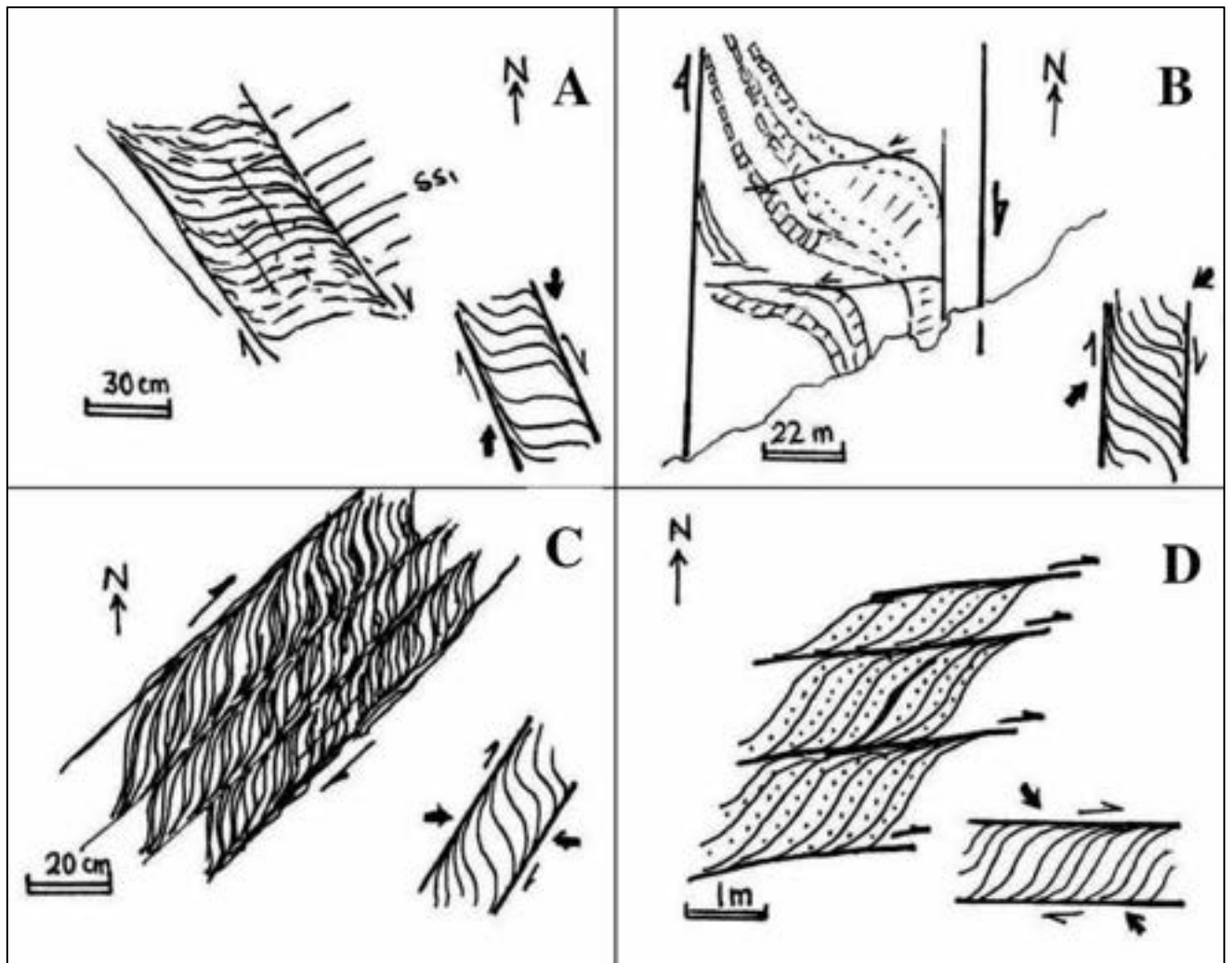


Figure III.4. 2: Phases de structure S-C :A- Bandes N150. B- Bandes NS cartographiques. C- Clivage ardoisier déformé par les bandes N30 dextres de type S-C. D- Quartzites cisailés par les bandes EW dextres S-C.

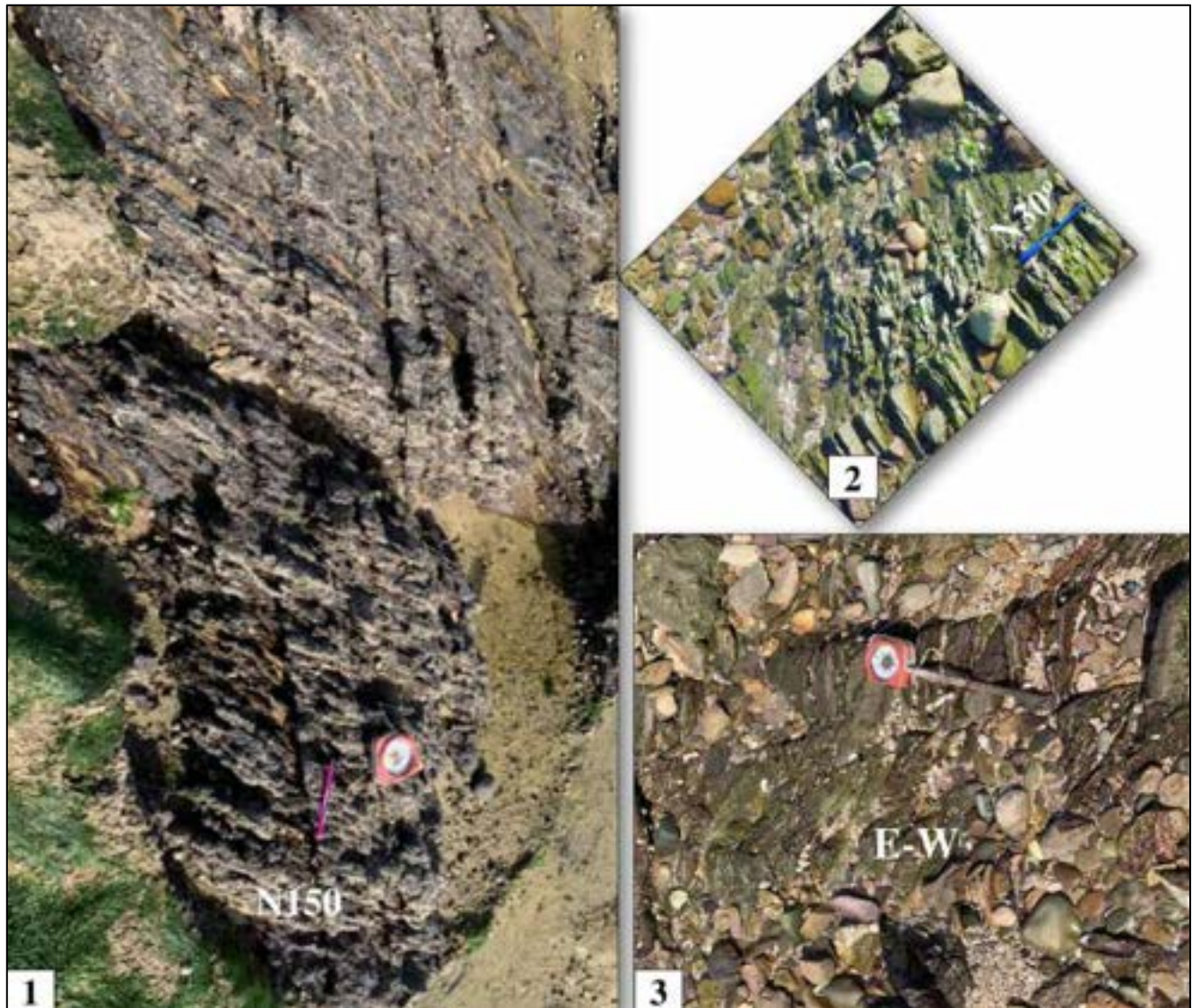


Figure III.4.2 : (suite) : 1-Photo du site A ; 2- Photo du site C ; 3- photo du site D.

1.3 Phase 3 à σ_1 : E-W :

Cette phase est la plus discrète, on observe uniquement dans les niveaux argileux et silteux épais. La largeur des bandes dépasse rarement 1m au niveau de la rade de pêche de Skhirate plage. Cette phase serait un continuum de la phase plicative S_2 P_2 (Fig. III.4.2-C). Elle a particulièrement généré des plans C : N135 et NS définissant des kink bands (Fig. III.4.3-F) de compression EW.

1.4 Phase 4 à σ_1 : NW-SE :

Cette phase se distingue par l'important rejet sur les plans C dans des bandes EW (Fig. III.4.3-D). A l'échelle cartographique, elle est responsable avec les décrochements dextres de même direction des rejets hectométriques dextres des barres quartzitiques du Strunien de l'embouchure de l'Oued Cherrat vers la plage de Skhirate. Les plans C : EW déforment en sigmoïdes de type S à la fois la stratification Ss_0 et la schistosité Ss_1 .

2. PHASES DE PRESSION-DISSOLUTION

Les mêmes phases observées pour les structures S-C sont établis pour les microstructures de dissolution (Fig. III.4.3).

La phase de raccourcissement NS précoce a produit des veines (1 à 5cm) siliceuses à cristaux orthogonaux ou obliques qui recoupent la schistosité Ss_1 (Fig. III.4.3-A). Ces fentes sont recoupées par 2 générations de fentes : orientées EW puis NS tardives. Ces dernières sont très épaisses (10cm en moyenne) et semblent cristalliser l'ensemble du liquide de dissolution circulant dans la masse rocheuse. Entre ces phases à σ_1 perpendiculaires on peut observer des phases intermédiaires NE-SW et NW-SE (Fig. III.4.3-B et C). A l'extrémité orientale du bassin de Skhirate, les calcaires Givetiens et Frasnien confirment ces phases de pression –dissolution (Fig. III.4.3-E) par la présence de deux phases méridiennes l'une précoce et l'autre tardive séparées par un épisode équatorial. Ce dernier s'exprime parfois dans les quartzites par des fentes en échelon qui montrent un coulisement potentiel dextre (Fig. III.4.3-D).

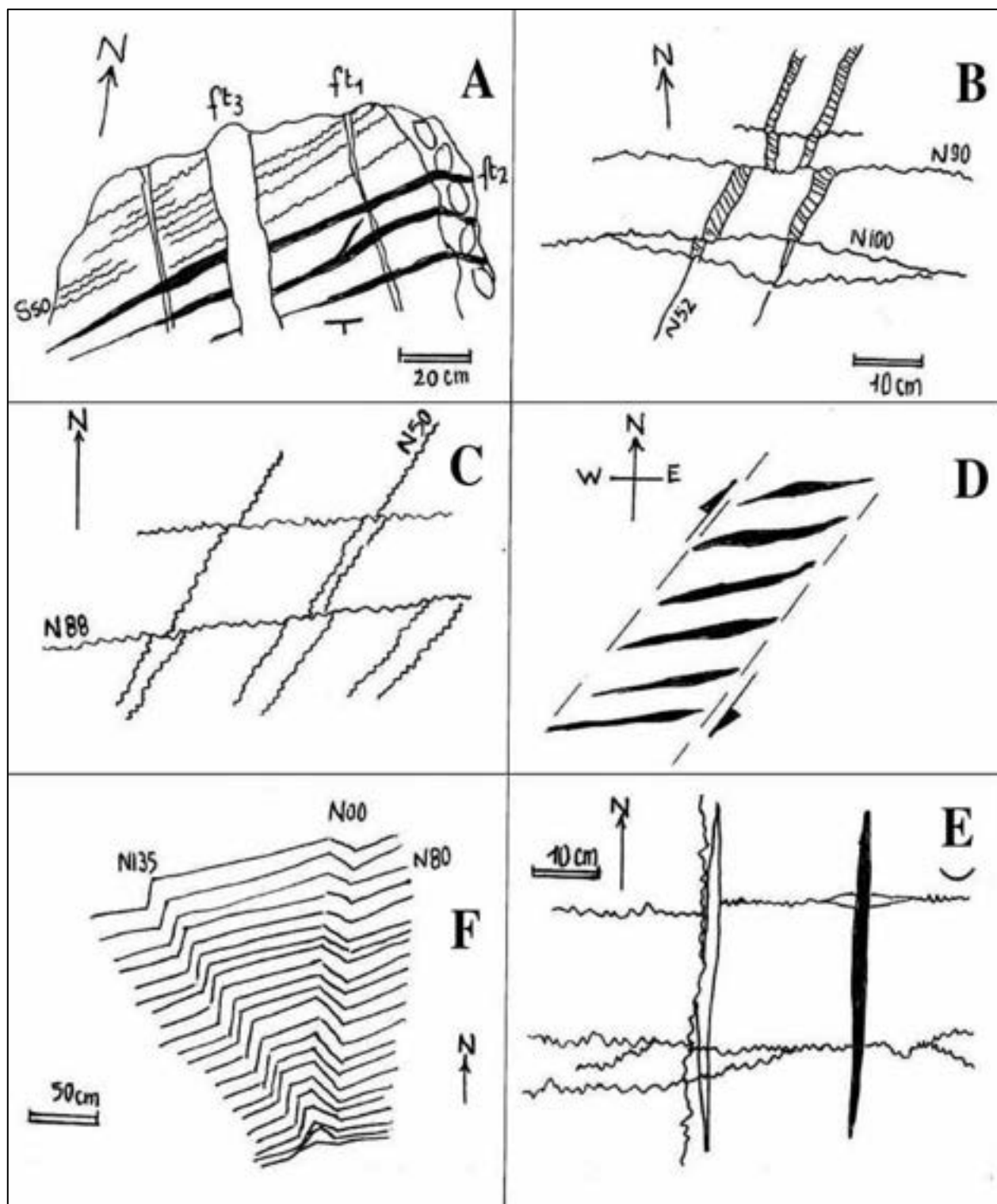


Figure III.4. 3: Tectonique de pression dissolution : A- Phases de réseaux de veines dans les calcaires conglomératiques (Viséen supérieur) dans la zone VI : plage de Skhirate. B- Fentes de tension siliceuse (compression NE) dissoute par les stylolithes EW (compression NS tardive) : Kasbat Skhirate. C- Deux générations stylolithiques (Kasbat Skhirate). D- Veines en échelon de décrochement potentielles dextres NE-SW. E- Trois phases de pression dissolution dans les calcaires de Givétien (Ride Cherrat- Oued Ykem). F- Kink-Band dans les silts de la zone V du port de pêche (compression EW).

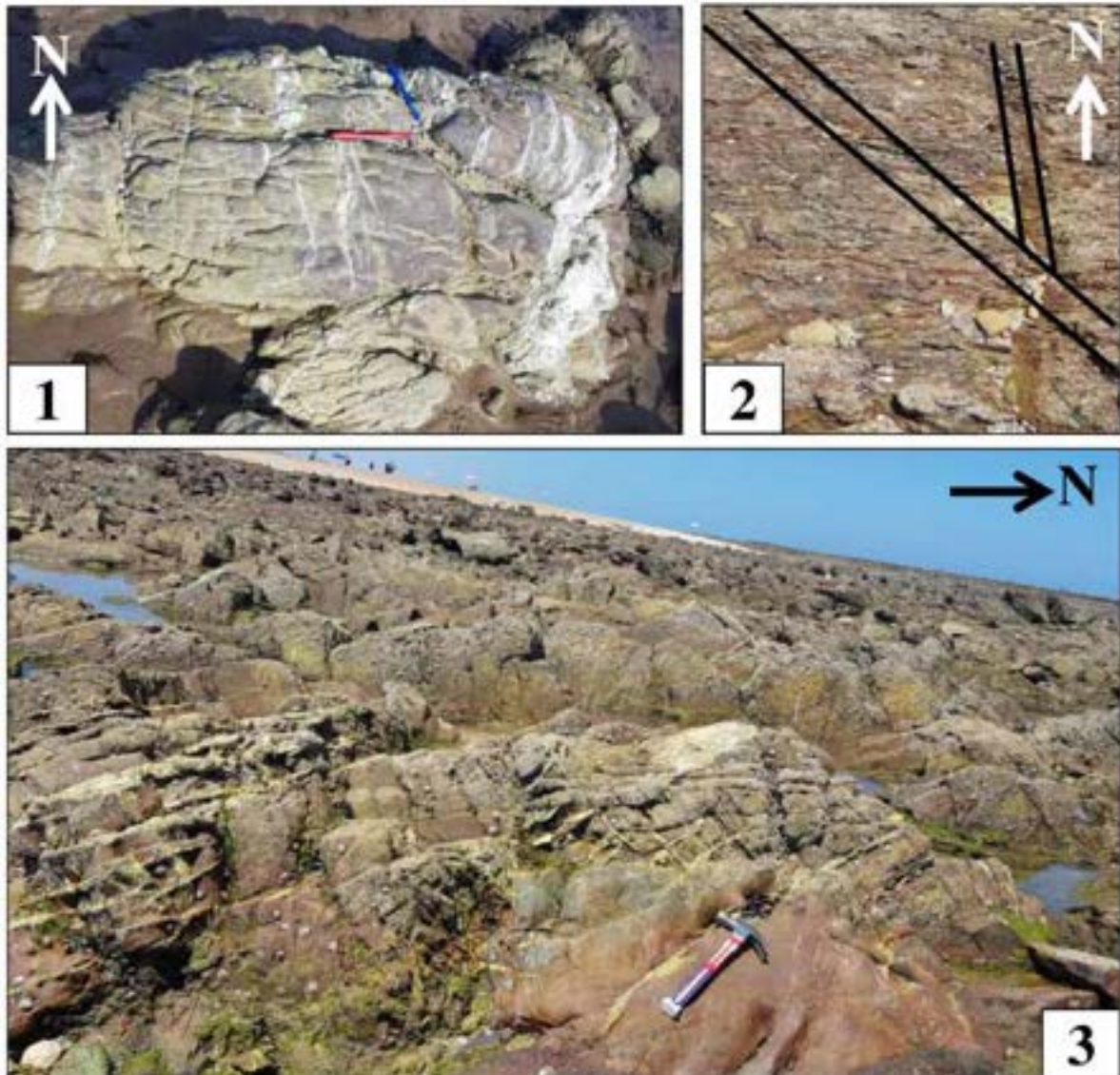


Figure III.4.3 (suite) : 1-Photo du site A ; 2-Photo du site F ; 3- Fentes de tension réticulées injectant S_1 et les failles inverses.

D. LA TECTONIQUE FRAGILE

Les phases compressives du cycle hercynien ont généré dans notre secteur des failles inverses et des décrochements qui interviennent en fin de chaque épisode (Figs. III.4.4 et III.4.5).

1. LES FAILLES INVERSESES

La tectonique tangentielle intervient principalement lors des compressions NS précoce et tardive et parfois lors de la compression intermédiaire EW.

A la base de la série tournaisienne p.p. (formation 3) la schistosité de dissolution S_{S1} normalement verticale est ici inclinée $N70,38NNW$ car utilisée en failles inverses à vergence sud (X : 33.8702327 , Y : -7.0625950) : Fig. III.4.4-A et B .

Ces failles sont reprises par des failles inverses de vergence opposée : N88,30S qui recoupent à la fois le débit Ss₁ et les failles inverses précoces. Plus au sud à Kasbat Skhirate, les barres verticalisées du Strunien (N150) montrent nettement ces deux phases confirmant leur chronologie.

Les failles inverses tardives ont la particularité de fonctionner en présence d'abord de liquide siliceux de dissolution puis injectées de liquides ferrugineux à la fin du processus de raccourcissement (Fig. III.4.4-C). La phase EW intermédiaire a généré localement des failles inverses méridiennes à pendage moyen et à vergence exclusivement W (Fig. III.4.4-D).

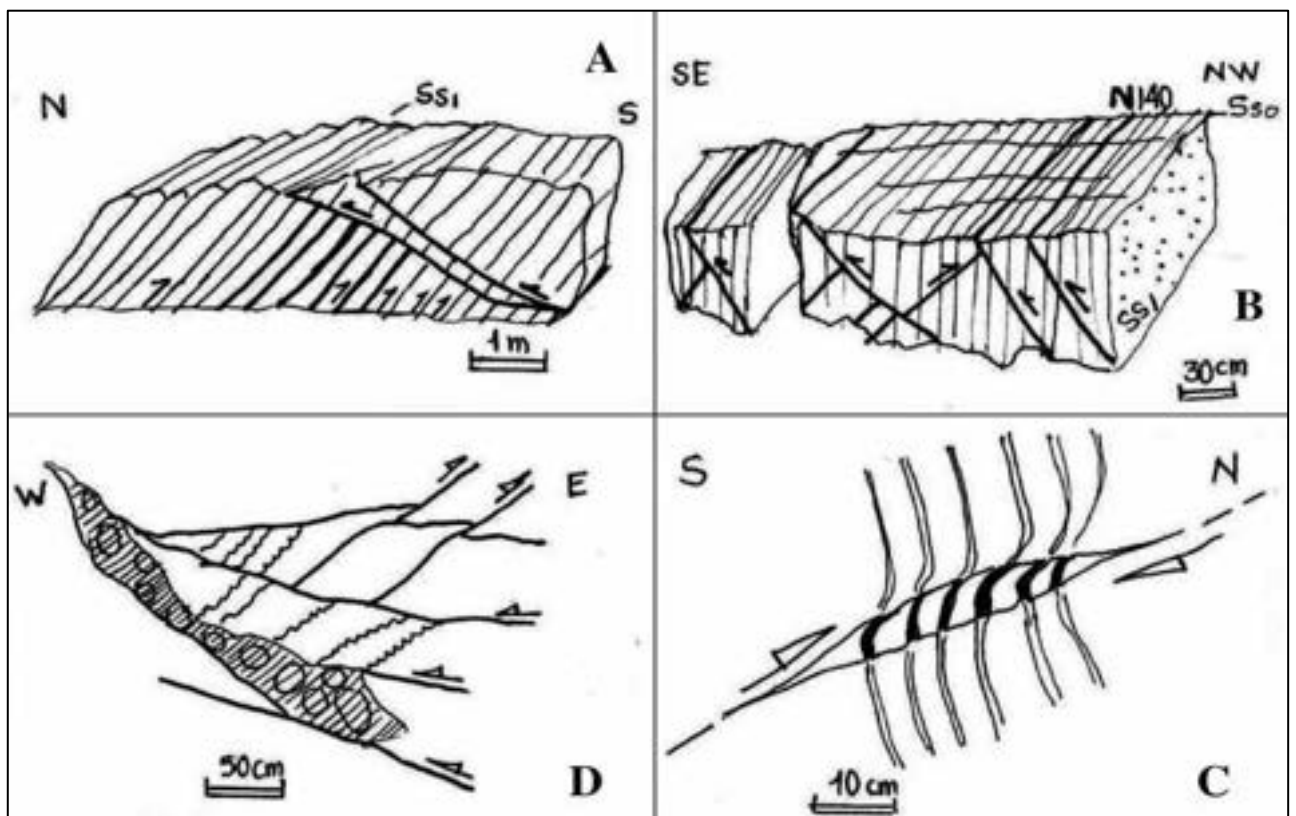


Figure III.4. 4: Quelques aspects des failles inverses de Skhirate plage : A- Clivage Ss₁ réutilisé en faille inverse de vergence sud tardivement recoupé par des failles inverses a rejet nord dans la zone I. B- Idem dans le port de pêche. C-faille inverse tardive ayant déformé des veines épaisses par elongation interne. D-faille inverse de double vergence de compression EW dans le dôme de la plage de Skhirate (zone VI).



Figure III.4.4 (suite) : 1-Photo du site A ; 2-photo du site B ; 3-Photo du site C.

2. LES DECROCHEMENTS

Outre les cisaillements C dextres ayant guidé le fonctionnement des structures S-C, une tectonique fragile décrochante finit chacun des six épisodes de déformation (Fig.III.4.5)

Hormis les phases N160 et NS (ou NNE-SSW) précoce qui n'ont pas généré de décrochement, toutes les autres ont cisailé les structures pré-existantes avec des particularités proposées :

2.1 Phase NE-SW

A causé des rejets limités horizontaux senestres sur les discontinuités EW : Ss₁ et les failles synsédimentaires équatoriales du Tournaisien (Fig. III.4.5-A).

2.2 Phase EW

A l'échelle microtectonique, des décrochements conjugués affectent les niveaux schisteux postérieurement à la formation des kinkbands (Figs. III.4.3-F et Fig. III.4.5-B). Les axes de plis S₂ P₂ sont parfois cisailés par des décrochements NW-SE senestres. Les reprises de cette phase sur les structures antérieures sont nombreuses, notamment en inverse sur les cisaillements C (NS) et la stratification (N150,50E) : glissement banc sur banc vers l'Ouest.

2.3 Phase NW-SE

Les déformations fragiles de cette phase ont produit d'important cisaillements dextres EW provoquant le déplacement vers l'Ouest de grands volumes rocheux (Fig. III.4.5-C) : voir aussi bloc 8 P.III, chap.2.

La phase NS tardive recoupe toutes les structures compressives et fait rejouer les décrochements équatoriaux en failles inverse (Fig. III.4.5-D) sans pour autant générer des décrochements propres à cette phase exclusivement tangentielle.

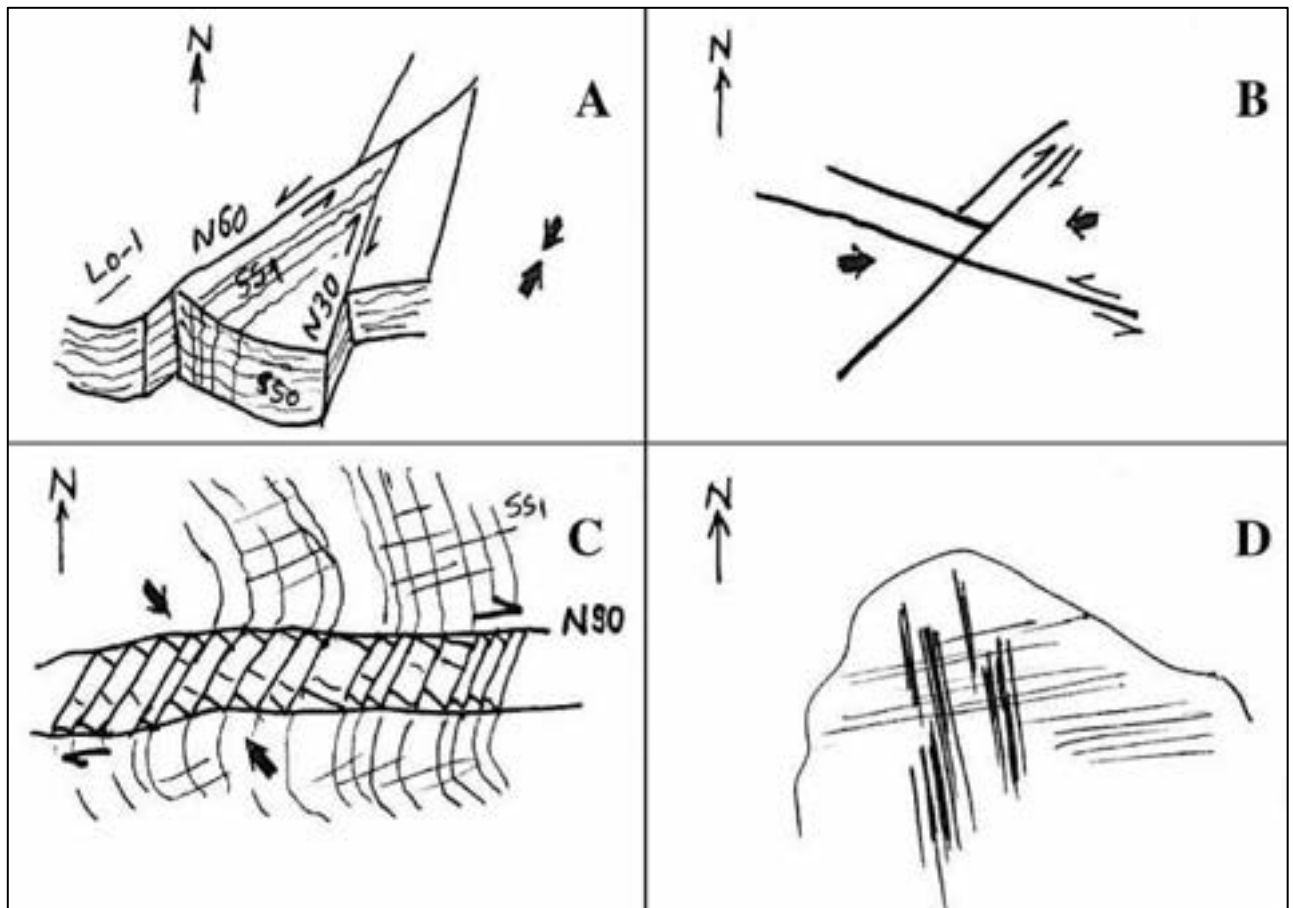


Figure III.4. 5: Phases de décrochement dans le secteur de Skhirate : A- décrochement conjuguée de compression NE-SW (Kasbat Skhirate, Fig. III.1.11). B- même tectonique produite par raccourcissement EW. C- glissement EW dextre de type bookshelf dans les quartzites du port de pêche (zone V) ; D- décrochement EW dextre repris en faille inverse de rejet nord (Ain El Abanat, Bloc 8, Fig. III.2.6-A).

C. CONCLUSION-CALENDRIER TECTONIQUE

L'inventaire des déformations hercyniennes dans la partie septentrionale du bassin de Benslimane a permis d'étudier différents styles tectoniques qui convergent aux conclusions suivantes :

- 1- L'axe de raccourcissement a évolué en rotation horaire de 200°. La fabrique finale est réticulée : les axes des plis P₁ et P₂ sont sub-perpendiculaires (N70 et NS) et les bandes principales S-C dextres sont d'abord NS puis EW. Cette dernière équatoriale correspond à la direction des deux principales phases de failles inverses à vergence sud puis à vergence Nord.
- 2- Il y'a une alternance de styles de déformation qui montre constamment que les principales phases ductiles (ou compressives) sont suivies par une structuration de type S-C en bandes de cisaillement dextre et /ou une tectonique de pression-dissolution

recoupées enfin par des décrochements et/ou, des failles inverses. Ceci est probablement lié à d'importants mouvements verticaux de masses qui affectent la chaîne hercynienne générés par l'alternance de ces styles tectoniques à différentes profondeurs de la tectogenèse de la chaîne hercynienne qui s'est opéré ainsi en plusieurs stades.

- 3- L'enchaînement de ces différentes déformations évolue à l'amorti du stade ductile majeur (σ_1 : N160) aux derniers soubresauts permien de la phase NS tardive, qui a engendré uniquement des failles inverses équatoriales à vergence Nord. Ces failles sont injectées par un important volume de fluides ferrugineux probablement résultant d'un épisode thermique crustal dans un contexte de relaxation générale des contraintes annonçant l'avènement du rifting triasique.

PARTIE IV

**ANALYSE STRUCTURALE DES FRONTIERES
DU BASSIN DE BENSLIMANE NORD AVEC LE
MÔLE CÔTIER ET LA RIDE CHERRAT-BASSIN
DE SIDI BETTACHE A SOKHRATE DE
BENSLIMANE L'AVAL DES OUEDS CHERRAT
ET YKEM**

Dans cette partie on va examiner les principales déformations responsables de la structuration des frontières Est et Ouest de la partie nord du bassin de Benslimane ou « bassin de Skhirate ». En l'occurrence, il s'agit d'appréhender le fonctionnement de ses limites avec le "terrane" du môle côtier (Cambro-Ordovicien) au niveau de Sokhrat Benslimane, l'aval d'oued Cherrat et avec la ride Cherrat constituée de calcaires massifs (Couvinien, Givetien et Frasnien) dans l'aval de l'Oued Ykem.

CHAPITRE 1 : ANALYSE STRUCTURALE ET CARTOGRAPHIQUE DU SECTEUR DE HAJIBA (SOKHRATE BENSLIMANE)

A. INTRODUCTION

Entre les métropoles de Casablanca et de Rabat, dans un environnement de plateaux traversés par l'oued Cherrat et l'oued N'fifikh, s'étend la province de Benslimane.

Cette région est affectée par un plissement d'axe NS et par des décrochements transversaux d'amplitude parfois kilométrique due à la compression E-W (Fig. IV.1.1).

Les bancs quartzitiques du Famennien terminal (Strunien) sont affectés d'au moins une schistosité de fracture S1 reprise par le plissement d'axe N-S. De nombreux décrochements cisailent ces plis : NW-SE, NE-SW et EW (Fig. IV.1.2).

On a choisi deux secteurs situés au SE de la ville de Benslimane pour notre étude structurale (Figs. IV.1.1 et IV.1.2) : Secteurs de Hajiba 1 et Hajiba 2

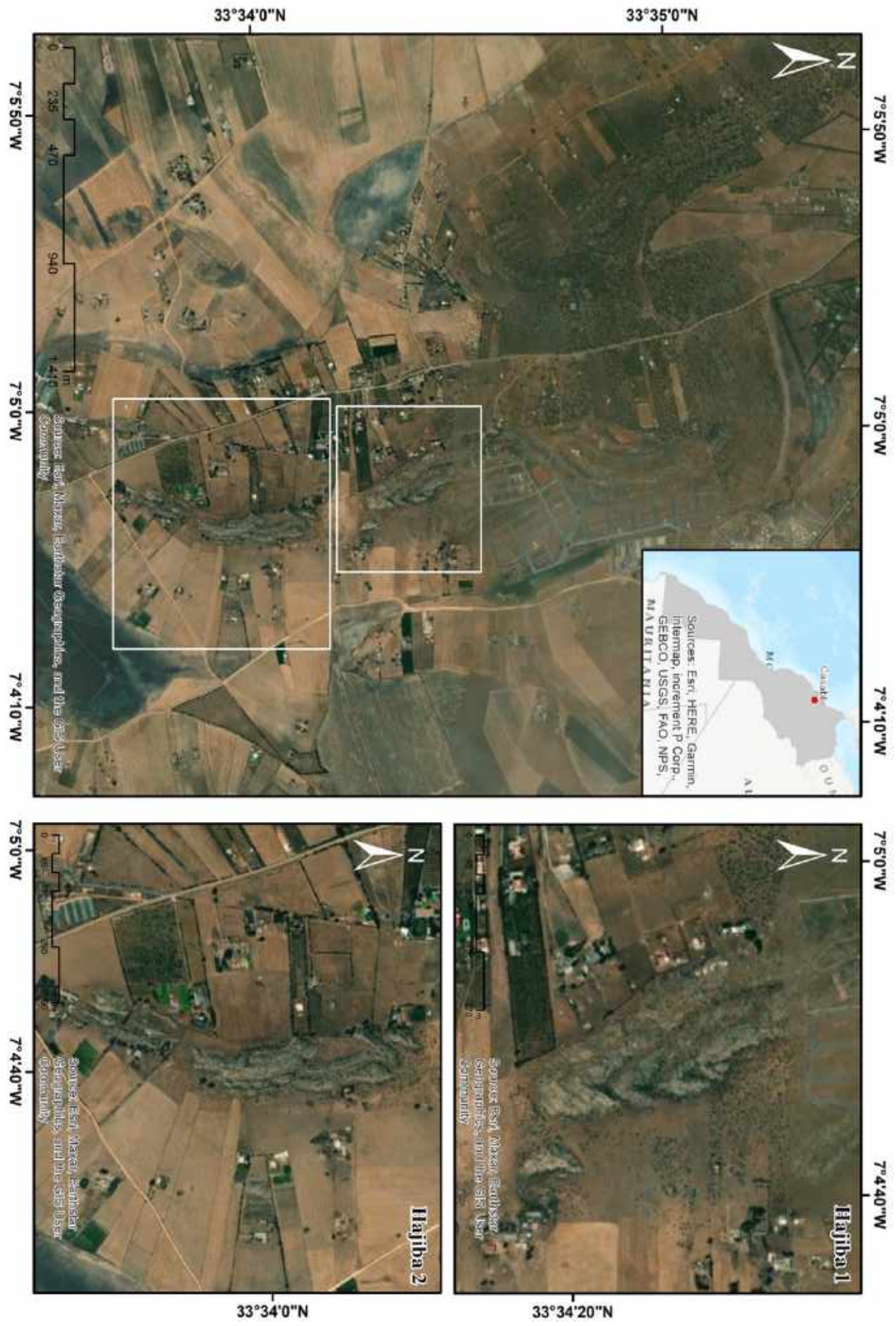


Figure IV.1. 1: Image satellitaire de la région de Benslimane et secteurs étudiés Hajiba 1 et Hajiba 2.

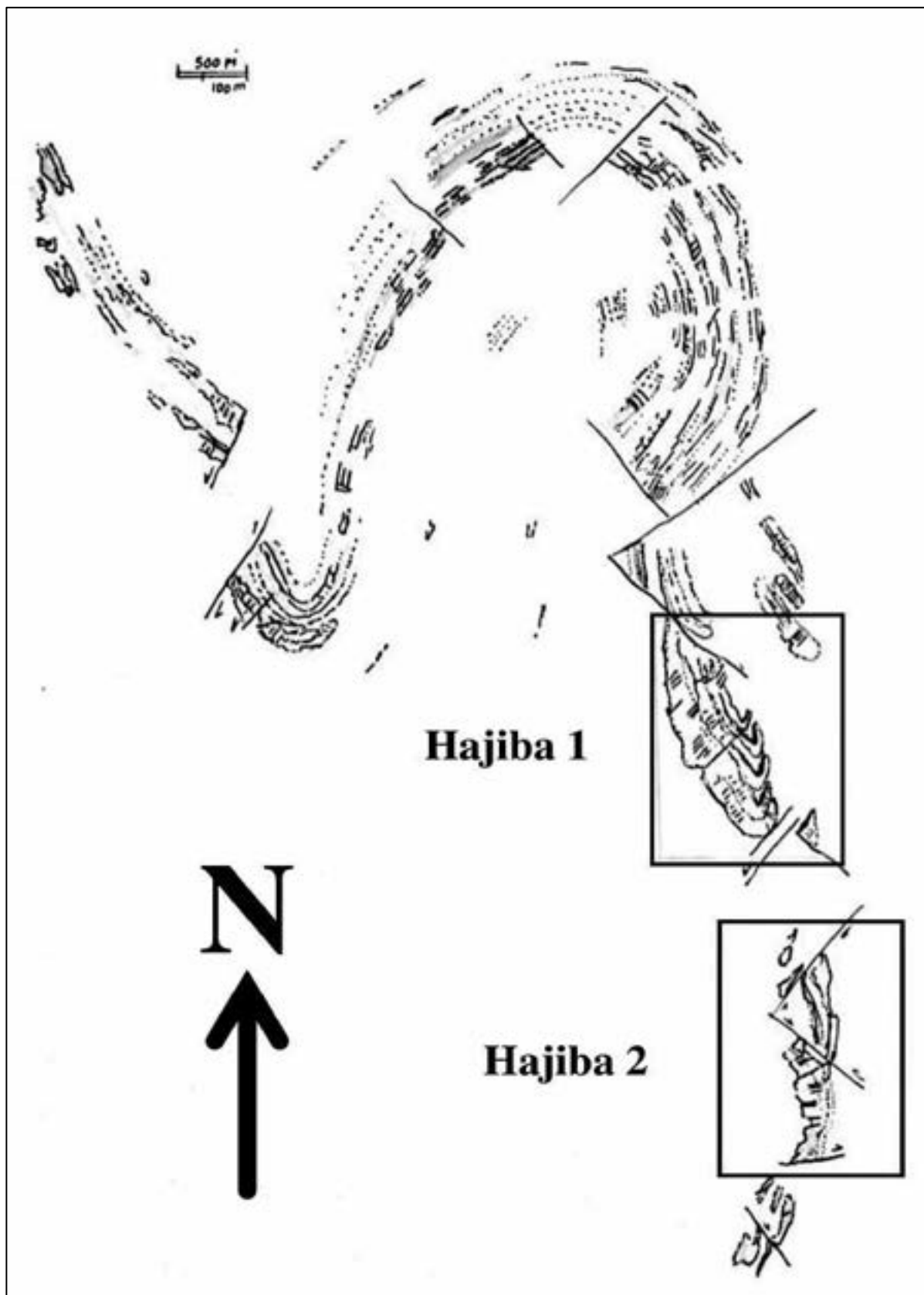


Figure IV.1. 2: carte structurale de zone Hajiba. En encadré les secteurs de Hajiba 1 et Hajiba 2.

B. ETUDE STRUCTURALE

1. SECTEUR DE HAJIBA 1

Le secteur de Hajiba est situé à 1,5 km au SSW du Souk Larbàa de Benslimane. La cartographie structurale comprend la partie occidentale du Souk jusqu'à la pointe sud : apex du synclinal P2 d'axe N170 : terminaison péri-synclinale cisillée par des décrochements senestres NE-SW (Compression NS tardive). Outre ces décrochement les éléments mesurés sont la stratification, la schistosité et les axes de plis P2 (Fig. IV.1.3 et Tableau 6).

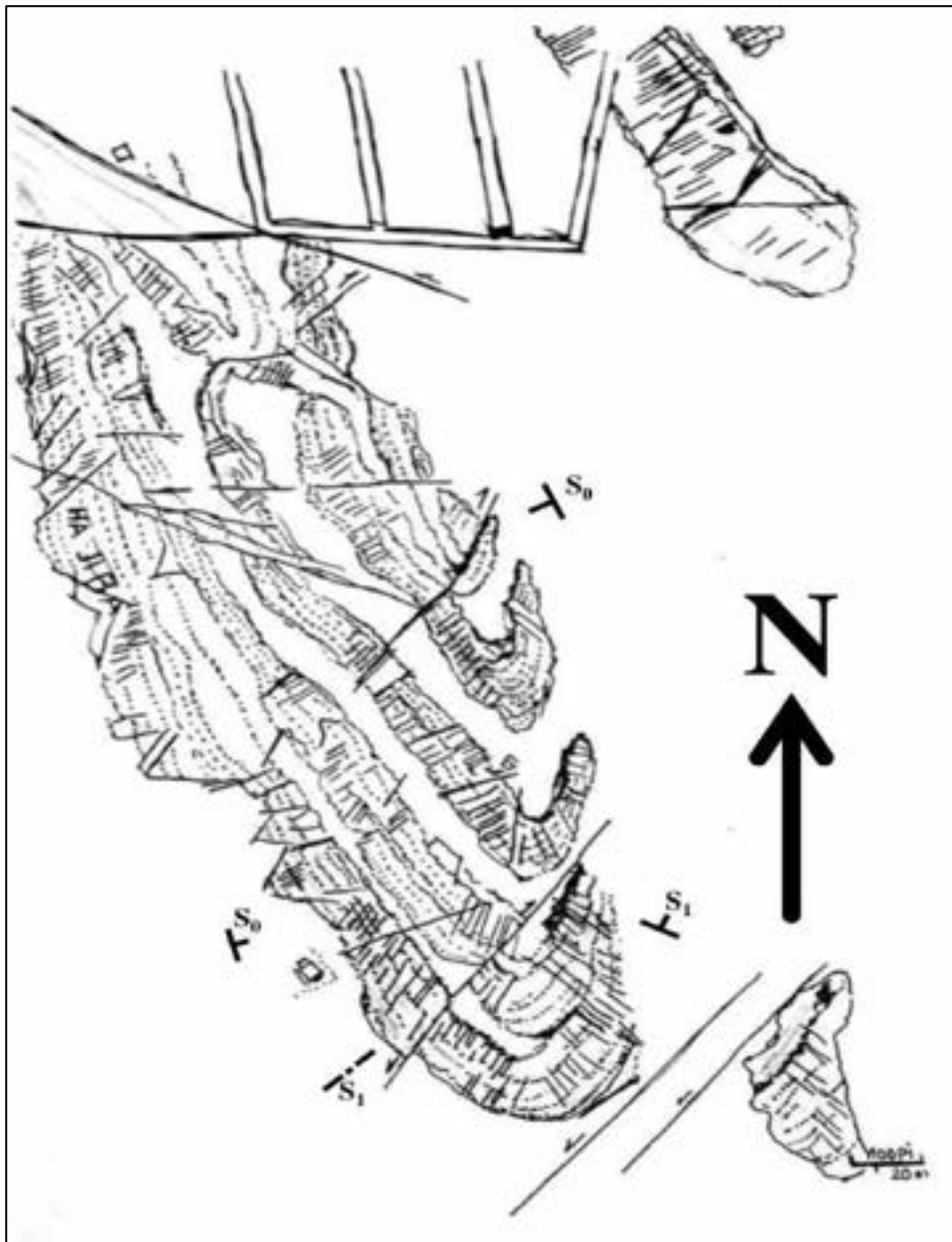


Figure IV.1. 3: Carte structurale du secteur de Hajiba 1.

Schistosité	Décrochements	Stratification
N135, 86 NE	N41, 80 NW (S)	N170, 50 E
N130, 80 NE	N42, 72 NW (S)	N180, 60 E
N125, 70 SW	N37, 78 NW (D)	N138, 45 NE
N132, 75 SW	N32, 80 ESE (D)	N160, 50 WSW
N137, 68 SW	N71, 90 (D)	N150, 55 WSW
N22, 50 WNW	N74, 75 NNW (D)	N158, 62 WSW
N32, 60 NW	N40, 80 SE (S/D)	N152, 48 WSW
N34, 70 NW	N23, 68 NW (S)	N05, 50 W
N33, 78 NW	N87, 80S (D)	N148, 55 NE
N26, 80 ESE	N90, 85S (D)	N15, 60 W
N56, 90	N110, 90 (S)	N164, 50 E
N62, 90	N111, 90 (S)	N150, 46 ESE
N16, 90	N100, 90 (S)	N03, 48 W
N20, 90	N42, 58 SE (S/D)	N130, 52 NE
N56, 80 NW	N39, 62 SE (D)	N100, 55 N
N36, 62 SE	N35, 70 NW (D)	N35, 55 NW
N83, 90	N28, 80WNW (D)	N42, 50 NW
N66, 88 SSE	N42, 80NW (S)	--
N08, 75 E	N93, 86N (D)	--
N153, 80W	N88, 82 N (D)	--
N58, 60 NNW	N47, 80 SE (S)	--
N55, 65 NNW	N113, 72 NNW (S)	--
N57, 78NNW	--	--
N42, 80 NW	--	--
N44, 90	--	--
N60, 68 ESE	--	--
N48, 75 SE	--	--
N139, 85 NE	--	--
N37, 90	--	--

Tableau 6 : Données structurales des déformations ductiles et cassantes du secteur de Hajiba 1

L'analyse structurale du secteur de Hajiba 1 a fourni une bonne séquence des déformations hercynienne dans cette partie centrale du bassin de Benslimane :

- 1- La schistosité S1 est nettement reprise par le plissement P2 d'axe moyen NS : S1 est orientée principalement NE-SW (Fig. IV.1.4) dans le flanc occidental et NW-SE dans le flanc oriental (rosace B) du synclinal (voir rosace A Figure IV.1.4).
- 2- Trois familles de décrochements affectent le synclinal de Hajiba 1 (rosace C, stéréogramme D, Fig. IV.1.4, et tableau 6). Ces décrochements correspondent à

autant de phases tardives (Permien) de tectonique fragile faisant suite aux phases ductiles synschisteuses S1P1 et P2 :

- Phase à σ_1 : ENE-WSW : décrochements WSW-ESE senestres
- Phase à σ_1 : EW: décrochements NE-SW dextres et NW-SE senestres
- Phase tardive à σ_1 : NS à NNW-SSE (stéréogramme D : Fig. IV.1.4) : décrochements NE-SW à NNE-SSW, senestres.

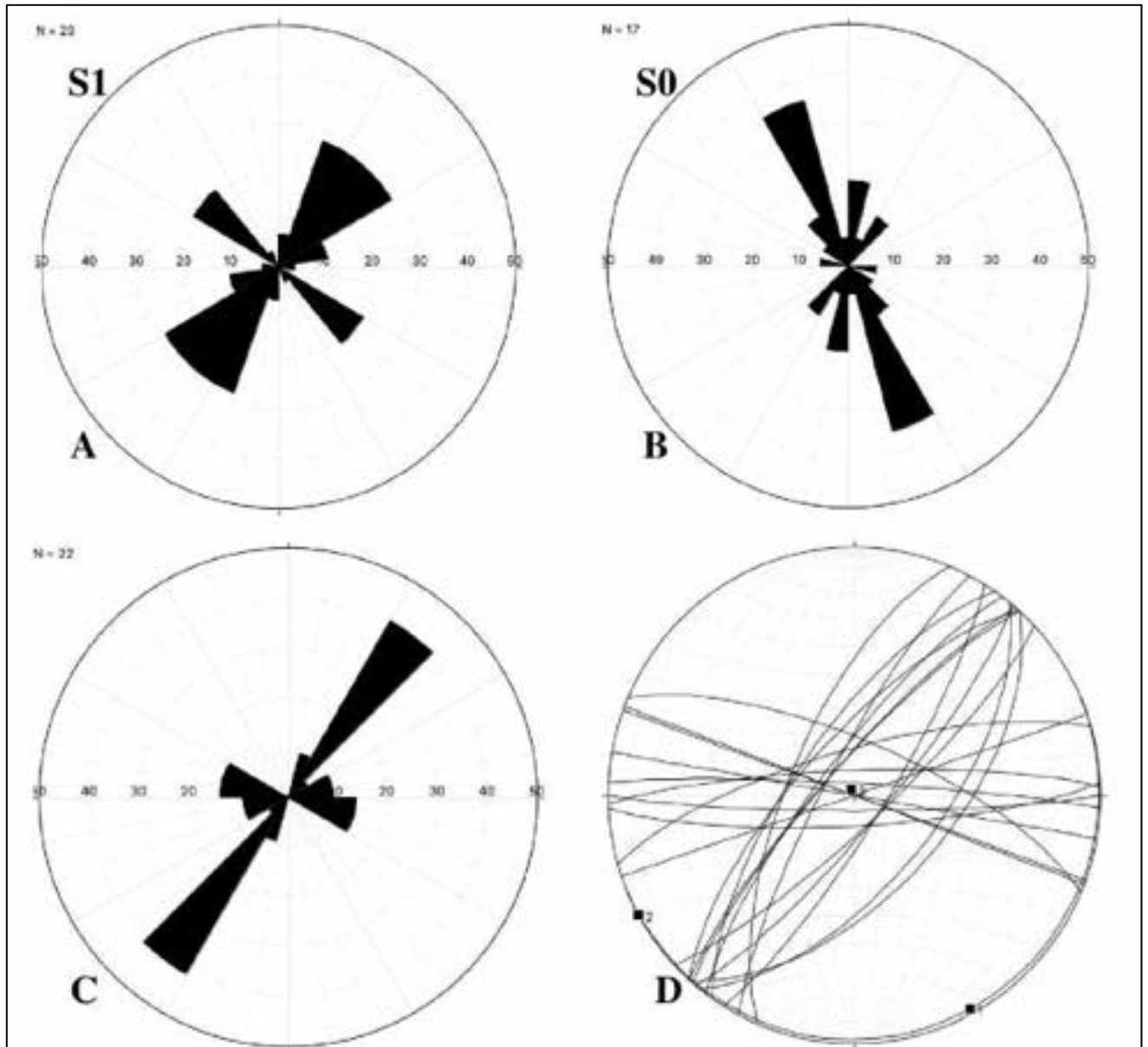


Figure IV.1. 4: Des rosaces effectués par stéoneet de la région de Hajiba 1 : A- schistosité ; B- Stratification ; C et D : rosace et stéréogramme des décrochements.

2. SECTEUR DE HAJIBA 2

La zone de Hajiba 2 est située au sud du secteur de Hajiba 1. les éléments mesurés sont la stratification, la schistosité S1, les décrochements et les axes de plis P2.

Ici le plissement P1 est de grande courbure associé à la schistosité S1 est plus visible que dans le secteur septentrional, les S1 sont orientés NE-SW à EW parfois (Rosace A, Fig.IV.1.6 et tableau 7). Parfois S1 est orientée NW-SE car replissée dans les plis P2 de flexion d'axe NNE-SSW. La contrainte majeure σ_1 est d'abord NW-SE et subit une rotation vers la direction EW avec une permutation des axes σ_2 et σ_3 .

1- De part et d'autre des axes des plis P1 et P2, les strates ont des orientations diverses principalement à cause de la perpendicularité des axes de plis mais aussi à cause des décrochements qui dilacèrent les bancs massifs quartzitiques (rosace B, Fig.IV.1.6).

2- Les phases de décrochements :

Les directions des failles décrochantes varient de N09 à N154 (Tableau 7) : les jeux qui montrent les cisaillements NE-SW sont dextres puis senestres et de la même manière les failles NW-SE sont d'abord senestres puis reprises en dextres : ce qui indique une phase fragile EW suivie d'une compression tardive NS (rosace C et stéréogramme D : Fig. IV.1.6). Quelques rare indices, montrent la présence d'une compression intermédiaire de direction NW-SE.

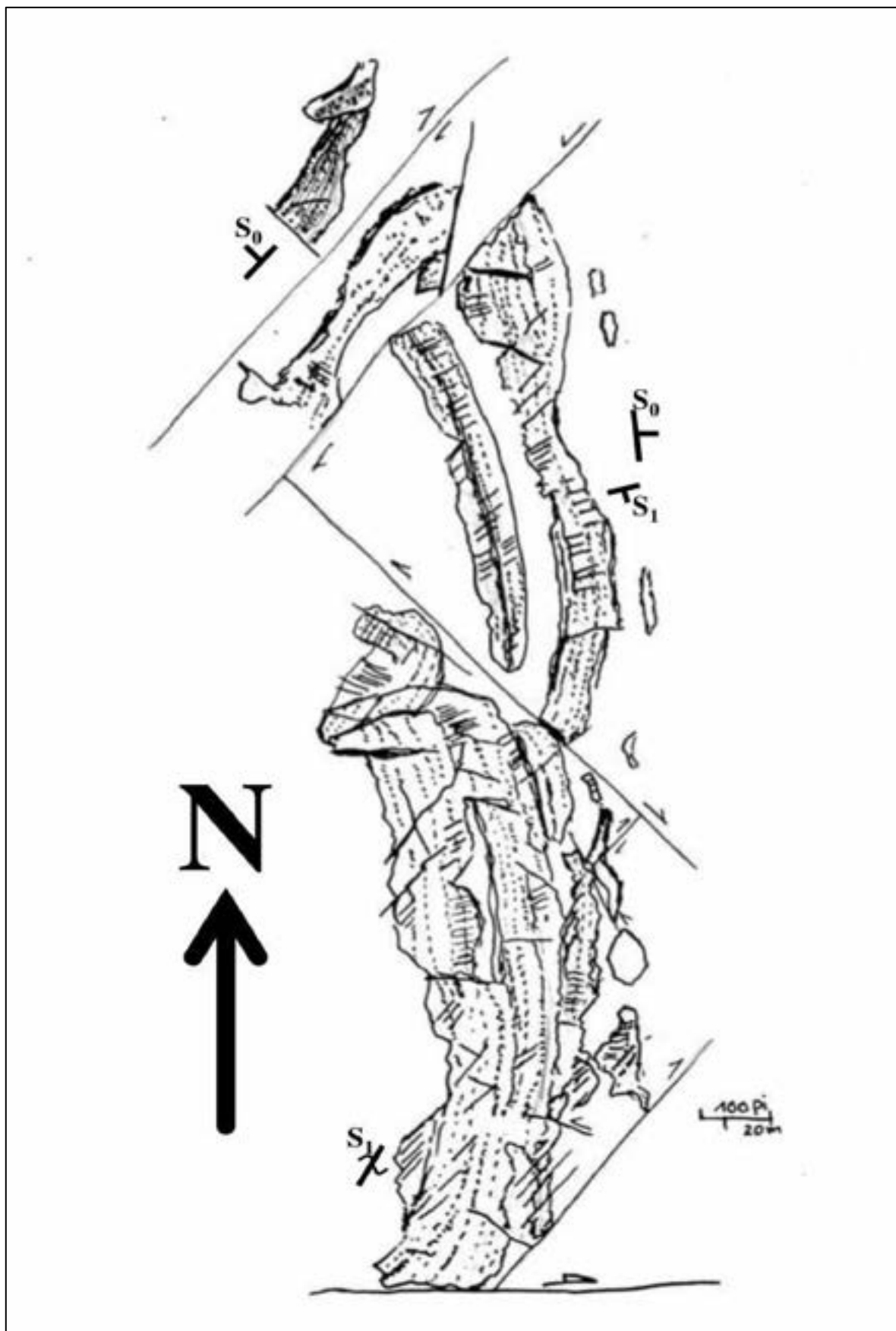


Figure IV.1. 5: Carte structurale du secteur de Hajiba 2.

Schistosité	Décrochements	Stratification
N41, 80 NW	N90, 90 (D/I)	N62, 40 NW
N46, 75 SE	N39, 88 NW (S)	N39, 50 NW
N61, 82 NNW	N120, 86 NW (S)	N42, 52 NW
N50, 72 SE	N109, 82 N (S)	N35, 40 NW
N77, 63 NNW	N93, 80 N (D)	N153, 40 WNW
N95, 72 S	N36, 90 (S)	N166, 50 W
N97, 75 N	N40, 90 (D)	N171, 52 W
N68, 82 SSE	N154, 70 ENE (S)	N171, 38 W
N59, 98 NNW	N134, 86 NE (S)	N180, 60 E
N61, 82 SSE	N120, 80 SW (S)	N08, 50 E
N66, 80 SSE	N90, 80 N (D)	N169, 60 E
N48, 85 NW	N73, 82 NNW (D)	N118, 50 NNE
N80, 75 S	N74, 86 NNW (D)	N176, 42 E
N33, 76 WNW	N75, 80 NNW(D)	N162, 52 E
N116, 82	N121, 75 NE (S)	N173, 50 W
N54, 77 SE	N40, 70 NW (D/S)	N04, 60 E
N46, 75 SE	N40, 76 NW (D/S)	N15, 50 E
N38, 72 SE	N135, 82 NE (S)	N44, 44 NW
N65, 70 NNW	N09, 80 E (S)	--
N124, 80 SW	N97, 80 N (D)	--

Tableau 7 : Données structurales des déformations ductiles et cassantes du secteur de Hajiba 2

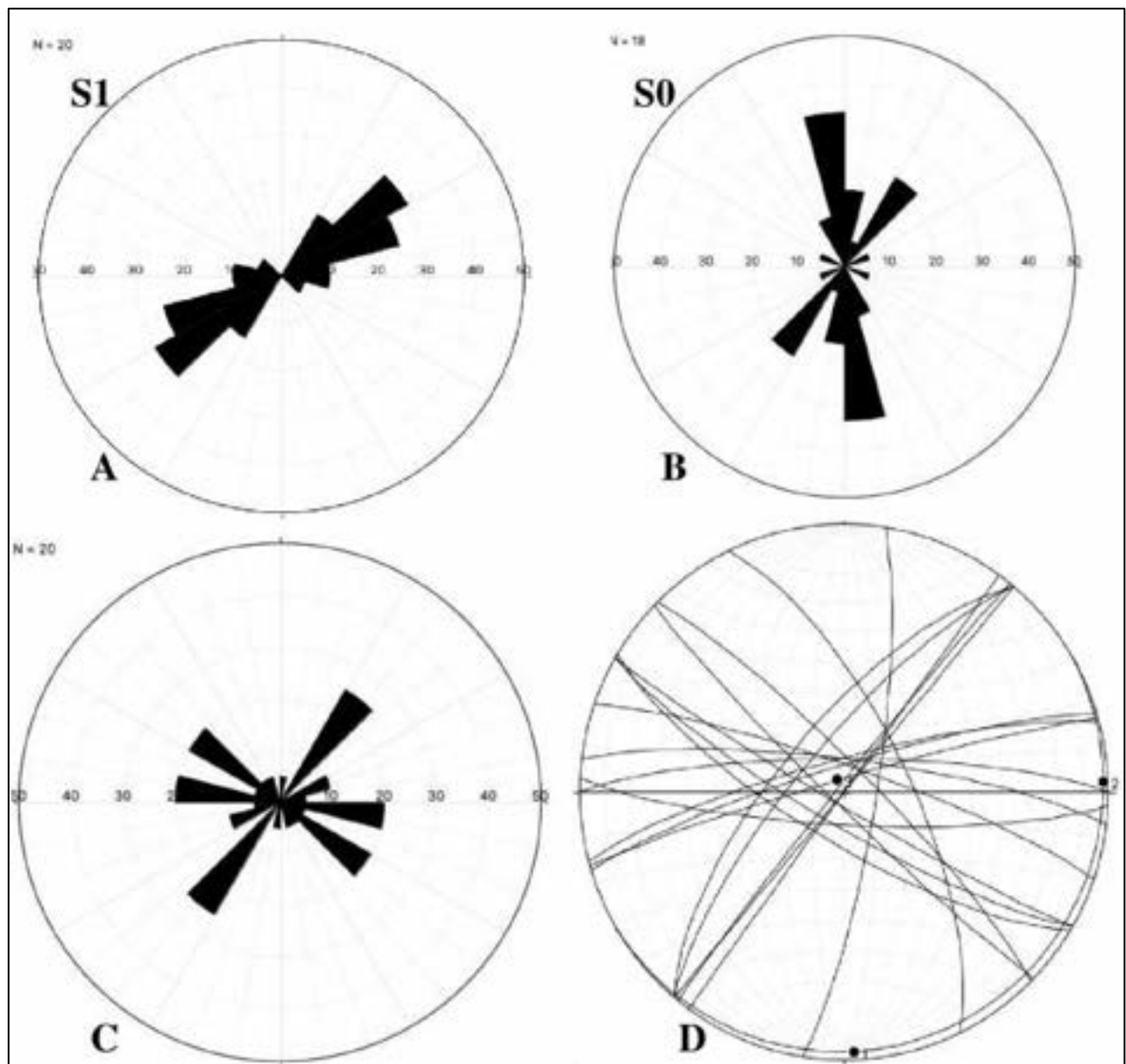


Figure IV.1. 6: Géométrie des structures hercyniennes du secteur de Hajiba 2 : A- schistosité ; B – Stratification ; C et D : rosace et stéréogramme des décrochements.

3. SYNTHÈSE

Les quartzites du Dévonien terminal du Sokhrate Benslimane montrent la succession de la déformation ductile suivie de déformation cassante. L'analyse de l'ensemble de ces déformations a permis de mettre en évidence cinq champs de contraintes compressifs (Fig. IV. 1.7). Dans l'ordre chronologique :

- La schistosité de fracture S1P1, σ_1 : NW-SE
- Jeu senestre sur les failles WNW-ESE, σ_1 : NE-SW

- Plissement P2 de flexion d'axe NS suivi des décrochements conjugués NW-SE senestre et NE-SW dextre σ_1 : EW
- Décrochements EW dextres, σ_1 : NW-SE
- Rejeu inverse des failles EW (El Hajiba 2) et décrochements conjugués tardifs NE-SW Senestre et NW-SE dextre, σ_1 : NS.

L'axe de raccourcissement principal σ_1 a subi durant l'évolution hercynienne de ce secteur une rotation horaire d'environ 220° de la phase majeure NW-SE jusqu'aux derniers contre-coups permien. D'un autre côté la tectonique ductile montre deux phases distinctes NW-SE puis EW.

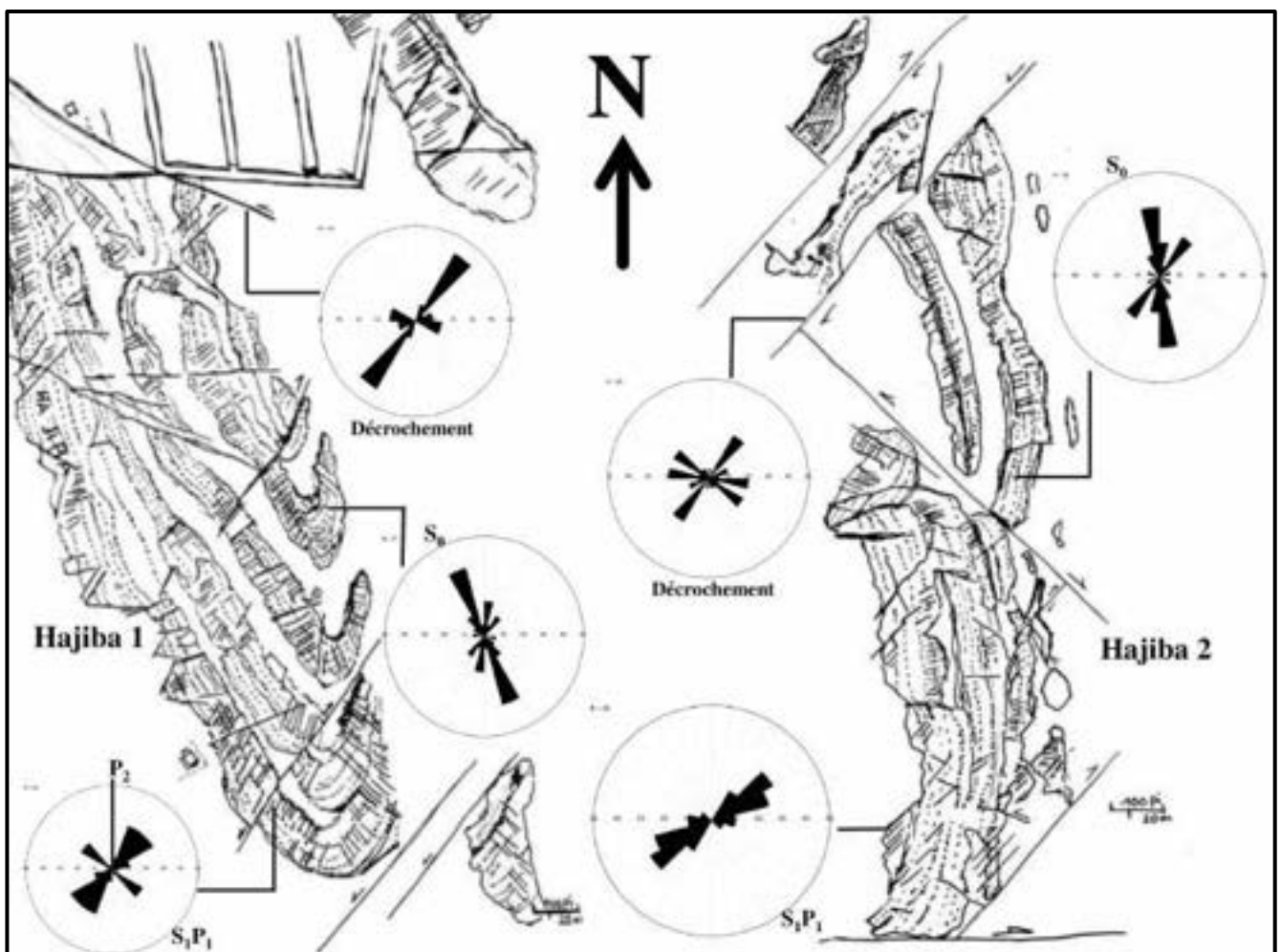


Figure IV.1. 7: Les différentes déformations hercyniennes du secteur Hajiba (Benslimane).

CHAPITRE 2 : ETUDE DE LA ZONE DE CISAILLEMENT DE LA MESETA OCCIDENTALE (ZCMO) DANS L'AVAL DE L'OUED CHERRAT : LA FRONTIERE OCCIDENTALE DE LA BANDE DE BENSLIMANE AVEC LE MÔLE CÔTIER.

La zone étudiée se focalise sur les affleurements paléozoïques des versants de l'oued Cherrat dans son aval situé entre le pont à haubans et Machràa Mraiat sur deux kilomètres.

A. SECTEUR DU PONT A HAUBANS

Sous le pont métallique, on peut observer directement le contact des quartzites roses du Famennien terminal du bassin de Benslimane, avec les psammites et quartzites grises du Cambrien du môle côtier à la sortie Ouest du pont (Fig. IV.2.1)

Dans le versant Est, affleure la série basale du Famennien terminal (d7h1), étudiée dans Skhirate plage et Ain El Abanat. Les barres quartzitiques verticales se biseautent vers le NNE avec une orientation de N20 à N30. Elles sont débitées par une schistosité de dissolution S1: NW-SE. Dans les schistes intermédiaires, la schistosité S1 est de flux et souvent orientée NS indiquant une tectonique de type S-C dont les cisaillements limites auraient fonctionné en dextre parallèlement aux barres quartzitiques roses (compression NS). Rappelons que dans la plage de Skhirate la direction N30 de la stratification est dûe au plissement P2.

La sortie Ouest du pont à haubans coïncide avec le contact bande de Benslimane- môle côtier. Dans les quartzites gris du Cambrien du môle côtier la stratification est N175, 85E dans le contact (ZCMO) mais devient N10, 80W puis N45, 85NW en s'éloignant vers le sud indiquant une courbure en crochon au contact d'un faisceau de cisaillements senestres N155 à N165, 85W, cette direction de cisaillements générée par une compression tardive NW-SE s'écarte par rapport à la direction cartographique du ZCMO : NNE-SSW.

A l'Ouest des cisaillements N165 senestres, le Cambrien est débité par une schistosité de crénulation N86, 80 N dans la zone de contact. Cette schistosité est cisailée par deux réseaux de failles :

- 1- Failles inverses de faible pendage à vergence ESE : N160, 10 WSW à stries N110, 05W. Il se pourrait que ces failles soient les répliques antithétiques de failles inverses profondes à vergence W.
- 2- Failles de décrochement conjuguées : N45 dextres très fréquentes et N130 senestres qui affectent la zone de contact faisant passer les assises du Cambrien en coin compressif à l'intérieur des terrains schisto-quartzitiques du Famennien terminal. Le plus souvent, les assises du Cambrien sont décalées vers le NE avec des rejets centimétriques à métriques. Ces décrochements sont générés par un serrage équatoriale (phases P2).

Aucune chronologie relative n'a été observée entre les failles inverses à faible pendage et ces décrochements conjugués, mais il semble qu'ils soient produits de manière synchrone durant le raccourcissement EW. Toutefois ces déformations fragiles sont recoupées par les décrochements N165 senestres.

Chronologie post-tectonique ductile :

- 1- Phases EW : failles inverses à faible pendage et décrochements conjugués NE-SW et NW-SE.
- 2- Phase NW-SE tardive : Décrochements N165 à N155 senestres. Ce jeu senestre est le dernier observé sur la zone de cisaillement (ZCMO) dans ce secteur du pont à haubans.

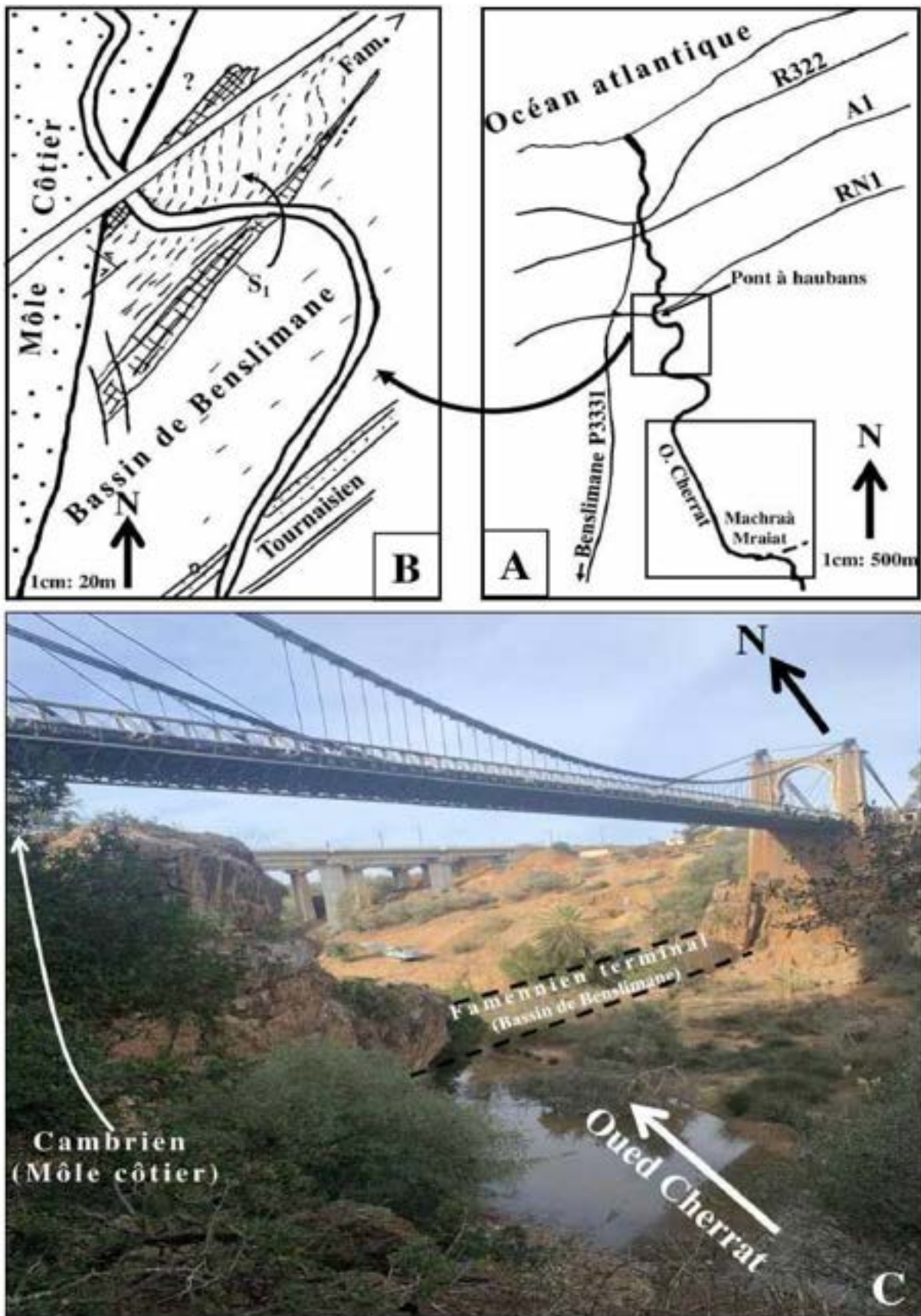


Figure IV.2. 1: Secteur de l'Aval d'oued Cherrat. A- Localisation des secteurs du pont à haubans et de Machraa Mraiat ; B- Schéma structural du secteur du pont à haubans ; C- Vue à la sortie W du pont à haubans.

B. SECTEUR DE MACHRAA MRAIAT : COMPARTIMENT NORD

DU RESEAU DEXTRE EW À NE-SW DE SKHIRATE

Dans le secteur de Mchraa Mraiat, l'oued Cherrat est orienté N125 mais subit, au sud, de nombreuses captures devenant ENE-WSW puis NE-SW et NS. Ce secteur se subdivise structuralement en 3 zones de part et d'autre de l'Oued Cherrat (voir carte hors texte 3, Fig. IV.2.2) :

- 1- Zone SW sur la rive gauche de l'oued Cherrat à terrains grésoschisto calcaires du Viséen sup.
- 2- Zone SE sur la rive droite de l'oued Cherrat également à terrains Viséens
- 3- Zone NE sur la rive droite à terrains similaires à ceux de Skhirate plage : schisto-grésos quartzitiques rubéfiés du Tournaisien p.p.

1. LA ZONE SW

Cette zone est la plus proche de la zone de cisaillement de la meseta occidentale (ZCMO). Les séries grés-schisto-calcaires du Viséen orientés N30 en moyenne sont verticalisées et débitées par une schistosité stylolithique N120 : S1. Les bancs compétents sont décalés et déformés par trois réseaux de décrochement :

- a- Réseau ENE-WSW (N58 à N82) à jeu dextre. Ce réseau limite vers le sud la zone SW et décale les séries avec d'important rejet dextre probablement hectométrique.
- b- Réseau WNW-ESE (N101 à N130) à jeu exclusivement dextre. Ces failles sont très fréquentes (50%) : (voir carte hors texte 3), et parallèles à la schistosité S1 qu'elles utilisent durant la compression NNW-SSE tardive.
- c- Réseau NNW-SSE (N144 à N165) à jeu dextre et/ou senestre, indiquant un fonctionnement bi-phasé de ces coulissements : d'abord un jeu senestre de raccourcissement NNW-SSE à NW-SE synchrone et conjugué du réseau WNW-ESE dextre, puis un jeu dextre de raccourcissement NS à NNE-SSW tardifs.

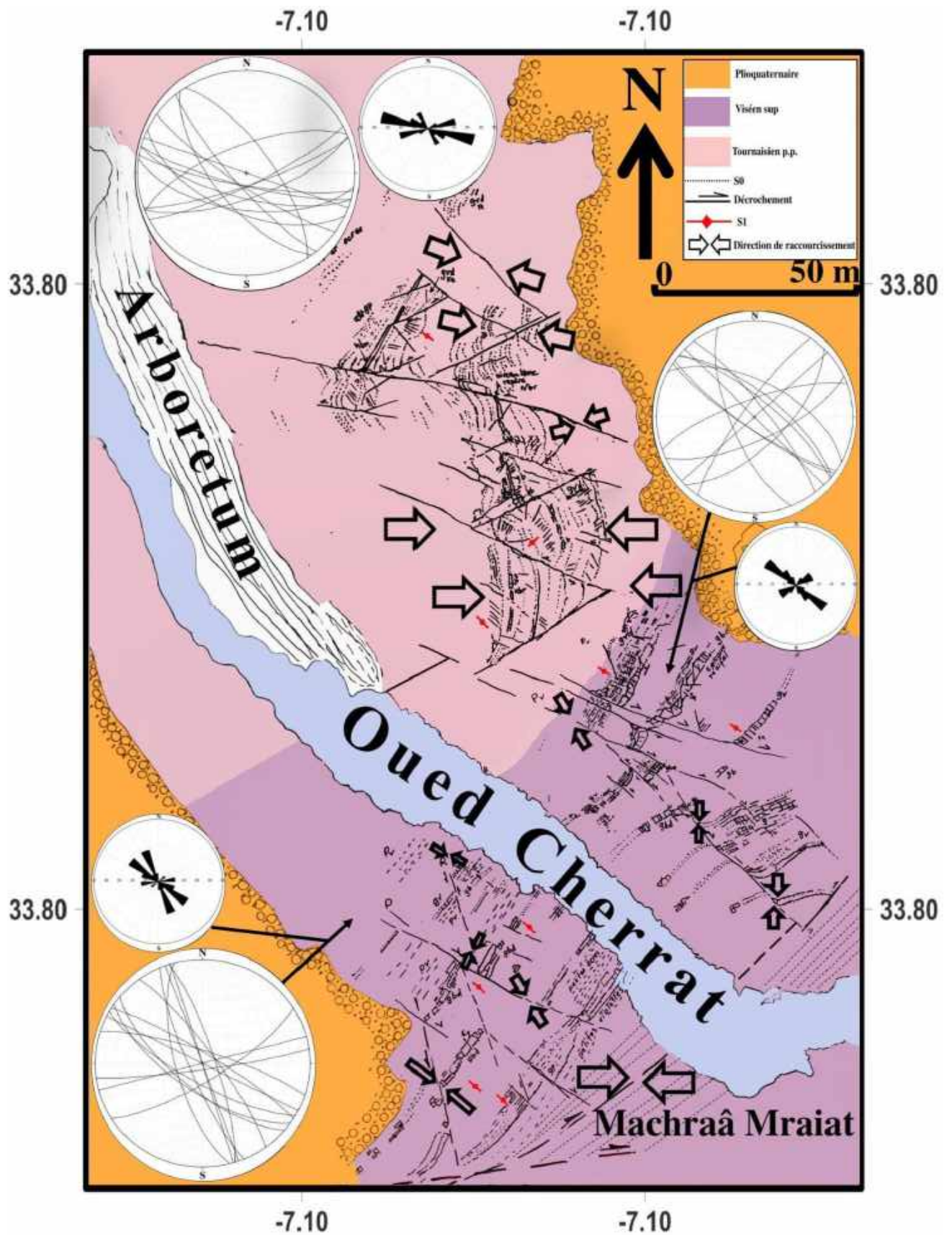


Figure IV.2. 2: Carte structurale de la partie NW du Bassin de Benslimane a l'aval de l'Oued Cherrat entre la N1 et Machraâ Mraiat au 1/1000 ème.

2- LA ZONE SE

Cette zone à séries du Viséen sup sont intensément dilacérées par un seul réseau de décrochement dominant (77%), NW-SE. Le jeu de ces décrochements est dextre causant les décalages des séries vers le SE. Ces directions de cisaillement expliquent l'adoption de l'oued Cherrat de l'orientation de son cours dans ce secteur (voir carte hors texte 3 et Figs. IV.2.2 et IV.2.3-A). Ce secteur est cisailé dans sa partie SE par des décrochements EW à N35 dextres ce qui explique le changement de l'orientation de l'oued Cherrat dans cette zone.

3- LA ZONE NE

Les séries du Tournaisien p.p formées de schiste, grès violet et quartzite rubéfiées sont cisailées par de nombreux dièdres de décrochements conjugués de compression EW :

- a- Réseau ENE-WSW dextre (N55 à N70) avec une fréquence de 33%.
- b- Réseau WNW-ESE senestre (N98 à N125) avec une fréquence de 47%.

Ces deux réseaux conjugués sont responsables de la courbure des séries passant de N30 à NS dont la concavité est souvent dirigée vers l'Ouest (voir carte hors texte 3). La compression EW est responsable de l'étirement NS des séries et la formation de coins compressifs dans ce sens.

- c- Réseau NW-SE senestre (N140 à N146) avec une fréquence de 20%. Cette direction est minoritaire mais son jeu senestre indique une légère rotation de la contrainte majeure de raccourcissement vers la direction WNW-ESE.

En résumé la zone SW proche du ZCMO montre plus de décrochements méridiens dextre et senestre. La zone SE est exclusivement cisailée par les décrochements N120 à N130 de compression NS, alors que la zone NE est exclusivement cisailée par la compression EW.

Du point de vue microtectonique, les microstructures confirment la chronologie des phases de décrochements (Figs. IV.2.3 et IV.2.4) . En effet les joints stylolithiques NS de compression EW, sont écartés et remplis en fentes calcitiques associées à des micro-stylolithes de compression NS tardive (Fig. IV.2.3-B).

La déformation post-sédimentaire Ss0 étudiée dans le Tournaisien p.p de Skhirate affecte ici les séries du Viséen supérieur (Fig. IV.2.3-C et D). Elle a donc un âge post-Viséen et antérieure aux plissements synschisteux P1 et P2.

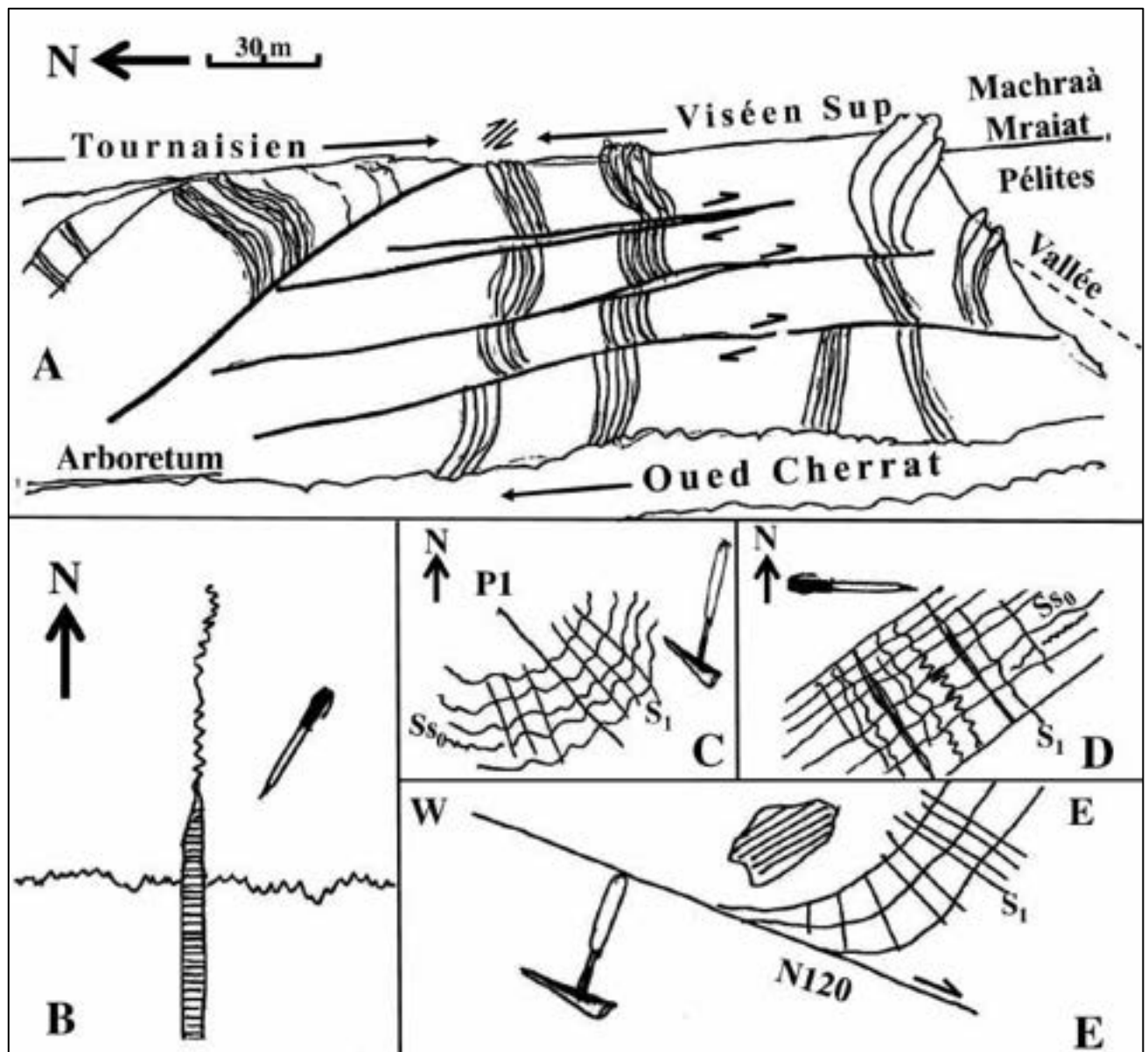


Figure IV.2. 3: A- Vue de la rive E de l'Oued Cherrat à Machraà Mraiat ; B- Les phases EW puis NS de pression dissolution ; C-Pli S1P1 ouvert ; D-Schistosité de dissolution S1 avec remplissage ultérieur d'oxydes et de résidus insolubles ; E-Décrochement dextre N120 parallèle à la schistosité, les stries ici indiquant un jeu dextre normal (observer le crochon en bas).

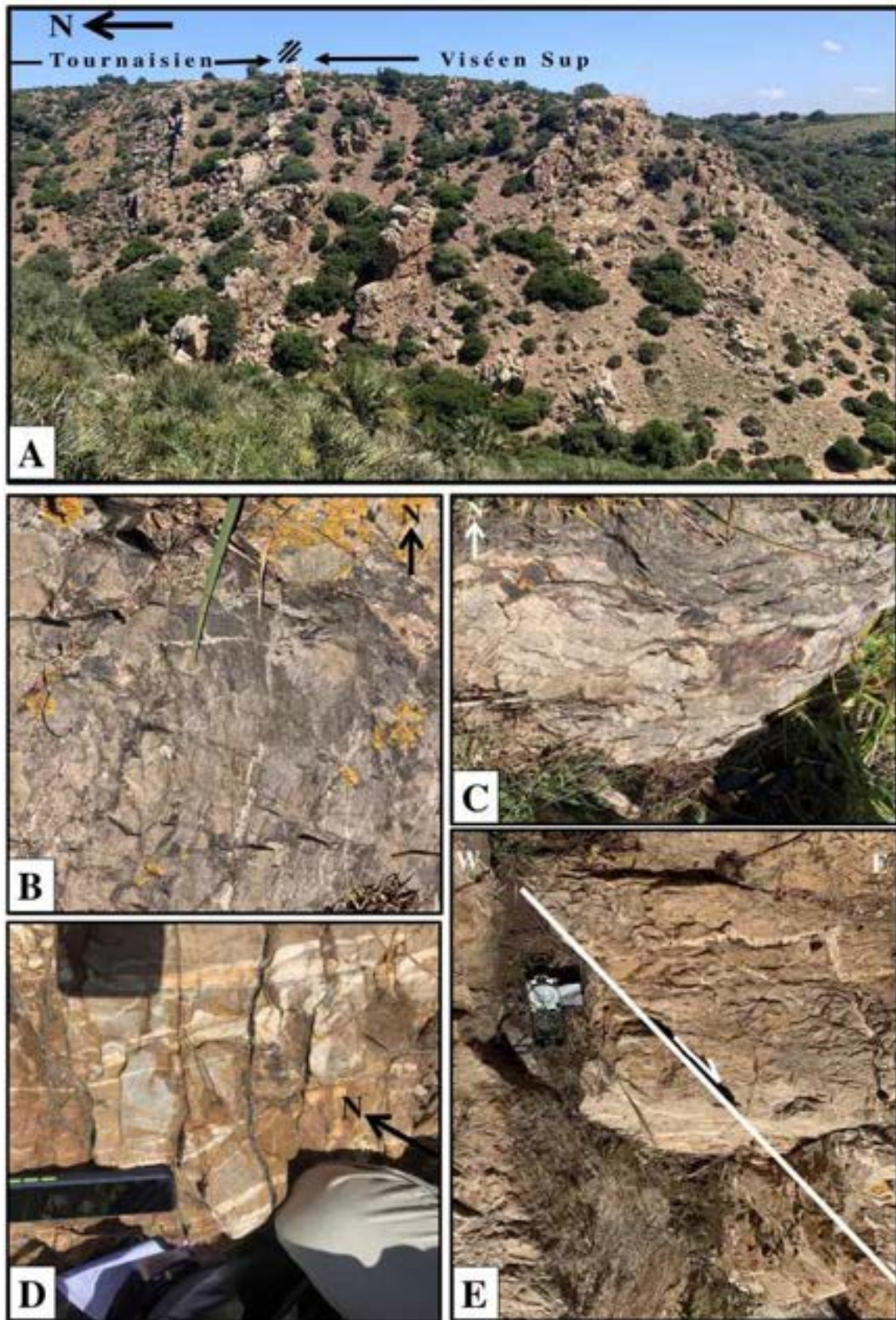


Figure IV.2. 4: Photographies correspondantes aux schémas de la figure précédente IV.2.3.

CHAPITRE 3 : LA FRONTIERE ORIENTALE AVEC LA RIDE CHERRAT AU NIVEAU DE L'AVAL DE L'OUED YKEM

A. INTRODUCTION

Dans le secteur de l'aval d'Oued Ykem, la tectonique observée est souvent de type fragile et semi-fragile. La tectonique ductile est observable à l'Ouest de l'Oued Ykem dans les terrains carbonifère et au cœur des calcaires dévoniens de la ride Cherrat.

B. LA TECTONIQUE DUCTILE

1- DANS LES ASSISES CARBONIFERES DU BASSIN DE SKHIRATE

A l'Est du club équestre d'Oued Ykem, face à la côte atlantique, les terrains carbonifères (Famenno-Tournaisien) sont essentiellement constitués de schistes noirs organiques dans leur contact avec les calcaires récifaux (Givetien-Frasnien) de la ride Cherrat et de l'embouchure Oued Ykem (X : 33, 890775 ; Y : -7, 006055). Ces schistes sont déformés par deux schistosités (Fig. IV.3.1-A)

- S1 : est une schistosité de fracture, en plans verticaux parallèles à la stratification, orientée N150 à NW-SE à pendage fort (85ENE). Notons que cette direction de Ss_1 a été observée dans la plage de Skhirate et dans le secteur de Machraa Mraiat (aval Oued Cherrat).

- S2 : schistosité de microplissement : les microplis sont isoclinaux légèrement anisopaques à flancs et à axes verticaux. Les plans axiaux sont très redressés et orientés N10 à N15, 80W. il s'agirait probablement de plis synschisteux d'entraînement générés pendage le serrage EW.

Cette dernière déformation ductile, a laissé, d'ailleurs, place à une tectonique semi-ductile de compression EW : veines N82 qui recoupent toutes les structures ductiles (S1 et S2).

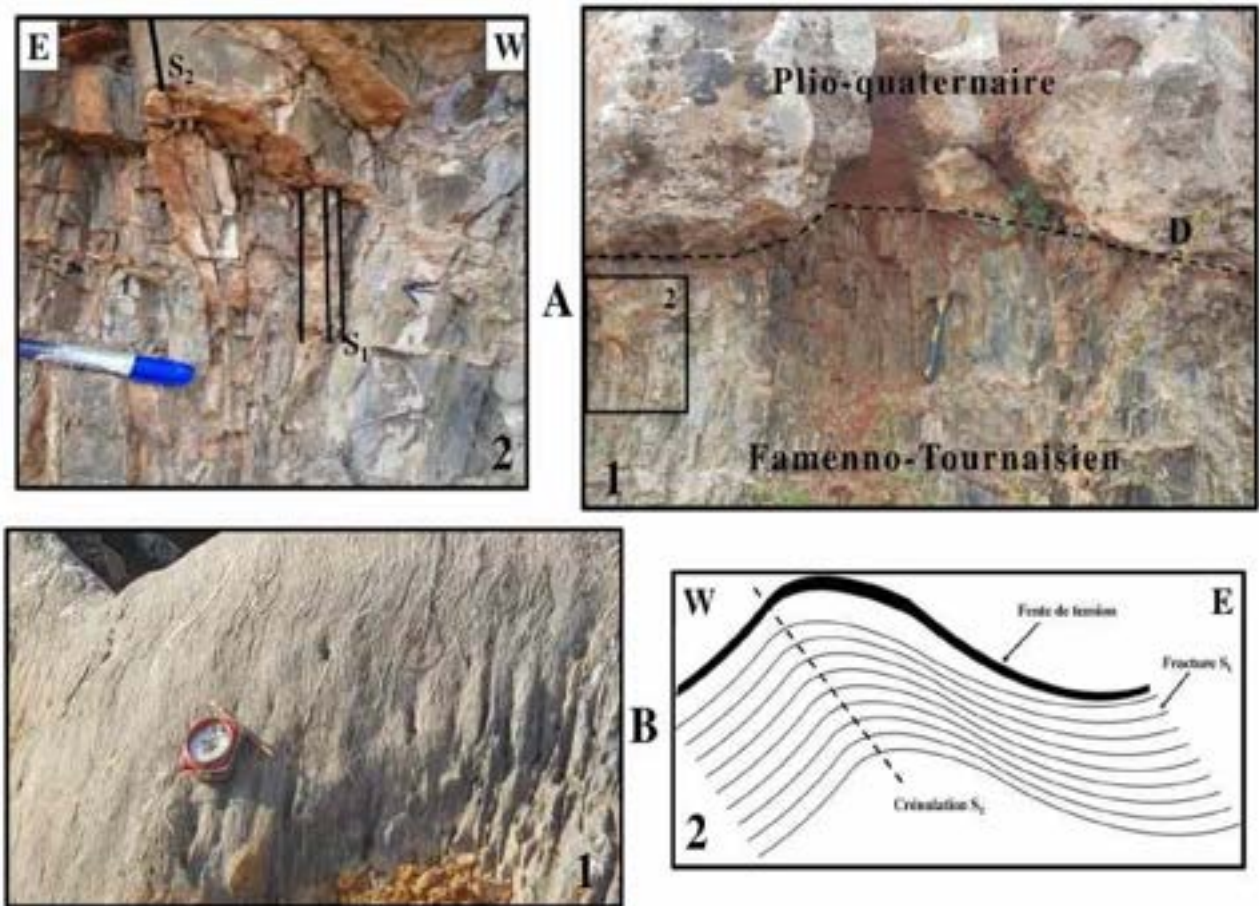


Figure IV.3. 1 : A- La tectonique ductile dans les schistes du Fameno-Tournaisien du bassin de Skhirate : A1- Discordance du Plio-quaternaire sur le Fameno-Tournaisien, A2- Détail des schistosités S1 et S2 ; B- La tectonique ductile dans les calcaires Givetiens de la carrière Lotfi : B1- les calcschistes à S1 intrudés de fluides et déformés par S2 de crénulation, B2-Schéma.

2- DANS LES CALCAIRES DEVONIENS DE LA RIDE CHERRAT

La tectonique ductile a été observée dans deux sites : l'embouchure de l'Oued Ykem et de la carrière de Lotfi au SW du pont métallique : (Fig. IV.3.1-B)

a- Embouchure d'Oued Ykem (X : 33, 891253 ; Y : -7, 000162)

Sur la rive gauche de l'embouchure d'Oued Ykem à 100m environ au Nord de l'Autoroute A1 (Rabat-Casablanca), les calcaires du Givetien-Frasnien montrent un faciès métamorphique sous-forme de calc-schistes blancs clair. La stratification S0 : N100 à N125 est remplie de pellicules calcitiques et replissée par des plis à axe vertical de plan N30, 90 et d'axe N30, 80SW.

b- Carrière Lotfi (X : 33, 871530 ; Y : -6, 997833)

Cette carrière a mis à nu les calcaires du Givetien et du Frasnien, en plus, à l'entrée Est un fin niveau d'argiles et boues noirs indiquent le Couvinien. La stratification est généralement orientée : N60.

Au fond de la carrière, apparaît le même faciès tectono-métamorphique observé à l'embouchure d'Oued Ykem. Les calc-schistes s'enrichissent en minéraux phylliteux orientés selon une schistosité S1 (N35) de flux (Fig. IV.3.1-B). Les plans d'aplatissement sont colmatés par un fluide calcitique : fentes de tension N125. Ces fentes sont postérieures à S1 et replissées par une seconde schistosité S2 de microplissement (ou crénulation). Cette seconde schistosité présente des directions NE-SW avec des pendages moyens vers le SE.

La dernière déformation qui affecte ces calc-schistes est représentée par des fentes de tension EW.

3- L'APLATISSEMENT DANS LE CONTACT DU GIVETIEN (RIDE CHERRAT) AVEC LE FAMENNO-TOURNAISIEN (BASSIN DE SIDI BETTACHE) DANS LE PITON DES ALPINISTES

A l'entrée Est du pont sur l'oued Ykem (RN1) reliant Aïn Attiq à Skhirate, le piton des alpinistes (site d'escalade du club CAF de Rabat) est formé de calcaires massifs verticaux du Givétien (Fig. IV.3.2-A). La série verticalisée montre un passage progressif (stratodécroissant) de calcaires récifaux à des pélites ferrugineuses intercalées entre des bancs minces de calcaires en plaquettes (20m). ce terme passe « vers le haut » en concordance, à des pélites violettes barriolées du Famenco-Tournaisien. Dans la zone de contact, un petit niveau de calcaire schisteux est affecté par une schistosité de boudinage Sb et par une schistosité pénétrative S0-1 de flux indiquant un métamorphisme anchizonal à épizonal (S1 est parallèle à la stratification). Les boudins en section, ont une forme discoïde matérialisant l'ellipsoïde de déformation dont une dizaine de mesures fournissant les axes géométriques moyens et le diagramme de Flinn (Fig. IV.3.2).

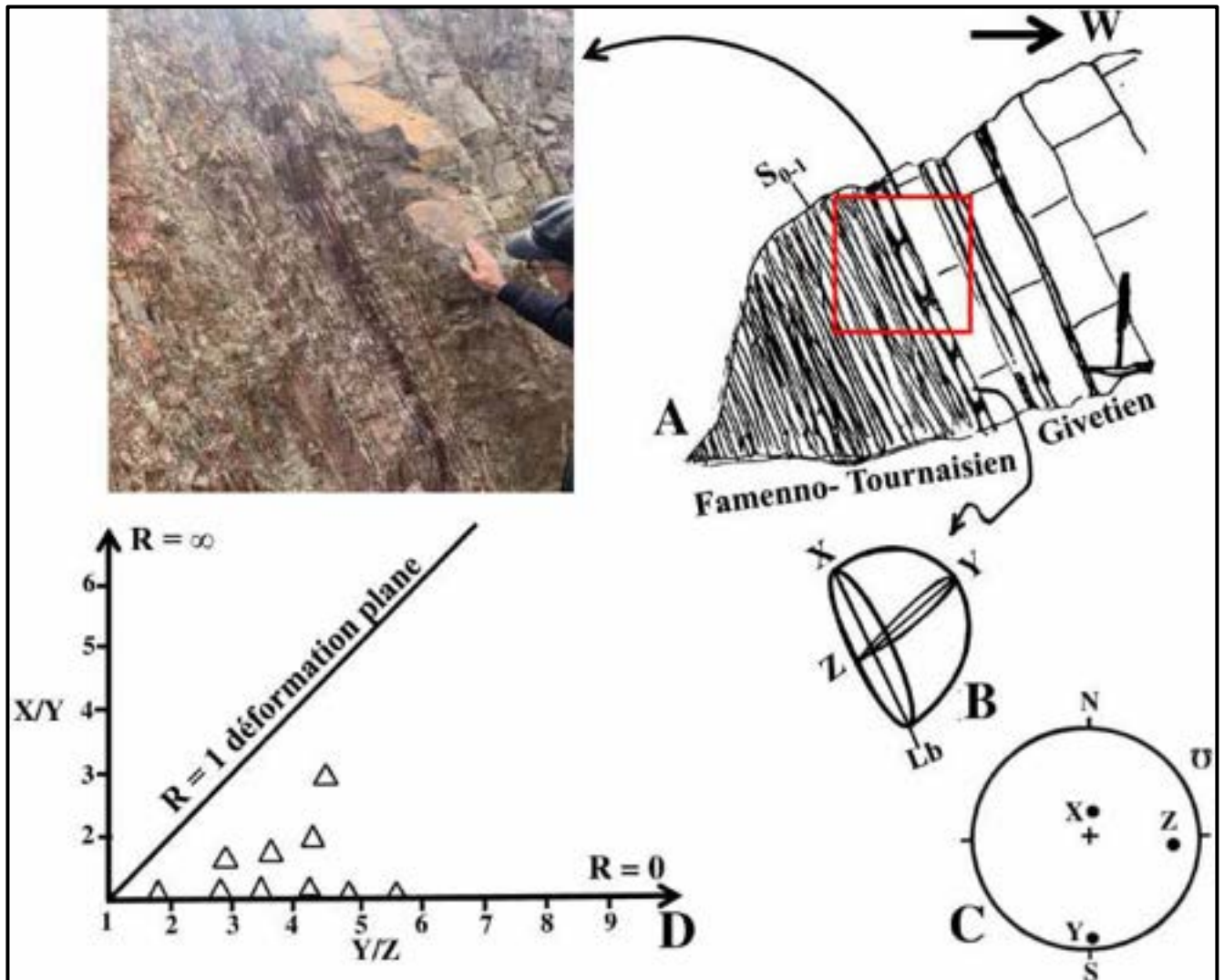


Figure IV.3. 2: La déformation ductile dans le contact Givetien de la Ride Cherrat avec le Famennes-Tournaisien du Bassin de Sidi Bettache. A- Aperçu de l'affleurement ; B-Schéma de la déformation ductile (Lb : Linéation de boudinage) ; C-Axes de l'ellipsoïde de déformation ; D-Diagramme de Flinn.

Ainsi l'ellipsoïde de déformation a les axes moyens suivants :

X : N02, 75N ; Y : N02, 05 S ; Z : N95, 25 E (Fig. IV.3.2-B et C)

La mesure de ces axes et le calcul des rapports axiaux $R_1 = X/Y$ et $R_2 = Y/Z$ fournit le ratio R et le diagramme de Flinn (Fig. IV.3.2-D).

Ainsi le ratio moyen R est tel que $0 \leq R \leq 0,6$ caractéristique d'une déformation par aplatissement pur (ellipsoïde en galette) avec $Z < X \leq Y$.

Cette déformation ductile de compression équatoriale est antérieure aux mouvements tangentiels générés lors d'un stade tardif de cette même compression (Fig. IV.3.4).

C. LA TECTONIQUE SEMI-FRAGILE

Dans l'entaille de l'Oued Ykem, les calcaires dévoniens montrent souvent des structures de pression-dissolution qui apparaissent précédant les failles dans leur contexte structural.

Entre l'embouchure et le pont métallique, la rive gauche est formée de calcaire du Givetien dont la stratification varie entre N00 et N70. L'examen de nombreux sites indique une tectonique polyphasée de compressions successives.

1- LES COMPRESSIONS NW-SE ET NE-SW

Sous le pont de l'autoroute A1, des calcaires noirs ou gris foncés zébrés de fentes de tension simples de direction générale N40 (compression NE-SW) ont pris place par l'ouverture d'anciens joints stylolithiques de même direction, indiquant une compression antérieure NW-SE (X : 33, 890322 ; Y : -6, 999367).

Au sud du pont métallique dans la carrière Lotfi, des fentes sigmoïdes dans le corps central est orienté N20 et les extrémités N04 semblent indiquer un décrochement potentiel NS dextre (compression NE-SW).

2- LA COMPRESSION EW

Les fentes de tension de direction équatoriale (EW) sont observables à toutes les échelles (voir site du club équestre). Dans la carrière Lotfi, les fentes de tension remplies de calcite blanche (N80) peuvent atteindre 30 m de long et une épaisseur maximale d'1m environ (X : 33, 870908 ; Y : -6, 997661).

Dans l'embouchure, rive gauche, les calc-schistes du site étudié ci-haut, montrent d'importants réseaux de fentes de tension en échelon conjuguées et déformées en sigmoïdes (Fig. IV.3.3-B) La première génératrice de fentes en échelon est N50 de décrochement potentiel dextre, affecté par un coulissement conjugué synchrone N130 senestre. L'axe de raccourcissement compris dans l'angle $2\theta = 80^\circ$ indique une direction N95.

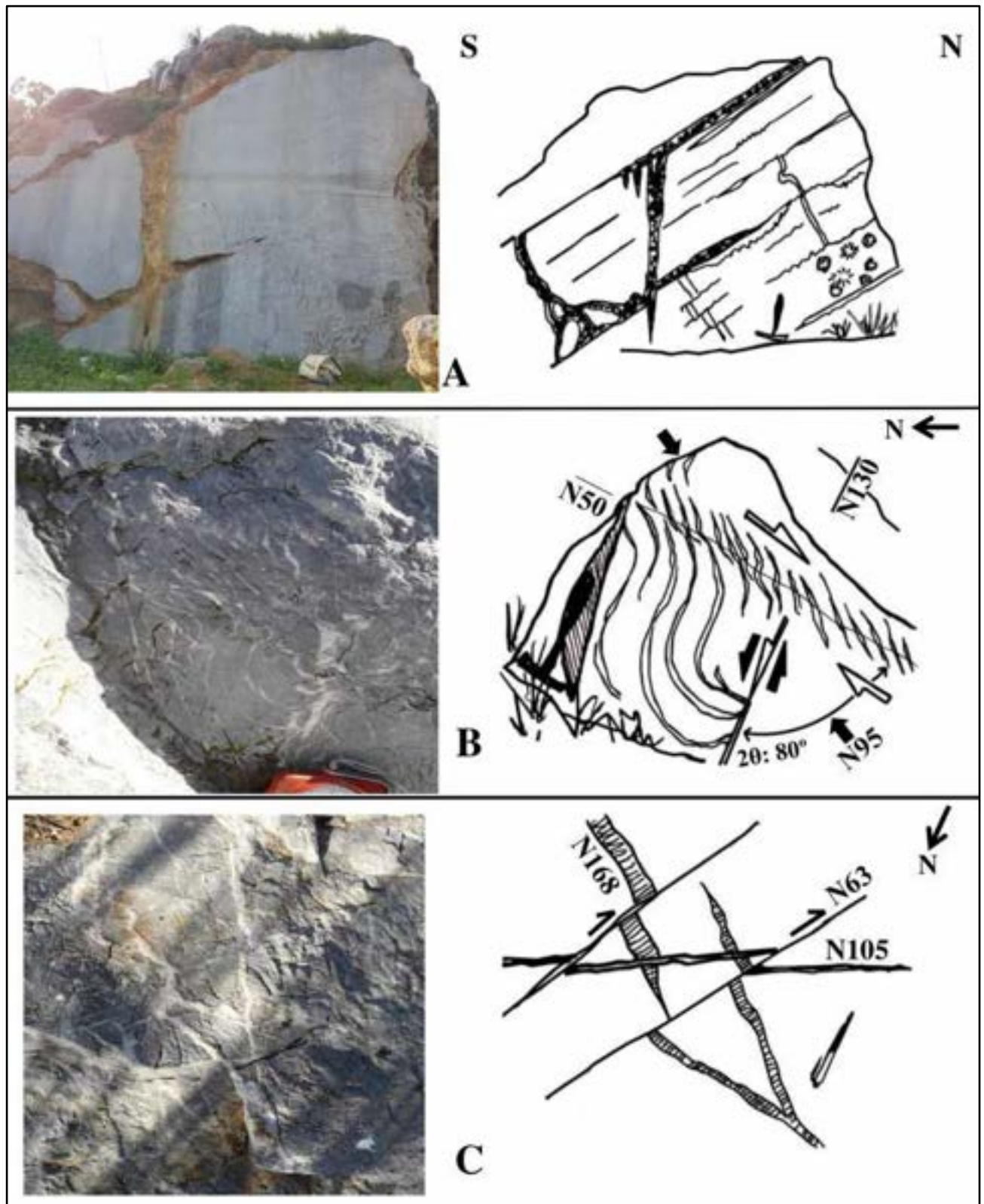


Figure IV.3. 3: Quelques exemples de la tectonique de pression-dissolution dans la Ride Cherrat de l'aval de l'Oued Ykem. A-Aspect de la dissolution dans les calcaires récifaux gris du Frasnien ; B-Fentes de tension en échelon de compression EW dans les calcschistes du Givetien ; C- Phases de pression dissolution dans le contact des calcschistes Givetien avec les calcaires du Frasnien (rive gauche de l'embouchure de l'Oued Ykem).

Cette phase EW est précédée par des structures de pression-dissolution de compression NNW-SSE, visibles dans le même site des calc-schistes de l'embouchure de l'oued Ykem. En effet, des fentes de tension de calcite blanche de direction N168 sont décalées par des fentes N63 et N105 générées ultérieurement par un raccourcissement EW (Fig. IV.3.3-C).

Notons enfin, l'apparition dans une ancienne marbrerie de la rive gauche de surface de polissage montrant nettement que les joints de stratification sont de type stylolithique, lieux d'une importante phase ancienne de dissolution (Fig. IV.3.3-A).

Rappelons que ces surfaces de stylolithes stratiformes ont déjà été signalées dans ce travail, dans les quartzites du Tournaisien p.p et dans les calcaires récifaux du Viséen supérieur.

D. LA TECTONIQUE CASSANTE

1- LES FAILLES INVERSES

La tectonique tangentielle est omni-présente dans la ride Cherrat de l'aval de l'Oued Ykem (Fig. IV.3.4) . On l'a étudiée aussi bien dans les carrières de la rive gauche que dans le piton du pont de la nationale N1.

1.1 CARRIERE DE L'EMBOUCHURE

Les calcaires du Givetien N60, 90 à strates verticales sont cisailés par des failles inverses à surface plane : N10, 40W. les stries sont souvent orientées N100, 40W, indiquant un jeu inverse pur à vergence E. Les marqueurs cinématiques : micro-gradins, micro-fentes et stylolithes confirment ce jeu compressif tangential : raccourcissement EW (Fig. IV.3.4. site 3)

1.2 CARRIERE LOTFI

Cette carrière jouxtant au sud la nationale N1 a des parements qui montrent des failles inverses méridiennes N25 à N176 à jeux inverses convergents dessinant un horst qui a été évidé par la carrière (Fig. IV.3.5-A et Fig. IV.3.4. site 5). Les failles inverse sont striées par deux familles de stries : L1 : N40,42SW jeu inverse (écailles de calcite) et L2 : N162, 26N accompagnés de Riedels de jeu senestre inverse.

L'ensemble des données indique une compression EW évoluant vers une compression NW-SE. Ces failles recoupent des failles inverses EW (en moyenne N80 à N90, 65N et S). Une de ces failles dessine un méga-crochon de jeu inverse de vergence N : Fig. IV.3.5-A.

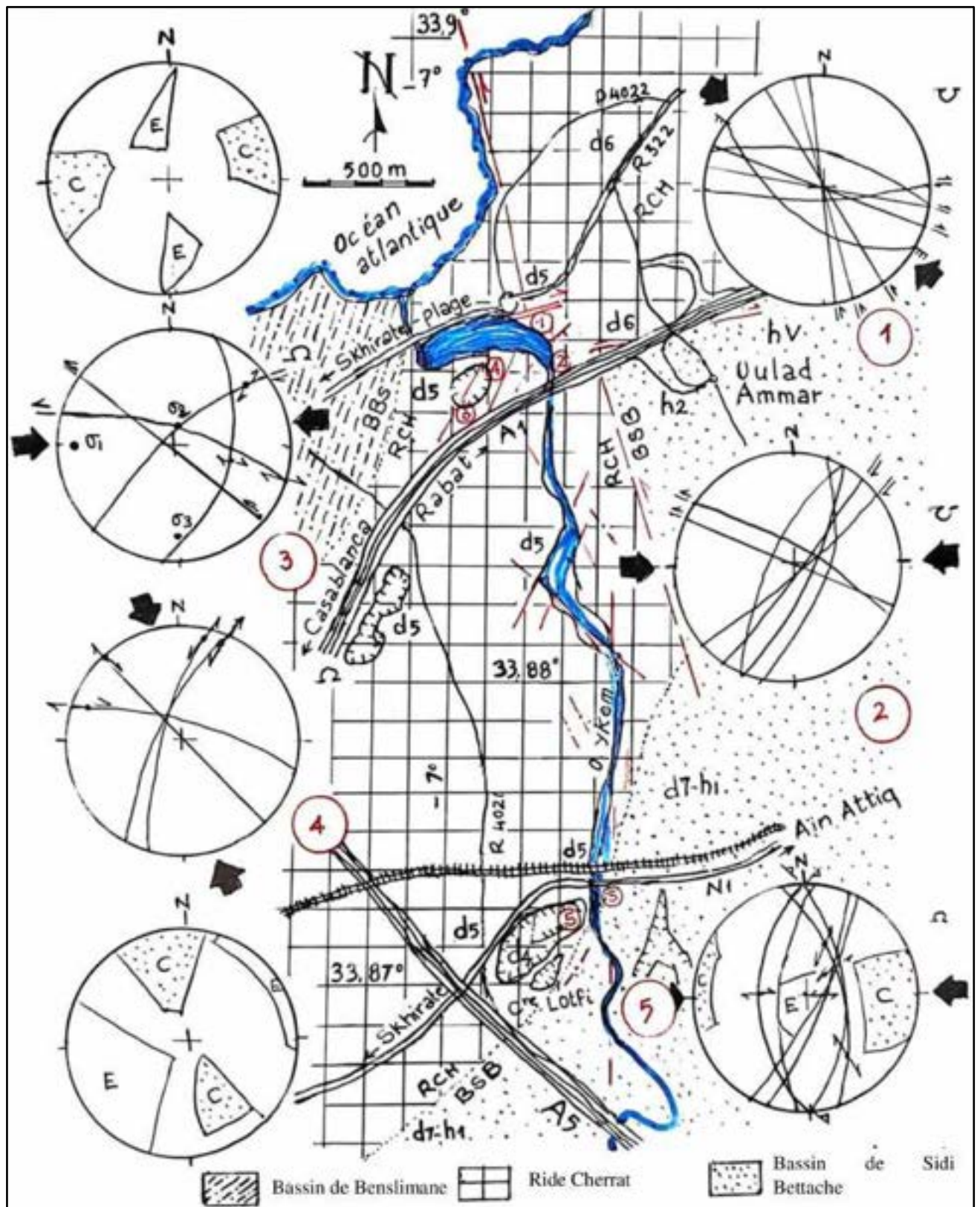


Figure IV.3. 4: Carte structurale simplifiée de la répartition de la fracturation et les contraintes hercyniennes sur les bordures de la Ride Cherrat : 1 à 5 sites de mesures, d4 : Couvinien, d5 : Givetien, d6 : Frasnien, d7-h1 : Famenco-Tournaisien, hv : Viséen sup.

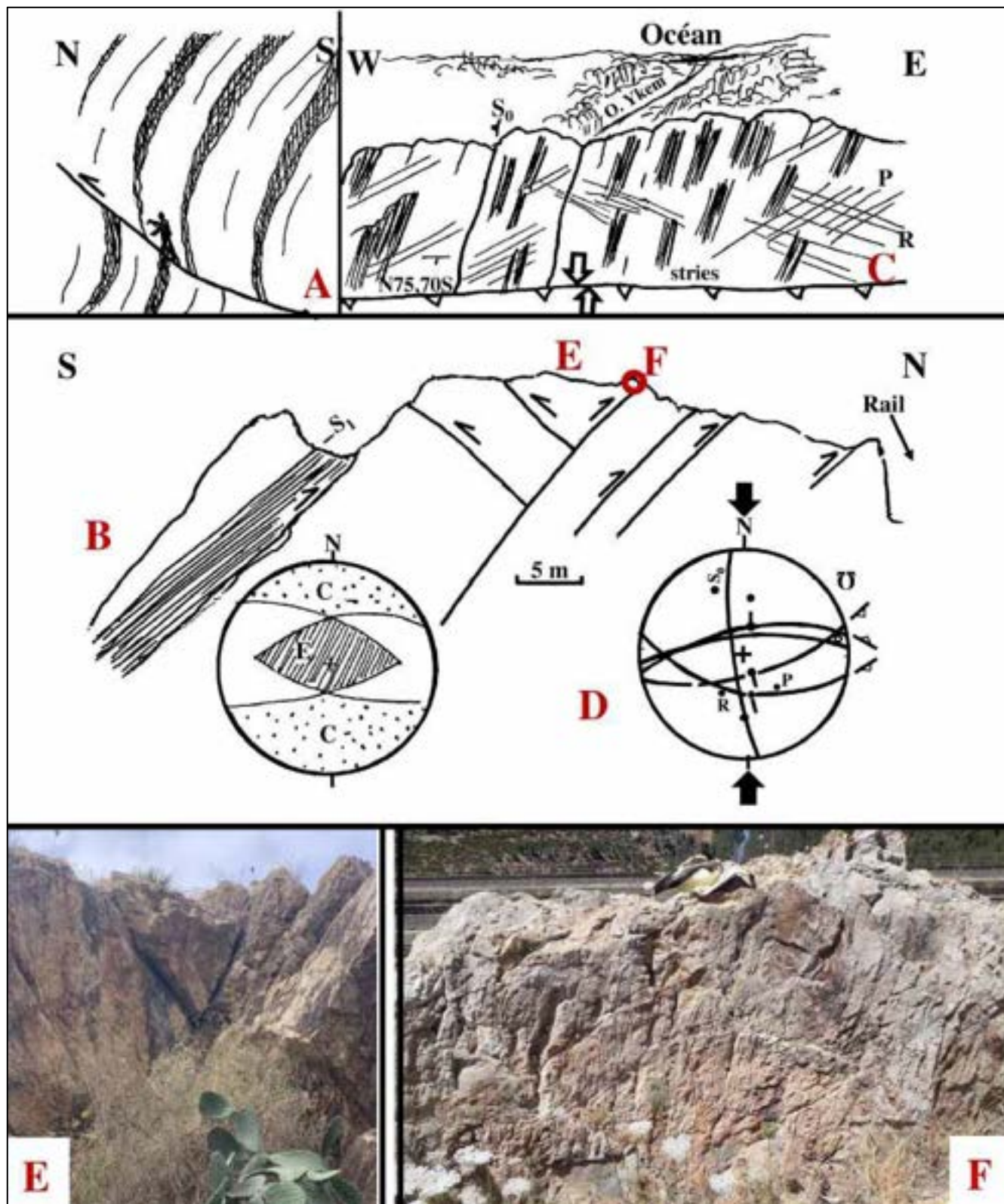


Figure IV.3. 5: A- Faille inverse à rejet nord (carrière Lotfi) ; B- Horst du Piton des alpinistes formé par des failles inverses EW synthétiques et antithétiques (compression NS précoce) ; C-Détail du miroir de faille ; D-Stérogamme et dièdres droit ; E-Photographie montrant le horst de failles inverses ; F-Miroir de faille inverse de la figure C (en haut).

1.3 PITON DES ALPINISTES

C'est une pointe formée par les calcaires gris du Givetien coincée entre la nationale N1 et les rails de chemins fer sur la rive droite de l'Oued Ykem (X : 33, 874083 ; Y : -6, 994436).

Deux familles de failles inverses affectent ce pic, d'abord les failles EW conjuguées à pendages moyens vers le Sud et vers le Nord. Ces failles de compression NS précoce sont reprises par des failles NS à pendage 25 à 45 E de vergence W (Fig. IV.3.6-A et B).

- Les failles inverses EW à N75 :

Sur le sommet du piton on observe un horst délimité par des failles inverses à stries N178, 70S à pitch 70° à 78° N et S de jeu inverse à composante verticale forte (Fig. IV.3.5-B-C-D-E et F). Les failles inverses conjuguées sont symétriques et antithétiques.

- Les failles inverses méridiennes de vergence W :

Une vue de l'Ouest vers l'Est sur le piton des alpinistes laisse voir clairement le décalage inverse causés par une faille inverse sur la falaise surplombant l'Oued Ykem. La face Nord de ce piton offre la possibilité de mesurer cette faille N12, 25 E à stries N103, 21 E (pitch 80° SE) de jeu inverse presque pur (Fig. IV.3.6-C et D). Cette faille se redresse vers l'Ouest ou son pendage atteint 45° (faille inverse en cuillère).

Au contact des bancs massifs du Givetien, les schistes du Famenno-Tournaisien concordants sont affectés de schistosité pénétrative S1 (N10,90) et d'un boudinage des niveaux argileux. Les boudins ont une forme discoïde matérialisant l'ellipsoïde de déformation (X : N02, 75N ; Y : N02, 05S ; Z : N95, 25 E), ce boudinage serait synchrone de la compression EW.

Il s'avère donc que deux compressions : la première NS et la seconde EW sont responsables de la tectonique tangentielle dans la ride Cherrat de l'aval d'Oued Ykem.

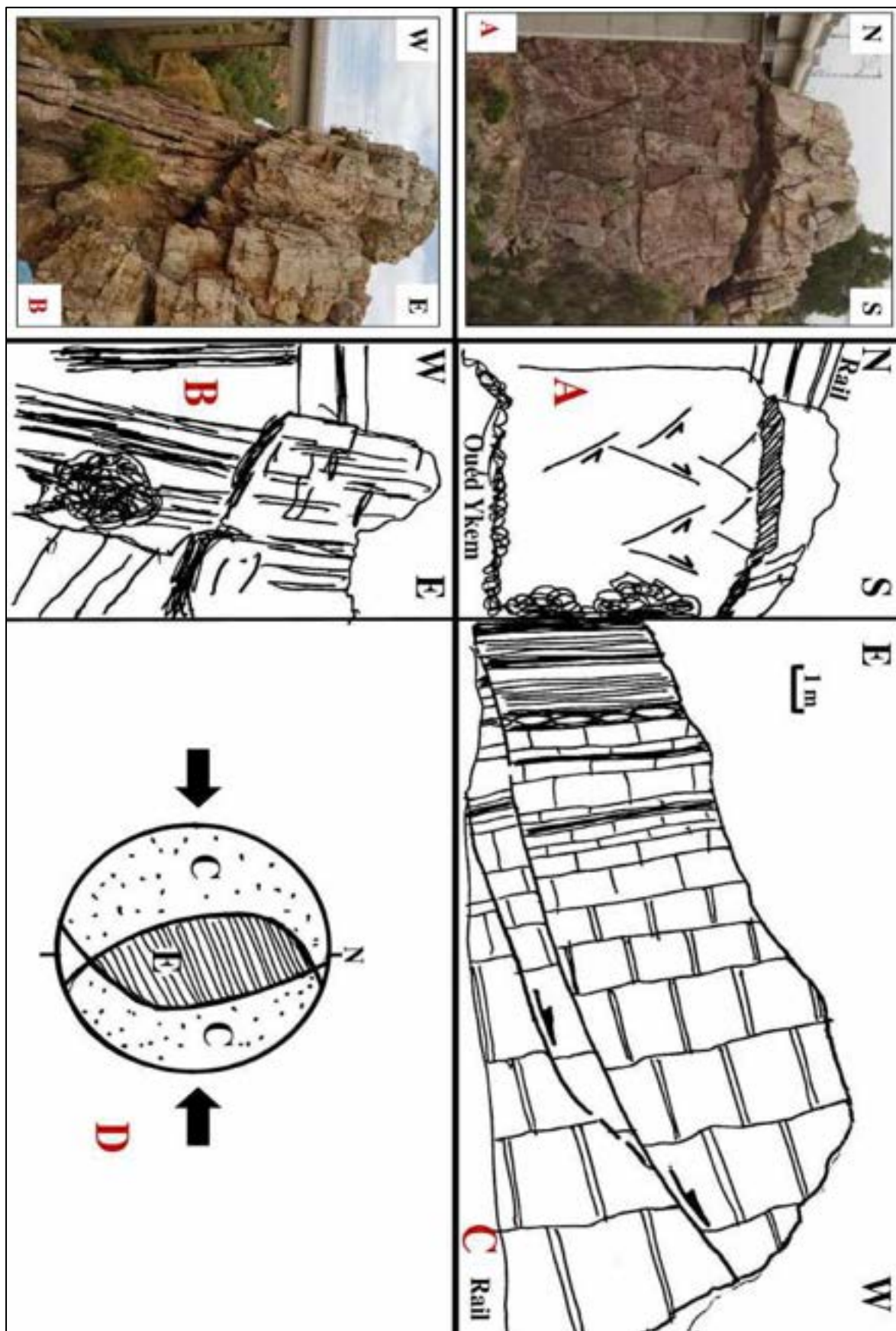


Figure IV.3. 6 :Failles inverses à rejet Ouest. A et B- Faille du piton des alpinistes : vues Ouest et Sud ; C- géométrie des failles inverses de compression EW dans le contact des calcaires Givétien (à droite) avec les schistes du Faméno-Tournaisien ; D-Dièdres droits.

2- LES COULISSEMENTS

2.1 CARRIERE DE L'EMBOUCHURE : LA COMPRESSION EW

Dans cette carrière, des décrochements mesurables sont orientés NE-SW dextres et NW-SE senestres. Pour exemple un décrochement dextre à surface plane de direction N55 et à pendage 75 SE, montre un pitch faible (20°) attestant du jeu latéral. La croissance de l'épaisseur des écailles de calcites atteste ce jeu. Des décrochements conjugués à ces failles apparaissent quelque fois de direction N126, 88 NE à pitch entre 8° et 12°. Ces décrochements fournissent une contrainte majeure de raccourcissement σ_1 : N78, 15 WSW à N90, 05 W : Fig.IV.3.4 site3. Toutes ces failles en X recoupent des failles NNE-SSW senestres très fréquentes et matérialisant la direction du cours de l'Oued Ykem. Il s'agit probablement des effets de la compression NS tardive.

Cette chronologie est confirmée à l'Est de la carrière où les calcschistes blancs plissés sont cisailées par des décrochements à jeu inverse senestre (Figs. IV.3.3 et IV.3.4 site 4) : les directions de ces failles tardives varient entre N45 et N66.

2.2 LA RIVE DROITE DE L'EMBOUCHURE DE L'OUED YKEM

Cette rive droite est formée de calcaires violet récifaux du Frasnien. Les strates à épaisseur variable (biohermes) sont orientées N50, 80 SE à N75, 45 SSE. Plusieurs familles de décrochement affectent ces séries (Fig. IV.3.4 site 1):

- Décrochements de compression EW : les cisaillements latéraux dextres sont parfois parallèles à la stratification (N30 à N160 dextres).
- Décrochement conjugué de compression NW-SE : il s'agit des décrochements EW dextres (parallèles à la route R322) et NS senestres parallèles au décalage de la côte. Les failles EW sont responsables de la virgation vers l'Ouest du cours de l'Oued Ykem.
- Décrochements NNE-SSW dextres : ces failles sont très fréquentes, légèrement sécantes à la stratification. Elles seraient liées à une compression ENE-WSW (N70) antérieure à la compression EW.

CONCLUSION

Les assises du Famennes-Tournaisien des bassins de Skhirate et de Sidi Bettache, apparaissent concordantes avec les calcaires dévoniens du horst intermédiaire de la Ride Cherrat. Les surfaces de mobilisation de ces domaines entre eux se situent, en fait, à l'intérieur de ces différents domaines. Les transferts les plus importants sont transcurrents et /ou tangentiels et sont réalisés en majorité dans le dernier quart de cercle dessiné par l'axe de raccourcissement :

phases EW, NW-SE et NS tardive. Cette dernière a généré de faibles conséquences, matérialisant l'amortissement des mouvements compressifs et leur blocage définitif. Par contre, auparavant les serrages NS précoce à NS tardif sont marqués par la coexistence d'ellipsoïdes de contraintes hybrides : σ_3 est tantôt verticale en jeu inverse, tantôt horizontal en jeu coulissant. C'est le cas des compression NS précoce et EW. Ailleurs, toutes les compressions ont généré des coulissements en majorité dextres (σ_1 et σ_3 horizontales).

Dans la frontière occidentale de la bande de Benslimane avec le môle côtier, les déformations relevées et cartographiées sont soit transcurrentes (aval Oued Cherrat), tantôt plicative (secteur de Sokhrat Benslimane). De rares indices de failles inverses de faible pendage ont été décrits dans le secteur du pont à haubancs.

En définitive, le bassin de Skhirate présente une façade plissée et décrochante à l'Ouest et une façade décro-chevauchante à l'Est.

PARTIE V

INVENTAIRE ET ANALYSE

**TECTONOMETRIQUE DES DÉFORMATIONS DE
LA PARTIE NW DU BASSIN DE SIDI BETTACHE**

**IMPLICATION DE LA DETERMINATION DE
L'ELLIPSE DE DEFORMATION(λ_G , λ_P) SUR DES
BRACHIOPODES EN DISTORSION DANS LE
VISEEN SUP DE VAL D'OR TEMARA**

Pour réaliser l'étude micro-structurale des principales déformations hercyniennes du bassin de Sidi Bettach NW, quatre secteurs bordiers de la ride de Cherrat ont été choisis. Du sud vers le Nord : (Fig. I.1.1)

Secteur de Rouidate

Secteur de Oulad Ammar

Secteur de la plage Sable d'Or

Secteur de la plage Val d'Or

CHAPITRE 1 : SECTEUR DE ROUIDATE

A. INTRODUCTION

Ce secteur est situé entre le croisement des routes R403 et P4042 et le barrage de Rouidate (X : 33.739346 ; Y : -6.939537). La route R403 relie Sidi Yahya Zaer-Tamsena et Sidi Bettache au sud (Fig. V.1.1-A).

Le site étudié se trouve à 20km au Nord de Sidi Bettache sur les bords d'une clairière occupée par une daya allongée dans le sens NW-SE. De cette clairière au barrage Rouidate (P4042), les terrains fammeno-struniens montrent une structure générale de plissement synclinal d'axe cartographique N120 à N150. Ceci explique l'emplacement et la direction NW-SE de la daya limitée au NE par une alternance de barres de grés roses et de pélites grenat inclinés vers le SW alors que dans l'entourage du barrage Rouidate les séries schisteuses et pélitiques pentent vers le NE.

B. ETUDE DU SITE DE LA DAYA DE ROUIDATE

La série constituée de grés quartzites ferrugineux à pâtre violette sombre et à cassure rose, présente une structure monoclinale à direction variable (N120, 65SW à N150, 60WSW) à cause de multiples cisaillements latéraux qui l'affectent. La tectonique fragile est nettement postérieure aux tectoniques ductiles (schistosités de dissolution Ss0 et Ss1 et plissement synschisteux) et semi-fragile (Fig. V.1.1).

1. Les phases de plissement

- Phase P1 : micro-plis synschisteux d'axe N40 à N60 : Fig. V.1.1-D1
- Phase P2 : grand plissement synclinal d'axe NW-SE à NS : Fig. V.1.2-A

2. La tectonique de pression-dissolution s'exprime par des fentes en échelon sigmoïdes du stade cisaillement et par des fentes simples ramifiées

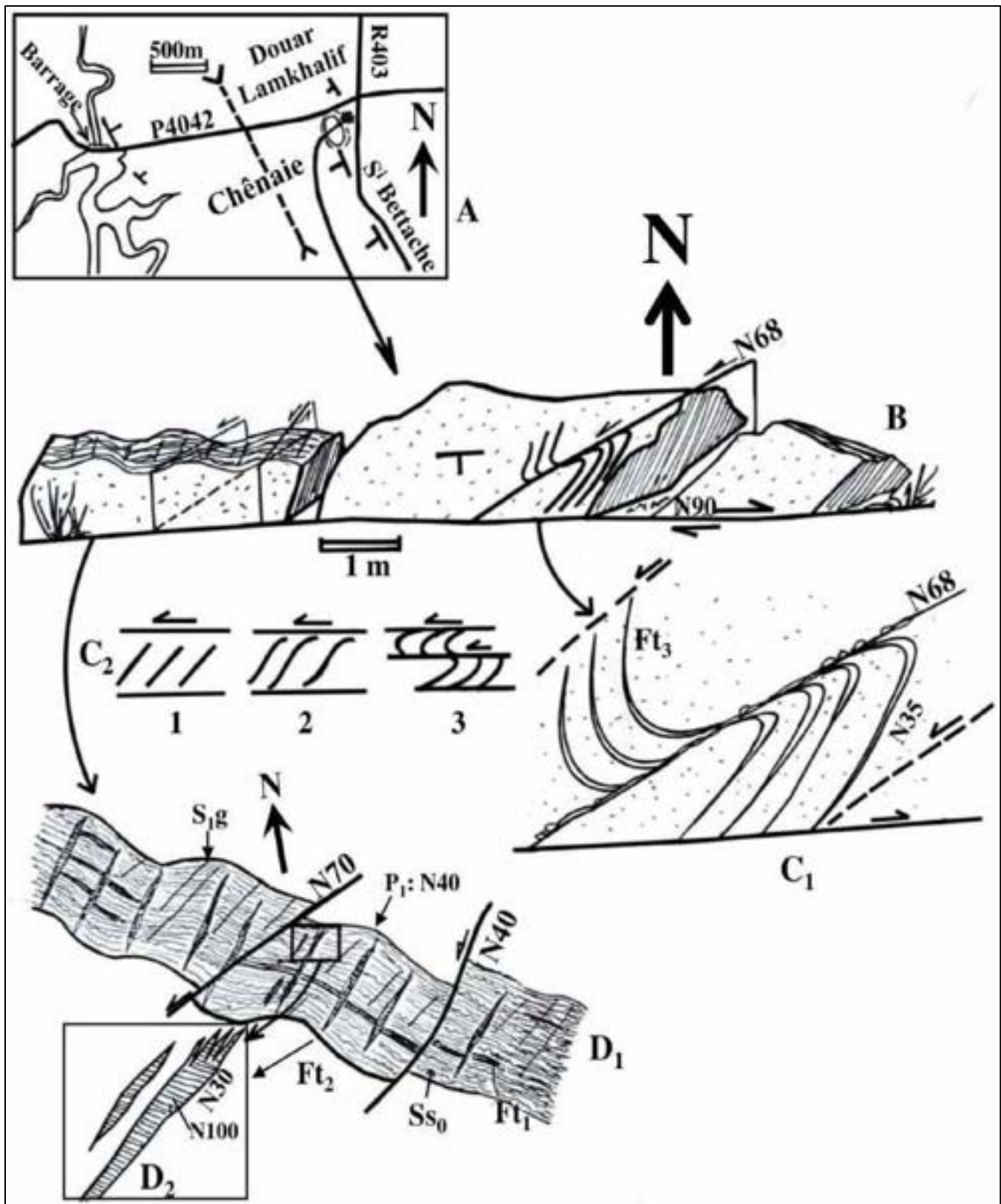


Figure V.1.1 : A-Secteur de barrage Rouidate-Douar Lamkhalif ; B-Structures fragile et semi-fragiles dans un banc quartzitique du Famenco-Tournaisien ; C1-Cisaillement ductile N68 senestre ; C2- Schéma d'évolution des fentes sigmoïdes en échelon ; D1-Principales structures ductiles, semi-fragiles et fragiles affectant la série ; D2-Détail de fente ramifiée N30.

2.1 LES FENTES SIMPLES :

Deux familles se distinguent nettement :

- Une famille parallèle à la stratification : Ft₁ et S_{S0} où le fluide de dissolution colmate les joints stylolithiques qui montrent des ondulations à large rayon de courbure de plissement P₁ (Fig. V.1.1-D₁)
- Une famille de seconde génération Ft₂ perpendiculaire à la stratification S₀, S_{S0} et Ft₁. Les fentes Ft₂ ont la particularité de se ramifier à leurs extrêmités, ce qu'on verra aussi dans la série du Viséen d'Oulad Ammar. La seconde caractéristique de ces fentes est l'oblicité des fibres calcitiques (N100 ou σ_3) : Fig. V.1.1-D₂.

2.2 LES FENTES SIGMOÏDES : FT3

Ce sont des fentes parallèles qui montrent une déformation hybride (Fig. V.1.1-B) : Nées dans les conditions semi-fragiles, elles ont subi une flexion puis un cisaillement. L'extrêmité des fentes N30 renvoie à la direction initiale de compression et la génération de fentes simples en échelon (Raccourcissement NE-SW à NNE-SSW) : Fig. V.1.1-C₁.

Le passage dans des conditions ductiles à plissé en sigmoïdes les Ft₃ dans des bandes de décrochement potentiel senestre ENE-WSW.

L'évolution de cette tectonique atteint la rupture par l'apparition de cisaillement central N68,90. Ce dernier est rempli par des cristaux non écrasés indiquerait qu'il a fonctionné en présence de fluide de dissolution en phase de cristallisation (Fig. V.1.1-C₂).

Ultérieurement les Ft₂ ont été cisillées par des décrochements dextres secs équatoriaux (EW) : Fig. V.1.1-B.

Chronologie :

- 1- Compression N30, extension N100 (semi-fragile) : Fig. V.1.2-B
- 2- Compression N23 (ductile puis fragile)
- 3- Compression N135 : Décrochement dextre N90 (Fragile)

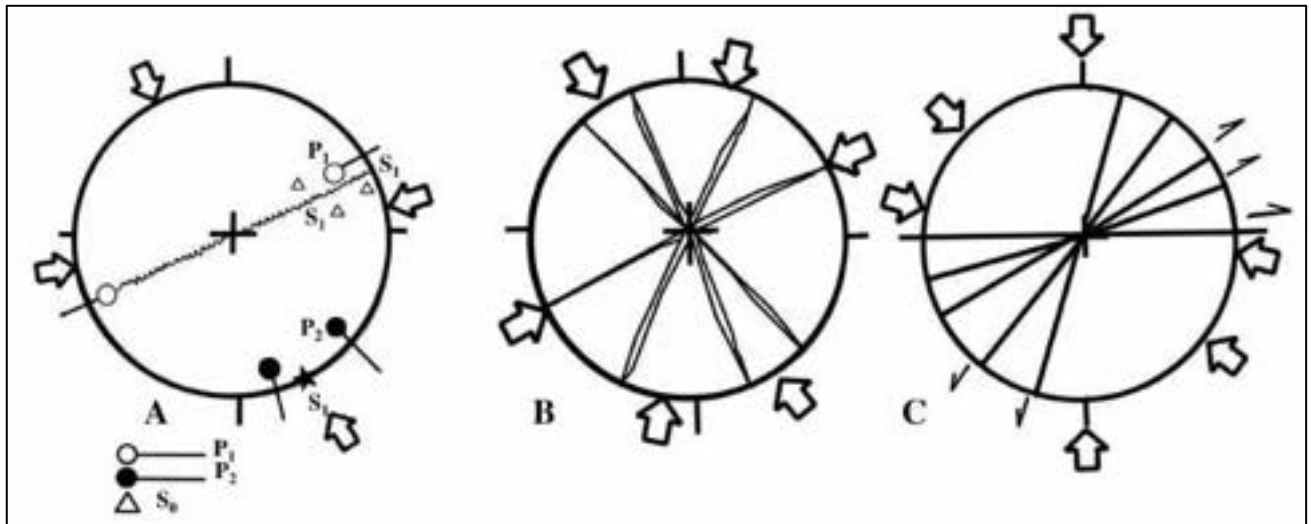


Figure V.1. 2: Stéréogrammes des structures ductiles (A), de pression-dissolution (B) et décrochantes (C) à l'Est du barrage Rouidate.

3. LES DECROCHEMENTS

Trois familles se distinguent : Fig. V.1.2-C

- Famille 1 : N20 à N40 senestre qui indique un raccourcissement NS mais dont la chronologie relative n'a pu être mise en évidence.
- Famille 2 : N60- N70 senestre dont on a vu ci-haut que le fonctionnement intervient en fin de processus de pression dissolution. Notons la présence de rejeux dextres sur certaines failles parallèles à la schistosité Ss1 : N60.
- Famille 3 : N90 à N110 dextre postérieure à la famille N70 et qui a fonctionné par des joints secs.

Conclusion

Que ce soit du point de vue chronologie ou celui de la nature et de l'alternance des différentes déformations, on retrouve les mêmes synthèses mises en évidence dans la partie N du Bassin de Benslimane.

Il y'a une évolution du raccourcissement de la direction N150 qui a généré les plis synschisteux P1 et Ss1, à une compression NS cisailante laissant place à une tectonique de pression-dissolution sous contrainte NNE-SSW évoluant vers la rupture des bandes senestres ENE-WSW.

Le plissement P2 d'axe N150 intervient avec une rotation de la contrainte vers la direction EW. L'ensemble est cisailé par des décrochements EW dextres de raccourcissement NW-SE. Ce qui confirme une rotation horaire de σ_1 avec alternances de tectoniques ductiles, semi-fragiles et fragiles.

CHAPITRE 2 : SECTEUR D'OULAD AMMAR

Le secteur étudié ici, se situe au voisinage sud de l'autoroute A1 reliant Casablanca à Rabat, au niveau de l'échangeur vers Ain Atiq-Tamesna et l'entrée de ces localités vers Rabat. Il est localisé au sud de l'intersection de A1 avec la route P4022 reliant la route côtière R322 avec la RN1 (Fig. V.2.1-A).

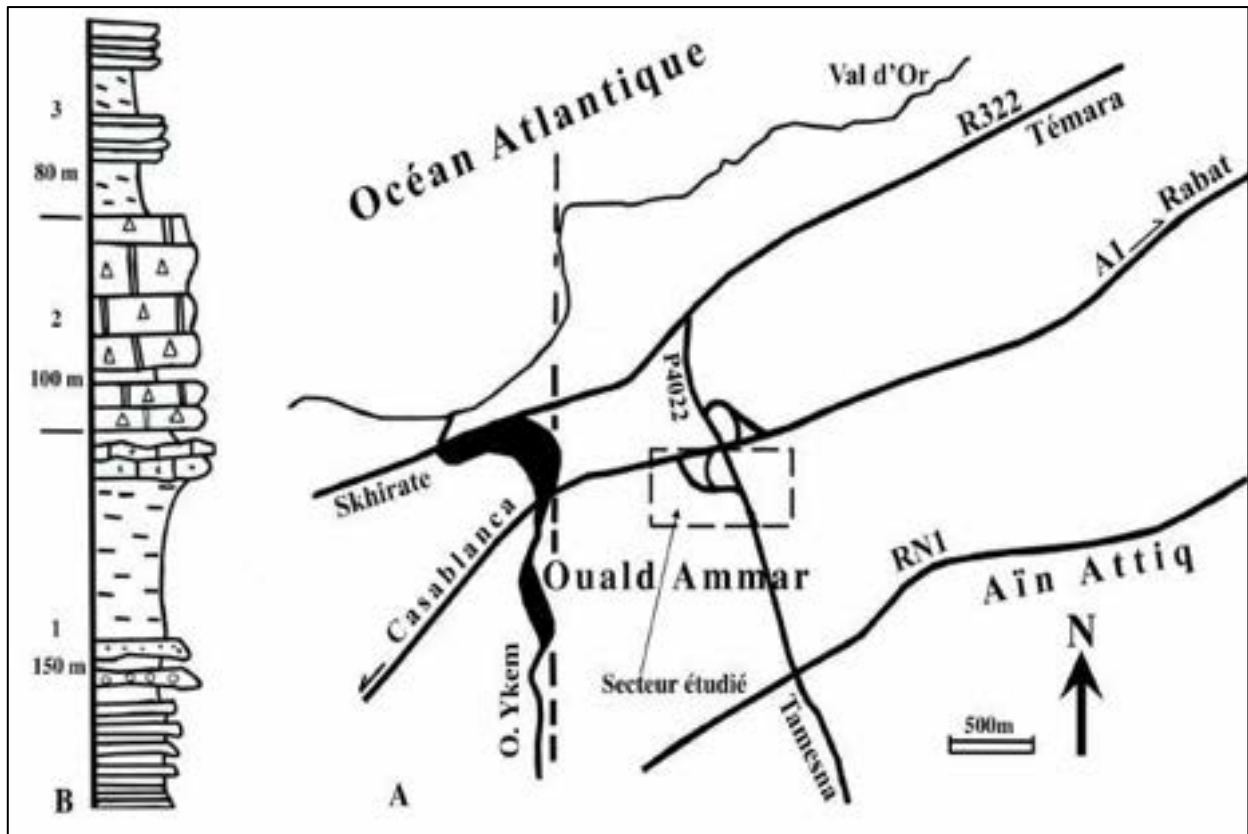


Figure V.2. 1: A-Localisation du secteur étudié ; B-Colonne stratigraphique des séries du Viséen supérieure d'Oulad Ammar (Bassin de Sidi Bettache).

A. DESCRIPTION DE LA SERIE

Les termes assemblés de la série verticalisée du Viséen supérieur (carte Rommani) permettent de distinguer trois grandes subdivisions : Fig. V.2.1-B

- 1- Terme inférieur (150m) : des grésocalcaires ocres à débris fins de coquilles sont surmontés par des grés calcaires jaunâtres (tempestites) alternant avec de fins lits argileux violacés à forte teneur en oxydes de fer. Le sommet de ce terme s'enrichit en argiles épaisses de plus

50m avec des passées schisteuses grises et de lentilles gréseuses. Un banc de grés carbonaté vient sceller ce terme

- 2- Terme médian : (100m) des calcaires massifs récifaux gris de plateforme en bancs de 70cm alternant avec de fins interlits argileux rouge et gris de 10 à 20cm.
- 3- Terme supérieur : (80m) un faciès franchement côtier s'installe avec des pelites gréses et violettes alternant avec des grés coquilliers et des lumachelles (Bivalves, Brachiopodes,...) et des niveaux organiques de pélites noires et de grés calcaires à stratifications entrecroisées.

B- LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

Les interlits argileux interstratifiés entre les bancs massifs de calcaire récifal montrent une importante tectonique synsédimentaire non affectée par les nombreux épisodes de raccourcissement qu'on abordera ci-dessous.

Des micro-failles distensives sont visibles sur le terme 2 verticalisé (Fig. V.2.2) avec des directions NNE-SSW et des pendages très forts (70 à 80 E). Le basculement à l'horizontale de la série N150, 80 WSW permet de retrouver une direction moyenne EW des micro-failles avec un pendage moyen vers le Sud : sens d'approfondissement des micro-grabens. La direction de la distension synsédimentaire est NS si on considère que les bancs n'ont pas subi de réorientations significatives.

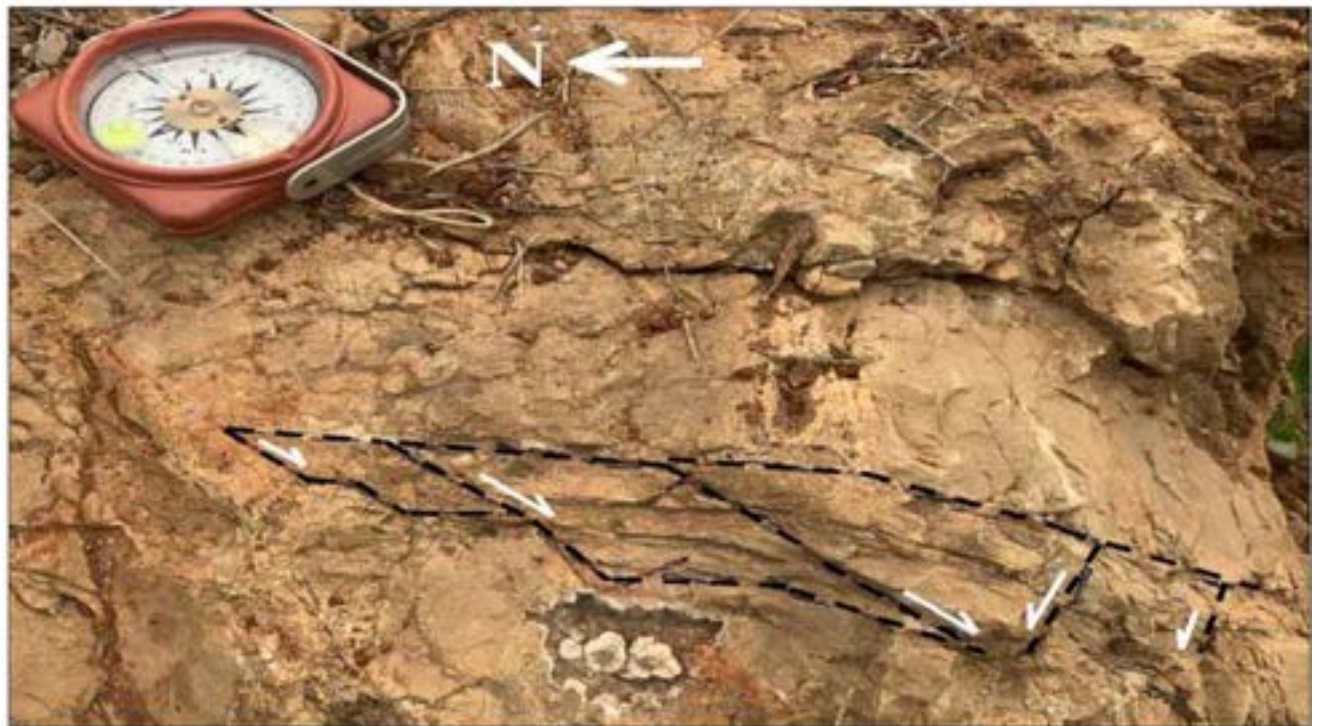
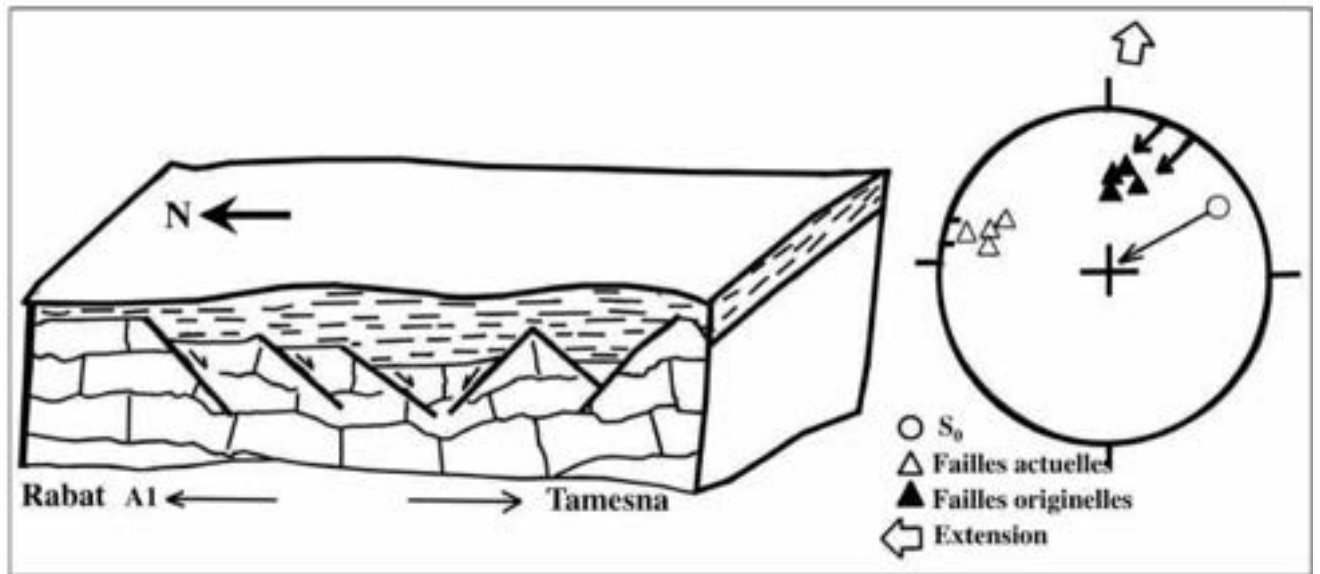


Figure V.2. 2: Tectonique synsédimentaire d'extension dans les calcaires récifaux d'Oulad Ammar (Terme médian).

C. LA TECTONIQUE DUCTILE

Dans le site précédent, il y'a une déformation planaire qui s'exprime de deux façons selon le matériau :

- 1- Plans stylolithiques stratiformes de dissolution dans les calcaires récifaux compétents.

2- Schistosité ardoisière parallèle à S_0 dans les micro-grabens argileux à comportement plastique

Le terme inférieur qui affleure à l'Ouest de l'échangeur montre un autre aspect de cette schistosité d'orientation méridienne. Les grésocalcaires à faciès de tempestites montrent une schistosité S_{0-1} stylolithique non planaire : $N03, 90$ avec plans anastomosés qui définissent des amandes à petit axe Z orienté EW (Fig. V.2.3-A).

Ces amandes sont souvent étirées selon l'axe X sans réfraction de la schistosité dans les bancs gréseux compétents voisins (Fig.V.2.3-B).

La dissolution tectonique dans les plans S_{0-1} peut atteindre des taux importants au sommet du terme 1 au niveau du virage de sortie de l'autoroute de Casablanca vers Ain Attiq-Tamesna (Fig. V.2.3-C).

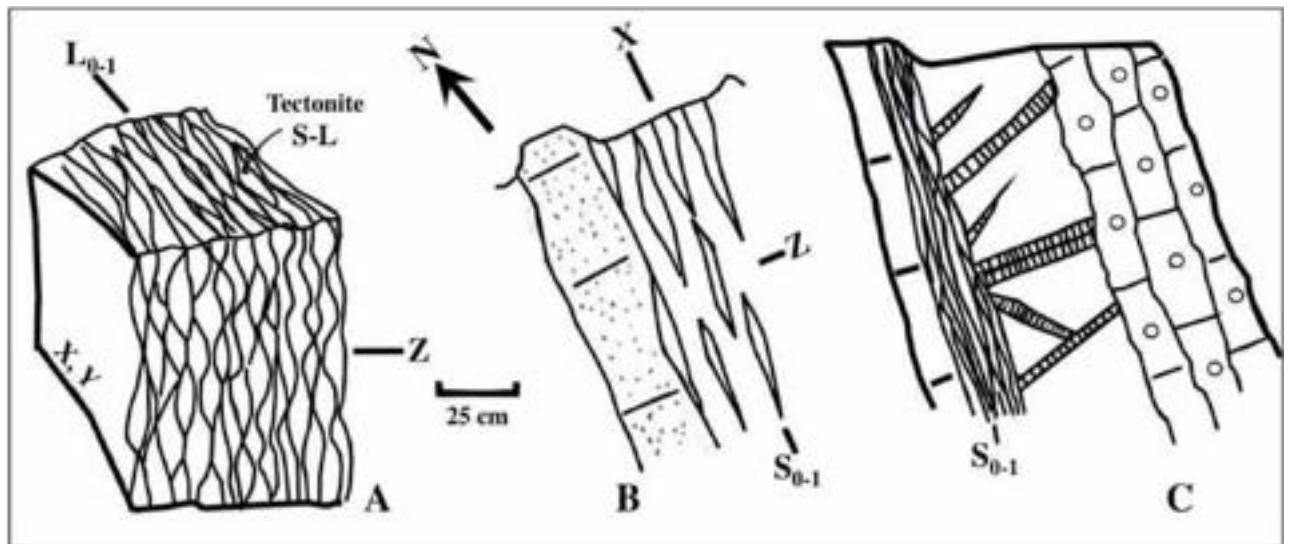


Figure V.2. 3: Aspects de la tectonique ductile et semi-fragile dans le terme inférieur : A- Schistosité S_1 ondulée dans les grésocalcaires ; B- Lentilles boudinées dans les niveaux argileux ; C-Tectonique de dissolution tectonique affectant les bancs calcaires.

En effet les bancs méridiens sont traversés par d'importants réseaux épais de fentes de tension épaisses parallèles et obliques à la stratification probablement dans une zone de transition intrados-extrados. Ces fentes sont dissoutes fortement dans leurs extrémités par des plans de dissolution N-S ou joints stylolithiques.

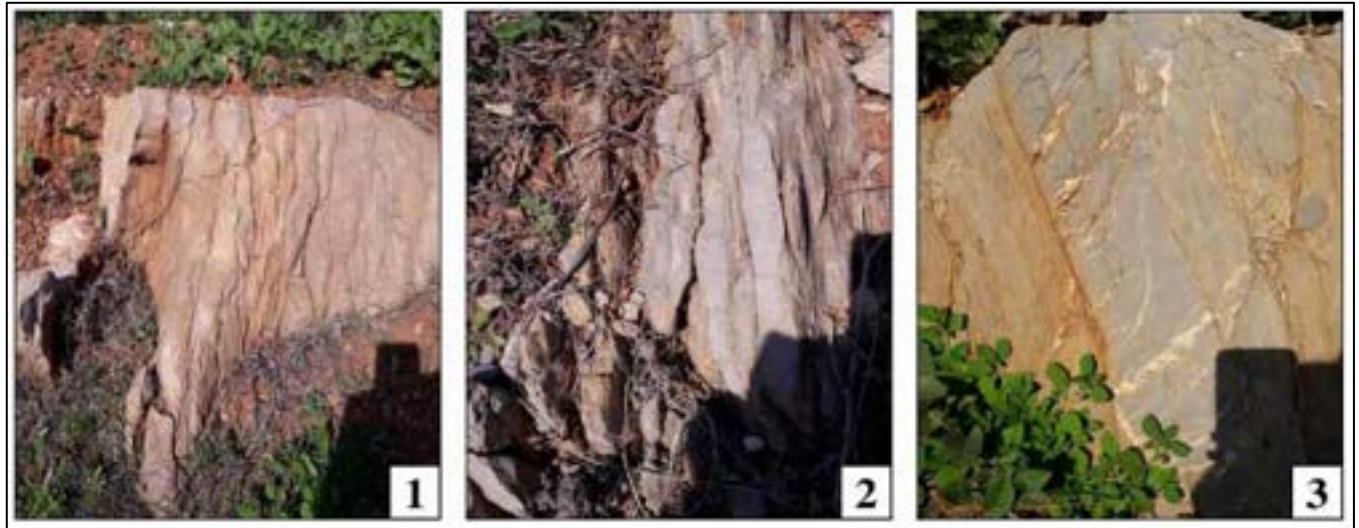


Figure V.2.3 : (Suite) : 1- Photo du site A ; 2-Photo du site B ; 3-Photo du site C.

La quantification du taux de dissolution tectonique par ces joints a été rendu impossible par la disparition de ces fentes dans les bancs voisins indiquant une très forte perte de volume rocheux. Ces joints parallèles à S0 sont remplies de matière noire non soluble ont fonctionné lors des phases de compression à axe de raccourcissement (ou Z) perpendiculaire à la stratification.

Toutes ces déformations ductiles et semi-ductiles sont scellées par un cisaillement décrochant dextre : N135, 86SW de compression tardive NS.

Notons qu'au milieu de ce transect sur quelques mètres d'affleurement, la stratification et structures parallèles devient presque horizontale indiquant une flexion d'axe NS de la série : probablement un synclinal déjeté à vergence W.

Cependant, les plissements les plus évidents sont observables dans les calcaires massifs gris du terme 2.

En effet, les bancs calcaires verticaux ou sub-verticaux à la base de l'affleurement voire même à pendage inverse (N145, 74 NE) subissent un plissement par flexion à déformation de charnière (Fig. V.2.4-A). Les bancs deviennent orientés N35, 50NW, indiquent un plan axial moyen N130, 50NE et un axe N165 à N170, 25N. Cet axe est parallèle à une linéation de crénulation (Lc) sous forme de ridules de microplissement liées à la phase de schistosité S2.

La présence de failles inverses basculées localisées dans l'intrados du pli, associées à des fentes et des glissements banc sur banc indique une déformation ductile de faible profondeur. Il semble donc que lors de la phase de plissement (EW), il y'a une migration verticale, vers la surface, des volumes rocheux.

Il s'agit vraisemblablement d'un pli P1 synschisteux droit affecté ultérieurement de crénulation et de déversement puis de verticalisation durant l'épisode P2 de raccourcissement EW (Fig. V.2.4-B).

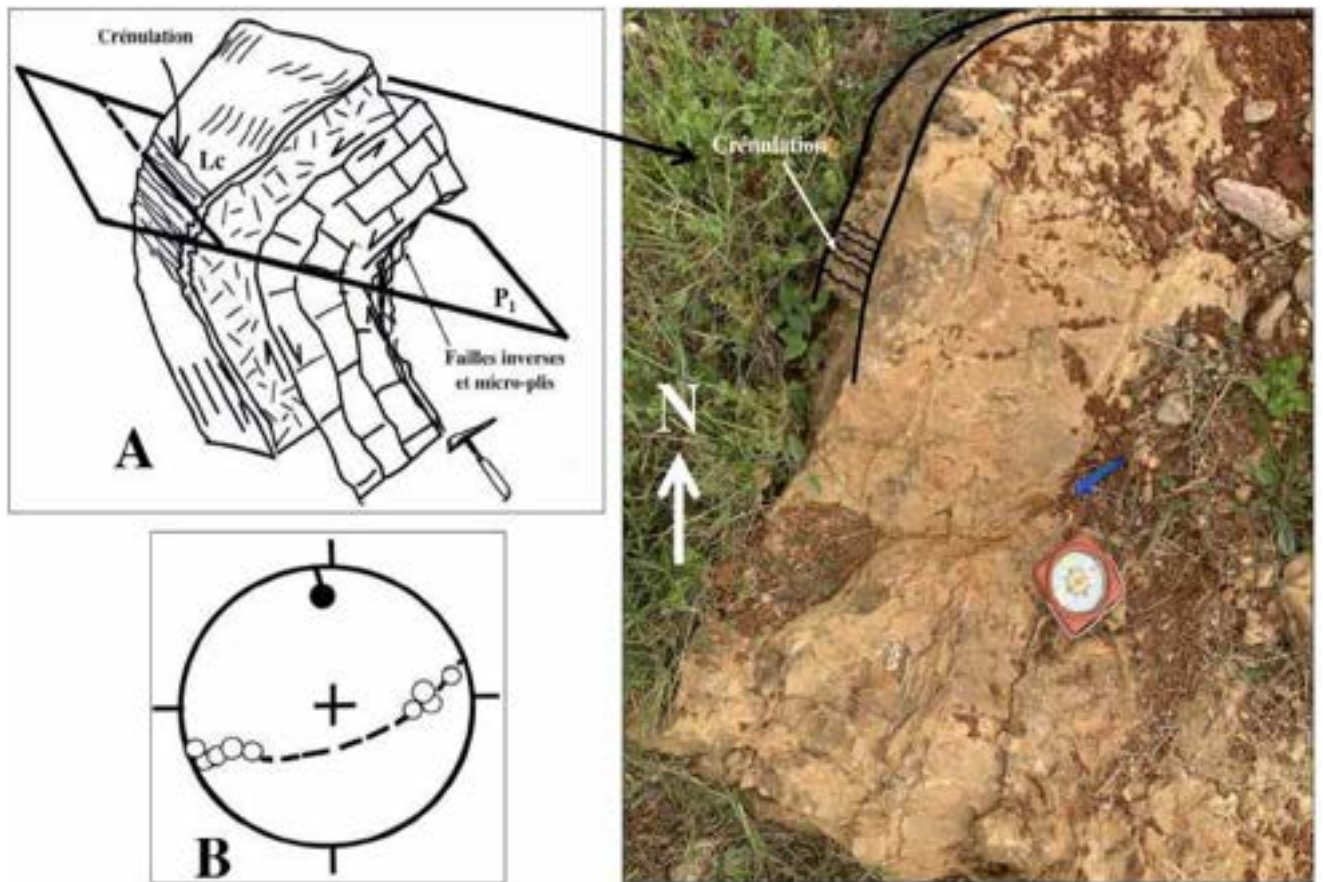


Figure V.2. 4: A- Pli P1 isopaque verticalisé et déversé vers l'Ouest dans les calcaires récifaux gris ; B- Stéréogramme.

D. LA TECTONIQUE DE PRESSION-DISSOLUTION

On a vu, dans le paragraphe précédent, que des plans stylolithiques à forte dissolution reprennent les plans de schistosité S0-1 méridiens dans les grésocalcaires du terme 1 (Fig. V.2.3).

Dans les assises du terme 2, la diversité des faciès avec l'introduction des calcaires massifs gris, impose une distribution très nette des déformations semi-fragiles :

A la base du terme 2, les grésocalcaires gris alternant avec de fins lits argileux, sont affectés d'épaisses veines de calcite et d'oxydes de fer (10cm) à ramification terminale orientées N165 à N170, sub-parallèles à la stratification. Ces veines ne sont pas associées à des stylolithes

contemporaines d'une compression méridienne. Elles sont cependant, décalées par des stylolithes plus récentes de direction N00 à N24 (compression EW) : Fig. V.2.5-A.

L'examen détaillé, montre la présence de deux générations de plans stylolithiques, observables aussi à la base du terme 2. En effet, les calcaires sableux montrent une schistosité stylolithique NS : S0-1 parallèle à la stratification et très pénétrative, décalée par des stylolithes, à plan EW (N95 à N100) : Fig. V.2.5-B.

Chronologie :

1- Compression EW 2- Compression NS

Aucune trace de fluides de dissolution n'est trouvée dans ce niveau ce qui indique leur migration vers les niveaux plus récents.

Dans le niveau supérieur au milieu du terme 2, franchement calcaire (gris) massif récifal, de nouvelles formes de cristallisation font leur apparition avec des fentes de tension en dominos fortement sécants à la stratification (Fig. V.2.5-C).

Ces fentes sont relativement tardives, et indiquent des déplacements dextres sur des relais EW, associés à une ouverture extensive de même direction (EW) à l'intérieur des dominos sous raccourcissement NS.

Le caractère tardif de cette tectonique fait de cette compression un des derniers épisodes de déformation hercynienne (compression NS tardive).

A noter que cet épisode est exclusivement cassant (failles inverses à vergence Nord) dans la partie Nord du Bassin de Benslimane.

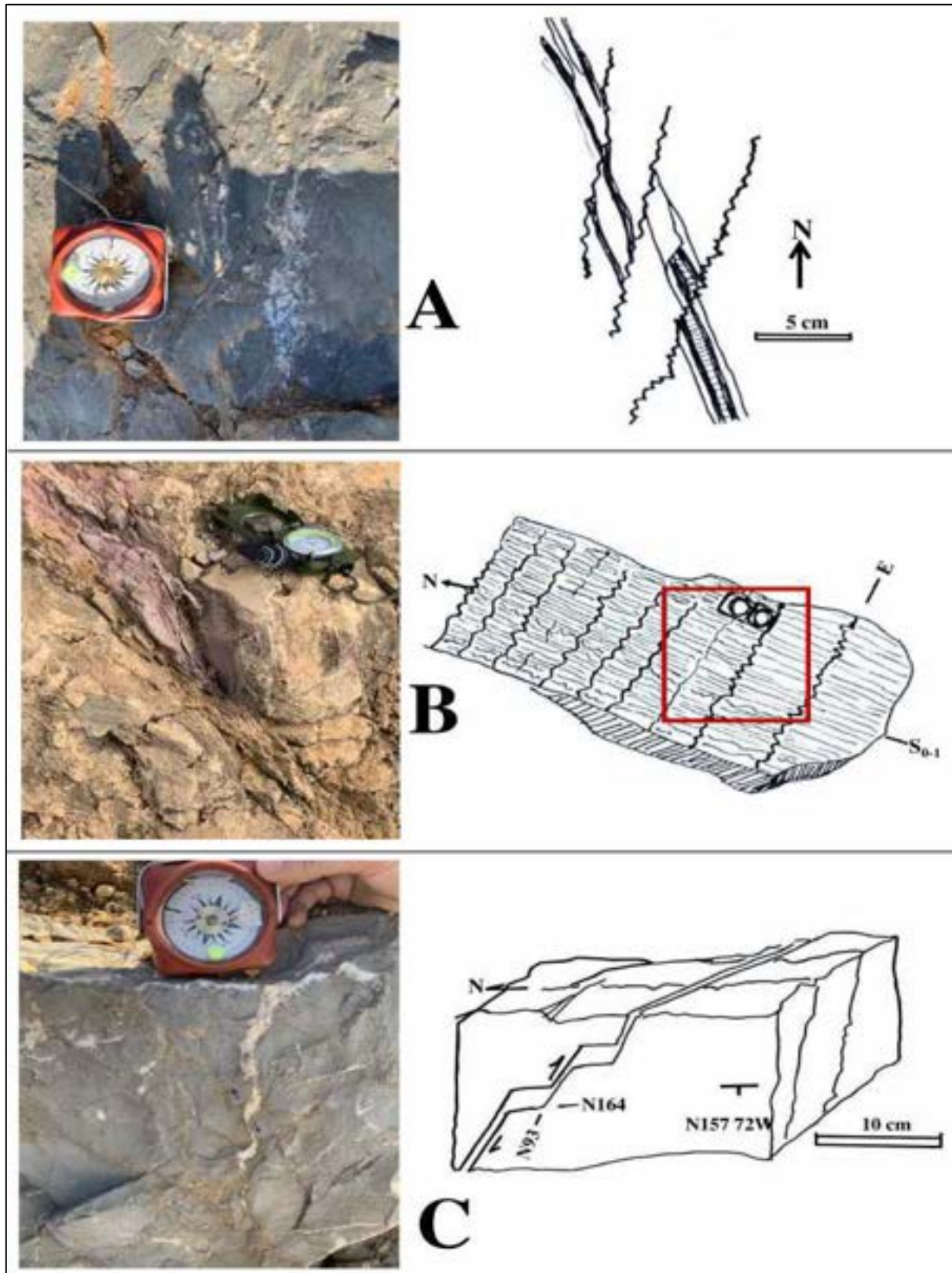


Figure V.2. 5: Quelques aspects de la tectonique de pression-dissolution dans les calcaires récifaux gris : A- Fentes de tension NNW-SSE à croissance polyphasée à terminaison en flamme, dissoutes par des plans stylolithiques NNE-SSW ; B- Générations stylolithiques ; C- Fentes de tension en dominos.

CHAPITRE 3 : SECTEUR DE LA PLAGE SABLE D'OR

Situé à une dizaine de kilomètres au SW du centre de Rabat sur la côte Atlantique, ce secteur inédit comprend des pointements de calcaires gris, grés et argiles du Viséen sup, qui percent la sablière de la plage Sable d'Or. Les trois types de déformations sont présentes et montrent une chronologie très nette de l'histoire tectonique de la terminaison NW de la Meseta Occidentale. La série est déchiquetée par les cisaillements et sa non continuité en surface n'ont pas permis de lever la colonne stratigraphique du Viséen sup. de ce secteur.

A. LES DEFORMATIONS DUCTILES

1. PLIS ET DEFORMATIONS PLANAIRES

En face de l'hôtel de la plage (X: 33.9187673 ; Y: -6.9702740), on peut observer des alternances de calcaires gréseux gris en banc de 80cm maximum alternant avec des interlis de schistes gris. Les bancs épais montrent des laminites, des convolutes et des stratifications entrecroisées.

Cette série montre un plissement décamétrique de large rayon de courbure en flexure dissymétrique isopaque d'axe vertical (Fig. V.3.1). La stratification très redressée dans le bord sud (N20, 80ESE) devient orientée N40, 70SE dans le bord septentrional. Ce qui indique un axe de pli vertical fortement penté vers le sud (N150, 80 SSE) porté par un plan axial vertical (N150, 90).

La déformation plane (schistosité) se manifeste de trois manières entre les bancs compétents (Fig. V.3.1) :

- Par micropli d'entraînement inter-bancs compétents,
- Par couloirs S-C de schistosité- cisaillement : le glissement est parallèle à la stratification N30 : son jeu dextre est attesté par la déformation en sigmoïdes de types S de la schistosité N170, 70 à 80W de fracture qui se réfracte dans les bancs compétents calcaires pour se réorienter N100 à N136,75 à 85SW.
- Les plans de schistosité S1 sont remplis par des fluides calcitiques : fentes de tension parallèles.
- Cette déformation planaire (S1) affecte une schistosité plus ancienne parallèle à la stratification (Ss0) comme établi dans l'étude structurale de la région de Skhirate avec la différence, qu'ici cette schistosité se manifeste à la fois par dissolution dans les calcaires et par fracture (schistosité ardoisière) dans les inter-bancs argileux ou grés-argileux.

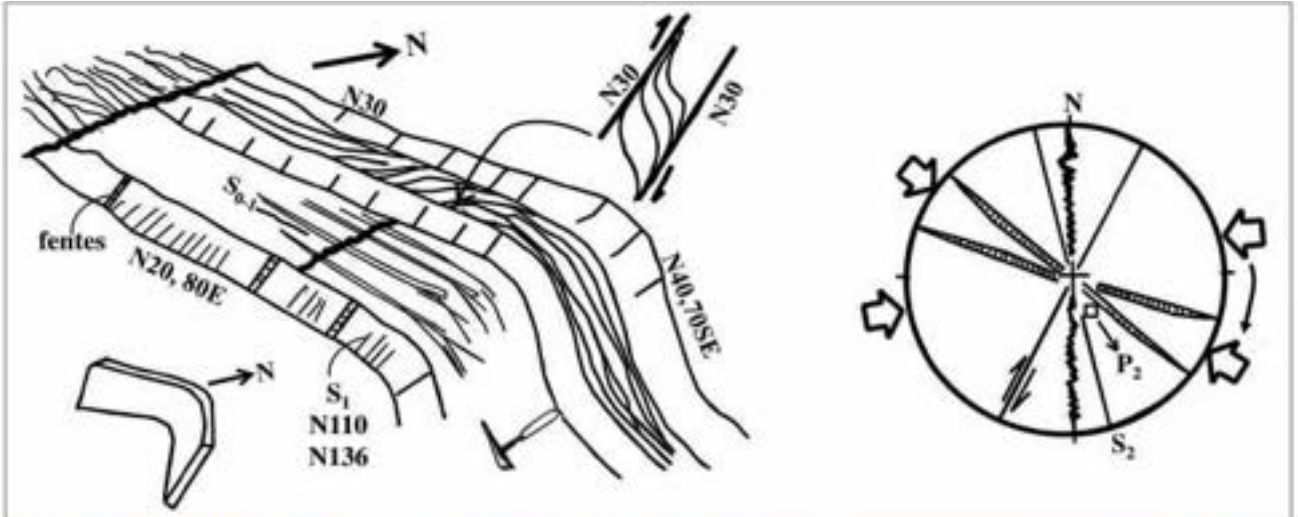


Figure V.3. 1: Pli P2 synforme à axe subvertical et déformations semi-fragiles et fragiles se succédant durant le serrage EW.

Dans ce site, la dernière déformation est de type semi-fragile :plans stylolithiques NS de raccourcissement EW.

Chronologie :

- 1- Schistosité ardoisière S_{s0} stratiforme : déformation à l'état isotrope.
- 2- P_1S_1 : pli à grand rayon de courbure : σ_1 : ENE-WSW
- 3- Cisaillement «banc sur banc» bandes S-C N30 dextres : avec réfraction de la schistosité S_1 : σ_1 : N75
- 4- Plan stylolithique NS de compression EW σ_1 : N88.

Une troisième génération de déformations planes est observable quelques dizaines de mètres à l'Ouest de ce site : (X: 33.9185978 ; Y: -6.9705667). Il s'agit d'une schistosité de crénulation qui affecte surtout les flancs longs de plis ouverts dissymétriques anisopaques à axe vertical (Fig. V.3.2-A) qui affectent des calcaires argileux gris.

La déformation crénulante qui replisse S_{s0} présente un axe variant de N120 à N140 voire même N160, 90 sur des sites voisins (Fig. V.3.2-B) où le crénulation et le micro-plissement raccourcit à la fois les flancs longs et les flancs courts des plis de plan axial N130 à N160 et d'axe vertical. Cet épisode ductile indique une compression NE-SW à EW qui se manifeste tardivement et successivement par des failles inverses dans l'intrados des plis et par des fentes de tension calcitiques qui laissent place à une circulation tardive d'oxydes de fer. Lors de cette compression, la verticalisation des plis à crénulation est vraisemblablement due à des cisaillements décrochants ayant pris le relai d'un raccourcissement tangentiel à vergence W.

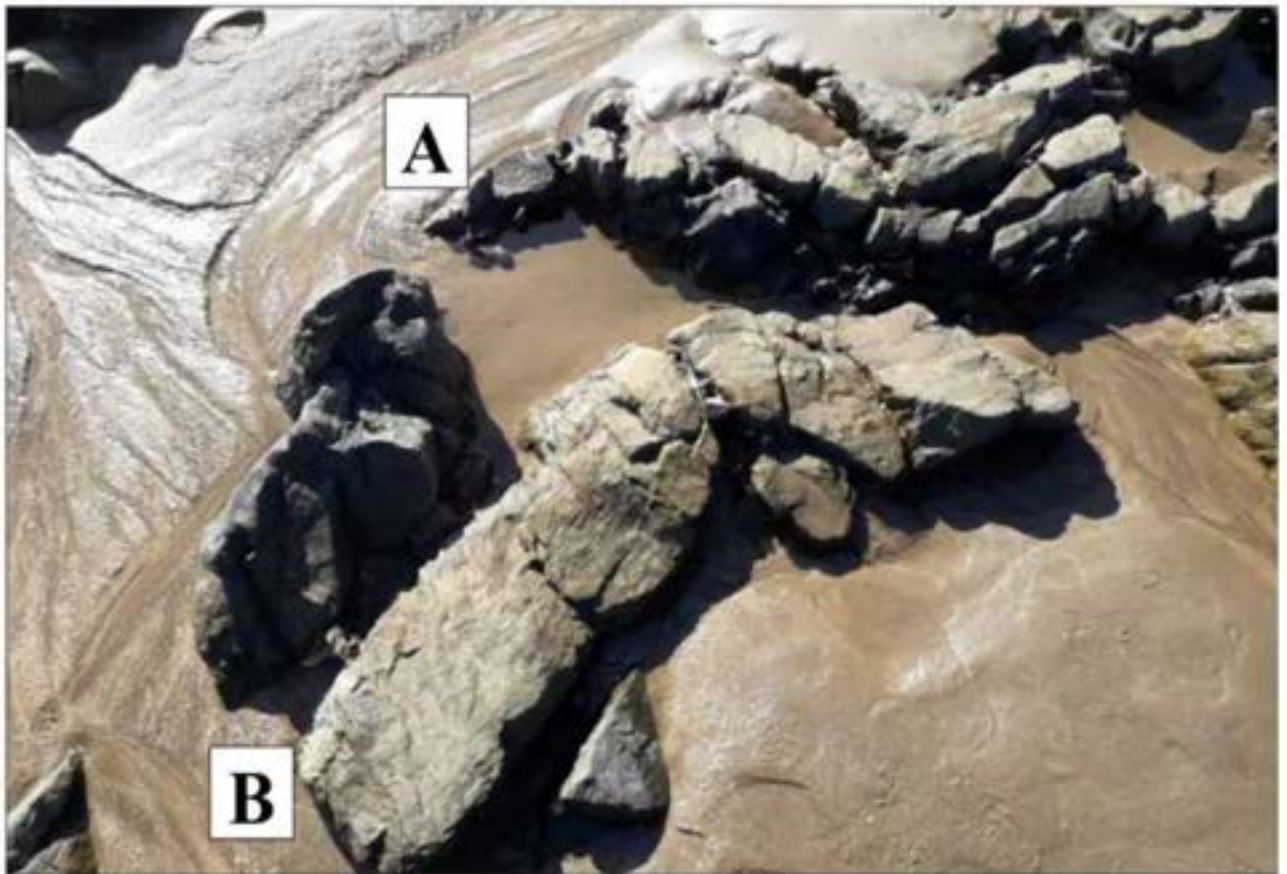
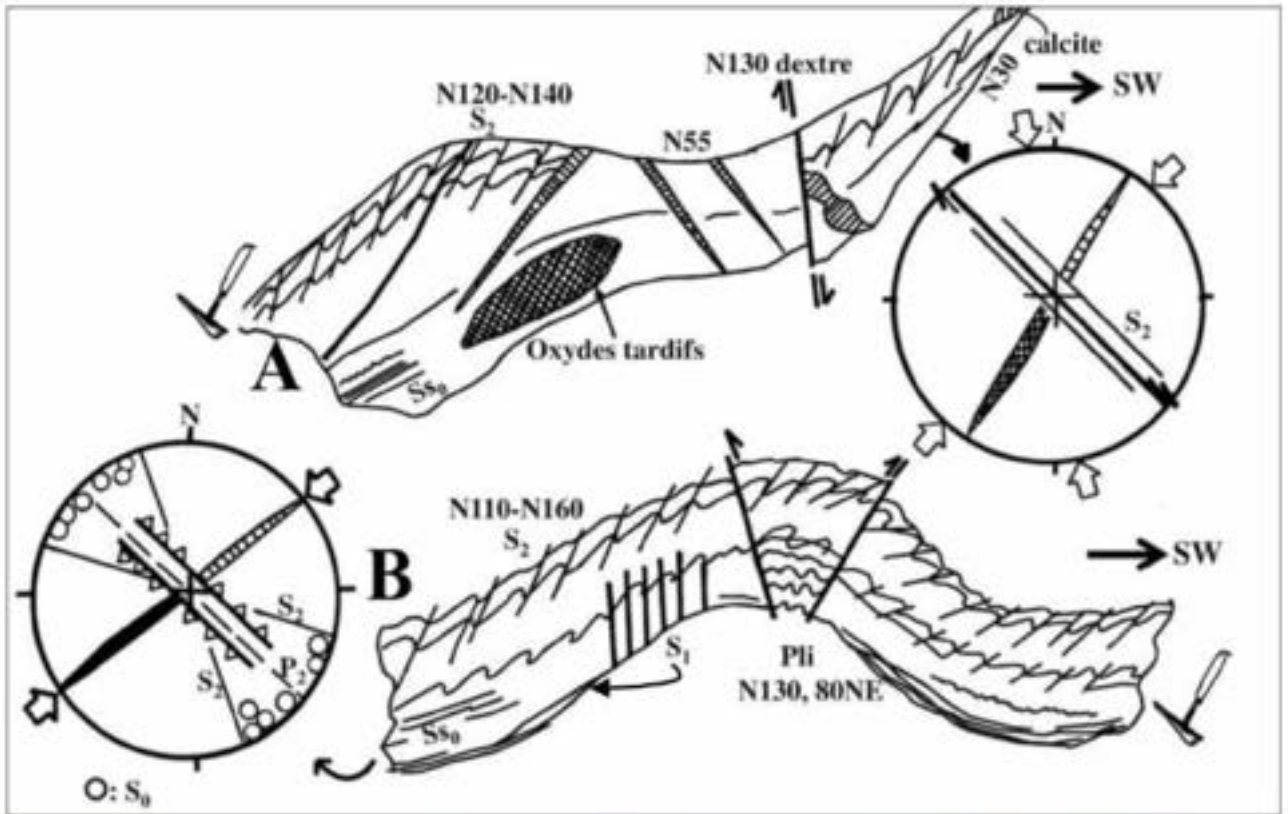


Figure V.3. 2: Vues en surface : pli NE-SW à axe verticalisé accompagné de schistosité de crénulation : A- Décrochement tardif N130 dextre parallèle à l'axe P2 : compression NS tardive ; B-Pli P2 d'axe vertical (plan axial N130) et failles inverses basculés vers le SE : compression NE-SW à E-W.

En effet, il est courant d'observer des plis cisailés longitudinalement. Tel est le cas de la terminaison péri-antiforme d'un pli méritique isoclinal à axe N170, incliné vers le sud : N170, 40S et de plan axial subvertical. Ce pli P₂ est cisailé en son flanc Est par un décrochement senestre (N168) parallèlement à son axe (Fig. V.3.3).

L'analyse fine des déformations indique que ce pli P₂ de raccourcissement EW, déforme en flexion des veines de calcite réticulées en deux réseaux conjugués N40 et N140 générés pendant une compression antérieure orientée NS. Ces veines replissées sont décalées par des microfractures NE-SW dextres et du décrochement méridien senestre postérieurement au plissement.

Chronologie :

- 1- Schistosité S₁ (ou S_{s0}) : N172, 85W
- 2- Veines N40 et N140, σ_1 : NS
- 3- Pli P₂ : σ_1 : EW
- 4- Fractures NE-SW dextres σ_1 : EW (continuum)
- 5- Décrochement méridien (NS) : σ_1 : NW-SE
- 6- Faille extensive ouverte EW (Distension NS post. P_z)

D'autres déformations ductiles ont été mises à nu lors des travaux de réaménagement de la route côtière au niveau de Sidi El Abed (Lat : 33,916444, Long : -06, 969957). Les argilites marron-tabac du Viséen sup, montrent un pli d'axe incliné : N135, 55 à 65 SE repris par un second, plissement d'axe NS. L'ensemble est cisailé par des décrochements N26, 58 ESE de compressive tardive méridienne (NS).

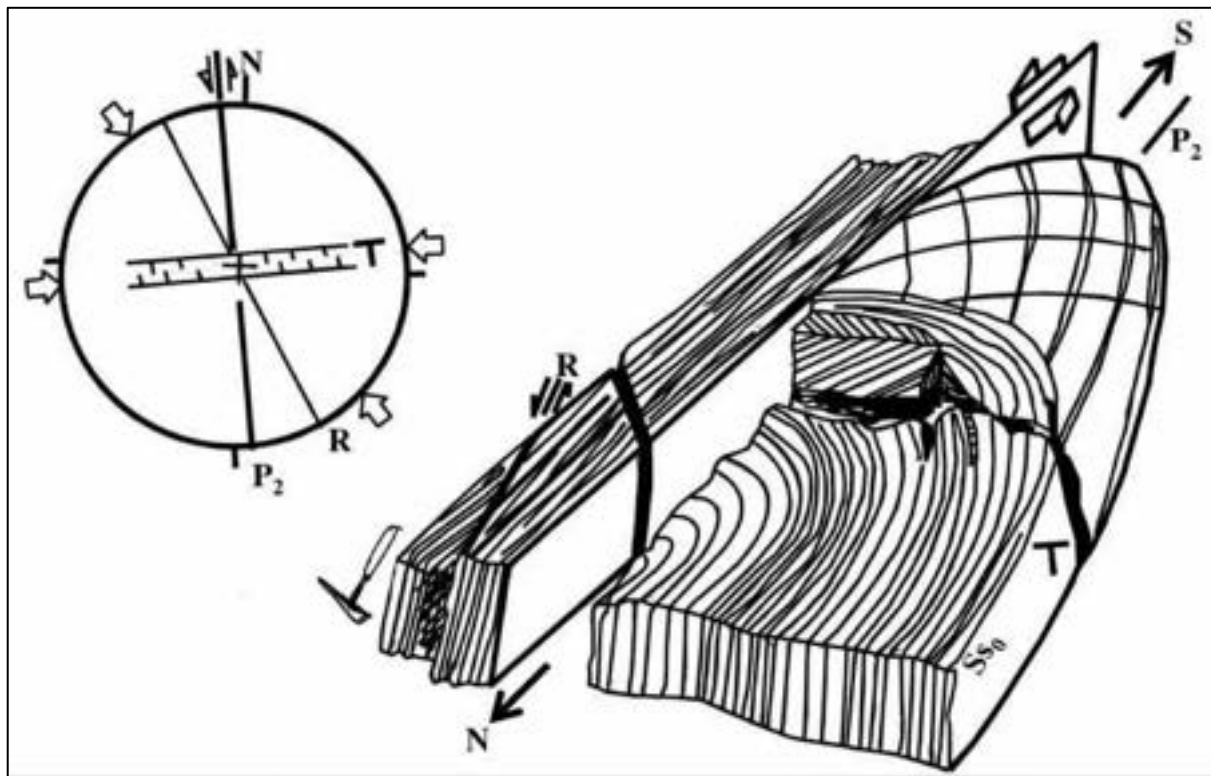


Figure V.3. 3: Pli P2 : N168 cisailé parallèlement à son axe par un décrochement senestre accompagné de Riedel R :N155.

B. LES DEFORMATIONS SEMI-FRAGILES ET FRAGILES

Du paragraphe précédent, on a appréhendé la relation géométrique et cinématique de la tectonique ductile avec les tectoniques de pression-dissolution et de cisaillement.

Examinons en détail la succession chronologique entre ces dernières :

L'examen détaillé au niveau d'un banc vertical N30, 80SE montre trois générations de fentes de tension d'aspect et d'orientation différents (Fig. V.3.4).

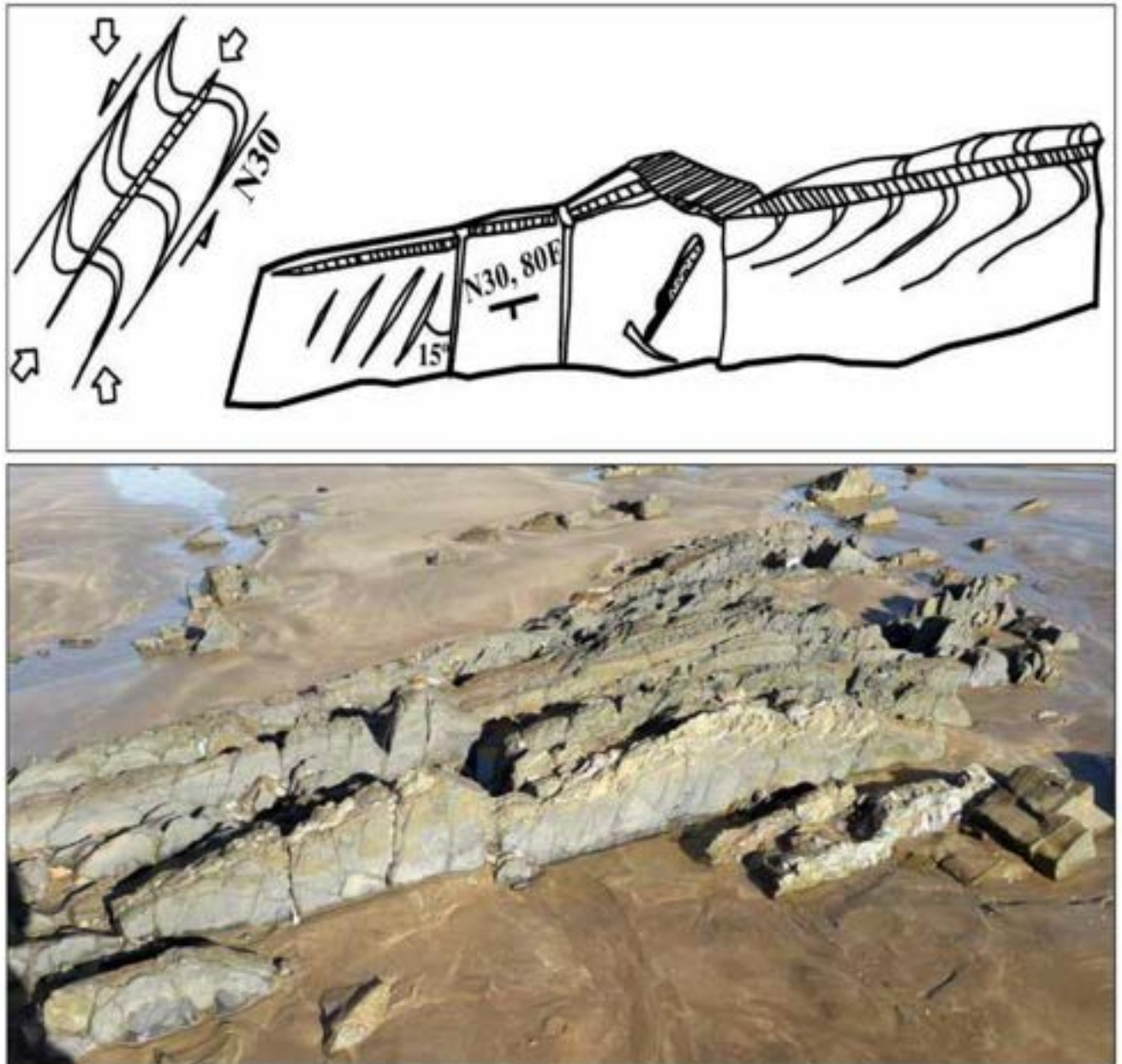


Figure V.3. 4: banc verticalisé N30 affecté de fentes sigmoïdes de cisaillement potentiel de compression NS avec une rupture axiale remplie de fente simple de compression NE-SW.

- 1- Fentes de tension très fines (1 à 2 mm) parallèles à S_2 (N120 à N136) dans les bancs compétents, perpendiculaires à la stratification.

2- Fentes de tension sigmoïdes S en échelon (ép. 1 à 3 cm) de direction N10 sur les extrémités et N135 au centre.

3- Fentes simples épaisses perpendiculaires à S_0 : NNW-SSE

4- Fentes de tension simples N30 parallèles à la stratification qui cristallisent entre les feuillets de la schistosité S_{0-1} . L'épaisseur est très importante (3 à 7 cm) montre deux phases de fluides : une phase calcitique suivie d'une phase minérale qui tapisse les parois de la veine.

Les fentes sigmoïdes sont nées simples sous contrainte méridienne NS puis ont subi une flexion sous contrainte et enfin cisillées dans leur axe par un raccourcissement N30 puis N75. Ces fentes Ft4 décalent Ft2 probablement sur des fractures cisailantes N30 senestres (Fig. V.3.4 à gauche).

En effet la stratification est souvent injectée de liquides de cristallisation. Ces veines N30 stratiformes décalent à l'état ductile (sans fracturation) des veines préexistants N162 à fibres de calcite orientés N61 (σ_1 : NNW-SSE, σ_3 : ENE-WSW).

Dans ce secteur, on note que les joints de stratification ont été remplis par des cristallisations calcitiques et activement utilisés en surfaces de décrochements. Dans le même site, il est fréquent d'observer que les fentes N162 ont été cisillées au niveau de leurs parois par des décrochements senestres de même direction, en tant que déformation tardive de compression NW-SE.

Chronologie :

1- Compression N120 : schistosité S_{0-1} (S_{S0})

2- Compression NNW-SSE : fentes N162

3- Compression NE-SW : Fentes N30 dextres

4- Compression NW-SE : Fentes 162 réutilisées en décrochements senestres.

Si les décrochements N160 senestres ont fonctionné en présence de liquide de dissolution comme dans ce cas, il arrive d'observer des fonctionnements sismiques (à sec) de ces cisaillements (Fig. V.3.5) :

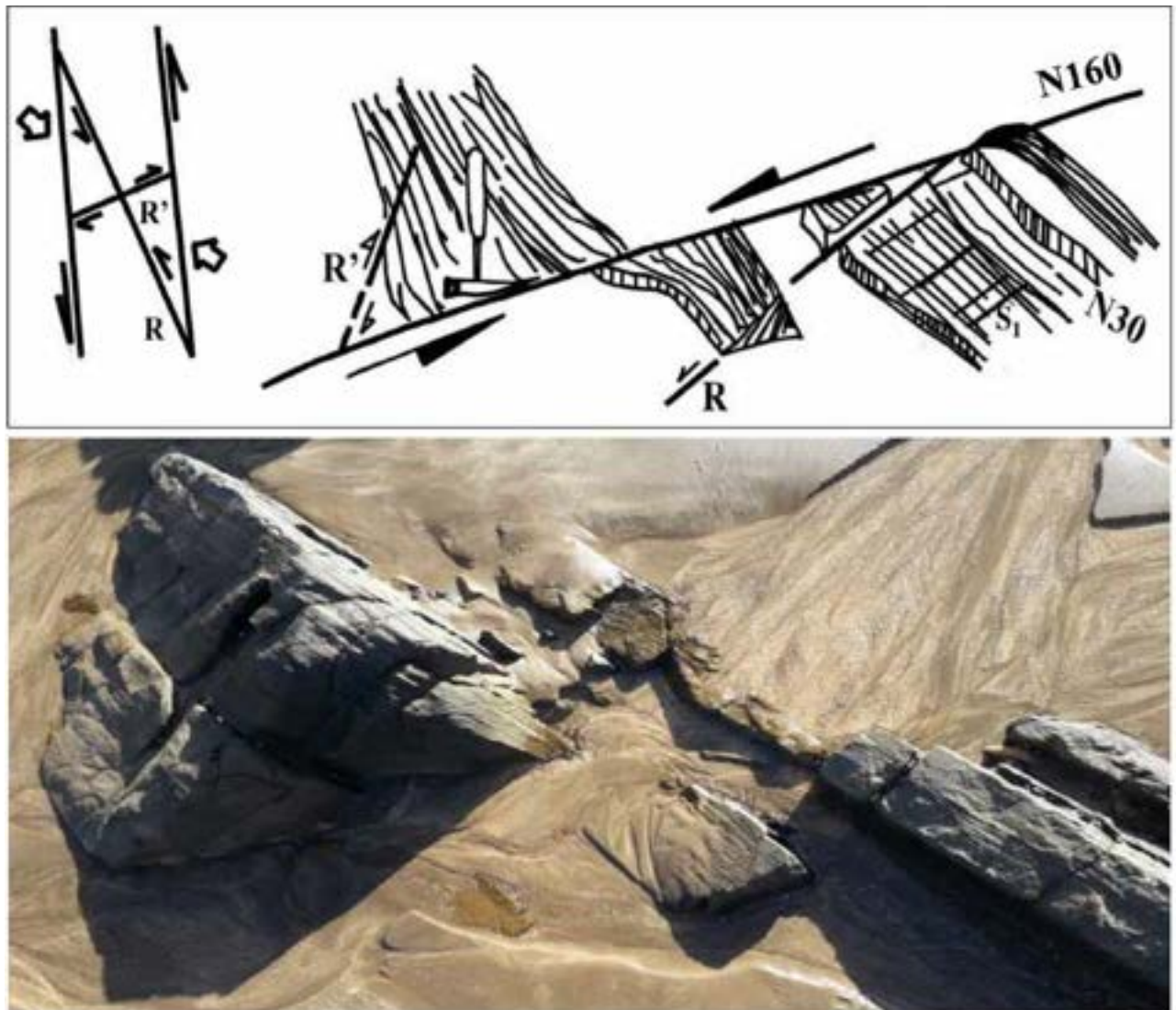


Figure V.3. 5: Décrochement tardif N160 senestre de compression NW-SE, accompagné de Ridels R et R'.

Cependant, la déformation semi-fragile la plus récente observée est représenté par des fentes en échelon de décrochement potentiel dextre N148 indiquant une direction NS de raccourcissement qui vient sceller les épisodes compressifs hercyniens dans la partie NW du Bassin de Sidi Bettache.

Le même tableau chronologique dépeignant une rotation horaire de la contrainte majeure de raccourcissement, mis à jour au nord du Bassin de Benslimane, est observé ici avec des caractéristiques propres :

- La présence des matériaux carbonatés
- Un degré de déformation plus important dû probablement à la proximité du point de jonction des principaux domaines structuraux de la Meseta occidentale.

CHAPITRE 4 : ESSAI TECTONOMETRIQUE PAR DETERMINATION DE L'ELLIPSE DE DEFORMATION (λ_G , λ_P) SUR DES BRACHIOPODES EN DISTORSION DANS LE VISEEN SUP. DE VAL D'OR-TEMARA

A. APERÇU STRUCTURAL

Nous avons étudié ici la bande côtière du bassin de Sidi Bettache qui s'étend largement dans la Meseta centrale (Fig. V.4.1-A et B). Elle est formée par une série détritique Faménienne-Tournaisienne recouverte d'une épaisse série Viséenne présentant divers faciès: argiles, calcaires récifaux, grès côtiers détritiques, quartzites, limons et boues, schistes... À deux kilomètres de notre point d'échantillonnage de la plage de Val d'Or, certaines de ces séries affleure sur la plage de Sable d'Or, montrent des déformations principalement des structures de plissement en deux phases : (Chapitre 3. Partie V)

- S1P1 : plis N170, avec plan axial vertical ou fortement incliné vers l'ouest. La flexion est accompagnée d'un clivage ardoisier souvent parallèle aux plans axiaux.
- S2P2 : plis accompagnés par un clivage pénétratif de crénulation, orienté N120 à NS (Fig. V.4.1-C). Les plis sont cisailés principalement par des décrochements dextres N120 et des cisaillements senestres N160-N168 (compression NW-SE) remplis parfois par des veines calcitiques en couches calcaires.

Les échantillons de brachiopodes étudiés dans cet article montrent une déformation exclusivement ductile. Ailleurs, elle est accompagnée par des structures fragiles et semi-fragiles (Nassri & El Adraoui, 2024).

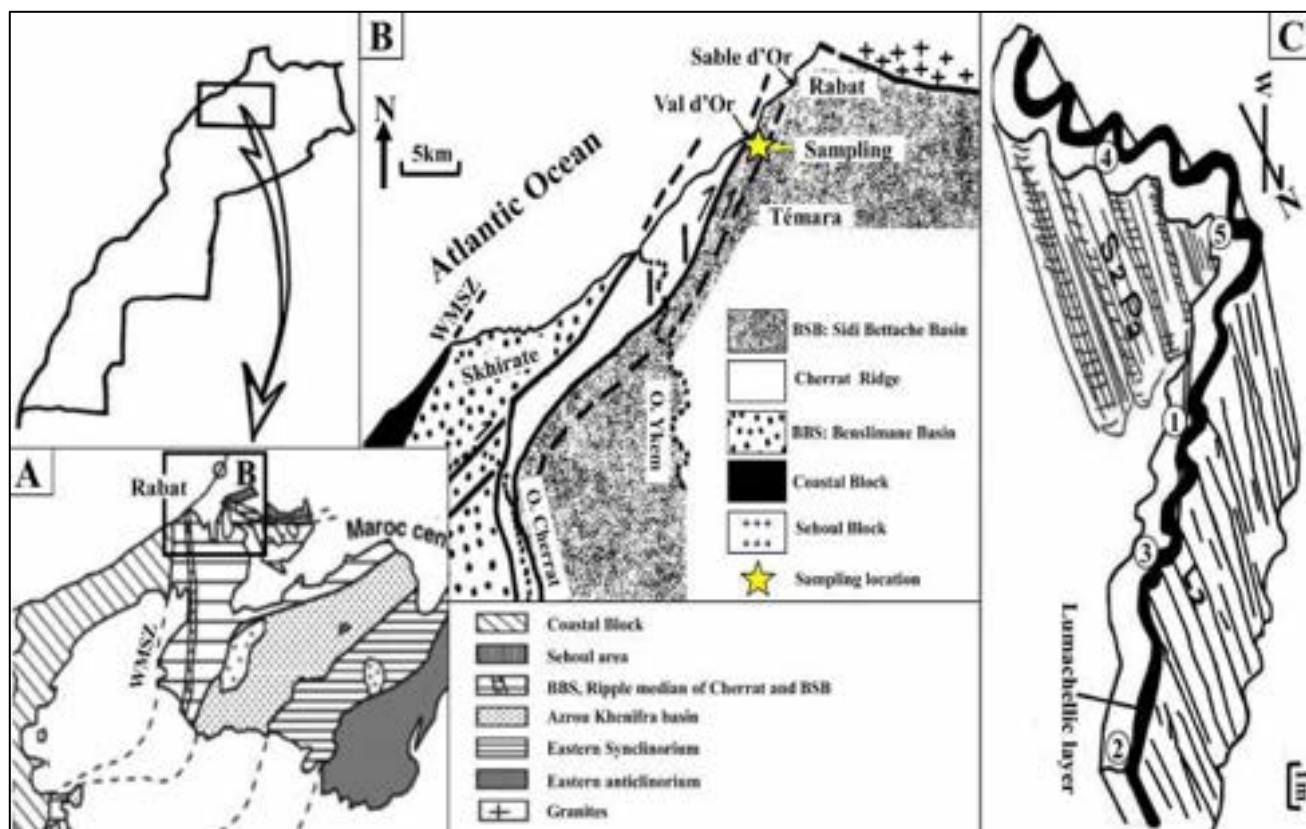


Figure V.4. 1: A- Principaux domaines structuraux de la Meseta occidentale. BBS : bassin de Benslimane, BSB : bassin de Sidi Bettache (Piqué et al., 2006) ; B-Carte schématique géologique de la partie nord du bassin de Sidi Bettache ; C-Pli étudié S2P2 et localisation des échantillons sur la structure.

B. OBJECTIFS ET METHODES

1. OBJECTIFS :

L'objectif principal est de mettre en évidence pour la première fois le mécanisme de déformation hercynien à partir d'un essai tectonométrique sur des fossiles de brachiopodes déformés découverts récemment dans la région de "Val d'Or" sur la côte atlantique (X : 33 906231, Y : -6 986226). Cet essai nous fournira quelques paramètres de déformation finie : allongements, allongements quadratiques, paramètres de distorsion rotationnelle (ψ , γ) et cercle de Mohr (γ' , Λ') dont la construction donnera exactement le rapport λ'_p/λ'_G et son rapport λ_G/λ_p elliptique correspondant. Les tendances d'axe de λ_G et λ_p sont calculées directement sur le cercle de déformation de Mohr.

2. METHODES :

2.1 TYPES DE DEFORMATIONS

La déformation finie d'un objet géologique peut se découper en : Fig. V.4.2.

1-Translation : résultant d'un changement de position, l'objet garde les orientations originales de ses axes principaux

2-Rotation rigide : l'objet subit un mouvement circulaire aboutissant du changement des orientations originales de ses axes principaux. C

Ces deux déformations n'impliquent pas un changement de forme ou déformation interne de ces objets.

3-Distorsion : déformations (strain) impliquant un changement de forme de l'objet ou marqueur dont l'état initial non déformé (ou isotrope) est connu individuellement ou statistiquement (fossile, minéral...etc (Nicolas A, 1984).

4-Changement de volume : nous nous intéressons à la déformation finie homogène de distorsion caractérisée par un ellipsoïde pour lequel il est judicieux de reconnaître les axes principaux : X, Y, Z.

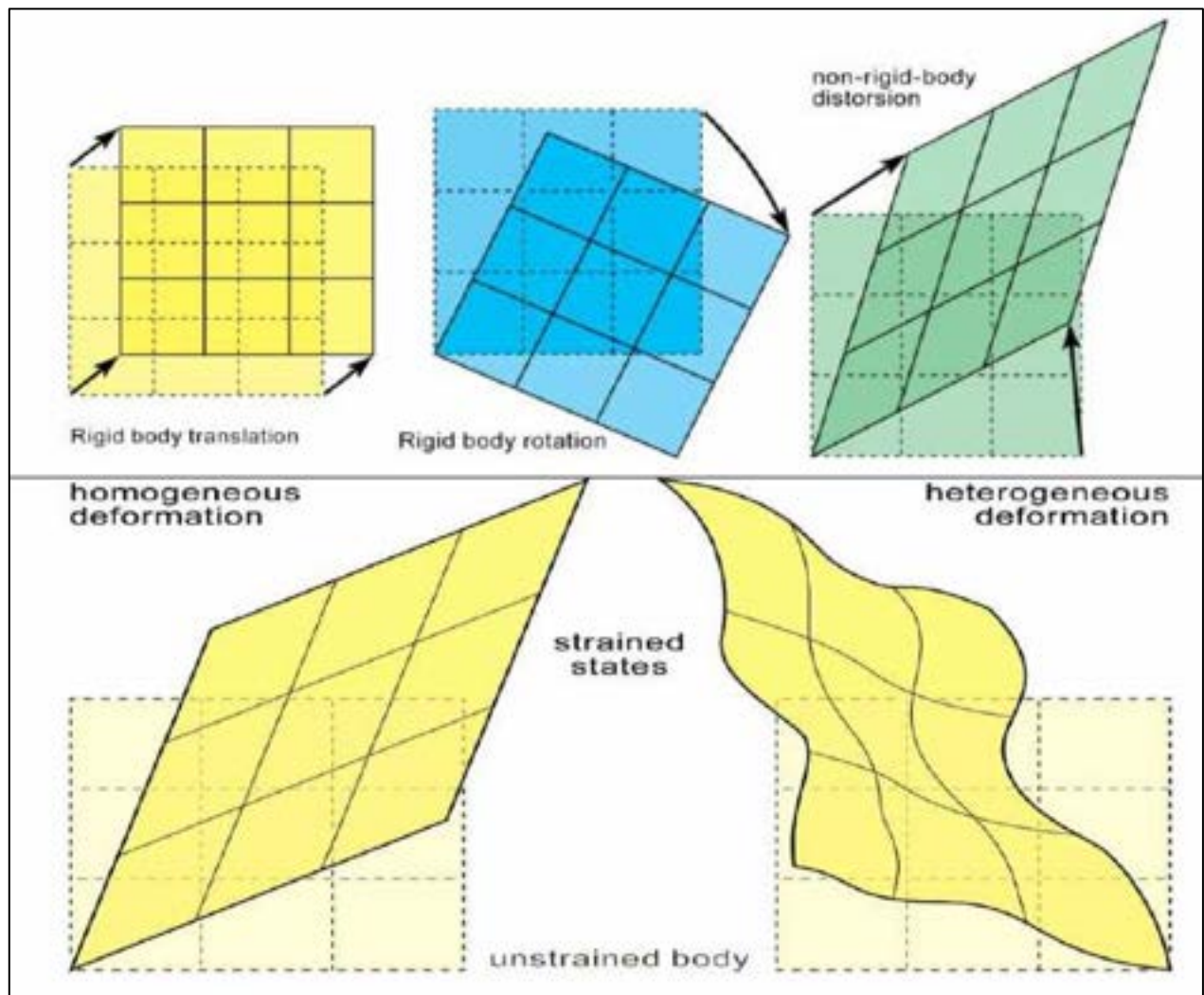


Figure V.4. 2: Paramètres de la déformation finie homogène (<https://fr.scribd.com/document/355146354/12-Finite-Strain>).

2.2 PARAMETRES DE DEFORMATION

-l'extension linéaire : (linear stretching) : e correspond au rapport de la variation de la longueur de l'objet sur sa longueur initiale :

$$e = \frac{l_1 - l_0}{l_0}$$

- e est positive en cas d'étirement de l'objet ($l_1 > l_0$) et

- e est négative en cas de raccourcissement ($l_1 < l_0$)

-l'élongation : λ correspond au rapport des longueurs finales sur les longueurs initiales :

$$\lambda = \frac{l_1}{l_0} = 1 + e$$

$\lambda > 1$: λ est supérieur à 1 en cas d'extensions.

$\lambda < 1$: λ est inférieur à 1 en cas de compressions.

-la déformation logarithmique ou déformation naturelle

$$\varepsilon = \ln \lambda$$

-L'élongation quadratique $\Lambda = \lambda^2$

$$\Lambda = \left(\frac{l_1}{l_0}\right)^2 = (1 + e)^2$$

Λ représente le carré de l'élongation λ

-le cisaillement simple γ en cas de distorsion non coaxiale : γ mesure la déformation d'un angle droit à l'origine comme les axes principaux d'un fossile ou d'un galet. Cet angle, qui tend vers zéro avec l'accentuation de la distorsion, est considéré positif en cas de rotation horaire (clockwise) et négatif dans le sens anti-horaire (counter clockwise) $\gamma = \tan \psi$: Fig. V.4.3.

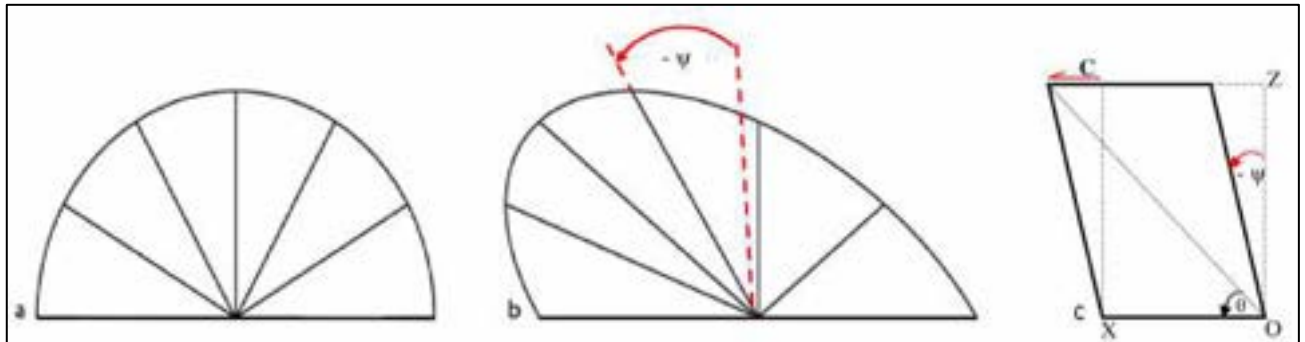


Figure V.4. 3: Cisaillement simple non coaxial d'un brachiopode : a : état non déformé ; b : état déformé ; c : le bord supérieur du fossile correspond à la direction de cisaillement, C.

2.3 ANALYSE DU CISAILLEMENT SIMPLE

Le cisaillement homogène ou glissement simple (simple shear) est une parallélogramme (Ramsay et graham, 1970, lamouroux et al.,1991).

Le glissement γ est lié à la distorsion angulaire d'un angle droit, dont un côté initialement fait, après déformation, un angle ψ avec sa direction initiale, par la relation : $\gamma = \tan \psi$ (Fig. V.4.3)

La sphère initiale se transforme en ellipsoïde de déformation de demi-axes : $1+e_1, 1+e_2, 1+e_3$

avec $e_1 \geq e_2 \geq e_3$ et $(1+e_1)^2 = [2 + \gamma^2 + \gamma(\gamma^2 + 4)^{1/2}] / 2$

$e_2 = 0$ et $(1 + e_3)^2 = [2 + \gamma^2 - \gamma(\gamma^2 + 4)^{1/2}] / 2$

avec la relation d'invariance de volume : $(1 + e_1)(1 + e_3) = 1$ ou $\lambda_1 \lambda_3 = 1$

Les axes principaux de la déformation incrémentale (X_i, Y_i, Z_i) coïncident avec ceux de la déformation finie (X_f, Y_f, Z_f) pour des valeurs de faibles de déformation γ . Dès que γ croît ces axes ne coïncident plus et le matériau devient anisotrope.

L'orientation des axes principaux de l'ellipsoïde de déformation finie qui correspond aux lignes de la déformation principale par cisaillement homogène est donnée par l'angle $\theta = (x, X_f)$, tel que : $\tan 2\theta = 2/\gamma = 2 \cotan \psi$ ou $\gamma = \tan \psi = 2 \cotan 2\theta = \lambda_1 - \lambda_2$.

λ_1 et λ_2 étant les axes de l'ellipse.

2.4 ELLIPSOÏDE DE DÉFORMATION

Sur le diagramme de Flinn on substitue les axes principaux de l'ellipsoïde de déformation ($X \geq Y \geq Z$) par les grandeurs de l'élongation $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$. Ainsi développée, (Nicolas et al. 1984), la forme de l'ellipsoïde de déformation est caractérisée par : (Fig. V.4.4)

1-Le paramètre K de Flinn tel que :

$K = (\lambda_1/\lambda_2) - 1 / (\lambda_2/\lambda_3) - 1$ qui remplace la relation $K = (X/Y-1) / (Y/Z-1)$

2-le paramètre d'intensité ε_s de Nadal : avec $\varepsilon_s = (3/2)^{1/2} / \gamma_0$ où $\varepsilon_i = \ln \lambda_i$

Lorsque ε_i se rapproche de ε_2 on retrouve une relation simple : $\gamma_0 = 2/3 (\varepsilon_2 - \varepsilon_3)(\varepsilon_3 - \varepsilon_1)$.

Le diagramme de Flinn, ainsi développé, présente 5 types d'ellipsoïdes : ($R_1 = \lambda_1/\lambda_2$ et $R_2 = \lambda_2/\lambda_3$:

$K = 0$: aplatissement uniaxial $\lambda_1 = \lambda_2 > 1$

$0 < K < 1$: aplatissement triaxial $\lambda_1 > \lambda_2 > 1$

$K = 1$: Déformation plane $\lambda_2 = 1$

$1 < K < \infty$: Construction triaxiale $1 > \lambda_2 > \lambda_3$

$K = \infty$: Construction uniaxiale $1 > \lambda_2 = \lambda_3$

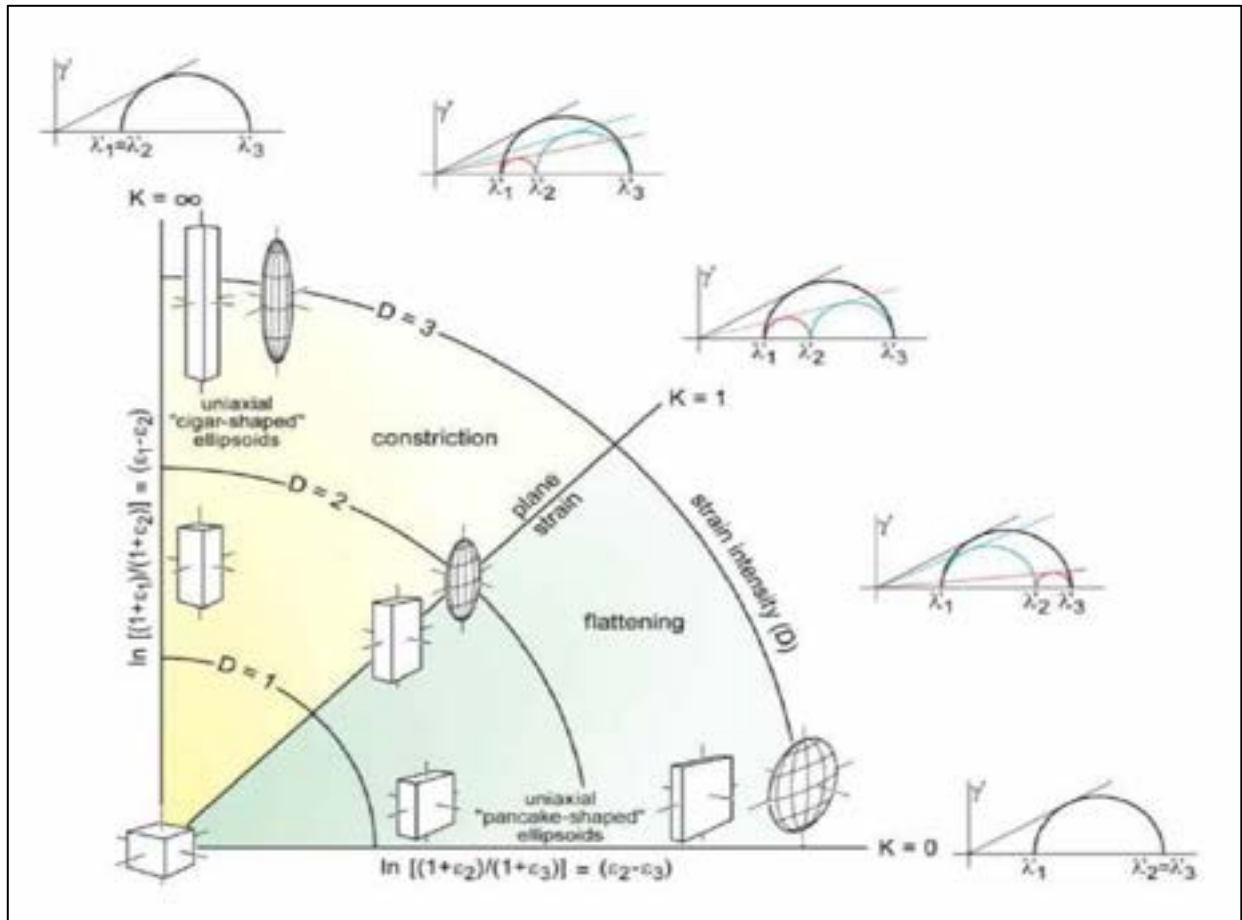


Figure V.4. 4: Ellipsoïdes de déformation à volume égal (K) et du degré de déformation (D) dans le diagramme logarithmique de Flinn et des cercles de Mohr de déformation tridimensionnels correspondants avec des tangentes associées de l'angle de cisaillement maximal (<https://www.files.ethz.ch/structuralgeology/jpb/files/english/12finitestrain.pdf>)

2.5 ELLIPSE DE DEFORMATION

La distorsion dans un plan d'un objet géologique est exprimée par ses axes principaux $\lambda_G > \lambda_P$. Le rapport λ_G sur λ_P tel que $0 \leq \lambda_G / \lambda_P < \infty$ où le rapport λ_P / λ_G tel que $0 \leq \lambda_P / \lambda_G \leq 1$ traduisent les différentes formes en plan de l'ellipse de déformation rendues visibles sur le diagramme Λ_G Λ_P .

Le croisement de la droite $\Lambda_P = \Lambda_G$ avec les lignes A, B et C abrite le cercle initial au point $\Lambda_G = \Lambda_P = 1$ se surface $s = 1$ unité. Entre ce point et l'origine ($\Lambda_G = \Lambda_P = 0$), l'ellipse diminue de surface ($s < 1$). Au-delà de ce point vers l'infini, les ellipses ont une surface plus grande ($s > 1$). La ligne C ($\Lambda_P = 1$) correspond aux ellipses obtenues par raccourcissement uniaxial et ligne A ($\Lambda_G = 1$) celles par allongement uniaxial. Les courbes A et C forment 3 aires à ellipses distinctes : (Fig. V.4.5)

- 1-Aire inférieure des ellipses contenues dans le cercle initial (A)
- 2-Aire médiane comprenant les ellipses recoupant le cercle initial (B)

3-Aire supérieure des ellipses contenant le cercle initial (C)

L'aire médiane est une zone de transition sans extension ($\lambda = 1$) à ellipses à surface constante ($s = 1, \Delta s = 0$) au niveau de la courbe B, entre les domaines d'allongement et les domaines de raccourcissement. Du point de vue déformation cette courbe B est définie par $\Lambda_G \cdot \Lambda_P = 1$ (Fig. V.4.5).

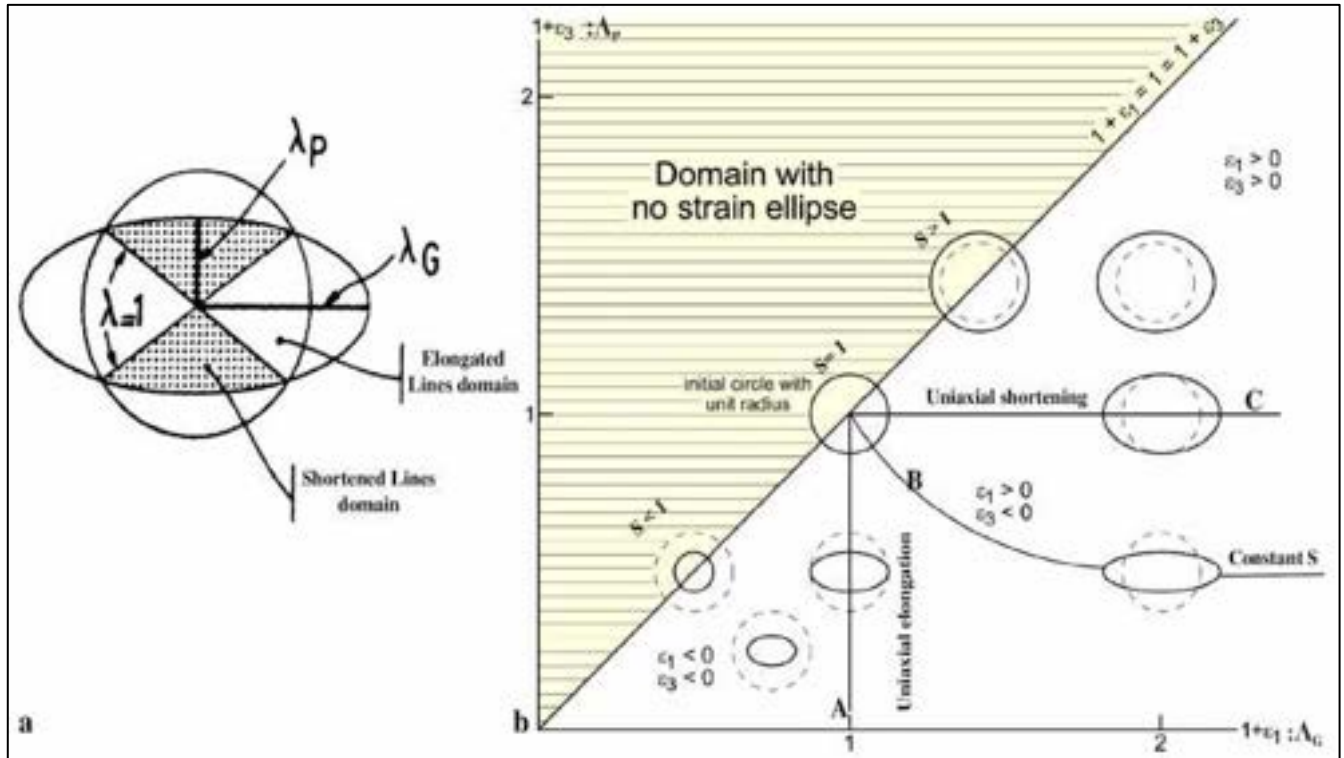


Figure V.4. 5: a- Champs de raccourcissement/allongement de ligne de déformation infinitésimale finie en deux dimensions (Nicolas, 1984). b- Représentation graphique des ellipses de déformation (<https://www.files.ethz.ch/structuralgeology/jpb/files/english/12finitestrain.pdf>).

2.6 CERCLE DE MOHR DES DEFORMATIONS

Chaque ligne de l'ellipsoïde (Fig. V.4.6) formant un angle θ' avec l'axe principal λ_G est caractérisée par une elongation quadratique réciproque : $\Lambda' = \Lambda'_G \cos^2 \theta' + \Lambda'_P \sin^2 \theta'$

Le cisaillement correspondant est défini comme suit : $\gamma' = (\Lambda'_P - \Lambda'_G) \sin \theta' \cdot \cos \theta'$

Les équations Λ' et γ' sont une forme d'équations de cercle. Les elongations quadratiques réciproques Λ', Λ'_P et Λ'_G sont obtenues en opérant l'inverse des extensions quadratiques :

$$-\Lambda' = 1/\Lambda \text{ et } \gamma' = \gamma / \Lambda$$

$$-\Lambda'_P = 1/\Lambda_P \text{ et } \Lambda'_G = 1/\Lambda_G$$

La déformation de l'ellipsoïde de déformation dans plusieurs cas (Viallon 1979, Ramsay 1967) passe par la reformulation des équations précédentes : $\Lambda' = \frac{1}{2} (\Lambda'_P + \Lambda'_G) - \frac{1}{2} (\Lambda'_P - \Lambda'_G) \cos 2\theta'$ et $\gamma' = \frac{1}{2} (\Lambda'_P - \Lambda'_G) \sin 2\theta'$.

L'analyse de la déformation devient possible par la construction du cercle de Mohr, l'axe des abscisses correspond aux élongations quadratiques réciproques Λ' et l'axe des coordonnées représente les cisaillements γ' : (Fig. V.4.6)

-le rayon du cercle : $\frac{1}{2} (\Lambda'_P + \Lambda'_G)$

-le centre du cercle : $\frac{1}{2} (\Lambda'_P - \Lambda'_G)$

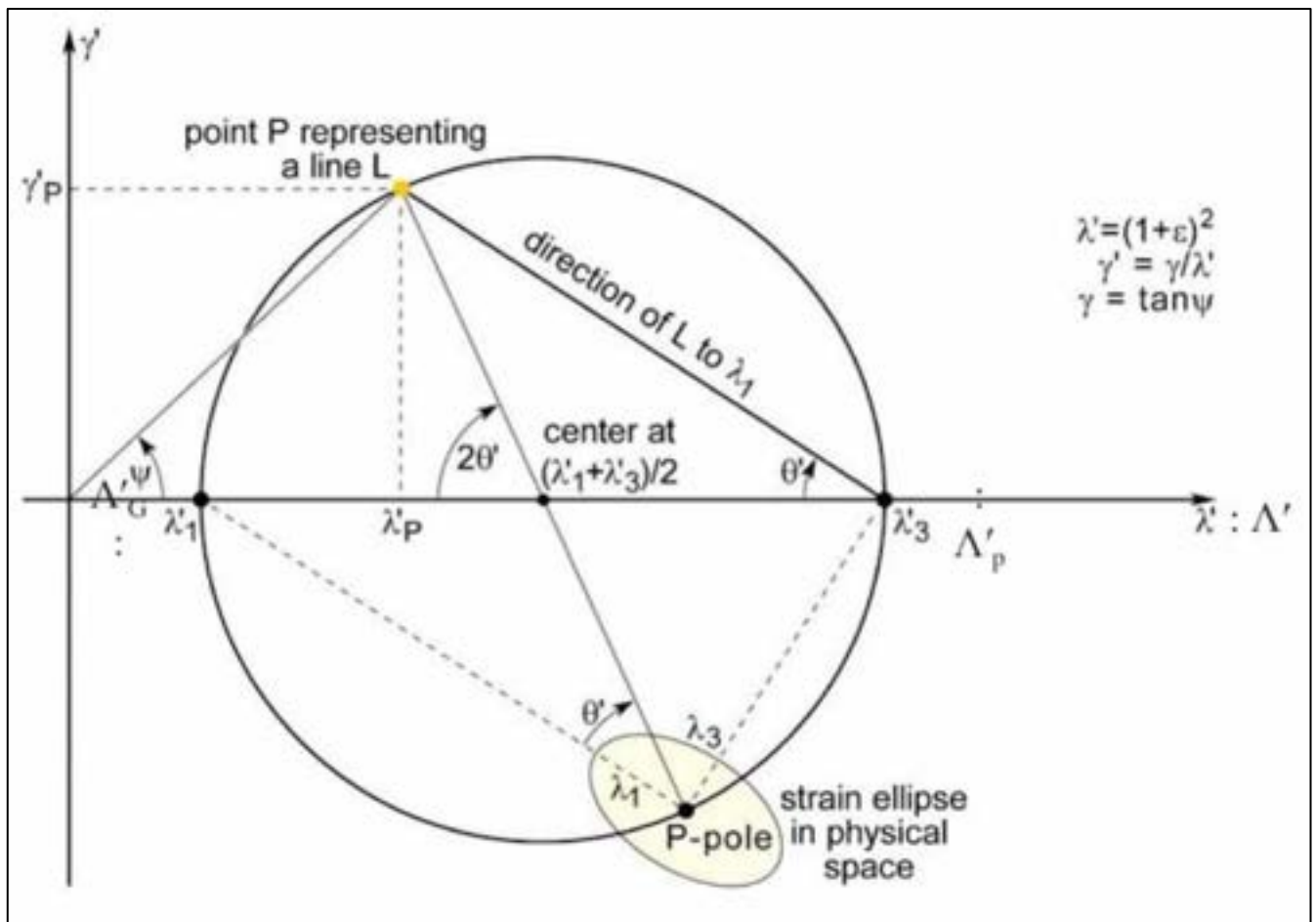


Figure V.4. 6: Construction de Mohr bidimensionnelle pour un état de déformation finie.
(<https://www.files.ethz.ch/structuralgeology/jpb/files/english/12finitestrain.pdf>)

2.7 DETERMINATION DE L'ELLIPSOÏDE DE DEFORMATION

La mise en évidence des axes principaux de l'ellipsoïde par tectonométrie n'est validé que si la viscosité de la matrice est peu différente de celle des objets déformés (Brun et Choukroune in Nicolas, 1984....). Cette condition est vérifiée dans notre essai, étant donné que la matrice (boue argileuse organique) est de même nature que le remplissage par moulage des coquilles des Brachiopodes Sprifer.sp.

Méthode de mesure du cisaillement

De nombreux auteurs ont utilisé les Brachiopodes comme objets déformés pour la mesure de la déformation rotationnelle par cisaillement (Fig. V.4.7).

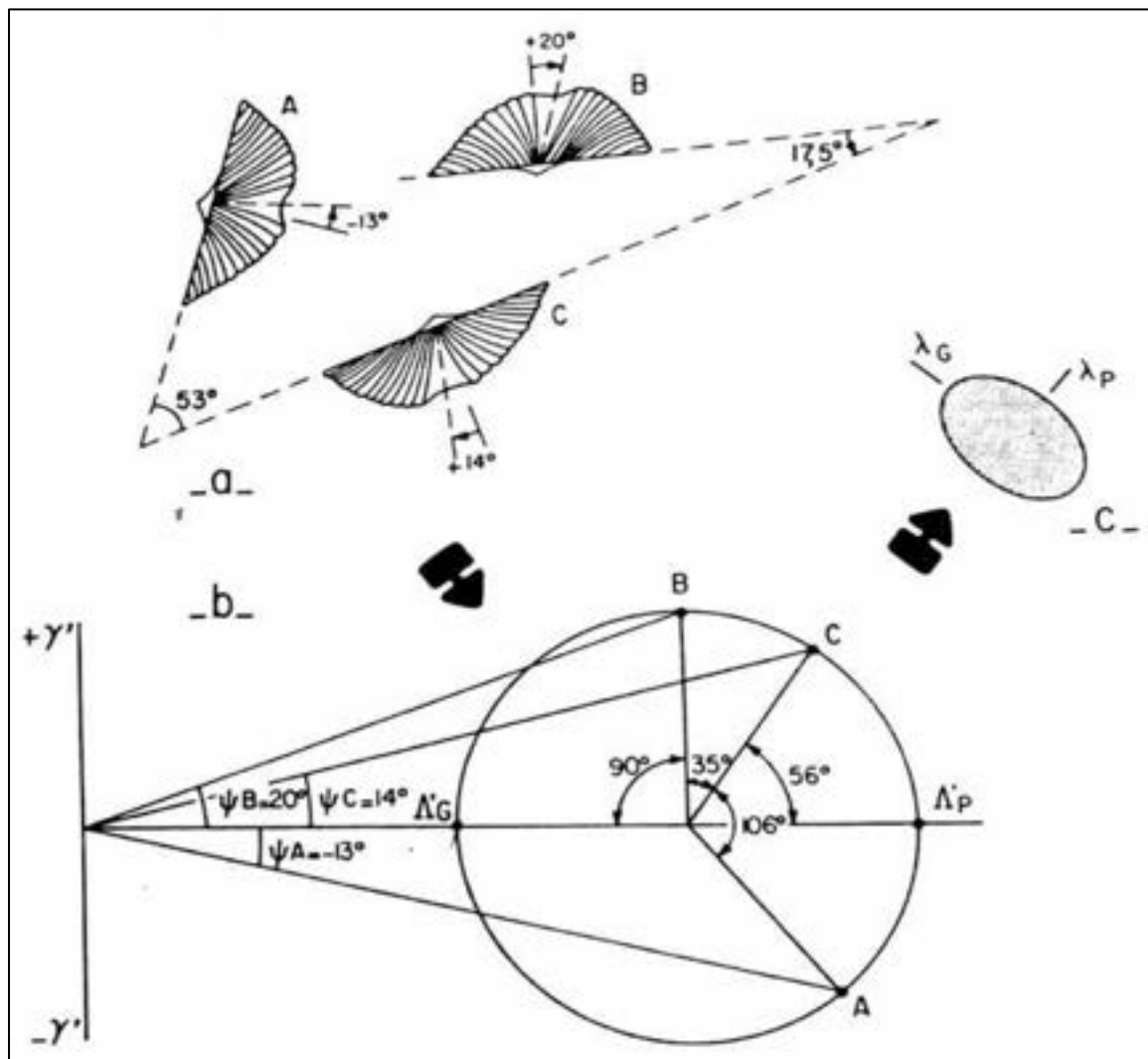


Figure V.4. 7: Détermination de l'ellipse de déformation à partir de trois mesures de cisaillement. a:- Brachiopodes déformés. b-Construction de Mohr. c-Ellipse de déformation (Brun et Choukroune dans Nicolas, 1984).

L'intérêt des Brachiopodes, *Sprifer.sp*, en particulier est la présence de deux lignes perpendiculaires à l'état isotrope (avant cisaillement) :

Après distorsion des fossiles, quoique différemment orientés, l'angle de cisaillement ψ est l'angle formé par l'écartement du sinus médian par rapport à l'axe perpendiculaire de la charnière. Le report sur le cercle de Mohr des déformations des valeurs individuelles de ψ_i ainsi que des angles θ' entre les différents individus permet de trouver le rapport Λ'_G/Λ'_P et la forme de l'ellipse de déformation et d'en déterminer le mécanisme de distorsion sur le Diagramme développé de Flinn.

Nous calculerons les paramètres de déformation angulaire sur 14 fossiles de Brachiopodes sélectionnés distribués sur cinq échantillons de roche prélevés sur la structure de plissement anticlinal (Fig. V.4.1-C.). Les résultats sont résumés dans un tableau synthétique. Une synthèse finale sera soulevée et une conclusion-discussion sera présentée comme une tentative d'identifier la signification de cette déformation dans la genèse de la chaîne hercynienne dans une zone de jonction de cinq domaines varisques de la Méseta marocaine occidentale.

2.8 METHODES WELLMAN ET BREDDIN

La méthode Wellman (Wellman, 1962; Shah et Srivastava, 2007) utilise des objets avec des lignes de symétrie orthogonales à l'état non déformé, en traçant une ligne de référence, puis en projetant des lignes parallèles depuis les extrémités jusqu'aux lignes de charnière et de symétrie de chaque fossile (Fig. V.4.8-A). Si la roche n'est pas déformée, les lignes définissent un rectangle. Si la roche est déformée, elles définissent des parallélogrammes. Enfin les coins numérotés des parallélogrammes sont joints pour adapter une ellipse avec des axes majeurs et mineurs, qui donnent le rapport axial R. Si une ellipse ne peut pas être ajustée, alors la déformation est hétérogène.

Les données d'entrée dans le graphique de Breddin (Breddin, 1956; Célérier et Séranne, 2001) sont le cisaillement angulaire (ψ) et les orientations des paires de lignes cisillées par rapport à l'axe long de l'ellipse de contrainte (ϕ). La valeur R ou l'ellipticité de l'ellipse de contrainte est trouvée en ajustant les points sur le tracé jusqu'à ce qu'ils coïncident sur l'une des courbes (Fig. V.4.8-B).

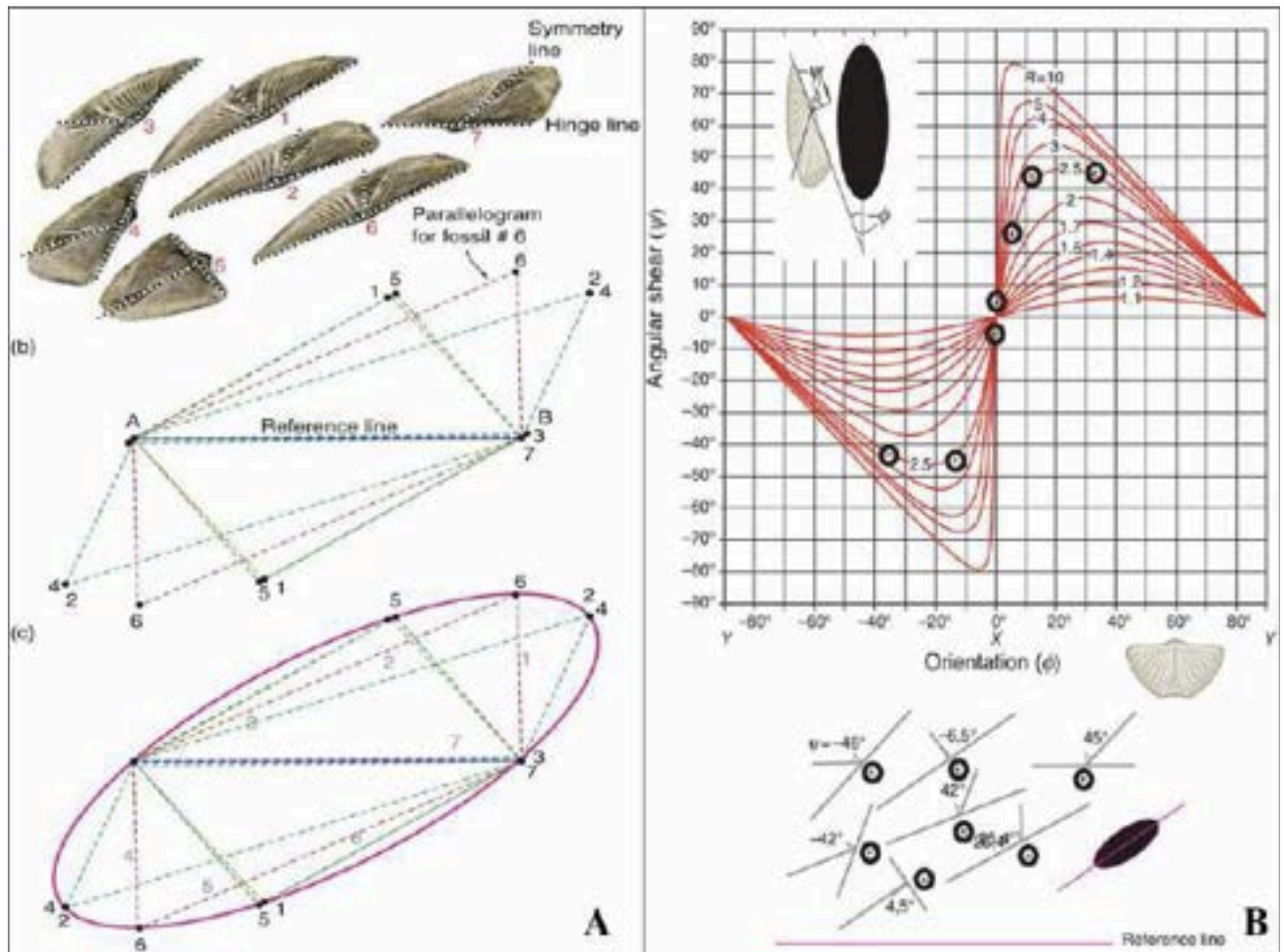


Figure V.4. 8: A- Méthode de Wellman (1962) ; B- Graphique de Breddin (1956) pour la détermination des ellipses de déformation.

C. RESULTATS

Les brachiopodes qui appartiennent au genre *Spirifer* sp. sont caractérisés par leur forme en papillon triangulaire. Lorsque la déformation est principalement rotationnelle et non coaxiale, l'angle droit des coquilles change de valeur sous l'aspect de cisaillement simple (Michard, 1977). Ainsi, mesurer ces changements équivaut à calculer la déformation exprimée avec plusieurs paramètres (Ramsay, 1967).

-Le rapport λ_P / λ_G obtenu du diagramme de Mohr développé pour chaque groupe de fossiles varie entre 1,483 et 2,02 indiquant des ellipses aplatis (Nassri & El Adraoui, 2024).

Conditions de déformation :

On considère en première approche que :

- 1- La déformation n'aboutit pas au changement de volume des objets déformés.
- 2- La déformation des fossiles est homogène à celle de la matrice car d'une part les coquilles sont très fines et d'autre part les fossiles sont des moulages remplis de matrice : boue argilo-calcaire.

L'échantillonnage a été effectué dans un anticlinal avec des structures de microplis dans une couche lumachellique intercalée dans une strate argileuse-mudstone (Fig. V.4.1-C). L'échantillon 5 est prélevé dans la charnière principale de l'anticlinal tandis que les échantillons 1, 2 et 3 sont prélevés du côté du flanc normal du pli lorsque l'échantillon 4 est prélevé dans le flanc vertical de l'anticlinal. Dans chaque échantillon, trois fossiles sont sélectionnés avec des charnières complètes et des lignes symétriques (voir figure V.4.9).

1. ETUDE TECTONOMETRIQUE

-Echantillon 1 : (Figs. V.4.9 et V.4.10)

Cet échantillon pris au milieu du flanc long du pli montre des fossiles déformés à la fois par cisaillement simple et par replissement S2 P2, par crénulation surtout dans les intrados des plis mineurs. Sur 12 fossiles, 3 individus ont été sélectionnés 1-1, 1-2 et 1-3 (Fig. V.4.10-A et B). Le fossile 1-1 : est clairement déformé par un cisaillement simple hétérogène, tandis que tous les autres sont déformés par un cisaillement homogène. L'ensemble des fossiles est souvent micro-plissé (axe NS) et présente une déformation sous cisaillement dextre simple. Les angles $2\theta'$ formés par leurs charnières sont : 13° , 67° et 80° . La construction du cercle de déformation de Mohr (Fig. V.4.10-C) en tenant compte des paramètres (ψ , $2\theta'$) permet de déterminer le rapport réciproque $\Lambda'P / \Lambda'G = 23/7 = 3,2857$. Le rapport $\lambda G / \lambda P$ de l'axe elliptique que nous recherchons est $\lambda G / \lambda P = (\Lambda'P / \Lambda'G)^{1/2} = 1,813$.

La direction de λG est calculée en comptant 24° dans le sens horaire en dehors de l'angle formé par la charnière 1-1 et la charnière 1-3 : approximativement λG est N167 et λP : N77 : on obtient ainsi le rapport axial et l'orientation de l'axe de l'ellipse.

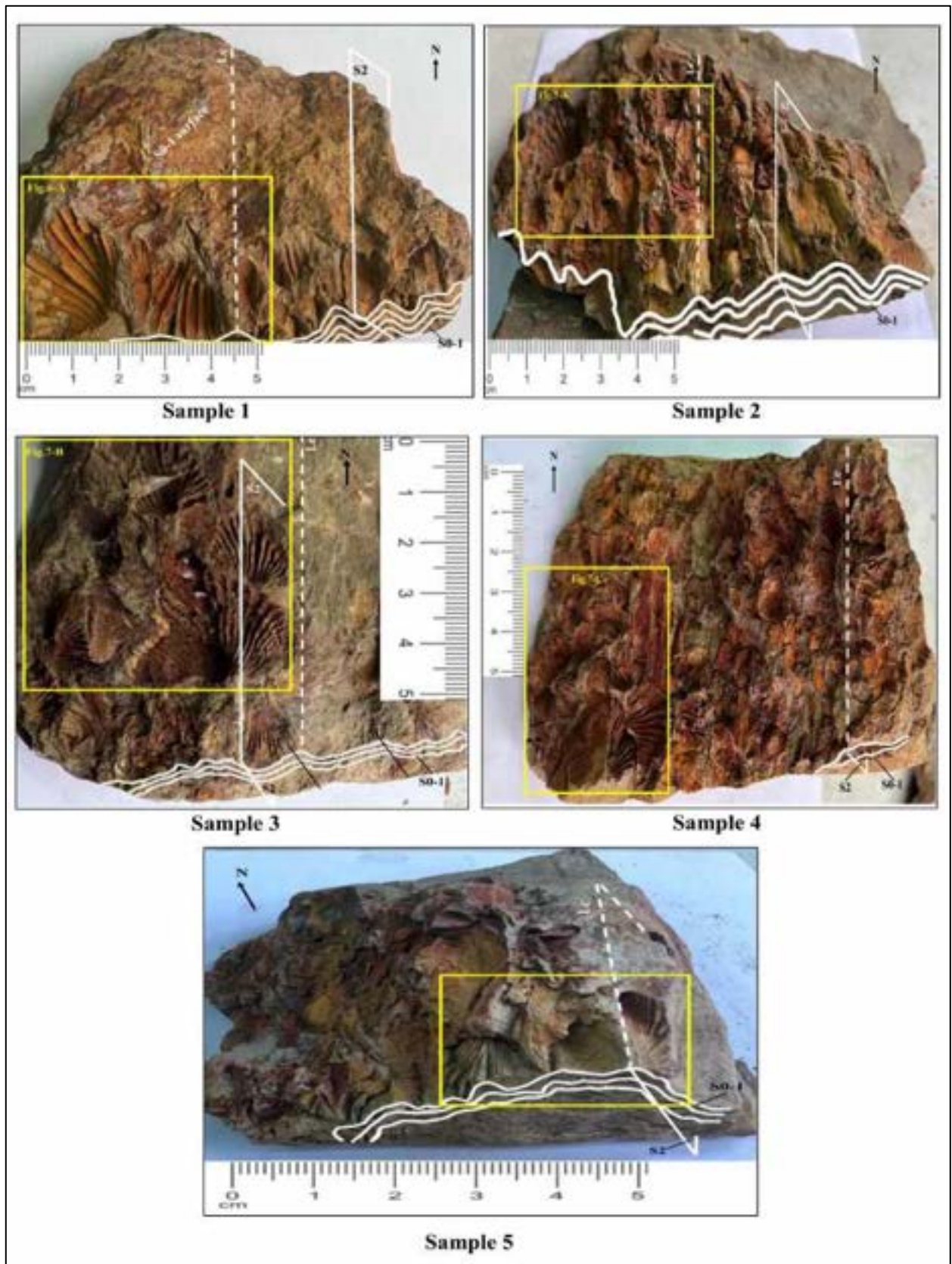


Figure V.4. 9: Photographies des cinq échantillons montrant les fossiles affectés par les phases de déformation D1 et D2.

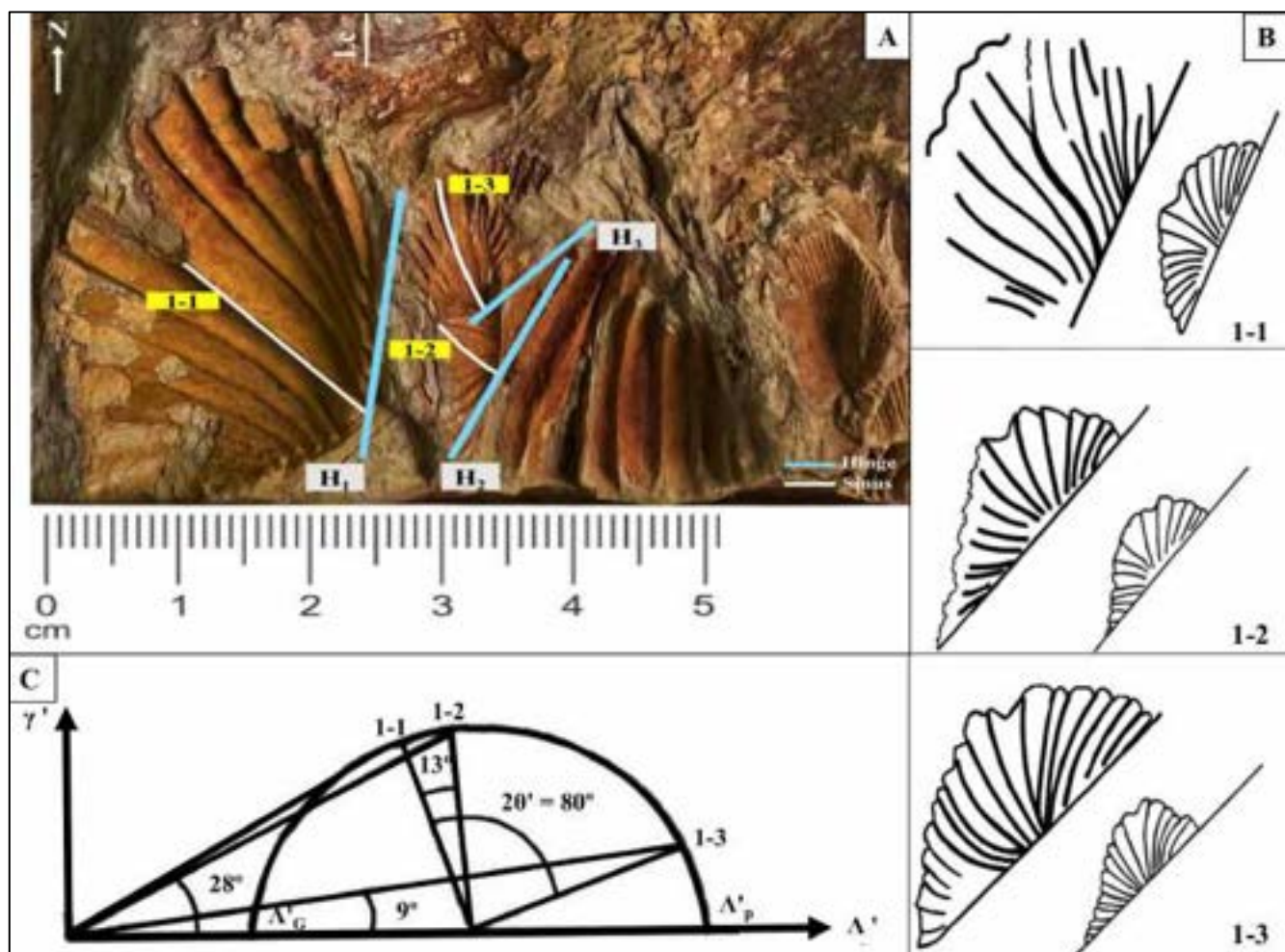


Figure V.4. 10: Paramètres de distorsion mesurés sur l'échantillon 1. A- Photographie de trois individus (H : charnière) ; B- Aspects des brachiopodes déformés 1-1, 1-2, 1-3 ; C- Diagramme de Mohr correspondant.

-Echantillon 2 : (Fig. V.4.11-A)

Cet échantillon est le plus éloigné de la charnière de l'anticlinal, présente une grande richesse de fossiles : Brachiopodes et Lamellibranches. Les individus choisis présentent deux valeurs de ψ négatifs : -12° (2-2) et -20° (2-3) et une valeur angulaire positive pour 2-1 : $+16^\circ$. Les angles $2\theta'$ formés par les trois charnières sont des valeurs relativement élevées : 66° , 100° et 166° , alors que le rapport axial λ_G / λ_P obtenu sur le cercle de Mohr est le plus bas : 1,483. Les directions des axes calculés donnent : λ_G : N175 et λ_P : N85.

-Echantillon 3 : (Fig. V.4.11-B)

Situé dans la partie médiane du flanc normal à faible pendage de l'antiforme, cet échantillon montre de grands individus fins : L (charnière) : 3cm et l (sinus) : 3,5cm, la souche angulaire principale est négative : -21° (3-3), -25° (3-2) et $+6^\circ$ (3-1). Les trois charnières sont intercalées à : 123° , 30° et 93° . Le ratio axial λ_G/λ_P extrait du cercle de Mohr est 1,59 et la direction de l'axe de l'ellipse est : λ_G : N29 et λ_P : N119.

-Echantillon 4 : (Fig. V.4.11-C)

Cet échantillon est pris un petit synclinal de deuxième ordre situé dans le flanc vertical du grand anticlinal. Les trois individus sélectionnés se recoupent mutuellement à $2\theta'$: 108° , 66° et 50° , ψ est généralement positif : $+10^\circ$ (4-3), $+25^\circ$ (4-2) et -8° (4-1). Le rapport λ_G/λ_P obtenu est de 1,641 et la direction de l'axe de l'ellipse λ_G : N162 et λ_P : N72.

-Echantillon 5 : (Fig. V.4.11-D)

Cet échantillon est prélevé sur la charnière de l'anticlinal affectée par un clivage de crénulation pénétratif qui plie intensivement les fossiles. Seuls deux fossiles sont complets : 5-1 : $\psi = -34^\circ$ et 5-2 : $\psi = -13^\circ$ dont les charnières se recoupent à $2\theta' = 70^\circ$. Le rapport λ_G/λ_P est le plus élevé : 2,02 et les directions de l'axe de l'ellipse sont presque NS et EW : λ_G : N177 et λ_P : N87.

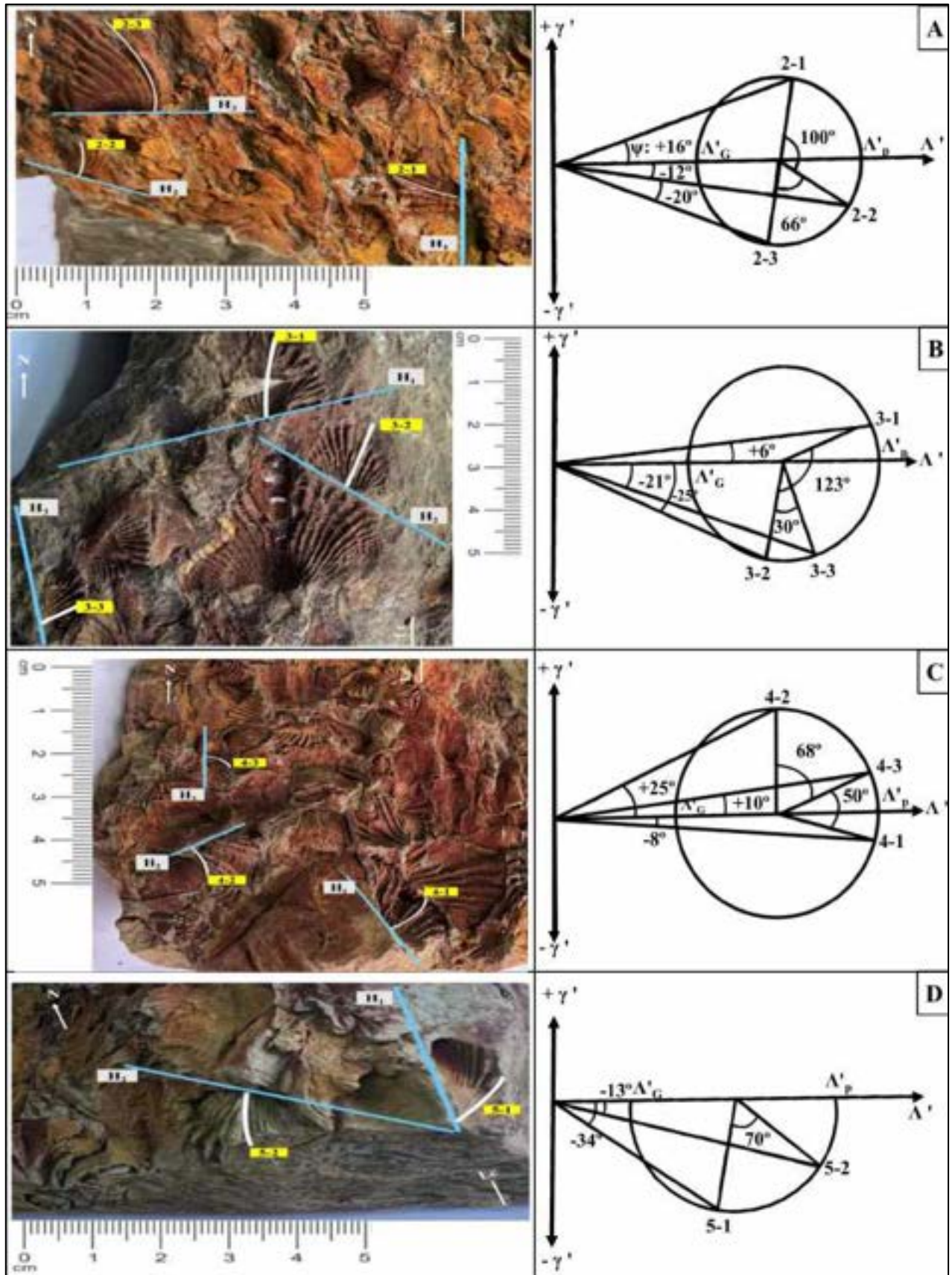


Figure V.4. 11: Photographies des échantillons 2 à 5 (A à D) et diagrammes de Mohr résultant de l'analyse de la déformation angulaire des Brachiopodes.

Sample	N°	ψ	γ	$2\theta'$	N _{hinge}	N _{sinus}	Λ'_G	Λ'_p	Λ'_p / Λ'_G	λ_G / λ_P	N λ_G	N λ_P
1	Fossil 1 Fossil 2 Fossil 3	+32° +28° +09°	0,625 0,532 0,758 $c_m : 0,637$	1-2 : 13° 2/3 : 67° 1/3 : 80°	N009 N022 N030	N145 N136 N163	07	23	3,285	1,813	N167	N77
2	Fossil 1 Fossil 2 Fossil 3	+16° -12° -20°	0,286 -0,212 -0,363 $\gamma_m : -0,289$	1-2: 100° 2-3 : 66° 1-3 : 166°	N001 N137 N088	N113 N025 N002	7,4	16,3	2,202	1,483	N175	N85
3	Fossil 1 Fossil 2 Fossil 3	+06° -25° -21°	0,1051 -0,4663 -0,3838 $\gamma_m : -0,745$	1-2: 123° 2-3 : 30° 1-3 : 93°	N041 N111 N170	N175 N019 N042	13,2	33,3	2,523	1,59	N29	N119
4	Fossil 1 Fossil 2 Fossil 3	-8° +25° +10°	-0,1405 0,4663 0,1763 $\gamma_m : 0,502$	1-2: 108° 2-3 : 66° 1-3 : 50°	N153 N014 N177	N018 N150 N132	09,2	24,8	2,695	1,641	N162	N72
5	Fossil 1 Fossil 2	-34° -13°	-6,674 -0,231 $\gamma_m : -0,905$	1-2 : 70°	N002 N118	N042 N014	7,5	30,6	4,08	2,02	N177	N87

Tableau 8 : Résumé des paramètres de la distorsion des fossiles de brachiopodes du Viséen supérieur et orientation des axes d'ellipse λ_G , λ_P . ψ : déformation de cisaillement ; $\gamma = \tan \psi$; θ' : angle entre charnières ; λ : allongement ; $\Lambda = \lambda^2$: allongement quadratique

Le tableau 8, qui résume les déformations des brachiopodes fossiles des cinq échantillons, permet de tirer les conclusions suivantes :

- Les valeurs positives de ψ varient entre 6° et 32° tandis que les valeurs négatives varient entre -12° et -34°. Nous examinerons plus bas la signification de la distribution des valeurs du cisaillement angulaire ψ .
- Le rapport λ_G/λ_P obtenu à partir du diagramme de Mohr développé pour chaque groupe fossile varie entre 1,483 et 2,02 indiquant des ellipses aplaties.

2. ANALYSE DES PARAMETRES DE DEFORMATION

2.1 RELATION (ψ , $2\theta'$)

La classe 60°-80° de l'angle $2\theta'$, qui est le double de l'angle entre l'axe de la charnière des fossiles de brachiopodes et l'axe long de l'ellipse de déformation finie, est la plus représentative en terme de variation de la déformation : ψ varie de +9° à +32° dans le sens horaire et de -8° à -34° dans le sens antihoraire (Fig. V.4.12 : Nassri & El Adraoui, 2024). C'est donc dans la classe $2\theta'$ de 60°-80° que l'on observe un maximum de rotation (+32° et -34°). Ce résultat est

conforme à l'allure des courbes du ratio R en fonction de la valeur de l'angle $2\theta'$ (voir courbes colorés des valeurs de R : Fig.V.4.12).

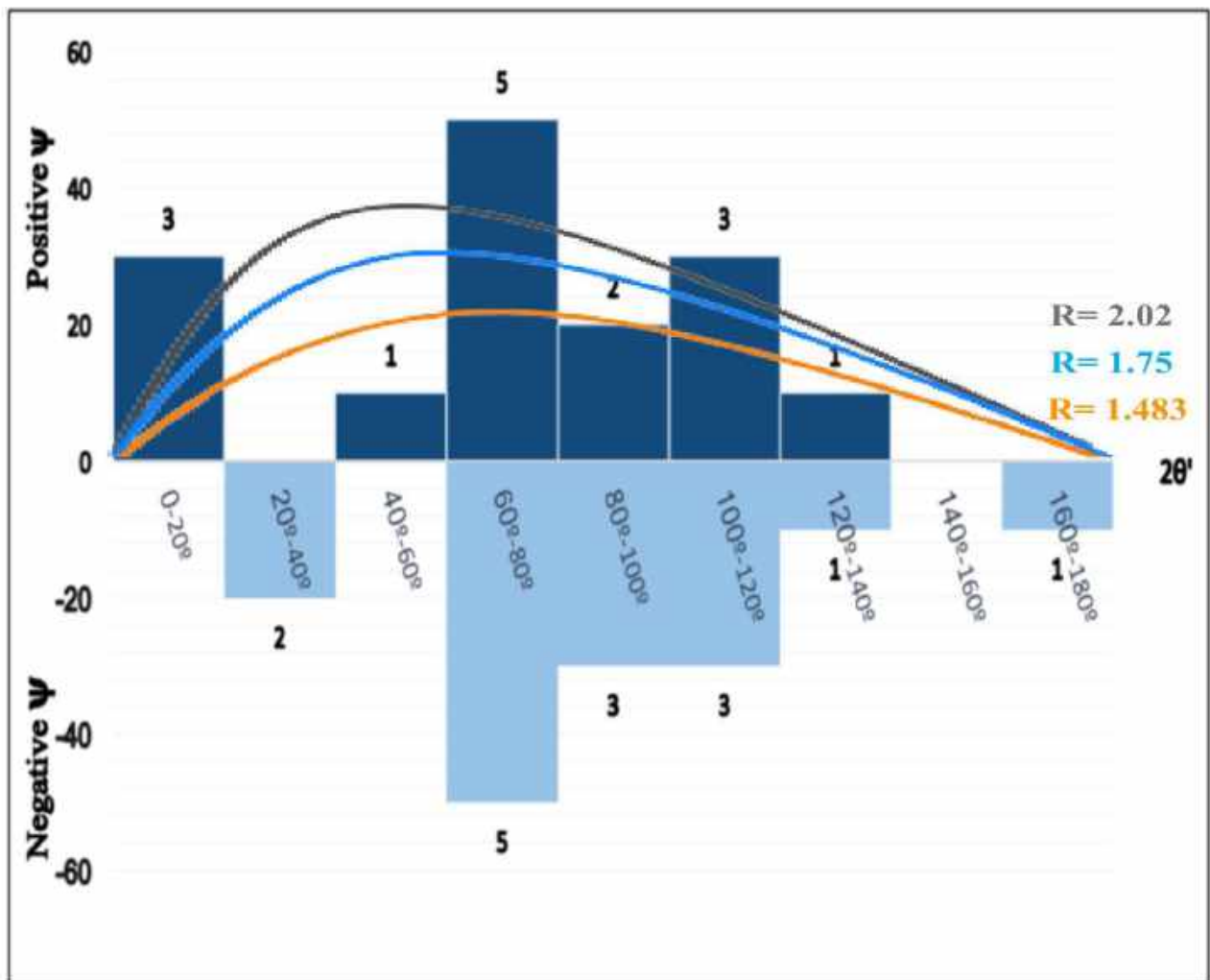


Figure V.4. 12: Histogramme montrant la relation entre le signe de l'angle de cisaillement ψ et l'angle $2\theta'$. Les chiffres sur ou en dessous des colonnes indiquent le nombre de fossiles (fréquence) les courbes indiquent les valeurs théoriques du ratio R de forme de l'ellipse de déformation.

2.2 RELATION ($\lambda_P / \lambda_G, \gamma$)

Le rapport λ_G / λ_P augmente proportionnellement à la déformation rotationnelle γ , l'aplatissement de l'ellipse de déformation est minimal pour des valeurs faibles de γ et maximal pour des valeurs de γ_m tendant vers 1 ou ψ l'angle de cisaillement simple avoisine des valeurs positives ou négatives de 45° ($\pi/4$) : deux asymptotes à $\psi=45^\circ$ et $\psi=-45^\circ$ encadrent cette hyperbole de forme : $\int(\lambda_G / \lambda_P) = a \gamma_m^2 + 1$. Le sens de rotation n'a pas visiblement d'impact sur cette évolution (Fig. V.4.13). Les chiffres de 1 à 5 indiquent les échantillons étudiés.

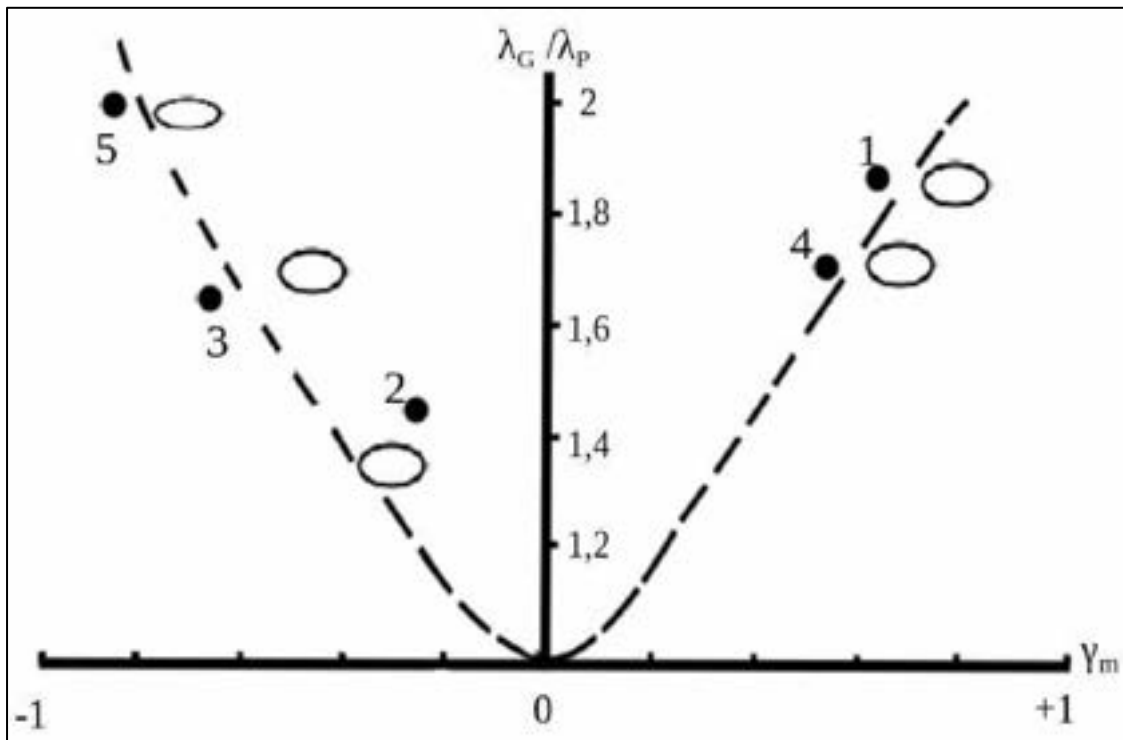


Figure V.4. 13: courbe de variation du rapport λ_G / λ_P en fonction de γ_m de déformation rotationnelle.

2.3 VALEURS DES AXES λ_G ET λ_P DANS L'HYPOTHESE DE NON-CHANGEMENT DE LA SURFACE DE L'ELLIPSE DE DEFORMATION

Ayant considéré que la déformation finie a été opérée par aplatissement compression sans changement de surface de l'ellipse. Les rapports axiaux déterminés à partir des cercle de Mohr développés peuvent fournir les valeurs approximatives de λ_G et λ_P . les objets déformés doivent se situer autour de la courbe B du tableau 9 à surface constante qui vérifie la relation $\lambda_G \cdot \lambda_P = 1$.

Sample	λ_G/λ_P	λ_G	λ_P	S: $\lambda_G \cdot \lambda_P$
2	1,483	1,150	0,775	0,90
3	1,590	1,170	0,736	0,86
4	1,641	1,200	0,731	0,88
1	1,813	1,250	0,690	0,86
5	2,020	1,400	0,690	0,97

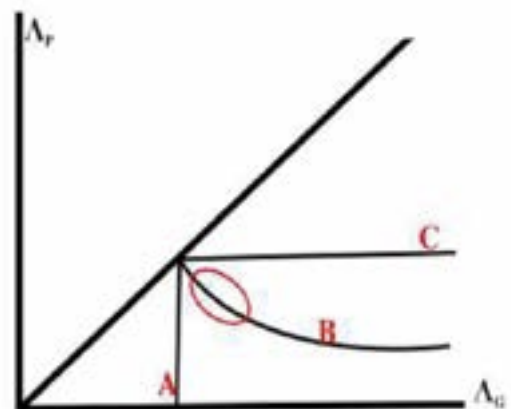


Tableau 9 : Valeurs de λ_G et λ_P en relation avec la variation de surface de l'ellipse

2.4 CERCLES DE MOHR MOYEN

Les cercles de Mohr construits pour les échantillons montrent une distribution homogène de l'angle de cisaillement ψ (cisaillement angulaire). Les distances des intersections des cercles par rapport au centre du graphique (Λ' , γ') donnent des valeurs similaires, car les rapports axiaux λ_G/λ_P (R, la racine du rapport $\Lambda'P/\Lambda'G$). Les valeurs ne varient que légèrement entre 1,483 et 2,02 (tableau 8). La détermination de la valeur moyenne du rapport axial final de l'ellipse de déformation dans la zone d'échantillonnage, soit en calculant la valeur moyenne, soit directement sur le graphique cumulé (Λ' , γ'), donne le même résultat : $\lambda_G/\lambda_P = (\Lambda'P / \Lambda'G)^{1/2} = 1,7$.

La détermination de l'orientation des axes principaux de l'ellipse de déformation finie à partir du cercle de Mohr donne les résultats moyens suivants (tableau 8) : $N\lambda_G = N170$ et $N\lambda_P = N082$ (Nassri & El Adraoui, 2024).

2.5 DETERMINATION DE LA DIRECTION DES PLANS DE CISAILLEMENT

A partir de cercle de Mohr, il est possible de déterminer les plans de cisaillements C après avoir calculé les directions réelles des axes principaux de l'ellipse de déformation : λ_G et λ_P , synonymes de l'axe X et Z de l'ellipse de déformation (tableau 8). Sachant que le plan de cisaillement idéal se situe à 30° de λ_G , les valeurs obtenues pour l'ensemble des échantillons sont comprises entre N179 et N12.

2.6 RAPPORTS AXIAUX λ_G/λ_P ET CONTEXTE STRUCTURAL

L'échantillonnage a été effectué autour d'un anticlinal d'axe NS déversé vers l'Ouest (Fig. V.4.1-C et Tableau 8 et 9). Les valeurs maximales de ratio λ_G/λ_P correspondent à la charnière du pli, du côté intrados où le serrage est très grand (éch.5). Quand on s'éloigne de la charnière sur le même niveau lumachellique le rapport diminue ostensiblement ($\lambda_G/\lambda_P^{(1)} = 1,813$ et $\lambda_G/\lambda_P^{(4)} = 1,642$). Ces deux échantillons se trouvent dans des positions symétriques par rapport au plan axial. Sur les flancs droits normaux la valeur diminue pour se stabiliser autour de 1,5 : $\lambda_G/\lambda_P^{(3)} = 1,59$ et $\lambda_G/\lambda_P^{(2)} = 1,483$.

2.7 WELLMANN ET BREDDIN

La méthode Wellman donne une ellipse de déformation finie ajustée en joignant les coins des parallélogrammes. Son axe long est orienté N152 tandis que son axe court est orienté N062. Le rapport axial (R) est égal à 1,87 (Fig. V.4.14-A).

Les données d'entrée (ψ, φ) du tableau 10 de la figure V.4.14-B1 sont représentées dans le graphique de Breddin, ce qui donne des valeurs R variant entre 1,2 et 2,5 (Fig. V.14-B2). La moyenne du rapport axial est $R = 1,7$. Notez que les orientations moyennes des axes d'ellipse données par les diagrammes de Mohr sont N170 et N082, et λ_G/λ_P ou $R = 1,7$.

Les résultats obtenus pour le rapport R sont similaires pour les trois méthodes (voir tableau 8 (λ_G/λ_P) et la figure V.4.14) : par la méthode des cercles de Mohr $R = 1,697$, la même valeur est obtenue par l'abaque de Breddin ($R = 1,698$). Tandis que la méthode de Wellman fournit $R = 1,87$.

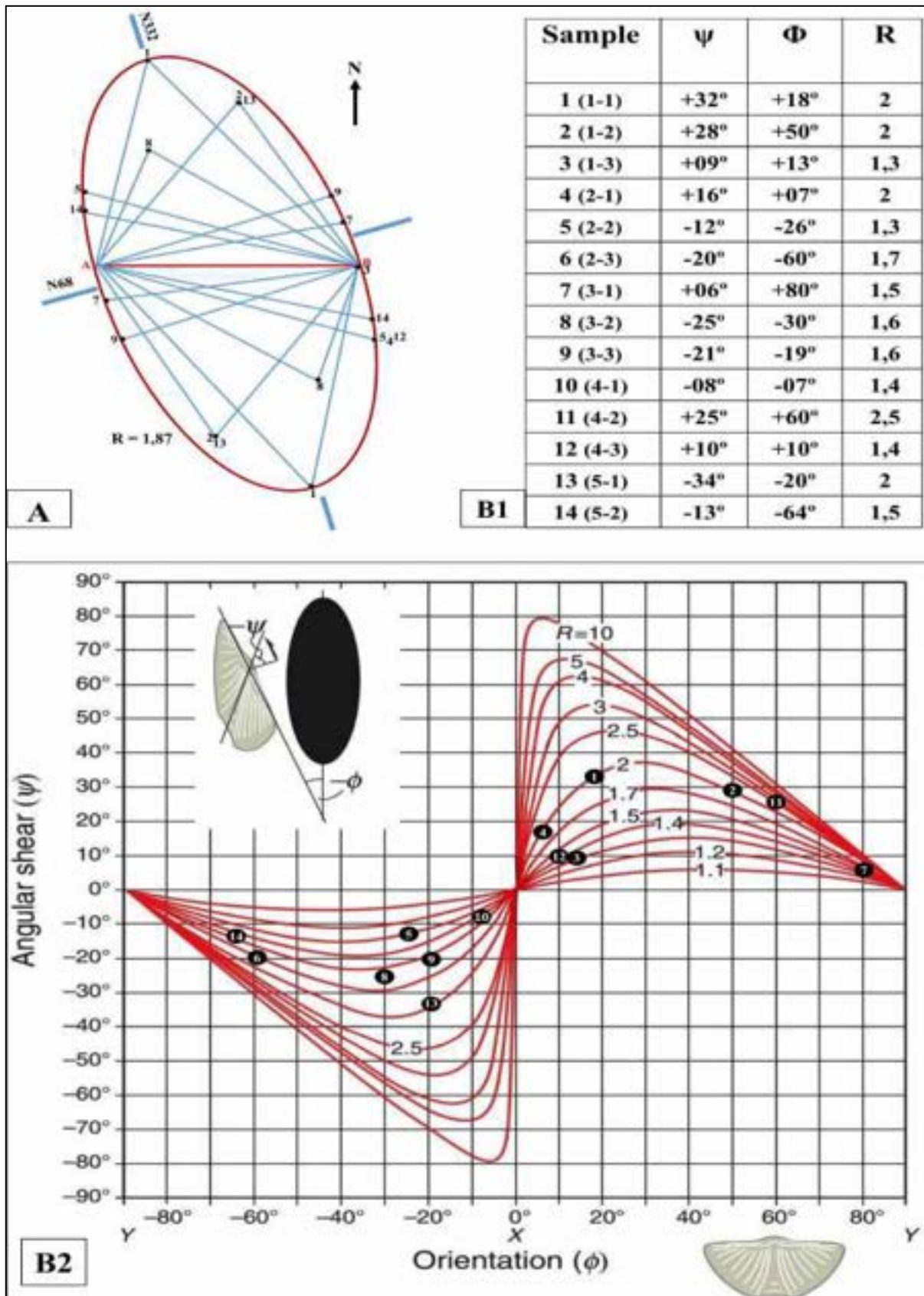


Figure V.4. 14: A- Orientations des ellipses de déformation et valeurs R obtenues par la méthode de Wellman ; B1- Tableau 10 : (ψ , Φ , R) résumant les données et les résultats par abaque de Breddin (B2).

D. CONCLUSION- DISCUSSION

La déformation finie apparente calculée sur des brachiopodes du Viséen supérieur découverts dans la zone NW du bassin de Sidi Bettache (Val d'Or) permet de mettre en évidence une possible déformation non coaxiale subie par les coquilles de brachiopodes (Fig. V.4.15). La déformation a été générée sous raccourcissement moyen EW, comme une déformation progressive pendant le plissement et le développement du clivage de crénulation (D2). Les trois méthodes utilisées pour déterminer l'ellipse de déformation (Mohr, Wellmann et Breddin) ont donné les mêmes résultats : les axes long et court des ellipses finies sont : N152 à N170 et N62 à N82, respectivement, tandis que la valeur R moyenne est de 1,7 (Mohr et Breddin) ou 1,87 (Wellman).

La déformation est partiellement calculée et décrite par ses paramètres (ψ , γ , λ_G/λ_P) sur les brachiopodes déformés. La déformation des objets s'est probablement produite dans les zones de cisaillement orientées N-S (Fig. V.4.15-a) formées par transpression ductile dextre (fig. V.4.15-b). Ces structures ont été récemment reconnues (Nassri et El Adraoui, 2022 ; Nassri et al., 2023) dans le domaine voisin (bassin de Benslimane) dans lequel les séries du Famennien-Viséen affleurent sur une surface relativement plus grande. Dans la zone étudiée, il est important de noter l'absence de tectonique semi-fragile par pression-solution dans les schistes, et les boues lumachelliques et les argiles sombres présentant un comportement plastique (Nassri & El Adraoui, 2024). Selon Vialon (1991), les couches isotropes doivent être soumises à une forte contrainte moyenne ou déviateur ($\sigma_1-\sigma_3$). En effet, les argiles contiennent de l'eau qui, si elle n'est pas expulsée lors du raccourcissement, peut rendre le processus réversible ou entraîner des clivages superposés (Gratier, 1984 ; Vialon, 1979). L'apparition de l'anisotropie schisteuse correspond à une orientation préférentielle de la matière interne par déformation ductile continue. En présence de fluides, deux comportements peuvent survenir (Nicolas et Vialon, 1980 ; Gratier, 1984) :

- 1- La réorientation par rotation des objets (cristaux, grains, coquilles) est synchrone avec la perte d'eau, ce qui entraîne le compactage et le durcissement de l'argile.
- 2- Clivage pression-solution (Rutter, 1983) : dans ce cas, le raccourcissement des grains parallèle à l'axe de la contrainte principal donne des changements de forme et de volume.

Les déformations observées sur les schistes à brachiopodes du Viséen supérieur correspondent au premier cas.

La zone étudiée se trouve à quelques dizaines de mètres de la zone de cisaillement N-S qui sépare la ride de Cherrat à l'ouest du bassin de Sidi Bettache à l'est (fig. V.4.1-B). Cette zone

de cisaillement a agi comme une bande de cisaillement ductile dextre, comme c'est le cas pour la zone de cisaillement de Bouznika (Laamrani El Idrissi, 1993; El Attari, 2001).

Dans la partie nord du bassin de Sidi Bettache, le comportement ductile pur des séries carbonifères s'explique par la proximité de la bande N-S Cherrat, qui a contribué au déplacement vers le nord de la Meseta occidentale (Nassri & El Adraoui, 2024). Ce type de structures est commun ailleurs dans l'orogène varisque, comme dans le massif ibérique voisin (Díez Fernández et Martínez Catalán, 2012; Díez Fernández et Pereira, 2017), où elles se produisent également aux côtés de décrochements senestres et de zones de cisaillement et de glissement ayant fonctionné au cours des dernières étapes de la déformation varisque (Diez Fernández et al., 2021). Ces structures sont responsables du déplacement de panneaux précédemment déformés de l'orogène varisque, généralement juxtaposant des séries de roches avec une évolution et une provenance tectonothermique contrastée.

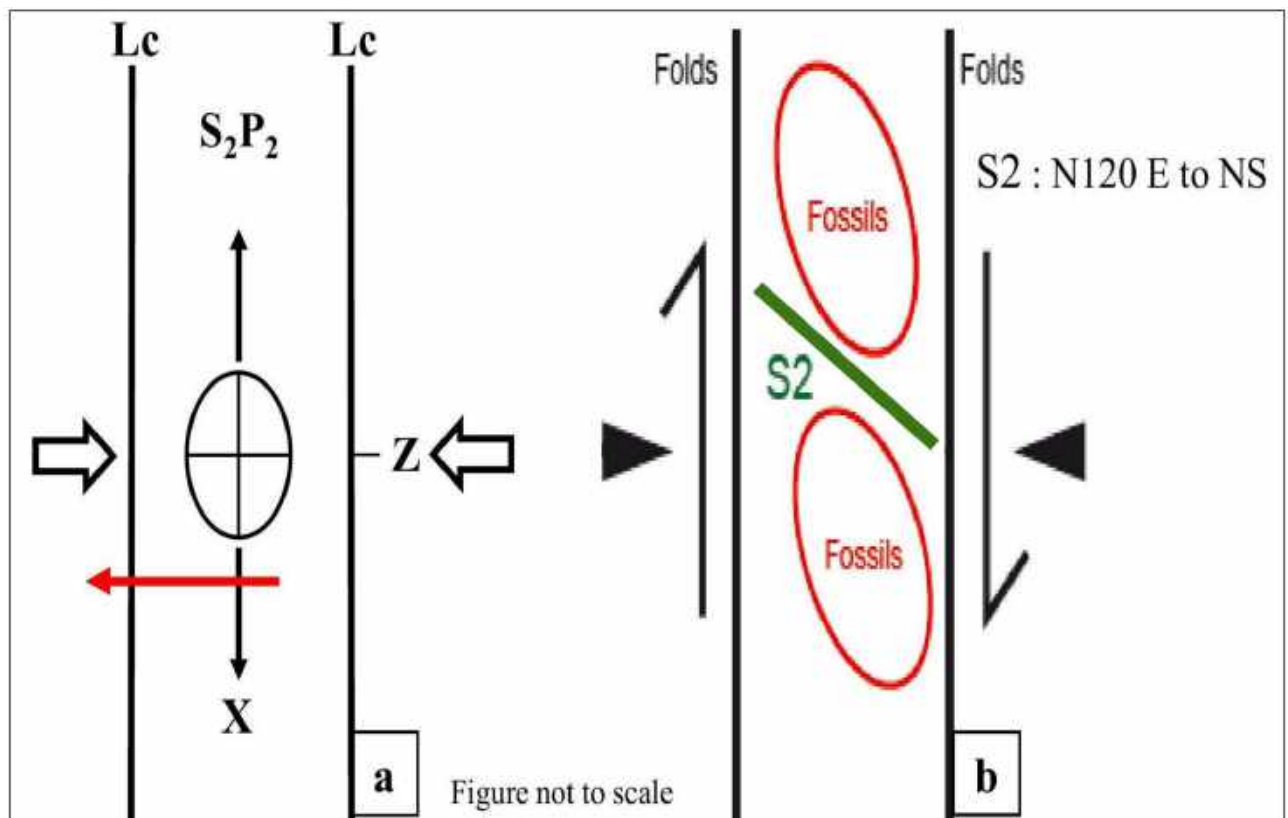


Figure V.4. 15: Principales étapes de la transpression dextre D2 (raccourcissement moyen EW) dans la partie nord du bassin de Sidi Bettache : a-pli et crénulation; b-distorsion due au cisaillement simple de la bande NS; flèche rouge : sens du transfert de la matière.

PARTIE VI

CONCLUSIONS GENERALES

A. INTRODUCTION

Tout au long de ce travail, des conclusions partielles ont sanctionné des paragraphes, des chapitres ou des parties. Nous mettrons l'accent, en guise de conclusion, sur les principaux résultats apportés par notre étude que nous résumons comme suit :

- 1- Nouveau calendrier micro-tectonique de l'enchaînement des événements géologiques dans la bande atlantique de la Meseta NW. Ce calendrier se caractérise par :
 - La rotation horaire de l'axe de raccourcissement au long de tout le processus orogénique
 - L'alternance polyphasée de tectonique ductiles, semi-fragiles et fragiles.
- 2- Mise en évidence d'une phase synsédimentaire dans les séries de base du Carbonifère de la côte de Skhirate et ses implications sur une possible ouverture pull-apart dans la terminaison Nord du Bassin de Benslimane.
- 3- Détermination du mécanisme de la déformation ductile dans le coin compressif de Val d'Or : partie NW du Bassin de Sidi Bettache à partir de l'étude tectonométrique sur des Brachiopodes viséens en distorsion.
- 4- Cartographie structurale détaillée au 1/1000 ème dans trois secteurs du Bassin de Benslimane : Skhirate-plage, Aval d'Oued Cherrat et Sokhrate de Benslimane.

B. CALENDRIER TECTONIQUE DES DEFORMATIONS HERCYNiennes DE LA BANDE ATLANTIQUE DE LA MESETA NORD-OCCIDENTALE

L'analyse structurale et micro-tectonique fine des déformations, argumentée par la cartographie de détail, a permis de mettre à jour l'enchaînement d'événements qui ont structuré la bande paléozoïque atlantique durant le cycle hercynien. Un calendrier détaillé a résulté de cette étude et admet quatre périodes tectoniques distinctes aussi bien par l'orientation et l'évolution en rotation des axes de contraintes que par la diversité des mécanismes de déformation. Nous le

présentons ici avant de mettre chaque stade ou phase de déformation dans son contexte géologique régional (Tableau 11).

Fam. > Tour	Viséen sup.	Namurien Westphalien	Permien 1		Permien 2	Permien 3	Anté-Trias	
								Basin de Benslimane
Onlap vers le NE	Onlap vers le SW	SCHISTOSITÉ N125 S.P.1						Aval O. Cherrat
ZCMO Onlap vers le NNW	Plage de SKHIRATE	SCHISTOSITÉ S.P.1 N70						Skhirate
—	—	DE						Ride Cherrat Aval Ykem-Val d'Or
—	—	DISSOLUTION						Rouidate
—		S.P.1 NAXE H1						Beni Ammar
—	—	S.S.1						Sable d'Or-Val d'Or
								Etat de contraintes

Tableau 11 : Synthèse des déformations hercyniennes des assises dévono-carbonifères de la bande atlantique du domaine mésétien NW.

1. PERIODE ANTÉ- OROGÉNIQUE

Cette période se caractérise par trois événements précédant l'orogénèse hercynienne :

1.1 LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE DU TOURNAISIEN p.p.

L'étude microtectonique de ces déformations (Partie II) a montré une évolution spatio-temporelle de l'extension synsédimentaire sur des séries deltaïques dans un climat extensif à transtensif. L'ensemble des données semble indiquer un probable pull apart du bassin de Skhirate en réponse du jeu dextre du cisaillement ZCMO : L'axe de raccourcissement horizontal est orienté NE-SW alors que l'axe en distension est en moyenne NW-SE (Fig. VI.1).

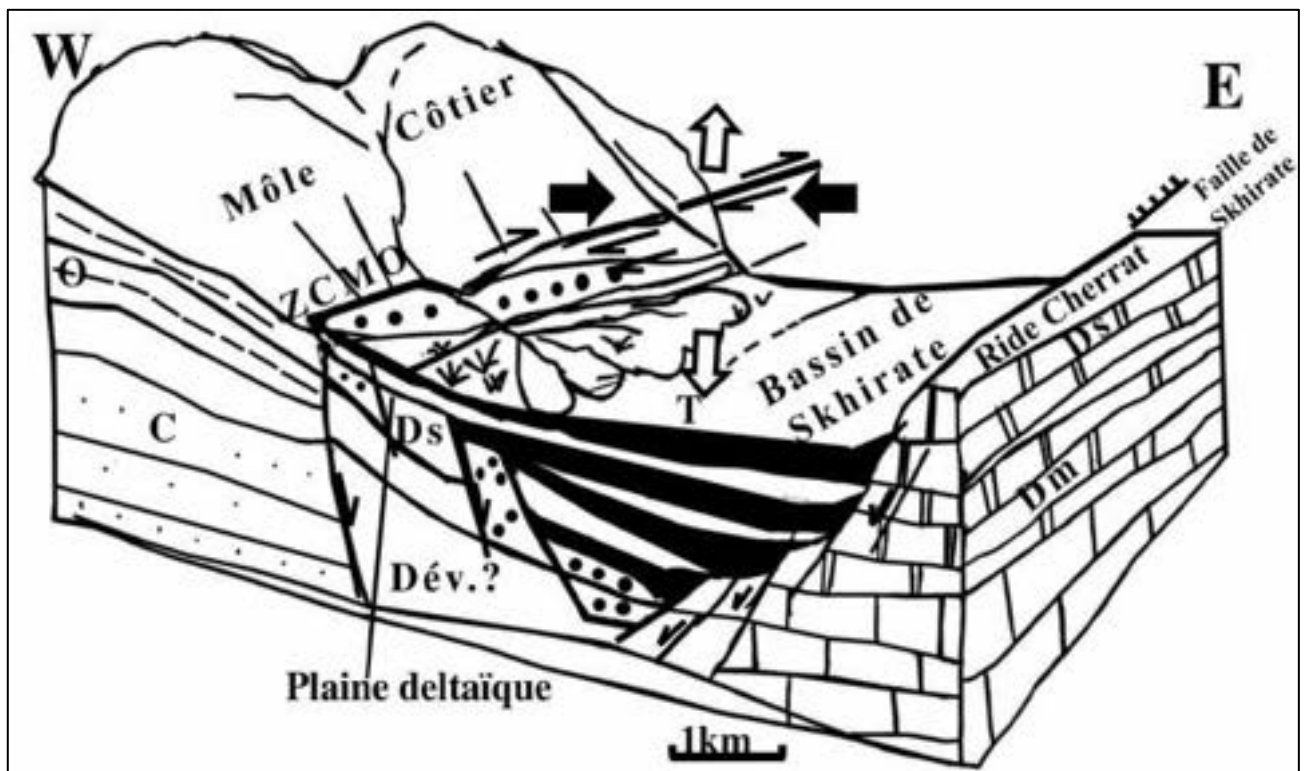


Figure VI. 1: Paléogéographie du Bassin de Skhirate au Tournaisien p.p. ; Môle Côtier : C : Cambrien, O : Ordovicien, Bassin de Skhirate : T : Tournaisien p.p. Ride Cherrat : Dm, Ds : Dévonien moyen et supérieur.

1.2 LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE DU VISEEN SUP

Un seul site au NW du bassin de Sidi Bettache (Beni Ammar) a permis de mettre en évidence un étirement synsédimentaire NS du bassin supra-viséen.

1.3 SCHISTOSITE DE DISSOLUTION STRATIFORME Ss_0

Cette déformation à raccourcissement vertical qui décale les failles synsédimentaires, est généralisée dans toute la Meseta occidentale. Elle intervient après le comblement des bassins Tournaisiens par des dépôts néritiques du Viséen supérieur. Elle correspond à un épisode d'amincissement de la croûte continentale des zones externes de la chaîne hercynienne.

2. PERIODE OROGENIQUE

Il s'agit de la phase majeure hercynienne (σ_1 : N160) qui a généré dans le Bassin de Benslimane des plis synschisteux isopaques S1P1 à grand rayon de courbure et une schistosité de fracture stylolitique Ss₁ espacée orientée N70 en moyenne. Cette phase, purement ductile commune à toute la Meseta NW est d'âge Namuro-Westphalien. Dans le bassin de Sidi Bettache le serrage tardif EW a réorienté la déformation planaire dans la direction NS.

3. PERIODE SYN A TARDI-OROGENIQUE : PERMIEN

Cette période comprend cinq événements compressifs dans un contexte de rotation horaire de σ_1 . Le trait commun est l'alternance de déformations ductiles, semi-fragiles et fragiles à contraintes σ_1 allant de NNE-SSW à NS tardive durant le Permien. Pour Ait Brahim & Tahiri (1996), ce cycle est responsable de l'ouverture et de la fermeture des bassins permien du Maroc central :

- La compression NS à NNE-SSW : étrenne le cycle tardi-hercynien permien, c'est un épisode fragile à semi-fragile avec des failles inverses EW à vergence Sud (rejeux inverses de la schistosité Ss₁), qui a produit des fentes de tension NS siliceuses et des couloirs senestres N30 de type S-C localisés.
- La compression NE-SW : est responsable de la formation de couloirs hectométriques S-C, NS dextres à l'intérieur desquels les grès et quartzites du Tournaisien p.p. sont déformés en méga-sigmoïdes de type S, cisillées par des décrochements EW senestres.
- La compression EW : génère une dernière déformation ductile du secteur avec des plis P₂ à direction axiale NS, isopaques et parfois déjetés vers l'Ouest qui interfèrent avec les plis P₁ pour donner par endroits des structures en plateau d'œufs notamment au sud de l'île de Skhirate. Les plis P₂ sont parfois accompagnés de schistosité de crénulation S₂, dans les niveaux grés-argileux peu épais interstratifiés dans les grès roses. Cette schistosité S₂ est souvent décalée par des plans stylolitiques de même direction méridienne et par d'épaisses veines siliceuses EW.
- La compression NW-SE : phase purement fragile, elle est responsable de la translation kilométrique par des décrochements EW dextres, parfois en couloirs S-C, de la partie Nord du Bassin de Benslimane (du Môle côtier et de la Ride Cherrat) vers l'Est et le NE.
- La compression tardive NS s'exprime par un blocage des mouvements transcurrents par des failles inverses EW à vergence Nord utilisant du liquide silico-ferrugineux dans leurs déplacements.

4. PERIODE POST-OROGENIQUE

L'avènement du Trias s'annonce par une déformation fragile exclusivement extensive, bidirectionnelle NNE-SSW à NS et WNW-ESE à EW, indiquée par des failles striées à jeu décrochant normal à normal pur typiques d'une ouverture transtensive.

C. COMPARAISON AVEC LES CALENDRIERS TECTONIQUES ETABLIS PAR LES TRAVAUX ANTERIEURS

Le calendrier tectonique établi dans ce travail comprend des séquences très similaires à ceux des différents auteurs qui ont étudié la Meseta occidentale :

Dans la bordure Nord du Maroc central (Agourai), Benabbou et al (2001), mis en évidence des failles inverses NE-SW le long de la région d'Oulmes (phase majeure) suivies de compressions méridienne et équatoriales avec des rejeux tardifs sur les décrochements préexistants (phase NS tardive).

Dans le Maroc central, Tahiri (1991), Bouabdelli et al (1989), Piqué et Michard (1989), décrivent des plis synschisteux d'axes NE-SW (phase majeure) décalés par les décrochements NS dextres (Permien I). l'ensemble est cisailé par des décrochements tardifs EW et NE-SW dextres (Permien II).

Dans le même domaine, Rahou (1996) décrit dans le massif d'El Hammam un enchaînement similaire de contraintes en rotation horaire. Dans notre secteur d'étude, Baghdad (1999) mit en évidence un Calendrier tectonique proche du notre en signalant la rotation horaire du raccourcissement en étudiant exclusivement les phases de fracturation de l'orogénèse hercyniennes.

D. LES MODELES D'EVOLUTION HERCYNIENNE DE LA MESETA OCCIDENTALE

L'évolution structurale de la meseta occidentale a fait débat entre les différentes générations de géologues, ce qui a fait émerger de nombreux modèles à la fin du XXème siècle :

1- Piqué (1979) :

A la lumière des travaux de Chalouan (1977) sur la Ride Cherrat, Piqué (1979) lia les épisodes synschisteux S1P1 et P2 aux jeux cisailants dextres NS de la faille orientale de Cherrat. Dans le Môle côtier, le plissement P1 est synchrone du plissement synschisteux S1P1 du bassin de Benslimane et la Ride Cherrat. Le serrage ultérieur a abouti à la réorientation des structures au voisinage des grandes failles limitant des différents domaines, donnant naissance aux plis P2 surimposés. Dans le même esprit, Cailleux et al. (1983) ont souligné l'importance des cisaillements transverses du faisceau de Skhirate- Ykem.

2- Michard et al (1983)

En analysant la tectonique hercynienne entre le Môle côtier et le haut Atlas oriental, ces auteurs ont conclu que le raccourcissement ductile et cisaillements associés ne justifient que la moitié du raccourcissement total de la chaîne. Ils proposent donc que seul un décollement disharmonique couverture-socle est à même d'expliquer l'autre moitié du raccourcissement. Ce décollement implique une composante tangentielle (inverse et /ou chevauchante) sur les grandes failles limitant les différents domaines paléozoïques.

Ces auteurs intègrent dans un même processus la déformation ductile synschisteuse, le métamorphisme, les cisaillements et les chevauchements dans des zones de cisaillement ductile. Ils reconnaissent, cependant, que la grande fracturation tangentielle et transcurrente est postérieure au serrage hercynien NW-SE.

3- Diot (1989)

Le chevauchement vers le sud du bloc des Sehoul conduit à la mise en place des granites de la Meseta le long de cisaillements décrochants. Le serrage atteint les Rehamna orientaux qui chevauchent vers l'W les unités occidentales. Au Carbonifère supérieur, le raccourcissement généralisé s'exprime par des cisaillements dextres N70 qui réactivent les chevauchements vers l'Ouest. Dans le scénario proposé, la direction de la compression régionale est multiple : NS dans le bloc des Sehoul, EW dans les Rehamna et NW-SE dans l'axe Khouribga-Oulmes et haut-atlas (Fig. VI.2).



Figure VI. 2: Schéma tectonique de la Meseta occidentale à l'hercynien (Diot, 1989). A- le poinçonnement du bloc des Sehoul conduit à la mise en place, au Nord de la Meseta, des granitoïdes du Zaër (Z) et d'Oulmès (O), le long d'accidents senestres conjugués du décrochement dextre à la limite orientale du môle côtier. Au Sud dans les Rehamna le décrochement dextre conduit au chevauchement du môle côtier. Par la suite (B et C), au Carbonifère Supérieur, le serrage généralisé des bassins carbonifères conduit à l'apparition de cisaillements dextres N70 associés à des chevauchements vers l'Ouest.

4- Fadli (1990)

En affirmant la contemporanéité des structures P1 dans le Môle côtier et la meseta occidentale, cet auteur propose la simultanéité de deux champs de contraintes de raccourcissement : NW-SE dans le Môle côtier et NE-SW dans la partie NW de la Meseta (Fig. VI.3).

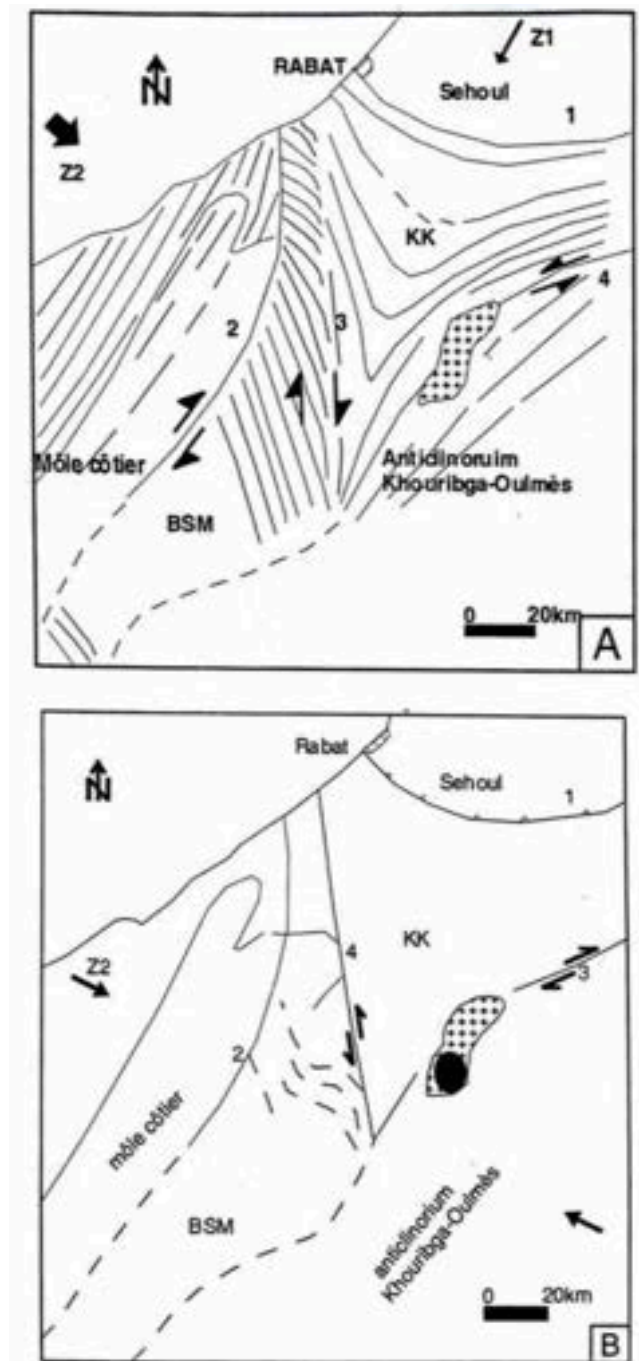


Figure VI. 3: Les différents épisodes de déformation de la Meseta nord-occidentale pendant la phase Namuro-Westphalienne (Fadli, 1990). A-Plissement fondamental P1. B-plissement P2 et cisaillement. KK- Zone de korifla-Khatouat ; B.S.M : Bande de Benslimane-Mdakra. Z1-Compression locale ; Z2-Compression régionale ; 1-Accident des Sehouf ; 2-Accident limite du Môle côtier (jeu senestre contemporain de la montée diapirique de la granodiorite) ; 3-accident des Zaër ; 4-Faille orientale du Cherrat ;/- Direction axiale des plis P1.

5- Zahraoui (1991)

L'ensemble des structures ductiles et cisailantes de la meseta occidentale seraient le résultat d'une compression NW-SE unique. Ce raccourcissement aurait subi des perturbations dans les zones de cisaillement de la Meseta NW causant la rotation de blocs rigides (domaines mésétiens) et la réorientation de la compression régionale. Les cisaillements NS senestres en seraient l'une des conséquences de cette réorientation du raccourcissement majeur (Fig. VI.4).

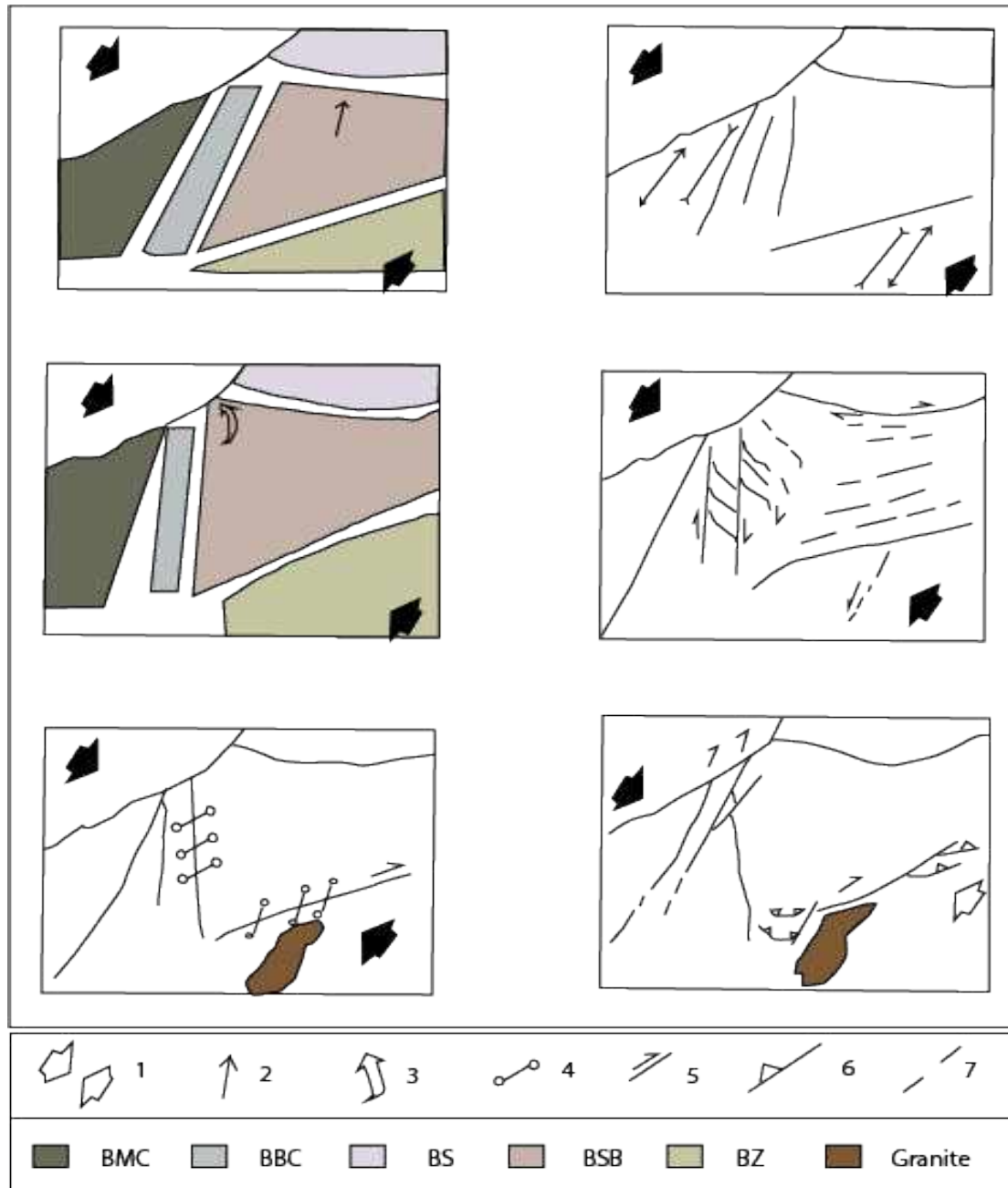


Figure VI. 4: Modèle d'évolution de la déformation dans la Meseta occidentale (Zahraoui, 1991) B.M.C- Bloc de Ben Slimane-Cherrat ; B.S-Bloc des Sehoul ; B.Z-Bloc des Zaër ; B.S.B-Bloc de Sidi Bettache ; 1- Raccourcissement régional, 2-Sens de déplacement de bloc ; 3-Sens de rotation de Bloc ; 4-Plis P2 ; 5- Décrochement ; 6-Ecaillage ; 7-Direction des P2. (Zahraoui 1991) modifié.

6- Saidi et al (2002)

Pour ces auteurs une rotation horaire de la compression régionale dans les Rehamna est responsable aussi bien de l'ouverture des bassins permien (Permien I) que de leur fermeture avant l'avènement du Trias (Fig. VI.5).

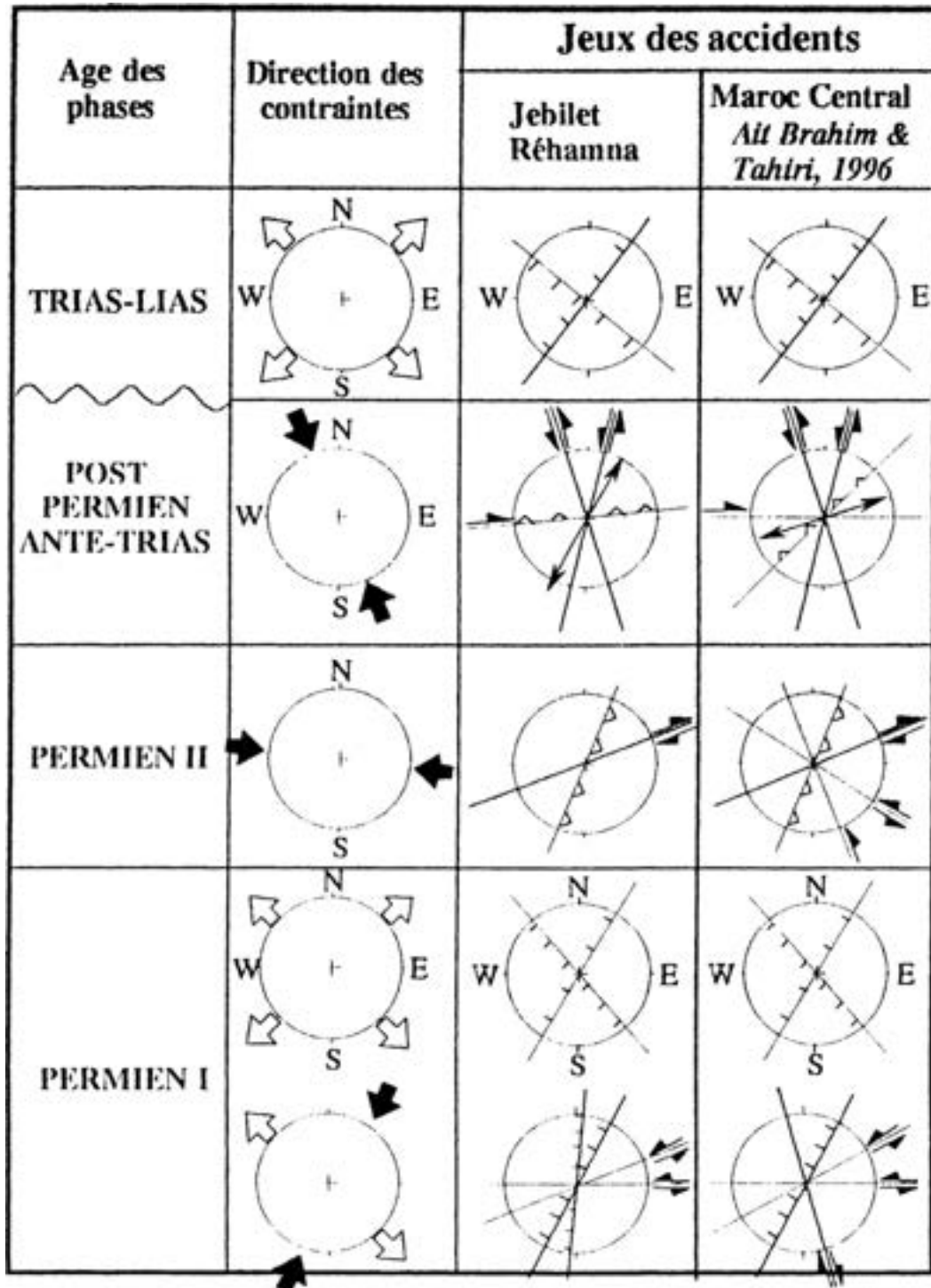


Figure VI. 5: Tableau des paléochamps de contraintes tardi-hercyniennes dans la Meseta occidentale marocaine (Saidi et al 2002).

Venant confirmer les travaux de Tahiri (1991) et Ait Brahim & Tahiri (1996) dans le Maroc central, l'ouverture des bassins permien a été initiée par une compression transtensive NNE SSW (Permien I) qui a ouvert des goutières dans la même direction sur des relais NE-SW senestres. Au permien II une compression équatoriale aboutira à l'inversion en faille inverses synsédimentaires des limites extensives des bassins. Cette évolution se termine par un serrage NS à NNW-SSE responsable de la fermeture définitive des bassins permien.

Cette séquence post-phase majeure de paléo contraintes en rotation horaire a été l'un des résultats de notre travail. Pour cette raison, nous adoptons les mêmes âges pour la phase NS à NNW-SSE précoce (Permien I) à laquelle nous intégrons le stade compressif NE-SW. La phase ductile EW et le stade NW-SE transcurrent (Permien II) laisserait place à ultime compression méridienne à caractère tangentiel (Permien III).

Certains des scénarii proposés pour l'évolution structurale varisque de la Meseta occidentale mettent en avant la phase majeure NW-SE comme unique responsable de toute l'évolution de l'orogène hercynien : les déformations synschisteuses, le métamorphisme, les décrochements, la tectonique tangentielle, les rotations...

Or, la seule orientation NW-SE de la contrainte de raccourcissement n'explique pas la totalité des déformations de ce domaine. En effet, cette direction de serrage est incompatible, entre autres, avec les grands cisaillements inter-domaines de la Meseta et notamment avec la migration vers le NNE du bloc côtier par jeu dextre de la zone de cisaillement de la Meseta occidentale (ZCMO).

Les accidents limites de la Ride Cherrat sont présentés avec des jeux décrochants contraires : dextres à l'Ouest et senestres à l'Est : jeu en tiroir avec expulsion des carbonates du Dévonien vers le Sud. Ceci est difficile à admettre, sous contrainte unique. Il est donc plus adéquat de supposer une évolution polyphasée pour les cisaillements de Cherrat : la limite occidentale a été mobilisée durant le Permien I : serrage NE-SW alors que le bord orientale ve être mobilisé lors du serrage EW à NW-SE (Permien II) par rotation horaire de σ_1 régional.

E. LES PERIODES DE STRUCTURATION DE LA BANDE ATLANTIQUE DE LA MESETA DU FAMENNO-TOURNAISIEN AU PERMIEN-TRIAS : PROPOSITION D'UN NOUVEAU MODELE

1. HYPOTHESE D'UNE OUVERTURE PULL-APART AU TOURNAISIEN DU BASSIN DE SKHIRATE PAR LE JEU DEXTRE DE LA ZONE DE CISAILLEMENT DE LA MESETA OCCIDENTALE

L'analyse cartographique et géologique de la partie Nord du bassin de Benslimane montre un approfondissement des séries deltaïques du Tournaisien vers le SE, ceci est confirmé par les marques de courants qui indiquent le même sens.

Il en résulte donc que l'apport terrigène est d'origine septentrionale (NNW), ce qui indique un relief dominant au nord (Môle côtier ?, Bloc des Sehoul ?, Avalonia ?...) à partir du quel part un réseau hydrographique se terminant en delta dans la goûtière de Benslimane-Mdakra et dans la partie occidentale du bassin de Sidi Bettache (Fig. VI.1). Il s'agit d'un exemple édifiant d'inversion paléogéographique océan-continent. Alors que dans la meseta orientale Accotto et al (2019, 2020 et 2021), ont montré que le zircon des séries détritiques paléozoïques a une provenance méridionale : le craton Ouest-africain (WAC).

A l'Ouest du Proto-atlantique (référentiel actuel), dans le Québec maritime, les courants nourriciers des bassins dévono-carbonifères bordiers du bouclier Laurentia (Avalonia, Horton, Windsor...) déplacent les éléments figurés d'un relief méridional (Meguma, autre ?) vers le Nord (Fig.VI.6-A). Cette symétrie-miroir de part et d'autre de la suture rhéique mise en évidence dans ce travail soulève l'hypothèse d'une chaîne orogénique nourrissant à la fois les bassins péri-gondwaniens et les bassins péri-laurentiens au début du Carbonifère (Mississipien) : Fig. VI.6-B.

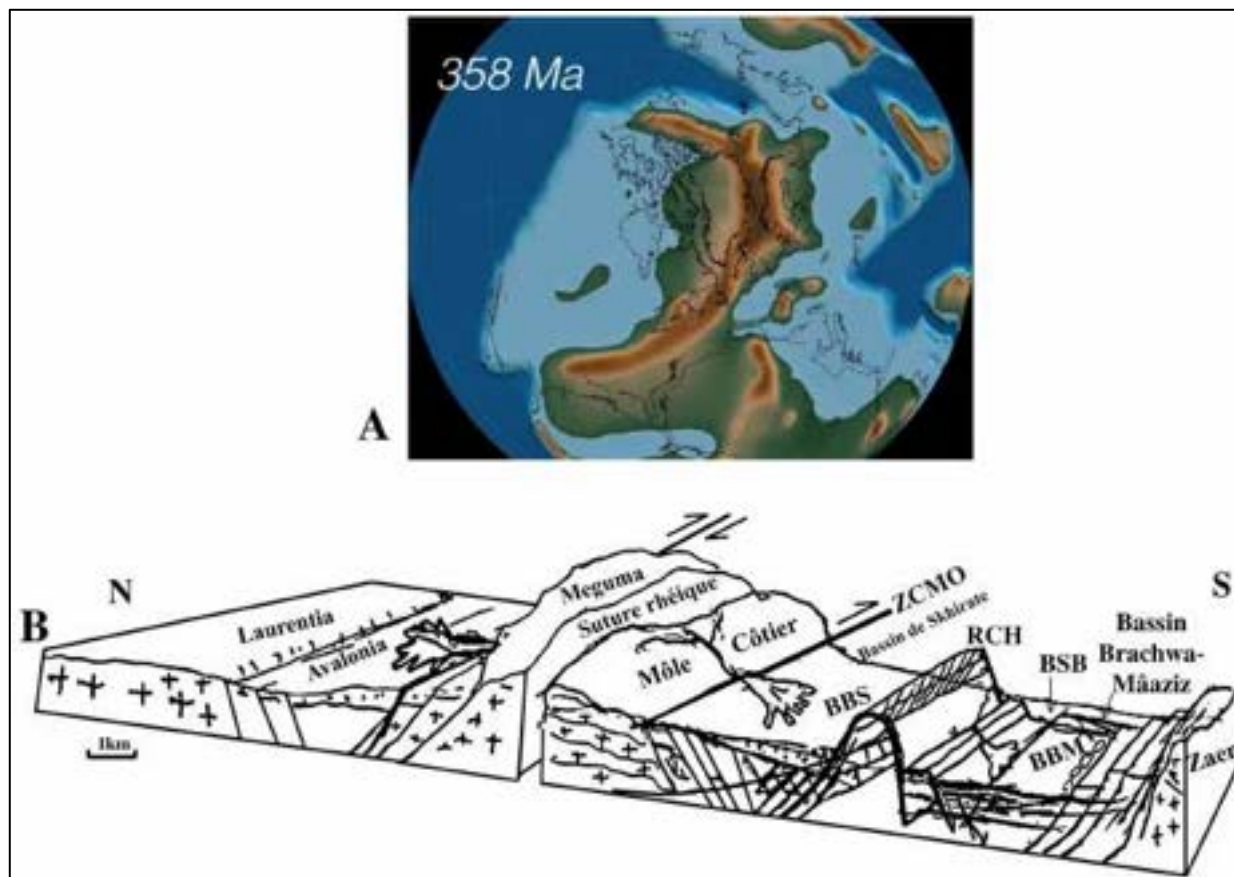


Figure VI. 6: A- Paléogéographie du Tournaisien p.p. de part au d'autre de la suture rhéique (Scotese & Van der Pluijm. 2020) ; B- Bloc diagramme montrant la distribution de la sédimentation dans les bassins péri-gondwaniens et péri-leurentiens (ce travail) BBS : bassin de Benslimane ; RCH : ride Cherrat ; BSB : bassin de Sidi Bettache.

2. LA PHASE MAJEURE S1P1 DU NAMURO-WESTPHALIEN

C'est la phase proxysmale d'inversion tectonique après l'ouverture NW-SE et le comblement des bassins dévono-dinantien. Le jeu dextre de la ZCMO se transforme en jeu senestre et probablement inverse lors de cette phase synschisteuse et syn-métamorphique. Les frontières E et W de la ride Cherrat sont aussi mobilisées en dextre. Les directions des structures d'aplatissement sont orientées NE-SW à ENE-WSW dans le Môle côtier et notamment dans le couloir de Bouznika. Le métamorphisme culmine dans les frontières paléogéographiques où il est daté de 320 Ma dans le contact Ride Cherrat- Bassin de Sidi Bettache dans le bas Ykem (Huon 1985). Selon notre modèle (Fig. VI. 7-1) la schistosité S1 est orientée ENE-WSW dans la majeure partie de la Meseta .

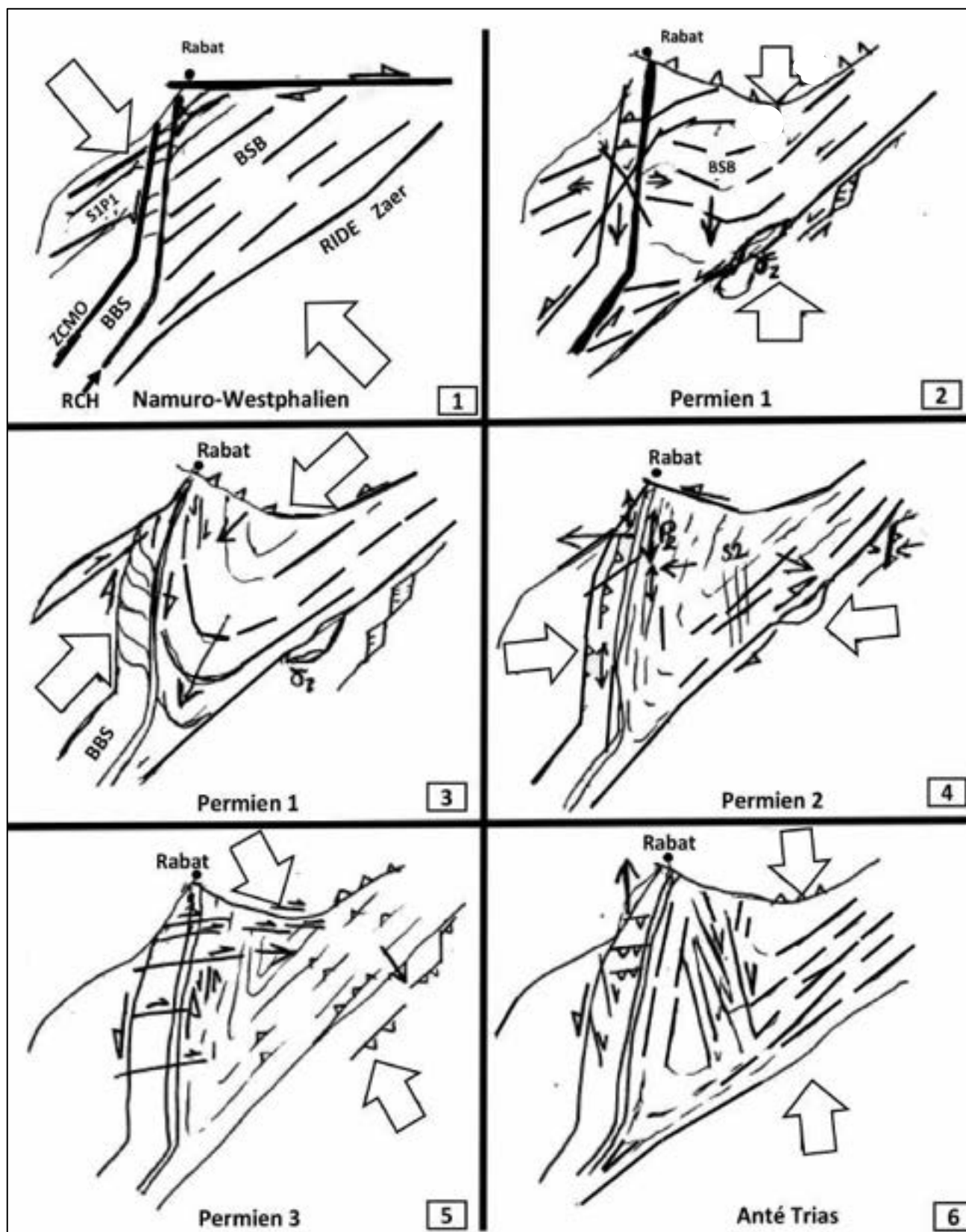


Figure VI. 7: Evolution hercynienne des états de contraintes dans la Meseta nord-occidentale (d'après le présent travail)

3. L'EVOLUTION PERMIENNE

3.1 LE PERMIEN I

Dans la façade atlantique du Bassin de Benslimane, la déformation ductile du Namuro-Westphalien est relayée par une tectonique semi-fragile de type S-C avec une structuration en couloirs N150 puis NS dextres (Fig. VI. 7-2). A l'intérieur des bandes, la déformation culmine avec une schistosité de flux dans les schistes et des plissements localisés d'axe NW-SE sur le corps principal des sigmoïdes de types S qui déforment les quartzites du Tournaisien p.p de Skhirate. Cet épisode se termine par des fentes NE-SW et des failles inverses de vergence Sud reprenant les lithons débités par la schistosité S1 : Fig. VI. 7-3.

Dans la plage de val d'Or, la terminaison NE de la Ride Cherrat est intensément cisailée : les calcaires du Frasnien sont débités par des couloirs dextres (cm à m) N150 accompagnés par des failles inverses à double vergence.

Cet épisode est à relier avec les premiers stades d'ouverture des bassins permien du Maroc central et des Rehamna (Saidi et al. 2002).

3.2 LE PERMIEN II

Dans le secteur étudié, cet épisode compressif EW se caractérise par une seconde phase ductile P2 d'axe NS : synclinal de Skhirate-plage. Dans certains matériaux argileux la déformation culmine par une schistosité de crénulation localisée dans les séries du Tournaisien p.p de Skhirate et généralisée dans les schistes gris et violet du Viséen supérieur du bassin de Sidi Bettache : Aval O.Ykem, Oulad Ammar, Val d'Or, Sable d'Or... : (Fig. VI. 7-4).

La fin de cet épisode ductile, est marquée par l'intervention « à chaud » de cisaillements ductiles EW accompagnant une tectonique semi-fragile de pression dissolution. La fracturation souligne la fin de cette évolution avec des décrochements parfois conjugués NE-SW dextres et NW-SE senestres et par des petites failles inverses en duplex de vergence W (plage de Skhirate) et de grandes failles inverses listriques dans la bordure Est de la Ride Cherrat.

La rotation horaire du raccourcissement vers la direction NW-SE va causer d'importants déplacements transverses dextres sur un dense réseau EW de type S-C (Aïn El Abanate, bloc 8). Dans l'aval de l'Oued Ykem deux réseaux conjugués s'expriment nettement lors de ce dernier épisode : le décrochement N175 senestre de l'Oued Ykem qui sculpte la côte est hâché par des décrochements EW dextres qui « forcent » l'embouchure de l'Oued Ykem à se diriger vers l'Ouest avant de regagner l'Atlantique.

3.3 LE PERMIEN III

Cet épisode généralisé à tout le secteur d'étude est majoritairement fracturant sous une contrainte de raccourcissement oscillant autour de la direction NS (compression NS tardive). Hormis de rares indices de pression-dissolution (fentes NS), l'essentiel de la déformation dans le Bassin de Benslimane septentrional se résume à une évolution de décrochements conjugués en X dans les Sokhrate vers une tectonique mixte décrochements et fentes dans l'aval de l'Oued Cherrat, à enfin une tectonique tangentielle à vergence Nord dans la plage de Skhirate et son arrière pays (tableau 11). Les cisaillements EW dextres fonctionnent parfois en couloirs S-C, et décalent tous les domaines vers l'Est : (Fig. VI. 7-5)

Antérieurement au Trias, les séries schisto-quartzitiques du Tournaisien sont envahies par un liquide ferrugineux qui colmate les méats inter-grains des grés et les fractures ouvertes préexistantes. Il s'agirait d'un épisode hydrothermal en lien avec la décompression des contraintes et le changement de régime tectonique : (Fig. VI. 7-6).

Les événements tectoniques du Permien de la Meseta NW, ont été précisés et confirmés par Chopin et al. 2014 dans les Rehamna.

Les recherches combinées de la géologie structurale et la géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du massif de Rehamna a fourni à ses auteurs les conclusions suivantes sur l'évolution de l'orogène Alleghanienne-Varisque : (Fig. VI.8).

- 1- Poussée par chevauchement vers le Sud des masses rocheuses (Protérozoïque à Carbonifère) accompagnée par un métamorphisme barrovien.
- 2- Ce raccourcissement NS qui correspond à notre phase NS précoce, a causé dans les Rehamna une elongation EW responsable du détachement de la croûte supérieure ordovicienne.

Ces événements ont été datés de 310-295Ma par refroidissement, amphibole métamorphique et la datation des micas.

- 3- Convergence EW à NW-SE perpendiculaire aux événements précédents, responsable de l'accrétion du dôme de Rehamna au socle continental à l'Est. Cet événement est daté de 295 à 280Ma par les âges du refroidissement $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des granitoïdes syntectoniques et les roches métamorphiques hôtes.

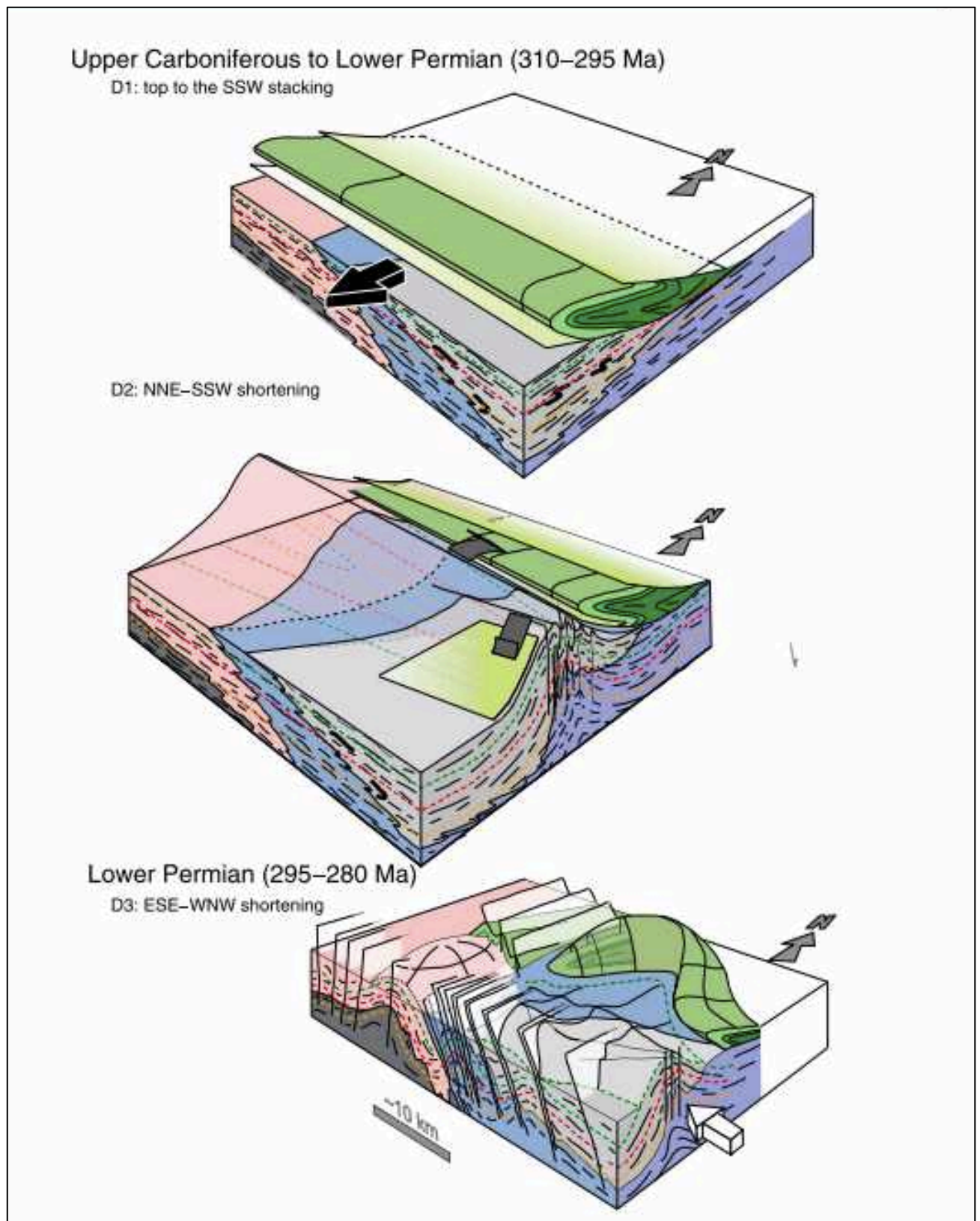


Figure VI. 8: Model 3D résumant l'évolution du massif des Rehamna (Chopin et al. 2014)

L'évolution de la jonction Gondwana-Laurasia selon Chopin et al (2014) est formulée comme suit (Fig. VI.9) :

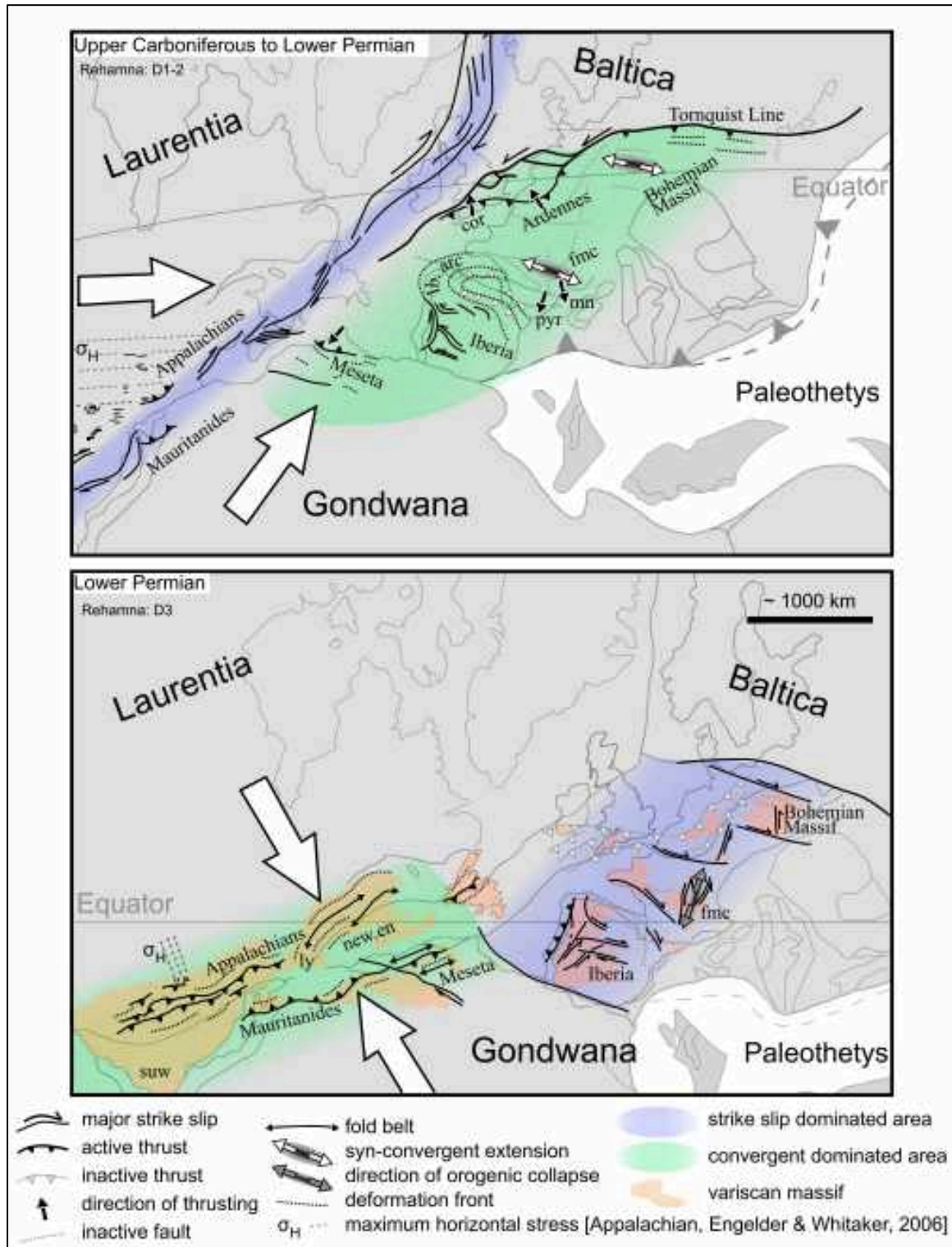


Figure VI. 9: L'évolution tectoniques des orogènes alleghanienne et varisque (Chopin et al. 2014). Les reconstitutions pléogéographiques à 310 et 280 Ma selon Cocks et Torsvik (2006). Les structures tectoniques de l'Amérique du Nord selon Hatcher (2010), Abréviations : Pyrenes (Pyr), Iberian arc (Ib. arc), Montagne Noire (mn), French Massif Central (fmc), Cornwall (cor), New England (new.eng), Lyme dome (ly), and Suwannee terrane (suw).

- 1- L'épaississement crustal des séries dévono-carbonifères associé aux chevauchements et plissements sous compression NS à vergence Sud aboutit à la formation d'un dôme. Dans la Meseta NW, cet événement a produit de la pression-dissolution et des failles inverses à vergence Sud.
- 2- La convergence du Permien devient EW avec des chevauchements à vergence W. ces structures sont contemporaines des plis déversés et failles inverses à vergence W dans la ride Cherrat et le Bassin de Sidi Bettache NW.
- 3- Dans l'orogène alleghanien, l'évènement majeur a généré des plis EW et des chevauchements.
- 4- La rotation des contraintes tectoniques affectant les variscides marocaines reflète un changement majeur dans la configuration des plaques durant le passage Carbonifère-Permien et fournit un indice pour la compréhension de la suture finale de la Pangée.

Notre modèle rejoint celui de Lakhroufi et al (2002), qui distingue une première phase P1S1 : N70 de plis synschisteux repris par une deuxième phase NNW-SSE qui se superpose, dans le bassin de Sidi Bettache oriental, aux plis P1 qui les oblitèrent dans le bassin de Sidi Bettache occidental, le bassin de Benslimane et la ride Cherrat.

Toutefois, les phases proposées par nos travaux et par le modèle de Chopin et al (2014) et Leprêtre et al (2024), en l'occurrence :

1- Phase NS : plis EW : 310-295 Ma

et 2- phase EW: plis NS : 295-280 Ma

Ces modèles sont envisageables à l'échelle de toute la Meseta nord occidentale.

F. RÔLE DE LA ZONE DE CISAILLEMENT DE LA MESETA OCCIDENTALE

L'importance de la ZCMO ou (WMSZ) dans la structuration de la bande atlantique de la Meseta NW réside dans son histoire polyphasée durant le paléozoïque. Issue d'un jeu extensif normal lors du rifting EW cambrien, ce cisaillement de socle a fonctionné en décrochement dextre permettant une ouverture pull apart de bassins longitudinaux tournaisiens dans le sillon Mdakra-Benslimane. Ce jeu a continué de fonctionner au Viséen par rotation horaire de σ_3 vers la direction NS dans les Rehamna et Sidi Bettache Nord occidentale (Ouald Ammar), pendant la phase majeure du Namuro-Westphalien, le jeu s'inverse pour devenir senestre ou senestre-inverse (Fig. VI.10-A). La compression du Permien I pérennise ce jeu senestre permettant

l'expression de déformations transpressives à l'Est de la ZCMO : couloirs S-C et tectonique tangentielle à vergence Sud.

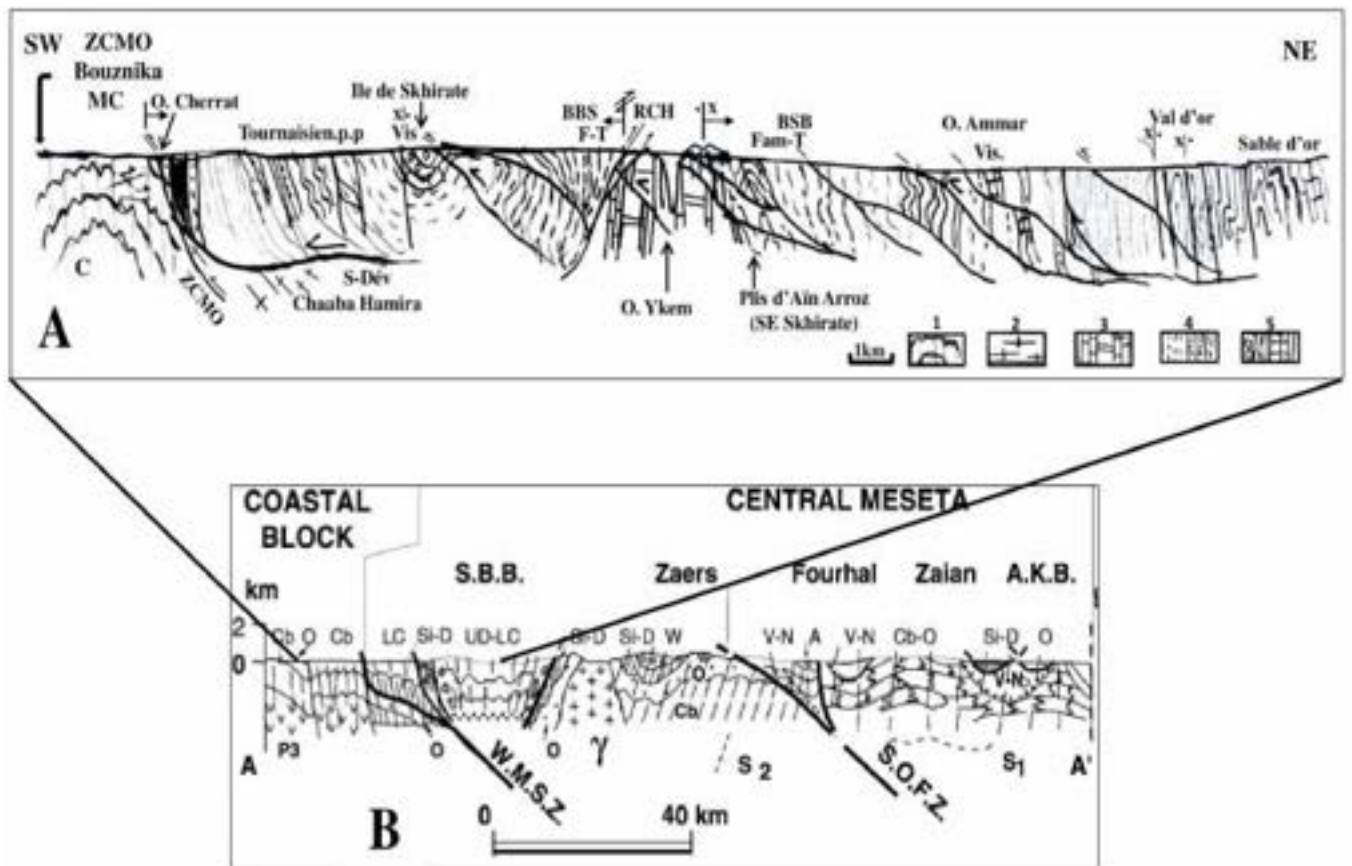


Figure VI. 10: A- Coupe NE-SW synthétique de la façade atlantique de la Meseta NW entre Bouznika et Témara ; 1 :Acadien : Môle Côtier (MC) ; 2 : Siluro-Dévonien : Chaab Hamira, socle probable de la BBS ; 3 :Givetien-Frasnien : Ride Cherrat (RCH) ; 4 :Famenno-Tournaisien et Tournaisien p.p. ; 5 :Viséen sup : Oulad Ammar, Val d'Or et Sable d'Or ; BBS : Bassin de Benslimane ; BSB : Bassin de Sidi Bettache. B- Coupe géologique simplifiées dans la partie occidentale du domaine mésétien d'après (Hoepffner et al., 2006 modifié). 3). P3 : Néoprotérozoïque ; Cb : Cambrien ; O : Ordovicien ; Si-D : Silurien-Dévonien moyen ; UD-LC : Dévonien supérieur – Carbonifère inférieur ; C : Carbonifère ; V-N : Viséen-Namurien ; W : Westphalien supérieur ; A : Autunien ; γ : granitoïdes. S1 : schistosité (phases éovarisque et intraviséenne) ; S2 : schistosité (phase varisque). SBB : Bassin de Sidi Bettache ; AKB : bassin d'Azrou-Khénifra ; : RTFZ : zone de failles de Rabat-Tiflet ; WMSZ : zone de cisaillement de la Meseta occidentale ; SOFZ : zone de failles Smaala-Oulmès.

La phase ductile du serrage EW (Permien II) inverse encore le jeu de la ZCMO en dextre permettant la migration du couloir de Bouznika vers le NE et le raccourcissement transversal-ductile et fragile à vergence W de la bande de Benslimane : plis dissymétriques, duplexes et décollement basal (Fig. VI.10-B).

Le dernier jeu de la ZCMO observable dans l'aval d'Oued Cherrat est senestre sur des relis N165 (Permien III), dans la partie septentrionale du Bassin de Benslimane, s'exprime une tectonique tangentielle de vergence N, dont les failles et les roches sont le siège

d'invasion par de liquide minéral géothermal résultant probablement d'une décompression des contraintes.

L'inversion tectonique est ainsi scellée. Le serrage NW-SE à NS tardif est ainsi responsable du blocage définitif des principaux couloirs de déplacement des panneaux paléozoïques.

G. CONCLUSION

La tranche d'histoire structurale étudiée dans la bande atlantique de la chaîne hercynienne s'étend du Dévonien terminal (-360Ma) à la transition Permien-Trias (-250Ma). Ces deux limites d'intervalle qui coïncident avec des ères d'extension massive correspondent à deux périodes d'extension. La première, au Tournaisien, fait suite à la fermeture de l'Océan Rheïque par épaissement de la croûte proto-atlantique (orogénèse acadienne) donne naissance à des bassins périgondwaniens (-470Ma) et péri-laurentiens installés dans des goutières en extension héritées du rifting Cambrien au Maroc (500Ma) et de la phase taconienne aux Appalaches (-470Ma) : Leprêtre et al (2024). Entre ces deux intervalles, la tectogénèse varisque prend le relais graduellement au Viséen supérieur marquée par une brève extension NS et par des instabilités tectoniques se répercutant sur la grande variété de milieux de dépôt. La phase majeure du Namuro-Westphalien a généré un important épaissement de la croûte par compression NW-SE induisant une déformation ductile syn-métamorphe S1P1 avec des plis synschisteux ouverts à schistosité de plan axial de flux, de fracture ou de dissolution. Cette déformation est transcendée dans le sillage des grands accidents transcurrents qui séparent les différents domaines. Le serrage est relayé au Permien par des axes de raccourcissement en rotation horaire où la déformation montre une alternance entre les tectoniques semi-fragiles et fragiles culminant dans des couloirs méridiens dextres. Cette alternance exprime l'importance des mouvements verticaux pendant l'orogénèse hercynienne. Cette évolution atteint un second pic d'intensité par une dernière déformation ductile par serrage EW : plis P2 déjetés vers l'Ouest à schistosité de crénulation S2 s'exprimant nettement dans les boues et les argilites. Les axes S1 sont réorientés. L'étude de fossiles déformés par distorsion lors de cette phase précise davantage le mécanisme de déformation non coaxiale par cisaillement simple développé dans des couloirs NS qui ont véhiculé le transfert de la matière dans « un climat » de métamorphisme antizonal à épisonal. L'évolution tardi-hercynienne est marquée par une ultime compression méridienne qui vient bloquer l'ensemble du processus orogéniques laissant place à une extension bidirectionnelle au Trias.

H. RECOMMANDATIONS

Au terme de ce travail, il est judicieux pour l'accomplissement des connaissances géologiques de la région étudiée, de réaliser et d'orienter les futures recherches autour des thèmes suivants :

- 1- Affiner davantage l'analyse séquentielle des séries dévono-carbonifères du bassin de Benslimane.
- 2- Dater avec précision les termes de la série schisto-gréseuse de Skhirate
- 3- Dater le Zircon des séries terrigènes pour confirmer l'origine septentrionale des apports détritiques
- 4- Réaliser des analyses géochimiques sur les oxydes de Fer des séries de Skhirate : Placers, pisolithes et veines polymétalliques pour appréhender les conditions physiques qui ont régné dans la chaîne durant les phases tardi-orogéniques.

REFERENCES

- Ait Brahim L & Tahiri A. 1996. Rotation horaire des contraintes et mécanismes d'ouverture et de fermeture des bassins permien du Maroc central. F. Medina (ed.) : Le Permien et le Trias du Maroc, état des connaissances. *Edit. Pumag, Marrakech*, pp. 87–98.
- Accotto, C., Martínez Poyatos, D. J., Azor, A., Talavera, C., Evans, N. J., Jabaloy-Sánchez, A., et al. 2019. Mixed and recycled detrital zircons in the Paleozoic rocks of the Eastern Moroccan Meseta: Paleogeographic inferences. *Lithos*, 338-339, 73–86 <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.04.011>
- Accotto C., Martinez Poyatos D., Azor A. et al. 2020. Tectonic evolution of the Eastern Moroccan Meseta : from Late Devonian fore-arc sedimentation to Early Carboniferous collision of an Avalonian promontory. Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Granada, Spain.
- Accotto, C; Martínez Poyatos, D; Azor, A; Talavera, C; Evans, N J; Jabaloy-Sánchez, A; Azdimousa, A; Tahiri, A; El Hadi, H. 2021. Syn-collisional detrital zircon source evolution in the northern Moroccan Variscides. *Gondwana Research*, 93, 73-88. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.02.001>
- Allmendinger R.W. 2020. Stereonet3D versions 11.3.0, 11.3.1.
- Baghdad, B. 1999. Paléocontraintes et cinématique des principales failles entre Cherrat et Dar Bou Azza lors des phases tardi-hercyniennes (Méséta côtière). Thèse de 3ème cycle, Univ. Mohammed V, Rabat.
- Barr, S.M., Raesid, R.P., & White, C.E. 1998. Geological correlations between Cape Breton Island and New- foundland. *Canadian Journal of Earth Sciences* 35, pp. 1252–1270.
- Becker R.T., Aboussalam Z. S., El Hassani et al. 2021. Dévonien de la BenAhmed région, western Morocco Meseta In book : Devonian to Lower Carboniferous stratigraphy and facies of the South-Western Moroccan Meseta : Implications for palaeogeography and structural interpretation (pp.13-51) Publisher : Hassan II Academy Press, Morocco.
- Beudet G. 1969 – Le plateau central marocain et ses bordures : étude géomorphologique. Thèse de doctorat, Université Mohammed V, Rabat, 480 p.
- Benabbou M., Soula J.C., Brusset S., Roddaz M., Ntarmouchant A., Driouch Y., Christophoul F., Bouabdelli M., Majeste-Menjoula C., Beziat D., Debat P., Deramond J. 2001- Contrôle tectonique de la sédimentation dans le système de bassins d'avant-pays de la Meseta marocaine. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332, 703-709.
- Bennasser M. 1996 : Lithostratigraphie, tectonique hercynienne, paléochamps de contraintes tardi-hercyniennes et relation fracturation-minéralisation de la région de l'Aouam (Maroc central septentrional). Thèse de 3ème cycle, Rabat, 307p.
- Bernardin C., Cornee J.J., Corsini M., Mayol S., Muller J. ET Tayebi M. 1988- Variations d'épaisseur du Cambrien moyen en Meseta marocaine occidentale : signification géodynamique des données de surface et de subsurface. *J. can. Sci. Terre*, 25, 2104-2117.
- Bolelli, E., DEstombes, J. & Karpoff , R. 1953: Decouverte du tournaisien a goniatites dans la meseta cotière marocaine. – *Compte rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences*, 236 (19): 1906-1908.
- Bouabdelli M., Faik F. & Habibi M. 1989- Tectonique en blocs basculés et glissements contemporains dans le Dévonien moyen et supérieur du Jbel Bouchchot : un nouvel

- élément pour la compréhension de l'évolution antéviséenne de l'Est du Maroc central. C.R. Acad. Sci. Paris, 308, 761-766.
- Bouabdelli M. & Pique A. 1996. Du bassin sur décrochement au bassin d'avant-pays : dynamique du bassin d'Azrou-Khenifra (Maroc hercynien central). *Journal of African Earth Sci.*, 23, 213-224.
- Breiddin H. 1956. Die tektonische Deformation der Fossilien im Rheinischen Schiefergebirge. *Zeitschrift Deutsche Geologische Gesellschaft* 106, 227–305.
- Cailleux Y, Deloche C, Gonord H et al. 1983. Observations sur la tectonique hercynienne polyphasée dans le secteur septentrional de l'oued Cherrat (Maroc occidental). *Mines, Géologie, Energie*, n°54 (à paraître).
- Cailleux Y., Deloche C., Gonord H et al. 1989. Les zones de cisaillement hercyniens en basse Meseta Marocaine. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, N°335, p. 199-209.
- Cartannaz C., Fabbri O & Rolin P. 2006. Article in *Comptes Rendus Geosciences* : Fammenian–Tournaisian dextral ductile shear in the French Variscan belt.
- Célérier, B., Séranne, M., 2001. Breiddin's graph for tectonic regimes. *J. Struct. Geol.* 23, 789–801, [http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00140-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00140-1) (doi: 10.1016/S0191-8141(01)00058-X).
- Chabli, A. 2009. Etudes sédimentologique et néotectonique des formations plio-quaternaires littorales entre Rabat et Casablanca. Thèse de Doctorat, Université Mohammed V – Agdal, Rabat, 246 p.
- Chahid D, Boudad L, Lenoble A, El Hmaidi A, Chakroun A et Jacobs Z. 2016 - Nouvelles données morpho-stratigraphiques et géochronologiques sur le cordon littoral externe de Rabat–Témara, Maroc.
- Chakib A. 1997 : Etude de la fracturation dans le bassin triasique de Rommani khémisset. Thèse de 3 ème cycle, Fac Sc ; Rabat.
- Chakiri. S & Tahiri .A. 2000. La formation chaotique famenno-tournaisienne du Grou : témoin de la bordure orientale du bassin de Sidi Bettache (Meseta marocaine). *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat*, 1999-2000, n°22, pp. 9-15.
- Chakiri S., Benammi M., Tayebi M et al. 2001. La dislocation de la plateforme carbonatée Dévonienne de la Meseta marocaine dans le Maroc central occidental. In : *Géologie Méditerranéenne*. Tome 28, numéro 3-4, pp. 181- 191.
- Chalouan A. 1977 -Stratigraphie et structure du Paléozoïque de l'Oued Cherrat : un segment du couloir de cisaillement de la Meseta Occidentale, Maroc. Thèse de 3ème cycle, U.L.P. Strasbourg, 92p.
- Chalouan A. 1981- Stratigraphie et structure du Paléozoïque de l'Oued Cherrat : un segment du couloir de cisaillement de Meseta occidentale (Maroc). *Notes Serv. géol. Maroc*, 42, 308, 33-100.
- Chopin, F., M. Corsini, K. Schulmann, M. El Houicha, J.-F. Ghienne, and J.-B. Edel. 2014. Tectonic evolution of the Rehamna metamorphic dome (Morocco) in the context of the Alleghanian-Variscan orogeny, *Tectonics*, 33,doi:10.1002/2014TC003539.
- Choubert G. (1947) : L'accident majeur de l'Anti-Atlas. *C. R. Geoscience*, 234, 1172-1173.
- Choubert G. & Marçais J. 1952 -Aperçu structural, in : *Géologie du Maroc. Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 100, et 9è Congr. géol. Intern., Alger, Monogr. région., 3è sér. : Maroc, 6, p. 9-73.

- Choubert G. et Faure-Muret. 1961. Introduction Stratigraphique. In P. Danze Corsin, note sur une flore Carbonifère inférieure de l'Oued Korifla (région sud de Rabat). notes serv. géol. Maroc, 20, 152, p. 81-85
- Conil, R.; Lys, M. 1977. Les transgressions dinantiennes et leur influence sur la dispersion et l'évolution des foraminifères. Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain. 29: 9-52.
- Cormier, C.F.M., Barr, S.M., & Dunning, G.R. 1995. Geological setting and petrochemistry of early Middle Devonian volcanic and gabbroic rocks in the Guysborough area, Nova Scotia. *Atlantic Geology*, 31, pp. 153–166.
- Corneé J J., Racheboueuf P. R., Tayebi M et al. 1990. Formations Dévoniennes de la nappe des Aït Tounart (Partie occidentale du massif ancien du Haut Atlas, Maroc hercynien). *Géologie Méditerranéenne Année 1990* 17-3-4 pp. 331-342.
- Destombes J & Jeanette A. 1966. Mémoire explicatif de la carte géotechnique de la Meseta côtière à l'Est de Casablanca au 1/50000. Région de Mohammedia, Bouznika, Ben-Slimane. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 180 bis, 104p.
- Díez Fernández, R., Fernández, C., Arenas, R., and Novo-Fernández, I., 2021. On the Rootless Nature of a Devonian Suture in SW Iberia (Ossa-Morena Complex, Variscan Orogen): Geometry and Kinematics of the Azuaga Fault. *Tectonics*, 40(6), e2021TC006791. <https://doi.org/10.1029/2021TC006791>.
- Díez Fernández, R., and Martínez Catalán, J. R., 2012. Stretching lineations in high-pressure belts: the fingerprint of subduction and subsequent events (Malpica–Tui complex, NW Iberia). *Journal of the Geological Society*, 169, 531-543. <https://doi.org/10.1144/0016-76492011-101>.
- Díez Fernández, R., and Pereira, M. F., 2017. Strike-slip shear zones of the Iberian Massif: are they coeval? *Lithosphere*, 9(5), 726-744. <https://doi.org/10.1130/L648.1>
- Diot H. Et Bouchez J.L. 1989- Les granotoïdes hercyniens de la Haute Moulouya (Maroc) : leur structure primaire déduite de l'ASM. Indication sur leur mise en place. *Bulletin Société géologique France*, 4, 705- 716.
- El Adraoui A, Nassri K, Bouramtane T. 2021. Mise en évidence d'un clivage de dissolution dans le Trias-Lias de la Dorsale calcaire (Rif interne, Maroc Nord) et nouvelles hypothèses sur les socles de ses unités internes et externes dans l'Arc alpin bético-rifain. 27^e édition de la Réunion des Sciences de la Terre, SGF, CNRS, Laboratoire de géologie de Lyon ou l'étude de la terre, des planètes et de l'environnement, Lyon, France. (hal-03589525).
- El Attari, A. 2001. Etude lithostratigraphique et tectonique des terrains paléozoïques du môle côtier (meseta occidentale, Maroc). Thèse de Doctorat. Université Mohammed V-Agdal. Faculté des Sciences de Rabat.
- El Attari A., M.F. Pereira., H. Ezzouhairiet al 2019. Zircon U-Pb geochronology and geochemistry of Cambrian magmatism in the Coastal Block (Oued Rhebar volcanic complex, Moroccan Meseta) : Implications for the geodynamic evolutionary model of North-Gondwana. *Journal of African Earth Sciences* (160).
- El Hadi H., Tahiri A., Cabrera F et al. 2006. Un exemple de volcanisme calco-alcalin de type orogénique mis en place en contexte de rifting (Cambrien de l'oued Rhebar, Meseta occidentale, Maroc). *C.R. Geoscience*, 338, 229-236.

- El Hassani A. 1990. La bordure nord de la chaîne hercynienne du Maroc, chaîne "calédonienne" des Sehou et plateforme nord-mésétienne. Thèse Doct. D'Etat., Univ. Louis Pasteur Strasbourg, 208p.
- El Hassani A. 1994. Tectonique de la meseta nord occidentale. Bull. Inst. Sci., Rabat, N° 18, pp. 107-124.
- El Kamel F., El Hassani A. & Dafir J. E. 1992. Présence d'une tectonique synsédimentaire dans le Dévonien inférieur des Rehamna septentrionaux (Meseta marocaine occidentale). – Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, 16: 37-43.
- El Mahi B, Hoepffner C, Zahraoui M & Boushaba A. 2000. L'évolution tectono-métamorphique de la zone hercynienne des Rehamna centraux (Maroc). Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, n° 22, pp. 41-57.
- El Mahi, B. 1991. Exemple d'interaction entre métamorphisme et mise en place de leucogranites dans une zone de cisaillement intralithosphérique : la zone de cisaillement de la Meseta occidentale (Z.C.M.O). Thèse de 3ème Cycle. Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 176 p.
- Fadli D. 1990 : Évolution sédimentaire et structurale des massifs des Mdakra et du Khatouat ; deux segments hercyniens de la Meseta marocaine Nord-occidentale. Thèse es sci. Faculté des sci. Rabat, 316p.
- Fadli, D. 1994a : Le Fameno-Tournaisien. – Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, 18: 57-70.
- Fadli, D. 1994b : Le Viséen. - Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, 18: 71-83..
- Fossen H. 2010: Structural Geology. Cambridge University Press, 1–463. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511777806>
- Gentil L. 1909 : sur la stratigraphie et la tectonique de la Chaouia (Maroc). C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., 9, pp.224-225.
- Gibling. M.R, CALDER.J.H, RYAN. R, H Walter van de Poll, Gary M Yeo. 1992 . Late . Can. J. Earth Scr. 29, Carboniferous and early Permian drainage patterns in Atlantic Canada 338-352.
- Gibling M.R., Culshaw N., Pascucci V et al. 2019. The Maritimes Basin of Atlantic Canada: Basin Creation and Destruction During the Paleozoic Assembly of Pangea. In book: The Sedimentary Basins of the United States and Canada (pp.267-314).
- Gigout M. 1951- Etudes géologiques sur la Meseta marocaine occidentale (arrière-pays de Casablanca, Mazagan et Safi). Trav. Inst. sci. chérif., 3, et Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 86, 507p.
- Gratier, J. P., 1984. La déformation des roches par dissolution-cristallisation: aspects naturels et expérimentaux. Thèse de, Univ. Grenoble.
- Hoepffner C. 1974. Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale), Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'est du massif.
- Hoepffner C. 1987. La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. Thèse ès Sciences, Strasbourg, 280 p.
- Hoepffner, C., Soulaïmani, A., Piqué, A., 2005. The Moroccan Hercynides. Journal of African Earth Sciences, 43(1-3), 144-165.

- Hoepffner, C; Houari M R, Bouabdelli, M. 2006. Tectonics of the North African Variscides (Morocco, western Algeria): an outline *Compt. Rendus Geosci.*, 338 (1–2), pp. 25-40. doi:10.1016/j.crte.2005.11.003
- Huon. S. 1985. Clivage ardoisier et réhomogénéisation isotopique K-Ar dans des schistes paléozoïques du Maroc ; étude microstructurale et isotopique ; conséquences régionales. Thèse Doct. ULP Strasbourg, 124p.
- Huvelin P. 1977. Etude géologique et gîtologique du Massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 232 bis, 308p.
- Izart, A. & Vieslet, J. L. 1988: Stratigraphie, Sédimentologie et Micropaléontologie des sédiments du bassin de Sidi Bettache et ses bordures (Meseta marocaine nord-occidentale) du Famennien au Viséen supérieur. – *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 334: 7-41.
- Izart A. 1990. Les bassins carbonifères de la Meseta marocaine, étude sédimentologique et approche du contexte structural. Part de la tectonique et de l'eustatisme. *Géologie méditerranéenne*, 17, 61-72.
- Jenny, P. 1974. Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine meridionale). Thèse de 3ème Cycle, Univ. Louis Pasteur de Strasbourg, 120 p.
- Keppie , J.D. 2000. Geological map of the province of Nova Scotia. Nova Scotia Department of Natural Resources and Energy, Map ME2000-1. Scale 1:500,000.
- Kholaiq M., Saber N & Zahour G. 2015. Le Bassin Dévono-dinantien de Mechraa Ben Abbou : Bassin pull apart sur décrochement dextre (Rehamna Septentrionaux, Maroc). *European Scientific Journal* July 2015 edition vol.11, No.21 ISSN: 1857 – 7881 (Print) e - ISSN 1857- 7431.
- Konate M., Denis M., Yahaya M et al. 2007. Structuration extensive et transtensive au Devono-dinantien du bassin de Tim Mersoï (Bordure Occidentale de l'Air, Nord Niger).
- Laamrani El Idrissi, A., 1993. Relations déformations- Déplacements le long des failles hercyniennes : système de Bouznika et système de Cherrat-Benslimane et du Cherrat-Ykem. th Des de 3e cycle, Univ. Med V., Fac, sc., Rabat, 213p.
- Laamrani El idrissi A. 1995 : Relations déformations déplacements le long de failles hercyniennes : systèmes de Bouznika, de Cherrat-Benslimane et du Cherrat-Yquem (Meseta marocaine nord-occidentale). *Bull. Inst. Sci. Rabat*, n°19, pp.1-16.
- Lakhloufi A. 1988. Etude structurale de la région de Brachwa, parties centrales et nord-orientale du bassin dévono-dinantien de Sidi Bettache (Maroc nordoccidental). Thèse de Doctorat, Ecole Nationale Supérieure, Rabat, 281p.
- Lakhloufi A., Hamoumi N., Saquaque A et al. 2002. Évolution géodynamique des bassins de Sidi Bettache et de Brachwa-Maaziz et reinterprétation de l'histoire de l'Orogénese Hercynienne post-Viséenne au Maroc. 519 págs. Thèse Sciences Université Mohammed V., Rabat.
- Lakhloufi A., Hamoumi N., Saquaque A et al. 2008. Tectónica compresiva sinsedimentaria de edad Viseense Superior en la cuenca de Sidi Bettache (Meseta noroccidental marroquí) Late Visean synsedimentary compressive tectonism into the Sidi Bettache Basin (northwestern Moroccan Meseta). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Sec. Geol.*, 102 (1-4), 71-92.

- Lamouroux, C., Debat, P., Siries, P. 1991. Analyse des zones de cisaillement naturelles. *Revue Française de Géotechnique*, N°56, pp. 57-66.
- Lecointre G. 1926. -Recherches géologiques dans la Meseta marocaine. *Mém. Soc. Sci. natur. Maroc*, 14, 158p.
- Lecointre G. et Gigout M. 1950 : carte géologique provisoire des environs de Casablanca au 1/200000. *Notes et mém. N° 72 bis*.
- Leprêtre R., Villeneuve M., Chopin Fr., Gärtner A., El Houicha M., AbdelAghzer M., Guillou O, Tabaud A-S., Youbi N., Schulmann K., El Archi A, and Ghienne J-F. 2024. The Variscides in the NW Corner of Africa. *The Geology of North Africa, Regional Geology Reviews*, https://doi.org/10.1007/978-3-031-48299-1_6.
- Marhoumi, M.R.; Doubinger, J.; Pique, A. 1984. Etudes palynostratigraphiques de quelques Series Dinantiennes dans la Bassin Sidi Bettache au SE de Rabat (Maroc). *Sciences Géologiques, Bulletin Vol. 37 # 2 P. 131- 151*
- Martel A.T & Gibling M. 1995. Stratigraphy and tectonic history of the Upper Devonian to Lower Carboniferous Horton Bluff Formation, Nova Scotia *Atlantic Geology* 32, 13-38.
- Michard A. 1976. *Elément de la géologie du Maroc. Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 252, 422p.
- Michard, A., 1977. Contraintes, déformations, fabriques- ULP, institut de Géologie- strasbourg 150p.
- Michard A. 1982. Le massif paléozoïque des Re- hamna (Maroc). Stratigraphie, tectonique et pétro- genèse d'un segment de la chaîne varisque. *Notes et Mémoires du Service géologique, Rabat 303 : 1-180*.
- Michard A., Chalouan A., Montigny R. et Ouazzani-Touhami M. 1983- Les nappes cristallophylliennes du Rif (Sebtides, Maroc), témoins d'un édifice alpin de type pennique incluant le manteau supérieur. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 296, 1337-1340.
- Michard, A., Soulaïmani, A., Hoepffner, C et al., 2010. The South-Western Branch of the Variscan Belt: Evidence from Morocco. *Tectonophysics*, 492, 1-24.
- Millies-Lacroix A. 1974 : Carte géotechnique de la région de Rabat (1/50 000ème). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 238.
- Nassri K & El Adraoui A. 2019. PFE Master : Etude neotectonique des formations plio- quaternaires dunaires de l'embouchure d'Oued Ykem, Faculté des sciences Rabat.
- Nassri K & El Adraoui A. 2022. Rôle Des Alternances De Tectoniques Ductile Semi Fragile – Fragile Avec $\Sigma 1$ Decrescendo En Rotation Horaire, Dans La Structuration Hercynienne De La Façade Nord De La Bande De Benslimane (Meseta NW, Maroc). *The International Congress on Educational Research, Materials Science & Engineering (ICEMSE) Saidia, Morocco, 25-27 November 2022, 71p. <http://icsse2022.com/wp-content/uploads/2022/11/Proceeding.pdf>*
- Nassri, K., El Adraoui, A., Tahiri, A. 2023. Etude microtectonique des déformations synsédimentaires des terrains dévono-carbonifères de la plage de Skhirate (Nord de la bande de Benslimane, Meseta NO, Maroc). Hypothèse d'un bassin pull-apart en relai sur la branche Nord de la zone de cisaillement dextre de la Meseta occidentale (ZCMO). *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, Section Sciences de la Terre*, 2023, n° 45, 61–81.

- Nassri, K., & El Adraoui, A. 2024. Evidences for a Rotational Variscan Deformation from Distorted Brachiopods (Meseta, Morocco). *Boletín Geológico Y Minero*, 135(1), 43–57. <https://doi.org/10.21701/bolgeomin/135.1/003>
- Nicolas, A., & Vialon, P., 1980. Les mécanismes de déformation ductile dans les roches. Livre Jubil. 1830-1980, *Mém. H. s. Soc. Géol. France*, 10, pp. 127-139.
- Nicolas, A., 1984. *Principes de Tectonique*, Ed. Masson, Paris, 196p.
- Ouanaimi H., 2017. La Meseta marocaine. <https://www.researchgate.net/publication/322055583>
- Piqué A. 1972. Contribution des Rehamna (Méséta marocaine méridionale). Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans le Ouest du massif. Thèse 3ème cycle, Strasbourg, 101p.
- Piqué A. 1979. Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : la Meseta marocaine nord-occidentale. *Sci. Géol., Mém.* 56, 243p.
- Piqué A. et Michard A. 1981 : les zones structurales du Maroc hercynien. *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, t. 34, n° 2, p. 135-146.
- Piqué A., CHALOUAN A. & FADLI D. 1985- Des rides paléogéographiques aux anticlinaux. Permanence des directions structurales dans la Meseta marocaine occidentale au cours du Paléozoïque. *Sci. Géol., Bull.*, 38, p. 147-153.
- Piqué A. et MICHARD. 1989- Moroccan Hercynides: a synopsis. The Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. *Am. J. Sci.*, 289, p. 286-330.
- Piqué A. 1994. *Géologie du Maroc : les domaines régionaux et leur évolution structurale*. 239p. (ed.pumag).
- Piqué A., Soulaïmani A., Hoepffner C et al. 2006. *Géologie du Maroc* Editions GEODE, Marrakech, 271 p.
- Rahou H. 1996 : Etude géologique du Paléozoïque d'El Hmam. Analyse de la fracturation et relation avec les structures minéralisées (maroc central septentrional). Thèse de 3ème cycle, Rabat, 229p.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New-York. 568 p.
- Ramsay, J. G., Graham, R. H. (1970) Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7 (3). 786-813 doi:10.1139/e70-078
- Ribeiro, A., E. Pereira, M. L. Ribeiro, and P. Castro. 2006. Unidades aloctones da região de Morais (Trás-os-Montes Orientais), in *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria*, edited by R. Dias et al., pp. 85 – 105, Univ. de Évora, Évora, Portugal.
- Ribeiro A., Dias R., Mateus A et al. 2007. Geodynamic Evolution of the SW Europe Variscides Article in *Tectonics* 26 (6).
- Rodrigues, J., E. Pereira, and A. Ribeiro. 2006. Estrutura interna do Complexo de Mantos Parautoctones, sector de Murça—Mirandela (NE de Portugal), in *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria*, edited by R. Dias et al., pp. 63–84, Univ. de Evora, Portugal
- Rutter, E. H., 1983. Pressure-solution in nature, Theory and experiment. *J. Geol. Soc. London*, 140, pp. 725-740.

- Saidi A. 1996. Paléochamps de contraintes et importance de l'héritage hercynien dans la structuration de la bordure Nord du Maroc central du Permien à l'actuel. Thèse de 3ème cycle, Géol. Struc., Faculté des sci. Rabat, 197p.
- Saidi. A., Tahiri. A., Ait Brahim. L., Saidi .M. 2002. États de contraintes et mécanismes d'ouverture et de fermeture des bassins permien du Maroc hercynien. L'exemple des bassins des Jebilet et des Rehamna. C. R. Geoscience, 334 (2002), pp. 221-226.
- Scotese, C.R., & van der Pluijm, B., 2020. Deconstructing Tectonics: Ten Animated Explorations, "Formation of Pangea: the Wegener Cycle", Earth and Space Science, 7, e2019EA000989. <https://doi.org/10.1029/2019EA000989>.
- Shah. J and Srivastava. D. C., 2007 Strain estimation from distorted vertebrate fossils: application of the wellman method. *Geology Magazine*, 144(1) : 211–216.
- Shelly D & Bossiere G. 2000. A new model for the Hercynian orogen of Gondwanian France and Iberia. *Journal of Structural Geology*, 22, 757-776.
- Tahiri A. 1991. Le Maroc central septentrional : stratigraphie, sédimentologie et tectonique du Paléozoïque ; un exemple de passage des zones internes aux zones externes de la chaîne hercynienne du Maroc. Thèse ès Sciences, Brest, 311 p.
- Tahiri, A., Montero, P., El Hadi, H., Martínez Poyatos, D., Azor, A., Bea, F., Simancas, J. F., & González Lodeiro, F. 2010. Geochronological data on the Rabat-Tiflet granitoids: Their Références bibliographiques 224 bearing on the tectonics of the Moroccan Variscides. *Journal of African Earth Sciences*, 57(1–2), 1–13. <https://doi.org/10.1016/J.Jafrearsci.2009.07.005>
- Tenièr P.J., Barr S.M & White C. E. 2005. Stratigraphy and structure of the Horton Group, Lochaber-Mulgrave area, northern mainland Nova Scotia. *Atlantic Geology* 41, 41–52.
- Termier H. 1936- Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional : 1 : les terrains primaires et le Permo-Trias ; 2 : les terrains post- triasiques ; 3 : paléontologie, pétrographie ; 4 : atlas. Notes et Mém. Serv. Carte géol. Maroc, 33, 1566 p.
- Termier, h. & Termier, G. 1951: Stratigraphie et Paléontologie des Terrains Primaires de Benhamed (Chaouia sud, Maroc). – Notes et Mémoires du Service géologique Maroc, 85: 47-104.
- Vachard. D, Lobozaik.S, Fadli. D, Streel.M. 1989. Miospores and foraminifera in the Upper Devonian beds of Mdakra and Khatouat Massifs (Morocco). *Sciences géologiques. Mémoire. Num 83*, pp 47-55, 9 p ; Draft, Plan, Plate ; ref :2 p.
- Vialon, P., 1979. Les déformations continues-discontinues des roches anisotropes. *Eclog. Helveticae*, 79/2, pp. 531-549.
- Vialon, P., 1991. Objet et démarche de la tectonophysique. *Revue Française de géotechnique*, N°56, pp. 7-15.
- Waldron J. W. F., Roselli C & Johnston S. K. 2007. Transpressional structures on a Late Paleozoic intracontinental transform fault, Canadian Appalachians, in *Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends in Continental and Oceanic Settings*, edited by W. D. Cunningham and P. Mann, Geol. Soc. London, Spec. Publ., 290, 367–385.
- Waldron J. W. F., Barr S. M & Park A.F. 2015. Late Paleozoic strike-slip faults in Maritime Canada and their role in the reconfiguration of the northern Appalachian orogen, *Tectonics*, 34.

- Wellman, H. G., 1962. A graphic method for analyzing fossil distortion caused by tectonic deformation. *Geological Magazine* 99, 348–52.
- Wyberek, E.J. 1984. Front supérieur de la schistosité et cristallisation associées. Exemple des grauwackes cambriennes du Maroc occidental. Thèse 3ème cycle U.L.P Strasbourg. 170p.
- Zahraoui M. 1991. La plate-forme carbonatée Dévonienne du Maroc occidental et sa dislocation hercynienne. Thèse. Science, Brest, 261p.
- Zahraoui M. 1994- Le Dévonien inférieur et moyen, in : *Géologie du Maroc central et de la Meseta orientale*, Bull. Inst. sci. Rabat, 18, p. 43-56.
- Zerhouni R. 1982. Etude hydrologique des oueds côtiers de la Meseta atlantique marocaine. Paris : ORSTOM, 158 p. multigr.

Webographie

http://geolvar.free.fr/textes/tectonique_toulonnaise.html

<https://staff.univ-batna2.dz/sites/default/files/elhadj->

youcefbrahim/files/lanalyse_microtectonique_des_cassures_1.pdf

<https://fac.umc.edu.dz/fst/fichiers/Chap2.%20LA%20DEFORMATION%20CASSANTE%20geo%20m1.pdf>

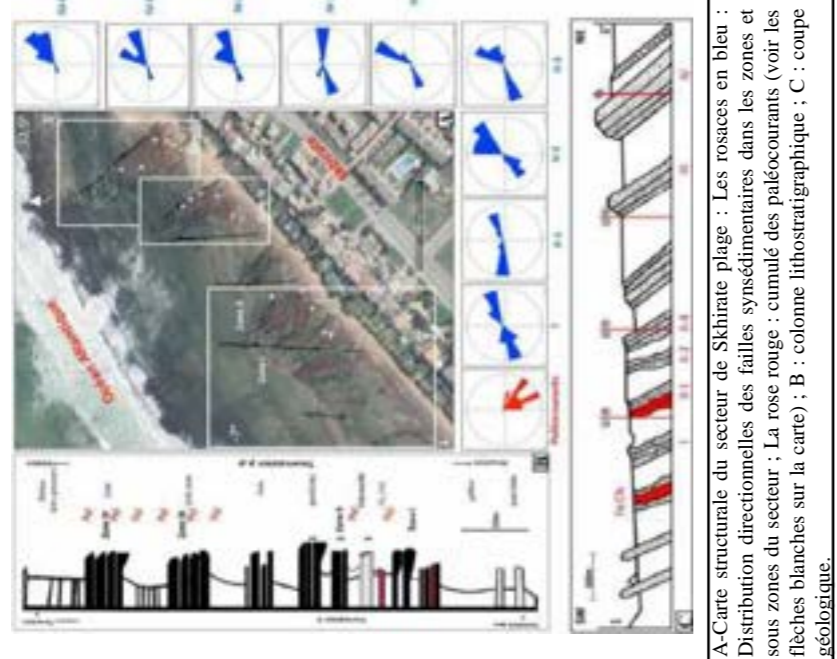
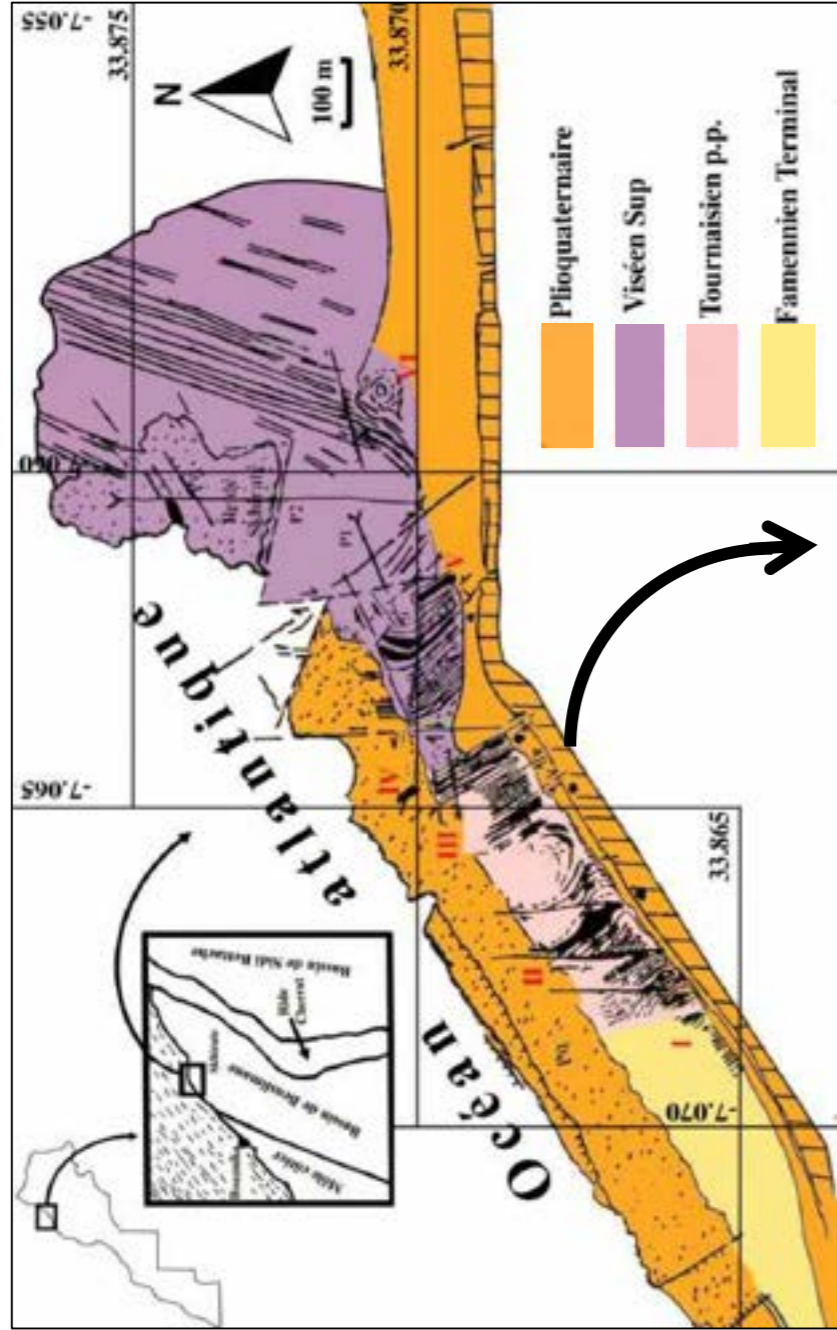
<http://amisdessources.free.fr/n03/csf96h.htm>

<https://www.sciencesalecole.org/wp-content/uploads/2021/09/Contrainte-deformation.pdf>

<https://www.files.ethz.ch/structuralgeology/jpb/files/english/12finitestrain.pdf>

CARTE STRUCTURALE DE LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE DU TOURNAISIEN p.p DE SKHIRATE

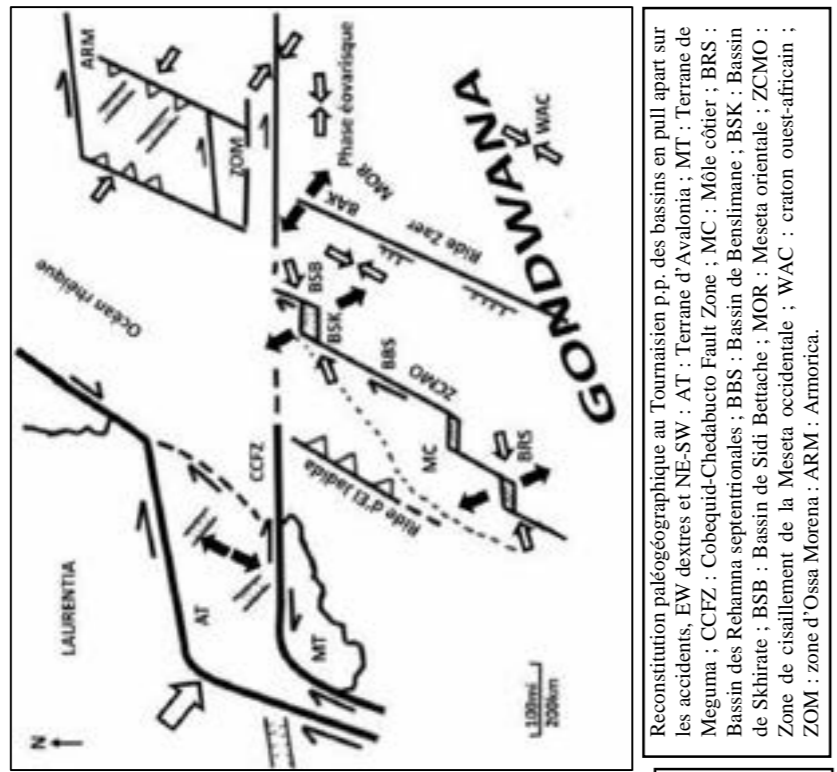
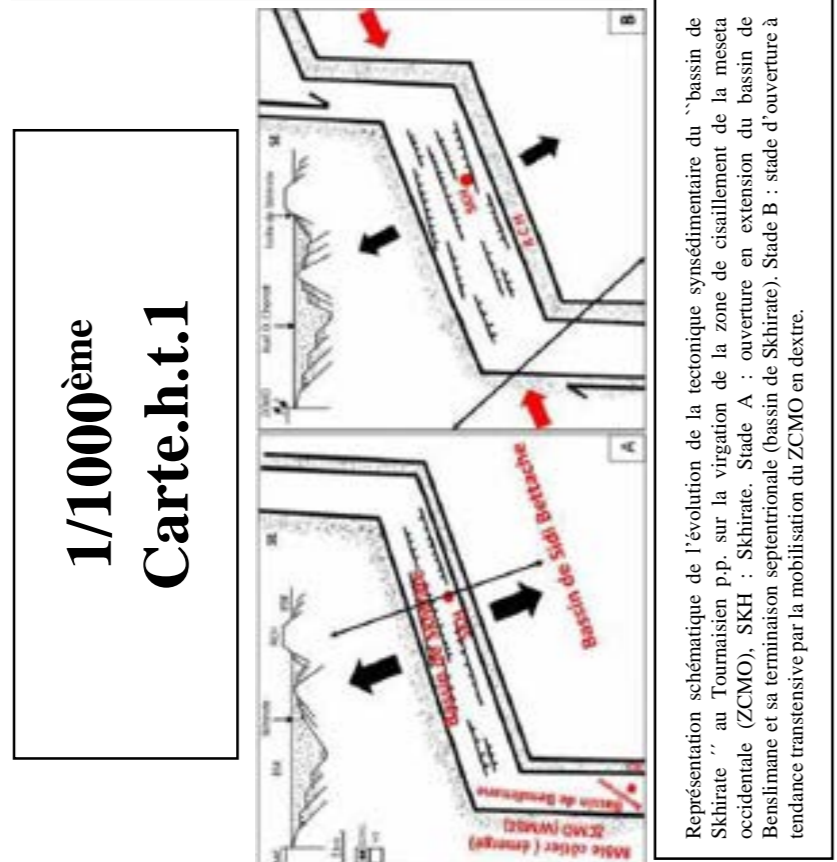
K. NASSRI & A. EL ADRAOUI (2024)



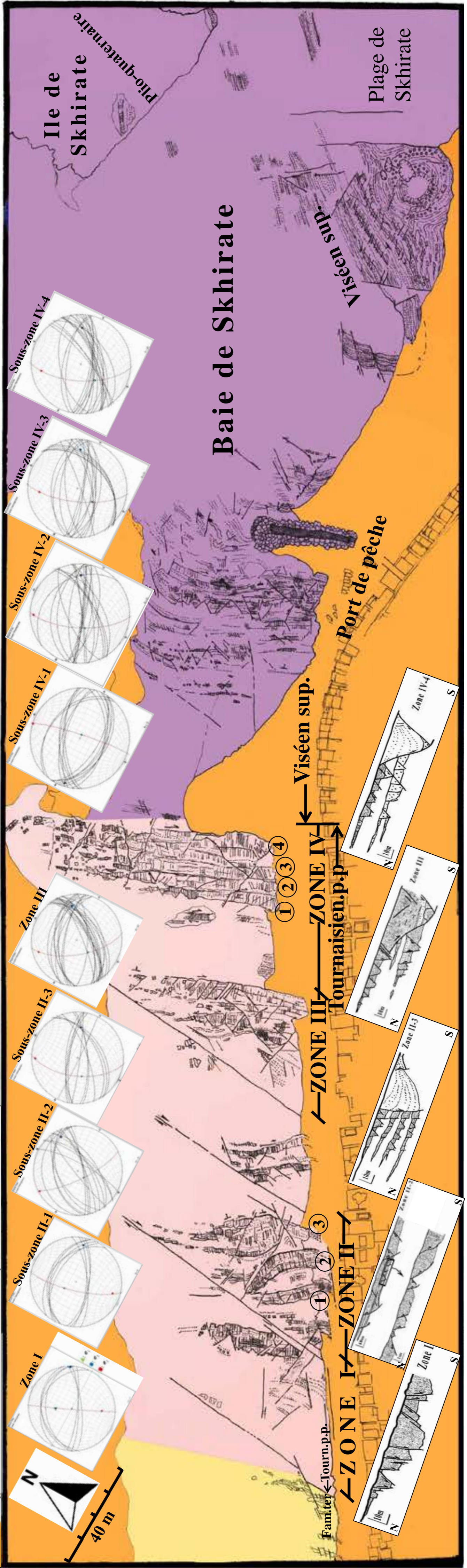
A-Carte structurale du secteur de Skhirate plé : Les roses en bleu : Distribution directionnelles des failles synsédimentaires dans les zones et sous zones du secteur ; La rose rouge ; cumulé des paléocourants (voir les flèches blanches sur la carte) ; B : colonne lithostratigraphique ; C : coupe géologique.

Zones	Faïsses principales	Freq. N°/km²	% N°/km²	Orientation des failles principales	Classement	K	Eigen value	Déclinaison
IV-4	N24°/330° N32°/330°	22	32	*	#1: N30°/450° #2: N27°/330°	2.138	S1°=113° S2°=141°	-4,8
IV-3	N31°/330° N31°/330°	31	31	*	#1: N32°/330° #2: N31°/330°	2.405	S1°=141° S2°=141°	-4,8
IV-2	N31°/330° N31°/330°	31	31	*	#1: N32°/330° #2: N31°/330°	2.406	S1°=141° S2°=141°	-4,2
IV-1	N31°/330° N31°/330°	18	44	*	#1: N31°/330° #2: N31°/330°	2.447	S1°=126° S2°=141°	-4,3
III	N31°/330° N31°/330°	20	63	*	#1: N31°/330° #2: N31°/330°	2.405	S1°=126° S2°=141°	-4,3
II-3	N31°/330° N31°/330°	12	62	*	#1: N31°/330° #2: N31°/330°	1.897	S1°=126° S2°=141°	-4,8
II-2	N31°/330° N31°/330°	18	62	*	#1: N31°/330° #2: N31°/330°	1.836	S1°=126° S2°=141°	-4,1
II-1	N31°/330° N31°/330°	9	48	*	#1: N31°/330° #2: N31°/330°	1.944	S1°=126° S2°=141°	-4,8
I	N31°/330° N31°/330°	7	20	*	#1: N31°/330° #2: N31°/330°	1.399	S1°=126° S2°=141°	-4,7

Tableau : Synthèse des données structurales sur la tectonique synsédimentaire du tournaisien p.p. dans le « Bassin de Skhirate » au nord du bassin de Benslimane.



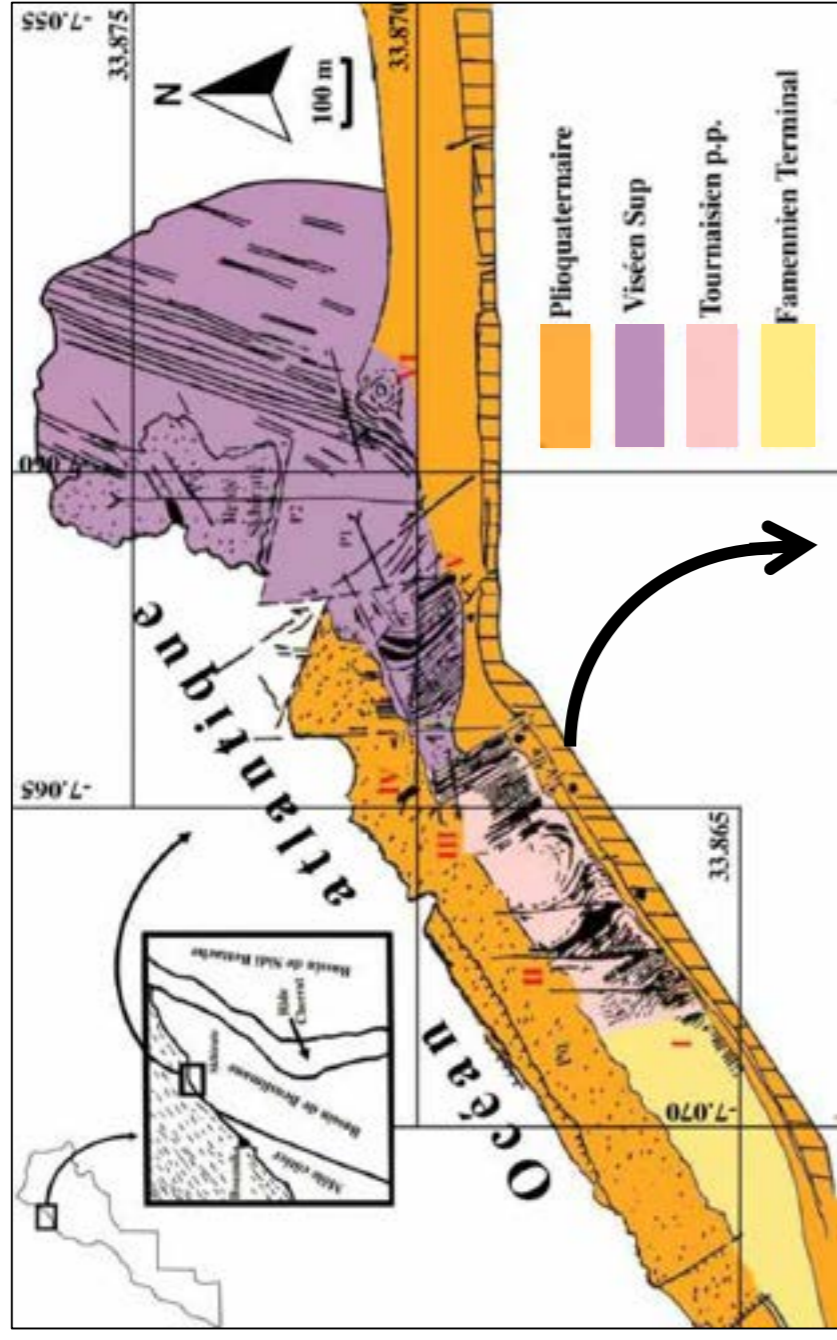
Reconstitution paléogéographique au Tournaisien p.p. des bassins en pull apart sur les accidents, EW dextres et NE-SW ; AT : Terrane d'Avallonia ; MT : Terrane de Meguma ; CCFZ : Cobérid-Chediburo Fault Zone ; MC : Môle côtière ; BRS : Bassin des Rebama septentrionales ; BRS : Bassin de Benslimane ; BSK : Bassin de Skhirate ; BSB : Bassin de Sidi Beutche ; MOR : Méséta orientale ; ZCMO : Zone de cisaillement de la Méséta occidentale ; WAC : craton ouest-africain ; ZONI : zone d'Ossa Morena ; ARKM : Armorica.



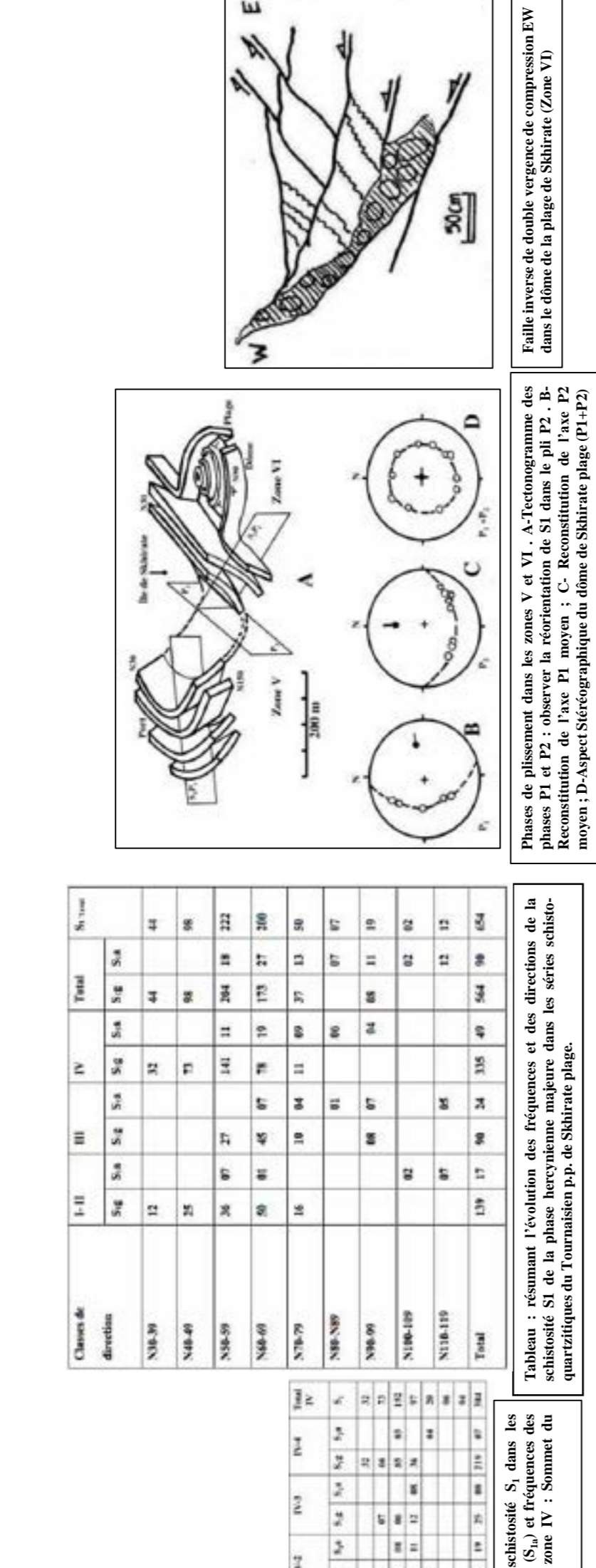
Représentation schématique de l'évolution de la tectonique synsédimentaire du "bassin de Skhirate" au Tournaisien p.p. sur la virgation de la zone de cisaillement de la méséta occidentale (ZCMO), SKH : Skhirate, Stade A : ouverture en extension du bassin de Benslimane et sa terminaison septentrionale (bassin de Skhirate), Stade B : stade d'ouverture à tendance transpressive par la mobilisation du ZCMO en dextre.

CARTE STRUCTURALE DES DEFORMATIONS HERCYNiennes DE SKHIRATE PLAGE

K. NASSRI & A. EL ADRAOUI (2024)



1/1000ème
Carte.h.t.2



Classes de direction	I-II		III		IV		Total	
	S _{1g}	S _{1a}	S _{2g}	S _{2a}	S _{3g}	S _{3a}	S _{4g}	S _{4a}
N10-30	12				32		44	
N40-60	25				73		98	
N50-59	36	97	27		141	11	204	222
N60-60	50	81	45	87	78	19	173	200
N70-79	16		10	84	11	69	37	13
N80-89					81	80	87	87
N90-99			68	87		64	68	11
N100-109			82				82	82
N110-119			87		85		12	12
Total	139	17	98	24	335	49	544	654

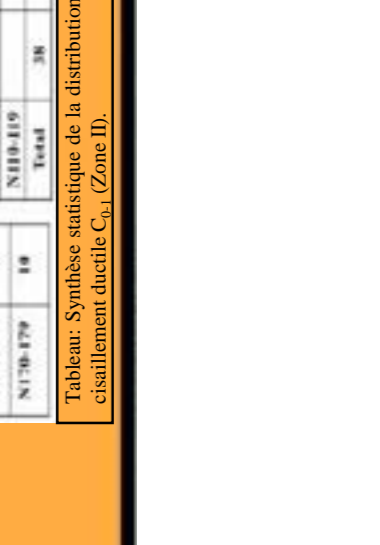
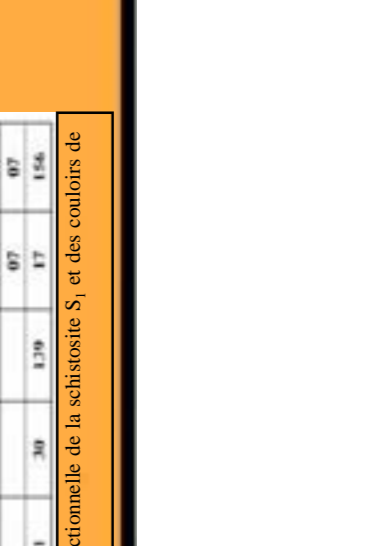
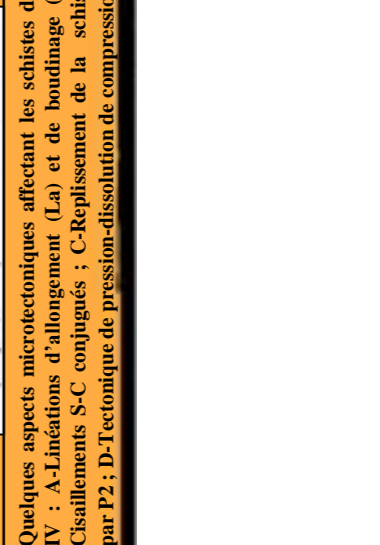
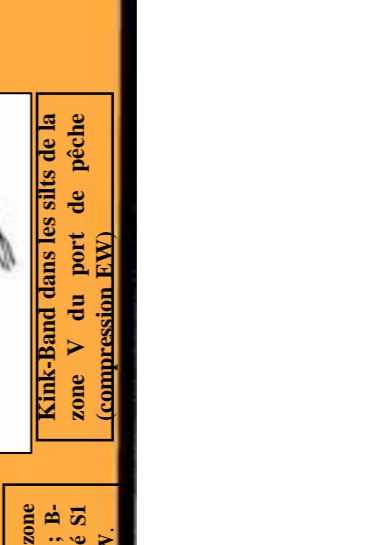
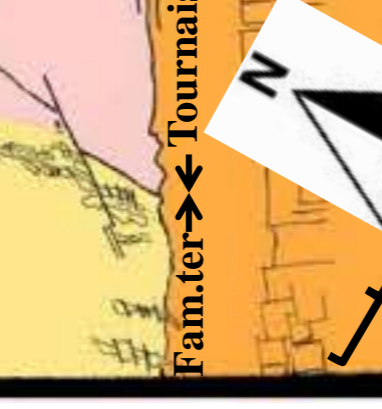
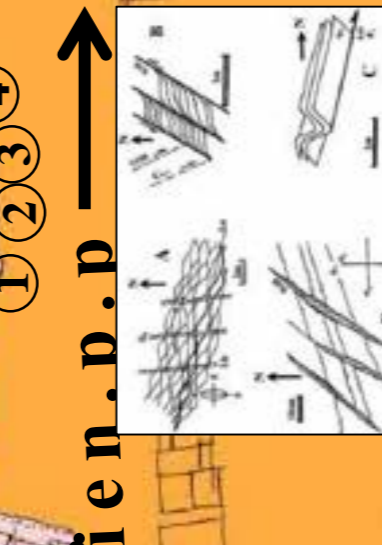
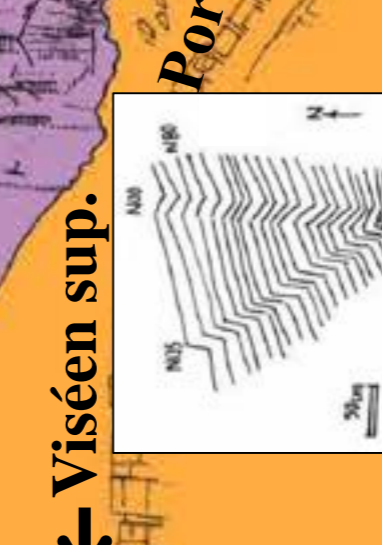
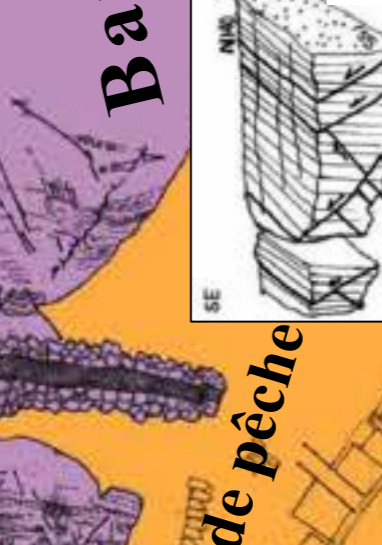
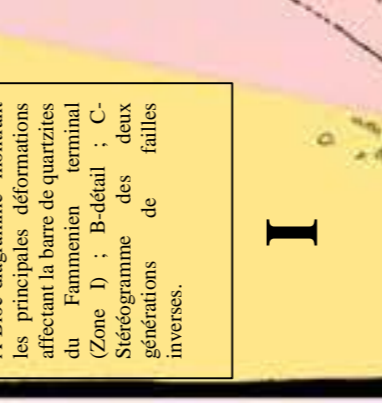
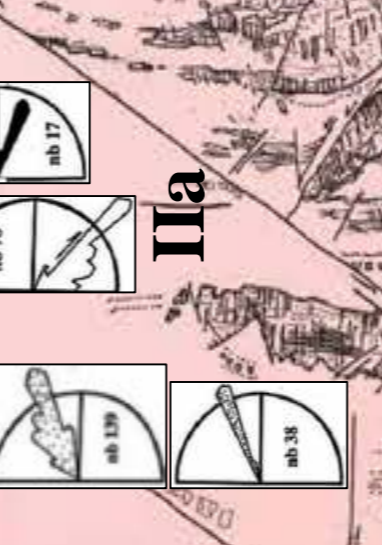
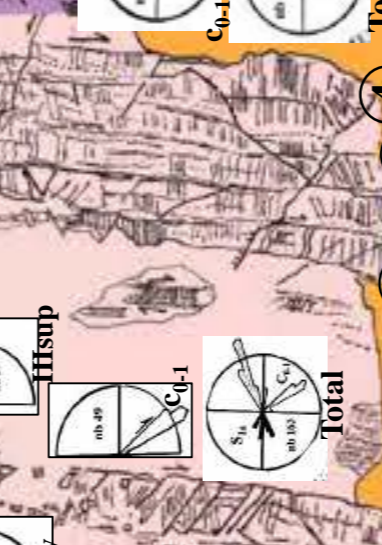
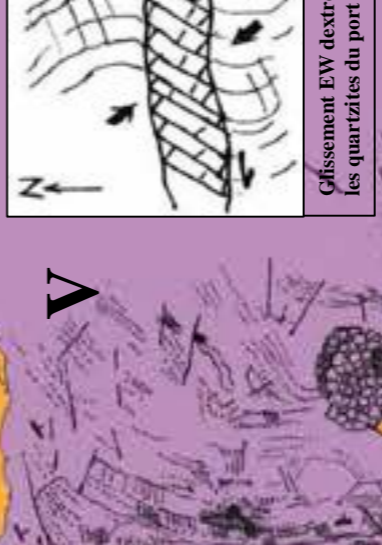
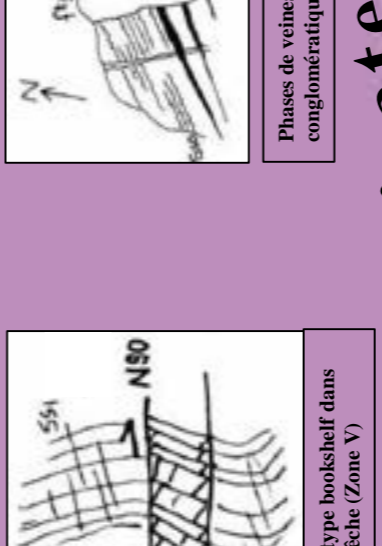
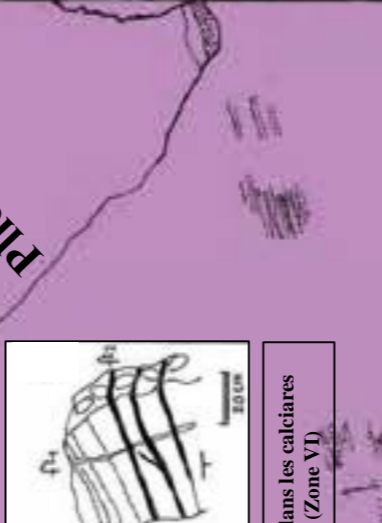
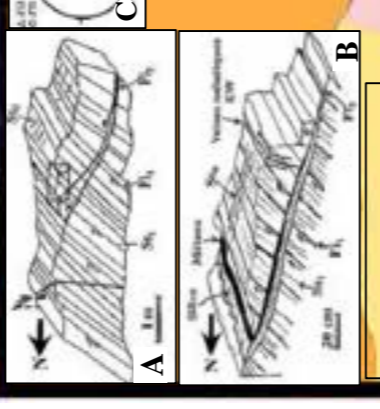
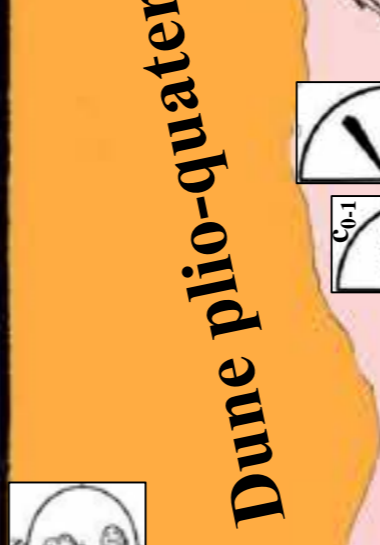
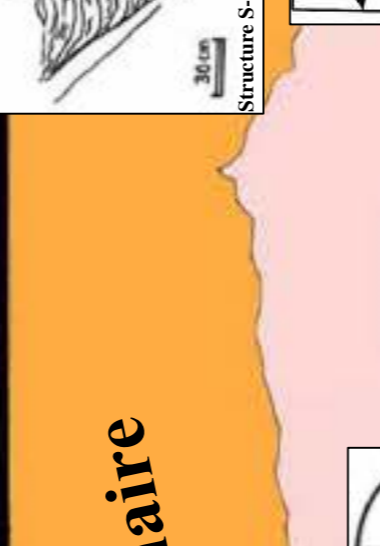
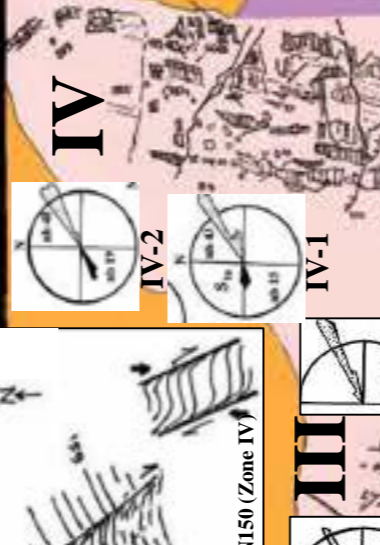
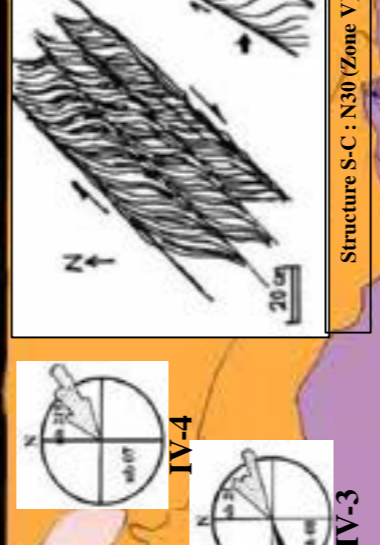
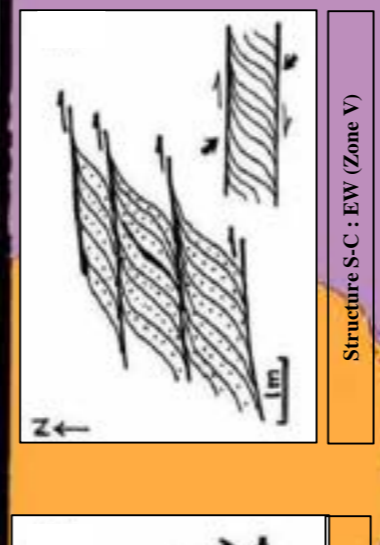
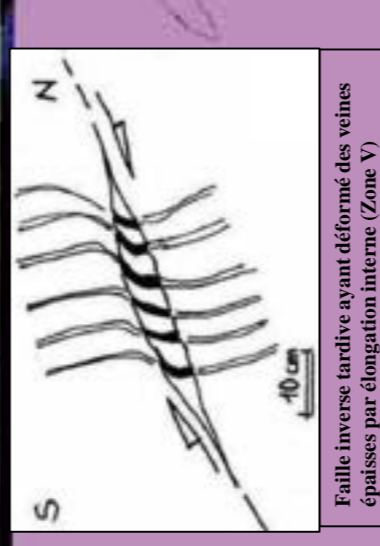
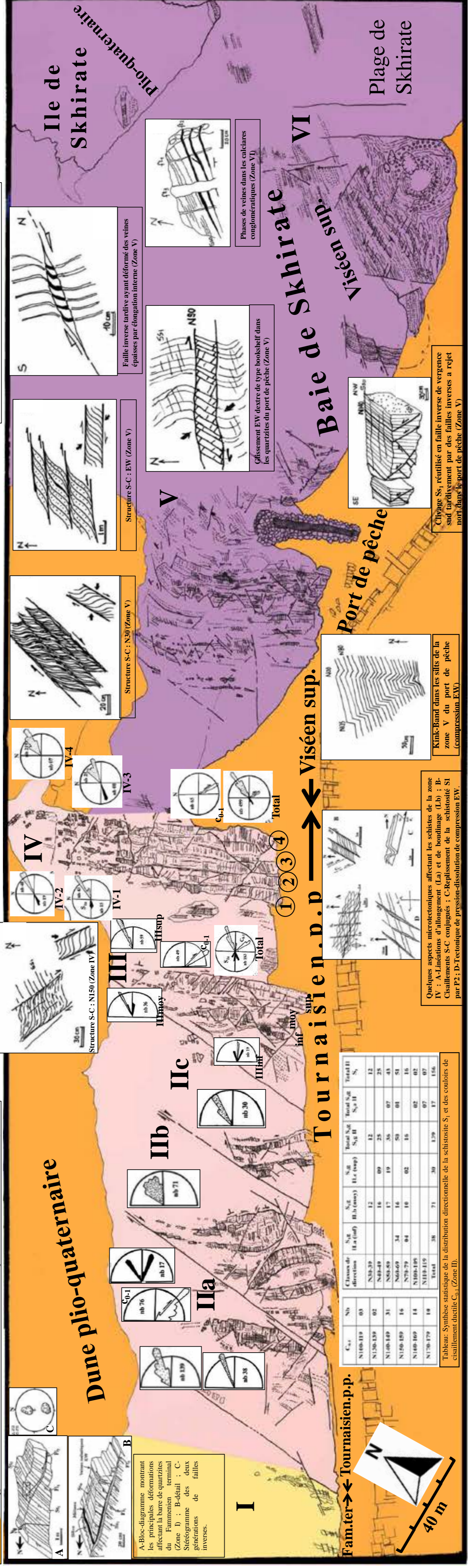
Tableau : résumant l'évolution des fréquences et des directions de la schistosité S₁ de la phase hercynienne majeure dans les séries schisto-quartzitiques du Tournaisien p.p. de Skhirate Plage.

Classes de direction	IV-1		IV-2		IV-3		IV-4		Total IV	
	S _{1g}	S _{1a}	S _{2g}	S _{2a}	S _{3g}	S _{3a}	S _{4g}	S _{4a}	S _{5g}	S _{5a}
N10-30							32		32	
N40-60					87		68		155	
N50-59	27		23	88	86	85	85	152	477	
N60-60	87		85	82	11	12	86	84	28	
N70-79			84						84	
N80-89			84		15	88	19	25	188	47
N90-99			43						43	
Total	114		212	185	106	102	186	171	874	184

Tableau : Distribution de la schistosité S₁ dans les quartzites (S_{1g}) et dans les siltites (S_{1a}) et fréquences des cisaillements dextre C₁₋₄ dans la zone IV : Sommet du Tournaisien p.p.

Classes de direction	III-1		III-2		III-3		III-4		Total III	
	S _{1g}	S _{1a}	S _{2g}	S _{2a}	S _{3g}	S _{3a}	S _{4g}	S _{4a}	S _{5g}	S _{5a}
N10-30										
N40-60										
N50-59	18		23	84					105	
N60-60	15		81	86	18				180	
N70-79			81						81	
N80-89			81						81	
N90-99			87						87	
N100-109			88						88	
N110-119			48		23	13	19		93	
Total	114		212	185	106	102	186	171	874	184

Tableau : Synthèse statistique des directions de la schistosité S₁ dans les grès (S_{1g}) et dans les argiles (S_{1a}) de la zone III.



A-Bloc-diagramme montrant les principales déformations affectant la barre de quartzites du Famennien terminal (Zone I) ; B-détail ; C- Stéréogramme des deux générations de failles inverses.

Quelques aspects microtectoniques affectant les schistes de la zone IV : A-Linéations d'allongement (L₁) et de boudinage (L₂) ; B-Cisaillements S-C conjugués ; C-Repillement de la schistosité S₁ par P₂ ; D-Tectonique de pression-dissolution de compression EW.

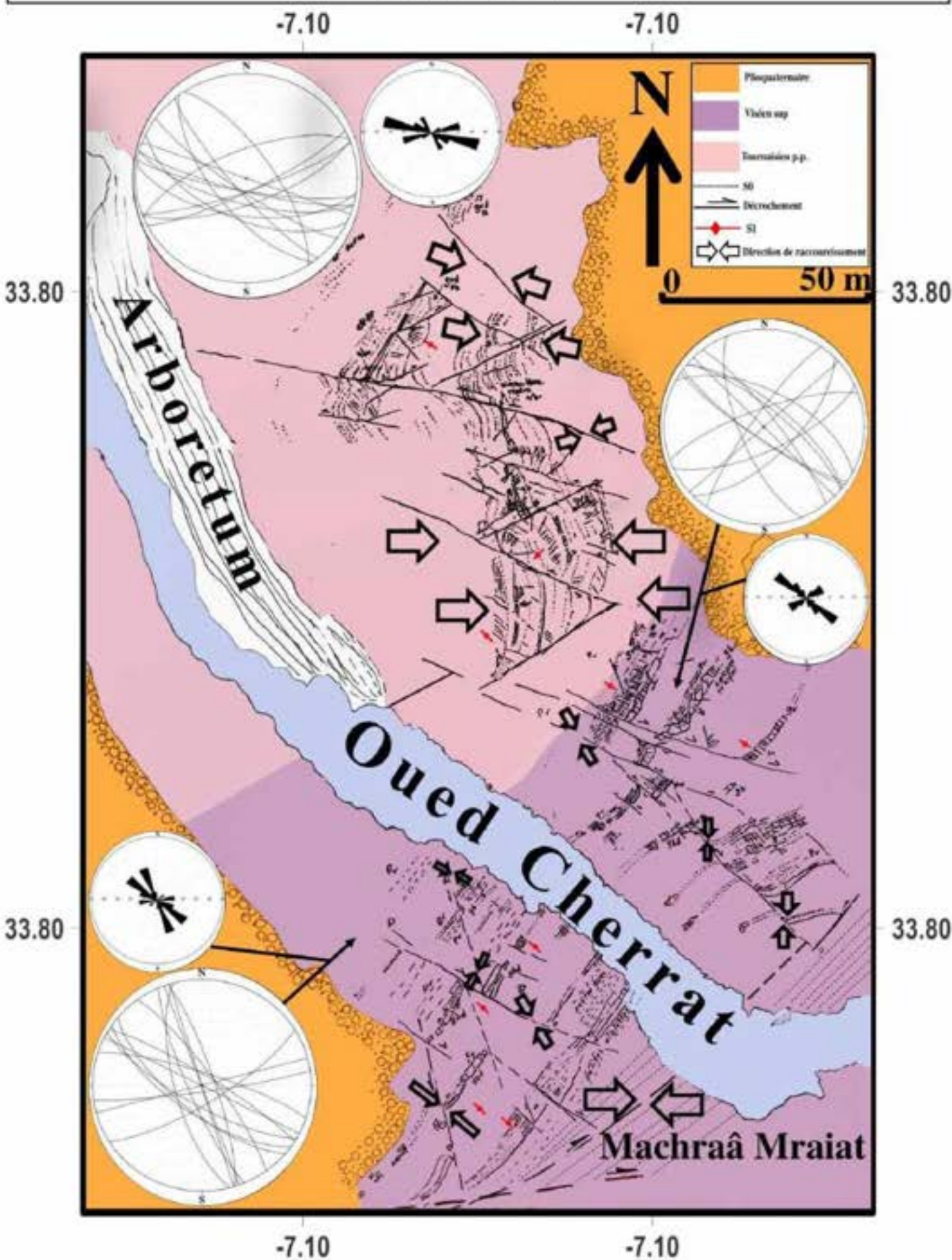
Kink-Band dans les siltites de la zone V du port de pêche (compression EW)

Chivage S₁ réutilisé en faille inverse de vergence sud tardivement par des failles inverses à rejet nord dans le port de pêche (Zone V)

Carte Structurale de la partie NW du Bassin de Benslimane à l'aval de l'Oued Cherrat entre la N1 et Machràâ Mraiat au 1/ 1000 ème

K.NASSRI & A.EL ADRAOUI (2024)

Carte.h.t.3



Résumé

L'analyse microstructurale des séries du Dévonien-carbonifère de la bande atlantique des bassins de Benslimane et Sidi Bettache a permis de mettre en évidence le calendrier tectonique précis des déformations hercyniennes de la Meseta marocaine.

Au Tournaisien, s'installe une tectonique synsédimentaire dont l'étude microtectonique montre une évolution de l'extension pure à une transtension par jeu dextre du ZCMO aboutissant à une possible ouverture pull-apart du bassin de Skhirate.

La phase hercynienne majeure S_1P_1 est à schistosité ardoisière et stylolithique N75 dont l'étude a permis d'établir l'enchaînement des déformations tardi-hercyniennes :

- 1- La contrainte σ_1 va subir une rotation horaire de 200° durant le cycle hercynien.
- 2- Durant cette rotation, intervient une alternance de tectoniques ductiles, semi-fragiles et fragiles, interprétée comme le résultat d'importants mouvements verticaux durant l'orogénèse. Après S_1P_1 , une compression NS fracturante laisse progressivement place à une phase ductile EW dont les axes P_2 sont cisailés en EW dextre lors d'une compression NW-SE. L'ensemble des transferts sera bloqué par une compression NS tardive.

Cependant, dans le bassin de Sidi Bettache, l'étude tectonophysique de Brachiopodes du Viséen supérieur en distorsion, a mis à jour une déformation rotationnelle de cisaillement simple dans des couloirs NS dextres tardifs.

Mots-clefs : Microtectonique, Cartographie structurale, Bassin de Benslimane, Brachiopodes déformés, Meseta NW.

Abstract

This study is a cartographic and microtectonic analysis of the upper Devonian-lower Carboniferous series which outcrop in the Atlantic strip formed by Benslimane (BBS) and Sidi Bettache (BSB) basins separated by Cherrat ridge (NW Meseta, Morocco). This made it possible to identify the precise tectonic calendar and strain mechanisms of the hercynian events. During Tournaisian p.p., synsedimentary tectonics set in Benslimane furrow, following closure of the Rheic ocean. Microtectonic analysis of those extensive faults highlight a progressive evolution from pure extension (NW-SE) to a transtension (σ_1 : NE-SW) following the dextral movement on the WMSZ (West Meseta Shear Zone) which lead to digging and filling of the Skhirate's transverse basin. A broad comparison with Alleghanian and Variscan domains results in the lower Carboniferous's paleogeographic pattern. The major hercynian phase (N160) generated elived fold S_1P_1 : N75 (slaty and stylolitic). Microtectonic, cartographic and statistic analysis of S_1P_1 distribution wade it possible to find the subsequent sequence of ductile (NS S_2P_2), semi-brittle and brittle phases:

- 1- The shortening axis undergo a clockwise rotation of 200° from Namuro-Westphalian (160) to the late Permian phases (NS).
- 2- During this rotation, rocks suffred from alternating ductile, semi-brittle and brittle tectonics which indicate important vertical movements (uplift and burial).

At least, micro-tectonic analysis of Sidi Bettache basin's series highlight mainly NS structures who attest the importance of EW shortening (S_2P_2). At last, distorted Brachiopodos newly discovered in Val d'Or beach, allowed to carry out in the Atlantic strip of Val d'Or, permit to carry out a tectometric essay which demonstrates a rotational strain of simple shear into NS dextral corridors.

Keywords : Microtectonic, Structural mapping, Benslimane Basin, Distorted Brachiopods, NW Meseta.