

Bennacer Moussaid

Applications de techniques magnétiques (paléomagnétisme et anisotropie de la susceptibilité magnétique) à l'analyse de l'évolution tectonique des bassins sédimentaires du Haut Atlas Central (Maroc)

Director/es

Villalaín Santamaría, Juan José
Casas Sainz, Antonio
El Ouardi, Hmidou

<http://zaguan.unizar.es/collection/Testis>

© Universidad de Zaragoza
Servicio de Publicaciones



ISSN 2254-7606

Tesis Doctoral

APPLICATIONS DE TECHNIQUES MAGNÉTIQUES (PALÉOMAGNETISME ET ANISOTROPIE DE LA SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE) À L'ANALYSE DE L'ÉVOLUTION TECTONIQUE DES BASSINS SÉDIMENTAIRES DU HAUT ATLAS CENTRAL (MAROC)

Autor

Bennacer Moussaid

Director/es

Villalaín Santamaría, Juan José
Casas Sainz, Antonio
El Ouardi, Hmidou

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA
Escuela de Doctorado

Programa de Doctorado en Geología

2019

Departamento de Ciencias de la Tierra
Universidad de Zaragoza



Applications de techniques magnétiques
(paléomagnétisme et anisotropie de la susceptibilité magnétique) à l'analyse de l'évolution tectonique des bassins sédimentaires du Haut Atlas Central (Maroc).

Bennacer MOUSSAID

Memoria presentada para la obtención del título de
Doctor en Geología bajo la dirección de :

Antonio Casas (Universidad de Zaragoza)
Juan José Villalaín (Universidad de Burgos)
Hmidou El Ouardi (Universidad Mulay Ismail,
Meknès)

Resumen	9
Résumé	10
Chapitre 1	16
I. Anisotropie de la susceptibilité magnétique.....	17
Susceptibilité magnétique	17
L'anisotropie de la susceptibilité magnétique.....	17
II. Différents comportements magnétiques des principaux minéraux	9
1. Comportement diamagnétique.....	20
2. Comportement paramagnétique	21
3. Comportement ferromagnétique.....	22
4. Les principales phases ferromagnétiques.....	23
III. La fabrique magnétique et la pétrofabrique.....	30
IV. Le paléomagnétisme.....	33
1) généralités	33
2) Notion de domaine magnétique et théorie de Néel.....	34
2.1. Domaine magnétique	
2.2. Théorie de Néel	
3) Notion de rémanence et mécanismes de son acquisition.....	37
3.1.Aimantation thermorémanente (ATR ou TRM).....	38
3.2.Aimantation thermorémanente partielle (PTRM ou ATRp).....	38
3.3.Aimantation rémanente isotherme (IRM ou ARI)	39
3.4. Aimantation rémanente chimique ou de cristallisation (CRM ou ARC).....	39
3.5. Aimantation rémanente visqueuse (ARV ou VRM)	40
3.6.Aimantation rémanente détritique ou de dépôt (ARD ou DRM).....	41
Chapitre 2	43
I. Situation Géologique et Géographique de la zone	44
1. Les provinces géologiques du Maroc.....	44
1-1: La Province Saharienne.....	44
1-2 Anti-atlas	45

1-3 Les chaînes atlasiques (Alpines)	45
1-4 Le Domaine Mesetien.....	45
1-5 Rif	46
2. Situation Géographique et subdivision géologique du Haut Atlas	47
2.1 Haut atlas atlantique	48
2.2 Massif ancien ou Haut atlas de Marrakech.....	49
2.3 Haut Atlas Central.....	49
2.4 Haut Atlas Oriental.....	50
II. Les étapes géodynamiques principales et implications sur le haut atlas marocain.....	50
1. Rifting atlantique et atlasique : du trias Supérieur au début Lias.....	50
2. Avortement du rift et instauration d'une PFC : Du lias inférieur-Lias moyen	51
3. Dislocation de la PFC et individualisation des bassins du Lias supérieur début Dogger (180Ma)	51
4. Passage à un régime compressif (Transpressif) Phase Bajocien- callovien ..	52
5. Crétacé	53
6. Phase d'inversion cénozoïque.....	55
III.Géologie du Haut Atlas.....	59
1.Cadre lithostratigraphique	59
1.1 Trias	60
1.2 Les séries jurassiques	62
1.3. Les couches rouges <i>du dogger au Barrémien</i>	64
1.4 les couches sans stricte	66
1.5. Les formations crétacées	68
1.6. Les dépôts post-Turoniens.....	70
2. Les déformations atlasiques	70

Chapitre3 76

I – La prise des échantillons.....	77
1. Perforation	77
2. Orientation des échantillons	79

3. Localisation et choix des sites d'échantillonnages.....	81
3.1 : dans les bassins triasiques	81
3.2 : Dans la partie centrale du Haut Atlas.....	82
3.3 : Dans le synclinal d' Aït Attab	83
3.4 : Dans le synclinal de Ouaouizaght	84
3.5 : Dans le bassin de Taguelft	85
II.Mesures et techniques utilisées.....	87
1. Mesures de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM)	87
1.1 ASM à température ambiante	87
1.2 ASM à basse température.....	88
1.3 Anisotropie de l'aimantation rémanent anhystérétique (AARM).....	89
2. Les mesures de l'aimantation rémanente naturelle (NRM).....	90
2.1 Désaimantation thermique	90
2.2.Désaimantation par champs alternatif (AF=alternating-field).....	93
2-3 Traitement statistique des résultats paléomagnétiques	94
2.-4 : Les données in situ et après corrections tectoniques.....	97
2.5. Les tests de plis	97
2.6. Méthode « Small circle intersection » (SCI).....	102
III. Techniques de détermination de la minéralogie magnétique	103
1. Courbes K-T.....	103
2. L'acquisition de l'IRM	105
3. La désaimantation thermique de l' IRM à 3 axes.	107
4. Les expériences de la balance de translation du champ magnétique variable	109
4.1. Courbes thermomagnétiques :.....	109
4.2. Cycle d'hystérésis.....	110
4.3. Back field.....	112

Chapitre 4

I. Introduction	114
II.Trias	114
1.Résultats ASM.....	114
2.Minéralogie magnétique	117
3.Fabrique magnétique et déformation.....	118

3.1les différents types de fabriques magnétiques des roches triasiques	
3.2L'âge de la fabrique magnétique	
3.3Interprétation structurale de la fabrique magnétique des roches triasiques	
III.Lias et Dogger carbonatés.....	124
1. Résultats ASM.....	125
2. minéralogie magnétique.....	131
3. Fabrique magnétique	134
3.1. Différents types de fabrique	
3.2. Âge de la fabrique magnétique	
3.3. Interprétation structurale de la fabrique magnétique	
IV.Couches rouges du Bathonien au Barrémien.....	158
1. résultats ASM.....	158
2. minéralogie magnétique.....	163
3. Fabrique magnétique	163
3.1 Différents types de fabrique	
3.2 Âge de la fabrique magnétique	
V.Couches marnocalcaires de l'Aaptien et couches rouges de l'Albo-Cénomanien.....	171
1. Résultats ASM des carbonates.....	171
2. Fabrique magnétique des carbonates.....	172
3. Résultats ASM des couches rouges.....	175
4. Fabrique magnétique.....	177
VII.Interprétation de la fabrique magnétique des couches du Bathonien-Crétacé.....	178
1. Bathonien	179
2. Jurassique supérieur-Barrémien.....	182
3. Aptien et Albo-cénomanien.....	185
4. Les fabriques anormales dans le Haut Atlas	186
5. Linéation magnétique et structures tectoniques dans le Haut Atlas Central...191	
Chapitre 5	193

I. Origine de la géométrie courbe d'Ait attab.....	194
1. Introduction.....	194
2. Résultats	195
3. Minéralogie magnétique.....	199
4. Analyse directionnelle.....	203
5. Age de la ré-aimantation et du plissement du synclinal de Aït Attab.....	207
5.1. L'âge de la réaimantation dans le synclinal d'Aït Attab	
5.2 Age du plissement dans le synclinal d'Aït Attab	
6. Géométrie courbe du synclinal d'Aït Attab	211
6.1. Les virgations axiales dans le Haut Atlas	
6.2. Approche paléomagnétique et Test d'oroclinal bending	
6.3. Classifications des chaînes arquées	
6.4. L'origine de la géométrie courbée du synclinal de Aït Attab	
6.5. Conclusions partielles sur les données paléomagnétiques et leurs avec la géométrie du synclinal de Aït Attab	
II- reconstitution des paléo-géométries des rides et des dépocentres ..	226
1. Introduction.....	226
2. Minéralogie magnétique.....	229
3. Résultats NRM.....	233
4. Analyse directionnelle.....	236
4.1. Comparaison des directions paléomagnétiques des sites des deux groupes	
4.2. Détermination de la direction de reaimantation	
4.3. L'âge de l'événement de réaimantation dans la zone de Taguelft.....	
5. Implication pour l'évolution structurale du synclinal de Taguelft.....	240
III. Plissement anté-inversion dans le Haut Atlas	249
1.Dans la bordure nord.....	250
2.Dans la zone centrale.....	253
3.Âges de ces structures et leurs origines probables.....	256
<i>Conclusions générales.....</i>	260
<i>Conclusion generale.....</i>	265
<i>Références bibliographiques.....</i>	269

Resumen

En este trabajo se utilizan el paleomagnetismo y el análisis de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM), así como datos de geología estructural para reconstruir la evolución tectónica de las series sedimentarias que rellenan las distintas subcuenca de la cuenca atlásica. Para ello, se han tomado muestras en un gran número de estaciones en las cuencas triásicas, de la parte axial de la cadena del Alto Atlas, así como en las cuencas terrígenas del Bathoniense-Cretácico inferior. Las muestras cubren distintos tipos litológicos que marcan la evolución de las cuencas, desde las capas rojas del Triásico, que registran el estadio de rifting atlásico y próximas al margen africano ligadas también a la evolución del Océano Atlántico, las series de calizas y margocalizas del Jurásico, que representan el estadio cuencal principal ligado a la extensión, y finalmente las capas arcillosas de las cuencas terrígenas del Bathoniense-Cretácico inferior, que marcan el último estadio de colmatación de la cuenca antes de la inversión cenozoica. La técnica de la ASM es muy sensible a los cambios en los campos de esfuerzo/deformación y puede aclarar la evolución tectónica durante algunas etapas en las cuales no existen marcadores estructurales a escala mesoscópica dentro de las rocas sedimentarias. La posibilidad de su aplicación en muestras tomadas a lo largo de toda la extensión de las cuencas y cubriendo gran parte de ellas, además de poder obtener datos en lugares alejados de zonas de perturbación ligadas a fallas hace de esta técnica una herramienta de gran relevancia estos contextos. La lineación magnética E-W obtenida en el corredor triásico de Argana permite eliminar el efecto de las grandes fallas de dirección E-W que lo limitan, y confirma el control de la subsidencia tectónica a partir de grandes fallas de dirección N-S, relacionando la apertura de este corredor con el rifting atlántico, que demuestra su influencia en todo el sector occidental del Atlas. Las cuencas triásicas del Alto Atlas de Marrakech muestran una lineación NW-SE compatible con la extensión, durante el periodo de rifting atlásico, de estas cuencas, ligadas esencialmente a fallas de dirección NE-SW, lejos de la influencia del rifting atlántico. La misma dirección de extensión NW-SE aparece generalizada en el Alto Atlas Central entre el Lías y el Bajociense, como lo indican las lineaciones magnéticas NW-SE y las fallas normales NE-SW medidas en el conjunto de la serie Jurásica. Se observa un cambio de la dirección de las lineaciones magnéticas hacia las series del Bathoniense y el Albiense-Cenomaniense, con una dirección media ENE-WSW a E-W. Las lineaciones compresivas alpinas se encuentran en las crestas anticlinales y en las zonas de margen de las cuencas continentales, cerca de las grandes fallas que muestran desarrollo de esquistosidad durante la etapa de inversión cenozoica. Los estudios paleomagnéticos revelan una remagnetización regional cretácica que afecta a las series estudiadas en los sinclinales de Aït Attab y de Taguelft. Esta magnetización secundaria, que ha podido ser datada en 95 Ma se caracteriza por ser anterior al plegamiento en el sinclinal de Aït Attab y contemporánea del mismo en el sinclinal de Taguelft. Esto pone en evidencia una estructuración en cuenca sinclinal en la región de Taguelft antes de la inversión tectónica alpina. Los resultados obtenidos en el sinclinal de Aït Attab muestra que la geometría curvada de este sinclinal es primaria y no resulta de un « *oroclinal bending* » posterior.

Palabras clave : ASM, paleomagnetismo, remagnetización, reconstrucciones geométricas, evolución tectónica, Alto Atlas marroquí

Résumé

Ce travail vise à exploiter l'apport du paléomagnétisme et de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique et des données de la géologie structurale classique, des séries de remplissage du bassin atlasique afin de reconstruire leur évolution tectonique. A cet égard, un grand nombre de sites d'échantillonnage a été pris dans les bassins triasiques, dans la partie axiale de la chaîne ainsi que dans les bassins terrigènes du Bathonien –Crétacé inférieur. Les échantillons ont été pris dans les différents faciès marquant l'évolution tectono-sédimentaire du bassin atlasique, allant des couches rouges argileuses du Trias, marquant le stade rifitng atlasique et atlantique au voisinage de la marge africaine, les séries calcaires et marno-calcaires du Jurassique, matérialisant le stade bassin et un épisode extension, et enfin les couches argileuses terrigènes du Bathonien-Crétacé inférieur, marquant le stade ultime du remplissage du bassin avant l'inversion cénozoïque. Le recours de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique, comme méthode tectonophysique très sensible au changement du champ de contraintes, peut apporter des éclaircissements sur le régime de certaines périodes dont les séries sont caractérisées par l'absence de marqueurs mésoscopiques. La possibilité de son application sur des échantillons pris sur de grandes étendues couvrant tous les bassin étudiés, peut fournir également une idée globale sur le champ de contraintes dans toute la zone loin de toute influence des changements locaux de la contrainte observés au voisinage de certaines structures tectoniques. La linéation magnétique E-W obtenue dans le couloir triasique d'Argana exclue le contrôle des grande failles E-W qui délimitent ce dernier, et confirme le contrôle de la subsidence tectonique par les failles N-S, reliant ainsi l'ouverture de ce couloir au rifting atlantique dont l'influence n'est pas limitée à la partie Ouest mais elle est généralisé dans tout le couloir. Les bassins triasiques du Haut Atlas de Marrakech, montrent une linéation NW-SE compatible avec l'extension, au cours du rifting atlsique, de ses bassins guidée essentiellement pas les failles NE-SW, loin de l'influence du rifting atlantique. La même direction de l'extension NW-SE est généralisée dans le Haut Atlas Central entre le Lias et le Bajocien, comme l'indiquent les linéations magnétiques NW-SE et les failles normales NE-SW mesurés dans l'ensemble des séries de ce dernier. Un changement de la direction des linéations magnétiques est observé dans les séries du Bathonien jusqu'à l'Albien-Cénomanien avec une direction moyenne ENE-WSW à E-W. Les linéations compressives alpines se sont rencontrées dans les ridges anticlinales et les bordures des bassins continentaux, près des grandes failles et indiquent un développement de la schistosité observée dans la zone centrale du Haut Atlas durant la phase d'inversion cénozoïque . Les études paléomagnétiques révèlent une ré-aimanation régionale crétacée qui affecte les séries étudiées dans le synclinal d'Aït Attab et de Taguelft. Cette aimantation secondaire qui date de 95Ma est anté-plissement dans le synclinal d'Aït Attab et syn-plissement à Taguelft mettant en évidence une structuration en syncline-bassin de la région de Taguelft avant l'inversion tectonique alpine. Les

résultats obtenus à Aït Attab montrent que la géométrie courbée de ce synclinal est primaire et ne résulte pas d'une distorsion subséquente.

Mots-clés : *ASM, Paléomagnétisme, ré-aimantation, reconstructions géométriques, évolution tectonique, Haut Atlas marocain.*

1. Introduction générale et objectifs

Les outils magnétiques d'études des roches, Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM) et le paléomagnétisme, sont devenus largement utilisés dans les roches sédimentaires afin de résoudre des problèmes géologie structurale dans les bassins sédimentaires inversés.

Depuis longtemps, l'évolution du bassin atlasique et les interprétations de ses structures actuelles et héritées sont divergentes. La présence de structures typiques d'un régime compressif contemporaines avec l'ouverture et le remplissage du bassin atlasique, est l'une des question qui sont largement débattues, en absence d'indicateurs mésoscopiques tranchants sur le régime qui régnait pendant certains époques de l'évolution du bassin atlasique.

Après un certain nombre de travaux pilotes, à la fois sur l'ASM et sur le paléomagnétisme, dans le Haut Atlas, essentiellement dans les séries calcaires, nous avons investi l'ensemble des séries couvrant la période de rifting Triasique jusqu'au comblement du bassin. Les séries argileuses (et parfois gréseuses) du Trias portent des indicateurs structuraux permettant de bien utiliser les résultats ASM. Dans les séries marines datant l'intervalle Lias-Bajocien, certains épisodes montrent des marqueurs d'ouverture du bassin atlasique, facilitant également de bien exploiter les résultats de la fabrique magnétique obtenus dans cet intervalle. Pour le reste de la série de remplissage du bassin, un grand nombre de sites a été pris dans trois synclinaux dans les couches rouges continentales jurassico-crétacées. Ces couches terrigènes représentent l'une des clés de la compréhension du régime tectonique d'une période critique puisqu'elles s'étendent sur l'intervalle Bathonien-Crétacé inférieur. Période qui coïncide avec un changement brutal dans les conditions paléogéographiques dans le bassin atlasique, marquée par le passage d'un régime sédimentaire marin à des environnements continentaux. Cette époque enregistre également (pour certains auteurs) les indices des premiers événements compressifs dans la chaîne atlasique, phase atlasique ou fini-jurassique.

La fabrique magnétique et la pétrofabrique sont caractérisées par une relation de coaxialité entre l'ellipsoïde de la susceptibilité magnétique et l'ellipsoïde de déformation et aussi appuyée par la forte sensibilité de l'ASM comme méthode tectonophysique aux variations du champ de contraintes. Cette méthode peut fournir des informations précises sur le changement des directions des contraintes même en absence de marqueurs structuraux visibles à l'œil nu. Son apport dans le Haut Atlas et de grande importance dans l'étude des

variations du champ de contraintes durant l'évolution des bassins atlasiques, et ça grâce à la possibilité de son application sur les séries en affleurements de façon continue indépendamment de la présence de structures syn-sédimentaires indicatrices du régime tectonique. Vu sa forte sensibilité aux variations du champ de déformation et du régime tectonique, cette méthode peut nous aider à déterminer l'orientation de la pétrofabrique dans les périodes marquées par une faible activité tectonique ou par des séries où il est difficile de les structures synsédimentaires sont difficiles à trouver. L'adoption de l'analyse structurale classique toute seule dans le but de suivre l'évolution du champ de contraintes durant l'histoire du bassin atlasique présente de nombreux handicaps que ce soit à petite échelle ou à la grande échelle. A grande échelle, il est difficile de réaliser un travail de terrain, détaillé, d'analyse des structures sur toute la chaîne même en présence de séries montrant des indicateurs synsédimentaires sur le régime tectonique. D'un autre côté, les travaux à petite échelle peuvent fournir des informations locales, dont les contraintes peuvent être influencées par les perturbations locales du champ de contraintes aux voisinages des grands accidents.

Les formations prises dans les séries atlasiques sont dans la plus part des cas fortement riches en argiles (argiles et marnes), qui représentent un matériel de choix pour les études de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique, portée dans ce cas par des phyllosilicates (dans le cas de fabriques paramagnétiques) ou par l'hématite (dans le cas de fabriques ferromagnétiques, très répandue dans les argiles rouges). Ces formations sont en général très faiblement déformées au cœur des synclinaux de la bordure nord du Haut Atlas central, et donc sont plus adéquates de conserver la fabrique primaire non affectée par la déformation alpine, et par conséquent elles peuvent fournir des informations précieuses sur l'ellipsoïde de déformation lors du stade de la diagenèse.

Dans ce travail qui vise à réviser et rétablir l'évolution du champ de contraintes et de déformation au cours de celle du bassin atlasique, l'intérêt du recours au paléomagnétisme réside dans son apport à résoudre de nombreux problèmes de géologie structurale. Le paléomagnétisme offre une référence externe (le champ magnétique terrestre) permettant d'étudier les mouvements de la croûte terrestre et donc cette technique reste un outil de précision à la mise en évidence des rotations d'axes verticaux dans les chaînes de montagnes liées aux différents contextes géotectoniques. L'analyse des données paléomagnétiques est également utilisée pour la quantification des ampleurs de ces rotations autour des axes verticaux et fournie donc une clé pour l'examen des différents modèles expliquant ces dernières que ce soit à l'échelle des blocs à l'intérieur d'un orogène ou à l'échelle de toute la chaîne, comme dans le cas des chaînes courbes . Dans le Haut Atlas Central, l'étude des

rotations d'axes verticaux que ce soit à l'échelle des blocs structuraux où au niveau des grandes structures arquées peut fournir des clés précieuses à la compréhension du mode de déformation et des conditions de formation de ce genre de structures.

En plus de la quantification des rotations autour d'axes verticaux le paléomagnétisme est devenu également un outil de quantification des rotations autour d'axes horizontaux à partir des directions d'une réaimantation syntectonique régionale. Dans les travaux de Villalaín et al. (2003, 2015), ces auteurs développent une méthode de quantifier les pendages au moments de la ré-aimantation et de reconstruire les paléogéométries extensive des bassin sédimentaires avant leurs inversion tectonique. Dans le Haut Atlas, les travaux pilotes réalisés entre 2009 et 2014 révèlent la présence d'un événement de réaimantation syntectonique antérieur à l'inversion cénozoïque, dans les séries jurassico-crétacées de ce bassin. L'utilisation du paléomagnétisme dans le Haut Atlas Central, à des fins de reconstruire sa paléogéométrie avant l'inversion tectonique, peut aider à quantifier les torsions des séries sédimentaires au niveau des rides ainsi que loin de ces dernières dans les dépocentres, dans le but de déterminer et de comprendre le processus de structuration antérieure à l'inversion, pendant le stade bassin de la région du Haut Atlas Central. Les données de géologie de terrains et les résultats de paléomagnétisme et de l'ASM ont apporté beaucoup d'éclaircissements sur l'évolution du bassin atlasique.

Une étude des structures tectoniques dans l'ensemble du bassin atlasiques, que ce soit dans les rides anticlinales où dans les synclinaux et les bassins triasiques a été réalisé dans le but (objectif général) de bien contraindre l'évolution du bassin et de comprendre les mécanismes derrière le développement de certaines structures synsédimentaires au cours du stade bassin. En plus, les objectifs spécifiques sont détaillés comme suit :

- Déterminer le régime de déformation pendant les étapes de rifting Triasique et Jurassique dans le Haut Atlas Centrale en utilisant l'ASM et mettre en relation cette déformation avec les structures syn-sédimentaires contemporaines de la formation des bassins.
- Déterminer l'origine de la géométrie courbe du synclinal de Aït Attab à partir des données paléomagnétiques.
- Reconstruire la géometrie des bassins au stade pre-reaimantation (100 Ma) et faire le lien entre cette géométrie et les résultats dérivés de l'étude de la déformation des bassins par l'ASM
- Du point de vue méthodologique, établir une comparaison entre les résultats de la fabrique magnétique et le paléomagnetisme dans différents types de roches, voir calcaires

marines et faciès rouges continentaux, qui impliquent différentes portrices (magnétite et hématite, respectivement)

- Intégrer les données obtenues dans le cadre géodynamique du Haut Atlas pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque

Ce mémoire résumant les étapes de réalisation de ce projet de recherche, commence par une synthèse des principes de base des méthodes utilisées et des données géologiques des zones étudiées, ainsi qu'une description détaillée des sites pris dans les différentes localités et les méthodes de traitement au laboratoire et d'analyse des résultats bruts qui ont été réalisés affin d'aboutir aux résultats exploitable en terme de signification structurale. Les deux derniers volets portent sur les résultats obtenus et leurs confrontations avec les modèles cités dans la littérature en finissant par la proposition de nouvelles hypothèses alternatives ou par appuyer certaines qui ont été déjà proposées par nos prédecesseurs.

Chapitre 1: Principes théoriques des méthodes, ASM et paléomagnétisme

En se basant sur des approches multidisciplinaires dans ce travail de recherche où les méthodes magnétiques ont été couplées aux données de géologie de terrain dans le but de comprendre l'évolution structurale du domaine atlasique. La fiabilité des résultats nécessite également la réalisation d'un ensemble de traitement sur les roches étudiées, surtout pour contrôler les différentes magnétiques contenues dans les roches en question. Ce volet de thèse sera donc consacré à l'introduction de ces méthodes en donnant un aperçu sur leurs fondements théoriques ainsi que leurs apports scientifiques à l'étude de cette zone.

I.Anisotropie de la susceptibilité magnétique

1. Susceptibilité magnétique

C'est une propriété intrinsèque des matériaux qui implique en notre cas la mesure de la tendance naturelle des roches à s'aimanter en présence d'un champ magnétique induit, c'est donc le paramètre représentant la capacité d'une roche à acquérir une aimantation induite (M) lorsque elle est exposée à un champ magnétique (H). Elle est exprimée par le facteur (k) dans la formule: $M = k \cdot H$.

2. L'anisotropie de la susceptibilité magnétique

La variation spatiale de la magnitude de la susceptibilité magnétique obtenue par l'application d'un champ magnétique suivant différentes orientations correspond à l'anisotropie de la susceptibilité magnétique. Elle est décrite par un tenseur de deuxième ordre (Nye, 1957), ce tenseur (K_{ij}) relie l'intensité du champ magnétique appliqué à l'aimantation induite $M_i = K_{ij} \cdot H_j$. Il est représenté par une ellipsoïde dont les axes principaux sont : K_1 (K_{\max}) pour l'axe de la susceptibilité maximale, K_2 (K_{int}) pour l'axe de la susceptibilité intermédiaire et K_3 (K_{\min}) pour l'axe de susceptibilité minimale (Fig.I 1).

Graphiquement l'ellipsoïde de l'anisotropie magnétique est représenté par la projection stéréographique de ces trois axes (Fig.I.1B), de la même façon se font les calculs des directions moyennes des axes principaux pour les ellipsoïdes d'un site ou un ensemble de sites.

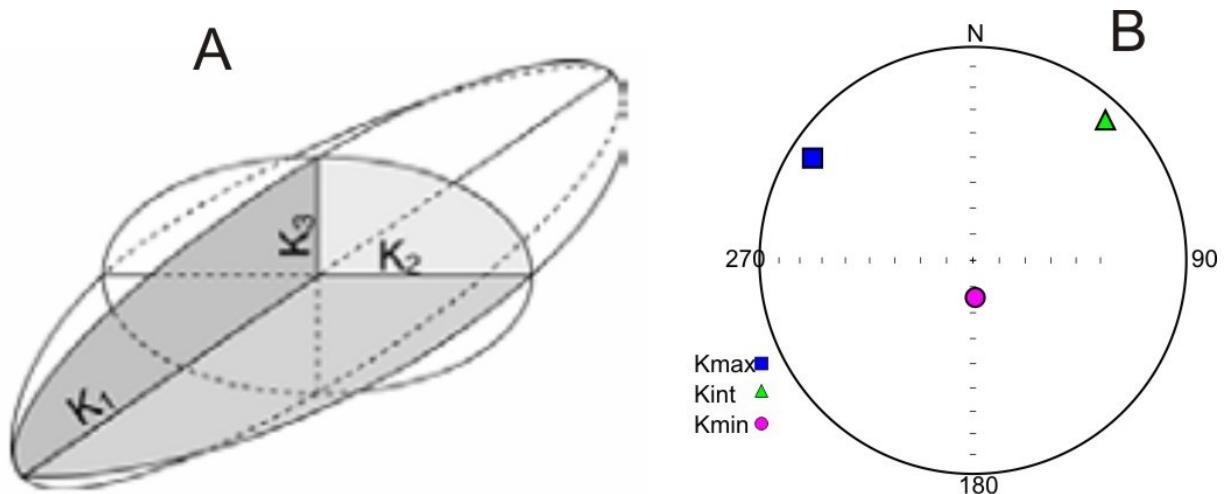


Figure.I-1. Ellipsoïde de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique avec les trois axes principaux K_{max} , K_{int} , K_{min} reflétant les valeurs principales respectivement maximale, intermédiaire et minimale obtenues à partir de la diagonalisation du tenseur de la susceptibilité magnétique (A), et exemple de projection stéréographique des axes principaux de l'ellipsoïde ASM d'un spécimen.

La susceptibilité moyenne d'un échantillon donné est définie par les susceptibilités mesurées selon les trois directions orthogonales correspondant aux trois axes principaux, et ce suivant la formule : $K_m = (K_{\text{max}} + K_{\text{int}} + K_{\text{min}})/3$. La forme de l'ellipsoïde de l'anisotropie magnétique peut être définie à partir d'un ensemble de paramètres décrits par (Jelinek , 1981) :

-le degré d'anisotropie corrigé : P'

$$P' = \exp \sqrt{2 \left[(\mu_1 - \mu_m)^2 + (\mu_2 - \mu_m)^2 + (\mu_3 - \mu_m)^2 \right]}$$

Où

$$\mu_1 = \ln K_1, \mu_2 = \ln K_2, \mu_3 = \ln K_3 \text{ et } \mu_m = (\mu_1 + \mu_2 + \mu_3)/3$$

-la paramètre de forme : T

$$T = \frac{(2\mu_2 - \mu_1 - \mu_3)}{(\mu_1 - \mu_3)}$$

- l'anisotropie linéaire

$$L = K_1/K_2$$

-l'anisotropie planaire

$$F = K_2/K_3$$

-la susceptibilité magnétique moyenne : Km définie ci-avant.

La description de l'ellipsoïde peut se faire aussi par les deux paramètres ; i) Linéation magnétique : qui correspond à l'orientation de l'axe maximal de l'ellipsoïde de l'ASM k1 et ii) la foliation magnétique : elle est définie par le plan perpendiculaire à l'axe de la susceptibilité magnétique minimale K3 et contenant les deux autres Axes de l'ellipsoïde K2 et K1.

Ces différents paramètres sont généralement utilisés pour construire le diagramme de Flinn (Flinn, 1962 ; Ramsay & Huber, 1983) sur lequel se sont projeté les résultats de $L = f(F)$, ou le diagramme de Jelinek (1981) sur lequel se représente les résultats de T en fonction de P', ou bien les résultats de T en fonction de Km. Ces différentes représentations permettent d'évaluer le degré de définition de la fabrique magnétique, qui sera traité ci après, ainsi que d'éventuels effets des changements minéralogiques sur la forme de l'ellipsoïde de la susceptibilité magnétique.

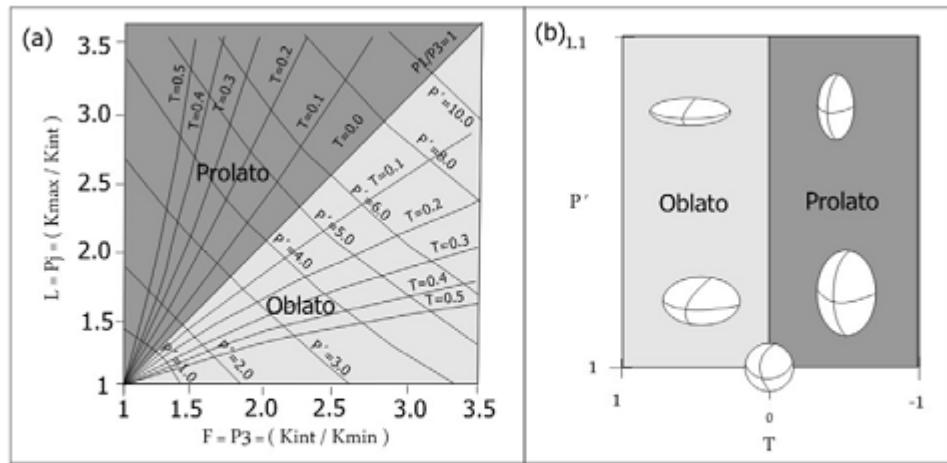


Figure I. 2: Diagramme de Flinn a) et diagramme de Pj vs T (b) avec indication des champs d'ellipsoïdes aplatis ($0 < T < 1$) et allongées ($-1 < T < 0$)

II. Différents comportements magnétiques des principaux minéraux

L'anisotropie de la susceptibilité magnétique résulte d'un ensemble de propriétés des roches étudiés, dont la nature et les comportement magnétiques de ces phases minérales qui la constituent, ainsi que leur agencement spatial leur orientations et l'interactions entre

elles. Trois comportements magnétiques principaux peuvent être représenté par les différents grains constitutifs d'un échantillon donné :

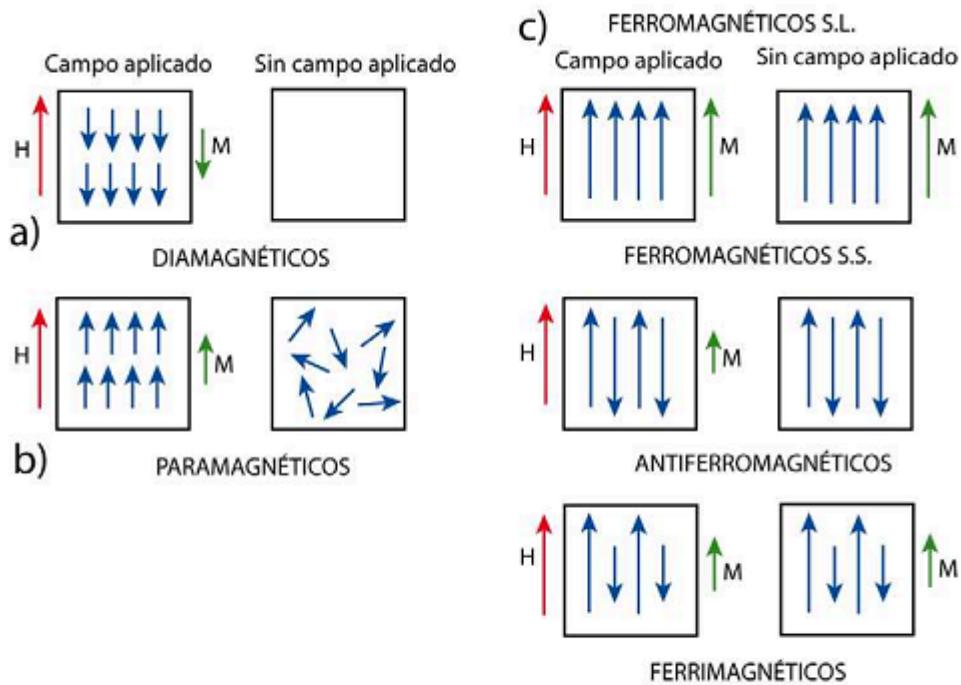


Figure I.3. Le comportement magnétique des différents types des minéraux (Tarling et Hrouda,1993)

1. Comportement diamagnétique

Les minéraux et matériaux diamagnétiques sont caractérisés par l'acquisition d'une aimantation, de faible intensité, lorsqu'ils sont soumis à un champ magnétique externe, cette aimantation se fait dans le sens opposé à celui du champ magnétique exercé (Tarling and Hrouda,1993). Le champ appliqué et l'aimantation induite dans ce genre de minéraux sont proportionnellement dépendants et sont reliés de façon linéaire. L'interruption du champ magnétique exercé sur ces minéraux a pour résultat la disparition de l'aimantation. Ces minéraux ne fossilisent pas donc le champ magnétique auquel il étaient soumis et ne montrent de phénomène de rémanence. Une substance composée d'atomes sans moments magnétiques de spins nets, possède seulement la réponse diamagnétique et elle est appelée matériel diamagnétique. Les minéraux diamagnétiques montrent une susceptibilité magnétique négative et indépendante de la température. Ainsi, leur aimantation reste très faible, et

indépendante de la température. Vue leur faible susceptibilité magnétique ce genre de minéraux n'ont pas d'importance qu'en absence ou présence en quantité négligeable des minéraux ferromagnétique dans la roche en question (inférieure à 0.0001% de la roche totale) et que cette dernière ne contient que des teneurs inférieures à 1% en minéraux paramagnétiques. Ces minéraux sont généralement d'origine authigène dans les roches sédimentaires et on trouve parmi les plus communs surtout le quartz avec une susceptibilité magnétique d'environ $-14.5 \cdot 10^{-6}$ SI, la calcite avec une susceptibilité moyenne d'environ $-13.8 \cdot 10^{-6}$ SI et les feldspaths avec $K_m = Km = -12.4 \cdot 10^{-6}$ SI (Rochette, 1983 ; Borradaile, 1988). Ces minéraux sont parfois importants vue leur présence en grande quantité dans les roches, malgré que leurs propriétés magnétiques sont souvent cachés par la présence des autres phases paramagnétiques et ferromagnétiques dans les roches, ainsi que leur grande influence sur le comportement mécanique des roches qui les contiennent et donc sur leurs mécanismes de déformation.

2. Comportement paramagnétique

Les minéraux paramagnétiques soumis à un champ magnétique externe, acquièrent une aimantation induite dans le même sens que celui du champ appliqué. Ces minéraux contiennent des atomes avec des moments magnétiques des spins, mais sans interaction entre les moments atomiques adjacents. Ces moments magnétiques élémentaires dus à la présence des ions de Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg^{2+} et Mn^{2+} dans leurs structures atomiques, permettent à ces minéraux d'acquérir une aimantation induite qui est linéairement dépendante du champ magnétique appliqué. Contrairement aux minéraux diamagnétiques la susceptibilité magnétique de ce genre de matériaux est positive avec des valeurs qui oscillent entre 10^{-5} et 10^{-6} . La susceptibilité magnétique de ces matériaux est dépendante de la quantité des ions précités par unité de masse (Rochette et Lamarche, 1986 ; Borradaile et Werner, 1994). Tout comme dans le cas du diamagnétisme, l'aimantation induite par soumission de ces minéraux paramagnétiques à un champ magnétique externe disparaît lorsque ce dernier devient nul.

Les propriétés paramagnétiques de ces minéraux peuvent être cachées quand les minéraux ferromagnétiques sont présents même en proportions faibles dans la composition de la roche totale, quoique les anisotropies magnétiques de certains minéraux paramagnétiques sont plus fortes que celles des ferrimagnétiques. Les minéraux paramagnétiques sont généralement les plus abondants dans les roches de la croûte terrestre, ils peuvent appartenir à trois familles de minéraux ; i) la première famille renferme parmi autres les micas, argiles et

la chlorite, ii) alors que la deuxième regroupe la famille des minéraux silicatées ferromagnésiens tels que l’olivine, l’amphibole, les pyroxènes (Coey et al., 1982), et iii) la troisième famille est celle des sulfures tels que la pyrite et la chalcopyrite et la sidérite (carbonate de fer). Les minéraux paramagnétiques tels que les micas et les argiles ferrifères, spécialement la biotite, chlorite, augite et l’hornblende peuvent avoir une contribution majeure à l’anisotropie de la susceptibilité magnétique (Ballet, 1979 ; Wagner et al., 1981 ; Borradaile et al., 1987 ; Beausoleil et al., 1983 ; Ballet et al, 1985 ; Zapletal, 1990).

3. Comportement ferromagnétique

Les minéraux ferromagnétiques quant à eux, sont caractérisés, à la différence des substances para et diamagnétiques, par des moments atomiques adjacents, résultats de la présence des électrons libres et non appariés dans leurs structures, qui réagissent fortement entre eux. Cette interaction entre les moments atomiques de ce genre de matériaux a pour résultat la production d’un alignement parallèle ou antiparallèle des moments qui engendre une aimantation spontanée de grande magnitude. Lorsque ces minéraux sont soumis à un champ externe, à une température donnée, à un moment donné l’aimantation atteint son maximum « aimantation de saturation » Js. Même si le champ externe appliqué H augmente l’aimantation reste constante et ne peut pas dépasser la valeur de saturation. Cette aimantation de saturation Js diminue avec l’augmentation de la température et devient nulle à la température de Curie (580°C pour la magnétite et 680°C pour l’hématite). Au dessus de cette température le matériel devient paramagnétique.

Contrairement aux minéraux diamagnétiques et paramagnétiques qui perdent l’aimantation par l’interruption du champ externe, dans le cas du ferromagnétisme, il y a le phénomène de rémanence, et donc ces minéraux ont la capacité d’enregistrer la direction du champ magnétique, ce qui leur donne un grand intérêt en paléomagnétisme. Lors de l’enlèvement du champ magnétique, l’aimantation ne retourne pas à zéro mais elle garde un enregistrement du champ magnétique aimantant. L’intensité de la susceptibilité de ces minéraux est très élevée par rapport à celle des minéraux dia et paramagnétiques et varie en général entre 10^{-2} et 10^{-3} (SI).

Le groupe des minéraux Ferromagnétiques au sens large englobe les trois types de comportements magnétiques suivants :

- ❀ Le ferromagnétisme au sens stricte :

Il représente le cas des minéraux où tous les ions sont identiques et le couplage est positif, avec un couplage parallèle des moments magnétiques adjacents (les moments ont le même sens) (**Fig.I.3**). L'exemple caractéristique est le fer.

❀ Le ferrimagnétisme :

Dans les minéraux de ce type de comportement les ions ne sont pas identiques et occupent des sites cristallographiques différents. Le couplage est parallèle dans les couches des moments atomiques mais il est antiparallèle entre elles, avec des couplages des signes négatifs entre les deux catégories de sites (Fig.I-3). L'exemple de minéraux ferrimagnétiques est la magnétite Fe_3O_4 .

❀ L'antiferrimagnétisme :

Tout comme dans le cas du ferrimagnétisme, l'antiferrimagnétisme est caractérisé par la présence des couplages parallèles dans les couches des moments atomiques, mais antiparallèles entre les couches. Dans ce cas les ions sont identiques et les couplages sont négatifs. Les couches ont des moments magnétiques égaux avec une $J_s = 0$ (Fig.I- 5 et I6). Il y a un type d'antiferromagnétisme dont une imperfection dans le réseau permet d'avoir une $J_s \neq 0$, s'appelle antiferromagnétisme parasite. L'exemple naturel est l'hématite Fe_2O_3 .

Dans les études du magnétisme des roches et les études paléomagnétisme l'utilisation du terme « ferromagnétisme» est utilisé en sens large regroupant ainsi les minéraux des différents groupes cités précédemment, dans ce travail aussi toute citation du terme « ferromag. » englobe les trois sous-comportements.

4. Les principales phases ferromagnétiques

Les minéraux ferromagnétiques sont de grande importance dans les études de la rémanence et du paléomagnétisme en générale. Les minéraux ayant cette capacité d'enregistrer l'aimantation ne sont pas si nombreux, et ce comportement englobe quelques « groupes » de minéraux ferrifères tels que ; les oxydes de Fer -Titane les hydroxydes du Fer et les sulfures de Fer. Dans cette section nous allons citer les minéraux ferromagnétiques les plus importants avec une description plus détaillée des principales phases les plus rencontrées dans la littérature ainsi que dans le présent travail. Dans le groupes des oxydes de fer-titane précité deux types de séquences de type solutions solides englobent toute une gamme de composition chimique représentant les minéraux ferromagnétiques : i) la première série et celle des titano-magnétite dont les composition varient entre la magnétite et l'ulvöspinel.

Cette série constitue une solution solide continue entre les deux pôles magnétite (Fe_3O_4) et ulvospinelle (Fe_2TiO_4). Ils montrent les mêmes caractéristiques optiques que la magnétite et se cristallisent aussi sous un système cubique, à structure de type spinelle inverse. Les titanomagnétites sont les constituants magnétiques principaux des laves basiques. La taille de la maille cristallographique augmente en allant de la composition magnétite vers la composition ulvospinelle, par contre la température de Curie est de 580°C pour la magnétite et devient inférieure à zéro en se rapprochant de l’ulvospinelle, l’aimantation de saturation montre aussi une évolution pareille à celle de la température au dépens de la composition des titanomagnétites (**Fig.I.5**).ii) la deuxième série est la séquence des titano-hématites, dont les compositions minérales forment une solution solide continue entre les deux pôles Hématite (Fe_2O_3) et ilménite (FeTiO_3). Ces minéraux qui se cristallisent sous le système hexagonal et rhomboédrique montre aussi une évolution quasi-linéaire avec les proportions du Titane dans la composition chimique, ainsi qu’une évolution de la température de Néel en fonction de la teneur en Ti , et varie de 675 °C pour l’hématite jusqu’à des valeurs négatives -213°C pour l’ilménite (**Fig.I.6**). Les phases de cette série se trouvent souvent dans les roches magmatiques notamment les granites et dans les roches métamorphiques tels que les gneiss (Basley et Buddington, 1958).

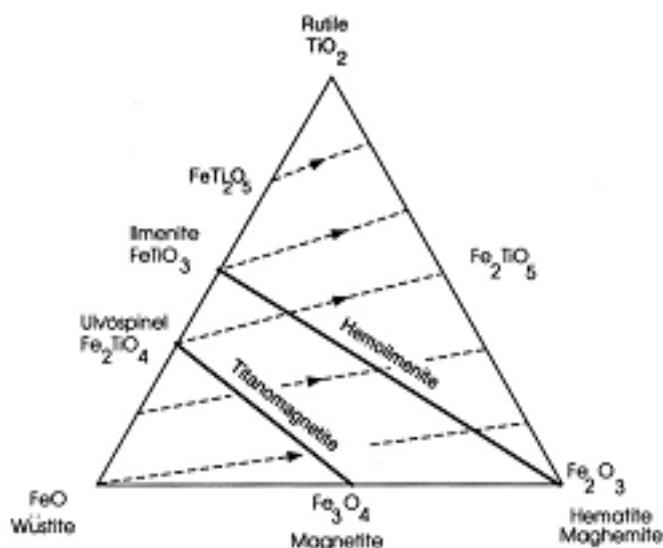


Figure I.4. Le diagramme ternaire des oxydes de Fer (McElhinny, 1973). Les flèches sur les lignes discontinues indiquent le sens de croissance de l’oxydation. Et les lignes continues représentent les solutions solides

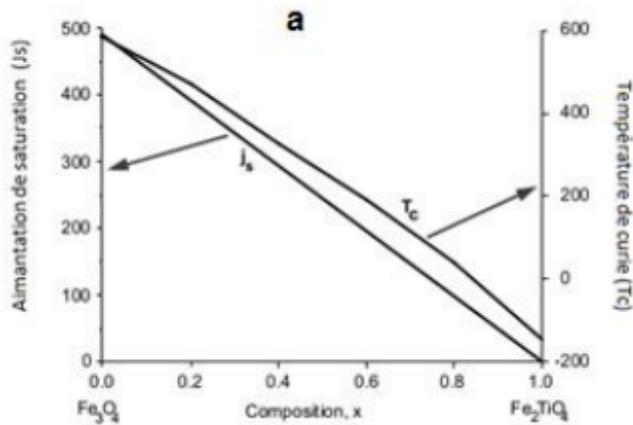


Figure I.5. Evolution de l'aimantation de saturation et de la température de Curie en relation avec la composition de la série des titano-magnétites

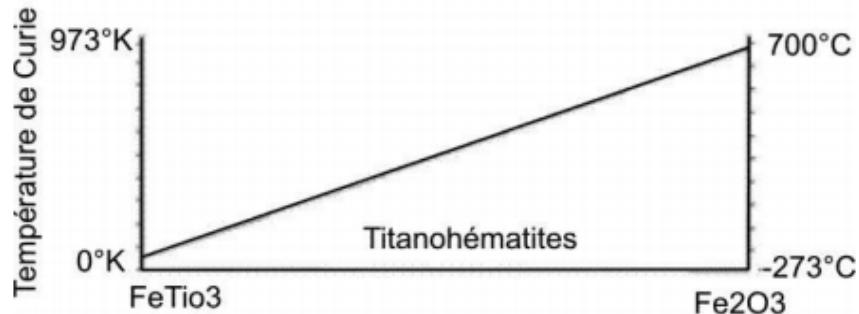


Figure I.6. Evolution de la température de Curie en fonction de la teneur en Ti dans la composition des titano-hématites

Le reste de cette partie est consacré à l'exposition des caractéristiques et les propriétés magnétiques des minéraux les plus communs dans les études paléomagnétiques ; Magnétite, Hématite ; Goethite ; pyrothite et maghémite.

4-1. Magnétite

C'est le minéral ferromagnétique le plus commun dans les roches de la croûte terrestre, il se trouve ainsi dans la majorité des roches magmatiques et une grande partie des roches métamorphiques et sédimentaires. Il se cristallise sous un système cubique à structure de spinel inverse. Il possède un comportement magnétique de type ferrimagnétique, et présente

une anisotropie magnéto-cristalline, fortement liée à la taille du grain, avec un axe d'aimantation facile selon (111) du cube, mais à l'échelle du grain, normalement domine l'anisotropie de la forme. Ce minéral est caractérisé aussi par une température de curie (Tc) de 580 °C (Dunlp & Özdemir, 1977). Ce minéral a une autre caractéristique à basse température vers -150°C, il montre un passage de la structure cristalline cubique à une structure légèrement monoclinique ; ce passage est connu sous le nom de la transition de Verwey (Verwey, 1939, Verwey et Haayman, 1941).). A l'exception du fer pur (α -Fe), la magnétite est le minéral ayant des propriétés magnétiques les plus intenses, avec une saturation à température ambiante de 480 kA/m. La magnétite est aussi caractérisée par une faible coercivité magnétique et elle atteint sa saturation sous un champ externe maximal de 0.3 T. Ce minéral peut être d'origine primaire (surtout dans les roches magmatiques), ou détritique dans les roches sédimentaire, où bien il peut venir comme résultat de processus secondaire qui peuvent conduire à sa formation sous l'effet de chauffage thermique et//ou dans les conditions d'oxydoréduction post ou lors de la diagenèse sédimentaire. Elle peut être formé à partir des autres oxydes de fer, sulfures, carbonates et silicates ferrifères (Dunlop& Özdemir, 1997), dans d'autre conditions elle peut être formé par la réduction de l'hématite et peut s'oxyder en maghémite (Murad et Wagner, 1998 ; Evans et Heller, 2003)

4-2. Hématite

L'hématite est un oxyde de fer qui se cristallise sous un système cristallin hexagonal avec une structure du réseau cristallin de type rhomboédrique. Elle montre une forte anisotropie magnétocristalline qui enferme la direction de son antiferromagnétisme à son plan basal direction de facile aimantation. Antiferromagnétisme, du au couplage négatif des ions Fe³⁺ , n'est pas parfaitement colinéaire vu que le parallélisme des deux sous-réseaux n'est pas parfaitement antiparallèle, d'où la présence d'un petit ferromagnétisme résiduel (Dzyaloshinsky, 1958) caractérisant ce minéral, ce qui le rend parmi les minéraux ayant une grande importance dans les études paléomagnétiques ayant comme objectif étude de l'aimantation rémanente (**Fig.I.7**).

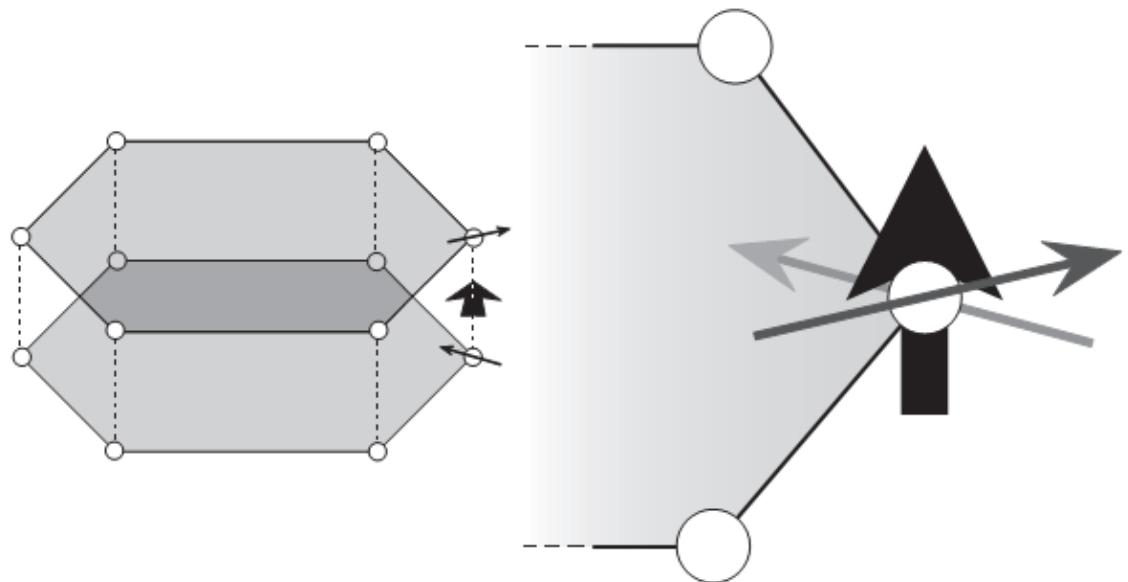


Figure I.7. Couplage des moments magnétiques des cations Fe 3+ dans l’hématite. A droite, Les deux vecteurs représentent les moments magnétiques sur le plan basal et le plan supérieur, la grande flèche représente la somme des deux moments magnétiques quasi-antiparallèles.

L’hématite est caractérisée par une aimantation de saturation de l’ordre de 0.2 à 0.4 Am²/kg et une forte coercivité magnétique avec un maximum de 5T. Elle a aussi une température de Néel d’environ 675°C (Dunlop et Özdemir 1997). Ces différentes propriétés confèrent à l’hématite une forte stabilité de l’aimantation. Comme dans le cas de la magnétite, l’hématite aussi présente une température de transition vers les -20 °C qui marque le changement de la direction de l’antiferromagnétisme du plan basal à l’axe ternaire, rendant le minéral avec un comportement parfaitement antiferromagnétique. Cette transition s’appelle la transition de Morin (Morin, 1950) dont la température dépend aussi de la taille des grains (Özdemir et al., 2008).

L’hématite se trouve souvent dans les roches sédimentaires formées dans des conditions d’oxydation, surtout dans le cas des couches rouges. Dans ce cas il est de type « hématite pigmentaire » formée de grains très fins donnant cette couleur rouge aux sédiments, elle domine les propriétés magnétiques de ce genre roches. Dans les roches magmatiques, l’hématite peut résulter par leur oxydation à haute température. Elle peut se former par oxydation à haute température des titanomagnétites, et aussi par oxydation diagénétique de la magnétite détritique.

4-3. Goethite

Parmi les hydroxydes du fer celui qui peut conserver une aimantation rémanente dans les conditions de la température ambiante est la goethite. Sa formule chimique est (α -FeOOH) et se cristallise dans le système hexagonal à structure orthorhombique. La goethite peut être le résultat de l'altération des silicates du fer, de l'oxydation demagnétite, des sulfures du fer. Aussi, il peut se former par l'hydratation de l'hématite (Evans et Heller, 2003). Son comportement magnétique est de type antiferromagnétique, avec une compensation non parfaite des spins qui lui donne un faible moment magnétique net (Stacey and Banerjee, 1974; Dunlop et Özdemir, 1997) et anisotrope (Rochette et Fillion, 1989). L'importance de ce minéral dans les études paléomagnétique réside dans sa capacité d'enregistrer l'aimantation rémanente. Ce dernier peut donc porter une aimantation thermorémanente faible mais très stable (Dekkers, 1989), ainsi il peut être un minéral porteur d'une NRM très stable dans les roches les calcaires, dont une grande partie de l'échantillonnage s'est produite dans ce genre de faciès dans ce travail, au dessous de la température de Néel (Heller et Channell (1979). La goethite est aussi caractérisé par une température de Néel est de 120°C (Özdemir et Dunlop 1996), avec une forte coercivité magnétique et une aimantation de saturation qui arrive jusqu'à 5T (Dekkers, 1989). Lors du chauffage la goethite peut subir de la déshydratation et se transformer en hématite et ce entre 250°C et 400°C (Dekkers, 1990).

4-4. Pyrrhotite

La pyrrhotite est un sulfure de fer, qui fait partie du système FeS_{1+x} où ($0 \leq X \leq 1$) avec une composition intermédiaire entre les deux pôles FeS (triolite) et la pyrite FeS₂ qui a un comportement paramagnétique. Il se forme généralement dans les conditions de diagenèse des sédiments marin en présence de la matière organique, ainsi on peut le trouver dans les roches magmatiques basiques et celles métamorphiques. La pyrrhotite représente donc toute une gamme une composition chimique entre Fe₇S₈ et Fe₉S₁₀ ou bien qui vérifie la formule FeS_{1+x} avec $0,10 \leq x \leq 0,14$. Dans tout le système seules ces compositions (pyrrhotite) représentent un ferrimagnétisme. Fe₇S₈ est un minéral monoclinique ferrimagnétique ayant une température de Curie de 320°C (Tarling and Hrouda, 1993) et une aimantation de saturation entre 1 et 20 Am²/Kg et une coercivité inférieure à 1T. Il a une susceptibilité magnétique plus forte que celle de l'hématite et montre une anisotropie dominée par l'anisotropie magnétocristalline (Uyeda et al., 1963 ; Rochette, 1988).

4-5. Maghémite

La composition chimique de ce minérale est de type ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) similaire à celle de l'hématite. C'est un minéral qui a la même formule chimique de l'hématite ; la distinction entre les deux se fait par le préfixe (α) pour l'hématite et (γ) pour la maghémite. Contrairement à cette ressemblance de la formule chimique, la maghémite et l'hématite possèdent différentes propriétés magnétiques et se cristallisent dans différents systèmes cristallins. La maghémite et les titanomaghémites forment aussi une solution solide qui cristallise dans le système cristallin cubique. La maghémite et les titanomaghémites sont généralement des produits d'altération des minéraux de la série des titanomagnétites. Pour cela on les trouve le plus souvent dans les roches magmatiques ainsi que dans les différents types de sols. La maghémite est en général le résultat de l'oxydation de la magnétite à basse température (moins de 250°C) par la phénomène de maghématisation (Dunlop et Özdemir, 1997) en gardant son système cubique. C'est un minéral métastable qui se transforme en hématite, avec perte d'aimantation, à une température d'environ 300 °C (Özdemir et Banerjee 1984; Özdemir 1990; De Boer et Dekkers 1996; De Boer et al. 2001; Dunlop et Özdemir 1997). La maghémite a une aimantation de saturation et une coercivité magnétique similaire à celles de la magnétite, par contre il n'a pas de température de Curie qui n'est pas bien définie. Sa présence en paléomagnétisme indique une rémanence chimique (Dunlop y Özdemir, 1997).

III.La fabrique magnétique et la pétrofabrique

La susceptibilité magnétique moyenne d'une roche est la résultante de la contribution de ses différents constituants, diamagnétiques, paramagnétiques et ferromagnétiques. Dans le cas des roches plutoniques, les paramètres de l'ellipsoïde de la susceptibilité magnétique peuvent fournir des informations précieuses sur le contexte de mise en place de ces dernières. Toujours dans le cas d'étude de l'ASM dans les roches magmatiques, elle est souvent utilisée dans l'étude des dykes dans le but de déterminer le sens d'écoulement et d'alimentation de ces derniers. L'ellipsoïde de la susceptibilité magnétique, obtenu par l'étude de roches sédimentaires, peut apporter différentes informations selon l'objectif visé de l'étude en question. Dans certains cas l'ASM est utilisée pour étudier les courants

dans paléo environnements de sédimentation ainsi que les paléosols, la fabrique magnétique est influencée par les paléocourants est souvent rencontrée dans les faciès détritiques à grains grossiers, surtout dans les séries gréseuses. Dans les différentes situations la fabrique magnétique peut montrer une linéation magnétique parallèle ou perpendiculaire à la direction du paléocourant et des ellipsoïdes de forme aplatie ou triaxiale selon la force du courant (**Fig.I.8**).

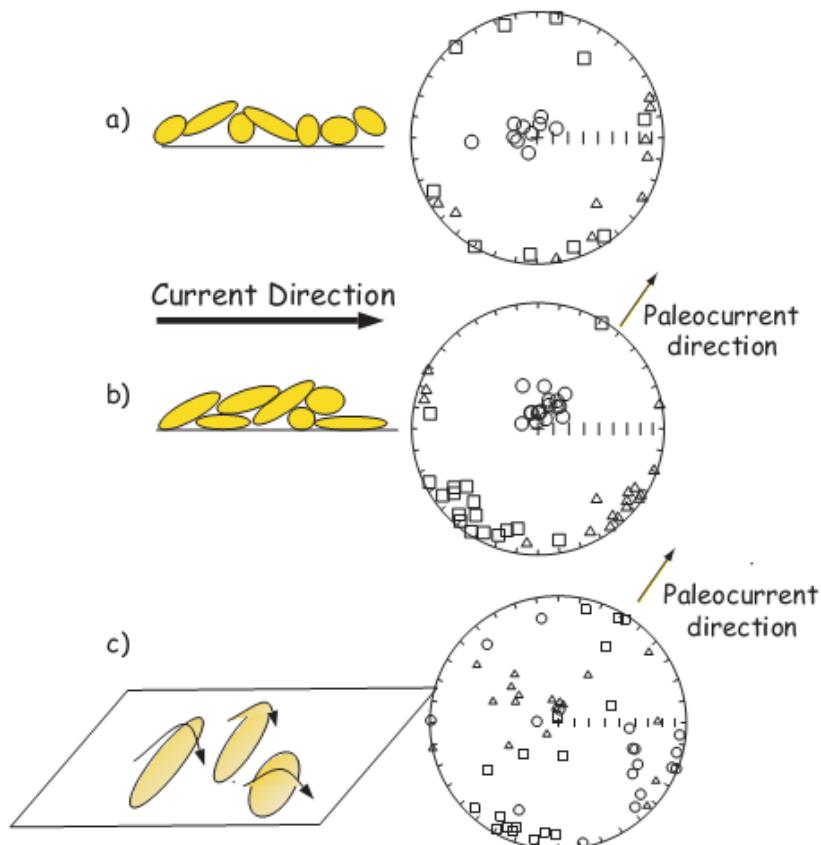


Figure I.8. Caractéristiques des données de l'ASM pour des sédiments déposés dans des eaux stagnantes (a) avec des courants moyens (b), et avec des courants relativement forts (suffisant pour entraîner les particules) (c) d'après Tauxe (2008).

Le plus souvent l'ASM est utilisée comme outil de quantification, reconstitution de la déformation dans les bassins sédimentaires, et ce vue sa forte sensibilité aux changements d'orientations préférentielles des constituants des roches (Kligfield et al., 1977; Rathore, 1979; Parés et al., 1999). Dans ce genre d'étude l'échantillonnage est sélectif et les faciès pris doivent correspondre à une précipitation par décantation ou par voie chimique. Dans le cas du Haut Atlas les différentes séries respectent cette condition et l'échantillonnage a concerné les séries calcaires et marno-calcaires et les argiles fins dans le cas des bassins terrigènes (voir chapitre suivant). Dans ces circonstances deux cas majeurs peuvent être distingués : i) Dans les séries

sédimentaires qui n'ont pas subi une forte déformation subséquente, et qui marquent une sédimentation durant les stades distensifs du bassin, mais dont la fabrique n'est pas influencée par les paléocourants, la linéation magnétique correspond à la direction de l'extension qui régnait pendant les premiers stades de leur diagenèse.ii) Dans le cas où les roches sont prises dans des séries sédimentaires ayant subi une déformation subséquente qui a pu influencer leur fabrique initiale. Dans ce cas plusieurs situations peuvent être distinguées selon le degré de la déformation, sachant que la fabrique magnétique peut être influencée par la déformation subséquente faible, même si les roches affectées ne montrent pas de structures d'échelle mésoscopique l' ASM peut fournir des informations sur ce genre de déformation (Tarling et Hrouda, 1993 ; Borradaile et Henry, 1997 ; Parés et al, 1999). Plusieurs modèles ont été développés sur les différents types de fabriques magnétiques en relation avec l'évolution du degré de déformation dont nous citrons celui de Parès et al. (1999) et Robion et al. (2007).

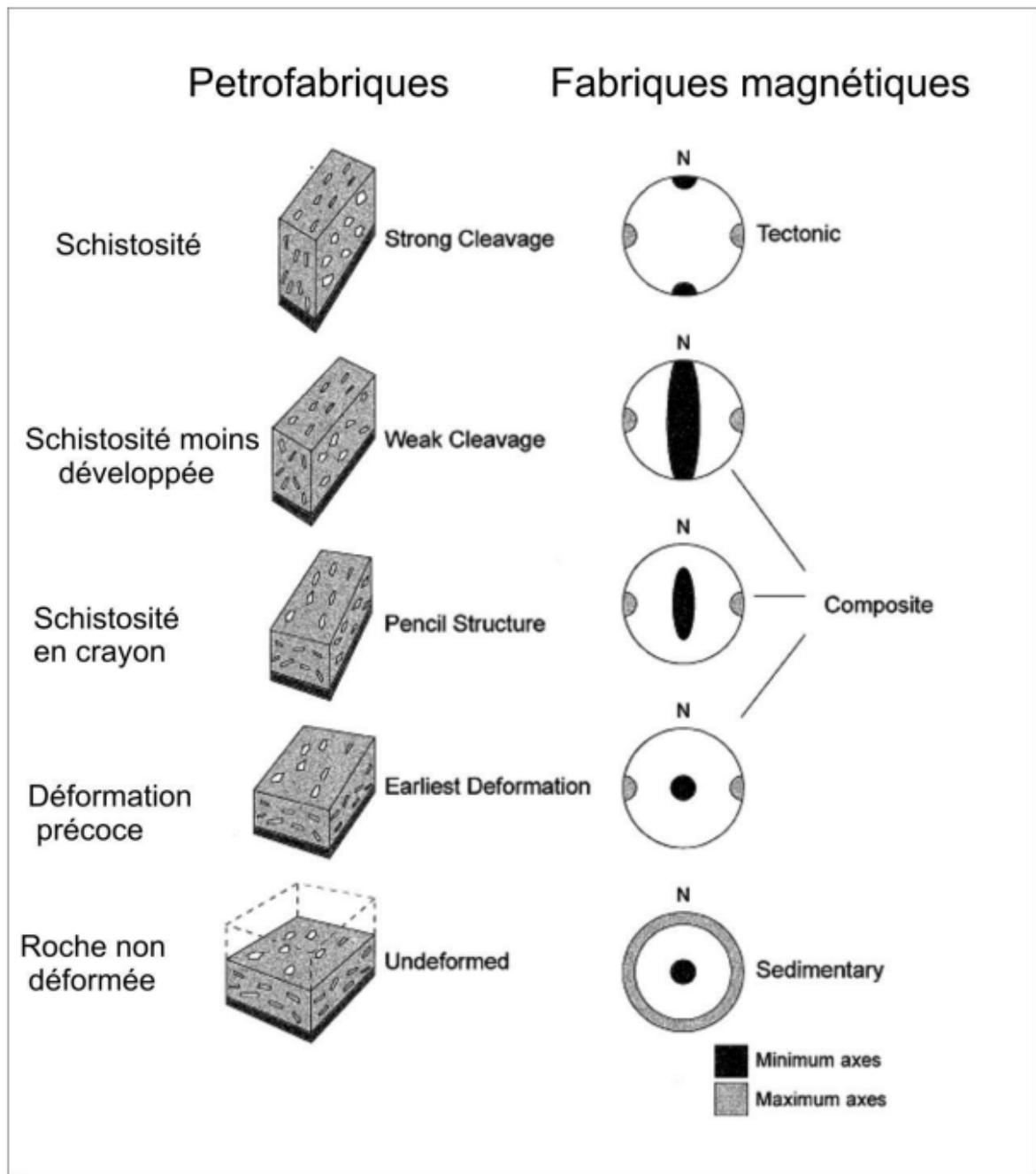


Figure I.9. Modèle de l'évolution de la fabrique magnétique en relation avec l'intensité de la déformation (Parès et al., 1999)

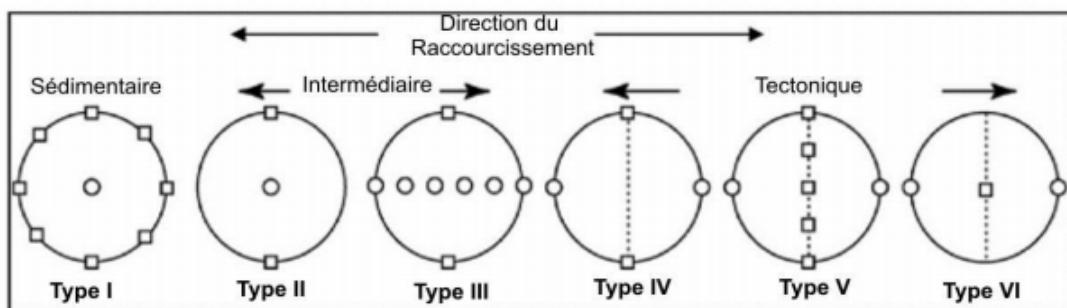


Figure I.10. Modèle de l'évolution de la fabrique magnétique en relation avec l'intensité de la déformation (d'après Robion et al., 2007)

IV. Le paléomagnétisme

1. Généralités

Il est connu depuis longtemps que le globe terrestre possède un champ magnétique propre et permanent. Ce champ qui ressemble à celui d'un dipôle géocentrique était largement utilisé dans les travaux portant sur la tectonique des plaques, vu que c'est la méthode la plus utilisée pour quantifier les déplacement de ces dernières. Les inversions de polarités magnétiques du champ géomagnétique ont été également l'un des arguments les plus solides à la confirmation des expansion des fonds océaniques dans les début du développement du modèle de la tectonique des plaques. Dans les dernières décennies le paléomagnétisme est devenue l'une des méthodes les plus utilisées dans les études tectoniques régionales, surtout pour la quantification des rotations dans les chaînes de montagnes.

Le champ magnétique terrestre généré dans le noyau externe par une sorte de dynamo magnétohydrodynamique auto-excitatrice, suite aux interactions entre le champ magnétique et l'alliage du Fer -Nickel, qui est électriquement conducteur, peut être représenté à n'importe quel point sur le globe par un vecteur dont l'orientation est définie dans l'espace par deux paramètres caractéristiques : déclinaison et inclinaison (Figure) :

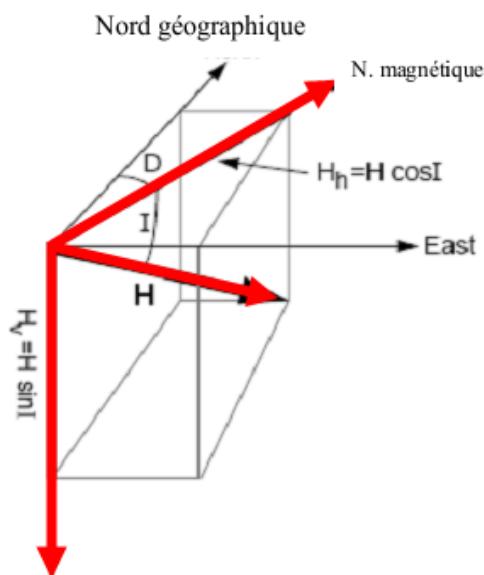


Figure I.11. Les paramètres du vecteur du champ magnétique. H est le vecteur champ total, Hv et Hh sont les deux composantes verticale et horizontale du vecteur H. D est la déclinaison du champ magnétique à un point donnée et I est son inclinaison (Mc Elhinny, 1973)

- déclinaison : C'est l'angle entre le Nord géographique et la composante horizontale du vecteur champ magnétique.

- inclinaison : C'est l'angle entre la direction du champ magnétique et le plan horizontal, elle varie entre -90° et 90° ; nulle à l'équateur et $\pm 90^\circ$ aux pôles de façon à ce que les valeurs de I sont positives dans l'hémisphère Nord et négatives dans le Sud. On dit aussi que I est positive lorsque le champ est incliné vers le haut et négative s'il est incliné vers le bas.

A ces deux paramètres se rajoute l'induction magnétique B qui est exprimée en nT (nanoTesla= 10^{-9} Tesla) dans le système international. L'intensité du champ magnétique est plus forte près des pôles (60000 nT) et faible à l'équateur (25000nT).

A la surface de la Terre, la direction et l'ampleur du champ magnétique subissent des variations au cours du temps, ces variations peuvent se produire i) sur de courtes durées (d'une seconde à quelques années) surtout lorsqu'il s'agit de variations d'origine externe conséquence d'interactions entre le vent solaire et le champ magnétique (magnétosphère) (tempêtes magnétiques) et le mouvement de charges à l'ionosphère, ii) ou sur de longues durée, dans le cas des variations d'origine interne, comme les variations séculaires et les inversions de polarités magnétiques qui se produisent sur des centaines à des millions d'années (Opdyke et Channel, 1996).

2. Notion de domaine magnétique et théorie de Néel

2.1. Domaine magnétique

Dans une roche, les minéraux ferromagnétiques sont dispersés en grains de tailles variées dans une matrice formée de substance dia ou paramagnétique. Une action antagoniste se produit lorsque le grain est gros (10^{aine} de μm à quelques mm) liée à l'énergie magnétostatique rayonnée à l'extérieur du grain parce que les moments magnétiques modelés par des paires de charges magnétiques, qui annulent la charge à l'intérieur du grain, mais produisent une distribution de la charge magnétique à la surface de ce dernier. L'interaction entre les charges adjacentes produit une énergie magnétostatique. Cette énergie diminue lorsque le grain est subdivisé en plusieurs domaines car la surface recouverte par les charges magnétiques devient réduite et les charges de signes opposés se trouvent adjacentes et non séparées, comme dans le cas d'un grain monodomaine (Fig.1-12a)

Dans un grain multidomaine (**Fig.1-12b**), le passage d'un domaine à l'autre se fait par une rotation des spins au niveau du mur ou la paroi magnétique appelée aussi la paroi de Bloch, ayant une épaisseur d'une centaine d'atomes.

Par contre, un grain de petite taille ne peut pas être subdivisé en plusieurs domaines parce qu'il est trop petit que l'énergie exigée pour construire une paroi de domaine.

Un grain monodomaine a une direction préférentielle de l'aimantation qui est plus facile que les autres, en fonction de sa forme et de l'aimantation du réseau cristallographique. Les grains monodomaines ont toujours une aimantation spontanée qu'en l'absence de champ magnétique est confinée dans la direction préférentielle décrite. Lorsqu'on applique un champ magnétique à un grain multi-domaine, un agrandissement des domaines dont l'aimantation est parallèle ou proche du champ aimantant ce produit, avec un déplacement de la paroi aux dépens des autres domaines dont l'aimantation est perpendiculaire à la direction du champ, dont la taille devient de plus en plus réduite. Si le champ magnétique appliqué est suffisamment fort, les parois des domaines se détruisent et l'aimantation atteint la saturation J_s (**Fig.1-12c**). L'enlèvement du champ laisse la paroi revenir à sa place initiale ou elle s'installe à une position d'énergie minimale près de sa position initiale et une petite aimantation rémanente en résulte.

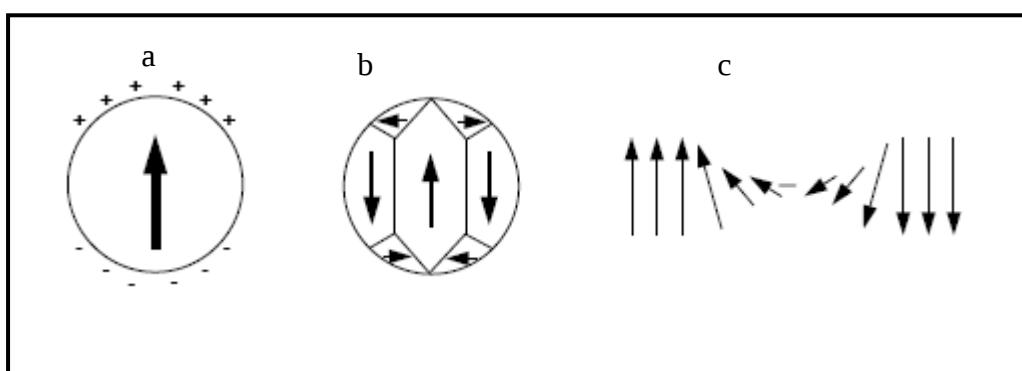


Figure I.12. (a) Un matériel ferromagnétique sphérique uniformément aimanté. La direction de l'aimantation de saturation J_s est montrée par la flèche, et les charges magnétiques de surface sont représentées par les signes + et -. (b) un grain magnétique de forme sphérique subdivisé en domaines magnétiques, séparés par les parois électroniques. Les flèches montrent les directions de J_s dans les domaines magnétiques individuels. (c) la rotation des moments magnétiques atomiques dans une paroi de domaine magnétique. Les flèches

indiquent les moments atomiques qui forment une rotation directionnelle en spire. Selon Butler (1998).

2.2. Théorie de Néel

La théorie de Néel (1949) traite le comportement d'un grain monodomaine ayant une forme plus ou moins irrégulière (rarement sphérique). Un tel grain possède une direction d'aimantation préférentielle dite aussi «facile aimantation», selon laquelle ce grain s'aimante de façon spontanée. Cette théorie explique l'enregistrement du champ magnétique dans un ensemble de grains monodomaines, et donc le phénomène du ferromagnétisme, en considérant que les particules fines ferromagnétiques monodomaines (SD) renferment une rémanence uniforme et linéaire, en absence du champ externe. Cette rémanence montre une direction préférentielle dépendante de la forme du grain et de sa structure cristalline avec la même probabilité pour chaque sens. L'application d'un champ magnétique externe peut amener la direction du moment magnétique spontané des grains à sauter dans le sens le plus proche du champ appliqué. Lorsque le champ disparaît, l'ensemble de grains enregistre statistiquement une aimantation parallèle au champ appliqué. Pour ce type de grains Néel (1949) résume les variations de l'aimantation en fonction du temps, température et champ dans un diagramme dit diagramme de Néel (**Fig.I-13**).

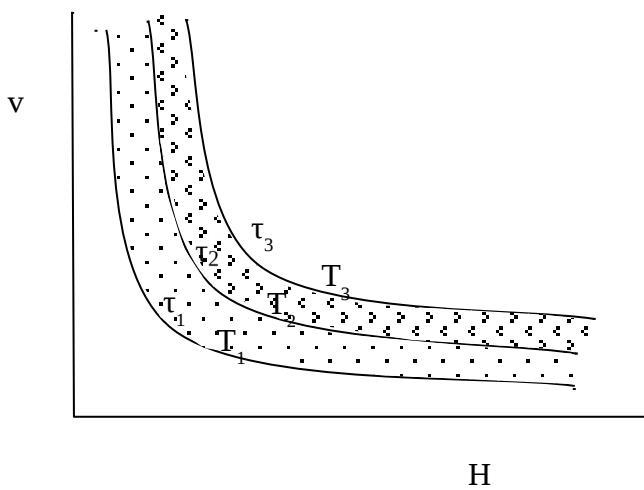


Figure I.13. Théorie de Néel pour les grains mono-domaines soumis à un champ faible. H : champ coercitif des grains, V : volume des grains.

Selon ce diagramme la stabilité de l'aimantation de grains mono-domaine est contrôlée par son temps de relaxation lequel est liée à la température ambiante et au volume du grain par la relation :

$$\tau = \frac{1}{C} \exp\left(\frac{vh_c j_s}{2kT}\right)$$

Où C est le facteur fréquence, v est le volume du grain, h_c champ coercitif, J_s est l'aimantation de saturation, κ la constante de Boltzman et T la température.

3. Notion de rémanence et mécanismes de son acquisition

L'aimantation des roches peut se faire par différents processus qu'on va examiner en détail par la suite.

L'aimantation des roches est le vecteur somme de deux composantes

$$\mathbf{J} = \mathbf{J}_i + \mathbf{J}_r$$

\mathbf{J}_i est l'aimantation induite $\mathbf{J}_i = \chi \cdot \mathbf{H}$ et elle est parallèle au champ H local et son acquisition est un processus réversible dans la mémoire du champ magnétique du passé, alors que l'aimantation rémanente naturelle (NRM), qui nous intéresse dans le paléomagnétisme, dépend du champ géomagnétique et des processus géologiques durant la formation de la roche et pendant son histoire. Elle est composée de plus d'une composante. La composante acquise lors de la formation de la roche est appelée NRM primaire et c'est la composante recherchée dans la plupart des investigations paléomagnétiques. Alors que les composantes NRM secondaires peuvent être acquises après la formation de la roche, par les changements chimiques affectant les minéraux ferromagnétiques et peuvent altérer ou obscurcir NRM primaire.

$$\mathbf{NRM} (\text{totale}) = \mathbf{NRM} (\text{primaire}) + \mathbf{NRM} (\text{secondaire})$$

Il y a deux formes principales de NRM primaire :

- Aimantation thermorémanente acquise lors du refroidissement des roches de HT.
- et l'aimantation rémanente détritique acquise pendant l'accumulation des roches sédimentaires contenant des minéraux ferromagnétiques détritiques.

En outre, il existe d'autres mécanismes d'acquisition d'aimantations naturelles secondaires, principalement, l'aimantation rémanente chimique (formée par l'agrandissement des grains ferromagnétiques au dessous de la température de Curie). Mais aussi autres comme

l'aimantation thermorémanente partielle, l'aimantation rémanente isotherme ou l'aimantation rémanente visqueuse (voir description détaillée ci-dessous).

3.1.Aimantation thermorémanente (ATR ou TRM)

C'est l'aimantation rémanente naturelle produite par le refroidissement au dessus de la température de Curie en présence d'un champ magnétique, jusqu'à la température ordinaire. Cette aimantation est assez forte et stable de façon à ce qu'elle ne varie pas avec le temps. Et elle peut être détruite par chauffage à la température de Curie et refroidissement en champ nul. Le temps de relaxation (τ) dans ce cas là est étroitement dépendant de la température (**Fig.I-14**). Les deux facteurs montrent une relation inverse, de façon à ce qu'un ensemble de grains de 30nm a un temps de relaxation des billions d'années, et à 300°C les grain sont superparamagnétiques (c'est-à-dire qu'ils ont un temps de relaxation très court: l'ordre de grandeur d'une expérience de laboratoire, par exemple).

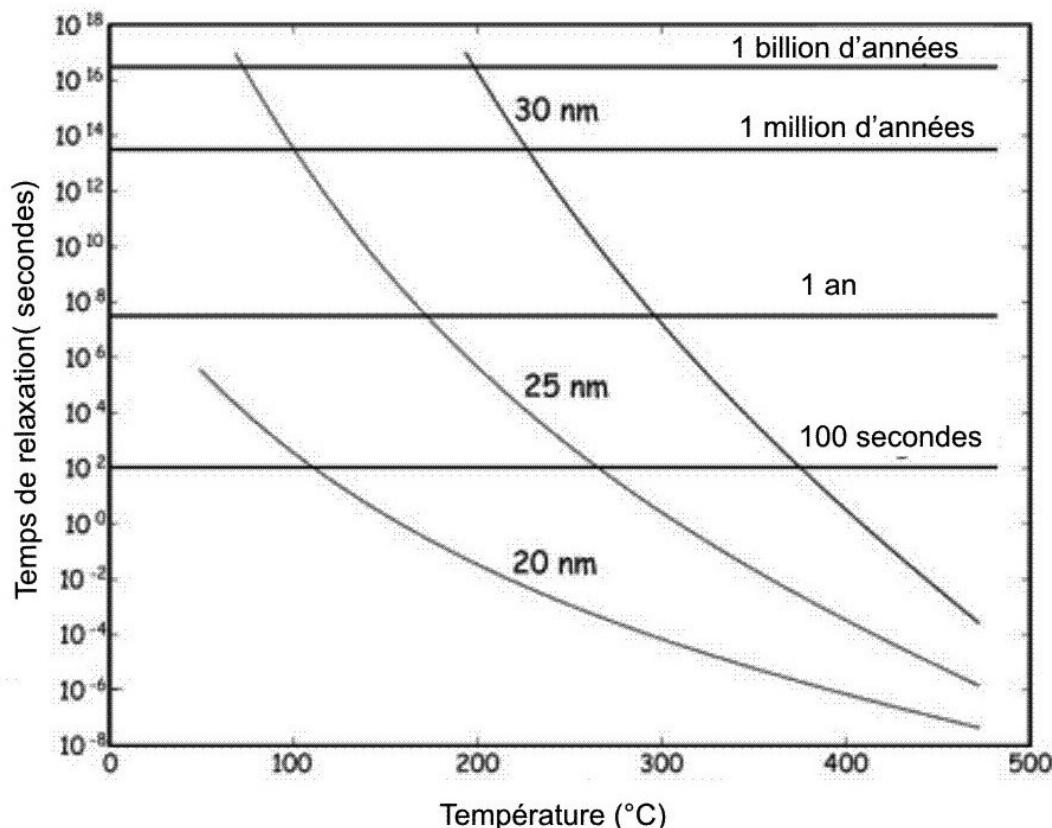


Figure I.14. Variation du temps de relaxation en fonction de la température pure des particules de magnétite de forme ellipsoïde de taille différente. (Tauxe, 2010).

3.2.Aimantation thermorémanente partielle (PTRM ou ATRp)

Le refroidissement d'une roche ou d'une terre cuite dans un champ magnétique H entre des températures T1 et T2 au dessous de la température de Curie lui permet d'acquérir une ATRp plus faible que l'ATR et qui a des propriétés semblables. La caractéristique la plus importante des ATRp est l'additivité $\text{ATR} = \sum \text{ATRp}$. Le réchauffement à une température T suivi d'un refroidissement sous un champ nul ne détruit que les ATRp acquises à des températures inférieures à T.

Le refroidissement sous un champs H différent de celui qui a provoqué ATR initiale à une température T détruit une partie de l'ATR initiale, et la remplace par une ATRp différente, si on chauffe la roche une deuxième fois à cette température en laissant refroidir sous champ nul, une partie de l'ATR reste fossilisée dans la roche.

3.3. Aimantation rémanente isotherme (IRM ou ARI)

Elle résulte de l'exposition de courte durée (quelques secondes ou quelques minutes) de la roche à un champ magnétique fort à une température constante (ordinaire). Dans la nature les courants électriques liés à un coup d'éclair (foudre), produisent le même type d'aimantation. À une même valeur de champ l'ARI est plus faible que l'ATR produite par ce même champ. Contrairement à l'ATR, l'ARI est moins stable.

ARI peut être un problème considérable surtout dans les régions où l'activité des orages est très fréquente. D'autre part les aimantations isothermes artificielles sont de grands intérêts dans les études de magnétisme des roches.

3.4. Aimantation rémanente chimique ou de cristallisation (CRM ou ARC)

La formation de nouveaux minéraux dans une roche par diagenèse, métamorphisme ou altération à partir de minéraux ou liquide paramagnétique, en présence d'un champ, provoque une aimantation parallèle au champ de ces grains ferromagnétiques néoformés, c'est la rémanence chimique (Dunlop et Özdemir, 1997). Bien qu'il y ait des exceptions, l'ARC est souvent rencontrée dans les roches sédimentaires. L'ARC est aussi stable que l'ATR . Lorsqu'un grain se transforme cristallographiquement, il subit l'action du champ extérieur et celle du champ produit par l'aimantation qu'il a déjà acquise. En général, l'effet du champ extérieur est faible ou négligeable, ce qui permet la conservation des inversions du champ magnétique dans les fonds océaniques, malgré la maghématisation générale de leurs laves (c'est un cas de transformation des minéraux ferromagnétiques par oxydation en d'autres minéraux ferromagnétiques). L'acquisition de la CRM en relation avec la croissance de la taille du grain se fait d'une façon similaire à l'acquisition d'une TRM mais ici au lieu de

considérer qu'il y a une variation de la température avec un volume de grain constant dans ce cas là on considère une croissance du volume à température constante. On parle alors ici du volume du blocage au lieu de la température de blocage. La figure 1-18 explique la relation entre le temps de relaxation, le champ coercitif et le volume du grain. Les grains monodomaines plus fins montrent un temps de relaxation très court et sont dans un état superparamagnétique (**Fig.I-15a**). Ainsi en présence d'un champ externe durant la croissance du grain et alors celle de son volume, le temps de relaxation augmente de façon brutale. Le volume du grain où se produit ce grand changement du temps de relaxation est appelé alors le volume de blocage. Au-delà de ce volume le grain passe de l'état superparamagnétique avec une aimantation instable à un état monodomaine avec une aimantation stable (**Fig.I-15b**).

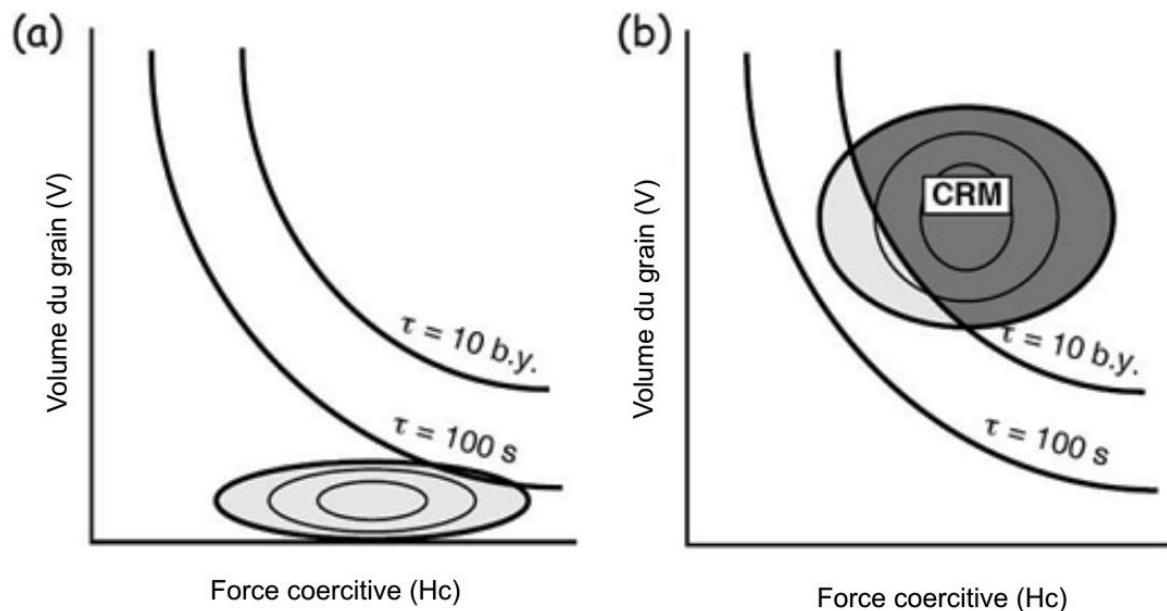


Figure 1.15. Représentation de la stabilité de l'aimantation dans des graines monodomaines (SD) en relation avec la croissance de leurs volumes. a) Au début de la précipitation chimique le grain se trouve dans un état superparamagnétique, b) lors d'un stade avancé de la précipitation le grain dépasse le volume de blocage en montrant un temps de relaxation très élevé et donc une aimantation rémanente chimique stable (Butler, 1998).

3.5. Aimantation rémanente visqueuse (ARV ou VRM)

C'est l'aimantation spontanée graduelle acquise lentement pendant l'exposition à un champ magnétique faible (exemple champ magnétique terrestre) et à des températures ordinaires. Cette rémanence n'est pas toujours négligeable et elle croît de façon logarithmique avec le temps, c'est une aimantation secondaire qui est du point de vue paléomagnétique un bruit indésirable.

$$\text{VRM} = S \cdot \log t$$

t : le temps d'acquisition de VRM

S : le coefficient de viscosité (S augmente avec la température).

L'exposition d'un ensemble de grains à un champ magnétique ambiant durant un temps d'acquisition (τ_0) produira un déblocage des moments magnétiques des grains ayant un temps de relaxation inférieur à τ_0 et donc les moments magnétiques s'aligneront dans le sens de ce champ magnétique appliqué. L'intensité de l'aimantation VRM produite augmente tant que le temps de l'exposition de ces grains au champ est long (**Fig.I.16**)

On peut parler même de l'aimantation thermo-visqueuse lorsque la roche d'intérêt paléomagnétique subit des intervalles de réchauffement liés au métamorphisme.

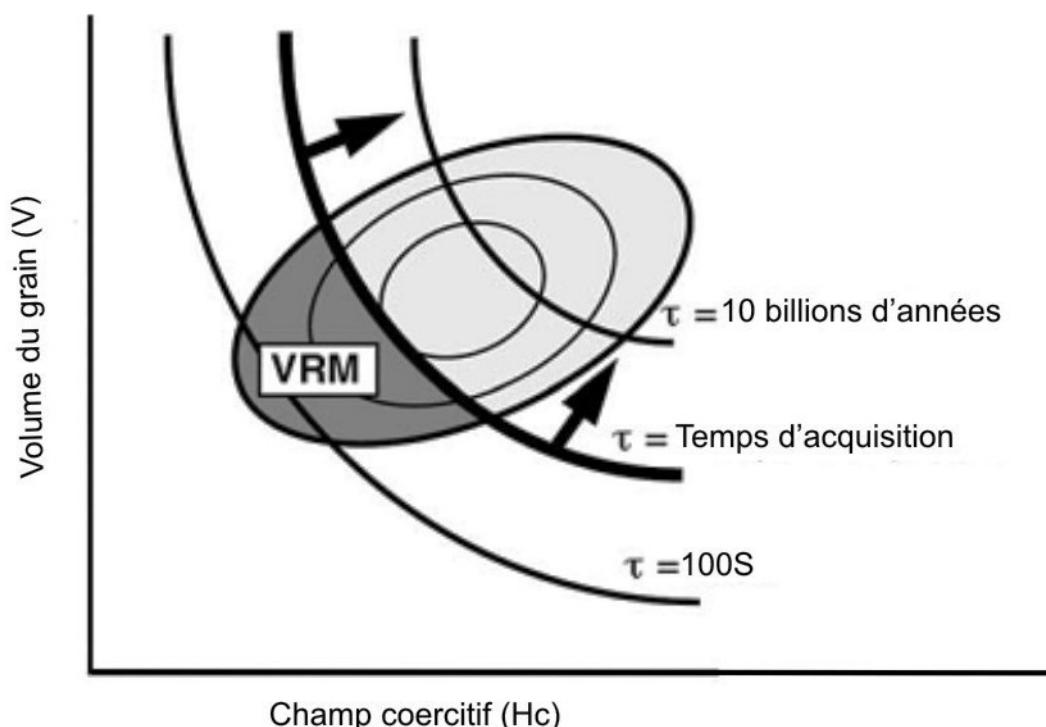


Figure I.16. Schématisation de l'acquisition de la VRM, montrant la relation du volume du grain (V) et le champ coercitif (H_c), pour une distribution hypothétique de grains monodomaine. Tant que le temps de l'acquisition de la VRM augmente, les lignes du « $\tau = \text{temps d'acquisition}$ » parcourent à travers la population des grains monodomaines de la partie basse à gauche vers le haut à droite. Ainsi les grains ayant progressivement un τ de plus en plus élevé acquièrent une aimantation VRM avec le temps.(Butler, 1998).

3.6. Aimantation rémanente détritique ou de dépôt (ARD ou DRM)

C'est l'aimantation acquise par les roches sédimentaires, par l'orientation parallèle au champ des particules magnétiques produits d'érosion des roches anciennes, pendant le dépôt et la lithification. Le minéral ferromagnétique détritique le plus dominant dans la plupart des environnements sédimentaires est la magnétite (ou titano-magnétite pauvre en Ti).

Cette aimantation est aussi stable que l'ATR mais moins robuste que cette dernière. Les processus post-dépôt telles que la compaction et la bioturbation peuvent affecter cette aimantation. Ainsi les grains ferromagnétiques se trouvent lors du dépôt en compétition d'orientation dans les sens du champ magnétique ambiant et des forces dynamiques et gravitaires. Ceci provoque une erreur d'inclinaison de la DRM comme illustré dans la **figure I.17**.

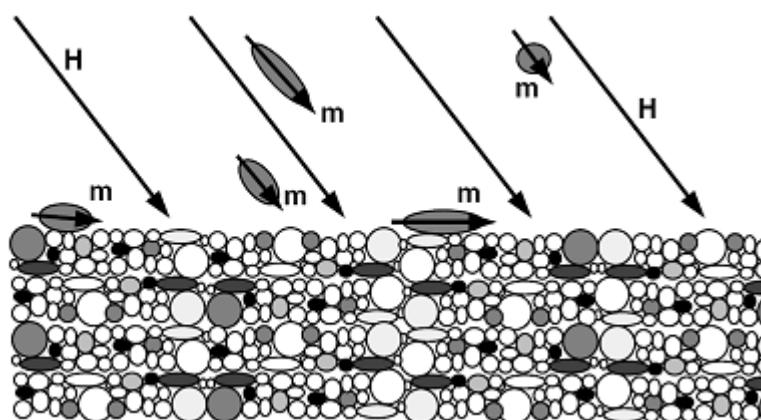


Figure I.17. Représentation schématique des grains ferromagnétiques ayant un moment magnétique (**m**) au cours de sédimentation en présence d'un champ magnétique (**H**). Les grains allongés avec un moment **m** le long du grand axe montrent une tendance de rotation au contact avec le plan horizontal donnant une erreur de l'inclinaison (*inclination shallowing of detrital remanent magnetisation*) de la DRM (Butler, 1998).

Chapitre 2 : Géologie de la région d'étude

I.Situation Géologique et Géographique de la zone

Le chaînon alpin atlasique est situé dans la partie centrale du marocain et il est considéré comme une des principales provinces géologiques du maroc. Le territoire marocain, situé dans la marge nord-ouest africaine est très diversifié en terme de propriétés topographiques, climatiques et géologiques

1.Les provinces géologiques du Maroc

Le Maroc peut être subdivisé en cinq principales provinces géologiques, représentées par des séries sédimentaires et des roches cristallines dont les âges varient du précambrien jusqu'au temps actuel. Ces séries et roches enregistrent les marqueurs structuraux des différentes phases orogéniques du précambrien, Hercynienne et la phase alpine. Selon la dominance des roches et des structures les plus anciennes et donc de l'histoire géologique on peut distinguer entre différentes zones (**Fig.1 et 2**) ; i) domaines Saharien et Anti-Atlasique où s'exposent les roches et les structures précambriennes, ii) le domaine Mesitien ou Hercynien, caractérisé par des séries du paléozoïques qui fossilisent les déformations de l'orogenèse Hercynienne ii) et les deux domaines Atlasique et Rifain où dominent les séries méso-cénozoïques et les déformations récentes alpines. Dans cette partie nous allons décrire ces zones en allant du Sud vers le Nord, indépendamment de l'ordre chronologique de leurs roches et structures

1-1: La Province Saharienne

Elle s'étend sur une vaste zone pénéplanée dont les altitudes restent très faibles par rapport au reste des domaines, elle est composée essentiellement de plateaux et de plaines (200 et 500m). Ce domaine fait partie du craton ouest africain dit aussi l'afrique stable et s'establi sur des terrains cristallins très anciens. Ces terrains occupent la dorsale de reguibate dont la partie ouest est caractérisée par des roches cristallines d'âge archéen, alors que la partie Est est constituée de terrains du Birrimien. Le tout est affecté par l'orogenèse éburnéenne, qui a rendu le craton ouest africain un domaine stable non ou peu affecté par les orogenèses ultérieures. Les terrains de couverture peuvent être subdivisés en deux ensembles, i) terrains mésozoïques de puissance faibles et de structures tabulaire ii) couverture du paléozoïque dont les terrains sont faiblement déformés lors de l'orogenèse hercynienne.

Sur L'extrême occidentale du domaine saharien, s'étendent les plaines atlantiques représentées par un ensemble de bassins côtiers (Tarfaya, dakhla, Boujdour et Laayoun) dont les terrains sont d'âges récents (crétacé et Cénozoïque).

Au Nord le domaine Saharien s'étend sur les terrains de la plate forme de Tindouf où les terrains du bouclier précambrien sont couverts par les séries discordantes du paléozoïque.

1-2 Anti-atlas

Il est situé au nord du domaine saharien, sur la marge du craton Ouest africain, et au sud du Haut atlas, la chaîne anti-atlasique s'étend sur plus de 700Km de long dans une direction ENE-WSW, et une largeur d'environ 150Km. De point de vue topographie s'élève à une altitude moyenne d'environ 2000m et représente à la différence du domaine saharien des sommets dont les altitudes peuvent dépasser les 3000m (J.Siroua, 3300m). C'est un vaste bombement anticinal où le socle précambrien affleure au cœur d'un ensemble de boutonnières (saghro, kerdous, ifni, Bas draa...). Les roches cristallines du précambrien enregistrent les traces de l'origine éburnéenne (2 à 1.8 Ga) et celle Panafricaine (660Ma), et sont entourées d'une couverture paléozoïque faiblement déformée. Les structures hercyniennes s'expriment en générales par des plis kilométriques dont les tendances empruntent la forme arquée du craton stable, NW-SW dans la partie occidentale, E-W dans la partie centrale et NW-SE dans le prolongement oriental vers la chaîne de l'Ougarta (SW d'Algérie). Dans la région de Tafilalt plonge sous les séries tabulaires crétacées de la plate forme saharienne.

1-3 Les chaînes atlasiques (Alpines)

Le Haut Atlas s'étend sur 700Km de longueur à l'intérieur du territoire marocain. Il forme une barrière topographique de direction ENE-WSW, d'environ 100Km de large qui sépare les Mesetas au Nord de l'Anti-Atlas au Sud. Il se prolonge vers l'Est par l'Atlas Saharien sur le territoire algérien et l'Atlas tunisien sur les terres tunisiennes. Les altitudes sont de plus en plus élevées en allant de l'est vers l'ouest partant de la marge tunisienne en allant vers le Haut Atlas central marocain où les altitudes dépassent les 4000m (Jbel Toubkal.417, Ighil Mgoun.4071). Quant au Moyen Atlas, il représente une branche de direction NE-SW qui se sépare du Haut Atlas dans la région de Beni Mellal et s'étend jusqu'à la région de Taza

1-4 Le Domaine Mesetien

Il est nommé aussi domaine hercynien, et correspond à un ensemble de zones dominées par des plaines et des plateaux. Le domaine Mesetien peut être subdivisé en deux ; meseta occidentale et Meseta orientale qui se prolonge en Algérie par la Meseta Oranaise. Considérant la totalité du domaine Mesetien le socle y est représenté par des séries paléozoïques complètes du Cambrien jusqu'au permien. Les roches paléozoïques sont déformées lors de l'orogenèses hercynienne ou varisque et affleurent sous formes de grandes « boutonnières » (Rehamna, Jebilete, Massif central , Mekam). Les terrains de couverture d'âge méso-cénozoïque, reposent en discordance majeure sur le socle et reste tabulaire sur la totalité du domaine à l'exception de quelques déformations faibles au voisinage du domaine atlasique.

1-5 Rif

Il s'installe sur la partie septentrionale du Maroc, et constitue la le Tell la chaîne alpine méditerranéenne résultat de collision cénozoïque entre l'Afrique et l'Eurasie sur la marge nord africaine. Elle se prolonge vers le nord par les chaînes Bétiques en Espagne. Ce chaînon de forme arquée montre des élévations qui peuvent dépasser les 2000m. Le domaine rifain est constitué d'un ensemble de séries allochtones charriées vers le sud sur la marge africaine.

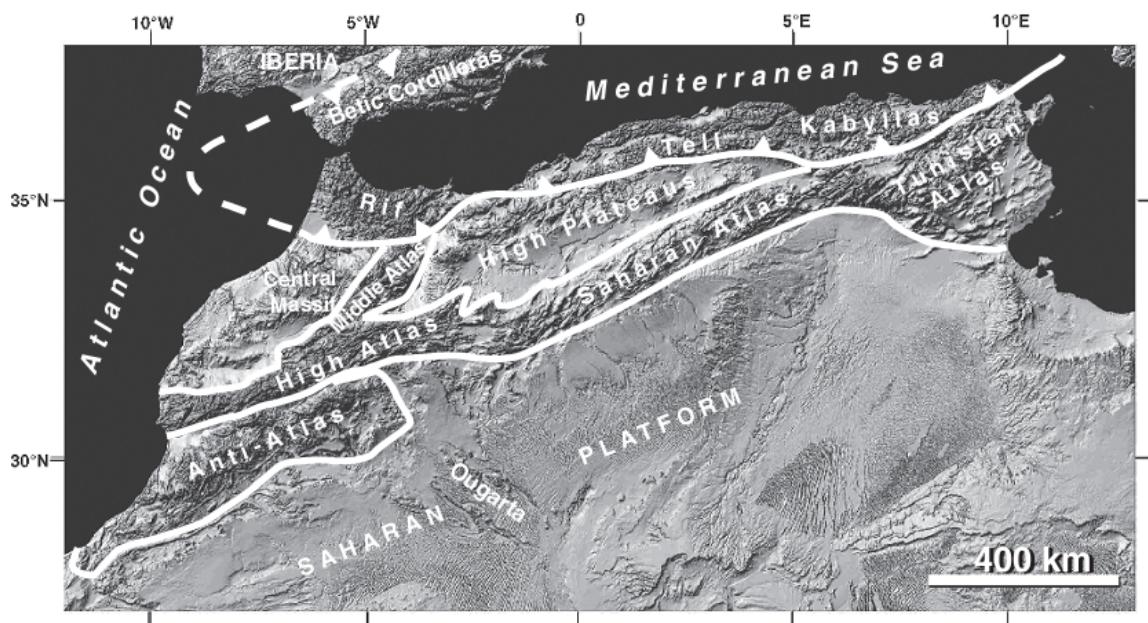


Figure II 1. Les différents domaines physiologiques de marge nord-ouest de l'Afrique
(d'après Michard et al.,2008)

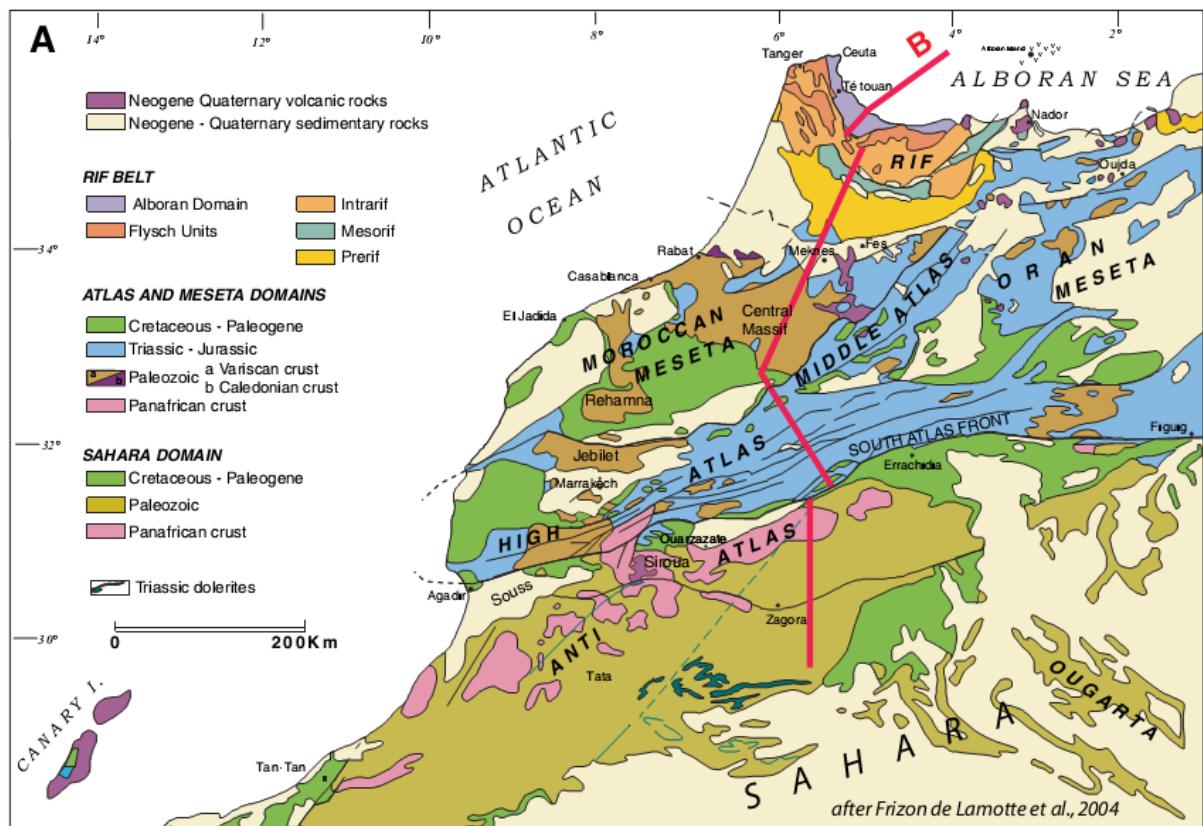


Figure II 2. Les principales provinces géologiques du Maroc nord (in Frizon de Lamotte et al., 2004)

2. Situation Géographique et subdivision géologique du Haut Atlas

La chaîne atlasique est subdivisée en trois grands ensemble à l'échelle de la marge maghrébine sur toute son étendue depuis la marge atlantique marocaine jusqu'à la marge tunisienne, l'atlas tunisien , le haut atlas saharien (Algérie)et le haut atlas marocain à l'Est (Fig.3).

Le Haut Atlas marocain est subdivisé quant à lui en quatre grands ensembles ; le Haut Atlas atlantique ou occidental , le Haut Atlas paléozoïque ou l'Atlas de Marrakech ; le Haut Atlas central et le Haut atlas oriental(Fig.4).

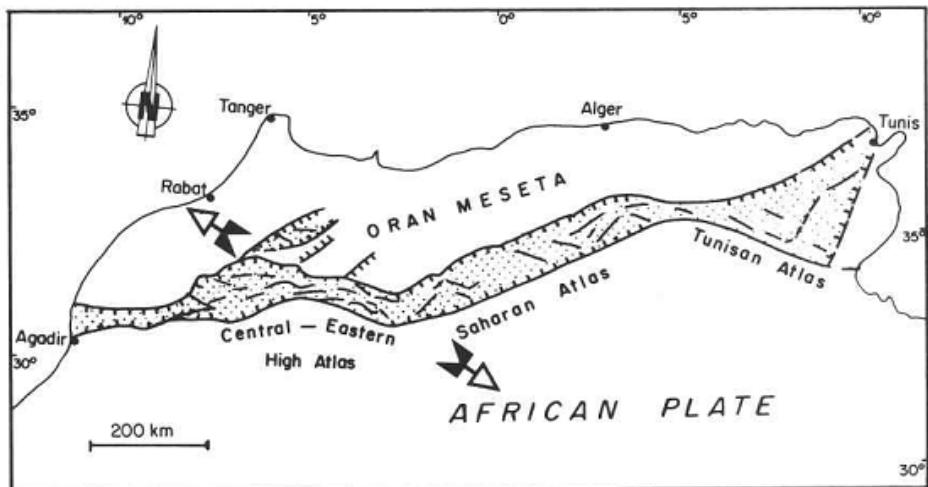


Figure II.3. La chaîne atlasique dans la marge Maghrébine

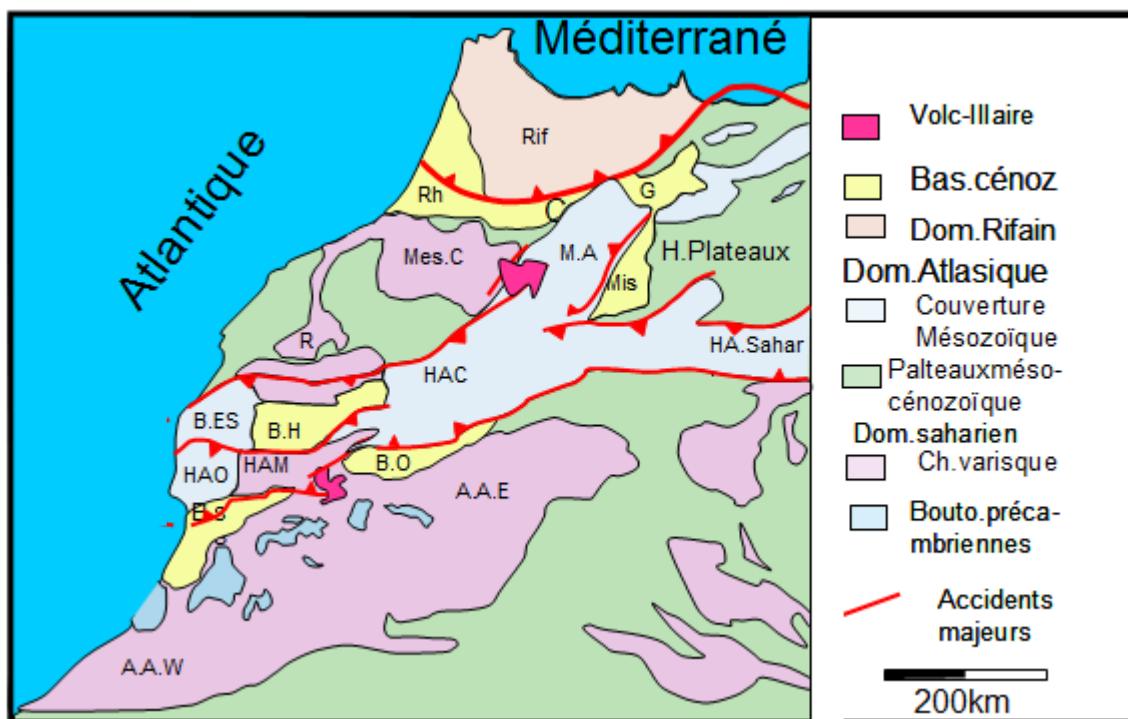


Figure II.4. Les différents sous-domaines structuraux du Maroc Nord (AAW : Anti-Atlas occidental ; AAE. Anti-Atlas oriental ; BO : Bassin de Ouarzazate ; BS : Bassin de Souss ; BH : Bassin de Haouz ; BES ; Bassin Essaouira ; R ; Rhamna ; Mis : Bassin de Missour ; Mes.c : Meseta central ; Rh : Bassin du Rharb ; G : Bassin de Guercif , MA :Moyen Atlas) et les subdivisions du Haut Atlas : (HAO : Haut Atlas occidental ; HAM ; Haut Atlas de Marrakech ; HAC ; Haut Atlas Central) . (D'après Missenard, 2006).

2.1. Haut atlas atlantique

C'est l'ensemble qui occupe la partie la plus occidentale de la chaîne. Il s'étend entre la côte océanique atlantique et le couloir triasique d'Argana. Le Haut atlas atlantique est constitué d'une série méso-cénozoïque, principalement marine. Sa structuration se matérialise par une disposition en larges cuvettes synclinales que séparent des rides aigues (Beauchamp,1985).

2.2. Massif ancien ou Haut atlas de Marrakech

Il est limité du côté Ouest par le couloir d'Argana et du côté Est par le col de Tizi n'Tichka. Il est nommé ancien vue l'âge des roches qui lui sont constitutives. Le précambrien y est représenté par les roches magmatiques (éruptives). Alors que les terrains paléozoïques dominent la totalité du secteur.

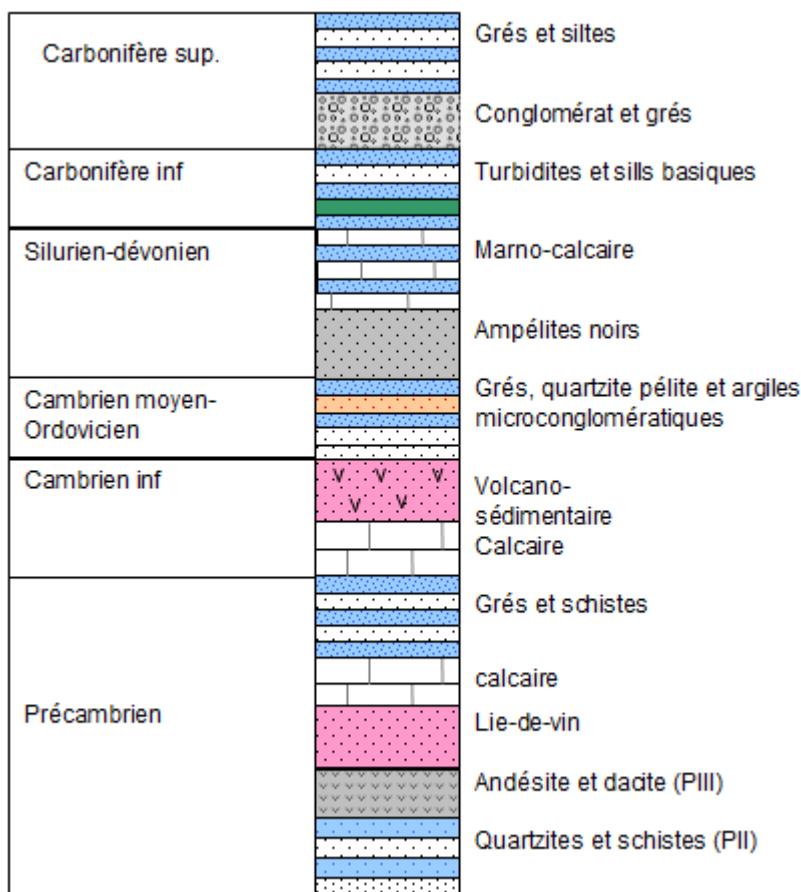


Figure.II. 5.Log. synthétique des séries anciennes du Haut Atlas de Marrakech

2.3. Haut Atlas Central

Il s'étend entre Tizi n'Tichka à l'Ouest et les gorges de Oued Ziz à l'Est. Le Haut atlas central est constitué par des terrains mésozoïques, marins et continentaux. La colonne stratigraphique s'étend depuis le Trias jusqu'au Crétacé. La structuration de ce domaine se

manifeste en alternance de larges zones synclinaires, occupées par des terrains du jurassique moyen voir le crétacé dans certains endroits, que séparent des ridges anticlinales étroites constituées par les formations liasiques.

2.4. Haut Atlas Oriental

Il occupe l'extrême Est de la chaîne, et s'étend des gorges de Ziz jusqu'au confins algériens. Cet ensemble est constitué par une série mésozoïque semblable à celle du Haut Atlas central. Il affiche de nombreuses boutonnières (Tamlalt, Mougueur....).

II.Les étapes géodynamiques principales et implications sur le haut atlas marocain

Après l'orogenèse hercynienne et la formation du méga-continent nommé « Pangée » entouré d'un seul océan « Panthalassa » ou pacifique, suite à la collision de la Gondwana et la Laurentia, et en réponse au cycle de Wilson, la Pangée subit son démantèlement. Lié à ce processus, se trouve en naissance le présent océan Atlantique, dont la formation débutait par l'ouverture du de l'Atlantique central, ainsi que celle de l'océan Téthys dès le Trias (Huon et al.1993 ; Laville 1985 ; Laville et Piqué,1991). Comme réponse à l'extension génératrice des deux futurs océans, la marge nord africaine était le lieu d'une fracturation intense, due à la reprise des anciens accidents de la chaîne hercynienne (Laville et petit, 1984 ; Laville 1995). Bien qu'il soit le modèle adopté, cette fracturation a donné naissance à un rift intra-plaque « Rif Atlasique » au Trias supérieur (Du Dresnay, 1975 ; Warme, 1988 ; Jacobshagen et al. 1988 ; Laville et Piqué, 1991 ; Souhel et al. 1993 ; Beauchamp et al., 1996 ; Gomez et al., 2000). En conséquence l'évolution du domaine atlasique, depuis le stade rifting jusqu'au stade de la chaîne actuelle est étroitement liée à ce qui s'est passé sur les bordures de la plaque africaine. Ainsi la trajectoire de la dérive de l'Afrique est fortement contrôlée par l'ouverture de l'atlantique (Fairhead, 1988). Sans négliger l'influence d'autre événements géodynamiques avoisinants qui ont régner durant cette époque, à savoir la séparation de l'Australie et l'Inde de la partie SE du Gondwana (Olivet, 1984).

1. Rifting atlantique et atlasique : du trias Supérieur au début Lias

L'ouverture contemporaine des deux rifts atlantique et atlasique débutait au trias supérieur (Laville et Piqué, 1991 ; Laville et al. 1991 ; Piqué et Laville, 1993 ; Laville et al., 2004 ; Ibouh, 2004) suite au démantèlement de la Pangée et la séparation entre les deux plaques africaine et américaine.

A ce stade, sous un régime en extension NNW-SSE (Laville ; 1985 ; Medina,1991 ; Ait Brahim et al., 2002 ; Ibouh, 2004) oblique par rapport aux structures anciennes de la phase hercynienne (Laville, 1977 : Mattaouer et al,1977 ; Lavile , 1981, 1985), les failles, surtout les directions N070 à E-W, héritées de cette phase seront réactivées(Ando et al., 1984 ; De Boer et Clifford,1988 ; Hutchison et Klitgord, 1988 ; Laville et Petit 1984 ; Froitzhem, 1988, Laville 1995) en failles normales parfois à composante cisaillante responsable de la formation d'un système en Horst et grabens (Laville et petit 1984, Medina 1984, 1985). Ceci donne naissance à de nombreux bassins orientés NE-SW (Heyman, 1989) sur la marge nord du craton africain (Michard, 1976).

2. Avortement du rift et instauration d'une PFC : Du lias inférieur-Lias moyen :

A la fin du trias Supérieur début lias inférieur on assiste à l'avortement du rift atlasic (Piqué et Laville,1991; Piqué, 2001 ; Ibouh,2004) suite à une concentration du régime extensif dans le rift atlantique central (Piqué et al., 2007). Ainsi le rifting atlasique s'estompe et s'accompagne d'un affaiblissement du dôme thermique (Ibouh, 2004 ; Piqué et al., 2007). A ce stade l'activité de subsidence thermique post-rift prend la relève, au début du Lias inférieur, assurant l'espace disponible permettant l'installation d'une plate forme carbonatée d'obédience téthysienne, d'extension régionale, au Lias inférieur et moyen (Bouchouata et Laville, 1994), ouverte vers l'Est (Ibouh, 2004). Les calcaires et dolomies du Lias plombent ainsi le rif triasico-liasique (Laville et al.,1995), suite à une transgression d'obédience téthysienne qui à commencé dès le lias basal, probablement à l'Hettangien. Celle-ci envahit les terrigènes rouges du Trias. Cette phase est accompagnée d'une accalmie tectonique pour laquelle cette période est nommée comme « période de stabilité » (Fedan, 1988).

3. Dislocation de la PFC et individualisation des bassins du Lias supérieur début Dogger (180Ma)

Le passage Toarcien-aalénien est marqué par un événement très important dans l'histoire géodynamique de l'atlantique central et donc son implication sur la marge maghrébine puisqu'il représente l'âge de la formation des premières bandes du tapis roulant de la croute océanique atlantique (Hardenbol et al., 1998 ; Gradstein et Ogg, 1996 ; Harland et al., 1989).

L'installation de la plate-forme s'accompagne d'une extension synsédimentaire, de direction moyenne NW-SE, responsable de sa dislocation contemporaine à la sédimentation. Le paroxysme de cette dislocation est situé au passage Domérien-Toarcien suite à des mouvements décrochants senestres dans le haut atlas marocain sur les failles E-W à N70 (Piqué et al., 2007) .

4. Passage à un régime compressif (Transpressif) Phase Bajocien- callovien

La collision de la partie Est de la frontière alpine entre le bloc Apulie et la marge européenne (Olivet,1984) décroît la taux de dérive de l'Afrique vers l'Est à partir du Bajocien (Fig). Ainsi que le début du rifting de l'atlantique sud au jurassique supérieur (Robinowitz et Labreque, 1979 ; Fairhead,1988). L'Ibérie commence à migrer vers le SW selon un déplacement senestre par rapport à l'Europe suite au début du rifting entre l'Ibérie et le Grand Banks (Srivastava and Verhoef, 1992 ; Rosenbaum et al., 2002) (Fig.). Dans la chaîne atlasiche, ces événements se traduisent par le commencement des mouvements liés à une compression subméridienne. Il en résulte un relais des cisaillements senestres et des chevauchements sur les accidents principaux N070 à E-W. Ainsi une activité magmatique et initiation des reliefs syn-sédimentaires dans le centre de la chaîne ont été mises en places (Ibouh , 1995 ; Piqué et al., 1998). Ceci marque le début de l'inversion tectonique du bassin atlasiche en relation avec les premiers stades du début du rifting de l'atlantique sud au Jurassique supérieur, qui va conduire à la migration de l'Afrique vers le NE.

Au callovien, Dans l'Atlantique central le taux d'expansion de la ride médiocéanique est marqué par une accélération, avec une vitesse qui atteint (3.5 cm/an). Cette accélération voit son ralentissement au jurassique supérieur. Elle s'exprime dans le Haut Atlas Central par le renouvellement de l'activité des cisaillements senestres, sur les failles E-W, responsables de la mise en place du magmatisme alcalin dans les couches rouges jurassiques

(Ibouh, 2004). Cette période est caractérisée par de grands apports de sédimentation terrigène durant le Bathonien et le Jurassique supérieur.

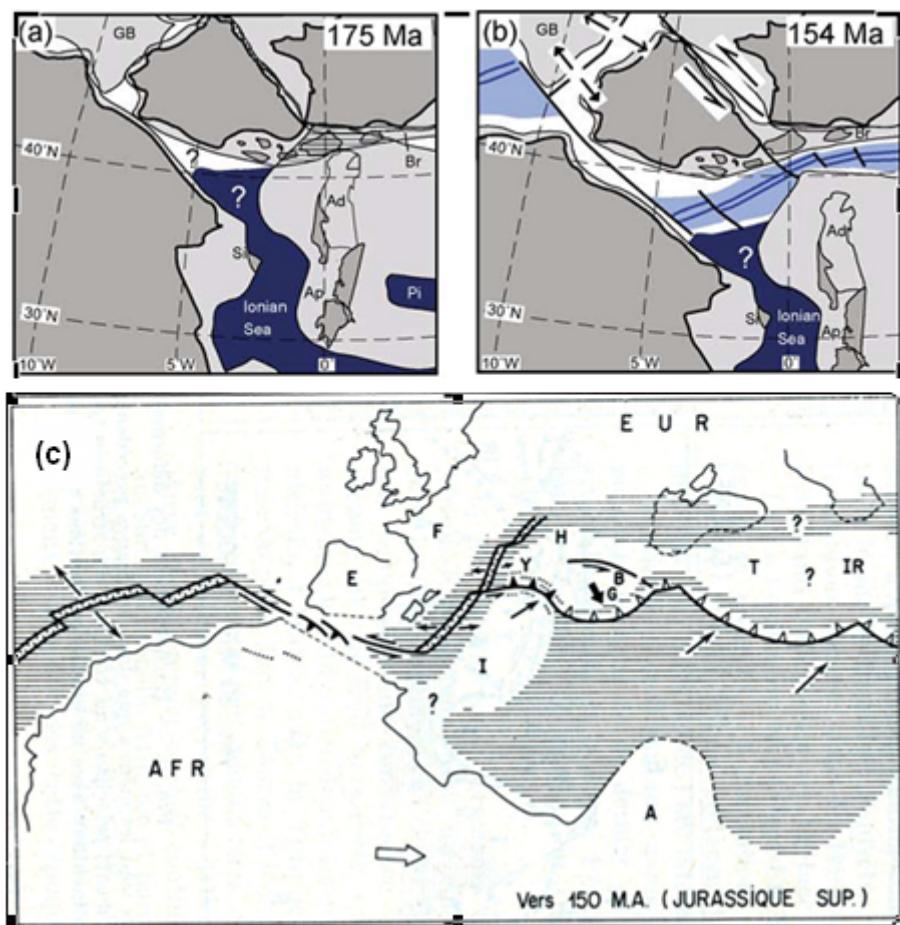


Figure II.6. Début du rifting et le déplacement senestre de l’Ibérie vers le SW par rapport à l’Europe (a et b) (d’après Rosenbaum et al., 2002). La dérive vers l’est de l’Afrique et la collision dans la Méditerranée orientale au Jurassique supérieur (d’après Olivet 1984)

5. Crétacé

Au crétacé inférieur l’Afrique se trouve en dérive vers le NE, ainsi que la subduction subsiste dans la Méditerranée orientale (Fig.II.7). Ce sens changera au crétacé supérieur et devient franchement NE à NNE (Fig.II.7). Durant cette période, le taux d’expansion de la ride medio-atlantique de l’Atlantique central, revoit une nouvelle accélération est atteint (3.8 cm/an) (Olivet, 1984), probablement résultat de la séparation complète entre l’Afrique et l’Amérique du sud (Fairhead, 1988). Ainsi durant cette phase la plaque de l’Ibérie se trouve en déplacement vers l’Est parallèlement à l’Afrique (Olivet, 1984), mouvement déclenché par

l'ouverture de l'atlantique Nord. L'Afrique se trouve en mouvement vers le NE à Nord, suite à la convergence de la partie Est de la frontière alpine et l'ouverture de l'atlantique sud débuté depuis 105Ma (Curie et al., 1983). Ce déplacement vers le Nord est probablement appuyé par l'expansion au niveau de l'océan indien avec la séparation de l'inde, madagascar, l'Australie et l'Antarctique de la partie SE de l'Afrique au début du Barrémien (112 Ma) (Olivet, 1984). Durant cette époque entre (92Ma et 83Ma) Rosenbaum et al. 2002 ont mis en évidence la présence d'une événement d'accélération de la convergence dans la partie est de la méditerrané arrivant jusqu'à 90Km/y Par conséquence, la chaîne atlasique, suite aux contraintes compressives submériennes engendrées par le mouvement vers le Nord l'Afrique, se trouve mise en Horst.

Ce changement de trajectoire de la dérive de la plaque africaine, s'exprime par un changement de champ de contraintes dans les bassins atlasiques, induisant une convergence au niveau des failles E-W et des cisaillements sur les failles NE-SW e NW-SE (Ibouh2004).

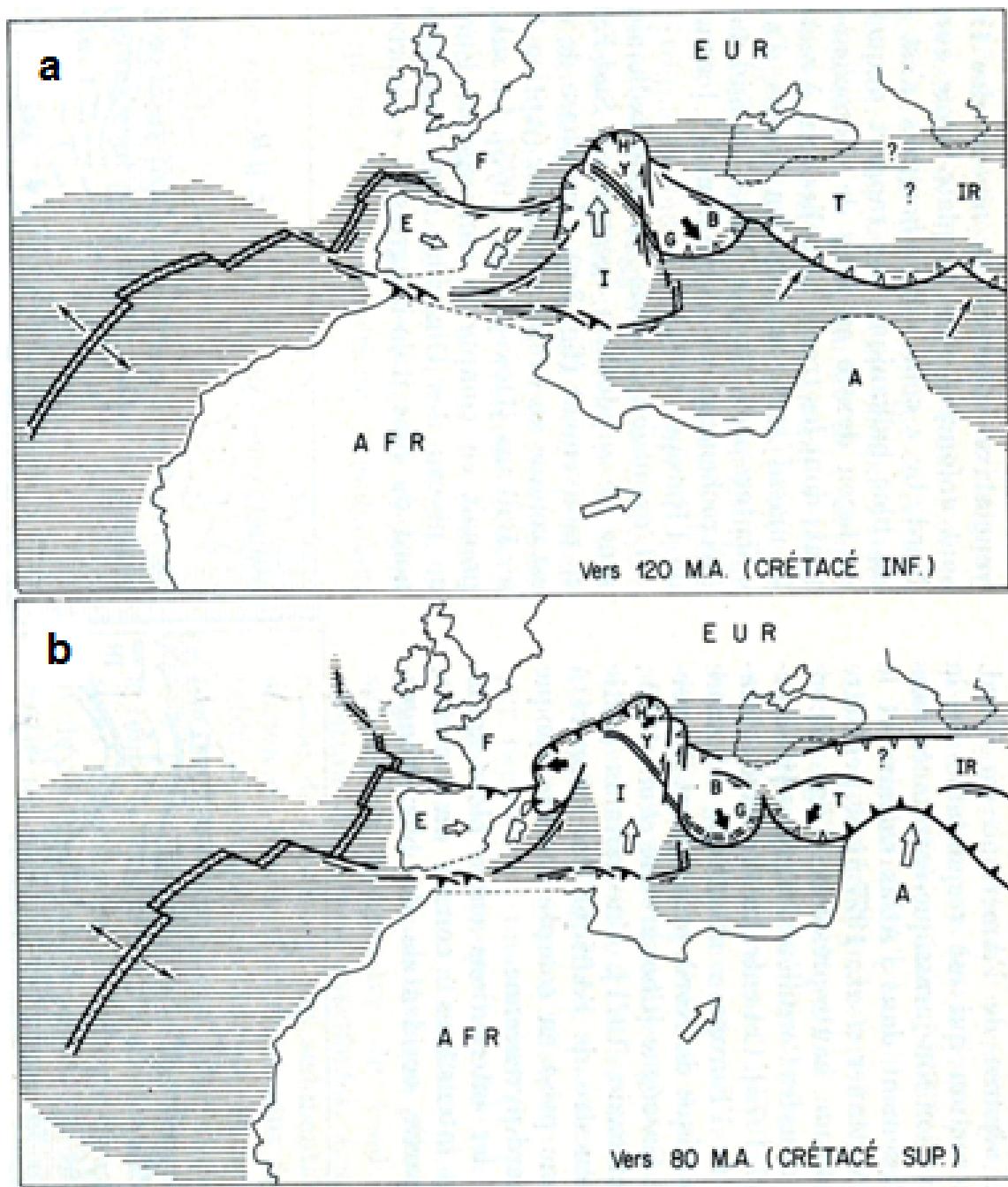


Figure II.7. Dérive de la plaque et de l’Ibérie et la géodynamique de la méditerranée orientale au Crétacé

6. Phase d'inversion cénozoïque

A partir du crétacé supérieur commence la convergence entre l’Afrique et l’Europe suivant une direction de dérive vers le NE. Les effets sur le domaine atlasique restent mineurs jusqu’à l’éocène. L’éocène moyen connaît le premier événement majeur de l’inversion. A cette époque se produit une inversion générale des paléo-failles normales du bassin Triasico-

jurassique atlasique. Cet événement nommé comme « événement atlasique » Lafitte (1939) est représenté par une discordance angulaire dans les Aurès et dans la bassin de Houdna (e.g. Lafitte, 1939 ; Frizon de Lamotte, 1998 ; Guiraud, 1975 ; Bracéne et Frizon de Lamotte, 2002 ; El Khomsi et al., 2009 ; Frizon de Lamotte et al., 2009) (Fig.8).

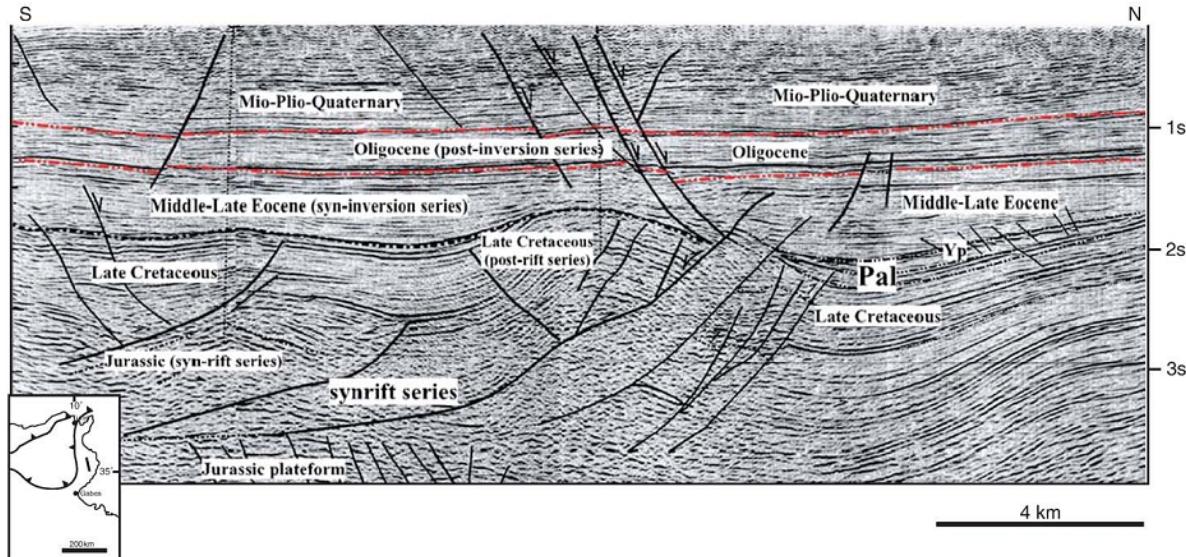


Figure II.8. Profil sismique interprété dans l'avant pays de l'Atlas Tunisien (pleine côtière du Sahel) montrant un plissement synsédimentaire du Paléogène (d'après Khomsi et al., 2009).

Après cet événement vient le dépôt des mollasses de l'oligocène et du miocène qui seront par la suite suivie par un deuxième événement majeur de plissement et de l'édification du relief atlasique (Fig.9). Après cet événement les mollasses postérieures à « l'événement atlasique » se trouvent elles même plissées, ainsi la chaîne atlasique subit un fort soulèvement et un plissement généralisé dans tout l'Atlas Maghrébin au Pléistocène. Les plis montrent des axes de direction E-W indiquant une contrainte compressive maximale de direction N-S.

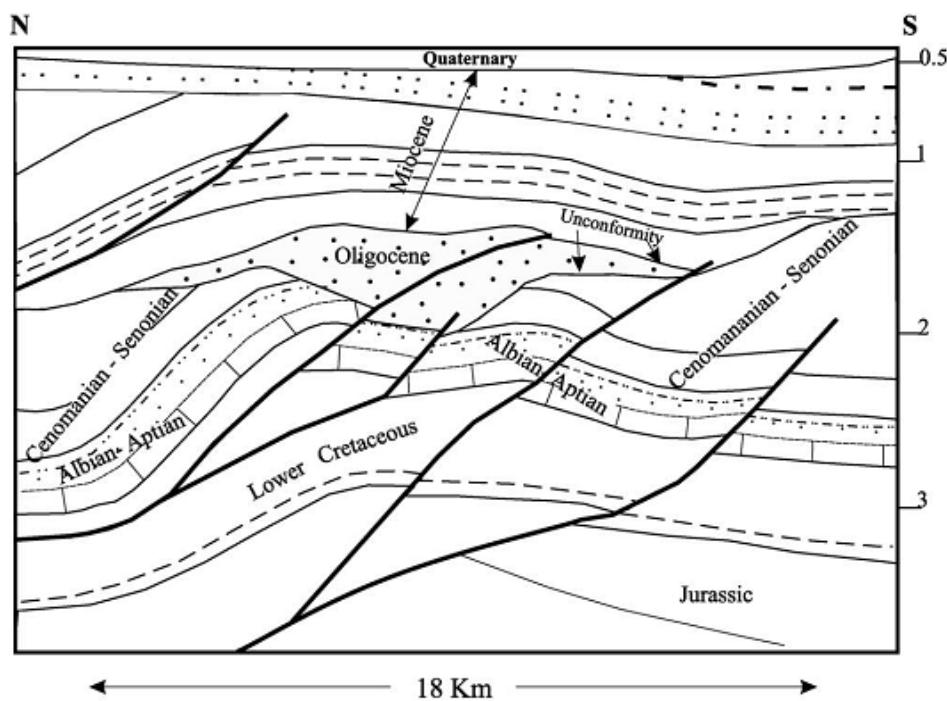
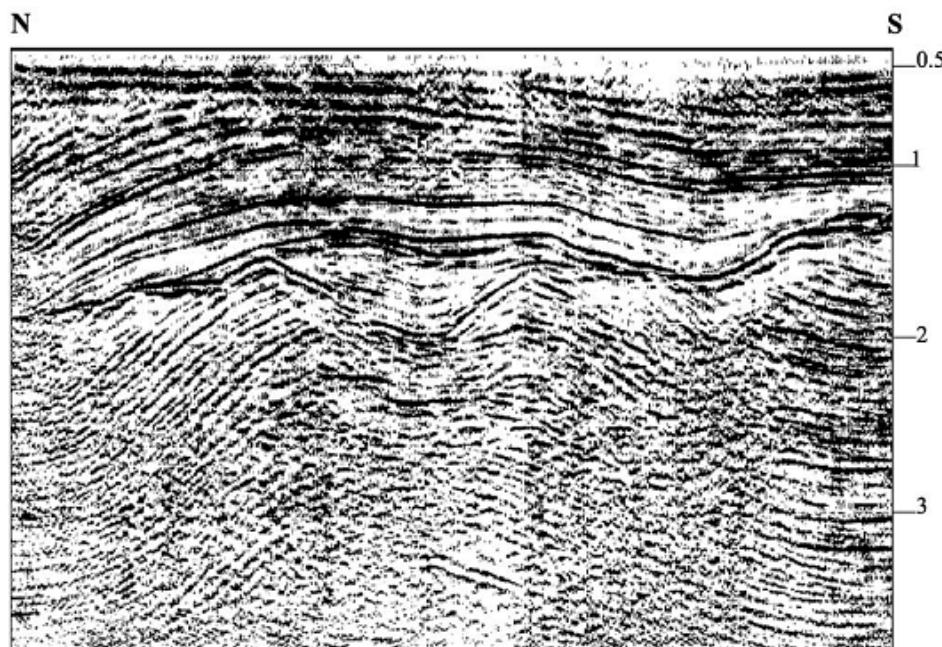


Figure II.9. Illustration des deux événements de plissement connu à l'échelle régionale (anté-Oligocène et post-Miocène) dans un Profile sismique (TWT,seconds) et son interprétation à travers un anticlinal enfoui sous le bassin de Hodna (Bracéne et Frizon de Lamotte,2000)

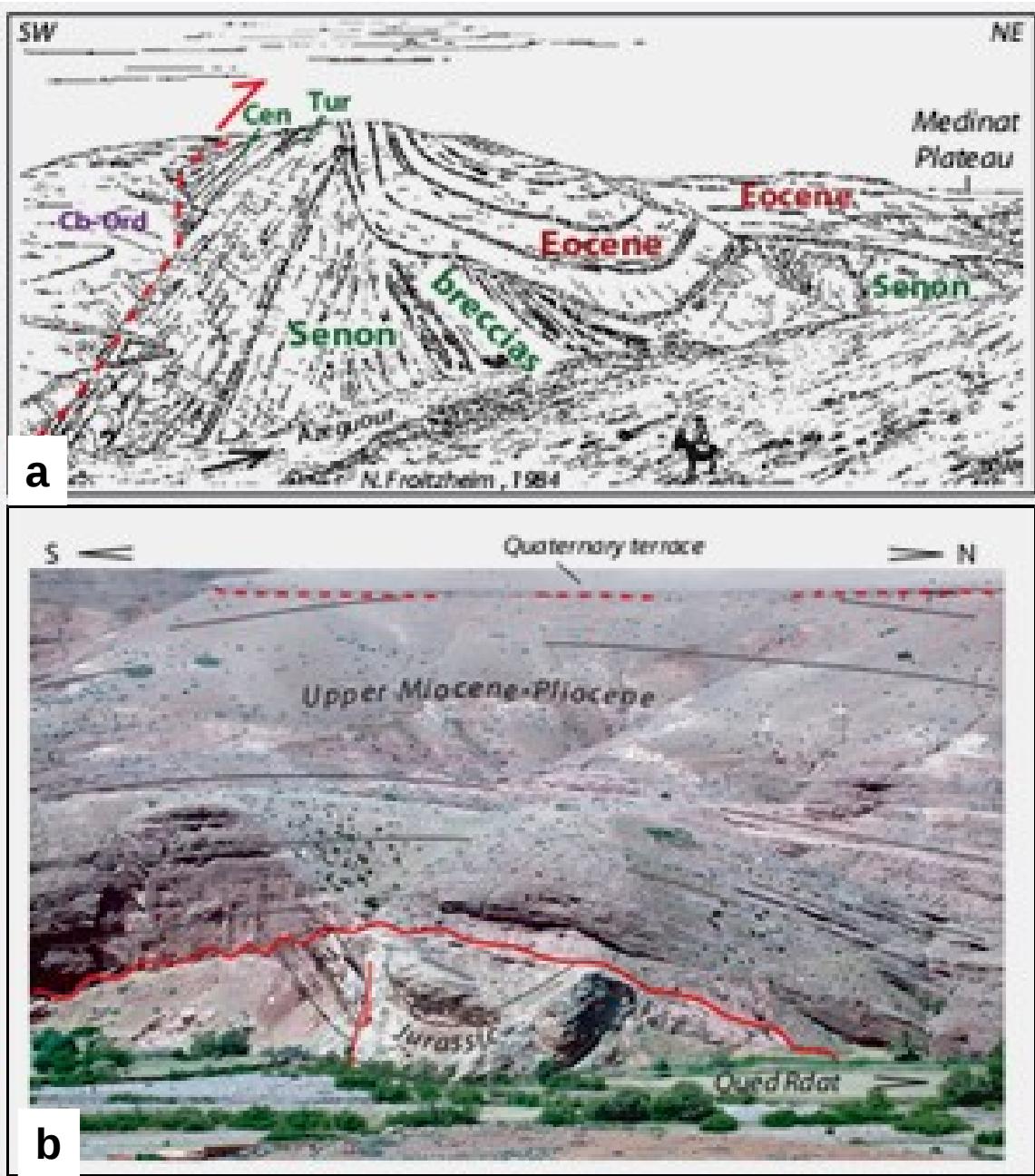


Figure II.10. a) vue panoramique de la discontinuité plissé entre les couches Eocène et Les celles plissé du Sénonien le long de la faille d’Azgour (modifiée par Frizon de Lamotte D’après Froitzheim, 1984). b) Discordance plissé du Miocène-Pliocène sur les couches Jurassique déjà plissées dans la zone Sub-Atlasique Nord, (Région de Sidi Rahal au SW de Marrakech) (d’après Missenard et al., 2007)

III. Géologie du Haut Atlas

1. Cadre lithostratigraphique

Dans cette partie une description détaillée des différentes séries du Haut Atlas au cours de l'évolution de son bassin sera présentée en faisant le renvoi vers les principales zones échantillonnées pour les études paléomagnétiques et de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique. Le haut atlas montre une colonne stratigraphique marquant les différents stades géodynamiques et tectoniques pré-cités allant du rifting à l'inversion.

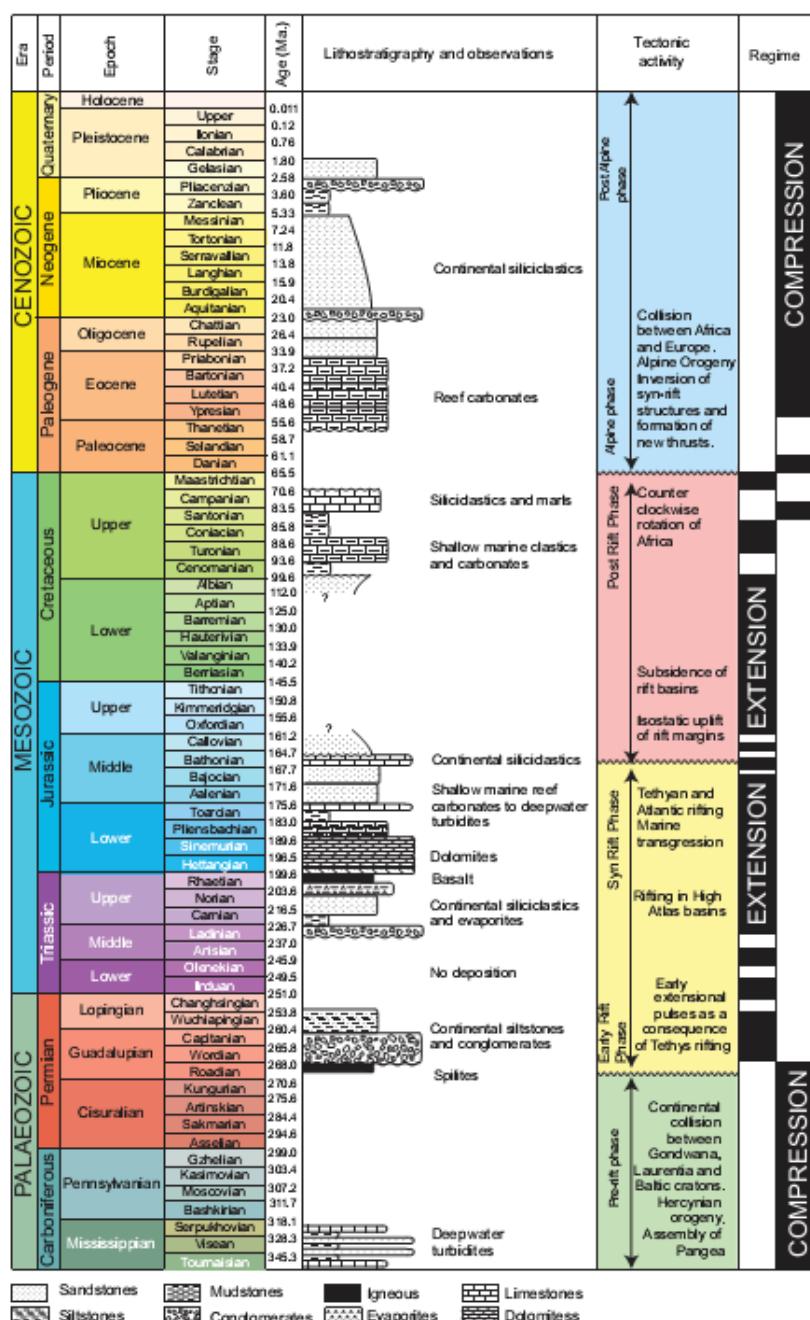


Figure II.11. Log synthétique des événements tectoniques et les séries stratigraphiques du bassin du Haut Atlas central (données collectés d'après Beauchamp et al.,1996 ; Le Roy et al.,1998 ; Beauchamp et al.,1999)

1.1. *Trias*

Les séries triasiques reposent en discordance angulaire sur le socle paléozoïques structuré par l'orogenèse hercynienne. Le trias affleure en grande partie dans plusieurs bassins du Haut Atlas de Marrakech et dans le couloir d'argana, les principaux affleurements dans les atlas dominent la partie allant de Demnat à argana, les séries triasiques affleurent aussi dans les autres boutonnières du Haut Atlas, et domine également le cœur des rides anticlinales éjectives (Heitzmann, 1987) le long de tout le Haut Atlas central.

La partie du Haut Atlas située entre Demnat et Argana montre des séries triasiques (ou permo-triasiques) de puissances très importantes. Plusieurs bassins du massif ancien de marrakech exposent des séries rouges du permien au trias, six formations ont été définies dont les trois premières ont été datées comme étant d'âge permien et les trois dernières (F4,F5 et F6) ont été attribuées au trias. Dans le bassin d'argana les couches rouges permo-triasiques montrent une puissance d'environ 5000m (Tixeront, 19873 ; Brown, 1980) où la formation d'Ikakern attribuée au permien supérieur (Brown, 1980 ; Jalil et Dutuit 1996) repose en discordance angulaire sur le socle paléozoïque. Cette formation, dont l'épaisseur peut atteindre 2500m (Henares et al.2016), commence par une série conglomératique à la base sur laquelle reposent une série de grés grossiers ou conglomératiques qui passe verticalement à des termes de plus en plus fin, grès, siltites et argiles. Les couches triasiques commencent par la formation de Timezgadiouine dont le membre inférieur de Tanamert caractérisé par les conglomérats de base. Sur ces conglomérats se déposent des séries de grés et d'argiles du membre d'Aglegal dont la partie basale est attribuée par Medina et al. 2001 au Trias moyen Anisian–Ladinian. Cette formation se termine par des termes fins argileux dans lesquels s'intercalent des niveaux gréseux. L'épaisseur maximale de cette formation est d'environ 2000m (Henares et al.2016). Les dépôts terrigènes du trias continuent avec la formation de Bigoudine, épaisse d'environ 1500m, dont la base est conglomératiques alors que les argiles à intercalations silteuses dominent le reste de cette formation. Sur la formation de Bigoudine s'étalent les coulés basaltiques qui marquent la partie sommitale du trias et le début du lias, ces basaltes tholéitiques sont parfois intercalés dans les argiles du sommet de la formation de Bigoudine (Baudon et al.2012). L'épaisseur des ces basaltes et d'environ 60 à 140m (Mader et al.2005) et leur âge radiométrique est de 205 ± 17 Ma (Fiechtner et al.1992), d'autres âges

qui oscillent autours de 200 Ma ont été proposés dans le Haut Atlas central par (Marzoli et al.2004).

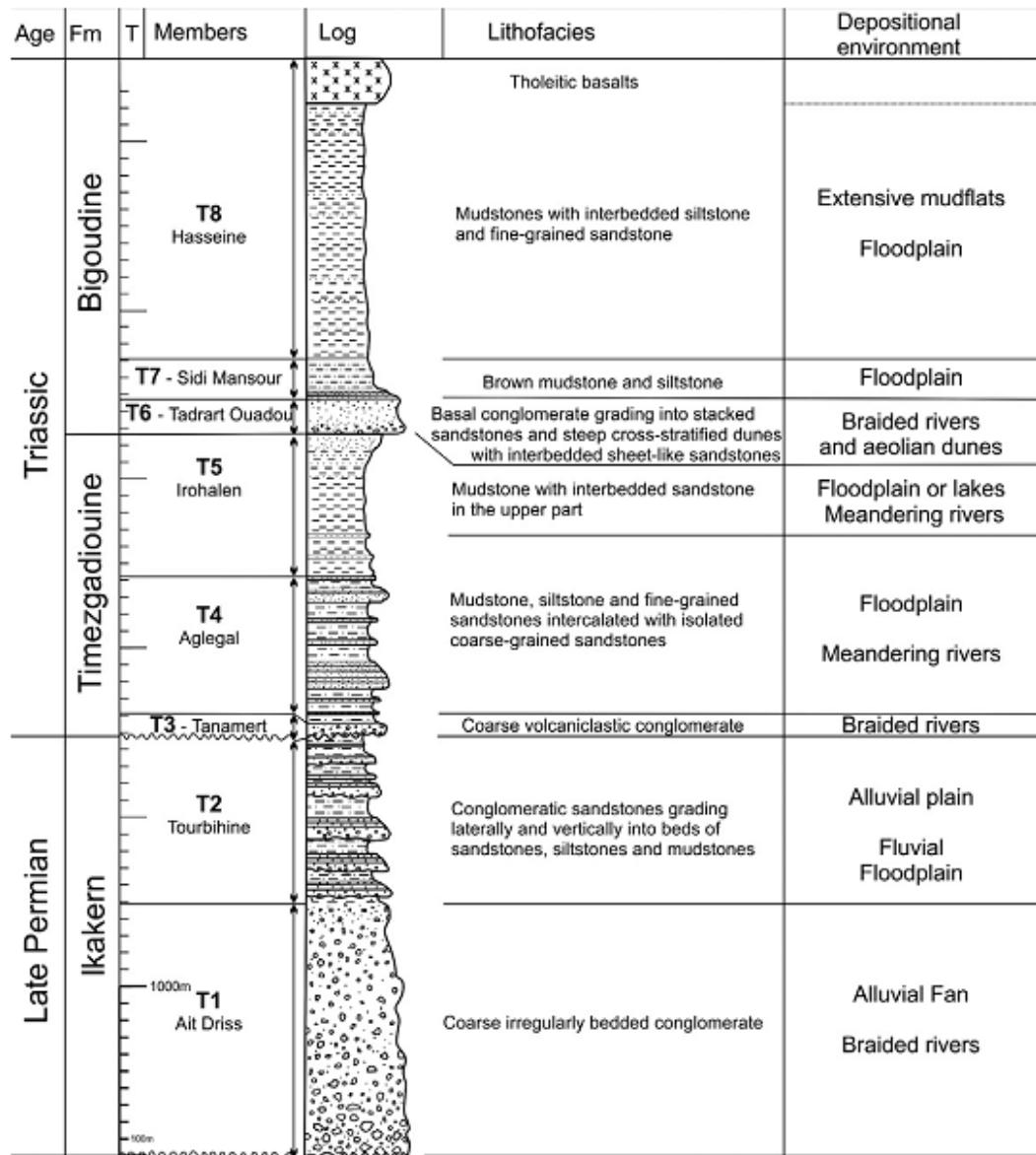


Figure II.12. Log lithostratigraphique des séries d'argana (Modifier par Baudon et al 2012 d'après Tixeront,1973 ; Brown,1980, Hofman et al.,2000)

Dans le cas des rides à cœurs triasiques, dans certains cas les argiles roses affleurent sous forme de lentilles jalonnant le contact entre le cœur magmatique et l'encaissant sédimentaire des flancs des rides (Ibouh,2004). D'autre rides montrent une dominance des argiles triasiques alors que dans d'autres les basaltes et dolérites (chémivremont, 1975 ; Ibouh et al., 2002 ; Youbi et al., 2003) peuvent parfois recouvrir presque la totalité de la surface des cœurs des rides anticlinales (Ibouh , 2004). Le trias des rides atlasiques est associé ou

intrudué par des corps platoniques de gabbros jurassiques (Laville, 1985 ; Berrâouz, 1989 ; Zayane , 1992 ; Ibouh et al, 1994). Dans le Haut Atlas central ce type de structures est observé dans la ride de Tasraft avec une abondance des affleurements du trias surtout les basaltes, dominant les intrusions gabbroïques rencontrés localement sur le flanc Sud de la partie est de la ride. Par contre dans la ride de Tassent on note une dominance des affleurements intrusifs du jurassique (au moins dans les deux partie centrale de Tassent et orientale du col de Bab n'Ouayad . au sud d'Imilchil , la ride d'Ait Ali Ou-Ikkou a un cœur à 100% triasique. Alors que dans la terminaison Occidentale de la ride d'Amagmag on ne le voit que de loin.

1.2. Les séries jurassiques

Dans cette partie une synthèse des différentes séries dans le Haut Atlas Central sera présentée en mettant l'accent sur la bordure nord du haut Atlas central qui est caractérisée par la présence d'un certain nombre de synclinaux dans lesquels s'exposent les couches des différentes séries de remplissage du bassin atlasique du jurassique au crétacé. Plusieurs travaux antérieurs lithostratigraphiques ont permis de préciser les différentes formations des séries de remplissage du bassin du Haut Atlas Central entre Rich-Errachidia, Todgha-Imilchil-Beni Mellal et Demnat, dont certains sont des premiers travaux de bases ou de synthèse sur la chaîne atlasiques (Studer,1980 et Le Marrec et Jenny ,1980 ; Laville, 1985;Septfontaine, 1986 ; du Dresnay, 1987,Jenny 1988 ; Warme, 1988 ; Sadki et El Hariri, 1989 ; Milhi ,1992 ; Souhel, 1996),d'autres travaux plus récents viennent pour apporter de la précision ou pour la révision des découpages en formations des séries de remplissage dont parmi autres (Ait Addi,2000, Ait Addi et al.,2004, Charrière et al.,2005, Hadoumi et al.,2010) . Cette partie sera consacrée à une description détaillé des différentes formations qui affleurent dans le secteur étudié et qui représentent la continuité des séries de remplissage du bassin atlasique dont les séries de la base ont été traité dans ci-dessus dans la région d'argana. Le choix de la bordure Nord du Haut Atlas Central est du à la fois à l'importance de cette zone où les synclinaux à couverture mésozoïque conserve les couches du crétacé comme nous l'avons déjà précité et au fait qu'une grande partie des échantillons a été pris dans cette zone pour l'étude des couches rouges du jurassique et du crétacé.

La limite inférieure du jurassique est située dans les formations terrigènes ou plus avant dans la partie sommitale des basaltes tholéïtiques du « Trias » dans cette partie la description des séries jurassiques commencera par les formations carbonatées de la base du Lias.

1.2.1. La base du lias inférieur

Elle marque la base du jurassique carbonaté. Le lias basal de la bordure nord est représenté par la formation d'Aït Ras. Cette formation caractérisée par une série dolomitique jaunâtre à blanchâtre et des marnes versicolores est attribuée à l'Hettangien. Elle affleure sur de petites étendues surtout dans la bordure de la chaîne au voisinage des accidents et le long de certaines rides anticlinales. Ces faciès indiquent une sédimentation dans un milieu dominé par les conditions supratidales d'une mer chaude. Son épaisseur est variable le long de tout le bassin Atlasique et peut atteindre 400m (Studer,1980).

1.2.2. Sinumérien

La sédimentation liasique succède toujours avec les termes carbonatés, au sinumérien la sédimentation est dominée par une série de calcaire et de dolomies massives présentant parfois des niveaux bréchifiées. Ces affleurements dominent les rides anticlinales ainsi que la bordure nord de la chaîne. Par endroit le sinumérien est caractérisé par des constructions récifales massives.

1.2.3. Pliensbachien

Dans les séries du pliensbachien on peut distinguer entre celles du carixien où dominent les calcaires biodétritiques souvent stratifiés, Ces calcaires sont partiellement ou totalement dolomitises représentent les conditions d'une mer chaude dans un milieu sub à supratidal (Lowener,2009), et celles du Domérien caractérisées par des calcaires bréchiques et dolomies en bancs moins épais qui s'alternent avec des lits de marnes gypsifères par endroits, qui passent latéralement vers un faciès marneux rougeâtre et marnocalcaire.

1.2.4 Toarcien et aalénien

Les faciès du toarcien sont dominés par des marnes, brunes à rouges, gréseuses à passés calcaires très réduits ou conglomératiques, dans le domaine de la plate forme la sédimentation de l'aaelénien n'est pas différente de celle du toarcien avec l'aspect marnes chocolat de la formation d'Azilal. Par contre dans le domaine du bassin l'aalénien devient plus marneux avec toujours la présence de grès bruns et se termine par une sédimentation de bancs calcaires marquant le passage vers la série du Bajocien inférieur. Dans la partie centrale de la chaîne cette période est représentée par la **Formation de Tasssent** : caractérisée par une alternance de marnes et calcaires gréseux qui devient micritique au sommet, sa partie basale est attribuée au Toarcien supérieur et son sommet au passage Aalénien-Bajocien inférieur (Ibouh,2004)

1.2.5. Bajocien

Le Bajocien affleure sur de grandes étendues et ses formations bordent les synclinaux à partie centrale Crétacée où Bathonienne. Les séries du Bajocien sont représentées par le groupe des formations de Bin El Ouidane , constitué de trois Formations ; Bin El Ouidane 1 à la base et Bin El Ouidane 2 dans la partie médiane et Bin El Ouidane 3 au sommet des séries du Bajocien. La première formation est caractérisée par un faciès gréseux à la base qui devient dominé par les bancs de calcaires massifs dont l'épaisseur peut atteindre les 2m, intercalés parfois par des lits fins marneux et marnocalcaires. La partie somitale de la Formation Bin el Ouidane 1 est caractérisée par la présence de Barres calcaires Oolithiques. Dans le deuxième Formation du groupe de Bin El Ouidane la sédimentation devient à dominance marneuse, et se caractérise par une série de marnes et marno-calcaires de couleur beige ou grise en alternance. Le groupe de Bin El Ouidanese termine par la Formation 3 où la sédimentation devient plus calcaire avec des bancs d'épaisseur importante. Dans la région d'Imilchil les séries du Bajocien continuent avec la ***Formation de Bab n'Ouayad*** , attribuée au Bajocien inférieur à moyen (Ibouh, 2004). Cette dernière est constituée essentiellement par des calcaires en puissante barre soulignant les lignes des reliefs les plus importants dans la région (Ibouh, 2004). La sédimentation carbonatée du Bajocien de zone d'imilchil se termine par la ***Formation de Tislit***, constituée essentiellement de calcaires bioclastiques alternant avec des calcaires noduleux. Ces calcaires devient bioclastique et oolithiques dans la partie médiane de la formation. Alors qu'au sommet la série devient marneuse. La base cette formation est attribuée au Bajocien moyen et supérieur et son sommet au Bajocien supérieur-Bathonien.

1.3. Les couches rouges du dogger au Barrémien

Les synclinaux de la bordure Nord du Haut Atlas Central, montrent une colonne stratigraphique qui commence par un réceptacle marno-calcaire à fond formé par les calcaire corniches (Jenny et al 1981) ou la barre à rhynchonelles (Rolley 1973, Rebouillard, 1983) constituant les dépressions sur lesquelles viendront par la suites les séries des détritiques appelées « couches rouges » (Jenny et al 1981). Ces couches rouges couvrant la longue période transitionnelle depuis le jurassique moyen jusqu'au crétacé inférieur (Du dresnay 1979, Hadoumi et al.2009), regroupent l'ensemble des séries marquant la transition entre les faciès marins du jurassique moyen et les faciès purement continentaux et aussi les séries dites « couches rouges » au sens strict, purement continentales. La série de transition rassemble les argiles, marnes, silts, grès et calcaires avec une couleur essentiellement rouge à jaune ranger

dans la « **Formation de Tilougguit** » (Jenny, 1981). Alors que les couches rouges purement continentales se regroupent en trois grandes unités ; Formation de Guettoua , Formation d'Iouardène et Formation de Jbel Sidal.

1.3.1.*La Formation de Tilougguit*

Cette formation regroupe l'enregistrement sédimentaire à la fois marin et continental de transition après les faciès marins du bajocien supérieur. La sédimentation est de caractère très hétérogène au nom de faciès et d'épaisseur montrant une grande variabilité indiquant le dépôt dans un milieu de type littoral avec une sédimentation saumâtre deltaïque et ou lagunaire. Cette formation se dépose en discordance sur les bancs calcaire dolomitises massif de la **Formation Bin El Ouidane III** formant la barre à rhynchonelles (Rolley 1973, Rebouillat, 1983) attribués au Bajocien supérieur à Bathonien (Septfontaine, 1984-1986, Jenny, 1988, Löwner, 1997). Epaisse de presque 100 à 120m, la **Formation de Tilougguit** à comme coupe-type ou de référence a coupe de Bin El Ouidane qui affleure dans la région de Ouaouizaght près du barrage Bin el Ouidane. Cette formation est subdivisée en trois ensembles : membre inférieur, membre moyen ou intermédiaire et membre supérieur (Löwner, 2009).

- membre inférieur : il est formé essentiellement d'une série marneuse homogène composée d'argiles à grains très fin de quartz, le contenu fossilifère de ces marnes est très pauvres et se réduit en quelques coquilles d'ostracodes et des lamellibranches, surtout des mytilidés (Bourcart, 1942 ; Löwner, 2009). Dans cette série marneuse se sont intercalés lentilles calcaires minces d'épaisseur centimétrique constituées essentiellement des grains oolithiques et une teneur faible en grains de silts (Löwner, 2009). Ainsi que des intercalations de lentilles sableuses d'épaisseur décimétrique. Ce membre indique un dépôt dans un milieu littoral à influences marines modérées.

-Membre moyen : regroupe un ensemble formé surtout par des argiles en couches d'épaisseur décimétrique à métrique, avec intercalations de bancs de siltes et sables. les argiles sont soit à structure varvée et présentant une couleur rouge foncé ou lie-de-vin ou des argiles massives et compactes riches en sables. A la base du membre moyen apparaissent des lentilles silteuses à grains très fins d'épaisseur métrique riches en rides de courant (Löwner, 2009). Vers le sommet de ce membre s'observe une dominance de lentilles de grés rouges ou gris vert, d'épaisseur inférieur à un mètre, montrant une lamination plane-parallèles ou oblique. Alors qu'au sommet du membre moyen en trouve un faciès de bancs gréseux à stratification soit ondulée ou soit oblique et organisée en

faisceaux. Leurs surface et riches en rides asymétriques. Ce membre contient des traces de pas de dinosaures attribués aux théropodes et aux sauropodes (Monbaron, 1981). La sédimentation et les structures observées dans ce membre témoignent le dépôt dans un milieu généralement supratidal avec une influence fluviatile

- Membre supérieur : il est facilement observable sur terrain par la teinte verte de ces marnes biodétritiques qui deviennent parfois rouges et qui s'alternent avec des calcaires gris biodétritiques très fossilifères et riches en oolithes. Les deux faciès ; marnes et calcaires ; montrent une grande richesse en faune fortement usée, érodée et oxydée, formée surtout de bivalves, gastéropodes et des foraminifères, des échinodermes et des bryozoaires (Löwner, 2009). Ce membre montre un retour vers la sédimentation marine de type plate forme restreinte en milieu subtidal peu profond.

La **Formation de Tilouguit** était attribuée au début au lias voir dogger (Morel 1930/31 ; roch,1939 ; choubert (1956-59), après au bajocien (Dubar 1952) et au bajocien supérieur-bathonien inférieur (Souhel , 1996).

1.4. Les « couches rouges » sensu stricto

1.4.1. La Formation des Grès de Guettoua

Elle repose en discordance sur les calcaire corniche du bathonien soit sur la **formation de Tilouguit** (Souhel, 1985, 1987, 1997 ; Choubert, 1956 ; Roch, 1939 ; Moret 1930-1931 ; Monbaron, 1982 ; Löwner, 1997 , 2009), mais parfois elle est marquée par un passage progressif sans discordance (Bourcart, 1942 ; Löwner, 2009). La **formation de Guettoua** (Souhel, 1987 ; Jenny, 1981 et 1988) montre une épaisseur qui atteint plus que 700m, cette épaisseur montre une grande variation latérale ou d'un bassin à l'autre et la formation est même absente parfois. Généralement le passage entre les deux formations est marqué par un conglomérat ou microconglomérat formant la base de la formation de Guettoua, dont la limite sommitale est caractérisé par la première venue magmatique, formée de coulés basaltiques (Jeremene, 1952 ; Hailwood et al., 1971 ; Rolley,1973 ; Chevremont, 1975 ; Bardon et al., 1978 ; Westphal et al., 1978 ; Monbaron et Just , 1980 ; Souhel et al.,1987 ; Bensalah et al.2013). Ces basaltes forment un niveau repère connu dans la région sous le nom de l « 'horizon B1 » (Souhel, 1987). L'ensemble des faciès de cette formation forment une séquence caractéristique de type “fining upward”, grano-décroissante (SOUHEL 1997), au sein d'un système fluviatile typique (Löwner, 2009). Cette séquence débute à la base par des conglomérats renfermant des galets de taille décimétrique de calcaires, de grés et de basaltes,

qui plongent dans une matrice carbonatée soit argileuse, gréseuse ou carbonatée. Dans la partie Ouest à Sud Ouest du synclinal de Taguelft, là où il se sépare de celui de Ouaouizaght, ce conglomérat a une épaisseur importante qui peut dépasser les 15 mètres, ainsi il commence à la base (quelques mètres) avec une matrice carbonaté de couleur grise et après la matrice devient argileuse ou gréseuse donnant une couleur rouge sombre au paysage conglomératique. Ainsi en allant vers le sommet les passés conglomératiques deviennent de plus en plus rares (Löwner, 2009), ces passés ont été nommés comme conglomérats intraformationnels par (Monbaron, 1977-1982) dans la carte géologique de la région de Béni Mellal. La formation est marquée aussi par la présence de lentilles microconglomératiques et des barres de gréseuses d'épaisseur qui peut atteindre les cinq mètres de forme massive et de couleur rouge ainsi que des argiles rouges à niveaux verdâtres.

1.4.2. La Formation d'Iouaridène

Elle repose en contact progressif sur la **formation de Guettoua** (Löwner , 2009), Roch, 1939 parle d'un contact discordant lors du passage entre la **formation d'Iouaridène** et celle **de Guettoua** mais aucune preuve de ce contact n'a été observé sur terrain dans les travaux postérieurs. Définie (Jenny et al.,1981a) et cartographiée (Jenny, 1985) dans le synclinal éponyme situé au SE de Demnate, la **formation d'Iouaridène** constitue une série finement détritique et argilo-évaporitique dont l'épaisseur varie de 0 à 300m. Elle est très marquée sur le plan faciès par un changement brutal en passant des grès massifs de **Guettoua** à des pélites fines de sa base (**formation d'Iouaridène**). Cette base pélitique repose directement sur les coulées basaltiques de l' « horizon B1 » qui marque le sommet de la **formation de Guettoua**. Cette formation comprend deux membres :

- un membre inférieur représente presque les deux tiers de la formation (Löwner, 2009). Il est constitué des pélites et marnes rouge-violacé à rouge-orangé, avec des surfaces de bancs de grès fins indurés à fentes de dessiccation et parfois à traces de dinosauriens (Dutuit, 1980). Cette épaisse série d'argiles rouges, qui débute par un niveau de conglomérat le plus souvent, est intercalée par des passés microconglomératiques renfermant des galets de calcaires, de grès et de basaltes, et rarement par de minces lits calcaires dolomitiques. Son épaisseur atteint 160m dans le synclinal d'Ait Attab et arrive jusqu'à 200m dans celui de Ouaouizaght où il devient de quelques mètres seulement dans la partie orientale.

- un membre supérieur (évaporitique) formé d'argiles brunes et parfois en assises verdâtres, avec des intercalations dolomitiques dans la partie supérieure ; dans les synclinaux plus septentrionaux (Aït Attab, Ouaouizaght), ce membre supérieur présente d'importantes assises

gypseuses. La sédimentologie de la formation traduit des dépôts de playas, avec localement des tendances évaporitiques bien marquées (Haddoumi, 1988; Souhel, 1996). Son épaisseur est de 60m dans la région de Ouaouizaght et 30m dans celle de Ait Attab.

Un âge infra-cénomanien a été proposé par (Choubert 1956-59) pour la **Formation d'Iouaridène**, infra-aptien par (Rolley, 1973, 1978), après un âge jurassique moyen sans exclure le Jurassique Supérieur à était proposé par (Jenny 1984), et Bathonien-Jurassique supérieur (Souhel, 1987), finalement (Haddoumi, Andreu et Charrière , 2002-2005) ont attribué sa partie inférieure au Jurassique Supérieur (oxfordien-kiméridgien) et sa partie supérieur au Crétacé Inférieur (Hautérivien) .

1.4..3 *La Formation de Jbel Sidal*

Elle repose en discordance légèrement angulaire sur la les évaporites du membre supérieur de la **Formation d'Iouaridène** (Löwner, 2009) ou aussi sur les calcaires corniches du bajocien supérieur à bathonien inférieur. Sa base est souvent connu par la présence des horizons minéralisés de cuivre liés aux roches magmatiques basiques, ces horizons sont bien connus et autrefois exploités dans la région d'Ait Attab (Sabra, 1970, 1971 ; Souhel, 1987). La **Formation de Jbel Sidal** représente une alternance de grés et argiles rouges. Son épaisseur atteint les 200m dans le synclinal de Ouaouizaght, alors qu'elle varie de 50 à 150m à Ait Attab, dépendant de l'épaisseur de la masse des basaltes située à sa base. Une puissance maximale est reconnue au Nord et à l'Ouest où la deuxième venue des basaltes « horizon B2 » (Souhel, 1987) est épaisse de 5m seulement. Cette formation est aussi subdivisée en deux membres par (Löwner, 2009) ; le membre inférieur est dominé par une sédimentation de marnes rouges sur une épaisseur de 100m, avec des intercalations de bancs silteux et gréseux. Alors que le membre supérieur de la formation marque un changement de lithologies vers les faciès grossiers, celui-ci regroupe également un ensemble dominé par les bancs gréseux et microconglomératiques.

Elle est attribué au Crétacé Inférieur (Souhel 1996) et Barrémien (Haddoumi, Andreu et Charrière, 2002-2005 ; Löwner 2009)

1.5. Les formations crétacées

Après les événements le comblement du Lias et du dogger matérialisé essentiellement par des formations marines marno-calcaires et l'installation d'un milieu continental qui s'est manifesté en sédimentation fluviatile sur une plaine deltaïque donnant le dépôt de la

formation de Guettoua pendant le Bathonien, le milieu évolue vers un milieu lagunaire ensuite responsable de la sédimentation de formation évaporitique d' Iouardène, et après l'environnement devient d'un caractère deltaïque et alluvial lors de la sédimentation de la formation de Jbel Sidal durant la période du Bathonien jusqu'au Barrémien, la sédimentation enregistre une nouvelle ère marine avec un retour en deux occurrences marines principales séparées par une période de sédimentation continentale depuis l'Aptien jusqu'au Maastrichtien. La pile sédimentaire couvrant cette période est subdivisé en trois unités principales ; la **formation de Ait Tafelt** (Souhel, 1985) , la **formation de Ouaouizaght** (Souhel et al., 1985)) et la **formation de Ben Cherrou** (Ettachfini, 2005)

1.5.1. Formation d'Ait Tafelt

nommé aussi « barre calcaire aptienne » (Rolley, 1973 et 1978), elle est représentée par une série marno-calcaire fossilifère de couleur beige à jaunâtre, enregistrant la première assise marine d'obéissance atlantique (Choubert et faure-muret , 1960-1962) après la longue période à sédimentation continentale. Les calcaires, fortement riches en fossiles, s'organisent en bancs de 40 centimètres allant jusqu'à un mètre. Un autre faciès est décrit par (Löwner, 2009) formé essentiellement de marnes-calcaires pauvre en fossiles et de couleur grise à beige. Ainsi dans cette formation on trouve des intercalations de marnes rouges sableuse qui contient des niveaux de gypse blanc à vert sombre ou rouge, l'épaisseur de ces marnes rouges peut atteindre les 3 mètres (Löwner, 2009). L'épaisseur de la **Formation d'Ait Tafelt** ne dépasse pas les 80m, diminue du SW vers le NE. Elle atteint 50m à Ait Attab et 45m dans le bassin de Ouaouizaght (Souhel,1996 , Löwner 2009). Cette formation est subdivisé aussi en trois membres principaux (Löwner, 2009), un membre inférieur formé de marnes vertes à évaporites, marno-calcaires et des calcaires, cependant le membre intermédiaire est marqué par une dominance des marnes rouges et des évaporites stratiformes, alors que le membre supérieur montre une sédimentation essentiellement calcaire et marno-calcaires et des évaporites .Elle est considérée comme étant d'âge Aptien (Choubert et Faure-muret,1960-62 ; Rolley 1973,1978 ; Souhel,1996)

1.5..2. La Formation de Ouaouizaght

La formation de Ouaouizaght (Souhel, 1995) marque un nouveau retour vers la sédimentation des faciès rouges continentaux après l'installation de la plate forme marine de l'Aptien. Cette formation présente une épaisseur qui atteint les 200m (Souhel,1996). Elle est formée de bancs gréseux friables, avec des passés argileux à la base. Après elle devient plus

argileuse avec des intercalations de gypse. Dans sa partie supérieure la sédimentation devient marno-calcaire avec des intercalations d'argiles rouges violacées. Le sommet de cette série est caractérisé par des dolomies en bancs décimétriques à métriques. Elle est attribuée à l'Albo-Cénomanien (Souhel, 1996 ; Löwner, 2009)

1.5.3. Formation de Ben Cherrou

La formation de Ben Cherrou (Ettachfini, 2005) nommé aussi dans certaines citations « **barre calcaire turonienne** » (Rolley, 1973 et 1978) ou « **Formation d'Aït Attab** » (Souhel, 1987) marque une autrefois un retour vers les conditions marines. Cette formation regroupe un ensemble de couches formées essentiellement par des marnes riches en foraminifères et ostracodes (Löwner, 2009) et aussi par des calcaires marneux en bancs centimétriques à métriques de couleur blanchâtres. Ainsi que par des calcaires bioclastiques riches en foraminifères, gastéropodes, ostracodes et quelques ammonites (Löwner, 2009). Dans sa partie sommitale cette formation devient dominée par des calcaires noduleux ou bréchiques et par des marnes blanches ou vertes. Cette formation est attribuée au Cénomano-Turonien en se basant sur les datations de la faune des premières assises marno-calcaires de sa partie basale accordées au Cénomanien supérieur (Choubert et Rolley, 1977 ; Rolley, 1978 ; Rahhali, 1979 ; Souhel, 1997). La limite Cénomano-Turonien est bien définie au sein des marno-calcaires de cette partie basale de la formation par (Ettachfini, 2005).

1.6. Les dépôts post-Turoniens

Après les calcaires Turoniens de la **formation de Ben Cherrou**, Choubert (1975) décrit une série formée essentiellement de calcaires, marno-calcaires et des marnes, de couleur blanche à jaunâtre marquée par une dominance de phosphate dans sa partie sommitale. Ces sédiments ont été attribués au Sénonien par cet auteur. Ainsi des calcaires et sables de couleurs beige , brune ou jaunâtre fortement phosphatés attribués au Maastrichtien (Choubert, 1957 ; Monbaron, 1982) représentent le dernier enregistrement marin du mésozoïques dans la bordure nord du Haut Atlas (Löwner, 2009).

2. Les déformations atlasiques :

Durant l'inversion tectonique les séries des bassins atlasiques ont été structurées et déformées suivant un canevas contrôlé par les principaux accidents de la phase extensive eux-mêmes hérités de socle hercynien. La structuration générale est caractérisée par des anticlinaux très étroits, que représentent les « rides anticlinales ». La partie axiale de la plupart des ces anticlinaux fait apparaître les séries anciennes du Lias soit dans les flancs des rides ou en Blocs dans le coeur des rides, surtout dans le cas de l'Hettangien. Le cœur des rides est souvent occupé par des intrusions magmatiques du Jurassique et les basaltes et argiles du Trias diapirique. Les anticlinaux sont séparés par de larges synclinaux dont la déformation reste fortement localisée dans les bordures dans la plupart des cas. Les directions de ces grandes structures ressemblent à celles des grandes familles de failles avec une dominance des tendances NE-SW légèrement oblique à la tendance générale de la chaîne atlasique ENE-WSW (Schaer, 1987; Laville, 1985; El Kochri and Chorowicz, 1995; Teixell et al., 2003). Les rides NNW-SSE à NNE-SSW séparent les synclinaux successifs dans la direction parallèle à la chaîne.

Les travaux traitant l'aspect structural de la chaîne atlasique ont commencé dans les années 1970 avec les travaux de Laville sur le Haut Atlas central depuis 1975 jusqu'à présent et les travaux de Feddan dans le Moyen Atlas, ainsi se succédaient de nombreux travaux structuraux et géophysiques dans la chaîne (e.g Proust et al.1977 ; Piqué et Laville 1996 ; Studer, 1980 ; Brechbuhler, 1984 ; Bernasconi, 1983 ; Hadri, 1993 ; El Kochri et Chorowics, 1996 ; Souhel, 1996 ; Teixell et al., 2003, 2005, 2009 ; Arboleya et al., 2004 ; Ayarza et al, 2005; Aït Brahim et al., 2002 ; Ibouh et al, 2001 ; Ibouh 2004 ; Qarbous 2003 ; Mesenard et al, 2006 ; Frizon de la motte et al., 2002, 2008 et 2009). Récemment la relation entre la structure des bassins atlasique, et celle de la chaîne, avec l'activité diapirique est largement évoquée dans plusieurs travaux basés sur plusieurs aspects tels que, la présence de certaines structures synsédimentaires aux voisinages dont certaines sont typiques des zones à activités halocinétique (Bouchouata et al.,1995 ; Ettaki et al.,2007 ; Saura et al.,2014). L'activité diapirique et sa relation avec la formation des rides anticlinales a été aussi évoqué par (Mirchard et al.,2011) pour expliquer la présence de petits synclinaux formés par des dépôts paléocène supérieur-Eocène dans la partie axiale de certaines rides. Dans les trois dernières années un plusiers travaux ont été publiés, traitant plusieurs aspects reliant l'évolution des bassins atlasiques à la tectonique salifère durant la phase distensive et son influence sur la sédimentation jurassique (Moragas et al.,2016, 2017; Teixell et al.,2017 ; Martin-Martin et al., 2017 ; Vergés et al.,2017), basés sur les résultats paléomagnétiques couplés aux données de terrains Torres-Lopez et al.,2016,2018 et Calvin et al.,2018 ont réalisé une reconstruction

de la paléogéométrie des rides du Haut Atlas Central, qui est d'origine extensif et dont l'influence de la déformation compressive durant l'inversion n'est que minime et varie d'une ride à l'autre.

Plusieurs modèles ont été proposés dans le but expliquer l'évolution tectono-sédimentaire et structurale du bassin à la chaîne, ainsi que reconstruire son évolution depuis la formation des bassins intracontinentaux jusqu'à l'inversion tectonique et l'édification du relief atlasique actuel. Ces modèles différents selon la méthode ou l'approche utilisée. Certains d'entres eux se basent sur le cadre géodynamique contrôlant ainsi que la cinématique des plaques lithosphérique au voisinage de la marge nord africaine. Alors que d'autres, basés surtout sur la cartographie et sur les études structurales, et d'autres modèles basés sur les événements tectono-sédimentaires ou sur des coupes géologiques et ou interprétation des coupes géophysiques. Les travaux basés sur les coupes géologiques interprétant les structures de la surface et celle de la profondeur de la chaîne sont relativement récents avec des interprétations divergentes (Poisson et al., 1998 ; Beauchamp et al., 1999 ; Morel et al.

1999 ; Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Benammi, 2002 ; Teixell et al., 2003 ; Arboleya et al., 2004 ; et Missenard et al., 2007).

Dans la partie orientale du Haut Atlas Central, en se basant sur des données de la géologie de terrain et sur l'interprétation des profils sismiques, Benammi (2002) propose une coupe géo-structurale du Haut Atlas entre Midelt et Errachidia, où les anticlinaux étroits édifiés sur de grandes failles, héritées de la phase du riftinf affectant le socle, montrent une dominance de la vergence Sud, ces derniers séparent des espaces généralement à fonds plats qui correspondent aux synclinaux formés dans les zones des dépocentres (Fig.13). Les grandes failles découpent le socle en bloc, et s'inverse lors de la phase compressive guidant la structuration de la couverture mésozoïque en une seule entité sans intervention de niveaux de détachements. Dans les travaux de Teixell et al., 2003 et Arboleya et al. 2004 effectués dans la même région (Midelt-Errachdia) mais sur des segments de coupes qui diffèrent en localisation de ceux de la coupe de (Benammi, 2002), les structures de surface correspondent toujours à des anticlinaux étroits souvent faillés, formant des rides des calcaires et des dolomies du Lias inférieur, séparés ici par de larges synclinaux à flancs montrant une variation progressive de l'attitude du pendage à la différence de ceux à fonds plats, ces synclinaux sont généralement occupés par les séries à dominance marneuse du Lias Supérieur et du Dogger. Les failles à composante chevauchante sont de double vergences selon leurs localisation, la vergence est nord dans la bordure septentrionale et sud dans la partie sud des la

chaînes. Ces failles font apparaître parfois les terrains paléozoïques, indiquant leur héritage de la phase du rifting et donc leur inverse de jeu normal en inversion lors de l'inversion de la chaîne. Le socle paléozoïque, qui affleure aussi dans le cœur de la ride de Mougueur, est impliqué dans la structuration de la chaîne et se plisse avec la couverture mésozoïque durant l'inversion atlasique. Pour ces auteurs, à l'exception de la faille à pendage Nord relativement fort dans le synclinal de Ker-andou, les principales failles normales de la phase rifting sont complètement inversées durant la compression cénozoïque en failles inverses et chevauchantes, par contre dans le cas de la coupe réalisée par Benammi (2002) ces failles gardent toujours en profondeur leurs composantes normales. Dans le bordure sud le style de déformation est totalement différent, caractérisé par des zones tabulaires étendues, séparées par des failles chevauchantes conduisant à la formation de propagation de plis-faille guidé par des détachements dans la partie basale de la couverture mésozoïque (Fig.13)

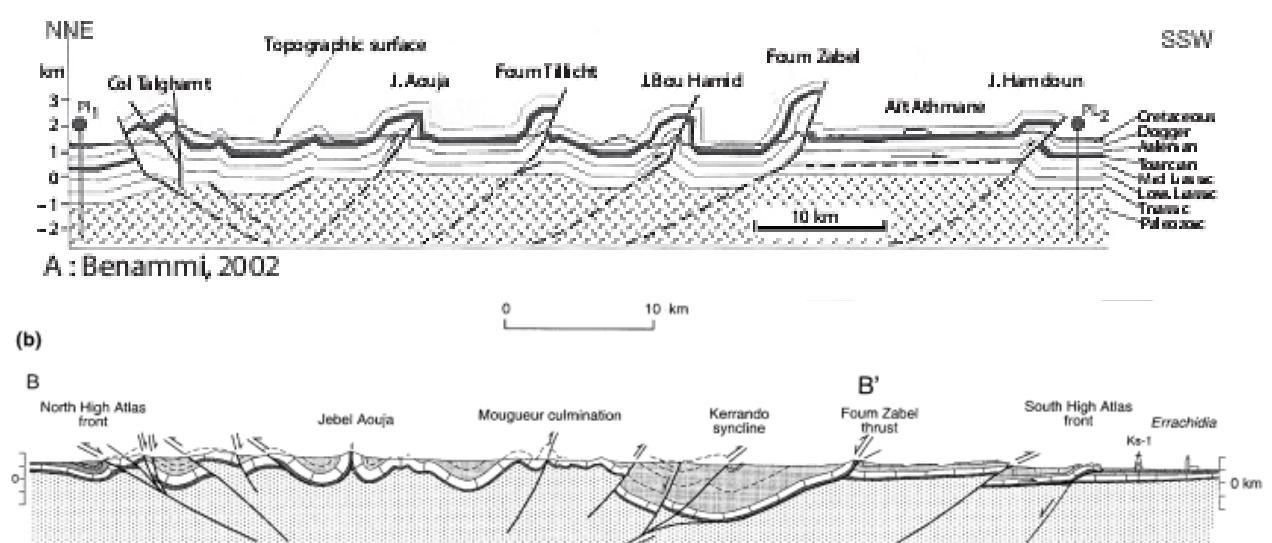
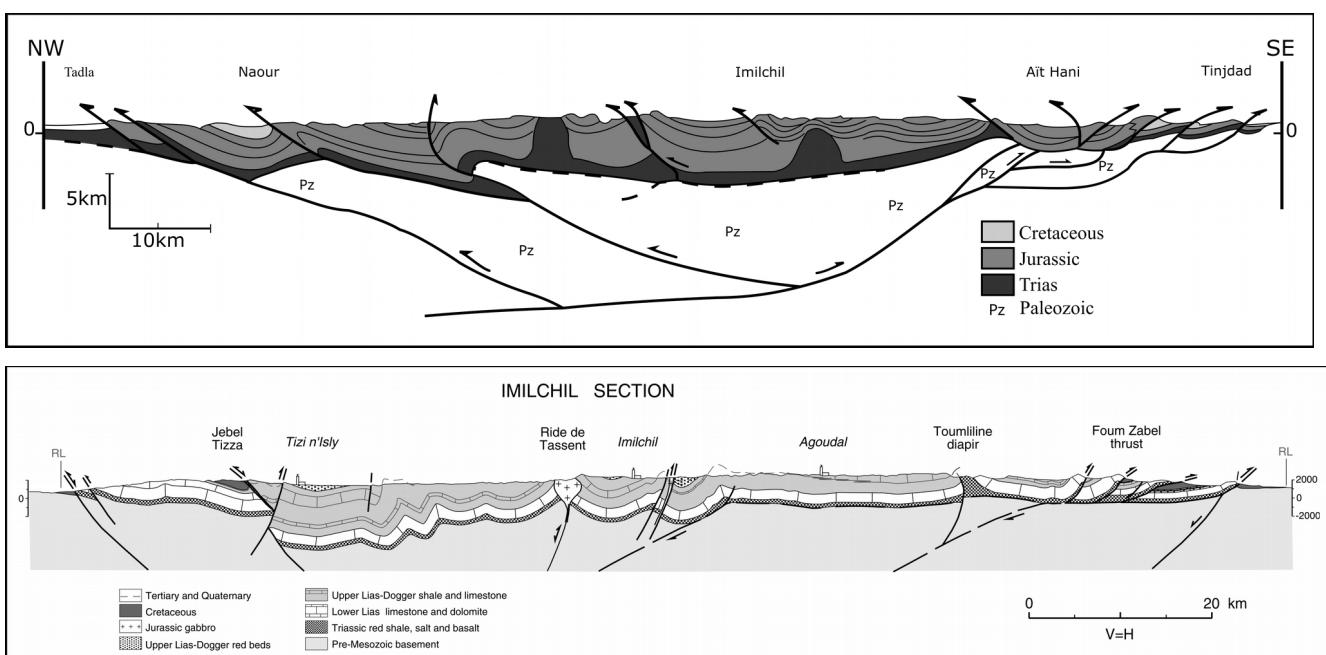


Figure II.13. Coupes géologiques dans le Haut Atlas de Midelt -Errachidia d'après Benammi, 2002 (a), et Arboleya et al., 2004

Dans le Haut Atlas Central proprement dit, entre Beni Mellal-Imilchil-Tinghir, l'interprétation des structures et du style de déformation implique l'intervention d'autres

phénomènes, qui semblent avoir une forte influence sur cette dernière, dont le diapirisme et la mise en place des corps magmatiques platoniques dans les coeurs des rides anticlinales, ces deux phénomènes seront discutés plus tard dans la partie des résultats paléomagnétiques. Les structures de surfaces de cette partie de l'atlas restent semblables à celle observées dans la partie de Midelt-Errachidia, avec des rides anticlinales étroites, mais cette fois-ci les principales rides sont à cœur triasiques où platoniques, dominées surtout par la direction NE-SW. Ces rides montrent dans la plupart des cas des flancs fortement inclinés voir même renversés. En passant vers les larges synclinaux l'adoucissement du pendage des couches est très fort aux voisinages des rides et sa variation devient rapidement progressivement en allant vers le centre des synclinaux. Certaines rides qui n'ont pas subi une intense érosion gardent des traces d'une géométrie en « box-folds » parfois avec le chevauchement de l'un des flancs sur l'autre. Les grandes failles normales, de la phase rifting, sont inversées durant la phase compressive impliquant le socle dans la déformation, Poisson et al., 1998 considèrent que la déformation de la couverture est le résultat de l'inversion des failles profondes dans le socle. Dans les bordures de la chaîne, les terrains atlasiques chevauchent la plaine de Tadla vers le Nord par décollement du trias (Poisson et al., 1998), alors que la bordure sud est caractérisée par une imbrication d'un système de chevauchements successifs, détachés du trias, sur une vingtaine de kilomètres (Teixell et al., 2003) (Fig.14).



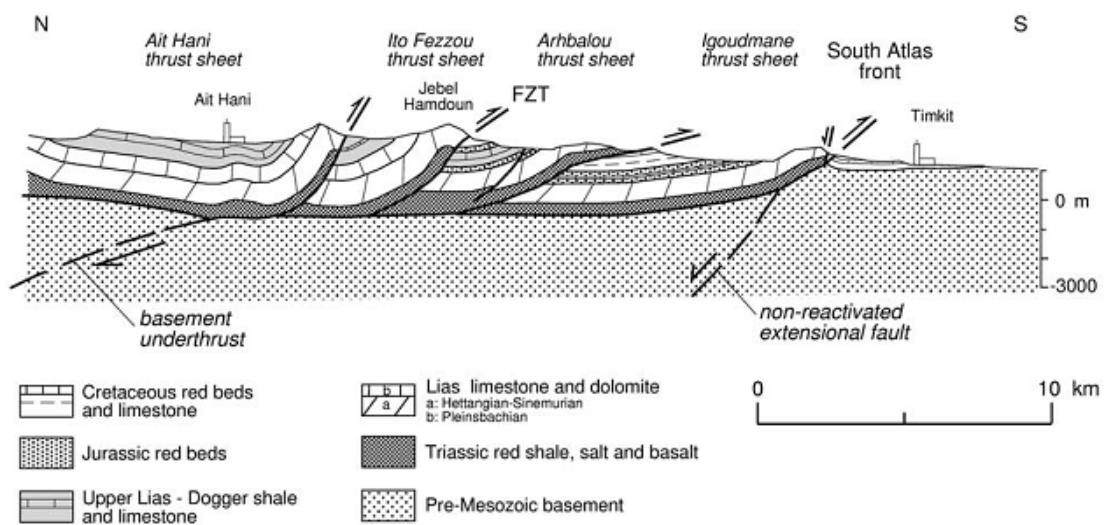


Figure II.14. Coupe géologique du Haut Atlas Centre, entre la plaine de Tadla-Imilchil-Tinjdad d'après Poisson et al., 1998 (A), Teixell et al., 2003 et le détail du système des chevauchement dans la bordure sud du Haut Atlas (au Nord de Tinjdad) (Teixell et al., 2003). FZT : fous Zaabel thrust.

Chapitre 3 : Echantillonnage et Méthodes

I – La prise des échantillons

1. Perforation

Dans les zones étudiées plusieurs techniques de prise d'échantillons ont été utilisées selon l'accessibilité des affleurements ou la nature des roches en affleurement et parfois dépendant aussi de la qualité des roches. Dans plusieurs endroits, un échantillonnage par blocs orientés a été adopté que ce soit pour la qualité fortement friable des roches à échantillonner ou parfois pour la complexité de l'accès aux sites désirés avec tout le package d'échantillonnage. Dans la plupart des situations où les roches échantillonnées sont des types rouges, l'utilisation d'une machine perforeuse électrique était indispensable, vu la qualité friable des argiles et marno-calcaires échantillonnés ainsi que la grande sensibilité aux vibrations engendrées par la machine à gazoline. Cette perforeuse est constituée d'un moteur de tronçonneuse qui entraîne un foret diamanté et elle est alimentée à l'aide d'un groupe électrogène à essence. Tout comme dans le cas de la perforeuse à gazoline la perforeuse électrique nécessite l'utilisation de l'eau pour assurer le refroidissement des tiges diamantées et aussi l'évacuation des débris. Ceci se fait par l'injection de l'eau à l'intérieur par un bidon sous pression (**Fig.III.1**). Dans ce genre de faciès et surtout dans le cas d'argiles rouges et des marnes nous avons procédé au creusement à l'aide d'une pioche pour pouvoir échantillonner des niveaux où les roches sont plus fraîches et peuvent résister à la pression de l'eau utilisée lors de la perforation, et supporter la vibration de la perforeuse lors de l'échantillonnage (**Fig.III.2**). Par contre dans le cas des faciès calcaires et certaines couches de marnes à nodules, l'utilisation de la perforeuse à gazoline était plus commode.

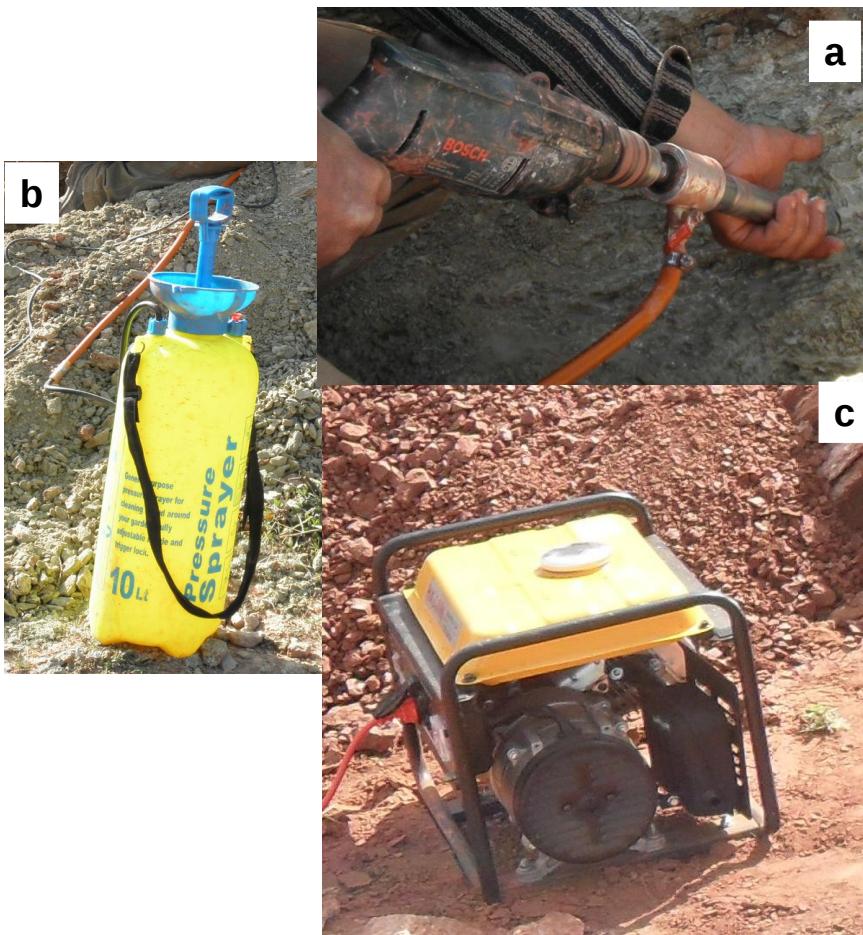


Figure.III.1. Appareillage utilisé lors de la perforation des couches rouges. a) foreuse électrique b) bidon à injection d'eau sous pression c) groupe électrogène à essence.



Figure.III.2 : Affleurement à niveau gréso-argileux très frais après creusement à l'aide d'une pioche

2. Orientation des échantillons

L'orientation des échantillons dans les études de l'ASM et du paléomagnétisme est un stade indispensable qu'il faut réaliser avec beaucoup de précision. Dans le cas de la perforation pour la récolte des échantillons ce stade se fait en plusieurs étapes : i) La première étape correspond au premier pas avant la perforation, elle consiste à la réalisation d'un marqueur superficiel en arc dans l'endroit choisi pour la perforation (**Fig.III.3**). La prise de l'échantillon fait avoir deux points d'intersection avec ce marqueur pour pouvoir rendre la carotte à récolter à son endroit précis dans le cas où cette dernière est arrachée de la roche ou du niveau perforé. ii) La deuxième étape est l'orientation de la carotte *in situ* ou du « pore de perforation ». L'orientation se fait à l'aide d'un orientateur ou clinomètre spécial composé d'une tige sous forme de bras de fixation dans le pore, d'une boussole et d'un clinomètre (**Fig.III.4**). Les données d'orientation de la carotte *in situ* sont sous forme de Dip et Dip direction. Les mesures sont prises généralement par la boussole magnétique. La vérification de l'absence d'une anomalie magnétique régionale ou locale, liée à la présence d'un corps fortement magnétique dans la région, qui peut décaler et fausser la mesure de la boussole magnétique se fait souvent et c'est en utilisant l'orientation solaire. Dans ce cas on prend la direction solaire, l'angle entre l'ombre solaire et la ligne de grande pente du pore de la carotte (la direction de la carotte), le jour et l'heure de la prise de mesure ainsi que les coordonnées latitude et longitude du site d'échantillonnage (voir Tauxe, 2008 pour plus de détails).



Figure.III.2. Marque primaire (en bleu) d'orientation in situ de la carotte avant la perforation.



Figure.III.4. L'appareil de l'orientation des carottes in situ. (Photos prises lors d'une mission de terrain dans les Atlas).

Après cette étape de prise de données directionnelles de l'échantillon et avant l'enlèvement de l'échantillon et de l'orientateur on procède à une autre étape iii) celle-ci consiste à tracer à l'aide d'un fil de cuivre un marqueur de la ligne de plus grande pente de la carotte cylindrique qui correspond à l'axe Z. La dernière étape d'orientation iv) se réalise après l'enlèvement de l'échantillon et consiste à refaire le marqueur de l'axe Z et l'indication par des flèches en V la base de la carotte (**Fig.III.5**).

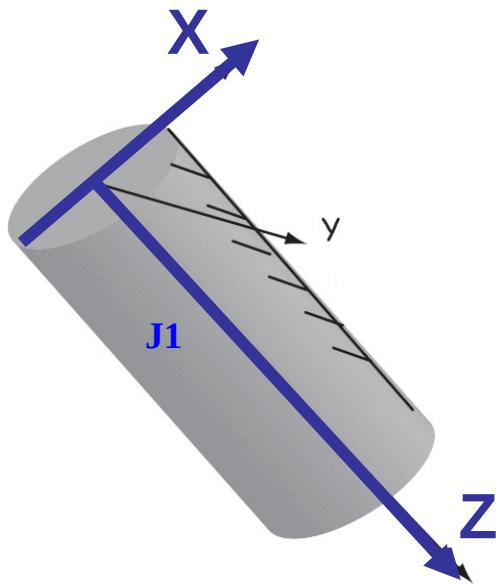


Figure III.5. L'orientation de l'échantillon in situ et les marqueurs montrant le bas de la carotte (Tauxé, 2008).

3. Localisation et choix des sites d'échantillonnages

3.1 : Dans les bassins triasiques

Dans les bassins triasiques environ 57 sites ont été pris dans les séries argilo-gréseuses, avec une moyenne de 9 échantillons par sites, dans le bassin d'Argana et les deux bassins d'Asni et Tizi n'test. Seuls 26 sites dans le bassin d'Argana et les 16 sites dans les deux bassins d'Asni et Tizi n'Test ont données des résultats ASM qui seront pris en compte dans la partie d'analyse des résultats de l'ASM.

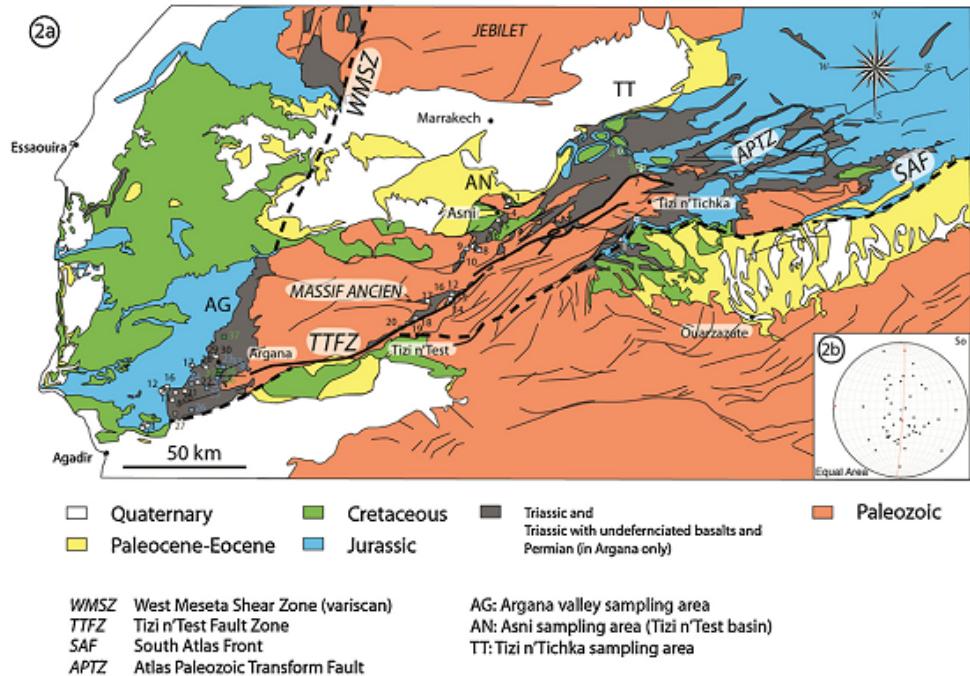


Figure III.6. Carte de localisations des sites dans les différents bassins triasiques (a) et les pôles des plans de la stratification (b) (d'après Oliva et al., 2016).

3.2 : Dans la partie centrale du Haut Atlas

Dans la zone centrale du Haut Atlas central un grand nombre sites d'échantillonnage a été pris durant toute la période de nos travaux sur cette zone, les résultats de certains sites sera discuter dans ce travail en plus d'une vingtaine de stations ont été prises dans les roches sédimentaires suivant un profil N-S, sur la traversée de El Ksiba Tinghir. L'échantillonnage a concerné les séries marno-calcaires jurassiques. (**Fig.III.7**).

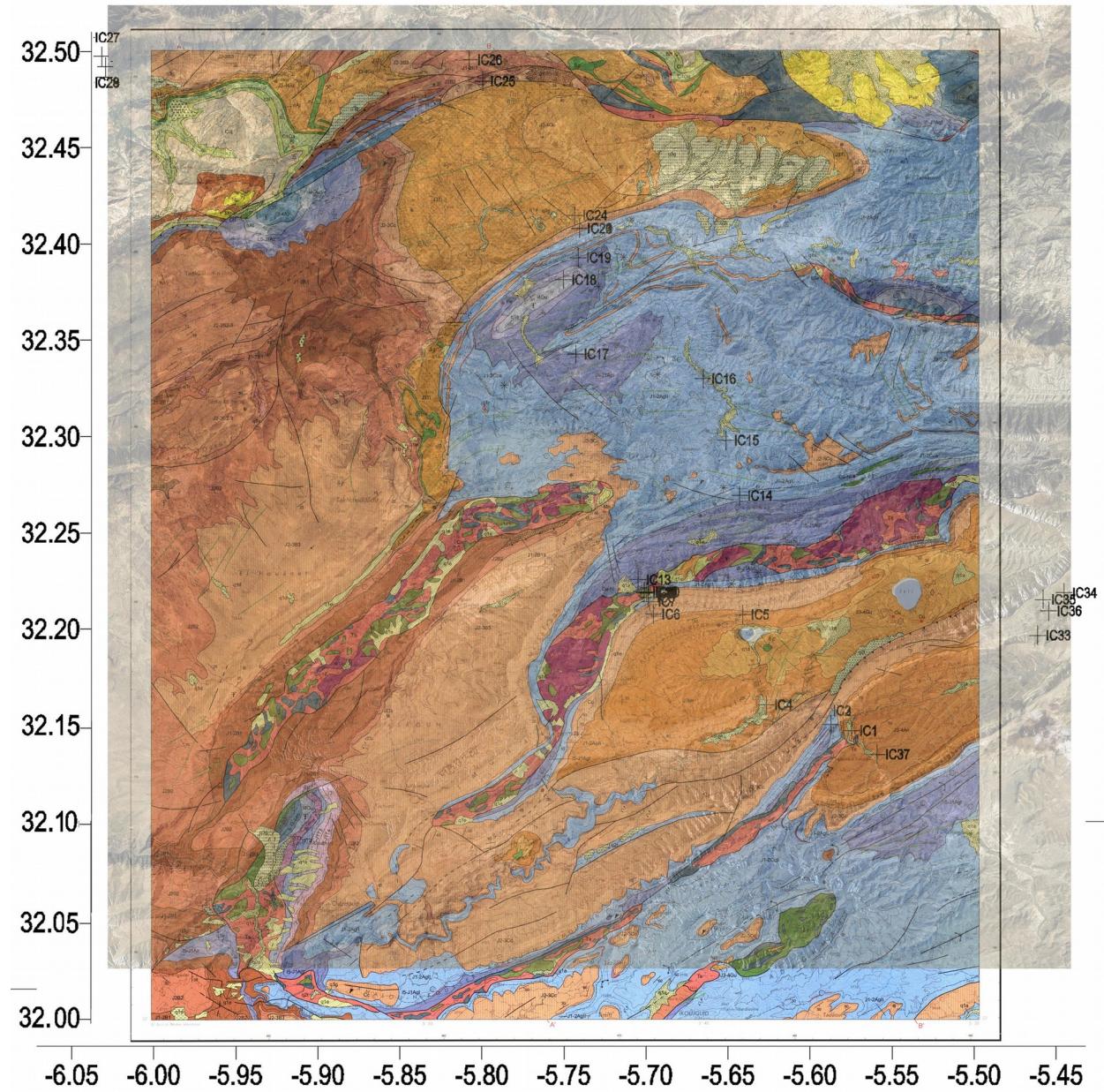


Figure III.7. Carte géologique de la région d'Imilchil et les stations prises selon un profile NW-SE sur la route El Kssiba - Imilchil

3.3 : Dans le synclinal d'Aït Attab

Un nombre de vingt sites d'échantillonnage a été pris, avec une moyenne de 12 échantillons par site, en recouvrant la totalité du synclinal d'Aït Attab. L'échantillonnage a consacré toutes les séries depuis le jurassique moyen jusqu'au cénomanien. Le choix des sites s'est basé sur l'importance de leurs positions structurales pour les études de l'anisotropie magnétique ainsi que pour le paléomagnétisme. Vu que l'objectif principale est l'étude de l'ASM et de l'origine de géométrie courbée du synclinale, l'échantillonnage était serré dans la partie centrale et celle où il y a un changement dans la direction du synclinale, alors qu'un

seul site est pris dans le terminaison périclinale Est, là où le synclinal d'Aït Attab se sépare de celui de Ouaouizaght par une ride à orientation NNE-SSW.

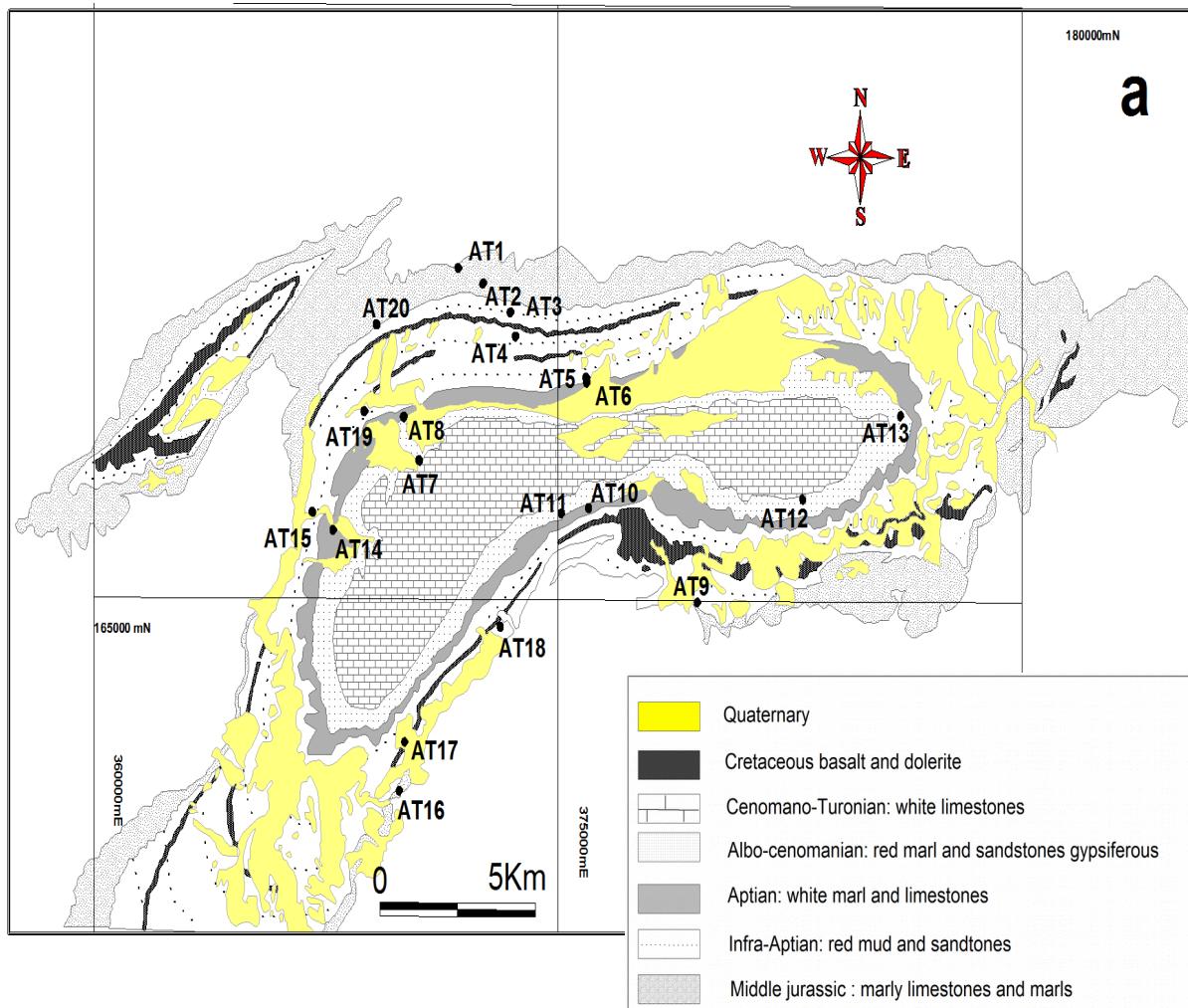


Figure.III.8 Carte géologique du synclinale d'Aït Attab et les sites échantillonnés dans cette région

3.4 Dans le synclinal de Ouaouizaght

Toujours dans la bordure Nord du Haut Atlas, l'échantillonnage dans le synclinal de Ouaouizaght, à remplissage terrigène similaire à celui d'Aït Attab, l'échantillonnage était régulier de façon systématique pour recouvrir la totalité des zones d'importance structurale dans tout le synclinal. 28 stations ont été prises avec une moyenne de 11 échantillons par site (**Fig.III.9**). L'échantillonnage a recouvert toutes les formations de la série stratigraphique depuis le jurassique calcaire jusqu'à l'Albo-Cenomanian..

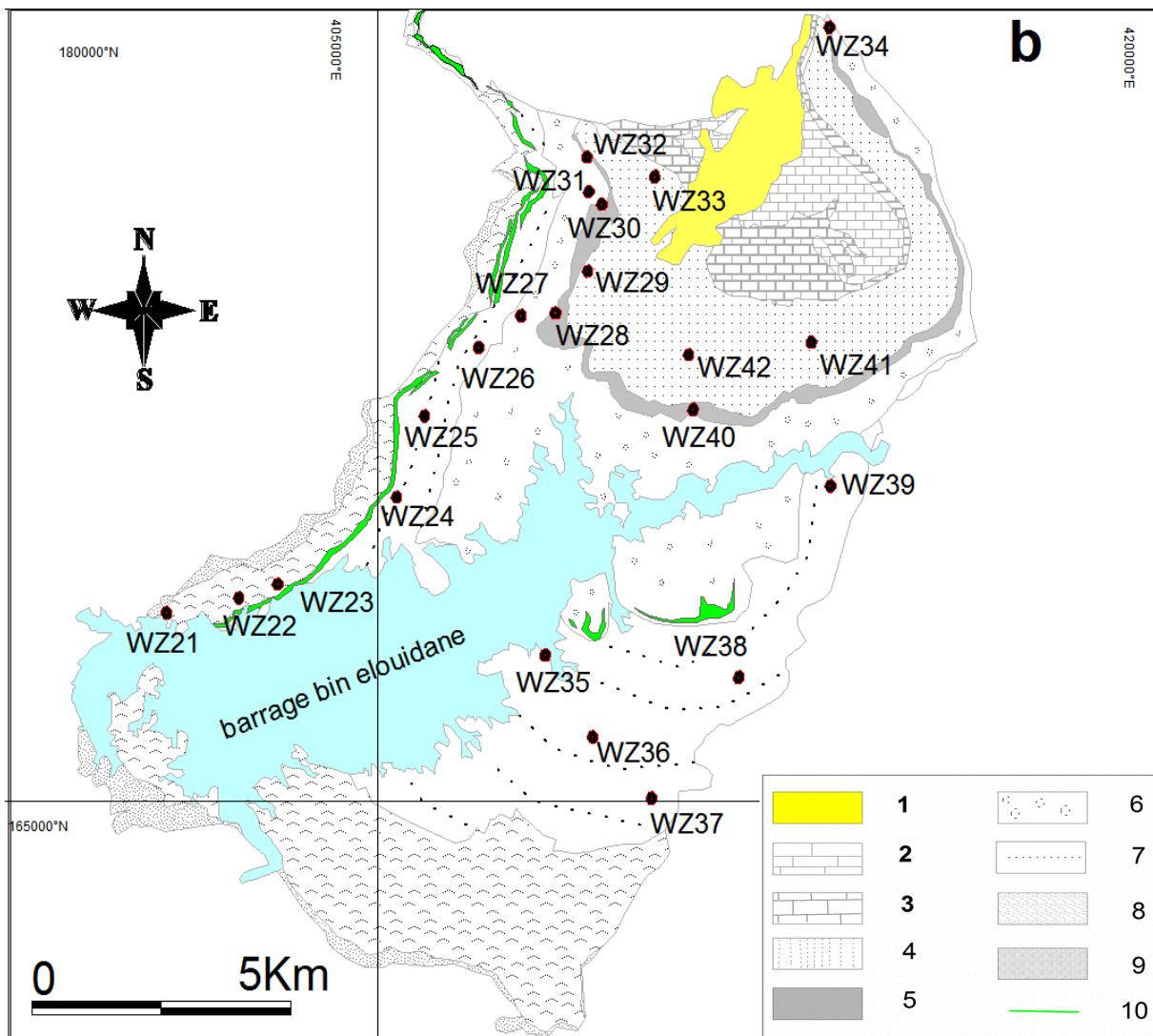


Figure.III.9. Carte géologique du synclinale de Ouaouizaght et les stations échantillonnés dans cette région. 1 : Quaternaire ; 2 : Senonien (Maestrichien) ; marnes et marno-calcaires blanchâtre à jaunâtre ; 3 : Turonien : calcaires blanchâtres ; 4 : Cénomanien : Argiles et siltes rouges gypsifères ; 5 : Aptien : marnes grises et blanchâtres et calcaires fossilifères ; 6 : Formation de Jbel Sidal ; argiles et grés rouges ; 7 : Formation d'Iouardidène : siltes et marnes rouges ; 8 : formation de Guettioua : Argiles et grés rouges, grés pelitiques et siltes rouges ; 9 : Formation de Tilouguitt : Marnes et Calcaires ; 10 : Basaltes Jurassico-Crétacés.

3.5 Dans le bassin de Taguelft

Dans le bassin de Taguelft, situé aussi dans la bordure Nord du Haut Atlas central, un ensemble de 43 stations, avec une moyenne de 14 échantillons par site. La totalité du synclinal a été couverte par l'échantillonnage, avec toujours un choix des sites basé sur leur importance structurale. Plusieurs sites ont été pris dans la partie centrale du synclinal, et

d'autres sur les bordures et ce pour répondre à un certains nombre de problématiques dont la reconstitution des rides de bordures nord et Sud construites sur les grandes failles bordants le bassin, ainsi que sur la ride séparant le synclinal de Taguelft de celui de Ouaouizaght. Dans cette région l'échantillonnage a concerné les calcaires et marnes marins du jurassique ainsi que les grés et pélites rouges du bathonien voir jurassique supérieur. L'échantillonnage a couvert tout le bassin (**Fig.III.10**).

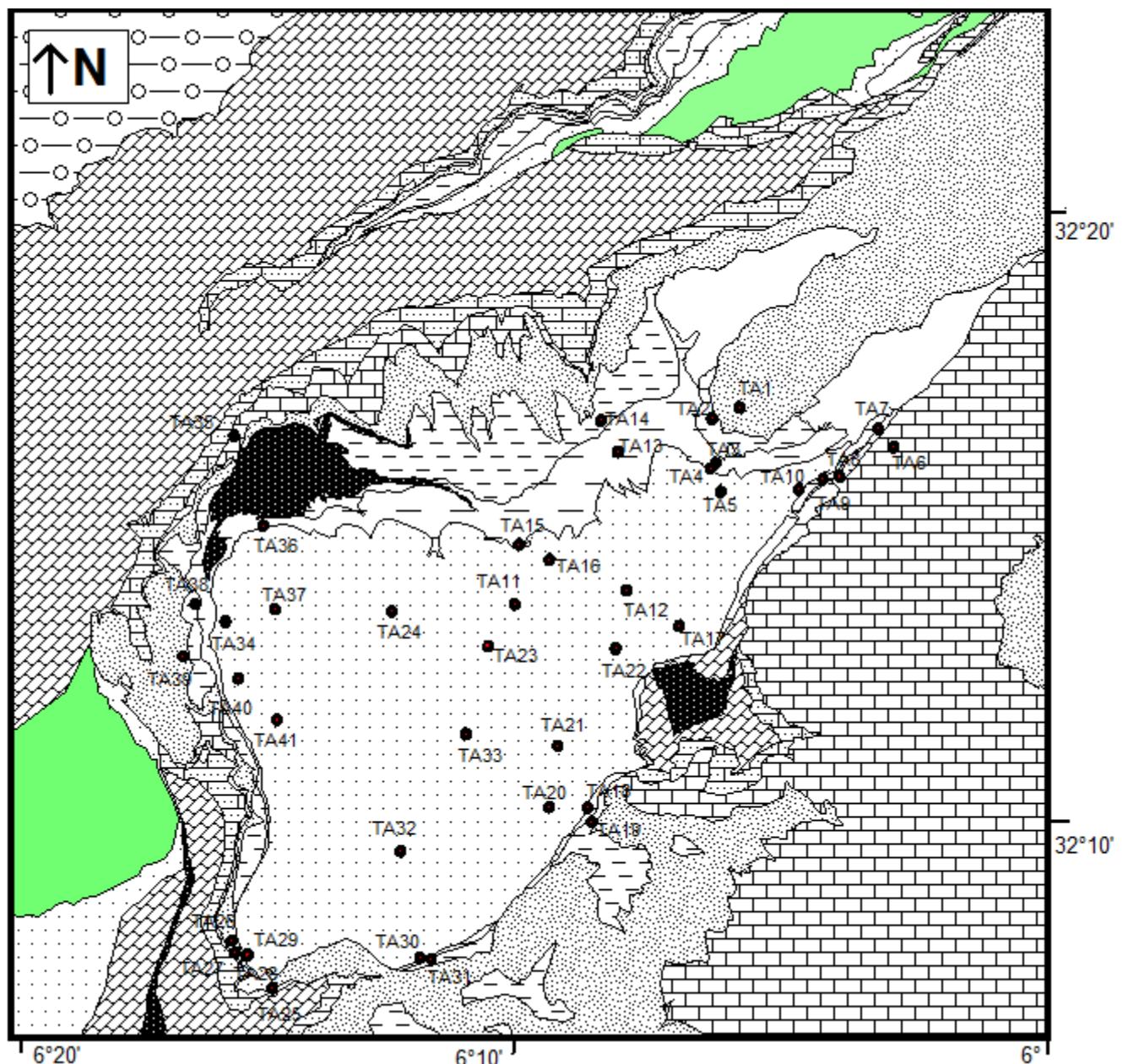


Figure.III.10. Carte géologique du Synclinal de Taguelft et les sites d'échantillonnage pris pour les études de l'ASM dans cette région.

II.Mesures et techniques utilisées

1.Mesures de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM)

1.1.*ASM à température ambiante*

Dans le but d'étudier la fabrique magnétique et la petrofabrique les spécimens des différents sites ont subis la mesure de la susceptibilité magnétique par leur soumission à un champ magnétique faible de l'ordre de 300A/m et fréquence de 875Hz. Les prises de mesures pour chaque spécimen se font sur 3 positions orthogonales, assurant la mesure de la susceptibilité dans toutes les directions, et ce à l'aide d'un susceptibilimètre KLY-3S Kappabridge (AGICO Inc) au laboratoire de l'université de Saragosse et pour d'autres échantillons par un susceptibilimètre Kappabridge KLY-4S au laboratoire du paléomagnétisme à l'Université de Burgos (**Fig.III.11**). Dans les deux instruments, la mesure est effectuée dans trois positions. Le traitement des résultats est assuré par l'utilisation du software Anisof 4.2 (Chadima and Jelinek, 2009) permettant d'obtenir les caractéristiques de l'ellipsoïde de AMS ainsi que les représentations directionnelles sur stéréogramme des différents axes de ce dernier.

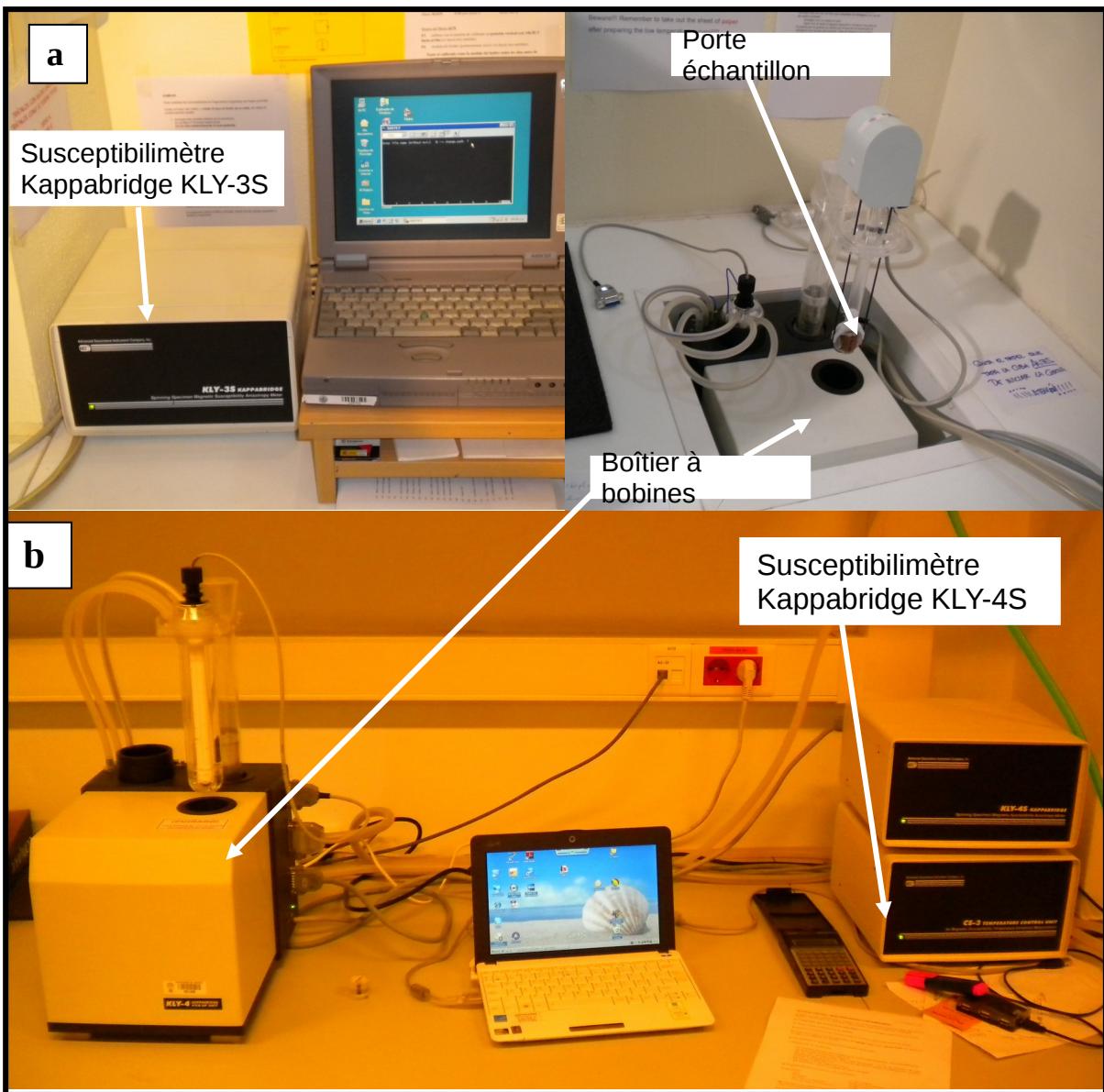


Figure.III.11. Appareillage de mesure ASM (a. Photo prise au laboratoire de Saragosse, b. Photo prise au laboratoire du paléomagnétisme de l'Université de Burgos. Espagne)

1.2. ASM à basse température

Un certain nombre d'échantillons représentatifs des différents comportements magnétiques a été sélectionné pour les mesures de l'ASM à basse température. Cette méthode consiste à la mise des spécimens à mesurer dans le nitrogène liquide pour certaine durée avant de prendre la mesure de l'ASM. Cette méthode est une mesure de façon indirecte de l'ASM mais avec forte amélioration de la contribution des minéraux paramagnétiques selon la loi de Curie-Weiss. Les échantillons sont immergés dans le nitrogène liquide (77K, environ -200°C) pour

une durée d'environ 1h avant de prendre la mesure par échantillon individuel, à l'air libre de la même façon que pour l'ASM à température ambiante. Après chaque mesure suivant l'une des trois positions, le spécimen est immédiatement remis dans le nitrogène liquide, afin de se refroidir de nouveau. Le refroidissement entre deux positions successives pour le même spécimen peut prendre jusqu'à 15 minutes. Cette opération conduit à l'élévation de la susceptibilité magnétique des minéraux paramagnétiques, spécialement les phyllosilicates, qui est inversement proportionnelle à la température selon la loi de Curie-Weiss : $K_p = C/T - \Theta$ où K_p est la susceptibilité des phases paramagnétiques, C est une constante appelée parfois constante de Curie, T la température des phases en question et Θ la température de Curie, qui est nulle dans le cas des minéraux paramagnétiques. La susceptibilité magnétique augmente d'environ 3.8 que dans le cas des températures ambiantes (Lüneburg et al., 1999). Cette augmentation de l'intensité de la susceptibilité magnétique n'est pas similaire dans toutes les directions, elle augmente de façon plus importante selon l'axe Kmax et moins importante selon l'axe Kmin (Parés and Van der Pluijm, 2002). Cette influence asymétrique engendre une forte augmentation de l'anisotropie corrigée par rapport à celle rencontrée dans le cas des mesures à températures ambiantes. Le traitement des résultats de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique à basse température est fait de façon similaire que dans le cas de l'AMS à température ambiante en respectant les différents paramètres ainsi que les projections stéréographiques utilisés pour la caractérisation de l'ellipsoïde et de la fabrique magnétique.

1.3. Anisotropie de l'aimantation rémanent anhydrotélique (AARM)

Dans le but de séparer entre la susceptibilité magnétique où il y'a contribution des minéraux paramagnétiques et la fabrique contrôlée par les minéraux ferromagnétique, des spécimens représentatifs de différents types de fabriques magnétiques rencontrée par l'étude de l'ASM ont été sujet d'une étude de l'anisotropie de la rémanence magnétique anhydrotélique (AARM). Ces spécimens ont subi une AF désaimantation par application d'un champ alternatif avec un champ maximal de 100mT, et l'application ultérieure d'une ARM sous un champ alternatif maximal de 90 mT et un champ magnetic continu de 50 μ T. Cette opération a été faite suivant neuf positions pour chaque spécimen. Les mesures de l'aimantation rémanente ont été réalisées à l'aide du magnétomètre cryogénique supraconducteur 2G-755 au laboratoire de paléomagnétisme de l'Université de Burgos (**Fig.III.12**).

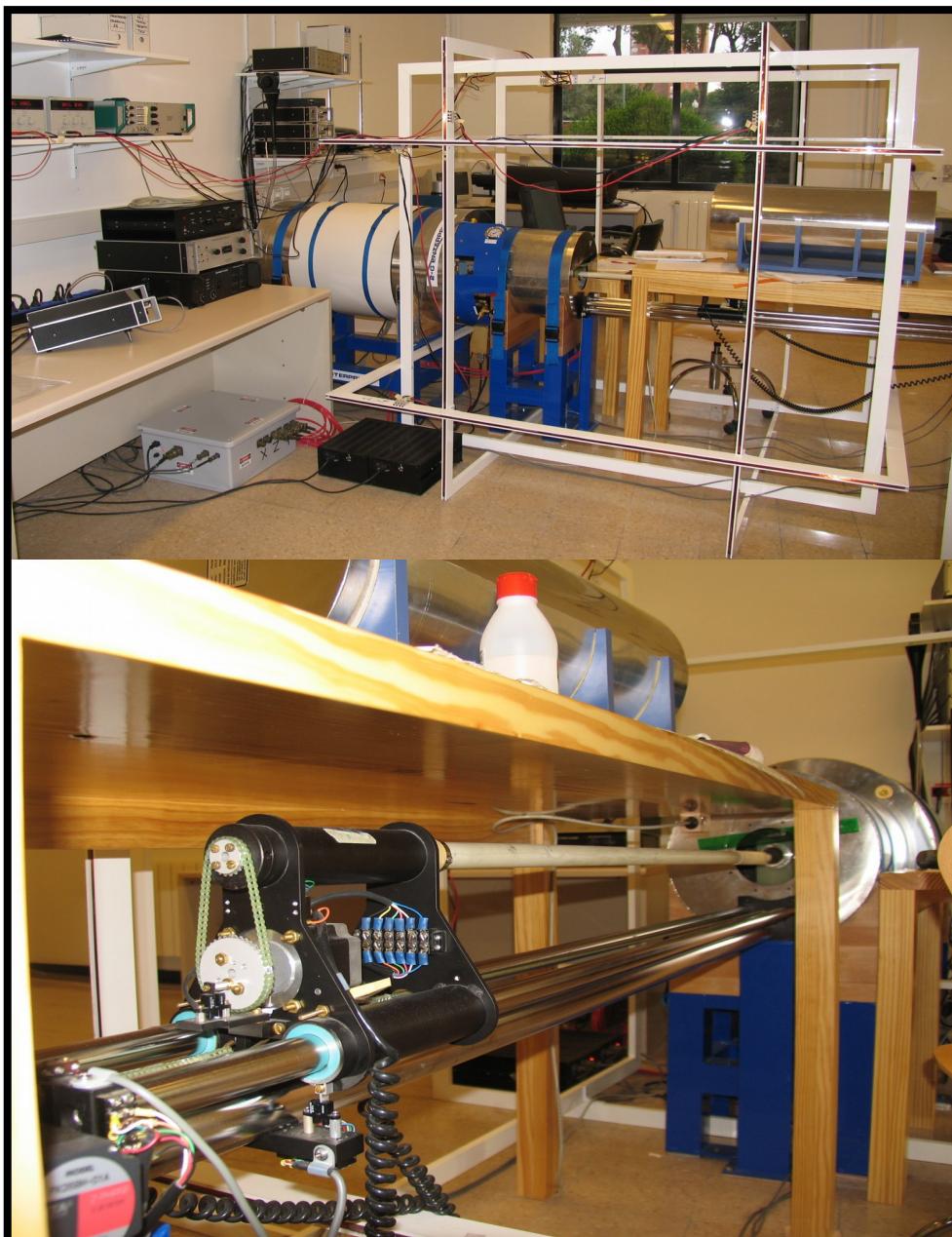


Figure III.12. Magnétomètre cryogénique (en haut). Le bras porte-spécimen et le système de rotation (en bas). (Photo prise au Laboratoire du paléomagnétisme de l'Université de Burgos)

2. Les mesures de l'aimantation rémanente naturelle (NRM)

2.1 Désaimantation thermique

La méthode de désaimantation thermique consiste au chauffage progressif des spécimens à des températures de plus en plus élevées sous la température de Curie des minéraux ferromagnétiques qui y portent l'aimantation rémanente, et leurs refroidissement après chaque étape de chauffage dans un champ magnétique nul, avant de mesurer l'aimantation résiduelle du spécimen. Le chauffage et le refroidissement se font, dans des conditions d'isolement de toute influence de champ magnétique externe, dans un four spécial couvert aussi par le mu-métal (**Fig.III.13**), qui assure que le chauffage et le refroidissement soient réalisés dans un champ nul.

Lors de la routine de la désaimantation thermique on procède d'abord à un chauffage à une température T_1 , puis on refroidit sous un champ nul et on mesure l'aimantation résiduelle. Cette opération est répétée à températures progressivement plus élevées jusqu'à la disparition de l'NRM.

Le contrôle de toute transformation minéralogique possible lors du chauffage a été fait après chaque étape de réchauffement et refroidissement, par examen de la susceptibilité des échantillons. Ce genre de transformation peut produire des anomalies lors de la désaimantation et peut fausser les résultats de la séparation de composants magnétiques.

Dans ce travail, les désaimantations thermiques ont été faites à l'aide d'un magnétomètre cryogénique au laboratoire du paléomagnétisme de Burgos.

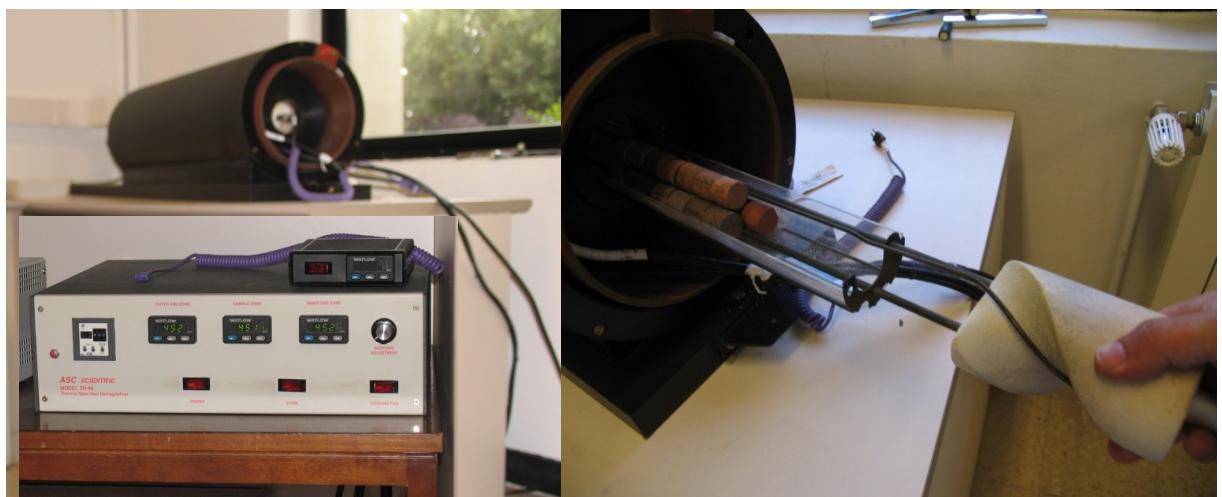


Figure.III.13. Système de désaimantation thermique au laboratoire de paléomagnétisme de l'Université de Burgos.

Le choix des pas de mesures a été fait en se basant sur les données de la désaimantation thermique des spécimens pilotes. A cet égard un à deux échantillons ont été sélectionnés comme pilotes représentatifs des différents sites pour la désaimantation de l’NRM. Les pilotes permettent d’avoir une première idée sur la structure de l’NRM acquise par les échantillons dans les différents sites et dans les différentes lithologies dans un même site. Cette étape nous a guidé à réaliser une sélection des spécimens ayant les mêmes caractéristiques magnétiques et les grouper sous forme d’ensemble de spécimens qui vont subir les étapes de chauffage – refroidissement avec les mêmes pas de progression lors de la désaimantation. La désaimantation des pilotes a été faite avec des pas de mesures détaillés, en respectant le schéma suivant : chauffage à 100°C – mesure – chauffage à 150°C, ici le chauffage et le refroidissement des échantillons demeurent 35 minutes pour chacune des deux opérations et pour chaque pas de mesure. Après on chauffe avec un pas de 50°C et pour une durée de chauffage de 40 minutes jusqu’à 350°C. Puis entre 400°C et 500°C le pas de chauffage est de 25°C et la durée de chaque opération de chauffage ou de refroidissement est de 50 minutes. Entre 525°C et 600°C le pas reste toujours 25°C mais la durée de chauffage est d’une heure. Au-delà de 600°C deux schémas ont été suivis selon le faciès en question ; pour les échantillons rouges le pas de mesure devient de 15°C entre 615°C et 675°C pendant une durée d’une 1h voir plus pour le refroidissement vu la haute température qui règne à l’intérieur du four. Dans la plupart des cas, pour les faciès rouges, les mesures se terminent à la température 680°C où les échantillons perdent l’aimantation ou leur intensité devient très faible. Alors que pour les calcaires deux mesures de plus ont été prises après 600°C, pour certains échantillons, avec un pas de 5°C.

À la lumière des résultats de la désaimantation thermique des spécimens pilotes précités, nous avons effectué une distribution des échantillons en groupe selon les ressemblances des comportements de ces derniers lors de la désaimantation. Plusieurs pas de mesures ont été décidés avec plus de détails dans des intervalles où les résultats des pilotes montrent une nécessité de précisions : plusieurs séries de pas ont été suivies dont nous allons citer quelques représentatives séries de pas de mesures adoptés :

i) entre 200 et 600°C:

6. 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 550, 600.
7. 200, 300, 400, 450, 500, 550, 600,
8. 200, 250, 300, 350, 375, 400, 425, 450, 475, 500, 525, 550, 600

ii) au-delà de 600°C, seuls quelques faciès calcaires ont subi des chauffages à des températures élevées alors que la totalité des rouges ont été chauffé jusqu'à 685°C selon l'une des deux séries suivantes :

9. 620, 640, 650, 660, 670, 680, 685
10. 610, 615, 620, 625, 630, 635, 640, 645, 650, 655, 660, 665, 670, 675, 680, 685

2.2. Désaimantation par champs alternatif (AF=alternating-field)

La désaimantation par AF se fait par l'exposition du spécimen concerné à un champ alternatif (AF) qui décroît progressivement sans à-coups, et avec une symétrie parfaite (**Fig.III.14**). L'action du champ alternatif se fait sur les aimantations qui lui sont parallèles. Cette soumission continue à ce genre de champ magnétique avec des intervalles bien définies conduit à ce que tous les grains ayant un champ coercitif (**hc**) inférieure au champ maximal appliqué, doivent avoir une somme de aimantation qui est égale à zéro, et c'est pour cela qu'on utilise un champ alternatif décroissant en mesurant l'aimantation résiduelle à chaque fois. Mais en pratique les intervalles du champ sont choisis après un essai pilote réalisé sur un spécimen représentatif de chaque secteur, site ou faciès, pour avoir une idée générale sur les propriétés magnétiques de l'ensemble des échantillons de ce site et donc pouvoir choisir une série de pas de mesure à suivre.

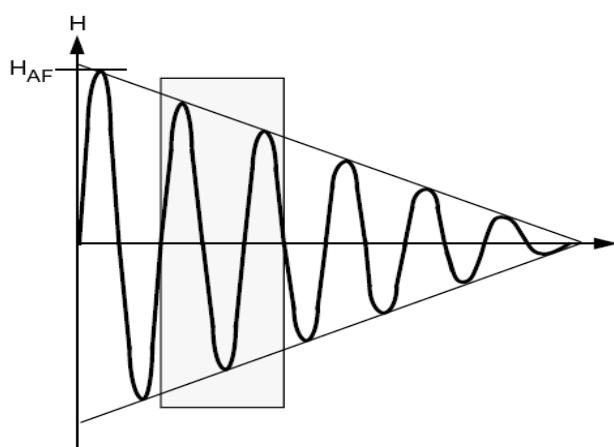


Figure.III.14. Schéma de désaimantation par champ alternatif décroissant.

Sur la base des résultats de la désaimantation thermique des spécimens des différents station ainsi que ceux des spécimens pilotes, et sur les différents critères de différenciation lithologique entre les différents faciès et parfois entre les échantillons du même faciès (rouge homogène, rouge avec des petits grains ou galets blanchâtres, gris homogène ou gris avec lamination ou à petites grains rougeâtre, calcaires homogènes ou calcaires avec fractures à remplissages secondaires ...) un grand nombre d'échantillons a été pris pour subir la désaimantation par champ alternatif. Les échantillons sélectionnés ont subi une désaimantation par champ alternatif en utilisant les pas de champ maximal alternatif suivants : 0, 2mT, 4mT, 6mT, 8mT, 10mT, 15mT, 20mT 30mT, 40mT, 60mT, 80mT, 100mT.

2-3 Traitement statistique des résultats paléomagnétiques

Dans le but de rendre les résultats paléomagnétiques statistiquement significatifs une prise de plusieurs échantillons par site est nécessaire. Le fait que les échantillons portent la même aimantation ne veut pas dire que les résultats numériques des directions soient parfaitement identiques. Les résultats numériques présentent ainsi un nombre d'erreurs lié à plusieurs causes, parmi autres les incertitudes de mesure, les variations séculaires, variation de la déformation interne d'un échantillon, d'un site à l'autre, bruit magnétique lors de la prise des mesures au laboratoire, la qualité d'isolement des composantes magnétiques, la dispersion normale des directions d'aimantation, etc. Pour éliminer ou minimiser l'influence de ces problèmes un certain nombre de 7 ou 8 échantillons par site est exigé en absence de moyen direct qui peut éliminer l'effet de ces causes perturbatrices. Ainsi une analyse statistique est nécessaire pour évaluer de façon quantitative le degré de confiance des tests de stabilité paléomagnétique.

Fisher a adapté la distribution selon une loi normale ou gaussienne à une sphère dans le but d'élaborer une analyse statistique des vecteurs sur une sphère. Cette analyse statistique permet l'estimation de la direction moyenne d'un ensemble défini des vecteurs directions, ainsi que l'estimation de la dispersion de ces directions et le degré de précision de la détermination de la direction moyenne. Ainsi dans notre cas l'objectif principal est le calcul d'une direction moyenne d'une population directionnelle obtenue d'un ensemble d'échantillons ou de sites. Comme dans le cas de toute étude statistique qui suppose que la

variable aléatoire suit une loi de probabilité, la variable direction d'aimantation suit la loi de Fisher (1953) pour laquelle les directions des échantillons paléomagnétiques soumis à une dispersion aléatoire suivent une distribution dont la fonction de densité de probabilité P. cette probabilité ne dépend ici que de la distance angulaire θ entre les vecteurs directions et la direction moyenne (déplacement angulaire de la vraie position (Fisher, 1953) et par contre elle est indépendante de l'azimut par rapport à la direction moyenne. Ainsi P est maximale sur la direction moyenne pour laquelle $\theta = 0$ et minimale dans la direction opposée.

$$P(\theta) = \frac{\kappa}{4\pi \sinh \kappa} \exp(\kappa \cos \theta)$$

K est défini par Fisher comme étant la mesure de la précision, c'est un paramètre positif qui reflète la concentration de la distribution des directions autours de la moyenne et il indique le degré de groupement des résultats directionnels de la population des directions magnétiques des spécimens ou des sites étudiés. Si K est grand la distribution des directions est trop serrée et donc toutes les directions des spécimens sont bien groupées autour de la direction moyenne. K est nul ($K=0$) lorsque la distribution est uniforme sur toute la sphère.

Ainsi la direction moyenne pour une population de N directions ayant comme résultante **R** (Fig.III.15) qui somme les N vecteurs unitaires des directions a pour module

$$R^2 = \left(\sum_{i=1}^N l_i \right)^2 + \left(\sum_{i=1}^N m_i \right)^2 + \left(\sum_{i=1}^N n_i \right)^2$$

Où \mathbf{l}_i , \mathbf{m}_i et \mathbf{n}_i sont les cosinus directeurs du vecteur unitaire **i**.

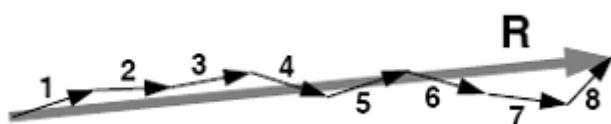


Figure.III.15. Représentation graphique du vecteur \mathbf{R} , résultant de la sommation de huit vecteurs directionnels unitaires (Butler, 1998).

Après le calcul de la direction moyenne de la population directionnelle on peut ainsi déterminer la meilleure approximation du paramètre de précision K de la distribution de Fisher par k donné par la formule suivante :

$$k = \frac{N-1}{N-R}$$

De cette formule on peut voir que k montrera des valeurs élevées dans le cas où $N-R$ tend vers zéro et donc si R est voisine de N , cela implique que les directions sont bien groupées. Par contre si R est N sont très différent le paramètre K est petit et donc les directions sont très dispersées, ayant comme résultante R plus petite que N . En général si K est inférieur à 10 la direction moyenne n'a pas de signification.

La précision de la moyenne calculée est fortement contrôlée par le paramètre α_{95} qui n'a pas relation avec la dispersion de la population mais plutôt avec la précision de la détermination de la moyenne. Fisher définit α en tant que rayon du cône de confiance autour de la direction moyenne appelé aussi limite de confiance, analogue de la déviation standard (incertitude) dans les statistiques de Gauss. α est défini par la formule:

$$\cos \alpha_{(1-p)} = 1 - \frac{N-R}{R} \left[\left(\frac{1}{p} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right]$$

Dans les études paléomagnétiques le niveau de probabilité habituellement utilisé est de 95% ($P= 0.05$). Ainsi c'est un facteur utilisé pour faire confronter une direction donnée avec la direction moyenne calculée, en générale si les deux cônes de confiance de ces deux directions se confondent on peut considérer qu'elles sont comparables et qu'il n'y a pas de différence significative entre les deux directions à 95% de certitude. Dans le cas contraire on dit que les deux directions sont différentes avec un risque d'erreur de 5%.

2.-4 : Les données *in situ* et après corrections tectoniques

Dans les différentes sections de ce travail la notion de corrections tectoniques ou situation paléogeographique et *in situ* est souvent utilisé pour faire la distinction entre i) la situation actuelle « *in situ* » où les résultats sont présentés en respectant l'attitude du pendage actuel et ii) la situation paléogéographique qui correspond aux directions des vecteurs avant la déformation subséquente. Cette dernière est obtenue par une restauration de la paléo-horizontale du plan de stratification. Ce type de correction se fait dans le but de comparer la distribution, la direction et le regroupement des directions et des axes principaux de l'ellipsoïde de l'anisotropie magnétique, avant et après la déformation.

2.5. Les tests de plis

2.5.1. Test de pli classique ou traditionnel (Graham 1949)

C'est un test dont le principe est très simple mais l'application est parfois compliquée. Il est très intéressant et de grande puissance dans les études paléomagnétiques. Dans ce test, le temps d'acquisition d'un composant NRM (habituellement CHRM: aimantation rémanente caractéristique) et le plissement peut être évalué. Ce qui nécessite le prélèvement des échantillons d'une formation plissée sur les flancs du pli, puis on procède à la détermination de la direction de l'aimantation dans chacun des sites par rapport aux axes géographiques actuels «ces directions sont appelées direction *in situ* ». Par la suite, on procède aux corrections par basculement des sites de façon à ce que leurs directions d'aimantation soient dans leurs positions d'origine et on obtient des « directions corrigées » (**Fig.III.16 et 17**) .

-si une aimantation CHRM est acquise avant le plissement les directions des sites sur des flancs opposés d'un pli seront dispersées lorsqu'on les projette sans correction (*in situ*) mais elles se regroupent lorsqu'on procède aux corrections structurales (restauration des couches à l'horizontale) et deviennent parallèles.

On dit que les directions CHRM « réussissent le test de pli » si le regroupement s'améliore lorsqu'on fait les corrections structurales, par contre on dit qu'elles ont « échoué le test de pli » si elles deviennent plus dispersées.

- Si l'aimantation est acquise après le plissement, les directions non corrigées seront mieux groupées que les directions corrigées, et le vecteur direction reste parallèle dans tous les points du pli (**Fig.III.17**).

- Le cas d'une aimantation acquise dans une phase intermédiaire du plissement (**Fig.III.17**) : Lorsque l'aimantation est syn-plissement, les directions sont dispersées autant dans l'orientation *in situ* que sur les restaurations à l'horizontale des couches. Le maximum du regroupement se produit lorsque les couches sont partiellement restaurées à l'horizontale.

Remarques :

Lorsque le pli a un axe incliné, une correction utilisant un seul axe de rotation horizontale donne des résultats erronés.

L'âge du plissement doit être connu pour pouvoir dater l'aimantation.

Il faut que la déformation soit moins importante pour supposer qu'au niveau de l'échantillon, le plissement correspond à une simple rotation.

Dans certains cas les plis sont monocлинаux et les sites ont le même pendage et on ne peut pas échantillonner dans les flancs à orientations différentes ; le test dans ce cas est une comparaison du regroupement des directions avant et après la restauration de la stratification à l'horizontale.

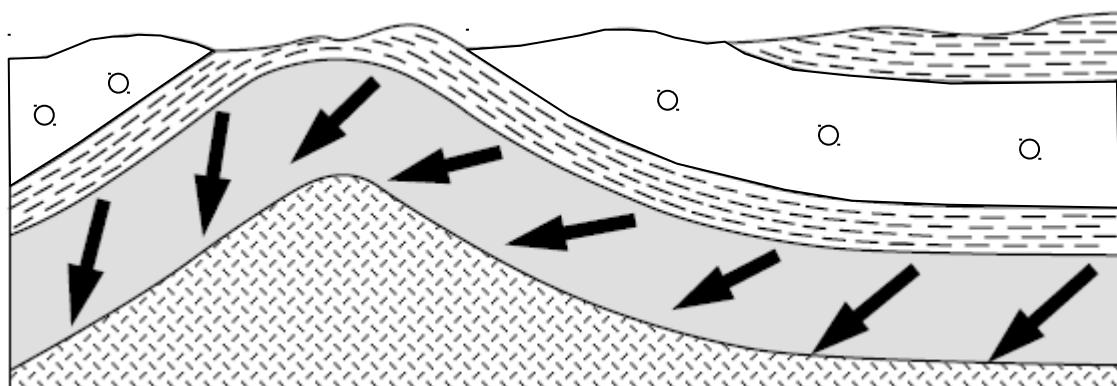


Fig.III.16. Schématisation du test de pli sur une aimantation pre-pli (redessinée après Cox et Doell, 1960).

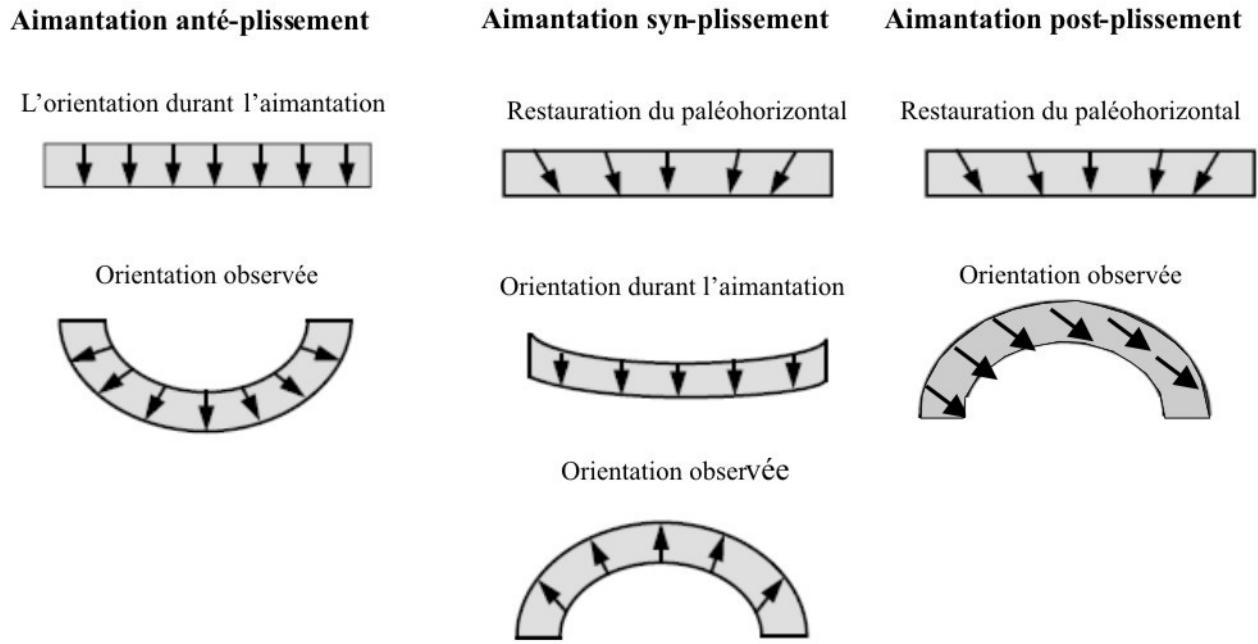


Fig.III.17. Schémas montrant la différence entre une aimantation antérieure, synchrone et postérieure au plissement.

2.5.2. Test de plis statistique de « McFadden and Jones »

Le test de pli de McFadden et Jones (1981) vient pour corriger le test de plis statistique proposé par McElhinny (1964) qui compare le paramètre de précision k avant et après le déplissement, et qu'ils ont considérés comme étant invalide et inadéquat. Ainsi McFadden et Jones proposent un test statistique qui traite les populations de chaque flanc de façon individuelle. Ils considèrent que la déformation provoque la séparation d'une même population originale en deux populations (ou plus dans le cas de prise de plusieurs flancs), dont chacune a le même paramètre de précision que la population originale mais avec deux directions moyennes différentes, d'où la nécessité de comparaison en terme de directions. Et pour que cette comparaison des deux directions moyennes des deux flancs soit valide, il faut que les deux soient pris de la même population. L'application de ce test a pour condition que les dispersions des deux flancs seront comparables. Hypothèse est testée en utilisant l'équation déjà proposée par Watson (1956) :

$$\frac{k_a}{k_b} \leq F_x [2(N_b - 1), 2(N_a - 1)]$$

Où (Na, Ka) (Nb, Kb) sont le numéro des échantillons (stations) et le paramètre de précision des deux flancs. x est le niveau de confiance (95% ou 99%). Si l'hypothèse que Na et Nb font partie de la même population (vérifiée par l'équation de Watson (1956) déjà citée) ne se réalise pas ou bien elle est statistiquement rejetée, la validité du test de pli dans ce cas là est discutable, et ce pour les possibilités suivante :

- les paramètres de précisions des populations des différents flancs différent car les populations d'origine sont actuellement différentes ou bien qu'elles viennent de populations originelles différentes. Cette situation peut être reliée aux autres possibilités probables qu'on discutera ci-dessous.

- les aimantations acquises dans les flancs, où chacune des populations est prise, ne sont pas simultanément produites, et donc les composants magnétiques rencontrés sont différents.

- la différence des paramètres de précision est reliée à une correction erronée puisqu'elle dépend du degré de déformation interne qui est dans ce cas là différente selon la position structurale du site ou de l'échantillon en relation avec sa distance de la charnière du pli par exemple. Ou bien que les corrections tectoniques sont plus compliquées que ce qui est apparent et observable.

Dans ces conditions le test statistique est invalide et la détermination d'une direction moyenne commune pour les deux flancs reste inattendue.

Dans le cas où les paramètres de précision des différents flancs réussissent l'hypothèse qu'ils sont statistiquement comparables, le test de pli est alors valide et consiste à tester si les directions moyennes de ces flancs sont statistiquement distinguables, selon un critère statistique déjà élaboré par McFadden y Lowes (1981) en deux équations dépendant du nombre de flancs étudiés. Dans un cas simple à deux flancs, c'est le cas utilisé ici dans notre travail pour les deux synclinaux ainsi que pour des petits plis d'échelle métrique, l'hypothèse qu'une direction moyenne commune peut être rejeté si :

$$\frac{\left(R_a + R_b - \frac{R^2}{R_a + R_b} \right)}{2(N - R_a - R_b)} = f > \left(\frac{1}{p} \right)^{\frac{1}{N-2}} - 1$$

R est le module du vecteur somme de tout les vecteurs unitaires des populations des flancs, Ra et Rb représentent le même paramètre pour chacun des deux flanc (a et b). N est le nombre des sites ou des échantillons. P et le niveau de confiance.

Dans le cas où plusieurs flancs ont été pris (m flancs avec $m > 2$), la condition pour laquelle l' hypothèse d'une direction commune sera rejetée est :

$$\left(\frac{N-m}{m-1} \right) \frac{\sum_{i=1}^m R_i - \frac{R^2}{\sum_{i=1}^m R_i}}{2 \left(N - \sum_{i=1}^m R_i \right)} = f > F[2(m-1), 2(N-m)]$$

Où R_i est le module vecteur résultant de chacun des m flancs. Si la valeur f observée excède la valeur critique de la distribution F au niveau de confiance exigé (95% ou 99%), l'hypothèse d'une direction moyenne commune peut être rejetée.

Dans les deux cas présentés ici que ça soit une étude à deux flancs ou à flancs multiples trois possibilités peuvent être tirées :

- si l'hypothèse d'une direction moyenne commune peut être rejetée lors de l'utilisation des données in situ « sans corrections tectoniques » ($f > F$) et non plus lors de l'utilisation des données « après corrections tectoniques » ($f < F$), il est accepté que l'aimantation observée était acquise avant la déformation ou la distorsion des couches.

- dans le cas contraire, si l'hypothèse d'une direction moyenne commune est rejetée dans la situation de « après corrections tectonique » ($f > F$) et non plus lors de l'utilisation des données in situ « situation actuelle ou bien sans corrections tectoniques » ($f < F$), l'aimantation détectée était donc acquise après la déformation et le plissement des couches.

- la troisième possibilité, c'est que l'hypothèse d'une direction moyenne commune ne peut être rejetée ni avant ni après les corrections tectoniques, dans ce cas là la distorsion des couches était très faible pour être significative avec les échantillons utilisés.

2.5.3. Test de pli incrémental « Incremental fold test »

Dans ce type de test de pli on étudie le regroupement des directions paléomagnétiques des deux flancs d'un pli lors d'un déplissement progressif de cette structure. Ceci en se basant sur les valeurs moyennes des stations situées dans les deux flancs ou en utilisant les directions

des échantillons individuels pris dans les deux flancs d'une structure plissée. On utilise un certain nombre de pas de déplissement avec un minimum de 0% qui indique la situation actuelle et un maximum de 100% qui représente un déplissement jusqu'à la configuration paléogéographique où les couches étaient horizontales. Entre les deux cas 0% et 100% de déplissement se situe une situation critique où le regroupement des directions paléomagnétiques des deux flancs est maximal, cette situation représente la solution du test et indique le taux du plissement reflétant le moment de l'acquisition de l'aimantation rémanente. Les résultats de ces pas de déplissement seront représentés sur un diagramme de la variation du paramètre f de Mc Fadden et Jones en fonctions du % du déplissement, et la solution du test est représentée par le % du déplissement qui coïncide avec la valeur f minimale (groupement maximal).

2.6. Méthode « Small circle intersection » (SCI).

Dans le cas où l'acquisition de la réaimantation est syn-plissement ; c-à-d que les couches sédimentaires de la structure étudiée ont subi une partie de la déformation plicative avant leur réaimantation, le calcul de la direction moyenne ne nécessite pas une simple reconstitution de la paléohorizontale, dans ce cas on procède à la méthode d'intersection des petits cercles de la réaimantation. Cette méthode est basée sur le fait que les petits cercles de réaimantation calculés pour plusieurs sites ayant différents sens et amplitudes de pendage se croisent dans un point d'intersection ou dans une zone très étroite qui correspond à la paléodirection magnétique avant la déformation finale. Le vecteur normal à la stratification dessine lors de sa rotation autour d'un axe parallèle à la stratification un grand cercle nommé « π -circle of bedding» (e.g. Ramsay et Huber 1987). Dans cette méthode développée par Shipunov (1997) et modifiée par Waldhör et Appel (2006) le petit cercle de la réaimantation est obtenu par la rotation du vecteur magnétique unitaire autour d'un axe parallèle à la direction des couches où le site représenté par le vecteur magnétique était pris. Le petit cercle obtenu est parallèle au grand cercle π et l'intersection des différents petits cercles de réaimantation obtenus à partir des directions magnétiques d'un ensemble de sites paléomagnétiques correspond à la direction magnétique commune dans toute la région étudiée (Shipunov, 1997). Cette méthode exige l'absence de rotations d'axes verticaux entre les différents sites dont les directions paléomagnétiques ont été prise en considération dans la calcul de la zone d'intersections des petits cercles (Figure waldhor et appel 2006). Le problème de rotation autour d'axes verticaux n'est pas posé dans le Haut Atlas central au

moins à l'échelle des grands blocs structuraux composant les différents mini-bassins de la chaîne.

III. Techniques de détermination de la minéralogie magnétique

Dans le but de déchiffrer les différentes phases magnétiques qui peuvent porter l'aimantation rémanente et l'aimantation induite, dans les différents types de faciès étudiés nous avons effectué un certain nombre de techniques du magnétisme des roches. Dans cette partie nous allons exposer le principe de chacune de ces méthodes ainsi que son apport à la précision des constituants magnétiques d'un échantillon donné.

1. Courbes K-T

Les courbes de la variation de la susceptibilité magnétique en fonction de la température (κ -T courbes) ont été réalisées à l'aide du susceptibilimètre Kappabridge KLY-3S (Saragosse) / KLY-4S (Burgos) qui fonctionne à 300A/m et 875 Hz, combiné avec un dispositif CS-L/CS-3 (AGICO, Czech Republic) (**Fig.III.18**). Les mesures ont été faites avec un taux de chauffage/ refroidissement entre 11 et 14/minute respectivement. Les essais de haute température ont été pris dans l'argon pour éviter les réactions minérales avec l'oxygène durant le chauffage. La taille des échantillons utilisés pour les mesures des courbe κ -T est d'environ (20-30 mg). Enfin les résultats ont été traités à l'aide du programme Cureval.8 software (Chadima and Hrouda, 2009) (**Fig.III.19**).

Dans ce type d'expérience, une évaluation de la variation de la susceptibilité magnétique lors du chauffage de l'échantillon ainsi que lors de son refroidissement est examinée suivant une séries de pas de mesures bien détaillée. La représentation des résultats de cette évolution de K en fonction de T se fait sous forme d'une courbe. Les fortes diminutions ou chutes de K en fonction de T lors du chauffage indiquent la température de Curie correspondant à la présence d'une phase minérale ferromagnétique donnée. Par contre les minéraux diamagnétique et paramagnétiques et ferromagnétiques ont des courbes k-T caractéristiques.

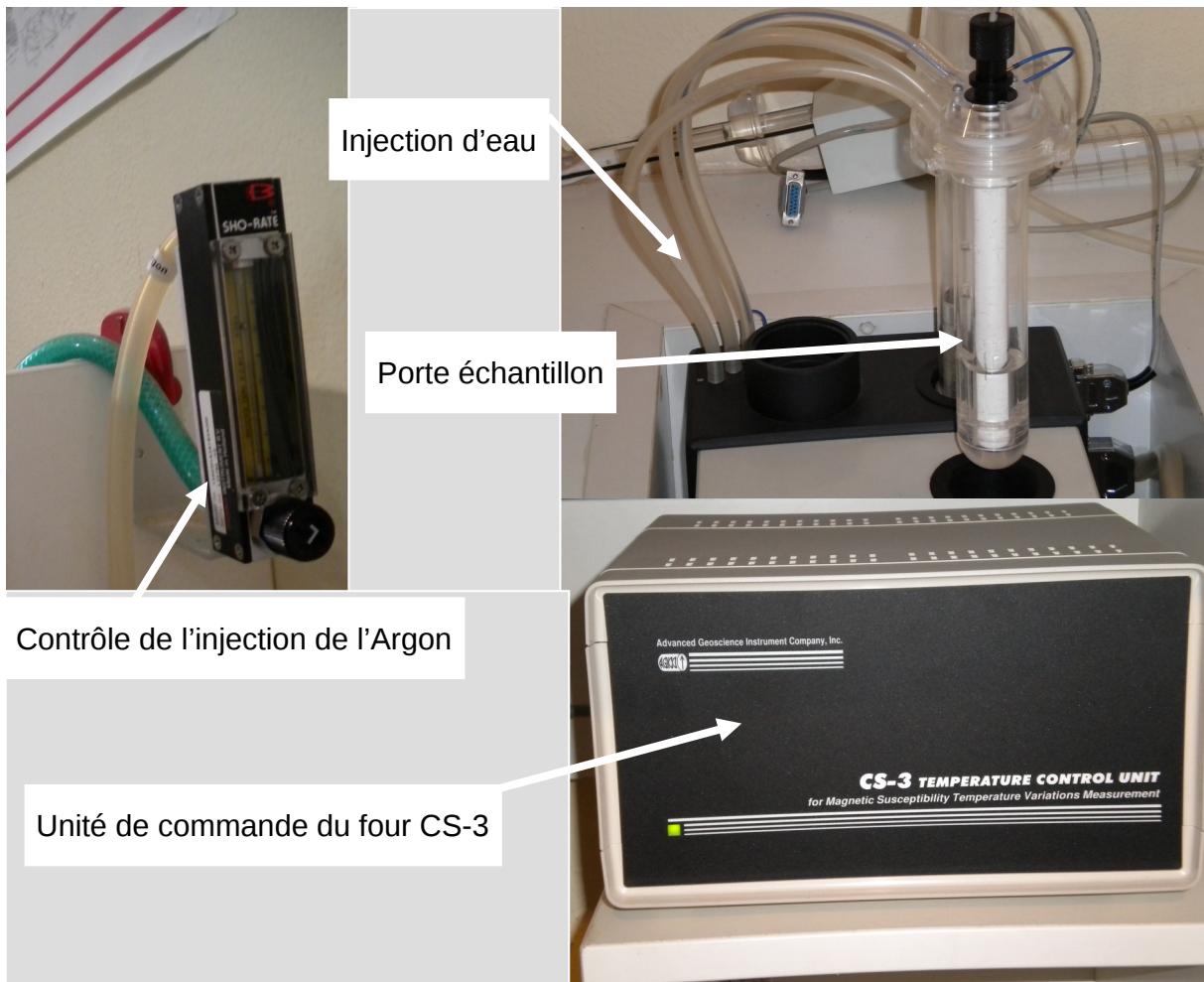


Figure.III.18. Appareillage pour la réalisation des courbes K-T (Photo prise au laboratoire de Sargas , Espagne)

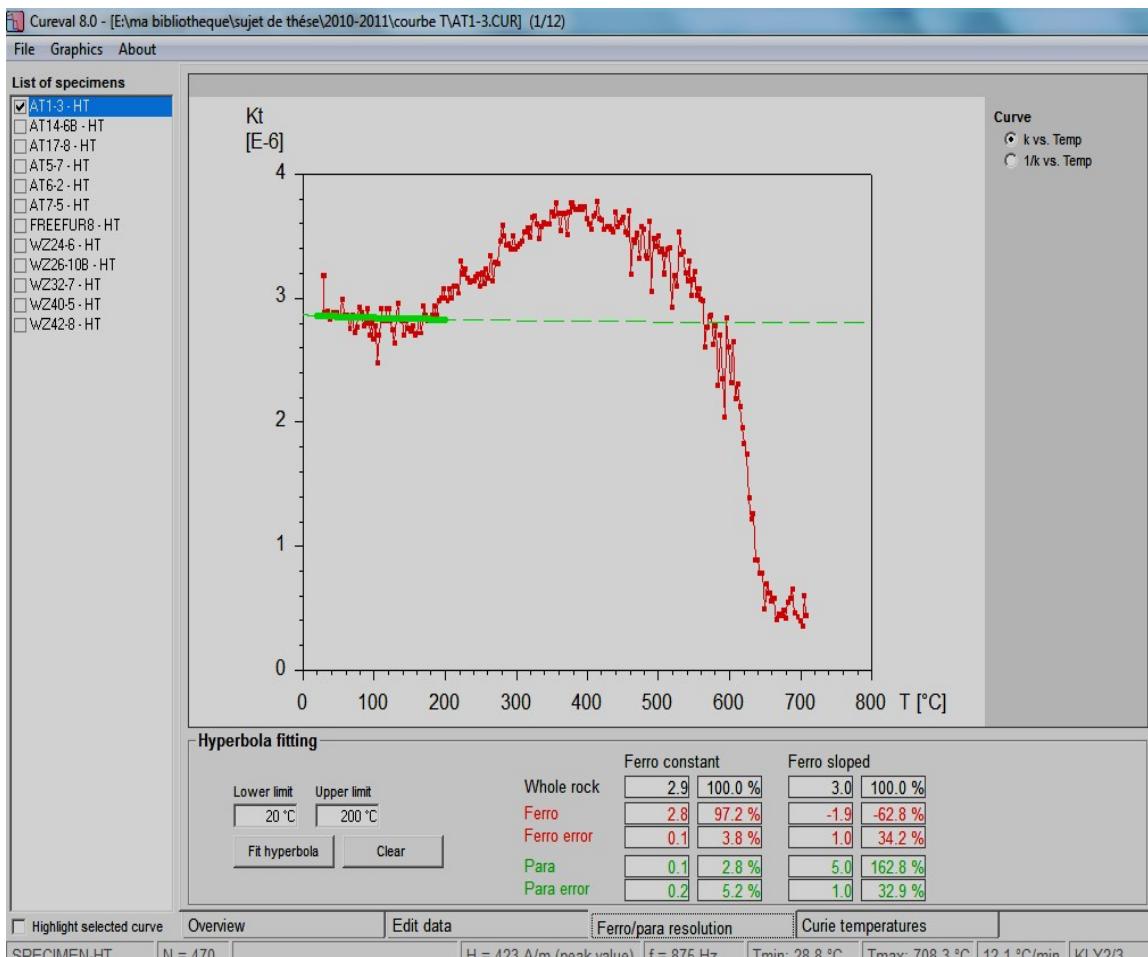


Figure.III.19. Exemple de digramme obtenu par cureval.8 montrant la courbe de chauffage ainsi que les proportions en paramagnétiques et ferromagnétiques.

2.L'acquisition de l'IRM

La méthode de l' IRM « Isothermal Remanent magnetization » ou bien l'aimantation rémanente isotherme. C'est une rémanence acquise par l'application d'un champ intense à température constante. Dans ce travail les échantillons sélectionnées comme représentatifs des différents sites et faciès étudiés ont été exposés à une série de champ magnétique avec intensités progressivement croissantes suivant l'axe Z du spécimen à l'aide d'un magnétomètre « Pulse Magnetiser M2T-1 » (**Fig.III.20**). Après la mesure de NRM les échantillons ont été exposés au champ magnétique selon les pas suivants : 25mT, 50 mT, 100 mT, 200 mT, 300 mT, 500 mT, 700 mT, 1000 mT, 1300 mT, 2000 mT, et après chaque induction du champ magnétique l'aimantation des échantillons ont été mesurées.

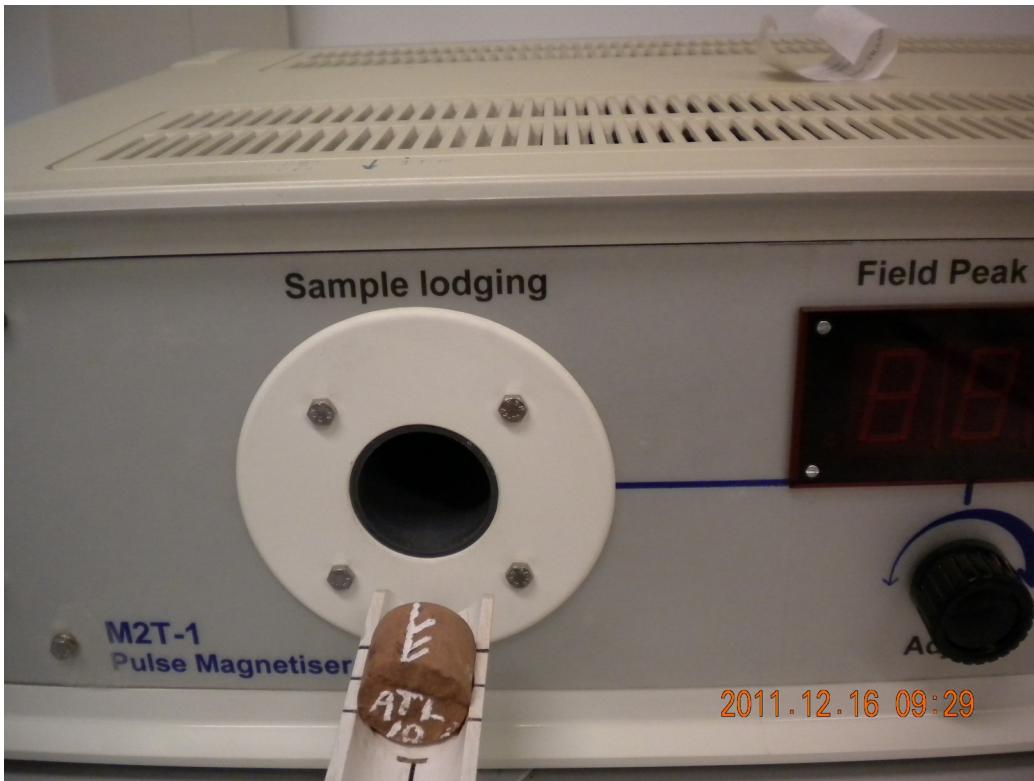


Figure .III.20. L’acquisition d’IRM à l’aide d’un Pulse Magnetiser M2T-1 selon l’axe Z d’un spécimen. (Photo prise au Laboratoire du Paléomagnétisme à l’Université de Burgos).

Les résultats de l’application de champ magnétique, à intensité croissante, pour chaque spécimen sont représentés sous forme d’une courbe qui relie l’aimantation et le champ magnétique appliqué. Ce genre d’expérience peut aboutir à plusieurs situations dont la forme des courbes reflète un comportement donné et la présence d’une phase ayant des caractéristiques magnétiques données. i) Dans le cas de présence de minéraux de basse coercivité (magnétite par exemple) la courbe IRM peut montrer une saturation de l’aimantation et l’aimantation reste donc constante à une valeur dite de saturation même si on applique un champ de plus en plus fort (**Fig.III.21a**). La magnétite monodomaine peut avoir un champ de saturation d’environ 0.3T (Lowrie y Heller, 1982; Evans et al., 1968) alors qu’elle ne dépasse pas 0.1T dans le cas où elle est multi-domaine (Evans y McElhinny, 1969). ii) Dans d’autres cas, la courbe IRM montre une croissance permanente de l’aimantation même à des valeurs élevées du champ magnétique appliqué (le maximum qu’on peut appliquer dans l’équipement utilisé est 2 T). Ceci indique la présence de phases magnétiques de haute coercivité telles que l’hématite (pas de saturation même entre 1- et 3T) et la goethite (sans saturation même à 4T) (Heller, 1978; Lowrie y Heller, 1982) (**Fig.III.21b**) .

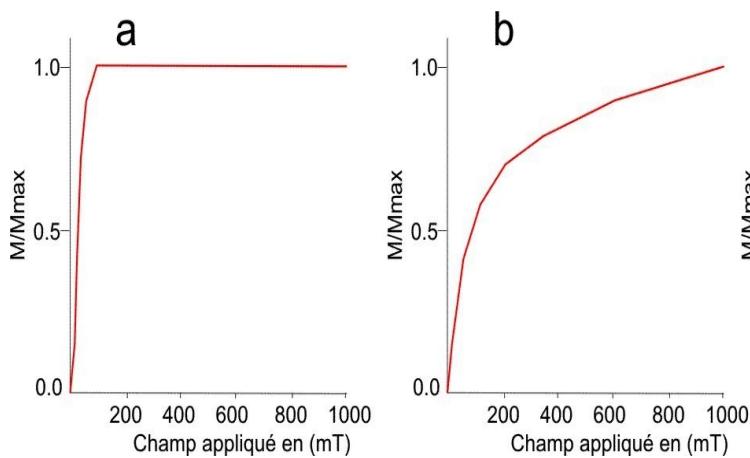


Figure.III.21. exemples de courbes d'acquisition de IRM de deux matériaux .a) basse coercivité b) haute coercivité

3. La désaimantation thermique de l'IRM à 3 axes.

Cette méthode consiste à exposer les spécimens choisis à des champs magnétiques différents selon les trois axes orthogonaux. Suivant la procédure de Lowrie (1990) nous avons appliqué un champ magnétique de l'ordre de 2T suivant l'axe Z dans le but de déterminer les phases de haute coercivité magnétique comme l'hématite(**Fig.III.22.a**). Un champ de 0.4T a été appliqué selon l'axe Y et ce dans le but d'examiner la présence des phases de moyenne coercivité (pyrrhotite par exemple) (**Fig.III.22.b**). Alors que selon l'axe X nous avons introduit un champ de 0.12T pour tester la présence des phases de basse coercivité (magnétite par exemple) (**Fig.III.22.c**).

La procédure de désaimantation de l'IRM 3d se fait de la même façon que dans le cas de la désaimantation thermique de l'NRM. dans ce travail une série de pas de mesure chauffage-refroidissement était adoptée selon le schéma suivant : 100 °C, 150°C, 200°C, 250°C, 300°C, 350°C, 400°C, 450°C, 500°C, 550°C, 575°C, 600°C, 625°C, 650°C, 680°C.

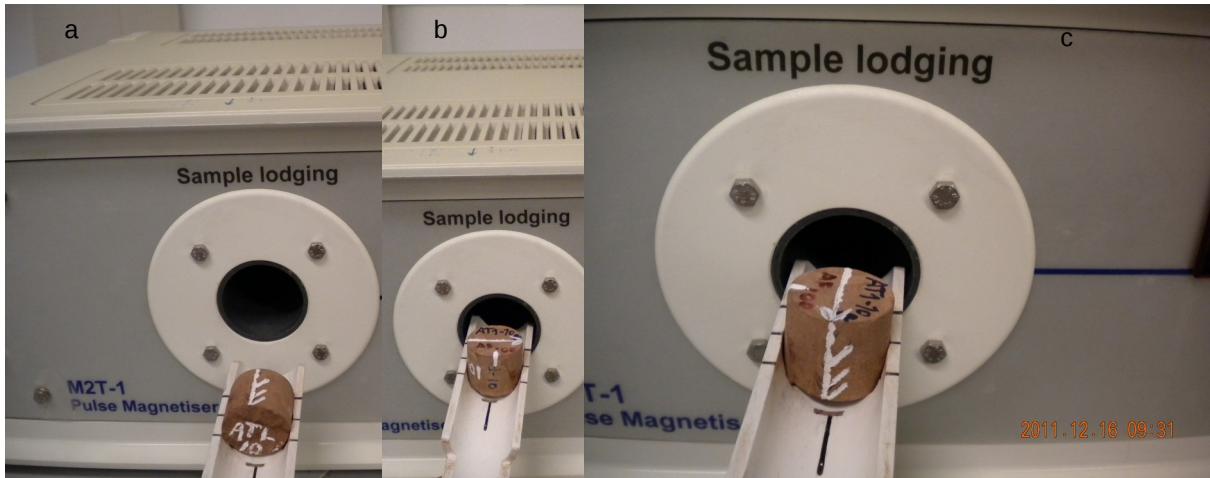


Figure.III.22. L'acquisition de l'IRM 3D (a) selon Z (b) selon Y (c) selon l'axe X

L'évolution de l'aimantation selon les trois axes de l'échantillon, au cours de la désaimantation thermique de l'IRM est représentée sous forme d'un diagramme à trois spectres dont chacun reflète l'évolution selon chaque axe. Ainsi à partir de ces spectres on déduit les températures de déblocage des phases magnétiques coexistantes dans l'échantillon étudié, en tenant compte que se sont de basse ou de haute coercivité magnétique (Heller, 1978 ; Marton et al., 1980; Freeman, 1983; Lowrie et Heller, 1982 ; Lowrie 1990) (**Fig.III.23**).

La combinaison des résultats de ces spectres concernant la coercivité et la température de déblocage du contenu minéral, et les autres paramètres magnétiques extraits des autres expériences du magnétisme des roches, permet d'identifier et caractériser la composition, la concentration et la granulométrie de la minéralogie ferromagnétique des matériaux étudiés (Dunlop 1972; Heller 1978; Cisowski 1981; Lowrie 1990; Robertson et France 1994; Kruiver et al. 2001; Egli 2003, 2004).

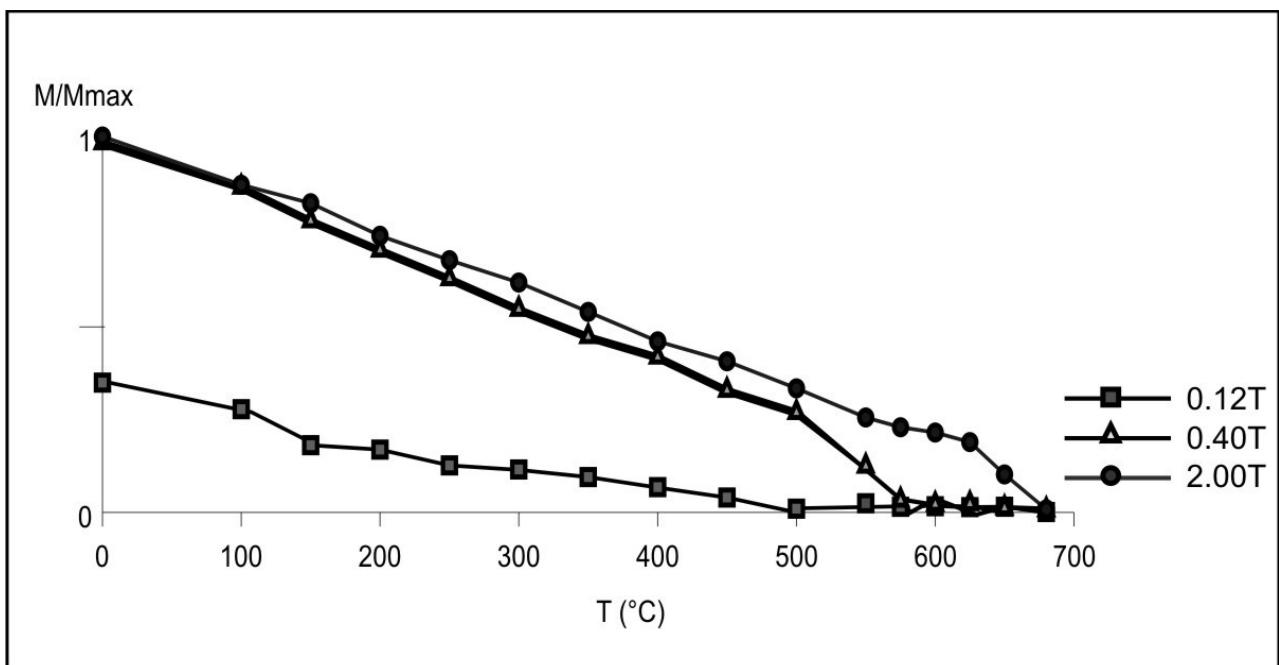


Figure.III.23. Exemple de diagramme de désaimantation de l'IRM 3D (0.12T : l'axe X ; 0.4 T : L'axe Y ; 2.00T : L'axe Z).

4. Les expériences de la balance de translation du champ magnétique variable

Les expériences ont été réalisées à l'aide de la balance de translation du champ magnétique variable (MM-VFTB) au laboratoire de paléomagnétisme à l'Université de Burgos.

Dans ce genre d'expériences de l'examen de la minéralogie magnétique on peut distinguer entre deux types ; i) les expériences réalisées en présence d'un champ magnétique déterminant alors la présence des différentes phases avec différents comportements magnétiques ; paramagnétiques, diamagnétiques et des ferromagnétiques (hystérésis, courbes thermomagnétique). ii) L'autre type d'expérience se fait sans application permanente du champ magnétique durant le processus de mesure et s'intéresse seulement aux minéraux ferromagnétiques (par exemple acquisition de IRM et *back-field*).

4.1. Courbes thermomagnétiques :

A la différence des courbes de l'évaluation de la susceptibilité en fonction de la température, dans le cas des courbes thermomagnétiques, au lieu de la susceptibilité magnétique on étudie l'évolution de l'aimantation au cours du chauffage et du refroidissement de l'échantillon. Cette méthode à pour objet la détermination de la

température de Curie des différentes phases magnétiques contenues dans les spécimens étudiés. Le traitement des données se fait à l'aide du programme RockMag-Analyzer (Leonhardt 2006). Ce programme permet l'estimation de la température de Curie par la méthode d'extrapolation proposée par Moskowitz (1981) qui se base sur la dépendance de l'aimantation de la température au voisinage de la température de Curie. Une autre méthode de détermination de la température de Curie utilisée par ce programme, est celle de la dérivé secondaire des données (dérivé du deuxième ordre) (**Fig.III.24**).

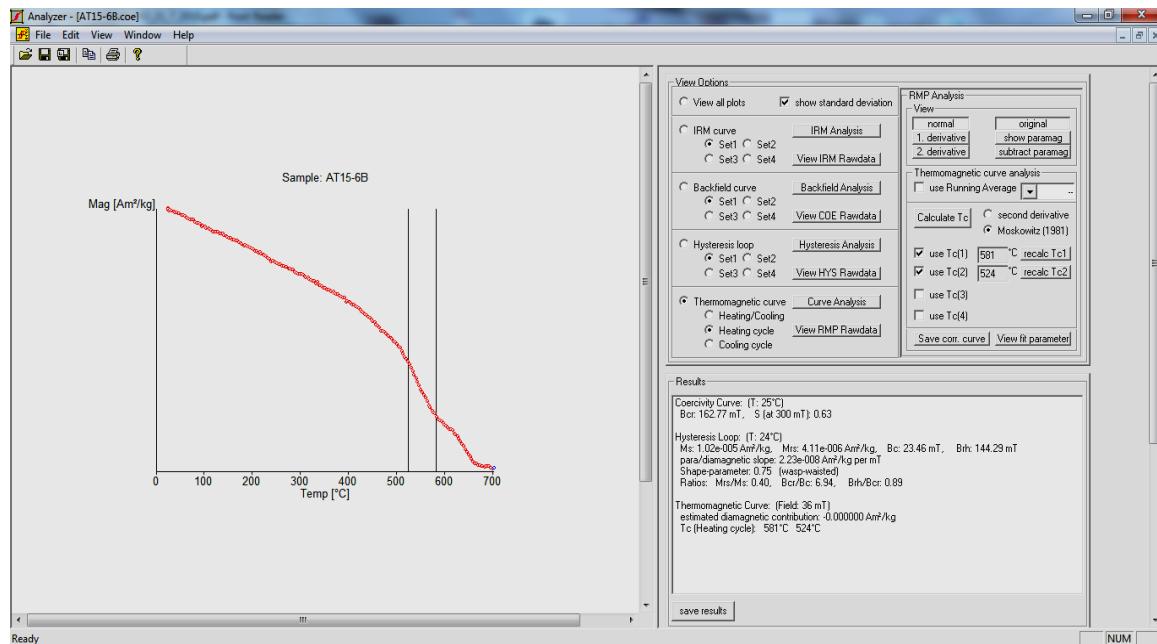


Figure.III.24. Exemple de diagramme obtenu par Rock-Mag Analyzer et les deux méthodes utilisées pour l'estimation de la Température de curie

4.2. Cycle d'hystérésis

Du point de vue signification physique, le phénomène d'hystérésis est la propriété d'un système à rester dans un état quand la cause (champ magnétique) qui a produit le changement de l'état initial de ce système a cessé. L'aimantation provoquée par le champ magnétique appliqué dépend, non seulement de l'intensité actuelle de ce champ, mais aussi des états magnétiques antérieurs du corps aimanté (SIZ, 1968). Si on regarde le chemin d'aller-retour de l'aimantation induite d'un matériel lors de l'application d'un champ magnétique, de plus en plus croissant jusqu'à une valeur maximale +H_s (appelé champ de saturation), on constate que la variation de l'aimantation n'est pas proportionnelle à l'excitation, et qu'en s'approchant des bornes son augmentation est presque négligeable par rapport à celle de la cause (H). Lors de l'annulation progressive du champ magnétique (H) jusqu'à la valeur (-H_s),

l'aimantation ne suit pas le chemin d'aller, reflétant ainsi l'irréversibilité du phénomène. Lorsque le champ H est nul le matériel garde encore une aimantation M_r « c'est l'aimantation rémanente ». La courbe de l'aimantation n'arrive au zéro jusqu'à l'application d'un champ ($-H_c$) appelé « champ coercitif », c'est le champ nécessaire pour désaimanté l'aimantation rémanente M_{rs} . Les deux courbes de l'augmentation et l'annulation du champ magnétique et l'évolution de l'aimantation donnent ce qu'on appelle « cycle d'hystérésis » (Fig.III.25).

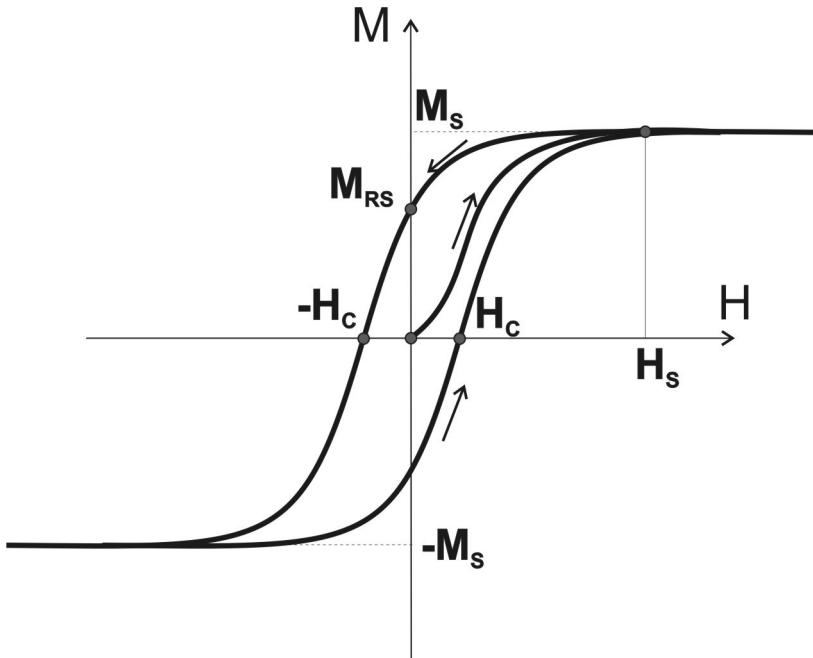


Figure.III.25. Cycle d'hystérésis et les différents paramètres caractéristiques d'un matériel donné.

Les paramètres montrés dans la figure (Fig.III.25) (M_s , M_{rs} , H_c) sont très utilisés pour la caractérisation de la minéralogie magnétique, surtout dans les études du magnétisme environnemental. Ils sont étroitement liés à la taille et la forme des grains, l'état des domaines magnétiques ainsi qu'à l'anisotropie et les interactions magnétiques (Tauxe et al., 1996). Plusieurs formes typiques de mixture de minéraux ayant différentes coercivités magnétiques ou mixture de grains de différentes tailles ou différents états de domaines magnétiques qui sont largement habitués dans les études de la minéralogie magnétiques sont représentées dans la figure (Fig.III.26).

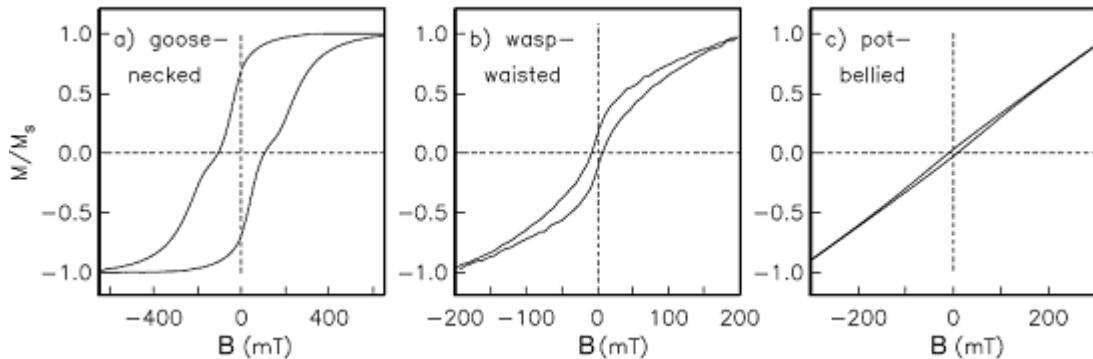


Figure.III.26. Cycles d'hystérésis caractéristiques de mixture de minéraux magnétiques ou des différents états de domaines magnétiques : (a) Forme “col de Cygne” ou “goose-necked” indiquant la présence de magnétite SD et d’hématite ; (b) forme de ceinture de guêpe « wasp-waisted » magnétite SD / SP (ou aussi présence de deux phases à coercivités différentes); (c) forme « pot-bellied » de magnétite SD / SP. D’après Tauxe (2010).

4.3. Back field

Cette expérience consiste à l’application d’un champ magnétique sur l’échantillon jusqu’à la saturation, puis un deuxième champ est exercé dans le sens inverse « back field » avec des petits pas de croissance jusqu’à ce que l’aimantation sera zéro. Le champ magnétique pour lequel l’aimantation rémanente est nulle est nommé la coercivité de rémanence (H_{cr}) précité dans les paramètres du cycle d’hystérésis (**Fig.III.27**).

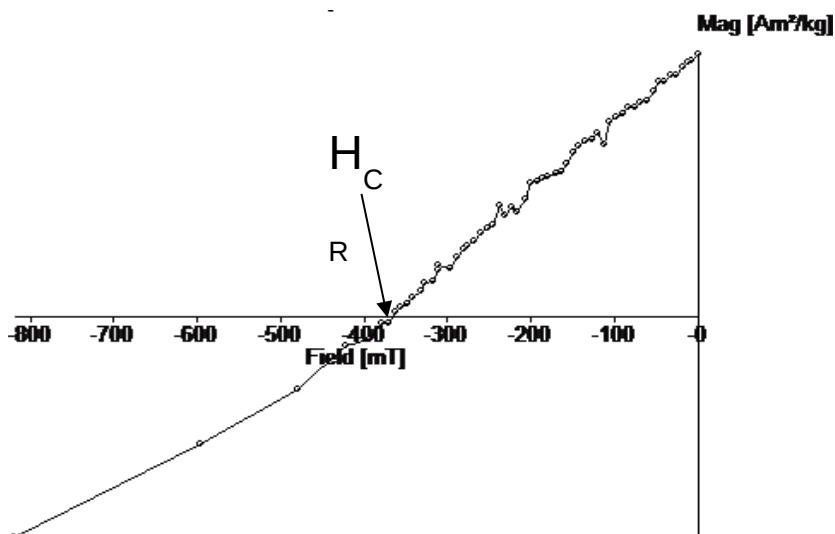


Figure.III.27. Exemple d’un diagramme des résultats du back-field d’un matériel de haute coercivité magnétique avec un coercivité de rémanence de 370Mt.

Chapitre 4 : Résultats de l’Anisotropie de la susceptibilité magnétique

I. Introduction

Les résultats de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique sont traités de façon à ce qu'il représente les différentes étapes de l'évolution du bassin atlasique. A cet égard, une séparation entre les différents résultats dans les différentes séries correspondants aux principaux stades marquants l'évolution tectonique du bassin à la chaîne sera suivi dans cette partie du manuscrit. Les données du premier stade du rifting atlasique seront donc présentées dans la partie triasique du domaine représentée par le bassin d'Argana, où les résultats de l'ASM ont été couplées au données de la fracturations dans le but de pouvoir interpréter les résultats de la fabrique magnétique et de les relier avec les conditions géodynamiques autour de la marge nord africaine. Dans certains cas un recours aux observations microscopiques est nécessaire pour expliquer certaines fabriques magnétiques étranges. L'état de contrainte autour du second épisode du rifting atlasique est cerné par l'étude de la fabrique magnétique couplée aux données structurales dans les séries carbonatées du jurassique. Le problème de la période de transition entre le stade bassin au stade inversion, ainsi que l'abrupte changement des conditions paléogéographiques à la fin du jurassique et qui a duré pendant le crétacé, sera détaillé dans la partie des résultats ASM couvrant la période de sédimentation des couches rouges entre le Bathonien Supérieur et le Cénomanien. La dernière partie de ce chapitre sera concernée à la schistosité observée dans les faciès marno-calcaires du jurassique dans la partie axiale de la chaîne.

II.Trias

1.Résultats ASM

Dans les couches triasiques du bassin d'argana environ 26 sites ont été analysés, et 11 sites dans les bassins triasiques du Haut Atlas de Marrakech (Asni et Tizi n'Test). Les susceptibilités magnétiques moyennes montrent des valeurs qui varient entre 42.10^{-6} et 543.10^{-6} dans le SI. Les valeurs sont semblables dans les différents secteurs et ne montrent aucune variation spatiale. Les différents sites montrent des valeurs du degré d'anisotropie corrigée Pj faibles, avec des valeurs ne dépassant pas les 1.07 à l'exception de 4 sites dont trois ont été pris dans le bassin d'Argana et seulement un dans le bassin d'Asni ; ces quatre sites affichent des valeurs de Pj supérieures à 1.1. Le paramètre de forme de l'ellipsoïde de l'anisotropie magnétique est dominé par des valeurs positives indiquant des formes aplatis à neutres, sauf dans 10 sites où le paramètre de forme T montre des valeurs négatives correspondant à un ellipsoïde allongé dont 6 sites ont été pris dans le bassin d'Argana , 2 dans

le bassin de Tizi n'Test et 2 dans celui d'Asni. Les deux autres paramètres ; foliation F et Linéation L , caractérisant l'ellipsoïde de la fabrique magnétique montrent dans la plupart des sites des valeurs F supérieures à celles de L.

Les diagrammes de corrélation entre les différents paramètres, soit celui du degré d'anisotropie magnétique corrigé en fonction du paramètre de forme, ou le diagramme de corrélation entre P_j et la susceptibilité magnétique moyenne ne montrent aucune dépendance entre ces paramètres, indiquant ainsi que la magnitude de l'ellipsoïde de l'anisotropie magnétique n'est pas sous contrôle directe de la minéralogie magnétique, et ce dans les différentes zones triasiques étudiées.

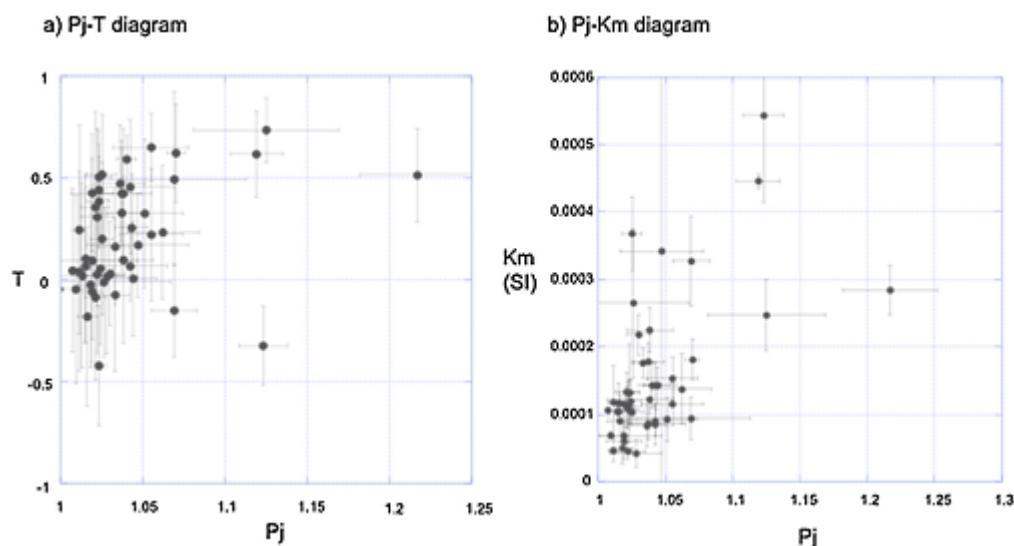


Figure 4.1. Diagramme P_j - T_m et P_j - K_m des résultats des sites pris dans le Trias d'Argana (Oliva-Urcia et al., 2016)

	Average		Average		Average		Average		kmax		kint			kmin					
	Km	Stand. dev.	L	Stand. dev.	F	Stand. dev.	Pj	Stand. dev.	T	Stand. dev.	Dec	Inc	Conf. ang.	Dec	Inc	Conf. ang.	Dec	Inc	Conf. ang.
1	1.15E-04	3.17E-05	1.008	0.002	1.043	0.019	1.055	0.023	0.651	0.165	321	14	20/11	231	2	21/11	134	76	18/5
2	6.87E-05	3.53E-06	1.004	0.004	1.005	0.006	1.009	0.008	-0.046	0.463	52	12	71/35	322	2	72/28	223	78	35/28
3	8.98E-05	2.33E-05	1.008	0.005	1.031	0.024	1.042	0.027	0.456	0.328	51	0	22/8	321	0	22/9	181	90	10/9
4	1.04E-04	1.50E-05	1.006	0.002	1.009	0.004	1.015	0.003	0.104	0.417	283	21	59/26	188	13	59/26	69	65	30/24
5	6.01E-05	2.75E-05	1.004	0.003	1.013	0.011	1.019	0.013	0.426	0.287	87	4	28/6	357	3	28/10	235	84	11/5
6	3.68E-04	5.45E-05	1.010	0.005	1.014	0.005	1.025	0.007	0.202	0.377	64	3	14/3	333	11	15/9	170	79	11/3
7	1.07E-04	1.47E-05	1.006	0.001	1.016	0.006	1.023	0.007	0.385	0.22	93	3	27/4	3	1	27/6	262	87	7/4
8	1.03E-04	8.94E-06	1.006	0.003	1.018	0.007	1.025	0.009	0.518	0.291	279	9	17/15	186	21	20/12	31	67	19/15
9	8.27E-05	3.17E-05	1.008	0.004	1.026	0.012	1.036	0.015	0.473	0.286	84	6	26/11	353	8	25/6	212	80	11/5
10	4.19E-05	2.00E-05	1.011	0.006	1.016	0.015	1.028	0.019	0.016	0.38	90	3	24/20	181	5	25/24	334	84	25/20
11	9.25E-05	3.34E-05	1.014	0.004	1.035	0.019	1.051	0.023	0.326	0.364	95	3	14/4	185	7	15/5	344	83	10/1
12	1.37E-04	5.22E-05	1.021	0.007	1.039	0.021	1.062	0.022	0.233	0.325	96	68	16/6	302	20	18/10	208	9	13/7
13	8.99E-05	3.85E-05	1.01	0.006	1.005	0.002	1.016	0.006	-0.18	0.437	18	80	17/13	272	3	27/14	182	9	28/15
14	2.84E-04	3.67E-05	1.048	0.026	1.151	0.029	1.217	0.035	0.514	0.227	308	79	18/4	88	9	19/10	179	7	11/4
15	8.62E-05	2.45E-05	1.012	0.01	1.024	0.01	1.037	0.013	0.329	0.315	80	71	34/11	274	19	34/9	183	4	15/7
16	1.06E-04	2.07E-05	1.016	0.003	1.007	0.004	1.023	0.004	-0.421	0.296	84	9	15/6	346	42	54/13	183	47	54/8
17	4.96E-05	2.32E-05	1.008	0.006	1.009	0.005	1.018	0.008	-0.024	0.408	105	12	26/16	199	20	43/17	345	67	40/17
18	1.53E-04	3.20E-05	1.019	0.006	1.034	0.019	1.055	0.019	0.222	0.323	294	4	32/20	25	13	34/21	187	77	26/19
19	1.43E-04	3.52E-05	1.015	0.005	1.027	0.01	1.043	0.01	0.256	0.263	309	4	17/14	40	16	19/12	203	73	16/13
20	1.76E-04	2.26E-05	1.017	0.005	1.016	0.009	1.033	0.008	-0.074	0.376	100	81	14/7	240	7	20/10	331	6	20/8
21	1.17E-04	2.88E-05	1.007	0.003	1.008	0.003	1.015	0.003	0.067	0.372	268	2	53/12	166	78	53/15	358	12	18/7
22	1.22E-04	1.96E-05	1.015	0.007	1.022	0.017	1.038	0.018	0.098	0.407	283	86	21/5	101	4	22/9	191	0	12/5
23	2.47E-04	5.30E-05	1.013	0.007	1.099	0.038	1.125	0.044	0.736	0.157	102	19	19/2	283	71	19/6	192	0	6/2
24	1.81E-04	3.05E-05	1.053	0.008	1.066	0.004	1.07	0.005	0.623	0.241	280	67	12/4	79	22	12/5	172	7	7/3
25	5.43E-04	1.28E-04	1.077	0.01	1.04	0.016	1.123	0.015	-0.323	0.195	263	6	4/3	112	83	5/3	353	4	5/3
26	2.65E-04	1.11E-04	1.012	0.019	1.013	0.02	1.026	0.041	-0.011	0.364	145	1	51/6	51	80	51/4	235	10	14/3
27	1.32E-04	7.25E-05	1.005	0.002	1.017	0.006	1.023	0.008	0.505	0.156	267	3	66/18	176	11	66/12	14	78	22/12
28	2.18E-04	2.98E-05	1.014	0.006	1.015	0.006	1.03	0.009	0.03	0.255	108	82	19/15	13	1	32/11	283	9	31/19
29	6.80E-05	1.27E-05	1.006	0.009	1.012	0.02	1.019	0.028	0.095	0.5	148	5	50/24	30	79	57/29	239	9	58/46
30	3.27E-04	6.58E-05	1.037	0.007	1.029	0.013	1.069	0.014	-0.15	0.227	219	2	11/6	319	78	12/9	128	12	12/5
31	2.25E-04	3.36E-05	1.009	0.005	1.027	0.016	1.038	0.017	0.424	0.318	139	17	18/9	317	73	19/10	49	1	13/9
32	1.32E-04	1.92E-05	1.006	0.002	1.016	0.005	1.023	0.004	0.442	0.29	47	5	47/17	315	18	48/10	150	71	18/12
33	1.33E-04	2.86E-05	1.005	0.002	1.015	0.009	1.021	0.009	0.357	0.467	312	8	39/17	43	9	38/10	180	78	17/10
34	4.62E-05	1.65E-05	1.005	0.003	1.006	0.003	1.011	0.004	0.041	0.49	16	23	82/34	280	14	82/47	161	62	48/32
35	1.18E-04	5.30E-05	1.004	0.003	1.007	0.005	1.011	0.004	0.246	0.51	98	5	31/14	188	5	32/25	321	83	27/14
36	1.06E-04	1.73E-05	1.004	0.002	1.007	0.002	1.007	0.002	0.046	0.402	145	7	34/34	47	48	35/26	242	41	30/19
37	1.78E-04	2.76E-05	1.009	0.003	1.026	0.011	1.037	0.012	0.425	0.256	306	3	20/11	216	14	20/16	47	76	16/11
38	1.43E-04	3.42E-05	1.008	0.003	1.03	0.004	1.04	0.006	0.592	0.112	102	8	29/5	12	3	28/19	262	82	21/8
39	1.43E-04	2.72E-05	1.021	0.008	1.022	0.011	1.044	0.014	0.007	0.282	140	4	15/7	49	6	22/12	263	83	22/8
40	1.11E-04	3.07E-05	1.011	0.005	1.009	0.005	1.021	0.006	-0.085	0.408	83	13	26/14	339	47	35/24	185	40	34/12
41	1.19E-04	3.30E-05	1.01	0.003	1.013	0.008	1.024	0.008	0.056	0.373	146	3	16/8	237	27	26/11	51	63	24/10
42	8.48E-05	3.07E-05	1.018	0.007	1.023	0.015	1.042	0.023	0.067	0.168	223	44	58/7	97	31	59/12	347	30	25/7
43	1.15E-04	2.16E-05	1.01	0.003	1.009	0.004	1.019	0.005	-0.058	0.234	313	8	13/10	219	25	48/11	58	64	48/12
44	9.37E-05	3.09E-05	1.013	0.009	1.05	0.038	1.069	0.044	0.494	0.428	311	1	26/11	41	3	26/6	213	87	11/6
45	4.50E-05	1.21E-05	1.009	0.003	1.012	0.01	1.022	0.013	0.027	0.384	298	7	12/9	208	0	31/9	118	83	32/9
46	4.46E-04	1.05E-05	1.02	0.011	1.089	0.017	1.119	0.016	0.617	0.211	352	2	43/8	83	25	42/24	257	65	24/12
47	1.13E-04	3.61E-05	1.007	0.007	1.013	0.008	1.022	0.01	0.308	0.435	260	9	24/16	0	46	56/23	161	43	57/13
48	3.42E-04	4.07E-04	1.019	0.013	1.027	0.019	1.047	0.031	0.171	0.255	254	33	13/6	62	56	27/12	160	6	26/5

Tableau 4.1. Résultats de l'ASM des couches rouges triasiques du bassin d'Argana (Oliva-Urcia et al., 2016)

2.Minéralogie magnétique

Dans le but de déterminer les phases magnétiques composants les différentes roches étudiées, prises dans les couches rouges triasiques, un ensemble d'analyses de magnétisme des roches a été réalisé sur des spécimens représentatifs des différents faciès et comportements magnétiques. Les courbes de l'évolution de la susceptibilité magnétique en fonction de la température ($k-T$) montrent des trajets chauffage-refroidissement irréversibles indiquant des néoformations de phases durant le chauffage. Les trajets de chauffage durant dans la plupart des cas affichent une dominance de la magnétite avec des transformations sous l'effet du chauffage au-delà des 450°C. Certains spécimens montrent des courbes de chauffage dominées par l'hématite avec des chutes de susceptibilité magnétique à des températures de chauffage de 660 à 680°C.

Les résultats des expériences de la minéralogie magnétique réalisées à l'aide de la VFTB (variable field translation balance), ont pu déchiffrer les différentes phases magnétiques contenues dans les spécimens étudiés. Les résultats de l'acquisition de l'aimantation rémanente isotherme montrent des courbes non saturées pour la totalité des spécimens à l'exception de l'échantillon AG24, qui montre une courbe d'aimantation saturée. Un résultat similaire est rencontré après le traitement des courbes de Back-Field qui montre des coercivités de rémanence élevées indiquant la présence de phases de forte coercivité magnétique, sauf dans le cas du spécimen représentatif du sites AG24 qui montre faible coercivité de rémanence compatible avec la saturation de la courbe IRM. La phase de haute coercivité magnétique dominant les résultats des différentes expériences du magnétisme des roches, correspond à l'hématite selon les résultats des courbes thermomagnétiques des différents échantillons étudiés montrant des chutes de l'aimantation vers des températures de 660°C lors du chauffage. La dominance de l'hématite comme étant la principale phase ferromagnétique contenue dans les différents spécimens étudiés est le résultat obtenu également par l'analyse de l'acquisition de l'aimantation rémanente isotherme suivant trois directions orthogonales.

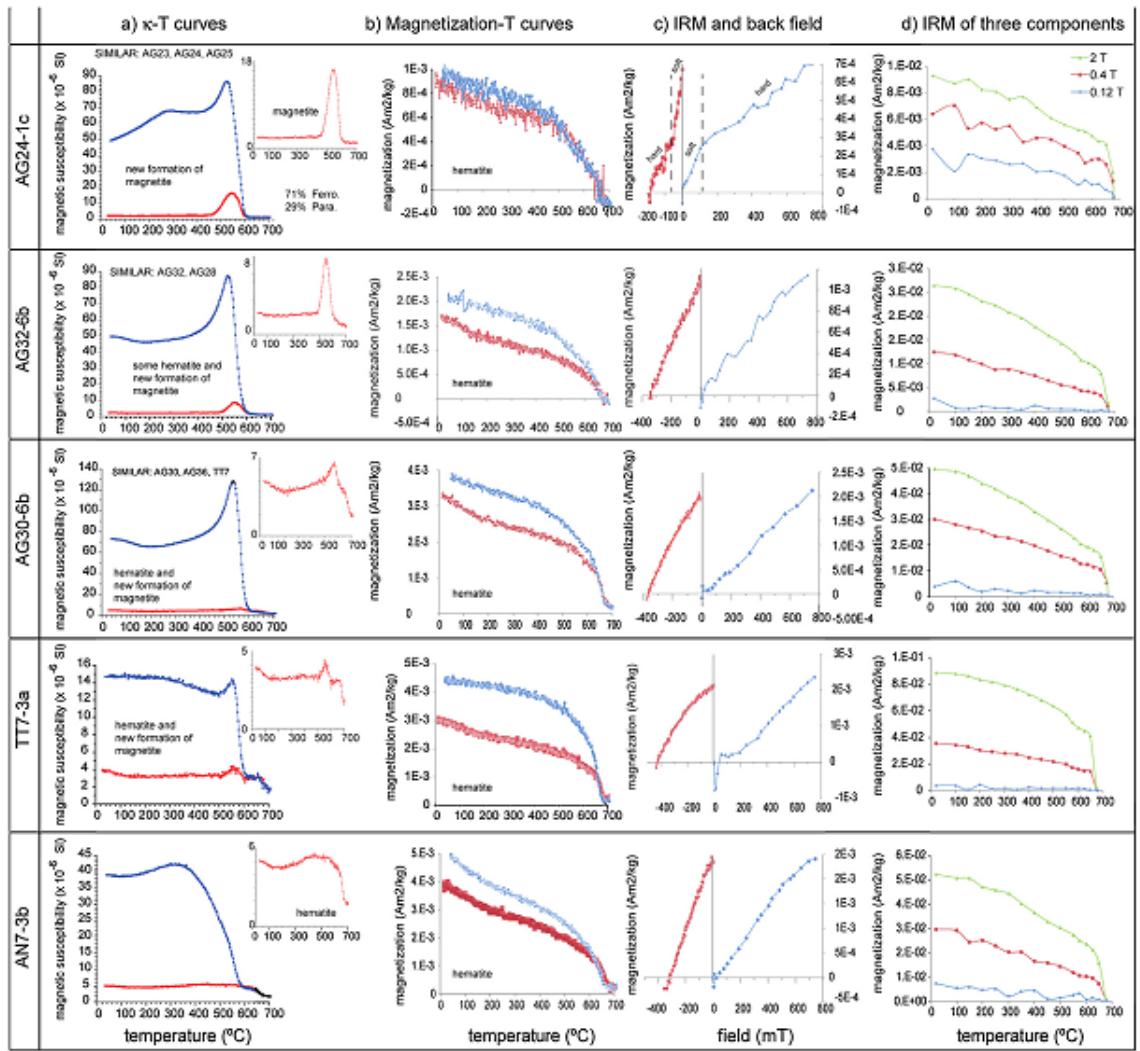


Figure 4.2. Courbes thermo-magnétiques (a et b), IRM et Back field (rouge), spectres de désaimantation de IRM 3D (d) de certains spécimens représentatifs des couches triasiques (Oliva-Urcia et al., 2016)

3. Fabrique magnétique et déformation

3.1. les différents types de fabriques magnétiques des roches triasiques

Comme nous l'avons déjà cité dans la partie résultats ASM, les paramètres de forme de l'ellipsoïde de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique et le diagramme Pj-T indiquent la présence de différents types de fabrique magnétique ; aplatie, neutre et allongée. Ce genre de classification donne des résultats similaires à ceux observés dans la disposition spatiale des différents axes des spécimens pris dans chaque site, et ce en regardant la répartition des axes sur les stéréogrammes, les représentations stéréographiques des axes de l'ellipsoïde de l'ASM permettent de distinguer un certain nombre de types de fabrique ; dont les fabriques normales à trois axes bien définis et bien regroupés les un par rapport aux autres, des fabriques

magnétiques où les axes sont bien définies mais avec des permutations probables entre les axes principaux de l'ellipsoïde dont certaines montrent des axes Kmax fortement inclinés et se rapprochent de la verticale, et certaines avec des axes Kmin verticaux ou fortement inclinés. Dans d'autres configurations, les axes ne sont pas bien séparés les un des autres et dans ce cas les projections stéréographiques ne montrent pas des axes similaires bien groupés mais des répartitions arquées ou en demi-cercle entre deux groupes d'axes différents (Kmin et Kint ou Kmax et Kint) et le troisième axe (Kmin ou Kmax) est bien groupé.

Quant à la fabrique magnétique déduite en se basant sur la disposition des axes de l'ellipsoïde d'ASM par rapport au plan de stratification, les couches rouges triasiques du Haut Atlas révèlent plusieurs types de fabriques magnétiques.

Type a : il est observé dans la grande partie des sites étudiés, ces derniers montrent des ellipsoïdes de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique avec les deux axes Kmax et Kint portés par le plan de stratification et les axes Kmin perpendiculaires à S0.

Type b : dans ce type de fabrique magnétique, observé dans un nombre de 8 sites pris dans différentes localités, les projections stéréographiques montrent une fabrique magnétique où les axes Kmax sont perpendiculaires au plan de stratification S0, alors que les axes Kmin en font partie.

Type c : ce genre de fabrique est observé dans six sites, il est caractérisé par une disposition des axes différentes des deux premiers genres avec des axes Kint perpendiculaire au plan de stratification et des axes de susceptibilité minimale Kmin portés par le plan de stratification ; dans ce genre de fabrique on a donc une permutation entre les axes Kint et Kmin.

Type d: dans ce genre de fabrique, observé dans 4 sites, les axes Kmax font partie du plan de la stratification, alors que les Kint et Kmin lui sont obliques.

Type e : ce genre de fabrique est observé uniquement dans les ellipsoïdes de deux sites, ce type de fabrique est caractérisé par des axes de l'ellipsoïde ASM qui sont tous obliques au plan de stratification

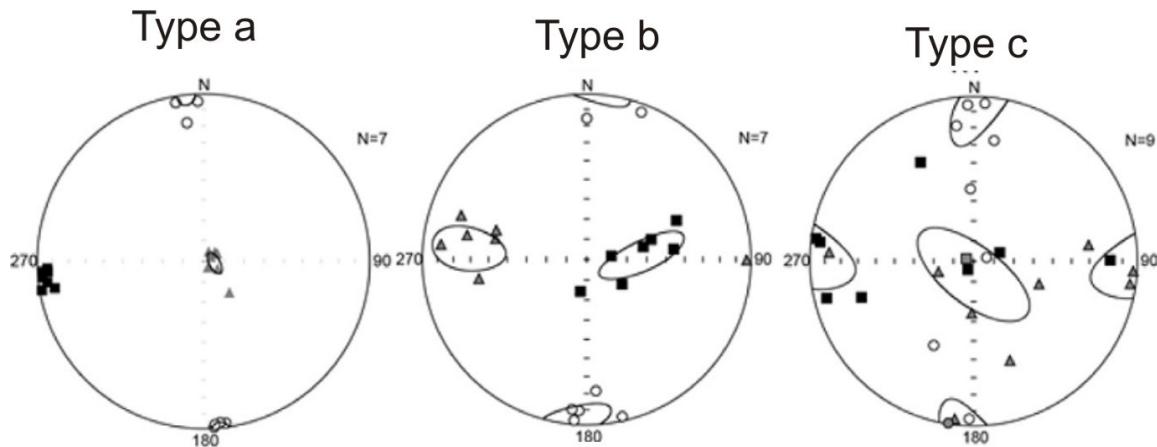


Figure 4.3. Les principaux types de fabriques observées dans les couches triasiques du bassin d'Argana (modifiée, d'après Oliva-Urcia et al., 2016).

3.2. L'âge de la fabrique magnétique

Dans les roches sédimentaires, la fabrique magnétique se développe durant les premiers stades de lithification en absence de déformation intense et de processus métamorphiques subséquent subi par les roches en question (Mattei et al., 1997; Sagnotti et al., 1998; Parés et al., 1999; Larrasoña et al., 2004; Soto et al., 2007 García-Lasanta et al., 2013), le développement de la fabrique primaire peut donc être contemporain au dépôt et reste jusqu'aux stades précoce de diagenèse (Soto et al., 2007; Oliva-Urcia et al., 2010, 2012; García-Lasanta et al., 2013). Ce genre de fabrique dite aussi sédimentaire est caractérisé par une distribution des axes de l'ellipsoïde ASM typiques avec les deux axes Kmax et Kint portés par les plans de stratification et les axes Kmin bien regroupés et perpendiculaires à S0. Seule la fabrique du type « a » correspond à ce genre de répartition des axes, et donc à une fabrique développée au cours de la sédimentation ou des premiers stades diagénétiques de formation des couches triasiques, Ces stades correspondant sur le plan géodynamique au rifting atlasicque et atlantique. Les résultats de l'ASM dans les zones étudiées montrent des orientation des linéations magnétiques qui diffèrent d'une zone à autre.

Dans la région d'Argana qui constitue à la fois la partie occidentale du Haut Atlas et le lien entre la chaîne atlasicque et la marge atlantique, les linéations magnétiques sont dominées

par la tendance E-W à WNW-ESE. Cette direction est observée dans 9 sites, alors que 3 sites montrent une linéation NW-SE et trois autres montrent des linéations NE-SW (Fig.4.5). Dans les autres bassins qui se trouvent plus à l'est, dans le Haut Atlas de Marrakech entre Asni et Tizi n'Test, les sites étudiés révèlent des linéations bien définies de direction NW-SE dans 9 sites. Deux linéations sont différentes de cette tendance et ont été rencontrées dans deux sites avec une de direction NE-SW et l'autre N-S ; ces deux linéations magnétiques sont mal définies et présentent des intervalles de certitude qui dépassent les 80° dans le premier cas et 40° dans le deuxième (Tableau 1). Ces deux directions ne sont donc pas prises en considération dans l'interprétation des linéations magnétiques.

3.3. Interprétation structurale de la fabrique magnétique des roches triasiques

Dans la région d'Argana, les couches rouges permo-triasiques, fossilisent les indicateurs structuraux qui peuvent amener à la détermination des contraintes accompagnant le rifting dans cette zone, qui constitue la terminaison occidentale du Haut Atlas et sa connexion avec la marge de l'océan Atlantique. Deux grandes familles de failles normales ont contrôlé l'évolution du bassin d'Argana, la première est de direction E-W à ENE-WSW et la deuxième et de direction NNE-SSW. En plus de ces principales familles de failles, trois discordances caractérisent les relations géométriques entre les différentes séries rouges (Baudon et al., 2012). La première discordance sépare les couches rouges du Permien du Paléozoïque déformé par l'orogenèse hercynienne. Le Permien se sépare aussi du Trias par une discordance angulaire ; cette dernière est attribuée à la relaxation et au collapse orogénique qui s'est produit après l'orogenèse hercynienne. Dans la partie sommitale des couches rouges triasiques les basaltes et les sédiments jurassiques se disposent en discordance angulaire sur les séries terrigènes du Trias. Les grandes failles kilométriques de direction E-W à ENE-WSW décalent généralement les séries permianes et non pas celles triasiques (Baudon et al., 2012) à l'exception de certaines (Bigoudine et Sanaga) qui affectent à la fois les séries permianes et triasiques où le déplacement et attribué par ces auteurs au stade d'inversion. Ces failles sont donc liées à une extension post-dépôt du Permien et avant la sédimentation des séries triasiques. D'après ces auteurs les failles NNE-SSW affectent les séries triasiques mais ne sont pas synsédimentaires et ne contrôlent pas la sédimentation au cours du trias vu que les séries triasiques ne montrent pas de changement d'épaisseurs au voisinage de ces failles. Des mesures de failles de faibles déplacements ont été réalisés sur l'ensemble du bassin d'Argana surtout au voisinage des sites échantillonnés pour les analyses ASM. Les failles mesurées sont mineures et montrent trois directions dont les deux majeures

sont semblables à celles des grandes failles. La famille E-W à ENE-WSW montre des pendages vers le Sud et vers le Nord, la famille NE-SW est dominée par la direction SE. La famille N-S montre des pendages vers l'ouest et se trouve en failles conjuguées avec des failles NE et SE formant des horsts et grabens d'échelle métrique

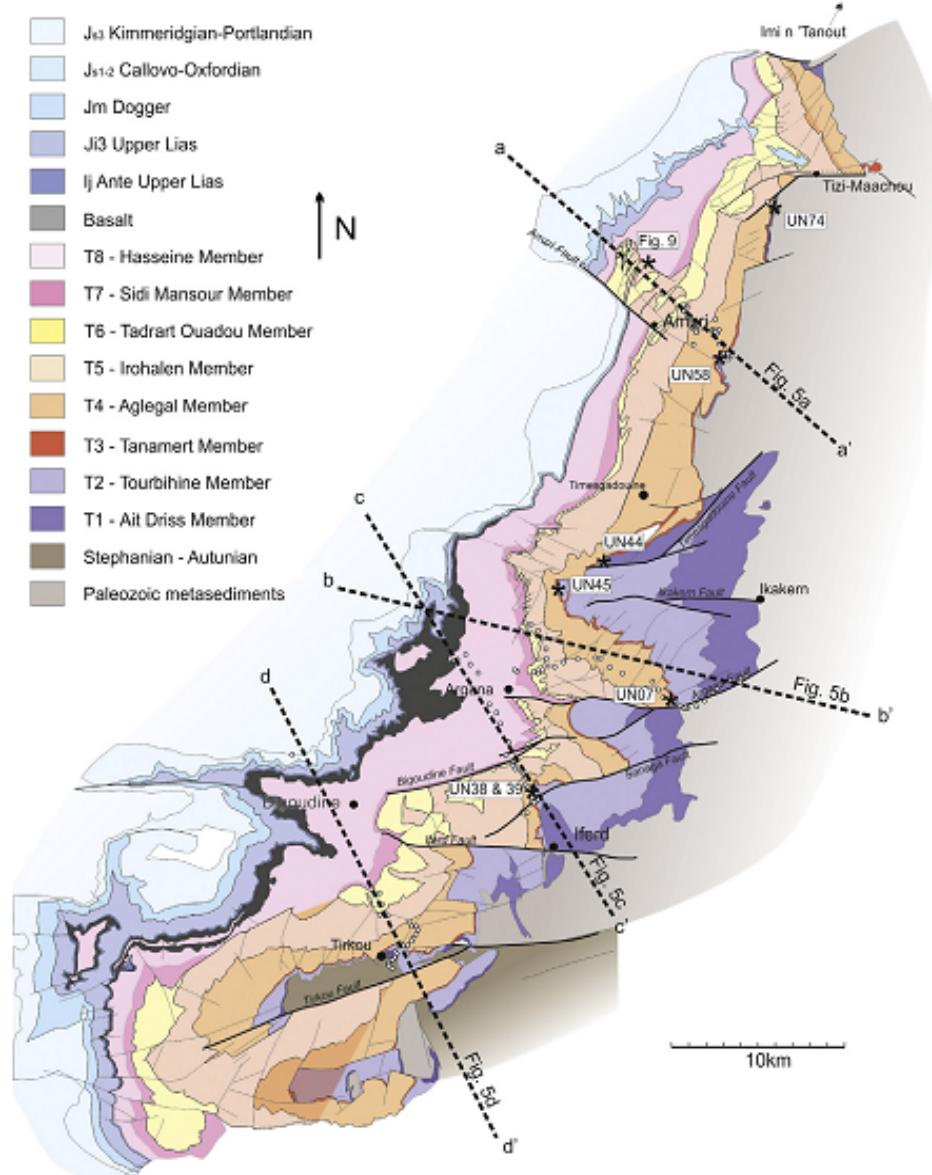


Figure 4.4. Carte géologique montrant les principales formations et familles de failles dans la région d'Argana (Tixeront, 1973).

Les données de l'ASM des sites à fabrique magnétique normale dans la région d'Argana sont dominées par une linéation magnétique de direction E-W à WNW-ESE qui est bien définie dans les différents sites étudiés et qui se disposent dans différentes position

structurales sur toute l'étendue du bassin. Cette direction de linéation magnétique est compatible avec un régime extensif au Trias selon une direction moyenne WNW-ESE ; cependant aucun site ne montre linéation magnétique bien définie de direction N-S malgré la présence de failles normales E-W. Comme nous l'avons déjà signalé dans la partie concernant l'âge de la fabrique magnétique, la fabrique des couches rouges triasiques est acquise lors des premiers stades diagenétiques de ces dernières ; l'absence d'une linéation N-S est donc compatible avec l'interprétation de ces failles normales comme étant postérieures à la sédimentation du Trias et ne reflètent donc pas l'effet du rifting durant la sédimentation sur cette partie du bassin. Par contre, la présence d'une linéation magnétique WNW-ESE qui est bien définie dans les différents sites à fabriques normales est un argument de la dominance d'une composante extensive WNW-ESE à E-W dans le couloir d'Argana lors de la sédimentation et litification des roches triasiques. Cette direction peut être observée dans les bassins côtiers un peu vers le nord d'Argana dans le bassin d'Essaouira et celui de Doukkala dont l'extension se matérialise par des grabens générés par des failles N-S à NNE-SSW contrôlées par le rifting atlantique.

B. Oliva-Urcia et al. / Journal of Geodynamics 94–95 (2016) 13–33

29

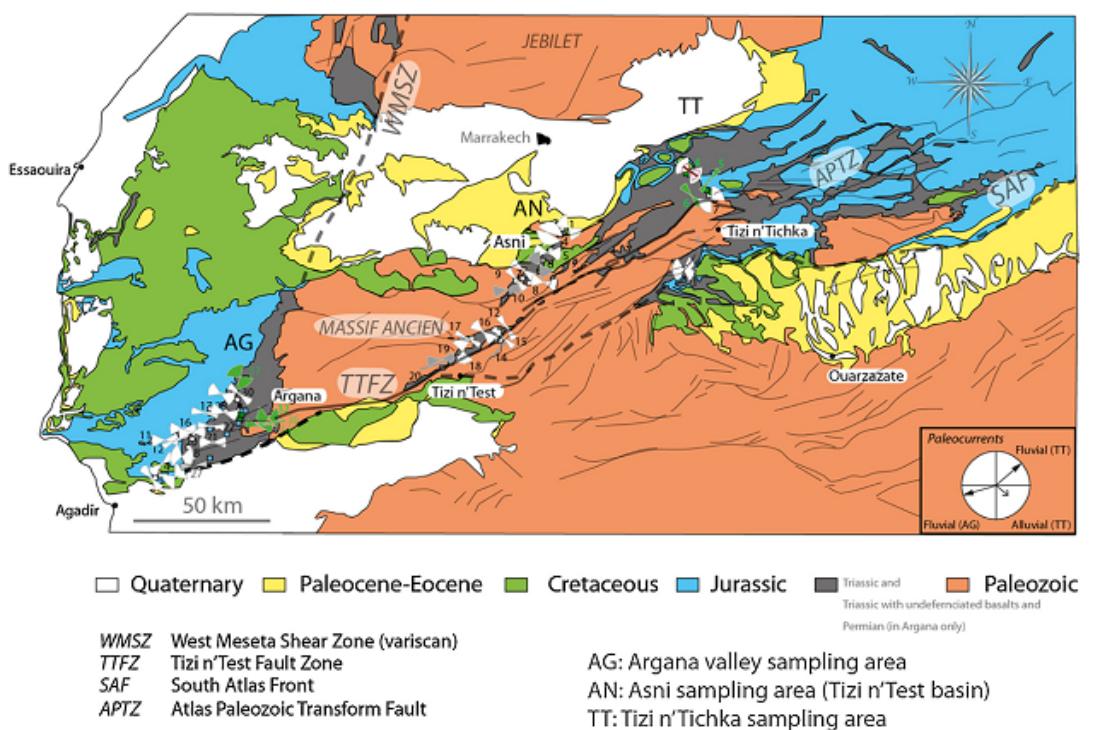


Figure. 4.5 . Les directions moyennes des axes Kmax et leurs angles de certitudes. Seuls les sites montrant des Kmax horizontaux après corrections de pendages, type (a) en blanc et type (b) en vert (d'après Oliva-Urcia et al., 2016).

D'après ces résultats nous pouvons déduire que l'influence du rifting atlasique dans le couloir d'Argana reste minime ou absente, et que ce dernier est directement lié au rifting atlantique qui contrôle l'extension dans les zones côtières avoisinantes. L'influence atlantique sur l'extension dans le bassin d'Argana n'est pas limitée à l'extrême Ouest du bassin, mais elle est généralisée dans tout le bassin.

Dans les bassins triasiques du Haut Atlas paléozoïque (Haut Atlas de Marrakech), dont les données ASM de la zone d'Asni et Tizi n'Test, ainsi que dans celles qui se trouvent un peu plus vers l'est, les familles de failles restent en gros similaires à celles observées dans la région d'Argana. Les grandes failles bordant les bassins sont de direction ENE-WSW (N60 à N70). Ces failles ont contrôlé la sédimentation synrift durant le Trias, ce qui se matérialise par une variation des épaisseurs des formations triasiques F3 à F5, gagnant plus de puissance en allant du NE vers le SW (Domènec et al., 2015). L'analyse microstructrale permet de déduire un régime extensif sur les grandes failles ENE-WSW à NE-SW dominé par l'extension pure avec une composante décrochante négligeable (Quarbous et al., 2003 ; Domènec et al., 2015). Les résultats ASM montrent une linéation magnétique bien définie dans la plupart des sites montrant une fabrique magnétique normale. Comme déjà précité, neuf sites montrent une linéation magnétique NW-SE, alors qu'uniquement deux linéations différent de cette tendance générale et présentent des intervalles d'incertitude élevés. Vu que les séries triasiques n'ont pas subies une forte déformation interne durant l'inversion cénozoïque des bassins, à l'exception de certaines bandes qui présentent localement une schistosité de fracture qui se développe au voisinage des grande failles, et vu que la fabrique magnétique est acquise au cours de la sédimentation et diagenèse des séries triasiques ,comme déjà précité. La linéation NW-SE rencontrée dans les différents sites qui se situent dans différentes positions structurales dans ces deux bassins triasiques est compatible avec une extension NW-SE dans ces bassins. Elle reflète donc la contrainte distensive lors du stade rifting atlasique au Trias. Ce résultat concorde avec les données d'orientation de l'axe minime des contraintes obtenues par Quarbous et al. (2003) dans les bassins du Haut Atlas de Marrakech, en se basant sur l'étude des stries sur les différents segments des failles principales.

III.Lias et Dogger carbonatés

Les sites d'échantillonnage des faciès carbonatés marins du jurassique se répartissent sur la grande partie du Haut Atlas Central. La majorité des échantillons a été prise dans la zone d'Imilchil, zone axiale de la chaîne, et dans la région de Taguelft dans la bordure nord du Haut Atlas Central. Cette répartition peut fournir des informations sur l'orientation des contraintes tectoniques principales dans la totalité du bassin atlasique.

1. Résultats ASM

Environ 50 sites dans la totalité des zones échantillonnées du Haut Atlas Central ont été pris dans les séries marno-calcaires du jurassique (Lias au Bajocien voir Bathonien inférieur). Ces derniers sont répartis comme suite : 23 à Taguleft , 19 à Imilchil , et 7 sites dans les synclinaux d'Aït Attab et de Ouaouizaght.

Dans la zone centrale (région d'Imilchil) la susceptibilité moyenne varie entre 160 E-05 et 26.2 E-06 SI. La valeur Km maximale rencontrée dans cette région de 160 E-05 SI est obtenue dans les spécimens mesurés pour le site IC24, qui est pris dans les marno-calcaires du Bajocien, et la valeur minimale de 26.2 E-06 SI est calculée pour le site IC27 dans les marnes-silteuses et calcaires du Lias supérieur et les marno-calcaires du Bajocien (**Tableau 2**). La variation des valeurs Km d'un site à un autre ne montre aucune dépendance avec la répartition géographique ni celle structurale des sites.

Les sites de la région d'imilchil montrent un degré d'anisotropie Pj faible. Dans la totalité des sites c'est supérieur à 1 et inférieur à 1.06, sauf pour le site IC27 qui montre une valeur Pj moyenne de 0.967. Neuf sites montrent des paramètres de forme T avec des valeurs positives mais toujours très faibles, alors que des paramètres de forme à valeurs négatives ont été montrés par 10 sites. Ceci indique que la moitié des sites est caractérisée par une fabrique aplatie et l'autre moitié par une fabrique magnétique allongée. Les résultats de l'ASM de ces sites montrent, dans la plupart des cas, des valeurs de linéation magnétique supérieures à celles de la foliation magnétique, avec une valeur L moyenne calculée pour l'ensemble des sites est de 1.03 et F moyenne est de 1.004.

Site	Age	N	Km (SI)	L	F	Pj	T	U
IC1	Lias	10	172E-06	1,01	1,015	1,026	0,234	0,229
IC6	Bajocien	13	673E-06	1,013	1,015	1,0256	-0,142	-0,147
IC7	Aalénien	14	353E-06	1,27	1,014	1,042	-0,265	-0,273

IC11	Lias	11	57.2E-06	1,004	1,002	1,006	-0,25	-0,251
IC12	Lias	9	44.2E-06	1,003	1,004	1,007	0,029	0,028
IC13	Toarcien	11	402E-06	1,003	1,003	1,006	0,142	0,141
IC14	Aalénien	14	447E-06	1,019	1,01	1,028	-0,299	-0,305
IC15	Aalénien	13	917E-06	1,032	1,003	1,029	-0,821	-0,834
IC16	Aalénien	9	446E-06	1,009	1,011	1,02	0,029	0,025
IC17	Aalénien	16	521E-06	1,026	1,007	1,035	-0,538	-0,543
IC18	Toarcien	14	338E-06	1,016	1,014	1,031	-0,124	-0,131
IC19	Aalénien	16	253E-06	1,013	1,014	1,028	0,039	0,033
IC20	Bajocien	6	114E-06	1,016	1,027	1,044	0,275	0,266
IC21	Bajocien	5	143E-06	1,015	1,021	1,038	0,204	0,198
IC24	Bathonien	10	1600E-06	1,033	1,017	1,052	-0,322	-0,332
IC25	Bajocien-Bathonien	15	19.6E-06	1,006	1,005	1,011	-0,011	-0,014
IC26	Aaléno-Bajocien	10	138E-06	1,006	1,026	1,035	0,527	0,523
IC27	Dogger	18	26.2E-06	1,052	0,862	0,967	0,199	0,212
IC28	Dogger	16	297E-06	1,011	1,008	1,019	-0,246	-0,25

Tableau.4.2 :Résultats scalaires des sites de la région d'Imilchil. N : nombre de spécimens mesurés ; Km : susceptibilité moyenne calculée pour chaque site ; L : linéation magnétique ; F : foliation magnétique ; Pj : degré d'anisotropie corrigé calculé pour chaque site ; Um et Tm : les paramètres de forme moyens calculés pour chaque site.

Les résultats d'étude des relations entre les paramètres magnétiques l'un par rapport à l'autre pour les stations prises dans la région d'Imilchil sous forme de diagrammes de Pj_Km et Pj-T sont représentés dans la figure 4.6. Les diagrammes du degré d'anisotropie magnétique P et du paramètre de forme Tm et celui du paramètre Km vs Pj, ne montrent aucune corrélation entre ces paramètres selon le coefficients de régression des équations de linéarité entre ces paramètres. Ce résultat exclue tout contrôle des variations pétrographiques

ou lithologiques sur les valeurs du degré d'anisotropie P, et par conséquent l'ellipsoïde magnétique de ces sites peut fournir des informations utiles pour l'interprétation structurale.

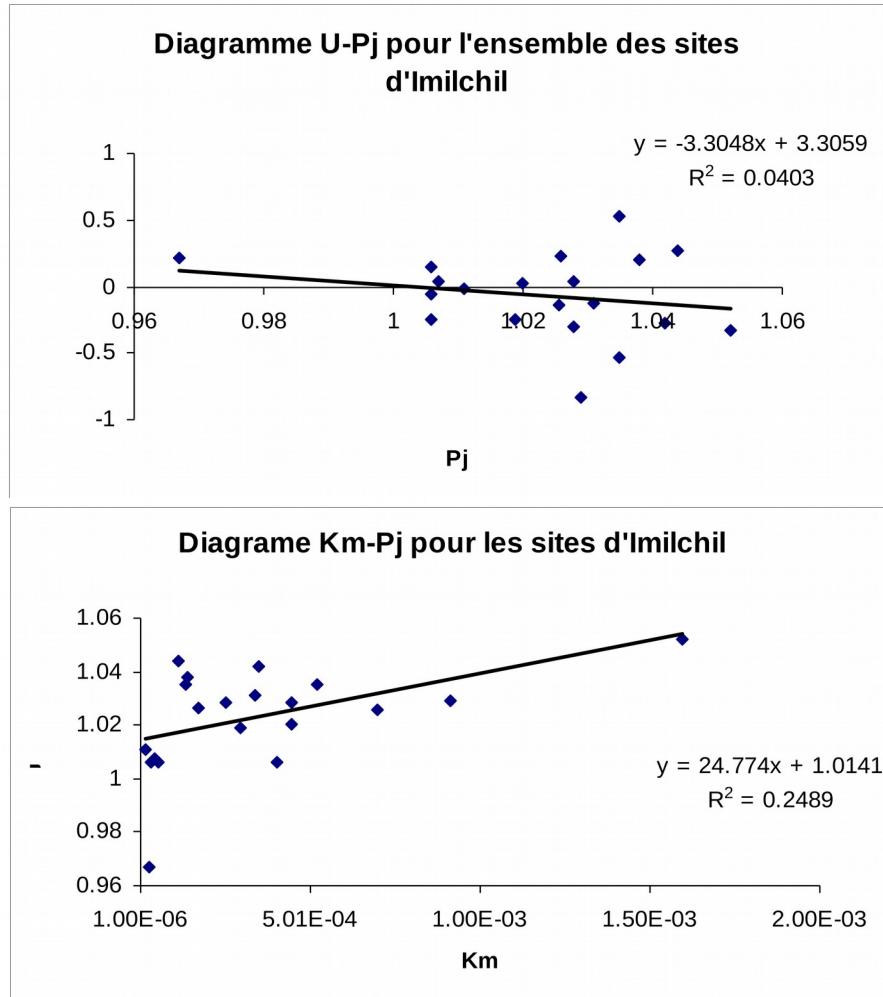


Figure 4.6. Les relations entre les différents paramètres magnétiques des sites IC ainsi que les lignes de tendances entre les différents paramètres, les équations de relation entre ces paramètres et les coefficients de corrélation R sont représentées sur chaque diagramme.

Dans la bordure nord du Haut Atlas Central , 22 sites ont été analysés dans le synclinal de Taguelft, les paramètres magnétiques de ces sites sont présentés sur le tableau 3. Comme dans la région d'Imilchil, les sites pris dans les formations calcaires et marnes du Jurassique montrent des valeurs de Km relativement élevées, les valeurs les plus élevées ont été rencontrées dans le sites AT6 pris dans les calcaires dont les coquilles ont été oxydées et le sites TA 2 pris dans un faciès calcaire fracturé avec un remplissage rougeâtre à brunâtre des petites craquelures à ouverture très faible. Le premier site TA6 affiche la valeur Km maximale

rencontrée dans spécimens étudiés dans cette région (612 E-06 SI) et le deuxième (413 E-06 SI). La plupart des valeurs dépassent les 100 E-6 SI sauf dans quelques sites où les susceptibilités magnétiques moyennes sont très faibles. La valeur de Km la plus faible est de 4.30E-06 SI mesurée pour les spécimens du site TA28 pris dans les conglomérats marno-calcaires à la base des faciès rouges. Une moyenne de 90.45 E-06 SI est calculée pour les couches calcaires excluant les marnes versicolores qui montrent des valeurs relativement élevées par rapport à celles des calcaires à l'exception du site TA15 pris dans un faciès de marnes purement gris-bleuté. La susceptibilité magnétique moyenne calculée pour la totalité des sites pris dans les marnes versicolores est de 181 E-06 SI.

Contrairement à la susceptibilité moyenne, les sites calcaires montrent un degré d'anisotropie magnétique relativement élevé par rapport aux sites pris dans les marnes. Le degré d'anisotropie magnétique Pj moyen est de l'ordre de 1.044, pour les faciès purement marno-calcaires, alors que pour les faciès des marnes versicolores le Pj moyen calculé est de 1.028. concernant les autres paramètres caractérisant l'ellipsoïde de l'ASM, les faciès purement calcaires affichent des valeurs de linéation magnétique plus élevées que celles de la foliation, la valeur L moyenne calculée pour ces sites est de 1.018 alors que F moyenne est de 0.96. Par contre, les marnes versicolores montrent des paramètres moyennes des foliations plus élevées que pour les linéations, L moyenne est de 1.007 et F moyenne est de 1.02.

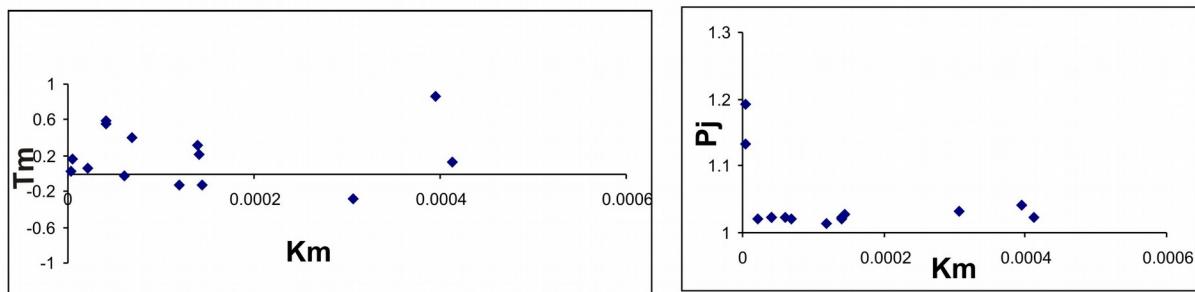
Site	âge	Faciès	N	Km (SI)	L	F	Pj	Tm	Um
TA1	bajocien	marnes grises	18	69.4E-06	1.005	0.008	1.02	0.408	0.405
TA2	bajocien	brèche calcaire	9	413E-06	1.01	1.013	1.024	0.121	0.116
TA3	bajocien	marnes versicolores	6	190E-06	1.005	1.027	1.035	0.655	0.651
TA4	bajocien	marnes versicolores	13	143E-06	1.005	1.013	1.018	0.408	0.405
TA6	bajocien	Calcaire	16	612E-06	1.011	1.011	1.023	-0.02	-0.025
TA7	bajocien	marnes versicolores	13	286E-06	1.003	1.038	1.045	0.864	0.862
TA8	bajocien	marnes versicolores	16	140E-09	1.006	1.013	1.02	0.323	0.319
TA9	bajocien	Versicolores	17	265E-06	1.022	1.005	1.029	-0.635	-0.639
TA13	bajocien	Versicolores	7	395E-06	1.003	1.035	1.042	0.858	0.856
TA14	bajocien	calcaires	14	119E-06	1.006	1.007	1.014	-0.121	-0.123
TA15	bajocien	versicolores	11	26.9E-06	1.004	1.02	1.025	0.689	0.686
TA18	Bajocien	versicolores	14	227E-06	1.004	1.025	1.033	0.529	0.526

TA19	bajocien	calcaires	10	306E-06	1.019	1.012	1.032	-0.288	-0.293
TA25	bajocien	rouge	18	145E-06	1.008	1.026	1.036	0.513	0.508
TA26	bajocien	Calcaire à laminations rouges	15	40.2E-06	1.006	1.016	1.023	0.582	0.578
TA27	bajocien	Calcaire à laminations rouges	14	41.0E-06	1.005	1.017	1.024	0.555	0.552
TA28	Bajocien	Conglomérat marno-calcaires	24	4.30E-06	1.059	1.058	1.133	0.164	0.171
TA31	Bajocien	Calcaire	7	145E-06	1.015	1.012	1.028	-0.123	-0.129
TA35	bajocien	Marno-calcaires marnes grises (versicolores)	22	141E-06	1.009	1.014	1.024	0.21	0.205
TA36	bajocien		11	162E-06	1.002	1.005	1.008	0.334	0.333
TA38	bajocien	Calcaires	15	21.1E-06	1.009	1.011	1.021	0.064	0.059
TA39	bajocien	Calcaires	10	3.35E-06	1.081	1.092	1.192	0.021	-0.042

Tableau 4.3. Résultats scalaires des sites de la région de Taguelft. N : nombre de spécimens mesurés ; Km : susceptibilité moyenne calculée pour chaque site ; L : linéation magnétique ; F : foliation magnétique ; Pj : degré d'anisotropie corrigé calculé pour chaque site ; Um et Tm : les paramètres de forme moyens calculés pour chaque site.

Les relations entre les paramètres magnétiques des sites pris dans les couches de jurassiques du synclinal de Taguelft ont été examinées sous forme de diagrammes Pj-Km et Km-T, et ce pour les deux groupes : calcaires et marnes versicolores séparément. Les résultats de cette opération sont présentés dans la figure 4.7. Les diagrammes du degré d'anisotropie magnétique Pj et du paramètre de forme Tm en fonction de la susceptibilité moyenne Km montrent clairement qu'il n'y a pas de corrélation entre ces paramètres. Ces résultats excluent l'influence des variations pétrographiques sur les valeurs obtenues de Pj et T obtenues dans cette région, et par conséquent les résultats de l'ellipsoïde magnétique peuvent fournir des informations utiles sur l'ellipsoïde de déformation.

Calcaires



Marnes versicolores

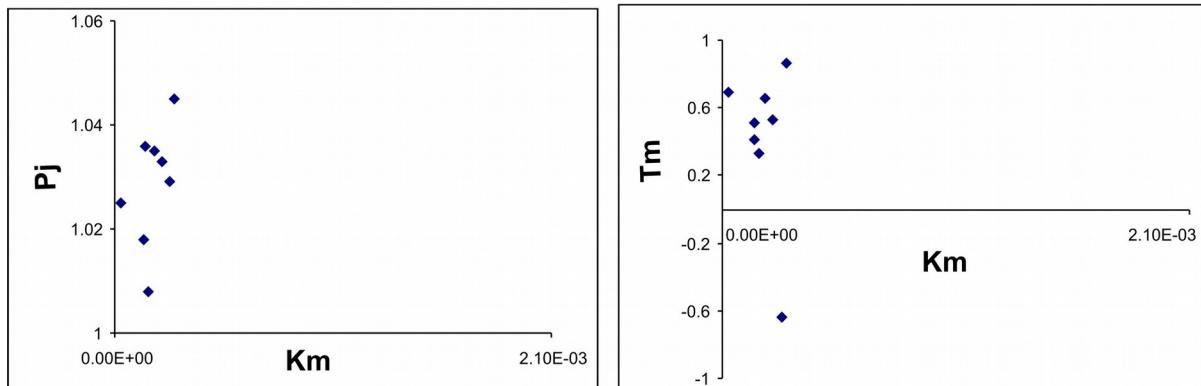


Figure 4.7. Les diagramme P_j - K_m et T_m - K_m des sites pris dans les faciès marno-calcaires de la région de Taguelft

Les 7 autres sites pris dans les faciès marno-calcaires du jurassiques sont situés dans le synclinal de Ouaouizaght (6) et un site dans la partie ouest du synclinal de Aït Attab. Les résultats des paramètres magnétiques sont présentés sur le tableau 4. Les susceptibilités magnétiques moyennes calculées pour ces sites sont hétérogènes. Le site AT20 pris dans les marnes grises du Bajocien dans le synclinal d'Ait Attab montre la valeur de K_m maximale $1.18E-04$ SI, dans les sites pris dans le synclinal de Ouaouizaght deux parmi eux montrent des valeurs de K_m relativement élevées par rapport aux autres ; les autres sites ont des susceptibilités magnétiques faibles et la valeur minimale ($1.96E-06$ SI) est obtenue dans le site WZ44. Le degré de l'anisotropie magnétique reste faible pour la totalité des sites et similaire aux échantillons de la zone centrale et du synclinal de Taguelft, à l'exception de WZ48 qui montre un degré d'anisotropie de 2.457. Le degré d'anisotropie moyen calculé pour ces sites, sans prendre en compte celui de WZ48, est de 1.051. La foliation est supérieure à la linéation dans tous les sites, sauf dans le cas de WZ45, mais elles ne montrent

pas de grandes différences. La linéation moyenne calculée pour l'ensemble des sites est de 1.023, et la foliation moyenne est de 1.092.

Site	âge	faciès	N	Km (SI)	L	F	Pj	Tm	Um
AT20	bajocien?	marnes grises à oolites	11	1.18E-04	1.003	1.022	1.027	0.687	0.684
WZ43	Lias	calcaires	7	5.62E-06	1.04	1.033	1.077	0.058	0.046
WZ44	Lias Aalenien-	calcaires Calcaires	9	1.96E-06	0.766	1.021	1.109	0.035	-0.062
WZ45	bajocien	gréseux	14	2.58E-05	1.007	1.006	1.013	-0.162	-0.165
WZ46	Bajocien	Calcaires	9	5.23E-06	1.025	1.028	1.055	0.018	0.109
WZ47	Bajocien	Calcaires	10	1.15E-05	1.014	1.014	1.029	0.104	0.099
WZ48	Bajocien	calcaires	14	6.71E-06	1.309	1.517	2.457	0.013	-0.068

Tableau 4.4. Résultats scalaires des sites marno-calcaires pris dans les deux synclinaux de Ouaouizaght et d'Aït Attab. N : nombre de spécimens mesurés ; Km : susceptibilité moyenne calculée pour chaque site ; L : linéation magnétique ; F : foliation magnétique ; Pj : degré d'anisotropie corrigé calculé pour chaque site ; Um et Tm : les paramètres de forme moyens calculés pour chaque site.

Les diagrammes d'analyse de relation entre les différents paramètres scalaires ne montrent pas de corrélation linéaire entre ces derniers.

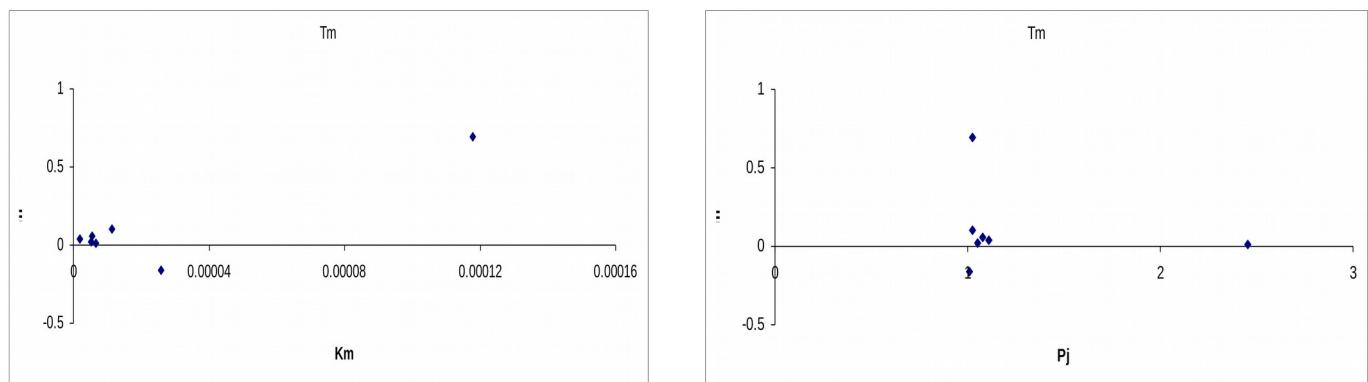


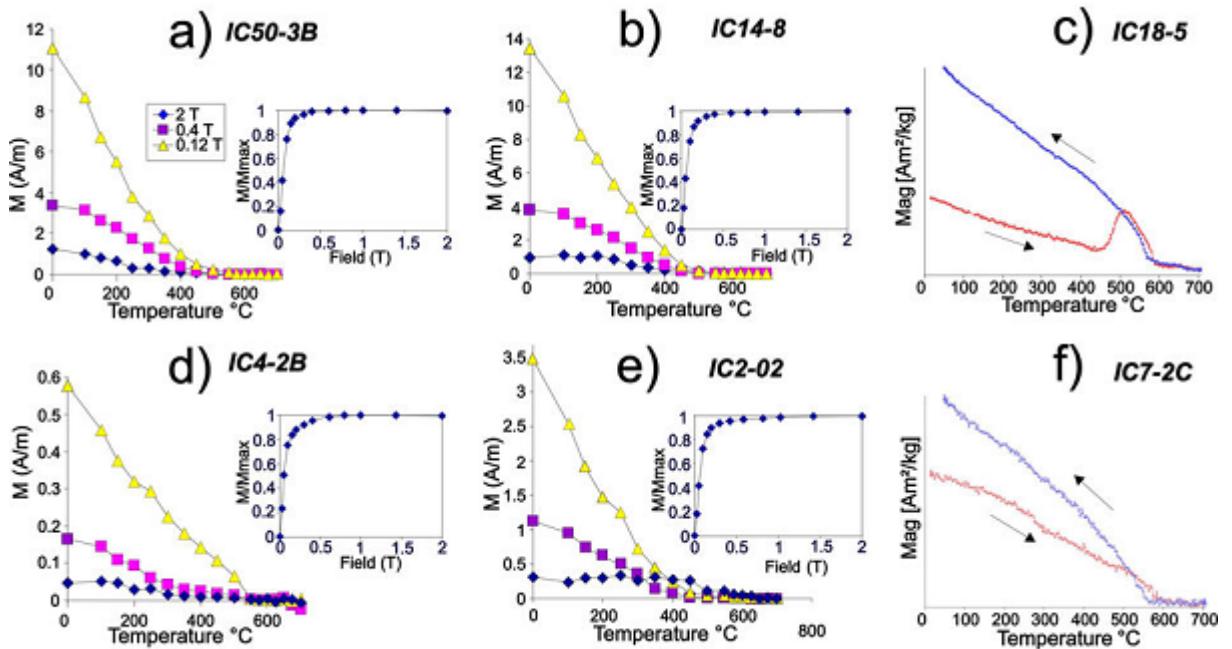
Figure 4.8. Les diagramme de corrélation entre les différents paramètres magnétiques des sites marno-calcaires des synclinaux de Ouaouizaght et Aït Attab

2. minéralogie magnétique

Dans les calcaires et marno-calcaires de la zone centrale de la chaîne atlasique, les expériences de la minéralogie magnétique réalisées sur des échantillons représentatifs des différentes lithologies et localités montrent plusieurs comportements différents indiquant une forte hétérogénéité de la minéralogie magnétique dans ces faciès. Concernant les sites dont les résultats sont utilisés pour les études de l'ASM (les 19 sites pré-cités). Les données de

l'acquisition de aimantation rémanante isotherme, des spécimens choisis montrent deux comportements différents. Dans le premier les courbes de l'acquisition de l'aimantation isotherme atteignent la saturation lorsque les spécimens sont soumis à un champ de 0.5T (Fig.4.9). Ceci indique une dominance des phases magnétique de basse coercivité magnétique. Dans le deuxième comportement les courbes de l'acquisition de l'IRM montrent la présence de phases de haute coercivité magnétique. Dans les diagrammes de désaimantation des l'aimantation isotherme dans les trois directions orthogonales, les spectres de basses coercivités magnétiques subissent une chute de l'aimantation vers 475 à 525 °C, indiquant que la magnétite est la phase de basse coércivité magnétique, qui domine dans ces roches. Dans d'autres diagrammes où il y a présence de phase de haute coercivité magnétique, les spectres de haute coercivité se désaimantent vers 675°C, température caractéristique de l'hématite. Les courbes thermomagnétiques de ces faciès, sont caractérisées par des trajets de chauffage et de refroidissement irréversibles dans la totalité des cas étudiés. Ces courbes montrent généralement des chutes d'aimantation vers 580°C, typiques de la présence de la magnétite comme indiqué par les expériences de l'IRM et de désaimantation 3D IRM. Les trajets de chauffage de certaines courbes montrent une élévation de l'aimantation autour de 450°C indiquant la probable néoformation (IC18, Fig.4. 9C) de la magnétite par oxydation de la pyrite. La présence d'autres phases comme les sulfures peut être observée dans des courbes qui présentent une chute d'aimantation vers 300°C, températures typiques de la pyrhotite et la greigite dont la présence à été signalé dans d'autres sites qui ont été pris pour des études d'aimantation rémanente dans la région d'Imilchil (Torres-López et al., 2014).

L'interprétation des résultats de l'ASM dans ce cas doit être pareille à des lithologies où le faible contenu en phyllosilicates pointe a son tour vers une faible contribution des phases paramagnétiques (voir Soto et al., 2007, 2008). Cependant, la cohérence des résultats directionnels dans ce cas peut être indicatif d'une influence du processus de réaimantation sur la fabrique ferromagnétique (Soto et al., 2007, 2008 ; García-Lasanta et al., in press ; Calvín et al., 2018a,b).



GROUP 2

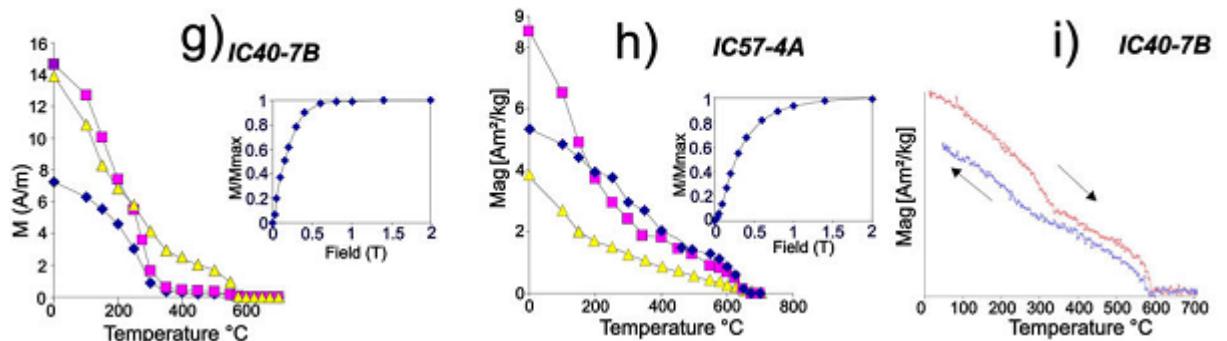


Figure 4.9. Les spectres de désaimantation thermique de l'acquisition de l'IRM selon les trois axes orthogonaux et les diagrammes IRM correspondant de certains spécimens représentatifs des faciès marno-calcaires de la zone d'Imilchil (Torres-López et al., 2014)

Les spécimens représentatifs des faciès marno-calcaires jurassiques de la bordure nord du Haut Atlas Central, montrent des courbes de variation de la susceptibilité magnétique en fonction de la température où dominent deux comportements majeurs. Le premier comportement est observé dans les faciès purement calcaires, ce dernier montre une courbe de chauffage où la susceptibilité magnétique décroît doucement jusqu'à une température de 400°C, après cette température on assiste à une forte augmentation de la susceptibilité magnétique jusqu'à 500°C, puis elle décroît pour devenir nulle vers 620°C indiquant de la

néoformation sous l'effet du chauffage de nouvelles phases magnétiques. Le deuxième comportement est celui représentatif des faciès marneux, les spécimens de ce faciès montrent des courbes de chauffage avec une chute progressive de la susceptibilité magnétique vers les 400°C, mais elle ne devient nulle qu'autour de 600°C. Les trajets de chauffage et refroidissement sont irréversibles dans les deux comportements.

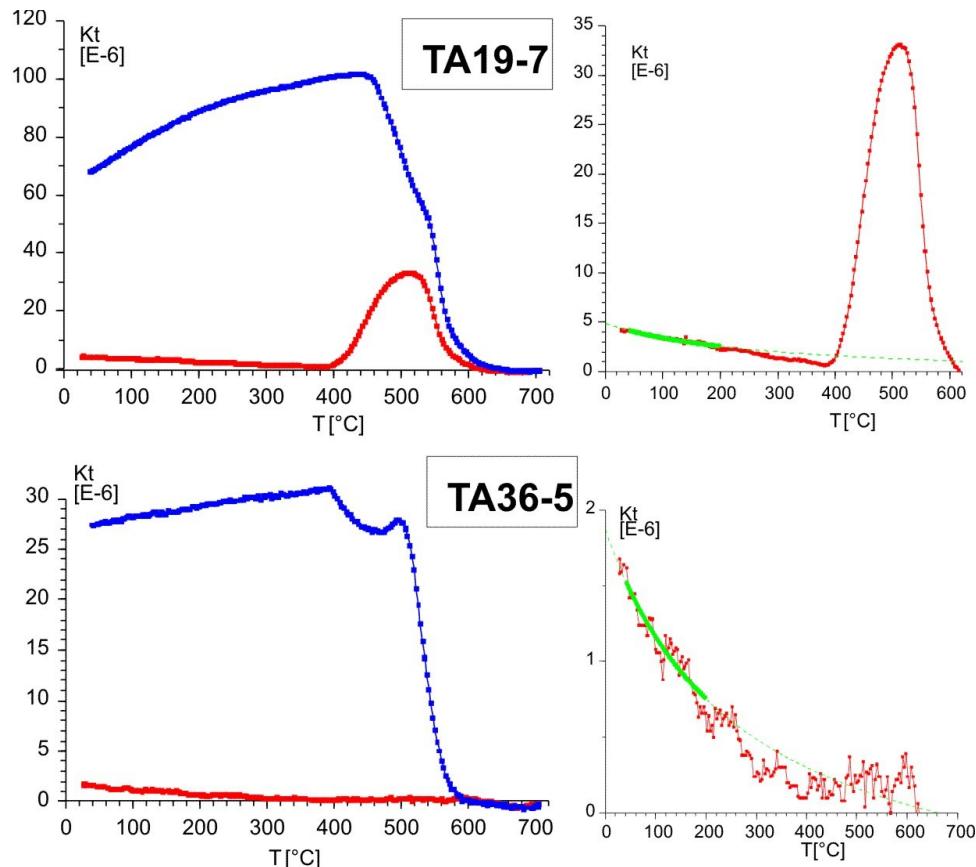


Figure 4.10. Courbes de susceptibilité magnétique en fonction de la température pour deux spécimens représentatifs pris dans les séries marno-calcaires de la bordure nord du Haut Atlas

3. Fabrique magnétique

3.1. Différents types de fabrique

Les diagrammes de Flinn et de Jelinek ont été réalisés pour les résultats des différents sites étudiés, en respectant leurs répartitions spatiales et celle basée sur leur affinité lithologique. Les diagrammes Pj-Tm des calcaires de la bordure nord et les marnocalcaires de la zone centrale (région d'Imilchil) montrent la présence des différents types de fabriques magnétiques, aplatie allongée et neutre, avec une grande hétérogénéité des résultats obtenu du paramètres de forme de l'ellipsoïde Tm. Les diagrammes de F-L des sites de ces faciès montrent un résultat similaire à celui obtenu par Pj-Tm, bien que l'échelle adoptée ne permet

d'avoir une bonne répartition des résultats des différents sites dans les différents champs du diagramme correspondant au différents types de fabrique magnétique, car la grande partie des points se regroupent au voisinage de la ligne $F=L$. Les diagrammes des résultats des faciès marnes versicolores montrent une bonne répartition des données dans le diagramme $F-L$, seul un site parmi les 8 représentés montre une fabrique allongée, le reste des sites montre des résultats qui se projettent dans le champ de la fabrique aplatie. Ce résultat est similaire à celui obtenu par le diagramme $Pj-Tm$.

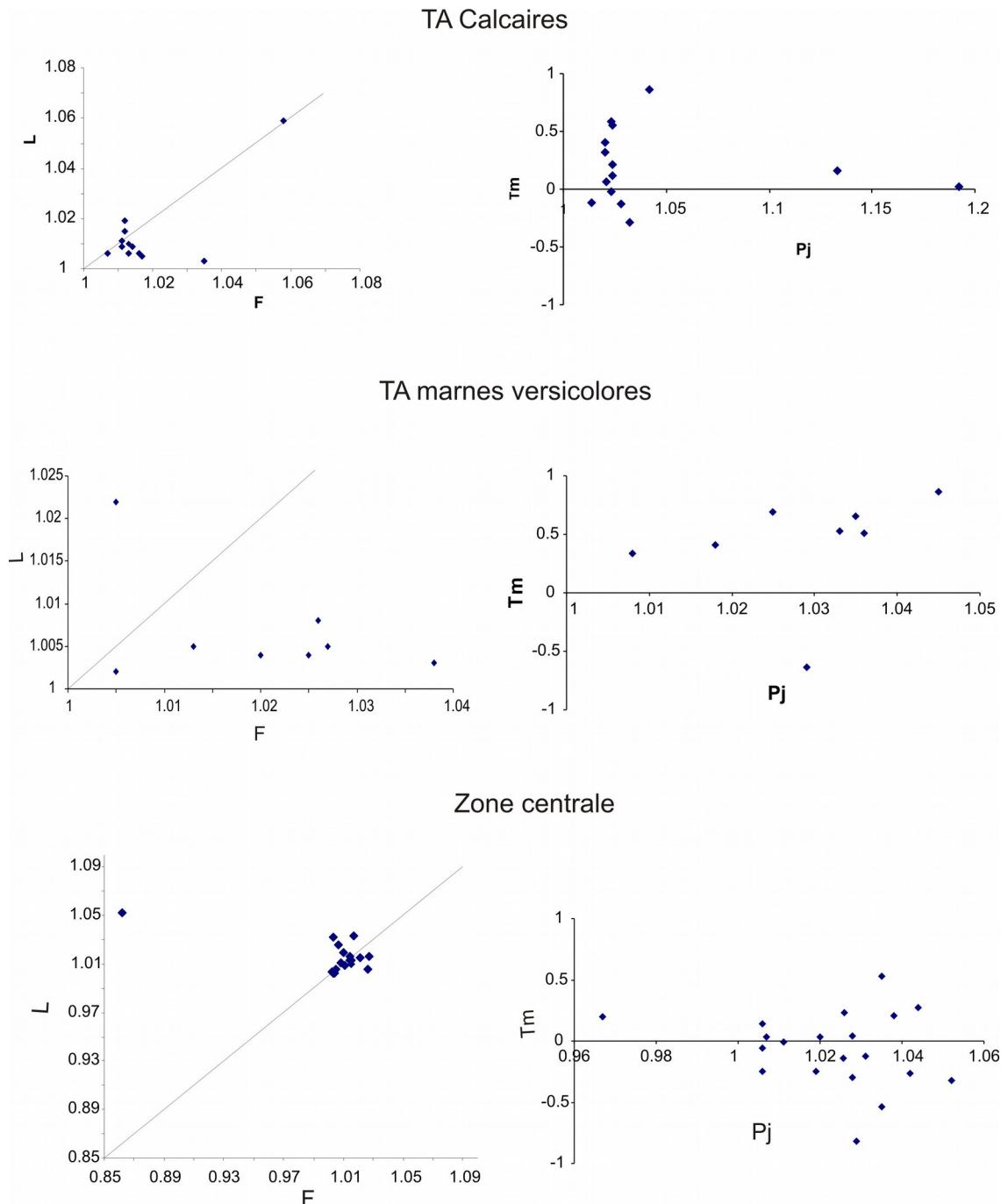
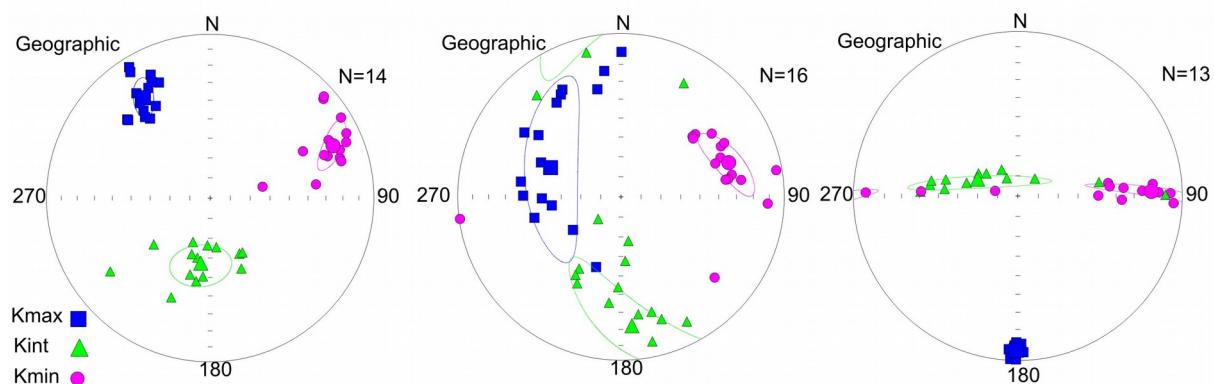


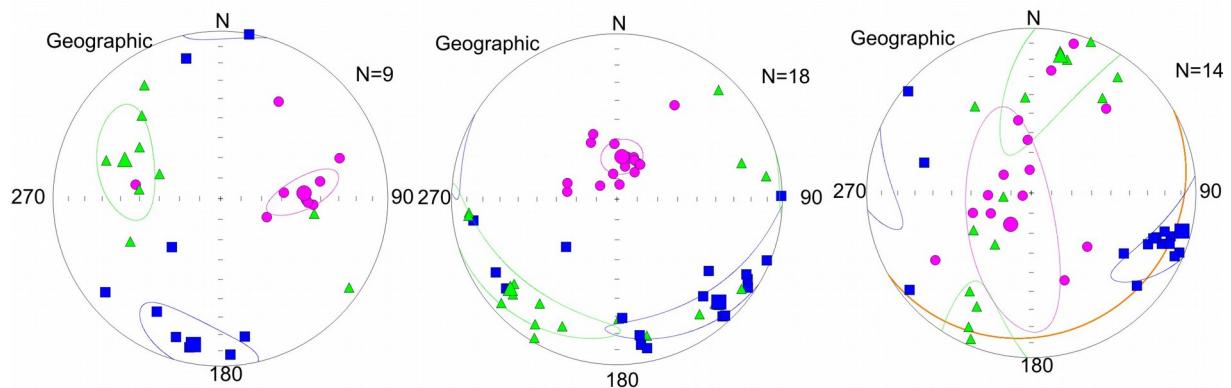
Figure 4.11. Les diagrammes de Flinn (1962) et de Jelinek (1981) pour les sites pris dans les faciès marno-calcaires des différentes zones étudiées dans le Haut Atlas Central

Selon la disposition des axes des ellipsoïdes de l'ASM dans les stéréogrammes de projections 2D, on peut distinguer aussi entre les trois types de fabriques dans les calcaires et marno-calcaires de la région d'Imilchil et dans les faciès calcaires de la bordure Nord du Haut Atlas central ; dans le premier type les résultats de chaque axes sont bien groupés autours de la moyenne et se projettent en position orthogonale aux deux autres. Dans le deuxième type, les résultats de l'axe minimal de la susceptibilité magnétique sont bien groupés autour de la moyenne alors que les résultats des axes Kmax et Kint des différents spécimens se dispersent ensemble pour former un demi-cercle ou en arc. Dans le troisième cas, les résultats de l'axe maximal sont bien groupés autour de la moyenne de Kmax alors que les résultats des axes Kmin et Kint forment le demi-cercle (Fig.4.12). Dans le cas des projections stéréographiques des axes des ellipsoïde de susceptibilité magnétique des sites pris dans les marnes versicolores, les sites montrent une dominance de deux types de dispositions des axes les uns par rapport aux autres. Tous les sites montrent soit une distributions en groupements bien distingués des différents axes Kmax, Kmin et Kint, ou bien ils montrent des axes Kmin bien groupés autour de la Kmin moyenne et des Kmax et Kint qui se dispersent en demi-cercle. Seul le site TA9 où on observe le troisième type de distribution des axes, avec Kmax bien groupés autour de la moyenne, alors que les axes Kmin et Kint se dispersent en arc.

Zone d'Imilchil



Bordure Nord du H.A.C



Marnes Versicolores

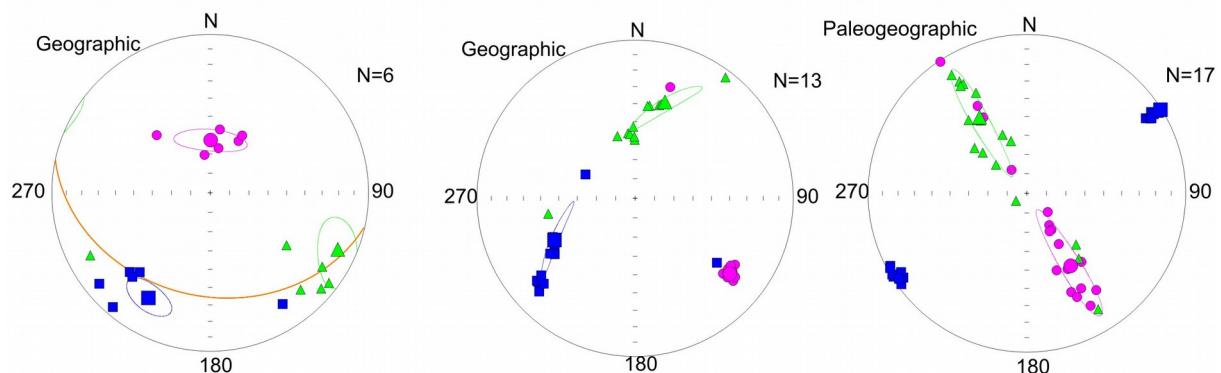


Figure 4.12. Les différents types de fabriques magnétiques obtenues, en se basant sur la répartition des axes de l'ellipsoïde de l'ASM sur les stéréoplots, dans les faciès marno-calcaires du Jurassique dans les différentes zones étudiées dans le Haut Atlas Central

En analysant la relation des axes et le plan de stratification ainsi que l'amplitude de plongement des différents axes, les faciès calcaires, marnocalcaires et les marnes versicolores étudiés dans le Haut Atlas Central révèlent différents types de fabriques. Dans la zone centrale (région d'Imilchil) quatre types de fabriques peuvent être distingués : type A) ce type de fabrique est observé dans la plupart des sites pris dans cette région, la disposition des axes de l'ellipsoïde de la susceptibilité magnétique est « normale », avec les deux axes Kmax et Kint portés par le plan de la stratification et l'axe Kmin lui est perpendiculaire.

Type B : dans ce genre de fabrique les axes Kmin et Kmax font partie du plan de la stratification alors que l'axe Kmin lui est perpendiculaire, cette fabrique est observée dans les stéréogrammes de 4 sites pris dans les séries marno-calcaires de l'Aalénien et du Bajocien dans différentes localités.

Type C : il est observé dans 2 sites, dans ce type de fabrique seul l'axe Kmax qui est porté par le plan de stratification, les deux autres axes Kmin et Kint sont obliques par rapport à la stratification.

Type D : ce type de fabrique correspond à la fabrique mal définie et ce pour deux raisons : i) soit que les axes des ellipsoïdes des différents spécimens pris dans le site sont trop dispersés et ne se regroupent pas dans les projections stéréographiques pour définir une moyenne bien déterminé pour chacun des axes ; cette situation est observée dans un seul site (Fig.4.13) ; ii) dans le deuxième cas le nombre de spécimens mesuré ne dépasse pas 4 spécimens et donc le calcul statistique de la moyenne de chacun des axes n'est pas significatif ; pour cela les deux sites classés dans cette catégorie ne peuvent pas être considérés dans l'interprétation de la fabrique magnétique.

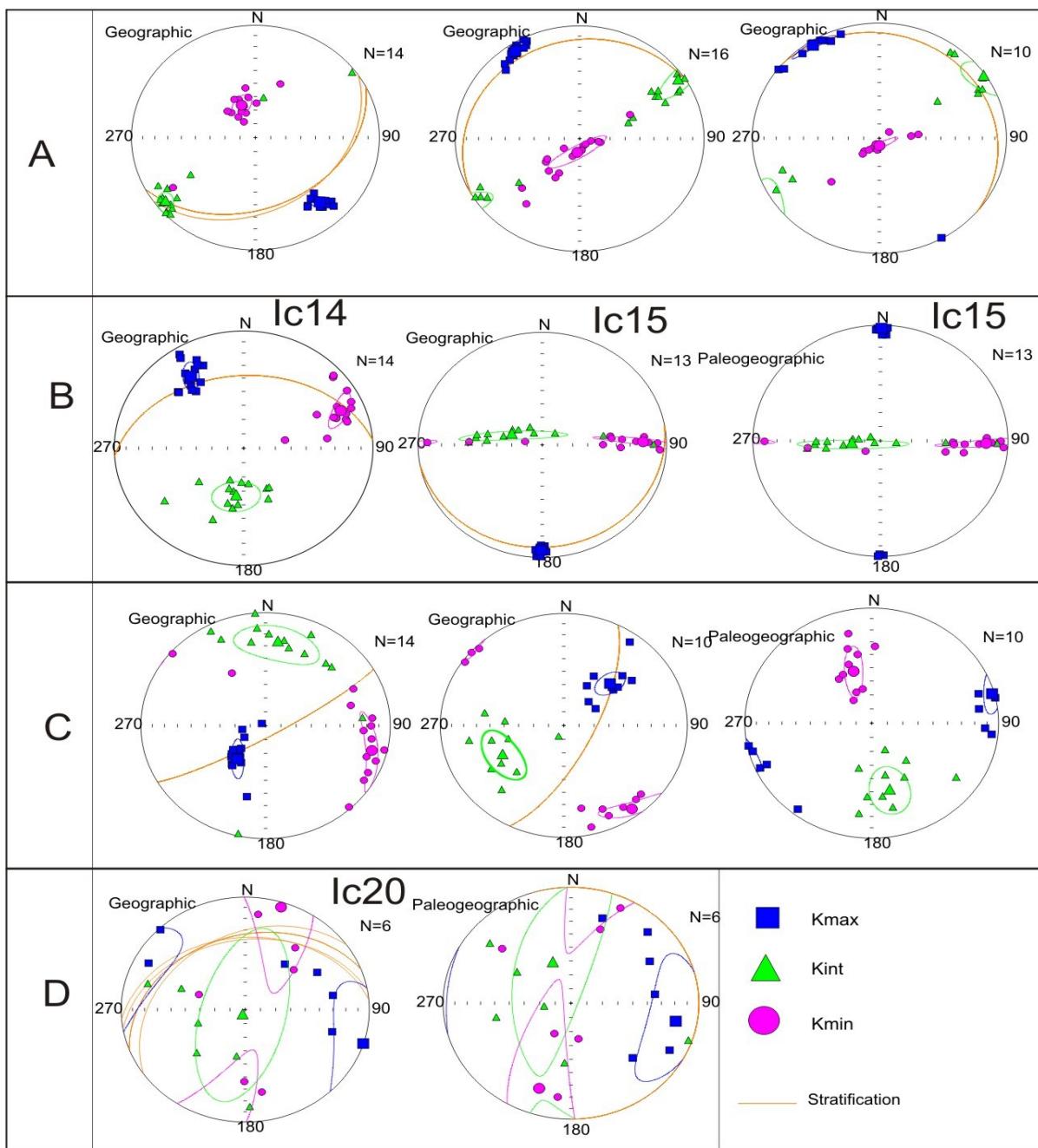


Figure 4.13. Les différents types de fabriques magnétiques obtenues dans les sites étudiés dans la région d'Imilchil

Dans la bordure Nord du Haut Atlas central, les faciès calcaires et marnocalcaires montrent deux types de fabriques magnétiques en regardant les relations géométriques entre les différents axes de l'ellipsoïde de la susceptibilité magnétique et le plan de la stratification. Le premier type A) est caractérisé par une disposition normale des axes de l'ellipsoïde magnétique et le plan de stratification, avec les deux axes Kmax et Kint qui font partie de ce

dernier alors que l'axe Kmin lui est vertical. Ce type de fabrique est le plus dominant dans ce genre de faciès.

Dans le deuxième type de fabrique B) l'axe Kmin fait partie du plan de la stratification, et l'axe Kmax est faiblement incliné par rapport à S0 alors que Kint se trouve à grand angle de ce dernier. Ce genre de fabrique magnétique est observé dans trois sites (TA6, TA35 et TA39).

Quant aux marnes versicolores, tous les sites montrent une fabrique magnétique de types A) où les axes kmax et Kint font partie de S0 et Kmin lui sont perpendiculaires. Un deuxième type de fabrique B) est observé dans le site TA9 ; dans ce genre de fabrique seul l'axe Kmax est porté par le plan de stratification alors les autres deux axes sont inclinés par rapport à ce dernier. Aucun des deux axes Kmin et Kint ne devient horizontal après les corrections tectoniques (Fig.4.14).

Dans les deux synclinaux, Ouaouizaght et Ait Attab, le site pris dans les marnes du Bajocien dans le synclinal d'Aït Attab montre une fabrique magnétique où les deux axes Kmax et Kint font partie du plan de S0 et l'axe Kmin lui est perpendiculaire. Dans le synclinal de Ouaouizght seuls deux sites (WZ43 et WZ48) peuvent être considérés comme sites conservant certaines traces de type de fabrique, bien que leurs résultats ne sont pas bien définis mais les deux axes Kmax et Kint se situent plus ou moins sur le plan de S0. Le reste des sites pris dans le synclinal de Ouaouizaght montrent différents types de fabriques, dans le premier type B) observé dans le site WZ44, l'axe Kmin fait partie du plan de S0 et Kmax lui est légèrement oblique alors que Kint se trouve à grand angle par rapport à ce dernier. Dans le deuxième type de fabrique C) les trois axes Kmax , Kmin et Kint sont obliques par rapport à S0. Le site WZ 45 montre une fabrique magnétique où le Kmin fait partie de S0 et Kint lui est légèrement oblique alors que Kmax est presque perpendiculaire à la stratification ; contrairement à cette situation WZ46 est caractérisé par une fabrique où Kmax fait partie de S0 et les deux autres axes lui sont obliques.

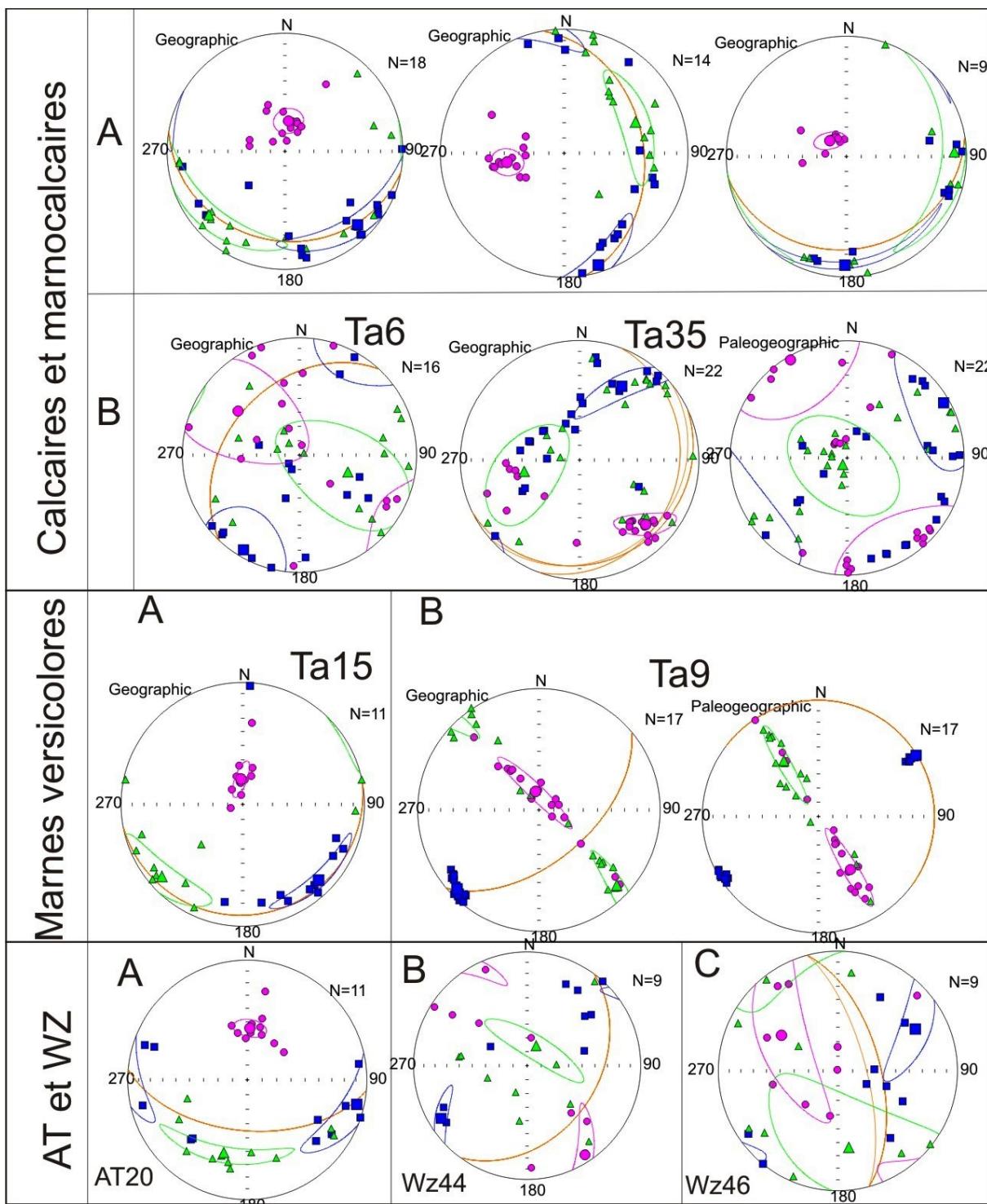


Figure 4.14. Les différents types de fabriques magnétiques obtenues les sites pris dans les faciès marno-calcaires du Jurassique dans la bordure nord du Haut Atlas Central

3.2. Âge de la fabrique magnétique

Dans les différentes localités étudiées, deux situations peuvent être évoquées concernant l'âge de la fabrique magnétique. La grande diversité des fabriques magnétiques, surtout dans la zone de Ouaouizaght et dans la partie centrale sera discutée dans la section suivante. Plusieurs exemples de répartition spatiale des axes de l'ellipsoïde de la fabrique magnétique dans des sites pris dans différentes régions, montrent des bonnes illustrations où les plongements des axes des ellipsoïdes deviennent plus significatifs lorsqu'on passe de la situation de projection *in situ* (avec l'attitude du pendage des couches actuelle) à la situation « après correction tectonique », là où la reconstruction de la répartition des axes en mettant les couches à leurs positions « paléohorizontales ». Les axes de l'ellipsoïde magnétique sont bien groupés autour de la moyenne, et l'axe Kmin devient vertical après correction de pendage de la stratification, alors que les deux axes Kmax et kint deviennent horizontaux (Fig.4.15). Cet argument indique une acquisition de la fabrique magnétique dans ces sites lorsque les couches étaient encore horizontales, et donc avant l'inversion tectonique. Ceci peut être également appuyé par l'absence de la schistosité, et d'indices des déformations intenses dans les localités où ces échantillons représentatifs ont été pris.

Les deux arguments précités sont à la faveur de la présence d'une fabrique magnétique développée entre le moment de dépôt et les stades précoce de la diagenèse, comme déjà prouvé dans plusieurs travaux sur les roches sédimentaires (e.g. Soto et al., 2007; Oliva-Urcia et al., 2010, 2012; García-Lasanta et al., 2013), dans tous les sites qui montrent les fabriques de types A dans les différentes zones et faciès étudiés (voir types de fabriques dans la section précédente). L'âge et la signification de la présence des autres types de fabriques magnétiques seront discutés dans la section suivante, car leur développement dépend de plusieurs paramètres qui diffèrent d'une localité à autre et d'un faciès à l'autre.

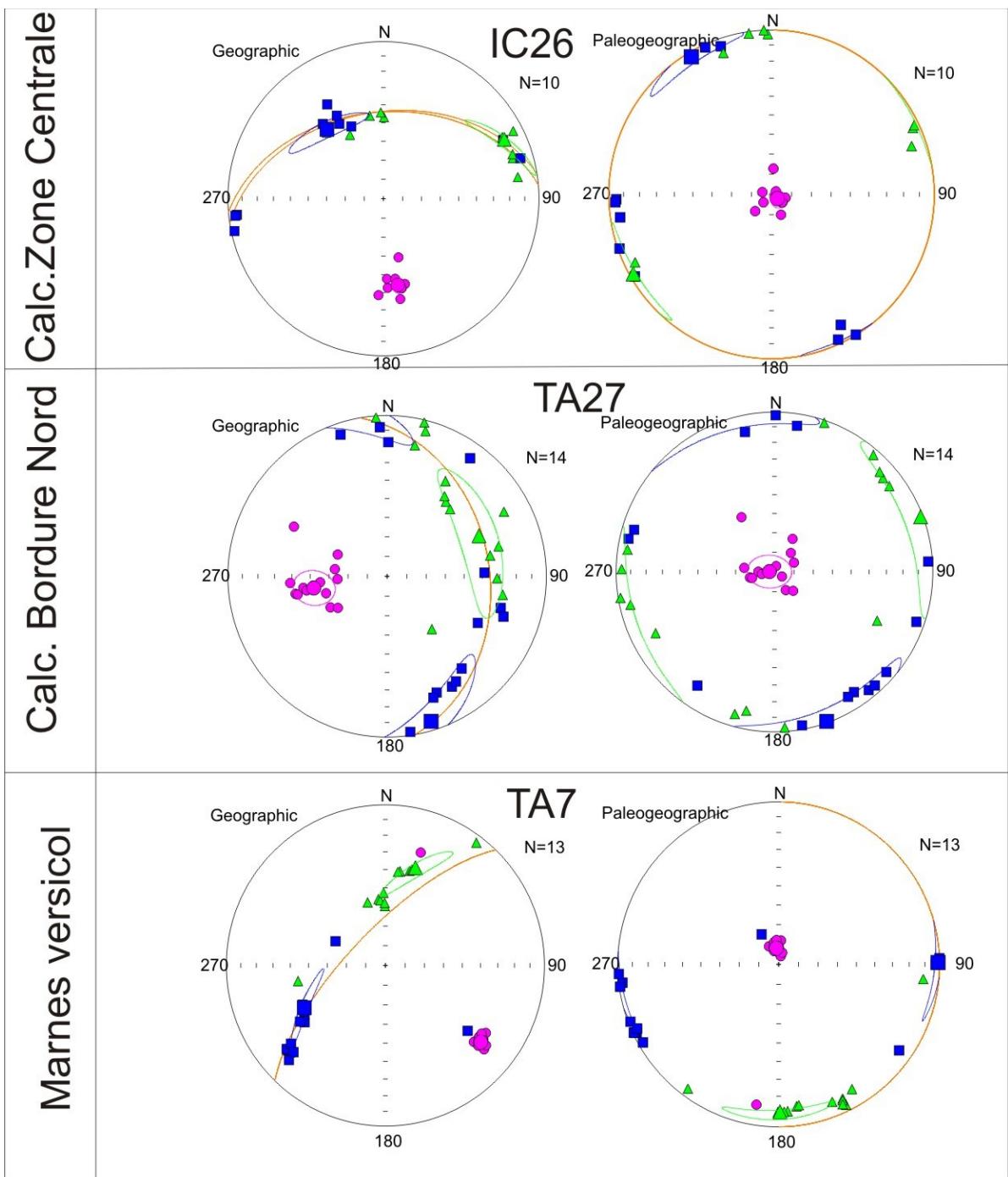


Figure 4.15 : comparaison de la dispositon des axes de l'ellipsoide ASM avant et après corrections du pendage dans les différentes zones étudiées dans le Haut Atlas Central.

3.3. Interprétation structurale de la fabrique magnétique

D'après l'analyse des relations géométriques entre l'ellipsoïde magnétique et la stratification, deux types majeurs de fabriques peuvent être distingués selon leurs développements. Le premier type correspond à la fabrique de type A) dans toutes les régions étudiées, dont l'âge de développement correspond aux stades de sédimentation et de

diagenèse, cette fabrique est donc primaire et correspond sur le plan tectonique au stade de rifting secondaire dans le Haut Atlas ainsi qu'aux régimes tectoniques régnaien dans le domaine atlasiques sur toute la période couvrant le Lias jusqu'au Bathonien inférieur.

Le deuxième type majeur de fabrique magnétique, regroupe tout les autres types B,C, et peut être D dans la zone centrale, et les types B et C dans la bordure nord du Haut Atlas. Ces types de fabrique sont secondaires et peuvent avoir plusieurs mécanismes de développement conduisant à l'acquisition d'une fabrique de type secondaire et qui peut dérivée soit de modification de la fabrique primaire par des événements tectoniques subséquents soit par développement de fabrique secondaire et modification de fabrique primaire par des phénomènes de cristallisation tardive de nouvelle phases minéralogiques dans différentes conditions comme nous allons le voir dans les sections suivantes.

3.3.1. Les directions de linéations magnétiques

Dans la partie centrale de la chaîne atlasique, région d'Imilchil, nous pouvons faire la distinction entre 3 groupes de sites en se basant sur les directions des axes principaux de l'ellipsoïde de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique. Le premier groupe (F1) est celui qui affiche la direction dominante et commune dans la région, avec une direction de l'axe majeur de l'ellipsoïde K_{max} avec une direction NW-SE. Cette linéation est observé dans 10 sites de la totalité des sites étudiés dans cette zone. Les sites qui affichent cette linéation ont été pris dans les différentes séries sédimentaires calcaires et marno-calcaires couvrant la période Lias-Bathonien et dans différentes positions structurales (Tableau 5)

Le deuxième groupe (F2) rassemble six sites de position dans différentes positions structurales, tenant compte des grandes structures. Les sites qui font partie de ce groupe montrent des fabriques magnétiques ayant une direction de l'axe maximal K_{max} NE-SW (à E-W dans un seul site).

Le troisième groupe (F3) est caractérisé par une fabrique magnétique montrant une linéation de direction N-S. Ce groupe directionnel est d'ordre mineur, car cette direction n'est observée qu'au niveau de deux sites pris dans la même localité.

Site	N	KmaxD/I	Ang.Conf	KminD/I	Ang.Conf
IC1	10	45,0/46,0	11,8/6,5	143,5/8,1	19,2/5,6
IC6	13	23,3/5,6	52,8/8,2	117,4/36,1	13,0/8,2

IC7	14	217,4/59,5	14,5/4,1	104,4/13	24,8/4,7
IC11	11	141,8/45,6	43,6/15,8	332,3/43,9	30/14,1
IC12	9	28,2/21,6	59,5/30,8	286,6/26,9	51,4/23,3
IC13	11	30/5,4	62/10	178/83	34,5/8,1
IC14	14	326,4/27,3	11,3/4,6	66,9/19,5	14,5/4,6
IC15	13	180,6/6,9	3,4/1,4	88/19,9	36,5/1,9
IC16	9	0,2/8,1	12,4/3,9	176,6/81,9	14,8/6,4
IC17	16	326,4/7,5	6,5/2,0	188,4/80	21,9/4,4
IC18	14	137,9/23,8	6,5/3,6	339,1/64,7	8,5/5,3
IC19	16	292,5/51,4	46,1/13,8	72,4/31,4	18,6/7,0
IC20	6	107,6/0,2	39/22,2	17,6/4,9	68,6/16,5
IC21	5	105,8/26,8	29,4/13,8	215,7/34	33,7/16,9
IC24	10	327,1/4,4	12/2,4	178,6/84,8	12,9/1,9
IC25	15	167,7/33,1	34,4/9,1	330,1/55,6	16,1/7,7
IC26	10	320,5/42,3	21,2/4,3	170,4/43,6	4,7/2,8
IC27	18	130,6/19,3	6,3/2,2	353,4/64,5	3,6/1,5
IC28	16	273,9/10,8	11,2/6,6	71,7/78,3	51,8/7,1
IC31	17	241,1/1,3	58,8/28,4	331,3/9,7	57,9/33

Tableau 4.5. Résultats directionnels des sites pris dans la région d'Imilchil, direction (d) et inclinaison I (plongement) des axes K max et Kmin et leurs angles de confiance (ang. conf)

Dans la bordure nord, les sites pris dans les calcaires et marno-calcaires du jurassique montrent différentes familles directionnelles de linéations magnétiques. Deux familles directionnelles majeures de linéations magnétiques et une famille mineure, peuvent être distinguées en se basant uniquement sur l'analyse des données directionnelles indépendamment de l'origine et de la nature de la fabrique magnétique. La première famille

(F1) montre des linéations magnétiques de direction NW-SE ; cette famille regroupe 8 sites pris dans différentes séries marno-cacalcaires et marneuses du Jurassique. La deuxième famille (F2) directionnelle affiche des linéations magnétiques de directions NE-SW, cette direction de linéation est observée dans 8 sites pris dans différentes séries du Jurassiques semblables à celles dont étaient pris les sites de la première famille. Une troisième famille directionnelle (F3) regroupe 4 sites dans lesquels l'ellipsoïde de la susceptibilité magnétique montre une linéation E-W a été aussi mise en évidence dans les même séries que les autres familles (F1 et F2) et dans des localités différentes.

Site	âge	K1(D/I)	ellp1	K2(D/I)	ellp2	K3 (D/I)	ellp3
TA1	Bajocien	307.2/0.6	57/8.9	37.3/4.8	57.1/5.6	210.4/85.2	9.3/7.3
TA2	Bajocien	11.7/9	26.5/13.6	281.7/0.1	27.2/14.6	191.4/81.0	20.4/7.3
TA3	Bajocien	29/9.4	11.7/8	119.5/5.6	17.5/10.7	224.8/80.3	18.4/5.7
TA4	Bajocien	229.6/3.4	17.6/12.4	139.2/5.8	18.5/8	349.3/83.3	17.8/10.7
TA6	Bajocien	217.7/13.1	33.4/23.4	24.4/76.6	56.8/28.8	127/3	56.9/29.1
TA7	Bajocien	89.4/1.1	22.2/2	179.5/8.1	22.2/3.1	351.8/81.8	3.4/2.1
TA8	Bajocien	36.3/8.8	11.6/4	306.1/1.3	19.5/10.4	207.7/81.1	19/4.2
TA9	Bajocien	85/0.8	6.3/1.8	327.2/44.3	34.5/4.2	148.8/45.7	34.5/4.9
TA13	Bajocien versi	107.1/16.4	38.5/9.4	198.5/4.7	38.5/6.5	303.8/72.9	11.7/7.2
TA14	Bajocien	284.4/4.2	38.8/10.8	16.7/28.2	57.5/16.1	186.5/61.5	58.8/21.6
TA15	Bajocien	135.8/4.7	29.8/5.9	226.2/5.3	29.7/11.4	4.3/82.9	13/3.9
TA18	versicolor	165.3/0.7	18.7/6.8	75.3/2.2	21.8/10.8	273.6/87.7	16.4/5
TA19	Bajocien	13/29	21.1/12.6	235/53.3	30.3/16.9	115/20	28.3/12.2
TA25	Bajocien	270.9/4.2	22.3/9.2	179.5/18.3	22.3/6.5	13.3/71.2	9.9/7.3
TA26	Bajocien	13.2/00	38/6.9	103.2/5.3	39.1/7.6	282.9/84.7	19.3/5.6
TA27	Bajocien	160.6/1.0	36.5/8.4	70.5/2.4	36.5/10.8	274/87.4	11.4/8.3
TA28							
TA31	lias	152.2/24.7	40.7/24.3	47.1/29.6	45/37.1	275/49.7	44.3/26
TA35	Bajocien	60.3/5.7	38/29.5	206.8/83.2	44.6/29.1	329.9/3.7	43/35.7
TA36	Bajocien	307.6/21.5	18.7/5.7	215.6/5	18.8/8.2	113.3/67.8	8.7/6.1
TA38	Bajocien						
TA39	Bajocien	135.1/11.9	56.2/18.5	284.5/76.3	56.2/32.5	43.6/6.8	33.9/15.3

Tableau 4.6. Résultats directionnels des sites pris dans les marno-calcaires jurassiques de la région de Taguelft, direction (d) et inclinaison I (plongement) des axes K max (K1) et Kmin (K3) et leurs angles de confiance (ellip)

Dans les deux autres régions de la bordure Nord, les sites étudiés montrent deux directions de linéation magnétique différentes. Le site AT20 pris dans le synclinal d'Ait Attab et deux sites pris dans les bordures du synclinal de Ouaouizaght révèlent une fabrique magnétique où la linéation magnétique est de direction NW-SE, ces quatre sites forment donc une famille directionnelle (F1) similaire à celles observées dans la zone centrale et dans le synclinal de Taguelft. Les quatre sites restant parmi les sites pris dans la zone de Ouaouizaght, forment une deuxième famille directionnelle (F2) et affichent des linéations magnétiques de direction NE-SW.

Site	N	Kmax (D/I)	Angle confi	Kmint(D/I)	Angle conf	Kmin (D/I)	Angle confi
AT20		285/2.2	43.2/10.8	15.8/19.3	43.1/6.2	188.7/70.6	10.9/6.2
WZ43		174.9/19.6	49.2/24.2	271/16.6	49.7/24.4	38.3/63.8	38.8/30.8
WZ44		238.6/12.2	25.1/4.3	27/75.7	41.7/8.6	147/7.2	39.6/5.4
WZ45		295/4	43/25.2	36.7/70.3	56.9/28.6	203.6/19.253.4/25	
WZ46		61.6/27.3	41.2/9.8	172.1/34.1	67.3/33.1	302.2/43.6	66.8/16.6
WZ47		70/10	42.1/30.6	234.2/79.6	44.3/34.5	339.5/2.8	43.9/34.5
WZ48		34/41	66.8/30.9	163.8/36.1	66.5/28	276.4/27.8	39.6/23

Tableau 4.7. Résultats directionnels des sites pris dans les séries marno-calcaires jurassiques dans la région de Aït Attab et de Ouaouizaght, direction (d) et inclinaison I (plongement) des axes K max et Kmin et leurs angles de confiance (ang.conf).

3.3.2. Fabrique primaire.

a) Dans la zone centrale de la chaîne atlasique

Dans la zone centrale, la fabrique purement primaire, qui n'a pas subi de modification subséquente ou dans laquelle les légères modifications ne peuvent pas être détectées, celle caractérisée par des axes Kmax et Kint portés par le plan de S0, regagnant la position horizontale après les corrections tectoniques, et le Kmin perpendiculaire à S0 et vertical après les corrections tectonique, a été rencontrée dans plusieurs sites ayant différentes positions structurales. Les différents sites montrant ce genre de fabrique magnétique sont caractérisés par une linéation magnétique, bien définie, de direction NW-SE et font donc partie de famille

directionnelle F1. Sept sites pris dans les séries marnocalcaires jurassiques parmi les sites qui affichent une linéation NW-SE, montrent une fabrique magnétique primaire avec des linéations magnétiques bien définies. Les sites IC14, IC20 et IC21 qui font aussi partie des 10 sites de la famille F1 montrent une fabrique non primaire est seront discutés dans la section suivante.

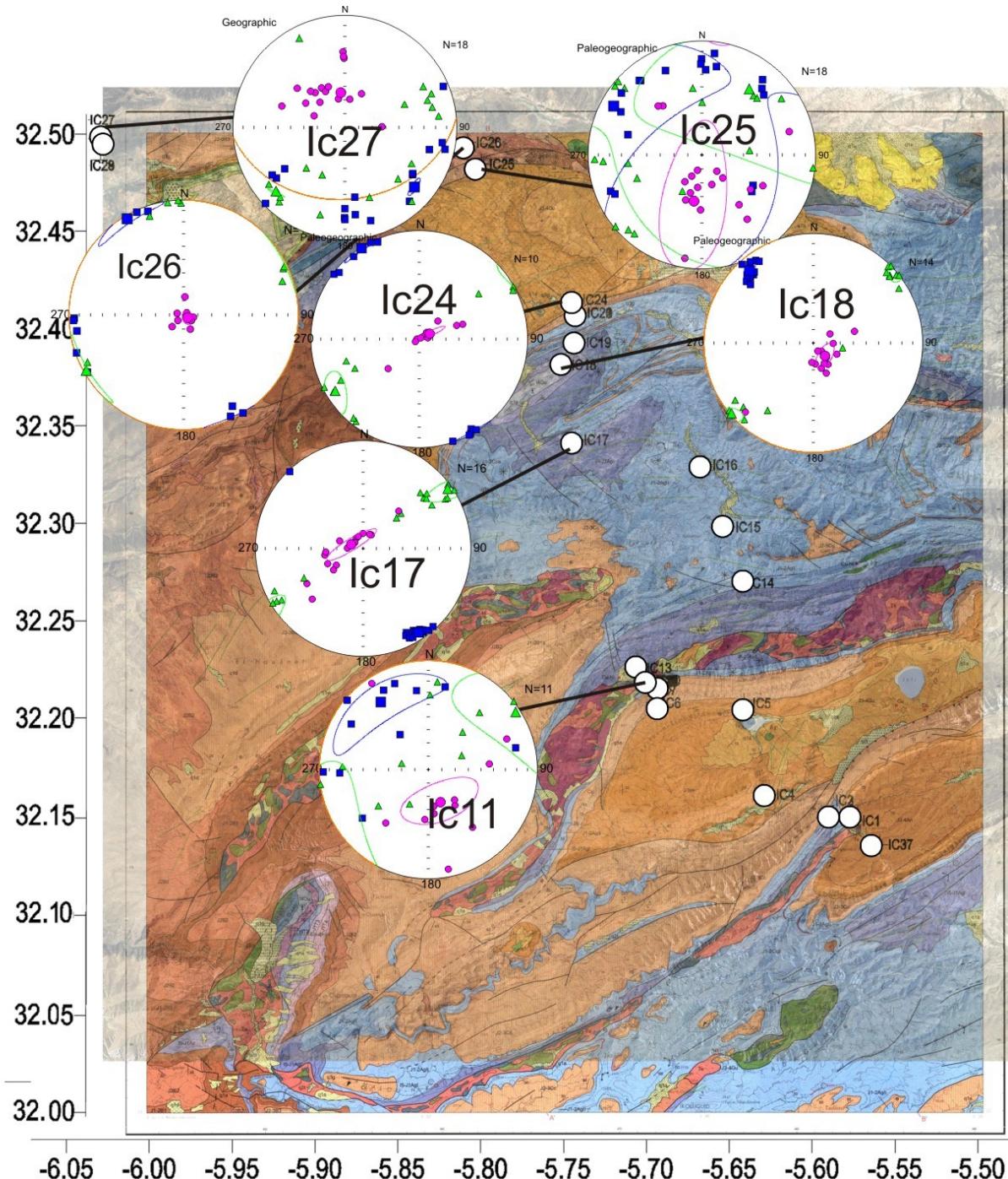


Figure 4.16. Stéréogrammes et linéations des fabriques primaires observées dans les sites pris dans la région d'Imilchil

B) Dans la bordure Nord du Haut Atlas Central

Les sites marno-calmcaires pris dans le synclinal de Taguelft qui font partie de la famille directionnelle F1, qui montre une linéation magnétique de direction NW-SE montrent tous une fabrique magnétique primaire sauf le site TA39 où la fabrique est modifiée par un événement secondaire (7 sites parmi les 8 sites de la famille F1). Cinq de ces sites ont été pris dans des faciès marneux et un dans les calcaires noirs de la bordure Sud du synclinal de Taguelft (Ta31) et le septième site (TA27) dans des calcaires gréseux à lamination rouge fine dans la bordure Ouest du synclinal.

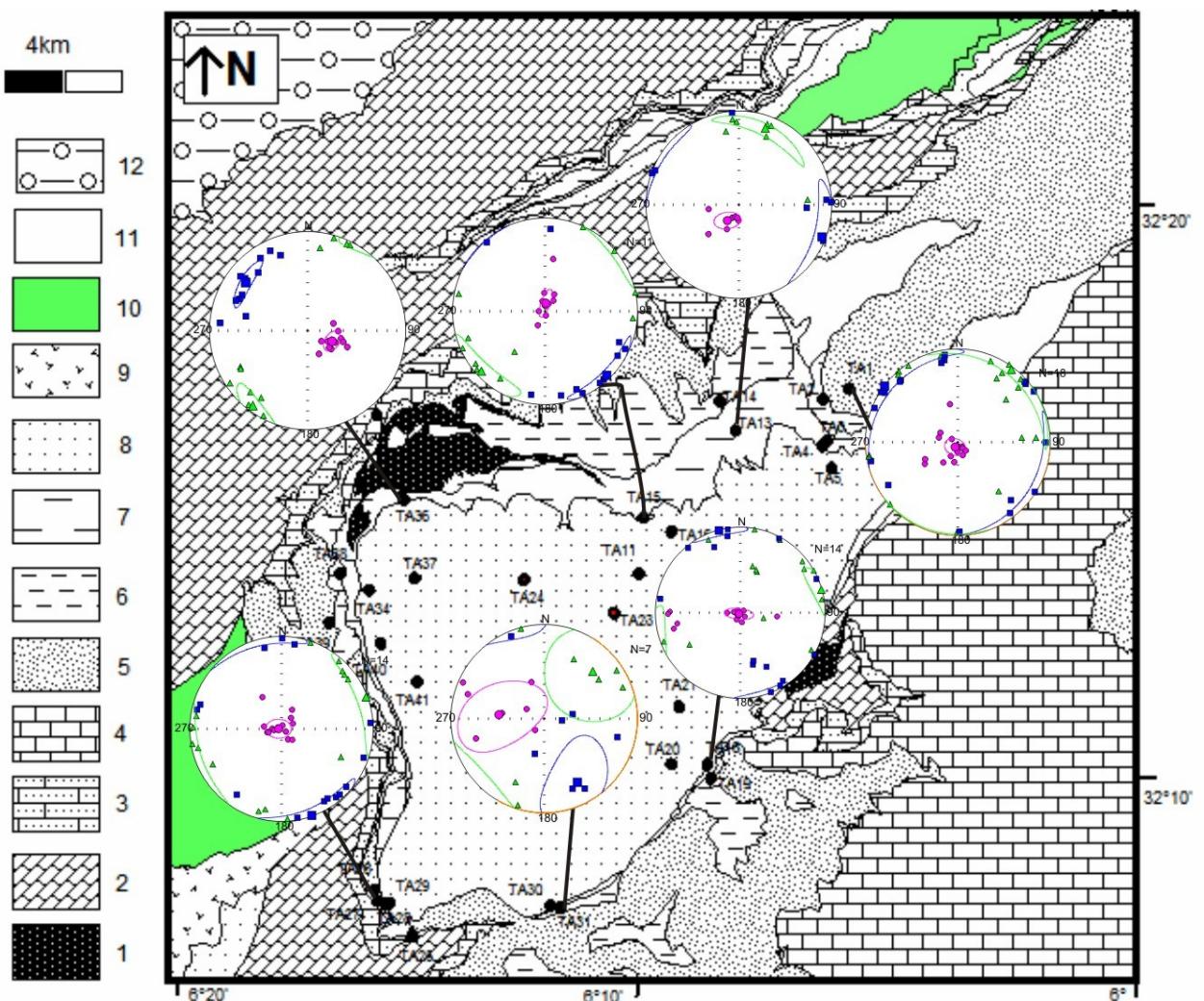


Figure 4.17. Stéréogrammes et linéations des fabriques de la famille directionnelle F1 observées dans les sites pris dans les séries marno-calcaires de la région de Taguelft. 1 : Gabbro Jurassique et Trias ; 2 : calcaire dolomitique (Carixian) ; 3 : marnes et grés (Domérien-Aalénien) ; 4 : calcaires et marnes (Bajocien) ; 5 : Calcaires noirs et marno-calcaires (Bajocien) ; 6 : Marnes et Marno-calcaires gris (Bajocien) ; 7 : marnes versicoclores (Bajocien) ; 8 : grés, silts et pélites rouges brique (Bathonien) ; 9 : Grés de Jbel Sidal ; 10 : Crétacé ; 11 : poudingues (Miocène) ; 12 : alluvions de la plaine de Tadla

Les autres sites pris dans les séries marno-calcaires du Jurassique de la bordure nord affichent des fabriques différentes, les sites de la famille directionnelle F1 montrent des fabriques magnétiques modifiées par des événements secondaires à l'exception du site AT20 pris dans le synclinal d'Ait Attab où la fabrique magnétique est de type primaire et la linéation NW-SE observée dans ce site reflète donc le régime tectonique au moment de la sédimentation des séries bajociennes.

c) Structures tectoniques et fabrique primaire dans le Haut Atlas

Dans la zone d'Argana et des bassins triasiques la fabrique magnétique a permis de déterminer le champ de contrainte et le régime tectonique qui a accompagné la sédimentation des séries triasiques. L'ouverture de l'océan Atlantique lors du démantèlement de la Pangée a produit une dérive de l'Afrique vers l'ESE (Dewey, 1973 ; Biju Duval, 1977 ; Olivet, 1978). Cette dérive s'est accompagnée d'une extension NW-SE (Laville, 1985; Brede et al., 1992) dans le domaine atlasique, dont les bassins de triasiques de la région d'Asni et Tizi n'Test affichant une linéation magnétique NW-SE consistante avec une distension NW-SE, conduisant à l'ouverture du rift atlasique depuis le Trias supérieur (Du Dresnay, 1975; Warme, 1988; Jacobshagen et al., 1988; Laville et Piqué, 1991; Souhel et al., 1993; Beauchamp et al., 1996; Gomez et al., 2000). Cette extension qui a dominé tous les domaines structuraux marocains (Ait Brahim et al., 2002), réactive les accident hercyniens E-W en régime décrochant « strike slip » (Mattauer et al., 1977; Laville, 1985; Fedan, 1988) générant ainsi des bassin en « pull-apart ».

Après le premier stade de rifting Triasique, la période du Lias inférieur est considérée comme un épisode de calme tectonique. Un deuxième événement de forte activité distensive a été signalé dans les différentes régions du Haut Atlas Central au Toarcien, cette épisode est contemporain sur le plan géodynamique au début de la formation d'une expansion au sens stricte au niveau de la ride atlantique avec le début de la formation des premières bandes du tapis roulant de la croûte océanique atlantique (Hardenbol et al., 1998 ; Harland et al., 1989). Cette événement, conduit à la dislocation de la plate-forme carbonatée du Lias suite à d'une extension synsédimentaire, de direction moyenne NW-SE accompagnant la dérive vers le SE de l'Afrique (**Fig.4.18**). Le paroxysme de cette dislocation est situé au passage Domérien-Toarcien (Igmoulan et al., 2001) suite à des mouvements décrochants sénestres dans le Haut Atlas sur les failles E-W à N70 (Piqué et al., 2007) .

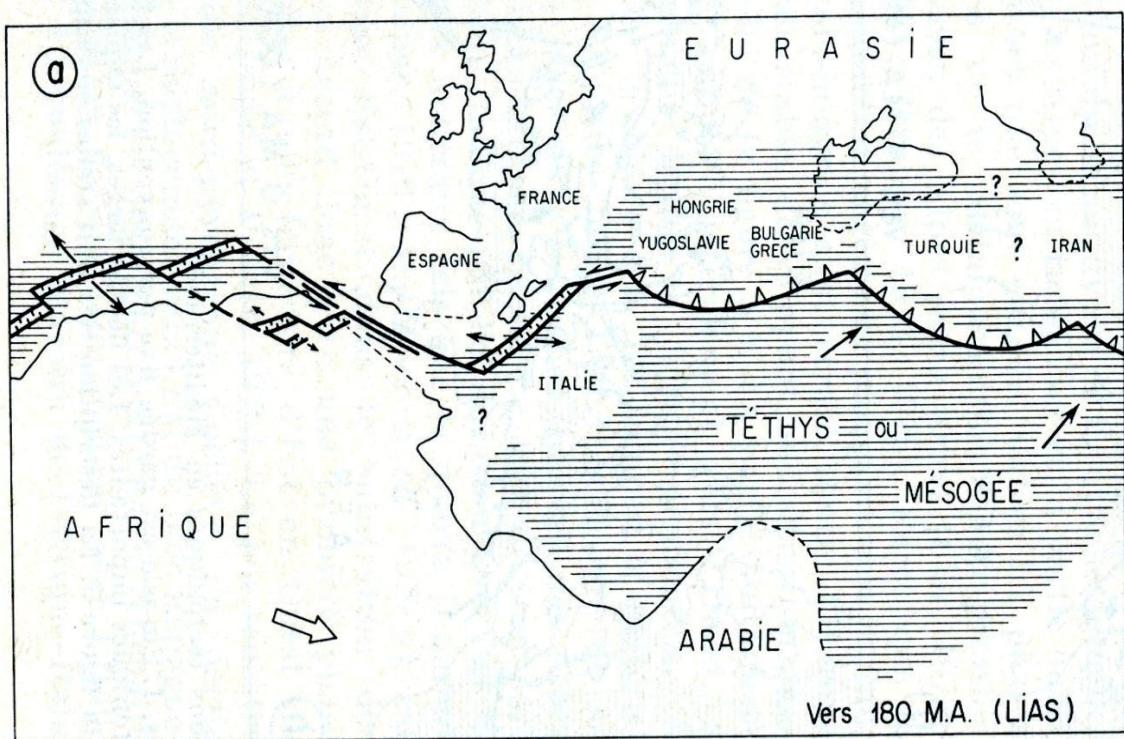


Figure 4.18. Sens de dérive de la plaque africaine au Lias (180Ma) (d'après Tapponier, 1977).

3.3.3. Fabrique secondaire

a) bordure nord du Haut Atlas

Dans la bordure nord plusieurs sites montrent des fabriques non primaires. Les sites pris dans le synclinal de Ouaouizaght sont presque tous caractérisés par des fabriques magnétiques modifiées ou mal définies. Les deux sites WZ43 et WZ44 ont été pris dans les couches calcaires du Lias sur le flanc inversé de la ride de Abbadine (flanc sud du synclinal de Ouaouizaght), WZ45 pris aussi dans le flanc sud de Ouaouizaght mais dans des couches à polarité normale un peu loin de l'axe de la ride où les couches sont verticalisées et inversées. Ces trois peuvent être considérés comme des sites représentant de très bon exemples de l'évolution de l'intensité de déformation interne des couches jurassiques en s'éloignant de l'axe de la ride dans la zone de Ouaouizaght. Le site WZ44 est le site le plus proche de la zone axiale de la ride, pris dans des couches calcaires litées ; le stéréogramme de ce site montre une fabrique purement secondaire issue du développement sous l'effet de la compression alpine. Ce site montre des axes Kmax et Kmin portés par S0, et Kint vertical. Le Kmax matérialise une linéation magnétique de direction N58, parallèle à l'axe de la ride de Abbadine. Le Site WZ43 est pris un peu plus vers le nord que WZ44, donc un peu plus loin de

l'axe de la ride que WZ44. Ce site, pris aussi dans les calcaires liasiques, montre une fabrique magnétique primaire légèrement modifiée, avec les deux axes Kmax et Kint qui font partie du plan de S0. Quant au site WZ45 pris un peu plus au nord dans les séries du Bajocien, il montre une fabrique « anormale », avec une permutation probable entre Kmin et Kint. Ce site est pris dans des faciès gréseux, dont certains posent problème de présenter des fabrique « anormale » comme ce sera exposé dans les sections prochaines. Le stéréogramme de ce site montre une conservation de linéation Kmax NW-SE qui matérialise la direction de l'extension jurassique accompagnant la sédimentation de ces couches. La fabrique magnétique de ces trois sites, montre une forte concentration de la déformation le long de la zone axiale de la ride de Abbadine, conduisant à la modification de la fabrique magnétique primaire extensive et au développement d'une fabrique secondaire caractérisée par une linéation d'étirement parallèle à l'axe de la ride. La disparition de cet effet de la déformation, observé dans le site WZ45, pris à une trentaine de mètre de l'axe de la ride, indique une forte concentration de la déformation au voisinage de l'axe de la ride et sa diminution rapide à quelque mètres en allant vers le synclinal.

Les trois sites restant WZ 46, WZ47 et WZ48 ont été pris dans la bordure nord du synclinal de Ouaouizaght. Les deux sites WZ46 et WZ47 se situent plus au nord au voisinage de la zone de charriage, mettant les séries liasiques sur le Crétacé de Ouaouizaght ; ces deux sites montrent une fabrique magnétique secondaire avec une linéation magnétique ENE-WSW. Cette direction matérialise donc l'étirement lié à la compression alpine, parallèlement aux plis anticlinaux de la bordure Nord-Ouest de Ouaouizaght et oblique au font de la zone de chevauchement. Le site WZ48 est pris dans des calcaires jaunâtres, un peu plus vers le centre du synclinal ; l'affleurement de ce site ne montre pas d'indice de forte déformation mais par contre des indices de précipitation secondaire d'oxydes de fer, ce qui peut expliquer la fabrique étrange observé dans ce site, avec une forte dispersion des axes et un Kmin moyen horizontal. La présence de ce site à la terminaison périclinale de l'anticlinal ENE-WSW qui se situe au nord ouest de Ouaouizaght peut également expliquer la fabrique magnétique observée au niveau de ce dernier.

Pas loin du synclinal de Ouaouizaght, les sites pris dans la région de Taguelft montrent aussi des fabriques magnétiques non primaires et dont les origines sont différents. L'interprétation des résultats de ces sites sera faite par localité et par affinité. Dans la bordure Sud-Est, les trois sites TA7, TA8 et TA9, montrent des linéations magnétiques de direction NE-SW. Le site TA7 est pris dans des marnes verdâtres sur la zone de bordure du bassin de Taguelft ; ces marnes sont fortement déformées et montrent un débitage en feuillets très serrés

et en plans répétitifs très fins, parallèles à la direction de la faille bordière. La fabrique observée dans le site TA7 est une fabrique composite, avec une linéation magnétique perpendiculaire à la direction de raccourcissement et parallèle aux structures compressives délimitant le bassin. Le site TA9, pris dans un faciès marneux dans le flanc inversé sud, pas loin de TA7, montre quant à lui une fabrique purement tectonique. La linéation magnétique est de direction NE-SW, perpendiculaire à la direction du raccourcissement cénozoïque. La même direction de linéation magnétique est obtenue dans le site TA8, pris aussi dans les couches marneuses du flanc sud inversé du synclinal. Ce site affiche une fabrique magnétique modifiée, avec Kmax et Kmin qui font encore partie de la stratification et Kmin dispersé en cercle, indiquant un stade avancé d'une fabrique magnétique composite.

Un peu plus vers le Sud, mais loin de la zone à forte déformation, le site TA6 pris dans des calcaires massifs affiche une fabrique magnétique « anormale » ou Kmin et Kmax font partie de la S0. Ces calcaires montrent des petites craquelures à remplissage rougeâtre ainsi que coquilles de fossiles oxydées. Cet événement d'oxydation subséquente explique donc cette fabrique magnétique secondaire observée dans ce site.

Dans la bordure Nord trois sites montrent des linéations magnétiques NE-SW. Les sites TA3 et TA4 ont été pris sur deux flancs d'un pli anticlinal d'échelle métrique ; ce pli se situe dans une zone de faille, où le plan de la faille principale est de direction N40° et pendage 50° vers le NW, où il y'a une intense fracturation NE-SW. La fabrique magnétique observée dans ces deux sites est fort probablement secondaire et peut être dûe à de nouvelles recristallisations et aux circulations des fluides dans ces fractures. Le troisième site est TA35 ; ce site a été pris dans un pli déversé de direction NE-SW. La fabrique magnétique obtenue dans les résultats de ce site est une fabrique tectonique dont la linéation est subparallèle à l'axe du pli.

b) dans la zone centrale

Dans la zone centrale plusieurs sites montrent des fabriques magnétiques qui peuvent être considérées comme étant des fabriques secondaires. Le premier groupe des sites, montrant ce genre de fabrique est celui des sites pris au voisinage des rides anticlinales. Quatre sites pris dans les deux flanc de la ride de Tassent montrent un bon exemple de concentration de la déformation au voisinage de ces grandes structures héritées du stade bassin. IC6 et IC7 ont été pris dans des marno-calcaires noirs du dogger sur le flanc sud près de l'axe de la ride, et IC11 et IC13 ont été pris dans le flanc nord dans des bancs calcaires et dans les marnes du Lias supérieur respectivement. Les deux sites pris dans le flanc sud

montrent deux linéations magnétiques parallèles à la ride de Tassent, les deux fabriques observées dans ces deux sites sont tectoniques. Dans les deux sites pris sur le flanc sud, le site TA11 pris dans les bancs calcaires compétents et le plus proche du contact faillé avec le cœur de la ride de Tassent, garde encore la fabrique primaire avec une linéation magnétique NW-SE indiquant la direction de l'extension. Par contre le site TA13 qui se trouve un peu plus loin de la zone du contact et la zone de forte déformation que TA11, montre une fabrique magnétique composite avec une linéation magnétique parallèle à l'axe de la ride. Ces deux sites montrent un bon exemple de l'influence de la lithologie sur la capacité des roches à maintenir leurs fabriques magnétiques primaires lors de leurs soumissions aux contraintes compressives.

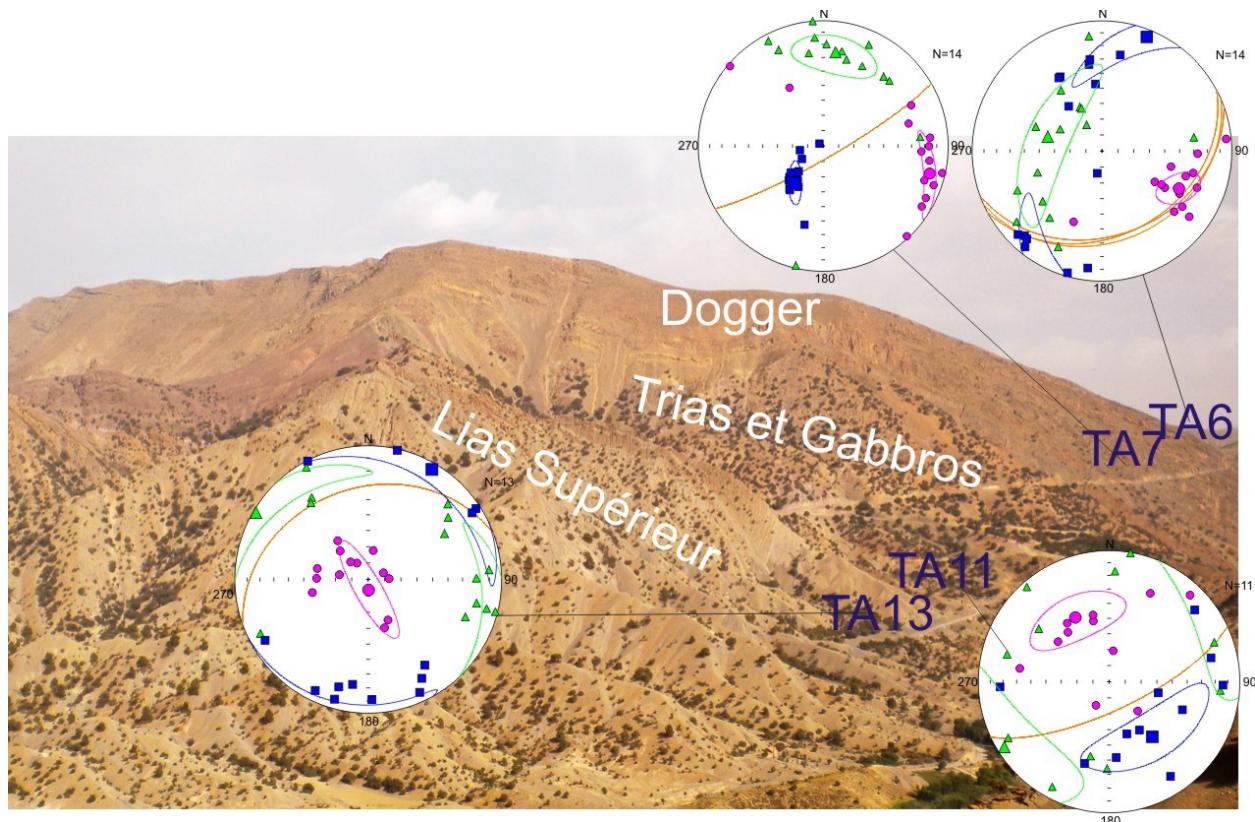


Figure 4.19. Évolution de la fabrique magnétique secondaire et de l'orientation de la linéation magnétique au niveau de la ride de Tassent

Le site IC1 pris dans la ride d'Ait ikkou montre aussi une fabrique magnétique tectonique bien développée, avec une linéation magnétique NE-SW parallèle à l'axe de la ride. Cette zone est caractérisée par la présence de plan très fin de schistosité parallèle à la ride, cette schistosité reste moins développée que dans la partie sud vers la ride de Tissila où cette dernière est généralisée dans toute la zone centrale surtout dans les régions de Tissila et d'Outerbat.

Les autres fabriques peuvent être considérées comme anormales ou ultérieurement modifiées par des événements de minéralisations , certaines de ces fabriques obtenues dans les sites pris dans la région d'Imilchil ont été observées dans des sites pris dans les dépocentres loin des rides. Ces fabriques magnétiques montrent des axes Kmin et Kmax portés par la stratification, avec Kmin souvent horizontaux ont été rencontrées dans les sites IC 19, IC20, IC21 et IC 14 gardent toujours une linéation Kmax de direction NW-SE comme celle observée dans les sites portants une fabrique primaire de la phase de distension et d'ouverture du bassin atlasique. Les trois premiers sites ont été pris dans des plis métriques, associés avec de la fracturation et leurs fabriques magnétiques peuvent influencées par les circulations des fluides et les minéralisations associés au plissement et à la fracturation.

3.3.4. L'âge de la schistosité

La présence de la schistosité dans certaines rides anticlinales et dans les zones avoisinantes est signalée dans plusieurs travaux antérieurs (e.g. Laville, 1985 ; Laville et al., 2004). L'interprétation de ce développement localisé de cette schistosité est divergente, certains auteurs considèrent le développement de la schistosité dans la zone centrale du Haut Atlas a été largement considéré comme étant anté-inversion et lié à la mise en place des corps magmatiques qui s'étendent dans les cœurs des rides anticlinales. Dans d'autres travaux cette schistosité est liée à la phase d'inversion cénozoïque qui a conduit à la structuration de la chaîne atlasique (e.g Laville et Harmand, 1982). Comme déjà précité dans l'analyse des différents types de fabriques, les sites pris au niveau des rides anticlinales montrent une fabrique secondaire d'origine tectonique, cette fabrique est liée au développement de la schistosité au voisinage de ces structures. En se basant sur les résultats des axes de l'ellipsoïde ASM des sites pris dans les rides anticlinales et sur les résultats de la reconstruction paléomagnétique des géométries de ces dernières avant 100 Ma, un essai de comparaison des ellipsoïdes de l'ASM dans trois situations différentes de la stratification et donc de la géométries des rides au moment de développement de la fabrique magnétique a été réalisé. Cet essai tient compte du développement depuis le Jurassique des rides anticlinales, interprété récemment comme étant lié à l'activité diapirique des séries liasiques au cœur de ces dernières (Saura et al., 2014), et également de l'ampleur du pendage et de la structuration des rides avant l'inversion tectonique et qui a été estimé en moyenne à environ 60% dans la zone d'Imilchil (Torres-Lopéz et al., 2014, 2016). Deux phases de plissement en terme de structuration et de torsion des séries au niveau des rides anticlinale ont été mis en évidence, par les travaux de paléomagnétisme réalisé dans la partie centrale du Haut Atlas : i) la

première phase est caractérisée par un soulèvement des rides et plissement des couches à leurs voisinages, gagnant jusqu'à 60% de leurs pendages actuels. Cette phase est anté-Crétacée (antérieure à 100Ma), ou voir même synsédimentaire (voir le chapitre des reconstructions géométriques), ii) le du pendage actuel des couches au niveau des rides anticlinale est la somme de ce paléopendage anté-100 Ma et le pendage acquis durant la phase d'inversion cénozoïque du bassin atlasique. Les trois situations de comparaison des résultats de l'ASM représente les trois événements de l'évolution de la zone centrale ; i) la situation de correction du pendage (100%), représente donc le développement de l'ASM au stade de sédimentation en couches horizontales, durant le stade du bassin avant la structuration précoce au niveau des rides et dans ce cas la schistosité et la fabrique magnétique secondaire seront acquises sous l'effet du raccourcissement parallèle au couches (LPS), ii) correction de 40% (restitution du plissement alpin post-Crétacé) du pendage est la situation où le développement de la fabrique est toujours avant 100Ma mais cette fois avec un soulèvement à 60% des rides anticlinales. Dans ce cas le développement de la fabrique magnétique et de la schistosité seront donc contemporains à un événement de structuration des rides avant l'inversion tectonique, et donc les deux seront liés à une phase de plissement fini-jurassique, iii) dans la troisième situation,in situ avec le pendage actuel des couches et sans aucune correction de ce dernier, le développement de la fabrique magnétique et de la schistosité seront donc liés à la phase de compression cénozoïque qui a structuré l'ensemble de la chaîne atlasique.

Dans la situation de correction de 100% du pendage, les axes Kmin sont plus dispersés et représentent des inclinaisons élevées et les axes Kmax s'alignent de façon perpendiculaire à la direction des rides et à la schistosité ; ce résultat exclu le développement de la fabrique et de la schistosité dans le stade de raccourcissement parallèle aux couches LPS. Dans le cas de la correction de 40% du pendage, une configuration similaire au premier cas, avec des Kmin fortement inclinés et Kmax presque perpendiculaire à la schistosité et aux axes des rides. Dans le cas in situ les Kmax deviennent plus proches de la direction des rides et de celle de la schistosité, les Kmin sont bien groupés et presque horizontaux et perpendiculaires aux axes des rides. Ce dernier résultat est compatible avec le développement de la schistosité, qui est responsable de l'orientation de la fabrique magnétique dans un stade postérieur au plissement anté-Crétacé et au raccourcissement parallèle aux couches (LPS), et cohérent avec une schistosité de plan axial associé au plis. Ce résultat est incompatible avec l'hypothèse de développement précoce de la schistosité dans le Haut Atlas Central proposée par Laville et Piqué (1992) et Laville et al. (2004). Cette foliation de plan axial, concentrée dans les rides anticlinales, s'observe dans les plis de petite échelle situés dans les grands synclinaux loin de

toute influence des intrusions et des rides anticlinales (Fig. 4.20E), et donc son développement est liée à la phase de compression cénozoïque (Torres-López et al., 2014). A ce résultat s'ajoute la généralisation de cette schistosité, dans les séries couvrant la zone étendue entre Tissila et Outerbat et même dans des localités entre Tissila et Agoudal, la forte intensité de la déformation dans des zones situées loin des rides, et son développement au niveau des petits chevauchement loin de la zone centrale, qui sont également des indicateurs d'un développement au cours de la phase d'inversion générale du bassin au cénozoïque. Un résultat similaire a été obtenu par reconstitution des couches, de la schistosité au stade d'avant l'inversion cénozoïque en se basant sur des données paléomagnétiques par Calvin et al. (2018).

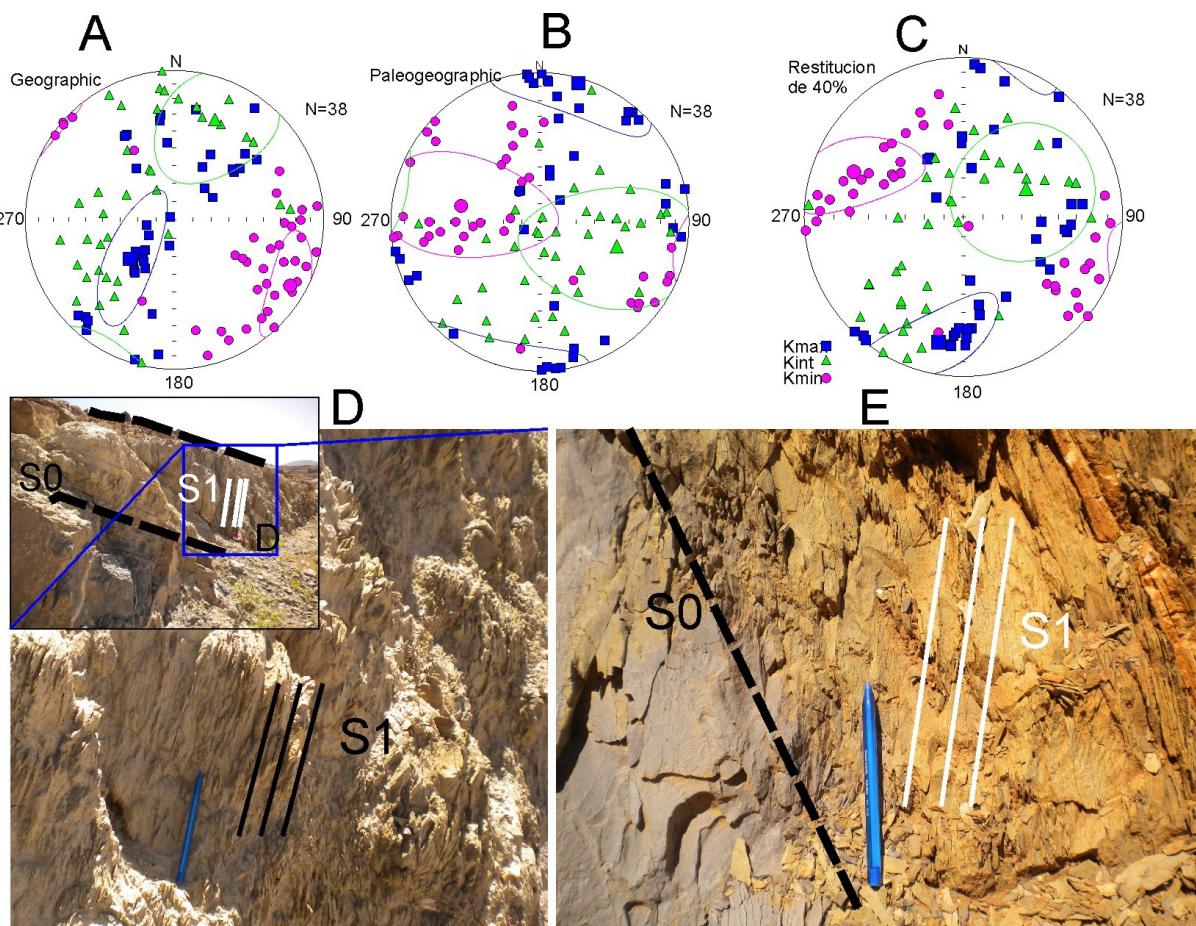


Figure 4.20. Stéréogrammes des axes magnétiques des sites pris dans les rides anticlinales avant (A) et après (b) la reconstitution de la paléohorizontale, et (c) après correction de 40% du pendage (géométrie anté-Crétacé). Schistosité au voisinage de la ride d'Amagmag et de Tissila (D) et loin des rides anticlinales dans des plis métriques à vergence nord au sud d'Agoudal (E).

IV.Couches rouges du Bathonien au Barrémien

L'étude de l'ASM des couches rouges représentant la période allant du Bathonien au Barrémien a été réalisée sur un grand nombre de sites pris dans la bordure nord du Haut Atlas Central. Onze sites ont été pris dans les différentes séries rouges dans le synclinal, dont 4 dans le Bathonien, et 7 dans les séries du Jurassique supérieur ?-Crétacé inférieur. Dans la zone de Ouaouizaght, toujours dans les séries rouges, 14 sites ont été analysés, avec une répartition couvrant toute la colonne stratigraphique entre le Bathonien et la Barrémien. Contrairement à ces deux synclinaux, dans celui de Taguelft les séries jurassiques se terminent par celles du Bathonien. Dans ce synclinal 19 sites ont été analysés dans les couches rouges, dans le but de relier leurs fabriques magnétiques au tenseur de contrainte dans cette zone.

1.Résultats ASM

Les sites pris dans le synclinal d'Aït Attab montrent des susceptibilités magnétiques moyennes dont les valeurs qui varient entre $1.18 \cdot 10^{-4}$ SI obtenue dans le site AT4 pris dans les couches de l'Hautérivien-Barrémien et $2.21 \cdot 10^{-4}$ SI calculée pour les spécimens du site TA9 pris dans les mêmes séries que TA4. Les susceptibilités magnétiques varient d'un site à l'autre indépendamment de leurs positions structurales. Aucune relation entre l'âge des séries ne peut être également signalée dans le cas des sites pris dans le synclinal d'Aït Attab.

Le degré d'anisotropie magnétique montre la valeur maximale de 1.101 dans le site AT 1 pris dans les faciès rouges du Bathonien, ce site est le seul qui affiche une valeur qui dépasse 1.1 . Dans les autres sites les valeurs de Pj sont relativement faibles et ne dépassent pas 1.053. La valeur minimale de 1.007 est obtenue dans le site AT18 (Hautérivien-Barrémien). Dans le synclinal d'Aït Attab, les valeurs élevées de Pj ont été observées dans des sites du Bathonien et les valeurs faibles dans des sites pris dans l'Hautérivien-Barrémien.

Le paramètre de forme de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique montre des valeurs positives dans tous les sites pris dans ce synclinal, à l'exception de deux sites, AT17 pris dans l'Hautérivien-Barrémien et AT11 pris dans l'infra-Aptien ; les autres sites montrent des valeurs variables allant de 0.158 à 0.8. Les valeurs de Tm positives sont relativement élevées et seuls deux sites montrent des valeurs positives inférieures à 0.5.

Le paramètre de foliation (F) est dans tous les sites supérieur à celui de linéation magnétique (L), sauf dans deux sites. La valeur de F moyenne calculée pour la totalité des

sites pris dans le Bathonien-Barrémien de Aït Attab est de 1.024 Et la valeur moyenne de L est de 1.006.

Site	âge	faciés	N	Km	L	F	Pj	Tm	Um
AT1	Bathonien	grés et argiles rouges	13	1.82E-04	1.009	1.082	1.101	0.67	0.664
AT2	Bathonien	grés et argiles rouges	7	1.25E-04	1.005	1.043	1.053	0.69	0.686
AT3	Bathonien	grés et argiles rouges	13	1.53E-04	1.007	1.033	1.043	0.6	0.591
AT16	Bathonien	grés et argiles rouges	11	1.87E-04	1.004	1.024	1.03	0.68	0.681
AT4	Hauter-Barremien	grés et argiles rouges	15	1.18E-04	1.003	1.011	1.015	0.57	0.566
AT9	Hauter-Barremien	grés et argiles rouges	13	2.21E-04	1.007	1.028	1.037	0.65	0.646
AT11	infra-Aptien	grés et argiles rouges	11	1.73E-04	1.011	1.007	1.018	-0.24	0.247
AT15	Hauter-Barremien	grés et argiles rouges	14	1.52E-04	1.003	1.031	1.038	0.8	0.797
AT17	Hauter-Barremien	grés et argiles rouges	12	1.48E-04	1.008	1.007	1.015	-0.04	0.045
AT18	Hauter-Barremien	grés et argiles rouges	10	1.30E-04	1.003	1.004	1.007	0.16	0.157
AT19	Hauter-Barremien	grés et argiles rouges	10	1.94E-04	1.003	1.01	1.014	0.6	0.6
AT5	Barrémien sup	grés et argiles rouges	11	1.62E-04	1.004	1.012	1.018	0.43	0.43

Tableau 4.8. Résultats scalaires des sites pris dans les couches rouges entre le Bathonien et Barrémien de la région d'Aït Attab. N : nombre de spécimens mesurés ; Km : susceptibilité moyenne calculée pour chaque site ; L : linéation magnétique ; F : foliation magnétique ; Pj : degré d'anisotropie corrigé calculé pour chaque site ; Um et Tm : les paramètres de forme moyens calculés pour chaque site.

Dans la région de Ouaouizaght, les susceptibilités magnétiques moyennes, sont similaires à celles observées à Aït Attab, et montrent des valeurs entre 1.10^{-4} SI (WZ31) et $2.37 \cdot 10^{-4}$ SI (WZ25). Les valeurs élevées ont été obtenues dans les sites du jurassique supérieur-Hautérivien, alors que les valeurs faibles ont été observées dans les sites pris dans le Barrémien. Les sites pris dans les différentes séries de ce synclinal, montrent des valeurs du degré d'anisotropie magnétique Pj relativement faibles, avec une valeur maximale 1.051 obtenue dans le site WZ37, pris dans le Jurassique supérieur, et une valeur minimale de 1.016 observée dans le site WZ31 pris dans le Barrémien. Les valeurs de Pj ne montrent aucune relation avec l'âge des sites.

Tous les sites pris dans le synclinal de Ouaouizaght sont caractérisés par des paramètres de forme de l'ellipsoïde magnétique Tm ayant des valeurs positives, sauf les deux sites (WZ 31et WZ30) pris dans le Barrémien et qui montrent des valeurs Tm négatives. Les valeurs de Tm positives sont relativement élevées et varient entre 0.527 et 0.878.

Comme dans le cas des sites pris dans le synclinal d'Aït Attab, dans les sites du synclinal de Ouaouizaght le paramètre de foliation magnétique F, montre des valeurs supérieurs à celles du paramètre de linéation L sauf dans deux sites. La valeur L moyenne calculée pour l'ensemble des sites est de 1.006 et F moyenne est de 1.025.

site	âge	faciés	N	Km	Lm	Fm	Pj	Tm	Um
WZ21	Bathonian	R	8	1.67E-04	1.006	1.037	1.047	0.711	0.706
WZ22	Bathonian	R	12	1.34E-04	1.006	1.023	1.031	0.561	0.556
WZ23	Bathonian	R	9	1.61E-04	1.003	1.012	1.016	0.527	0.524
WZ24	Jurassique sup	R	10	1.85E-04	1.007	1.025	1.034	0.574	0.569
WZ25	Jurassique sup	R	11	2.37E-04	1.007	1.038	1.049	0.671	0.665
WZ26	Jurassique sup	R	12	1.35E-04	1.005	1.016	1.022	0.539	0.536

WZ27	Barrémien	R	10	1.50E-04	1.007	1.026	1.035	0.554	0.549
WZ30	Barrémien	R	11	1.31E-04	1.009	1.008	1.016	-0.092	-0.1
WZ31	Barrémien	R	8	1.00E-04	1.011	1.005	1.016	-0.36	-0.36
WZ35	Jurassique sup	R	13	1.89E-04	1.004	1.032	1.039	0.778	0.775
WZ36	Jurassique sup	R	12	1.81E-04	1.005	1.035	1.044	0.735	0.731
WZ37	Jurassique sup	R	9	2.15E-04	1.004	1.042	1.051	0.83	0.827
WZ38	Jurassique sup	R	11	2.03E-04	1.002	1.032	1.039	0.878	0.876
WZ39	Jurassique sup	R	11	1.88E-04	1.003	1.018	1.023	0.636	0.634

Tableau 9. Résultats scalaires des sites pris dans les couches rouges du Bathonien au Barrémien de la région de Ouaouizaght. N : nombre de spécimens mesurés ; Km : susceptibilité moyenne calculée pour chaque site ; L : linéation magnétique ; F : foliation magnétique ; Pj : degré d'anisotropie corrigé calculé pour chaque site ; Um et Tm : les paramètres de forme moyens calculés pour chaque site.

Dans le synclinal de Taguelft, la susceptibilité moyenne la plus faible est obtenue dans le site TA29 avec une valeur de $5.46 \cdot 10^{-5}$ SI et la valeur maximale $2.6 \cdot 10^{-4}$ SI est observée dans le site TA24. Comme dans les deux synclinaux précédents, les valeurs de susceptibilité magnétique ne montrent pas d'affinité géographique et les variations sont aléatoires entre les différents sites. Le degré d'anisotropie Pj, dans les sites pris dans le Bathonien de Taguelft, montre des valeurs qui varient entre 1.007 (valeur minimale obtenue dans le site TA29) et 1.125 (valeur maximale obtenue dans le site TA33). Les valeurs les élevées ont été obtenues dans trois, avec des valeurs Pj supérieures à 1.1 (TA33, TA34 et TA16). Huit sites montrent des valeurs semblables à celles de Ouaouizaght.

Les résultats des sites pris dans le synclinal de Taguelft montrent des valeurs du paramètre de forme Tm différentes des deux autres synclinaux. Des valeurs Tm négatives ont été obtenues dans 6 sites, alors que les autres sites affichent des valeurs positives (faibles) inférieures à 0.343 ; seul le site TA34 montre une valeur Tm élevée de 0.844. Pour les deux autres paramètres, caractérisant l'ellipsoïde de déformation, 6 sites montrent des valeurs de linéation magnétique L supérieures à celle du paramètre de la foliation F. Pour le reste des sites, la valeur de F est supérieure à L. La valeur moyenne de L est de 1.028 et celle de F est de 1.034.

Site	âge	faciès	N	Km	L	F	Pj	Tm	Um
TA5	Bathonien	rouge	12	2.03E-04	1.016	1.037	1.056	0.343	0.333
TA10	Bathonien	rouge	14	2.07E-04	1.035	1.036	1.072	0.005	-0.012
TA11	Bathonien	rouge	12	1.40E-04	1.033	1.044	1.08	0.12	0.103
TA12	Bathonien	rouge	20	2.05E-04	1.04	1.017	1.06	-0.405	-0.417
TA16	Bathonien	rouge	14	2.24E-04	1.048	1.058	1.11	0.082	0.058
TA17	Bathonien	rouge	13	1.46E-04	1.015	1.026	1.042	0.252	0.243
TA20	Bathonien	rouge	14	1.58E-04	1.026	1.03	1.057	0.057	0.044
TA21	Bathonien	rouge	18	1.27E-04	1.022	1.03	1.055	0.094	0.085
TA22	Bathonien	rouge	19	2.21E-04	1.047	1.035	1.085	-0.157	-0.176
TA23	Bathonien	rouge	16	2.00E-04	1.036	1.054	1.095	0.179	0.159
TA24	Bathonien	rouge	14	2.60E-04	1.056	1.016	1.076	-0.557	-0.568
TA29	Bathonien	rouge	11	5.46E-05	1.004	1.002	1.007	-0.18	-0.182
TA30	Bathonien	rouge	30	1.65E-04	1.021	1.013	1.036	-0.252	-0.259
TA32	Bathonien	rouge	17	1.29E-04	1.028	1.044	1.074	0.217	0.201
TA33	Bathonien	rouge	18	2.09E-04	1.064	1.056	1.125	-0.074	-0.102
TA34	Bathonien	rouge	13	5.48E-05	1.007	1.095	1.116	0.844	0.838
TA37	Bathonien	rouge	10	1.10E-04	1.011	1.02	1.032	0.255	0.248
TA40	Bathonien	rouge	12	1.16E-06	1.005	1.011	1.016	0.279	0.276
TA41	Bathonien	rouge	10	9.54E-05	1.012	1.023	1.036	0.294	0.287

Tableau 4.10. Résultats scalaires des sites pris dans les couches rouges du Bathonien dans le synclinal de Taguelft. N : nombre de spécimens mesurés ; Km : susceptibilité moyenne calculée pour chaque site ; L : linéation magnétique ; F : foliation magnétique ; Pj : degré d'anisotropie corrigé calculé pour chaque site ; Um et Tm : les paramètres de forme moyens calculés pour chaque site.

Les diagrammes de corrélation entre les différents paramètres magnétiques, reliant le degré d'anisotropie magnétique à la susceptibilité magnétique moyenne, et le diagramme de corrélation entre Tm et la susceptibilité magnétique moyenne, ne montrent pas de relation linéaire entre ces paramètres. Ceci indique que les résultats directionnels de l'ellipsoïde de l'anisotropie magnétique ne sont pas contrôlés par la minéralogie magnétique, et peuvent être utiles pour des interprétations structurales.

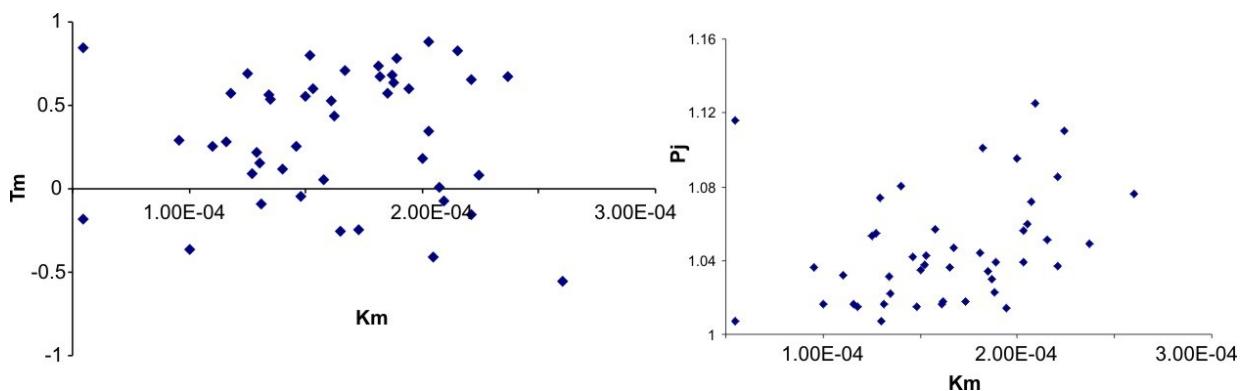


Figure 4.21. Diagrammes de corrélation entre les différents paramètres magnétiques des sites pris dans les couches rouges dans les séries du Bathonien au Barrémien dans les synclinaux de la bordure nord du Haut Atlas Central

2. minéralogie magnétique

La minéralogie de l'ensemble des séries de la bordure nord du Haut Atlas Central, est détaillée dans le chapitre de paléomagnétisme et reconstitutions paléogéométriques, vu que les mêmes échantillons ont été utilisés dans les études paléomagnétiques

3. Fabrique magnétique

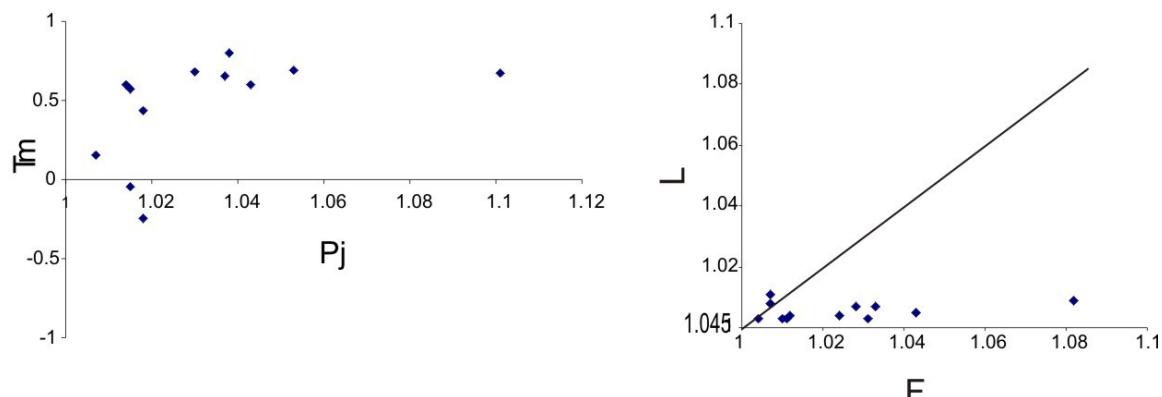
3.1. Différents types de fabrique

Les résultats des diagrammes de Pj-Tm réalisé pour les données des sites du synclinal d'Aït Attab, montrent la dominance des ellipsoïdes aplatis, les deux sites qui se projettent dans le champ de la forme allongée, se situent du côté de la forme neutre. Un résultat similaire est obtenu dans le diagramme de foliation-linéation avec trois sites situés au voisinage de la ligne L=F , caractérisant la forme neutre de l'ellipsoïde magnétique. Le reste des sites se projettent dans le champ qui correspond à la fabrique magnétique aplatie.

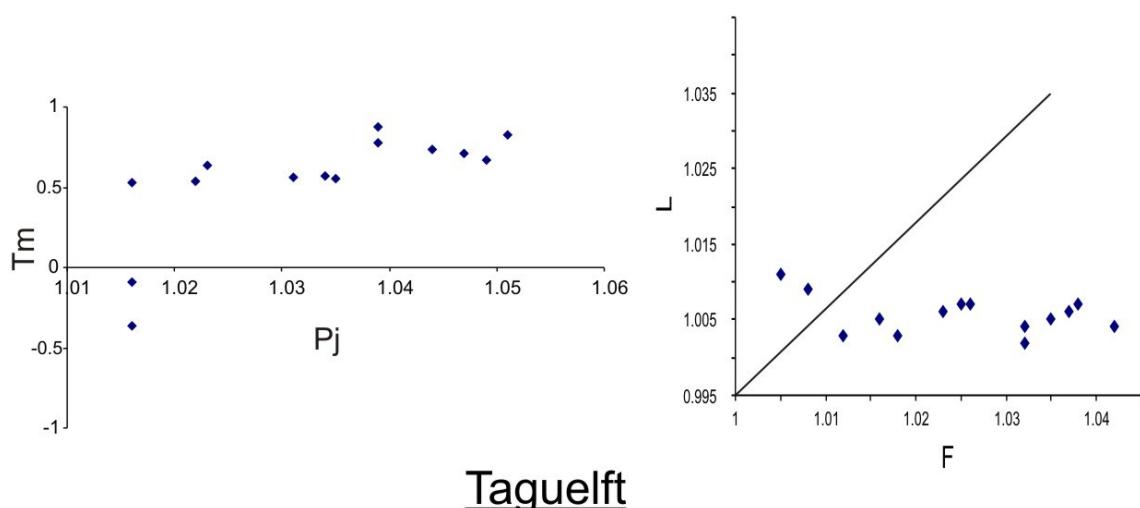
Dans le cas de Ouaouizaght, la projection des résultats des sites dans le diagramme Pj-Tm montrent un résultat similaire à celui obtenu dans la région de Aït Attab, avec deux sites projetés dans le champ de fabrique magnétique allongée, et le reste des sites montrent une fabrique magnétique aplatie. Le même résultat est observé dans le cas du diagramme de Foliation-Linéation.

Les sites de la région de Taguelft, sont caractérisés par une fabrique magnétique diversifiée. Six sites se projettent dans le domaine de fabrique magnétique allongée, dans les deux diagramme Pj-Tm et F-L, dont un se projette sur la ligne L=F correspondant à la fabrique magnétique neutre. Les autres sites se projettent dans le domaine de la fabrique magnétique aplatie, où la F est supérieur à L, mais ils restent toujours alignés au voisinage de la ligne L=F, à l'exception d'un site dont la forme est fortement caractérisée par la foliation et la linéation reste très faible.

Aït Attab



Ouaouizaght



Taguelft

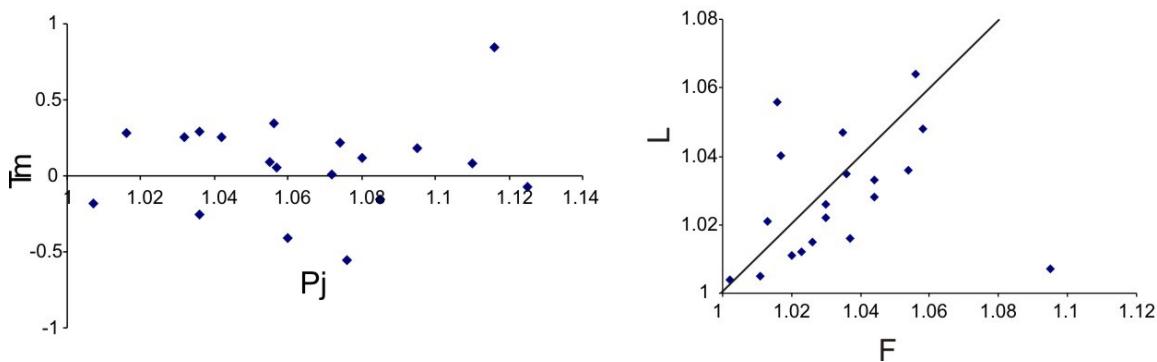
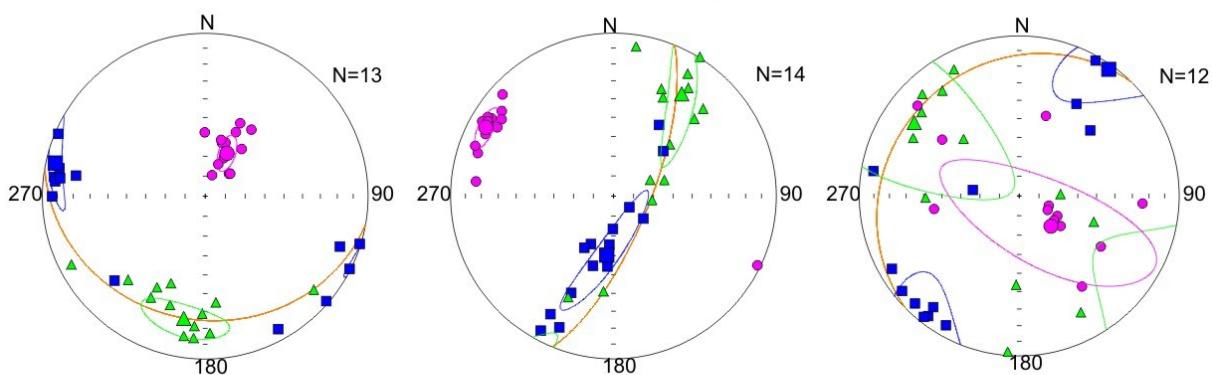


Figure 4.22. Diagrammes de Flinn (1962) et Jelinek (1981) des paramètres de l'ellipsoïde de l'ASM des sites pris dans les séries rouges entre le Bathonien et Barrémien dans les trois synclinaux de la bordure nord du Haut Atlas Central.

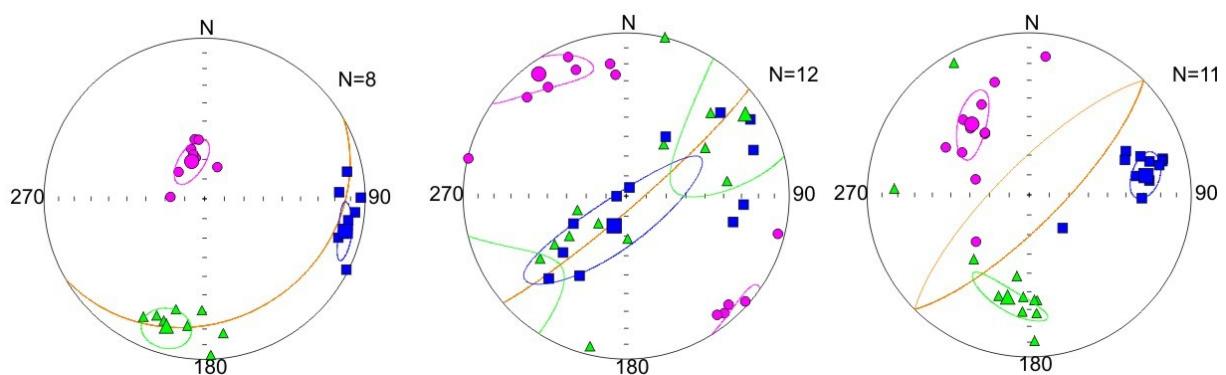
Les différents types de fabriques magnétiques observé dans les trois synclinaux en se basant sur les résultats des diagrammes P_j - T et F - L , indiquant la présence de trois types de fabrique magnétique, aplatie, neutre et allongée avec une forte dominance dans les deux

synclinaux d'Aït Attab et Ouaouizaght de la forme aplatie, ont été également obtenus en analysant la disposition spatiale des différents axes des ellipsoïdes obtenus pour les différents spécimens pris dans chaque site. L'examen de la répartition des axes et leurs relations géométriques sur les stéréogrammes de l' ASM permettent de distinguer entre différents types de fabrique ; i) fabrique magnétique où les ellipsoïdes montrent les trois axes bien définis et bien regroupés autours de leurs moyennes, ii) l'autre type de fabrique magnétique où les moyennes des axes Kmin sont bien définies alors que les Kmax et Kint des différents spécimens pris dans chaque site se projettent en cercle, ii) dans le troisième type de fabrique les axes Kmax des différents spécimen se regroupent autour de la moyenne, alors que les Kint et Kmin se dispersent sous forme d'arc.

Aït Attab



Ouaouizaght



Taguelft

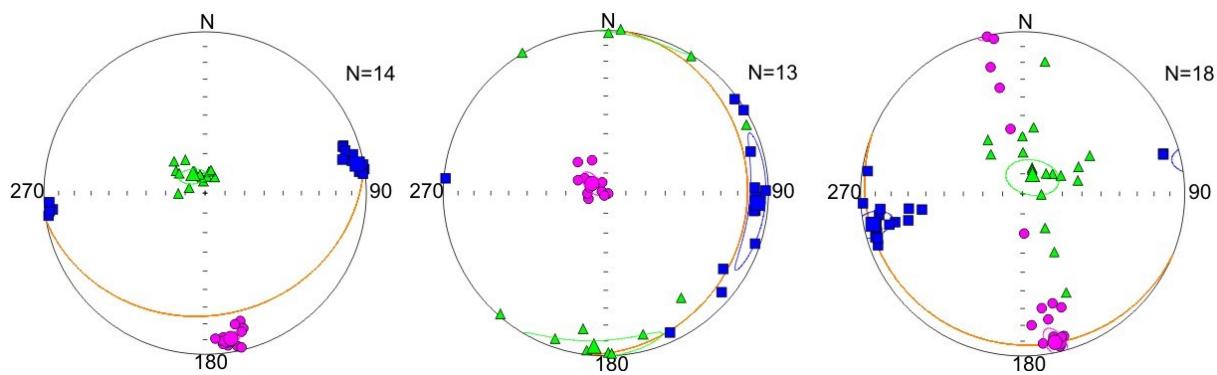


Figure 4.23. Les différentes formes de l'ellipsoïde de l'ASM obtenues dans les couches rouges (Bathonien-Barrémien) dans les trois synclinaux de la bordure nord du Haut Atlas Central

Dans les trois synclinaux étudiés l'examen des relations spatiales entre les axes des ellipsoïdes magnétiques et le plan de stratification révèle la présence de plusieurs types de fabriques magnétiques, dont les origines seront discutés plus tard dans les sections suivantes.

Dans le cas du synclinal de Aït Attab, les sites pris dans les couches rouges du Bathonien au Barrémien montrent deux types de fabriques magnétiques : le type A) est observé dans la majorité des sites pris dans les différentes séries et localités su synclinal, ce type est caractérisé par des axes Kmax et Kint portés par le plan de stratification, et des axes Kmin bien groupés autour de la moyenne qui est perpendiculaires à ce dernier.

Le deuxième type B) est observé dans certains sites (trois sites), ce genre de fabrique magnétique est caractérisé par des axes Kmax et Kint parfois faiblement obliques par rapport à la stratification et des Kmin dispersés en arc

Dans le cas des sites pris dans le synclinal de Ouaouizaght, deux types de fabriques magnétiques peuvent être également distingués. Le type A) a une distribution spatiale des axes de l'ellipsoïde par rapport à la stratification, similaire à celle du type A observé à Aït Attab. Avec les deux axes Kmax et Kint qui font partie du plan de S0 et Kmin qui lui est perpendiculaire. Lors de la reconstitution de la stratification à la position paléo-horizontale les deux axes Kmax et Kint deviennent horizontaux et Kmin devient vertical, ce type de fabrique est observé presque dans tous les sites. Dans le deuxième type de fabrique, B) deux situations peuvent être distinguées : (i) soit que les deux axes Kmax et Kint ou l'un de ces deux axes se dispose de façon oblique à très faible angle par rapport au plan de la stratification et Kmin lui est perpendiculaire et ce genre de situation est presque similaire à la fabrique de type A, ou bien (ii) que les différents axes sont dispersés et la fabrique magnétique n'est pas bien définie (dans un site).

Dans le cas du synclinal de Taguelft, la fabrique magnétique est totalement différente des deux autres synclinaux, et trois types de fabriques magnétiques ont été mis en évidence, tenant compte de relation entre les axes et le plan de stratification. Dans le cas du type A), ce type est observé dans 5 sites, pris dans différentes localités, il est similaire à la fabrique de type A) trouvée dans les deux autres synclinaux, avec les deux axes kmax et Kint portés par S0 et Kmin est perpendiculaire à la stratification. Dans le deuxième type de fabrique magnétique B) (obtenu dans 11 sites) Les axes Kmin et Kmax, qui sont bien définies en se groupant autour de leurs moyennes, font partie du plan de la stratification ou l'un des deux lui est faiblement oblique, et l'axe Kint est perpendiculaire à ce dernier.

Dans le troisième type C) les axes Kmin des spécimens des ces sites se disposent en arc et ne sont bien groupés. Ce genre de fabrique magnétique est observée dans 3 sites.

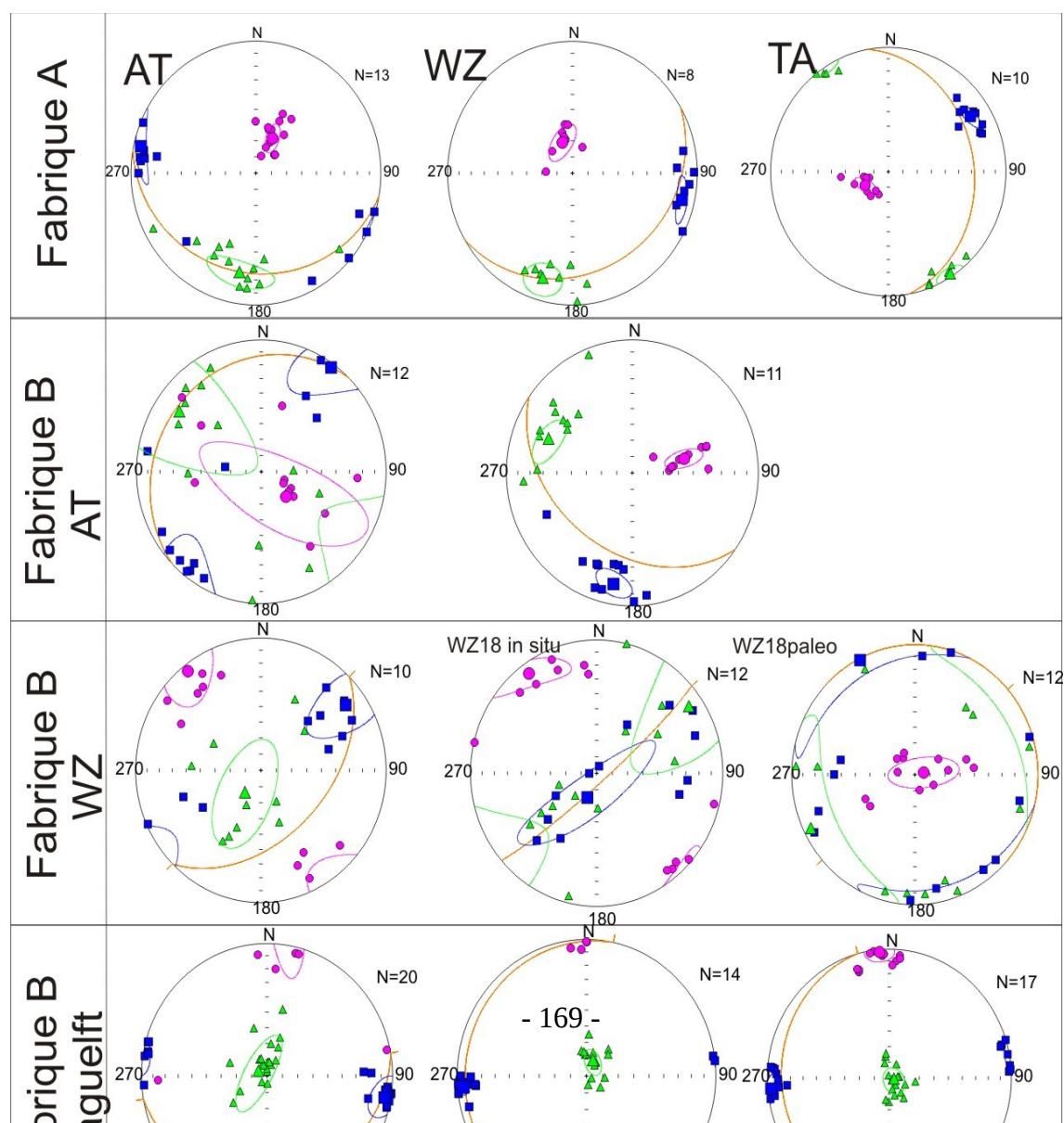


Figure 4.24 . Les différents types de fabriques observés dans les séries Bathonien-Barrémien des trois synclinaux de la bordure nord (AT : Aït Attab, WZ : Ouaouizaght, TA : Taguelft)

3.2. Âge de la fabrique magnétique

Comme dans le cas des séries marines jurassiques, étudiées dans les dépocentres de la zone centrale et dans celles de la bordure nord, les trois synclinaux où les séries du Bathonien-Barrémien ont été étudiées ne montrent pas d'indice de développement de déformations pénétratives, comme celles observées au voisinages des rides et des grandes failles entre la zone de Tissila- Timarighine et Outerbat. A ces observations de terrain peuvent être ajoutées les données directionnelles de certains sites, où la reconstitution de la disposition des axes après correction du pendage mènent à une fabrique où les deux axes Kmax et Kint horizontaux et Kmin vertical, alors qu'avant les corrections du pendage le Kmin se trouve avec un faible angle de prolongement où près de l'horizontale. Ces observations indiquent que la fabrique magnétique n'est pas fortement modifiée par la déformation postérieure à son acquisition lors de l'inversion du bassin atlasique, et qu'elle s'est développée avant le plissement des couches. Cette fabrique est donc de type primaire ou sédimentaire dans la majorité des sites étudiés dans ces trois synclinaux.

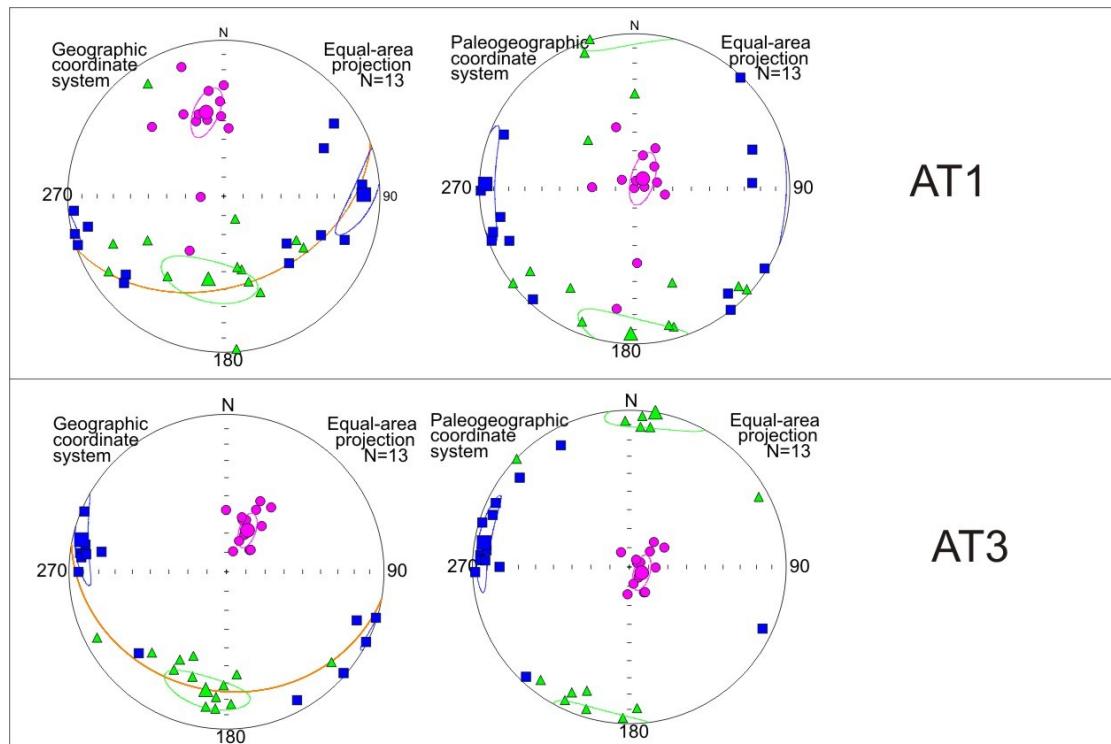


Figure 4.25 . La disposition des axes des ellipsoïdes de l'ASM avant (geographic) et après (paleogeographic) correction du pendage dans certains sites des séries rouges prises entre le Bathonien et Barrémien dans la bordure nord du Haut Atlas Central

V.Couches marnocalcaires de l'Aaptien et couches rouges de l'Albo-Cénomanien

Dans les trois synclinaux de la bordure nord du Haut Atlas central, les séries du Crétacé affleurent uniquement dans les deux synclinaux de Aït Attab et de Ouaouizaght. Dans le premier synclinal 7 sites ont été pris dans les couches post-Barrémiennes, dont 4 sites dans les marnes et calcaires de l'Aptien et 3 sites dans les argiles de l'Albo-Cénomanien. Dans le synclinal de Ouaouizaght 8 sites ont été pris dans ces séries, avec 3 sites dans l'Aptien et 5 dans l'Albo-Cénomanien.

1. Résultats ASM des carbonates

Les sites pris dans les couches marno-calcaires de l'Aptien montrent des susceptibilités magnétiques relativement faibles, avec une susceptibilité moyenne de $96.8 \cdot 10^{-6}$ SI calculée pour l'ensemble des sites pris dans les deux synclinaux. La valeur la plus faible de $6..6 \cdot 10^{-6}$ SI est obtenue dans le site AT6, alors que la valeur maximale est de $134 \cdot 10^{-6}$ SI obtenue dans le site TA14. Le degré d'anisotropie est faible et montre des valeurs presques similaires dans tous des sites à l'exception du site AT14 où la valeur de Pj est très faible (1.006). La valeur moyenne calculée pour l'ensemble des sites est de 1.021.

A la différence des sites pris dans les couches rouges de ces deux synclinaux, les marno-calcaires de l'Aptien montrent des valeurs de Tm toujours positives et supérieures à 0.56 dans tous les sites, le paramètre de forme moyen Tm calculé pour les sites de l'Aptien est de 0.726. Les valeurs du paramètre de la foliation sont toujours supérieures à celles du paramètre de la linéation magnétique dans tous les sites, et la valeur moyenne de F calculée pour l'ensemble de ces derniers est de 1.017 et celle de la linéation est de 1.002.

Site	âge	faciès	N	Km (SI)	L	F	Pj	Tm	Um
WZ28	Aptien	marno-calcaires	11	115E-06	1.003	1.027	1.033	0.808	0.806
WZ32	Aptien	marno-calcaires	7	92.4E-06	1.004	1.018	1.023	0.649	0.646
WZ40	Aptien	marno-calcaires	13	98.6E-06	1.002	1.023	1.027	0.848	0.846
AT6	Aptien	marno-calcaires	14	66.6E-06	1.002	1.013	1.016	0.687	0.685
AT8	Aptien	marno-calcaires	6	58.8E-06	1.002	1.011	1.014	0.745	0.744

AT10	Aptien	marno-calcaires	12	112E-06	1.002	1.02	1.025	0.785	0.782
AT14	Aptien	marno-calcaires	13	134E-06	1.002	1.006	1.008	0.562	0.561

Tableau 4.11. Résultats scalaires des sites pris dans les couches marno-calcaires de l'Aptien des deux synclinaux , Ouaouizaght et Aït Attab. N : nombre de spécimens mesurés ; Km : susceptibilité moyenne calculée pour chaque site ; L : linéation magnétique ; F : foliation magnétique ; Pj : degré d'anisotropie corrigé calculé pour chaque site ; Um et Tm : les paramètres de forme moyens calculés pour chaque site.

Les diagrammes Km-Pj et Km-Tm ne montrent pas de corrélations entre les résultats scalaires obtenus dans les différents sites dans ces synclinaux, excluant le contrôle des ces derniers par les variations minéralogiques

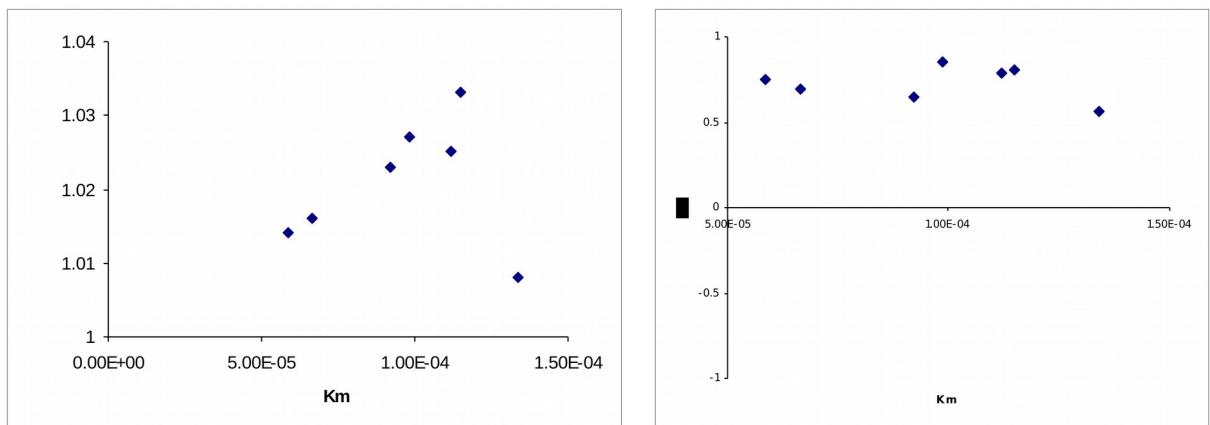


Figure 4.26. Les diagrammes de corrélation entre les différents paramètres de l'ellipsoïde ASM des sites pris dans les séries carbonatées de l'Aptien

2. Fabrique magnétique des carbonates

Comme indiqué dans la partie résultat ASM, tous les sites pris dans les faciès marno-calcaires de l'aptien dans les deux synclinaux montrent une fabrique magnétique caractérisée par un paramètre de forme positif et se projettent donc sur le diagramme de Pj-Fm dans le champ de la fabrique magnétique aplatie.

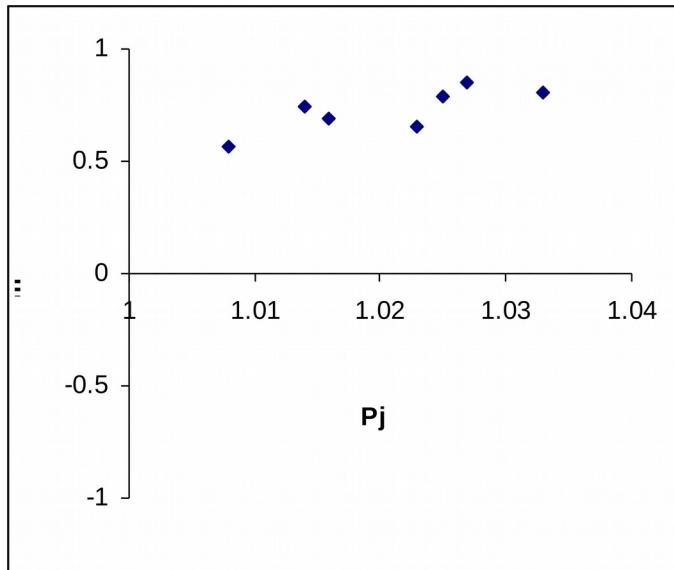


Figure 4.27. Le diagramme de P_j vs T_m des résultats de l'ellipsoïde ASM des couches marno-calcaires de l'Aptien dans les deux synclinaux de Ouaouizaght et d'Aït Attab

Dans le cas de l'examen des projections stéréographiques des différents axes des ellipsoïdes magnétiques des spécimens mesurés dans chaque site deux types de fabriques magnétiques ont été observés. Dans le premier type les différents axes des ellipsoïdes magnétiques des spécimens sont bien groupés autour de leurs moyennes, donnant des stéréogrammes où les différents axes moyens de chaque site sont bien définis. Dans le deuxième type de fabrique, les axes K_{min} sont bien groupés autour de leur moyenne alors que les axes K_{max} et K_{int} se dispersent selon un cercle. Un seul site est caractérisé par une fabrique où K_{min} et K_{int} se disposent en arc.

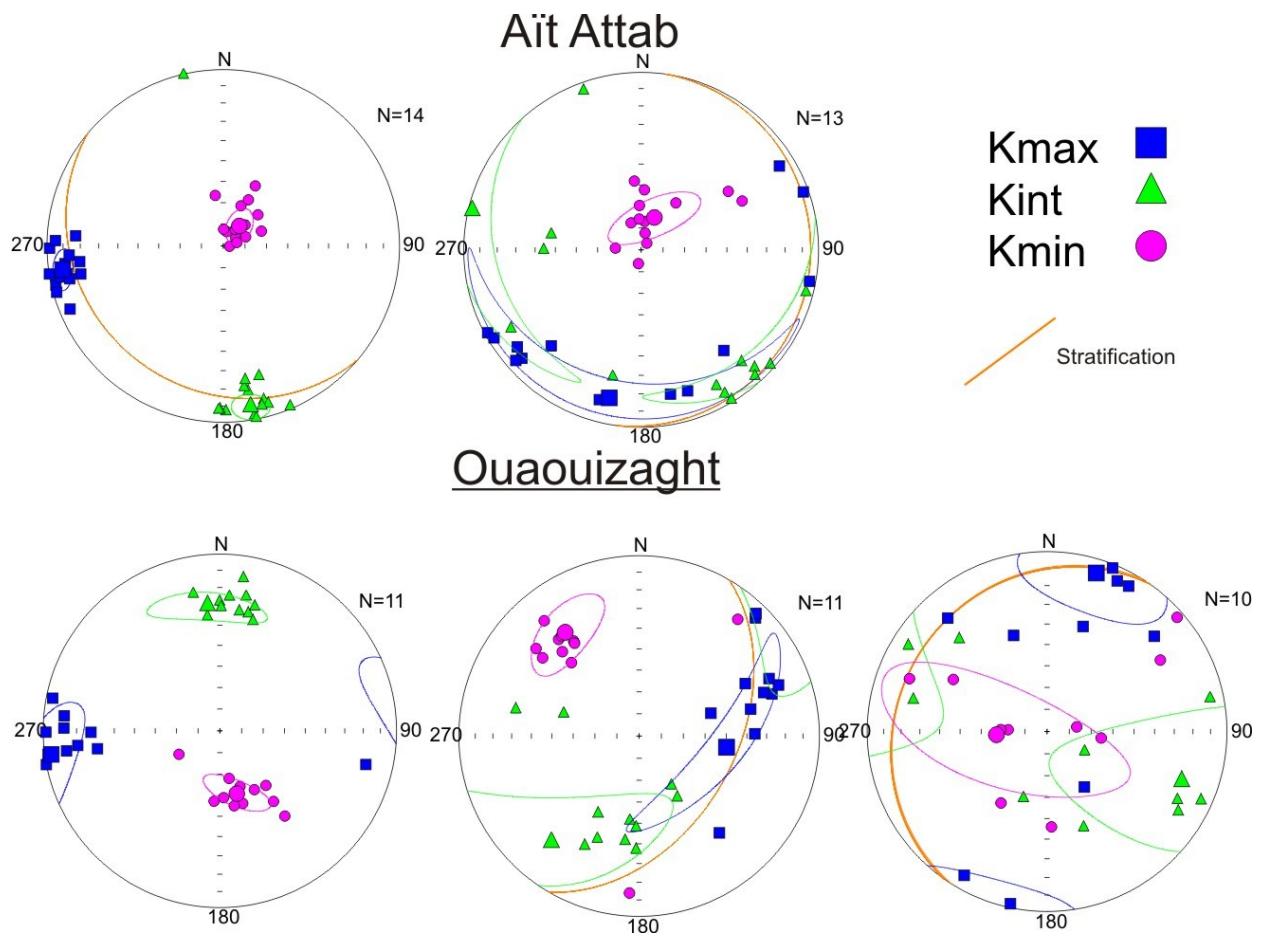


Figure 4.28. Les différents types de fabrique, basés sur la disposition spatiale des axes de l'ellipsoïde de l'ASM, obtenus dans les couches marno-calcaires de l'Aptien dans les deux synclinaux de Ouaouizaght et d'Aït Attab

L'étude des relations spatiales entre les différents axes des ellipsoïdes magnétiques et le plan de stratification ont permis de distinguer entre deux types de fabriques, le type A) est le type majeur, puisqu'il est observé dans 6/7 des sites. Ce type de fabrique est le même que la fabrique A) observée dans les autres séries jurassiques, avec les deux axes Kmax et Kint portés par le plan de stratification et Kmin perpendiculaire à ce dernier. Le deuxième type B) est observé dans le site WZ32 où les moyennes des axes sont mal définies, et aucun de ces derniers ne fait partie du plan de stratification.

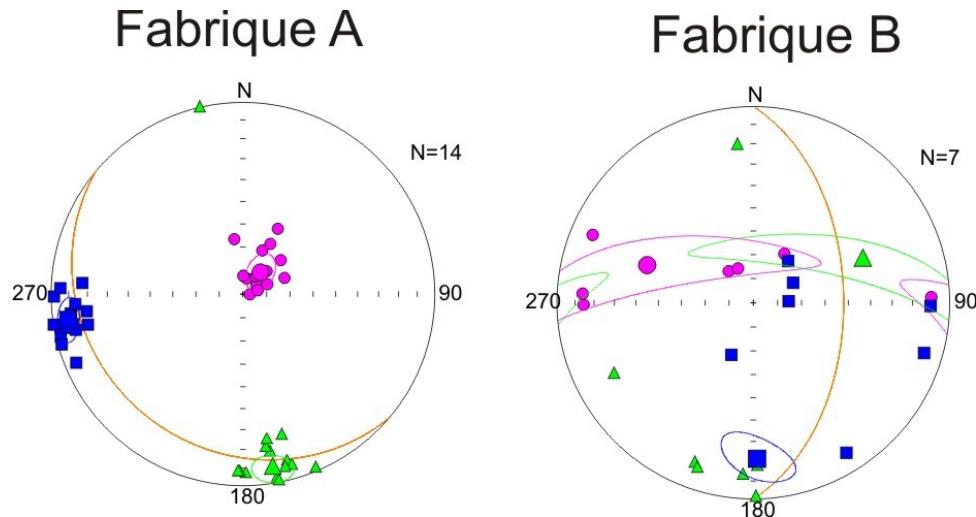


Figure 4.29. Exemples de fabriques de types A et B obtenues dans les couches marno-calcaires de l'Aptien dans les deux synclinaux de Ouaouizaght et Aït Attab

3. Résultats ASM des couches rouges

Les résultats scalaires de l'études de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique des 8 sites pris dans les faciès argileux de l'Albo-Cénomanien dans les deux synclinaux de Ouaouizaght et d'Ait Atttab (5 sites dans la région de Ouaouizaght et 3 sites dans celle d'Aït Attab), sont présentés dans le tableau 12. La susceptibilité magnétique moyenne des sites pris dans ces faciès rouges montre des valeurs relativement élevées par rapport à ceux pris dans les marno-calcaires de l'Aptien. La valeur de K_m maximale ($222 \cdot 10^{-6}$) est obtenue dans le site WZ33, et la valeur minimale est celle affichée par le site WZ33 ($111 \cdot 10^{-6}$). Contrairement à la susceptibilité magnétique moyenne, le degré d'anisotropie magnétique obtenu dans les sites pris dans les argiles de l'Albo-Cénomanien est relativement faible par rapport à celui obtenu dans les marno-calcaires de l'Aptien. La valeur moyenne calculée pour l'ensemble des sites de l'Albo-Cénomanien est de 1.016. Le site WZ34 affiche la valeur maximale de 1.023 et la valeur minimale est de 1.001 obtenue dans le site AT12.

Le paramètre de forme de l'ellipsoïde de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique est variable. Il est positif dans 6 sites et négatifs dans 2 sites. Seuls deux sites montrent des valeurs de F_m supérieures à 0.5 alors que les autres valeurs positives sont inférieures à 0.47. La valeur maximale de 0.679 est obtenue dans le site WZ 33. Quant aux deux autres paramètres qui caractérisent la forme de l'ellipsoïde de l'ASM, le paramètre de la foliation F moyen calculé pour l'ensemble des sites est relativement faible par rapport aux marno-calcaires de l'Aptien avec une valeur de 1.011, par contre la paramètre de la linéation magnétique moyen est relativement élevé par rapport à celui des marno-calcaires de l'Aptien

avec une valeur moyenne de 1.004. Le paramètre de la linéation magnétique affiche des valeurs inférieures à celles de F dans cinq sites, il est supérieur à F dans un seul site et montre des valeurs égales à celles de F dans 2 sites.

Site	âge	faciès	N	Km	L	F	Pj	Tm	Um
WZ29	Albo-Cénomanien	grés et argiles rouges	10	169E-06	1.004	1.004	1.009	0.047	0.045
WZ33	Albo-Cénomanien	argiles versicolores	11	222E-06	1.003	1.014	1.018	0.679	0.677
WZ34	Albo-Cénomanien	grés et argiles rouges	11	111E-06	1.006	1.016	1.023	0.412	0.407
WZ41	Albo-Cénomanien	grés et argiles rouges	12	165E-06	1.006	1.012	1.019	0.252	0.248
WZ42	Albo-Cénomanien	grés et argiles rouges	10	214E-06	1.004	1.021	1.027	0.67	0.667
AT7	Albo-Cénomanien	grés et argiles rouges	9	154E-06	1.004	1.011	1.017	0.405	0.403
AT12	Albo-Cénomanien	siltes rouges, marnes	8	169E-06	1.001	1	1.001	-0.361	-0.361
AT13	Albo-Cénomanien	siltes rouges à gypse	14	180E-06	1.006	1.006	1.012	-0.01	-0.013

Tableau 4.12. Résultats scalaires des sites pris dans les argiles rouges de l'Albo-Cénomanien dans les deux synclinaux de Ouaouizaght et d'Aït Attab. N : nombre de spécimens mesurés ; Km : susceptibilité moyenne calculée pour chaque site ; L : linéation magnétique ; F : foliation magnétique ; Pj : degré d'anisotropie corrigé calculé pour chaque site ; Um et Tm : les paramètres de forme moyens calculés pour chaque site.

Les diagrammes reliant les différents paramètres magnétiques entre eux ne montrent pas de corrélation entre ces paramètres et excluent donc le contrôle de la minéralogie aux résultats obtenus.

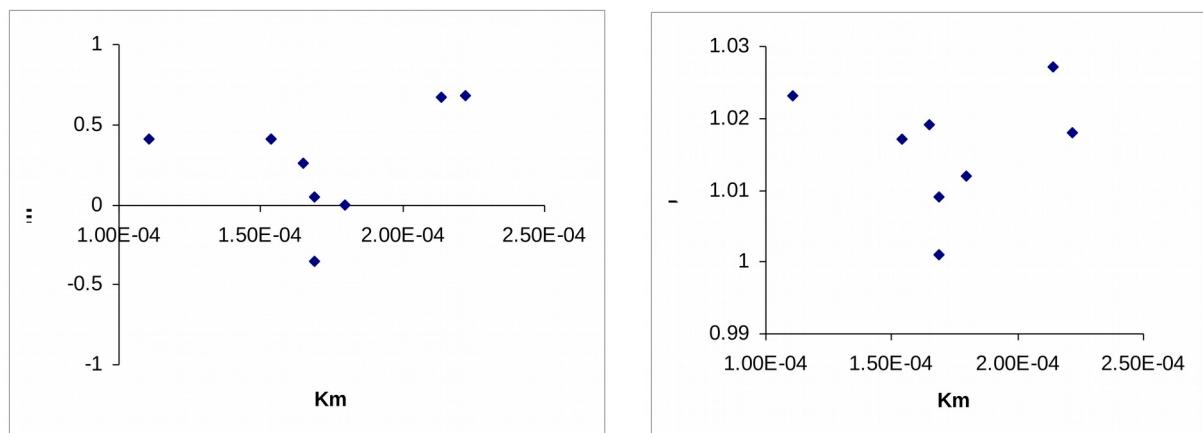


Figure 4.30. Les diagrammes des relations entre les différents paramètres de l'ellipsoïde ASM pour les sites pris dans les argiles rouges de l'Albo-Cénomanien dans la bordure nord du Haut Atlas Central

4. Fabrique magnétique

Sur le diagramme Pj-Tm un seul site parmi les sites pris dans les argiles rouges de l'Albo-Cénomanien est caractérisé par une fabrique magnétique allongée. Deux autres sites se projettent dans le domaine de fabrique magnétique neutre et les cinq sites restants se situent dans le champ de fabrique magnétique aplatie.

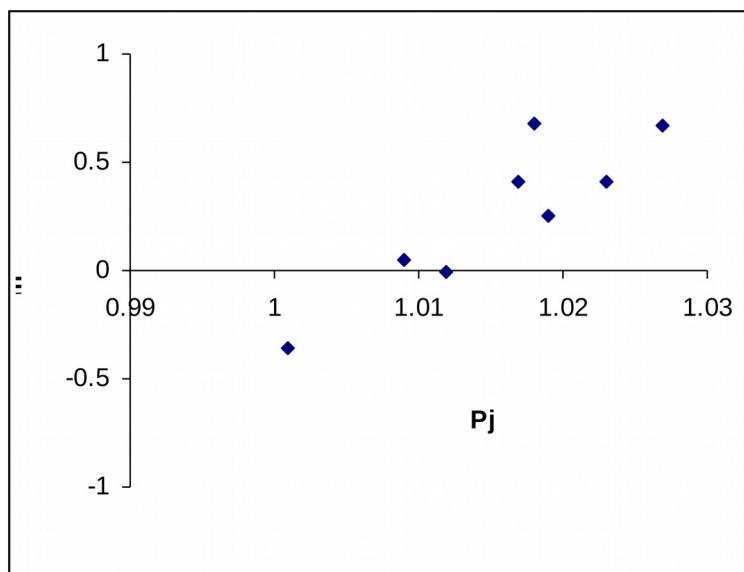


Figure 4.31. Diagramme de Jelinek (1981) et les différents types de fabriques obtenus dans les argiles rouges de l'Albo-Cénomanien à Aït Attab et Ouaouizaght

De même les stéréogrammes des axes des ellipsoïdes de ASM révèlent la présence de trois types de fabriques, avec la dominance de deux situations de relations entre les axes de ces derniers, celle où les trois axes sont bien définis et le cas où les axes Kmax et Kint se dispersent en cercle et les axes Kmin sont bien groupés autour de la moyenne. Le troisième type où Kint et Kmin sont dispersés en arc et les axes Kmax bien groupés est observé dans un seul site.

Tous les sites pris dans les couches argileuses de l'Albo-Cénomanien, dans les deux synclinaux, montrent une fabrique magnétique où les deux axes Kmax et Kint de l'ellipsoïde ASM sont portés par le plan de stratification, et Kmin perpendiculaire à la S0, similaire à la

fabrique magnétique de type A) rencontrée dans les sites des différentes séries étudiées dans le Haut Atlas.

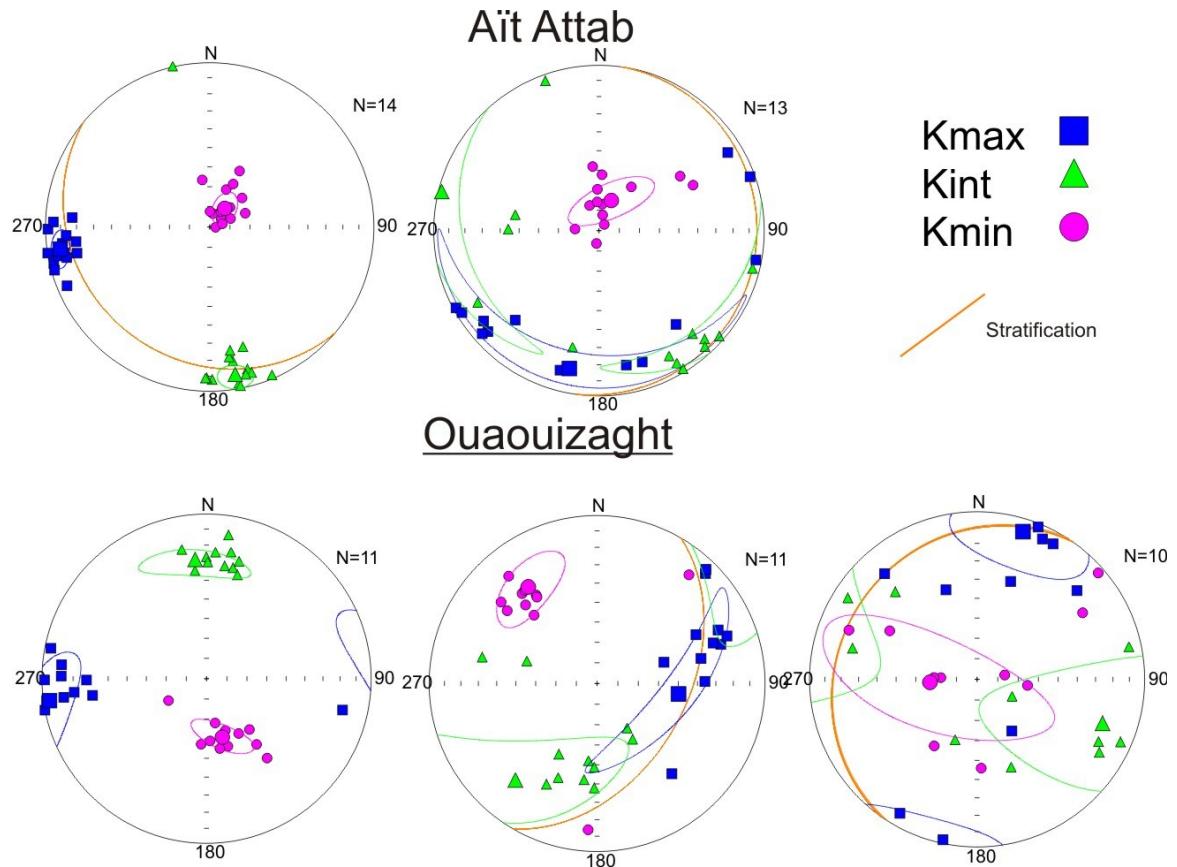


Figure 4.32. La fabrique magnétique observée dans les séries argileuses de l'Albo-Cénomanien dans les deux synclinaux de Aït Attab et de Ouaouizaght

VI. Interprétation de la fabrique magnétique des couches du Bathonien-Crétacé

Dans le cas de comprendre la signification des la fabrique magnétique obtenue dans les trois synclinaux de la bordure nord du Haut Atlas Central, un traitement des résultats de chaque série est nécessaire avant de procéder à la lecture globale des résultats obtenus. Pour cela le traitement des résultats sera effectué en les regroupant en 3 ensembles. Le premier groupe rassemble les résultats de tous les sites pris dans les couches rouges du Bathonien dans les trois synclinaux étudiés. Le deuxième groupe est celui des sites pris dans les couches prises dans l'intervalle Jurassique Supérieur ? –Barrémien, et ce dans les deux synclinaux

d'Aït Attab et de Ouaouizaght. Le dernier groupe est celui des sites pris dans les couches de l'Aptien et de l'Albo-Cénomanien.

1.Bathonien

Les trois sites pris dans les couches du Bathonien dans le synclinal d'Aït Attab montrent des linéations magnétiques E-W. Seuls les sites AT16 et ATS pris dans le but de réaliser le test du pli (voir partie paléomagnétisme) dans les deux flancs d'un pli de directions NNE-SSW montrent une linéation différente ; cette linéation est parallèle à l'axe du pli, indiquant que la fabrique de ces deux sites est liée à la formation de ce pli qui affecte uniquement les couches du Bathonien. Ce dernier est également lié au soulèvement synsédimentaire de la ride d'Aït Sri, dont les terrains liasiques chevauchent ceux de la bordure sud du synclinal d'Aït Attab au niveau de la zone de courbure. La linéation moyenne calculée en utilisant les données directionnelles de tous les spécimens pris dans les trois sites, est de direction N92.

Dans le synclinal de Ouaouizaght les trois sites pris dans le Bathonien montrent une linéation WNW-ESE à E-W. Les données directionnelles des 29 spécimens mesurés dans les sites pris dans ce synclinal donnent une direction moyenne de la linéation magnétique N107.

Les sites pris dans le synclinal de Taguelft montrent tous des linéations magnétiques E-W à ENE-WSW à l'exception du site TA40, pris dans la bordure ouest, qui montre une linéation N-S. L'ensemble des données de la linéation magnétique pour les sites pris dans ce synclinal donne une linéation moyenne de direction N80.

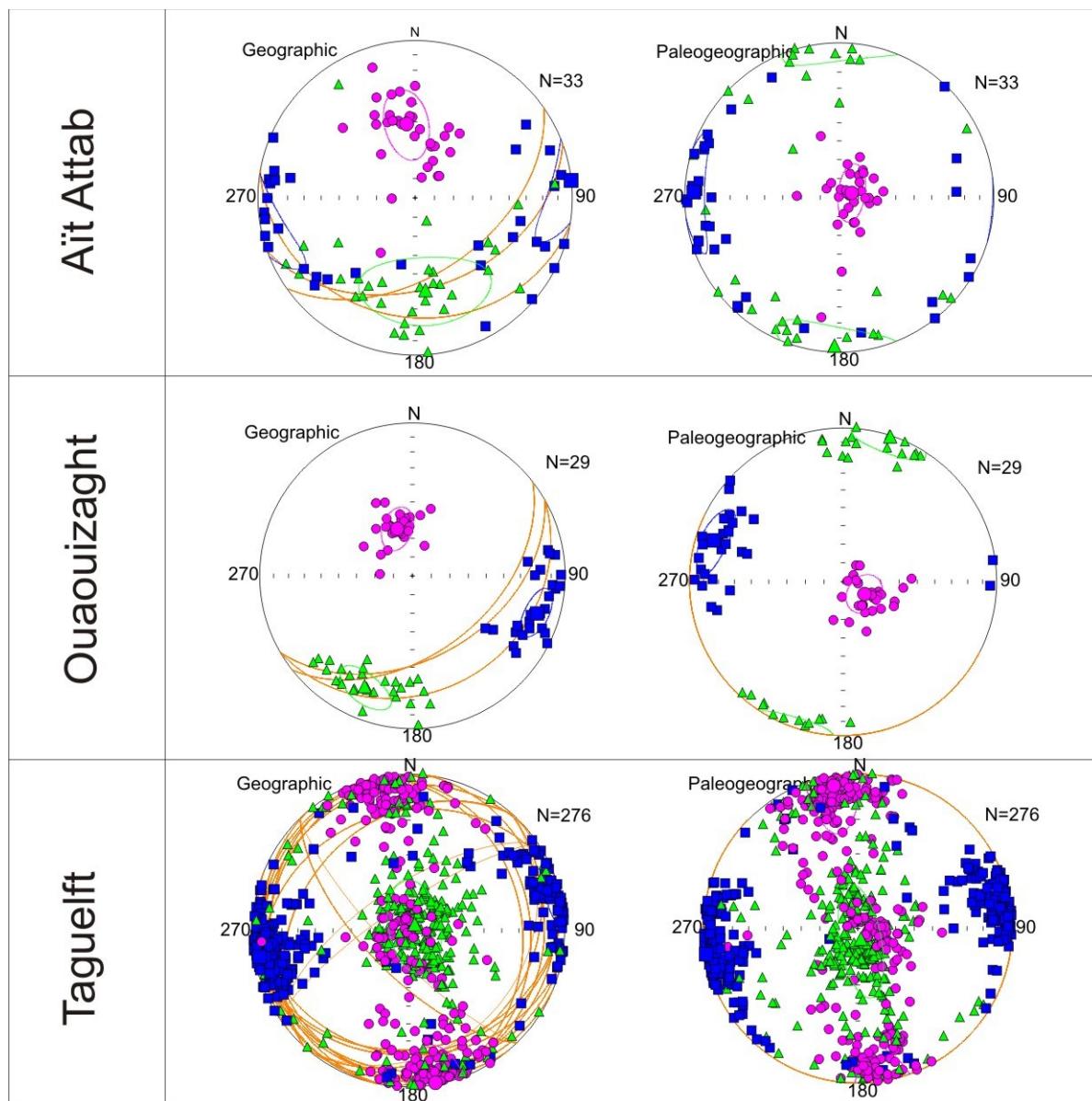


Figure 4.33. Directions moyennes calculées pour les axes de l'ellipsoïde pour l'ensemble des spécimens pris dans couches rouges du Bathonien pour chacun des trois synclinaux de la bordure nord du Haut Atlas Central

Une direction moyenne de la linéation dans les couches du Bathonien dans les trois synclinaux a été calculée en utilisant les données de 338 spécimens mesurés dans les sites pris dans ces trois zones. Une linéation moyenne horizontale de direction de N80° est obtenue dans tout le Bathonien de la bordure nord du Haut Atlas.

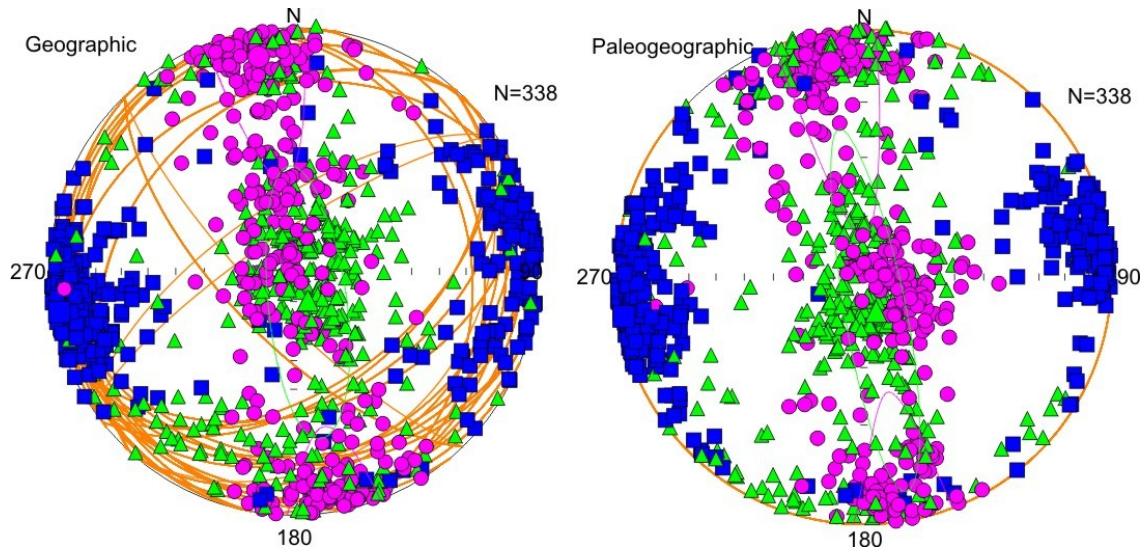


Figure 4.34. Directions moyennes calculées pour les axes de l'ellipsoïde pour l'ensemble des spécimens pris dans les couches rouges du Bathonien de la bordure nord du Haut Atlas Central

Site	âge	faciès	K1(D/I)	ellp1	K3(D/I)	ellp3
Synclinal d'Aït Attab						
AT1	Bathonien	grés et argiles rouges	271,9/4,1	22,9/6,7	38,8/83,1	14,3/6,2
AT2	Bathonien	grés et argiles rouges	254/13,7	36,7/5,4	85,9/76	15,4/5,5
AT3	Bathonien	grés et argiles rouges	279,5/6,8	19,4/4,3	114,9/82,9	9,5/4,2
AT16	Bathonien	grés et argiles rouges	9,5/20,2	11,8/7,7	152,3/65,2	13,4/4,9
Synclinal de Ouaouizaght						
wz21	Bathonian	grés et argiles rouges	238,8/6,3	11,8/4,4	115,2/83,5	13/6,3
wz22	Bathonian	grés et argiles rouges	255,1/15,1	10,2/5,3	122,7/74,8	6,5/4,3
wz23	Bathonian	grés et argiles rouges	279,3/22,6	16,8/7,7	118,4/66,2	12,0/4,0
synclinal de Taguelft						
TA5	Bathonien	grés et argiles rouges	217.8/68.5	11.3/7.9	329.5/8.3	9.9/3.3
TA10	Bathonien	grés et argiles rouges	348.4/62.8	7.0/3.5	163.3/27.1	6.7/3.3
TA11	Bathonien	grés et argiles rouges	170/77.6	8.2/4.9	344.8/12.4	7.8/4.6
TA12	Bathonien	grés et argiles rouges	185.2/70	26.5/9	11.2/19.9	26.1/7
TA16	Bathonien	grés et argiles rouges	186.3/73.6	7/3.8	349.9/15.7	4.3/3.2
TA17	Bathonien	grés et argiles rouges	354/4.6	20/11.6	187.7/85.2	15.6/9
TA20	Bathonien	grés et argiles rouges	343.8/80.1	8.0/4.9	175.5/9.7	8/3.2
TA21	Bathonien	grés et argiles rouges	68.1/87.9	13.4/8.8	168/0.4	9.9/3.7
TA22	Bathonien	grés et argiles	2/77.6	5.7/3.6	176.5/12.3	4.7/3.7
TA23	Bathonien	grés et argiles rouges	200.5/70.6	8.1/7.7	341.8/15.3	8.7/4.5
TA24	Bathonien	grés et argiles rouges	156.7/57.4	14.1/2.6	345.2/32.3	14.4/3.3
TA30	Bathonien	grés et argiles rouges	327.6/71.7	69.2/22.6	180.5/15.5	69.2/15.9
TA32	Bathonien	grés et argiles rouges	241.1/79.2	8.7/6.8	354.6/4.4	8.4/7.2
TA33	Bathonien	grés et argiles rouges	148.8/78.0	4.3/3.3	352/11	4.7/4
TA34	Bathonien	grés et argiles rouges	183.4/3.5	26.6/5.5	66/82.4	6.7/3.7
TA37	Bathonien	grés et argiles rouges	350.9/16.1	14.2/4.8	123.3/66.8	13.7/4.9

TA40	Bathonien	grés et argiles rouges	265.8/23.1	18.3/12.6	103.7/65.9	26.2/13.4
TA41	Bathonien	grés et argiles rouges	329.7/9.2	7.5/6.9	109.2/77.9	8/3.9

Tableau 4.13. Résultats directionnels des sites pris dans le Bathonien des synclinaux de la bordure nord du Haut Atlas Central. Direction (d) et inclinaison I (plongement) des axes K max (K1) et Kmin (K3) et leurs angles de confiance (ellip)

2.Jurassique supérieur-Barrémien

Dans le synclinal d'Aït Attab les 8 sites pris dans les couches ayant des âges dans cet intervalle montrent aussi des linéations magnétiques avec une légère déviation par rapport aux linéations du Bathonien pris dans ce synclinal. A l'exception du site TA15 pris dans des marnes rouges à l'extrême ouest du synclinal, pour les autres 7 sites la linéation est devenue purement ENE-WSW. Une direction moyenne a été calculée pour l'ensemble des sites affichant cette linéation magnétique, en excluant le site AT17 pris dans la zone de plissement précitée (dans le cas de AT16 et ATS) et qui affichent une linéation parallèle à l'axe du pli ; les spécimens des autres six sites donnent une direction moyenne d'une linéation horizontale de N84.

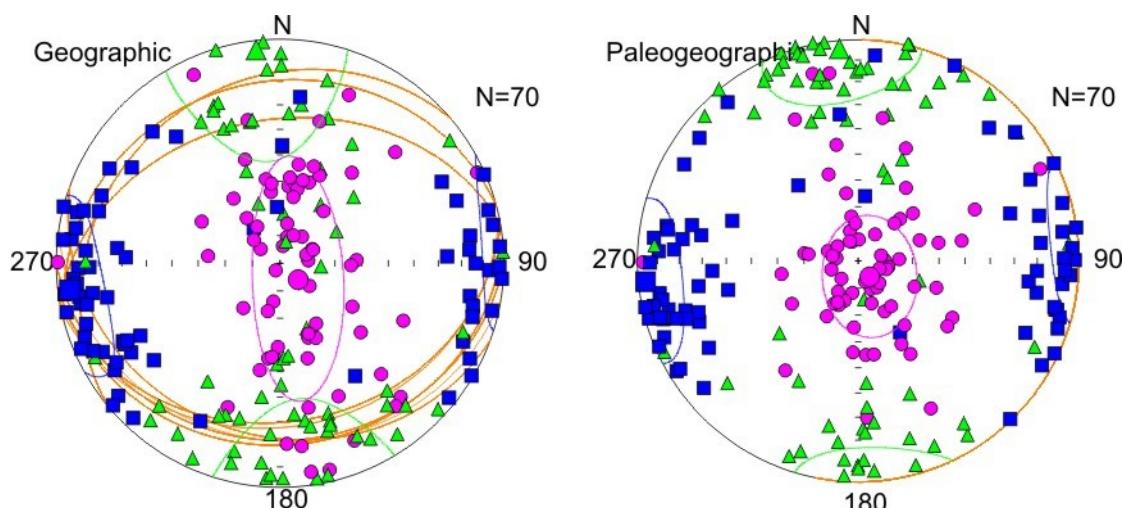


Figure 4.35. Directions moyennes des axes de l'ellipsoïde pour l'ensemble des spécimens pris dans les couches rouges du Jurassique supérieur-Barrémien dans le synclinal d'Aït Attab

Dans le synclinal de Ouaouizaght parmi les 8 sites pris dans le Jurassique supérieur ?-Hautérivien, 7 ont donné des linéations magnétiques bien définies et un site montre une fabrique avec une forte dispersion des axes des spécimens ne permettant donc pas de bien

déterminer les directions moyennes des axes principaux de l'ellipsoïde ASM. Le site WZ39 montre une linéation NE-SW fortement déviée par rapport aux autres sites où les linéations sont de direction ENE-WSW. Les données des spécimens des six sites montrant des linéations magnétiques ENE-WSW ont été utilisées pour calculer la direction moyenne de la linéation magnétique dans les couches du Jurassique supérieur-Hautérivien, la linéation moyenne obtenue est horizontale et de direction N74. Des linéations de directions similaires à celles du Jurassique supérieur-Hautérivien ont été obtenues dans les trois sites pris dans le Barrémien avec une direction moyenne N68. Les données directionnelles des 95 spécimens pris dans les deux groupes de sites Jurassique-supérieur- Heutérivien et Barrémien ont été utilisées dans le but de calculer une direction moyenne de la linéation dans le synclinal de Ouaouizaght dans l'intervalle Jurassique supérieur-Barrémien, ces dernières donnent une linéation moyenne horizontale de direction N72.

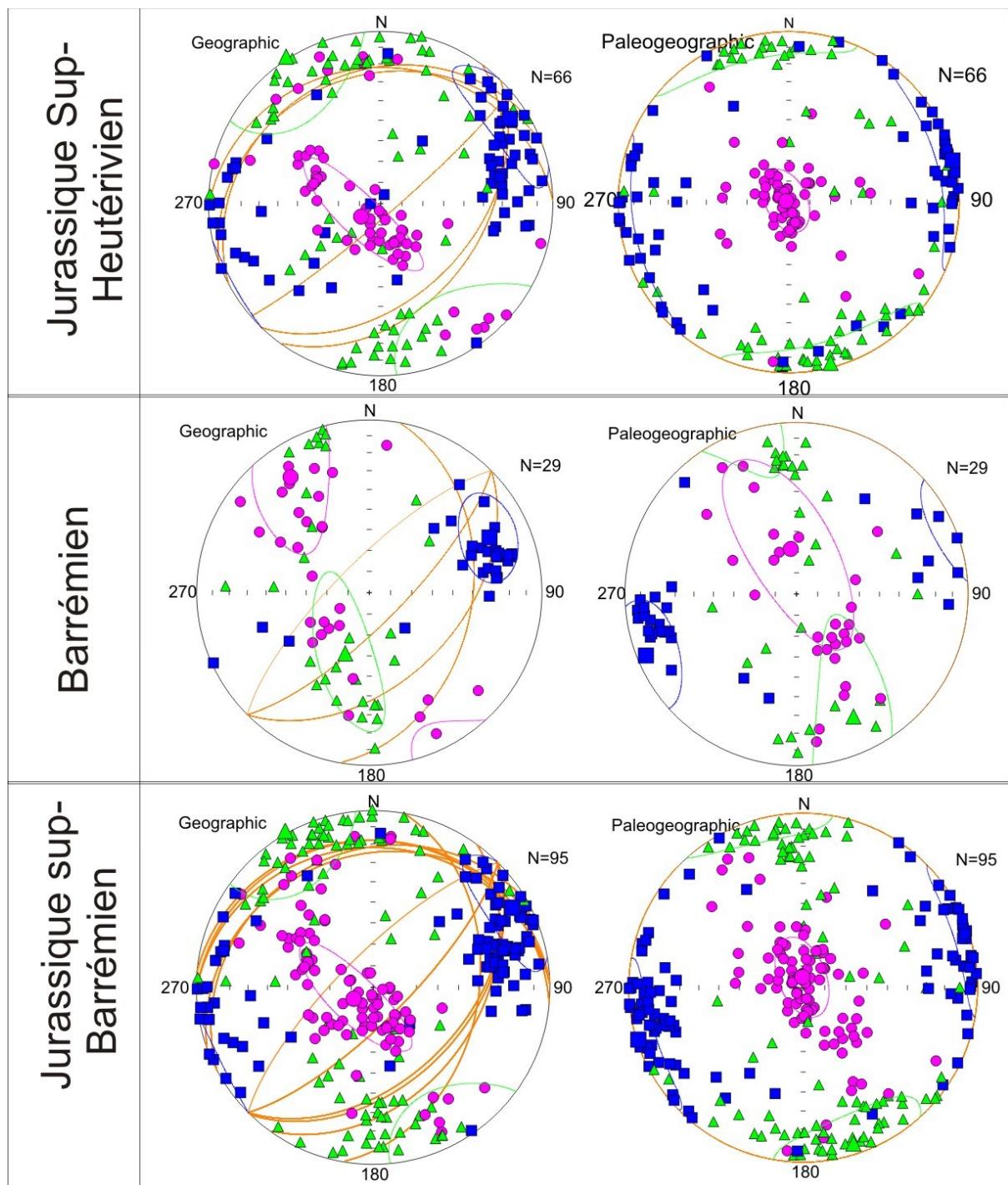


Figure 4.36. Directions moyennes des axes de l'ellipsoïde pour l'ensemble des spécimens pris dans les couches rouges du jurassique supérieur-Heutérivien , dans le Barrémien et en bas pour l'ensemble des spécimens pris dans les séries du Jurassique supérieur au Barrémien dans le synclinal de Ouaouizaght.

Site	âge	faciès	K1(D/I)	ellp1	K3(D/I)	ellp3
Synclinal d'Aït Attab						
AT4	Jurassique Sup-Barrémien	grés et argiles rouges	262,8/13,4	30,05/11,2	87,4/76,5	16,3/11,9

AT5	Jurassique Sup-Barrémien	grés et argiles rouges	261,3/0,5	13,9/10,7	163,1/86, 3	26/10,7
AT9	Jurassique Sup-Barrémien	grés et argiles rouges	82,1/3,3	28,3/10,5	190,6/79, 8	17,1/9,8
AT11	Jurassique Sup-Barrémien	grés et argiles rouges	261,8/20,7	18,2/11,5	124,4/62, 8	27,3/15,9
AT15	Jurassique Sup-Barrémien	grés et argiles rouges	141,1/8,1	37,7/5,9	338,4/81, 5	8,5/5
AT17	Jurassique Sup-Barrémien	grés et argiles rouges	34,7/0,3	33,3/14	128,8/85, 6	63,9/21,9
AT18	Jurassique Sup-Barrémien	grés et argiles rouges	99,4/4,2	18,5/12,2	357,7/70, 1	19,3/8,5
AT19	Jurassique Sup-Barrémien	grés et argiles rouges	94,8/6	37,9/13	216,9/78, 8	13,6/8

Synclinal de Ouaouizaght

Wz24	Jurassique Sup-Barrémien	grés et argiles rouges	73,6/1,1	33,1/10,8	263,4/88, 8	24,8/8,5
Wz25	Jurassique Sup-Barrémien	grés et argiles rouges	74,5/2,8	24,7/7,8	175,7/76	11,8/3,9
Wz26	Jurassique Sup-Barrémien	grés et argiles rouges	333,2/1,4	55,6/12,5	76,8/84	23,8/9,5
Wz27	Jurassique Sup-Barrémien	grés et argiles rouges	63,7/5,5	33,7/13	326,6/52, 1	24,6/13,6
Wz30	Jurassique Sup-Barrémien	grés et argiles rouges	262/21,4	15,9/7,9	136,1/56, 2	29,8/8,2
Wz31	Jurassique Sup-Barrémien	grés et argiles rouges	257,8/13,8	5,6/3,4	143,6/59	10/4,8
Wz35	Jurassique Sup-Barrémien	grés et argiles rouges	70,9/0,1	25/11,4	340,5/81, 6	12,5/10,7
Wz36	Jurassique Sup-Barrémien	grés et argiles rouges	249,4/8,6	16,8/5,9	13/74,8	8,5/4,9
Wz37	Jurassique Sup-Barrémien	grés et argiles rouges	272,3/1,6	16,6/3,2	39,3/87,3	6,3/4,7
Wz38	Jurassique Sup-Barrémien	grés et argiles rouges	60,1/3,4	20,7/3,8	314,7/77, 5	12,7/3
Wz39	Jurassique Sup-Barrémien	grés et argiles rouges	16,4/8,4	15/9,4	241,8/78, 1	14,5/10,6

Tableau 4.14. Résultats directionnels des sites pris dans les séries du Jurassique supérieur au Barrémien dans les deux synclinaux de Ouaouizaght et d'Aït Attab. Direction (d) et inclinaison I (plongement) des axes K max (K1) et Kmin (K3) et leurs angles de confiance (ellip)

3.Aptien et Albo-cénomanien

Les couches prises dans la partie du crétacé couvrant la période Aptien-Cénomanien montrent aussi des linéations magnétiques ENE-WSW. 133 spécimens ont été utilisés dans le but d'obtenir une direction moyenne pour cette période, cette opération a permis de déterminer une linéation moyenne horizontale de direction N89, avec une forte densité des données directionnelles autour de la direction N80.

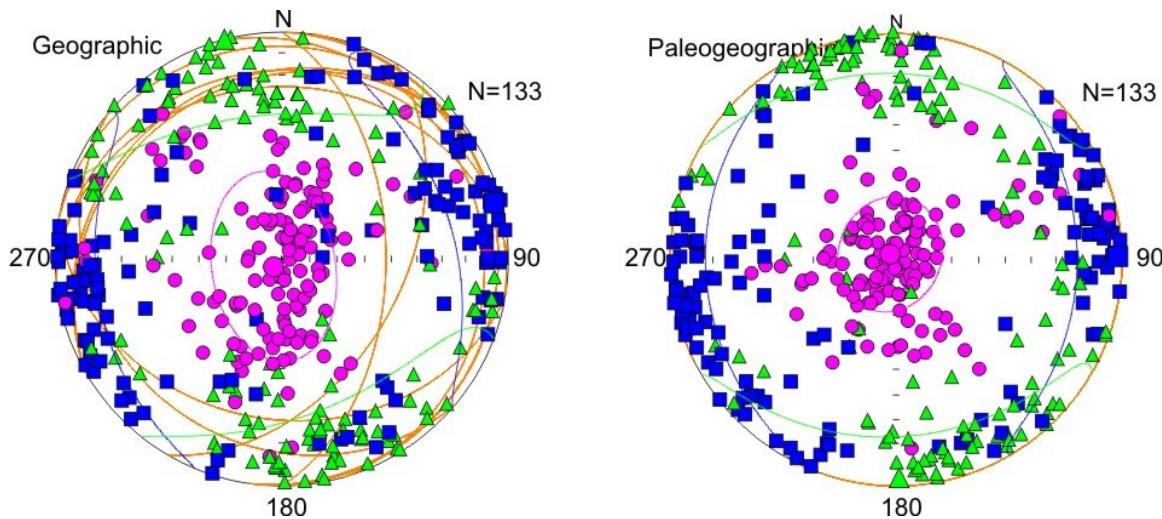


Figure 4.37. Direction moyenne de l'ensemble des spécimens mesurés dans les couches rouges de l'Albo-Cénomanien dans les deux synclinaux de Ouaouizaght et d'Aït Attab

site	âge	K1(D/I)	ellip1	K3(D/I)	ellip3
Wz29	Albo-Céno	15,5/2,6	27,4/22,6	282,2/51,6	63,9/22,5
Wz33	Albo-Céno	262/4,1	24,7/12,1	164,9/59,8	16,6/6
Wz34	Albo-Céno	108,6/0,7	8/5,5	323,8/89,1	12,8/6,8
Wz41	Albo-Céno	2,6/4,2	40,2/13,5	252,5/78	18,6/14,8
Wz42	Albo-Céno	219,8/0,6	53,5/15,1	339,7/88,8	23,2/10
Wz28	Aptian	105,5/5,6	56,9/8,7	2,6/66,1	20,1/11,9
Wz32	Aptian	162/12	15,7/8,8	21,7/74,5	72,3/10,2
Wz40	Aptian	100,2/12	75,1/10,1	343,7/64,5	30,3/11,2
AT6	Aptien	72,8/4,3	37,2/10,7	190,5/80,8	13,9/7,9
AT7	Albo-Cénomanien	308,7/0,9	43,1/11,4	206,2/85,7	32,6/18
AT8	Aptien	177,6/11,5	14,2/10,8	323,8/76,2	19,8/11,1
AT10	Aptien	90,6/2,2	25,6/9	222,1/86,7	11,5/5
AT12	Albo-Cénomanien	278,7/0,5	58,6/24,6	184,5/83,1	32,6/28,8
AT13	Albo-Cénomanien	81,3/6,3	7,9/5,7	221,7/81,8	8,5/5,8
AT14	Aptien	190,7/16,1	78,1/10,3	37,5/72,1	23/8,5

Tableau 4.15. Résultats directionnels des sites pris dans les marno-calcaires de l'Aptien et les argiles rouges des séries de l'Albo-Cénomanien dans les synclinaux de Ouaouizaght et d'Aït Attab : direction (d) et inclinaison I (plongement) des axes K max (K1) et Kmin (K3) et leurs angles de confiance (ellip)

4.Les fabriques anormales dans le Haut Atlas

Comme nous l'avons déjà signalé dans la partie des fabriques magnétiques du Bathonien, un certain nombre de sites pris dans les couches rouges du Bathonien dans le synclinal de Taguelft montre des fabriques magnétiques avec les deux axes Kmax et Kmin

horizontaux et pris par le plan de stratification alors que Kint leur est perpendiculaire. Sachant que les séries rouges dans le synclinal de Taguelft ne montrent aucun indicateur de forte déformation et que les sites pris dans ces séries sont généralement au centre du synclinal loin de zones à forte déformation. Dans le but d'améliorer la contribution de la fabrique, les spécimens de 5 sites présentant ce genre de fabrique et un site de même faciès montrant une fabrique normale de type (A) ont été sujet de mesure de l'ASM à basse Température (Nitrogène Liquide). Le tableau ci-dessous montre les résultats de la susceptibilité moyenne à basse température pour chacun de ces sites (Km LT), cette dernière s'est légèrement améliorée que dans le cas des températures ambiantes (Km RT).

Site	Faciès	N	Km (RT)	N(LT)	Km (LT)
TA10	rouge	14	207E-06	6	233E-06
TA11	rouge	12	140E-06	4	162E-06
TA12	rouge	20	205E-06	5	236E-06
TA20	rouge	14	158E-06	6	207E-06
TA22	rouge	19	221E-06	6	280E-06
TA25	rouge	18	145E-06	6	239E-06

Tableau 4.16. Susceptibilité moyenne à basse température (LT) et à température ambiante (RT)

Les ellipsoïdes de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique mesurée à basse température, montrent une fabrique normale avec les deux axes Kmax et Kint portés par le plan de stratification ou parfois avec une petite déviation de Kint par rapport à S0 (Fig.4.38), au contraire de la fabrique anormale observée dans les bassins triasiques qui reste anormale même à basse température (Fig.4.39). Ce changement dans la fabrique magnétique de ce genre de site indique que la fabrique des phyllosilicates est similaire à celles obtenues dans les séries de même faciès et même âge dans les deux synclinaux d'Aït Attab et de Ouaouizaght. La présence de ce type de fabrique anormale dans les couches rouges du Bathonien dans le synclinal de Taguelft est fort probablement liée à la superposition de deux types de fabriques dans les mêmes roches : i)une fabrique primaire portée par les phyllosilicates et qui est similaire à celle observée dans les sites à fabrique de type (A) dans le même synclinal et dans les deux autres synclinaux avoisinants et ii) une fabrique secondaire forte portée par des phases ferromagnétiques qui a influencé la mesure de l'ASM globale des spécimens pris dans cette zone. Cette fabrique secondaire est fort probablement liée à un événement de minéralisation postérieure à la diagénèse et qui est à l'origine de nombreux indices de

minéralisation surtout de fer et de cuivre dans l'ensemble du synclinal et dans ces failles bordières, ce dernier est exploité dans la mine de Tansrift dans la bordure nord ouest du synclinal.

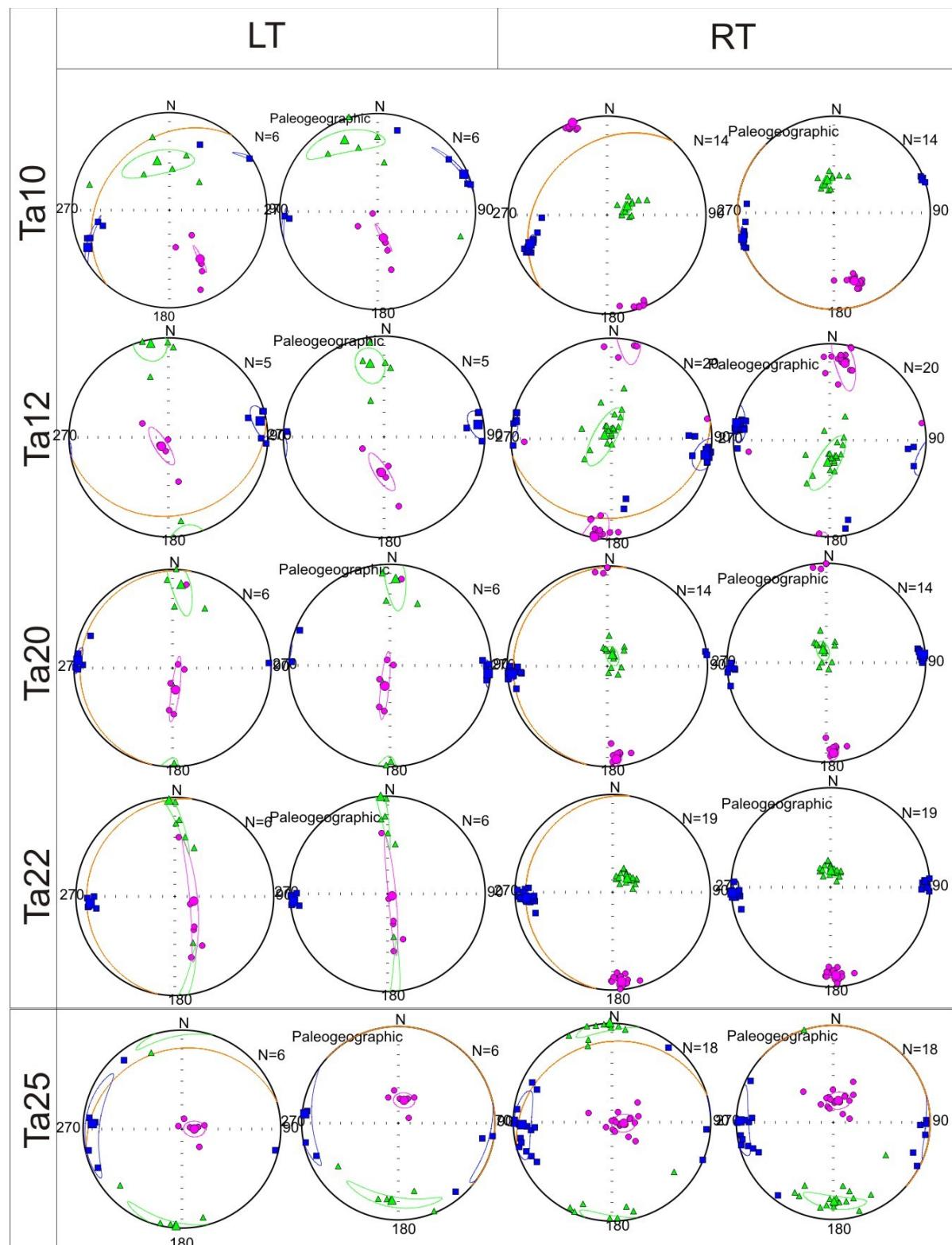


Figure 4.38 : fabrique magnétique à LT : Lower temperature et RT : Room Temperature pour les sites montrant des fabriques anormales dans les couches rouges du Bathonien de Taguelft (Ta 10, 12,20,22) et un site montrant une fabrique magnétique normale (Ta25)

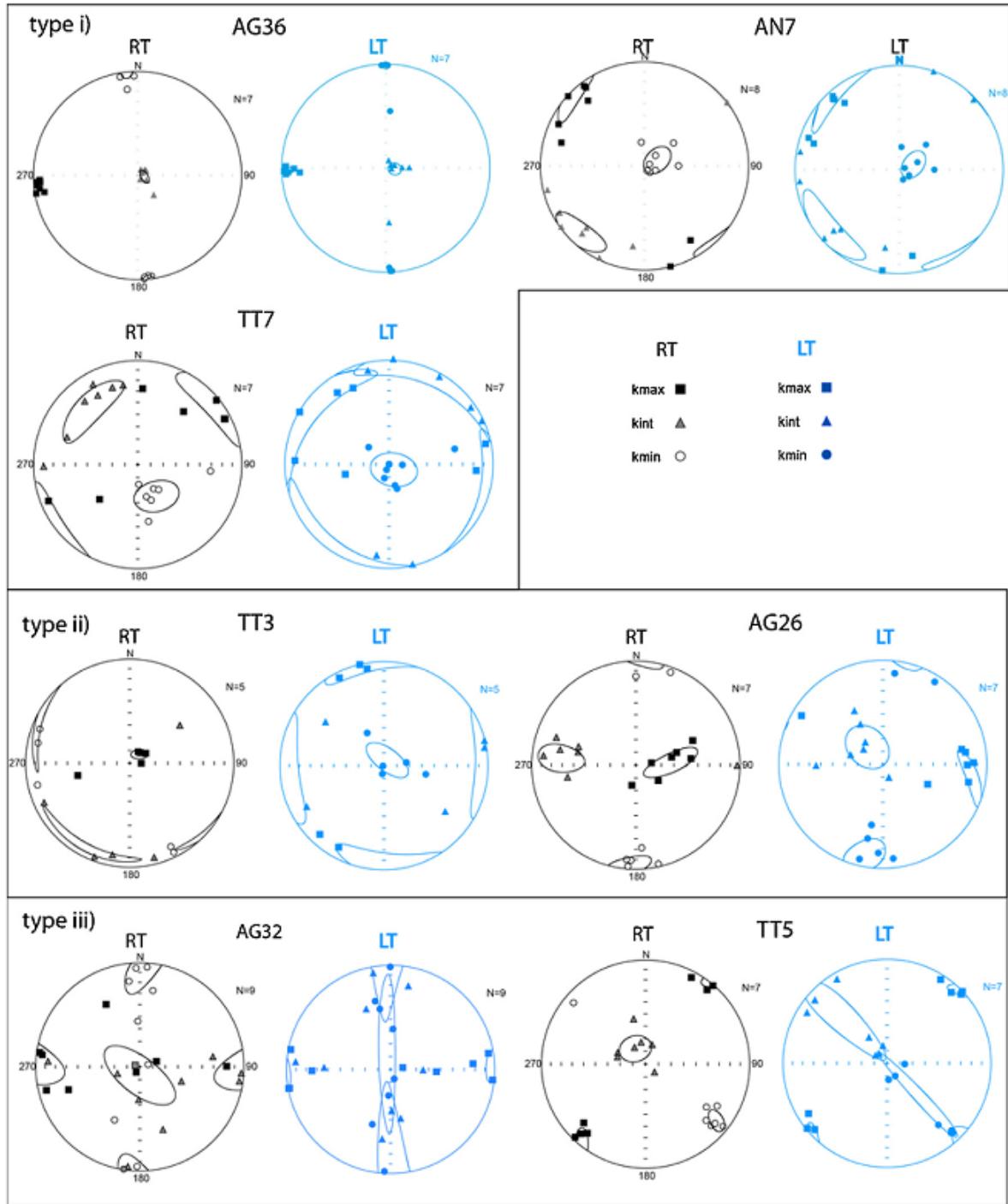


Figure 4.39: fabrique magnétique à LT : Lower temperature et RT : Room Temperature pour les différents types de fabriques rencontrées dans les séries Triasiques dans les bassins du Haut Atlas de Marrakech et Argana (Oliva-Urcia et al.,2016).

Dans les séries triasiques des bassins d'Argana et de l'Atlas de Marrakech, les sites montrant une fabrique anormale sont caractérisés par une fabrique ferromagnétique vient se superposer à la fabrique des phyllosilicates influençant ainsi les axes principaux de l'ellipsoïde de l'ASM, comme le révèle les examens de certains spécimens par le microscope électronique à balayage (Fig.4.40).

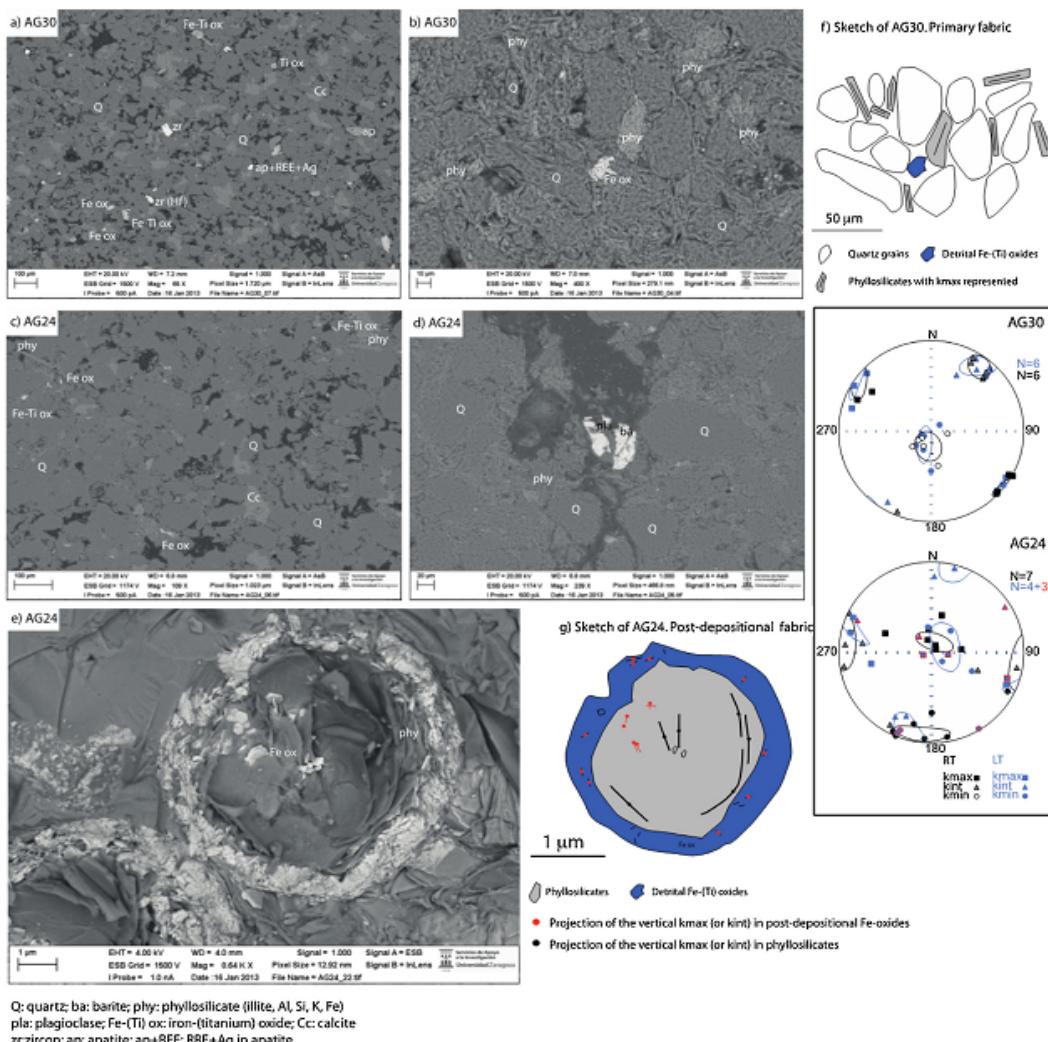


Figure 4.40 : Images SEM et les minéraux identifiés après les analyses qualitatives EDX sur des lames minces de deux spécimens choisis dans les couches triasiques d'Argana. (a et c) montrent les traits généraux de ces deux échantillons, (b et d) montrent des caractéristiques particulières telles que la présence de barite dans AG24 et oxyde de fer et phyllosilicates dans AG30, (e) oxydes de fer post-sédimentaires de forme hexagonale et aplatie entourant les phyllosilicates (forme typique de l'hématite) . Les stéréogrammes montrent l'orientation des axes de l'ellipsoïde ASM des deux échantillons choisis à basse température et à température ambiante. (f et g) montrent des représentations schématiques parallèles à la stratification pour AG30 et Ag24 respectivement, illustrant les fabriques primaires et secondaires et les différentes orientations des axes magnétiques par rapport à la stratification, en bleu : les oxydes de fer , en gris : les phyllosilicates et en blanc : le quartz. L'échelle est approximative (Oliva-Urcia et al., 2016)

5.Linéation magnétique et structures tectoniques dans le Haut Atlas Central

Dans les séries postérieures au Jurassique marin (Bajocien) la fabrique magnétique montre un changement dans les directions des ellipsoïdes de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique. Ce changement directionnel de la linéation magnétique, qui était dans les séries du Lias au Bajocien de direction NW-SE compatible avec la direction de l'extension tectonique dans le bassin atlasique et avec le contexte géodynamique régionale autour de la marge nord africaine, est brutal, vu que la linéation magnétique est devenue à partir de la série rouges du Bathonien de direction E-W à ENE-WSW.

Dans le synclinal d'Aït Attab la linéation magnétique est devenue de direction N92 au Bathonien, alors que celle calculée dans les mêmes séries dans le synclinal de Ouaouizaght est N107. Les deux directions obtenues à Aït Attab et Ouaouizaght peuvent être influencées par un changement local de la direction de contrainte puisque les trois sites du Bathonien à Ouaouizaght ont été pris dans la même position structurale (bordure Ouest) et dans la bordure nord dans le cas d'Aït Attab, ou bien que la direction moyenne dans les deux synclinaux est influencée par le petit nombre des sites pris dans le Bathonien. Par contre, dans le synclinal de Taguelft où un grand nombre de sites a été pris dans les séries du Bathonien (18 sites), et l'ensemble des sites montrent presque des directions de linéations similaires et la linéation magnétique moyenne obtenue pour l'ensemble est de direction N80.

Dans le cas des séries de la période Jurassique supérieur-Barrémien, les spécimens pris à Aït Attab dans 8 sites montrent une linéation moyenne de direction N84, similaires à celle du Bathonien de Taguelft. Alors que les spécimens pris dans les séries de cet intervalle d'âge dans 11 sites dans le synclinal de Ouaouizaght montrent une linéation magnétique moyenne de direction N72. Dans les autres séries prises dans l'intervalle de l'Aptien à Albo-Cénomanien, l'ensemble des spécimens des 15 sites pris dans les deux synclinaux de Ouaouizaght et Aït Attab donne une linéation magnétique moyenne de direction N80-N89.

D'après cette comparaison des directions moyennes réalisé dans le but de suivre l'évolution des changements d'orientation de la linéation magnétique, et en regardant les petites fluctuations d'environ 10° parfois réversibles dans le sens d'un intervalle d'âge à l'autre, des déplacements de va et vient dans la trajectoire de dérive d'une plaque dans de petits intervalles ne peuvent pas être envisagés et donc les petites fluctuations observées peuvent être dues à des fabriques mal définies dans des groupes de nombre de sites très limités (dans le cas des 3 sites du Bathonien). Ce qui est évident c'est que dans toute la période entre le Bathonien et Albo-Cénomanien un grand changement de la direction de la fabrique magnétique s'est produit simultanément au changement brutal dans les conditions

paléogéographiques passant d'une sédimentation dans un milieu marin à un milieu purement continental. Ce changement est indépendant de la nature de la sédimentation, marine ou continentale, vu que cette direction linéation ENE-WSW à E-W est obtenue, de façon bien définie, également dans les faciès marneux marins de l'Aptien.

La linéation magnétique ENE-WSW obtenue dans les trois synclinaux matérialisent un grand changement dans le champ de contraintes depuis le Bathonien et qui a duré jusqu'à l'Albo-Cénomanien. Dans les trois synclinaux aucun indice tectonique mésoscopique tranchant signifiant un contexte extensif n'a pas été trouvé dans les séries terrigènes du Bathonien au Crétacé inférieur, à l'exception d'une faille normale au cœur du synclinal d'Aït Attab qui décale un niveau de basalte au nord du village d'Aït Attab. Dans les bordures une série de failles normales à petits rejets est rencontrée dans les séries de transition entre le Dogger purement marin et les séries continentales. Dans le reste de l'étendue de ces trois synclinaux deux familles de fracturations sans déplacement ont été mesurées mais leurs âges peuvent être subséquents et ne peuvent pas apporter des éclaircissements sur la présence de cette linéation. La présence d'une extension E-W au cours de cette période dans le Haut Atlas est compatible avec certains phénomènes observés durant cette période i) l'intense activité magmatique matérialisée par la dominance de coulées et de sills basiques dans tout le Haut Atlas dans les séries rouges continentale, bien que cette dernière peut avoir lieu même dans un contexte transpressif, ii) la présence d'un grand nombre de dykes coupant les séries rouges continentales surtout dans le synclinal de Taguelft, iii) la présence d'indice d'un événement diapirique au Bathonien (voir chapitre suivant).

D'un autre côté, la présence d'un régime compressif ou transpressif ne peut pas être également exclue durant cette période bien que les indices qui le supportent tels que les discordances observées dans les bordures de ces synclinaux sont présents dans toute la chaîne et durant toutes les périodes de l'évolution du bassin atlasique (voir chapitre des reconstitution géométriques), cet événement de transpression ou un régime en compression est cité dans plusieurs travaux antérieurs et il est récemment considéré comme responsable de la structuration de certaines rides anticliniales dans la zone de Midelt-Errachidia (Torres-López et al., 2018).

Chapitre 5 :

Péléomagnétisme et

reconstructions géométriques

dans le Haut Atlas Central.

I. Origine de la géométrie courbe du synclinal d'Aït Attab

1. Introduction

Dans la chaîne atlasique, plusieurs structures montrent des géométries courbées. Ce genre de géométries est souvent observé dans les rides anticlinales et dans certains synclinaux. Le synclinal d'Aït Attab est l'un des exemples les plus spectaculaires qui affichent une géométrie courbée. Les structures courbées dans les chaînes de montagnes ont été classées comme étant des structures en arcs primaires, en arcs progressifs ou secondaires en « oroclines » Carey (1955) , en se référant à leurs cinématiques (e.g. Weil et Sussman, 2004). La détermination du mécanisme de déformation qui a conduit à la formation de ce genre de structure, permet de comprendre son évolution géologique depuis le stade du bassin jusqu'à celui de la géométrie actuelle.

Dans le but d'étudier l'origine de la géométrie de ces structures courbées dans le Haut Atlas Central, nous avons réalisé une analyse des données paléomagnétiques des séries jurassico-crétacées dans le synclinal d'Aït Attab. Ce dernier, situé dans la bordure nord du Haut Atlas Central, est caractérisé par une virgation de son axe dont la direction générale est celle de la chaîne atlasique (E-W) et qui devient NE-SW dans sa partie occidentale.

Plusieurs mécanismes peuvent conduire à la formation d'un synclinal ayant une géométrie similaire à celle de Aït Attab : a) une géométrie courbée d'une structure dans une chaîne de montagne plissée peut être le résultat de superposition de plissement dans une zone d'accommodation, cette possibilité a été évoquée dans la discussion de la géométrie des plis dans cette zone par (Beauchamp, 2004). b) Ce genre de structure peut être aussi un arc oroclinal conduisant à la formation de structures arquées comme démontré dans plusieurs travaux sur des chaînes en arc (e.g. Schwartz and Van der Voo, 1983; Kent, 1988; Marshak, 1988). c) la déformation de structures par distorsion lors de déplacement postérieur au plissement de la couverture des compartiments du socle peut conduire à la formation de plis courbés dans les séries de la couverture (Ibouh, 2004). Dans ce travail l'origine de la géométrie arquée du synclinal d'Aït Attab sera examiné en se basant sur les données magnétiques obtenues dans les séries jurassico-crétacées échantillonnées. Les données paléomagnétiques sont efficaces pour ce genre d'étude surtout dans le cas de détermination de l'origine primaire ou secondaire de la géométrie courbée (.g. Weil et al., 2013), dans le cas où les vecteurs magnétiques obtenus dans les différents sites représentent le même événement de ré-aimantation et que cet événement généralisé dans la zone à examiner est antérieur au stade de l'inversion orogénique (e.g. Eldredge et al., 1985; McFadden et al., 1995).

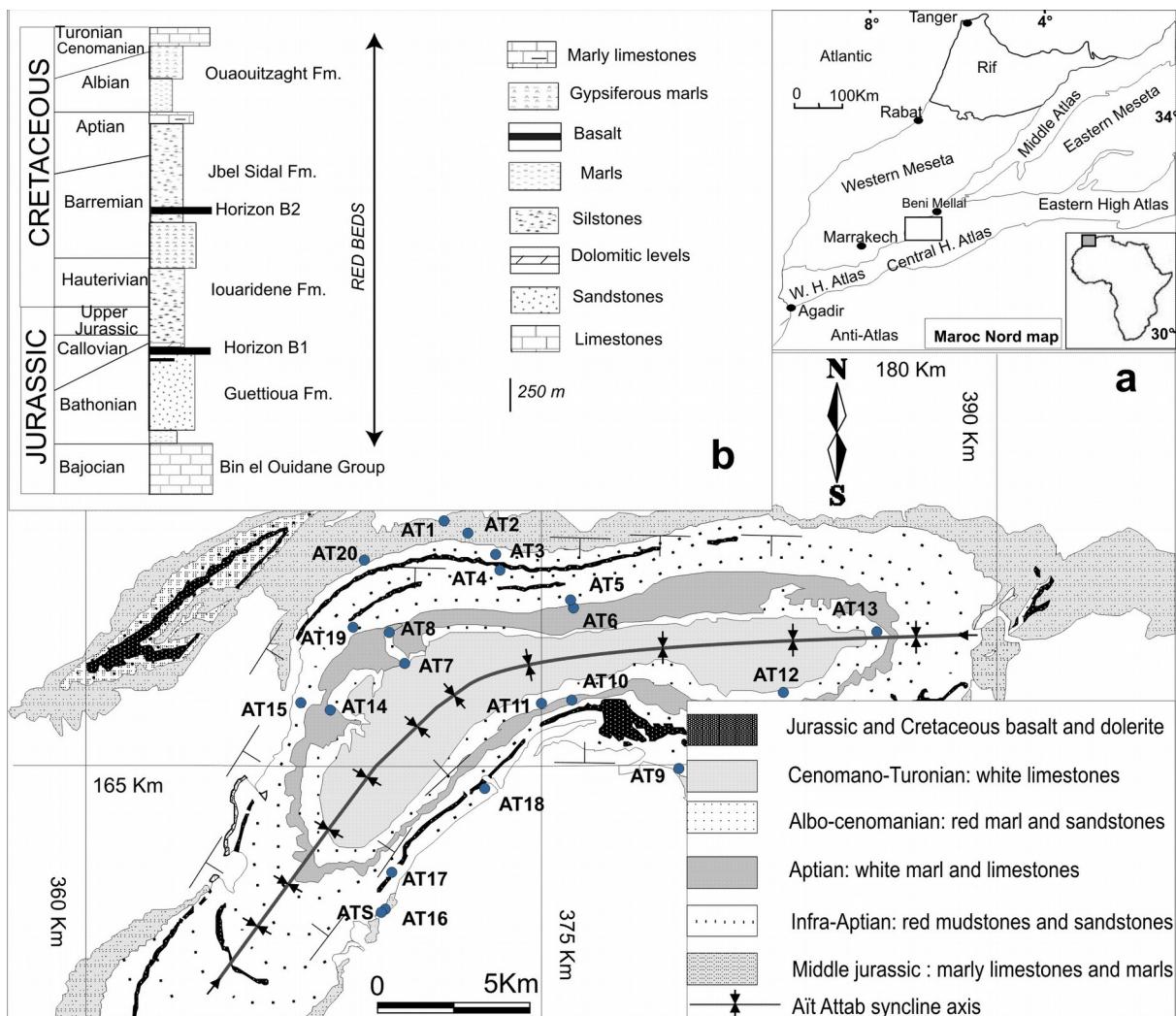


Figure 5.1: Carte de situation structurale des sites pris (a) et le log stratigraphiques des principales séries jurassique-crétacées dans le synclinal d'Aït Attab, d'après Mojon et al., 2009)

2. Résultats

Dans le but d'atteindre les objectifs précités et comme nous l'avons déjà signalé dans le chapitre « échantillonnage et méthodes » les spécimens des 21 sites pris dans le synclinal d'Aït Attab ont subi des expériences de désaimantation et de la minéralogie magnétique. En plus de l'échantillonnage systématique effectué dans tout le synclinal et qui a concerné toutes les séries de ce dernier, les deux flancs d'un pli métrique ATS au niveau du site AT16, pris au voisinage de la ride de Aït Sri dans le but de réaliser une datation relative entre le développement de ce genre de structures largement rencontrées dans le Haut Atlas et la réaimantation.

D'après l'analyse des résultats obtenus dans les différentes séries étudiées dans le synclinal d'Aït Attab, deux comportements magnétiques majeurs peuvent être distingués. a) Le premier comportement regroupe l'ensemble des sites pris dans les séries rouges prises dans le Jurassique et le Crétacé, il est donc observé dans 15 sites. b) Le deuxième comportement quant à lui est observé dans les sites pris dans les marnes et calcaires de l'Aptien (4 sites) et un site pris dans les marnes du Bajocien (AT20).

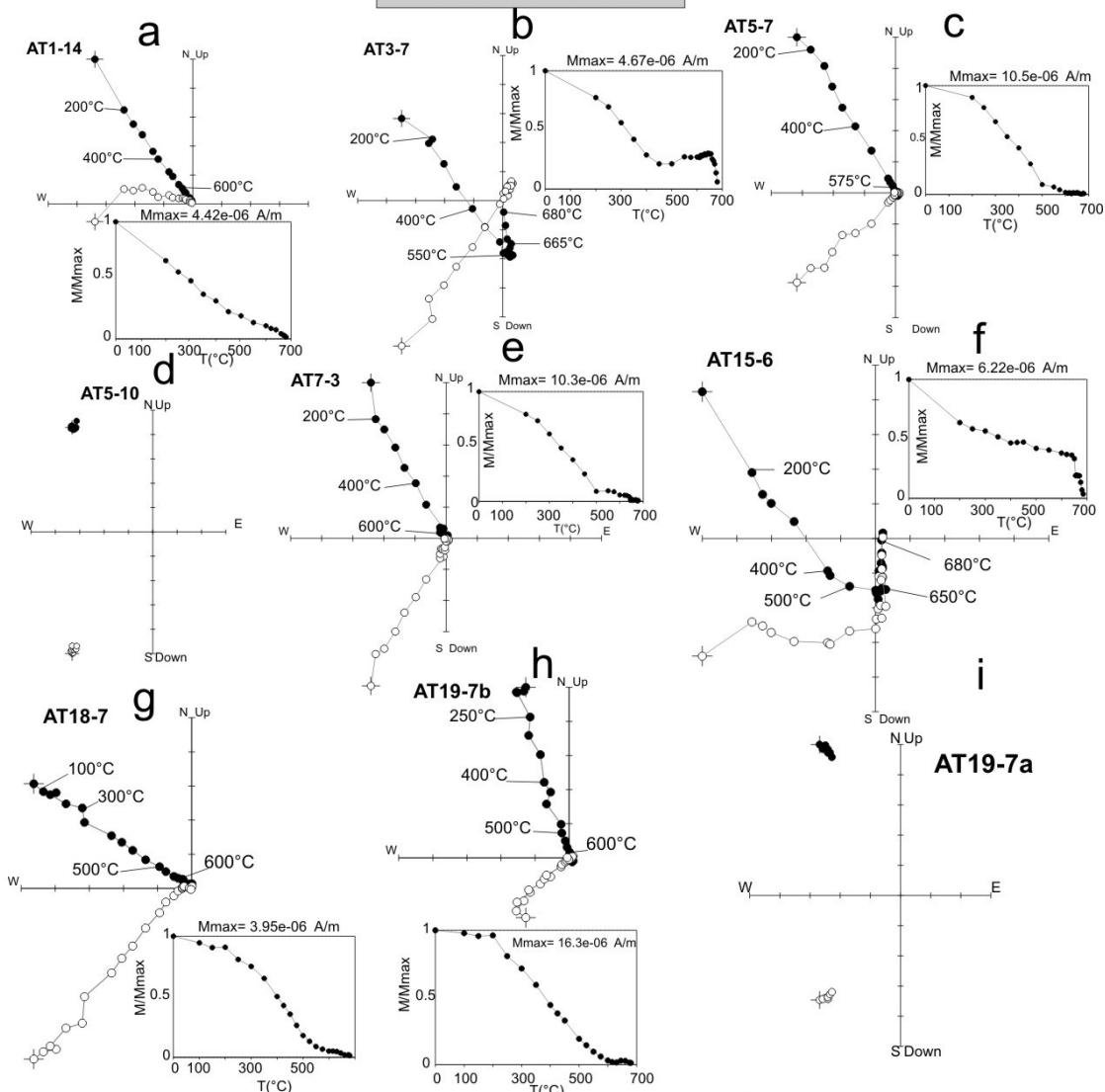
Comportement a) : les échantillons pris dans les couches rouges montrent une composante magnétique stable ayant une polarité normale. Cette dernière montre des températures de déblocage entre 250°C et 550°C (Fig. c, e) dans certains spécimens et peuvent atteindre les 650°C dans d'autres (Fig. 5.2a). Dans certains spécimens la composante directionnelle du vecteur magnétique est formée de plus qu'une phase vu que les diagrammes de l'intensité de l'aimantation rémanente naturelle NRM montrent deux chutes de l'intensité, la première entre des températures de 500 et 610°C (Fig. 2c) et la deuxième chute vers 650°C (Fig. 2c, e). L'application d'un champ magnétique alternatif de 100mT sur des spécimens des couches rouges est incapable de détruire l'aimantation de ces derniers (Fig. 2d, i), indiquant que l'aimantation est portée par une phase de haute coercivité magnétique, dont les températures maximales de déblocage correspondent à celles de l'hématite. Une composante avec polarité apparemment inverse de haute température est observée dans certains spécimens, avec des températures de déblocage supérieures à 650°C et dont le diagramme de Zijderveld montre un alignement des points de désaimantation progressive vers le point d'origine indiquant fort probablement que cette composante correspond à l'aimantation primaire (Fig.5.2b, f). L'analyse directionnelle de cette composante n'a pas été réalisée vu que cette dernière est observée dans un nombre très limité de spécimens ne permettant pas d'obtenir une moyenne statistiquement significative. Les faciès rouges montrent en général des intensités de l'aimantation rémanente naturelle élevées autour de 3×10^{-2} A/m , et des susceptibilité magnétiques qui oscillent autour de 200×10^{-6} SI .

Comportement b) :

Le comportement b) est observé dans les spécimens des sites pris dans les faciès marneux et marnocalcaires. Ce genre de lithologie montre des susceptibilités magnétiques relativement faibles par rapport aux faciès rouges autour de 10^{-6} S.I (Moussaid et al., 2013) et des intensités de l'aimantation rémanente naturelle de 3×10^{-4} A/m. La plupart des spécimens étudiés ne montrent pas une composante directionnelle stable. Certains sites affichent des intensités d'aimantation rémanente très faibles lors de leur désaimantation thermique autour

de 250°C (exemple AT12 et AT20), alors que d'autres sites se désaimantent à basse température, vers 100°C, indiquant la présence d'une phase magnétique de basse température (Fig.5. 2j), les diagrammes de désaimantation par champ magnétique alternatif des spécimens de ces sites (AT14, AT8 et AT6) indiquent que ces derniers contiennent une phase de haute coercivité magnétique, qui est fort probablement de la goethite (Fig.5.2k). Dans les échantillons purement marneux pris dans le site AT10 dans les marnes de l'Aptien, les spécimens désaimantés montrent une composante magnétique stable avec une température maximale de déblocage qui varie entre 550 et 620°C (Fig. 2l). Les diagrammes d'intensité de l'aimantation rémanente naturelle montrent une chute douce de l'intensité entre 500 et 550°C et une chute brutale entre 620°C et 640°C. Le diagramme de la désaimantation par champ alternatif de ce genre de faciès montre des coercivités magnétiques faibles à moyennes indiquant fort probablement que la magnétite contribue à l'aimantation (Fig. 2m).

Red Beds



Marly Limestones

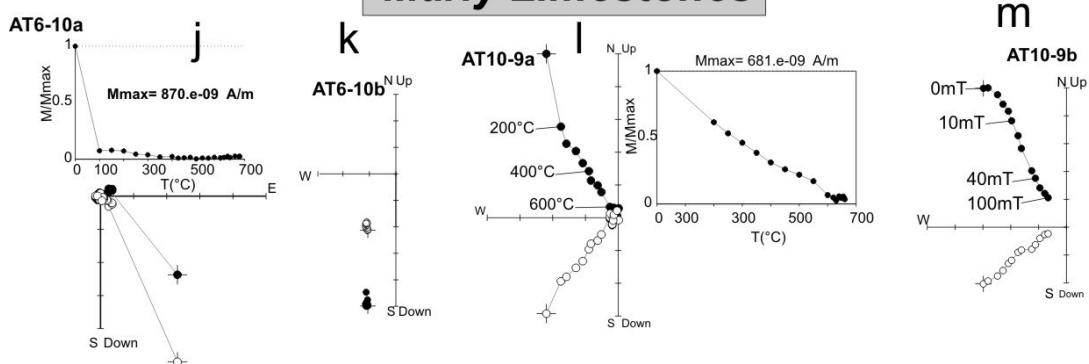


Figure 5.2. Diagrammes de zijderveld de certains spécimens AT représentatifs des différents comportements magnétiques lors de la désaimantation thermique. Les figurés en noir indiques les projections des terminaisons des vecteurs dans les plan horizontal, et les cercles vides dans le plan vertical. Les diagrammes de l'évolution de l'intensité normalisée de l'NRM (M/max) pendant la

désaimantation thermique sont également représentés pour chaque exemple. (k,m,d,i) diagrammes de désaimantation par AF.

3. Minéralogie magnétique

Les résultats des expériences de détermination des phases minérales magnétiques dans les différents sites sont très diversifiés, deux groupes majeurs peuvent être distingués selon la nature des roches étudiées, le premier groupe a) est celui des sites pris dans les faciès rouges, et le deuxième b) rassemble les sites pris dans les faciès marno-calcaires.

Groupe a) les résultats des expériences de la minéralogie magnétique des faciès rouges seront présentés dans un ordre qui permettra de déterminer les différentes phases que contiennent les spécimens de cette lithologie. L'examen des cycles de l'hystérésis montre que ces derniers ne sont pas saturés et donc indiquent la présence de phases de haute coercivité magnétique (Fig.5.3a, c et e). Les spécimens ayant subis ce genre d'expérience montrent tous des cycles d'hystérésis avec une forme « taille de guêpe » ou « wasp-waisted », ce qui correspond généralement à la présence d'une mixture de différentes phases ferromagnétiques de haute et de basse coercivité magnétique ou parfois à un mélange de grains de différentes tailles d'une seule phase magnétique (Roberts et al., 1995; Tauxe et al., 1996). Les courbes thermomagnétiques des différents spécimens pris dans les faciès rouges sont caractérisées par une chute brutale de l'aimantation autour de 680°C, cette température correspond à la température de Curie de l'hématite comme phase de haute coercivité magnétique contenue dans les faciès rouges (Fig.5. 3b, d, g).

Les résultats de l'acquisition de IRM dans le groupe b) montrent une augmentation de l'aimantation sans saturation jusqu'au champ maximal appliqué 2T (Fig. 4b). Les diagrammes de la désaimantation thermique de l'IRM 3D de ce faciès sont caractérisés par une chute de l'aimantation du spectre de haute coercivité (2T) et de celui de la coercivité moyenne (0.4T) vers 680°C (Fig.5.4a, c, e). Les spectres de basse coercivité magnétique (0.12T) sont caractérisés par des valeurs très faibles d'aimantation (Fig.5.4a, e) et se désaimantent autour de 580°C (Fig.5.4e). Ces résultats indiquent la dominance de l'hématite dans ce genre de faciès avec la présence d'une petite quantité de magnétite.

Le spécimen AT15-6b pris dans les couches rouges (site AT15), montre un bon exemple de mixture de phases magnétiques, le cycle d'hystérésis ce dernier montre une forme was-waisted parfaite (Fig.5.3e) , indiquant la mixture précitée. Les résultats de l'acquisition de l'IRM montrent une courbe avec une légère saturation et après l'aimantation augmente en

fonction du champ appliqué est devient donc non-saturée, de la même façon la courbe du back-field montre la présence d'une phase de basse coercivité magnétique (inflexion de courbe vers 50 mT) en coexistence avec une phase de haute coercivité. La courbe thermomagnétique correspondant à cet échantillon est caractérisée par une chute double de l'aimantation avec le chauffage; une vers 580°C et l'autre autour de 680°C (Fig.5.3g et f). Ce résultat est également obtenu par la désaimantation de l'IRM 3D, où le spectre de basse coercivité magnétique se désaimante autour de 580°C et celui de haute coercivité vers 680°C, indiquant la présence de la magnétite et de l'hématite (Fig.5.3 e et Fig.5.4e et f).

Tous les spécimens étudiés dans le cas des faciès rouges montrent des courbes de chauffage-refroidissement réversibles, excluant la formation de nouvelles phases durant ce processus, à l'exception du spécimen AT15-6b qui montre une forte élévation de l'aimantation lors du refroidissement.

Dans le cas du groupe b) des faciès marno-calcaires, deux comportements magnétiques majeurs ont été mis en évidence par les expériences de la minéralogie magnétique. Le premier comportement est représenté par le spécimen AT6-12 pris dans les calcaires de l'Aptien, ce dernier est caractérisé par un cycle d'hystérésis non saturé indiquant la présence de phase magnétique de haute coercivité. La forme wasp-waisted est également observée dans le cycle, correspondant à la présence de mixture de phases magnétiques de différentes coercivités (Fig. 3h). Cette mixture est aussi mise en évidence par la courbe thermomagnétique de ce spécimen qui affiche deux chutes d'aimantation lors du chauffage. La première chute correspond à une décroissance brutale de l'aimantation entre 80 et 100°C, température typique de la goethite qui est une phase de haute coercivité magnétique alors que la deuxième chute correspond à une décroissance progressive de l'aimantation à haute température , indiquant la présence de d'une autre phase magnétique, bien qu'il ne soit pas possible de définir la température de Curie, mais vu la démagnétisation du NRM est probablement hématite (Fig. 2j et k) .

Les diagrammes d'acquisition de l'IRM et celui de la désaimantation de l'IRM 3D du spécimen AT10-9 pris dans les marnes de l'Aptien montrent aussi la présence de mixture de phases magnétiques (Fig.5. 4c, d). Le spectre de la phase de haute coercivité magnétique (2T) montre une chute de l'aimantation autour de 680°C indiquant que la phase de haute coercivité contenue dans ce faciès et l'hématite (Fig.5.4c). Quant au spectre de la phase de basse coercivité (0.12), il est caractérisé par une chute brutale de l'aimantation autour de 580°C, correspondant à la température de curie de la magnétite.

Le deuxième comportement observé dans les faciès marno-calcaires est celui représenté par le spécimen de la même station AT10.6a, celui-ci est caractérisé par un cycle d'hystérésis linéaire indiquant la dominance des phases paramagnétiques (Fig.5.3j). La courbe thermomagnétique de cet échantillon montre une diminution progressive de l'aimantation avec le chauffage, vers 400 à 450 °C on assiste à une élévation de l'aimantation qui est due à la formation de nouvelles phases magnétiques, suite à des transformation des phases paramagnétiques en magnétite, comme indiqué par la désaimantation vers 580°C qui correspond à la température de Curie de la magnétite (Fig.5.3k). Dans le cas du spécimen AT2-8 pris dans des faciès rouge-jaunâtres, la courbe IRM est presque saturée indiquant fort probablement la présence des phases de basse coercivité magnétique, les spectres de la désaimantation de l'IRM 3D montrent une désaimantation du spectre de la basse coercivité (0.12 T) vers 580°C, correspondant à la présence de la magnétite (Fig.5.4g, h). Les spectres de moyenne et haute coercivités se désaimantent vers 680°C indiquant la présence de l'hématite (Fig.5.4g).

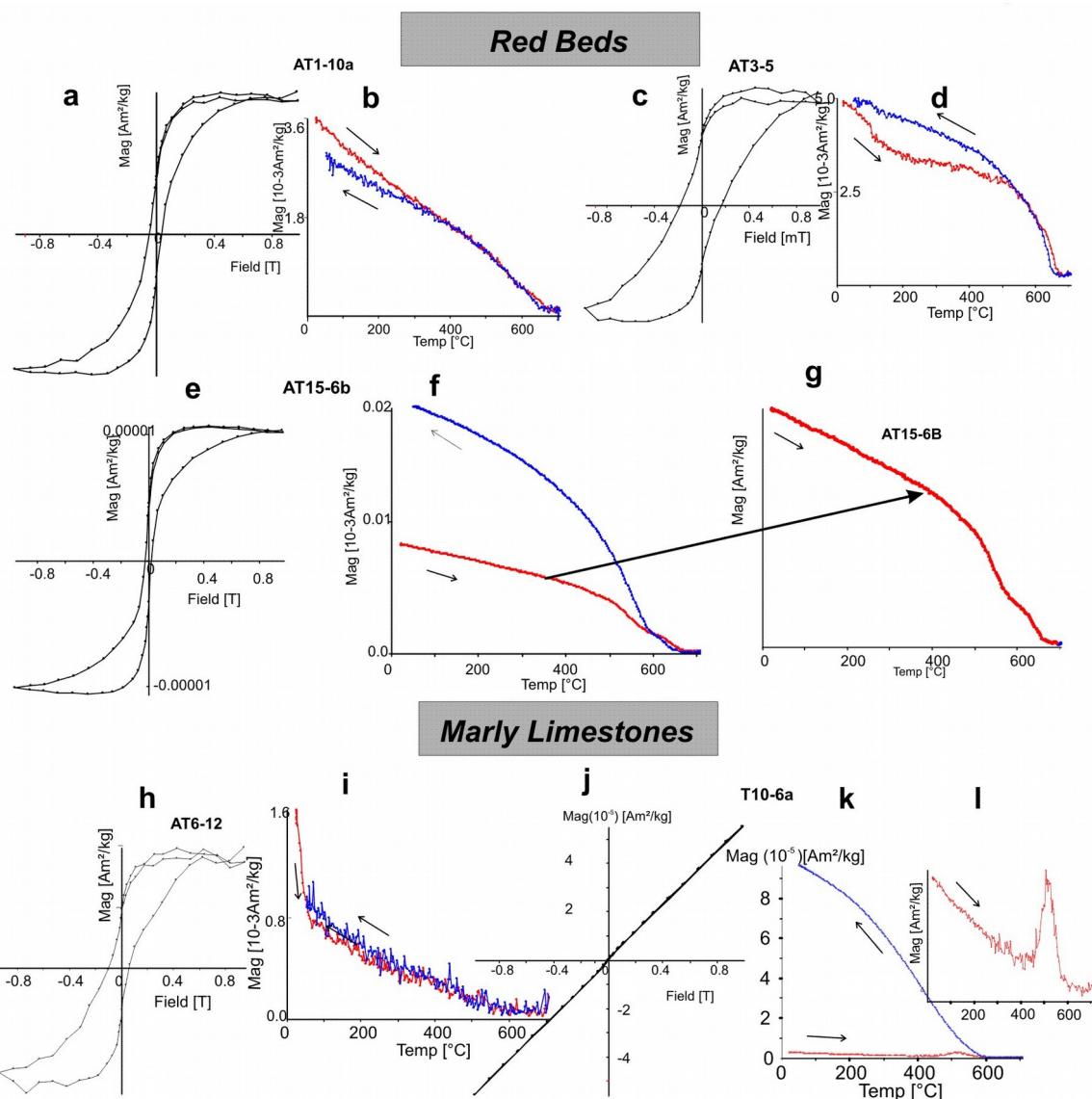


Figure 5.3. Cycle d'hystérésis (a, c, e, h) et courbes thermomagnétiques (b, d, f, i, k) des spécimens représentatifs des différents comportements magnétiques dans les séries prises dans la région d'Aït Attab. (g et l) montre le détail de la trajectoire du chauffage pour f et k respectivement.

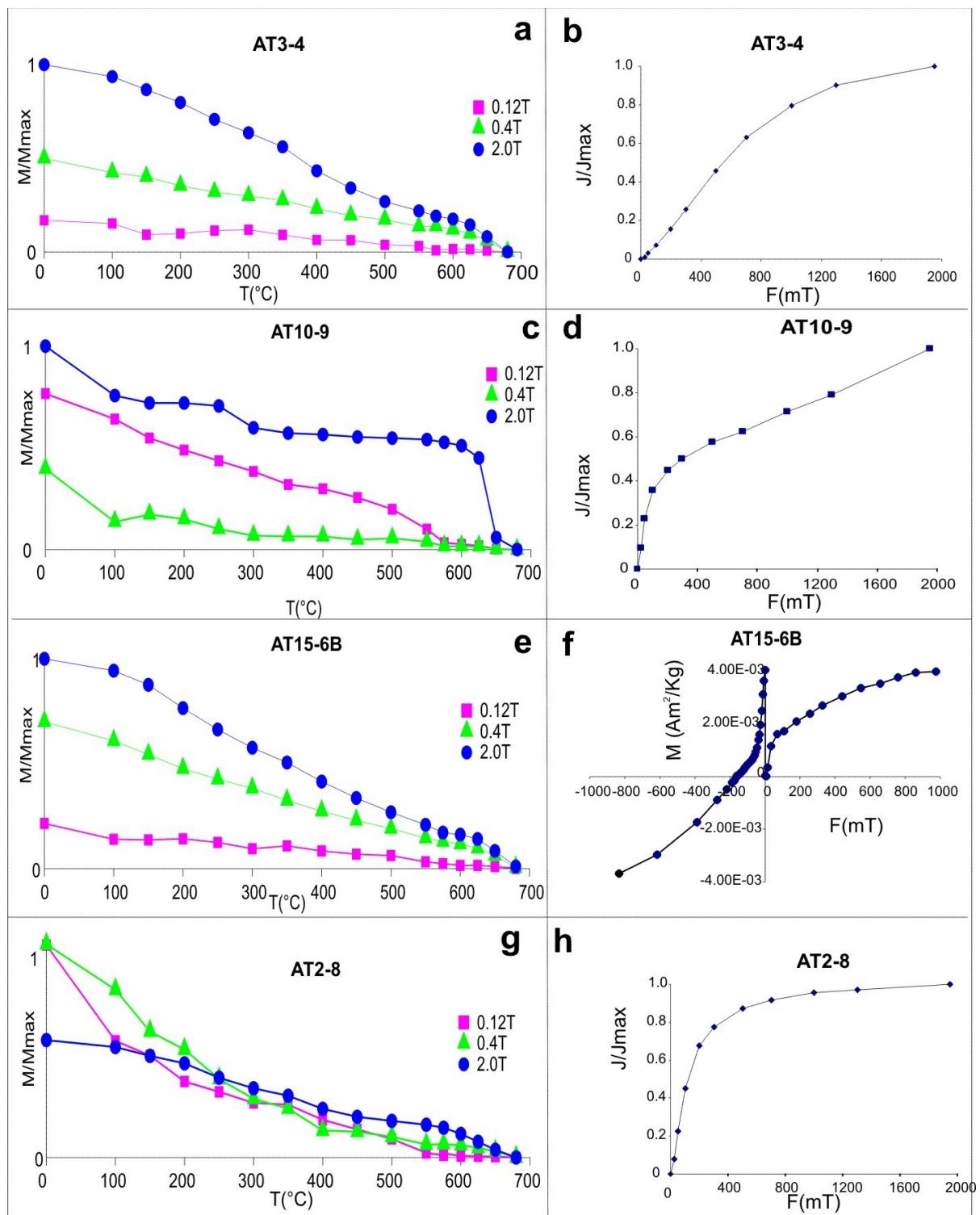


Figure 5.4. Résultats de lIIRM (b, d, f, h) et IRM 3 axes (a, c, e, g) pour les spécimens représentatifs des minéralogies magnétiques dans les séries prises à Aït Attab. F représente un exemple de diagramme de IRM et back-field montrant la présence de deux phases magnétiques

4. Analyse directionnelle

Dans les 20 sites pris dans les différentes séries jurassique-crétacées du synclinal d'Aït Attab, la composante directionnelle caractéristique de l'aimantation rémanente naturelle ChRM a été facilement définie de façon systématique dans 11 sites pris dans les faciès rouges, alors que dans les faciès marno-calcaires seul le site TA10 montre une composante caractéristique bien stable (Tableau 5.1). Les 8 sites restant parmi ceux pris dans les faciès marno-calcaires de l'Aptien ne montrent pas de composante stable et donc aucun résultat directionnel concernant ces sites n'est pris en considération.

Site	Age	Facies	In Situ					After tilt correction			
			n	N	D	I	K	α_{95}	D	I	K
AT1	Bathonian	red silts and sandstones	8	7	331.9	1.4	20.3	13.7	329.6	43.1	20.
AT3	Infra-aptian	red silts and sandstones	8	8	331.7	25.4	103.5	5.5	319	42.1	103.
AT4	Infra-aptian	red silts and sandstones	8	8	341.2	17.7	60.9	7.2	337	43.9	45.
AT5	Infra-aptian	red silts and sandstones	8	7	329.3	19.5	39	9.8	322.8	38.2	38.
AT7	Albo-cenomanian	red silts and sandstones	7	5	327.6	31.8	195.4	5.5	330.3	34.4	197.
AT10	Aptian	marls and limestones	8	8	317.9	51.1	83.7	6.1	330.2	30.2	82.
AT13	Albo-cenomanian	red silts and sandstones gypsiferous	8	8	339.4	36.8	47.7	8.1	323.4	44.8	47.
AT15	Infra-aptian	red silts and sandstones	8	8	329.8	-15	66.4	6.8	345.2	42.8	66.
AT17	Infra-aptian	red silts and sandstones	8	6	352	60.2	44.6	10.1	339.2	44.8	44.
AT18	Infra-aptian	red silts and sandstones	8	7	337.4	50.6	41.2	9.5	329.7	32.5	41.
AT19	Infra-aptian	red silts and sandstones	8	7	329.7	25.9	42.2	9.4	323.6	44.1	42.
AT16	Bathonian	red silts and sandstones	7	6	1.8	60.6	65.4	8.3	298.4	65.7	65.3.
							**	345.6	46.8	65.	
ATS1	Bathonian	red silts and sandestones	7	7	1.7	53.1	162.79	4.7	334.8	16.3	165.
ATS2	Bathonian	red silts and sandestones	5	5	358.6	48.4	149.34	6.3	24.4	43.2	149.

Tableau 5.1. Résultats paléomagnétiques avec les directions moyennes des sites pris dans le synclinal d'Aït Attab.

**: résultat du site AT 16 avec une correction tectonique régionale en utilisant les données de la stratification du site AT17

n : nombre des spécimens désaimantés. N : nombre des spécimens dont les directions ont été considérées dans cette étude. D : déclinaison paléomagnétique, I : inclinaison, K et α_{95} : paramètres statistiques de Fisher (Fisher, 1953).

Toutes les directions moyennes calculées pour les différents sites dans lesquels la composante caractéristique a été bien définie montrent des polarités magnétiques normales

dans les deux situations de projections stéréographiques, avant et après reconstitution du pendage (Tableau 1 et Fig. 5).

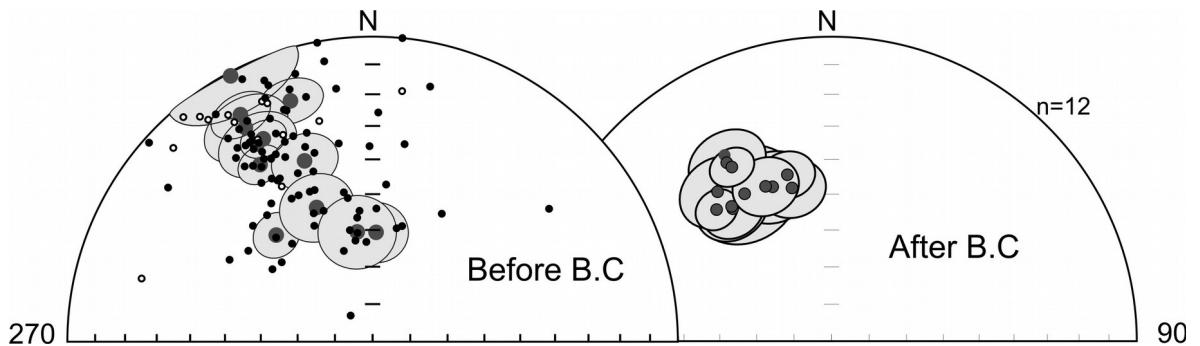


Figure 5.5 : projections « aires égale » montrant les directions des spécimens (petits cercles, en noir correspondent aux directions projetées dans l'hémisphère inférieure et les vides dans l'hémisphère supérieure). Les cercles en gris représentent les directions moyennes des sites encerclés par les zones de confiance 95% avant et après corrections de pendage (B.C.).

Les séries étudiées couvrent la période allant du Bathonien jusqu'à l'Albo-Cénomanien ; durant cette période plusieurs épisodes d'inversion de polarité ont eu lieu (Fig.5.6), et le fait que toutes les directions obtenues dans les sites étudiés ont des polarités normales (Fig. 5.5) est un premier signe que la composante caractéristique correspond à une aimantation rémanente naturelle secondaire.

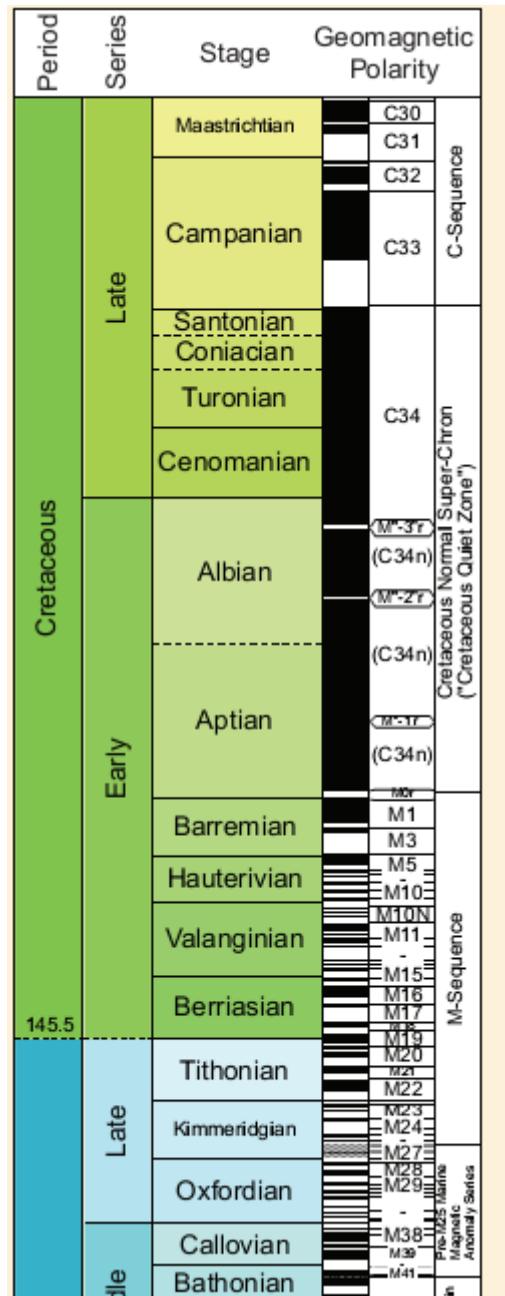


Figure 5.6. Échelle des polarités géomagnétiques du Bathonien à la fin du Crétacé (Ogg et al., 2008).

D'après les résultats stéréographiques de la comparaison de la disposition des directions moyennes de tous les sites pris dans le synclinal d'Ait Attab, à l'exception du site ATS, entre la situation *in situ* (avec l'attitude actuelle du pendage) et la situation après la reconstitution de la paléo-horizontale (after bedding correction) (Fig.5.5) on peut observer clairement un bon regroupement des données directionnelles après la reconstitution de la paléohorizontale. Ce résultat de test de pli global indique que la réaimantation observée dans les séries du synclinal d'Ait Attab est antérieure au plissement qui a affecté les deux flancs de ce denier.

Dans le but d'examiner la fiabilité statistique de ce test de pli global nous avons effectué le test de McFadden et Jones (1981). Ce dernier test a été réalisé en subdivisant l'ensemble des sites où la composante ChRM a été bien définie en deux groupes, le premier groupe rassemble tous les sites pris dans le flanc nord du synclinal d'Aït Attab alors que le deuxième groupe est celui des sites pris dans son flanc sud. Le paramètre f est supérieur à F , qui est la valeur du niveau de confiance à 95% de f , dans la situation *in situ* (avant les corrections tectoniques) , alors qu'après les corrections tectoniques f devient inférieur à F , ceci indique que le test de Mc Fadden et Jones est positif à 95% de niveau de certitude (Tableau 5.2), et donc que la réaimantation enregistrée dans les roches étudiées dans le synclinal d'Aït Attab est acquise avant le plissement conduisant à la formation du synclinal dans les zones échantillonnées.

<i>Aït Attab syncline</i>							
In situ	N	D	I	k	α_{95}	f	F_{95}
	12	334.3°	31.1°	11.2	5	1.438	0.350
After tectonic corrections	N	D	I	k	α_{95}	f	
	12	331.1°	40.9°	91.6	4.6	0.091	

Tableau 5.2 Test de McFadden et Jones (1981) pour les sites des deux flancs nord et sud du synclinal d'Aït attab

5.Age de la ré-aimantation et du plissement du synclinal de Aït Attab

5.1. L'âge de la réaimantation dans le synclinal d'Aït Attab

L'analyse des directions paléomagnétiques obtenues dans les sites prises dans le synclinal d'Aït Attab révèle que la ré-aimantation des séries sédimentaires du Bathonien au Crétacé Inférieur est exclusivement de polarité normale dans le cas de la composante caractéristique. Cette ré-aimantation est acquise avant le plissement régional de la zone pendant le cénozoïque. Le calcul de la direction moyenne de la ré-aimantation à partir des directions de l'ensemble des sites donne un vecteur moyen de déclinaison $D= 331.1^\circ$ et d'inclinaison $I= 40.9^\circ$ avec un paramètre de précision $k = 91.6$ et $\alpha_{95} = 4.6^\circ$. Dans le but de déterminer l'âge de la ré-aimantation, une comparaison de l'inclinaison et la déclinaison de la direction moyenne obtenue et les déclinaisons et inclinaisons prévues pour l'Afrique en utilisant la trajectoire globale de la migration du pôle dans les coordonnées de l'Afrique comme déterminé par Torsvik et al. (2012), et comme déjà proposé pour la ré-aimantation des séries jurassiques dans le Haut Atlas dans la région d'Imilchil par Torres-López et al. (2014) (Fig.5.7). L'intersection entre la ligne d'inclinaison du vecteur de la ré-aimantation obtenue dans les roches prises à Aït Attab et la courbe des inclinaisons attendues du APWP de l'Afrique ne donne pas d'information précise sur l'âge de l'acquisition de cette dernière puisqu'elle couvre un intervalle des âges très large (Fig.5.7a). Dans le cas des déclinaisons l'intersection montre trois intervalles restreints d'âges probables pour l'événement de la ré-aimantation : la première solution obtenue est d'environ 240Ma (Trias supérieur) et la deuxième est autour de 160Ma (Jurassique Moyen à Supérieur) et l'âge le plus récent obtenu se situe dans la transition Albien-Cénomanien, vers 95-117Ma (Fig.5.7b). Malgré les âges différents des séries étudiées, les différences lithologiques et minéraux porteurs de l'aimantation, la consistance des directions obtenues et les polarités normales observées dans l'ensemble des spécimens et des sites étudiés, supporte l'hypothèse qu'un événement de réaimantation unique a affecté l'ensemble des séries sédimentaires du jurassique et crétacé. Tenant en compte l'âge de ces roches le premier et le deuxième âge probables pour cet événement de réaimantation doivent être exclus puisque les roches affectées sont postérieures à 160 et 240 Ma. Seule la troisième solution peut correspondre à l'âge probable de la réaimantation des roches dans le synclinal d'Aït Attab, situé entre 95 Ma et 117 Ma (Albien-Cénomanien). Cet intervalle qui coïncide avec le superchron de la polarité normale du Crétacé (Fig.5.6), explique donc la polarité normale systématique obtenue dans tous les échantillons étudiés. Cet âge est consistent avec les âges obtenus pour la ré-aimantation des séries jurassiques dans d'autres régions du Haut Atlas entre laksiba-Imilchil-Tinghir et Midelt-Rich-Errachidia (Torres-López et al., 2014 et 2018; Calvín et al., 2017).

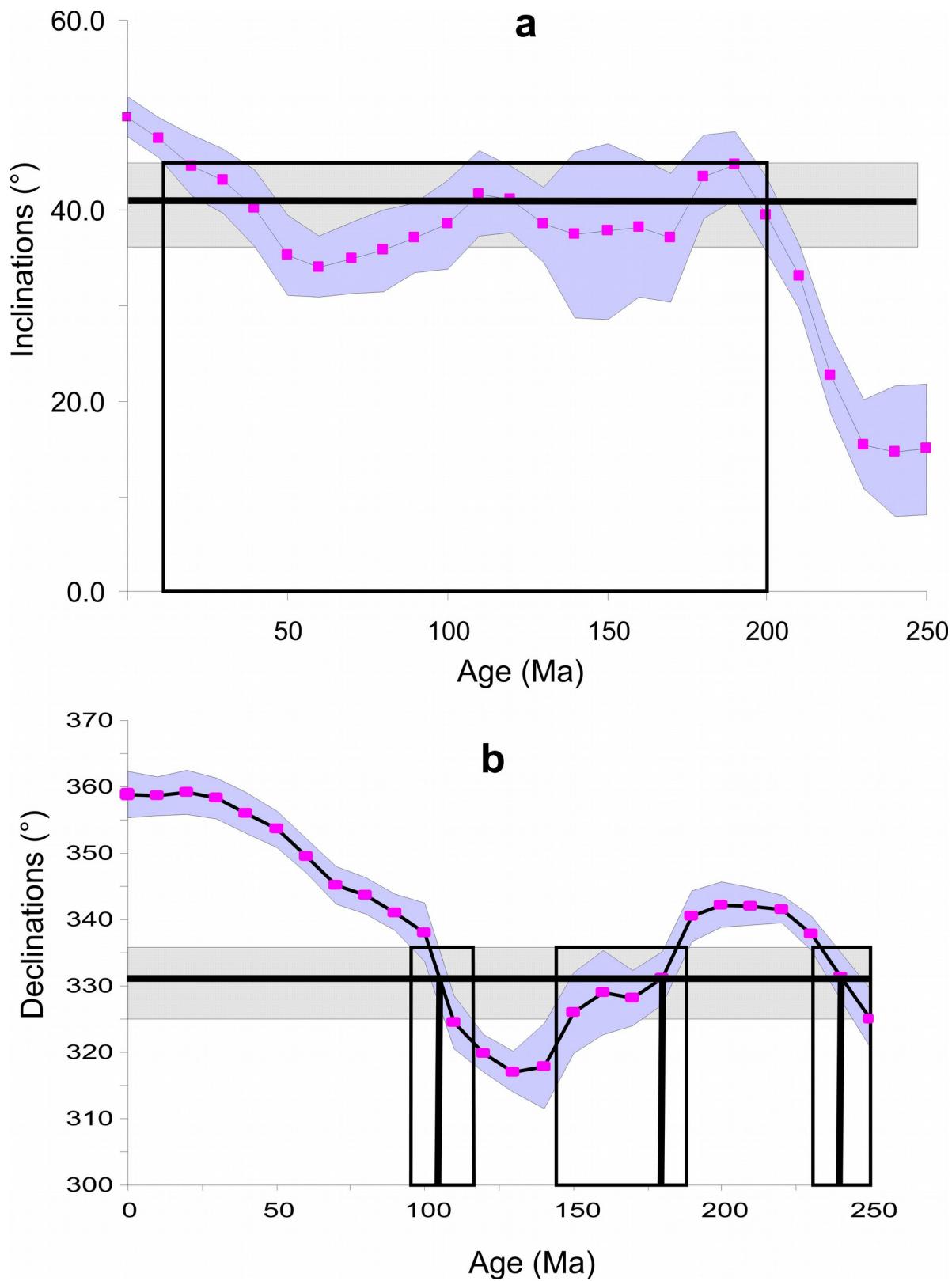


Figure 5.7. Courbe d'inclinaison-âge (a) et courbe de déclinaison-âge attendue dans le Haut Atlas d'après GAPWP dans les coordonnées de l'Afrique ((Torsvik et al., 2012). Les lignes horizontales représentent inclinaison et la déclinaison et leurs intervalles d'erreur dans la région d'Aït attab (modifiée, d'après Torres et al., 2014)

5.2. Age du plissement dans le synclinal d'Aït Attab

Avant de discuter l'âge du plissement il faut souligner que le terme plissement, dans cette section ou dans les reconstitutions paléogéométriques dans cette zone, est utilisé de façon à ce qu'il englobe le plissement proprement dit lié à l'inversion tectonique et/ou le basculement des couches sur les deux flancs durant le stade « bassin » et qui peut être lié à d'autres phénomènes discutés dans la partie reconstitutions des paléogéométries des rides et des dépocentres. La datation relative du plissement dans le cas du synclinal d'Aït Attab par rapport à l'âge de l'acquisition de la ré-aimantation semble être claire puisque le test de pli global montre que le plissement est postérieur à la ré-aimantation et donc à 95 Ma. Cet âge dans ce cas ne reflète pas exactement celui de la structuration de cette zone, si on ne se base que sur les résultats obtenus par les sites pris dans cette zone et dans le cas où la structuration ancienne durant même le stade rifting des rides et des dépocentres est évoquée. Dans la plupart des zones étudiées du Haut Atlas, les structures actuelles sont dans la majorité des cas héritées de la géométrie du bassin, les rides ont été presque toutes « plissées » ou structurées de façon contemporaine au remplissage du bassin. Pas loin de Aït Attab, les deux synclinaux de Ouaouizaght et de Taguelf avaient été déjà formés avant 100 Ma. Ces différents résultats nous amènent à poser un ensemble de question dans le but de bien comprendre l'âge de la structuration de ce synclinal et de comprendre pourquoi le test de pli donne un âge de plissement dans la zone d'Aït Attab postérieur à la ré-aimantation. Est-il une des exceptions des grandes structures étudiées dans le Haut Atlas ? Ce résultat est-il contradictoire avec les autres résultats obtenus dans les autres zones du Haut Atlas central ?

Plusieurs indices peuvent apporter des éclaircissements concernant l'âge du plissement dans cette zone et donc des réponses aux différentes questions pré-cités. Parmi ces indices la présence de structures métriques syn-sédimentaires dans les séries jurassiques des deux flancs du synclinal, dont l'une est sujette à une datation par méthode paléomagnétique (voir section suivante). Ce pli métrique rencontré dans le bathonien au voisinage de la ride d'Aït Sri dans le flanc sud du synclinal d'Aït Attab, les plis métriques rencontrés dans le flanc nord dans les séries du bajocien (El Makrini et al. 2017) et les discordances progressives dans les séries jurassiques dont certaines se biseautent et disparaissent dans la partie sud du synclinal, ressemblent aux structures observées aux voisinages des rides atlasiques dont la structuration pré-détermine 100Ma (voir section précédente). A cet indice nous pouvons ajouter la position des sites d'échantillonnage pris dans cette étude dans le but d'examiner l'origine de la géométrie courbée du synclinal et de déterminer l'évolution de la fabrique magnétique dans les séries rouges du jurassique ; ces deux objectifs de l'étude de cette zone justifient l'échantillonnage

pris loin des grandes failles qui bordent le synclinal d'Aït Attab à l'exception du site AT16 (et ATS) et loin de ses bordures. Deux informations précieuses concernant l'âge du plissement dans le synclinal d'Aït Attab peuvent être tirées de cette discussion ; i) l'âge de plissement des bordures du synclinal de Aït Attab est fort probablement similaire à celui des autres structures étudiés dans le Haut Atlas, et donc le soulèvement de ces bordures est contemporain à la sédimentation, vu que ces bordures montrent des structures synsédimentaires similaires à celles observées dans les rides structurées avant 100 Ma et fort probablement au cours de la sédimentation des séries jurassiques, ainsi que l'absence des sites pris aux voisinages des bordures exclus la généralisation de l'âge de basculement des couches dans toute la zone puisque les sites ont été pris dans la partie centrale du synclinal. ii) la partie centrale du synclinal d'Aït Attab a subi un plissement postérieur à 95 Ma (post-réaimantation), fort probablement au cours de la phase d'inversion cénozoïque généralisée dans toute la marge nord de la plaque africaine, et le basculement anté-réaimantation rencontré dans tout le Haut Atlas central, reste dans le cas de Aït Attab , comme dans certains larges dépocentres, limités aux bordures loin des zones échantillonnées dans ce travail.

6.Géométrie courbe du synclinal d'Aït Attab

Comme déjà signalé au début de ce chapitre, l'objectif principal de l'étude paléomagnétique des couches rouges jurassiques de la région de Aït Attab est l'examen de l'origine de la forme courbée de ce synclinal. Ce dernier montre un segment oriental avec une direction E-W alors que dans sa partie ouest son axe devient de direction NE-SW(Fig.5.1).

6.1. Les virgations axiales dans le Haut Atlas

En se basant sur des données de terrains et des images satellitaires, Beauchamp (2004) a examiné l'hypothèse de superposition de deux phases de plissement liées au changement du champ de contrainte, et donc liée à deux phases de compression séparées dans le temps ; dans son travail Beauchamp (2004) a exclu cette hypothèse et a relié la présence de différentes familles de plis dominées surtout par la tendance atlasique E-W(ENE-WSW), NE-SW et NW-SE au contrôle des structures de la phase de rifting conduisant dans le cas d'Aït Attab à la superposition d'un pli de direction E-W (f1) et d'une deuxième direction (f2) de direction NW-SE reliées toutes les deux à la même phase de compression. Pour Beauchamp (2004) la présence de structures hérités du stade d'ouverture de bassin telles que ; les rampes, les zones

de relais, les plis en échelon, les failles de transfert parmi les autres structures qui peuvent être associés au phénomène de rifting, peut influencer la déformation lors du stade de l'inversion du bassin de façon à ce que les paléogéométries des structures du stade rifting affectent le champ de contrainte et peuvent donc conduire à des superpositions de plissement disharmonique.

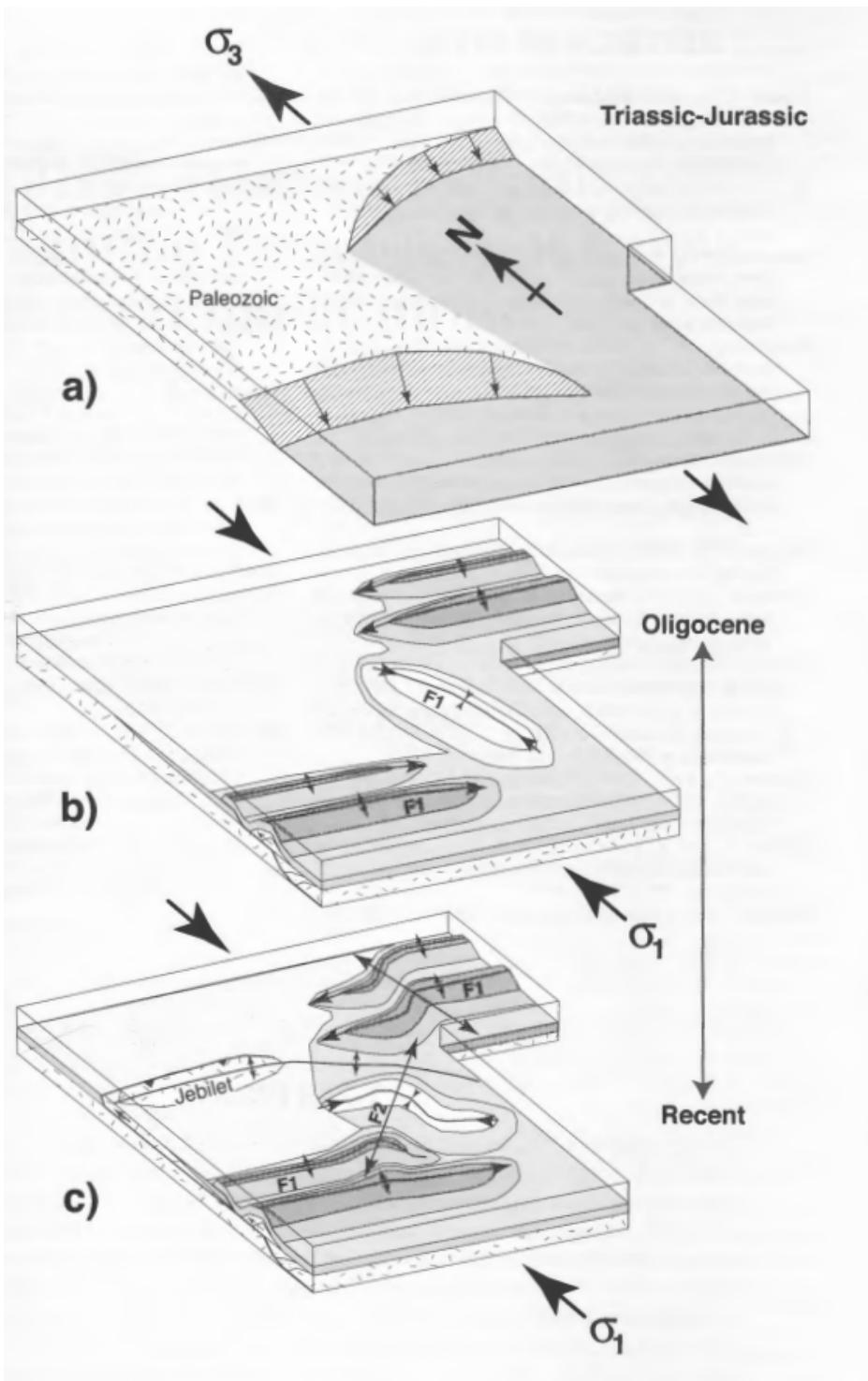


Figure 5.8. L'inversion d'une zone d'accommodation synrift (a) par raccourcissement de normal de la marge conduisant à la formation de premiers plis (f_1) parallèle à la rampe (b). La

persistance des forces compressives sur la zone d'accommodation conduit à la formation d'une nouvelle famille directionnelle de plis(f2) en interférence avec les premiers (f1) (Beauchamp,2004)

Dans d'autres travaux comme celui de Laville (1977) dans la bordure nord du Haut Atlas la superposition de plissement de différentes directions est reliée au changement successif de la direction de compression, allant de l' WSW-ENE à la direction NNE-SSW. Une interprétation similaire a été proposée pour le plissement superposé dans le Haut Atlas Oriental par De-Sitter en 1960, qui a lié ce genre de plissement à la succession de différentes phases de compression et différentes directions de la contrainte principale compressive.

Une autre interprétation de ce genre de structures courbées ou caractérisées par une virgation des axes, est la distorsion des axes des structures de la couverture, de direction majeure NE-SW,sous l'effet des déplacements latéraux en décrochements des accidents profonds du socle, comme déjà proposé par Ibouh (2004) pour expliquer les virgations axiales au niveaux de certains anticlinaux, bien que dans le cas de Aït Attab cette possibilité est à exclure, vue la nécessité d' une contrainte maximale conduisant à la déformation subséquente incompatible avec le contexte géodynamique et qui va réactiver une faille profonde sub-passant par la ride de Aït Sri et perpendiculaire à la structure primaire probablement tordue, dans ce cas NE-SW ou E-W dans le cas d'une torsion inéquitable des deux segments.

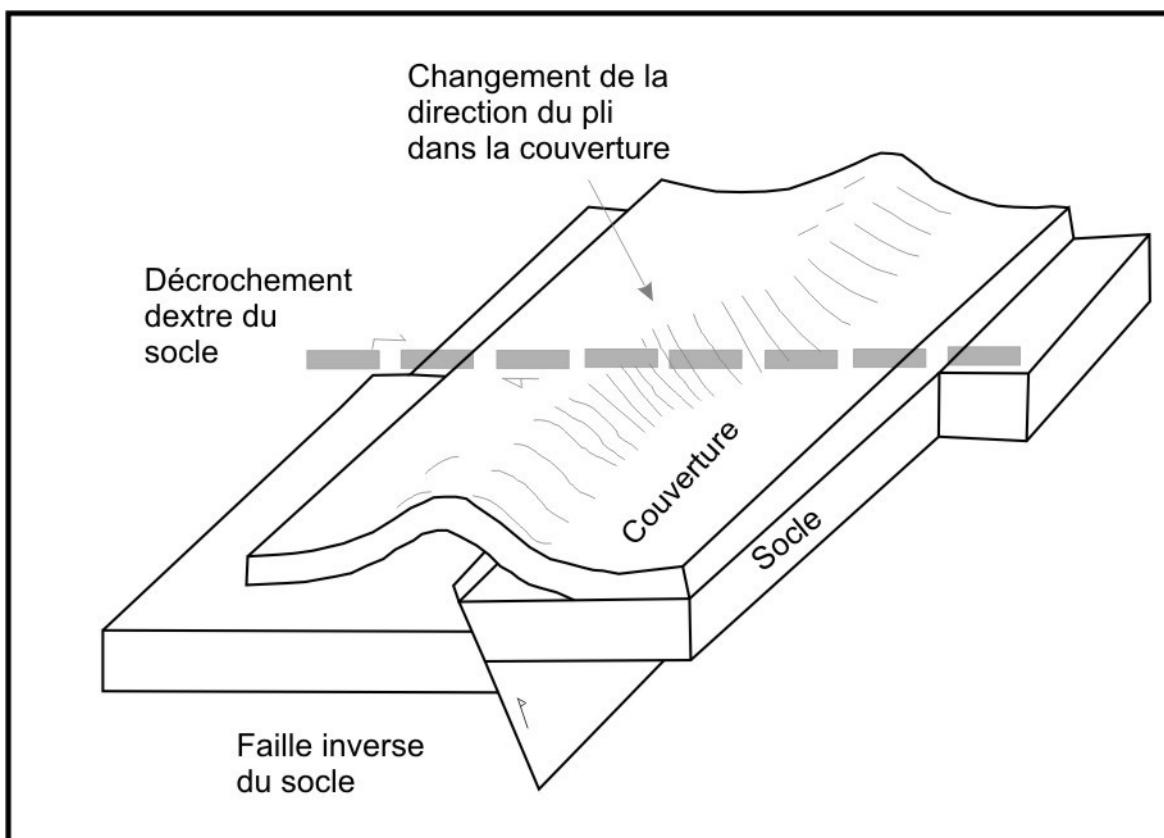


Figure 5.9. Modèle de virgation axiale des structures plissées de la couverture sous l'effet des mouvements en décrochement des accidents du socle (Ibouh, 2004).

6.2. Approche paléomagnétique et Test d'orocinal bending

La présence d'un certain degré de torsion ou de courbure cartographique dans les chaînes récentes et anciennes est admise depuis longtemps par la plupart des travaux de géologie. L'étude de l'origine des structures arquées et l'aspect cartographique des chaînes orogéniques sont devenus après de plus en plus importants comme une clé conduisant à la compréhension de leur développement. Deux éléments sont de grande importance dans le but de comprendre ce genre de structures, i) savoir d'abord si cette structure est primaire c-à-d qu'elle n'est pas affectée par rotation d'axe vertical ou secondaire dans le cas où elle montre ce genre de déformation, ii) si la structure arquée est secondaire, dans ce cas deux autres questions se posent : les deux parties de cette structure ont-elles subi des rotations d'axe vertical ? ou bien l'une des deux a subi de la rotation est l'autre est primaire, laquelle ?

Ce genre de questions était évoqué depuis longtemps dans les travaux portés sur les systèmes arqués (Carey, 1955 ; Ries et al., 1980 ; Eldredge et al., 1985 ; Lowrie et Hirt, 1986 ; Isacks, 1988 ; Tait et al., 1996 ; Weil et al., 2001 ; Weil et Sussman, 2004 ; Van der Voo, 2004 ; Marshak, 2004 ; Yonkee et Weil, 2010). Depuis la publication du travail de Schwartz and Van der Voo (1983) dans lequel ils ont développé un test paléomagnétique « test orocinal » permettant de mettre en évidence la présence où non des déformations en rotation autour d'axes verticaux, ce dernier est devenu commun dans les études de l'origine des structures arquées.

Dans le travail de Weil et Sussman (2004), ces deux auteurs proposent une illustration schématique de l'apport du paléomagnétisme à la mise en évidence des rotations autour d'axe vertical et horizontal, ainsi que la fiabilité et la capacité de cette approche pour l'étude des relations entre l'angle de rotation de block autour d'un axe vertical et la tendance structurale régionale dans une chaîne arquée.

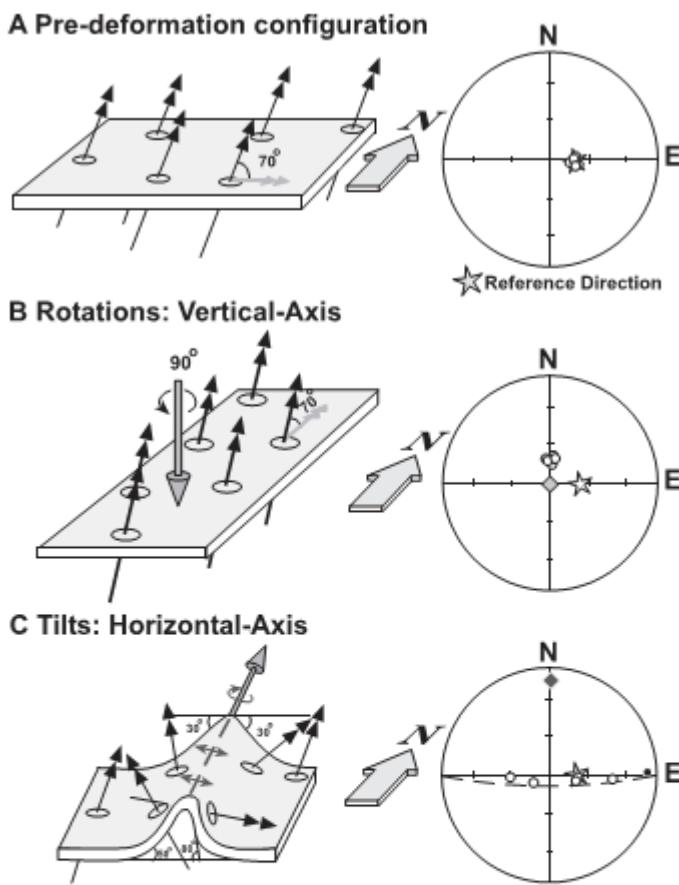


Figure 5.10. Schéma illustrant comment le paléomagnétisme peut fournir des informations sur les rotations autour d'axes horizontaux et verticaux dans le cas où une direction de référence pré-déformation est connue (étoile).

Ces deux auteurs considèrent cette approche comme étant un outil idéal de discrimination entre les différents modèles cinématique proposés pour les origines des chaînes courbées par Schwartz and Van der Voo (1983), basés sur le test oroclinal. Pour la réalisation de ce test ces auteurs examinent la relation entre l'écart de la direction des axes des plis ou la direction des plans de stratification des couches et une direction de référence (S-Sr) avec l'écart des déclinaisons paléomagnétiques calculées pour les différents sites pris le long de la structure arquée et une déclinaison de référence (D-Dr).

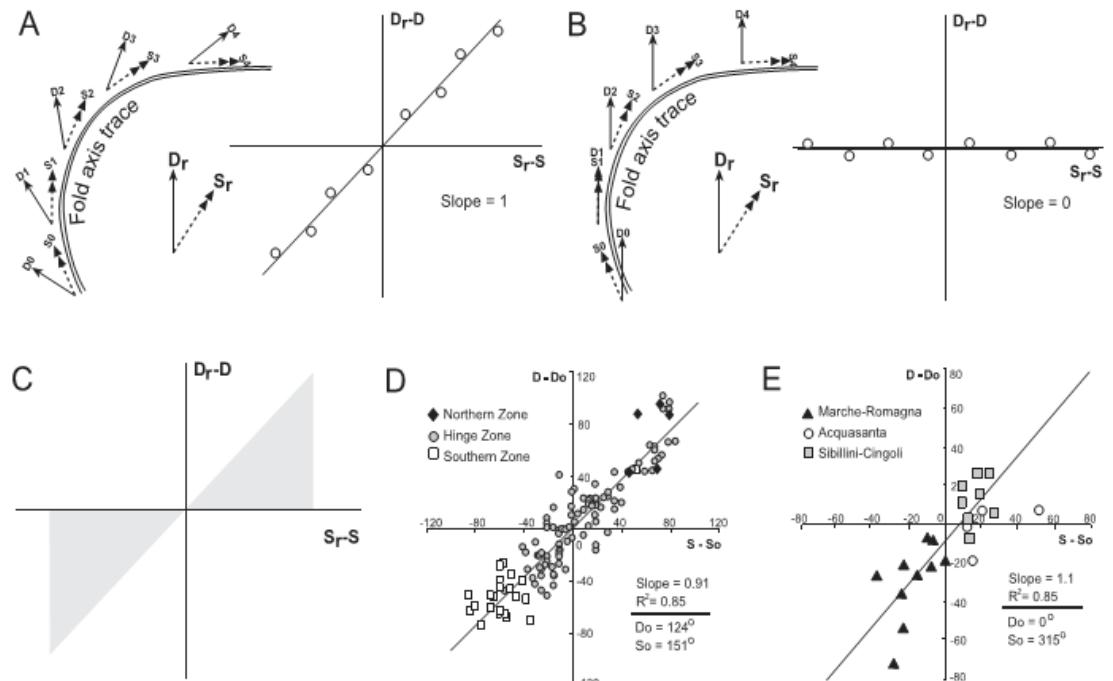


Figure 5.11. illustration schématique du test paléomagnétique de l'orocline (Schwartz et Van der Voo, 1983). A (positif) et B (négatif) test oroclinal d'une chaîne de montagne courbe. (C) zone La zone grisée représente la zone de corrélation potentielle entre la déviation des directions structurales et les rotations d'axe vertical (orocline-pente égale à 1 ; arc primaire-pente égale à zéro). D. Test orocinal positif pour l'Arc Cantabrien , dans le nord de l'Espagne. Do et So sont choisis de sorte que la régression linéaire passe par l'origine (modifiée par Weill et Sussman 2004 à partir de Weil et al., 2001). E. Test orocinal positif pour les Apennins du Nord (modifiée par Weill et Sussman 2004 à partir de Speranza et al., 1997)

6.3. Classifications des chaînes arquées

A grande échelle les chaînes de montagnes à structures arquées sont généralement typiques des limites de plaques lithosphériques et peuvent être le résultat de différents contextes géodynamiques compressifs. Une classification selon la présence de rotation d'axe vertical ou non a été faite par Marshak (2004) (figure), conduisant à la distinction entre i) un arc rotationnel où se produit une torsion progressive d'une structure primaire ayant une géométrie rectiligne et les deux segments de la structures en question subissent une rotation autour d'axe vertical virtuel, et ii) un arc non-rotationnel où il n'y a pas de torsion subséquente d'une structures déjà rectiligne ; leur géométrie débute avec une courbure

primaire et leur formation ne nécessite donc aucune contribution de des composantes rotationnelles autour d'axes verticaux

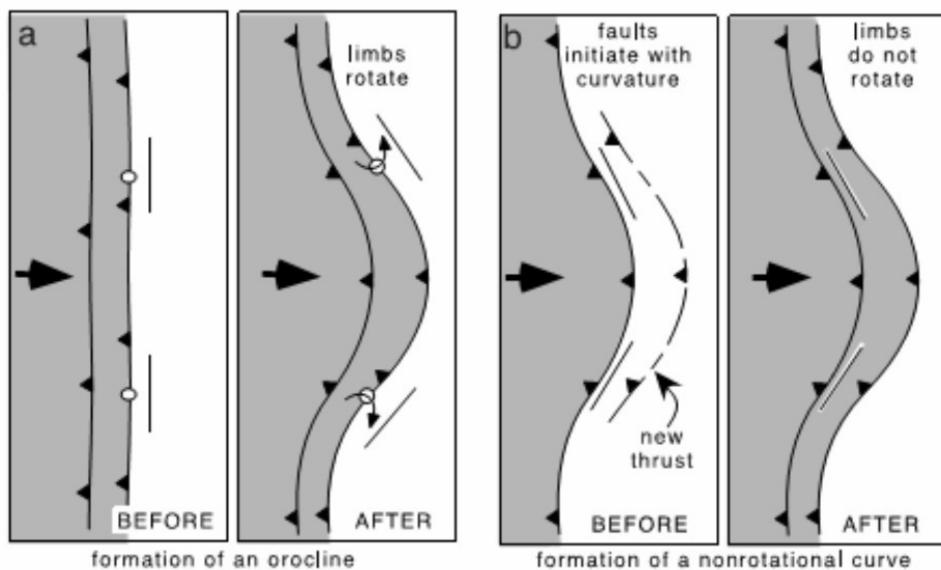


Figure 5.12. Schéma illustrant la différence entre une courbe rotationnelle (a) et une courbe non-rotationnelle (b) d'après (Marshak,2004)

En se basant sur les résultats paléomagnétiques du Test Oroclinal, Weil et Sussman (2004) ont pu distinguer entre trois types de structures arquées :

a) Orocline

Ce concept est défini pour la première fois par Carey en 1955 pour désigner les chaînes fléchies en fer à cheval pour remplacer le terme géoflex proposé par le même auteur en (1954). Dans les cas des oroclines une flexion subséquente se produit dans une structure déjà rectiligne lui donnant une forme arquée lors d'une deuxième phase de déformation. Cette phase de torsion est caractérisée par des rotations autour d'axes verticaux. Ces structures sont le seul type des orogènes arqués formés sous un mécanisme de déformation de flexion-pure « pur-bending » (Weil et Sussman, 2004) d'où le nom du test oroclinal-bending. Ce genre de structure est le résultat de superposition de deux phases de déformations temporellement distinctes ayant des contraintes motrices perpendiculaires ; durant la dernière phase la réactivation des grandes failles conduit à des rotations d'axe vertical à grande échelle, le test oroclinal dans ce cas est dit positif et montre une corrélation linéaire entre les écarts de déclinaisons et ceux de la stratification. L'arc cantabrien du nord de l'Espagne est l'un des exemples d'orocline dont la détermination est basé sur le test paléomagnétique d'oroclinal

(Weil et al.,2001) ainsi que par le développement des macles dans la calcite (Kolmeier et al.,2000).

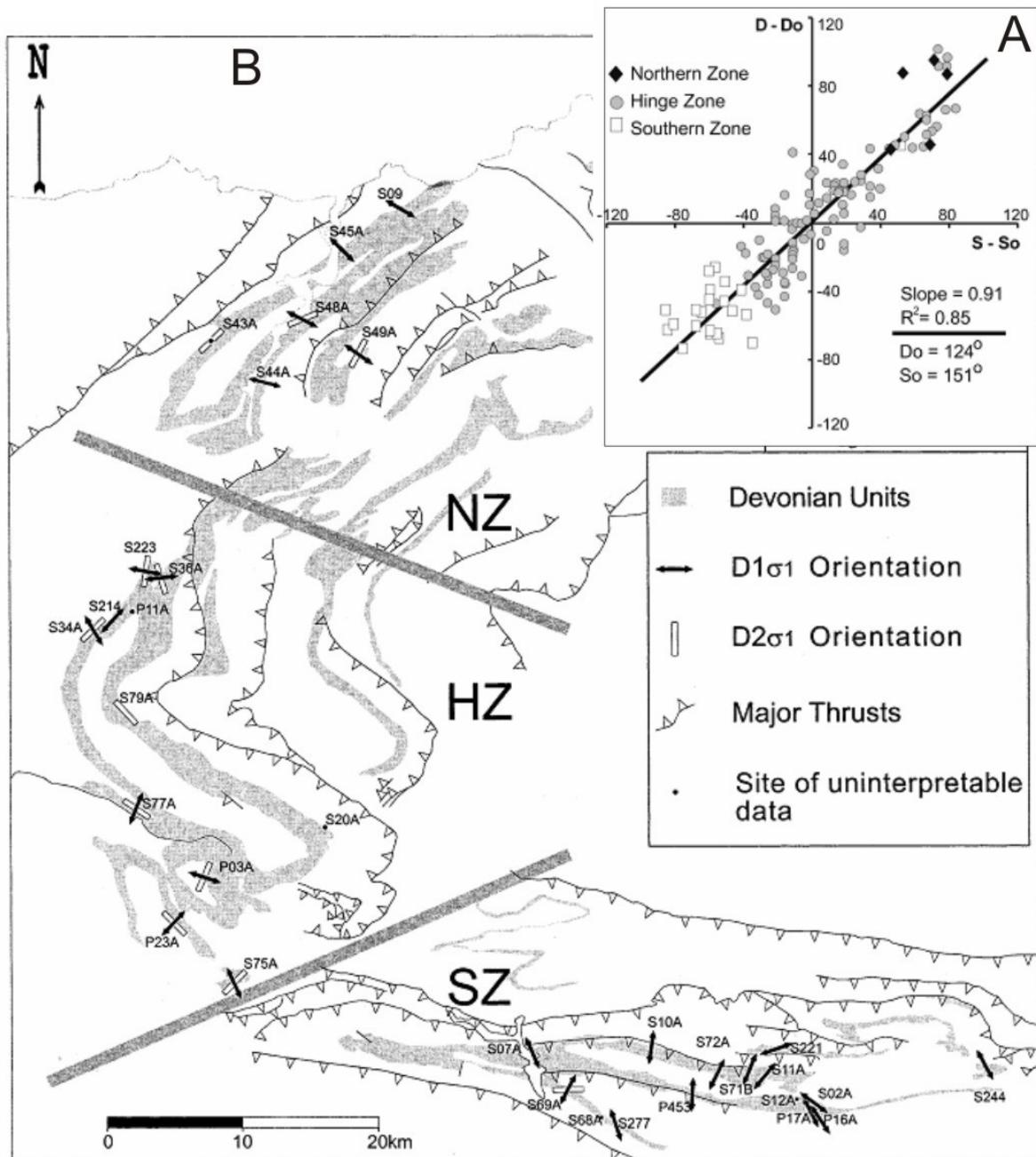


Figure 5.13. Test orocinal pour les données de 115 sites pris dans l'arc Cantabrien (A) d'après (Weil et al.,2001) . Et la carte de l'arc de la Cantabrie montrant les directions des compression obtenues par les macles de la calcite (Kollmeier et al.,2000)

Plusieurs autres orogènes arqués ont été considérés comme étant des oroclines, dont l'arc kazakhstan (Abrajevitch et al., 2007) et celui de la Patagonie où les données géologiques

et paléomagnétiques ont conduit Kraemer (2003) à conclure qu'il y'a une consistance entre un raccourcissement très fort dans la partie sud de l'arc et une rotation de 90° autour d'axe vertical obtenue par les données paléomagnétiques.

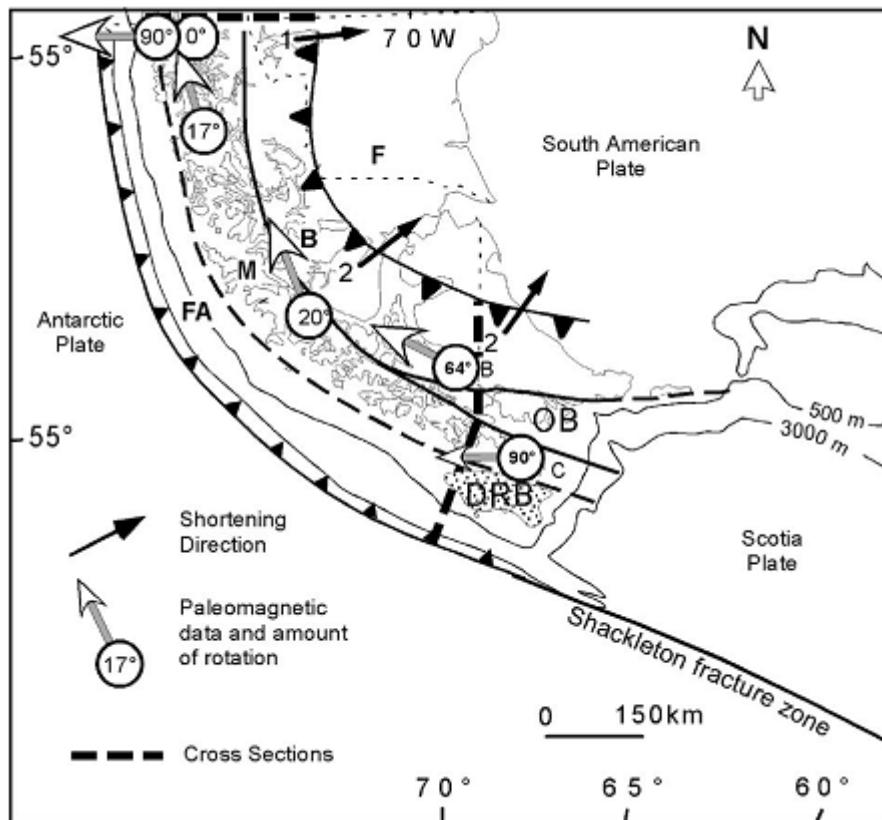


Figure 5.14. Carte de l'arc oroclinal de la Patagonie montrant les différentes unités tectonostratigraphiques : FA :Forearc, M :Magmatic Arc, B :Back arc, OB : Back arc oceanic crust remanents, DRB :Diego de Ramirez Forearc Basin, F : Stable Foreland. Ainsi que les directions de raccourcissement obtenues par l'analyse cinématique des failles (Diraison et al., 2000 et Kraemer, 1991), et les directions paléomagnétiques et la quantité de rotation au niveau de chacune de ces dernières Dalziel et al., 1973; Burns et al., 1980; Cunningham et al., 1991; Rapalini et al., 2001). D'après (Kraemer ,2003)

b) arcs primaires

À la différence des oroclines, les arcs primaires correspondent à des chaînes ayant hérités leur forme courbée d'un évènement anté-orogénique ou durant les premiers stades orogéniques. Dans ce cas la courbure est primaire et n'est pas due à une torsion lors d'une phase de déformation subséquente d'une structure qui était initialement rectiligne. Le terme arc primaire inclus également dans lesquels les rotations autour d'axes verticaux se produisent avant le stade d'inversion et de plissement. Le test oroclinal de ce genre de structure est

négatif et la droite de corrélation entre les écart de Déclinaisons et des directions a une pente nulle.

c) arcs progressifs

Le terme d'un arc progressif est attribué à toute chaîne de montagne dont la courbure a été acquise de façon progressive durant son histoire de déformation. Dans ce genre de courbure l'angle de rotation d'axe vertical obtenu est toujours inférieur à celui de la courbure totale de la chaîne. Dans le diagramme du test de l'oroclinal la droite de corrélation montre une pente comprise entre 0 et 1. En général la plupart des chaînes de montagnes courbes correspondent à des arcs progressifs alors que les arcs primaires et les oroclines représentent des cas rares et particuliers (Weil et Sussman, 2004). L'un des exemples des arcs progressifs est celui de l'arc de Wyoming, où les données paléomagnétiques ont permis de déterminer l'amplitude héritée de la courbure et celle des parties subséquentes (Yonkee et Weil, 2010) . Dans cet exemple un quart du total de la courbure est hérité alors que les autres trois quarts correspondent à des rotations acquises durant la phase orogénique.

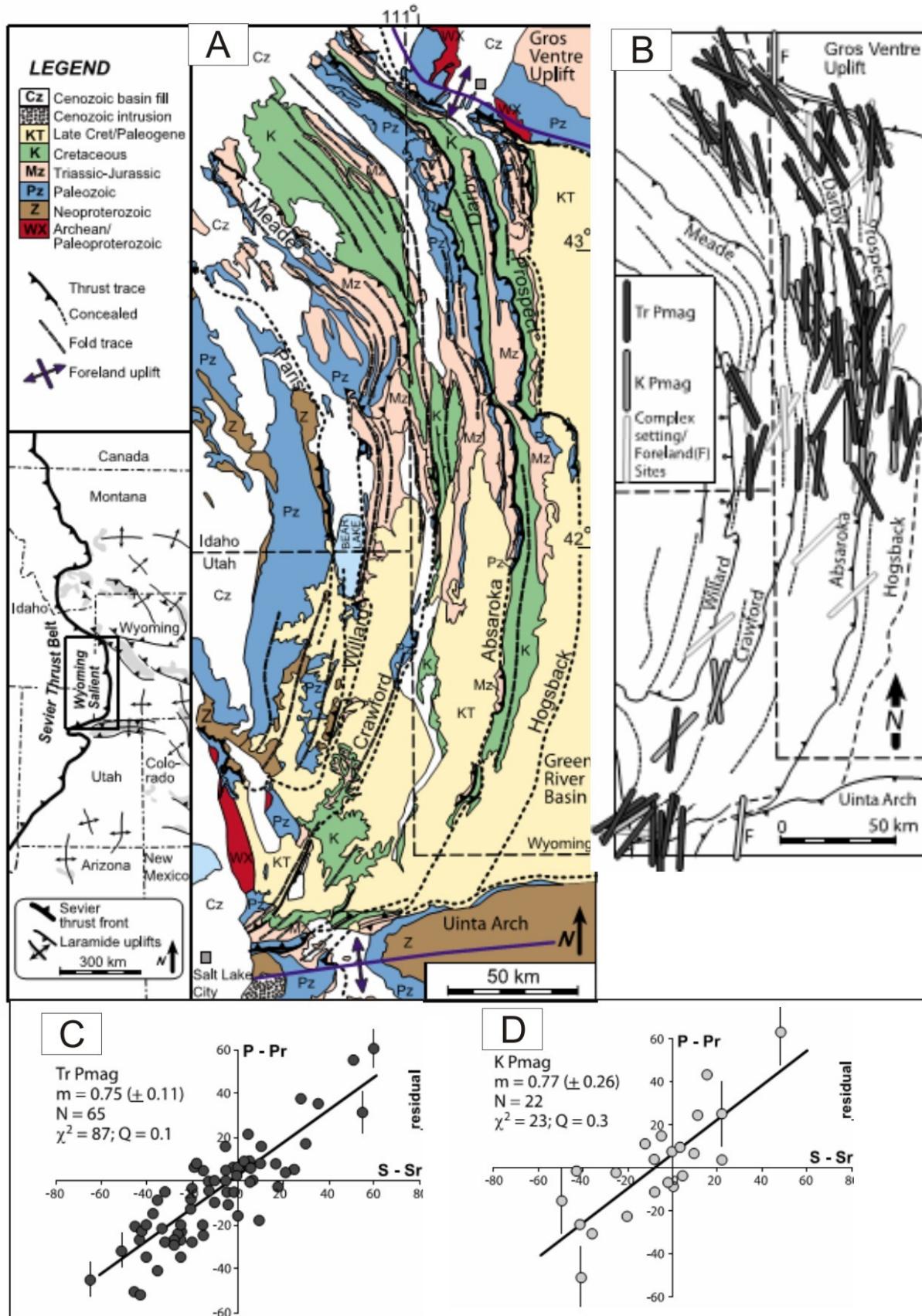


Figure 5.15. Carte géologique de l'arc de Wyoming (A). Carte des déclinaisons paléomagnétiques moyennes débasculées pour la composante Triasique (Tr) (en noir) et pour la composante de

réaimntation crétacée (K)(en gris). La représentation des directions est faite en accord avec la direction de référence appropriée 340° et 350° pour la composante du Trias s et du Crétacé respectivement. Les sites au Nord et au Sud de l'arc enregistrent des rotations anti-horaire et Horaire respectivement. Modifié par Yonkee et Weil, 2010 d'après Weil et al.,2010). (C) et (D) les tests directionnels pour les données filtrées (excluant les sites pris dans les plis renversés, des rampes obliques et des zones de décrochements), avec m : la pente de la meilleure droite de corrélation, N : nombre de site, χ^2 : total de l'erreur pondéré et Q la précision de la corrélation. C) représente le test des déclinaisons paléomagnétiques pour la composante triasique par rapport à une direction de référence 340° et D) pour la composante crétacée par rapport à une direction de référence de 350° . (Yonkee et Weil, 2010)

6.4. L'origine de la géométrie courbée du synclinal de Aït Attab

A partir de ce qui précède et en se basant les résultats paléomagnétiques des différents sites pris dans le synclinal d'Aït Attab, nous avons procédé d'abord à une comparaison des vecteurs paléomagnétiques entre les deux segments du synclinal en les projetant sur la carte de ce cette dernière structure. Les paléodéclinaisons du vecteur magnétique sont parallèles dans toutes les parties du synclinal. Un premier test oroclinal a été également réalisé en se basant sur les données « brutes » des déclinaisons et celles des stratifications dans les différents sites, le diagramme de ce dernier ne montre pas de corrélation linéaire *one-to-one* entre la stratification et les déclinaisons magnétiques. Dans le but d'avoir une représentation plus claire du test oroclinal, nous avons effectué la même opération avec le calcul des écarts des déclinaisons individuelles des différents sites et une déclinaison de référence, qui est la déclinaison moyenne calculée pour la réaimantation dans la région de Aït Attab, en relation avec les écarts des stratification (strike) de chaque site et une direction de stratification de référence, qui est la tendance générale de la chaîne atlasique N070. Le résultat de ce test oroclinal est similaire à celui obtenu dans le cas des tests négatifs et des arcs primaires (Weil et Sussmann, 2004). Ce résultat est également compatible avec les données de l'ASM montrant une forte cohérence des composantes directionnelles de la linéation magnétique dans les différents sites pris dans tout le synclinal, excluant donc toute rotation autour d'axe vertical subséquente à l'acquisition de la fabrique magnétique.

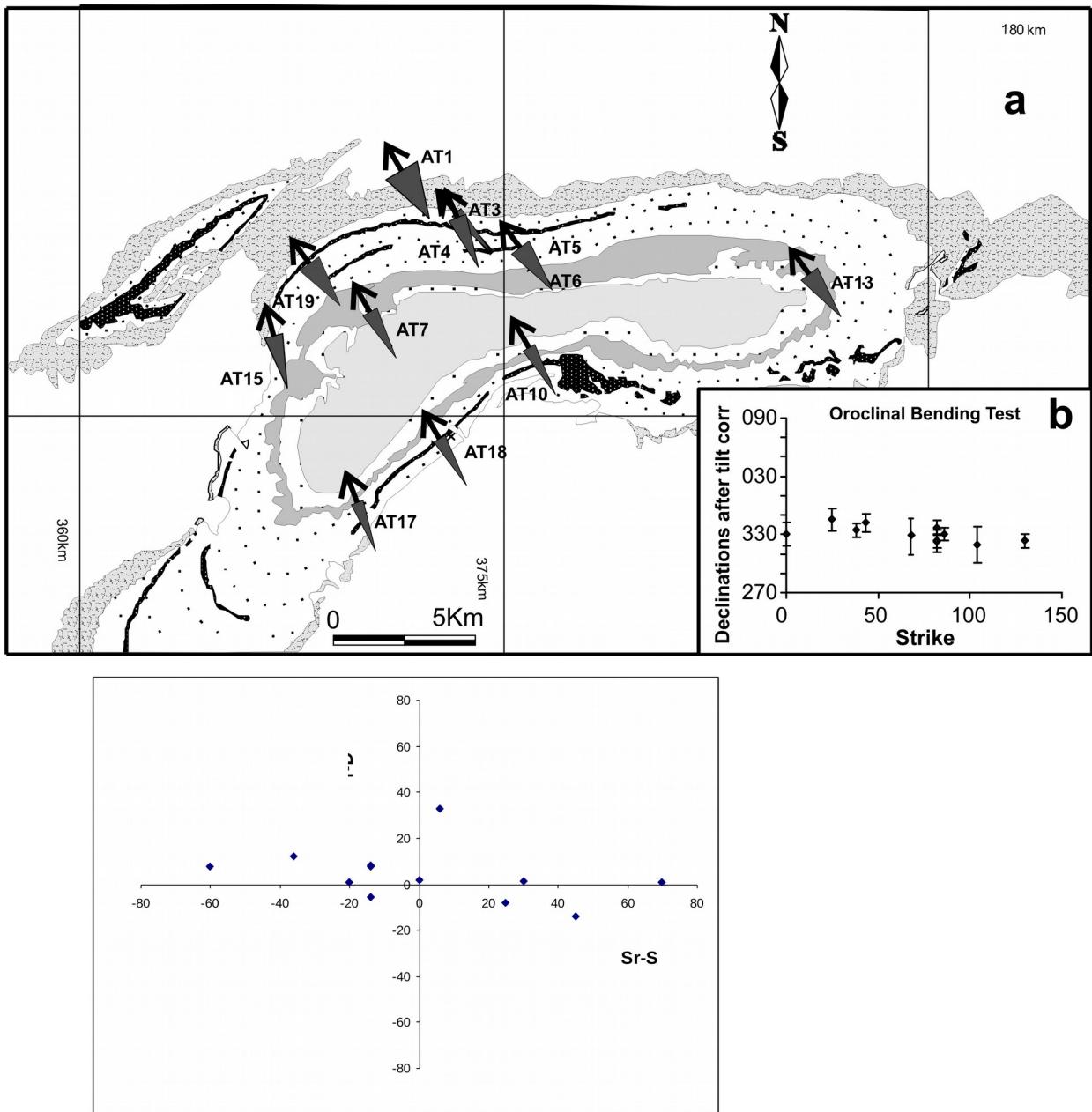


Figure 5.16. Déclinaisons paléomagnétiques et leurs erreurs dans les différents sites du synclinal d'Aït attab (a), test de corrélation des déclinaisons et des stratifications le long du synclinal (b) et c) le test oroclinal des déclinaisons paléomagnétique par rapport à une direction de référence (331°) et des stratification par rapport à une stratification moyenne de référence N70.

6.5. Conclusions partielles sur les données paléomagnétiques et leurs avec la géométrie du synclinal de Ait Attab

En terme de datation relative deux résultats peuvent être tirés à partir des données paléomagnétiques et celles de l'ASMS i) Sachant que la réaimantation des roches jurassique-

crétacées du synclinal d'Aït Attab s'est produite autour de 100Ma, et que le vecteur paléomagnétique et les roches qui le fossilisent n'ont pas subi de rotation autour d'axes verticaux subséquente au moment de son acquisition, toute rotation postérieure à 100 Ma dans la région de Aït Attab est à exclure.

ii) sachant que la fabrique magnétique est primaire et qu'elle est matérialise le champ de déformation durant de stade de sédimentation et de diagenèse de ces roches, le fait que les linéations sont parallèles et cohérentes exclu toute rotation autour d'axes verticaux après la sédimentation et la diagenèse de ces roches.

D'après les résultats et les interprétations précités, nous pouvons considérer que la forme cartographique courbe du synclinal d'Aït Attab est primaire, et qu'elle ne résulte donc pas d'une distorsion subséquente d'un pli atlasique de direction NE-SW formé pendant la phase d'inversion cénozoïque. Cette géométrie en arc ne peut être pas expliquée par la superposition de plissement avec un replissement d'un ancien pli de direction E-W par un pli NW-SE. Le synclinal d'Aït Attab ne correspond pas à un arc oroclinal ni à un arc progressif. Par contre ce synclinal correspond à une structure ayant une géométrie courbe avant 100 Ma voir même au moment de la sédimentation des séries jurassico-crétacées

En se référant à tout ce qui précède, la géométrie courbe du synclinal d'Aït Attab est une géométrie primaire, héritée de la géométrie du stade rifting, comme résultat d'interférence entre deux directions majeures de failles extensives d'orientation NE-SW (N045-N070) et E-W (N090), sous un régime en extension/transtension pendant la phase de formation des bassins atlasiques durant le mésozoïque (Fig.9). Ces failles sont responsables des géométries courbes et rhomboédriques des dépocentres et des rides atlasiques et de l'ouverture en bassins pull-appart dans le haut atlas central (Laville et al., 2004).

Le synclinal d'Aït Attab est un bon exemple illustrant le contrôle de la géométrie des failles profondes et de leurs orientations, parfois obliques à la direction de la contrainte compressive matérialisant la phase d'inversion atlasique au cénozoïque, à la géométrie et l'orientation des structures compressive qui en résultent. Dans le cas de ce synclinal la partie de la structure ayant une direction cartographique E-W, et deux flancs un flanc Nord où les pendages sud diminue d'amplitude de façon progressive vers la zone axiale et un flanc sud à pendage vers le nord variant de façon similaire à ce dernier, représente une structure atlasique d'âge cénozoïque formée sous l'effet d'une contrainte principale compressive N-S. La branche ouest du synclinal ayant une direction NE-SW est plissée durant la même phase et sous la même contrainte que la branche de direction E-W, de façon oblique par rapport à la contrainte compressive majeure mais sous contrôle géométrique dans structures profondes

héritées du stade rifting, dont la ride et la faille d'Aït Sri, dont la réactivation et le développement seront discutés suivante.

II- reconstitution des paléo-géométries des rides et des dépocentres

1. Introduction

Le paléomagnétisme est largement utilisé dans le but de résoudre différentes problématiques de la tectonique régionale. Cet outil est principalement employé comme moyen de détection des rotations d'axes verticaux comme déjà réalisé dans la partie traitant l'origine de la géométrie courbe du synclinal d'Aït Attab. Dans les dernières années la réaimantation synchrone au plissement a été utilisée comme outil de quantification des rotations autour des axes verticaux dans le but de faire la distinction entre la partie des structures plissée avant l'événement de la ré-aimantation et celle qui s'est produit après ce dernier, ce qui permet de reconstruire les paléo-géométries des structures tectoniques et des bassins inversés (e.g. Villalaín et al., 2003; Henry et al., 2004; Villalaín et al., 2015).

La ré-aimantation des calcaires et des couches rouges durant les stade extensif dans les zones de rifting et les régions en extension a été récemment appliquée dans l'analyse des bassins sédimentaires, dont le Haut Atlas central (Torres-López et al., 2014; Moussaid et al., 2015; Torres-López et al., 2016; Calvín et al., 2017; etc) et plusieurs bassins de l'Ibérie (Villalaín et al., 2003; Soto et al., 2008; Casas et al., 2009; Soto et al., 2011; etc.).

Dans le Haut Atlas les travaux antérieurs ont mis en évidence la présence d'un événement de ré-aimantation étendu dans tout le bassin du Haut Atlas Central, et affectant les séries marno-calcaires du jurassique (Torres-López et al., 2014, 2018 ; Calvin et al., 2017) ; cet événement de ré-aimantation n'est pas enregistré dans les séries carbonatées des bordures du bassin atlasique (Torres-López et al., 2014). Dans la bordure nord du Haut Atlas, dans la région d'Aït Attab, les couches rouges du Bathonien au Cénomanien, traitées dans la première partie de ce chapitre fossilisent une ré-aimantation acquise autour de 100 Ma (Moussaid et al., 2015). Cet événement correspond fort probablement à celui de la ré-aimantation généralisée dans les différentes régions le Haut Atlas entre Anergui et Rich (Torres-López et al., 2014, 2016, 2018 ; Calvin et al., 2017, 2018).

L'étude paléomagnétique réalisée dans le synclinal de Taguelft a pour objet l'étude de la ré-aimantation dans les différentes lithologies, dans un nombre suffisant de sites pris dans

tous le bassin dans l'ordre de comparer la direction moyenne et l'âge de cet événement de réaimantation entre les bordures et le centre de ce mini-bassin. Les couches rouges du Bathonien occupent le centre du synclinal ; alors dans les bordures affleurent les séries marno-calcaires du jurassique. La direction représentative de la ré-aimantation est calculée pour les deux types de lithologies et donc de situations structurales, bordures et centre du synclinal, et pour l'ensemble des sites du bassin par la méthode d'intersection de petits cercles (SCI; Waldor and Appel, 2006), en utilisant le programme développé par Calvin et al. (2017b). Cette direction est considérée comme direction de référence dans le but de reconstruire la géométrie de cette zone au moment de la réaimantation, ainsi que celle de la faille séparant le synclinal de Taguelft de celui de Ouaouizaght, les paléopendages ont été obtenus en suivant la méthode développée par Villalaín et al. (2015).

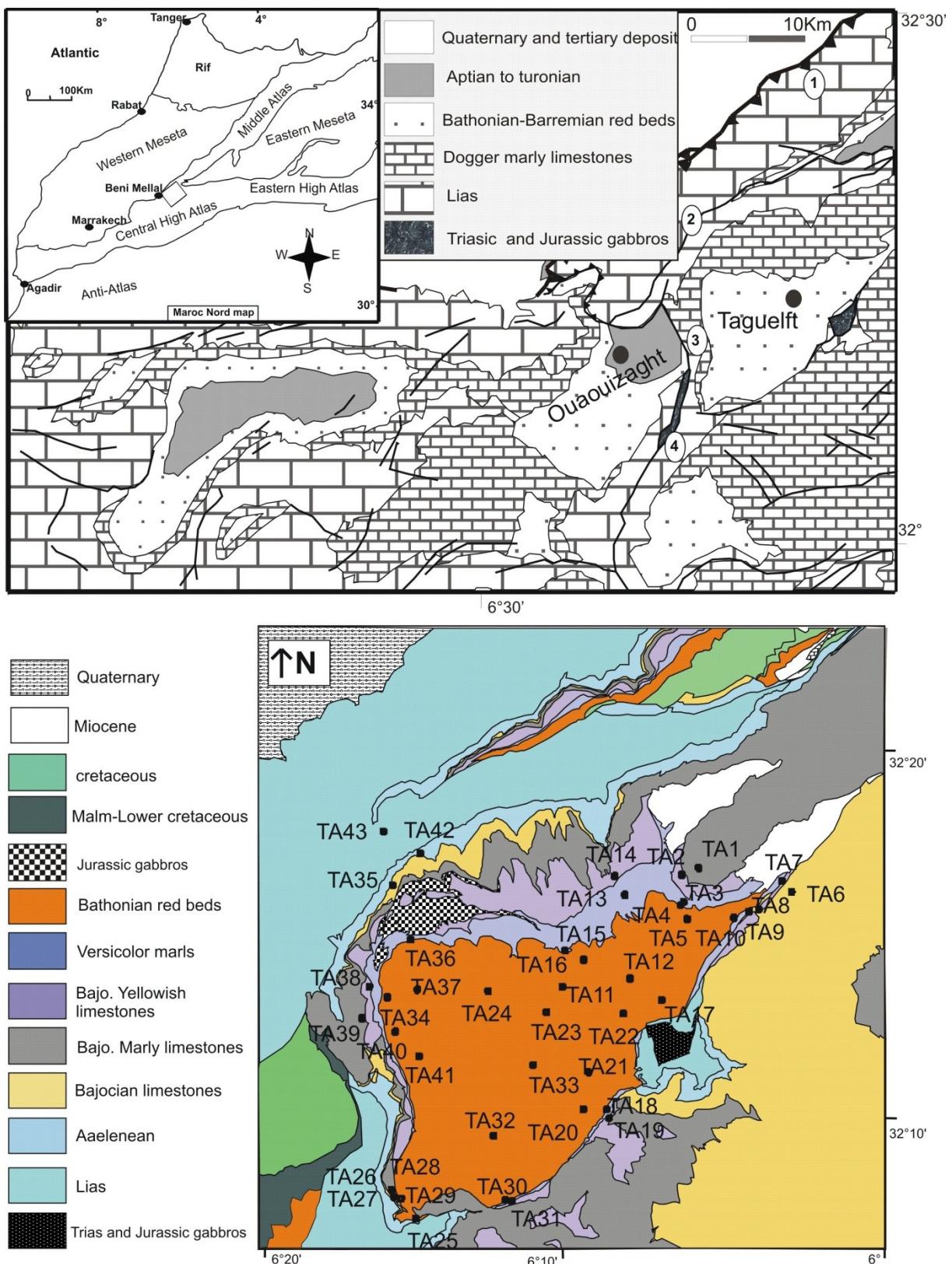


Figure 5.17. Schéma structural des synclinaux terrigènes de la bordure nord du haut Atlas Central et la carte des séries, et les sites d'échantillonnage, du synclinal de Taguelft.

2. Minéralogie magnétique

Différents types d'analyse de magnétisme des roches ont été réalisés sur un grand nombre de spécimens représentatifs des deux lithologies échantillonnées, couches rouges et les marno-calcaires, dans le but de déchiffrer les différentes phases magnétiques portant la réaimantation naturelle.

- dans les couches rouges: les courbes de l'acquisition d'une IRM ne montrent pas de saturation ; par contre on observe une augmentation de l'aimantation avec celle du champ magnétique appliqué, ce qui indique la dominance des phases de haute coercivité magnétique dans ce genre de lithologie (fig. 5.18a,b,c). Ce résultat est consistant avec les cycles hystérésis de ces spécimens qui ne montrent pas de saturation. Ces cycles d'hystérésis montrent une forme de taille de guêpe qui peut être expliquée par une mixture de phases magnétiques de différentes coercivités ou de tailles différentes (e.g., Jackson, 1990; Roberts et al., 1995; Tauxe et al., 1996). Les courbes thermomagnétiques de ces faciès sont presque réversibles excluant les transformations et les néoformations de phases durant les expériences et montrent une forte chute de l'aimantation autour de 660°C à 680°C, indiquant une forte dominance de la minéralogie magnétique par de l'hématite (fig. 5.19 a, b, c). toujours dans le cas des faciès rouges, les diagrammes de désaimantation thermique de l'acquisition en 3D de l'IRM, confirment et éclairent la mixture observée dans les cycles d'hystérésis (fig. 5.19a, b, c). le signal magnétique est dominé par une phase de haute coercivité magnétique ayant une température maximale de déblocage de 680°C, correspondant donc à l'hématite. Les spectres de basse coercivité (mois de 0.12T) ; des spécimens choisis pour ce genre d'expérience montrent une chute de l'aimantation vers 560 et 580°C indiquant que la deuxième phase de la mixture magnétique est la magnétite.

Dans les marnes et marno-calcaires: deux comportements magnétiques majeurs peuvent être distingués ; i) le premier comportement est caractérisé par la présence d'une seule phase magnétique. Dans le cas de ce comportement les spécimens représentatifs montrent des courbes de l'IRM saturées indiquant la présence d'une phase de basse coercivité magnétique (Fig. 5.18d,e). Les cycles hystérésis de ces spécimens sont également saturés et les courbes thermomagnétiques montrent une décroissance progressive de l'aimantation vers 580 et 600°C (Fig.5.19d,e), bien que, dans certains cas, la néoformation de minéraux ferromagnétiques empêche définir la température de Curie. Les résultats de la désaimantation thermique de l'acquisition en 3 directions orthogonales de l'IRM, montrent la dominance de phase de basse coercivité magnétique ayant une température maximale de déblocage de 560°C, correspondant à la température de la magnétite. ii) le deuxième comportement quant à

lui est caractérisé par une mixture de phases magnétiques. Dans ce comportement deux types de mixtures peuvent être distingués. Ces deux mixtures ont été observées dans des faciès particuliers, « calcaires jaunâtres » et « calcaires caractérisés par des micro-fractures à remplissage d’oxydes ». Les deux faciès montrent des cycles hystérésis avec des formes de taille de guêpe. Dans l’une de ces mixtures les courbes IRM sont saturées entre 0.3 et 0.4T, et après elles montrent une augmentation de l’aimantation jusqu’à l’application de la valeur maximale du champ magnétique (Fig.5.18f). Les courbes de désaimantation thermique de l’IRM 3D de ce genre de comportement magnétique montrent un spectre de basse coéricivité magnétique qui se désaimante vers 540°C indiquant la présence de la magnétite (Fig.5.19f*). Dans ce genre de comportement les spectre de haute coercivité magnétique des expériences de la désaimantation de l’IRM 3D montre une chute brutale vers 100°C, indiquant la présence de goethite, et une deuxième chute vers 660°C correspondant à la présence de l’hématite qui est aussi une phase de haute coercivité magnétique.

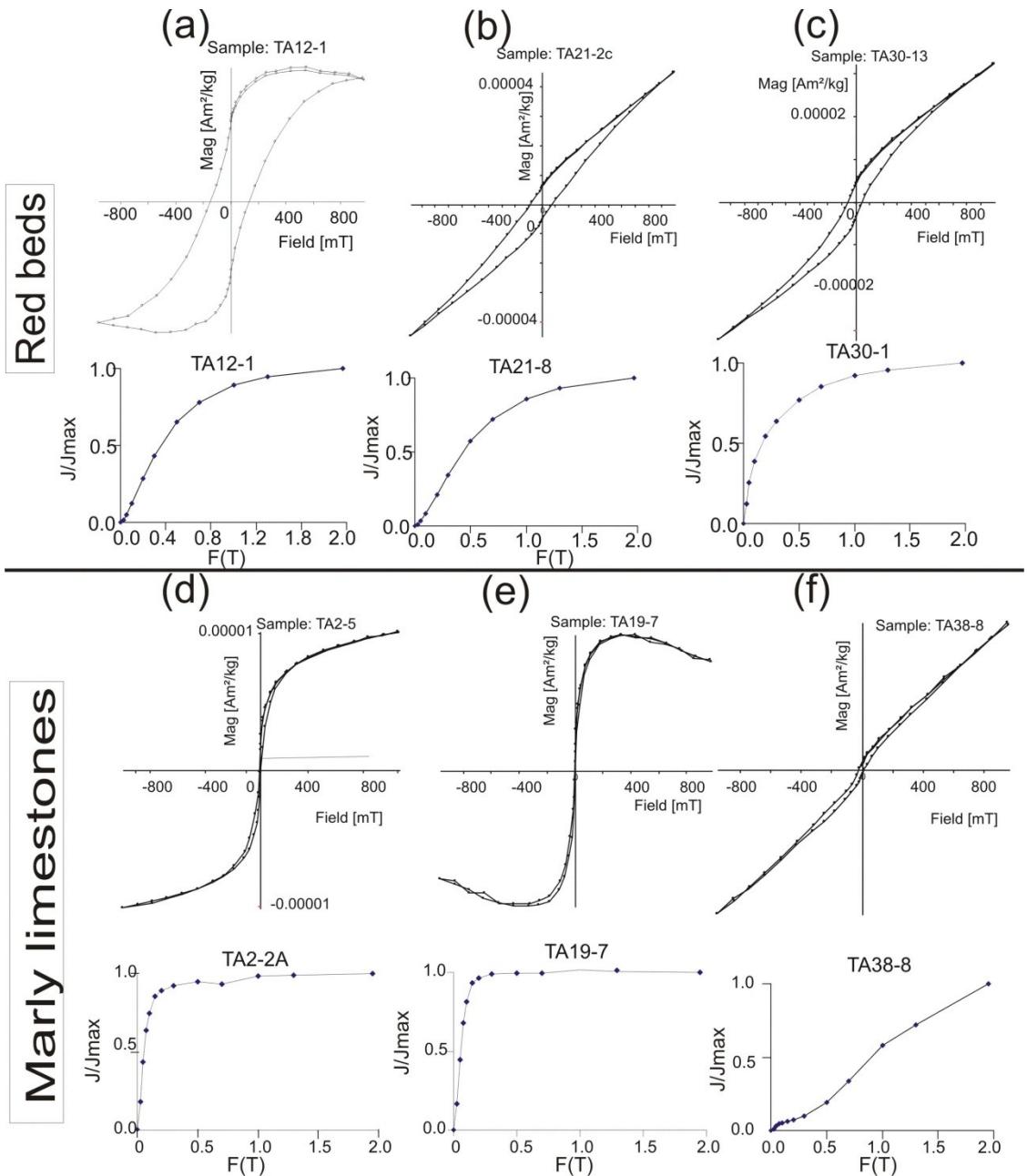


Figure 5.18. Les cycles d'hystérésis et les courbes IRM représentant les différents comportements magnétiques des sites pris dans le synclinal de Taguelft

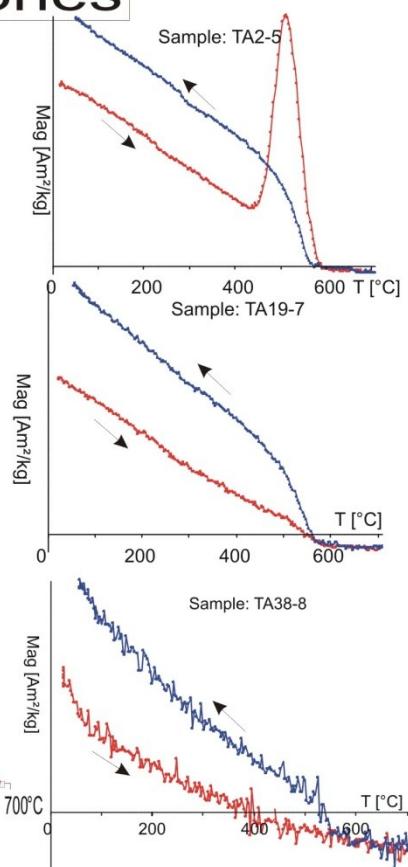
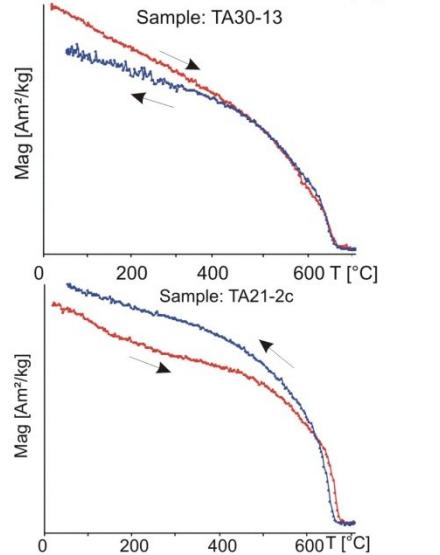
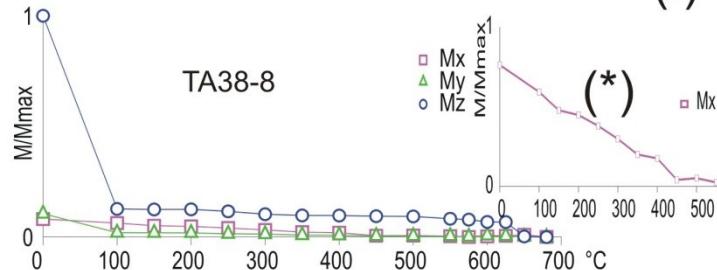
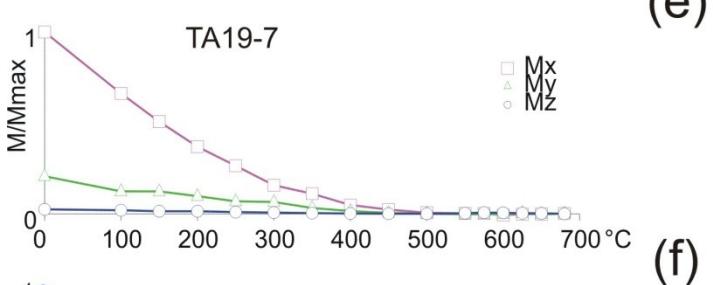
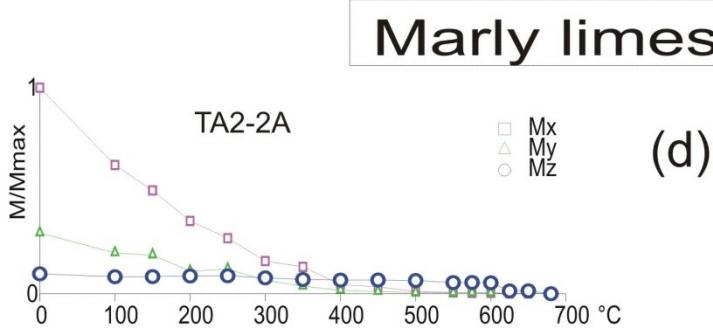
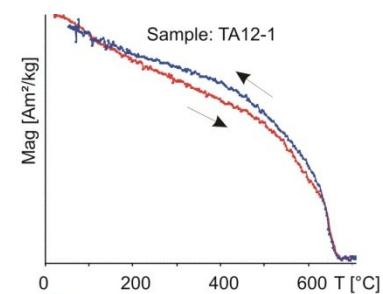
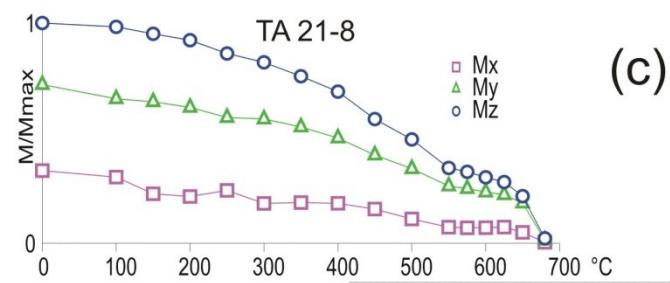
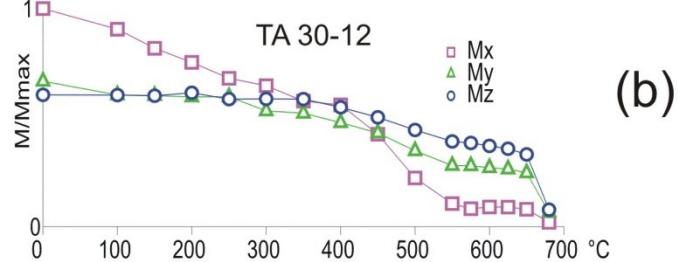
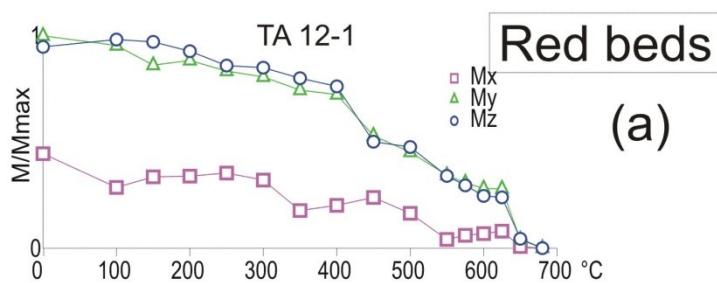


Figure 5.19. Résultants de la désaimantation thermique de l'IRM en 3D et les courbes thermomagnétiques des spécimens représentatives des différents comportements des échantillons pris dans le synclinal de Taguelft

3. Résultats NRM

Les diagrammes orthogonaux (Zijderveld,1967) de désaimantation thermique des échantillons pris dans les différentes séries et lithologies de la région de Taguelft révèlent une parfaite isolation des composantes magnétiques. Par contre la désaimantation par champ alternatif n'est effective que dans le cas des marno-calcaires avec un certain chevauchement des deux composantes, visqueuse et caractéristique, alors qu'elle est infructueuse dans le cas des faciès rouges.

D'après l'inspection des diagrammes des différents spécimens désaimantés, deux groupes peuvent être distingués en se basant sur leurs comportements magnétiques et leurs caractéristiques lithologiques. Le premier groupe a) est celui qui rassemble les spécimens pris dans les marno-calcaires du dogger, et le deuxième groupe b) est celui des spécimens pris dans les séries rouges du Bathonien.

Groupe a) : les spécimens de groupes montrent des intensités NRM qui varient entre 5×10^{-4} et 4×10^{-3} A/m. Les résultats de la désaimantation thermique de ce groupe révèlent la présence de deux types de comportement différents, i) dans le premier comportement, les diagrammes orthogonaux montrent la présence de deux composantes magnétiques stables. Une composante est de basse température et disparaît dans les premiers pas de désaimantation, entre 100 et 250°C. Cette composante est alignée avec le champ magnétique actuel dans les situations in situ (avant les corrections tectoniques), et correspond donc à une composante visqueuse récente. La deuxième composante magnétique observée dans ces spécimens montrant ce comportement magnétique est systématiquement stable et se désaimante entre 250°C et 450 à 475 °C (Fig.5.20a et b). Cette composante est caractérisée par une polarité magnétique normale dans tous les spécimens étudiés et elle est considérée comme étant la composante caractéristique de l'aimantation rémanente (ChRM) observé dans ce groupe. ii) Le deuxième comportement est observé dans des faciès particuliers ; calcaires gréseux avec une lamination rouge fine et les marnes grises. Ce dernier comportement est caractérisé par une composante magnétique unidirectionnelle ayant des températures maximales de déblocage qui oscillent entre 630 et 660°C (Fig.5.20c). Cette composante est

parfaitement définie dans ces spécimens et montre elle aussi une polarité normale systématique.

Groupe b) : Dans le cas des couches rouges les valeurs de l'intensité de l'NRM sont relativement élevées par rapport à celles obtenues dans le premier groupe et varient entre 3×10^{-3} and 11×10^{-3} A/m. Les diagrammes de désaimantation thermique de ce groupe montrent, après la désaimantation de la composante visqueuse entre 200 et 250°C, une composante de haute température qui est définie entre 300°C et 600 à 640°C (Fig.5.20e, f, g). Cette composante est très stable et systématiquement de polarité normale et correspond à la composante caractéristique de ce groupe dans cette étude. En plus de cette composante magnétique certains spécimens montrent une composante de très haute température, qui se désaimante entre 640 et 680°C. À la différence de la première composante cette dernière montre des polarités normales et inverses. Un comportement similaire a été observé dans les couches rouges du synclinal de Aït Attab (Moussaid et al, 2015). Vu le nombre très limité des spécimens dans lesquels cette composante a été observée, cette dernière ne sera pas prise en compte dans les analyses directionnelles.

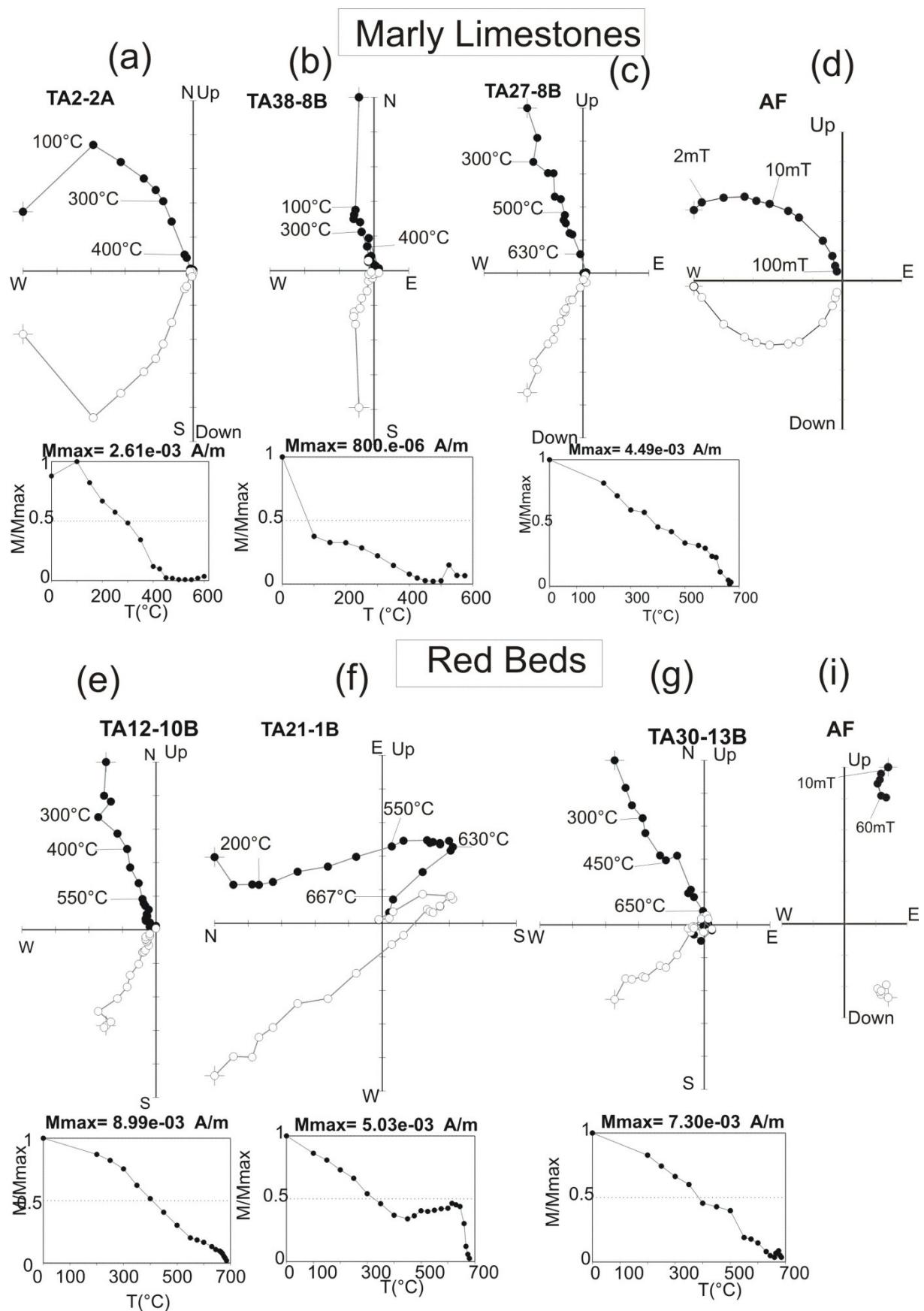


Figure 5.20. Les diagrammes de Zijderveld de la désaimantation thermique de l’NRM pour des spécimens représentatifs des différents comportements observés dans le synclinal de Taguelft, et les diagramme de l’évolution de l’intensité NRM (normalisée) au cours de la désaimantation. (i) et (d) correspondent à la désaimantation AF dans les couches rouges et les marno-calcaires respectivement

4. Analyse directionnelle

4.1. Comparaison des directions paléomagnétiques des sites des deux groupes

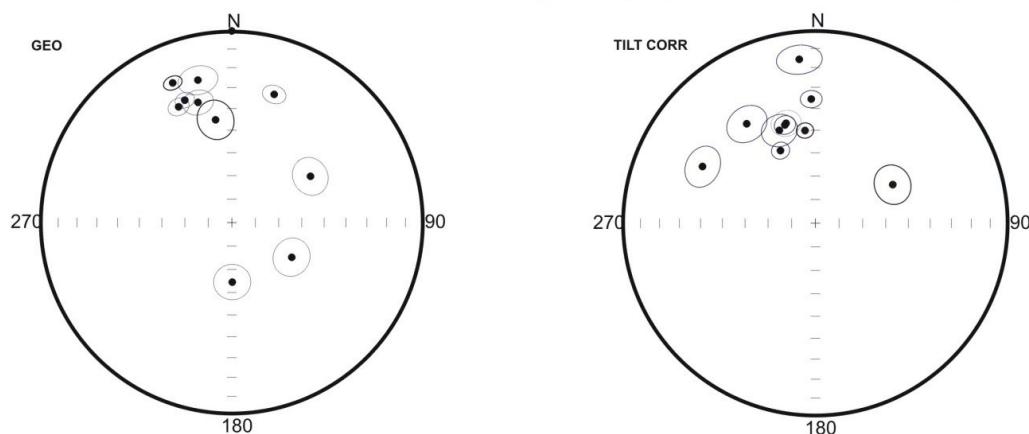
L’analyse de la direction paléomagnétique de la composante caractéristique est réalisée dans un premier pour chacun des deux groupes a et b, dans le but de déterminer une direction moyenne représentative de chacun des deux comportements magnétiques majeurs précités et donc des différentes lithologies et localités (centre et bordures du bassin) étudiées. Les directions ont été calculées par la méthode de régression linéaire, et les directions moyennes et les paramètres statistiques de distribution en été déterminés suivant les statistiques de Fisher (1953). Pour les deux groupes a (sites pris dans les bordures du bassin dans les faciès marno-calcaires) et b (sites pris dans la partie centrale occupée par les couches rouges du Bathonien), la distribution des directions moyennes des sites dans la situation *in situ* et après corrections tectoniques sont différentes (Fig. 5.21). Dans le cas du premier groupe a, les directions moyennes des sites montrent une dispersion dans les deux situations avant et après correction du pendage des couches (restauration de la paléo-position horizontale). Par contre dans le cas du groupe b (couches rouges), les directions sont bien groupées dans la situation *in situ* (avec l’attitude actuelle du pendage des couches), à l’exception de trois sites, et se dispersent après la restauration de la paléohorizontale.

Les polarités normales observées dans le groupe a et la dispersion après les corrections du pendage dans ce groupe indiquent que la composante caractéristique définie dans ce genre de lithologie, est une réaimantation rémanente de polarité normale portée par la magnétite. La dispersion des directions des sites caractérisant ce groupe avant et après corrections tectoniques est aussi un indice d’une réaimantation (aimantation secondaire) syntectonique (Fig.5.21). Une aimantation similaire ayant les mêmes caractéristiques a été rencontré dans les séries jurassiques de lithologie similaire dan le Haut Atlas Central (Torres-López et al. 2014 ; Calvín et al.,2017) dans la region d’Imilchil et dans la récemment dans la région de Rich-Errachidia (Torres-López et al.,2018).

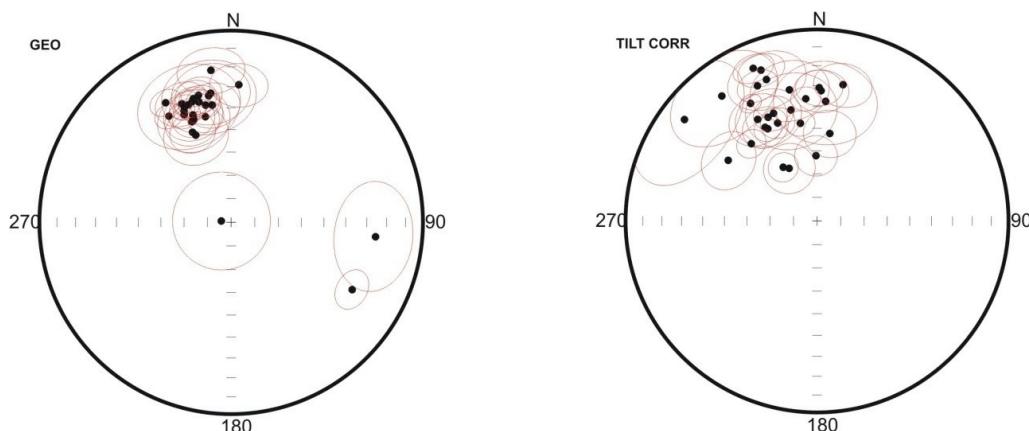
Quant au deuxième groupe b, dont les sites ont été pris dans la partie centrale du synclinal de Taguelft, les directions des sites montrent toujours une polarité normale, mais leurs distributions montrent un groupement des directions *in situ* (avant les corrections

tectoniques) (Fig.5.21). La dispersion des directions après la restauration du pendage à la position horizontale indique que la réaimantation est dominé par le caractère post à syntectonique.

Marly limestones group (basin borders)



Red beds group(central area)



All sites Taguelft basin

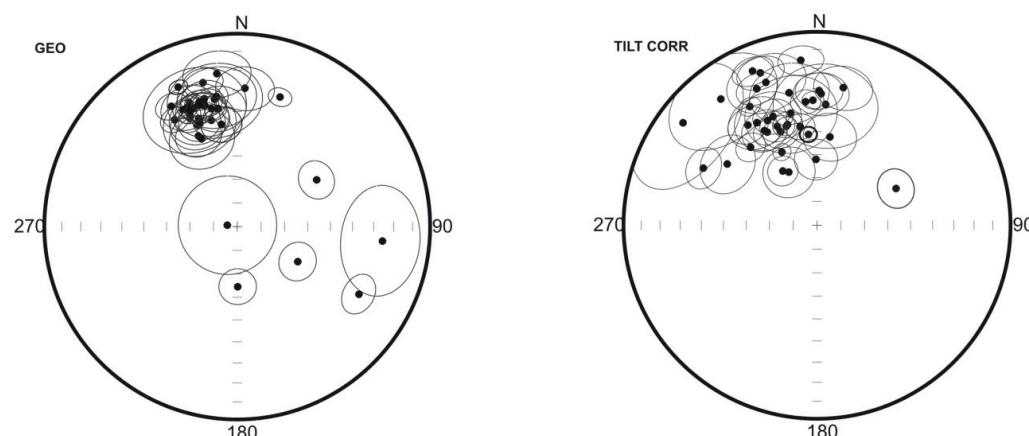


Figure 5.21. Projection « équi-aire» des directions moyennes des sites pris dans le synclinal de Taguelft avant (géo) et après correction du pendage (Titl Corr). Les points noirs représentent les directions moyennes et les petits cercles qui les entourent représentent leurs intervalles de confiance 95%.

4.2. Détermination de la direction de réaimantation

Dans le but de calculer les directions de la réaimantation des deux groupes de sites étudiés, et vu qu'elle est dominée par le caractère syntectonique, nous avons fait recours à la méthode d'intersection de petits cercles (small circle intersection, SCI) (Shipunov, 1997; Waldhör and Appel, 2006). Le calcul des directions de chacun des deux groupes séparément est nécessaire dans le but d'évaluer la correspondance entre les deux directions moyennes de ces derniers vu que chacune des composantes caractéristiques est caractérisée par un comportement magnétique différent de l'autre, et les deux groupes représentent aussi deux lithologies et deux positions structurales majeures différentes.

Le calcul des deux moyennes par la méthode d'intersection de petits cercles a été réalisé par le programme développé par Calvín et al. (2017), qui correspond à un algorithme permettant de fournir pour chaque solution une ellipse de certitude de 95% (Kent, 1982) et qui est appliqué à un grand nombre de solutions d'intersections de petits cercles généré par un bootstrap tenant en compte la dispersion des directions dans les deux situations in situ et après corrections tectoniques. L'application de ce processus de calcul statistique sur les directions des sites du premier groupe a permis de déterminer une direction d'intersection ayant une déclinaison $D=338.8^\circ$ et inclinaison de 47.1° (Fig.5.22a). Une direction ayant $D=338.8^\circ$ et $I=37.1^\circ$ est obtenue dans le cas des sites du deuxième groupe b (Fig.5.22b). Le fait que deux déclinaisons obtenues pour les deux groupes sont égales, malgré une différence des inclinaisons, et l'intersection des ellipses de confiances de ces deux directions calculées pour ces deux groupes (Fig.5.22d) indique que ces deux directions sont statistiquement non-distinguables et donc les deux événements de réaimantation rencontrés dans les couches rouges et dans les marno-calcaires sont synchrones.

Du fait que la réaimantation dans les deux groupes est synchrone et les deux directions obtenues sont statistiquement similaire, un nouveau calcul en se basant sur les données de l'ensemble des sites pris dans les deux groupes a été réalisé dans le but de définir une direction moyenne de référence pour l'événement de la réaimantation dans la région de Taguelft. Cette opération a permis d'obtenir une direction ayant une déclinaison $D=339.0^\circ$ et

une inclinaison moyenne $I = 40.3^\circ$ avec une ellipse d'erreur (à 95% de confiance) ayant comme demi-axes: $\eta = 6.8^\circ$ and $\zeta = 4.5^\circ$.

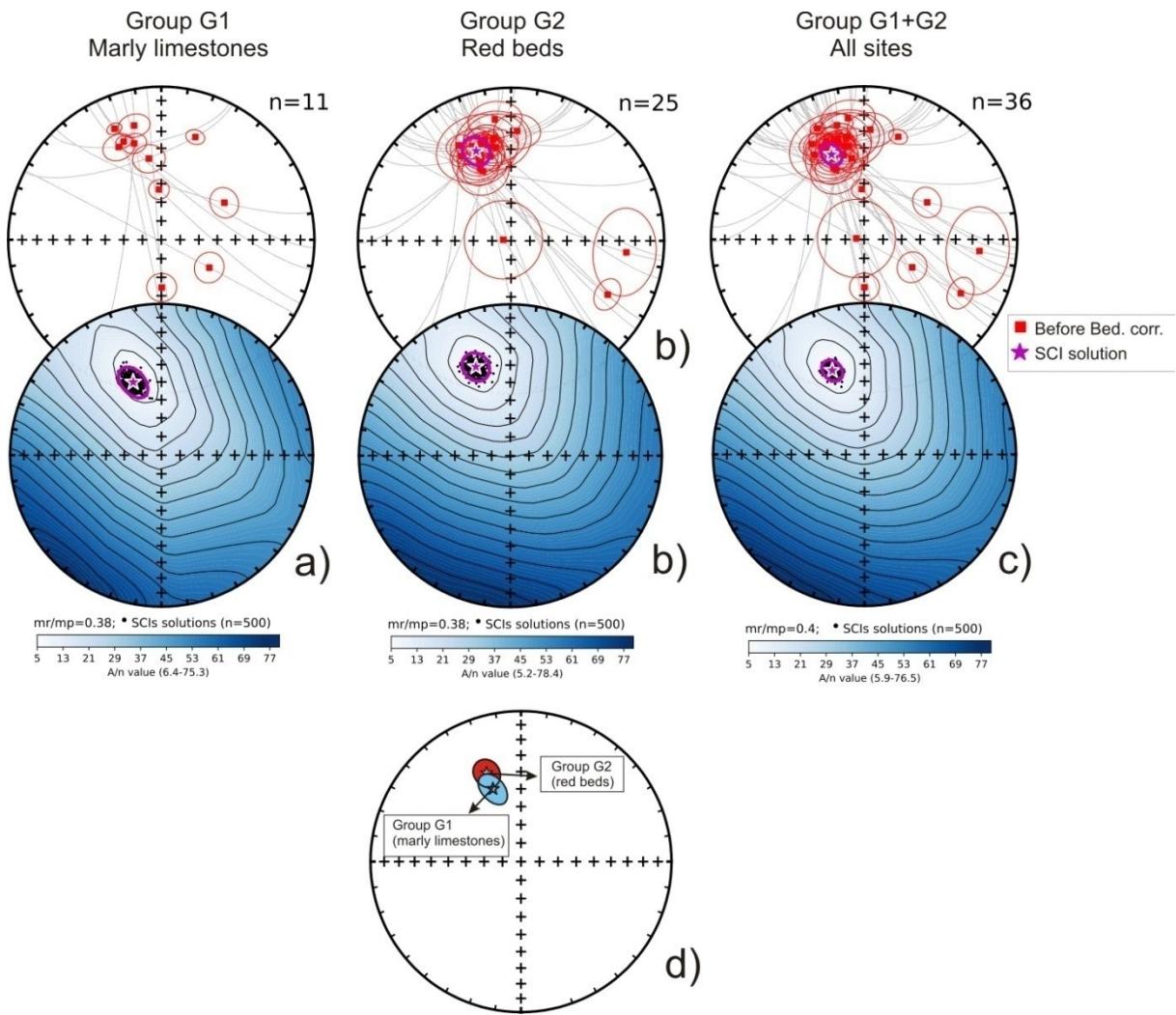


Figure 5.22. Résultats de l'intersection des petits cercles SMI pour les directions paléomagnétiques des sites ; marnocalcaires (a) , couches rouges (b) et pour l'ensemble des sites pris dans la zone de Taguelft, et d) la comparaison en projection stéréographique des deux directions paléomagnétiques obtenues dans les marno-calcaires et les couches rouges avec leurs ellipses d'erreur.

4.3. L'âge de l'événement de réaimantation dans la zone de Taguelft.

La direction moyenne obtenue pour l'ensemble du synclinal de Taguleft est utilisée à fin de déterminer l'âge de l'événement de réaimantation qui s'est produit dans cette région et qui a affecté les deux types principaux de lithologies; couches rouges terrigènes et les séries marines marno-calcaires. La comparaison de cette direction avec les directions attendues pour la bordure Nord du Haut Atlas obtenue à partir de la trajectoire de migration du pôle de l'Afrique (GAPWP, Torsvik et al., 2012), donne un âge dans l'intervalle 80 et 110 Ma, avec

un âge probable autour de 95 Ma. Des âges similaires ont été déjà obtenus dans les différentes régions du Haut Atlas Central, entre 100-110 Ma dans la région d'Aït Attab (Moussaid et al., 2015) et vers 100 Ma dans la région d'Imilchil (Torres-López et al. 2014; Calvín et al., 2017) et 100 Ma dans la région de Rich-Errachidia (Torres-López et al. 2018)

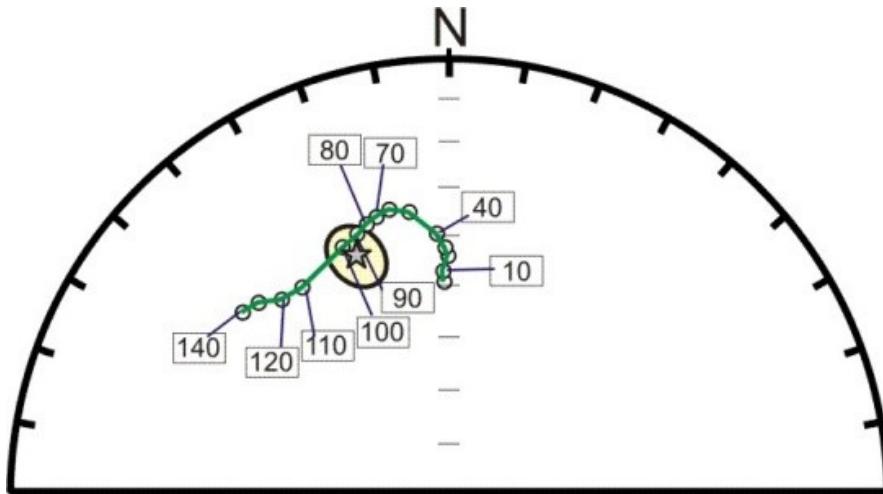


Figure 5.23. Comparaison de la direction caractéristique obtenue dans le bassin de Taguelft avec la courbe des directions attendues obtenue à partir du APWP global en coordonnées africaines.

5. Implication pour l'évolution structurale du synclinal de Taguelft

L'événement de réaimantation syntectonique fossilisé dans les séries sédimentaires du jurassique et du crétacé inférieur dans la bordure du Haut Atlas Central s'est produit avant l'inversion tectonique du bassin atlasique au cénozoïque, résultat de la convergence entre les deux plaques de l'Afrique et de l'Europe. Dans la partie centrale de la chaîne cet événement est postérieur au « plissement » jurassique lié à la structuration développement des rides diapiriques dans la région d'Imilchil (Torres-López et al., 2016) et au régime transpressif dans certaines structures dans la région de Rich-Errachidia (Torres-López et al., 2018).

La quantification de l'amplitude du plissement, avant (plissement au cours du jurassique et probablement crétacé inférieur) et après la réaimantation (plissement lié à l'inversion alpine), permet de reconstruire la géométrie de cette zone avant l'inversion cénozoïque. Cette opération conduit à la mise en évidence d'une géométrie en mini-bassin du synclinal de Taguelft. Quatre traits structuraux donnent une grande importance au synclinal de Taguelft comme zone privilégiée pour bien comprendre l'évolution des bassins atlasiques, i) ce synclinal correspond à un petit mini-bassin contrairement au larges dépocentres de la zone centrale du Haut Atlas dont la formation est attribuée à l'activité diapirique (Saura et al., 2014), ou à la combinaison de diapirisme et la mise en place des corps plutoniques du

La quantification du plissement avancé (Ma), consiste à la définition du pendage et l'acquisition de la réaimantation et ce que en al. (2003, 2015). Dans ce but les couches sont tournées autour de l'axe déterminant la direction paléomagnétiques atteignent les positions des méthodes d'intersection des petits cercles.

Dans le but de comparer la géométrie pendages des couches mesurés dans les différents calculés par la méthode d'intersection des pentes de la carte de ce dernier (Fig.5.24). D'après la carte que la géométrie actuelle du synclinal de Tagle du bassin avant 95Ma. La structure et la développées avant le stade d'inversion tectonique développement dans la partie Sud où les pentes paléopendages diminuent progressivement en bassin, donnant au mini-bassin de Tagle l'inversion cénozoïque.

Site	N/n	D in situ					after Bed correct.		Best Fit Direc-tion		Ref_BF_D	Beding		
		Dec_BB_C	Inc_BB_C	a9_5	k		Dec_ATB_C	Inc_ATB_C	Dec	Inc	angle	Dip-Dir	Dip	Paleo_di_p
TA1	5/8	346.6	24.3	7.2	113.2		338.8	47	341.8	41	2.3	188	25	7
TA2	7/8	18.3	30	4.4	189.8		342.7	45.7	338.3	45.6	5.3	252	45	4
TA4	7/7	352.4	21.1	12	26.9		304.2	43.2	336.8	38	2.8	223	68	37
TA5	7/7	331.3	29.6	6.1	98.6		319.6	46	327.7	36.5	9.6	188	22	13
TA6	6/8	357.3	63.1	5.3	161.2		334.2	29.3	337.6	40.6	1.1	313	39	12
TA8	4/8	95.7	25.3	20	22.4		309	12.2	316.8	48.1	17.6	293	141	38
TA9	7/7	119.1	28.6	7.6	64.1		336.1	23.9	339.8	40.1	0.7	318	125	17
TA10	7/7	346.3	42.7	7.2	72.1		336.8	15.1	343.9	38.8	4.1	310	32	27
TA11	6/8	329.6	36	5.6	145.2		331.8	44.6	331	41.8	6.2	134	9	3
TA12	5/7	338.7	43	11	51.1		332.1	64.5	339.1	40.3	0.1	168	22	25
TA13	8/8	339	31.9	3.7	229.2		334.5	55.5	338	40.2	0.8	168	24	16
TA15	6/8	344.3	34.9	5.9	128.9		343.7	44.9	344	40.6	3.9	168	10	4
TA16	7/7													
TA17	6/7	340.1	42.1	8.3	65.7		339.6	17.1	340	40.3	0.8	338	25	23
TA18	10/10	59.5	50.5	7.8	39.5		324.8	37.4	330.3	44.9	7.9	288	75	10
TA19	7/8	120.1	60.3	8	58.5		296.7	34.7	296.4	48.3	31	298	85	14
TA20	7/7	336.8	47.6	9.2	43.7		331	43.5	332.7	44.9	6.5	280	7	2
TA21	7/7	349.9	33.4	18	12.5		346.8	40.2	345.3	42.7	5.3	200	8	3
TA22	6/7													
TA23	6/7	342.1	34.2	6.9	96.0		338.2	44.1	339.8	40.5	0.7	186	11	4
TA24	7/7	345	35.3	7.9	58.6		338	39.3	338.1	39.2	1.2	228	10	0
TA25	5/7	339.8	42.6	14	29.5		340.2	22.6	339.9	40.3	0.7	342	20	18
TA26	4/7	339.9	35.1	20	22.6		4.1	37.4	341.6	35.7	5	86	32	30
TA27	4/7	337.4	33.5	10	80.1		1.7	32.5	340.7	34.3	6.2	78	36	31
TA29	7/8	347.7	37.5	5.8	110.8		350.4	47.1	348.1	39.4	7.1	152	10	8

TA31	8/8	179.6	64.5	7.7	53.3	354.4	15.5	353.9	41.5	11.4	356	100	26
TA32	7/7	340.4	40.3	12	27.9	329.8	38.5	339	40.2	0.1	253	13	11
TA33	7/7	351	32.3	15	17.9	348.1	30.7	348.1	30.7	12.1	278	5	0
TA34	7/7	3.2	28.9	11	33.0	10.9	28.4	350.7	25.5	17.8	95	14	38
TA36	7/7	345.6	32.1	8.8	47.7	359	62	347.1	39.4	6.3	150	32	24
TA37	7/7	350.8	38	11	33.6	8.3	51.9	349.7	36.4	9.3	128	22	24
TA38	6/7	335.3	33.7	7.7	266.1	358.1	35.6	340.8	35.4	5.1	80	32	24
TA40	4/7	337.9	35.4	5.7	258.0	354.7	36.1	340.3	35.9	4.5	78	23	20
TA41	7/7	343	33	8.7	49.6	0.9	31	341.2	32.7	7.8	78	28	31
TA42		337.1	22.3	3.4	146.1	354.2	51.5	343.3	38.9	3.6	128	36	16
TA43		351.3	45.4	8	70.5	65	53	344.9	38	5.2	124	55	65
TA30													
A	7	337.9	49.4	13	22.6	334.8	39.9	335.1	41	3	318	10	1
TA30													
B	5	278.1	85.8	21	14.4	322.7	19.2	321.9	40.9	13	326	68	22

Tableau5.3. Résultats paléomagnétique de l'ensemble des sites pris dans le synclinal de Taguelft

La géométrie actuelle de la partie centrale du synclinal de Taguelft s'est développée avant la réaimantation, voir même pendant le jurassique. Ce résultat peut expliquer le groupement de certaines directions des sites pris dans les couches rouges, observé dans la situation *in situ* signalé déjà dans la partie d'analyse directionnelle (Fig. 5.21). Ceci indique que la partie centrale du mini-bassin de Taguleft était plissé avant la l'événement de réaimantation qui s'est produit vers 95Ma.

L'un des résultats les plus importants obtenu à partir de la quantification des paléopendages est celui obtenu dans bordure Ouest du synclinal de Taguelft au voisinage de la faille de Tansrift séparant celui-ci du synclinal de Ouaouizaght. Le long de cette faille tous les sites pris dans les différentes séries du jurassique montrent des paléopendages similaires aux pendages actuels de leurs couches. Les couches de cette partie du synclinal de Taguelft étaient inclinées d'environ 20 à 30° vers l'Est avant l'événement de la réaimantation (95Ma). Ce résultat indique que sur cette faille s'est édifiée une ride de direction générale N-S, construisant donc une bordure de ce synclinal sous forme de barrière séparant le mini-bassin de Taguelft de celui de Ouaouizaght. La réactivation et fort probablement l'activité halocinétique de cette faille a débuté durant voir même avant la sédimentation des séries rouges du Bathonien, comme l'atteste la présence de niveaux conglomératiques contenant des galets provenant des séries marno-calcaires sous-jacentes qui se terminent vers le sommet par des conglomérats à ciment rouge marquant le passage vers la base des séries argilo-gréseuses du Bathonien. L'absence des séries de marnes versicolores dans la partie sud de cette ride est un autre indice de l'activité de cette bordure de façon similaire aux principales rides dans la partie centrale du bassin Atlasique et dont le développement a été relié à l'activité diapirique pendant la phase de remplissage du bassin. Les séries les plus anciennes qui affleurent le long de cette partie de cette ride sont d'âge Lias et Bajocien, ces dernières ne montrent pas de structures indiquant une activité synchrone à leurs sédimentation de la ride tels que les discordances et les plis jurassiques comme observé dans la plupart des rides NE-SW dans la partie centrale du bassin. D'après ce qui précède la zone de Taguelft était plus ou moins une zone confinée entourée de rides synsédimentaires lui donnant une géométrie de bassin-synclinal au moins depuis le début de la sédimentation des séries rouges du Bathonien. Cette géométrie persistait pendant la sédimentation des séries terrigènes du Bathonien comme l'attestent les paléopendages acquis par les couches de ces séries avant l'événement de la réaimantation.

La déformation compressive alpine est très importante dans les bordures du synclinal le long des principales failles qui bordent ce dernier. Ceci est clairement observé dans la

bordure du synclinal où les sites ont été pris au voisinage de la faille sud qui représente la bordure sud de ce mini-bassin. Les couches jurassiques de cette bordure montrent des paléopendages de 20° vers le nord matérialisant un flanc sud d'un bassin synclinal avant 95 Ma. Durant la compression alpine au cénozoïque ces couches sont verticalisées et parfois renversées le long de cette bordure. Dans la partie nord du synclinal de Taguelft, les sites ont été pris un peu loin de la bordure faillée sur le flanc de ce dernier. La contribution de la compression alpine dans ce flanc reste très minime, et environ 10% de l'inclinaison des couches vers le sud peut être considérée comme étant liée à la phase compressive cénozoïque alors que le reste du pendage de ces couches a été acquis avant la ré-aimantation, le site TA43 qui est le site le plus proche de la bordure nord marqué par la grande faille d'Aghbala-Afouer montre un pendage anté-réaimantation de 65°C. Cependant, dans la partie centrale du synclinal, les séries du Bathonien ont été plissées avant 95 Ma et n'ont pas subies de déformation remarquable durant l'inversion cénozoïque.

Le plissement et les discordances dans les séries jurassiques qui pré-datent le stade d'inversion alpine sont largement cités dans les travaux antérieurs et sont considérés comme des indices d'une phase compressive jurassique dans le bassin atlasiques. L'interprétation de ces structures a été discuté pendant des décennies (Choubert et al., 1956; Studer et du Dresnay, 1980; Jenny, 1981; Monbaron, 1982). A cette époque ces discordances ont été interprétées comme jurassico_crétacées vu que les couches rouges ont été attribuées au crétacé avant les derniers travaux (Charrière et el., 2005; Mojon et al., 2009; Haddoumi et al., 2010) les datant comme Bathonien-Crétacé inférieur. Leurs origines ont des interprétations divergentes, certains auteurs considèrent ces structures comme étant le résultat d'une phase de compression jurassique (Studer and du Dresnay, 1980; Studer, 1987; Jenny, 1981; Laville, 1985; Laville and Piqué 1992), dans d'autres cas ces structures ont été interprétées comme résultat de torsion des couches aux voisinages des grandes failles dans un régime extensif (Monbaron, 1982).

Dans les dernières années l'activité halocinétique empruntant les grandes failles a été mise en évidence dans le Haut Atlas (Bouchouata et al., 1995; Michard et al., 2011). Cette activité diapirique est considérée comme moteur du soulèvement des principales rides synsédimentaires et du développement des discordances et des structures plicatives sur les bordures des mini-bassins pendant le jurassique inférieur et moyen (Saura et al., 2014) dans un contexte extensif. Le paléomagnétisme a pu être utilisé comme outil de quantification des taux de structuration de ces rides avant et après l'événement de la ré-aimantation rencontré dans la partie centrale du Haut Atlas Central et a permis de déterminer l'influence et le

contrôle de ces structures précoces, acquises pendant le stade de l'extension, sur le style tectonique de la chaîne atlasique durant l'inversion tectonique alpine (Torres-López et al., 2016 ; Calvin et al., 2017b). Ces auteurs ont discutés la dominance de l'influence de l'activité diapirique ou celles de la mise en place des intrusions magmatiques ou la contribution des deux processus au soulèvement et plissement pré-crétacé des principales rides étudiées dans la partie centrale du Haut Atlas. Comme déjà pré-cité, le cas du synclinal de Taguelft présente deux contextes différents, avec un flanc sud montrant une bordure localement diapirique et intrudée par des corps gabbroïques alors que le flanc nord est construit sur une faille où aucune évidence d'activité magmatique ou diapirique empruntant cette dernière n'est observée.

Les pendages des couches avant 95 Ma du flanc sud sont faibles et similaires à ceux obtenus dans le cas du flanc nord dans les sites situés loin de la faille bordière. Ce résultat indique que la contribution de la mise en place de l'intrusion granitique dans la partie intrudée de la bordure sud du synclinal est négligeable. Quant à l'activité diapirique dans la bordure sud, son effet sur la torsion des couches avant 100Ma semble être faible par rapport à ce qui est observé dans les rides diapiriques de la région d'Imilchil (Torres-López et al.2016), ou que cette activité est tardive et posdate la réaimantation, fort probablement associée à l'inversion, conduisant à la verticalisation voir même l'inversion des couches calcaires du jurassique des deux côtés du diapir en structure pop-up au cénozoïque. La partie Sud-Ouest de cette bordure montre des structures où dominent les processus tectoniques, avec une absence d'activité diapirique en affleurement. Cette zone est déformée en anticlinal à vergence nord, dont la partie du flanc nord près de la zone de charnière chevauche le flanc sud du synclinal de Taguelft par biais de la faille bordière qui affleure le long de la bordure sud du synclinal. Cette faille ne tronque pas la partie axiale (charnière) de l'anticlinal, contrairement à ce qui est observé dans les autres rides diapiriques de la partie centrale du Haut Atlas. Dans cette zone la faille bordière coupe le flanc verticalisé de l'anticlinal à vergence nord en mettant en charriage les marnes et les calcaires sur les séries du flanc sud de Taguelft. D'après les résultats paléomagnétiques ce chevauchement du flanc de l'anticlinal sur la bordure sud du synclinal est postérieur à la réaimantation et s'est produit donc durant la phase d'inversion cénozoïque ; ce dernier est fort probablement facilité par un détachement au niveau des séries argileuses du Trias, ainsi qu'il est contrôlé par la géométrie de la géométrie extensive de la ride et de la faille bordière.

Dans la partie nord, le plissement anté-crétacé des couches de la bordure nord, qui est matérialisé par la grande faille d'Aghbala-Afouer, peut être considéré comme un exemple de

contrôle d'une faille normale de la géométrie d'un mini-bassin synclinal sous un régime extensif. Ce résultat peut fournir des clés pour bien comprendre l'évolution de la bordure nord du bassin atlasique, contrairement à la zone centrale, où les synclinaux sont très larges et les séries sédimentaires sont moins complètes au voisinage des bordures, où manquent les affleurements des couches rouges du Dogger-Malm près des failles bordières des mini-bassins. Dans le cas du synclinal de Taguelft vue que l'échantillonnage a couvert toute la zone, les résultats permettent donc d'en définir la partie de la structure liée au plissement pré-crétacé sur toute l'étendue de ce synclinal. Ces résultats montrent clairement que la totalité de la région était plissée avant l'inversion tectonique alpine, même les zones situées loin des ridges considérées dans le Haut Atlas comme étant liées à l'activité diapirique. La géométrie d'un bassin synclinal observée dans la région de Taguelft peut être due à trois processus différents ou l'intervention de deux ou tous les trois avec une certaine diachronie concernant le début de l'implication de chacun de ces processus, : i) reliée la structuration d'un bassin en synclinal sur une étendue de 25 km sous l'effet de l'activité diapirique dans des bordures étroites (ne dépassant pas une centaine de mètres), et dont un seul affleurement (centaine de mètre de diamètre dans le diapir de Taghia) alors que le reste des bordures nord et sud ne montrent pas d'évidence en affleurement d'activité diapirique. Attribuer la géométrie de ce mini-bassin à l'effet unique de l'activité diapirique reste difficile vu la grande quantité nécessaire des matériaux triasiques, migrés vers les bordures, en cédant de l'espace pour que la partie centrale subisse une telle subsidence, alors que les affleurements des séries triasiques sont limités à la zone de Taghia n'Aït Boulemane ; ii) la contribution d'un événement compressif ne peut pas être également exclue, mais son contrôle de la géométrie du bassin et ridges sera très faible. La présence d'une phase compressive anté-inversion (Jurassique) dans le Haut Atlas est évoquée dans plusieurs travaux antérieurs, pour expliquer les structures « compressives » ; plis et discordances angulaires et progressives observées dans les chaînes atlasiques. Ces plis métriques du jurassique ont été rencontrés dans plusieurs régions et dans différentes séries (e.g, Lowener, 2009; Moussaid et al.2015). Ces structures synsédimentaires sont toujours liées aux grandes failles tout près des ridges anticlinales, ainsi que leur présence dans des séries où l'analyse de l'ASM et des failles normales confirme un régime extensif et exclue au moins la présence d'une phase compressive avant la Bathonien supérieur où les données de l'ASM révèlent un changement de la directions de la linéation magnétique de la fabrique primaire qui devient compatible avec une compression N-S (chapitre ASM et Moussaid et al., 2013) ; iii) d'après les résultats de l'ASM et données des failles normales, une extension NW-SE persistait depuis le Lias jusqu'au début de sédimentation des couches

rouges du Bathonien, dans le synclinal de Taguelft ; la géométrie du bassin en synclinal, avec une forte subsidence de la partie centrale et une torsion des flancs, et un soulèvement probable des bordures, attesté par la présence de discordances progressives et d'amincissement des séries marines du Bajocien, observé dans la bordure sud qui en sont témoins. La subsidence tectonique liée aux failles normales accompagnée d'une migration, de petite quantité, des matériaux triasiques vers les grandes failles bordières peut expliquer la géométrie de ce bassin-synclinal au moins avant la sédimentation des séries rouges. Le développement de la ride de Tansrift, probablement à partir du Bathonien, peut avoir accentué la géométrie primaire avec une concentration des matériaux triasiques qui migrent vers ces rides, induisant la contribution d'une subsidence passive à l'affaissement de la partie centrale. Cela peut également expliquer les paléopendages obtenus dans les couches rouges du Bathonien.

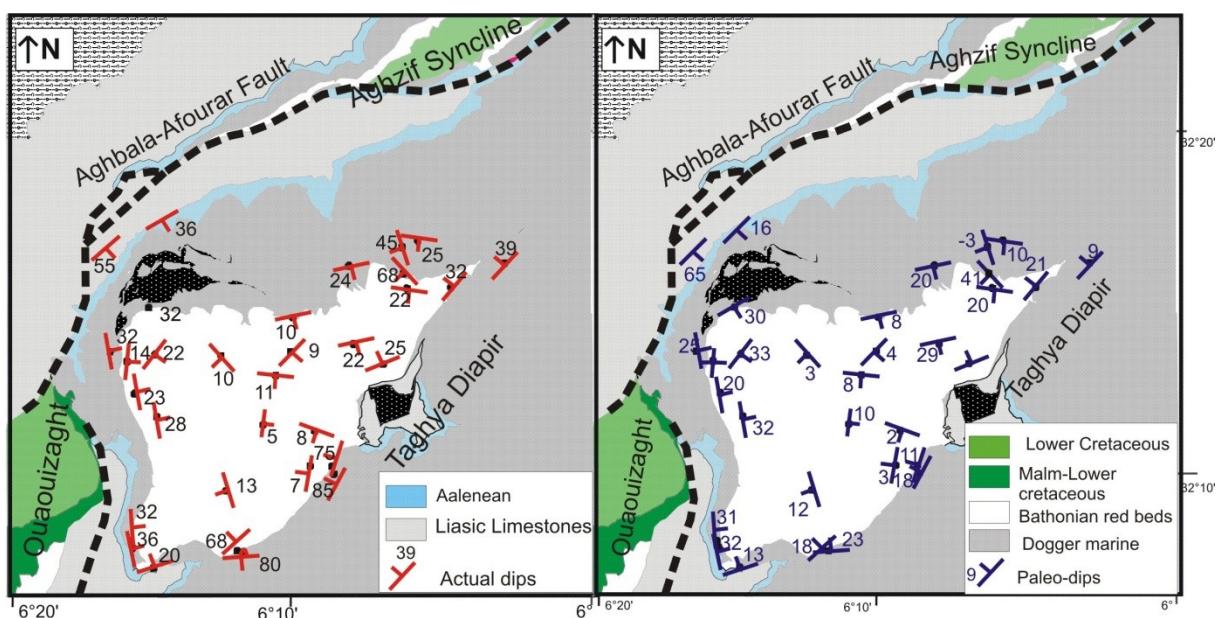


Figure 5.24. Carte du synclinal de Taguelft avec les données de la stratification actuelle (à gauche) et les valeurs des paléopendages calculés vers 95Ma (à droite)

III.Plisement anté-inversion dans le Haut Atlas

Dans tout le Haut Atlas les séries jurassiques montrent des structures synsédimentaires telles que les discordances et les plis métriques typiques des régimes compressifs. En plus des rides synsédimentaires ces plissements et discordances antérieurs à l'inversion cénozoïque ont été interprétés comme des structures liées à une phase de compression au jurassique dans plusieurs travaux antérieurs (Studer et du Dresnay, 1980; Studer, 1987; Jenny, 1981; Laville, 1985; Laville et Piqué, 1992). Dans d'autres travaux ces

structures ont été considérées comme étant liées à l'activité des failles normales conduisant à une sorte de torsion des couches à leur voisinage (Monbaron, 1982). Dans les dernières années l'outil paléomagnétique a été utilisé dans le but de dater ces structures par rapport à l'événement de ré-aimantation enregistré dans les séries jurassiques marno-calcaires marines et les séries rouges terrigènes du Bathonien-Crétacé inférieur et dont l'âge moyen est d'environ 100 Ma.

1.Dans la bordure nord

Les plis et les structures synsédimentaires sont très répandus le long des bordures des mini-bassins de la bordure nord du Haut Atlas central. Dans la bordure nord de Aït Attab le long de la partie extrême du flanc nord, les séries jurassiques exposent plusieurs structures qui semblent être synsédimentaires dans les séries marno-calcaires du Bajocien. Dans les couches de la transition entre les faciès marins du Bajocien et les séries rouges du Bathonien, toujours dans le flanc nord du synclinal de Aït Attab, une série de plis métriques intra-formationnels. Ces plis sont de direction E-W parallèle à celle de la bordure et du flanc de cette partie du synclinal.

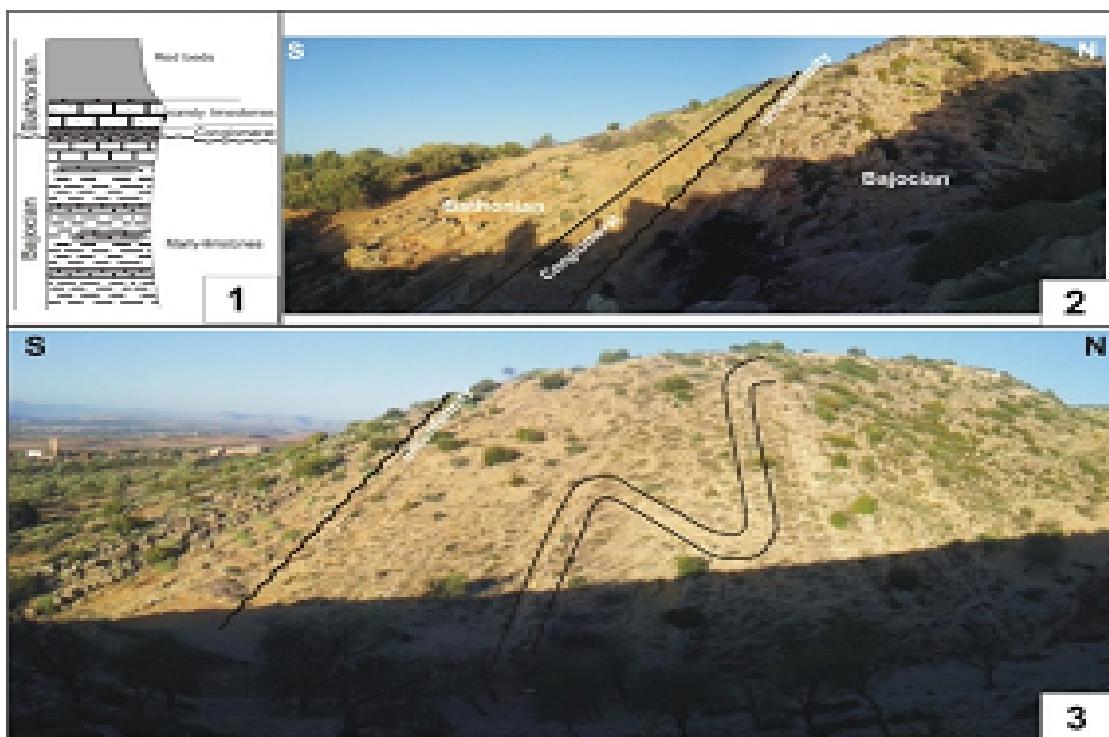


Figure 5.25. Plissement et discordances dans les séries marines du jurassique de la bordure nord de Aït Attab (El Makrini et al., 2016)

Des structures similaires ont été observées dans la bordure sud du synclinal de Aït Attab au voisinage de la ride de Aït Sri, dans les bancs de la base des séries rouges du Bathonien avec une direction NNE-SSW.

Un peu plus vers l'est dans le synclinal de Ouaouizaght durant même le Bajocien où on observe des biseaux des couches et des discordances progressives sur le flanc de la ride de Abbadine (Figure ci-dessous). Dans cette zone Monbaron (1982) a signalé des modifications de faciès ainsi que la présence des indices d'une érosion importante au niveau de cette ride avant le dépôt des couches rouges. Le soulèvement de cette ride persistait durant la sédimentation des couches rouges comme l'indique l'épaississement de ces dernières en s'éloignant des deux côtés de la ride : vers le centre de Ouaouizaght au Nord et vers Tilouguitt au sud.



Figure5.26. Biseautage des couches jurassiques au voisinage de la ride de Abbadine

Dans le synclinal de Tagueflt des structures indiquant un soulèvement des bordures ont été observés dans les couches calcaires du bajocien dans le flanc sud, où ses dernières montrent des biseautages au voisinage de ma faille bordière. Cette bordure qui est déjà structuré en anticlinal avant 95 Ma a donc subi un soulèvement synsédimentaire contemporain au dépôt des séries marines du Bajocien. L'absence d'affleurements liasiques ne permet pas dans le cas de cette bordure de déterminer un âge exact de début de son soulèvement. Dans la bordure nord, une série de plis déversés de direction NE-SW ont été rencontrés sur le flanc nord du synclinal de Taguelft, loin de toute influence locale de la faille bordière de Aghbalâ-Afourer. Les données paléomagnétiques n'ont pas permis de réaliser une datation relative entre ces plis et l'événement de réaimantation, vu qu'une forte circulation de fluides accompagnée probablement de précipitation de nouvelles phases minérales durant une phase de fracturation subséquente qui a affecté cette zone plissée. Ces plis peuvent être considéré comme étant anté-inversion et qu'ils ont été basculés pendant la phase compressive du cénozoïque avec l'ensemble du flanc du synclinal de Taguelft.



Figure 5.27. Pli déjeté dans les séries du Bajocien du flanc nord de Taguelft loin de la faille bordière

2.Dans la zone centrale

Les structures synsédimentaires ont été largement signalées dans les travaux antérieurs dans la partie centrale du Haut Atlas Central (Laville, 1985, Ibouh et al., 1994, Michard et al., 2011). Ces structures qui caractérisent en général les régimes compressifs sont toujours liées aux rides anticlinales. Dans plusieurs zones étudiées dans le Haut Atlas Central, ces structures correspondent soit à des discordances progressives et des changements d'épaisseurs des séries jurassiques au voisinage des massifs gabbroïques et diapiriques comme dans le cas d'Anergui (Figure) où les séries marno-calcaires deviennent moins épaisses et se verticalisent au contact faillé avec le massif magmatique et diapirique.

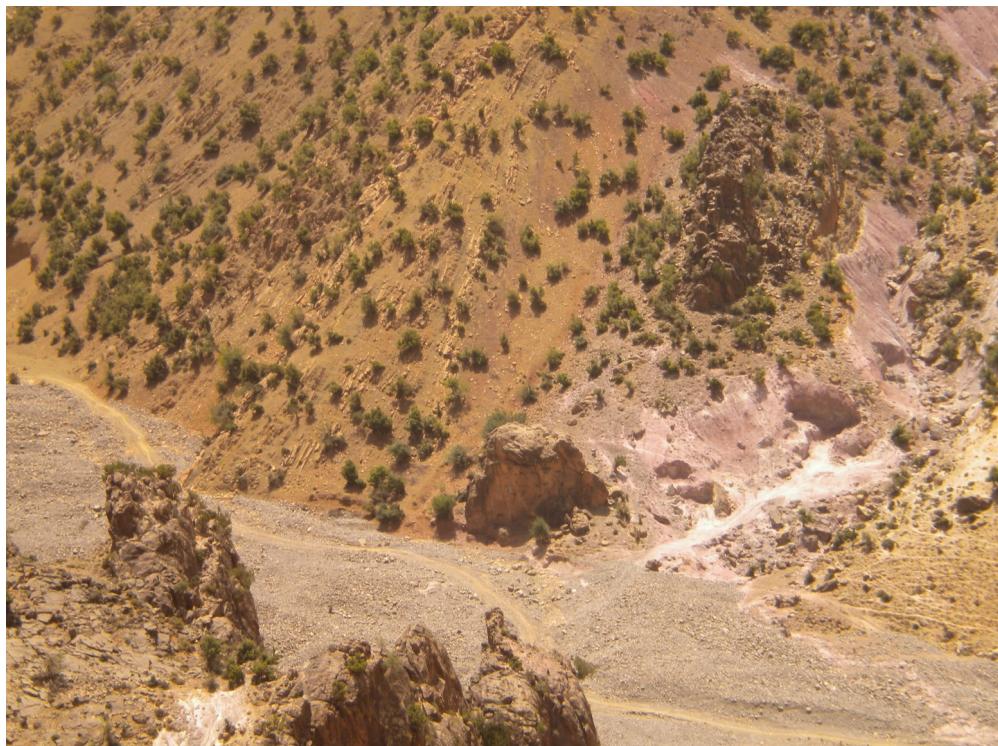


Figure 5.28. Biseautage des couches au voisinage de la faille bordière du massif d'Anergui

Dans les rides étroites de la partie centrale comme dans le cas de Tassent, ces structures sont également similaires à celles observées dans le cas d'Anergui, avec la présence des slumps et des discordances progressives avec des amincissements dans les séries du Lias Supérieur au voisinage de la ride.

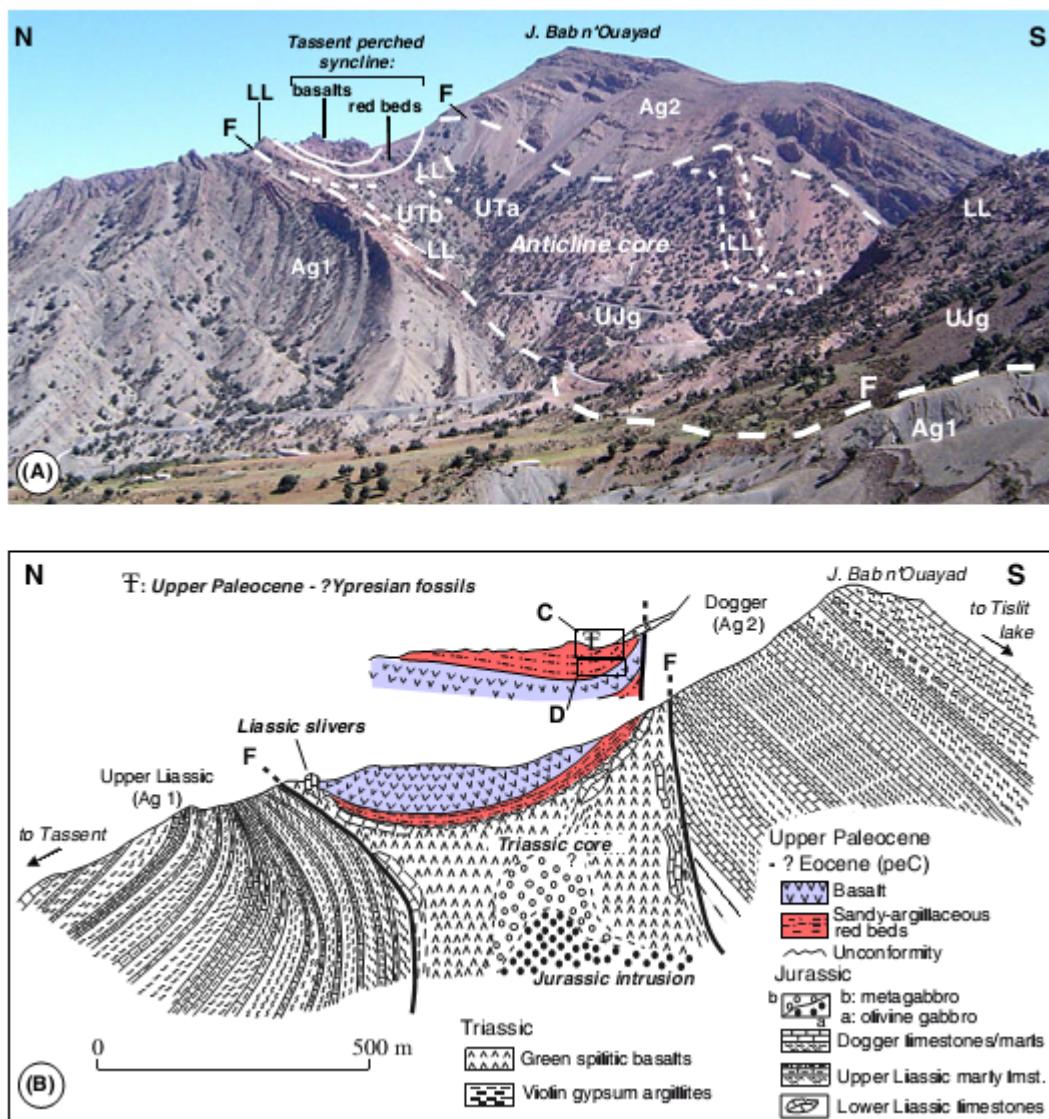


Figure 5.28. Photo de discordance du Lias Supérieur au voisinage de la ride Tassent (A) et B coupe explicative (Michard et al., 2011).

Un peu plus vers le sud des structures plissées synsédimentaires sont observées dans la ride diapirique d'Ait Moussa des plis métriques intraformationnels sur les flancs de la ride, interprétés par Saura et al. (2014) comme étant liés à l'activité diapirique de cette ride. Un peu vers l'Ouest, la ride d'Akka n'Ikerzi les séries jurassiques montrent deux discordances angulaires qui matérialisent deux événements de soulèvement de la ride et de plissement ou basculement des couches sur les bordures de cette dernière. Le premier événement est représenté par la discordance angulaire entre les couches du Domérien-Toarcien et celles du Bajocien, observée dans l'extrémité Est de la ride. Dans le cas du deuxième événement, une discordance angulaire est observée dans les couches rouges du Bathonien dans la partie

médiane de la ride, indiquant donc un deuxième événement de soulèvement de cette ride pendant le jurassique.



Figure 5.29. Discordance angulaire dans les séries jurassique marine de la ride d'Akka n'Ikerzi, flanc Nord du synclinal d'Amsemrir



Figure 5.30. Discordance angulaire dans le bathonien rouge au voisinage du Trias diapirique dans la partie médiane de la ride d'Akka n'Ikerzi (flanc nord du synclinal d'Amsemrir)

3.Âges de ces structures et leurs origines probables

Dans le cas des discordances angulaires et progressives les âges sont clairement définis par les âges des séries où ces structures sont observées, ces structures sont synsédimentaires et leurs âges différents du Lias au Bathonien, donc couvrent toute la période de remplissage du bassin. Ces structures indiquent donc un soulèvement des rides depuis le Lias jusqu'au Bathonien.

Dans le cas des plis d'échelle métrique, un de ces derniers a été échantillonné dans la région d'Aït Attab, dans le but de le dater par rapport à l'événement de réaimantation. Ce genre de plis observé dans les deux flancs, nord et sud, du synclinal d'Aït Attab ainsi que dans l'ensemble du Haut Atlas Central, sont coupés par la stratification des couches qui les surmontent donnant des discordances angulaires (**Fig.5.31**).

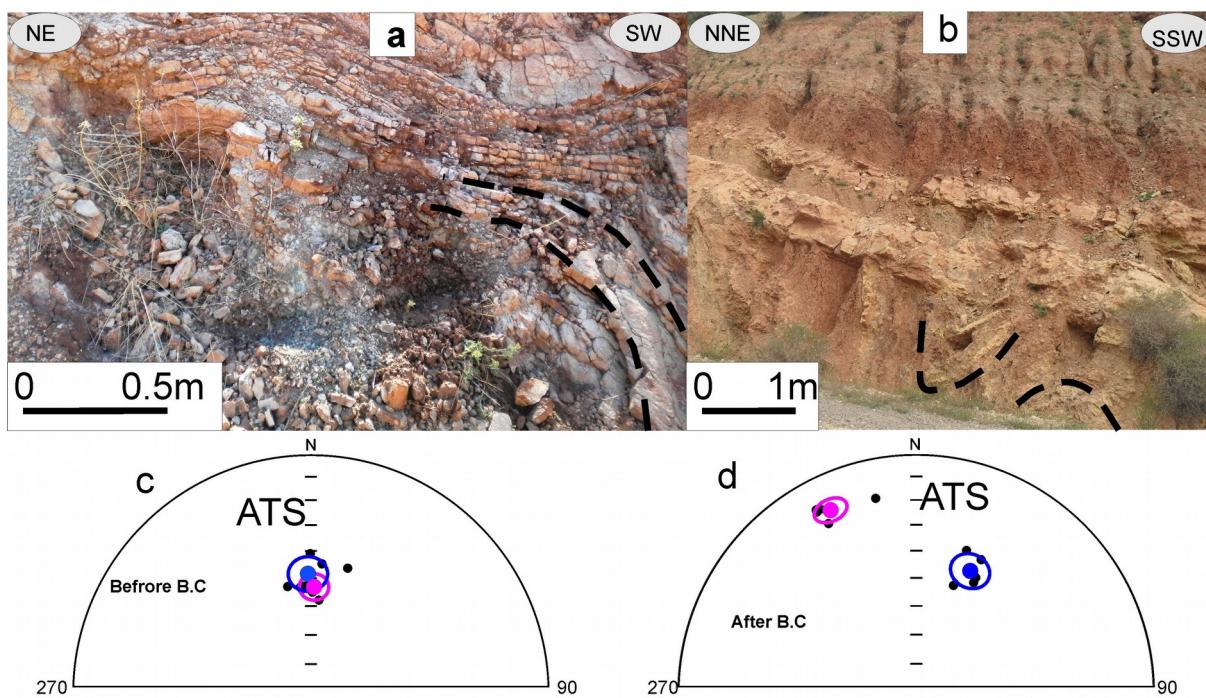


Figure 5.31. (a) pli métrique échantillonné dans le Bathonien du flanc sud du synclinal d'Aït attab (site ATS) ; et (b) plis intraformationnels dans des couches équivalentes dans le flanc nord de Aït attab, montrant de petites discordances dans la même série indiquant leur origine synsédimentaire. Comparaison de groupement des directions ChRM des spécimens pris dans les deux flancs du pli métrique avant (a) et après (b) corrections de pendage

Les deux flancs de l'une de ces structures ont été échantillonnés afin de réaliser un test de pli par les données de la réaimantation des spécimens pris dans ces deux flancs. Les directions des spécimens se groupent parfaitement dans la situation actuelle du pendage « *in situ* » alors qu'après la correction du pendage, elles se dispersent en deux groupes de directions différentes. Ceci indique que le test du pli est négatif et que ce pli pré-date l'événement de réaimantation (95 Ma). Les données paléomagnétiques des deux flancs de ce pli ont été utilisées pour vérifier la fiabilité de ce résultat par le test statistique de McFadden et Jones (1981), d'après ce test les données paléomagnétiques de ces deux flancs donnent un paramètre f inférieur à F avant la correction du pendage et f supérieur à F après la correction du pendage. Ceci indique que la réaimantation enregistrée dans les roches prises dans ce pli lui à 95% de certitude (Tableau ci-dessous)

In situ	N	D	I	k	α_{95}	f	F_{95}
	12	0.3°	51.2°	146.0	3.6°	0.143	
Après correction du pendage	N	D	I	k	α_{95}	f	0.350
	12	351.8°	29.5°	97	14.7°	14.600	

Tableau 5.4. Résultats du test de Mc Fadden et jones (1981) pour un pli métrique pris dans la bordure du synclinal de Aït Attab.

Les résultats de ce test de pli sur un pli métrique intraformationnel dans les séries du Bathonien de la région de Aït Attab indique ce genre de structures est antérieur à la réaimantation rencontrée dans le Haut Atlas, et qui date environ 100Ma (Torres-Lopez et al.,2014 , 2018 ; Moussaid et al.,2015 ; Calvin et al.,2017). La présence de ces structures dans les différentes séries depuis le Lias jusqu'au Bathonien, et leur formation contemporaine avec un régime extensif qui régnait au moins depuis le Trias au Bathonien inférieur comme le confirme les données de la fabrique magnétique dans ces séries couplées aux mesure des failles normales, exclue leur interprétation comme étant liées à une phase de compression jurassique.

D'après les travaux paléomagnétiques réalisés afin de reconstruire la géométrie des structures atlasiques avant 100 Ma, les rides atlasiques qui délimitent les mini-bassins sont édifiées où ont commencé à s'édifier avant l'événement de réaimantation qui s'est produit dans les séries de remplissage du bassin atlasique vers 100Ma. Dans la zone d'Imilchil entre

Anergui et Toumliline, ces structures dont certaine sont intrudées de roches plutoniques essentiellement gabroïques associées à des argiles salifères triasiques et d'autres sont purement diapirique avec une forte dominance de matériaux triasiques ou absence de roches de plutoniques aux cœurs de ces dernières, ont été sujet d'études paléomagnétiques et de reconstruction palinspatiques.

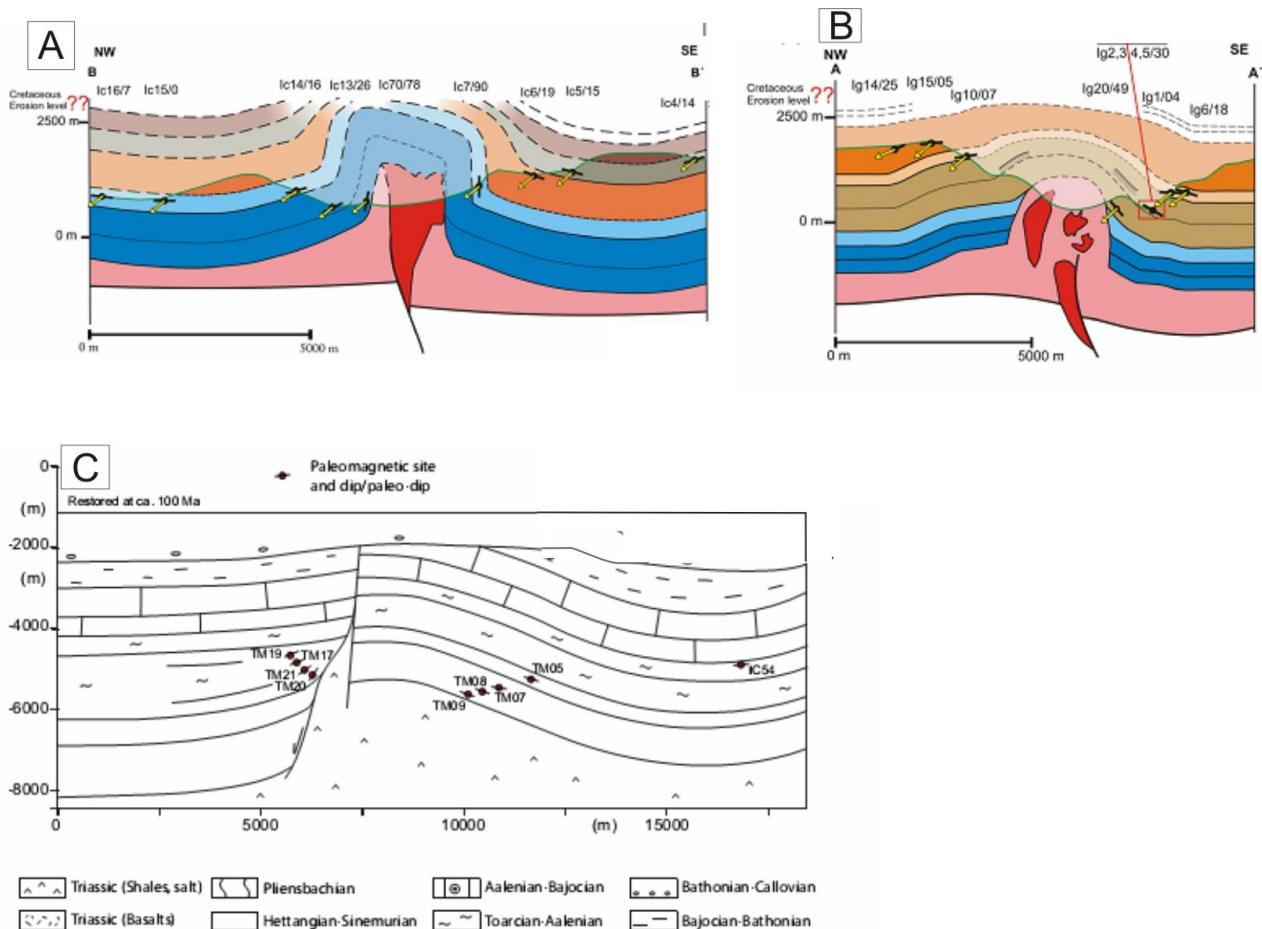


Figure 5.32. Géométrie des rides atlasiques avant 100 Ma. A) Tassent b) Tasraft d'après Torres-Lopèz et al. (2016) et C) ride de Toumiline d'après Calvin et al. (2018)

Dans la région de Midelt Errachdia (zone de transition entre le Haut Atlas Central et le Haut Atlas Oriental), une coupe complète sur l'ensemble des rides a été réalisé par Torres-Lopéz et al. (2018). Ces auteurs ont pu reconstruire la géométrie des rides anticliniales le long de cette coupe en se basant sur les données paléomagnétiques, autour de 100Ma. Cette

opération de reconstruction des paléogéométries révèle une édification antérieure à 100 Ma de ces rides. A la différence des rides de la zone d'Imilchil, celles de Midelt-Errachidia ne montrent pas d'affleurements caractéristiques d'une forte activité diapirique où d'intrusions gabbroïques sauf dans le cas de la grande faille de « Foum Zaabel » où de petits affleurements de basaltes et des argiles rouges triasiques empruntent la zone de faille. D'autres affleurements de gabbros sont également observés dans la partie orientale mais loin des zones échantillonnées dans le massif d'Amouguer. Dans le cas des structures de la région de Midelt-Errachidia la structuration des rides obtenue par la reconstruction des paléogéométries est considérée comme étant dans certains cas liée à l'effet du diapirisme dans les zones des grandes failles profondes, surtout dans les rides situés dans les bordures du bassin, et dans d'autres cas à un régime transpressif dans la zone centrale de ce dernier (Torres-López et al., 2018), cet événement a été déjà évoqué dans d'autres travaux antérieurs (Laville, 1985 ; Laville et Piqué, 1992 ; Gouiza et al., 2010; Charton et al., 2018 ; Laville et al., 2004,) dans le Haut Atlas Central mais il reste encore débattu.

En se basant sur les résultats obtenus dans les différentes régions du Haut Atlas Central, nous pouvons considérer que les structures synsédimentaires observées au voisinage des rides anticlinales sont fort probablement liée au soulèvement de ces dernières, vu que ces structures sont observées dans toutes les séries du bassin même celles qui révèlent des indices l'extension NW-SE responsable du rifting atlasique. L'ensemble des séries antérieures aux couches rouges montrent une fabrique magnétique primaire avec une linéation magnétique NW-SE bien définie compatible avec les mesures de failles normales prises dans cette région. Sachant que les indices du soulèvement syn-sédimentaires des rides sont présents depuis le Lias, le début de structuration de ces dernières se fait donc dans un contexte extensif et demeure jusqu'au Bathonien inférieur. La présence d'un événement de compression ayant un effet sur la structuration antérieur à 100Ma des rides peut être considérer dans la période couvrant le Bathonien jusqu'au Cénomanien, mais son effet sur la structuration des rides est négligeable si on prend en compte les discordances angulaires observées intraformationnelles dans les séries anté-Bathonien, indiquant un soulèvement important dans certaines rides pendant la période extensive du jurassique

Figure 5.33. Coupe actuelle du Haut Atlas de Midelt-Errachidia (en haut) et les deux coupes de reconstruction en régime transpressif et en régime extensif diapirique respectivement (Torres-López et al., 2018)

Conclusions générales

L'utilisation des méthodes d'étude de la fabrique magnétique et du paléomagnétisme enregistré dans les séries de remplissage des bassins mésozoïques du Haut Atlas, nous a fourni des informations précieuses qui ont été couplées aux données de géologie de terrain dans le but comprendre l'évolution de ces bassins depuis la phase du rifting triasique. Les résultats obtenus nous ont permis d'élaborer une discussion de détail sur l'évolution géodynamique de cette chaîne et de confronter les interprétations de nos résultats avec les travaux antérieurs.

Dans l'ensemble des zones étudiées, les résultats de l'étude de la fabrique magnétique a révélé la présence d'une fabrique magnétique primaire, bien conservée, dans la majorité des sites pris dans les différentes séries du bassin Haut-Atlasique, depuis le Trias jusqu'à l'Albo-Cénomanien. Cette fabrique développée dans les premiers stades diagénétiques est modifié par des processus tectoniques ou de minéralisation subséquente dans certains sites.

Les ellipsoïdes de l'ASM des séries triasiques fossilisent encore les fabrique primaires qui portent des informations structurales sur les directions de la contrainte principale pendant la phase du rifting triasique. Les linéations magnétique dans le bassin d'Argana révèlent une forte influence de l'ouverture atlantique sur l'évolution de ce dernier. Par contre les bassins triasiques du Haut atlas de Marrakech, qui se trouvent plus loin de la marge atlantique, montrent signature tectonique de type atlasique loin de toute influence atlantique sur les directions de la contrainte principale.

Plus loin dans le temps et dans l'espace, les séries du Jurassique marin couvrant la période du Lias au Bajocien, conservent également dans la plus part des cas leurs fabriques primaires développées pendant leur diagenèse. Ces fabriques sont caractérisées par des linéations NW-SE qui matérialisent le direction de l'extension qui est responsable de la

deuxième phase de rifting atlasique qui s'est produite à la fin du Lias. Ces linéations magnétiques témoignent une persistance de cette contrainte NW-SE, même pendant les périodes où il y a l'apparence d'une accalmie tectonique, et dont les séries ne montrent pas d'indices structuraux qui peuvent fournir des informations sur le régime tectonique.

A la différence de cette linéation magnétique qui matérialise un régime extensif qui a duré jusqu'à la fin du Bajocien, celle du Bathonien révèle un grand changement directionnel qui accompagne fort probablement un changement dans la direction de la contrainte principale entre le Bathonien et l'Albien-Cénomanien. Les séries de cette période montrent une linéation magnétique bien définie avec une direction ENE-WSW. Cette direction est compatible avec un régime compressif déjà signalé dans le Haut Atlas, mais les données géologiques ne permettent pas d'exclure la possibilité d'une extension E-W qui est compatible avec le changement du sens de dérive de l'Afrique à cette époque.

Une étude paléomagnétique à haute résolution est développé dans la bordure nord du Haut Atlas Central, dans les deux synclinaux de Aït Attab et de Taguelft, et a montré que l'aimantation naturel de ces roches est dominée par une reaimantation crétacé. Les désaimantations systématiques de ces roches montrent que les couches rouges prises dans les séries du Bathonien à l'Albo-Cénomanien dans le synclinal de Ait Attab affichent une composante magnétique systématique et stable, avec des températures de déblocage entre 250°C et 600°C et la maximale peut atteindre dans certains cas les 660°C. Dans certains sites pris dans les faciès d'argiles rouges, une deuxième composante magnétique de haute température (640-680°C), représentant probablement la composante primaire, montre parfois des polarités inverses a été mise en évidence. Dans les cas des sites pris dans les faciès marno-calcaires de l'Aptien, certains ne montrent pas de composante stable et se désaimantent

rapidement autour de 100°C ; dans d'autres cas et surtout dans les faciès marneux, une composante stable est déterminée entre 250°C et 550 à 620°C.

Dans le synclinal de Taguelft un grand nombre de sites a été pris dans les bordures du synclinal, dans les couches marno-calaires du Dogger marin. Ces couches révèlent la présence d'une composante magnétique qui se désaimante entre 250°C et 450°C à 475°C après la destruction d'une composante visqueuse autour de 200°C. Certains calcaires gréseux montrent une composante stable mais avec des températures maximales de déblocage d'environ 630 à 660°C. Les sites pris dans les séries rouges du Bathonien sont également caractérisés par la présence d'une composante magnétique stable avec des températures de déblocage entre 300°C et 600 à 640°C. Comme dans les cas des faciès rouges du synclinal de Aït Attab, certains sites pris dans les couches rouges du Bathonien de Taguelft montrent une deuxième composante de haute température qui est définie entre 640 et 680°C .

Dans les deux synclinaux et les deux types de lithologies dominantes, la composante mise en évidence affiche des polarités normales dans toutes les séries étudiées (Bathonien-Albo-Cénomanien). Dans les faciès rouges la minéralogie magnétique est dominée par l'hématite avec une température de Néel de 680°C et une haute coercivité magnétique mise en évidence par les courbes thermomagnétiques et les spectres de désaimantation de l'IRM 3D, alors que faciès marno-calcaires sont caractérisés par la présence de la magnétite comme phase de basse à moyenne coercivité magnétique et une température de Curie autour de 580°C, et parfois la goethite est présente aussi dans ces faciès avec des températures de Curie de 80 à 120°C et des hautes coercivités magnétiques.

La composante caractéristique (ChRM) rencontrée dans les roches des deux bassins étudiés correspond à une aimantation secondaire. Les tests de plis montrent que cette rémanence est antérieure au plissement majeur du synclinal d'Ait Attab, alors que dans celui de Taguelft, elle est syn-tectonique, et indique la présence d'un basculement avant

l'enregistrement de la ChRM dans les roches étudiées. Une estimation de l'âge de la ChRM a été effectuée en se basant la comparaison de sa direction avec la «APWP » global en coordonnées africaines. Un âge d'environ 100 Ma (Albien–Cénomanien) a été ainsi estimé pour l'événement de la ré-aimantation dans les roches étudiées dans le synclinal d'Aït Attab. Dans le cas de Taguelft les deux directions de réaimantation calculés par la méthode d'intersection de petits cercles pour 1) les couches marno-calcaires des bordures du synclinal et 2) les argiles rouges dans le cœur du synclinal sont statistiquement non- distinguables et donc synchrones. Finalement la direction de la réaimantation a été calculée en utilisant les données de l'ensemble des sites pris dans les deux types de faciès par la méthode d'intersection de petits cercles. Cette direction correspond à un événement qui s'est produit vers 95 Ma dans tout le synclinal de Taguelft. Sur le plan structural, cet âge nous a permis ainsi de dater les plissement et la déformation dans les deux synclinaux. Dans le synclinal de Taguelft une grande partie de la structuration du synclinal s'est produite avant 95 Ma, Ce basculement ou plissement passif des couches est le résultat d'une implication du soulèvement vertical dans le bordure sous l'effet de la poussée diapirique appuyée par une forte subsidence tectonique et du à la dépression cédée par la migration des matériaux surtout vers la bordure Ouest. Dans le cas d'Aït Attab le test « *oroclinal bending* » et le parallélisme des vecteurs paléomagnétiques dans les différents sites pris dans les deux branches de directions axiales différentes NE-SW et E-W du synclinal, indiquent un héritage de la forme du bassin lors de l'inversion donnant ainsi une forme courbée au synclinal, et excluent toute possibilité de torsion subséquente d'un pli rectiligne pré-existant.

Conclusiones generales

La utilización de los métodos del estudio de la fábrica magnética y del paleomagnetismo en las series que rellenan las cuencas mesozoicas del Alto Atlas ha arrojado una información importante que ha podido ser relacionada con los datos geológicos de campo para intentar entender la evolución de estas cuencas desde la fase del rifting triásico. Los resultados obtenidos han permitido elaborar una discusión en detalle sobre la evolución geodinámica de la cadena y confrontar las interpretaciones de los resultados obtenidos con trabajos anteriores.

En el conjunto de las zonas investigadas, los resultados del estudio de la fábrica magnética han revelado la presencia de una fábrica magnética primaria, bien preservada, en la mayor parte de las estaciones tomadas en las distintas series de la cuenca del Alto Atlas, desde el Triásico hasta el Albo-Cenomaniense. Esta fábrica desarrollada en los primeros estadios diagenéticos ha sido modificada por procesos tectónicos o mineralizaciones posteriores en algunas de las estaciones.

Los elipsoides de ASM de las series triásicas conservan todavía las fábricas primarias que portan la información estructural sobre las direcciones de los esfuerzos principales durante la fase del rifting triásico. Las lineaciones magnéticas en la cuenca de Argana revelan una fuerte influencia de la apertura del Océano Atlántico sobre la evolución de esta cuenca. Por el contrario, las cuencas triásicas del Alto Atlas de Marrakech, que se encuentran a mayor distancia del margen atlántico, muestran una impronta tectónica de tipo atlásico, alejada de la influencia atlántica sobre las direcciones de los esfuerzos principales.

Más lejanas en el tiempo y en el espacio, las series del Jurásico marino que cubren el período del Lías al Bajociense, conservan igualmente en la mayor parte de los casos sus fábricas primarias desarrolladas durante la diagénesis. Estas fábricas están caracterizadas por lineaciones NW-SE que materializan la dirección de extensión que es responsable de la segunda fase del rifting atlásico que se produjo hacia el final del Lías. Estas lineaciones magnéticas atestiguan la persistencia de los esfuerzos NW-SE incluso durante períodos durante los cuales hay una aparente calma tectónica, cuyas series coetáneas no muestran indicios estructurales que puedan proporcionar información sobre el régimen tectónico.

A diferencia de esta lineación magnética que recoge un régimen extensional mantenido hasta el final del Bajociense, la correspondiente al Bathoniense revela un cambio direccional que acompaña muy probablemente a un cambio en la dirección de los esfuerzos principales entre el Bathoniense y el Albo-Cenomaniense. Las series de este período muestran una lineación magnética bien definida con una dirección ENE-WSW. Esta dirección es compatible con un régimen compresivo que ya ha sido mostrado en el Alto Atlas, sin embargo los datos geológicos no permiten excluir la posibilidad de una extensión E-W compatible con el cambio de sentido de deriva de Africa durante esta época.

Un estudio paleomagnético de alta resolución desarrollado en el borde norte del Alto Atlas Central, en los dos sinclinales de Aït Attab y de Taguelft indica que la magnetización natural de estas rocas está dominada por una remagnetización cretácica. La desmagnetización sistemática de estas rocas revela que las capas rojas de las series del Bathoniense al Albo-Cenomaniense en el sinclinal de Ait Attab muestran una componente magnética sistemática y estable, con temperaturas de desbloqueo entre 250°C y 600°C y la máxima puede llegar en algunos casos a los 660°C. En algunas estaciones tomadas en las facies de arcillas rojas, una segunda componente magnética de alta temperatura (640-680°C), probablemente de carácter primario, muestra a veces polaridades inversas. En los casos de las estaciones situadas en las facies margo-calcáreas del Aptiense, algunas no muestran componente estable y se desmagnetizan rápidamente alrededor de 100°C; en otros casos, y sobre todo en las facies margosas, se ha determinado una componente estable entre 250°C y 550 a 620°C.

En el sinclinal de Taguelft se ha tomado un importante número de estaciones en los márgenes del sinclinal, en las capas margo-calcáreas del Dogger marino. Estas capas revelan la presencia de una componente magnética que se desimana entre 250°C y 450 a 475°C después de la destrucción de una componente viscosa en torno a 200°C. Algunas calizas arenosas muestran una componente estable pero con temperaturas máximas de desbloqueo en torno a 630-660°C. Las estaciones tomadas en las series rojas del Bathoniense están igualmente caracterizadas por la presencia de una componente magnética estable con temperaturas de desbloqueo entre 300°C y 600 a 640°C. Como en el caso de las facies rojas del sinclinal de Aït Attab, algunas estaciones tomadas en las capas rojas del Bathoniense de Taguelft muestran una segunda componente de alta temperatura definida entre 640 y 680°C.

En los dos sinclinales y los dos tipos litológicos dominantes, la componente puesta en evidencia muestra polaridades normales en todas las series estudiadas (Bathoniense-Albo-Cenomaniense). En las facies rojas la mineralogía magnética está dominada por hematites, con una temperatura de Néel de 680°C y una alta coercitividad magnética, puesta en evidencia por las curvas termomagnéticas y los espectros de desmagnetización de la IRM de 3 ejes, mientras que las facies margo-calcáreas están caracterizadas por la presencia de la magnetita como fase de baja a media coercitividad y una temperatura de Curie en torno a 580°C. A veces la goethita también está presente en estas facies con temperaturas de Curie de 80 a 120°C y altos valores de coercitividad.

La componente característica (ChRM) encontrada en las rocas de las dos cuencas estudiadas corresponde a una magnetización secundaria anterior al plegamiento mayor del sinclinal de Aït Attab, en tanto que es sin-tectónica en relación al plegamiento de Taguelft, e indica la presencia de un basculamiento anterior al evento de fijación de la ChRM en las rocas estudiadas. La estimación de la edad de la ChRM ha sido efectuada en base a la comparación con la curva de deriva polar aparente (APWP) global en coordenadas africanas. La edad estimada de la remagnetización es de en torno a 100 Ma (Albiense-Cenomaniense) para el sinclinal de Aït Attab. En el caso de Taguelft las dos direcciones de remagnetización calculados a partir del método de intersección de círculos menores (SCI) para 1) las capas margo-calcáreas de las zonas de flanco del sinclinal y 2) las arcillas rojas del núcleo del mismo son indistinguibles desde el punto de vista estadístico, y pueden por tanto considerarse sincrónicos. La dirección media se ha calculado utilizando los datos del conjunto de los dos tipos litológicos mediante el método de los círculos menores (SCI). La dirección encontrada corresponde a un evento de reimanación que se habría producido en torno a 95 Ma en todo el sinclinal de Taguelft. Desde el punto de vista estructural, esta edad ha permitido datar el plegamiento y la deformación en los dos sinclinales. En el sinclinal de Taguelft, una gran parte de la estructuración del mismo se ha producido pues antes de los 95 Ma. Este basculamiento o plegamiento pasivo de las unidades es el resultado de un levantamiento de las zonas de borde del sinclinal debido al empuje diapírico activado por una fuerte subsidencia tectónica y debido a la subsidencia originada por la migración de los materiales sobre todo hacia el borde oeste de la subcuenca. En el caso de Aït Attab el test del “orocinal bending” y el paralelismo de los vectores paleomagnéticos en los diferentes sitios analizados en las dos ramas de direcciones diferentes (NE-SW y E-W) del sinclinal, indican la herencia tectónica de la forma de la cuenca sedimentaria durante la inversión de la misma, originando

así la forma curvada del sinclinal, y excluyendo por tanto la posibilidad de un segundo plegamiento que afectara al plano axial del pliegue formado anteriormente.

Références bibliographiques

- Ait Brahim, L., Chotin, P., Hinaj, S., Abdelouafi, A., ElAdraoui, A., Nakcha, C., Dhont, D., Charroud, M., SosseyAlaoui, F., Amrhar, M., Bouaza, A., Tabyaoui, H., Chaouni, A., 2002. Paleostress evolution in the Moroccan African margin from Triassic to Present. *Tectonophysics* 357 (1–4), 187–205.
- Ambroggi, R., 1963. Etude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental et de la plaine du Souss. Notes Mém. Serv. Géol. Maroc 157, 322.
- Ando, C.J., Czuchra, B.L., Klempner, S.L., Brown, L.D., Cheadle, M.J., Cook, F.A., Oliver, J.E., Kaufman, S., Walsh, T., Thompson Jr., J.B., Lyons, J.B., Rosenfeld, J.L., 1984. Crustal profile of mountain belt: COCORP deep seismic reflection in New England Appalachians and implications for architecture of convergent mountain chains. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 68 (7), 819–837.
- Arboleya, M.L., Teixell, A., Charroud, M., Julivert, M., 2004. A structural transect through the High and Middle Atlas of Morocco. *J. Afr. Earth Sci.* 39, 319–327.
- Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., Kissel, C., 1992. Magnetic fabric as a structural indicator of the deformation path within a fold thrust structure: a test case from the corbières (NE Pyrenees, france). *Journal of Structural Geology* 14 (4), 461–474.
- Ayarza, P., Alvarez-Lobato, F., Teixell, A., Arboleya, M.L., Tesón, E., Julivert, M., Charroud, M. 2005. Crustal structure under the central High Atlas Mountains (Morocco) from geological and gravity data. *Tectonophysics*, 400, 67-84.
- Ballet, O., Coey, J.M.D., Burke, K.J., 1985. Magnetic properties of sheet silicates; 21:1 layer minerals. *Phys. Chem. Miner.* 12, 370-378.
- Ballet, O., 1979 . Fe ²⁺ dans les silicates lamellaires: l'étude magnétique et Mössbauer. Thèse de Troisième Cycle, Grenoble.
- Bardon, C., A. Bossert, et al., 1978. «Paléomagnétisme des formations volcaniques du Crétacé inférieur dans l'Atlas de Beni-Mellal (Maroc).» *Notes du Service Géologique du Maroc* 39(272): 7 - 26.
- Balsley, J.R., Buddington, A.F., 1960. Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses. *American Journal of Science* 258, 6–20.
- Basley, J.R., et Buddington, A.F, 1958. Iron-Titanium oxide minerals, rocks and aero-magnetic anomalies of the Adirondak area, New York: Econ, *Geology*, 53, 777-805.
- Bauchamp, W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M., 1996. Intracontinental rifting and inversion: Missour Basin and Atlas Mountains, Morocco. *AAPG Bull.* 80, 1459–1482.
- Bauchamp, W., Allmendinger, R.W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M., Dahmani, M., 1999. Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas mountains, Morocco, based on a geological–geophysical transect. *Tectonics* 18, 163–184.
- Bauchamp, W., 2004. Superposed Folding Resulting from Inversion of a Synrift Accommodation Zone, Atlas Mountains, Morocco. In K. R. McClay, ed., *Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir* 82, p. 635-646
- Bauchamp, J., 1985. Modalités de la transgression Triasique au Maroc. 110éme congrès national des sociétés savantes, Montpellier, Sciences Fasc.VI, 247-479.
- Beausoleil, N., Lavalée, P., Yelon, A., Ballet, O., Coey, J.M.D., 1983. Magnetic properties of biotite micas. *J. Appl. Phys.* 54, 2, 906-915.
- Bensalah, M.k., YouBi, N., et al.2013. The Jurassic–Cretaceous basaltic magmatism of the oued El-Abid syncline (High Atlas, Morocco): Physical volcanology, geochemistry and geodynamic implications. *Journal of African Earth Sciences*, 81, 60-81.
- Bernasconi, R., 1983. Géologie du Haut Atlas de Rich (Maroc). Doctoral Thesis, University of Neuchâtel, Switzerland (inédite).

- Berrâouz, E.H, 1989. A la contribution à l'étude pétrographique, minéralogique et géochimique du magmatisme alcalin jurassico-crétacé du Haut Atlas central (Région d'Imilchil-Aït Attab) thèse du 3ème cycle, 154p, Marrakech.
- Bertrand H., 1991. The Mesozoic tholeiitic province of northwest Africa: a volcano-tectonic record of the early opening of Central Atlantic, in : A.B. Kampunzu, R.T. Lubala (Eds.), *Magmatism in Extensional Structural Settings, the Phanerozoic African Plate*, Springer-Verlag, 147–191.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J., et Le Pichon, X., 1977, From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system, In: Biju-Duval, B. and Montadert, L. (eds.), International symposium on the structural history of the Mediterranean basins, 143-164.
- Borradaile, G.J. et Wermer, T., 1994. Magnetic anisotropy of some phyllosilicates, *Tectonophysics*, 235, 223–248.
- Borradaile et al., 1987 ; Borradaile, G.J., 1987. Anisotropy of magnetic susceptibility: rock composition versus strain. *Tectonophysics* 138, 327–329.
- Borradaile, G.J., et Alford, C. 1987. Relationships between magnetic susceptibility and strain in laboratory experiments. *Tectonophysics*. 133, 121-135
- Borradaile, G.J., Henry, B., 1997. Tectonic application of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sci. Rev.* 42, 49–93.
- Borradaile, G.J., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics* 156, 1–20.
- Bouchouata A et Laville, E., 1994. La ride de Talmest-Tazoult (Haut Atlas Central, Maroc), lithostratigraphie, biostratigraphie, et relation tectonique-sédimentation au cours du jurassique. *Strats*, série2, vol.25, 219p.
- Bourcart, J., 1942. "Notice explicative de la carte géologique d'exploration du territoire autonome du Tadla au 1/200.000." Notes & Mémoires du Service Géologique du Maroc 58.
- Bozorth, R.M., Walsh, D.E., and Williams, A.J., 1957. Magnetization of ilmenite-hematite system at low temperatures. *Physical Review*, 108, 157- 158.
- Bracène, R., Frizon de Lamotte, D., 2002. The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from Jurassic rifting to Cenozoic–Quaternary inversion. *Tectonophysics* 357, 207–226.
- Bracène, R., Bellahcene, A., Bekkouche, D., Mercier, E., Frizon de Lamotte, D., 1998. The thin-skinned style of the South Atlas Front in central Algeria. In: Macgregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa*, pp. 391–400. Geological Society Special Publication, 133, 395–404.
- Brechbuhler, Y.A., 1984. Etude structurale du Haut Atlas calcaire entre Jbel Ayachi et Rich, Maroc. Thèse Es-sciences, Université de Neuchâtel, 128p.
- Brede, R., Hauptmann, M., Herbig, H.G., 1992. Plate tectonics and intracratonic mountain ranges in Morocco; the Mesozoic–Cenozoic development of the central High Atlas and the Middle Atlas. *Geologische Rundschau* 81 (1), 127–141.
- Brown, N. E., A. Navrotksy, G. L. Nord Jr., and S. K. Banerjee, 1993. Hematite-ilmenite (Fe_2O_3 - $FeTiO_3$) solid solutions: Determinations of Fe-Ti order from magnetic properties, *American Mineralogist*, 78, 941–951.
- Burchfiel, B.C., and Stewart, J.H., 1966. "Pull-apart" origin of the central segment of Death Valley, California: Geo-logical Society of America Bulletin, v. 77, p. 439–442.
- Butler, R.F., 1992. Paleomagnetism: magnetic domains to Geologic Terranes. Boston. Blackwell Scientific Publications.
- Butler, R. F., 1998. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Blackwell Scientific Publications. Boston. 223 pp.
- Carrancho, A., 2010. Arqueomagnetismo y magnetismo de las rocas en registros de fuegos arqueológicos holocenos. Aplicación a sedimentos kársticos (yacimientos de la Sierra de Atapuerca y Cueva de El Mirón) y recreaciones experimentales. Thesis doctoral, Universidad de Burgos, Espagne.
- Chadima, M., Jelinek, V., 2009. Anisoft 4.2: Anisotropy Data Browser for Windows. Agico, Inc.
- Charrière, A., Ibouh, H., Haddoumi, H., 2011. Circuit C7, Le Haut Atlas central de Beni Mellal à Imilchil. In: Michard et al. (Eds.), *Nouveaux Guides Géologiques et Miniers du Maroc*, vol. 7, Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, vol. 559, pp. 109–162.

- Charrière, A., 1990. Héritage hercynien et évolution géodynamique alpine d'une chaîne intracontinentale: le Moyen Atlas au SE de Fès (Maroc). Unpubl. Doct. d'Etat, Univ. Paul-Sabatier Toulouse, 589p.
- Charrière, A., Haddoumi, H., Mojon, P.-O., 2005. Découverte de Jurassique supérieur et d'un niveau marin du Barrémien dans les «couches rouges» continentales du Haut Atlas central marocain: implications paléogéographiques et structurales. C.R. Palevol 4, 385–394.
- Chenet, P., and Letouzey, J. 1983. Tectonique de la zone comprise entre Abu Derba et Gebel Mezzazat (Sindi, Egypte) dans le contexte de l'évolution du Rift du Suez. Bulletin des Centres de Recherches Exploration - Production Elf-Aquitaine, 7: 201 - 215.
- Chevallier, R., 1925. L'aimantation des laves de l'Etna et l'orientation du champ terrestre en Sicile du XII and XVIIème siècle. Ann. Phys., 4, 5-162.
- Chevremont, P., 1975. «Les roches éruptives basiques des boutonnières de Tassent et Tasraft et leurs indices métallifères dans leur cadre géologique (Haut Atlas central, Maroc).» Thèse docteur ing. Univ. Claude Bernard, Lyon I, 209, 148 p.
- Chorowicz, J. 1989. Transfer and transform fault zones in continental rifts: examples in the Afro-Arabian Rift System. Implications of crustal breaking. Journal of African Earth Sciences, 8, 203 -214.
- Chotin P, Ait Brahim L. et Tabyaoui H., 2000 .The southern Tethyan margin in north-eastern Morocco, sedimentary characteristics and tectonic control. Peri Tethys Mémoire 5. Mém. Mus. Natl. Hist. Nat., Paris, 182, p. 107 -128.
- Choubert, G.E.A., 1956. Lexique stratigraphique international: Afrique. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 1a, 165p.
- Choubert, G., Faure-Muret, A., 1960-1962. Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques, livre à la mémoire du Prof. P. Fallot. Mémoire hors-série service de la Société géologique de France 1, 447–514.
- Cifelli,F., Mattei, M., Della Seta, M., 2008; Calabrian Arc oroclinal bending: The role of subduction. TECTONICS, VOL. 27, 1-15, doi:10.1029/2008TC002272.
- Cisowski,S., 1981. Interacting vs no-interacting single domain behavior in natural and synthetic samples, Phys.Earth planet.Inter., 26, 56-62.
- Coey, J.M.D., Moukarika, A. and Ballet O., 1982. Magnetic order in silicate minerals. *J. Appl. Phys.*, 53, p.8320-8325.
- Cogné, J.P., 1988. Strain, magnetic fabric, and paleomagnetism of the deformed red beds of the Pont-Rean formation, Brittany, France. *Journal of Geophysical Research*, 93, 13673-13687.
- Colo, G., 1961. "Contribution a l'étude du Jurassique du Moyen Atlas septentrional. Atlas des planches horetexte." Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 139bis: 24.
- Cox,A. et Doell, R., 1960. Review of Paleomagnetism. *Bulletin of the geological society of America*.71, 645-768.
- Creer, K.M., Irving, E., and Runcorn, S.K., 1954. The direction of the geomagnetic field in remote epochs in Great Britain. Philos. Trans. R. Soc London, A250, 144-156.
- Curie, D., Olivet, J.L., et Beuzart, P., 1983. South Atlantique opening and its implication for the Caribbean evolution. EUG Meeting, Terra Congnita 3, p.240.
- Daly, L., 1970. Etude des propriétés magnétiques des roches métamorphiques ou simplement tectonisées. *Thèse d'état, Paris*, 240p
- De Boer, C., Dekkers, M.J. & van Hoof, T.A.M., 2001. Rock-magnetic properties of TRM carrying baked and molten rocks straddling burnt coal seams, *Phys. Earth. planet. Inter.*, 126, 93–108.
- De Boer J.Z. et Clifford,A.E.,1988 . MEsozoic tectonogenesis : Development and deformation of « Newark » rift zones in the Appalachians (With special emphasis on the Hartford basin, connecticut) in Manspeizer,W ed., Triassic-Jurassic rifting: New York, Elsevier,275-306.
- De Boer, C. et Dekkers, M.J., 1996. Grain-size dependence of the rockmagnetic properties for a natural maghemite. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2815–2818.
- Dekkers, M. J., 1989. Magnetic properties of natural goethite-I. Grain-size dependence of some low- and high-field related rockmagnetic parameters measured at room temperature. *Geophys. J.*, 97, 323-340.

- Dekkers, M. J., 1990. Magnetic properties of natural goethite—III. Magnetic behaviour and properties of minerals originating from goethitedehydration during thermal demagnetization. *Geophys. J. Int.*, 103, 233–250.
- Dekkers M.J., 2007. Magnetic proxy parameters, In:D. Gubbins & E. Herrero-Bervera (eds.), *Encyclopedia of Geomagnetism and Palaeomagnetism*. Springer, 525-534.
- Dewey, J. F., Pitman W. C. I., et al., 1973. «Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System.» *Geological Society of America Bulletin* 84(10): 3137-3180.
- Du Dresnay, 1975-1977. Le milieu récifal fossile du Jurassique inférieur (Lias) dans le domaine des chaînes atlasiques du Maroc. In 2ème symposium intern. « Coraux récifs et coraux fossiles », Paris 1975, Mém.B.R.G.M., 1977, 89, 296-312.
- Du Dresnay, 1975. Influence de l'héritage structural tardi-hercynien et de la tectonique contemporaine sur la sédimentation jurassique, dans le sillon marin du Haut Atlas, Maroc. IXème Congrès international des sédimentologues 4, 103–108.
- Du Dresnay, 1979. Sédiments jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc. Symposium “Sédimentation jurassique W européen“. Association des sédimentologues français, Publication spéciale 1, 345–365.
- Dubar, G., 1933. Le Lia et Le jurassique de la Haut Moulouya et du Haut Atlas (Sud et Sud-Est de Midelt), *Bull.Soc.Géol.France*, 5, 2, pp.373-594.
- Dubar, G. et Mouterde R., 1978. «Etudes paléontologiques sur le Lias du Maroc: Les formations à Ammonites du Lias moyen dans le Haut-Atlas de Midelt et du Tadla.» Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc.
- Dubar, G., 1952. “Livret-guide de l'excursion A34: Haut Atlas central.” XIXe Session Congrès géologique international 1: 74.
- Dunlop, D.J., and Ö.Ozdemir, 1997. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*, 573 pp., Cambridge University Press, New York, London and Cambridge
- Dunlop, D.J. (1972). Magnetic mineralogy of unheated and heated red sediments by coercivity spectrum analysis. *Geophys. J. Royal Astron. Soc.*, 27, 37-55.
- Dutuit, J. M. and Ouazzou A., 1980. “Découverte d'une piste de dinosaure sauropode sur le site d'empreintes de Demnate (Haut Atlas marocain).” Mémoire hors-série service de la Société géologique de France 59: 95-102.
- Dzyaloshinsky, I., 1958. A thermodynamic theory of "weak" ferromagnetism and antiferromagnetism. *J. Phys. Chem. Solids*, 4, p.241-255.
- Egli, R. (2003). Analysis of the field dependence of remanent magnetisation curves. *Journal of Geophysical Research*, 108: doi:10.1029/2002JB002023.
- Egli, R. (2004). Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 2. Fundamental properties of coercivity distributions. *Phys. & Chem. of the Earth* 29: 851-867.
- Einsele, G., 1992. *Sedimentary basins : Evolution , Facies and sediment Budget*. ISBN 3-540-54743-6. Springer verlag, Berlin, 628p.
- El Harfi, A., Guiraud, M., Lang, J., 2006. Deep-rooted “thick skinned” model for the High Atlas Mountains (Morocco). Implications for the structural inheritance of the southern Tethys passive margin. *J. Struct. Geol.* 28 (11), 1958–1976.
- El Kochri A. 1996. Géométrie et mécanismes de la déformation du Haut Atlas centro-oriental (Maroc).Thèse es-Sciences, Fac. Sci. Rabat, 200 p.
- El Kochri A. et Chorowicz J., 1996. Oblique extension in Jurassic trough of the Central and Eastern High Atlas (Morocco). *Can. J. Earth. Sci.*, 33, 1, 84-92.
- Eldredge,S., Bachtadse, V., et Van der Voo, R., et al., 1984. Paleomagnetism and the orocline hypothesis. *Tectonophysics*, 119, 153-179.
- Eldredge, S., Bachtadse V., and van der Voo R., 1985. Paleomagnetism and the orocline hypothesis: *Tectonophysics*, v. 119, p. 153 – 179
- Ellouz, N., Patriat, M., Gaulier, J.M., Bouatmani, R., Sabounji, S., 2003. From rifting to Alpine inversion: Mesozoic and Cenozoic subsidence history of some Moroccan basins. *Sediment. Geol.* 156 (1–4), 185–212.

- Ettachfini, E. M., Souhel A., et al., 2005. La limite Cénomanien-Turonien dans le Haut Atlas central, Maroc. *Geobios* 38: 57-68.
- Evans, M.E. et Heller, F. (2003). Environmental Magnetism: Principles and Applications of Environmagnetics, Academic Press, San Diego, CA. 299 pp.
- Evans, M. E., M. W. McElhinny, and A. C. Gifford, 1968. Single domain magnetite and high coercivities in a gabbroic intrusion,*Earth Planet. Sci. Lett.*, 4, 142 – 146.
- Evans, I., Kendall, C.G., et Warmen J.E., 1974. Jurassic sedimentation in the High Atlas Mountains of Morocco during early rifting of Africa and North America. *Geology* 2, 295-296.
- Evans, I., et Kendal,G.S.C, 1977. An interpretation of the depositional setting of some deep-water Jurassic carbonates of the central High Atlas Mountains, Morocco.S.E.P. specila publication,n° 25,249-261.
- Evans, M.E., and McElhinny, M.W. (1969). An investigation of the the origin of stable remanence in magnetite-bearing igneous rocks. *J. Geomag. Geoelectr.*, 21, 757-773 .
- Fairhead, J.D., 1988. Mesozoic and Cenozoic plate tectonics reconstructions of the central-south Atlantic Ocean: the role of the west and central African rift system.*Tectonophysics*, 155p.
- Fedan, B., 1988. Evolution géodynamique d'un bassin intra-plaque sur décrochements (Moyen Atlas, Maroc) durant le Méso-Cénozoïque. Thèse Es-Sciences, Université Mohammed V, Rabat, 335p.
- Fedan, B., 1989. Evolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochements : Le moyen Atlas (Maroc) durant le Méso-Cénozoïque. *Trav.Inst.Sci.Rabat*, série Géologie et géographie physique, 18,142pp.
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal. Society of London, Series A*, 217, 295–305.
- Flinn, D. (1962). On folding during three-dimensional progressive deformation. *Geol. Soc. London Quarterly Journal*, 118: 385–433.
- Freeman, R., 1983. The magnetization of some pelagic tethyan limestones, MSC dissertation, ETH Zurich No. 7423.
- Friedman,M., et Higgs, N.G., 1981. Calcite fabrics in experimental shear zones. *Am Geophys. Union Monogr.* 24, 11-28.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bézar, B., Bracène, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics* 19, 740–761.
- Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Guillocheau, F., Michard, A., 2009. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): an overview. *Tectonophysics*, 475, 9–28.
- Frizon de Lamotte, D., Mercier, E., laTour, A.D., Robion, P., Averbuch, O., 1997. Kinematics of folding and strain measurements: the example of the Lagrasse fold (Aude, France). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences* 324 (7), 591–598.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bézar B., Bracène R., Mercier E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics* 19, 740-761.
- Frizon de Lamotte, D., Zizi, M., Missenard, Y., Hafid, M., El Azzouzi, M., Charriere, A., Maury, R.C., Taki, Z., Benammi, M., Michard, A., 2008. The Atlas system. In: Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Frizon de Lamotte, D. (Eds.), *Continental Evolution: The Geology of Morocco*. Springer-Verlag, Heidelberg, pp. 133–202.
- Froitzheim, N., 1984. Oberkretazische Vertikaltektonik im Hohen Atlas SW von Marrakeesch/Mrokko - Rekonstruktion eines Bewegungsablaufes im Frühstadium der Atlas- Orogenese. *Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Monatsh.* H8, 463–471.
- Froitzhem,N., Stets, J., et Wuster, P., 1988. Aspects of Western High Atlas tectonics. In *Jacobshagen*, V.H.,. The Atlas system in Morocco. *Let. Notes in Geosci.*, Springer- Verlag, 15, 219-244.
- Fuller, M.D.,1963. Magnetic anisotropy and paleomagnetism. *Journal of Geophysical Research*. 68, 293-309.
- Fuller, M.D., 1964. A magnetic fabric in till. *Geol. Magaz.* 99, 233-7.
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdíel, T., Casas, A.M., Pérez-Lorente, F., 2013. Development of magnetic fabric in sedimentary rocks: insights from early compactional structures. *Geophys. J. Int.*<http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggt098>, pp. 1–18.

- Gauss, C. F. (1839). Allgemeine Theorie des Erdmagnetismus. In *Resultate aus den Beobachtungen magnetischen Vereins im Jahre 1838*, p. 1-57. (Reprinted in *Werke*, 5, 121-193, Gottingen, 1877; Traducido por Sabine, E., En: Taylor, R., *Scientific Memoirs Vol. 2*, R. & J. E. Taylor, Londres, 1841).
- Gibbs, R. (1985), Estuarine flocs: Their size, settling velocity and density, *J. Geophys. Res.* 90, 3249–3251
- Giese, P., et Jacobshagen, V., 1992. Inversion tectonics of intracontinental ranges: High and Middle Atlas, Morocco. *Geo.Rundsch.*, 81: 249-259.
- Gilbert, 1600, « On the magnet, magnetick bodies also, and on the great magnet the Earth ».
- Gomez, F., Beauchamp, W., Barazangi, M., 2000. Role of the Atlas Mountains (northwest Africa) within the African-Eurasian plate-boundary zone. *Geol. Soc. Am.* 28, 775–778.
- Graham, J.W. (1949). The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks. *J.Geophys. Res.*, 54, 131-167.
- Graham, J.W., 1954. Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Geol. Soc. Am. Bull.* 65, 1257–1258.
- Graham, J.W., 1966. Significance of magnetic anisotropy in Appalachian sedimentary rocks. In: Steinhart, J.S., Smith, T.J. (Eds.), *The Earth Beneath the Continents*. Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr. vol. 10, pp. 627–648.
- Grapeyev, A. & Tsel'movich, V., 1988, ‘Stages of oxidation of titano-magnetite grains in igneous rocks (in Russian)’, Viniti N. Moscow1331-B89, 3–8.
- Gratier, J.P. , 1981. Caractères des déformations successives dans l’Atlas de Beni Mellal (Haut Atlas Central). Notes et Mém.serv.Géol.Maroc.n°308, 195-212.
- Grommé,C.S.,Wright,T.L.,andPeck,D.L.,1969. Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae and Makaopuhi lava lakes, Hawaii. *J. Geophys .Res.*, 74, 5277- 5293.
- Guiraud, R., Binks, R.M., Fairhead, J.D., Wilson, M., 1992. Chronology and geodynamic setting of Cretaceous-Cenozoic rifting in West and Central Africa. In: Ziegler, EA. (Ed.), *Geodynamics of Rifting*. Vol. II. Case History studies on Rifts: North and South America, Africa-Arabia. *Tectonophysics* 21, 227-234.
- Guiraud, R., Bosworth ,W., Thierry, J. et Delplanque, A., 2005. Phanerozoic geological evolution of the Northern and Central Africa: An overview. *Journal of African Earth Sciences-Phanerozic Evolution of Africa*, 43 (1-3) : 83-143.
- Guiraud, R., 1975. L’évolution post-triasique de l’avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d’après l’étude du bassin du Hodna et des régions voisines. *Rev. Géog. phys. et géol.* 17 (2), 427–446
- Guiraud R. , Bosworth, W., 1997. Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. *Tectonophysics* 282, 39-82.
- Guiraud, R., 1998. Mesozoic rifting and basin inversion along the northern African Tethyan margin: an overview. In: MacGregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa*. Geological Society, London, Special Publication 133, pp. 217–229.
- Haddoumi,H., 1988. Les Couches rouges (Bathonien à Barrémien) du synclinal des Aït Attab (Haut Atlas central, Maroc) ; étude sédimentologique et stratigraphique.- Thèse 3e Cycle Université Nancy I, 133 p. (inédit).
- Haddoumi, H., Charrière, A., Feist, M., Andreu, B., 2002. Nouvelles datations (Hauterivien supérieur- Barrémien inférieur) dans les “couches rouges” continentales du Haut Atlas central marocain; conséquences sur l’âge du magmatisme et des structurations mésozoïques de la chaîne Atlasique. *C.R.Palevol* 1, 259–266.
- Haddoumi, H., Charrière, A., Mojón, P.O., 2010. Stratigraphie et sédimentologie des «Couches rouges» continentales du Jurassique-Crétacé du Haut Atlas central (Maroc): implications paléogeographiques et géodynamiques. *Geobios* 43, 433–451.
- Hadri, M. 1993. Un modèle de plate-forme carbonatée au Lias-Dogger dans le Haut Atlas Central au Nord-West de Goulmima, Maroc. Thèse de l’université de Paris XI Orsay, 252P.
- Hagraves, R.,B, Johnson,D., et Chan, C.Y.,1991. Distribution anisotropy :the cause of ASM in ignous rocks ?, *Geophys. Res.*, Lett, 18, 2193-2196.

- Hailwood, E.A., Mitchell, J.G., 1971. Paleomagnetic and radiometric dating results from Jurassic intrusions in South Morocco, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 24, 351–364.
- Hardenbol, J., J. Thierry, M.B. Farley, T. Jacquin, P.C. de Graciansky, and P. Vail, 1998, Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, in P.C. Graciansky, et al. (eds) *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*: SEPM Special Publication 60, p. 3-13, charts 1-8.
- Harland W.B, Armstrong, R.L, Cox, A.V., Craing, L.E., Smith, A.G. et Smith D.G., 1989. A Geological time scale, card published by the British Petroleum Compagny (plc) by arrangement with C.U.P. First Edition July 1989.
- Hartmann, G 1544 ‘Letter’. Published in *Sz. Ges. Endkunde*, 32, 112–36.
- Heitzmann, P., 1987. Le Trias dans le Haut Atlas central de Midelt-Imilchil (Maroc). Lithostratigraphie et signification tectonique, *Ectogae, Geol, Helv.* Vol.80, n°3, 669-684.
- Heller, F. et Channell, J.E.T, 1979. Palaeomagnetism of Upper Cretaceous limestones from the Munster Basin, Germany. *Journal of Geophysics*, 46, 413-427.
- Heller, F. (1978). Rockmagnetic studies of Upper Jurassic Limestones from Southern Germany. *Journal of Geophysics* 44, 525-543.
- Heyman, M. A. W., 1989. Tectonic and depositional history of the Moroccan continental margin. Extensional tectonics and stratigraphy of the north Atlantik Margins. A. J. Tankard and H. R. Balkwill, American Association of Petroleum Geologists Memoir 46. 21: 323-340.
- Hirt, A.M., and Lowrie, W. (1988). Paleomagnetism of the Umbrian-Marches orogenic belt. *Tectonophysics*, 146, 91-103.
- Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surveys* 5, 37–82.
- Hrouda, F., 1994. A technique for the measurement of thermal changes of magnetic susceptibility of weakly magnetic rocks by the CS-2 Apparatus and KLY-2 kappabridge. *Geophys. J. Int.* 118, 604–612.
- Huon, S., Cornée, J.J., Piqué, A., Rais, N., Clauer, N., Liewig, N., Zayane, R., 1993. Mise en évidence au Maroc d’événements thermiques d’âge triasico-liasique liés à l’ouverture de l’Atlantique. *Bull. Soc. Géol Fr.* 164, 165–176.
- Hutchinson, D. R., and Klitgord, K. D., 1988, Evolution of rift basins on the continental margin off southern New England, in Manspeizer, W ed. *Triassic-Jurassic rifting*: Amsterdam, Elsevier Scientific Publishers Developments in Geotectonics 22, p. 81-98.
- Ibouh, H., 1995. Tectonique en décrochement et intrusions magmatiques au Jurassique; tectogenèse polyphasée des rides jurassiques d’Imilchil (Haut Atlas central, Maroc). Thèse de 3ème cycle, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, 225p (deposited in the BSGF library).
- Ibouh, H., 2004. Du rift avorté au bassin sur décrochement, contrôles tectonique et sédimentaire pendant le Jurassique (Haut Atlas central, Maroc). Thèse d’état ès-Sciences, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, 224 p (deposited in the BSGF library).
- Ibouh, H., Bouabdelli, M., Zargouni, F., 1994. Indices de tectonique synsédimentaire dans les dépôts aaléno-bajocien de la région d’Imilchil (Haut Atlas Central, Maroc). *Miscellanea Servo Geol. Naz. Roma* 5, 305–310.
- Ibouh, H., El Bchari, F., Bouabdelli, M., Souhel, A., Youbi, N.E., 2001. L’accident Tizal Azourki: Haut Atlas central (Maroc). manifestations synsédimentaires liasiques en extension et conséquence du serrage atlasique. *Estudios Geologicos* 57 (1-2), 15–30.
- Ibouh, H., Saidi, A., Bouabdelli, M., Youbi, N., Boummane Kh., Ait Chayeb, E.H., et Bougadir, B., 2002. Les roches volcaniques triasico-liasiques du Maroc: exemple de la ride de Tasraft (Haut Atlas Central); données pétrologiques, géochimiques et implications géodynamiques. *Africa Géoscience Review*; volume 9, issue1, pp. 75-92.
- Igmoulan, B., 1993. Géodynamique méso-cénozoïque de la région de Midlet: Un exemple d’évolution de la marge septentrionale du bassin jurassique du haut Atlas central (Maroc). Thèse de doctorat national, Université Cadi Ayyad, Faculté des Sciences – Semlalia, Marrakech (Maroc).
- Igmoulan B., Sadki, D., Fedan, B., Chellain, E., 2001. Evolution Géodynamique du Haut Atlas de Midelt (Maroc) pendant le Jurassique : un exemple d’interaction entre la tectonique et l’eustatisme. *Bult. Inst. Sc., Rabat*, n°23, 47-54.

- Igmoulan B., Daoudi, L., Duarte, L.V. et Sadki, D., 2003. Les événements tectono-sédimentaires du passage Pliensbachien-Toarcien dans le Haut Atlas de Midelt (Maroc) : Influence sur les assemblages argileux. Comun. Inst. E Mineiro, t. 90, 143-152.
- Ishikawa, Y., 1958b. An order-disorder transformation phenomenon in the FeTiO₃-FerO, solid solution series. Journal of the Physical Society of Japan, 13,828-837.
- Ishikawa, Y., 1962. Magnetic properties of ilmenite-hematite system at low temperature. Journal of the Physical Society of Japan, I 7, I 835- I 844.
- Ishikawa, Y., and Akimoto, S., 1957. Magnetic properties of the FeTiO₃-Fe₂O₃, solid solution series. Journal of the Physical Society of Japan, 12,1083-109.
- Ishikawa, Y., and Syono, Y. (1963). Order-disorder transformation and reverse thermo-remanent magnetism in the FeTiO₃-Fe₂O₃ system. J. Phys. Chem. Solids, 24, 517-528.
- Jacobshagen, V., Brede, R., Hauptmann, M., Heinitz, W., Zylka, R., 1988. Structure and post-Paleozoic evolution of the Central High Atlas. In: Jacobshagen V. (Ed.), The Atlas System of Morocco. Lect. Notes Earth Sci., vol. 15, 245–271.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. Tectonophysics 79, 63–70.
- Jenny, J., 1984. Dynamique de la phase tectonique synsédimentaire du Jurassique moyen dans le Haut Atlas central (Maroc). Eclogae Geol. Helv. 77, 143–152.
- Jenny, J., Le Marrec, A., Monbaron, M., 1981. Les Couches Rouges du Jurassique moyen du Haut Atlas central (Maroc): corrélations lithostratigraphiques, éléments de datation et cadre tectono-sédimentaire, Bull. Soc. Géol. Fr. 23 (7) 627–639.
- Jenny, J., et Couvreur, G., 1985. Carte géologique du Maroc au 1:100.000, feuille Azilal. Notes & Mémoires du Service Géologique du Maroc Rabat.
- Jenny, J. (1988). «Mémoire explicatif de la carte géologique du Maroc au 1/100.000 (feuille d'Azilal, Haut-Atlas central). Notes et Mem. Serv. Géol. Rabat, 339 bis, 104 « Notes & Mémoires du Service Géologique du Maroc 339 bis.
- Kent, D.V., 1988. Further paleomagnetic evidence for orocinal rotation in the central folded Appalachians from the Bloomsburg and Mauch Chunk formations. Tectonics, 7, 749-760.
- Khomsi, S., Frizon de Lamotte, D., Bédir, M., Ben Jemia, M.G., Ben Ismail-Lattrache, K., Soussi, M., 2009. The Upper cretaceous-Paleogene positive inversions and Oligo-Miocene subsidence in eastern Tunisia: toward a unified tectonic interpretation of the Maghrebian Atlas system. J. Cont. Hydr. 475, 37.
- Kissel, C., Barrier, E., Laj, C., Lee, T.Q., 1986. Magnetic fabric in “undeformed” marine clays from compressional zones. Tectonics 5, 769–781.
- Kligfield, R., Owens, W.H. et Lowrie, W., 1981. Magnetic susceptibility anisotropy, strain and progressive deformation in Permian sediments from the Maritime Alps (France). Earth planet. Sci. Lett., 55, 181–189.
- Kligfield, R., Lowrie, W. and Dalziel, L.W.D., 1977. Magnetic susceptibility as a strain indicator in the Sudbury Basin, Ontario. Tectonophysics, 40: 287-308.
- Knight K.B., Nomade S., Renne P.R., Marzoli A., Bertrand H., N. Youbi, 2004. The Central Atlantic Magmatic Province at the Triassic–Jurassic boundary: paleomagnetic and ⁴⁰Ar/³⁹Ar evidence from Morocco for brief, episodic volcanism, Earth Planet. Sci. Lett. 228, 143–160.
- Kruiver, P.P., Dekkers, M.J., et Heslop,D.,2001. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation,Earth,planet.Sci.Lett.,189 ,269-276.
- Lachkar, G., Ouarrache, D., Charrière, A., 2000. Nouvelles données palynologiques sur les formations sédimentaires associées aux basanites triasiques du MoyenAtlas et de la Haute Moulouya (Maroc). Rev. Micropaléontol. 43, 281–299.
- Laffitte, R., 1939. Etude géologique de l'Aurès, vol. 1&2. Public. Serv. Carte Geol. Alger, Nouv. Ser., vol. 46. 281 p.
- Larrañaga, J.C., Pueyo, E.L., Parés, J.M., 2004. An integrated AMS, structural, palaeo-and rock-magnetic study of Eocene marine marls from the Jaca-Pamplona basin (Pyrenees, N Spain); new insights into the timing of magnetic fabric acquisition in weakly deformed mudrocks. Geol. Soc., London, Special Publications 238, 127–143.

- Latta, D.K., Anastasio, D.J., 2007. Multiple scales of mechanical stratification and décollement fold kinematics, Sierra Madre Oriental Foreland, northeast Mexico. *Journal of Structural Geology* 29, 1241-1255
- Laville, E., 1981. «Rôle des décrochements dans le mécanisme de formation des bassins d'effondrement du Haut Atlas marocain au cours des temps triasiques et liasiques.» *Bulletin de la Société géologique de France*, 23(3): 303-312.
- Laville, E., Piqué, A., Amrhar, M., et Charroud, M., 2004. A restatement of the Mesozoic Atlasic Rifting (Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 38 (2). 145-153.
- Laville, E., 1985. Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du Bassin jurassique du Haut Atlas (Maroc): modèle en relais multiples de décrochements, Unpubl. Thesis Univ. Sci. Techn. Languedoc Montpellier, 166pp.
- Laville, E., Fedan, B., 1989. Le système atlasique marocain au Jurassique. Evolution structurale et cadre géodynamique. *Sc. Géol. Mém.*, Strasbourg 84, 3-28.
- Laville, E., Petit, J.P., 1984. Role of synsedimentary strike-slip faults in the formation of the Moroccan Triassic basins. *Geology* 12, 424-425.
- Laville, E., Piqué, A., 1991. La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque: le jeu des structures hercyniennes. *Bull. Soc. géol. Fr.* 162, 1161-1171.
- Laville, E., Piqué, A., 1992. Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the central high atlas (Morocco): a tectonic model. *Structural and orogenic inversions*. *Geologische Rundschau* 81 (1), 157-170.
- Laville, E., Fedan, B., Piqué, A., 1991. Déformation synschisteuse Jurassique, orogenèse Cénozoïque; deux étapes de la structuration du Haut Atlas (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris* 312, série II, pp. 1205-1211.
- Laville, E., Charroud, A., Fedan, B., Charroud, M., Pique, A., 1995. Inversion négative et rifting atlasique; l'exemple du bassin triasique de Kerrouchene (Maroc). *Bulletin d la Société Géologique de France* 166 (4), 365-374.
- Laville, E., 1988. A multiple releasing and restraining stepover model for the Jurassic strike-slip basin of the Central High Atlas (Morocco). In: Manspeizer, W. (Ed.), *Triassic-Jurassic rifting. Continental Breakup and the origin of the Atlantic Ocean and passive margins, Part I*. In: *Developments in Geotectonics*, 22. Elsevier, New York, pp. 499-523
- Laville .E, Harmand, Ch., 1982 : Evolution magmatique et tectonique du bassin intra continental mésozoïque du H A (Maroc) : Un modèle de mis en place synsédimentaire de massif ; « anorogénique » liés des décrochements. *Bull. Soc.Géol. France*, 1982, n°2, P.113 -227.
- Laville, E. et Harmand, Ch. , 1980. Mise en place synsédimentaire du massif anorogénique de Talmest (Haut Atlas central, Maroc). *C.R Acad. Sci (Paris)*, 291, 1025-1028).
- Laville, E. and Petit, J. P., 1984. "Role of synsedimentary strike-slip faults in the formation of the Moroccan Triassic basins." *Geology* 12: 424-425.
- Laville, E., 1977. L'évolution sédimentaire et tectonique de la couverture jurassique de la region d'Immouzzer de Marmoucha (Moyen Atlas, Maroc). *Bull.Soc.Géol.France*, 7, n°5.1151-1158.
- Leonhardt, R., 2006. Analyzing rock magnetic measurements: The RockMagAnalyzer 1.0 software. *Computers and Geosciences* 32(9), 1420-1431.
- Li, P., Rosenbaum, G., Donchak, P.J.T., 2012. Structural evolution of the Texas Orocline, eastern Australia. *Gondwana Research* 22, 279-289.
- Liu Xiahon, 1983. Perturbations de contraintes liées aux structures cassantes dans les calcaires fin du Languedoc. Observations et simulations mathématiques. Thèse de 3ème cycle USTL, Montpellier, 130p.
- Löwner R., 1997. "Géologie de l'Atlas de Beni Mellal - Relations sédimentaires et structurales entre Haut et Moyen Atlas, Maroc" mémoire du diplôme; Université Technique de Berlin, inédit.
- Löwner, 2009. Löwner, R., 2009. Recherches sédimentologiques et structurales à l'articulation entre le Haut Atlas et Moyen Atlas et la Haute Moulouya, Maroc, 201pp.
- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophys. Res. Lett.* 17, 159-162.

- Lowrie, W. et Hirt, A. M. 1986. Paleomagnetism in arcuate mountain belts. In: The Origin of Arcs, Developments in Geotectonics 21 (edited by Wezel, F.-C.). Elsevier, Amsterdam, 141-158.
- Lowrie, W., and Heller, F. (1982). Magnetic properties of marine limestones. *Rev. Geophys. Space, Phys.*, 20, 171-192.
- Lüneberg, C.M., Lampert, S.A., Lebit, H.D., Hirt, A.M., Casey, M. and Lowrie, W., 1999. Magnetic anisotropy, rock fabrics and finite strain in deformed sediments of SW Sardinia (Italy). *Tectonophysics*, 307, p.51-74
- Macedo, J., Marshak, S., 1999. Controls on the geometry of fold-thrust belt salients. *Geological Society of America Bulletin* 111, 1808-1822.
- Mahmoudi, A., et Bertrand, H., 2007. Identification géochimique de la province magmatique de l'Atlantique central en domaine plissé : exemple du Moyen Atlas marocain. *C. R. Géoscience* 339, 545–552
- Makris, J., Demnati, A. et Klüssmann, J., 1985. Deep seismic soundings in Morocco and a crust and upper mantle model deduced from seismic and gravity data. *Ann. Geophysicae*, 3, 369-380.
- Mann, P., Hempton, M.R., Bradley, D.C., and Burke, K., 1983, Development of pull-apart basins: *The Journal of Geology*, v. 91, p. 529–554, doi: 10.1086/628803.
- Marshak, S. 1988. Kinematics of orocline and arc formation in thin-skinned orogens. *Tectonics* 7, 73-86.
- Marshak, S., et Flöttmann, T., 1996. Structure and origin of the Fleurieu and Nackara Arcs in the Adelaide fold-thrust belt, South Australia: salient and recess development in the Delamerian Orogen. *Journal of Structural Geology*, Vol. 18, No. 7, 891-908.
- Marshak, S. (2004), Salients, recesses, arcs, oroclines, and syntaxes-A review of ideas concerning the formation of map-view curves in fold-thrust belts,in Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems,edi-ted by K. R. McClay, Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.,82, 1–26.
- Marton, E., Marton, P. & Heller, F., 1980. Remanent magnetization of a Pliensbachian limestone sequence at Bakonycsernye (Hungary), *Earth planet. Sci. Lett.*, 57,182-190.
- Marzoli A., Bertrand H., Knight K., Cirilli S., Buratti N., Verati C., Nomade S., Renne P.R., Youbi N., Martini R., Allenbach K., Neuwerth R., Rapaille C., Zaninetti L., Bellieni G., 2004. Synchrony of the Central Atlantic Magmatic province and the Triassic–Jurassic boundary climatic and biotic crisis, *Geology* 32, 973–976.
- Marzoli, A., Renne, P. R., Piccirillo, E. M., Ernesto, M., Bellieni, G., et De Min, A., 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science* 284,616-618.
- Mattauer, M., Tapponier, P., Proust, F., 1977. Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 19 (7), 521–526.
- Mattei, M., Sagnotti, L., Faccenna, C., Funiciello, R., 1997. Magnetic fabric of weakly deformed clay-rich sediments in the Italian peninsula: relationship with compressional and extensional tectonics. *Tectonophysics* 271, 107–122.
- Matthews, K.J., Seton, M., Müller, R.D., 2012. A global-scale plate reorganisation event at 105–100 Ma. *Earth Planet. Sci. Lett.* 355, 283–298.
- Matuyama M., 1929. On the direction of magnetisation of basalt in Japan, Tyosen and Manchuria. *roc. Imp. Acad. Jap.*, 5:203–205.
- McElhinny M. W. 1964. Statistical significance of the fold test in paleomagnetism. *Geophys. Jour.R. astro. Soc.*, 8:338–340.
- McElhinny, M.W. (1973a). Palaeomagnetism and Plate Tectonics. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 358pp.
- McFadden, P. L., Jones, D. L., 1981. The fold test in palaeomagnetism, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 67, 53-58.
- McFadden, P.L., and Lowes, F.J., 1981. The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions. *Geophys. J. R. Astron. Soc*, 67 19-33.
- Medina,F., 1984. la distension triasique contemporaine du rifting de l'Atlantique central dans le couloir d'Argana (Haut Atlas occidental). *Bull.inst.sci.Rabat*, n°8, 39-46.
- Medina,F., 1985. Le bloc des Irohalene : exemple d'évolution d'une portion du bassin triasique d'Argana (Haut Atlas occidental). *Bull.inst.sci.Rabat*, n°9, 33-41.

- Medina, F., 1991. «Superimposed extensional tectonics in the Argana Triassic formations (Morocco), related to the early rifting of the central Atlantic.» *Geological Magazine* 128(5), 525-536.
- Mehdi, M., Neuweiler, F., et Wilmsen, M., 2003. Les formations du Lias inférieur du Haut Atlas de Rich (Maroc) : Précisions lithostratigraphique et étapes de l'évolution du Bassin. *Bull.soc. géol. France*, t.174, n°3, 227-242.
- Melloni, M., 1853. Du magnétisme des roches. *Comptes Rendus de l'Académie Scientifique de Paris*, 37, 966-8.
- Michard, A., 1976. Eléments de géologie marocaine. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc* 252, 408 pp.
- Michard, A., Ibouh, H., Charriere, A., 2011. Syncline-topped anticlinal ridges from the High Atlas: a Moroccan conundrum, and inspiring structures from the Syrian Arc. *Terra Nova* 23 (5), 314-323.
- Missenard, Y., 2006. Le relief des Atlas marocains: contribution des processus asthénosphériques et du raccourcissement crustal, Aspects chronologiques. Thèse de doctorat. Université de Cergy Pontoise.
- Missenard, Y., Zeyen, H., Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Petit, C., Saddiqi, O., Sébrier, M., 2006. Crustal versus asthenospheric origin of the relief of the Atlas mountains of Morocco. *J. Geophys. Res.* 111, B03401, doi: 10.1029/2005JB003708.
- Monbaron, M. et Just, E. (1980). «Les roches magmatiques basiques de la région de Tagalft (Haut Atlas central): relations spatiales et génétiques.» *Mines, Géol. Energie*, 4845-50.
- Monbaron M, 1978. Nouveaux ossements de dinosauriens de grande taille dans le bassin de Jurassico-crétacé Taguelft (Atlas de Beni Mellal, Maroc). *C.R. Acad.sci. Paris*, t, 287, série D, 1277-1279.
- Monbaron, M. (1981). «Sédimentation, tectonique synsédimentaire et magmatisme basique: l'évolution paléogéographique et structurale de l'Atlas de Beni Mellal (Maroc) au cours du Mésozoïque; ses incidences sur la tectonique tertiaire.» *Elogiae Geologicae Helvetiae* 74(3): 625-638.
- Monbaron, M., 1982. «Un relief anté-Bathonien enfoui sur la ride du Jbel Abbadine (Haut Atlas central, Maroc); conséquences pour la chronologie de l'orogénèse atlasique.» *Bulletin de l'Association suisse des géologues et ingénieurs du pétrole* 48(114): 9-25.
- Monbaron, M., 1988. Un serpent de mer: le problème de la datation des "Couches rouges" du Haut-Atlas marocain. Le point de la situation. *Actes de la Société jurassienne d'Émulation*, Porrentruy, pp. 73-92.
- Moret, L., 1931. «Recherches géologiques dans l'Atlas de Marrakech.» *Not. Mém. Serv. Mines Carte géol. Maroc*, 18, 262 p.
- Morin, J., 1950. Magnetic susceptibility of α -Fe₂O₃and Fe₂O₃ with added titanium. *Phys. Rev.*, 78, 819-820.
- Moussaid B., El Ouardi H., Casas-Sainz A., Villalaín J.J., Román-Berdiel T., Oliva-Urcia B., Soto R., Torres-López S. 2013. [Magnetic fabrics in the Jurassic–Cretaceous continental basins of the northern part of the Central High Atlas \(Morocco\): Geodynamic implications](#). *Journal of African Earth Sciences*, 87, 13-32.
- Moussaid B., Casas A., Villalaín J. J., El Ouardi H., Román T., Oliva B., Soto R., Torres S., 2012a. Paleomagnetic and AMS study of mesozoic basins of the northern central High Atlas. Tectonic implications. *Contributions to Geophysics and Geodesy*. Special issue.Vol.42.89-90.
- Moussaid B., El Ouardi H., Casas A., Villalaín J.J., Román T., Oliva, B., Soto R., Torres S., 2012b. Preliminary paleomagnetic results in Mesozoic continental basins from the central Moroccan High Atlas. *Geo-temas*, Vol.13, 1160-1163.
- Murad, E., et Wagner, U., 1998. Clays and clay minerals: The firing process. *Hyperfine Interactions*, 117: 337-356.
- Nagata, T., 1953. Rock Magnetism. (1st Edition.). Maruzen, Tokyo, 225 pp.
- Nomade S., Knight K.B., Beutel E., Renne P.R., Vérati C., Féraud G., Marzoli A., Youbi N., Bertrand H., 2007. Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 244 (1–4), 326–344.
- Nord, G.L., Jr., and lawson, C.A. (1988) Order-disorder transition in Fe,Or-FeTiOr: Structure and migration kinetics of transformation induced twin domain boundaries. In G.W. Lorimer, Ed., *Phase transformations'87*, p. 576-580. Institute of Metals, Iondon.
- Nord, G.L., Jr., and lawson, (1989) . Order-disorder transition-induced twin domains and mag- netic properties in ilmenite-hematite. *American Mineralogist*, 74, 160-I to.

- Nord, G.L., Jr., and Lawson, (1992).Magnetic properties of ilmenite,o-hematitero: Effect of transformalion induced twin boundaries. *Journal of Geophysical Re-search*, 97, 10897-1091.
- Oliva-Urcia, B., Casas, A.M., Soto, R., Villalaín, J.J., Kodama, K., 2010. A transtensional basin model for the Organà basin (central southern Pyrenees) based on magnetic fabric and brittle structures. *Geophys. J. Int.* 184 (1), 111–130.
- Oliva-Urcia, B., Roman-Berdie, T., Casas, A.M., Bógalo, M.F., Osácar, C., García-Lasanta, C., 2012. Transition from extensional to compressional magnetic fabrics in the Cretaceous Cabuérniga basin (North Spain). *J. Struct. Geol.* 46, 220–234
- Oliva-Urcia, B., Román-Berdie, T., Casas, A.M., Bógalo, M.F., Osácar, M.C., García-Lasanta, C., 2013. Transition from extensional to compressional magnetic fabrics in the Cretaceous Cabuérniga basin (North Spain). *J. Struct. Geol.* 46, 220-234.
- Olivet, J.-L.,1978. Nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique nord et central. Thèse doctorat d'Etat. Paris, Université Paris VI: 209.
- Olivet, J. L., Bonnin, J., Beuzart, P. et Auzende, J.M., 1984. Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. *Publ. Rapp. Sci. Tech. Brest, Cent. Natl. Explor. Oceans:* 108 pp.
- Owens. W. H., 1974.Mathematical model studies on factors affecting the magnetic anisotropy of deformed rocks.*Tectonophys.*, 24:115–131.
- Özdemir, Ö.,1990. High-temperature hysteresis and thermoremanence of single-domain maghemite. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 65, 125–136.
- Özdemir, Ö., B.M. Moskowitz and D.J. Dunlop, 1993. The Effect of oxidation on the Verwey transition in magnetite. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1671-1674.
- Özdemir, Ö., D. J. Dunlop, and T. S. Berquó, 2008. Morin transition in hematite: Size dependence and thermal hysteresis. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **9**, Q10Z01, doi: 10.1029/2008GC002110.
- Özdemir, Ö. & Dunlop, D.J.,1996. Thermoremanence in goethite. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 921-924.
- Özdemir, Ö. et Banerjee, S.K.,1984. High-temperature stability of maghemite. *Geophys. Res. Lett.*, 11, 161–164.
- Parés, J.M., van der Pluijm, B., Dinarés-Turell, J., 1999. Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). *Tectonophysics* 307, 1–14.
- Parés, J.M., Van der Voo, R., Stamatakos, J.A., and Pérez-Estaun, A., 1994, Remagneti-zation and postfolding oroclinal rotations in the Cantabrian/Asturian arc, northern Spain: *Tectonics*, v. 13, p. 1461–1471.
- Piqué, A., Aït Brahim, L., El Azzouzi, M., Maury, R., Bellon, H., Semroud B. et Laville E. 1998. Le poinçon maghrébin : contraintes structurales et géochimiques. *C.R. Acad. Sci.*, 326, 575-581.
- Piqué A., Soulaimani A., Hoepffner C., Bouabdelli M., Laville E., Amrhar M., Chalouan A., 2007. *Géologie du Maroc* (nouvelle édition). Editions GEODE, Marrakech, 287 p.
- Piqué, A. et Laville,E.,1996. The central Atlantic rifting reactivation of structures? *J. Ceodynamies*, 21, 235-255.
- Piqué, A. et Laville, E., 1993a. «Les séries triasiques du Maroc, marqueurs du rifting atlantique.» *Comptes rendus de l'Académie des sciences Paris*, 317,9,1215-1220.
- Piqué A. Laville E. 1993b. L'ouverture de l'Atlantique central : un jeu en extension des structures paléozoïques. *C.R. Acad. Sci. Paris*,317, II, 1325-1328.
- Piqué,A., 2001. *Geology of North West Africa*. Gebrüder Borntraeger, Berin Stuttgart, 310p.
- Proust, F.; Petit, J.P., et Tapponnier, P., 1977. «Rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas.» *Bull. Soc. géol. Fr.* 19, pp. 541–551.
- Qarrous A. 2003. Evolution géodynamique du basin triasique de la partie sud-orientale du Massif ancien du Haut Atlas occidental ; chronologie du réseau de failles du Tizi n'Test. Thèse de Doctorat, Univ. Mohammed V-Agdal, Fac. Sci. Rabat, 166 p.
- Rahhali, D. (1979). «Cénomanien supérieur - Turonien inférieur bitumineux du bassin côtier de Tarfaya et du Haut Atlas.» *Mines, Géologie et Energie*, 46, 63-69.

- Rathore, J.S., 1979. Magnetic susceptibility anisotropy in the Cambrian Slate Belt of North Wales and correlation with strain. *Tectonophysics*, 53: 83-97.
- Rathore, J.S. and Henry, B., 1982. Comparison of strain and magnetic fabrics in Dalradian rocks from the southwest Highlands of Scotland. *J. Struct. Geol.*, 4: 373-384.
- Rebouillat, J.-P., 1983. Les milieux de sédimentation et les étapes de la transgression du Dogger dans la région de Demnat, Haut-Atlas central, Maroc. Terre, Océan, Espace. Dijon Université Dijon. Thèse de troisième cycle: 185.
- Rispoli, R., 1981. Microtectonique et champ de contraintes dans les calcaires fin du Languedoc. Thèse du 3ème cycle. Lavo. De Géol. Strcturale., U.S.T.L. Montpellier.
- Robertson D. J. et France D. E., 1994. Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetisation acquisition curves. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 82(3-4):223–234, 1994.
- Robinowitz, P.D, et Labreque, J., 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *J. Geophys. Res.*, 84, 5973-6002.
- Robion, R., Grelaud, S., Frizon de Lamotte,D., 2007. Pre-folding magnetic fabrics in fold and-thrust belts: Why the apparent internal deformation of the sedimentary rocks from the Minervois basin (NE- Pyrenees, France) is so high compared to the Potwar basin (SW -Himalaya, Pakistan)? *Sedimentary Geology*. 196:181-200.
- Roch, E., 1939. «Description géologique des montagnes à l'Est de Marrakech.» Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 51: 1-438.
- Rochette, P., 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of StructuralGeology*9, 1015–1020.
- Rochette, P. and Fillion, G., 1989. Field and temperature behavior of remanence in synthetic goethite : paleomagnetic implications. *Geophys. Res. Lett.*, 16, p.851-854.
- Rochette, P., 1983. Propriétés magnétiques et déformations de roches sédimentaires alpine. Etude du Dogger de la zone Dauphinoise. *Thèse de 3ème cycle, Université de Grenoble*, 195p.
- Rochette, P. et Lamarche, G., 1986. Evolution des propriétés magnétiques lors de transformation dans les roches : exemple du Jurassique Dauphinois (Alpes Françaises). *Bull. Mineral.*, 109, p.687-696.
- Rochette, P., 1988. Inversemagnetic fabric in carbonate-bearing rocks,Earth planet. Sci. Lett.,90,229–237.
- Rolley, J.P., 1973. Étude géologique de l'Atlas d'Afouer; Haut Atlas central, Maroc. Géologie appliquée, Grenoble. Thèse de 3ème cycle.
- Rolley, J.-P., 1978. Carte géologique du Maroc au 1/100.000: feuille d'Afouer. Notice explicative. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, Rabat 247, 247 bis, pp. 1–103.
- Rosenbaum G., Lister G.S., et Duboz C.. 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359:117–129.
- Sabra, 1970. Contribution à l'étude métallogénique du cuivre: étude d'un gisement filonien (Padern) et d'un gisement stratiformé(Transrift). Thèse du 3ème cycle,Université de Toulouse, 144p.
- Sagnotti, L., Speranza, F., Winkler, A., Mattei, M., Funiciello, R., 1998. Magnetic fabric of clay sediments from the external northern Apennines (Italy). *Phys. Earth Planet. Interiors* 105, 73–93.
- Salvan, H. M., 1984. «Les formations évaporitiques du Trias marocain. Problèmes stratigraphiques, paléogéographiques et paléo-climatologiques. Quelques réflexions.» *Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys.*, 23,3, 187-203.
- Saura E., Vergés J., Martin-Martin J.D., Messager G., Moragas M., Razin P., Grélaud C., Joussiaume R., Malaval M., Homke S., and W.Hunt D., 2013. Syn- to post-rift diapirism and minibasins of the Central High Atlas (Morocco): the changing face of a mountain belt.
- Schaer, J.P, et Persoz, F., 1976. Aspects structuraux et pétrographiques du Haut Atlas calcaire de Midelt (Maroc). *Bull.Soc.Géol.France*, 7, tXVIII, n°5, 1239-1250.
- Schwartz, S.Y., and Van der Voo, R., 1983, Paleomagnetic evaluation of the orocline hypothesis in the central and southern Appalachians: *Geophysical Research Letters*,

v. 10, p. 505–508.

Septfontaine, M., 1984. «Biozonation (à l'aide de foraminifères imperforés) de la plate forme interne carbonatée liasique du Haut Atlas (Maroc).» Revue de Micropaléontologie 27,3, 209 - 229.

Septfontaine, M.,1986. «Milieux de dépôt et foraminifères (Lituolidés) de la plate-forme carbonatée du Lias moyen au Maroc.» Revue de Micropaléontologie 28,4,255-289.

Shipunov, S. V., 1997. Synfolding magnetization: detection, testing and geological applications. Geophysical Journal International.130, 405 – 410.

Shirane, G., Pickart, S.J., Nathans, R., and Ishikawa, Y., 1959. Neutron-diffraction study of antiferromagnetic FeTiO_x and its solid solutions with a-Fe₂O₃., Journal of Physics and Chemistry of Solids, 10, 35-43.

Shirane, G., Cox, D.E., Takei, W.J., and Ruby, S'L., 1962. A studv of the magletic properties of the FeTiO_x- Fe₂O₃ system by neutron dif-fraction and the Mösbauer effect. Journal of the Physical Society of Japon, 17, 1598-161 l.

Siegesmund, S., 1996. The signi®cance of rock fabrics for the geological interpretation fo geophysical anisotropies. Geotektonische Forschungen 85, 1-123.

Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Villalaín, J.J., Oliva-Urcia, B., 2007. Mesozoic extension in the Basque–Cantabrian basin (N Spain): contributions from AMS and brittle mesostructures. Tectonophysics 445, 373–394.

Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Villalaín, J.J., Gil-Imaz, A., Fernández-González, G., del Río, P., Calvo,M.,Mochales, T.,2008. Characterizingt he Mesozoic extension direction in the Northern Iberian Plate margin by anisotropy of magnetic susceptibility (AMS).Journal of the Geological Society of London 165 (6), 1007-1018.

Souhel, A., 1996. Le Mésozoïque dans le Haut Atlas de Béni-Mellal (Maroc). Thèse d'Etat, Univ. Cadi Ayyad, Fac. Sci. Marrakech, 235p.

Souhel, A., Bouchouata, A., Chafiki, D., Elhariri, K., et Gharib A., 1993. Le Rift atlasique sur la transversale de Beni-Mellal (Haut Atlas central). VI. Essai de synthèse géodynamique. In: 14 International Meeting of Sedimentology, Marrakech, Abstract. Université de Marrakech, Marrakech, pp. 305–306.

Souhel, A., 1987. Dynamique sédimentaire des couches rouges intercalaires (Bathonien–Cénomanien) dans l'Atlas de Beni Mellal (Haut Atlas central, Maroc). Thèse du 3ème cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse, 173p.

Souqué C., 2002: magnétisme structural dans les chaînes de chevauchement-plissement : développement analytique et exemples d'utilisations dans les corbières. Thèse de doctorat, université de Cergy-Pontoise.

Srivastava, S., and J. Verhoef (1992), Evolution of Mesozoic sedimentary basins around the north Central Atlantic: A preliminary plate kinematic solution, in Basins on the Atlantic Seaboard: Petroleum Geology, Sedimentology and Basin Evolution, edited by J. Parnell, Geol. Soc. Spec Publ.,62, 397–420.

Stacey F.d and Banerjee S.k, 1974.The Physical Principles of Rock Magnetism, volume 5 of Developments in Solid Earth Geophysics. Elsevier Sci. Publ. Co.

Stacey F. D., Joplin G., et Lindsay J.,1960.Magnetic anisotropy and fabric of some foliated rocks from S.E. Australia. Geophysica Pura Appl., 47, 30–40.

Studer, M., Du Dresnay, 1980. Déformation synsédimentaire en compression pendant le Lias supérieur et le Dogger, au Tizi n'Irhil (Haut Atlas central de Midelt, Maroc). Bull. Soc. Géol. France 7 (XXII, 3), 391–397.

Studer, M., 1980. «Tectonique et pétrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfit-Tirhist (Haut Atlas central, Maroc).» Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc38(286): 205-208.

Tapponnier, P., 1977. Evolution tectonique du système alpin et méditerranéen: poinçonnement et érastement rigide-plastique. Bull. Soc. Géol. France (7 19 3),437–460.

Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. The Magnetic Anisotropy of Rocks. Chapman and Hall, 212p.

Tauxe, L., Mullender,T.A.T. et Pick, T.,1996. Pot-bellies, wasp-waists and super-paramagnetism in magnetic hysteresis. J. Geophys. Res., 101, 571– 583.

Tauxe, L.,1998. Paleomagnetic Principles and Practice. Kluwer Academic Publishers. Boston, Massachusetts, 299 pp.

Tauxe.L, 2008 : Essentials of rock and paleomagnetism. Institution of oceanography.

- Tauxe, L., 2010. Essentials of Rock and Paleomagnetism. University of California Press (1st Edit.), 512 pp.
- Teixell, A., Ayarza, P., Zeyen, H., Fernàndez, M., Arboleya, M.-L., 2005. Effects of mantle upwelling in a compressional setting: the Atlas Mountains of Morocco. *Terra Nova* 17, 456–461.
- Teixell, A., Arboleya, M.-L., Julivert, M., Charroud, M., 2003. Tectonic shortening and topography in the Central High Atlas (Morocco). *Tectonics* 22 (5), 13.
- Torres, S., Villalaín, J.J., Casas, A., El Ouardi, H., Moussaid, B., Ruiz-Martínez, V.C., Widespread Cretaceous secondary magnetization in the High Atlas (Morocco). A common origin for the Cretaceous remagnetizations in the western Tethys? In press.
- Torres-Lopez, S., Villalaín, J.J., Casas, A.M., El Ouardi, H., Moussaid, B., Ruiz-Martinez, V.C. Remagnetization regional en sediments Jurassicos del Alto Atlas Maroqui. *Geo-temas* (ISSN: 1576-5172). Vol.13, 1192-1195.
- Torsvik, T. H., Van der Voo, R., Preden, U., Mc Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., Van Hinsbergen, D., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., Cocks, L.R.M. 2012. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114, 325-368
- Uyeda, S., Fuller, M.D., Belshe, J.C. and Girdler, R.W., 1963. Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals. *J. Geophys. Res.*, 68, p.279-291.
- Verati, C., Bertrand, H., Féraud, G., 2005. The farthest record of the Central Atlantic Magmatic Province into West Africa craton: Precise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of Taoudenni basin intrusives (northern Mali). *Earth Planet. Sci. Lett.* 235, 391–407.
- Verati, C., Rapaille, C., Féraud, G., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., 2007. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic–Jurassic boundary. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 244 (1–4), 308–325.
- Verwey, E. J. W. et Haayman, P. W., (1941). Electronic conductivity and transition point of magnetite (Fe_3O_4). *Physica (Amsterdam)* 9, 979-987.
- Verwey, E. J. M., 1939. Electronic conduction of magnetite (Fe_3O_4) and its transition point at low temperatures. *Nature* 144, 327-328.
- Wagner, J.J., Hedley, F.G., Steen, D., Tinkler, C. and Vaughn, M., 1981. Magnetic anisotropy and fabric of some progressively deformed ophiolitic gabbros. *J. Geophys. Res.*, 86: 307-315.
- Warme, J.E., 1988. Jurassic carbonate facies of the Central High Atlas rift, Morocco. In: Jacobshagen, V. (Ed.), *The Atlas System of Morocco. Studies on Its Geodynamic Evolution in Post-Paleozoic Times*. Lecture Notes Earth Sci. 15, 169-199.
- Warme, J. E., 1989. Evolution of the Jurassic High Atlas Rift, Morocco: Transtension, structural and eustatic controls on carbonate facies, tectonic inversion, Guidebook, AAPG Field Seminar, 24 September to 1 October 1989, Publ. No. 9. Exploration Geosciences Institute, Colorado School of Mines, Golden, 332pp
- Warner, B.N., Shive, P-N., Allen, J.L., and Terry, C., 1972. A study of the hematite-ilmenite series by the Mössbauer effect. *Journal of Geo-magnetism and Geoelectricity*, 24, 353-367.
- Watson, G. S., 1956. Analysis of dispersion on a sphere. *Mon. Not. R. Astr. Soc., Geophys. Suppl.*, 7, 153–159.
- Westphal, M., R. Montigny, et al., 1979. Paléomagnétisme et datation du volcanisme permien, triasique et crétacé du Maroc. *Canadian Journal of Earth Sciences* 16: 2150-2164.
- Westphal, M., 1986. Natural remanent magnetization, thermal remanent magnetization and reliability of paleointensity determinations on H chondrites. *Phys. earth planet int.*, 43, 300-306.
- Wilmsen, M., et Neuweiler, F., 2008. Biosedimentology of the Early Jurassic post-extinction carbonate depositional system, central High Atlas rift basin, Morocco. *Sedimentology*, 55, 773–807.
- Youbi, N., Martins, L., Munhá, J.M., Ibouh, H., Madeira, J., Aït Chayeb, E.H., El Boukhari, A., 2003. The Late Triassic–Early Jurassic Volcanism of Morocco and Portugal in the framework of the Central Atlantic Magmatic Province. In: Hame, W.E., McHone, J.M., Renne, P.R., Ruppel, C. (Eds.), *The Central Atlantic Magmatic Province Insights From Fragments of Pangea*, *Geophysical Monographs Series* 136, pp. 179–207.

- Zapletal, 1990. Low field susceptibility anisotropy of some biotite crystals. Phys.Earth Planet.Ints.,63,85-97
- Zayane, R., 1992.La série plutonique du Haut Atlas central marocain (Région d'Ali ou Daoud): Pétrographie et géochimie, aspects métamorphique et structuraux de sa mise en place.Thèse de l'Université de Bretagne occidentale, France,189 p.
- Zijderveld, J.D.A., 1967. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. In: Methods in Paleomagnetism. D.W. Collinson, K.M. Creer & S.K. Runcorn, eds. Ámsterdam, New Cork, Elsevier: 254-286.

