



HAL
open science

Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc

Driss Khattach

► **To cite this version:**

Driss Khattach. Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. Géophysique [physics.geoph]. Université Rennes 1, 1989. Français. NNT: . tel-00653524

HAL Id: tel-00653524

<https://theses.hal.science/tel-00653524>

Submitted on 19 Dec 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

D. KHATTACH

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-29-7

**paléomagnétisme de formations
paléozoïques du maroc**

MEMOIRES ET DOCUMENTS

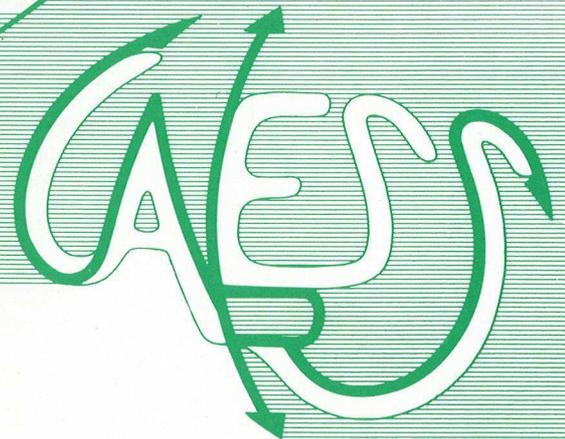
du Centre Armoricaïn

d'Etude Structurale

des Socles

n° 30

Rennes 1989



MEMOIRES ET DOCUMENTS
DU
CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES

N° 30

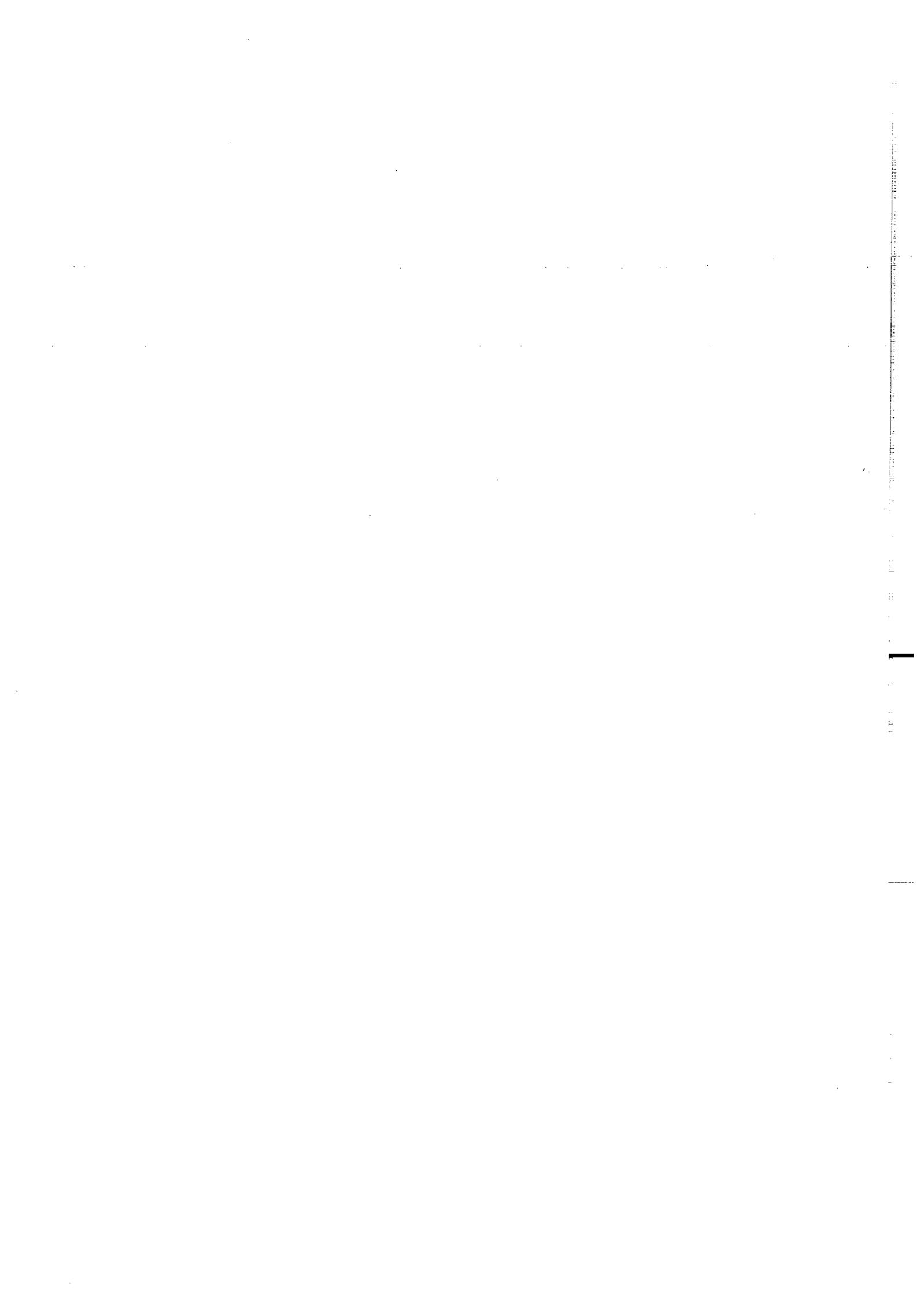
D. KHATTACH

Paléomagnétisme de formations paléozoïques
du Maroc

Thèse de l'Université de Rennes I
soutenue le 23 Juin 1989

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°466I
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F - 35042-RENNES Cédex
(France)

1989



ISSN : 0755-978 X

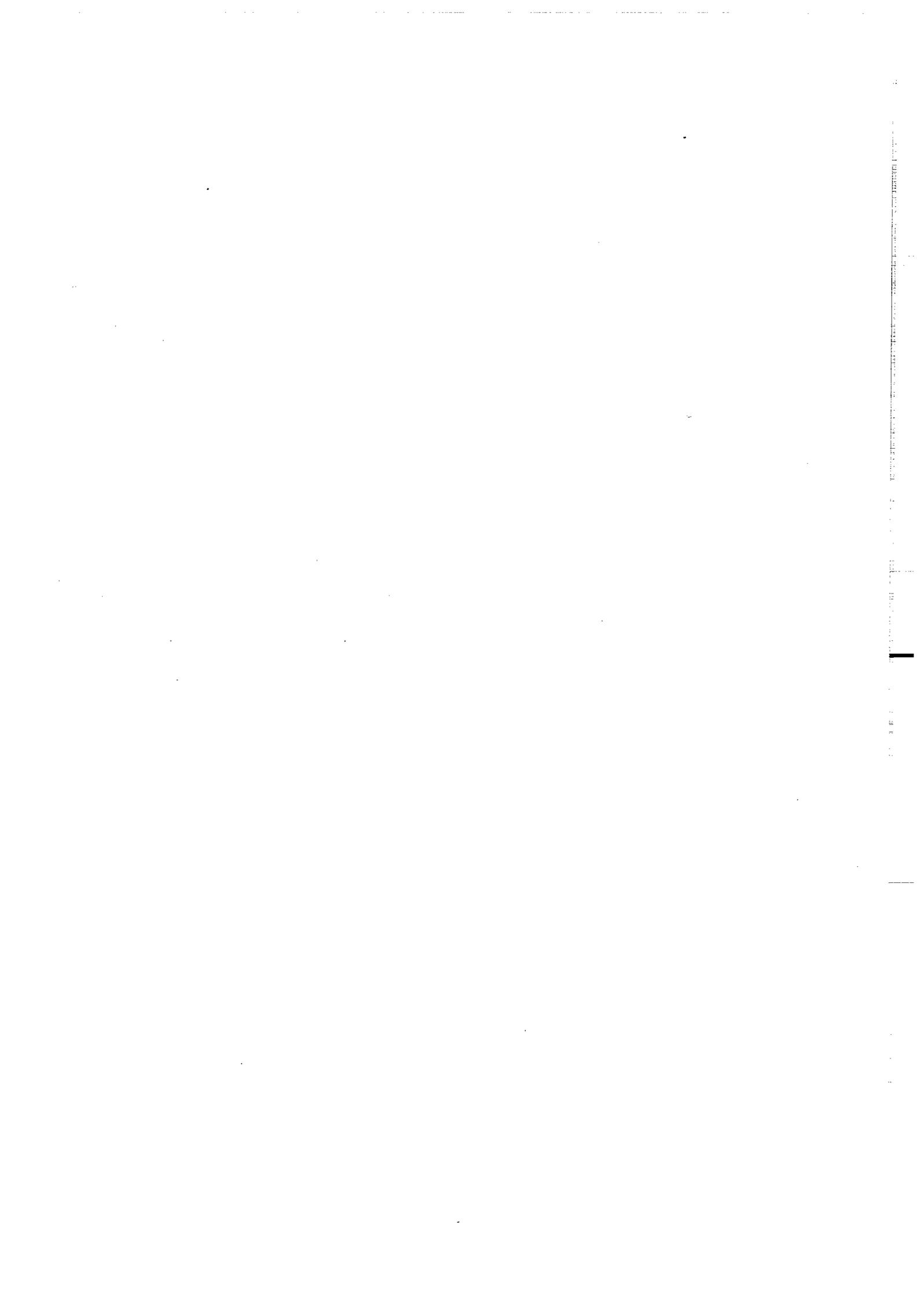
ISBN : 2-905532-29-7

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°466I
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F - 35042 - RENNES Cédex (France).**

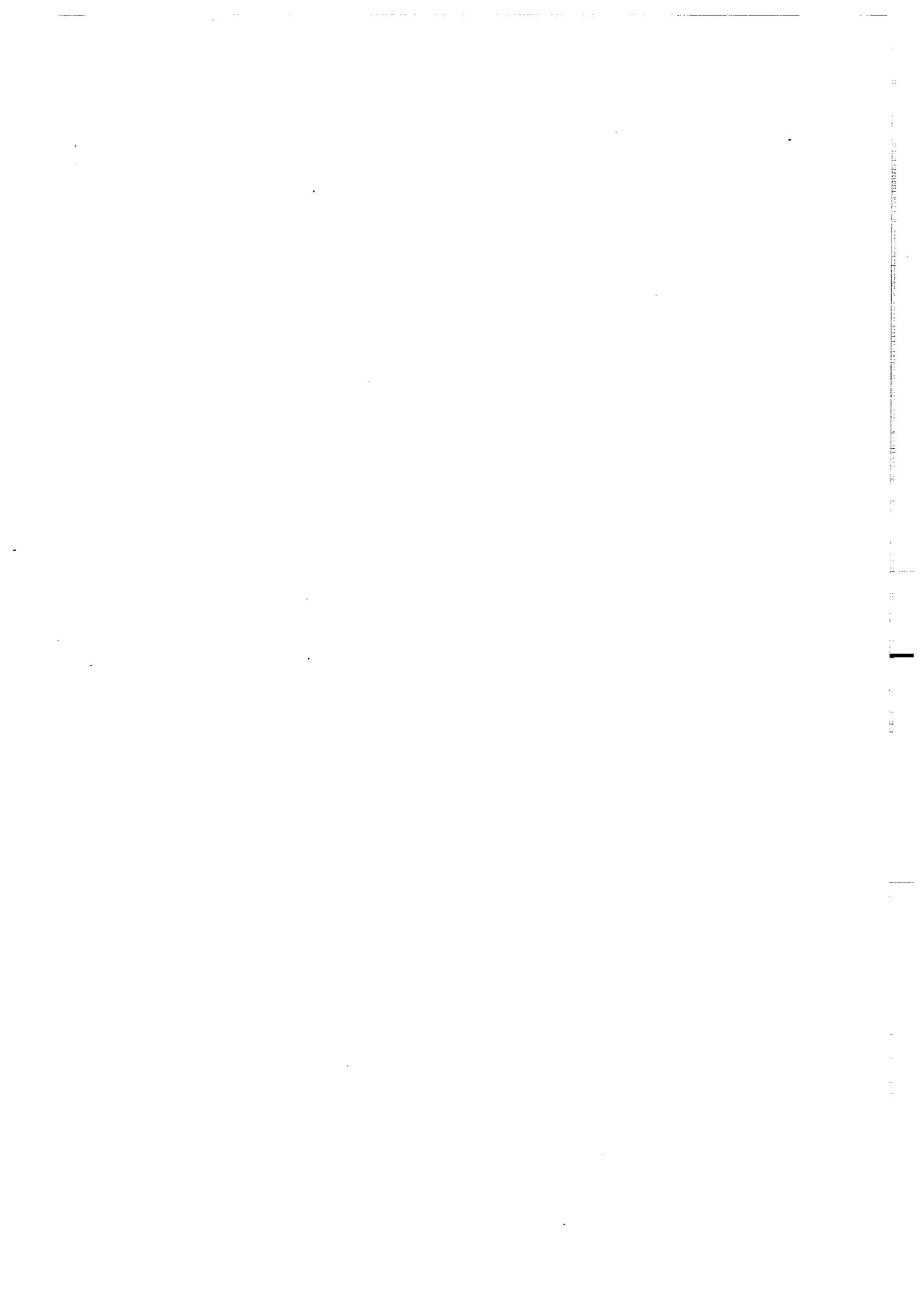
D. KHATTACH (1989)

Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc.

Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 30 ; 220 p.

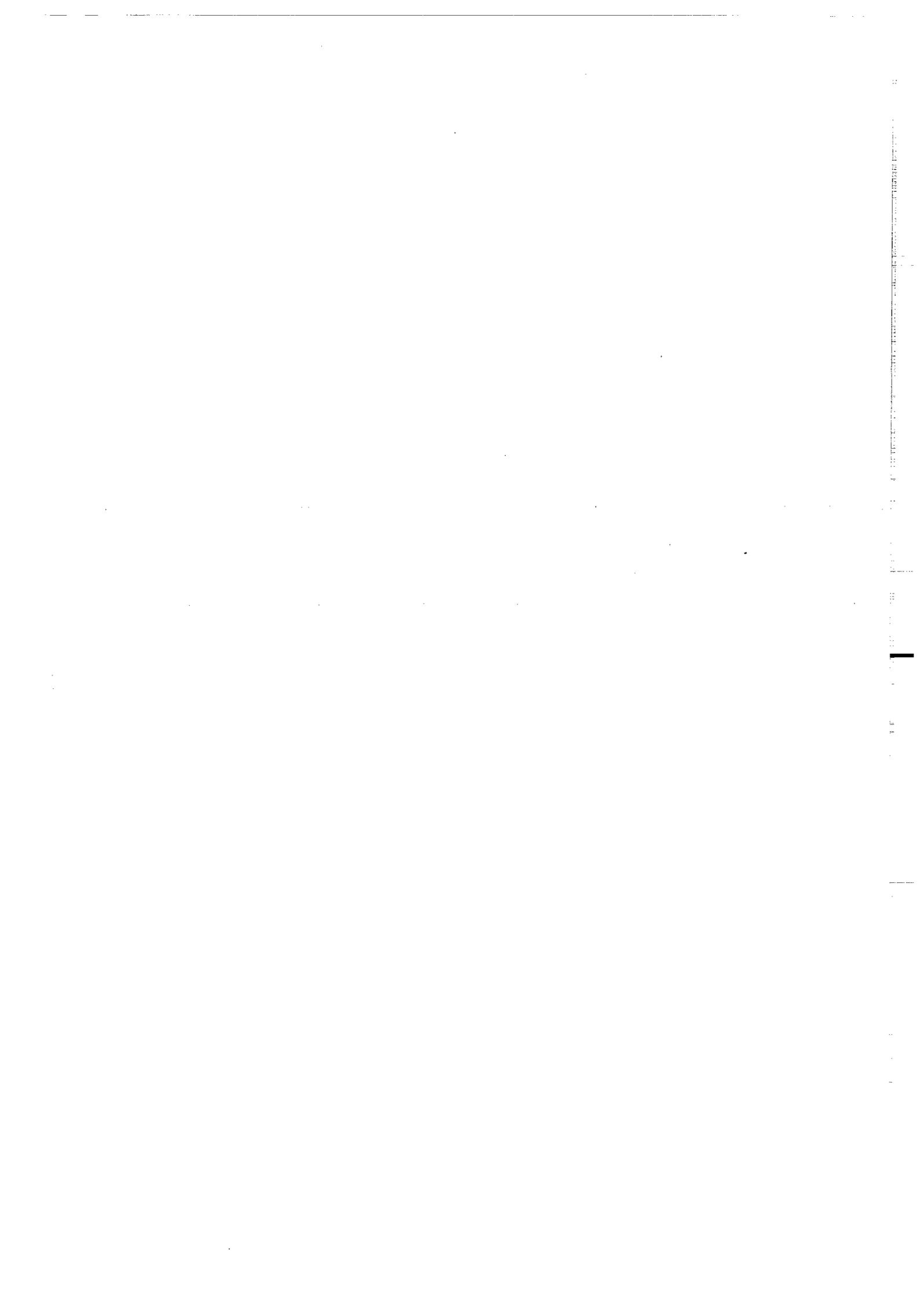


Je tiens à remercier toutes les personnes qui, d'une manière ou d'une autre, m'ont aidé lors de l'élaboration de ce travail.



A l'automne de 1913, deux étudiants se penchaient sur la carte géologique du Maroc que venait de publier M.Louis Gentil et faisaient des projets d'avenir. Leurs regards se portaient sur la tache bariolée, fortement hachurée de "Paléozoïque indéterminé" que le savant explorateur du Maroc avait si justement comparée à la Meseta ibérique. Déjà ils établissaient un plan de voyage ; l'un, (Jean Groth) qui étudiait à ce moment les terrains primaires d'Espagne, rêvait d'aller comparer les deux "Mesetas" qui s'affrontent de part et d'autre du détroit de Gibraltar ; l'autre (Georges Lecoindre), attiré par les taches jaunes de la carte, ambitionnait de retracer l'histoire de la terre marocaine pendant la période néogène...

G.Lecoindre 1926.

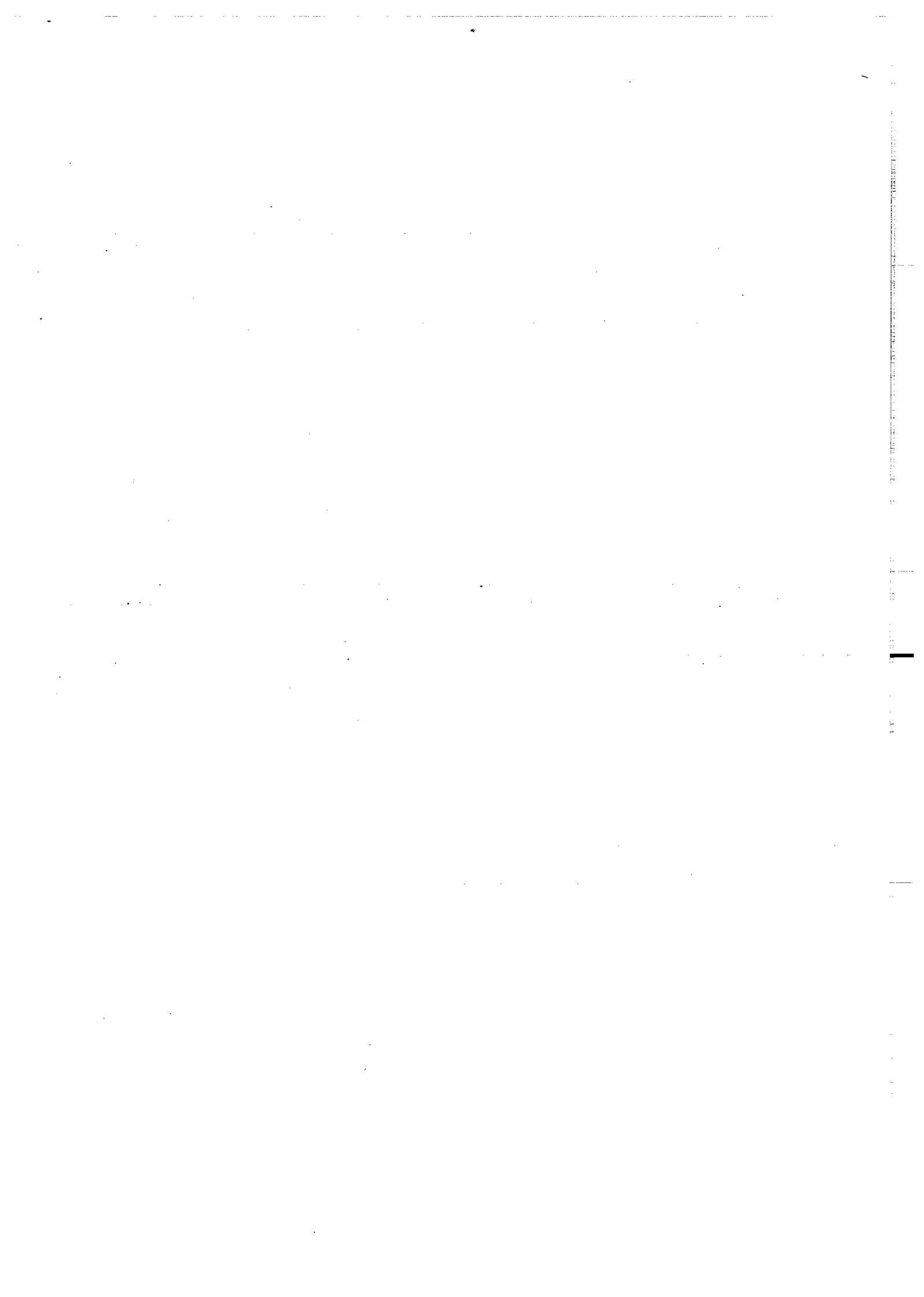


SOMMAIRE

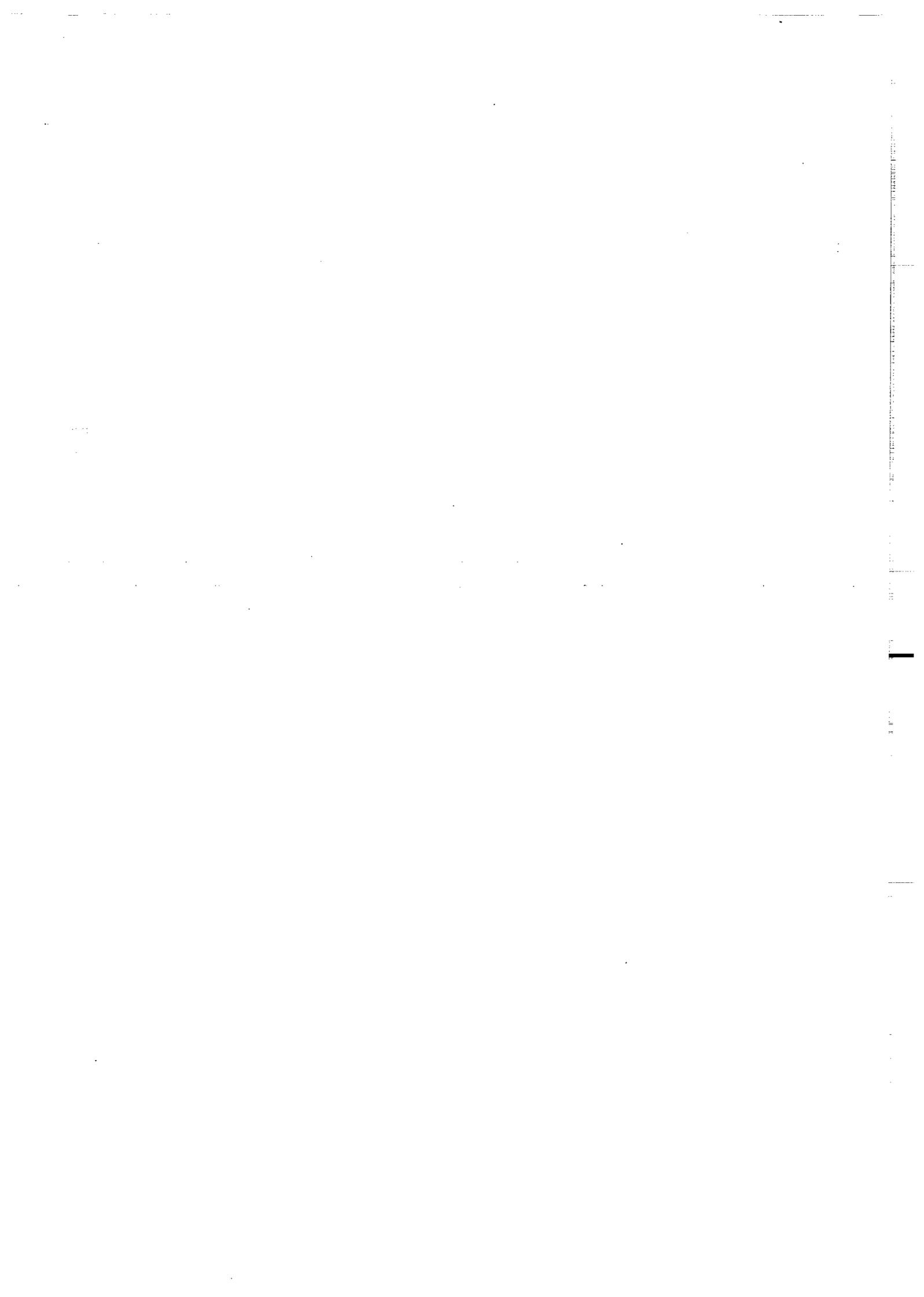
-Introduction	1
-Les grands domaines structuraux du Maroc et les caractéristiques des régions étudiées	7
-Modalités de l'étude paléomagnétique	11
<u>PREMIERE PARTIE : LA MESETA</u>	15
A) LE BLOC COTIER MÉSÉTIEN	18
Volcanisme cambrien de Sidi Saïd Maâchou	19
I-Géologie	19
II-Echantillonnage	23
III-Aimantation Rémanente Naturelle (A.R.N.)	23
IV-Désaimantations	27
V-Minéralogie magnétique	31
1- Balance de Curie	31
2- Test d'A.R.I.	35
3- Microscopie électronique	37
4- Conclusion	38
VI-Discussion et interprétation des résultats	38
1- Test de pli	38
a) Composante de basse température A	39
b) Composantes caractéristiques B et C	
c) Conclusions	46
2-Test de contact : Site NT	46
VII-Conclusions	52
Volcanisme cambrien de l'Oued Rhebar	53
I-Géologie-échantillonnage	55
II-A.R.N	57
III-Désaimantations	59
IV-Minéralogie magnétique	61
1- Les courbes thermomagnétiques	61
2- A.R.I.	63
V-Résultats et discussion	65
VI-Conclusions	67

B) LA ZONE DE RABAT-TIFLET	69
Les spilites ordoviciennes	75
I-Aimantation Rémanente Naturelle (A.R.N.)	75
II-Désaimantations	75
III-Minéralogie magnétique	77
1- Balance de Curie	79
2- A.R.I.	79
IV-Interprétation des résultats	79
V-Conclusions	84
Les calcaires siluro-dévonien	85
I-Aimantation Rémanente Naturelle (A.R.N.)	87
II-Désaimantations	89
III-Minéralogie magnétique	92
1- A.R.I.	95
2- Microscope optique	99
3- Conclusions	99
IV-Interprétation et discussions des résultats	99
V-Conclusions	102
<u>DEUXIEME PARTIE : ANTI-ATLAS.</u>	103
I-Introduction	105
II-Géologie et échantillonnage	109
1) Région d'Ifni	109
2) Région d'Ouarzazate	111
3) Région de Tafraoute	115
4) Région de Taroudannt	117
5) Récapitulatif	119
III-Paléomagnétisme	121
A) Volcanites-granites-dolérites	123
1) Ignimbrites précambriennes d'Ifni	123
-Résultats-interprétation	
2) Andésites Adoudouniennes de Ouarzazate	129

-A.R.N	131
-Désaimantations	131
-Interprétation et discussion des résultats	137
3)Granite et dolérites de Tafroute	139
-Granite	141
-Dolérites	143
-A.R.N.	143
-Désaimantations	143
-Minéralogie magnétique	147
-Résultats	147
B) Sédiments de l'Adoudounien et du Cambrien inférieur	149
1)Calcaires et dolomies adoudouniens	151
2)Calcaires cambriens	157
3)Résultats	163
IV-Récapitulatif des résultats paléomagnétiques de l'Anti Atlas	167
<u>TROISIEME PARTIE : COMPARAISONS DES RESULTATS DE CETTE ETUDE AVEC LES RESULTATS ANTERIEURS DE L'AFRIQUE SIGNIFICATION ET CONSEQUENCES.</u>	169
1) Etablissement d'une courbe de dérive du pôle de référence pour l'Afrique	171
2) Comparaison de données de cette étude avec la courbe de référence	175
Anti-Atlas	179
Meseta	179
<u>CONCLUSIONS</u>	185
<u>ANNEXE</u>	189
<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	197



.INTRODUCTION.



INTRODUCTION

Au cours des dix dernières années, de nombreuses études paléomagnétiques ont été réalisées sur l'Europe de l'Ouest (Massif Armorica-Péninsule Ibérique- Forêt Noire...) et sur l'Afrique. Ces travaux ont apporté une contribution importante aux reconstitutions paléogéographiques pour les différentes périodes du Paléozoïque, qui utilisent également les résultats d'études des séries sédimentaires et des faunes (paléobiogéographie).

Les reconstitutions qui ont été proposées différent, de manière parfois importante, mais ont aussi certains points en commun :

1) les points communs :

* Les grands ensembles continentaux (cratons) reconnus par le paléomagnétisme et par les faunes sont les mêmes pour tous : Gondwana-Laurentia-Baltica ;

* L'évolution de ces unités paléogéographiques aboutit vers la fin du Paléozoïque à la constitution de la Pangée.

2) les différences portent sur :

* L'existence de "blocs" de taille plus réduite, situés entre les grandes plaques, tel que Armorica (Sud-Ouest de l'Europe de l'Ouest et Côte Est de l'Amérique du Nord) (*Van der Voo., 1979*) ;

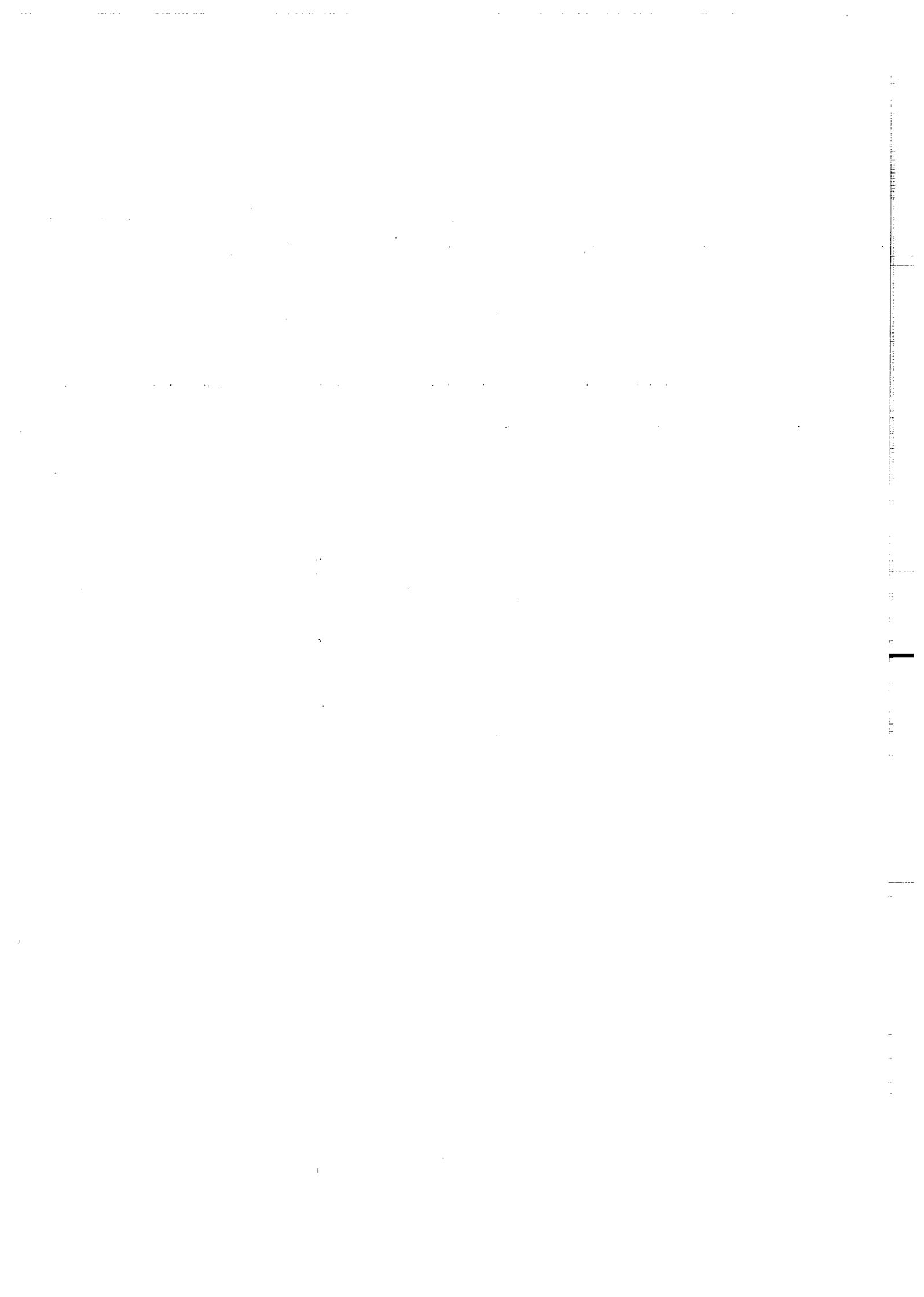
* Les différentes étapes qui conduisent à l'assemblage final de la Pangée.

En ce qui concerne plus précisément l'Afrique et l'Europe du Sud, leurs relations avec les autres grandes unités paléogéographiques et leurs positions respectives, un certain nombre d'incertitudes et de problèmes demeurent et différentes interprétations ont été proposées.

Pour *Perroud et al. (1984)*, Gondwana et Armorica étaient réunis jusqu'à l'Ordovicien. L'Afrique du Nord et Armorica se trouvaient alors à des hautes latitudes proche du pôle Sud. Jusqu'au Dévonien inférieur, Armorica se détache de Gondwana et se déplace vers le Nord pour entrer en collision avec l'assemblage Europe du Nord-Amérique du Nord (Laurussia). La collision Carbonifère de Gondwana avec cet assemblage a conduit à la Pangée. Dans ce schéma, les incertitudes concernaient les périodes silurienne et dévonienne en raison du petit nombre ou même de l'absence de données paléomagnétiques. Depuis des études ont apporté des faits nouveaux. Il s'agit d'une part de l'abandon du pôle paléomagnétique Dévonien obtenu sur la norite de Msissi (Maroc) (*Hailwood, 1974*) qui a été datée du Jurassique par *Salmon et al. (1986)*. D'autre part, de nouvelles données pour le Silurien, ont été obtenues au Niger (*Hargraves et al., 1987*) et au Soudan (*Bachtadse et Briden, 1989*). *Hargraves et al. (1987)* puis *Van der Voo (1988)* ont proposé alors un nouveau schéma évolutif. Ils suggèrent que le Proto-Atlantique s'est fermé au cours du Silurien et qu'il s'est produit une réouverture vers la fin du Dévonien-début Carbonifère entre l'Afrique et l'assemblage Laurentia-Baltica-Armorica (Prototethys), avant la fermeture finale à la fin du Carbonifère.

Ces schémas paléogéographiques qui sont donc basés essentiellement sur des données paléomagnétiques, ont été mis en question par l'étude des faunes et des sédiments (paléobiogéographie) (*Robardet et al., 1989*). D'après ces auteurs, il n'y a pas eu de Prototethys : les affinités entre Gondwana et Armorica ont persisté tout au long du Silurien et du Dévonien.

Le travail présenté ici a pour objectif une meilleure définition des relations paléogéographiques entre l'Europe et l'Afrique au cours des temps paléozoïques et notamment pour le Silurien et le Dévonien qui représentent des périodes critiques. Ainsi nous avons entrepris des études paléomagnétiques sur des formations d'âge paléozoïque de deux domaines géologiques du Maroc : la Meseta (domaine hercynien) et l'Anti-Atlas (domaine cratonique). Les résultats de ces différentes études seront décrits successivement et une synthèse de l'ensemble sera présentée à la fin de ce mémoire. Nous tâcherons d'en tirer des arguments pour tester les différents modèles paléogéographiques.



**LES GRANDS DOMAINES STRUCTURAUX
DU MAROC ET LES CARACTERISTIQUES
DES REGIONS ETUDIEES**

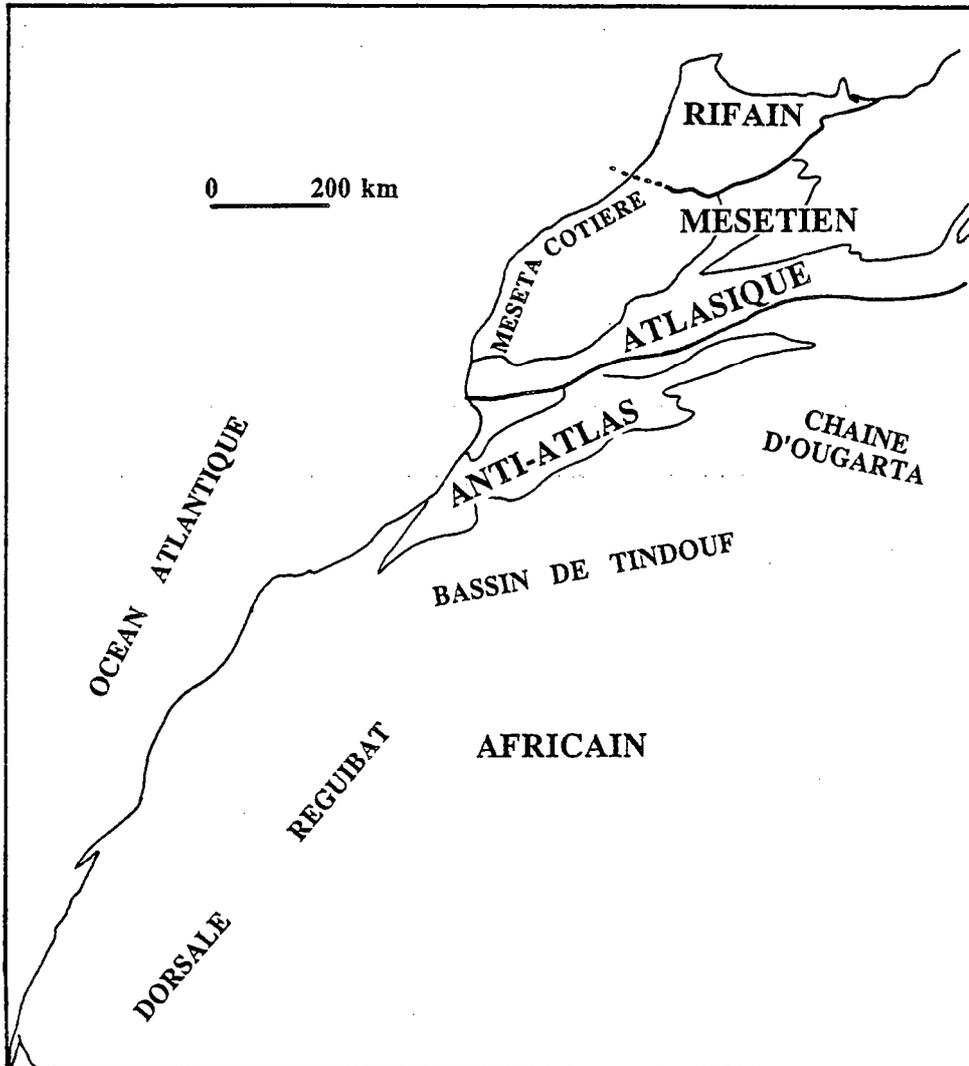


Fig.1- Principaux domaines structuraux du Maroc.

LES GRANDS DOMAINES STRUCTURAUX
DU MAROC ET LES CARACTERISTIQUES DES REGIONS
ETUDIEES

Le Maroc, par sa position géographique au Nord de l'Afrique et par le grand éventail des formations géologiques qu'il présente, et qui s'échelonnent sur 2 milliards d'années, offre un intérêt particulier pour les corrélations géologiques.

Les caractéristiques majeures de l'évolution géologique varient du Sud au Nord du Maroc, du plus ancien au plus récent et permettent de distinguer plusieurs domaines structuraux (fig.1)(*Piqué et Michard,1981 ; Piqué et al.,1987*) :

1- Le domaine africain correspond aux provinces sud du Maroc; La série la plus ancienne (2000 M.a.) est connue dans la dorsale Reguibat. Elle est surmontée au Nord (Bassin de Tindouf) par des séries paléozoïques et à l'Ouest (plaine côtière) par des séries d'âge méso à cénozoïque.

2- Le domaine de l'Anti-Atlas : le socle de ce domaine est affecté par l'orogénèse Panafricaine (680-570 M.a.). La couverture du Protérozoïque terminal et du Paléozoïque est modérément déformée durant l'orogénèse hercynienne. Les directions des plis hercyniens varient de NE-SW à l'ouest de ce domaine, à NW-SE dans la chaîne d'Ougarta à l'Est de l'Anti-Atlas.

3- Le domaine mésétien s'étend au Nord de l'Anti-Atlas et représente la chaîne hercynienne plissée, puis érodée avant d'être recouverte en discordance par les séries mésozoïques et cénozoïques. Ces dernières sont très faiblement déformées. Les nombreux massifs paléozoïques qui affleurent dans ce domaine représentent les témoins de l'ensemble continu que constituait la chaîne hercynienne de la Meseta.

4- Le domaine atlasique correspond aux chaînes intracontinentales méso à cénozoïques du Haut Atlas et du Moyen Atlas qui recourent la chaîne hercynienne.

5- Le domaine rifain, dans les zones septentrionales du Maroc, correspond à une petite partie de la chaîne alpine ouest méditerranéenne. Il se prolonge au Nord par le domaine Bétique (Espagne) et vers l'Est par le domaine Tellien (Algérie). Au cœur de ce domaine, on connaît plusieurs blocs paléozoïques, affectés par l'orogénèse hercynienne.

Les deux domaines qui ont fait l'objet de notre étude, la Meseta et l'Anti-Atlas, correspondent donc à des régions toutes deux affectées par l'orogénèse hercynienne mais à des degrés différents. Dans l'Anti-Atlas qui constitue la limite sud de la chaîne hercynienne du Maroc, les déformations restent modérées. Dans la Meseta elles sont dans l'ensemble nettement plus marquées et accompagnées de manifestations magmatiques. Néanmoins leurs âges et leurs intensités varient selon les régions, la Meseta occidentale et en particulier le "bloc côtier", étant moins affectée que les régions orientales.

**.MODALITES DE L'ETUDE.
.PALEOMAGNETIQUE.**

MODALITES DE L'ETUDE PALEOMAGNETIQUE

I) Prélèvement des échantillons.

Les prélèvements d'échantillons sur le terrain ont été réalisés à l'aide d'une foreuse portable. Les carottes ont été orientées grâce à une tête d'orientation munie d'une boussole et d'un inclinomètre. Pour éviter les perturbations dues à des anomalies magnétiques locales, une orientation à l'aide d'un compas solaire, a été utilisée aussi souvent que possible. Parfois la nature de la roche ne favorise pas le forage sur le terrain, des blocs orientés sont alors prélevés et forés au laboratoire. Les carottes sont ensuite découpées en spécimens de 23 à 25mm de long.

Notion de site : Un site représente une dizaine d'échantillons prélevés sur quelques mètres carrés. Ceci permet d'avoir une direction moyenne de l'affleurement et d'éliminer ainsi les irrégularités très localisées.

II) Techniques du laboratoire.

1) mesures

Les aimantations rémanentes naturelles (ARN) ont été mesurées à l'aide d'un magnétomètre "Schonstedt" (seuil de fiabilité de 10^{-4} A/m) et d'un magnétomètre cryogénique prototype LETI installé en 1986 (sensibilité= 10^{-6} A/m). La susceptibilité magnétique a été mesurée sur Bartington MS-2.

2) traitements des échantillons

Les méthodes classiques de désaimantations progressives thermiques et par champs alternatifs ont été utilisées. Le traitement thermique consiste en une chauffe pendant une heure suivie d'un refroidissement d'une demi-heure en champ nul. Pour la désaimantation par champs alternatifs chaque étape

correspond à une désaimantation de trois axes de l'échantillon. Afin d'éviter l'acquisition d'aimantations parasites dues à l'action du champ alternatif, on fait appel parfois à la procédure de *Dankers et Zijderveld (1981)* qui consiste à faire une mesure après la désaimantation de chaque axe. Avant ces traitements thermiques et par champs alternatifs, les échantillons font souvent l'objet d'un test de viscosité par retournement sur deux périodes de 8 jours.

3) présentation des résultats

Des représentations graphiques sont souvent utilisées :

- histogrammes d'intensité d'ARN et de viscosité
- contours de densités sur les directions d'ARN
- courbes montrant l'évolution de l'intensité et de la susceptibilité magnétique au cours de la désaimantation
- projection stéréographique pour montrer l'évolution des directions au cours de la désaimantation
- diagramme orthogonal (*Zijderveld, 1967*) pour mettre en évidence les différentes composantes d'aimantation.

4) analyses des composantes

Les composantes d'aimantations ont été déterminées par décompositions vectorielles à l'aide d'une procédure graphique interactive. Les points stables en fin de désaimantation et la convergence des grands cercles ont également été utilisés.

5) minéralogie magnétique

Plusieurs techniques :

- balance de Curie
- ARI (acquisition d'aimantation rémanente isotherme)
- microscope optique (observation de lames polies)

-MEB (observation au microscope électronique à balayage de grains magnétiques après extraction)
ont été utilisées dans le but d'identifier les différentes phases magnétiques susceptibles de porter les aimantations présentes dans la roche. Chaque méthode est plus ou moins adaptée suivant la nature de la roche.

Des logiciels développés au laboratoire favorisent la réalisation des mesures, leurs archivages dans des fichiers et tous les traitements ultérieurs des données.

Les différentes abréviations utilisées dans ce mémoire :

A.R.N. : Aimantation Rémanente Naturelle.

A.R.I. : Aimantation Rémanente Isotherme.

TH : désaimantation Thermique.

AF : désaimantation par champs alternatifs (Alternating Field).

PGV : Pôle Géomagnétique Virtuel.

CDAP : Courbe de Dérive Apparente du Pôle.

D.I : Déclinaison, Inclinaison.

k, α_{95} : paramètres de la statistique de Fisher.

IS : In Situ.

CP : après Correction de Pendage.

BT : Basse Température.

TI : Température Intermédiaire.

HT : Haute Température.

A/m : Ampère par mètre.

mT : milli-Tesla.

°C : degré Celsius.

J : intensité d'aimantation.

X : susceptibilité magnétique.

.Ière PARTIE.

..LA MESETA..

A) LE BLOC COTIER MESETIEN

- VOLCANISME CAMBRIEN DE SIDI-SAID-MAACHOU
- VOLCANISME CAMBRIEN DE L'OUED RHEBAR.

B) LA ZONE DE RABAT-TIFLET

- SPILITES ORDOVICIENNES DE BOU REGREG
- CALCAIRES SILURO-DEVONIENS DE BOU REGREG

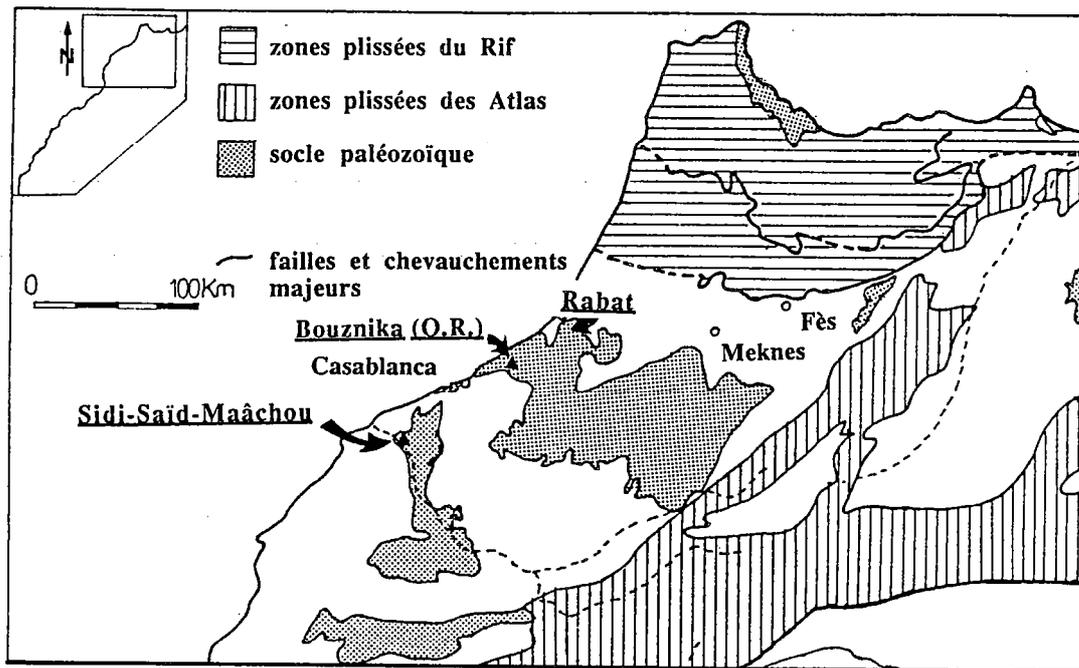


Fig.I.1 - Schéma structural et localisation des prélèvements dans la Meseta.

LA MESETA

Les recherches entreprises sur la Meseta ont porté sur le "bloc côtier" et sur la région de Rabat (fig.I.1). Dans le "bloc côtier" les formations étudiées sont constituées par des roches volcaniques et volcano-sédimentaires d'âge cambrien (Sidi-Saïd-Maâchou et Oued Rhebar). Dans la région de Rabat (vallée de l'Oued Bou-Regreg) il s'agit de volcanites ordoviciennes et de roches sédimentaires (calcaires) d'âges silurien et dévonien.

A) LE BLOC COTIER MESETIEN.

Le bloc côtier mésétien est caractérisé durant le Paléozoïque inférieur et moyen par un régime de sédimentation de plate-forme et généralement les dépôts paléozoïques les plus récents appartiennent au Dévonien. La succession paléozoïque est relativement peu épaisse et sa base affleure dans les Jbilet (calcaire à *Archaeocyathus* du J.Irhoud) et à El Jadida (rhyolites infra-cambriennes).

La déformation très faible se traduit par des méga-structures kilométriques d'orientation méridienne à NE-SW, sans schistosité ni métamorphisme. Le style change à l'approche de la Meseta centrale, les plis deviennent plus serrés et sont accompagnés d'un métamorphisme synschisteux. La faille de Bouznika entre Rabat et Casablanca forme la limite entre ces deux parties.

L'Acadien (Cambrien moyen) de la Meseta côtière est caractérisé par une série monotone et épaisse de schistes verts à Paradoxides, découverte par *G.Lecoinre en 1917* à Casablanca. Cet auteur a signalé également dès 1926 dans la région d'El Mohammedia, des traces de volcanisme dans les schistes de la partie terminale de l'Acadien et qu'il met en relation avec le volcan de l'Oued Rhébar. Ce volcan a été décrit brièvement par *Destombes et Jeannette en 1966* puis récemment par *Pottier et Wybrecht (1987)*. Un autre complexe volcanique interstratifié dans les schistes acadiens a été étudié par *Gigout en 1956*. Il s'agit du volcan de Sidi-Saïd-Maâchou dans la région d'El Jadida.

Ces deux volcans ont fait l'objet d'une étude paléomagnétique ayant pour but de retrouver les traces de champ magnétique acadien fossilisé dans ces roches.

VOLCANISME CAMBRIEN
DE SIDI-SAÏD-MAACHOU

I-Géologie.

Le complexe volcanique de Sidi-Saïd-Maâchou décrit par *Gigout(1956)* se situe à 50 kilomètres environ à l'Est de la ville d'El Jadida. Il affleure dans la vallée de l'Oum-er-Rbia au Nord de Sidi-Saïd-Maâchou (en particulier au pied du Sidi-Moul-Nker), et dans des vallons affluents (en particulier près de K.Sbaâ). Il se situe dans une série de schistes verts surmontée par des schistes violacés avec des intercalations de calcaire rose à Trilobites. Les schistes violets sont étroitement liés aux coulées et aux sills. Ils apparaissent avec les premières coulées et disparaissent un peu avant la fin des manifestations volcaniques. Le tout est traversé par des filons verticaux. Gigout décrit au pied de Sidi-Moul-Nker (fig.I.2) une coupe où affleurent des dykes, des sills et des coulées:

- les dykes : sont de couleur gris-bleu et à grains minuscules. Le microscope y révèle l'abondance de la magnétite et la transformation des éléments lourds, autres que les microlites de biotite, en amas serpentineux et en calcite. Les plagioclases sont assez sains, mais très petits.
- les sills : roche semblable à celle des dykes. De nombreux petits grains de magnétite s'observent au microscope.
- les coulées : la roche est à grain très fin, avec des petits cristaux dispersés de feldspath et de calcite. Au microscope apparait une structure ophitique à

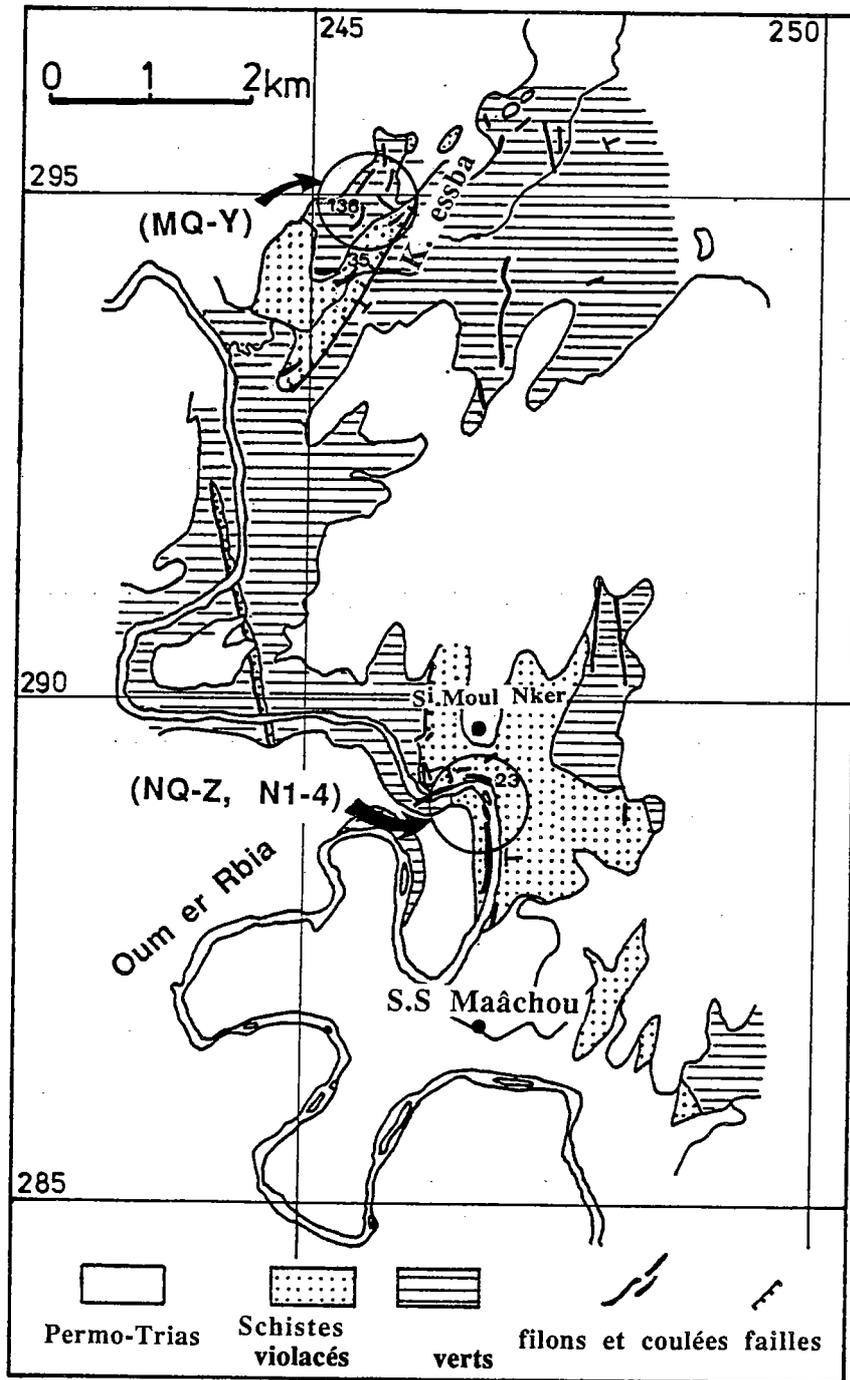


Fig. I.2 - Carte géologique de la région de Sidi-Saïd-Maâchou.
 Localisation des sites d'échantillonnage
 (D'après Gigout, 1956)

deux temps. D'anciennes vacuoles sont comblées par une pellicule de minéral fibreux sphérolitique, et un cristal de calcite au centre. Les granules de minéraux opaques sont de l'ilménite et de l'oligiste.

Sur certains affleurements on note quelques irrégularités dans la stratification des coulées, irrégularités qui n'existent pas dans les calcaires. Ce sont des minuscules flexures rectilignes qui n'affectent que la roche volcanique. Les calcaires comblent les creux. D'autre part, on observe au sein de la roche de petites vacuoles qui ont fossilisé des échappements de gaz. Ces observations semblent indiquer le caractère sous-marin de ce volcanisme. La lave est basique, et les fossiles extraits des calcaires (Paradoxides...) permettent de lui attribuer un âge cambrien moyen (acadien). Les dimensions de l'appareil sont difficiles à estimer, à cause des terrains post-paléozoïques qui cachent l'extension du volcanisme. *Gigout (1956)* s'est basé sur les produits volcaniques mêlés aux sédiments marins, pour proposer un diamètre supérieur à 10Km et une puissance de 1500m environ (y compris les sédiments).

Il faut noter que les feldspaths ne sont ni altérés ni séricitisés, et que les microlites sont conservées. La calcite et la chlorite qui remplissent les vacuoles sont des produits de déstabilisation certainement contemporains du volcanisme. D'autre part, les lames ne montrent ni structuration ni indice de métamorphisme. Les formations cambriennes ont été déformées à l'hercynien par des grands plis et quelques cassures longitudinales de direction subméridienne.

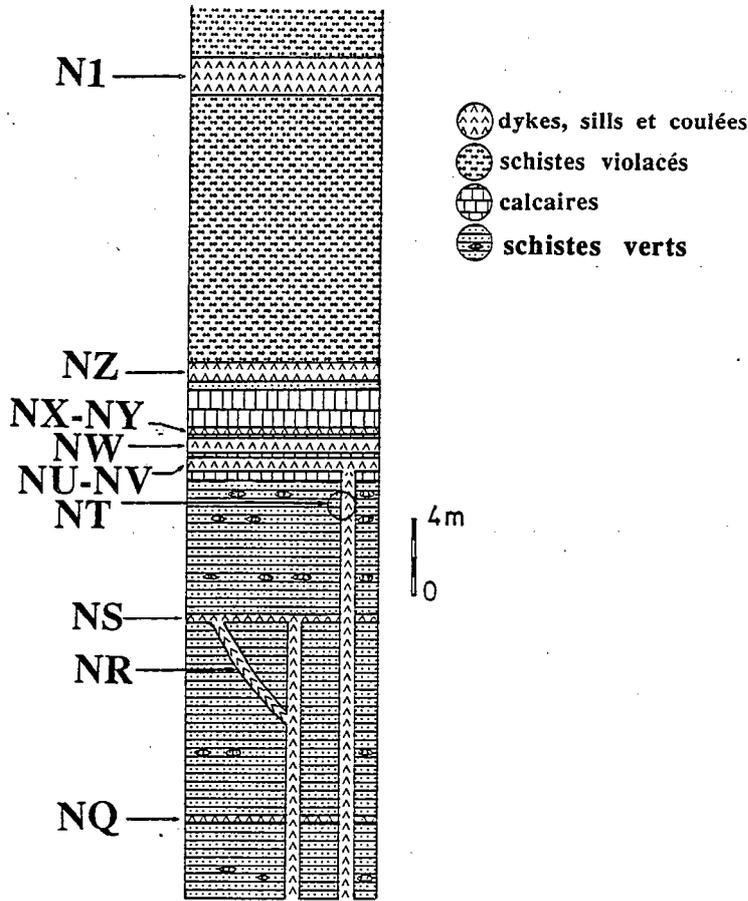


Fig.I.3 - Série stratigraphique et intercalations volcaniques, coupe de Sidi-Moul-Nker

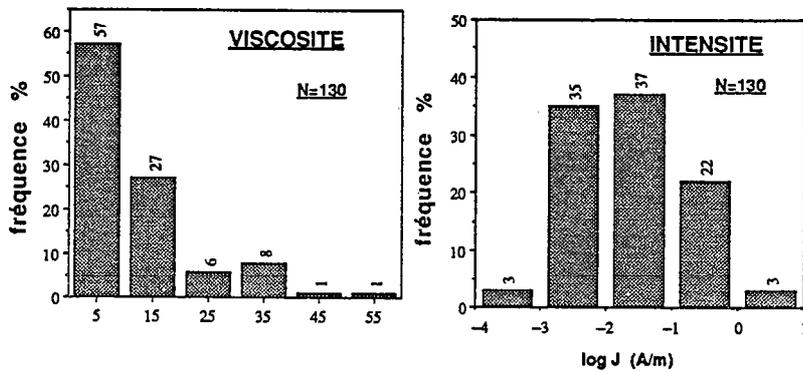


Fig.I.4 - ARN : histogrammes des intensités et des viscosités (N= nombre d'échantillons)

II-Echantillonnage.

Au total 158 carottes réparties en 2 séries de sites nommées N et M, ont été échantillonnées en 1986 et 1988. La série N, constituée de 14 sites (NQ à NZ et N1 à N4), a été prélevée le long de l'Oum-er-Rbiâ au Nord du village de S.S.Maâchou (fig.I.3). La série M, prélevée le long d'un thalweg voisin de K.Sbaâ, regroupe 9 sites (MQ à MY), soit donc un total de 23 sites.

Les mesures structurales ont été prises dans l'encaissant sédimentaire avec une précision dépendant des conditions d'affleurement. Les sites de la série N ont des pendages vers l'Est, ceux de la série M sont vers l'Ouest. Les pendages varient dans les deux cas de 10 à 60°. Il y a donc possibilité d'effectuer un test de plissement. De plus, nous avons à notre disposition un deuxième test qui est le test de contact dyke-encaissant. En effet, le site NT correspond à l'échantillonnage d'un dyke et de son encaissant sédimentaire. Ces tests vont donc nous permettre d'avoir des renseignements précieux quant à l'âge des aimantations présentes dans ces roches.

III-Aimantation Rémanente Naturelle (ARN).

Les aimantations rémanentes naturelles ont été mesurées au magnétomètre spinner Schonstedt. Les intensités (fig.I.4) se répartissent entre 10^{-4} et 10 A/m, avec un mode autour de $3 \cdot 10^{-2}$ A/m. Les intensités inférieures à 10^{-3} A/m correspondent au sédiment encaissant. Ces échantillons ont fait aussi l'objet d'un test de viscosité de courte période (*Thellier & Thellier, 1944*). Les coefficients

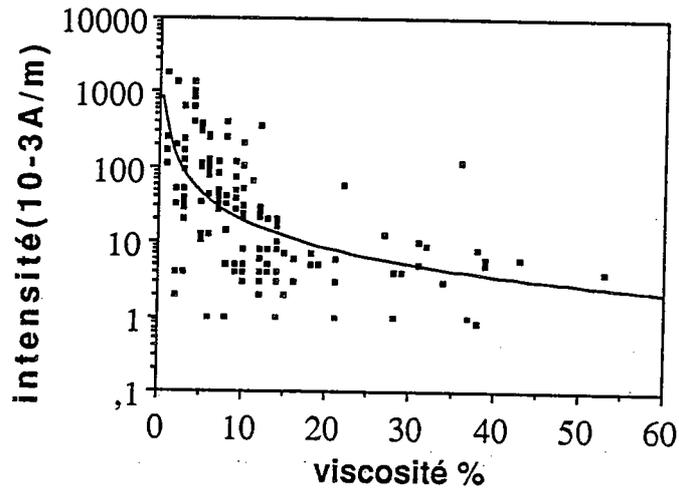


Fig.I.5 - Diagramme de corrélation entre les intensités et les viscosités.

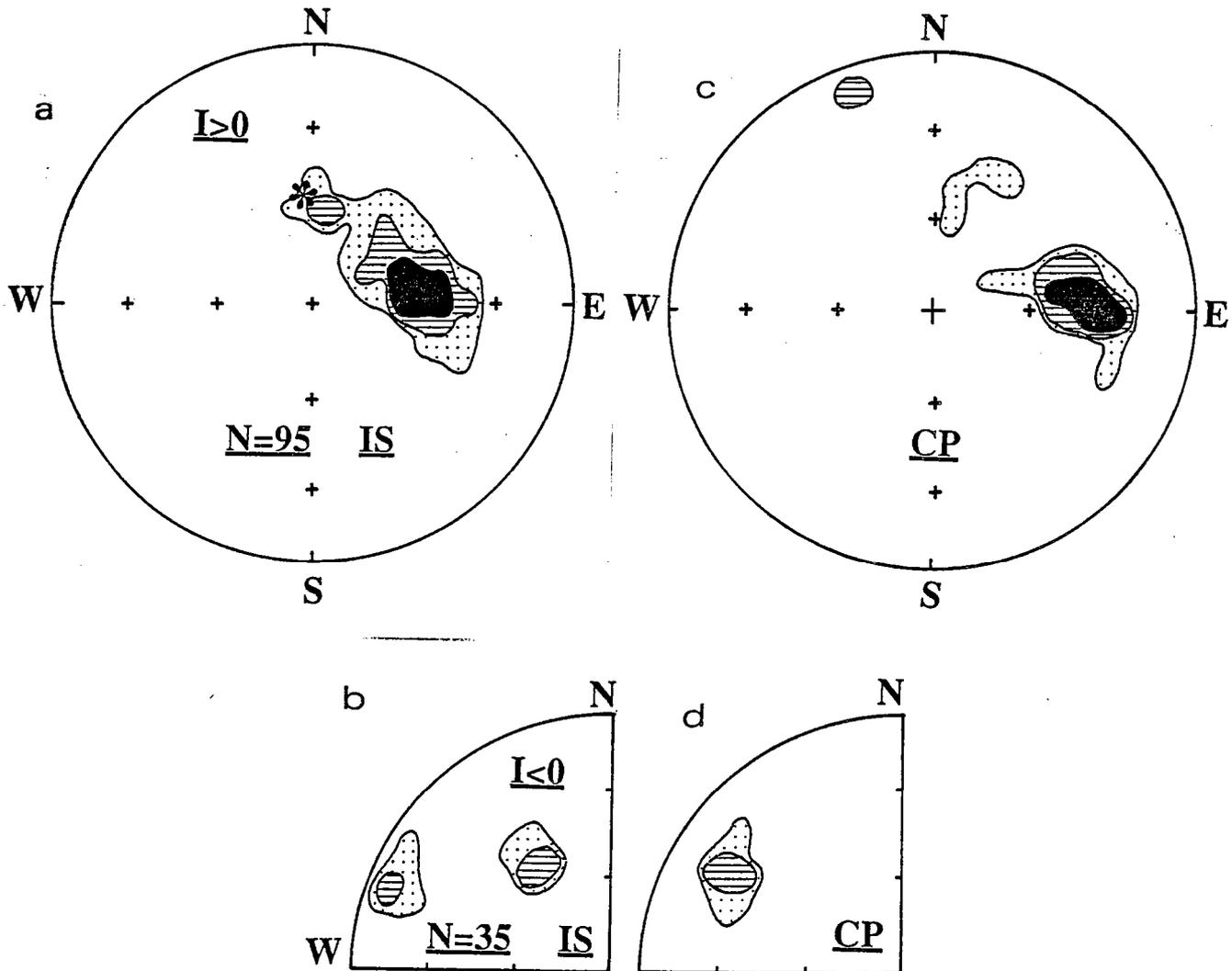
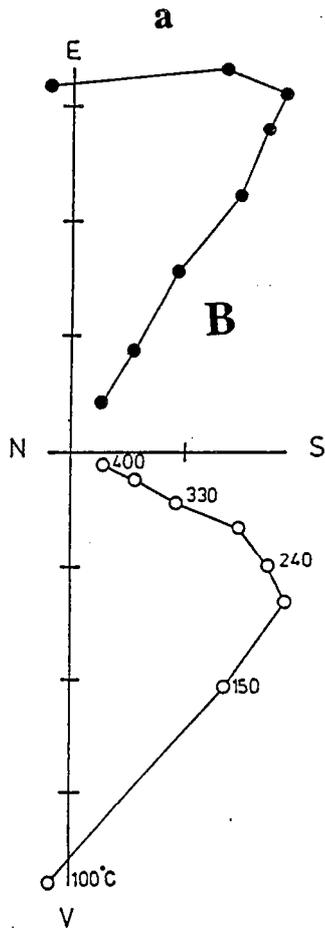


Fig.I.6 - Directions des ARN, diagrammes de densité.
 a,b : directions In Situ ; c,d : après correction de pendage
 I : inclinaison ; N : nombre d'échantillons
 étoile : champ actuel

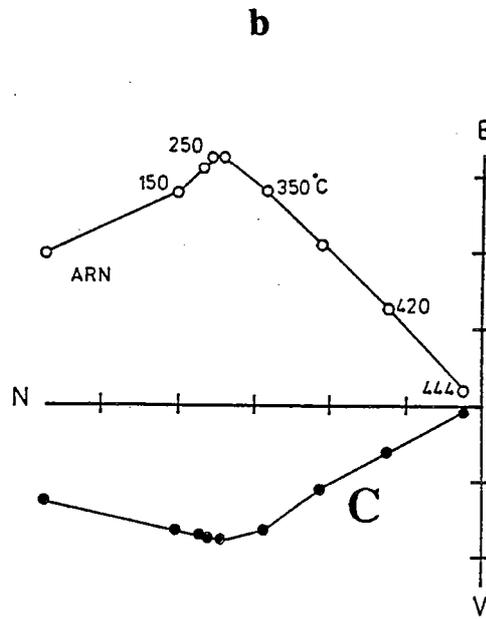
de viscosité $v=100 \times |M1-M2|/|M1+M2|$ ont été calculés à partir de deux mesures de l'ARN : M1 et M2. L'une est obtenue après un séjour d'une semaine des échantillons dans le champ du laboratoire, l'autre après retournement et une période de même durée. Les valeurs (fig.I.4) sont généralement faibles puisque 84% des échantillons ont des valeurs de viscosité inférieures à 20%.

Pour tester une possible corrélation entre l'intensité et la viscosité de ces échantillons, les valeurs de l'intensité ont été portées sur une échelle logarithmique en fonction des valeurs des coefficients de viscosité.(fig.I.5) La courbe représente une interpolation logarithmique sur l'ensemble des données. Il apparaît sur ce diagramme une corrélation négative entre ces deux grandeurs. En effet, la viscosité diminue en général quand l'intensité augmente, au moins pour la gamme où le nombre de données est important (c.à.d. pour les coefficients de viscosité inférieurs à 20%).

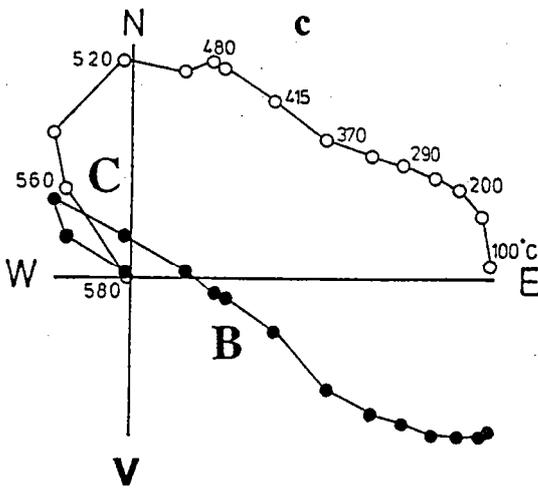
Sur les diagrammes de densité de la figure I.6, sont représentées les directions des ARN avant (a et b) et après (c et d) correction de pendage. Les directions à inclinaisons positives vont depuis un groupe autour du champ actuel à S.S.Maâchou (étoile) jusqu'à un groupement Est plus important et à inclinaison intermédiaire. En ce qui concerne les directions à inclinaisons négatives (b), elles forment deux groupes : un groupe Ouest à inclinaison faible et un groupe Nord-Ouest à inclinaison intermédiaire. Après correction de pendage, le groupe des directions E (différentes du champ actuel) (c) ne montre aucune modification notable. Par contre, les deux groupes W et NW (b) convergent pour former un seul groupe. Ainsi, il apparaît donc que l'aimantation NW à inclinaison négative est antérieure à la phase du plissement.



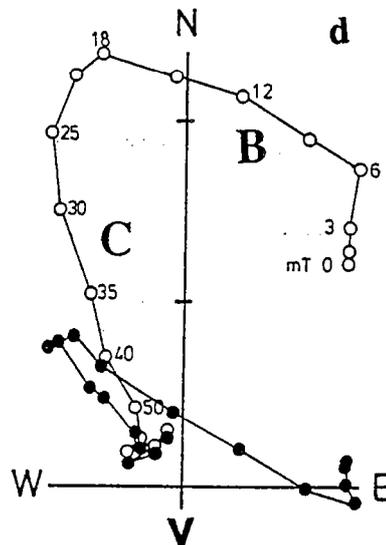
86NS138A TH IS



86N4222A TH IS



86N4219B TH IS



86N4219A AF IS

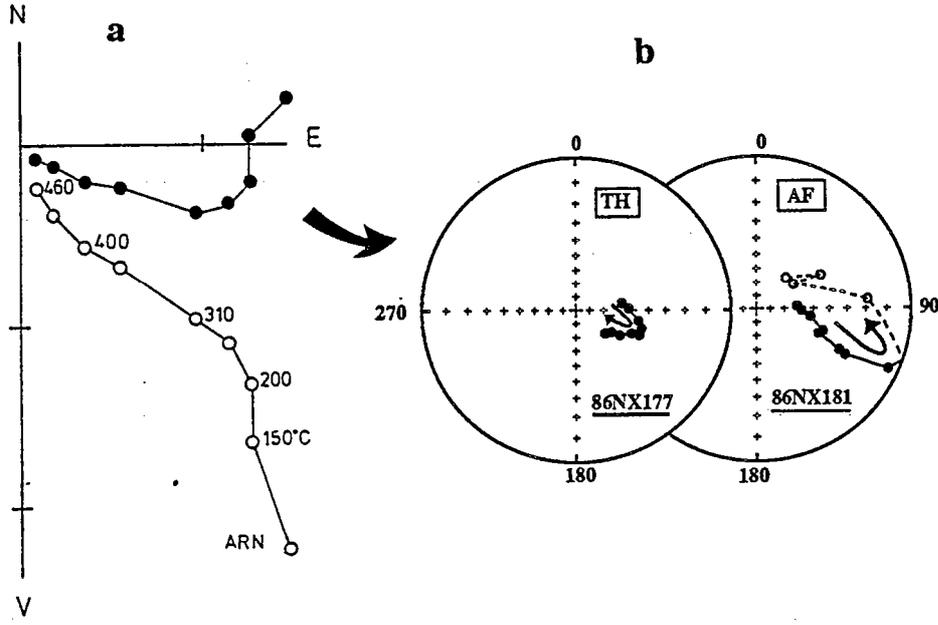
Fig.I.7 - Courbes de désaimantations thermiques (TH) et par champs alternatifs (AF).
 a,b,c&d : échantillons type 1,2,3
 points pleins (creux) : projection dans le plan horizontal (vertical)
 IS : coordonnées In Situ. A/m : Ampère/mètre

Cet examen simple des directions de l'ARN montre la complexité de l'aimantation portée par ces échantillons, qui se manifeste par la présence de plusieurs groupes de directions. Afin de séparer les différentes composantes de l'ARN, des désaimantations thermiques et par champs alternatifs ont été conduites sur ces échantillons.

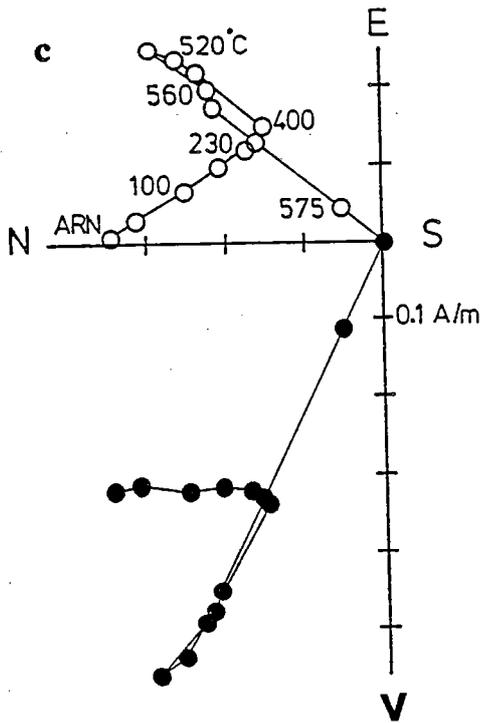
IV-Désaimantations.

Les premiers échantillons désaimantés ont montré l'efficacité du traitement thermique par rapport aux champs alternatifs pour séparer les différentes composantes d'aimantation. Néanmoins, un certain nombre de spécimens ont été désaimantés par champs alternatifs afin de comparer les résultats obtenus par les deux méthodes pour un même échantillon.

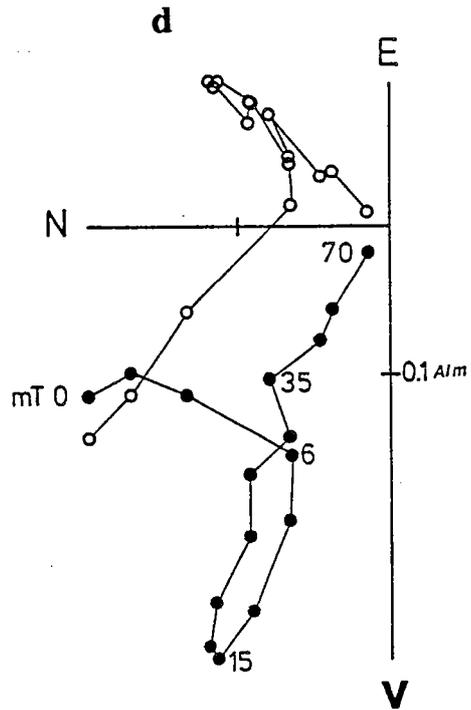
Dans la grande majorité des cas, il existe une composante de basse température qui disparaît entre 150 et 250°C, ou entre 10 et 30 mT en champs alternatifs. Cette aimantation a une direction proche de celle du champ actuel à S.S.Maâchou ($D/I=0/52^\circ$). Outre cette composante qui est due au traînage dans le champ magnétique terrestre et aux différentes aimantations visqueuses, les échantillons présentent une à deux aimantations plus stables. Selon le nombre et la nature des directions, il est possible de distinguer 3 catégories d'échantillons. La première regroupe environ 50% d'entre eux. Ils sont porteurs (fig.I.7a) d'une aimantation SE à inclinaison positive et à température de déblocage inférieure à 480°C et très rarement à 580°C (sites NU et N2). Sur les échantillons de la deuxième catégorie (fig.I.7b), on isole une aimantation NW à



86NX177A TH IS



88MY217B TH IS



88MY217A AF IS

Fig.I.8 - Courbes de désaimantations (cf.I.7)
 b : projections stéréographiques (TH,AF), points pleins (creux) inclinaisons positives (négatives)

inclinaison généralement négative et à température de déblocage inférieure à 580°C (500°C dans certains cas, site N3 par exemple). Ces deux aimantations seront désormais appelées respectivement B et C. Enfin, la présence à la fois de B et C (fig.I.7c et d) dans environ 30% des échantillons conduit à un troisième groupe. Il faut noter que l'aimantation B est toujours détruite avant l'aimantation C par les deux méthodes de désaimantation. Les sites NY, NZ et MV présentent des résultats dispersés et inutilisables, et par conséquent ils ont été rejetés. Les sites NX et MY montrent certaines particularités :

Site NX

Les échantillons de ce site (fig.I.8a) montrent en plus de l'aimantation B, une évolution du vecteur aimantation au delà de 400°C vers des inclinaisons assez élevées, et ceci est nettement visible sur une projection stéréographique (fig.I.8b). En effet, la trajectoire du vecteur aimantation ne peut être expliquée que par la présence de trois aimantations : le champ actuel, l'aimantation B puis une troisième. Par contre, en champs alternatifs le chemin est différent et se dirige vers des inclinaisons faibles puis négatives. Dans les deux cas, il n'apparaît pas de composante nette en fin de désaimantation. Il est donc difficile de prendre ceci en considération par la suite.

Site MY

Sur ce site on constate la présence de deux aimantations parfaitement antiparallèles sur un même échantillon. Un exemple est donné par les deux spécimens (a) et (b) de l'échantillon 88MY217 (fig.I.8c et 8d), (b) ayant subi une désaimantation par voie thermique et (a) par champs alternatifs. Les projections orthogonales font apparaître pour des températures inférieures à

350°C (ou un champ inférieur à 7mT) une composante proche du champ actuel, et au delà de 350°C (ou 7mT) deux composantes antiparallèles, l'une entre 350 et 540°C (ou entre 7 et 15mT) et l'autre dans la gamme 540-580°C (ou 15-70mT) (similaire à l'aimantation C).

La présence de deux aimantations antiparallèles sur un même échantillon est due soit 1) à l'enregistrement d'une inversion réelle du champ magnétique terrestre soit 2) au mécanisme d'auto-inversion que possèdent certaines phases magnétiques ou 3) à une réaimantation partielle, après un délai relativement bref, dans un champ équivalent au premier mais renversé. Etant donnée la faible épaisseur des coulées échantillonnées, qui est de l'ordre du mètre, la première hypothèse (inversion du champ) est à écarter, car la coulée se refroidit dans un intervalle de temps nettement plus court qu'une inversion. Par ailleurs, plusieurs travaux (*Hoffman, 1975 ; Lawson et al., 1987 ; Kennedy et Osborne, 1987*) ayant pour but d'élucider le phénomène d'auto-inversion ont été réalisés, notamment sur des roches volcaniques récentes, comme les coulées de la dernière éruption (1985) de Nevado del Ruiz en Colombie (*Heller et al., 1986*); ces travaux ont montré la présence d'aimantations inverses qui ne sont pas dues à des inversions du champ. L'examen de la minéralogie magnétique de ces roches a permis de mettre en relation le phénomène d'auto-inversion avec la présence de microstructures dans la phase ilménite-hématite.

Il apparait donc indispensable de déterminer la nature des porteurs des différentes aimantations afin d'apporter des éléments de réponse, en particulier vis à vis de cette possibilité d'auto-inversion.

V-Minéralogie magnétique.

Plusieurs techniques ont été utilisées pour caractériser la présence des différentes phases magnétiques :

1-Balance de Curie

Les minéraux ferromagnétiques ont la particularité de perdre leurs propriétés magnétiques au dessus d'une température dite température de Curie. La mesure de la susceptibilité magnétique en champ fort en fonction de la température, nous renseigne sur les phases magnétiques en présence, leur stabilité thermique et minéralogique.

Des analyses thermomagnétiques à la balance de Curie verticale ont été réalisées à l'air libre et sous vide sur des masses de 100 à 150 mg de poudre. Les courbes obtenues, quand elles ne sont pas de type paramagnétique, présentent un à deux points de Curie (fig.I.9). Les courbes sont rarement réversibles, sauf, par exemple, dans le cas de l'échantillon 88MY217 qui montre un comportement quasi-réversible et indique la présence d'une seule phase magnétique avec un point de Curie autour de 580°C. La courbe thermomagnétique de l'échantillon 88MX210 montre aussi la présence d'un seul point de Curie autour de 580°C, mais la courbe de refroidissement passe très en

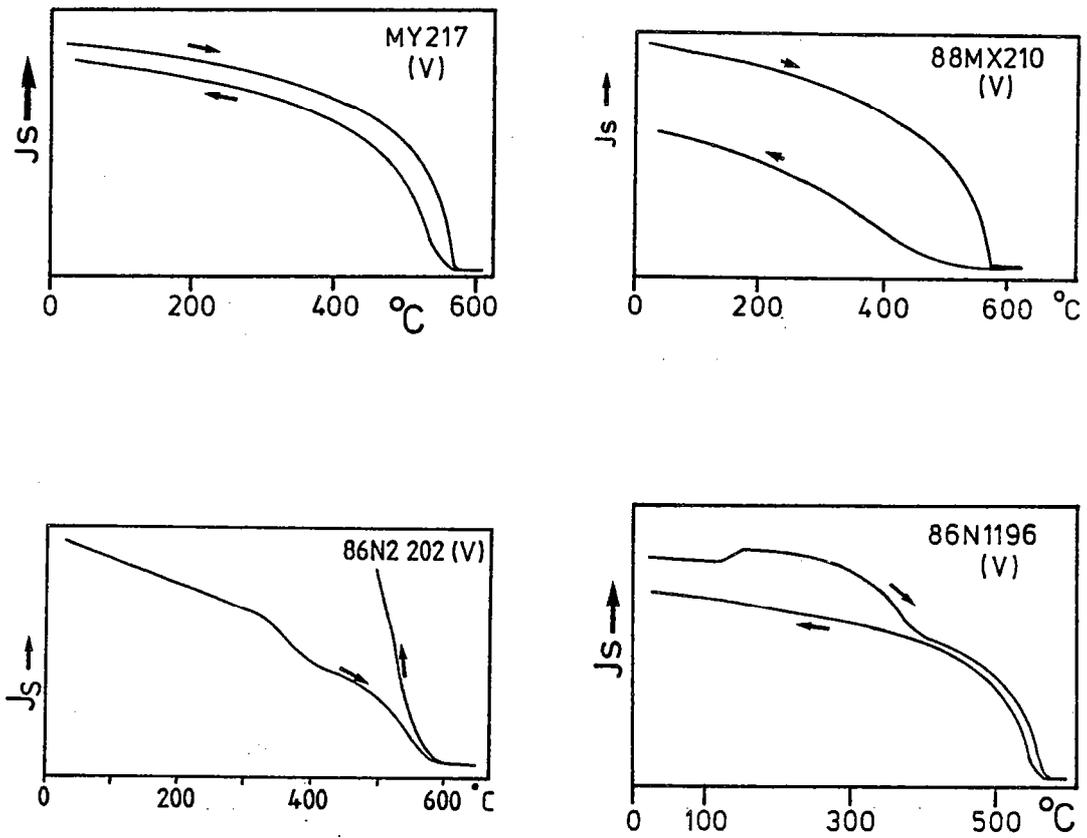


Fig.I.9 - Courbes thermomagnétiques (J_s - T =variation de la susceptibilité magnétique en fonction de la température) montrant les différents points de Curie et comportements des échantillons. (V) : sous vide ; (A) : à l'air libre.

dessous de la courbe de chauffe avec une perte d'environ 30%. Dans d'autre cas, la courbe de retour (refroidissement) passe très en dessus de la courbe de chauffe, l'échantillon 86N2202 en offre un exemple. Sur ce dernier on peut noter aussi la présence de deux points de Curie : l'un autour de 580°C et l'autre entre 350 et 400°C. La courbe de l'échantillon 86N1196 est caractéristique de la présence de la maghémite (ou titanomaghémite) en plus de la magnétite ; en effet l'irréversibilité de la courbe de refroidissement (entre 350 et 480°C) est due à la transformation de la maghémite en hématite. La quantité de maghémite transformée peut être estimée à partir de la diminution de l'intensité d'aimantation à saturation. Elle est ici de 10% environ. Cette courbe montre aussi un "kink" irréversible ayant un maximum autour de 150°C. Ce "kink" est d'autant plus prononcé que le champ est faible, ce qui traduit la présence d'une phase magnétique à coercivité relativement élevée et qui décroît rapidement avec la chauffe (*Ade-Hall et al.,1971 ; Bücker et al.,1986*). Etant donnée que l'aimantation à saturation de la magnétite est nettement supérieure à celle de l'hématite, la présence du point de Curie de l'hématite sur certaines courbes thermomagnétiques est très possible, mais moins nette à cause de la prédominance de la magnétite. La présence de la maghémite sur l'échantillon 86N1196, est confirmée par les rayons-X (fig.I.10).

Des évolutions chimiques peuvent être observées pendant la chauffe à l'air libre. C'est le cas de la courbe thermomagnétique de l'échantillon 86NS134 (fig.I.11), sur laquelle on assiste, après un comportement de type paramagnétique pour les températures inférieures à 430°C, à une croissance rapide entre 430 et 460°C, significative de la création d'une phase plus magnétique. Cette nouvelle phase ne subsiste pas puisque la courbe de retour

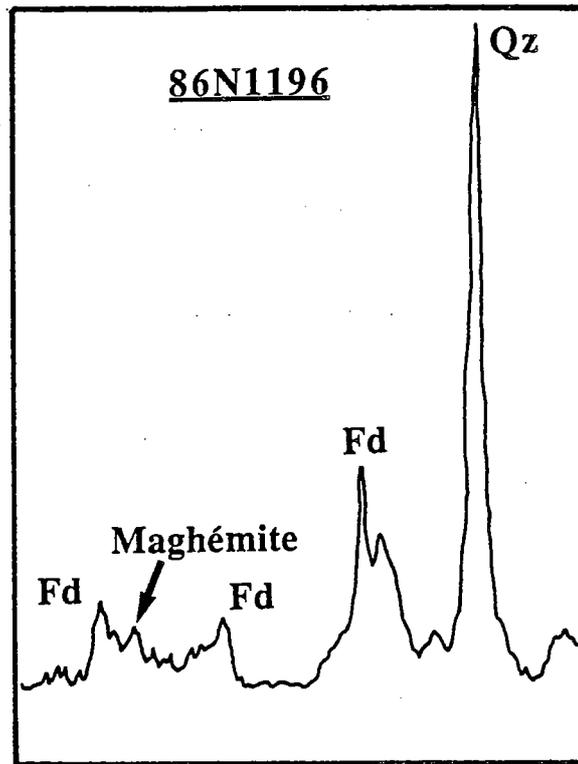


Fig.I.10 - Diagramme de rayons-X sur échantillon 86N1196.

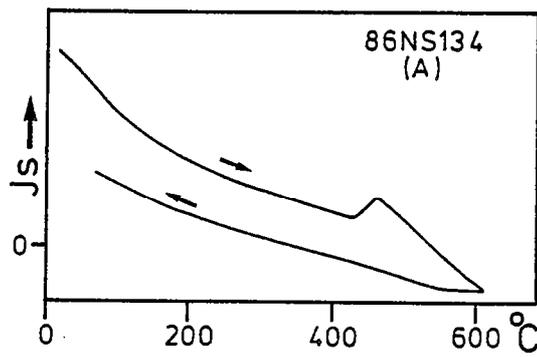


Fig.I.11 - Courbe thermomagnétique montrant des transformations minéralogiques.

se situe en dessous de la courbe de chauffe. Le point de Curie est difficile à déterminer à cause de la perte de poids. Les évolutions chimiques de minéraux magnétiques ou non-magnétiques, qui interviennent à certaines températures peuvent indiquer, dans le cas où les conditions naturelles et au laboratoire sont comparables, que l'échantillon n'a jamais été réchauffé à cette température (Tarling, 1983).

En conclusion de ces traitements à la balance de Curie, il faut noter la présence de trois types de points de Curie : entre 350 et 400°C, 550-580°C et autour de 680°C. Ces derniers traduisent donc la présence de la maghémite (Ti-maghémite), de titanomagnétites, de magnétite et d'hématite.

2-Test d'ARI

Les courbes d'acquisition d'aimantation rémanente isotherme (ARI) indiquent pour la grande majorité des échantillons, qui ont fait l'objet de cette expérience, la présence d'un minéral à champ coercitif faible. En effet, la saturation dans ces cas est atteinte pour des champs inférieurs à 350mT (fig.I.12c). Pour d'autres, (86N3214 par exemple fig.I.12a), la saturation n'est pas atteinte à 1.2T, mais ils montrent une acquisition rapide au début. Celle-ci est caractéristique de la présence à la fois d'un minéral à champ coercitif faible et d'un minéral à coercivité élevée. Le premier correspond à la magnétite ou une titanomagnétite, alors que la forte coercivité du second révèle la présence de l'hématite ou de la goethite. La désaimantation thermique de l'ARI (fig.I.12b) fait apparaître des températures de déblocage vers 450°C, qui suggèrent la présence de titanomagnétite, et au delà de 600°C caractéristiques de l'hématite.

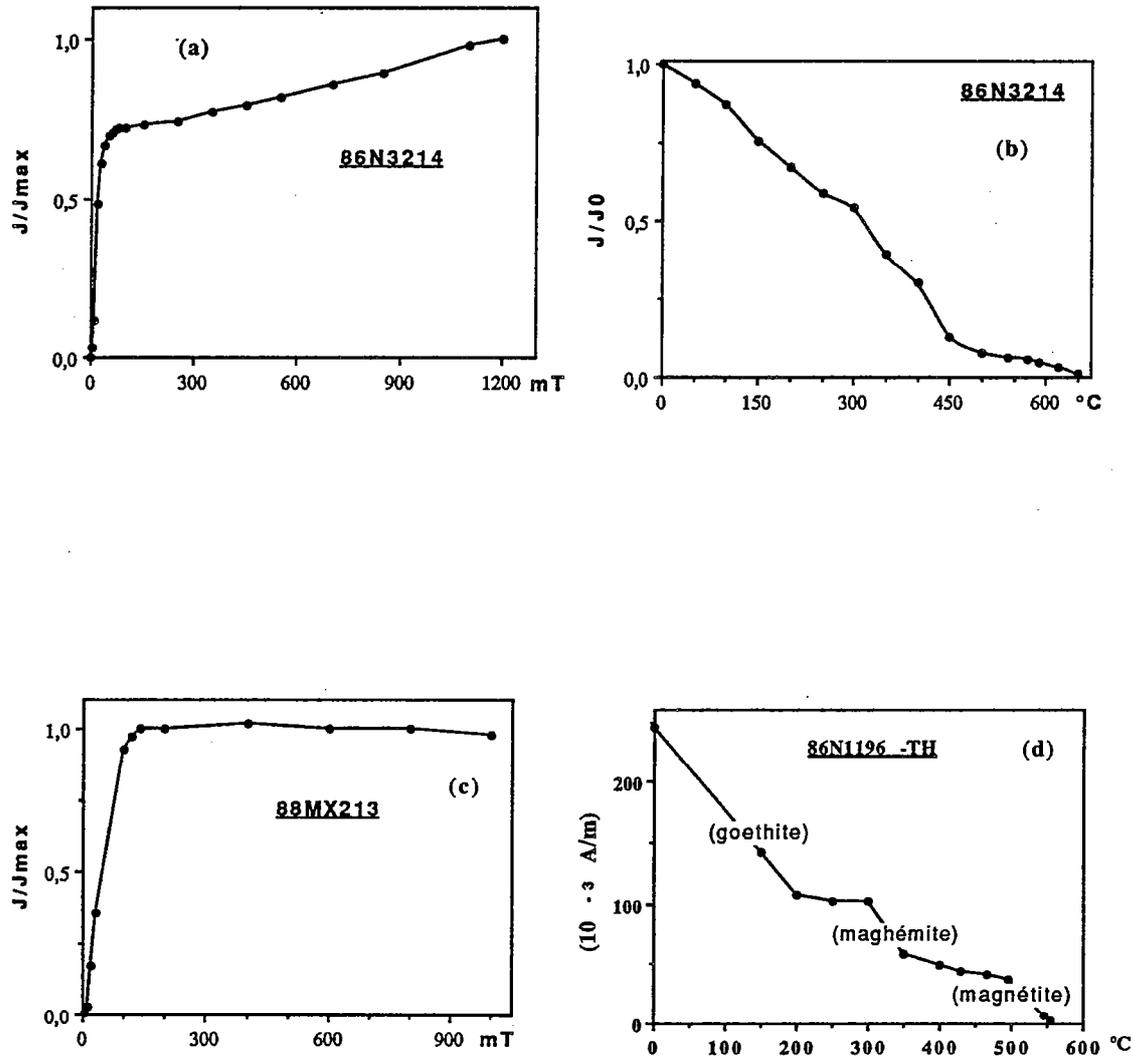


Fig.I.12 - ARI : courbes d'acquisitions d'aimantations rémanentes isothermes (a,c) et désaimantations thermiques de l'ARI (b) et de l'ARN (d).
 J : intensité d'aimantation, J_{max} : maximale, J_0 : minimale.
 A/m : Ampère/mètre

L'absence d'une chute brutale de l'intensité vers 150°C sur cet échantillon, exclu la présence de la goethite (en quantité suffisante). Par contre, cette dernière a bien été observée sur d'autres échantillons (fig.I.12d).

Ce test confirme donc la présence dans ces roches, de certains minéraux magnétiques et notamment de l'hématite déjà mise en évidence grâce à la balance de Curie. Il a également permis de caractériser la présence de la goethite.

3-Microscopie optique

Pour compléter les expériences précédentes sur le magnétisme des roches, des observations directes en lumière réfléchie ont été effectuées sur une vingtaine de lames polies. La détermination est généralement très difficile à cause de l'état et la petite taille des minéraux magnétiques. On note surtout la prédominance de la magnétite (titanomagnétite) avec parfois des lamelles d'exsolution d'ilménite (88MY217). L'hématite et la maghémite ne sont que très rarement observées. La goethite, avec parfois des inclusions de pyrite, est également présente. Il faut noter surtout l'abondance de la pyrite dans certaines lames et la quasi-absence dans d'autres. Celle-ci, est observée surtout dans les échantillons porteurs de l'aimantation B, et absente ou en très faible quantité dans ceux qui portent l'aimantation C uniquement. Il apparait donc qu'il existe une relation entre la présence de ce minéral et de l'aimantation B. La pyrite apparait comme un minéral secondaire et lié parfois à des carbonates.

4-Conclusion

Après ces différentes expériences et observations, il est possible d'identifier les porteurs des différentes aimantations mesurées sur ces échantillons. L'aimantation est portée essentiellement par des titanomagnétites pour la composante B et par la magnétite pour C. L'hématite a été observée surtout dans les échantillons qui portent l'aimantation C.

VI-Discussion et interprétation des résultats.

Les expériences de désaimantation ont permis de mettre en évidence sur ces échantillons la présence de trois groupes d'aimantation, de basses (A), intermédiaires (B) et de hautes températures (C). Les résultats sont regroupés dans les tableaux I.1, I.3 et I.5.

1-Test de pli

Avant de décrire les résultats de ce test, il apparaît indispensable de faire deux remarques concernant les données structurales : 1) il est difficile d'après la carte géologique de *Gigout (1956)* d'infirmier ou de confirmer si les deux flancs appartiennent au même pli ; 2) les mesures de pendage sont prises au contact coulées/sédiment encaissant et il n'est pas exclus que certaines déterminations soient imprécises. D'autre part les pendages sont généralement faibles, et les valeurs moyennes sont de l'ordre de 15° vers l'Est (série N) et de 30° vers l'Ouest (série M).

La statistique de Fisher a été appliquée avant et après déplissement, d'abord sur chaque série de sites puis sur l'ensemble des sites. L'axe du pli est supposé horizontal, et une seule rotation est utilisée pour restaurer l'état original. Les résultats sont présentés dans les tableaux I.2, I.4 et I.6.

a) Composante de basses températures A.

Sur la figure I.13 sont représentées les directions de basses températures avant (a) et après (b) correction de pendage. Le regroupement est nettement meilleur avant déplissement.

Tableau I.1

Aimantation de basses températures A.

Site	Strati.	Interval. °C mT	D/I IS	D/I CP	n	k	α_{95}
<u>série N</u>							
NQ	332/7NE	20-250 0-10	9/49	15/45	5	68	9
NR	0/17 E	20-200 0-15	26/53	42/43	7	20	14
NS	5/13 E	20-200 0-25	3/43	15/42	7	46	9
NTd	350/14 E	20-200 0-25	12/46	24/39	6	20	15
NU	345/12 E	20-200 0-07	11/42	19/36	7	14	16
NV	0/10 E	20-200 0-10	11/49	22/46	5	57	10
NW	10/11 E	20-200 0-07	13/49	24/45	7	59	8
NX	0/11 E	20-250 0-15	5/57	21/54	7	23	13
N1	347/13 E	20-200 0-15	0/36	8/32	5	6	35
N2	329/25NE	20-200 0-06	6/48	21/30	6	28	13
N4	6/40 E	20-200 0-06	39/54	63/25	9	11	16
<u>série M</u>							
MQ	187/23 W	20-230 0-14	354/51	332/41	7	54	8
MS	174/22 W	20-150 0-10	0/52	334/49	6	56	9
MT	232/29 N	20-200 0-30	352/61	339/34	5	34	13
MU	153/29SW	20-160 0-06	4/45	331/52	5	11	24
MV	153/29NW	20-200 0-05	358/55	349/49	7	101	6
MW	145/56SW	20-150 0-20	355/49	287/44	7	12	28
MX	153/62SW	20-150 0-06	16/61	273/45	3	48	8
MY	177/19 W	20-300 0-06	20/58	348/60	5	9	27

La direction moyenne in situ ($D/I= 8^\circ/52^\circ$) est très proche de celle du champ dipolaire ($D/I= 0/52^\circ$) à Sidi-Said-Maâchou. Cette aimantation est donc liée au traînage dans le champ magnétique terrestre actuel.

Tableau I.2 MOYENNES A

série	N	D/I	D/I	k1	α_{95}	k2	α_{95}
		IS	CP				
N	11	12/48	25/41	76	5	30	8
M	8	2/54	324/50	98	6	16	14
M+N	19	8/51	3/49	71	9	4	12

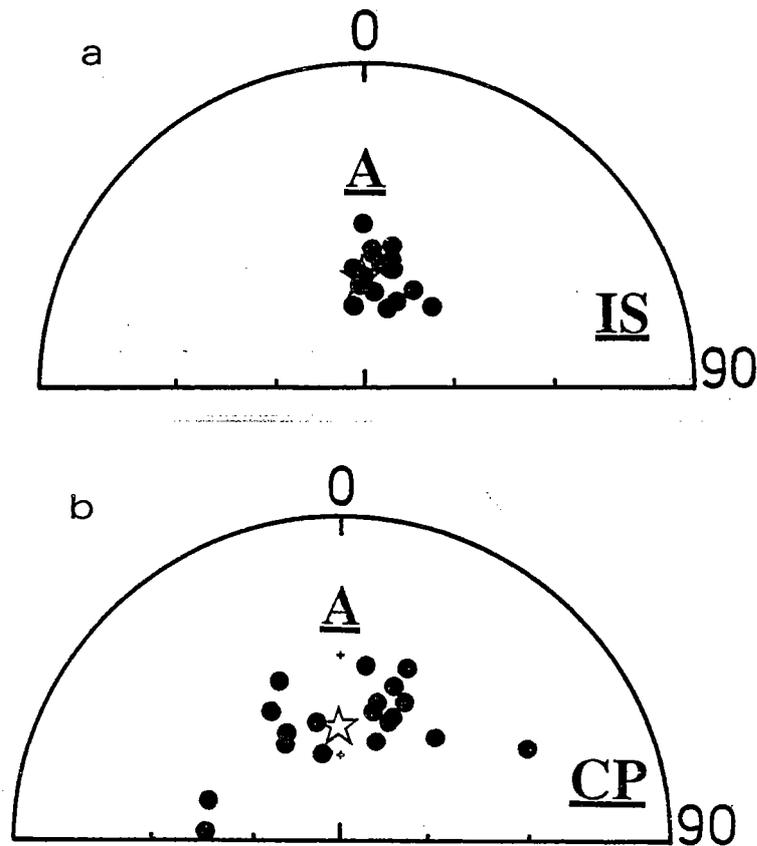


Fig.I.13 - Aimantation basses températures A. Directions moyennes par site
a,b : In Situ, après correction de pendage (étoile : champ actuel)

b) Composantes caractéristiques B et C.

Sur les projections stéréographiques de la figure I.14 sont représentées les directions moyennes par site des aimantations B et C avant (14a) et après (14b) correction de pendage. On peut remarquer que pour chaque groupe d'aimantation B ou C, les directions obtenues avant correction de pendage sur les sites de la série M (à pendage Ouest) ont des inclinaisons généralement plus faibles que celles observées sur les sites de la série N (à pendage Est).

Composante C.

Pour les sites de la série N, le test de pli est non significatif. En effet, les valeurs des paramètres k et α_{95} passent de ($k_1=96, \alpha_{95}=7$ In situ) à ($k_2=70, \alpha_{95}=8$ après correction de pendage).

Tableau I.3

Aimantation de hautes températures C

Site	Strati.	Interval. °C mT	D/I IS	D/I CP	n	k	α_{95}
<u>série N</u>							
NQ	332/7NE	500-570 30-90	309/-35	305/-32	2	.	.
NTd	350/14E	450-550 ...-...	304/-46	296/-35	4	.	.
NTe	350/14E	50-550 00-70	317/-40	309/-31	4	100	9
N1	347/13E	450-550 20-70	313/-44	304/-36	7	42	9
N3	356/42E	20-450 00-40	321/-51	300/-19	7	582	3
N4	6/40E	200-570 20-60	327/-47	310/-17	4	137	8
<u>série M</u>							
MR	180/25W	20-585 00-95	291/-08	294/-31	9	396	3
MS	174/22W	480-585 43-95	295/-13	300/-31	7	376	3
MU	153/29SW	160-580 06-90	290/-12	299/-31	9	153	4
MX	153/62SW	150-520 20-55	278/+23	280/-29	5	76	9
MY	177/19W	530-580 15-70	294/-19	299/-36	8	281	3

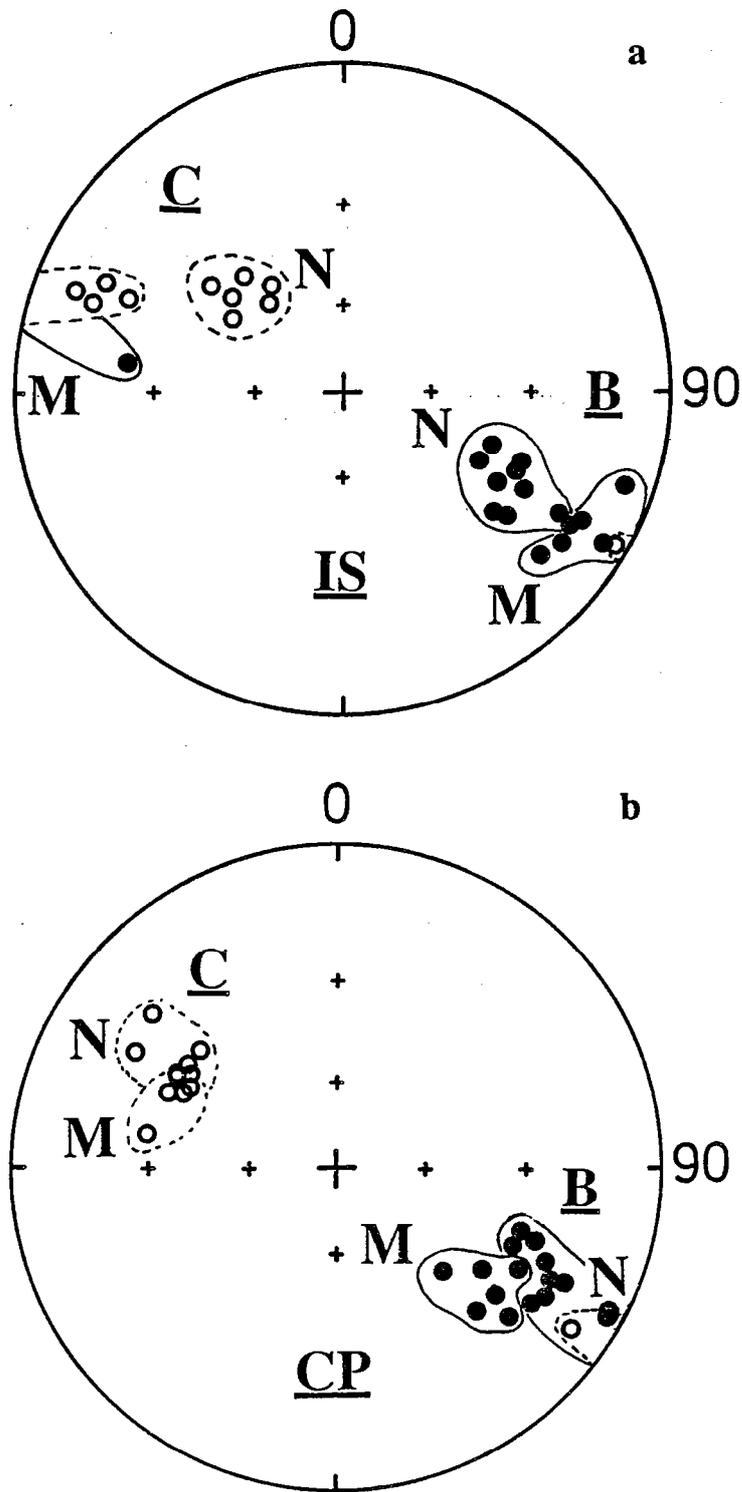


Fig.I.14 - Directions moyennes par site des aimantations B et C.
 a,b : In Situ, après correction de pendage.
 M, N : séries M et N

Par contre le regroupement des directions de la série M est nettement meilleur après correction de pendage (In situ $k_1=21, \alpha_{95}=17$ et après correction de pendage $k_2=112, \alpha_{95}=7$) et le test est significatif à 95%. Si l'on considère maintenant l'ensemble des directions, les deux groupes convergent au cours du déplissement (In situ $k_1=10, \alpha_{95}=15$ et après correction de pendage $k=70, \alpha_{95}=6$) pour donner un test de pli positif à 99%.

Tableau I.4 MOYENNES C

série	N	D/I(IS)	D/I(CP)	k1	α_{95}	k2	α_{95}
N	6	315/-44	304/-29	96	7	70	8
M	5	290/-06	294/-32	21	17	112	7
M+N	11	302/-28	300/-31	10	15	70	6

Composante B.

Pour chacune des deux séries de sites, la correction de pendage n'entraîne pas de variation significative du paramètre k. On peut observer que la distribution des directions est plus fisherienne après correction de pendage (fig.I.14b), sans que cela n'entraîne de modification significative sur la valeur de k ainsi que sur la direction moyenne. Cependant si l'on rejette trois sites : NS, N1 et N4, qui sont à l'écart, le paramètre k passe de 31 à 55. Le test de pli semble donc dans ce cas positif mais n'est toujours pas significatif à 95% au sens de *McElhinny (1964)*. En ce qui concerne le site N4 une mesure de pendage erronée à cause des conditions d'affleurement est certainement à l'origine de cet écart. Par contre le rejet des deux autres sites NS et N1 est difficilement justifiable.

Tableau I.5**Aimantation de températures intermédiaires B**

Site	Strati.	Interval. °C mT	D/I IS	D/I CP	n	k	α_{95}
sérieN							
NQ	332/7NE	250-450 10-30	112/29	109/24	5	23	15
NR	0/17 E	200-400 15-40	121/32	117/17	7	43	9
NS	5/13 E	200-400 25-80	120/15	119/ 3	7	343	3
NTd	350/14 E	200-450 20-50	119/25	116/14	6	381	3
NU	345/12 E	200-580 07-35	128/25	124/18	7	105	6
NV	0/10 E	200-450 07-35	112/28	110/19	5	59	10
NW	10/11 E	300-450 07-45	117/39	114/29	7	92	6
NX	0/11 E	250-420 10-30	110/38	108/28	7	52	8
N1	347/13E	200-450 10-20	117/13	116/ 3	5	62	10
N2	329/25NE	200-550 06-40	128/27	121/16	4	37	15
N4	6/40 E	200-520 06-20	129/28	125/-7	5	78	6
sérieM							
MQ	187/23W	230-430 14-75	121/12	125/33	5	133	7
MS	174/22W	150-480 10-43	130/13	136/27	7	376	3
MT	232/29N	200-420 30-80	120/-2	118/25	4	118	9
MW	145/56SW	150-490 20-80	121/ 4	131/20	6	132	6
MX	153/62SW	150-520 06-20	109/ 5	134/41	3	228	8
MY	177/19W	300-560 06-27	125/11	129/26	11	36	8

Tableau I.6 MOYENNES B

série	N	D/I(IS)	D/I(CP)	k1	α_{95}	k2	α_{95}
N	11	120/27	117/15	68	6	43	7
M	6	121/ 7	129/29	81	8	76	8
M+N	17	120/20	121/20	36	6	33	6

Dans le cas où les échantillons portent à la fois les composantes B et C, l'aimantation B est une réaimantation partielle et probablement dans un champ semblable mais antiparallèle à celui qui a engendré l'aimantation C. Par contre dans le cas où l'aimantation B est unique elle peut être soit une réaimantation totale soit une aimantation antiparallèle à C. Ainsi la coexistence de ces deux cas pourrait être à l'origine des ambiguïtés du test du pli. Pour tester cette hypothèse, la statistique de Fisher a été effectuée séparément sur B lorsqu'elle est unique et dans le cas où elle est accompagnée de C. Cependant, dans les deux cas le test de pli reste toujours non significatif au sens de *McElhinny*.

McFadden & Jones (1981) ont montré que le test de *McElhinny (1964)* n'est pas strictement valide et ont développé un test plus correct qui peut donner une signification au test de pli pour des cas où le test de *McElhinny* a échoué. Cependant l'application de ce nouveau test qui consiste à vérifier l'hypothèse que les deux populations de directions provenant de chaque flanc sont bien extraites d'une même population initiale s'est avérée aussi non concluante dans notre cas.

Il faut noter qu'aucun des tests statistiques pour évaluer la signification du test du pli n'est vraiment satisfaisant (*Westphal, 1986*). En effet, le test de *McElhinny* qui utilise le rapport des paramètres k avant et après correction de pendage n'est pas parfaitement correct du point de vue statistique puisque les deux distributions, avant ou après correction de pendage ne sont pas toujours fisheriennes. Quant au test de *McFadden et Jones*, il est plus exigeant et nécessite.

que les paramètres de précision des groupes de directions dans chaque flanc de pli soient identiques.

c) Conclusions:

Après cette opération de déplissement, il est possible de faire les conclusions suivantes : 1) l'aimantation C est antérieure au plissement ; 2) bien que le test de pli ne soit pas décisif pour l'aimantation B, celle-ci est vraisemblablement pré-tectonique puisqu'on observe avant correction de pendage une dispersion essentiellement en inclinaison (anormale dans le cas d'une réaimantation pré-tectonique). De plus la correction de pendage entraîne une répartition plus fisherienne.

Le problème qu'il reste à discuter maintenant est celui du caractère primaire ou non de l'aimantation C.

2-Test de contact : Site NT

Au contact d'une coulée ou d'un dyke, la roche encaissante réchauffée ou cuite acquiert une aimantation thermorémanente parallèle à celle du dyke, mais différente de celle de l'encaissant non réchauffé. La consistance des directions d'ARN dans le dyke et son contact, souvent de composition minéralogique différente, indique que cette aimantation a été acquise lors du refroidissement du dyke.

Un dyke de 80 cm de large et son encaissant (schistes gréseux), ont fait l'objet d'un test de contact dyke-encaissant. En lame mince, l'encaissant est un grès arkosique riche en plagioclases. On observe aussi des carbonates tardifs qui remplissent des fractures, et qui sont par conséquent liés aux circulations de fluides. Six échantillons (NT141 à NT146) ont été prélevés sur le dyke et 8 autres (NT147 à NT154) en s'éloignant progressivement de celui-ci sur une distance d'environ 1m (fig.I.15).

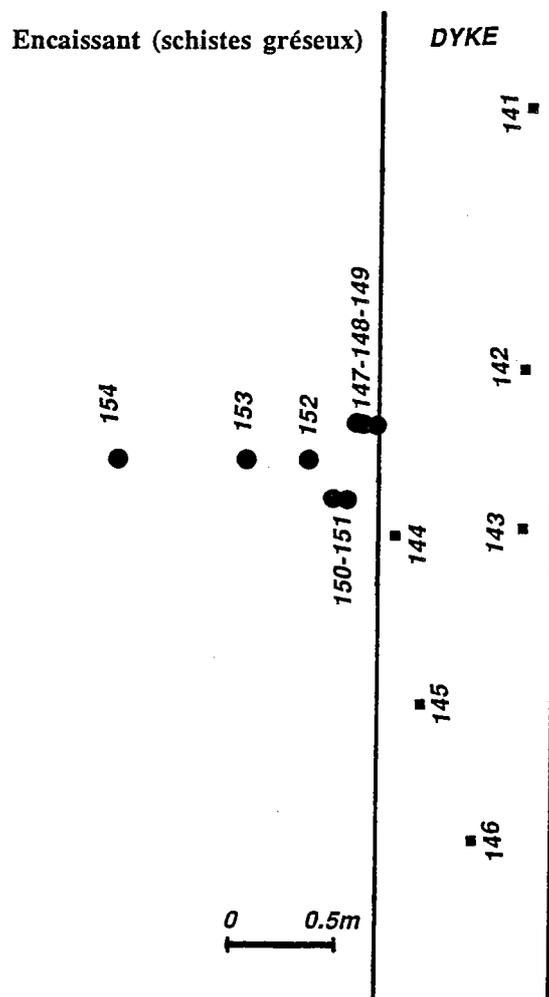


Fig.I.15 - Schéma de l'échantillonnage du dyke et son encaissant (vue de dessus).

En ce qui concerne ces échantillons deux observations peuvent être faites, sur l'intensité de l'aimantation et sur les directions. Si l'intensité et les directions sont assez homogènes pour le dyke, l'encaissant se comporte différemment. En effet, l'intensité de l'aimantation décroît quand on s'éloigne du dyke, et par conséquent certains échantillons ont été mesurés au magnétomètre cryogénique. Les directions de l'ARN (fig.I.16) partent d'une direction NW à inclinaison négative, et se dirigent au fur et à mesure qu'on s'éloigne du dyke vers les directions obtenues sur ce dernier et qui sont bien groupées ($D/I=90^\circ/50^\circ$). On est donc en présence d'une situation contraire à celle attendue.

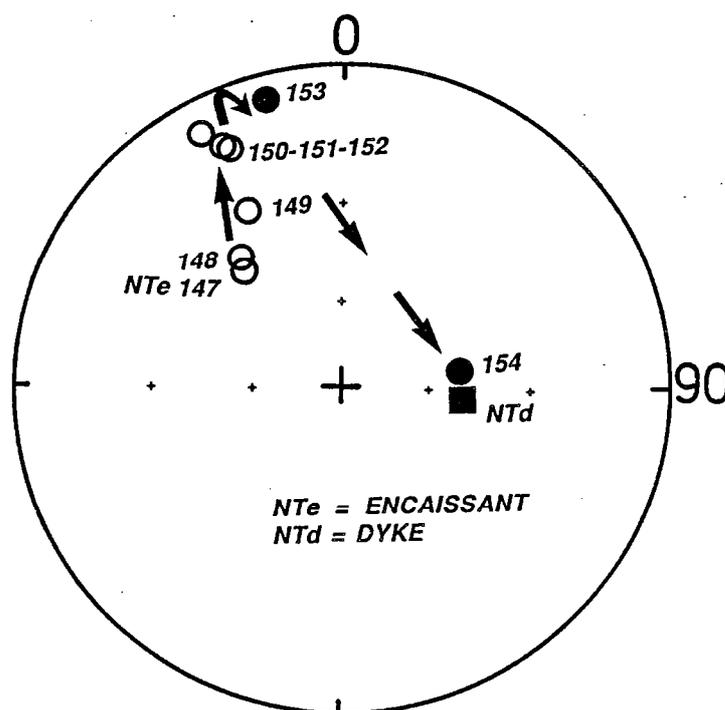


Fig.I.16 - Directions IS de l'ARN des échantillons du dyke et son encaissant.

Symboles pleins (creux) : inclinaisons positives (négatives).

Après désaimantation les résultats obtenus se regroupent autour des deux directions B et C. Sur les échantillons du dyke on isole tout d'abord la composante B qui a une température de blocage vers 420°C, et à partir de 360-400°C la direction évolue vers C suivant des grands cercles, mais sans pouvoir obtenir une composante très nette à cause de sa faible intensité après 400°C (fig.I.17). Néanmoins, un ajustement de grands cercles a permis d'obtenir une intersection qui correspond à la direction C.

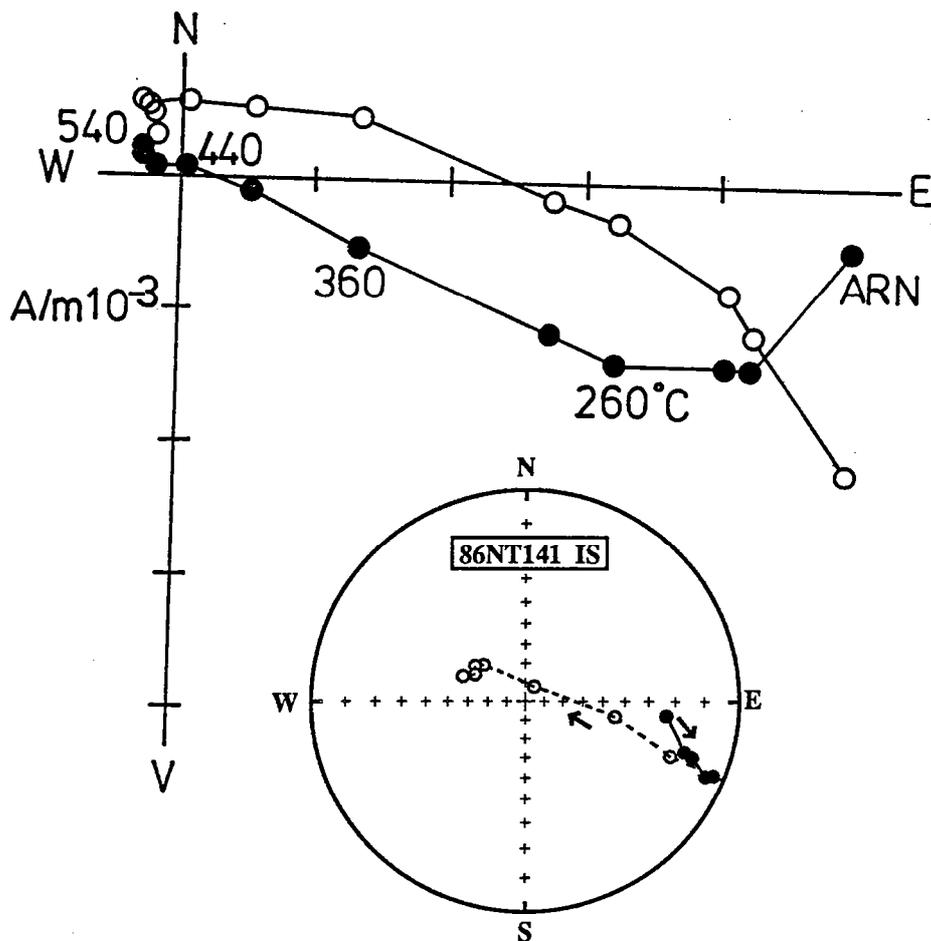


Fig.I.17 - Courbe de désaimantation d'un échantillon du dyke.
Evolution de la directions au cours de chauffe sur la projection stéréographique

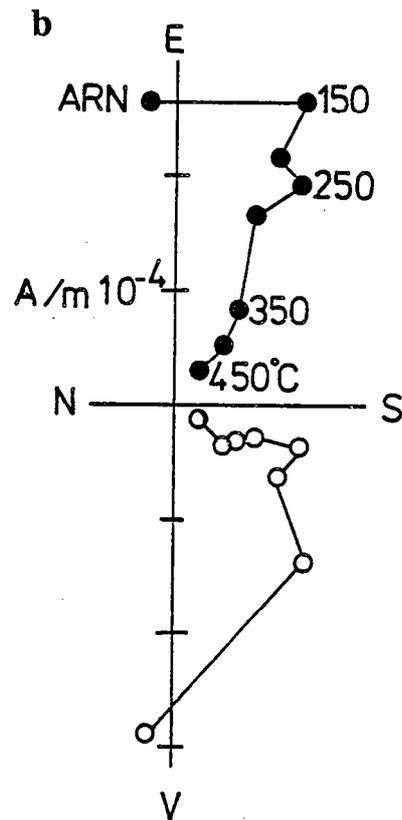
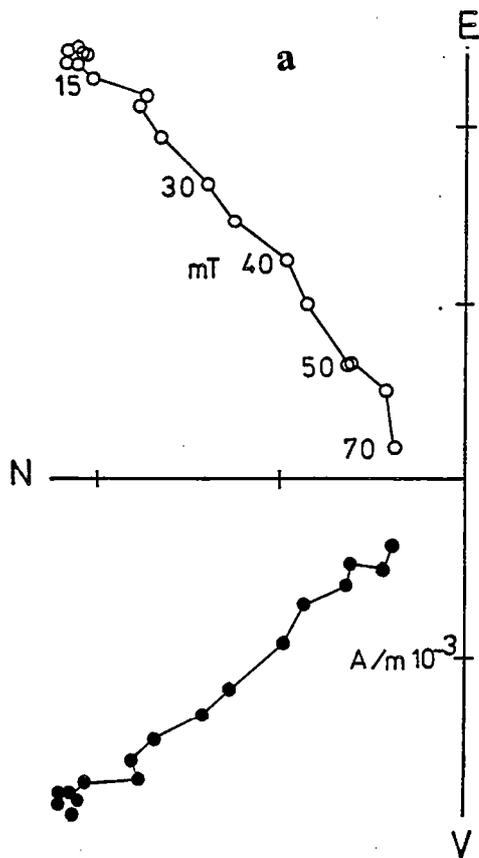


Fig.I.18 - Courbes de désaimantations
 a : échantillon du contact
 b : l'échantillon le plus éloigné du dyke

En ce qui concerne l'encaissant, les échantillons sont porteurs uniquement d'une direction : C pour NT147 à NT153 (fig.I.18a) et B pour NT154 (fig.I.18b), qui représente la position la plus éloignée du dyke.

Ces résultats conduisent à l'interprétation suivante : au cours du refroidissement le dyke et l'encaissant réchauffé enregistrent l'aimantation C (donc primaire). Un événement thermique postérieur est survenu pour réaimanter partiellement le dyke et totalement l'encaissant qui n'avait pas été réchauffé par le dyke; en revanche les minéraux magnétiques de l'encaissant recuit n'ont pas été affectés par cet événement. En effet, les minéraux magnétiques réchauffés s'oxydent et deviennent plus stables, et par conséquent ils sont plus résistants à certaines élévations de températures qui peuvent intervenir ultérieurement. Le fait que les deux aimantations B et C soient quasi-antiparallèles laisse supposer que la période du temps qui sépare cet événement et la mise en place du dyke est très courte.

VII- CONCLUSIONS

L'analyse paléomagnétique des échantillons de Sidi-Saïd-Maâchou a permis de mettre en évidence la présence de trois groupes d'aimantations de basses (A), intermédiaires (B) et hautes températures (C). L'aimantation A correspond au champ actuel. L'aimantation est portée essentiellement par des titanomagnétites pour B et magnétite pour C. On note également l'abondance de sulfures (pyrite) qui accompagne l'aimantation B.

Le test de pli est positif à 99% dans le cas de C. Par contre pour B, bien que ce test ne soit pas concluant, elle apparaît comme pré-tectonique.

Les résultats du test du contact suggèrent que C est une aimantation primaire (d'origine) alors que B est une réaimantation partielle dans certains cas et totale dans d'autres. Le fait que les deux directions B et C sont quasi-antiparallèles, laisse supposer qu'un événement thermique (hydrothermalisme) a affecté l'aimantation de ces roches après un délai très court de la mise en place. D'autre part, il faut noter que la direction B est très différente des réaimantations permienne (D/I=140/2) observées dans les régions voisines (Cf. chap. suivants). Les pôles obtenus à partir des directions B et C sont (18S,55E) et (14N,231E).

A) LE BLOC COTIER MESETIEN

- VOLCANISME CAMBRIEN DE SIDI-SAID-MAACHOU

- VOLCANISME CAMBRIEN DE L'OUED RHEBAR.

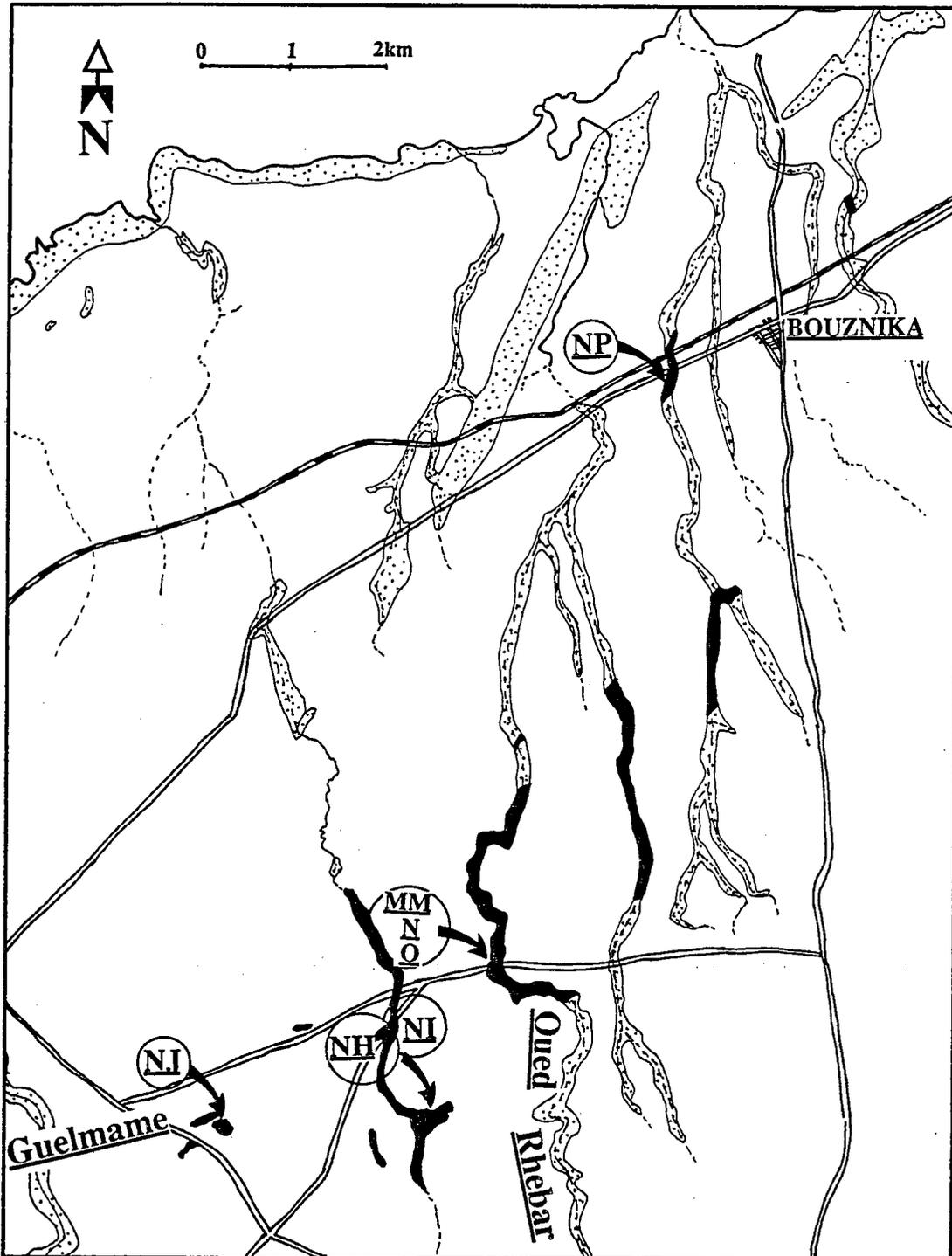


Fig.I.19 - Région de Bouznika. En noir les trachy-andésites et le complexe volcanique de l'Oued Rhebar ; en pointillés les schistes à Paradoxides (Cambrien moyen).
(Extrait de la carte géotechnique de la Meseta côtière, Destombes et Jeannette, 1966)

VOLCANISME CAMBRIEN DE L'OUED RHEBAR

I- Géologie-Echantillonnage.

La région échantillonnée, située à 20Km environ d'El Mohammedia, est en grande partie couverte de dépôts quaternaires. Aux environs immédiats de Bouznika, des formations paléozoïques affleurent dans la vallée de l'Oued Rhebar et dans les vallées voisines d'orientation N-S (fig.I.19). Des témoins d'activité volcanique dans le Cambrien et la base de l'Ordovicien ont été signalés par *Lecointre (1926)*, et cartographiés par *Destombes et Jeannette (1966)*.

Il s'agit a) d'une série volcano-sédimentaire interstratifiée au sein des Schistes à Paradoxides du Cambrien moyen (Acadien), comprenant des tufs pyroclastiques, conglomérats, pseudo pillow-lavas, et trachy-andésites b) d'une lentille trachy-andésitique ayant l'aspect d'une roche vert sombre.

Compte tenu du contexte géologique ainsi défini ces roches ont été considérées comme les témoins d'un volcanisme sous-marin, de nature trachy-andésitique, et d'âge acadien (Cambrien moyen). Mais une étude pétrographique et géochimique entreprise récemment par *Pottier et Wybrecht (1987)*, a mis en question l'âge et le contexte géodynamique de la mise en place de ce volcanisme. Ils soulignent l'aspect pétrographique varié (brèches, tuffs, ignimbrites, coulées andésitiques à trachytiques), la mise en place essentiellement aérienne avec absence d'intercalations sédimentaires, mais également l'appartenance de ces roches à une lignée calco-alcaline avec parfois des tendances tholéiitiques. Ces données nouvelles suggèrent qu'il s'agit d'un relief résiduel d'un ensemble

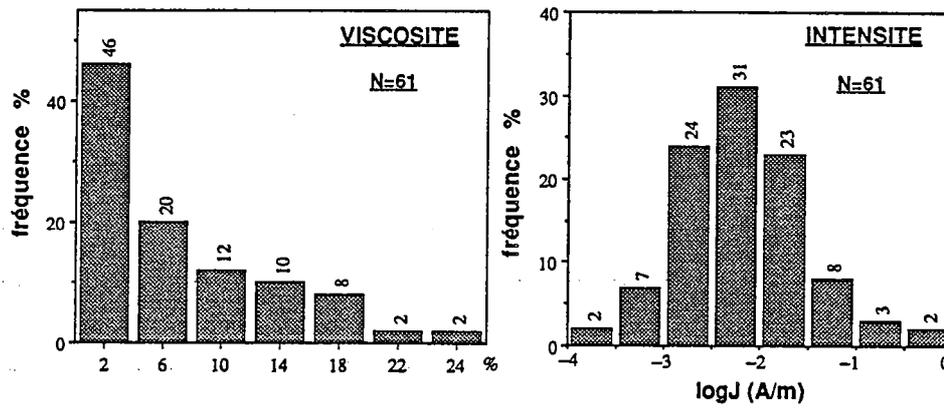


Fig.I.20 - ARN : histogrammes des intensités et des viscosités
(N= nombre d'échantillons)

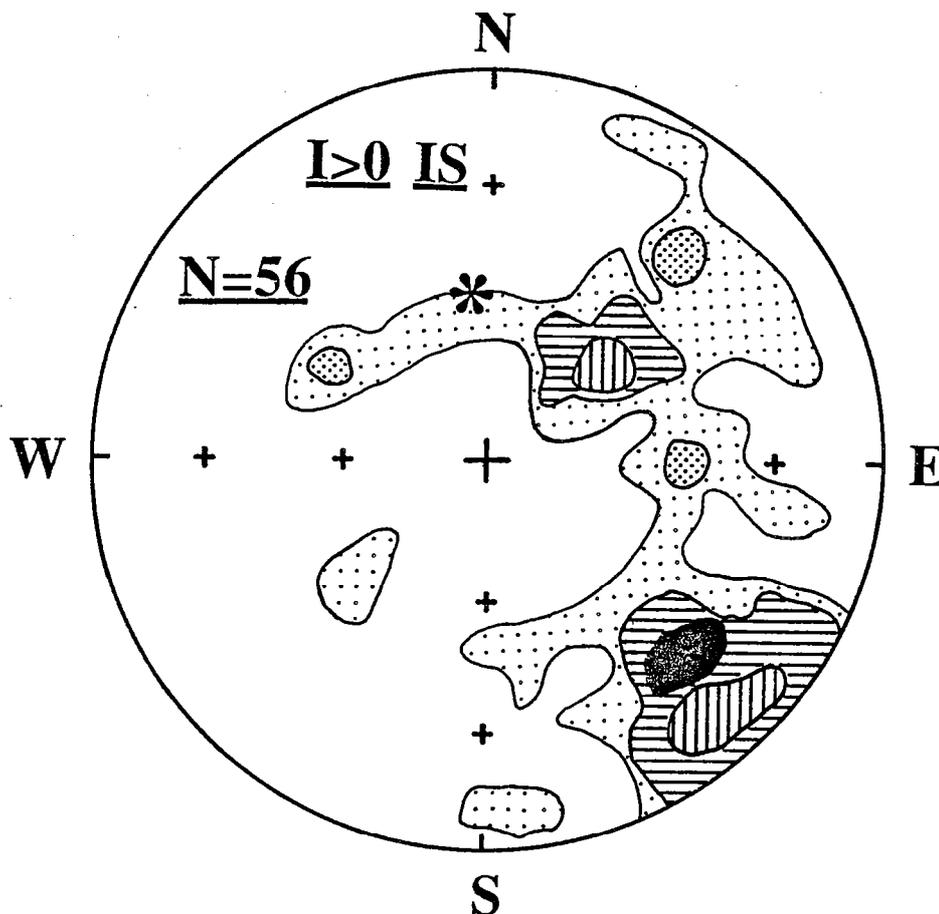


Fig.I.21 - Directions des ARN, diagrammes de densité.
IS : In Situ ; I : inclinaison ; N : nombre d'échantillons
étoile : champ actuel

volcanique plus vaste, progressivement submergé par la transgression acadienne. Le paléomagnétisme peut apporter des indices qui vont nous permettre de trancher entre ces deux hypothèses.

Ce volcanisme a déjà fait l'objet d'une étude paléomagnétique (*Westphal, 1976*) qui n'a révélé aucun résultat utilisable, et d'une datation par la méthode K/Ar qui a donné un âge permien de 243 ± 16 Ma.

L'échantillonnage a été effectué sur les sites qui présentent une stratification visible et mesurable. 56 carottes ont été prélevées sur 7 sites, 3 sites (MM,MN,MO) en 1985 et 4 sites (NH,NI,NJ,NP) en 1986. L'emplacement des sites est indiqué sur la carte de la figure I.19.

II- A.R.N.

Les aimantations rémanentes naturelles et les coefficients de viscosité ont été déterminés pour ces échantillons (fig.I.20); les résultats sont représentés sur des histogrammes de fréquence des intensités d'aimantation et des viscosités. Ils indiquent des intensités allant de 10^{-4} à 1 A/m, centrées autour d'une moyenne de $5 \cdot 10^{-3}$ A/m et un traînage faible, avec des valeurs de viscosité inférieures à 26% ; 58% des échantillons ont des coefficients de viscosité inférieurs à 6%, avec un maximum autour de 3%.

Pour les directions avant correction de pendage, un diagramme de densité (fig.I.21) indique une répartition en deux groupes principaux, un premier autour d'une direction proche de celle du champ actuel et un deuxième, plus important, autour d'une direction Sud-Est et à inclinaison faible et positive.

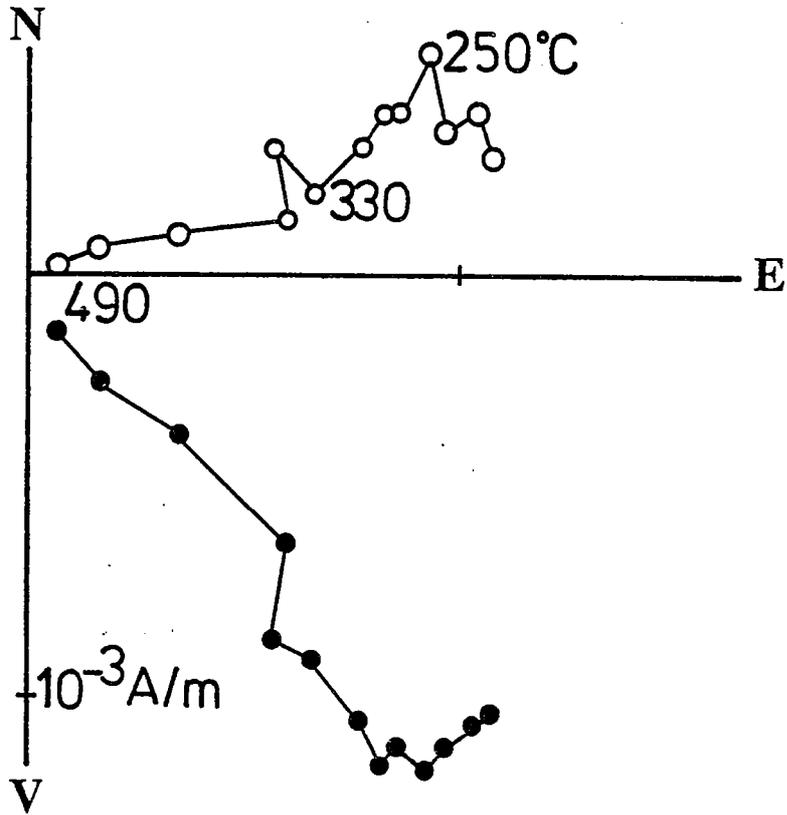


Fig.I.22 - Courbe de désaimantation d'un échantillon du site NP
(mêmes conventions que I.7)

III- Désaimantations

Les désaimantations ont été effectuées essentiellement par voie thermique puisque le champ alternatif s'est avéré moins efficace.

Site MM et MN

La qualité des courbes de désaimantations est assez médiocre ; néanmoins une composante SE a été isolée pour des températures inférieures à 350°C. Au delà de cette température, aucune information cohérente n'est obtenue à cause du comportement aberrant de ces échantillons.

Site MO

Ce site présente également une composante SE mais à inclinaison positive et intermédiaire. Cette aimantation est détruite pour des températures inférieures à 400°C. Il faut noter aussi que les directions sont très groupées.

Site NH et NI

Ces deux sites montrent des aimantations très consistantes mais très dispersées. Pour des températures inférieures à 550°C, l'aimantation est très stable, au delà, l'intensité chute brutalement. Il est possible qu'on a à faire à une aimantation rémanente isotherme ou une aimantation dans un champ instable.

Site NP

Certains des échantillons de ce site ont été mesurés au magnétomètre cryogénique à cause de la faible intensité d'aimantation. Ils sont porteurs de deux composantes (fig.I.22). La première, de basse température (20-250°C) a une direction proche du celle de champ actuel ; l'autre, SE et à inclinaison faible, est isolée entre 250 et 500°C.

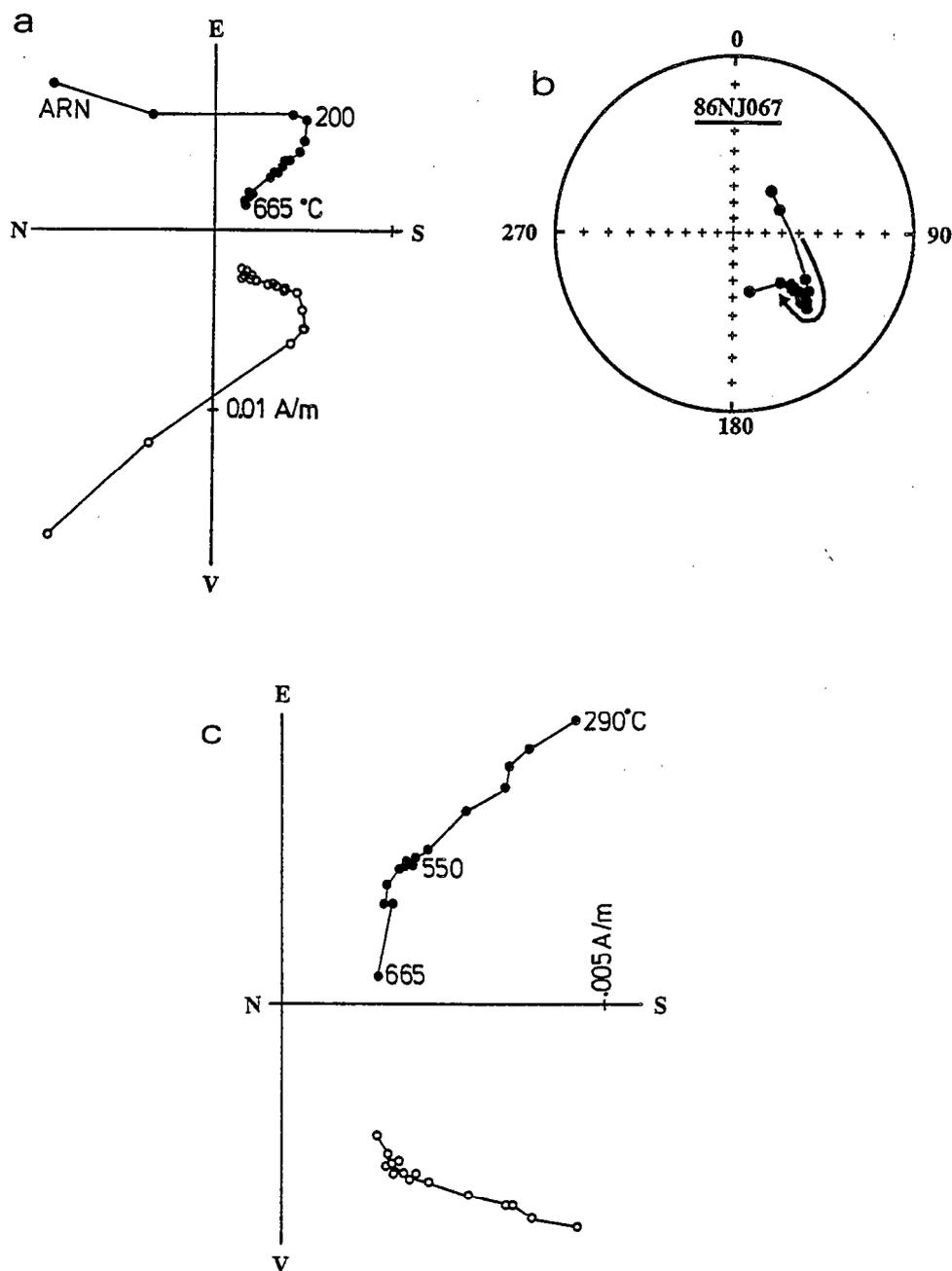


Fig.I.23 - Courbe de désaimantation d'un échantillon du site NJ(cf.I.7)
 a : courbe complète ; b : évolution de la direction sur projection stéréographique
 c : agrandissement de la portion hautes températures de la courbe.

Site NJ

Les échantillons de ce site ont une susceptibilité magnétique plus élevée qui varie au cours de la chauffe. En effet, on assiste à une légère décroissance entre 300 et 500°C, puis à une augmentation pour les températures supérieures. Cette augmentation de susceptibilité magnétique est à l'origine du comportement visqueux de certains échantillons en fin de désaimantation. Néanmoins, en plus de la composante de basse température (20-200°C) qui est proche du champ actuel, une à deux composantes ont été déterminées (fig.I.23). La première est isolée entre 250 et 550°C et apparaît au moins sur trois échantillons. La seconde est de haute température et déterminée dans l'intervalle 550-680°C. Les deux aimantations sont SE mais la seconde est plus inclinée.

IV- Minéralogie magnétique

Des expériences à la balance de Curie et des acquisitions d'aimantation rémanente isotherme, ont été effectuées sur ces échantillons.

1-Les courbes thermomagnétiques

Les courbes les plus intéressantes ont été obtenues sur les échantillons du site NJ. Elles font apparaître un point de Curie autour de 350°C accompagné d'un "kink" vers 180°C caractéristique de la présence de la maghémite (fig.I.24), et deux autres à des hautes températures, l'un autour de 580°C et l'autre au delà de 600°C indiquant la présence de la magnétite et de l'hématite. La courbe de refroidissement est non réversible dans le cas où on est en présence de la maghémite, car elle se transforme en hématite vers 350°C. Dans notre cas, le retour passe très en dessus quand le traitement est sous vide et très en dessous à

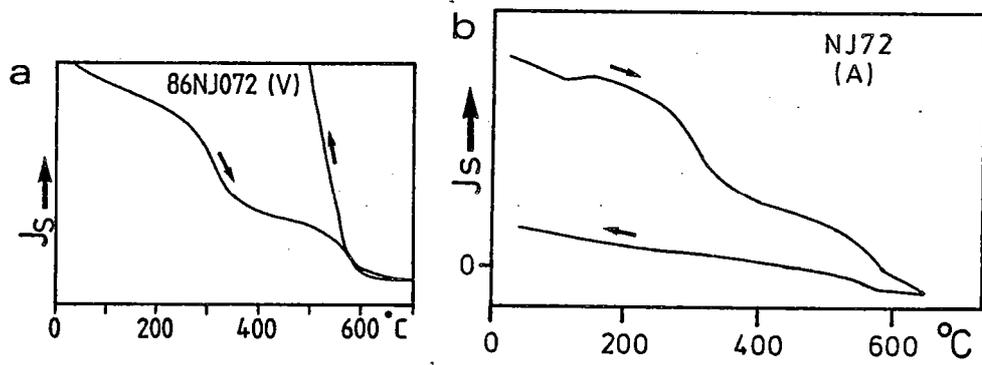


Fig.I.24 - Courbes thermomagnétiques, site NJ.
a : sous vide ; b : à l'air libre.

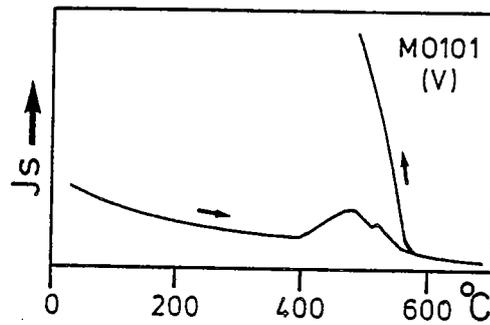


Fig.I.25 - Courbe thermomagnétique montrant des transformations minéralogiques.

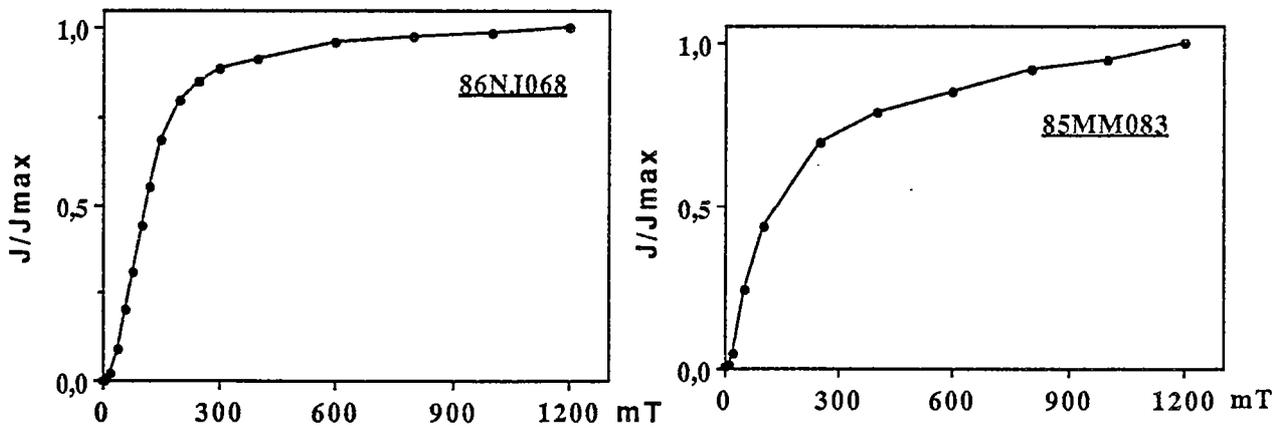


Fig.I.26 - Courbes d'ARI

l'air libre. Dans le premier cas, on crée de la magnétite probablement par réduction de l'hématite, alors que dans le second on la détruit par oxydation en hématite.

Dans d'autres cas, site MO par exemple, on assiste à une transformation minéralogique qui commence vers 400°C pour donner une phase plus magnétique (fig.I.25). La phase de départ peut être une titanomaghémite (O'Reilly,1984 p.162).

2-ARI

Les courbes d'acquisition de l'aimantation rémanente isotherme (fig.I.26) montrent que les saturations ne sont pas atteintes après l'application d'un champ de 1.2T (capacité maximale de l'appareil). Elles indiquent la présence de minéraux à champs coercitifs faibles comme la magnétite et la maghémite et d'autres à coercivités élevées, comme l'hématite ou la goethite.

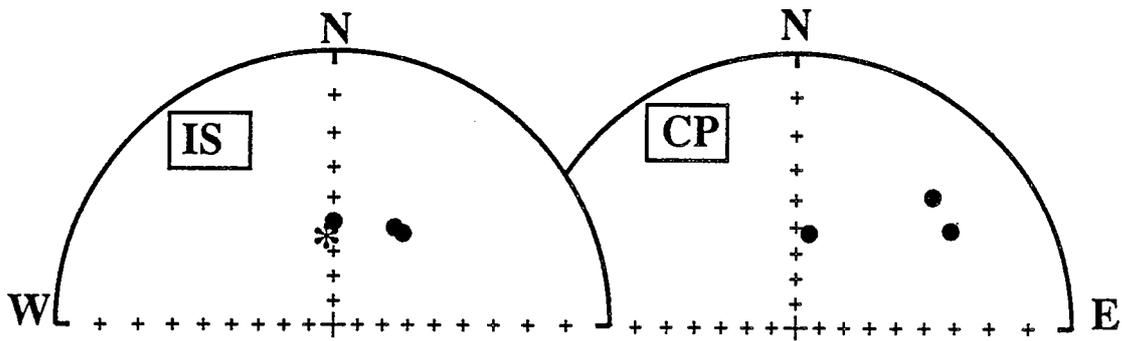


Fig.I.27 - Aimantation BT (basses températures). Directions moyennes par site.

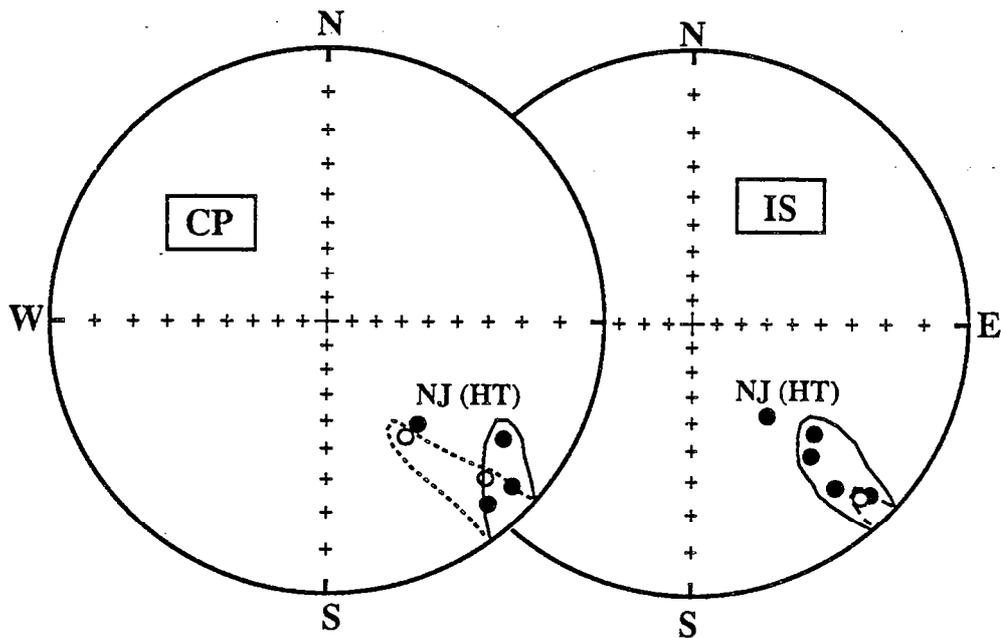


Fig.I.28 - Aimantations TI (températures intermédiaires) et HT (hautes températures).

V - Résultats et discussion

Les résultats obtenus après les expériences de désaimantation ainsi que les moyennes sont donnés dans les tableaux I.7, I.8 et I.9. Les directions moyennes par site sont représentées sur des projections stéréographiques (fig.I.27-I.28). Les directions de basses températures (BT) (tab.I.7 ; fig.I.27) sont proche de la direction du champ actuel.

Tableau I.7

Aimantations de basses températures (BT)

Site	Strati.	Interval. °C	D / I IS	D / I CP	n	k	α_{95}
MM	350/31 E	20-100	32/45	46/21	2	.	.
NP	12/37 E	20-250	37/45	58/23	3	23	26
NJ	26/7 E	20-250	0/49	8/52	6	51	10

Pour les autres directions (tab.I.8 ; fig.I.28), on peut distinguer un groupe SE appelé (TI) (D/I=138/13 In Situ) présent sur cinq sites : MM, MN, MO, NP et NJ. Le site NJ fait exception et offre en plus une direction de haute température (550-680°C) SE également mais plus inclinée.

En ce qui concerne l'aimantation TI, le test de pli est non significatif au sens de McElhinny (tab.I.9). Les données structurales ne permettent pas d'obtenir un résultat concluant pour ce test. En effet les pendages sont tous vers l'E et n'excèdent pas 30°.

Les résultats obtenus sur le site NJ (tab.I.8) sont intéressants puisqu'on est en présence de deux composantes (TI) et (HT) dont l'une est observée sur les autres

sites. L'aimantation (HT) (D/I=139/37) est vraisemblablement primaire puisqu'elle est très voisine de l'aimantation antiparallèle à C (D/I=300/-31) obtenue à Sidi-Saïd-Maâchou et dont le caractère primaire a été démontré. Ainsi, TI serait donc une réaimantation.

Tableau I.8**Aimantations caractéristiques**

Site	Strati.	Interval. °C	D/I IS	D/I CP	n	k	α_{95}
MM	350/31 E	20-320	134/06	135/-12	6	39	11
MN	352/29 E	100-340	138/24	132/6	2		
MO	341/23 E	20-350	132/28	124/15	5	838	3
NP	12/37 E	200-500	136/-7	146/-36	4	32	17
NJ	26/7 E	250-550	139/13	139/7	3	74	14
		550-680	141/43	139/37	6	37	11

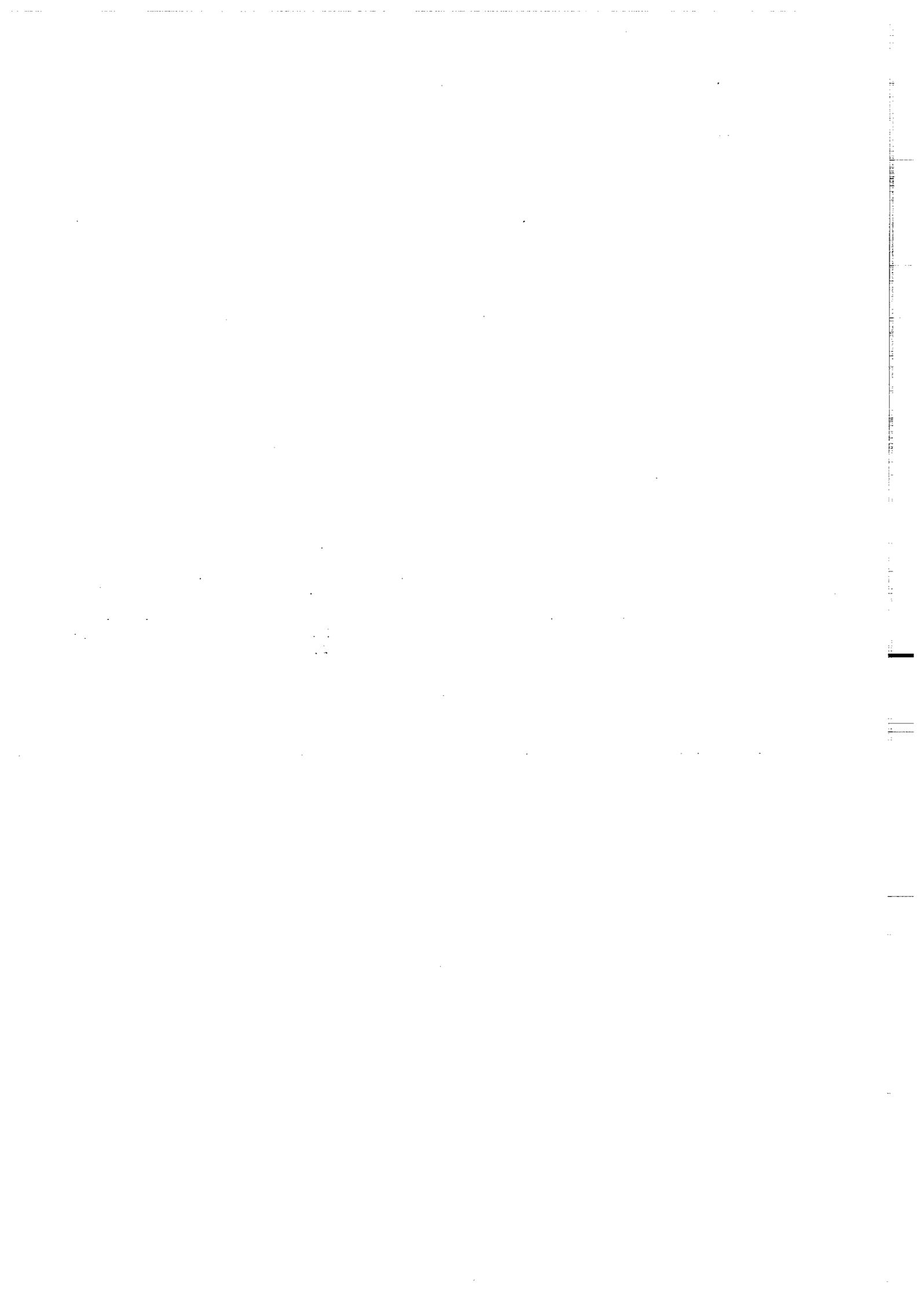
Tableau I.9**MOYENNES**

Composante	N	D/I(IS)	D/I(CP)	k1	α_{95}	k2	α_{95}
BT	3	24/48	41/34	35	21	10	43
TI	5	138/13	135/-4	29	14	14	21
HT	1	141/43	139/37	37	11	.	.

VI- CONCLUSIONS

Une aimantation (HT) de hautes températures (550-680°C) et de direction (D/I=139/37), existe sur les échantillons du site NJ. Celle-ci est très voisine de la direction antiparallèle à la direction C (D/I=300/31) obtenue à Sidi-Saïd-Maâchou et considérée comme primaire. Ce site montre également une aimantation (TI) isolée entre 250 et 550°C qu'on retrouve sur les autres sites. De ce fait, on peut confirmer l'hypothèse émise ci-dessus sur le caractère primaire de HT et considérer TI comme une réaimantation.

Le résultat obtenu sur ces roches qui est donc à priori semblable à celui de Sidi-Saïd-Maâchou ne favorise pas l'hypothèse d'un paléorelièf plus ancien.



B) LA ZONE DE RABAT-TIFLET

- SPILITES ORDOVICIENNES DE BOU REGREG

- CALCAIRES SILURO-DEVONIENS DE BOU REGREG

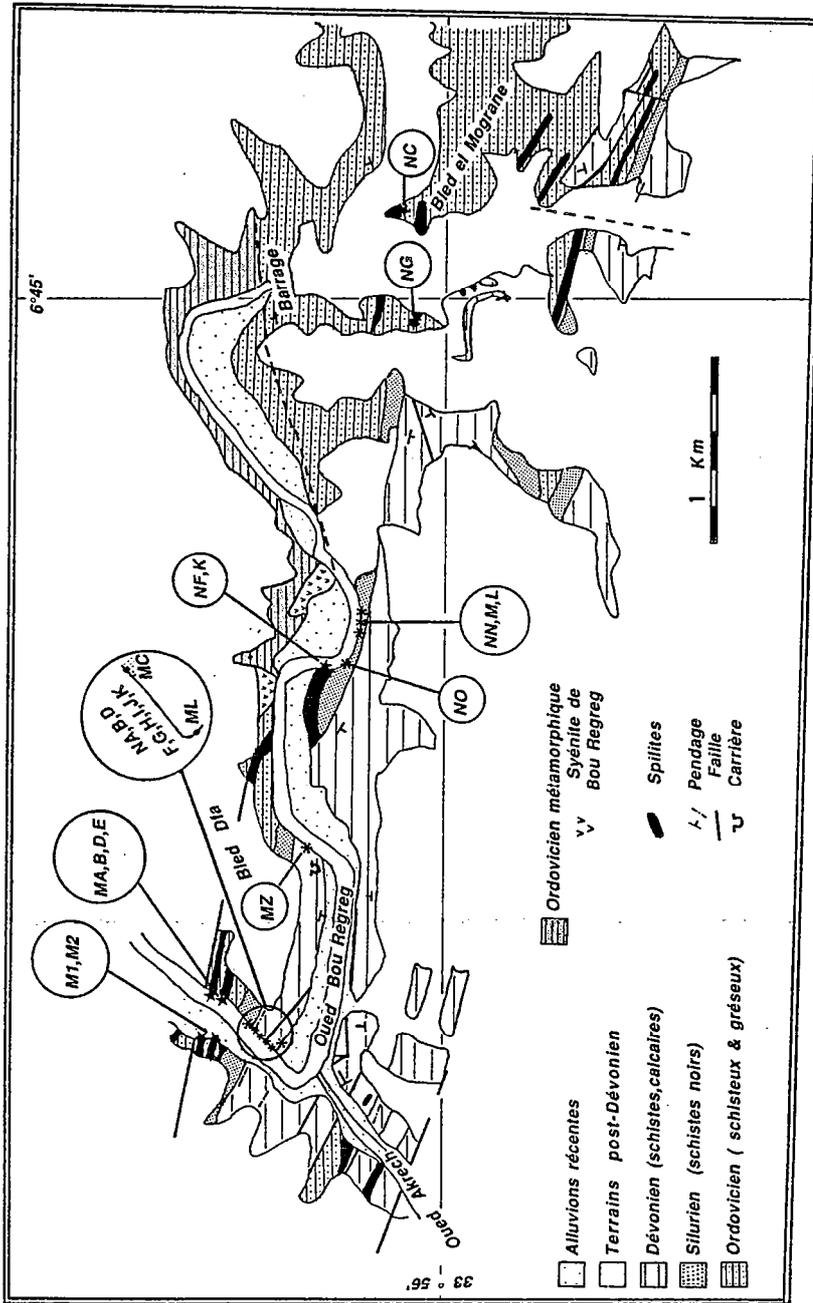


Fig. I.29- Carte géologique de la région de Rabat (Bou Regreg) d'après Cogney, (1957). Localisation des sites d'échantillonnage.

B) LA ZONE DE RABAT-TIFLET.

Géologie-Echantillonnage

Elle constitue une zone étroite limitée par le Bloc des Sehoul au Nord et le Bassin de Sidi Bettache au Sud (*Piqué, 1979*). La présence exceptionnelle dans le Bloc des Sehoul d'une structuration tectonique et métamorphique des sédiments cambro-ordoviciens, laisse supposer que ce bloc a été rapproché par coulissement ou chevauchement du reste de la Meseta, au cours du Paléozoïque inférieur. Plusieurs indices ont permis à *Piqué (1979)* de cerner l'âge de ce déplacement. Il est antérieur au Dévonien supérieur, période où le Bassin de Sidi Bettache reçoit des débris de schistes et de phyllades provenant du Bloc des Sehoul. Un autre argument est fourni par la présence du granite de Rabat-Tiflet, daté à 430 ± 2 Ma par la méthode Rb-Sr (*Charlot, 1973*), à la fois dans le compartiment nord dans les grès de Bou Regreg, et dans le compartiment sud, sous le Dévonien de l'anticlinorium de Tiflet. La mise en place de ce granite s'est donc effectuée, à la limite Ordovicien-Silurien, dans ces deux compartiment déjà rapprochés. D'autre part, selon *El Hassani (1987)* le bloc des Sehoul et les noyaux paléozoïques de la Méditerranée occidentale présentent des caractères lithostratigraphiques et tectonométamorphiques semblables. Cet auteur suggère donc que ce bloc est d'affinité européenne.

Dans la zone de Rabat-Tiflet (fig.I.29), l'Ordovicien est constitué de pélites micacées qui présentent des interbanco gréseux bioturbés ainsi que des barres quartzitiques. La présence de coulées volcaniques synsédimentaires, parfois sous forme de pillow-lavas, est jusqu'à maintenant unique dans l'histoire de l'Ordovicien au Maroc (*El Hassani et al., 1988*). Ces roches constituent des intercalations de 10 à 20m d'épaisseur au sein d'une série gréso-pélimitique sous

jacente au Silurien et rapportée par position à l'Ordovicien (*Piqué, 1979*). Elles ont été décrites comme des filons doléritiques (*Lecointre, 1926 ; Cogne, 1957 ; Garcia, 1961*), mais pétrographiquement ce sont des diabases spilites. Les analyses chimiques confirment leur appartenance au groupe des spilites, en particulier par la faible teneur moyenne en SiO₂, MgO et CaO, et l'importance de Fe₂O₃, Na₂O et K₂O (*Piqué, 1979*). La roche est de couleur sombre et parsemée d'intercalations calcitiques claires. Les résultats palynologiques sur l'Ordovicien de Bou Regreg (*Rahmani, 1983*) ont permis de préciser l'âge des roches sédimentaires et volcaniques qui va de l'Arénig au Llandeilo inférieur.

Sur ces terrains se dépose ensuite du Silurien transgressif et du Dévonien. La lacune sédimentaire entre l'Ordovicien et le Silurien peut correspondre à une lacune d'érosion (*Rahmani, 1983*) liée à la glaciation qui s'est développée sur l'Afrique à l'Ordovicien supérieur, ou à une déformation calédonienne (*El Hassani et al., 1988*). La coupe la plus accessible se trouve sur la rive droite de l'Oued Bou Regreg, en aval du confluent avec L'Oued Akrech (*Cogne, 1957 ; Alberti et al., 1966*). Surmontant en continuité (comme dans la Meseta côtière) un Silurien pélitique et qui devient peu à peu calcaire, le Dévonien inférieur puis moyen est essentiellement carbonaté.

La colonne stratigraphique est marquée en particulier par les récifs du Dévonien inférieur et moyen, et par des dépôts de ride au Dévonien supérieur-Tournaisien.

Les deux séries qui ont fait l'objet d'une étude paléomagnétique sont : les spilites ordoviciennes et les calcaires siluriens et dévoniens. 73 carottes réparties sur 10 sites (fig.I.29) ont été prélevées dans les spilites ordoviciennes sur les deux rives de l'Oued Bou Regreg : en aval du confluent avec l'Oued Akrech (MA,MB,MD,ME,M1,M2), sur la rive Sud de l'Oued Bou Regreg en amont du confluent (NF,NK) et sur les rives du barrage (NC,NG).

En ce qui concerne les calcaires, 110 carottes réparties sur 17 sites ont été prélevées le long de l'Oued Bou Regreg, 8 sites (MC, MF, MG, MH, MI, MJ, MK et ML) en 1985, 8 sites (NA, NB, ND, NE, NL, NM, NN et NO) en 1986 et 1 site complémentaire MZ en 1988. Les positionnements des sites ont été choisis de telle sorte que les attitudes structurales soient différentes pour pouvoir dater les aimantations par rapport à la phase du plissement. Dans l'ensemble la série est verticale, mais il y a des replis dans la partie Sud des affleurements (en particulier le site MZ). Les pendages sont vers le Sud et intermédiaires pour les 3 sites : NL, NM et NN et proche de la verticale pour les autres.

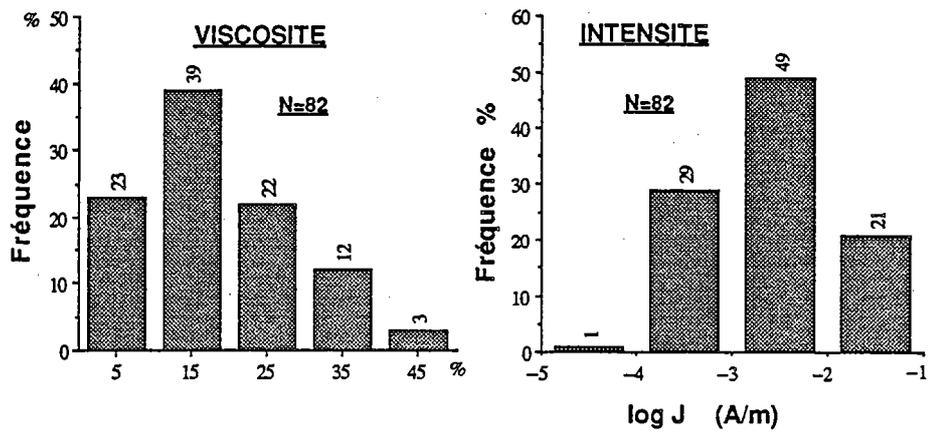


Fig.I.30 - ARN : histogrammes des intensités et des viscosités
(N= nombre d'échantillons)

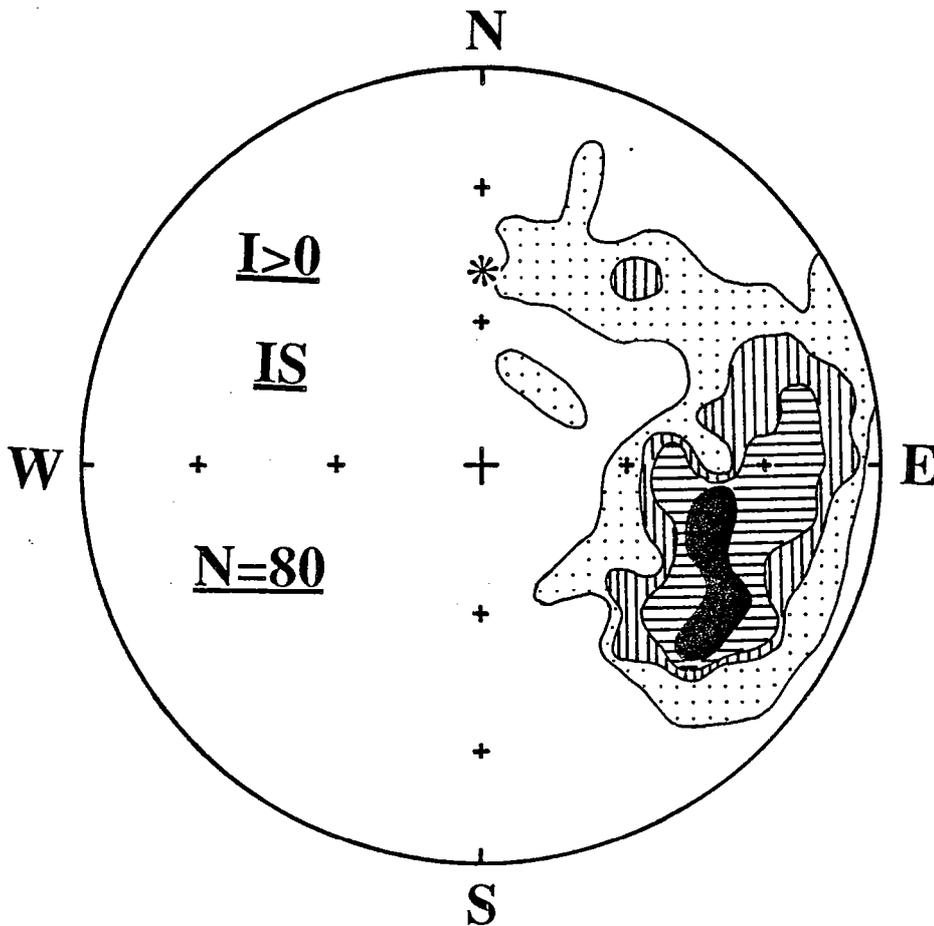


Fig.I.31 - Directions des ARN, diagrammes de densité.
IS : In Situ ; I : inclinaison ; N : nombre d'échantillons
étoile : champ actuel

LES SPILITES ORDOVICIENNES

I-Aimantation Rémanente Naturelle (A.R.N.)

L'intensité de l'A.R.N. (fig.I.30) varie de 10^{-5} à 10^{-1} A/m, avec une intensité moyenne autour de $3 \cdot 10^{-3}$ A/m. Les coefficients de viscosité pour un temps d'exposition au champ du laboratoire de huit jours, sont inférieurs à 50%, et 62% d'échantillons ont des valeurs de viscosité inférieures à 20% (fig.I.30). Malgré ces valeurs assez élevées, il y a cependant très peu de directions de l'ARN proches du champ actuel. Elles se répartissent avant correction de pendage entre deux directions (fig.I.31) : une NE et l'autre SE, avec des inclinaisons positives d'une vingtaine de degrés. L'ARN apparaît donc comme une résultante de deux aimantations anciennes au moins. Afin de séparer les différentes composantes, des désaimantations progressives thermiques et par champ alternatif ont été conduites sur ces échantillons. Bon nombre d'échantillons ont été mesurés au magnétomètre cryogénique en raison de leur faible intensité.

II-Désaimantations.

Une chauffe vers 200-250°C (10-15mT pour le champ alternatif) est suffisante pour détruire les aimantations visqueuses, et qui ont généralement une direction similaire à celle du champ actuel. Au delà de cette température, les échantillons présentent une ou deux composantes.

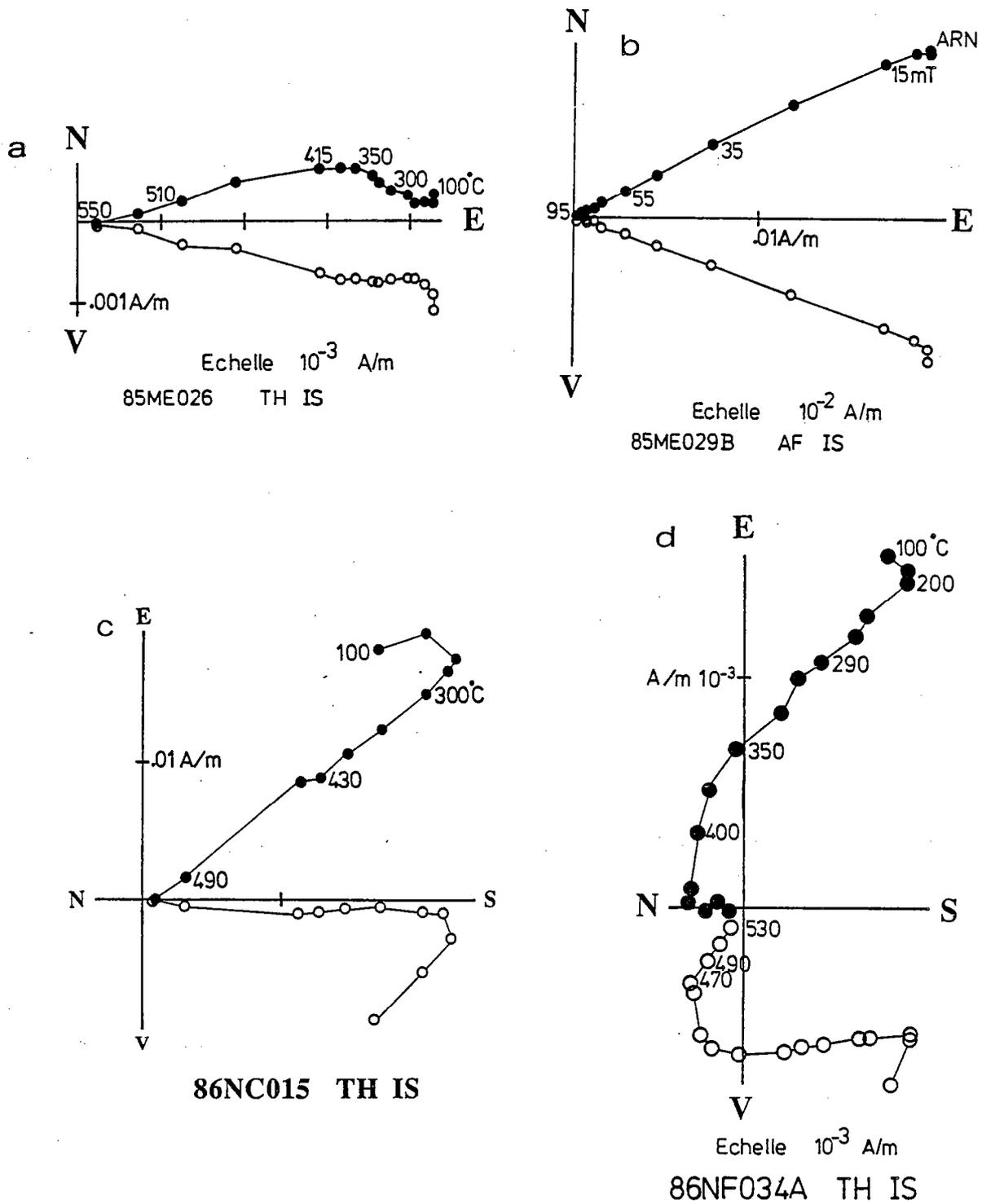


Fig.I.32 - Courbes de désaimantations montrant les différentes aimantations.
a, c, d : désaimantations thermiques ; b : par champs alternatifs.

Sites MD,NC,NK

Sur ces sites on n'observe qu'une seule composante SE et isolée entre 200 et 400°C (fig.I.32c).

Sites ME,MA

Les échantillons de ce site présentent souvent deux composantes (fig.I.32a) : la première, isolée entre 200 et 450°C, a une direction SE et une inclinaison faible, l'autre est E et obtenue dans la gamme des températures 450-550°C. La séparation des composantes est souvent meilleure en thermique que par champs alternatifs (fig.I.32b).

Sites NF,NG,M1,M2

La composante SE (200-450°C) est présente sur l'ensemble des échantillons. Entre 400 et 580°C, on isole une composante N à inclinaison positive (fig.I.32d) pour les sites NF,M1,M2 et E à inclinaison négative pour NG. Cette composante est bien définie sur quelques échantillons. Pour les autres, on note une augmentation rapide de la susceptibilité magnétique et le traitement a été donc abandonné. Les courbes de désaimantation ne convergent pas vers l'origine mais montrent une aimantation résiduelle significative et cohérente. Une chauffe jusqu'à 400°C suivie d'une désaimantation par champs alternatifs a permis sur certains échantillons de confirmer la stabilité de la composante résiduelle.

III- Minéralogie magnétique.

Afin d'identifier les minéraux magnétiques susceptibles de porter les aimantations mises en évidence par les méthodes de désaimantation, différentes expériences ont été réalisées :

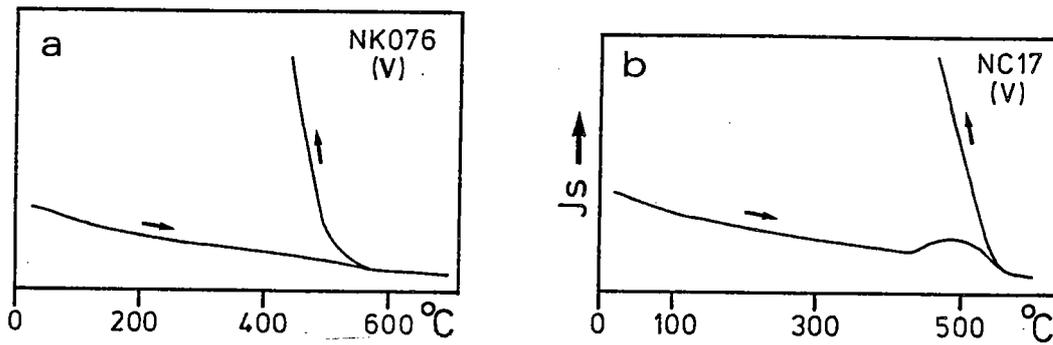


Fig.I.33 - Courbes thermomagnétiques.

a : point de Curie de magnétite

b : montrant des transformations minéralogiques.

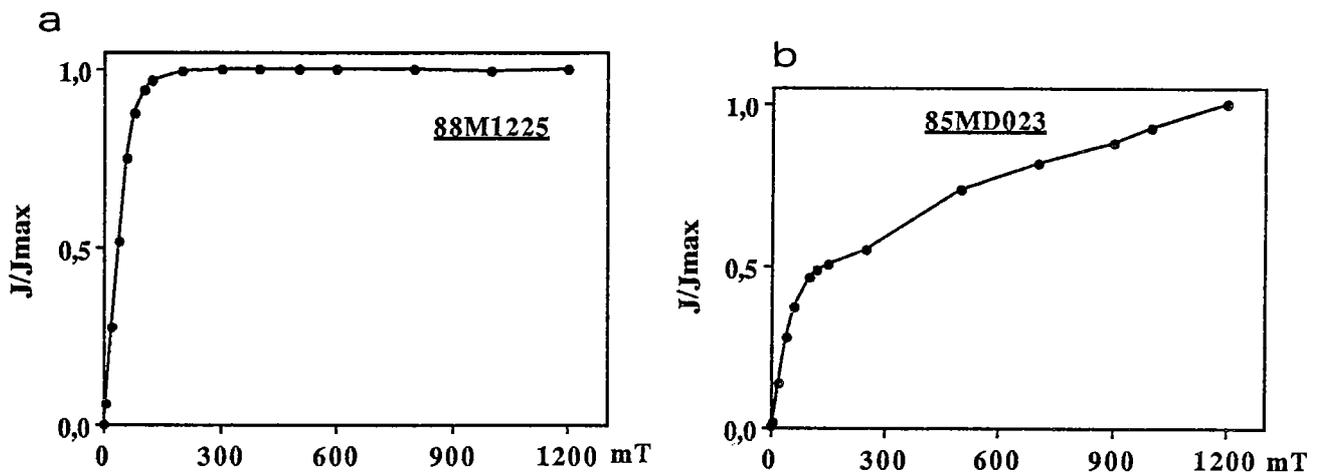


Fig.I.34 - ARI : courbes d'acquisitions d'aimantations isothermes.

a : minéral à coercivité faible ; b : présence simultanée de deux coercivités (faible et forte)

1-Balance de Curie :

La concentration des minéraux magnétiques est généralement trop faible pour obtenir des courbes thermomagnétiques de bonne qualité. Néanmoins, un point de Curie entre 550-600°C indiquant la présence de la magnétite (ou de titanomagnétite très pauvre en Ti) a été observé (fig.I.33a). Pour les expériences sous vide, les courbes de retour (refroidissement) passent très en dessus des courbes de chauffe et indiquent la création de la magnétite. Par contre, à l'air libre, la magnétite s'oxyde en hématite et le retour passe très en dessous de la courbe de chauffe. D'autre part, certaines courbes thermomagnétiques (fig.I.33b) (site NC sous vide) montrent des "bosses de chameau" qui commencent vers 430°C et qui sont caractéristiques de la création de la magnétite. La présence de l'hématite sur certains échantillons est possible mais, étant donné sa faible concentration son point de Curie n'est pas très net.

2-ARI

Les mesures d'ARI montrent généralement la présence sur ces échantillons de minéraux magnétiques à champ coercitif faible de type magnétite ou maghémite (fig.I.34a) ; cependant des minéraux à champ élevé comme l'hématite et la goethite (fig.I.34b) sont parfois mis en évidence. Les courbes d'ARI montrent soit des saturations totales à des valeurs de champ inférieures à 300mT, soit des saturations partielles indiquant la présence simultanée de deux types de minéraux magnétiques : l'un à champ coercitif faible, l'autre à champ élevé.

IV-Interprétation des résultats

L'analyse paléomagnétique a permis de mettre en évidence trois aimantations de directions distinctes. La première BT (Basses Températures) correspond à la direction du champ actuel (tab.I.10) (fig.I.35).

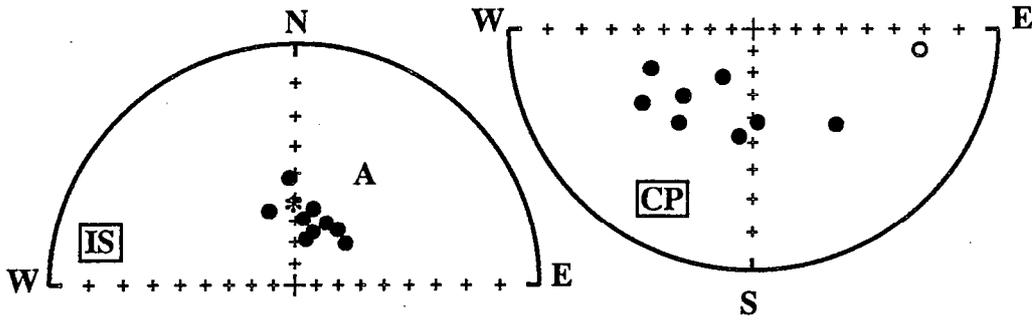


Fig.I.35 - Aimantation BT (basses températures). Directions moyennes par site.

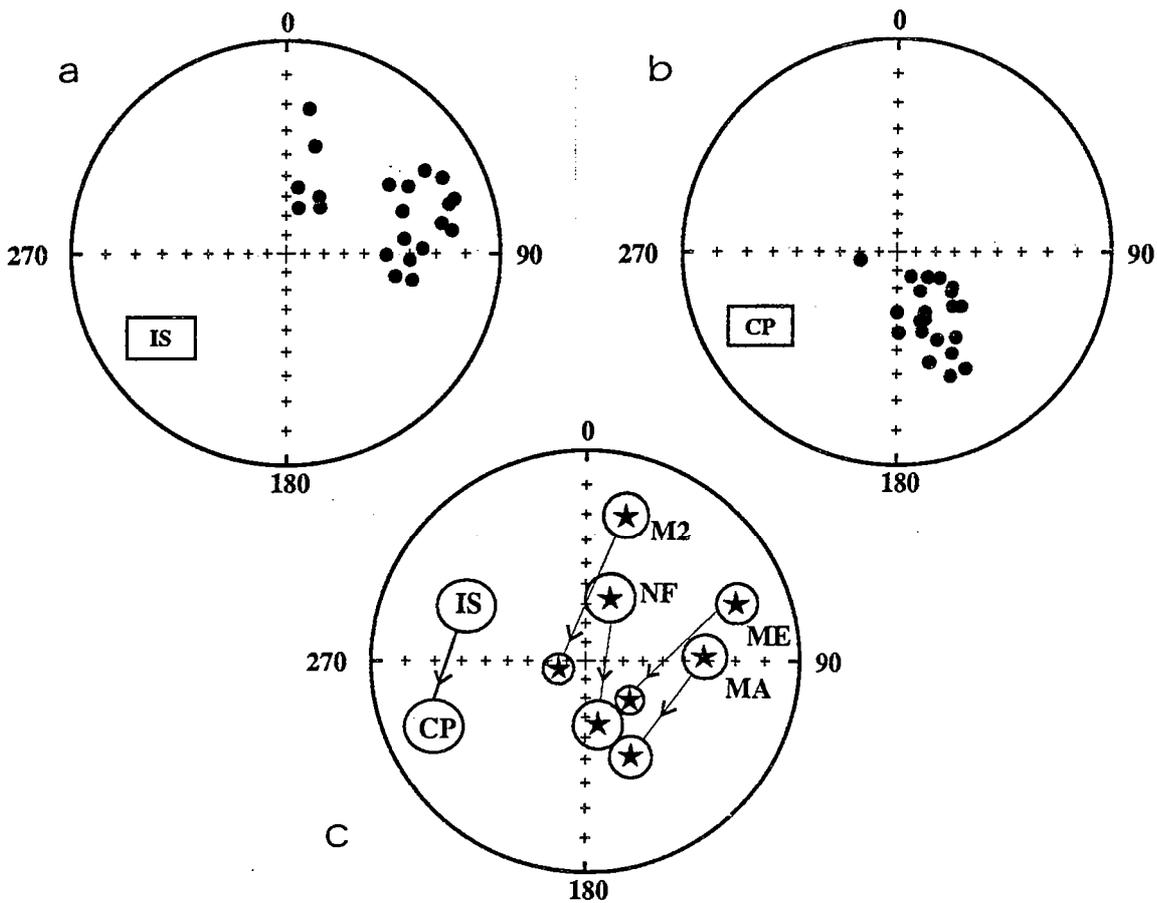


Fig.I.36 - Aimantations HT (hautes températures).
 a, b : directions des échantillons In Situ (IS) et après correction de pendage (CP)
 c : directions moyennes par site IS et CP avec leur cercle de confiance.

Tableau I.10**Directions de basses températures**

Site	strati.	D/I (IS)	D/I (CP)	n	k	α_{95}
MA	124/78	37/58	212/64	4	14	25
MD	127/74	357/42	249/42	3	20	29
ME	127/74	26/58	226/47	3	31	22
NC	41/133	13/54	97/21	7	53	8
NF	95/67	18/64	177/48	4	21	20
NG	99/70	13/68	187/42	6	38	11
NK	81/67	50/60	139/35	2		
M1	116/81	7/59	218/38	8	126	5
M2	116/81	341/54	236/33	5	26	15

composante HT

Les directions avant correction de pendage (fig.I.36 ; tab.I.11), se situent dans le cadran NE. Après correction (fig.I.36b et c) on observe une convergence des directions vers une direction S à inclinaison relativement élevée. Ceci semble indiquer que cette aimantation est pré-tectonique.

Tableau I.11**Directions de hautes températures HT**

Site	strati.	D/I (IS)	D/I (CP)	n	k	α_{95}
MA	124/78	88/32	155/37	6	61	9
ME	127/74	69/16	132/59	7	74	7
NF	95/67	21/55	169/56	5	39	12
M1	116/81	56/30	156/55	1		
M2	116/81	15/19	253/75	4	126	8
NG	99/70	74/-25	66/13	4	19	22

Il est à noter que dans certains sites l'estimation du pendage des coulées volcaniques est extrêmement délicat. En général, nous nous efforçons de choisir des sites où les sédiments au contact sont susceptible de contraindre ce paramètre. Il reste cependant que ces estimations sont indirectes. L'écart observé aussi bien In Situ qu'après correction de pendage, entre le site NG

Tableau I.13Moyennes

Direction	D/I (IS)	D/I (CP)	N	k ₁	a ₉₅	k ₂	α ₉₅
BT	14/59	195/49	9	37	9	4	32
TI	129/0	118/-23	9	96	5	4	28
HT	52/33	160/60	5	7	30	14	21

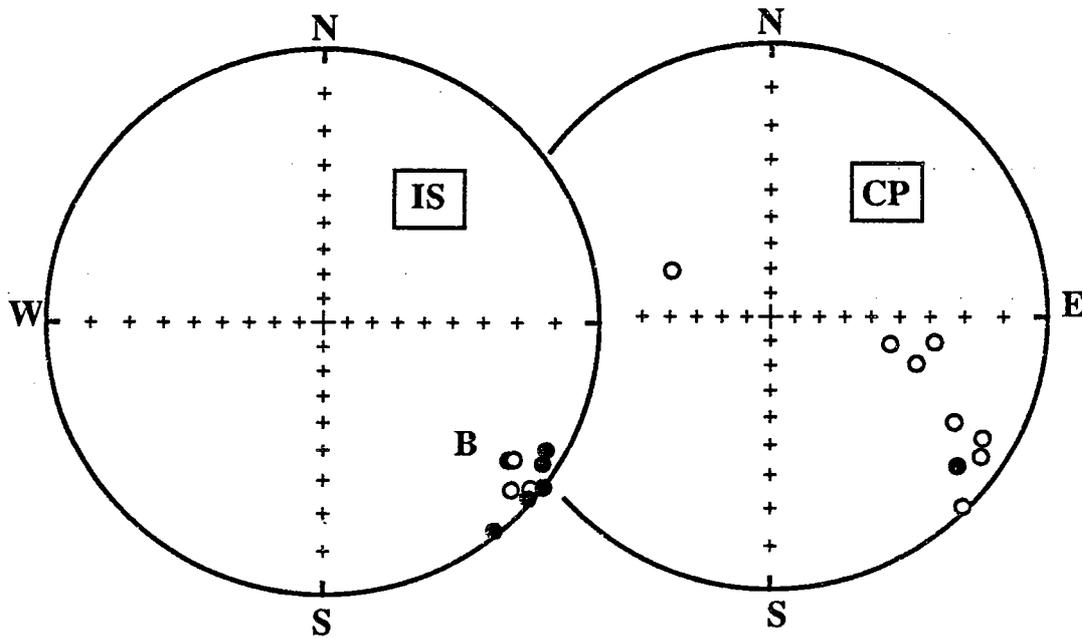


Fig.I.37- Aimantations TI (températures intermédiaires).

Directions moyennes par site IS et CP.

les autres peut sans doute s'expliquer ainsi. Il est également possible, étant donné le caractère instantané de l'échantillonnage du champ magnétique terrestre par les coulées basaltiques, qu'il s'agisse d'une direction de transition. Ce site n'a pas été pris en compte lors des calculs des moyennes. Le regroupement des directions HT corrigées du pendage, s'améliore légèrement (tab.I.13). Mais, il est bon de noter que les sites ont des attitudes structurales très voisines avec des pendages subverticaux, par conséquent le test de pli ne peut pas être appliqué efficacement.

composante TI

Cette composante d'aimantation de direction SE horizontale (fig.I.37 ; tab.I.12), a été observée sur l'ensemble des sites. La correction de pendage disperse considérablement les directions moyennes des sites (fig.I.37b) et indique donc que cette aimantation est post-plissement (tab.I.13).

Tableau I.12

Directions de températures intermédiaires TI

Site	strati.	D/I (IS)	D/I (CP)	n	k	α_{95}
MA	124/78	133/1	127/-9	3	135	11
MD	127/74	132/-5	124/-5	5	28	15
ME	127/74	120/4	129/8	4	48	14
NC	41/133	141/1	295/-47	7	119	6
NF	95/67	129/-2	108/-32	7	141	5
NG	99/70	126/-9	99/-28	8	64	7
NK	81/67	127/0	103/-42	5	77	9
M1	116/81	131/1	120/-15	7	66	8
M2	116/81	123/3	120/-7	6	19	16

Il apparaît donc que les aimantations HT et TI sont respectivement anté et post-tectonique. Ainsi, TI représente une réaimantation et HT est vraisemblablement primaire.

V- CONCLUSIONS

Deux aimantations TI(D/I=129/0) et HT(D/I=160/60), portées principalement par la magnétite, ont été obtenues sur ces roches. TI est une réaimantation, puisque le test de pli est négatif. La deuxième aimantation HT apparait comme prétectonique. Bien que le test de pli ne soit pas décisif pour HT, le fait que cette aimantation ne se retrouve qu'après désaimantation complète de la composante secondaire est un indice pour son origine primaire.

B) LA ZONE DE RABAT-TIFLET

- SPILITES ORDOVICIENNES DE BOU REGREG

- CALCAIRES SILURO-DEVONIENS DE BOU REGREG

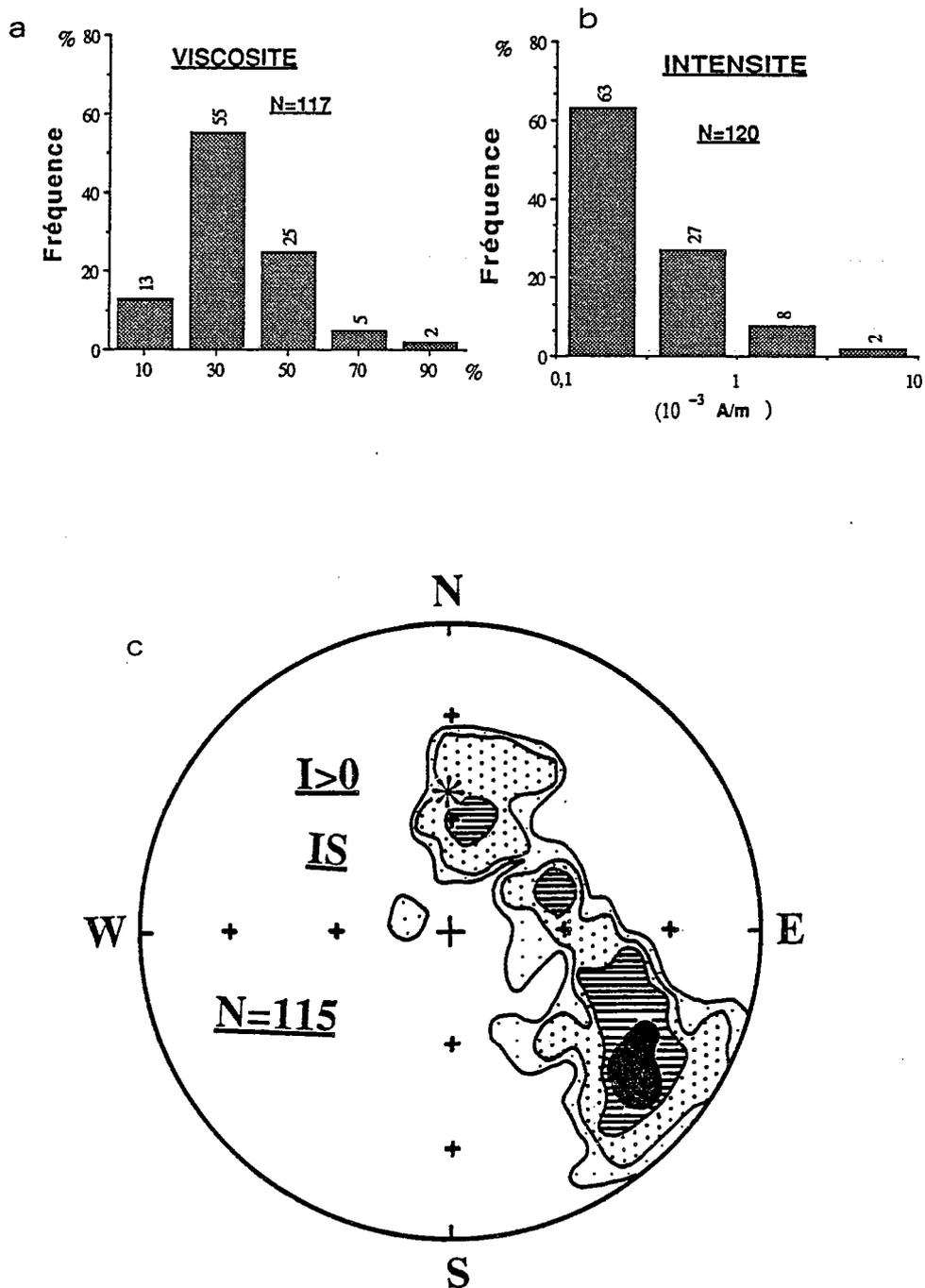


Fig.I.38 - ARN : a,b : histogrammes des intensités et des viscosités
 c : directions des ARN, diagramme de densité.
 IS : In Situ ; I : inclinaison ; N : nombre d'échantillons
 étoile : champ actuel

LES CALCAIRES SILURO-DEVONIENS

I-Aimantation Rémanente Naturelle (ARN).

Un à deux spécimens par carotte ont été mesurés au magnétomètre rotatif Schonstedt. Les intensités de l'ARN varient de 10^{-4} à 10^{-2} A/m. L'histogramme des fréquences de l'intensité indique que la majorité des spécimens (90%) ont une intensité inférieure à 10^{-3} A/m (fig.I.38).

Ces échantillons ont une viscosité de courte période assez élevée et qui dépasse parfois l'intensité de l'aimantation rémanente. L'histogramme des fréquences de la viscosité (fig.I.38b) montre que 80% des spécimens ont des coefficients de viscosité entre 20 et 60%.

Les directions de l'ARN, lorsqu'elles ne sont pas dispersées, sont soit proches de la direction du champ actuel à Bou Regreg (sites MC, MF et ML) soit autour d'une direction Sud-Est. Dans les autres cas elles sont réparties entre ces deux dernières directions.

Sur le diagramme de densité de la figure I.38c, où l'ensemble des directions est représenté, apparaît une répartition sur un grand cercle entre un groupement proche du champ actuel et un autre plus important vers une direction Sud-Est ($D/I=130^{\circ}/25^{\circ}$). Il est donc possible, avant tout traitement, de noter la présence d'une aimantation ancienne.

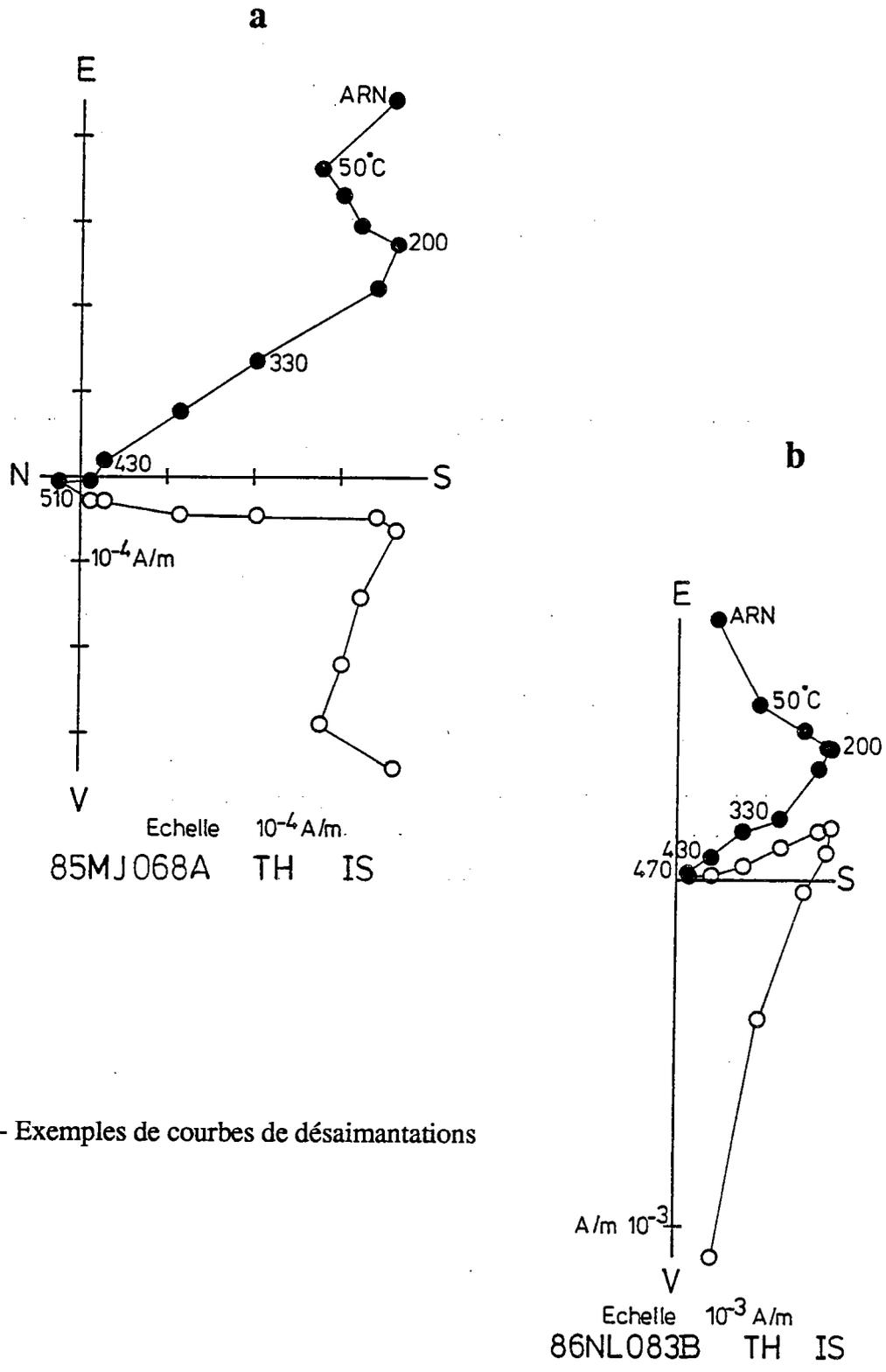


Fig.I.39 - Exemples de courbes de désaimantations

II-Désaimantations.

Des désaimantations progressives thermiques et par champs alternatifs ont été entreprises sur une centaine de carottes. Chaque échantillon a donc subi une désaimantation thermique ou par champs alternatifs ou même les deux traitements quand des spécimens doubles étaient disponibles. Le nombre total de spécimens traités s'élève à 127. Etant donné la faible intensité d'aimantation de ces échantillons, les mesures ont été effectuées sur le magnétomètre cryogénique du laboratoire (prototype LETI).

Dans la grande majorité des cas, il existe une composante de basse température ou de faible coercivité qui disparaît entre 150 et 250°C ou entre 10 et 15mT. La direction de cette composante est généralement proche du champ actuel à Bou Regreg. Il faut cependant noter que la coïncidence n'est pas parfaite et que parfois la dispersion est assez élevée, ce qui peut être rapproché des valeurs assez élevées des coefficients de viscosité.

Les températures de déblocage (150-250°C) de ces aimantations visqueuses peuvent sembler être élevées ; elles sont cependant en bon accord avec les valeurs que prévoient les travaux de plusieurs auteurs (*Pullaiah et al.,1975 ; Walton,1980 ; Middleton et al.,1982 ; Kent,1985 et Williams et al,1988*). Ces derniers, ont réalisés des études théoriques et expérimentales sur des grains monodomains de magnétite, afin d'établir des courbes (temps de relaxation/ température de blocage) utiles pour évaluer les températures nécessaires pour détruire les aimantations rémanentes visqueuses au cours d'une désaimantation thermique.

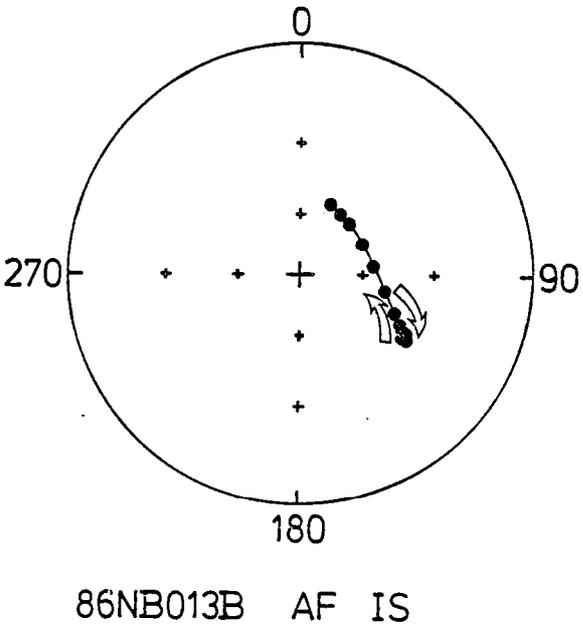
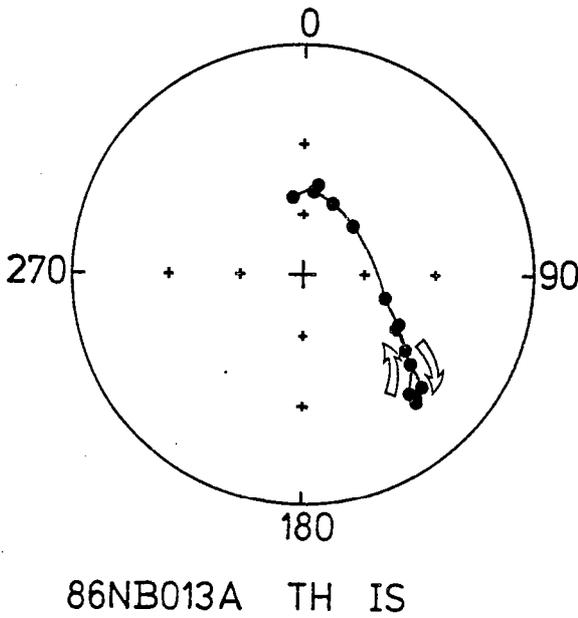
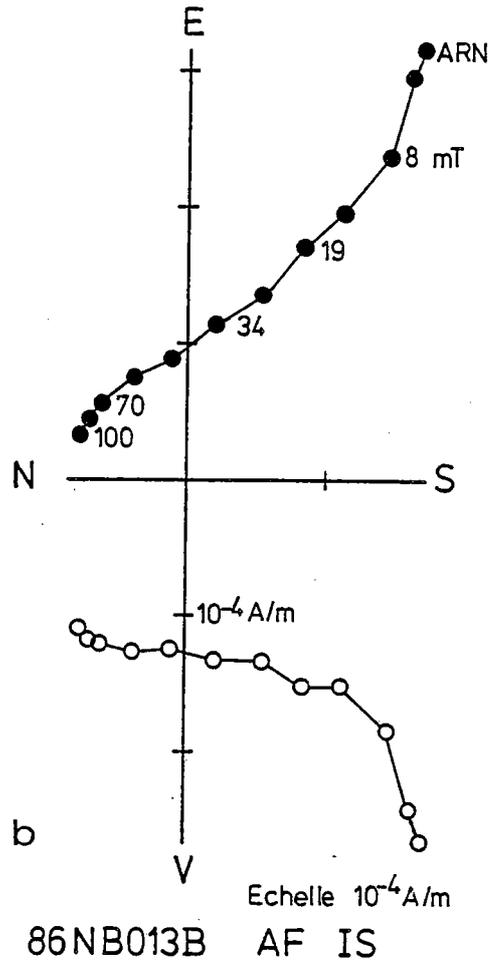
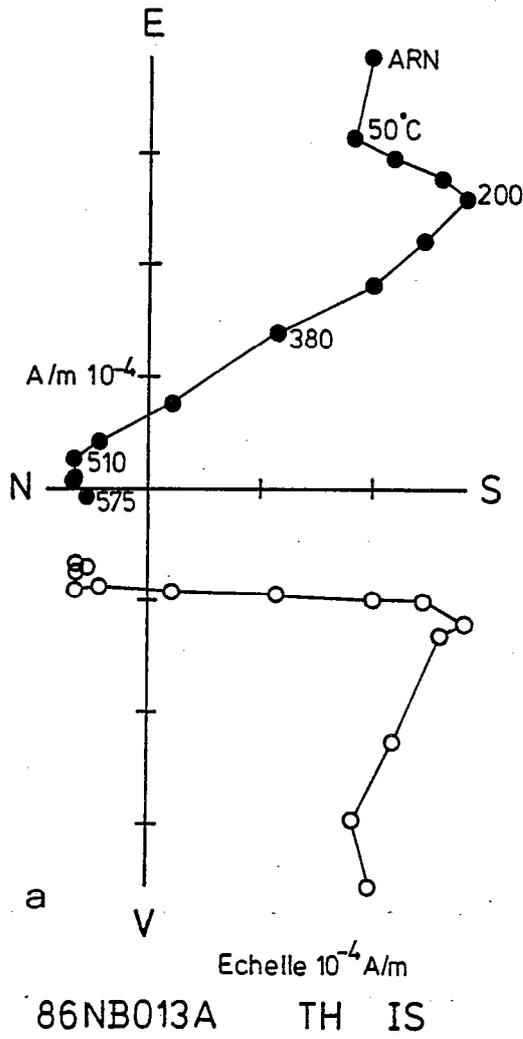


Fig.I.40 - Courbes de désaimantations (diagrammes orthogonaux) et projections stéréographiques de l'échantillon 86NB013
 a : désaimantation thermique ; b : par champs alternatifs

L'intensité de certains échantillons, surtout ceux des sites MC, MF et ML, diminue rapidement au début de la chauffe. En effet, l'aimantation résiduelle à 200°C n'est que de 10% de l'aimantation initiale. Cette chute brutale en intensité indique la présence de goethite (*Lowrie & Heller, 1982*). Ce minéral possède aussi une coercivité assez élevée et par suite le traitement par champs alternatifs est inefficace. En effet, ces échantillons ne montrent aucune évolution notable du vecteur aimantation (en intensité et en direction) durant les désaimantations par champs alternatifs. On reconnaît sur certains échantillons des sites MC et ML, une direction antiparallèle à celle du champ actuel.

Les courbes de désaimantation convergent rarement vers l'origine et font apparaître entre 200 et 420-500°C ou entre 15 et 70-100mT, une composante très nette de direction Sud-Est à inclinaison proche de l'horizontale (fig.I.39a). Les sites NL, NM et NN font exception et présentent des inclinaisons négatives d'une vingtaine de degrés (fig.I.39b).

En fin de désaimantation, bon nombre d'échantillons ont un vecteur aimantation qui évolue sur un grand cercle entre la direction Sud-Est et celle du champ actuel. Certains font exception et vont vers une direction différente de cette dernière. Cette évolution qui commence parfois vers 300°C ou 20mT est très nette aussi bien en thermique que par champ alternatif (Echantillon 86NB013A et B, figure I.40a et b). Ce phénomène est probablement dû à la présence d'un minéral magnétique à champ coercitif assez élevé comme la goethite ou l'hématite. Cette dernière est vraisemblablement un bon candidat pour expliquer ce qui se passe en fin de chauffe. *Turner et al.(1989)* ont mis en évidence la relation entre des réaimantations dans le champ actuel et la présence

d'hématite en grains très fins. Ce minéral est le résultat de l'altération des carbonates, des différentes réactions diagenétiques et particulièrement du processus de dédolomitisation (*Elmore et al., 1985 ; Addison et al., 1985*). Ceci ne peut être confirmé que par l'examen des porteurs magnétiques.

III- Minéralogie magnétique.

L'identification des phases magnétiques présentes dans les calcaires est indispensable à la compréhension de l'origine et la signification des aimantations rémanentes mesurées.

La concentration des minéraux magnétiques dans les calcaires est généralement faible. De ce fait, les approches classiques pour l'étude de la minéralogie magnétique telles que les expériences à la balance de Curie, les rayons X ou l'examen par microscopie optique sont souvent peu satisfaisantes. D'autre part, il s'avère difficile d'obtenir une fraction suffisante et surtout représentative de minéraux magnétiques à partir d'extractions par voie magnétique, pour des analyses directes en microscope électronique à balayage ou pour la balance de Curie. Ainsi des techniques plus commodes d'identification des phases magnétiques sont généralement utilisées. Comme par exemple une combinaison d'acquisition en champ fort et de désaimantation thermique progressive d'une aimantation rémanente isotherme (ARI) (*Lowrie & Heller, 1982*). Pour la magnétite (ou titanomagnétite) la saturation est atteinte pour des champs inférieurs à 300mT. Par contre l'hématite et la goethite par exemple nécessitent des champs plus élevés (*Dunlop, 1972*). La forme de la courbe d'acquisition d'ARI, la valeur du champ à saturation et le spectre total des coercivités de l'échantillon sont caractéristiques des minéraux présents.

L'identification se fait donc par comparaison avec des minéraux dont les coercivités sont connues. La désaimantation thermique de l'ARI acquise indique généralement des températures de blocage inférieures à la température de Curie des minéraux magnétiques dominants.

Cette technique s'est avérée efficace (*Galbrun, B. & Butler, R.F., 1986*) pour identifier les minéraux magnétiques à champ coercitif assez élevé comme la goethite et l'hématite qui sont difficiles à extraire et facilement masqués sur des courbes thermomagnétiques par la présence d'un minéral de type magnétite. De plus cette méthode est avantageuse par rapport aux techniques qui nécessitent une préparation spéciale et assez difficile. Les principaux minéraux magnétiques identifiés dans les calcaires par cette approche sont la magnétite, la goethite, l'hématite et parfois de la maghémite.

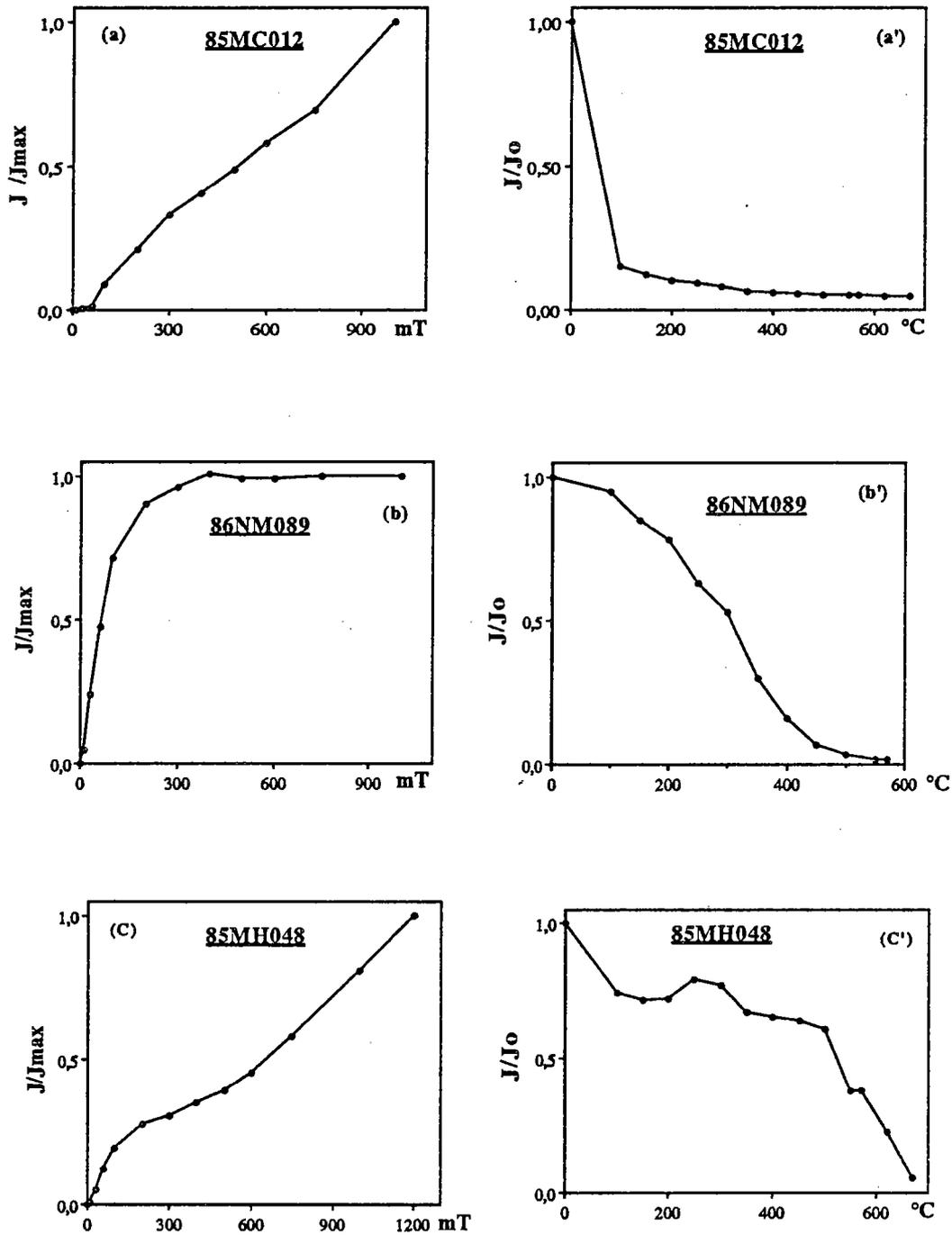


Fig.I.41 - ARI et sa désaimantation par voie thermique.
 Courbes d'intensité d'aimantation.
 a : champ coercitif fort ; b : faible ; c : les deux.
 (a', b', c' : désaimantations thermiques respectives)

1-ARI

Ce traitement d'acquisition et de désaimantation thermique d'ARI a été appliqué sur une trentaine de spécimens qui avaient déjà subi des traitements par champs alternatifs.

Les différents types de comportements observés (fig.I.41), témoignent de l'hétérogénéité de ces échantillons . La saturation est rarement atteinte à 1200mT (capacité maximale de notre appareil), ce qui traduit la présence de minéraux à champ coercitif élevé de type goethite ou hématite (fig.I.41a,c). Des minéraux à champ coercitif faible comme la magnétite (titanomagnétite) sont également mis en évidence par les courbes qui montrent une saturation vers 300mT (fig.I.41b,c). Dans d'autres cas les deux types de minéraux sont sans doute présents, comme l'indiquent les saturations partielles (fig.I.41c).

Un test complémentaire a été conduit sur un certain nombre de spécimens dont le but était d'obtenir une information sur l'évolution de la direction au cours de la désaimantation thermique de l'ARI. Ce test consiste à créer d'abord une ARI dans un champ fort (1200mT) suivant l'axe vertical de l'échantillon (inclinaison=90°) puis une seconde ARI dans un champ faible (200mT) suivant l'axe horizontal de l'échantillon (inclinaison=0°), capable de faire basculer les moments magnétiques portés par des grains à faible coercivité. Dans le cas où on est en présence de la magnétite (champ coercitif faible) et de l'hématite (champ coercitif fort), la première acquisition produit des inclinaisons verticales alors que la deuxième les ramène vers des inclinaisons intermédiaires ou faibles. Ainsi, au cours de la désaimantation thermique les inclinaisons

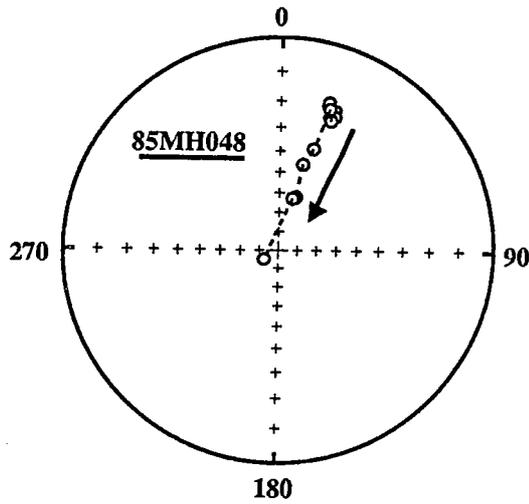


Fig.I.42 - Directions de l'ARI au cours de la désaimantation thermique.
projection stéréographique des directions en coordonnées échantillon.

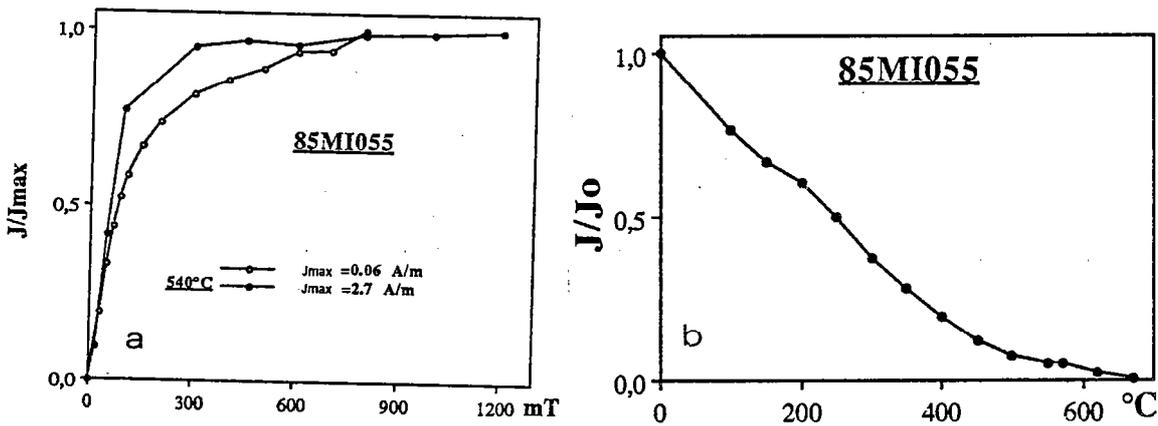


Fig.I.43 - ARI : (a) ARI avant et après chauffe de l'échantillon 85MI055.
(b) : désaimantation thermique de l'ARI.

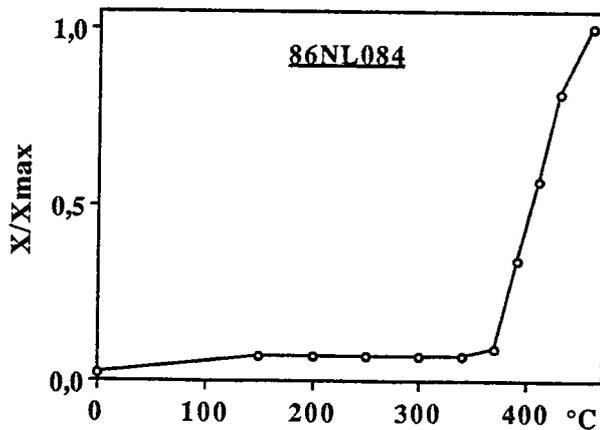


Fig.I.44 - Evolution de la susceptibilité magnétique au cours de la désaimantation thermique.

évoluent vers la verticale après 580°C (destruction de la magnétite) (exemple fig.I.42 qui correspond à fig.I.41c).

La désaimantation thermique de l'ARI confirme la présence de la goethite dans certains échantillons (fig.I.41a',c'). En effet, des pertes d'aimantation peuvent atteindre 80% dans certains cas à 100°C. Des températures de blocage vers 400-500°C à 570 et 680°C, caractéristiques des titanomagnétites de la magnétite et de l'hématite, sont observées (fig.I.41b',c'). L'hématite peut être originelle et/ou secondaire. Ce minéral peut être le produit de la transformation goethite-hématite ($2\text{FeOOH} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}$) entre 300 et 400°C. Par ailleurs, une acquisition d'ARI avant et après chauffe (fig.I.43) fait apparaître une production de la magnétite qui se manifeste par une saturation plus rapide après chauffe. Ceci est confirmé par la mesure de la susceptibilité magnétique après chaque étape de température au cours de la désaimantation thermique et qui montre une croissance rapide à partir de 350-400°C (fig.I.44). En effet, des transformations de minéraux magnétiques métastables comme la goethite, la maghémite ou un sulfure, en phases magnétiques plus stables dans les nouvelles conditions physico-chimiques, sont généralement observées au cours du traitement thermique. Les échantillons deviennent souvent très visqueux vers les hautes températures (400-500°C) et par conséquent la désaimantation thermique est abandonnée. Ce phénomène est lié à la croissance de nouveaux grains de magnétite. Ces derniers sont de très petite taille, et beaucoup ont des temps de relaxation très courts ou sont superparamagnétiques (*Lowrie & Heller, 1982*).

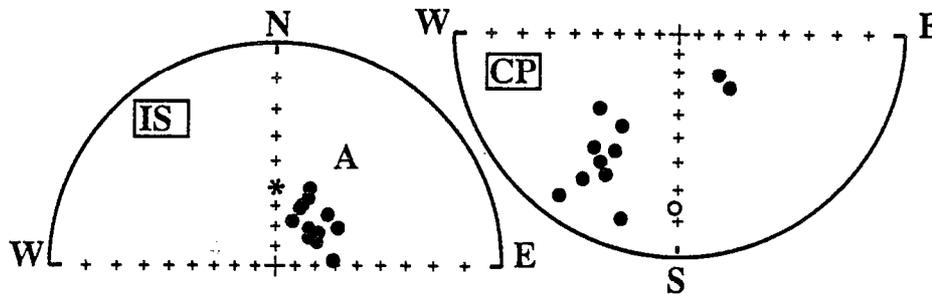


Fig.I.45 - Aimantation BT (basses températures). Directions moyennes par site IS et CP.

Tableau I.14

Directions de basses températures

Site	strati.	D/I (IS)	D/I (CP)	n	k	α_{95}
MF	118/83	23/59	211/38	5	19	18
MG	127/84	24/57	226/38	3	25	25
MH	121/89	21/66	216/25	2	.	.
MI	120/113	26/53	213/14	6	69	8
MJ	128/109	42/65	216/ 6	4	27	18
MK	116/121	85/61	181/-14	4	29	17
NA	118/107	53/63	197/ 8	4	20	21
NB	124/108	24/49	211/22	3	112	12
ND	125/97	46/54	208/28	3	33	22
NL	114/39	59/54	136/61	3	16	32
NM	79/44	50/68	137/53	4	24	19
NO	127/93	60/66	207/19	4	37	15

2-Microscope optique.

L'examen de lames polies au microscope optique a révélé surtout une dominance de la pyrite et de la goethite. La magnétite n'a été identifiée que très rarement, sans doute à cause de sa très petite taille. La pyrite est présente sous forme de cristaux et de framboïdes (origine organique). Des goethites résultant de la transformation de pyrite ont été également observées, et témoignent ainsi de leur origine.

3-Conclusion.

D'après ces différentes observations, il est possible de conclure sur la nature de la minéralogie magnétique présente dans ces calcaires qui semble donc être complexe en absence de tout examen direct. Néanmoins la présence de la goethite, magnétite (ou titanomagnétite) et de l'hématite semble incontestable. Des observations au MEB (microscope électronique à balayage) ont également été réalisées sur des poudres enrichies (voir Annexe).

IV-Interprétation et discussion des résultats.

L'analyse paléomagnétique a permis de mettre en évidence sur ces échantillons la présence :

i) d'une direction (Tab.I.14, fig.I.45) de basse température ou de faible coercivité souvent proche de la direction du champ actuel à Bou Regreg et qui est le résultat du traînage dans le champ magnétique actuel ;

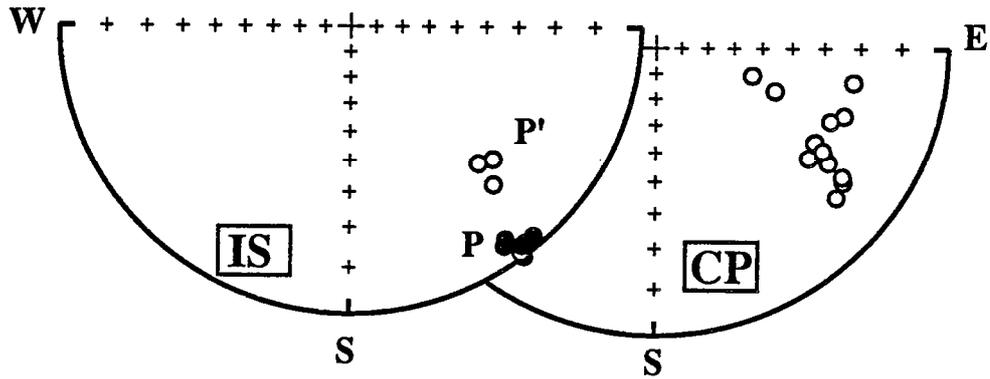


Fig.I.46 - Aimantations caractéristiques P et P'. Directions moyennes par site.

Tableau I.17

Direction	D/I (IS)	D/I (CP)	N	k ₁	α ₉₅	k ₂	α ₉₅
A	42/61	203/27	12	49	6	7	17
P	142/2	120/-20	10	795	2	68	6
P'	136/-21	114/-41	3	344	7	35	21

Tableau I.18

Direction	D/I (CP)	N	k	α ₉₅
P	102/-20	10	38	8
P'	108/-41	3	36	21
P+P'	103/-25	13	26	8

ii) de deux directions P(Tab.I.15) et P'(Tab.I.16) isolées entre 200 et 420-500°C ou 15 et 70-100mT. P (D/I=142°/2° IS) est présente sur la majorité des sites, alors que P' (D/I=136°/-21° IS) n'est observée que sur les 3 sites NL, NM et NN (fig.I.46).

Tableau I.15
Direction P

Site	strati.	D/I (IS)	D/I (CP)	n	k	α_{95}
MF	118/83	143/0	121/-25	5	429	4
MG	127/84	139/2	130/-12	5	19	18
MH	121/89	145/4	126/-24	6	31	12
MI	120/113	143/-1	110/-21	8	71	7
MJ	128/109	141/2	126/-13	6	131	6
MK	116/121	142/-2	100/-21	7	1328	2
NA	118/107	142/2	113/-24	7	210	4
NB	124/108	144/5	123/-21	6	98	7
ND	125/97	139/2	125/-14	4	137	8
NO	127/93	142/2	124/-19	6	109	6
MZ	variable	139/-7	135/10	8	66(10)	7(19)

Tableau I.16
Direction P'

Site	strati.	D/I (IS)	D/I (CP)	n	k	α_{95}
NL	114/39	138/-17	122/-28	4	79	10
NM	79/44	133/-22	106/-52	6	107	7
NN	99/43	137/-24	110/-43	4	57	12

La statistique de Fisher montre que les deux aimantations P et P' sont post-plissement. En effet, qu'il s'agisse d'une simple correction de pendage (Tab.I.17) ou d'une correction plus complète tenant compte du plongement de l'axe du pli (120°/15°) (Tab.I.18), le paramètre de précision k est largement supérieur avant

correction. Le test de pli sur le site MZ s'est avéré aussi négatif, puisque la valeur de k passe de 66 à 10 et celle de α_{95} de 7 à 19 après déplissement. Il en résulte donc que ces calcaires sont complètement réaimantés. Toutefois, l'origine de la différence entre les deux directions P et P' reste à élucider. Il n'y a aucune différence notable concernant les gammes de température ; la seule différence qui existe entre les sites porteurs de l'aimantation P et ceux qui portent l'aimantation P', est une différence d'attitude structurale. Vue la grande complexité structurale qui règne dans ce secteur (*El Hassani et al., 1988*), trois hypothèses peuvent être envisagées. Les deux premières, qui me paraissent peu probables, concernent l'âge de l'acquisition de l'aimantation, soit à deux époques distinctes, soit syntectonique. La troisième hypothèse, qui me semble plus probable suggère une phase tectonique postérieure à l'acquisition de l'aimantation ayant basculé l'une des deux parties ou les deux mais différemment.

V- CONCLUSIONS

L'analyse de l'aimantation portée par les calcaires de Bou Regreg montre la présence de trois groupes de directions. Une direction de basses températures, liée au champ actuel et parfois en polarité inverse, est observée sur l'ensemble des échantillons. Les deux autres directions P et P' qui représentent des aimantations anciennes, sont d'après le test de pli post-plissement. Il s'agit probablement d'une même aimantation acquise après une phase tectonique majeur. La différence en inclinaison entre les deux directions peut être expliquée par un basculement postérieur. De plus la direction P(D/I=142/2) est très voisine de la direction TI (D/I=129/0) obtenue sur les spilites ordoviciennes et interprétée comme une réaimantation.

..IIème PARTIE.

..L'ANTI-ATLAS..

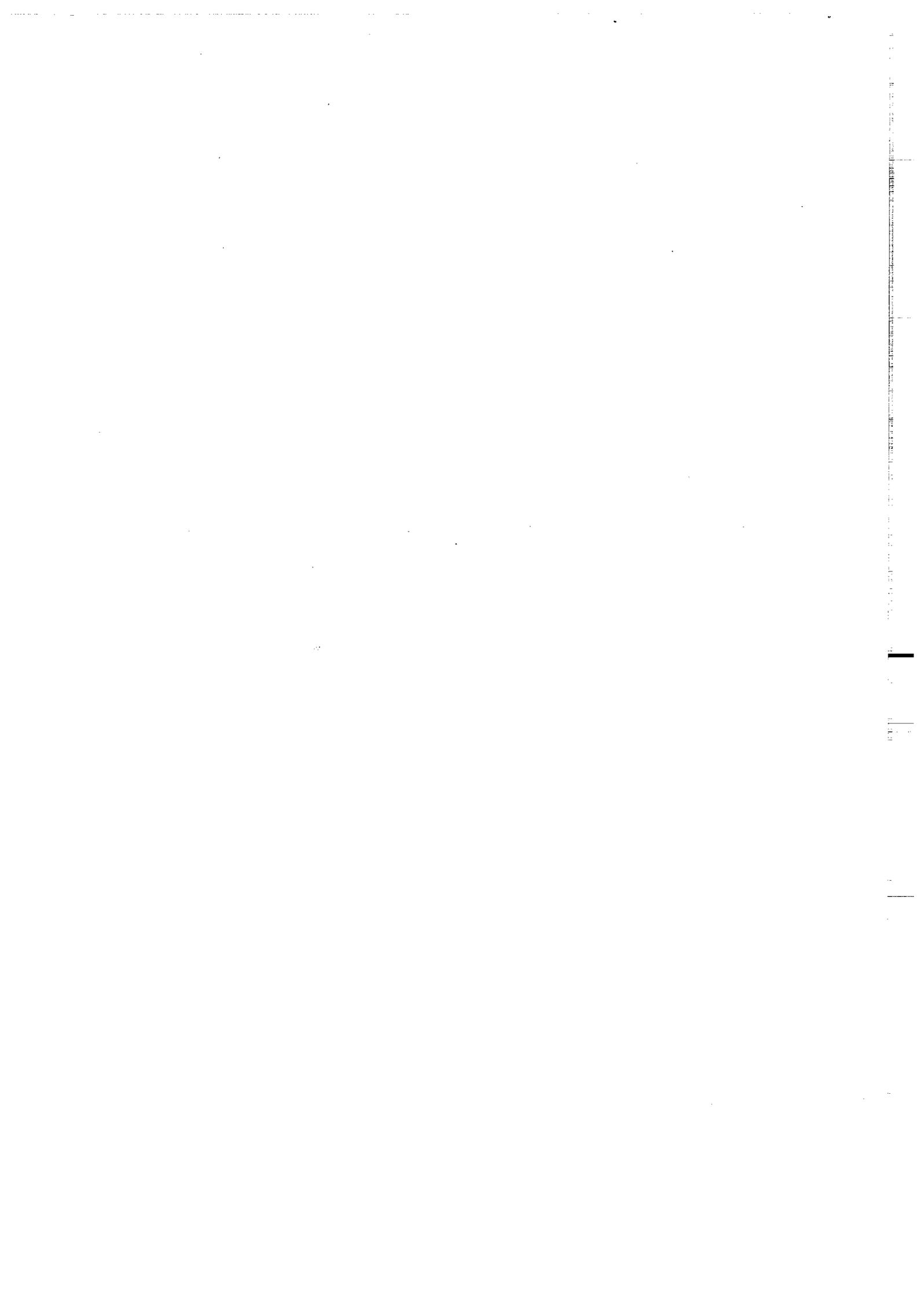
I- INTRODUCTION

II- GEOLOGIE-ECHANTILLONNAGE

III- PALEOMAGNETISME

IV- RECAPITULATIF DES RESULTATS

PALEOMAGNETIQUES DE L'ANTI-ATLAS



I- INTRODUCTION

La chaîne de l'Anti-Atlas s'étend dans le Sud du Maroc, sur une longueur de 700 km depuis l'Océan Atlantique, à l'Ouest-Sud-Ouest, jusqu'à la Hamada du Guir, à l'Est-Nord-Est. Elle marque la bordure nord-ouest du craton ouest-africain et résulte de la superposition de phénomènes orogéniques échelonnés au cours du Précambrien et du Paléozoïque. Pour l'essentiel c'est une chaîne hercynienne d'avant-pays dont le substratum précambrien affleure largement.

Le dispositif structural y est caractérisé par la présence d'une couverture d'âge protérozoïque terminal à paléozoïque supérieur faiblement déformée et d'un socle précambrien complexe dont plusieurs unités affleurent sous forme de "boutonnières" antiformes (Kerdous, Ifni....)

La limite Nord de l'Anti-Atlas est constituée par un linéament tectonique qui englobe des structures décrites souvent sous le nom d'accident sud-atlasique, et qui se suit depuis Agadir jusqu'à Gabès en Tunisie. Les limites Sud et Est, moins précises, sont représentées par les bassins Carbonifères de Tindouf et de Béchar.

Le socle précambrien a permis à *Choubert (1947,1963)* de distinguer deux domaines (sud-occidental et nord-oriental) séparés par un accident oblique WNW-ESE qui s'étend de depuis le bord Sud du Siroua jusqu'à Zagora puis Taouz (Fig.II.1). C'est l'accident majeur de l'Anti-Atlas.

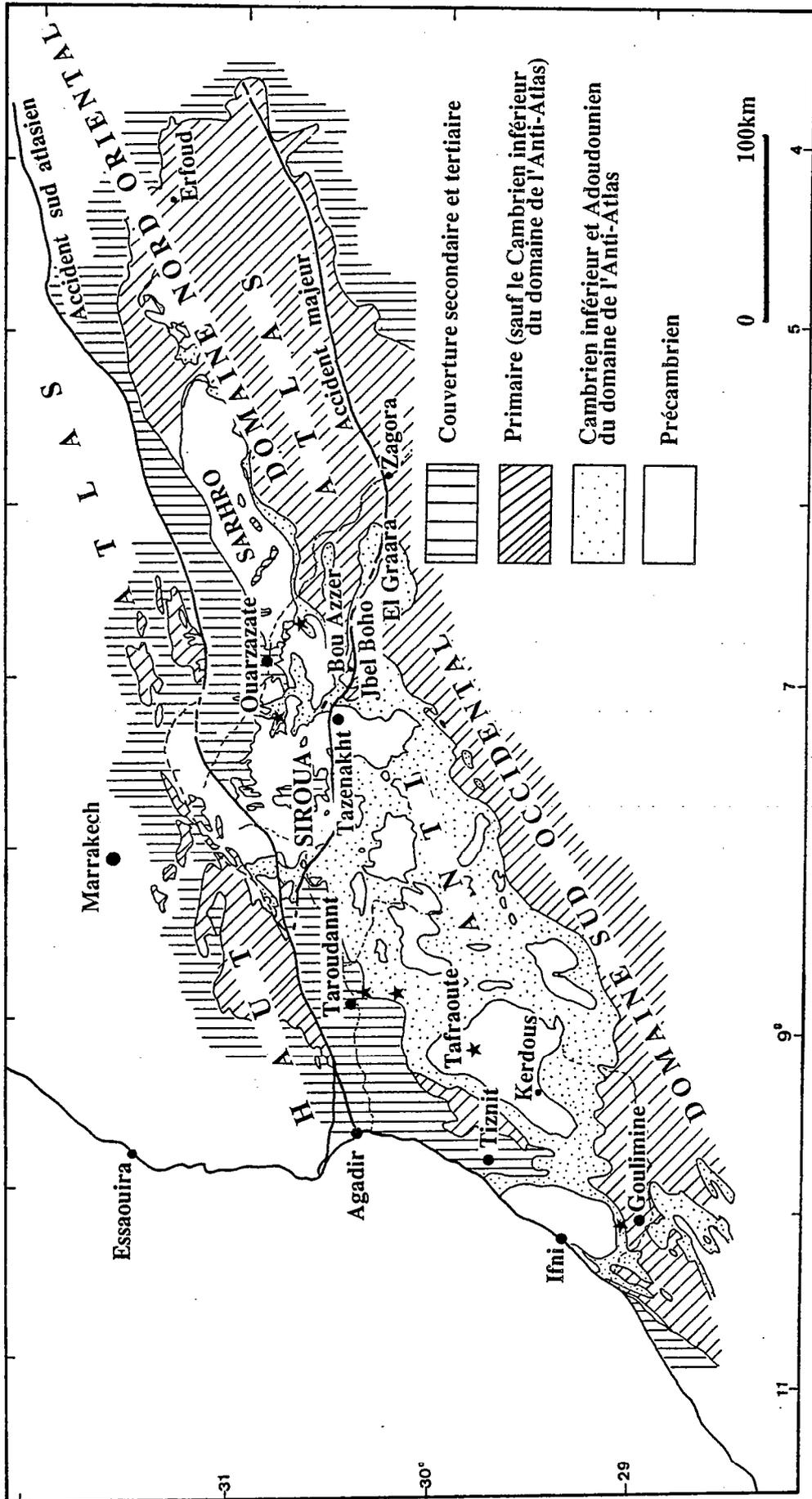


Fig. II.1 Domaine de l'Anti-Atlas (d'après Choubert 1963)
Localisation des sites d'échantillonnage (★)

Dans Le domaine sud-occidental le socle précambrien ancien est formé par des gneiss et micaschistes, des granites et migmatites. Il constitue le bord nord du craton éburnéen (1900-1650 Ma) ouest africain, avec une couverture de plate-forme calcaréo-quartzitique attribuée au Précambrien supérieur et affectée par l'orogénèse pan-africaine (600 Ma).

Le domaine nord-oriental, correspond à la "zone mobile de l'Anti-Atlas" ; il est interprété comme un segment pan-africain polyphasé sur le bord nord du craton ouest-africain. Il est caractérisé par la présence d'un complexe ophiolitique (*Leblanc, 1975, 1976*).

La présence dans l'Anti-Atlas de formations situées sous le Géorgien mais nettement liées au Paléozoïque a donné naissance à la notion d'Infracambrien ou Eocambrien. Une première subdivision a été proposée par *Choubert(1952, 1956,1957)* :

- Infracambrien inférieur ou Série de Ouarzazate

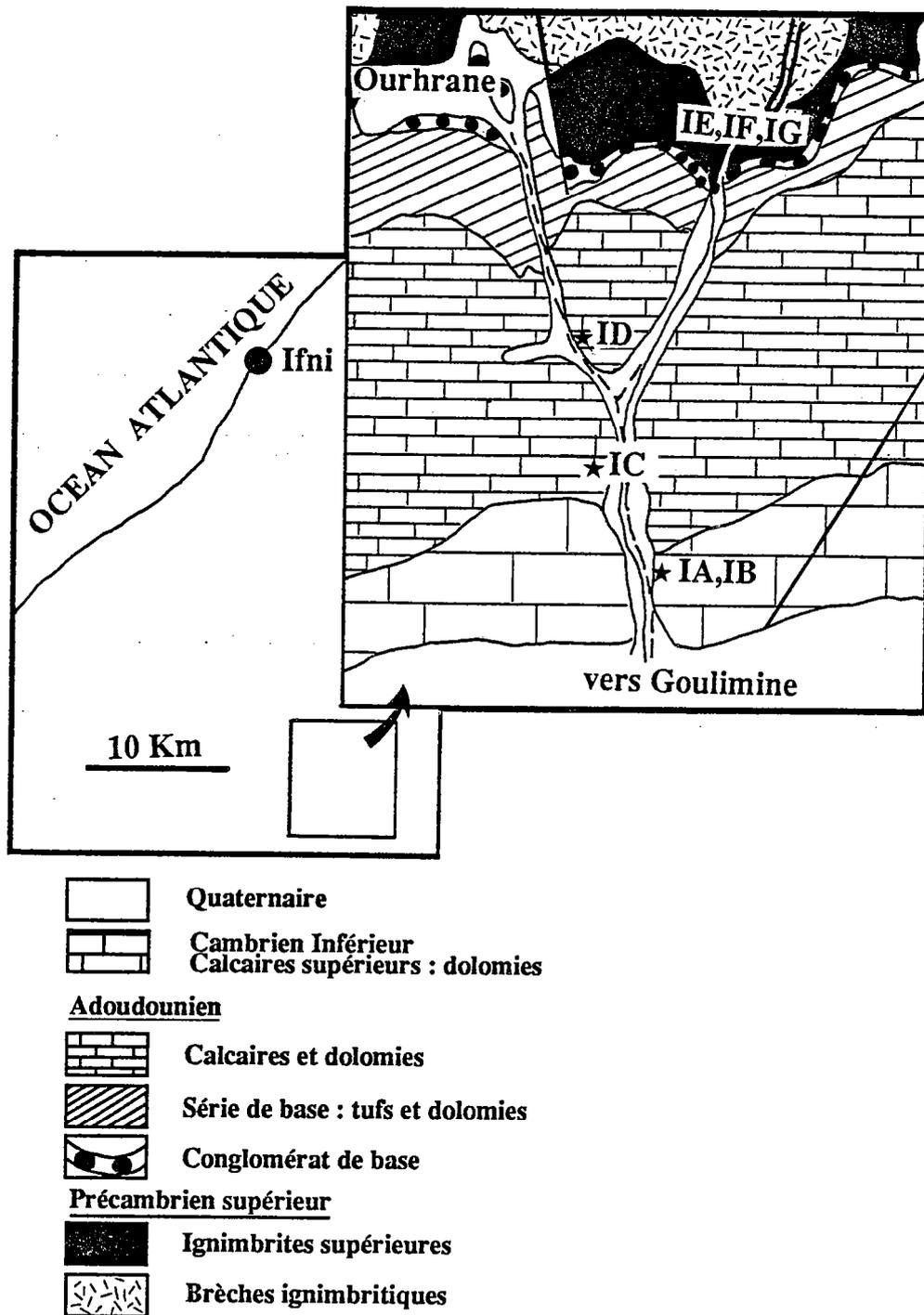
- Infracambrien supérieur appelé Série de l'Oued Adoudou ou Adoudounien.

Cette subdivision ne fut que provisoire car l'ensemble inférieur va être rattaché au Précambrien supérieur dans le cadre d'un système de Ouarzazate, ou PIII (*Choubert,1959, 1953 ; Choubert et Faure-Muret, 1970*). Dès lors, l'expression Infracambrien ou Adoudounien représente (de haut en bas) :

- les calcaires supérieurs au sommet desquels apparaissent les premières faunes connues

- la série Lie-de-Vin

- les calcaires inférieurs



D'après la carte géologique au 1/100.000 et BENZIANE & YAZIDI (1982)

Fig.II.2 - Région d'Ifni ; localisation des sites échantillonnées.

Les études paléomagnétiques décrites dans ce mémoire ont été effectuées sur des formations volcaniques, plutoniques et sédimentaires, dont les âges vont du Précambrien terminal au Cambrien inférieur. L'échantillonnage (au total 24 sites, 167 échantillons prélevés par forage sur le terrain, orientés avec boussole et compas solaire) a été fait dans les régions d'Ifni, Taroudannt, Tafraoute et Ouarzazate. Après une description géologique des différentes régions et la localisation des sites d'échantillonnage, nous présenterons les résultats détaillés des analyses paléomagnétiques. Nous concluons ce chapitre par une récapitulation des données acquises sur l'Anti-Atlas.

II- GEOLOGIE-ECHANTILLONNAGE

1) REGION D'IFNI

Situé à l'extrême Ouest de l'Anti-Atlas, la boutonnière d'Ifni est caractérisée par l'abondance de formations granitiques, volcaniques et volcano-détritiques qui affleurent sous une couverture essentiellement carbonatée de l'Adoudounien et du Géorgien.

Une tectonique cassante a affecté ces formations. Les failles déterminent des systèmes de horsts et grabens. Ces fractures ont joué durant l'orogénèse hercynienne. Le métamorphisme général, dans le faciès schistes verts à albite et épidote, a provoqué la recristallisation des laves et la transformation des granites. La cristallinité de l'illite des sédiments adoudouniens témoigne d'un métamorphisme post-Précambrien. Les datations sur minéraux (*Benziane et Yazidi, 1982*) des grano-diorites PII-III donnent des âges jeunes de 325 et 295 Ma, qui montrent que le métamorphisme est hercynien.

A la bordure S de la boutonnière affleurent, avec des légers pendages sud, les formations du Précambrien terminal, de l'Adoudounien et du Cambrien inférieur. Ces derniers disparaissent sous le quaternaire du Reg es Solfâne.

Sur la route Ifni-Goulimine (bordure sud de la boutonnière), des ignimbrites du Précambrien terminal affleurent sous le conglomérat de la base de l'Adoudounien (fig.II.2). Elles sont dures, massives, et la tectonique cassante qui les a affectées y a déterminé un débit en losanges. On peut observer de belles figures de fluidalité faisant penser à des plis. Toutes les coulées présentent des fiammes bien visibles quand la roche est altérée, ainsi que des phénocristaux de quartz rhyolitique et de feldspath automorphe.

L'échantillonnage a été effectué en bordure de la route Ifni-Goulimine. Trois sites : IE, IF et IG ont été prélevés dans les ignimbrites du Précambrien terminal (PIII). Le site IG correspond à des galets volcaniques prélevés dans le poudingue de base de l'Adoudounien (test de conglomérat). Dans la série sédimentaire sus-jacente, quatre sites : IA, IB (calcaires du Cambrien inférieur), IC et ID (dolomies de l'Adoudounien) ont été échantillonnés.

2) REGION D'OUARZAZATE

Dans la région de Ouarzazate, affleurent des terrains volcaniques et sédimentaires du Précambrien et du Paléozoïque. Sur la route d'Ouarzazate-Agdz-Zagora, entre Tizi n'Tinfifit et Aït-Saoun (au km 43), on observe des andésites porphyriques du P III surmontées par la série adoudounienne. Les andésites du PIII appartiennent à la formation volcanique de Ouarzazate qui est représentée sur l'ensemble de l'Anti-Atlas où elle constitue la base de la couverture paléozoïque discordante sur le socle Précambrien. Cette formation a été datée par la méthode U-Pb (*Mifdal et Peucat, 1985*) sur des rhyolites. Les âges obtenus depuis la base vers le sommet de ces roches sont de 580 ± 12 , 563 ± 10 et 586 ± 20 (ou 574 ± 5) Ma. D'autre part, *Juery et al. (1974)* et *Juery (1976)* ont daté sur zircons des formations équivalentes dans le Haut Atlas à 578 ± 15 Ma pour les rhyolites de Bou Ourhioul et 563 ± 20 Ma pour le granite de Meltsen. Dans presque toutes les coupes les produits acides sont très importants (rhyolites, rhyodacites et dacites), souvent ignimbristiques (*Bouladon et Jouravsky, 1954 a,b*) avec des intercalations de deux ou trois horizons basiques ou détritiques et d'horizons volcano-sédimentaires. Les roches andésitiques et basiques appartiennent à une série calco-alcaline immature (*Boyer et al., 1978*). Ceci correspondrait au blocage d'une subduction, sur la marge nord du Craton Ouest-Africain, à la fin de la collision panafricaine. En certains endroits, cette formation a complètement disparu, érodée avant le dépôt des sédiments adoudouniens.

Le conglomérat de base de l'Adoudounien est principalement constitué de matériel volcanique. La série adoudounienne montre les dolomies inférieures avec des intercalations de pélites roses et violacées et des grès (grès de Tikirt). Vers la base de cette série, apparaît une large coulée andésitique (*Choubert et Faure-Muret, 1970*). Son extension vers l'Ouest et le Sud-Ouest a été reconnue

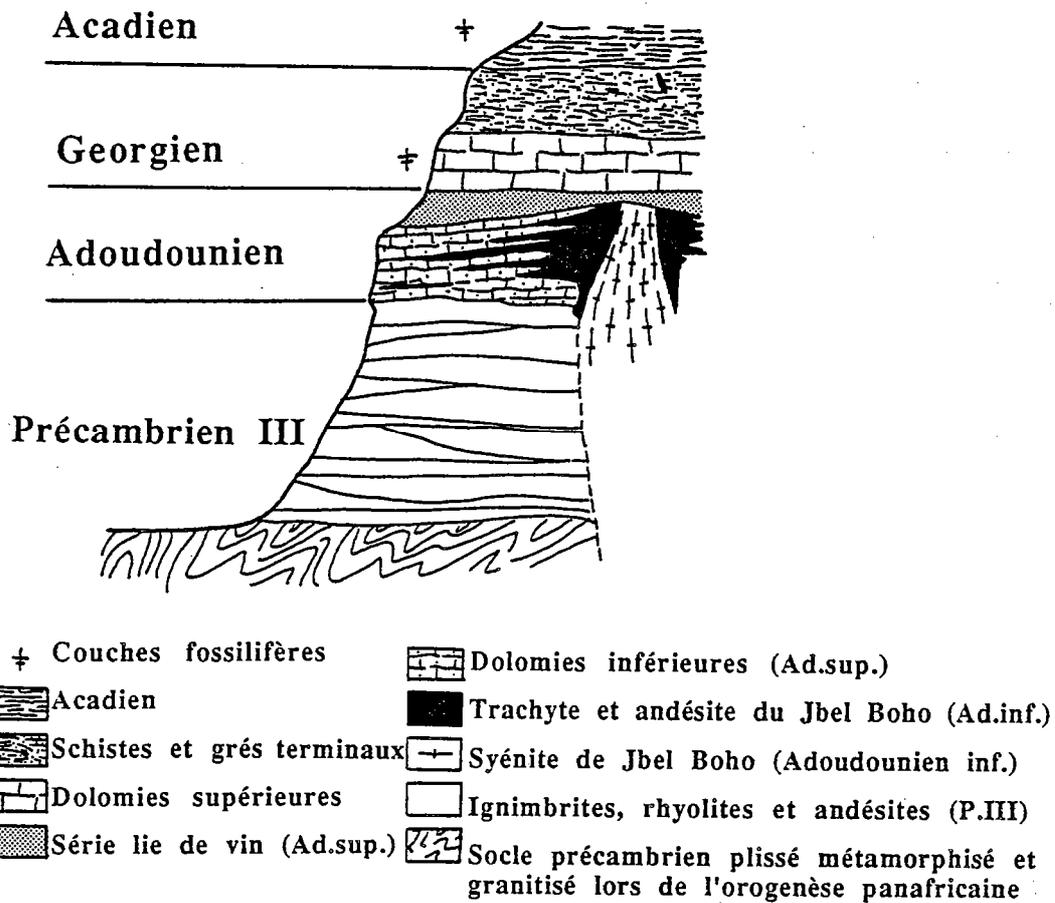


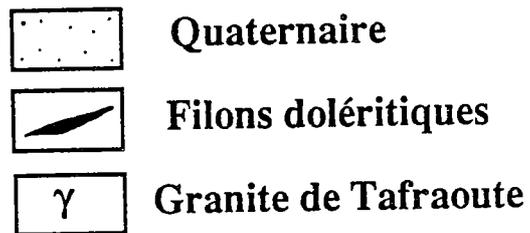
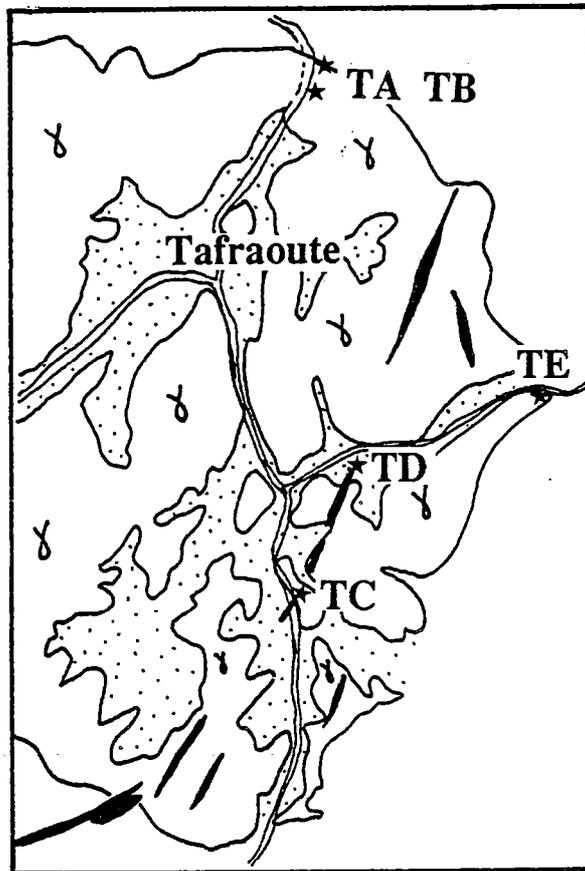
Fig.II.3 - Coupe schématique des terrains précambriens, infracambriens et cambriens au niveau du volcan du Jbel Boho (Ducrot et Lancelot, 1977).

sur plusieurs dizaines de kilomètres le long de la bordure adoudounienne. Au Sud, elle se rattache aux coulées andésitiques de la bordure Nord d'El-Graara. En effet, des coulées trachytiques et andésitiques issues du volcan d'Alougoum (Jbel Boho) (*G. Choubert, 1952*) sont interstratifiées dans les dolomies inférieures et des bombes volcaniques s'observent en inclusions dans ces mêmes dolomies (fig.II.3). Le cœur de l'appareil volcanique (*Leblanc, 1971*), d'un rayon de 2 km, est constitué d'une akérite passant à une syénite rose et même à une syénite néphélinique à péridots. Autour de Jbel Boho, cette intercalation volcanique (de 0 à 300m d'épaisseur) est observée au sein des dolomies inférieures dans un rayon de 30 km.

Le volcan a été daté par la méthode U-P sur zircons (*Ducrot et Lancelot, 1977*) à 534 ± 10 Ma. Des âges de 300 ± 15 Ma et 315 Ma obtenus par les méthodes Rb-Sr sur roche totale (trachytes, andésites) et K-Ar sur une trachyte (*Charlot et al., 1970 ; Choubert et al., 1965*) indiquent que l'appareil volcanique a subi un faible événement thermique hercynien qui a provoqué l'ouverture des systèmes K-Ar et Rb-Sr mais n'a pas affecté d'une façon détectable le système U-Pb des zircons.

La série sédimentaire adoudounienne et des laves andésitiques de la bordure Sud de la boutonnière de Bou Azzer-Elgraara ont déjà fait l'objet d'une étude paléomagnétique (*Daly et Pozzi, 1977*) qui a abouti à un pôle paléomagnétique (Lat.=47, Long.=42) attribué au cambrien.

Trois sites (TL, TM, TN) ont été prélevés sur la coulée andésitique. TM et TN ont été pris respectivement dans la partie inférieure et supérieure de la coulée. Le site TM (test de contact) correspond à des échantillons qui ont été prélevés dans l'encaissant (conglomérat sous-jacent) en s'éloignant de la base de la coulée.



Extrait de la feuille de Taфраoute
au 1/100.000

Fig.II.4 - Granite et dolérites de Taфраoute.

Sur la route Ouarzazate-Tazenakhte (feuille de Tazenakhte au 1/100.000^e) trois sites (21 carottes) : TO(dolomies grises et roses appartenant aux dolomies inférieures), TP(niveaux fins de conglomérats adoudouniens) et TQ(pélites appartenant à la série lie de vin), ont été échantillonnés. Les sites TO et TQ ont été prélevés entre 43 et 44 km de Ouarzazate, sur le flanc S du synclinal de Zaouia Idermi. Quant au site TP, il provient du flanc N du synclinal d'Indiout à 59 km environ de Ouarzazate. Les pendages sont SW dans le cas des sites TO et TQ, et NE pour le site TP. Ils présentent des valeurs faibles qui n'excèdent pas 30°.

3) REGION DE TAFRAOUTE

L'intrusion granitique de Tafraoute, dans la partie Est de la boutonnière de Kerdous, se présente sous forme d'un massif circonscrit de 5 à 8 km, mis en place dans l'unité éburnéenne (socle Précambrien I). Le granite sub-alcalin est doté d'une texture largement grenue dans sa partie centrale, tandis que ses bordures, principalement celle du Nord, montrent des faciès microgrenus porphyriques (*Hassenforder, 1987*). Sa datation isotopique situe l'âge de mise en place à 549 ± 15 Ma (*Charlot, 1975, 1976*) c'est à dire près de la limite Précambrien-Cambrien. Même si sa genèse est en relation probable avec une fusion crustale tardi-panafricaine et avec le volcanisme de la série de Tanalt, sa mise en place finale est post-tectonique dans le cadre panafricain.

Le massif granitique est haché par de nombreuses fractures et recoupé par des filons aplitiques et doléritiques. Ces derniers semblent les plus précoces et correspondraient à un épisode de distension E-W au cours du Protérozoïque terminal ou du Paléozoïque tout à fait inférieur (*Hassenforder, 1987*).

Le granite de Tafraoute et ses filons doléritiques apparaissent ainsi comme à peu près contemporains des manifestations volcaniques post-panafricaines du

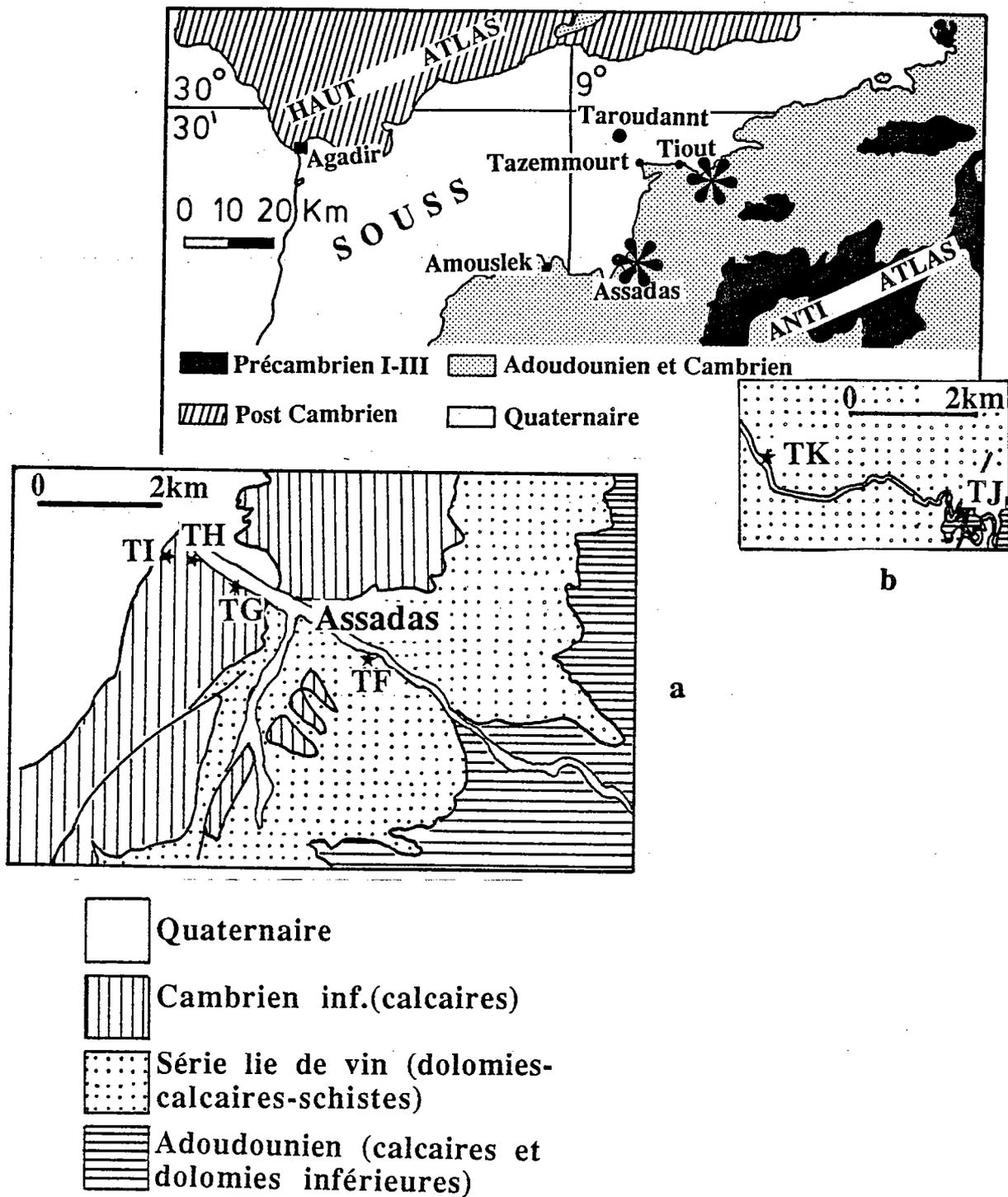


Fig.II.5 - Région de Taroudannt.

a) coupe de Oued Assadas

b) route d'Igherm.(Tiout)

Protérozoïque terminal (série de Ouarzazate du Précambrien III et du volcanisme adoudounien de Jbel Boho).

Les datations Rb/Sr et K/Ar sur une biotite (*Charlot, 1975*) ont donné un âge apparent de 330-350 Ma qui montre que dans cette région occidentale de l'Anti-Atlas l'influence hercynienne s'est manifestée au moins par un événement thermique permettant l'ouverture des réseaux des biotites.

Une quinzaine de blocs orientés répartis en trois sites, ont été prélevés dans différents faciès du granite : aplite (site TA), granite à grain fin (site TE) et à gros grain (site TB). Treize carottes ont été forées dans ces blocs. D'autre part, onze carottes réparties en deux sites TC et TD, ont été prélevées dans les filons doléritiques qui recoupent le granite (fig.II.4). Le site TC, situé sur la route de Tafraoute-Aguer Aoudad, a été échantillonné sur un filon de deux mètres de large et de direction subméridienne. À 1 Km à l'E d'Aguer Aoudad affleure un filon plus large (4 à 5m) sur lequel ont été prélevés les échantillons du site TD.

4) REGION DE TAROUDANNT

Dans la région de Taroudannt la bordure N de l'Anti-Atlas est constituée de formations appartenant à l'Adoudounien et au Cambrien inférieur, et qui sont interrompues par la plaine de Souss (fig.II.5). Les vallées des affluents de l'Oued Souss fournissent des coupes de ces formations qui sont à faible pendage N.

A 30Km environ au S de Taroudannt, quatre sites TF, TG, TH (calcaires) et TI (carrière de marbres roses) ont été prélevés le long de l'Oued Assadas dans l'Adoudounien et le Cambrien inférieur (fig.II.5a). A l'Est de Taroudannt, sur la route d'Igherm, deux sites TJ et TK ont été prélevés les calcaires et schistes violacés adoudouniens (fig II.5b).

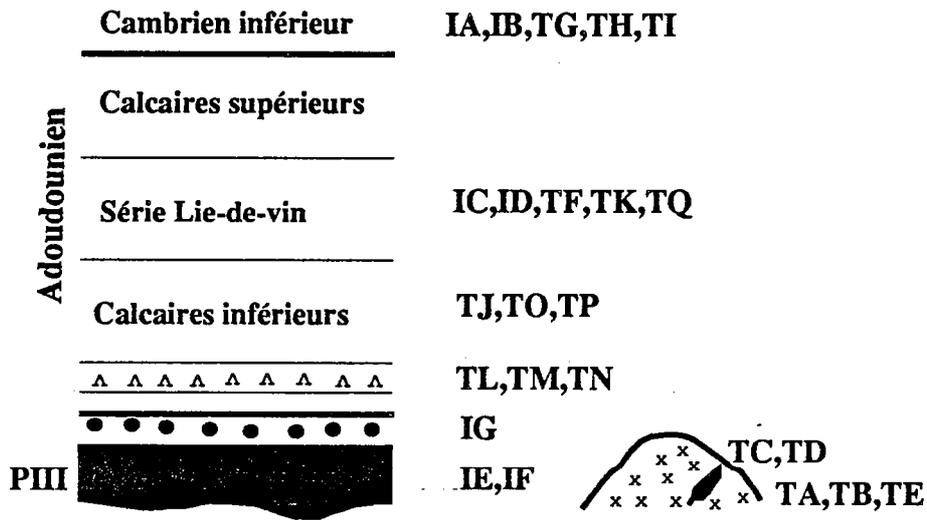
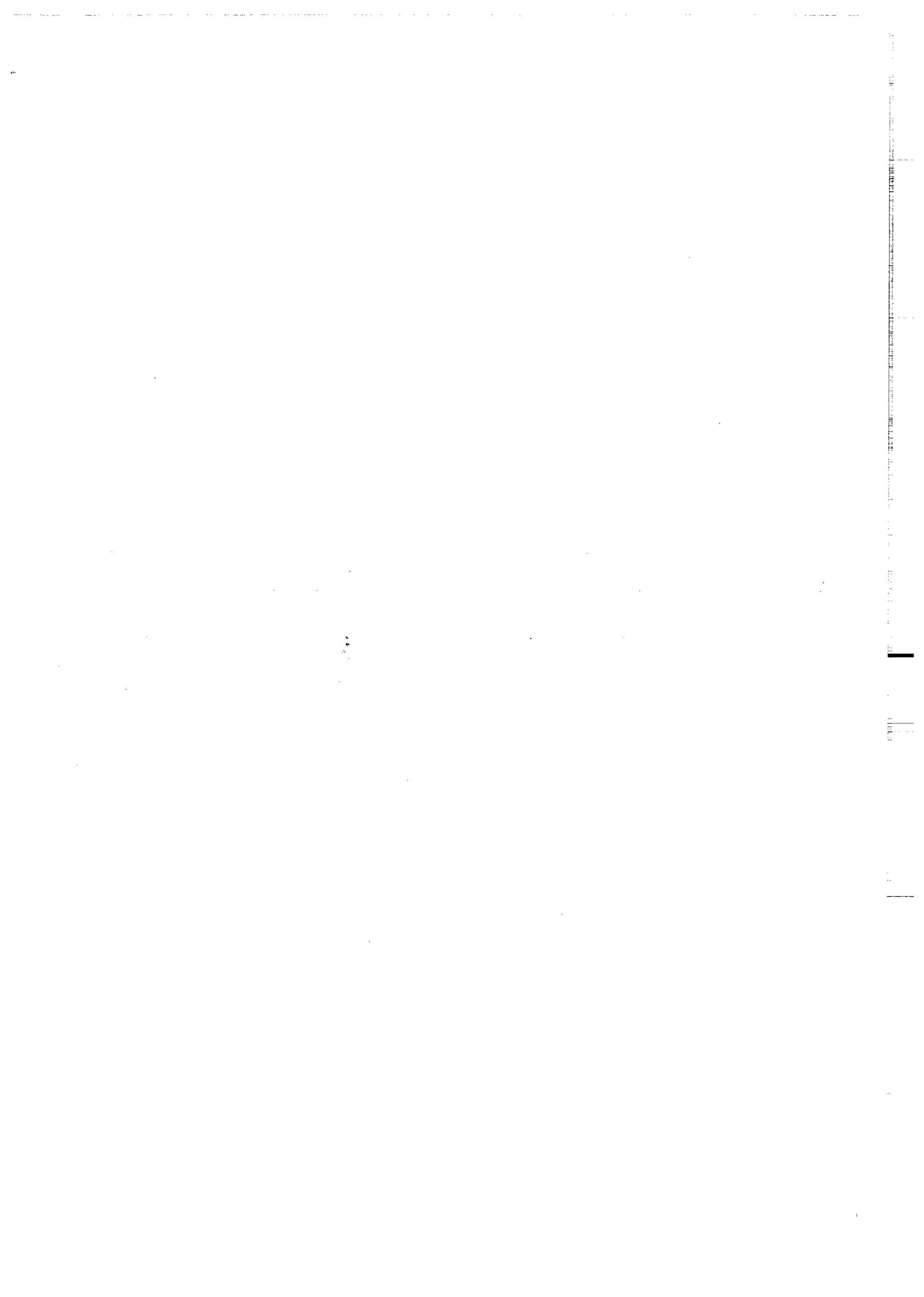


Fig. II.6 - Coupe schématique des différentes formations échantillonnées dans l'Anti-Atlas

A l'exception de site TI, qui présente un faciès massif, les calcaires montrent une bonne stratification en bancs bien visibles. Il a cependant été possible de déterminer très précisément la paléo-horizontale pour le site TI grâce au remplissage partiel des Archéocyathes, observable sur différents plans de coupe dans la carrière.

5) RECAPITULATIF

Un total de 24 sites (167 échantillons) ont ainsi été prélevés sur des formations de tous types (intrusives, effusives, sédimentaires), sur une large surface géographique (350 km environ, d'Ifni à Ouarzazate). Tous ces échantillons ont un âge compris entre la limite Précambrien-Cambrien et le Cambrien inférieur (environ 560-520Ma). La déformation dans tous les cas est quasi-nulle. Seuls de légers pendages affectent ces séries, dans des directions variables. Un métamorphisme régional hercynien de faible intensité est néanmoins mis en évidence lors des études géochronologiques. La figure II.6 récapitule les corrélations géologiques entre les différents sites échantillonnés.



III- PALEOMAGNETISME

A) VOLCANITES-GRANITE-DOLERITES
--

1) IGNIMBRITES PRECAMBRIENNES D'IFNI

2) ANDESITES ADOUDOUNIENNES DE OUARZAZATE

3) GRANITE ET DOLERITES DE TAFRAOUTE

B) SEDIMENTS DE L'ADOUDOUNIEN

ET DU CAMBRIEN INFERIEUR

1) CALCAIRES ET DOLOMIES ADOUDOUNIENS

2) CALCAIRES CAMBRIENS

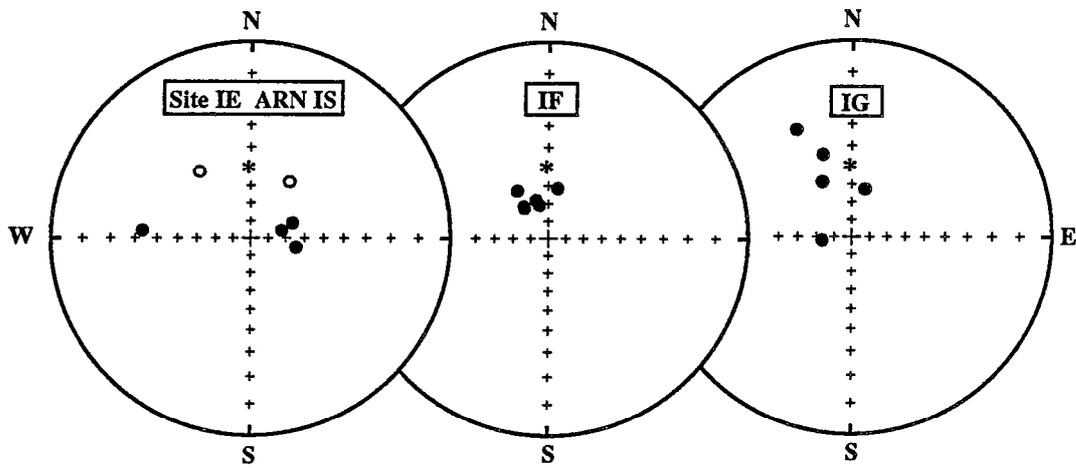


Fig.II.7 - ARN : directions des échantillons.
(symbols pleins (creux) inclinaison positives (négatives))

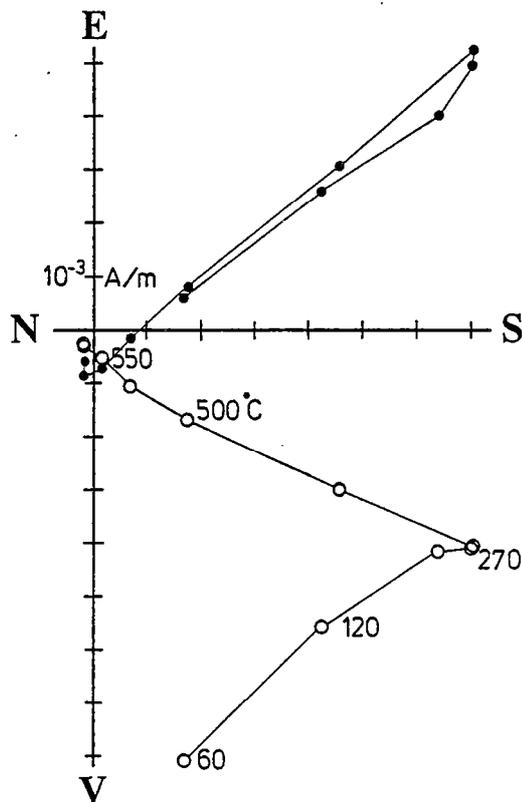


Fig.II.8 - Exemple de courbe de désaimantation site IE.

III- PALEOMAGNETISME

A) VOLCANITES-GRANITE-DOLERITES

1) IGNIMBRITES PRECAMBRIENNES D'IFNI

Les aimantations rémanentes naturelles portées par ces échantillons possèdent des intensités autour de 3.10^{-2} A/m et des directions (fig.II.7) généralement proche du champ actuel. Des désaimantations thermiques ont été conduites sur l'ensemble des échantillons jusqu'à 580°C pour le site IE et 680°C dans le cas des sites IF et IG.

Site IE

Les échantillons de ce site sont porteurs de deux aimantations (fig.II.8). La première, qui est de basses températures (<200°C), a des directions essentiellement dans le cadran NW mais très dispersées. On peut y reconnaître des directions qui sont proches du champ actuel. Dans la gamme des températures 200-580°C, on détermine la seconde composante avec des directions également dispersées. Cependant, une direction SE à inclinaison positive et intermédiaire est présente sur trois échantillons.

Site IF

Le comportement des échantillons au cours de la désaimantation thermique permet d'en distinguer deux types. Pour le premier type (fig.II.9a), une perte

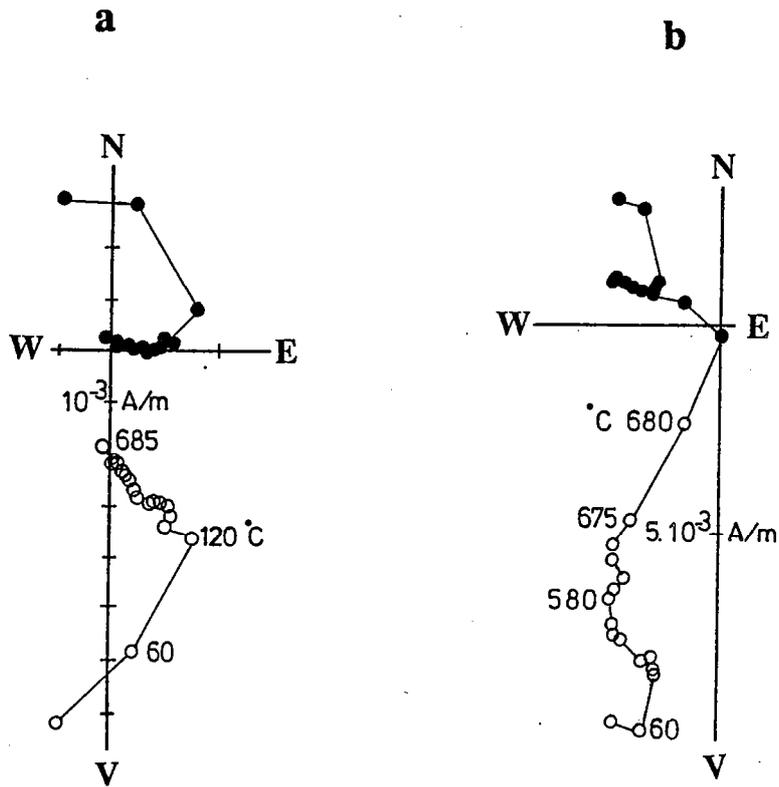


Fig.II.9 - Courbes de désaimantations site IF.
 Composante HT (Hautes Températures) mieux définie dans b que dans a.

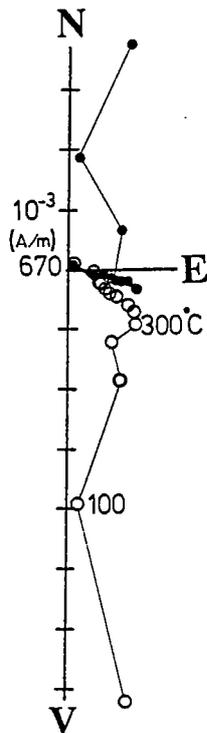


Fig.II.10 - Exemple de courbe de désaimantation site IG.

d'intensité d'aimantation d'environ 50% est observée vers 150°C point de Curie de la goethite. Au delà de cette température, l'intensité reste stable pour chuter à 680°C. Trois composantes sont présentes sur ces échantillons. On isole d'abord une composante de basses températures (<200°C) qui correspond au champ actuel. Pour des températures plus élevées, une aimantation de direction SE à inclinaison positive et intermédiaire est bien définie entre 200 et 660°C. En fin de désaimantation une troisième composante de direction W et à inclinaison positive et assez élevée, peut être déterminée mais souvent en considérant les derniers points stables.

Contrairement aux échantillons du premier type, ceux du second montrent des pertes d'intensité relativement réduites vers les basses températures. De plus la composante de haute température est très bien définie (fig.II.9b).

Certains échantillons de ce site ont été prélevés dans des structures de fluidalité qui font penser à des plis. Les résultats ci-dessus (directions cohérentes) montrent que cette fluidalité n'a pas affecté l'aimantation, par conséquent elle s'est installée à des températures supérieures à 680°C. Par contre, elle ne favorise pas les mesures de pendage. Nous avons considéré les valeurs du site IE.

Site IG (conglomérats)

Dans le cas de ce site, on note également des chutes d'intensité vers 150°C qui dépassent généralement 60% de l'aimantation initiale (ARN). Outre la composante de basses températures qui correspond au champ actuel, on reconnaît une direction SE à inclinaison relativement élevée (fig.II.10). En fin de désaimantation, il est parfois possible de déterminer des composantes de hautes températures de directions aléatoires. Le comportement de ces galets, très similaire à celui des ignimbrites, permet de suggérer d'une part que la composante SE est une réaimantation postérieure à la formation du conglomérat, d'autre part que la composante haute température correspond sans doute à l'aimantation primaire des ignimbrites.

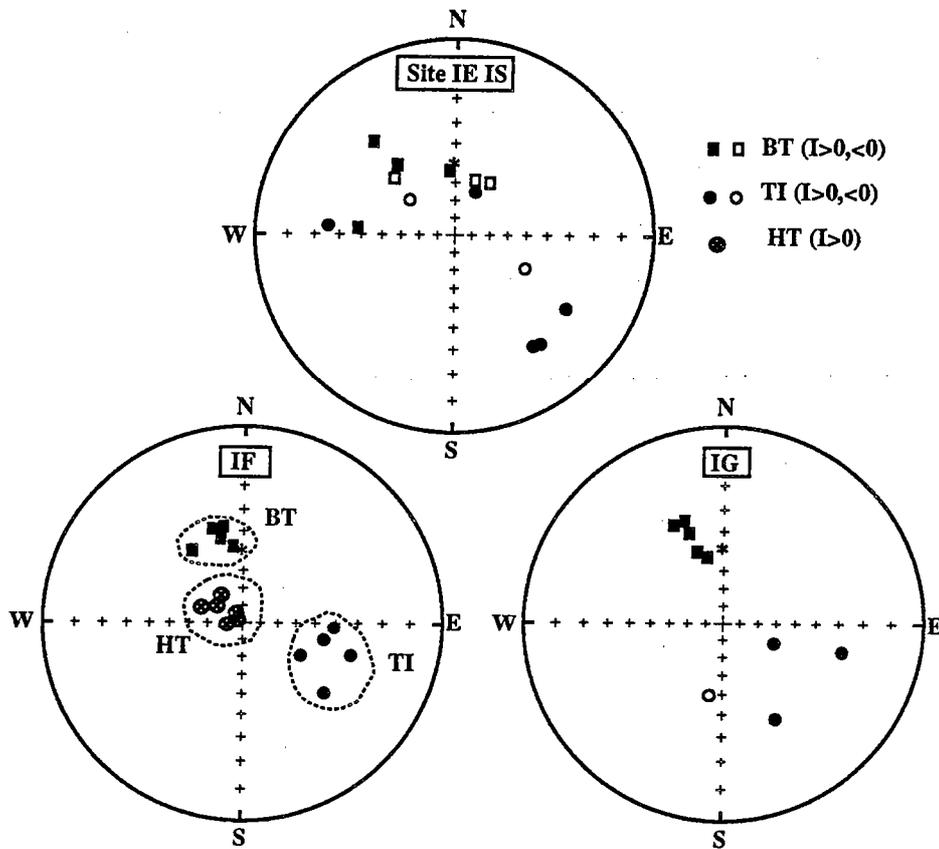


Fig.II.11 - Directions In Situ des échantillons après désaimantations.

Résultats-interprétation

Les résultats obtenus sur les trois sites sont résumés dans les tableaux II.1 à II.4. On a distingué trois types d'aimantations (fig.II.11): BT, TI et HT. BT portée par la goethite, a une direction voisine de celle du champ actuel. L'aimantation TI de direction SE à inclinaison intermédiaire est présente sur les trois sites. Par contre HT, de direction W et inclinaison élevée, n'a été observée que sur le site IF. La présence sur le site IG (conglomérats) de TI et de directions dispersées en fin de désaimantation, indique que HT et TI sont respectivement antérieure et postérieure à la formation du conglomérat.

Tableau II.1

Aimantation de basses températures(BT)

Site	strati.	D/I(IS)	D/I(CP)	n	k	α_{95}
IE	130/32	329/42	4/47	3	16	32
IF	130/32	342/41	15/50	5	89	8
IG	100/20	339/41	326/58	5	58	9

Tableau II.2

Aimantation de températures intermédiaires(TI)

Site	strati.	D/I(IS)	D/I(CP)	n	k	α_{95}
IE	130/32	136/21	134/-6	3	58	16
IF	130/32	111/41	109/9	5	31	14
IG	100/20	123/41	135/30	3	10	42

Tableau II.3**Aimantation de hautes températures(HT)**

Site	strati.	D/I(IS)	D/I(CP)	n	k	α_{95}
IF	130/32	304/76	244/54	6	77	8

Tableau II.4**Moyennes**

composante	N	D/I(IS)	D/I(CP)	k1	α_{95}	k2	α_{95}
BT	3	337/42	358/47	250	8	35	21
TI	3	124/35	126/11	27	24	12	37
HT	1	304/76	244/54

A) VOLCANITES-GRANITE-DOLERITES

1) IGNIMBRITES PRECAMBRIENNES D'IFNI

2) ANDESITES ADOUDOUNIENNES DE OUARZAZATE

3) GRANITE ET DOLERITES DE TAFRAOUTE

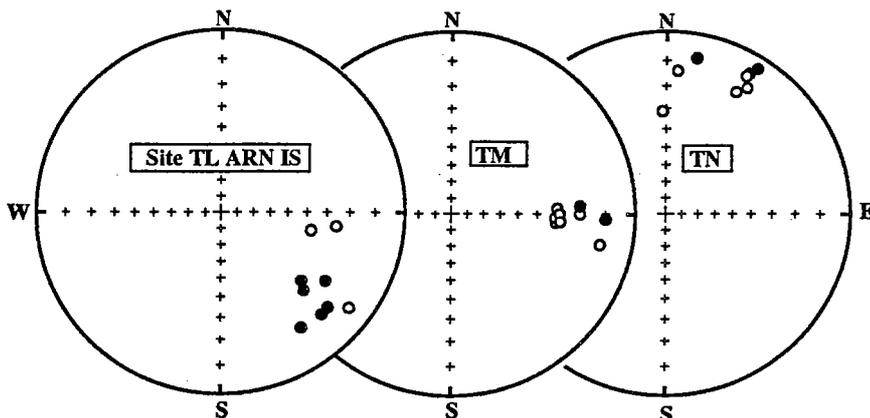


Fig.II.12 - Directions d'ARN In Situ.

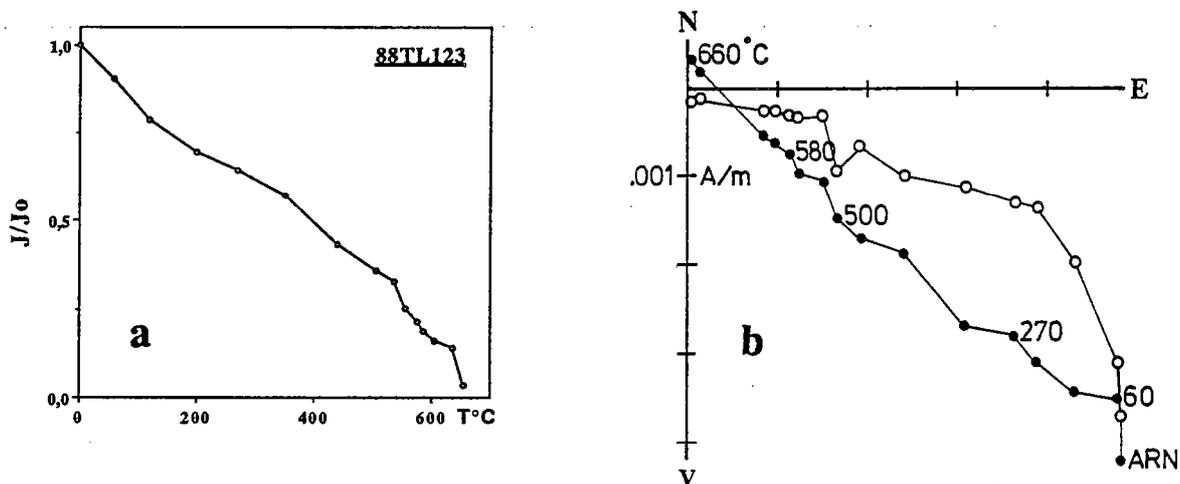


Fig.II.13 - Echantillon du premier type. a) variation de l'intensité en fonction de la température; b) projection orthogonale.

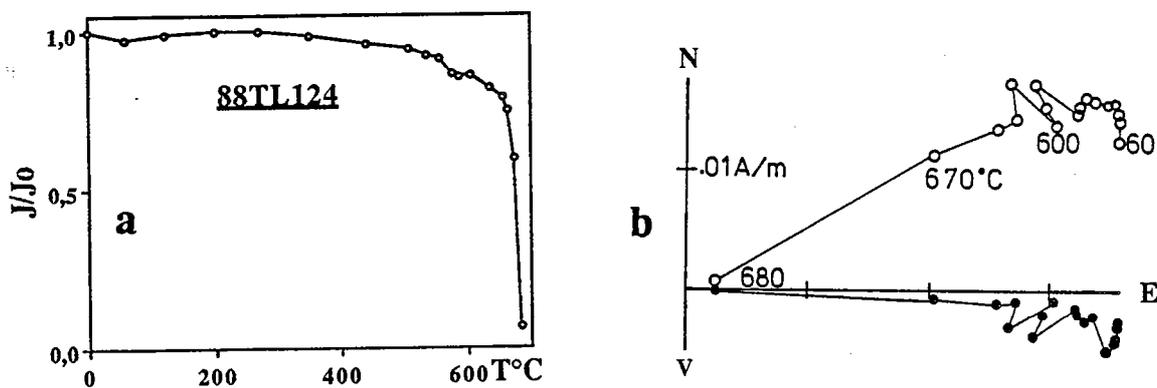


Fig.II.14 - Echantillon du second type. a) variation de l'intensité en fonction de la température; b) projection orthogonale.

2) ANDESITES ADOUDOUNIENNES DE OUARZAZATE

A.R.N.

L'aimantation rémanente naturelle (A.R.N.) des échantillons étudiés ici est généralement bien définie au niveau de chaque site. L'intensité d'aimantation pour l'ensemble des échantillons (y compris ceux de l'encaissant) est assez homogène. Elle est comprise entre 4×10^{-3} et 5×10^{-2} A/m. Quant aux directions (fig.II.12), elles sont généralement bien groupées, mais les directions moyennes obtenues pour chaque site sont assez différentes les unes des autres.

Désaimantation

site TL

Le comportement des échantillons au cours de la désaimantation thermique permet de distinguer deux types. Pour le premier type (fig.II.13a), l'intensité d'aimantation diminue régulièrement au cours de la chauffe et fait apparaître des températures de blocage entre 500 et 680°C. Les courbes de désaimantation montrent (fig.II.13b) une direction SE à inclinaison faible portée principalement par de la magnétite. Pour le second type (fig.II.14a), on note deux chutes rapides d'intensité d'aimantation au cours de la chauffe : l'une autour 550°C et l'autre vers 680°C. La chute à 680°C est plus importante et indique donc que l'aimantation est portée principalement par l'hématite. Deux composantes d'aimantation sont présentes sur ces échantillons (fig.II.14b). La première, isolée entre 150 et 550°C, a une direction semblable à celle des échantillons du premier type. La deuxième composante d'aimantation qui est

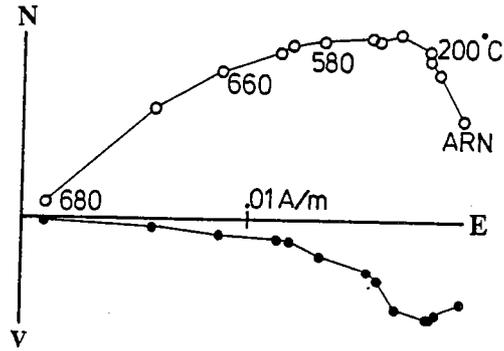


Fig.II.15 - Courbe de désaimantation (projection orthogonale) site TM.

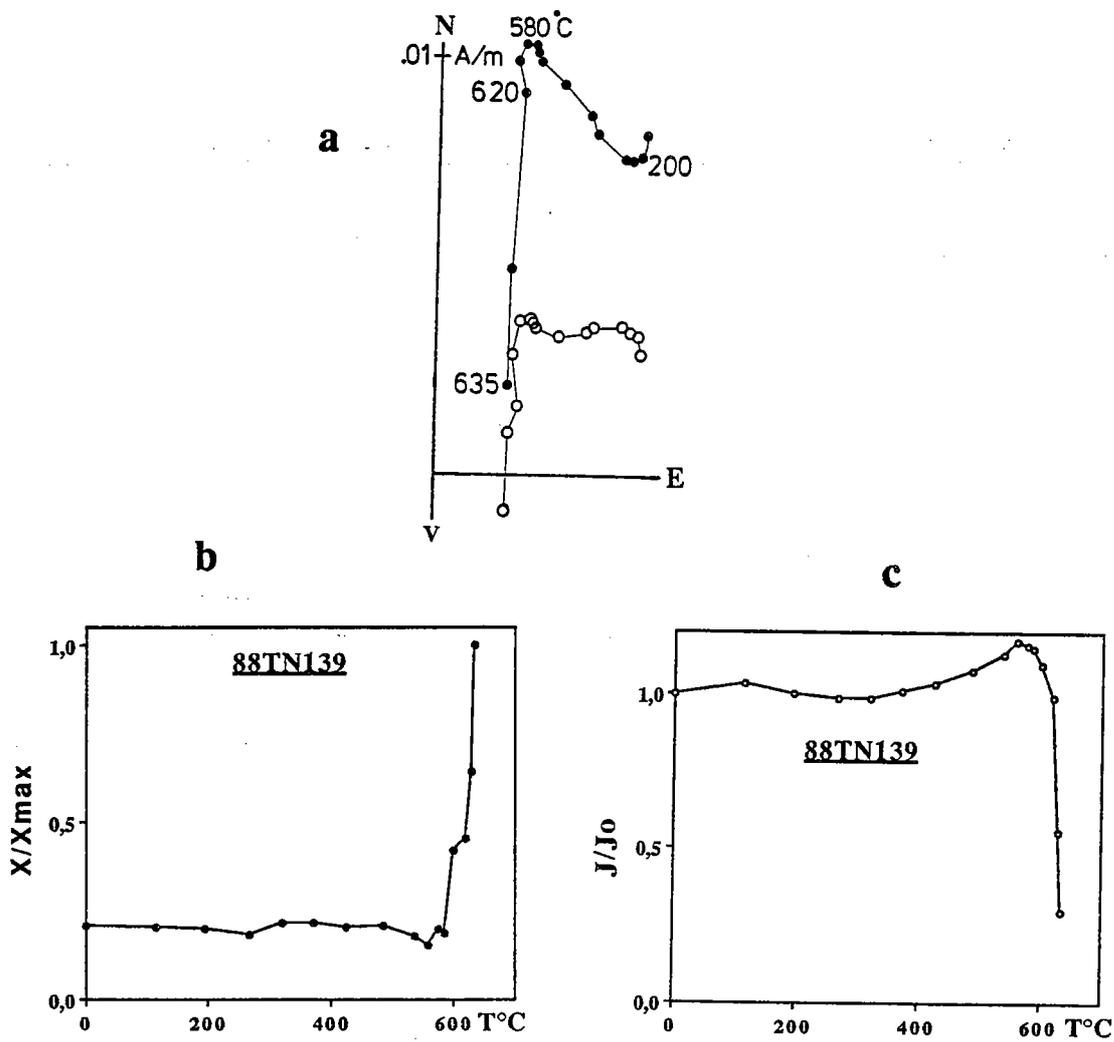


Fig.II.16 - Site TN. a) projection orthogonale ; b,c : évolution de l'intensité et de la susceptibilité magnétique au cours de la chauffe.

isolée entre 600°C et 680°C, présente une direction E à inclinaison négative et intermédiaire.

site TM : contact

Les échantillons du contact ont un comportement assez proche des ceux du second type. On observe principalement la composante E à inclinaison négative qui est portée par l'hématite (fig.II.15). La composante SE à inclinaison faible est plus ou moins définie sur deux ou trois échantillons pour des températures inférieures à 600°C. L'échantillon le plus éloigné du contact (80cm) montre en plus de l'aimantation SE (<580°C), une composante E à inclinaison positive (+15°), différente de l'aimantation caractéristique des échantillons plus proches du contact. Cette composante est à rapprocher des résultats obtenus sur les pélites du site TQ (cf plus loin sédiments).

site TN

Sur les échantillons de ce site on isole d'abord, une aimantation de basse température (<200°C) qui correspond au champ actuel, puis une composante SE à inclinaison faible dans la gamme des températures 200-580°C. Au delà de 600°C, une aimantation de direction N subsiste (fig.II.16a). La chute rapide de l'intensité d'aimantation (fig.II.16b) et la croissance de la susceptibilité magnétique en fin de désaimantation (fig.II.16c), ne favorisent pas la détermination de cette composante. Elle a été obtenue en prenant les derniers points stables.

Minéralogie magnétique

Les courbes thermomagnétiques sous vide font apparaître un à deux points de Curie. Elles montrent également des transformations minéralogiques, qui se

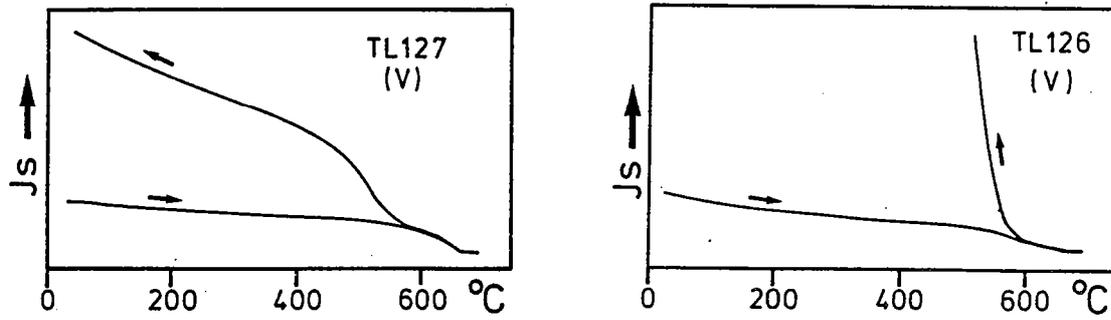


Fig.II.17 - Courbes thermomagnétiques. a) un point de Curie (hématite)
b) deux points de Curie (magnétite + hématite).

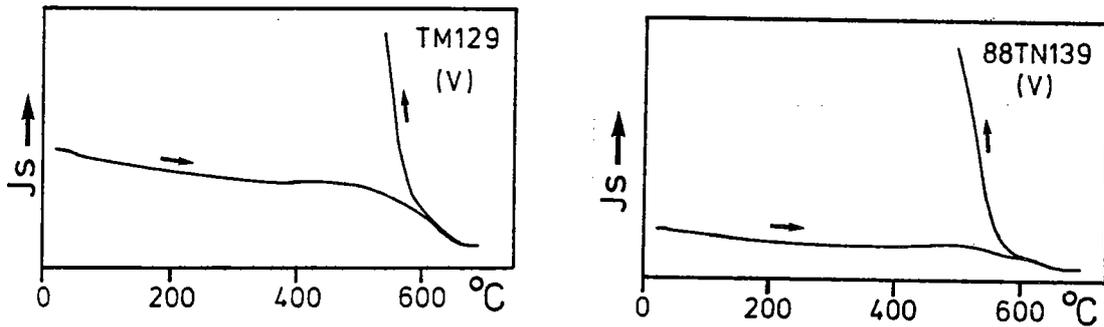


Fig.II.18 - Courbes thermomagnétiques indiquant des transformations minéralogiques visibles à partir de 400°C. a,b : site TM, TN.

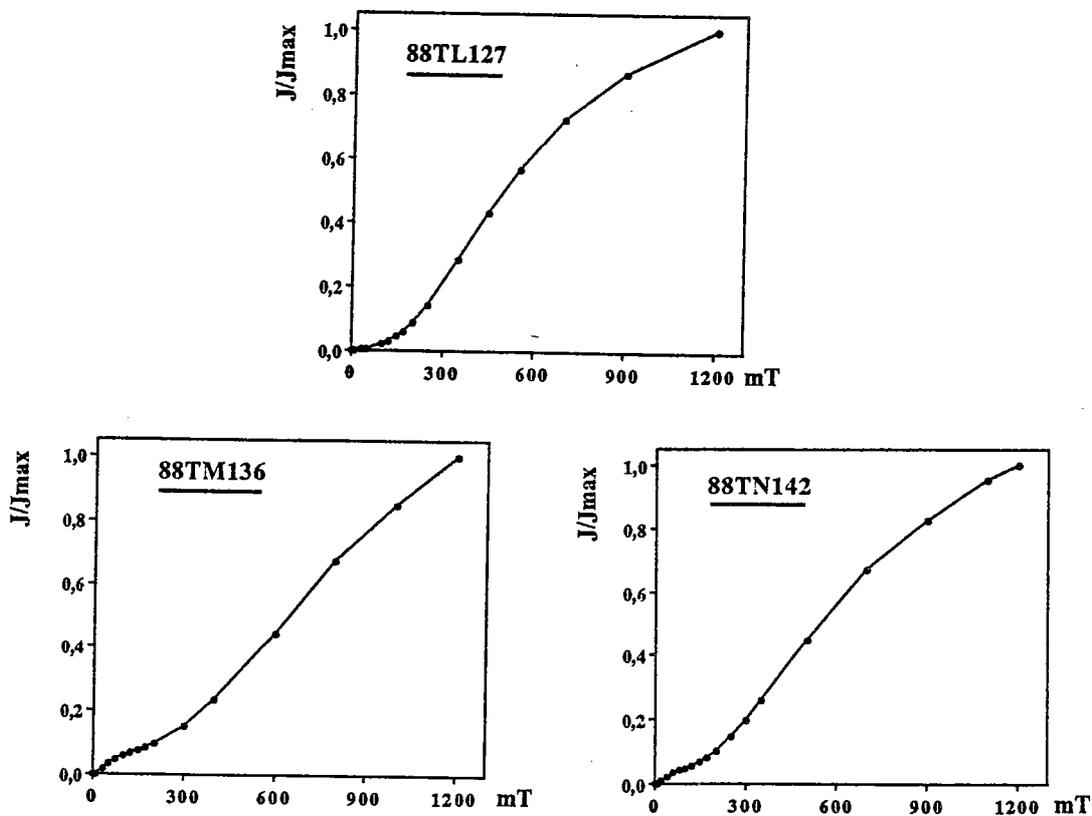


Fig.II.19 - Courbes d'ARI. a : champs coercitifs élevés ; b,c : présence simultanée de coercivités faibles et fortes.

manifestent par la présence d'une susceptibilité plus importante au cours du refroidissement (retour). Ceci indique la création d'une phase plus magnétique, qui peut correspondre, vue les conditions réductrices, à une réduction de l'hématite en magnétite.

Site TL :

Les échantillons du premier type (voir ci-dessus) montrent souvent un seul point de Curie à 680°C (fig.II.17a), alors que sur ceux du deuxième type (fig.II.17b), on observe un second point autour de 580°C. Il en résulte donc, que dans ce cas on est en présence de l'hématite et de la magnétite et dans l'autre de l'hématite uniquement.

Sites TM et TN :

Sur ces deux sites on observe également le même comportement, c.à.d. un ou deux points de Curie (fig.II.18a et b). Dans le cas des courbes à deux points de Curie, on observe une légère bosse qui commence vers 400°C indiquant une transformation minéralogique.

L'observation de lames polies montre que ces roches sont très riches en hématite. Celle-ci n'est pas dans son habitus normal, elle remplace la magnétite. On note aussi la présence de la goethite et dans certains grains, de lamelles d'exsolution très fines.

Les courbes d'acquisitions des aimantations rémanentes isothermes (fig.II.19a) confirment la présence de minéraux magnétiques à fortes coercivités (hématite, goethite) sur tous les échantillons. Parfois, on observe des débuts de saturations pour des champs inférieurs à 300mT indiquant la présence de la magnétite (fig.II.19b,c).

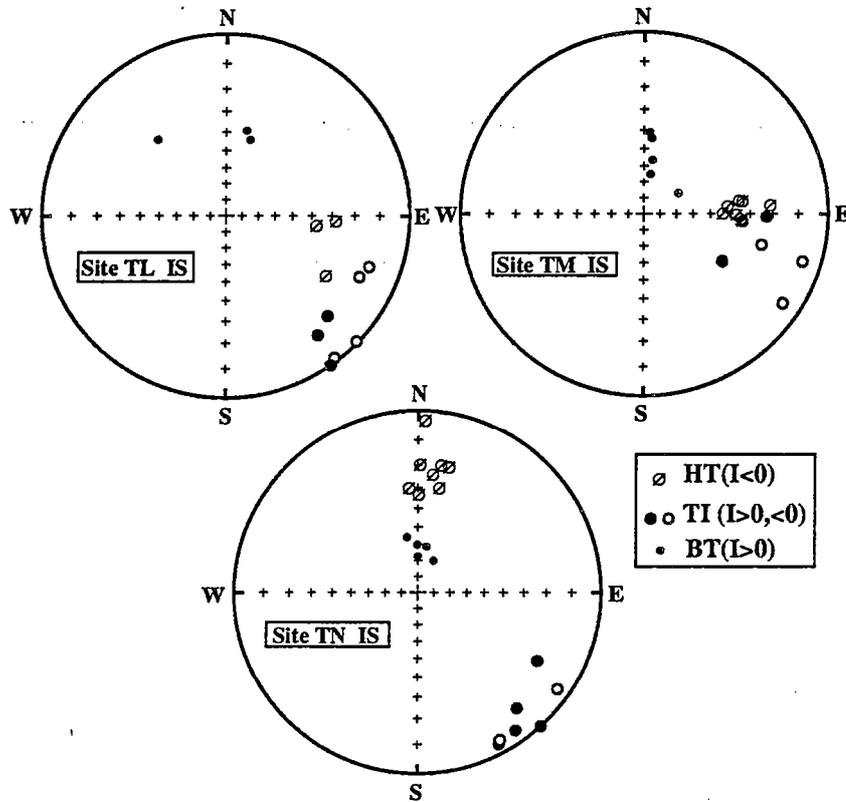


Fig.II.20 - Directions In Situ des échantillons après désaimantations.
HT, TI, BT : hautes, intermédiaires et basses températures.

Tableau II.7

Aimantation HT

Site	Strati.Interval.(°C)	D/I(IS)	D/I(CP)	n	k	α_{95}
TL	343/9NE 580-680	107/-30	107/-38	3	30	23
TM	343/9NE 200-680	88/-35	90/-44	8	112	5
TN	300/11NE 580-660	5/-22	3/-32	8	53	8

Interprétation et discussion des résultats

Après la désaimantation thermique, il est possible de distinguer différentes directions d'aimantation (tableaux II.5, II.6 et II.7 ; fig.II.20) :

- 1) une aimantation (BT) de basses températures, correspondant au champ actuel
- 2) une aimantation (TI), souvent de températures intermédiaires (<600°C), bien présente sur les trois sites
- 3) une aimantation (HT) de hautes températures, d'inclinaison négative et de direction Est dans le cas du site TL et son contact TM, et Nord dans le cas du site TN.

Tableau II.5

Aimantation de basses températures BT

Site	Strati.	Interval.(°C)	D/I(IS)	D/I(CP)	n	k	α_{95}
TL	343/9NE	20-200	359/44	6/41	3	9	43
TM	343/9NE	20-200	15/60	26/55	5	24	16
TN	300/11NE	20-200	5/68	13/58	5	97	8

Tableau II.6

Aimantation TI

Site	Strati.	Interval.(°C)	D/I(IS)	D/I(CP)	n	k	α_{95}
TL	343/9NE	200-670	137/6	136/2	6	89	7
TM	343/9NE	200-580	110/5	109/-2	5	9	27
TN	300/11NE	200-580	139/4	138/7	7	33	11
			129/5		3	25	25
				128/2	3	23	26

La présence de l'aimantation (HT) sur la coulée TL et son contact TM suggère qu'il s'agit d'une aimantation contemporaine de la mise en place du volcanisme. Quant à l'aimantation (TI), elle est le résultat d'une réaimantation postérieure. Toutefois, il reste à expliquer la différence de 90° en déclinaison observée sur la direction HT entre le site TN et les deux autres. La présence sur les trois sites d'une aimantation de basse température ayant une direction similaire à celle du champ actuel, et d'une aimantation SE à inclinaison faible, montre que cette différence ne peut pas être liée à une erreur d'orientation. D'autre part, les échantillons des deux sites TL et TN ont des valeurs de susceptibilité et d'anisotropie de susceptibilité très faibles, si bien qu'elles ne peuvent pas être à l'origine d'une déviation de la direction du champ magnétique terrestre d'une telle ampleur. Etant donné, l'épaisseur assez élevée (plusieurs dizaines de mètres), de la coulée, on peut envisager que le site TN prélevé sur la partie supérieure (donc à refroidissement rapide) a enregistré un champ instantané en période instable (transition, excursion, ou variation séculaire anormale) (*Mankinen et al., 1985*). En revanche, le site TL, situé à la base de la coulée et son contact, ont eu le temps, vue la vitesse plus lente du refroidissement, d'enregistrer un champ moyen. Un échantillonnage détaillé entre les deux sites apporterait probablement des éléments de réponses plus décisifs, éventuellement sur l'hypothèse de deux coulées différentes au lieu d'une seule. En se basant uniquement sur les données dont on dispose, il apparaît donc que l'aimantation E à inclinaison négative est contemporaine de la mise en place de la coulée puisqu'elle a été enregistrée également par l'encaissant recuit qui possède des propriétés magnétiques différentes de celles de la roche volcanique. C'est cette direction qui sera considérée par la suite pour ce volcanisme.

A) VOLCANITES-GRANITE-DOLERITES

1) IGNIMBRITES PRECAMBRIENNES D'IFNI

2) ANDESITES ADOUDOUNIENNES DE OUARZAZATE

3) GRANITE ET DOLERITES DE TAFRAOUTE

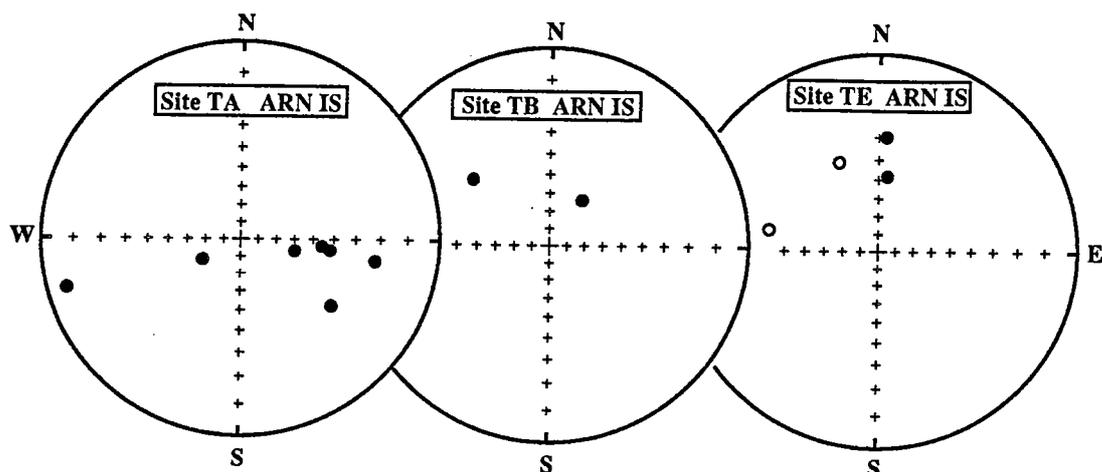


Fig.II.21 - Directions d'ARN In Situ. Symboles pleins (creux) inclinaisons positives (négatives)

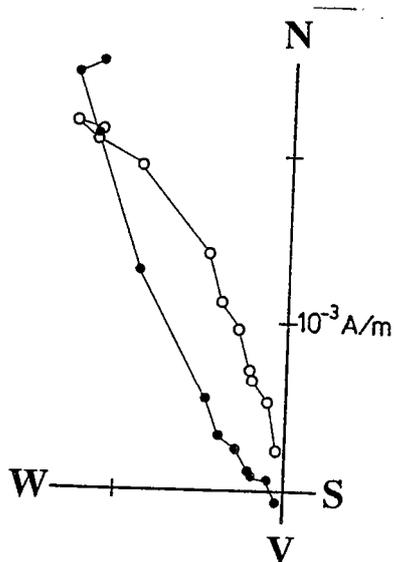


Fig.II.22 - Courbe de désaimantation d'un échantillon du site TE.

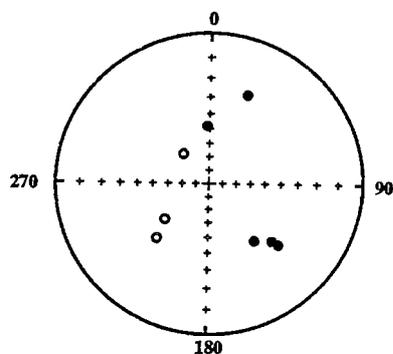


Fig.II.23 - Dispersion des directions de hautes températures des échantillons.

3) GRANITE ET DOLERITES DE TAFRAOUTE

Granite

Les mesures de l'ARN de ces échantillons montrent que les intensités sont très faibles (3×10^{-4} A/m) dans le cas des sites TA (aplite) et TB (à gros grain), et assez élevées (10^{-3} - 10^{-1} A/m) pour le site TE (à grain fin). Pour la majorité des échantillons, il était nécessaire d'effectuer les mesures au magnétomètre cryogénique. Les directions d'ARN représentées sur la figure II.21 sont assez dispersées.

Le comportement des échantillons au cours des désaimantations thermiques ne permet que rarement l'obtention de courbes interprétables. Les sites TA et TB montrent, en plus d'une composante de type champ actuel, une direction SE à inclinaison positive. Sur deux échantillons du site TE on peut montrer la présence d'une aimantation W à inclinaison négative ($\approx -55^\circ$) portée par de la magnétite (fig. II.22).

Etant donné, le nombre assez faible et la dispersion des résultats (fig. II.23), il est difficile de définir une direction caractéristique et représentative de l'ensemble des échantillons granitiques.

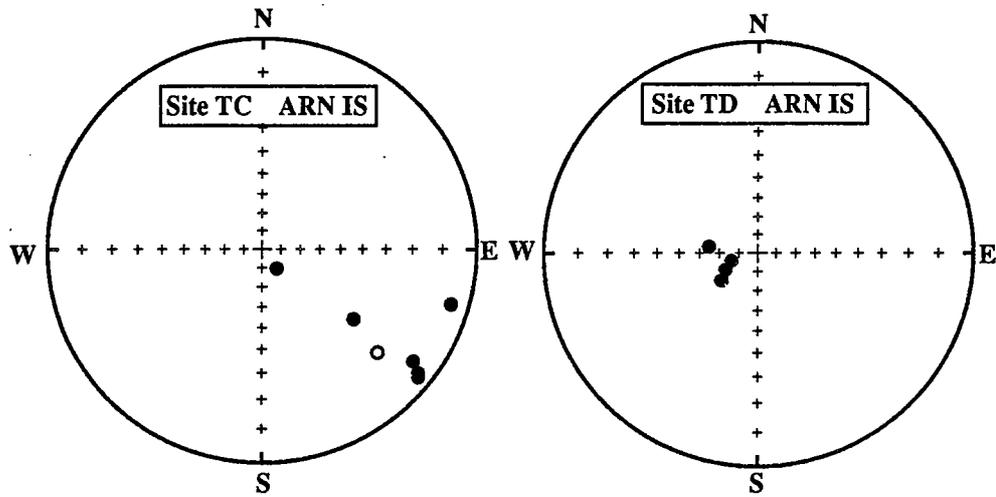


Fig.II.24 - Directions d'ARN des échantillons des sites TC et TD.

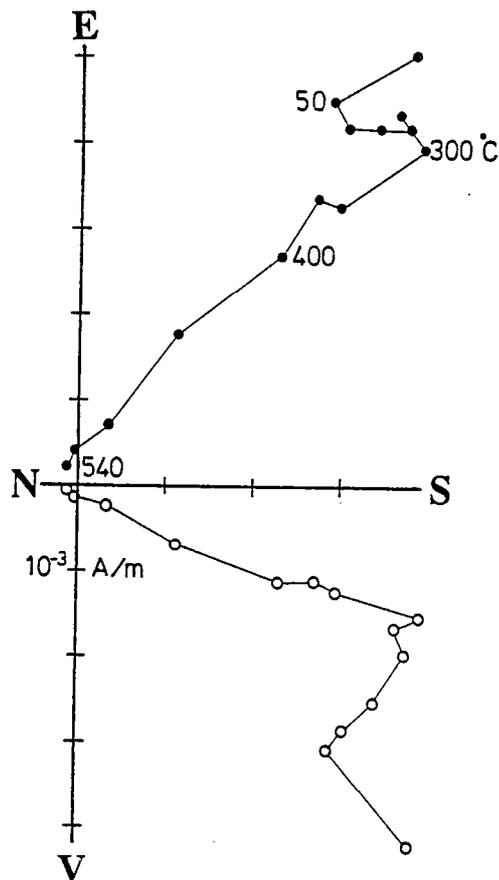


Fig.II.25 - Exemple de courbe de désaimantation du site TC.

Dolérites

A.R.N.

Les ARN mesurées sur les échantillons de dolérites montrent des intensités de l'ordre de $5 \cdot 10^{-3}$ à $5 \cdot 10^{-2}$ A/m. Les directions sont tantôt SE (site TC), tantôt SW (site TD), avec des inclinaison positives (fig.II.24).

On peut constater que les directions d'ARN sont différentes de celle du champ actuel.

Désaimantation

site TC

La désaimantation thermique permet de mettre en évidence sur les échantillons de ce site la présence de trois composantes d'aimantation (fig.II.25) La première, isolée pour des températures inférieures à 300°C , possède une direction qui correspond à celle du champ actuel. Au delà de 300°C ($300-550^{\circ}\text{C}$), on détermine une deuxième aimantation de direction SE et à inclinaison faible. Souvent, les courbes de désaimantation ne convergent pas vers l'origine, et on observe entre 520 et 540°C sur trois échantillons une direction moyenne $D/I=108/-17$ (tab.II.8) Les courbes d'intensité d'aimantation au cours de la désaimantation thermique, montrent souvent une chute brutale, entre 300 et 350°C , qui peut être liée à la présence de maghémite.

Tableau II.8

interval. $^{\circ}\text{C}$	D/I (IS)	n	k	α_{95}
20-250	14/45	5	34	13
250-540	133/0	6	58	9
520-540	108/-17	3	30	23

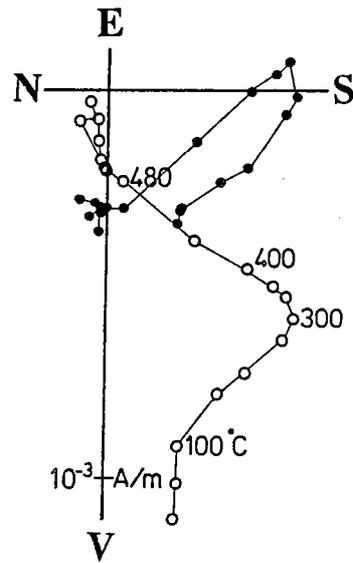


Fig.II.26 - Exemple de courbe de désaimantation du site TD.

site TD

Les courbes de désaimantation des échantillons du site TD, font apparaître clairement trois composantes d'aimantation (fig.II.26 ; tab.II.9). On isole d'abord, une composante de basse température (inférieure à 300°C) et ayant une direction NW. La deuxième composante d'orientation SE, est déterminée dans la gamme des températures 300-500°C. Au delà de 500°C, il subsiste une aimantation de direction W. Elle a été déterminée en prenant des points ayant des directions stables en fin de désaimantation (500-550°C).

On peut constater que d'une part, les directions BT ne coïncident pas avec la direction du champ actuel, d'autre part la direction SE est différente de celle obtenue sur le site TC. Dans les deux cas, il y a une tendance vers une l'ouest. Une telle déviation peut être liée à une anisotropie de susceptibilité, ce qui n'est pas le cas ici puisque les échantillons sont quasi-isotropes.

L'aimantation de ces échantillons résiste aux champs alternatifs, qui ne permettent pas une séparation correcte des différentes composantes. L'aimantation résiduelle à 80mT est d'environ 50% de l'aimantation initiale.

Tableau II.9

interval. °C	D/I (IS)	n	k	α_{95}
100-300	304/32	4	61	12
300-500	144/29	4	208	6
500-550	279/34	4	153	8

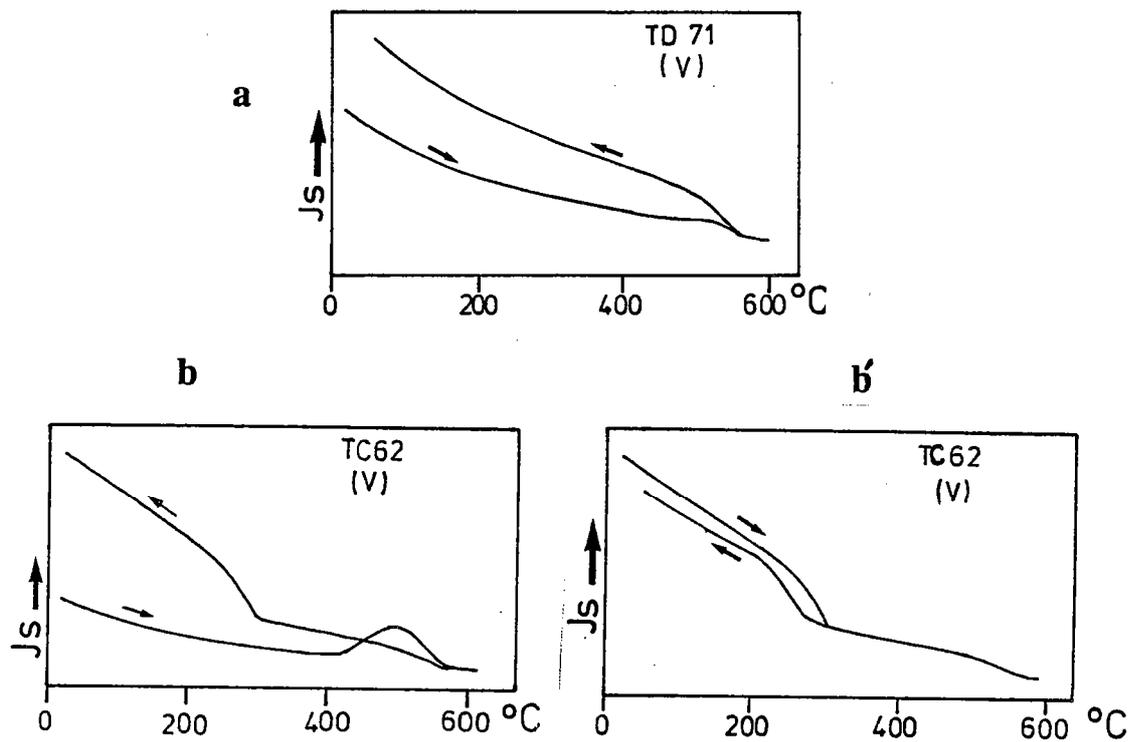


Fig.II.27 - Courbes thermomagnétiques.

a) point de Curie de magnétite ; b,b': même échantillon traité deux fois pour montrer son évolution minéralogique.

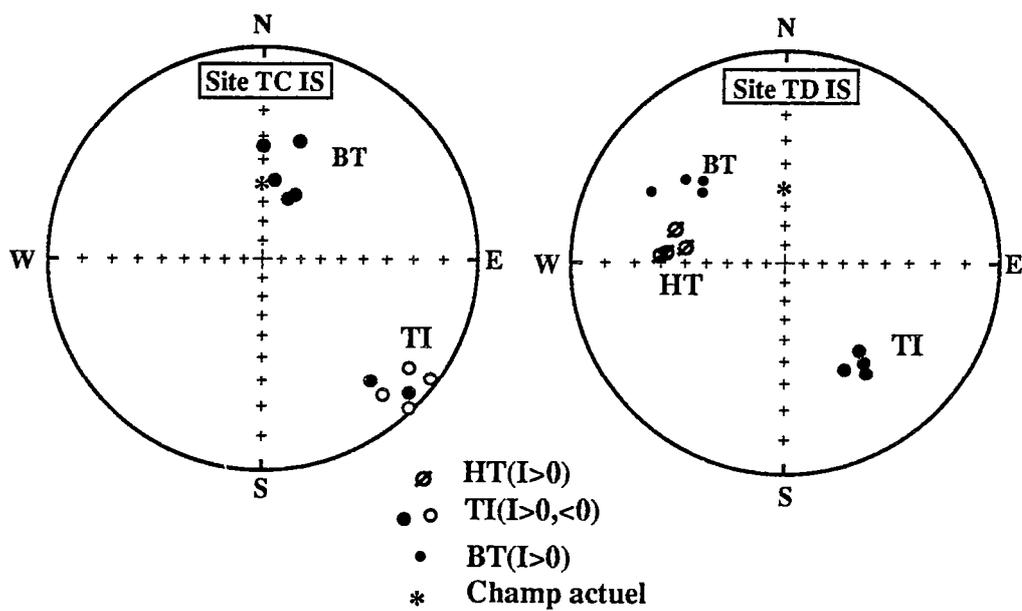


Fig.II.28 - Directions des échantillons après désaimantation thermique.

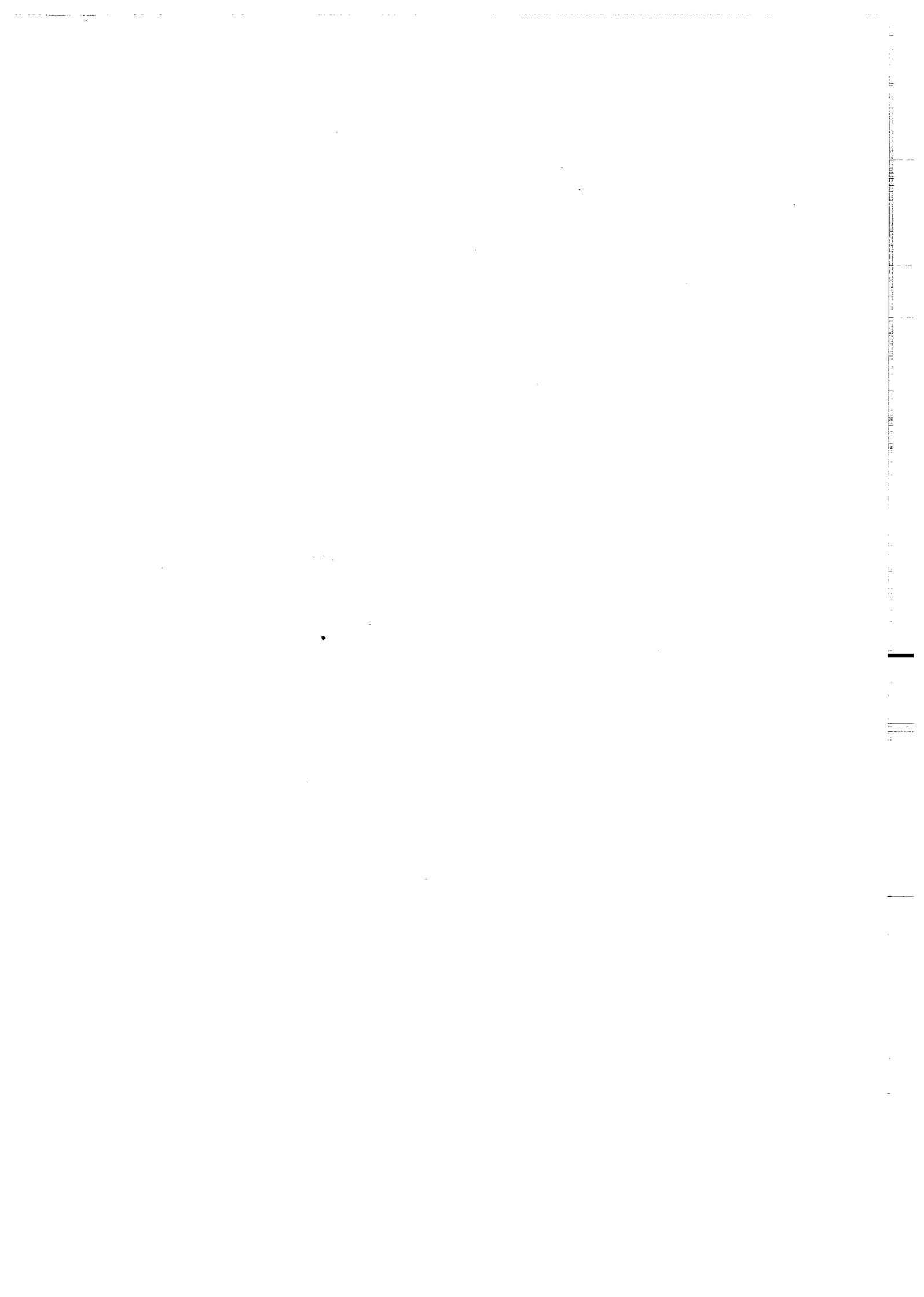
Minéralogie magnétique

Toutes les courbes thermomagnétiques faites sous vide, montrent un point de Curie entre 550 et 600°C caractéristique de la magnétite (fig.II.27a). Elles font apparaître également des transformations minéralogiques qui se manifestent très clairement sur certains échantillons à partir de 400°C (fig.II.27b). La courbe de refroidissement indique souvent la présence d'une phase plus magnétique (magnétite). L'exemple donné sur la figure montre une seconde phase très stable, ayant un point de Curie autour de 300°C qui peut correspondre à une titanomagnétite ou à la pyrrhothite de transformation (*Schwartz, 1975*).

L'identification des minéraux magnétiques sur des sections polies s'est avérée difficile à cause de leur petite taille. La magnétite est vraisemblablement présente avec de la pyrite et de la goethite. On observe parfois des inclusions de chalcoppyrite dans des gros cristaux de pyrite entourés de goethite. Ceci témoigne donc de l'origine de la goethite qui est un produit de transformation de la pyrite.

Résultats (fig.II.28)

Une aimantation SE a été mise en évidence entre 250 et 540°C sur les deux sites TC et TD. L'inclinaison est sensiblement différente, horizontale dans le cas de TC, et de +29° dans le cas de TD. En fin de désaimantation, il a été possible d'identifier une composante d'aimantation W à inclinaison positive sur le site TD. D'autre part, dans le cas du site TC, une direction E à inclinaison négative a été déterminée sur les dernières étapes de désaimantations, quasiment antiparallèle à la direction hautes températures de TD. On peut noter que la direction de basse température dans le cas du site TD est déviée vers l'ouest. Cette orientation n'est pas liée aux échantillons puisqu'ils sont isotropes en ce qui concerne la susceptibilité magnétique.



B) SEDIMENTS DE L'ADOUDOUNIEN

ET DU CAMBRIEN INFERIEUR

1) CALCAIRES ET DOLOMIES ADOUDOUNIENS

2) CALCAIRES CAMBRIENS

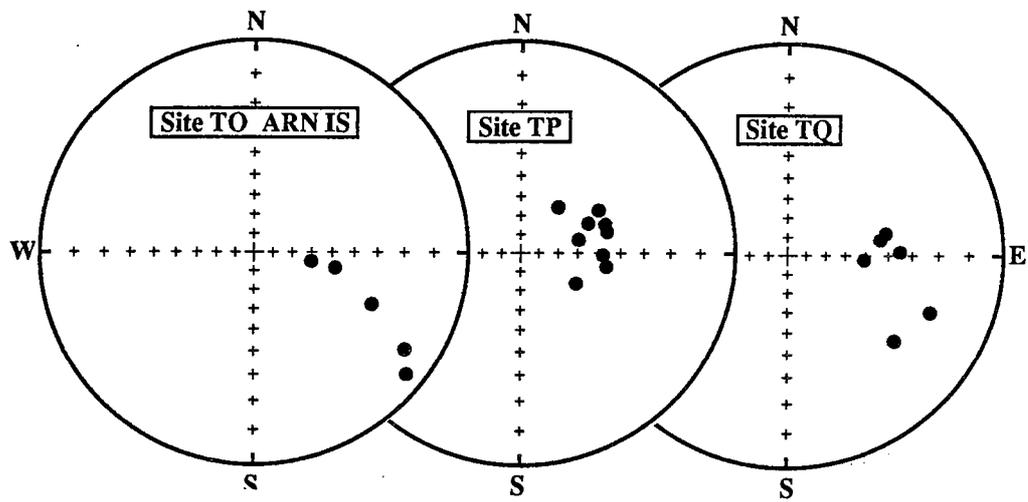


Fig.II.29 - Directions d'ARN des échantillons des sites TO,TP,TQ.

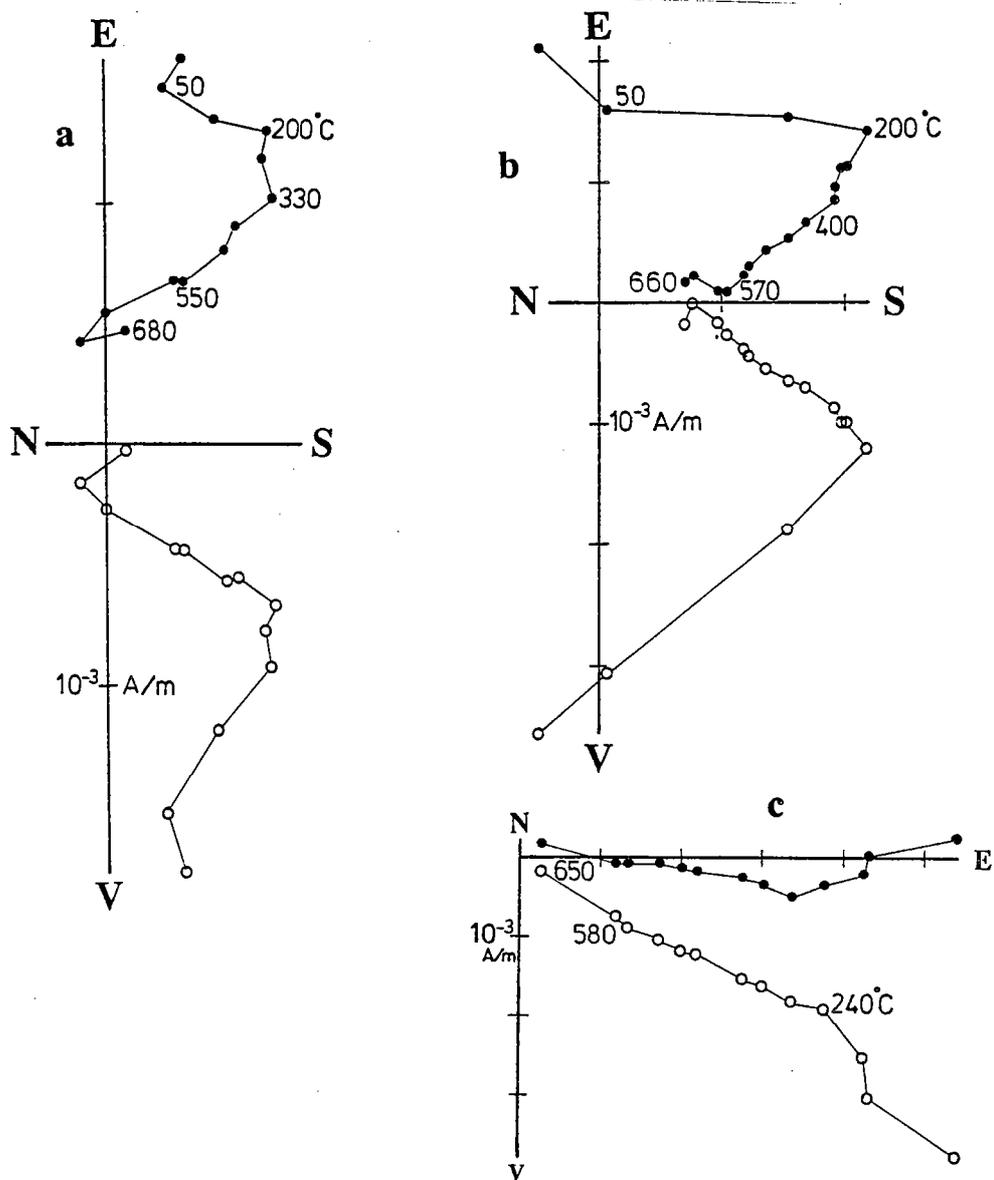


Fig.II.30 - Courbes de désaimantations. a, b, c : site TO,TP,TQ.

B) SEDIMENTS DE L'ADOUDOUNIEN ET DU CAMBRIEN INFÉRIEUR

1) CALCAIRES ET DOLOMIES ADOUDOUNIENS

(sites TF,TJ,TO,TP,TQ,TK,IC,ID)

TO,TP,TO : Ouarzazate

L'intensité de l'ARN est assez homogène sur l'ensemble des échantillons des trois sites. Elle est de l'ordre de 5×10^{-3} A/m. Quant aux directions de l'ARN (fig.II.29), elles sont groupées autour d'une direction E dans le cas des sites TP et TQ. Par contre, dans le cas du site TO une répartition sur un grand cercle est observée. Une tendance vers la direction du champ actuel est possible pour les trois sites.

Des désaimantations thermiques ont été conduites sur ces échantillons jusqu'à 680°C (fig.II.30). Pour des températures inférieures à 200°C, on détruit une aimantation qui a généralement une direction voisine de celle du champ actuel. L'évolution linéaire des trajectoires de désaimantation met en évidence sur les échantillons des sites TO et TP (fig.II.30a,b), une composante d'aimantation dominante de direction SE. Cependant les courbes n'évoluent pas vers l'origine diagrammes. L'analyse des trajectoires montre qu'elles suivent des grands cercles mais il n'y a pas convergence au niveau des sites. Cependant, bon nombre d'échantillons du site TP évoluent depuis la direction SE, qui est bien définie, vers des directions Est ou Nord. On peut alors, déterminer sur quatre échantillons une trajectoire en grand cercle (pôle=235/50) caractéristique de ce groupe (fig.II.32).

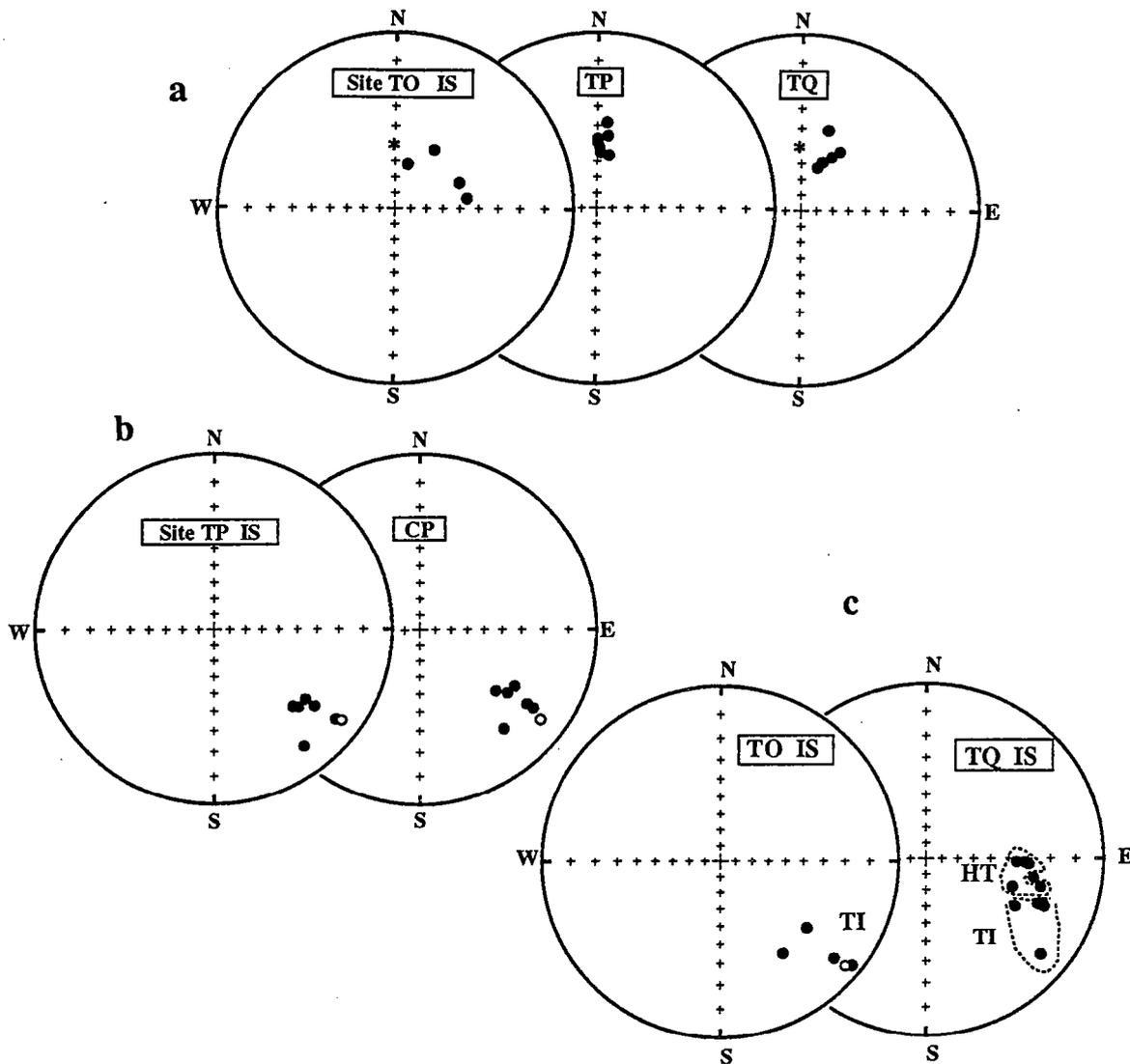


Fig.II.31 - Directions des échantillons après désaimantation. a) basses températures
b et c : intermédiaires et hautes températures ;
IS, CP : avant, après correction de pendage.

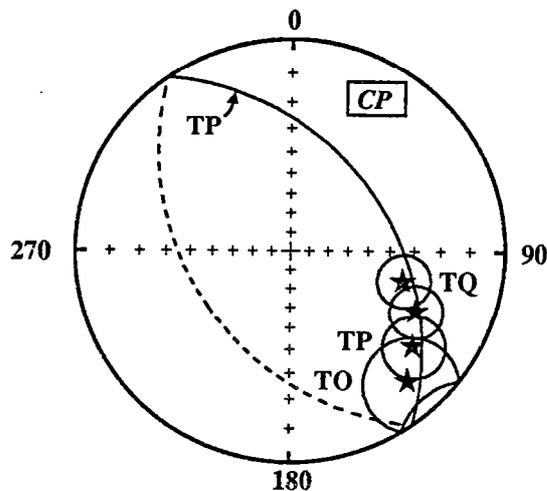


Fig.II.32 - Directions moyennes CP et leur cercle de confiance obtenues sur les trois sites. Grand cercle moyen calculé pour le site TP.

Pour le site TQ, après 250°C on a fait à deux composantes de directions E très voisines (fig.II.30c) La première (D/I=113/23) est isolée entre 250 et 500°C. La deuxième composante (500-650°C) a une direction D/I=100/31.

Il faut noter que la susceptibilité magnétique commence à croître en fin de désaimantation, par conséquent la détermination de la composante de haute température devient parfois assez délicate.

L'analyse paléomagnétique a donc montré la présence sur les trois sites d'une aimantation SE à inclinaison positive et d'une direction E à inclinaison intermédiaire, portée par l'hématite (fig.II.31 ; tab.II.10 à 12 pages 162 et 165). Les valeurs faibles des pendages et l'orientation de l'aimantation par rapport à la structure, ne permettent pas d'obtenir un test de pli concluant pour la direction SE. En effet, les valeurs de la direction moyenne des trois sites et des paramètres statistiques sont très voisines avant (D/I=125°/17°, k=53, a95=17) et après correction de pendage (D/I=128°/18°, k=44, a95=19). Il est possible que l'aimantation hautes températures de TQ soit présente également dans le site TP, et la difficulté de séparer les composantes conduirait au comportement en grands cercles des trajectoires de désaimantations. En effet, les directions après correction de pendage des trois sites se répartissent sur le grand cercle calculé ci-dessus sur le site TP (fig.II.32).

TK : schistes violacés de Taroudannt

Les échantillons de ce site ont été également chauffés jusqu'à 680°C, et montrent des résultats similaires à ceux du site TQ (fig.II.33). Au delà de 200°C, les portions linéaires sur les projections orthogonales suggèrent la présence de deux composantes d'aimantation de directions E. La première est souvent bien déterminée entre 200 et 540°C (D/I=100/17). En ce qui concerne

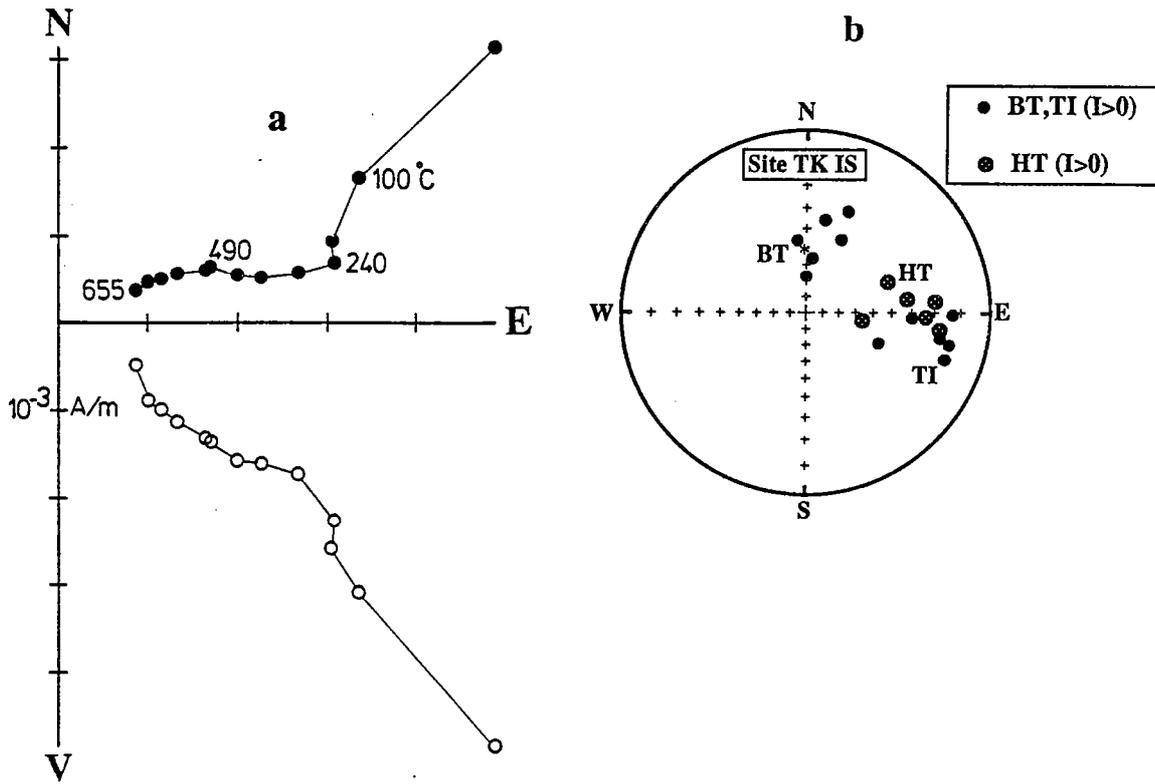


Fig.II.33 - Résultats du site TK. a) exemple de courbe de désaimantation ; b) directions BT, TI et HT avant correction de pendage.

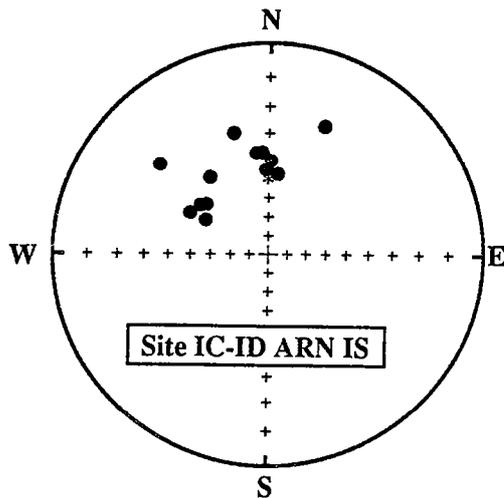


Fig.II.34 - Directions d'ARN des échantillons des sites IC et ID.

la deuxième composante (540-680°C), la croissance de la susceptibilité magnétique observée en fin de désaimantation et qui est caractéristique de transformations minéralogiques, ne favorise pas toujours sa détermination. La direction obtenue avant correction de pendage est $D/I=86/27$.

IC, ID : Dolomies d'IFNI

Les échantillons des sites IC et ID, prélevés dans les dolomies, ont une ARN assez homogène en intensité et en direction. L'intensité d'aimantation varie entre 10^{-3} et 10^{-2} A/m. Quant aux directions, elles sont généralement dans le cadran NW et proches du champ actuel (fig.II.34).

L'aimantation présente dans ces échantillons est complètement détruite après une chauffe à 200°C. Ce qui indique qu'elle est portée essentiellement par la goethite. Ces échantillons n'offrent aucun résultat exploitable.

TF, TJ : calcaires Taroudannt

Les mesures de l'ARN des échantillons de ces deux sites, montrent des intensités d'aimantation très faibles qui varient entre 10^{-5} et 5.10^{-4} A/m. Quant aux directions, elles forment un nuage étiré entre la direction du champ actuel et une direction SE à inclinaison assez faible. Il est donc nécessaire de mesurer ces échantillons au magnétomètre cryogénique à cause des valeurs très basses de l'intensité d'aimantation. D'autre part, on constate la présence d'une aimantation différente du champ actuel.

Des désaimantations essentiellement par voie thermique ont été conduites sur l'ensemble des échantillons. La présence de minéraux à champs coercitifs forts

sur certains d'entre eux, constitue un handicap pour le traitement par champs alternatifs.

Une chauffe jusqu'à 400°C a été suffisante pour détruire les aimantations portées par ces échantillons. Pour le site TJ les courbes de désaimantations sont de bonne qualité et font apparaître deux composantes d'aimantation (fig.II.35). La première est de basses températures (<200°C) et a une direction voisine de celle du champ actuel. La deuxième composante (200-400°C) représente une direction SE à inclinaison horizontale. Cette dernière composante se retrouve sur quelques échantillons du site TF. Malgré la qualité médiocre des courbes de désaimantation des autres échantillons, on reconnaît une composante S à inclinaison négative allant de -30 à -60.

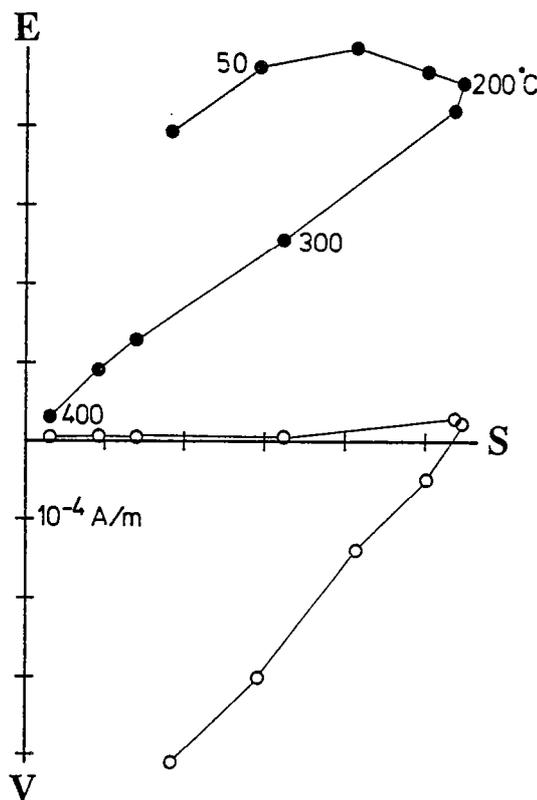


Fig.II.35 - Exemple de courbe de désaimantation du site TJ.

B) SEDIMENTS DE L'ADOUDOUNIEN

ET DU CAMBRIEN INFERIEUR

1) CALCAIRES ET DOLOMIES ADOUDOUNIENS

2) CALCAIRES CAMBRIENS

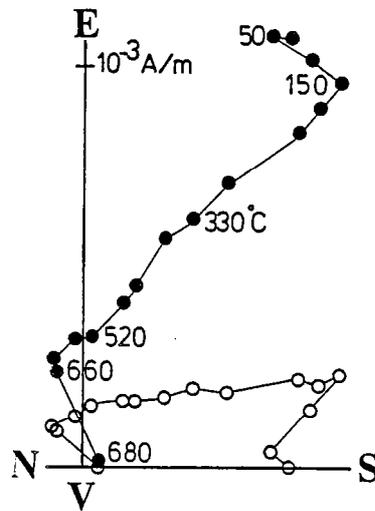


Fig.II.36 - Exemple de courbe de désaimantation du site TI.

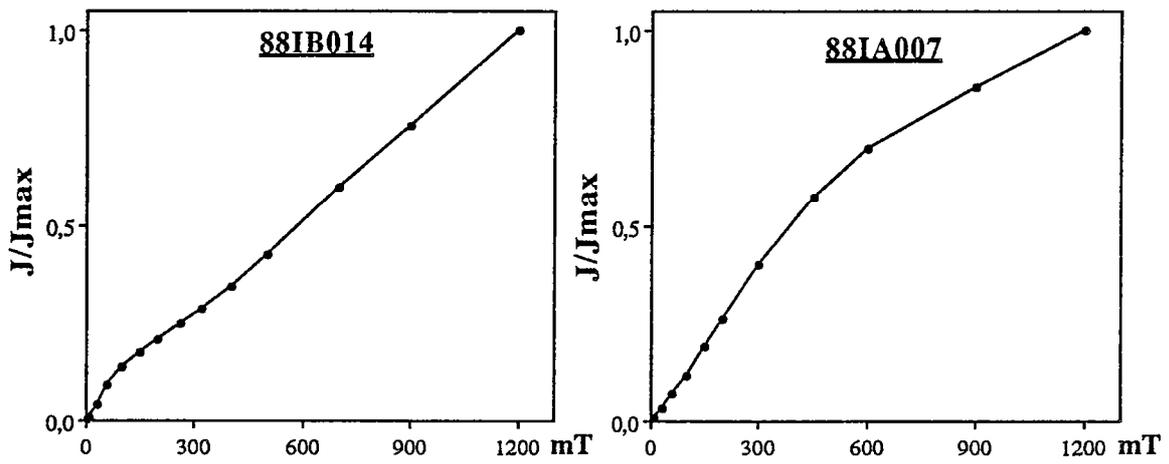


Fig.II.37 - Courbes d'ARI indiquant la présence de champs coercitifs élevés.

2) CALCAIRES CAMBRIENS

(sites : IA,IB,TG,TH,TI)

TG,TH,TI : calcaires et marbres rouges (TI) de Taroudannt

Les échantillons des sites TG et TH donnent des résultats très similaires à ceux du site TJ. On retrouve après la destruction de l'aimantation de basse température ($<200^{\circ}\text{C}$), la direction SE à inclinaison plate qui est très bien définie sur l'ensemble des échantillons dans la gamme des températures 200-400°C.

Dans le cas du site TI (marbres rouges), il a été indispensable de chauffer jusqu'à 680°C , point de Curie de l'hématite, pour détruire l'aimantation présente dans cette roche. Sur les diagrammes orthogonaux (fig.II.36), les points ne s'alignent pas vers l'origine, et on peut déterminer facilement les deux composantes obtenues ci-dessus. L'aimantation résiduelle, estimée par les points à 660°C , représente une direction $D/I=89/-22$ ($k=32, a_95=22, n=3$) in situ et $D/I=92/10$ après correction de pendage.

IA,IB : calcaires d'Ifni

Les échantillons des deux sites prélevées dans des calcaires présentent les caractères suivants :

. l'intensité de l'ARN varie de 10^{-5} à 10^{-4} A/m dans le cas du site IA, alors que pour le site IB, à faciès plus fins, les valeurs sont nettement supérieures et de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-3} A/m.

. les directions de l'ARN dans les deux cas sont bien groupées et proches du champ actuel avec un léger étirement vers l'E.

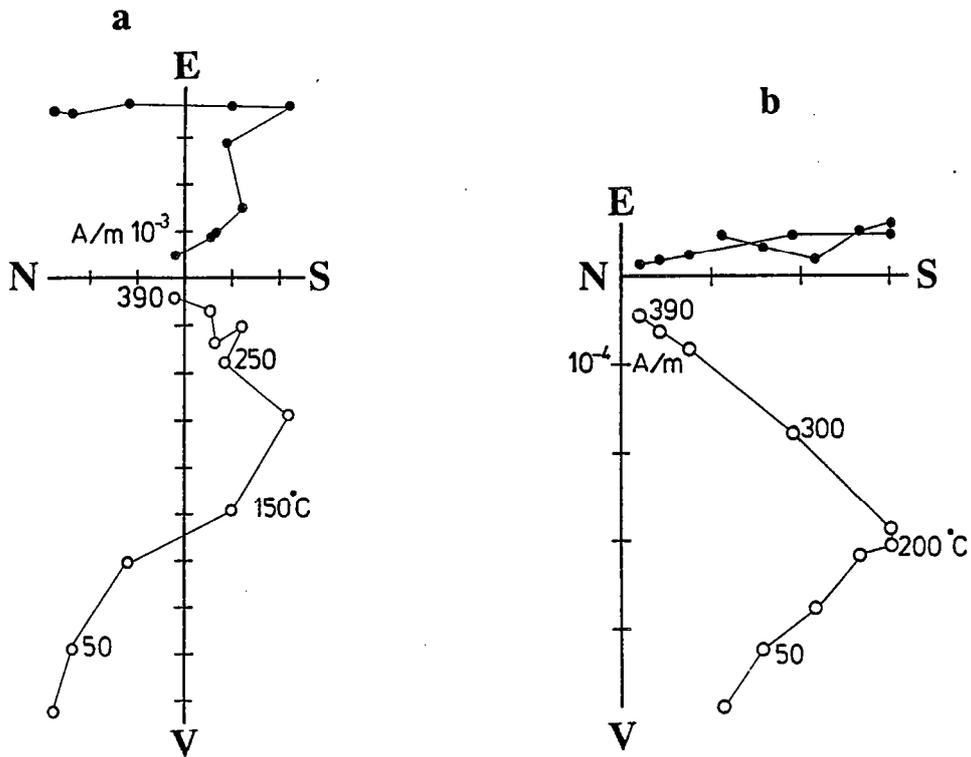


Fig.II.38 - Exemples de courbes de désaimantations. a : site IA ; b : site IB.

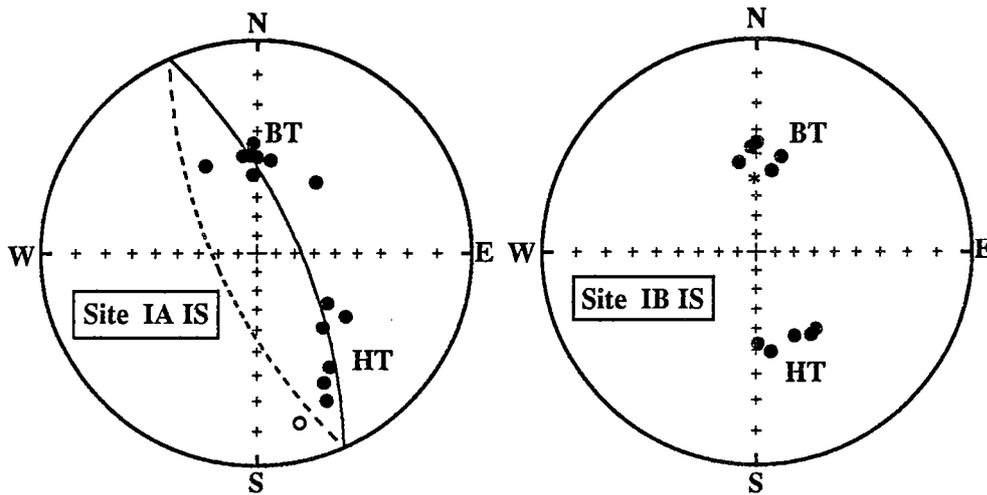


Fig.II.39 - Directions caractéristiques avant correction de pendage des sites IA et IB.

Des désaimantations thermiques jusqu'à 400°C, ont été conduites sur l'ensemble des échantillons. Le traitement par champs alternatifs est souvent moins efficace à cause de la présence de minéraux à champs coercitifs forts (fig.II.37). En effet, des concentrations d'hématite dans des joints stylolithiques peuvent être observés dans certaines carottes. Les courbes de désaimantation, qui sont d'une qualité meilleure dans le cas du site IB que dans IA, font apparaître la présence de deux composantes d'aimantation (fig.II.38). La première composante est isolée pour des températures inférieures à 250°C, et correspond au le champ actuel. Au delà de cette température (250-400°C), on peut déterminer aisément une composante SSE et à inclinaison positive et intermédiaire. Dans le cas du site IA, une mauvaise séparation des composantes produit une répartition des directions sur un grand cercle qui passe par la direction du champ actuel (fig.II 39).

Tableau II.10

Aimantations de basses températures

Site	Strati.	Interval. °C	D/I(IS)	D/I(CP)	n	k	α_{95}
TO	133/29SW	20-200	52/53	78/81	4	17	2
TP	variable NE	20-200	4/49	9/38	7	139	5
TQ	120/08SW	20-200	25/51	24/59	5	73	9
TF	230/26	20-200	3/53	349/31	4	11	29
TG	233/24	20-200	357/50	347/29	6	305	6
TH	238/23	20-200	356/50	349/30	8	164	4
TI	222/42	20-200	13/56	345/25	5	24	16
TJ	258/18	20-200	353/51	352/32	7	81	7
TK	246/13	20-200	11/46	5/35	6	14	6
IA	118/31	20-250	4/42	336/68	7	42	10
IB	117/23	20-250	2/41	347/60	5	83	9
			8/50		11	51	9
				355/45	11	13	13

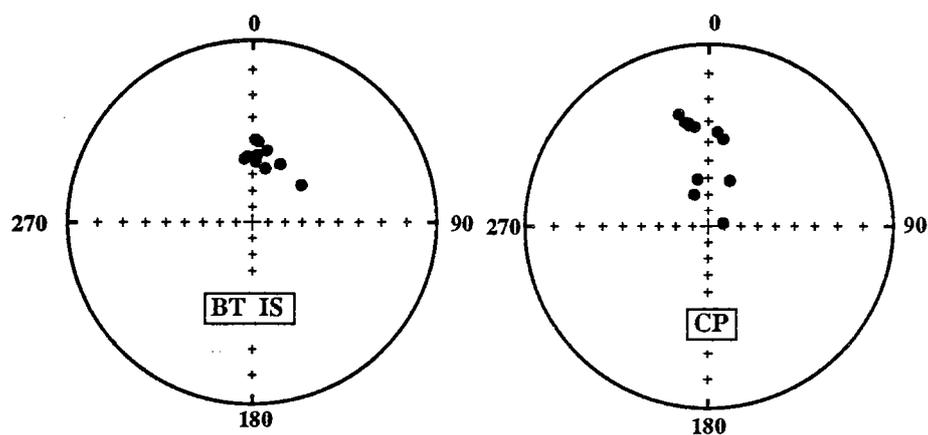


Fig.II.40 - Directions de basses températures (BT) avant et après correction de pendage.

3) RESULTATS : tableaux II.10 à II.12

Les différentes directions d'aimantation mises en évidence sur les sédiments adoudouniens et cambriens sont rassemblées dans les tableaux II.10,II.11,II.12. Trois directions principales ont été identifiées BT (fig.II.40),TI (fig.II.41) et HT.(fig.II.42) L'aimantation BT a une direction similaire à celle du champ actuel et présente un test de pli négatif significatif à 99%. Pour l'aimantation TI, on est surtout en présence d'une direction SE à inclinaison très faible. Dans le cas des sites IA et IB (calcaires cambriens d'Ifni) la direction est plutôt SSE à inclinaison intermédiaire (Cf IB où la direction est très bien définie). Celle-ci et les directions TI obtenues sur les sites TK et TQ (mauvaise séparation des composantes HT et TI) ont été écartées lors des calculs statistiques. La direction moyenne et les paramètres de la statistique de Fisher sur les sept sites : TO,TP,TF,TG,TH,TI,TJ, (tab.II.11) passent de ($D/I=134/2,k=74,\alpha_{95}=7$) In Situ à ($D/I=134/21,k=85,\alpha_{95}=7$) après correction de pendage. Le test de pli est donc non significatif. Par contre le fait d'avoir observer cette aimantation sur des roches d'âges différents montre clairement qu'il s'agit d'une réaimantation.

L'aimantation HT à direction E a été identifiée uniquement sur trois sites, TK (schistes violacés de Taroudannt), TQ (pélite de Ouarzazate) et TI (marbres rouges de Taroudannt). En ce qui concerne le site TF il s'agit probablement d'une direction antiparallèle à celle du champ actuel. Les trois directions convergent après correction de pendage, mais le test de pli n'est pas significatif (tab.II.12). Il faut noter que cette composante n'a été obtenue qu'après la destruction totale de l'aimantation TI. Il est donc possible qu'il s'agit d'une aimantation d'origine. Par contre, il est difficile de savoir si la direction (IA,IB) SSE légèrement plus inclinée que la direction SE, correspond à une aimantation primaire ou une réaimantation.

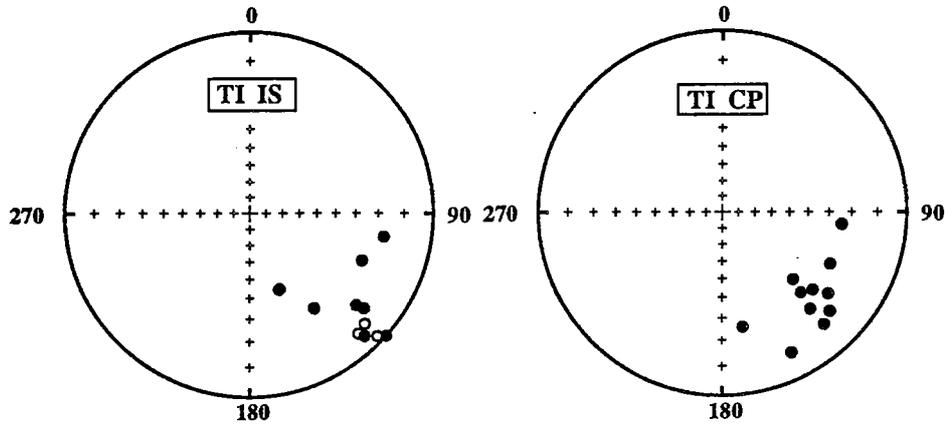


Fig.II.41 - Directions de températures intermédiaires (TI) avant et après correction de pendage.

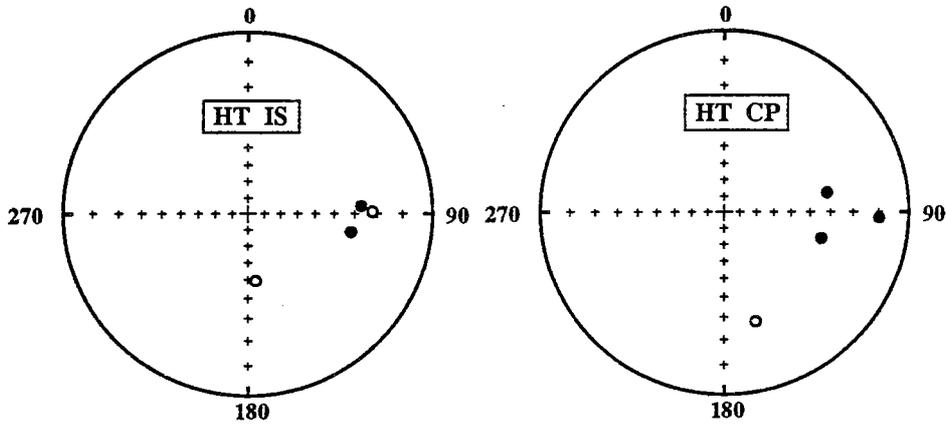


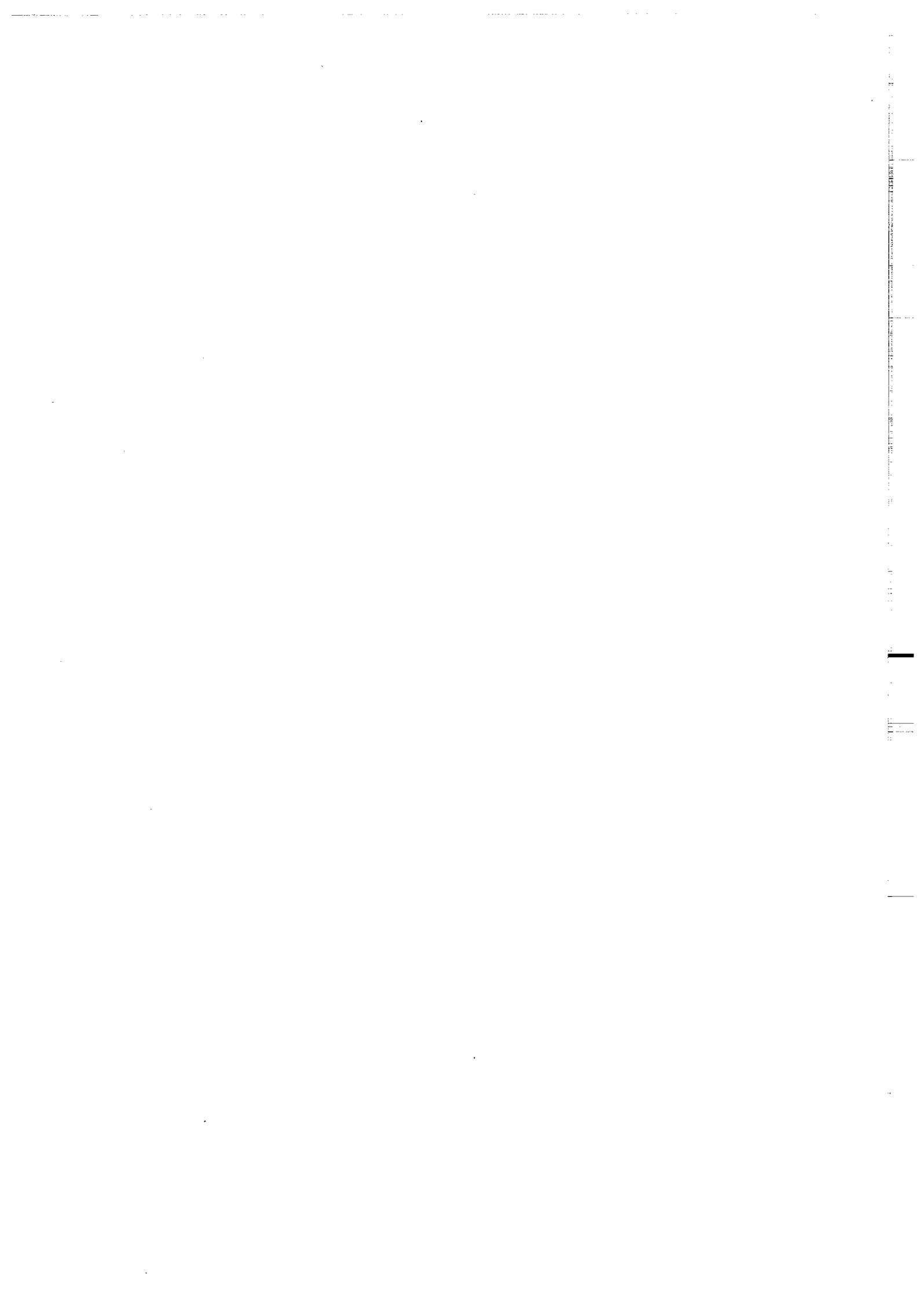
Fig.II.42 - Directions de hautes températures (HT) avant et après correction de pendage.

Tableau II.11Aimantation de températures intermédiaires

Site	Strati.	Interval. °C	D/I(IS)	D/I(CP)	n	k	α_{95}
TO	133/29SW	200-680	130/12	138/11	5	27	15
TP	variable NE	200-680	131/15	128/18	7	38/31	10/11
TQ	120/08SW	250-500	113/23	116/24	6	44	10
TF	230/26NW	200-400	138/-7	138/19	4	35	16
TG	233/24NW	200-400	132/00	131/24	6	121	6
TH	238/23NW	200-400	137/05	136/27	8	249	4
TI	222/42NW	200-680	134/-8	134/34	6	115	6
TJ	258/18NW	200-400	134/-2	133/13	7	285	4
TK	246/13NW	200-540	100/17	96/24	5	63	10
IA	118/31SW	250-400	146/26	154/9	7	12	18
IB	117/23SW	250-400	159/42	170/25	5	48	11
TO,TP,TF,TG,TH,TI,TJ			134/2		7	74	7
				134/21	7	85	7

Tableau II.12Aimantation de hautes températures

Site	Strati.	Interval. °C	D / I IS	D / I CP	n	k	α_{95}
TQ	120/08SW	500-650	100/31	105/33	5	54	11
TK	246/13NW	540-680	86/27	79/31	5	39	12
TI	222/42NW	660-680	89/-22	92/10	3	32	22
TF	230/26NW	330-360	174/-49	164/-26	4	125	8
TQ,TK,TI			92/13		3	7	49
				92/25	3	23	27



**IV- RECAPITULATIF DES RESULTATS
PALEOMAGNETIQUES DE L'ANTI-ATLAS**

IV- RECAPITULATIF DES RESULTATS
PALEOMAGNETIQUES DE L'ANTI-ATLAS

Les formations sédimentaires et volcaniques de l'Anti-Atlas ont livré des directions que nous avons considéré comme primaires, susceptibles de l'être, ou comme des réaimantations. Le tableau ci-dessus résume les résultats essentiels.

Formation	âge	primaire D/I (CP)	réaimantation D/I (IS)	test
Ignimbrites	560-580 Ma	244/54	126/11	conglomérat
Andésites	534±10 Ma	98/-41	129/5	contact
		3/-32(?)		
Dolérite	<550Ma	279/34	144/29	renversement
		108/-17	133/0	
Pélites TQ	Adoudounien	105/33		
Schistes TK	"	79/31		
Marbres TI	Cambrien	92/10		
Cal. TF	Adoudounien	164/-26(?)	174/-49(?)	
Cal.IA+IB	Cambrien	162/17(?)	153/34(?)	
Cal.+ dolo.	Adou.+ Camb.		134/2	

.IIIème PARTIE.

**COMPARAISONS DES RESULTATS DE CETTE
ETUDE AVEC LES RESULTATS ANTERIEURS
DE L'AFRIQUE.
SIGNIFICATION ET CONSEQUENCES.**

Tab.III.1 - Pôles de l'Afrique pour la période 650-290Ma.

	formation	âge	pôle	références
N1	Lower Nama Group,Namibia	600 - 700	62 , 61	Kröner et al., 1980
N2	Upper Nama(Fish River)	Pk/k	5 , 271	" "
N3	Nama Group	Pk/k	-4 , 352	" "
NBX	Blaubeker Formation	471±26	51 , 352	" "
AD	Adma diorite,W.Africa	616±11	33 , 345	Morel, 1981
NFS	Ntonya Ring Structure,Malawi	630±24	28 , 345	Briden, 1968
AT	Amouslek Tuffs,Morocco		41 , 250	Hallwood&Tarling, 1973
OV	Quarzazate volcanics,Morocco	578±15	30 , 237	" "
DM	Damara Belt,S.Africa	550-560	12 , 270	McWilliams et Kröner, 1981
OD	Séries rouges,Mauritanie	500-600	-2 , 257	Perrin, 1987
HI	Hook Intrusives,Zambia	519±17	14 , 336	Brock, 1967
PO	Plateaux d'Oujef, Mauritanie	k-O	55 , 30	Morris et Carmichael, 1978
HM	Hassi Messaud,Algérie	k-O	53 , 26	Bucur, 1971
GR	Graafwater,S.Africa	Oi	28 , 14	Bachtadse et al., 1987
Air	Air Ring Complexes,Niger	435	-43 , 9	Hargraves et al., 1987
BA	Bou Azzer volcs,septs,Morocco	532±18	47 , 42	Daly&Pozzi, 1976
CBR	Canning Bassin Reef Ls, Australie	Ds	8 , 23	Hurley&Van der Voo, 1987
BS	Bokkeveld Grp.,S.Africa	Dm	10 , 15	Bachtadse et al., 1987
BZ	Ben Zireg sedts, Algérie	Ds-Ci	-25 , 26	Atfa, 1987
P	pôle permien moyen,Afrique	P	-36 , 57	

**COMPARAISONS DES RESULTATS DE CETTE ETUDE AVEC
LES RESULTATS ANTERIEURS DE L'AFRIQUE.
SIGNIFICATION ET CONSEQUENCES.**

**1) Etablissement d'une courbe de dérive du pôle de
référence pour l'Afrique :**

Les directions d'aimantation observées sur des roches d'un bloc continental donné sont souvent résumées par une courbe de dérive apparente du pôle relative à ce bloc. Cette courbe qui est construite à partir des paléopôles permet, d'une part, de montrer les changements des paléolatitudes et les rotations du bloc concerné, d'autre part, de retrouver des similitudes avec les courbes d'autres unités. Le problème fondamental réside dans le choix de la polarité. En effet, le pôle calculé à partir d'une direction d'aimantation peut correspondre soit au pôle Nord, soit au pôle Sud. La contrainte du mouvement minimum permet de faire un choix entre les deux polarités. Autrement dit, en partant de l'actuel, on retient la polarité qui conduit à une vitesse de déplacement comparable à celles des continents actuels.

Toutes les courbes de dérive qui ont été proposées pour le Gondwana (*Morel et Irving, 1978 ; Hagstrum et al., 1980 ; McWilliams et Kröner, 1981*) présentent des différences qui sont liées au choix des pôles. La validité de chaque modèle est alors fonction de la qualité des données. Outre l'ambiguïté de la polarité qui s'accroît avec les lacunes de la période siluro-dévonienne, on est souvent confronté à deux problèmes, l'un concernant l'estimation de l'âge, et l'autre la qualité de la détermination de chaque pôle paléomagnétique

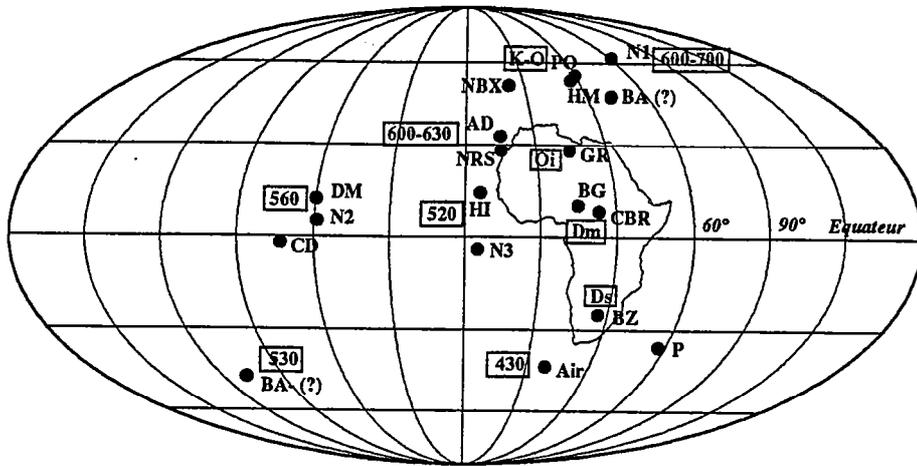


Fig.III.1 - Pôles de l'Afrique pour la période 300-650Ma.

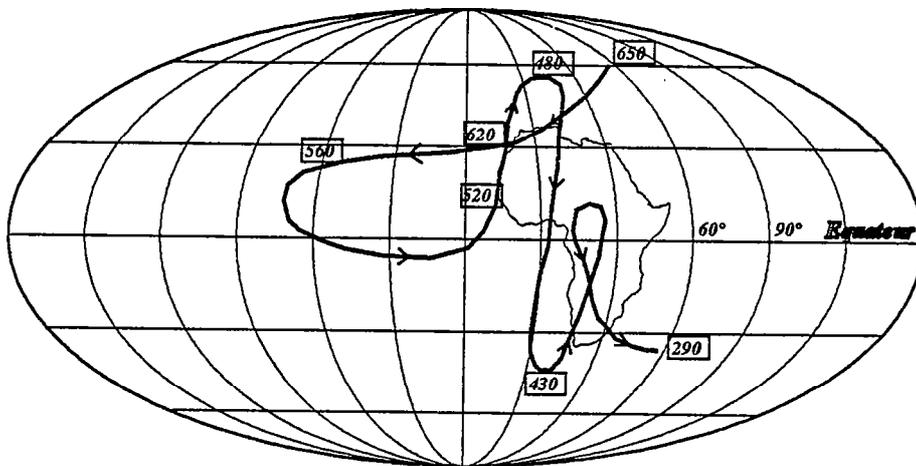


Fig.III.2 - Courbe de référence pour l'Afrique.

Parmi les pôles qu'utilisent les modèles antérieurs nous avons retenu ceux qui proviennent de l'Afrique et qui semblent être utilisables. Cette liste a été complétée par des pôles publiés après 1980 (tab.III.1 ; fig.III.1). Le pôle AD (*Morel, 1981*) confirme le pôle précambrien NRS (*Briden, 1968*) qui ont tous les deux un âge autour de 600Ma (*Cf. Morel, 1981*). Ces résultats positionnent l'Afrique du Nord à des hautes latitudes. Les pôles N2 (*Kröner et al., 1980*), DM (*McWilliam et Kröner, 1981*) et CD (*Perrin, 1987*) sont en très bon accord et définissent un pôle moyen pour un âge de 550Ma environ. Pour le Cambrien nous avons retenu les pôles HI (*Brock, 1967*) et N3 (*Kröner et al., 1980*). La position des pôles ordoviciens au voisinage de l'Afrique du Nord se confirme par le nouveau pôle GR obtenu en Afrique du Sud (*Bachtadse et al., 1987*). Le pôle Air d'âge 435 Ma (*Hargraves et al., 1987*) est concordant avec l'alternative 'Y' proposée par *Morel et Irving (1978)* à partir des données d'Australie. Ce résultat a pour conséquence une dérive rapide du pôle vers l'Afrique du Sud au cours du Silurien. Si on prend en considération les pôles dévoniens CBR et BG (*Cf. Van der Voo, 1988*) obtenus en Australie (*Hurley et Van der Voo, 1987*) et en Afrique du Sud (*Bachtadse et al., 1987*), on peut définir un pôle moyen pour le Dévonien, situé en Afrique centrale. Cette position se confirme par un résultat récent obtenu au Soudan (*Bachtadse et Briden, 1989*). Afin de poursuivre jusqu'au Permien la courbe de dérive apparente du pôle sud (fig.III.2), deux pôles BZ d'âge Dévonien terminal (*Aifa, 1987*) et P (pôle moyen pour le Permien) ont été utilisés.

Quelques pôles utilisés dans les compilations précédentes ne nous semble pas devoir être retenus Il s'agit des deux pôles OV (30S,57E ; volcanites de Ouarzazate datées à 578 ± 15 Ma) et AT(41S,70E ; tuffs et sédiments d'âge cambrien inférieur, Amouslek-région de Taroudannt) qui ont permis à *Hagstrum et al. (1980)* d'établir la portion de courbe 580Ma ; ces deux pôles

sont exactement similaires aux pôles permien (fig.III.2 et 4). Il est donc possible qu'ils reflètent des réaimantations permien qui sont présentes dans l'Anti-Atlas et notamment sur les andésites de Ouarzazate et les sédiments de Taroudannt (Cf. réaimantations). De même le pôle BA (*Daly et Pozzi, 1976*) est très éloigné des pôles africains de même âge. Compte tenu de la méthode utilisée pour la détermination de ce pôle (nettoyage optimum = "optimum cleaning"), il est possible qu'il soit entaché d'une erreur liée à l'insuffisance du traitement.

Plusieurs auteurs (*Hagtrum et al., 1980 ; Perigo et al., 1983*) avaient noté la similarité entre la CDAP de Gondwana et celle d'Armorica pour la période Eocambrien-Cambrien. Sur la figure III.3, la CDAP proposée ici pour l'Afrique et celle du Massif Armoricain (*Perroud, 1985*) sont comparées, entre 450-600Ma. Il apparaît que ces deux courbes présentent une forme similaire, ce qui confirme l'appartenance du Massif Armoricain au Gondwana au cours de cette période. Néanmoins, il existe un certain décalage entre les deux trajectoires de pôles, qui peut être mis en relation avec les mouvements relatifs entre ces deux unités depuis le Trias, âge de l'éclatement de la Pangée.

2) Comparaison de données de cette étude avec la courbe de référence :

Les formations étudiées ont toutes des âges plus anciens que le Dévonien. Une comparaison des pôles calculés à partir des aimantations qui ont été considérées comme des réaimantations avec la CADP 300Ma à l'actuel (*Irving et Irving, 1982*) va permettre d'identifier et de dater les réaimantations postérieures à 300Ma. Ainsi, les pôles (OR2,SB2,CB1,CB2,DT3,AO3,CDA) (tab.III.2) sont en très bon accord (fig.III.4) avec les pôles d'âge Carbonifère supérieur et Permien inférieur (290-270Ma) obtenus en Afrique et à Madagascar (tab.III.3).

Tab.III.3 - Paléopôles permiens (Irving et Irving, 1982).

<u>Rock-unit</u>	<u>Age</u>	<u>Ma</u>	<u>Lat. (S) Long. (E)</u>
Sahamena Group(Ir.) Madagascar	Pu	240	59 , 89
Sakoa Group(Ir.) redbeds, Madagascar	PI	270	50 , 62
Galula redbeds, Tanzania	PI	270	46 , 40
Taztof andésite, Morocco	PI	270	39 , 57
Songwe-Ketawaka redbeds, Tanzania	PI	275	27 , 89
Chougrane, Mechra Ben Abou vol.	PI	275	36 , 58
Jbel Tarhat redbeds, Morocco	PI	275	24 , 64
Chougrane redbeds, Morocco	PI	275	32 , 61
Serie d'Abadla, redbeds, Algeria	Cu	280	29 , 60
Sakoa Group, glacials, Madagascar	Cu	285	35 , 77

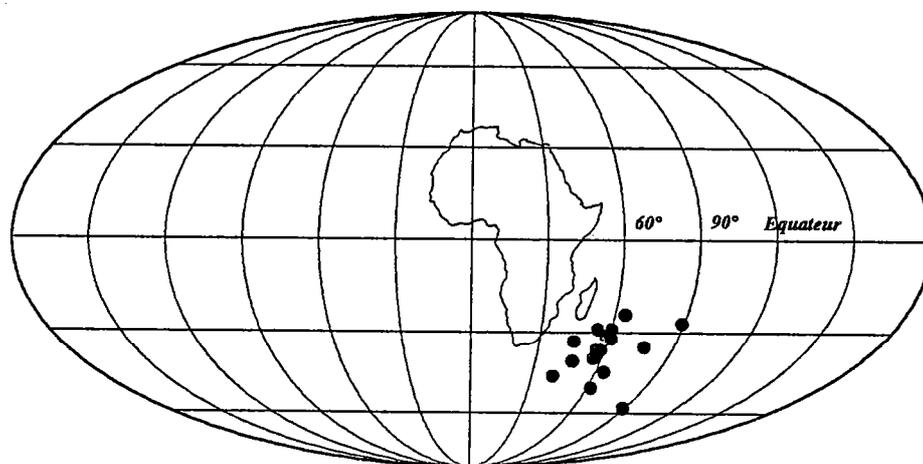


Fig.III.4 - Comparaison avec les pôles permiens.

Cette réaimantation correspond à la période inverse Kiaman du Permien. Elle s'est produite postérieurement à la phase tectono-métamorphique majeure. L'âge de cette dernière a pu être cerné grâce à plusieurs études, structurales, pétrographiques, géochimiques et géochronologiques menées en Meseta par différents auteurs. Elle est post-viséen supérieur (*Piqué, 1979*) et contemporaine de la mise en place du granite d'Oulmès dont le caractère syncinématique a été démontré à plusieurs reprises (*Piqué 1976 ; Lagarde, 1985 ; Ait Omar, 1986 ; Diot et al. 1987*). Ce granite a été daté par deux méthodes : K/Ar (*Choubert et al., 1965*) et Rb/Sr (*Mrini, 1985*). Les âges obtenus sont entre 260 et 300 Ma pour K/Ar et 298 Ma pour Rb/Sr. D'autres part, *Huon (1985)* a effectué une étude microstructurale, granulométrique et isotopique (K/Ar) comparative des différents schistes du paléozoïque du Maroc. Il a daté le métamorphisme (et la structuration) en plusieurs points de la chaîne hercynienne, notamment dans l'encaissant micaschisteux du granite d'Oulmès. L'âge de 291 ± 7 Ma, obtenu sur des phyllites est en très bon accord avec les âges attribués à la mise en place du granite. Ainsi, la phase paroxysmale peut être fixée à 290-300 Ma.

Des événements hercyniens ont également été mis en évidence sur des roches de l'Anti-Atlas, par les datations radiochronologiques qui ont fourni des âges jeunes autour de 300 Ma (*Choubert et al., 1965 ; Charlot et al. ; 1970 ; Ducrot et Lancelot, 1977 ; Benziane et Yazidi, 1982*).

Cette réaimantation permienne qui a affecté la Meseta et l'Anti-Atlas (cette étude ; *Salmon et al., 1988*), a été identifiée dans plusieurs autres régions de la chaîne varisque :

- Mauritanie (*Perrin, 1987*)
- Algérie-Tunisie-Sahara (*Abou-Deeb & Tarling, 1984 ; Aïfa, 1987 ; Aïfa et al., 1987*)
- Massif armoricain (*Perroud et al., 1984 ; Edel et Coulon, 1984*)
- Ardennes (*Edel et Coulon, 1987*)
- Montagne Noire (*Courtillot et al., 1986*)

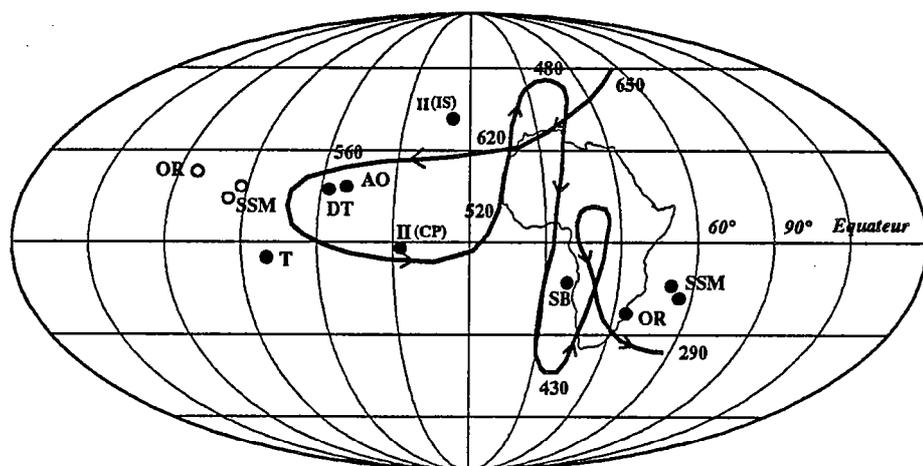


Fig.III.5 - Comparaison des pôles de cette étude avec la courbe de référence pour l'Afrique.

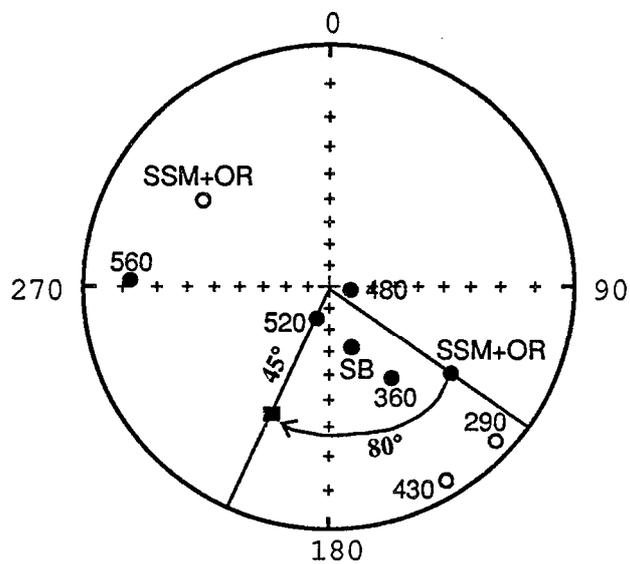


Fig.III.6 - Directions calculées au site de Sidi-Saïd-Maâchou.

- Appalaches (*Kent, 1985 ; McCabe et al., 1984*).

Il reste à examiner les aimantations interprétées comme étant d'origine. Les pôles ainsi calculés, sont comparés à la courbe de dérive pour l'Afrique proposée ci-dessus.

Anti-Atlas

On constate que les données de l'Anti-Atlas (AO,DT,T,II), bien qu'elles soient définies sur un nombre réduit de sites, sont globalement en très bon accord avec les pôles de mêmes âges (fig.III.5). Pour le pôle II (ignimbrites d'Ifni, d'âge précambrien terminal), malgré l'incertitude sur la correction structurale, on peut noter sa position In Situ au voisinage des pôles à 620Ma. Ces résultats montrent que l'Anti-Atlas était lié à l'Afrique il y a 560 Ma. D'autre part, ils confirment la dérive importante de l'Afrique au cours du Cambrien, et montrent que, malgré les larges phénomènes de réaimantation, il est possible de trouver des formations qui ont préservé leur aimantation d'origine au moins partiellement.

Meseta :

Les pôles de la Meseta (SSM, OR, SB) ne sont pas aussi concordants avec la courbe de dérive de l'Afrique que ceux de l'Anti-Atlas (fig.III.5). Le pôle (SB) d'âge ordovicien (Llandeilo=460 Ma) se situe bien entre le pôle silurien (Air=430Ma) et les pôles d'âge ordovicien inférieur, mais il est plutôt plus proche du pôle silurien. L'aimantation livrée par les spilites ordoviciennes de Bou Regreg est caractérisée par une inclinaison assez élevée (60°). Des valeurs comparables ont été observées en Espagne, au Portugal (*Perroud et al., 1984*) et en France (*Duff,1979 ; Perroud et Van der Voo,1985 ; Perroud et al.,1986 ; Böhm et al.,1989*). Elles ont été également retrouvées de l'autre côté de l'Atlantique (*Rao et Van der Voo,1980 ; Van der Voo et Johnson,1985*). Ces fortes inclinaisons indiquent la position de ces régions à des hautes latitudes qui sont compatibles avec les marques de glaciation (*Beuf et al.,1971*) qui se

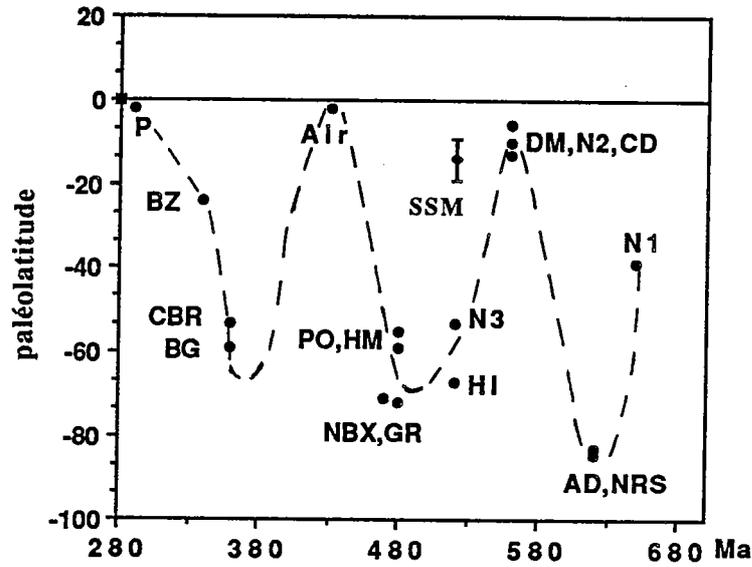


Fig.III.7 - Comparaison de la paléolatitude de Sidi-Saïd-Maâchou avec les paléolatitudes attendues au même site d'après les pôles de l'Afrique.

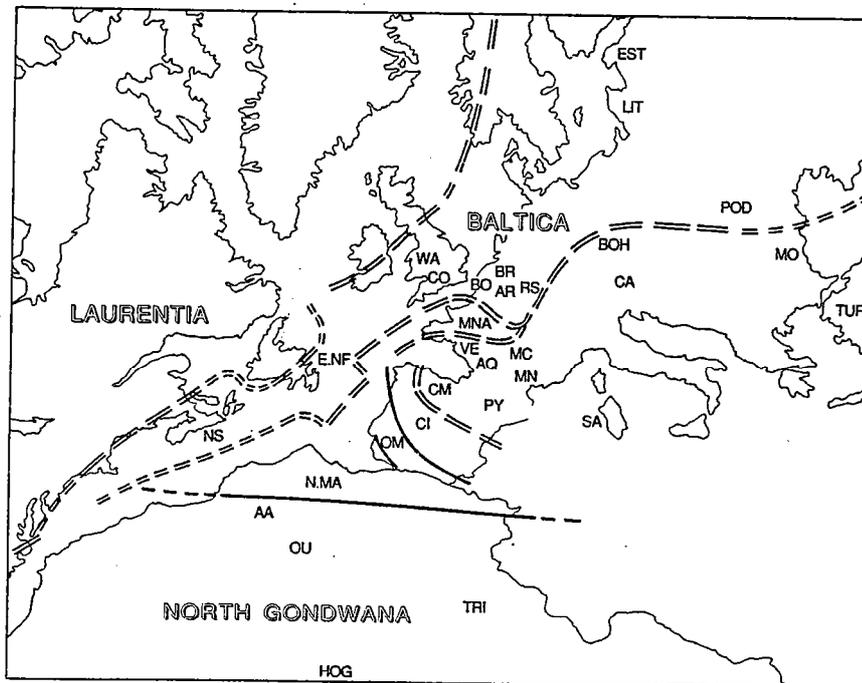


Fig.III.8 - Localisation du Nord du Gondwana, Baltica et Laurentia au Permien (Fit de Bullard et al., 1965); pour la signification des différents sigles, cf. Paris et Robardet (sous presse).

développait sur le craton à la fin de l'Ordovicien. Par ailleurs, diverses formations des régions Ibéro-Armoricaines sont interprétées comme des dépôts glacio-marins (*Doré et Le Gall, 1972 ; Robardet et Doré, 1988*).

Dans la mesure où les données paléomagnétiques et chronologiques ne sont pas de même ordre de précision, il est assez délicat d'envisager des hypothèses qui peuvent justifier la position de ce pôle. Par contre, ces problèmes de détermination ne peuvent pas expliquer la position des pôles cambriens (SSM et OR) qui sont très bien définis (au moins à Sidi-Saïd-Maâchou). En effet, quelle que soit le choix de la polarité, les pôles obtenus dans cette étude sont très différents des pôles de même âge pour l'Afrique (acadien ≈ 520 Ma). La figure III.6, sur laquelle sont portées les directions (D/I) calculées au site de Sidi-Saïd-Maâchou, montre qu'une simple rotation est insuffisante pour faire coïncider les directions d'aimantation à 520Ma. Si l'on considère la polarité qui produit le plus faible déplacement, il faut une rotation de $\approx 80^\circ$ et un déplacement de $\approx 45^\circ$ en latitude (≈ 5200 Km).

Il est souvent très commode de travailler sur les paléolatitudes en fonction de l'âge. La courbe des paléolatitudes calculées au site de Sidi-Saïd-Maâchou (33N, 8W) montre, au moins pour le Cambrien, l'écart non négligeable ($\approx 40^\circ$) entre la paléolatitudes déterminée et celle attendue à Sidi-Saïd-Maâchou (fig.III.7). Si l'on observe les fits qui restituent la Pangée, il est possible que ce bloc provienne de l'Amérique du Nord et qu'il ait été rattaché à l'Afrique au cours du paléozoïque. Cette hypothèse a déjà été envisagée par *Briden (1968)* et *Hailwood & Tarling (1973)* pour expliquer certaines données paléomagnétiques qui ne concordaient pas avec celles de l'Afrique. Pour tester cette hypothèse, nous avons cherché sur les fits de l'Atlantique (fig.III.8) quelle région du craton Nord Américain était le plus proche de la Meseta dans la Pangée (configuration permienne). Il apparaît qu'il s'agit de la partie Nord de la côte Est de l'Amérique du Nord (\approx embouchure Saint-Laurent). Puis nous avons

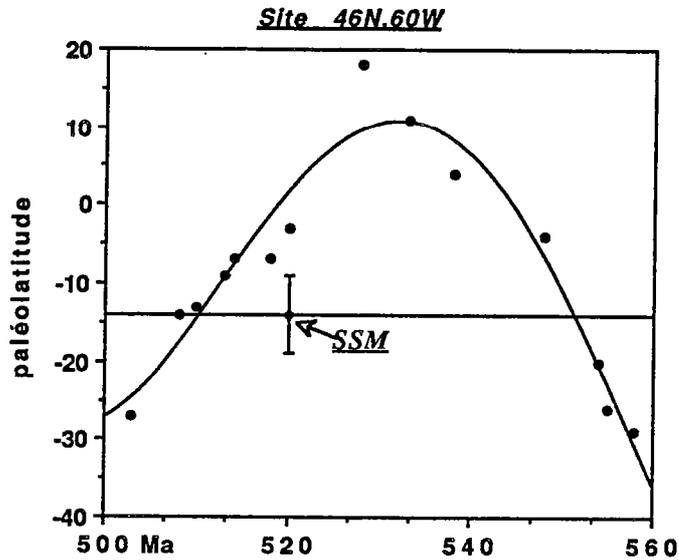
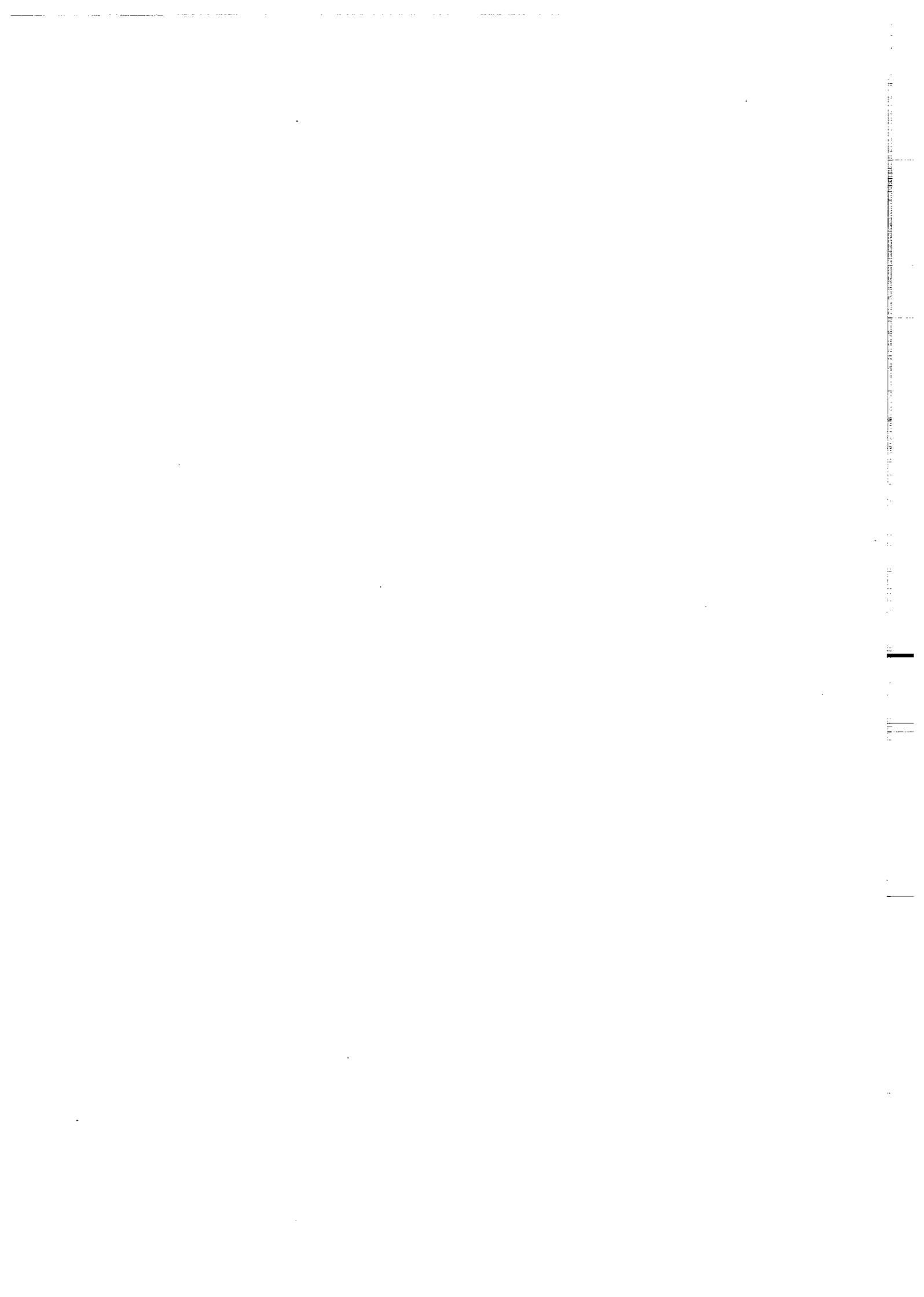


Fig.III.9 - Comparaison de la paléolatititude de Sidi-Saïd-Maâchou avec les paléolatitudes attendues à Nova Scotia d'après les pôles du craton Nord Américain (D'après Johnson et Van der Voo, 1985).

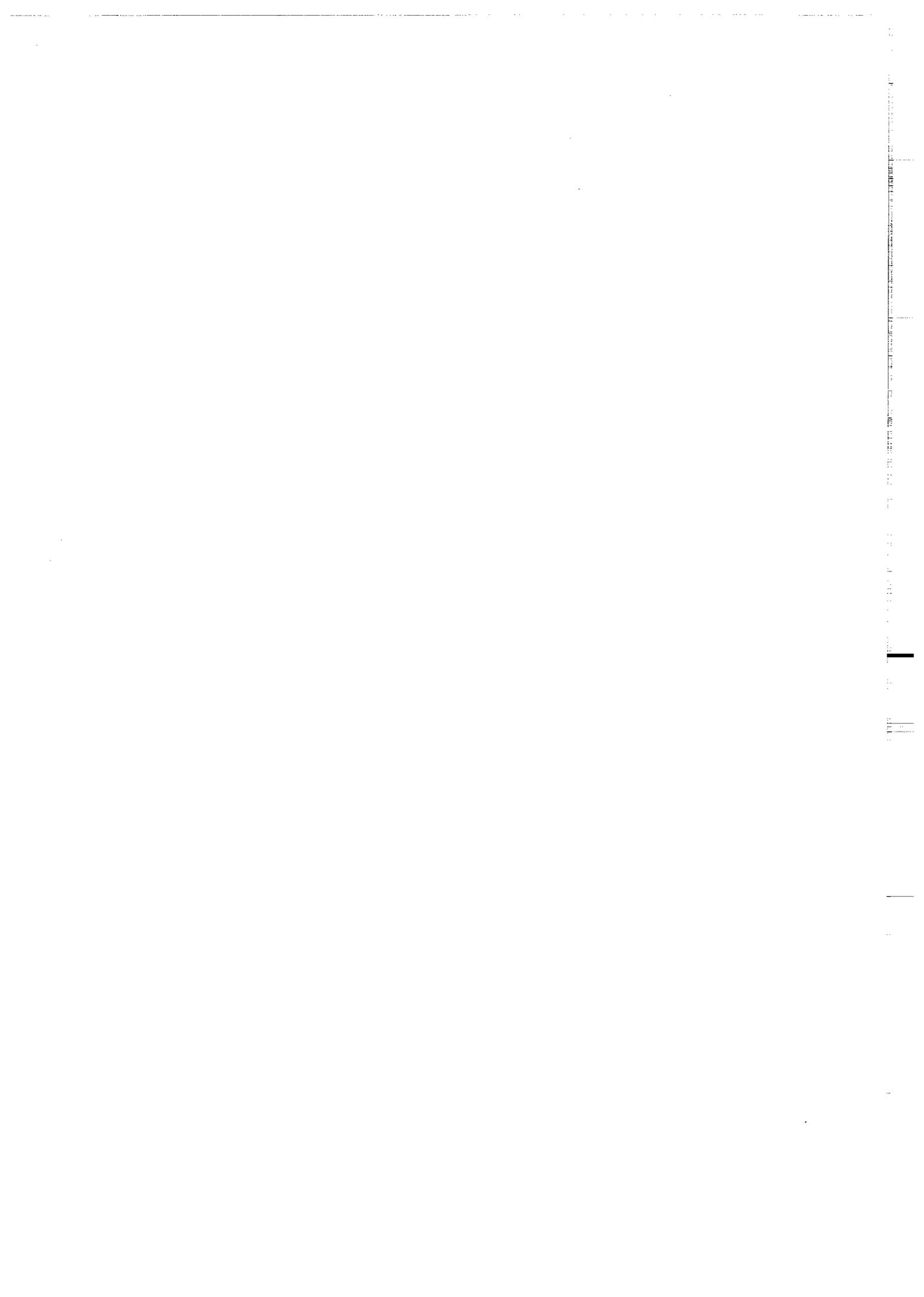
Tableau III.4- Pôles cambriens du craton Nord Américain (cf. Watts et al., 1980).

Number	Formation	Age	Pole Position	Reference
9	Wilberns, Point Peak Member	Upper Franconian	6°N 159°E	Van der Voo et al (1976)
8	Wilberns, Morgan Creek-Weiße members	Lower to Middle Franconian	24°N 151°E	This paper
7	Riley, Lion Mountain Member	Upper Dresbachian	27°N 146°E	This paper
6	Riley, Cap Mountain Member	Lower to Middle Dresbachian	33°N 140°E	This paper
5	Riley, Hickory Member	Lower Dresbachian	34°N 145°E	This paper
4	Abrigo Formation	Middle to Upper Cambrian	59°N 89°E	Elston and Bressler (1977)
3	Muav Formation	Middle Cambrian	55°N 110°E	Elston and Bressler (1977)
2	Rome Formation	Upper-Lower Cambrian	38°N 142°E	Watts et al. (1980)
1	Tapeats Formation	Lower Cambrian	5°N 158°E	Elston and Bressler (1977)
E	Colorado intrusives	Cambro-Ordovician	37°N 122°E	Larson and Mutscheler (1971)
D	Colorado intrusives	525 m.y.	39°N 100°E	Patterson et al (1978)
C	Colorado intrusives, group III	Upper Precambrian-Lower Ordovician	48°N 107°E	French et al (1977)
B	Colorado intrusives, group II	Upper Precambrian-Lower Ordovician	5°N 174°E	French et al. (1977)
A	Colorado intrusives, group I	Upper Precambrian-Lower Ordovician	15°N 142°E	French et al (1977)

comparé les résultats paléomagnétiques de Sidi-Saïd-Maâchou et ceux du craton Nord Américain pour la période cambrienne. *Johnson et Van der Voo (1985)* ont produit une courbe de paléolatitudo pour la Nouvelle Ecosse, dans l'hypothèse où celle-ci aurait été liée au craton (tab.III.4 ; fig.III.9). Cette courbe peut être utilisée afin de tester la même hypothèse pour la Meseta Marocaine. Il apparaît qu'il y a compatibilité parfaite entre la paléolatitudo à Sidi-Saïd-Maâchou et celle de cette partie du craton Nord Américain à 520Ma. On peut donc conclure que l'hypothèse selon laquelle la Meseta Marocaine aurait été liée au craton Nord Américain au Cambrien est en accord avec les résultats paléomagnétiques. Bien entendu, les paléolongitudes étant indéterminées, ces conclusions ne permettent pas de déduire l'appartenance de la Meseta Marocaine au craton Nord Américain. Il faudrait pour cela disposer non pas d'un pôle mais d'une trajectoire de pôle suffisamment discriminante ou bien faire appel à d'autres méthodes paléogéographiques (biostratigraphie...). On peut cependant déjà noter que le bloc côtier et celui des Sehoui limitent à l'Ouest et au Nord la Meseta centrale par des failles. Le bloc des Sehoui est caractérisé par une structuration des terrains cambro-ordoviciens et il a été comparé (*Cf. Piqué et Michard, 1989*) au groupe de Meguma (*Schenk, 1971*) et aux blocs paléozoïques Ouest méditerranéens (*Piqué, 1982*). Pour expliquer l'évolution paléogéographique et tectonique de la chaîne paléozoïque du Moyen-Maroc, *Boulin et al. (1988)* proposent la subduction d'une croûte océanique venue du Sud-Est suivie d'une collision. D'après ces auteurs la suture océanique serait, au décrochement Sud-Atlasique près, un prolongement de celle que l'on s'accorde à reconnaître entre les Appalaches du Sud et l'Afrique de l'Ouest (*LeFort, 1984*).



.CONCLUSIONS.

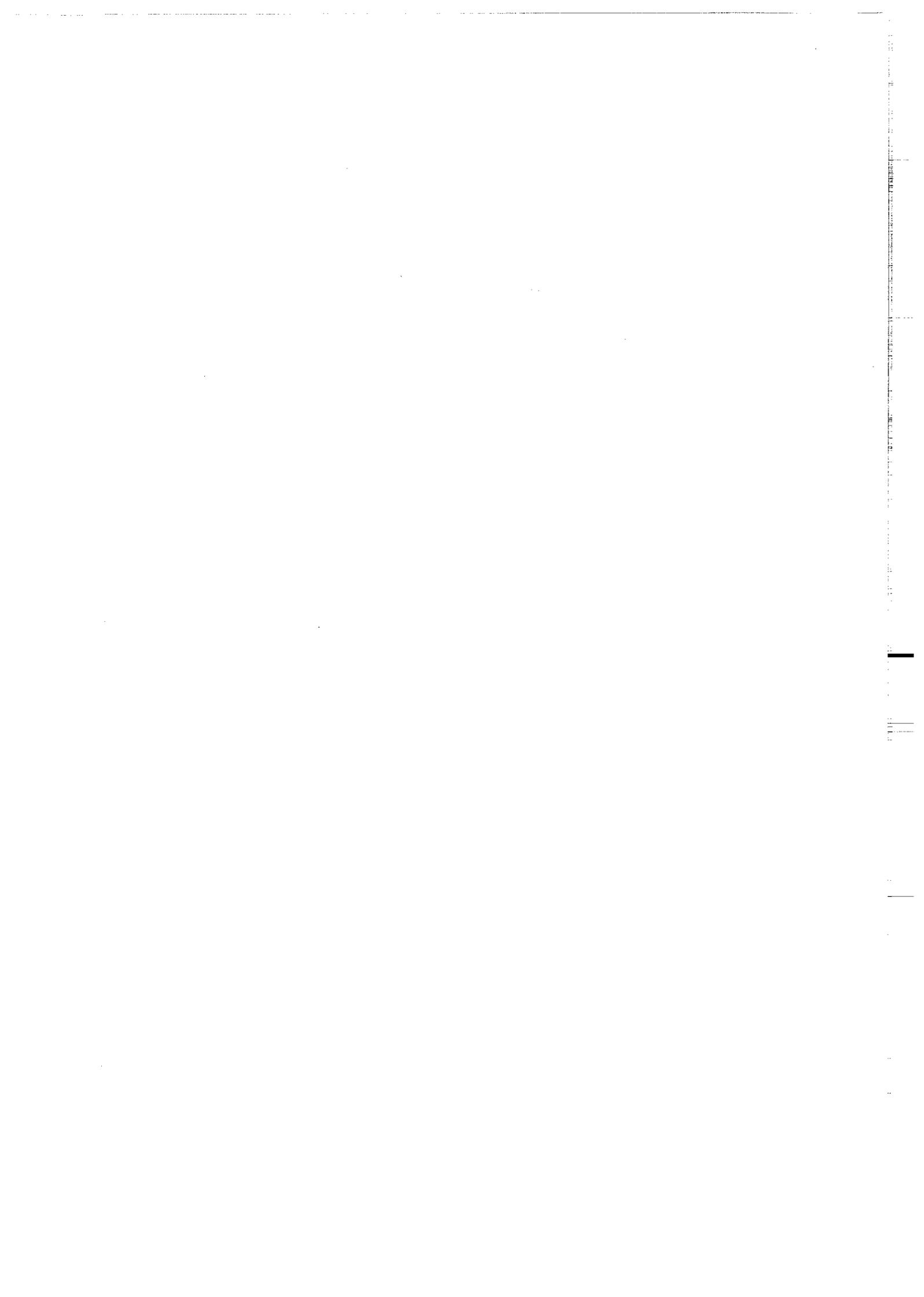


CONCLUSIONS

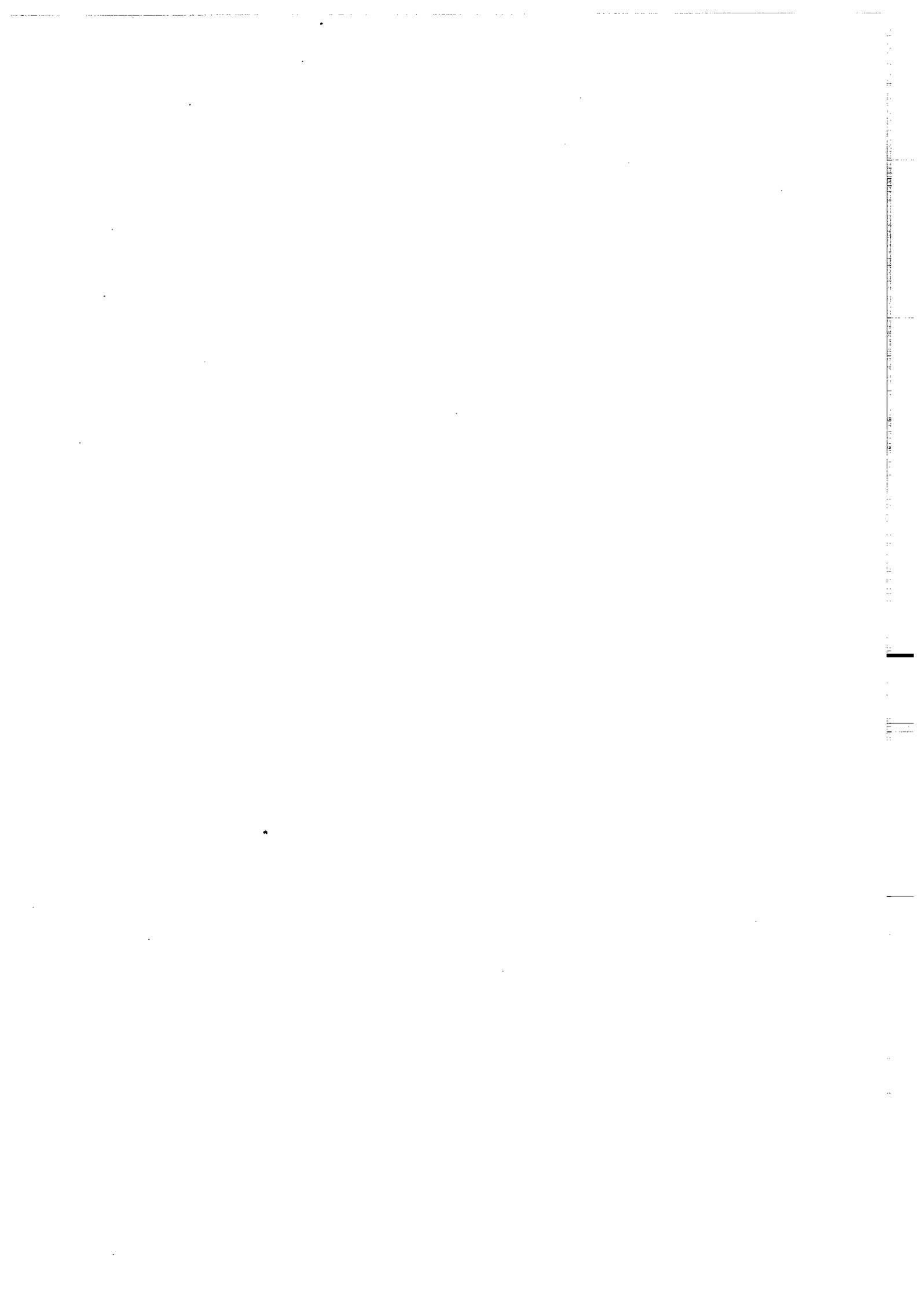
Ce mémoire a été subdivisé en trois parties. Dans les deux premières nous avons décrit les résultats paléomagnétiques des formations des deux domaines d'étude : la Meseta et l'Anti-Atlas. Dans la troisième partie, ces résultats ont été discutés et comparés aux données antérieures.

Les composantes d'aimantation isolées ont permis de calculer des pôles paléomagnétiques qui ont été comparés à une courbe de dérive pour l'Afrique pour la période 650-290Ma. Ainsi, il a été possible de dater au Permien les réaimantations qui ont affecté partiellement ou totalement les roches des deux domaines étudiés. Dans le cas de l'Anti-Atlas, les pôles calculés à partir des composantes d'aimantation interprétées primaires sont en très bon accord avec la courbe de référence. Par contre les données de la Meseta ne concordent pas avec les pôles de l'Afrique supposés de même âge. La différence en paléolatitudes au Cambrien entre l'Afrique et la Meseta côtière est de l'ordre de 45° ($\approx 5000\text{km}$). Le fit de Bullard pour le Permien montre que la partie Nord de la côte Est de l'Amérique du Nord était la plus proche de la Meseta au sein de la Pangée. Après comparaison entre les paléolatitudes du craton Nord Américain et de la Meseta, il apparaît qu'il y a compatibilité parfaite à 520Ma. Etant donné l'indétermination sur la longitude, les données paléomagnétiques ne permettent pas de déduire l'appartenance de la Meseta Marocaine au craton Nord Américain. Il faudrait pour cela disposer non pas d'un pôle unique mais d'une trajectoire de pôle suffisamment discriminante ou bien faire appel à d'autres méthodes paléogéographiques (biostratigraphie...).

Les résultats de cette étude montrent que malgré les larges phénomènes de réaimantation qui ont affecté au Permien les régions varisques, des roches d'âge plus ancien ont préservé, au moins partiellement, leur aimantation d'origine.



.ANNEXE.



-Annexe-**OBSERVATION DES MINÉRAUX MAGNÉTIQUES AU MEB
APRES SEPARATION**

Deux techniques peuvent être utilisées pour séparer ou concentrer les minéraux magnétiques à partir de différents types de roches (Collinson, 1983). La première est basée sur la différence des propriétés magnétiques entre les minéraux magnétiques et les autres. La seconde utilise d'autres propriétés physiques. Le choix entre les deux méthodes est lié au but qu'on veut atteindre. En générale une bonne séparation devient d'autant plus difficile que la taille du grain diminue.

I-méthodes non magnétiques

Parmi les propriétés physiques des particules, on peut choisir la densité et utiliser donc les liqueurs denses pour séparer les différentes fractions. Les particules, selon leur densité flottent ou se déposent au fond. D'autres méthodes basées sur les différences de conductivité électrique et la constante diélectrique des minéraux.

II-méthodes magnétiques

Cette technique sépare les minéraux selon leur susceptibilité magnétique ou aimantation à saturation. Les minéraux magnétiques ont des valeurs de susceptibilité assez élevées par rapport aux autres minéraux. L'hématite fait

exception, sa susceptibilité est comparable à celle d'autres minéraux nonmagnétiques.

Un barreau aimanté, dont un bout est entouré de plastique pour faciliter la récupération, va attirer les minéraux magnétiques d'une poudre étalée (May et Butler, 1985) sur une surface. Les particules peuvent être récupérées dans l'eau en retirant le barreau aimanté. Une aiguille aimantée peut être également utilisée.

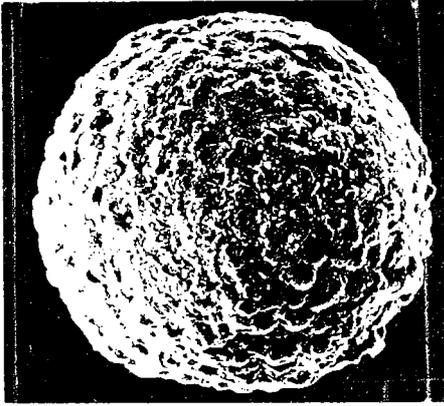
Seulement, dans le cas où le matériel n'est pas très riche en grains magnétiques, une grande quantité est nécessaire. La séparation est alors, meilleure si on laisse la poudre se déposer sous l'effet de la gravité dans un tube vertical rempli d'eau (Freeman, 1986 ; Galbrun et Butler, 1986 ; Salmon, 1988). Si un aimant ou électroaimant produit un champ suffisant autour d'une partie du tube, les particules magnétiques seront déviées vers les parois.

Nous avons adopté cette dernière méthode pour concentrer la fraction magnétique des calcaires. La première étape est d'obtenir une suspension à partir d'un matériel consolidé. Des carottes paléomagnétiques non traitées ou désaimantées par champs alternatifs, sont dans un premier temps coupées à la scie en plusieurs sections puis cassées en petits morceaux dans un mortier pour pouvoir en fin utiliser un broyeur à agathe ou carbure de Tungstène. Ceci est pour réduire au maximum toute contamination par les oxydes de Fer qui peuvent provenir des différents outils utilisés. Il est clair que le fait de réduire la roche en poudre n'est pas suffisant pour isoler complètement les grains magnétiques. L'étape suivante consiste donc à faire dissoudre les carbonates par attaque à l'acide acétique très diluée (10%). Une attaque à l'HCl est trop lente et moins complète (Salmon, 1988). Lorsque la réaction est complètement achevée, le résidu est lavé à l'eau pour éliminer les traces de l'acide.

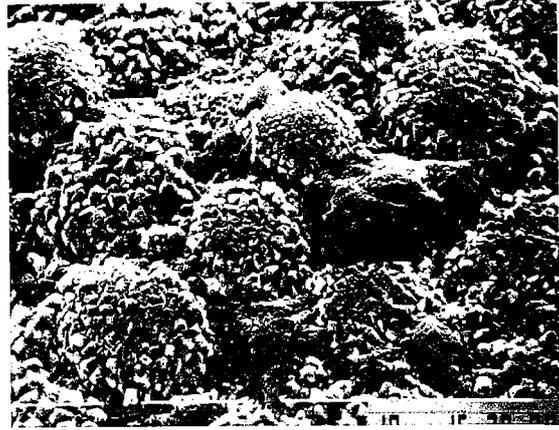
La suspension ainsi obtenue est placée dans un bêcher puis envoyée grâce à une pompe péristaltique dans un circuit fermé à travers un tube qui passe entre deux pièces polaires d'un électroaimant. Un agitateur permet d'une part

homogénéisation continue de la suspension, d'autre part de faire fonctionner la pompe grâce à un système de poulies. Lorsqu'on applique un champ, les particules se fixent sur les parois du tube. Pour les récupérer, on purifie dans un premier temps le circuit à l'eau puis on coupe le champ. Les particules magnétiques alors libérées, sont récupérées dans un filtre. Elles sont généralement collées à des grains très fins d'argile qu'il faut décrocher par passage aux ultrasons ou dans des liqueurs denses.

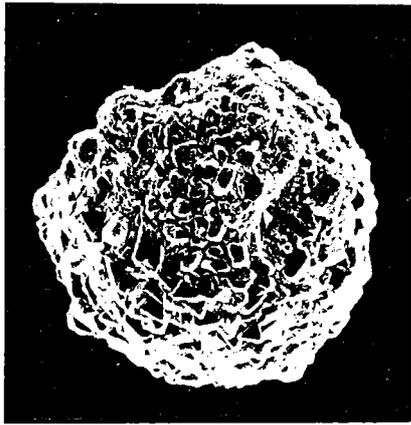
Nous avons fait cette expérience sur les calcaires de Bou Regreg. Les grains récoltés ont été observés au microscope électronique à balayage. Cet appareil n'étant pas doté d'un analyseur, seules les formes des grains ont été observées. Quelques exemples sont reportés sur la planche. On reconnaît la pyrite (1 et 2) et des formes cristallines qui peuvent correspondre à de la magnétite ou à de l'hématite (3 et 4).



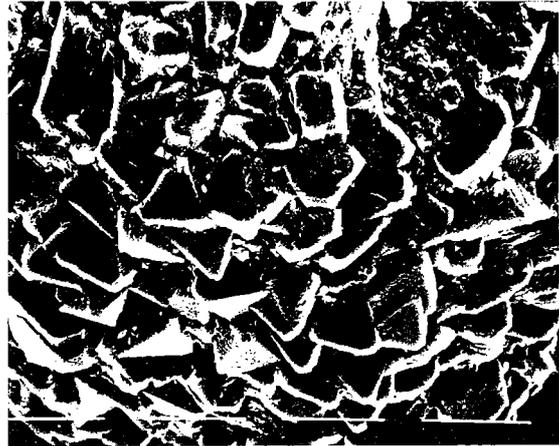
1a) $G = 500$



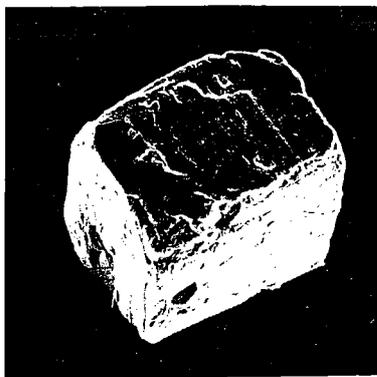
1b) $G = 1500$



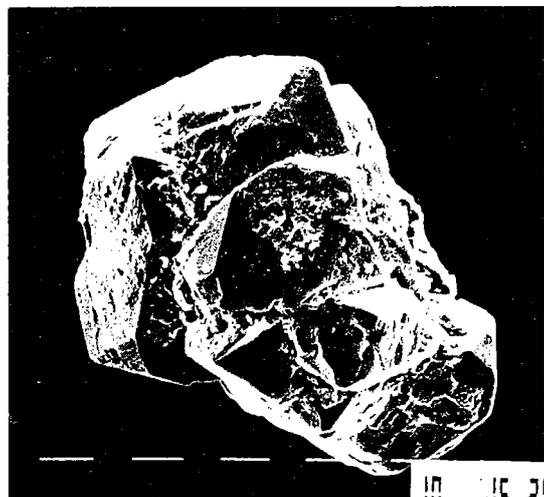
2a) $G = 525$



2b) $G = 1500$

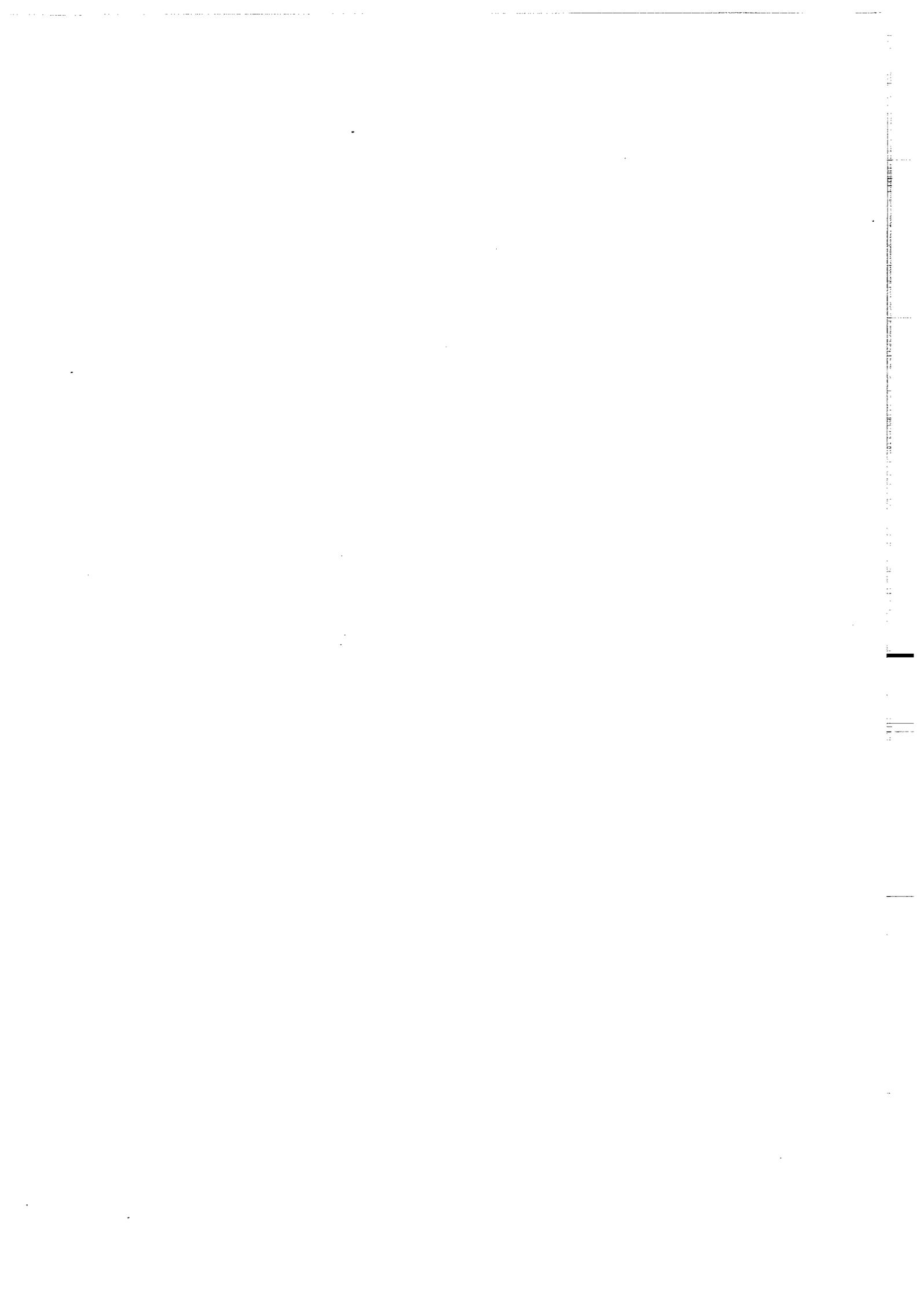


3) $G = 525$



4) $G = 750$

.BIBLIOGRAPHIE.



BIBLIOGRAPHIE

- ABOU DEEB J.M., TARLING D.H., 1984. Upper Paleozoic Palaeomagnetic results from Algeria and Tunisia. *Tectonophysics*, 101, 1/2, 143-158.
- ADDISON F.T., TURNER P., TARLING D.H., 1985. Magnetic studies of the Pendleside limestone : evidence for remagnetization and late diagenetic dolomitization during a post Asbian normal event. *J. Geol. Soc. London*, 142, 983-994.
- ADE-HALL J.M., PALMER H.C., HUBBARD T.P., 1971. The magnetic and opaque petrological response of basalts to regional hydrothermal alteration. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 24, 137-174.
- AIFA T., 1987. Paléomagnétisme en zones de collision : déformations récentes dans l'arc Tyrrhénien et raccourcissement crustal Hercynien en Afrique. Thèse Université Paris, 7, 184p.
- AIFA T., FEINBERG H., POZZI J.P., 1987. A new paleopole for Africa at the Devonian/Carboniferous boundary : implication for Hercynian geodynamics. *Terra Cognita*, 7 2/3, 177.
- AIT OMAR S., 1986. Modalités de mise en place d'un pluton granitique et ses relations avec la déformation régionale : l'exemple du granite hercynien d'Oulmes (Maroc Central). Thèse Université de Rennes 1.
- ALBERTI G.K.B., HPLLARD H. & WILLEFERT S., 1966. Couches de base du Dévonien et présence de Monograptus hercyniens dans la région de Rabat à Tiflet. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 26 (188), 21-27.
- BACHTADSE V., VAN DER VOO R. et HAELBICH I.W., 1987. Paleomagnetism of the western Cape Fold, South Africa, and its bearing on the paleozoic apparent polar wander path for Gondwana. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 84, 487-499.
- BACHTADSE V. and J.C. BRIDEN, 1989. Paleomagnetic results from Devonian volcanics from the Gilif Hills Bayuda Desert, Sudan. *EUG Strasbourg, Terra*, V.1, n°1.
- BENZIANE F. et YAZIDI A., 1982. Géologie de la Boutonnière précambrienne d'Ifni (Anti-Atlas Occidental). *Notes Mem. Serv. Maroc*, 312, 114p.
- BEUF S., BIJU-DUVAL B., CHARPAL O, de ROGNON P., GARIEL O. et BENNACEF A., 1971. Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités. Evolution structurale d'un craton. *Publ. Inst. Fr. Pétrole, Sci. et Techn. Pétrole*, n°18, Technip, Paris, 464p.

- BOULADON J. et JOURAVSKY G., 1954. Sur quelques phénomènes de remplacement dans les ignimbrites des gisements de manganèse du Sud-Marocain. Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc, 120, 91-96.
- BOULIN J., BOUABDELLI M. et EL HOUICHA M., 1988. Evolution paleogéographique et géodynamique de la chaîne paléozoïque du Moyen-Maroc: un essai de modélisation. C. R. Acad. Sci. Paris, 306, II, 1501-1506.
- BOYER C., CHIKHAOUI M., DUPUY C. et LEBLANC M., 1978. Le volcanisme calco-alcalin précambrien terminal de l'Anti-Atlas (Maroc) et ses altérations. Interprétation géodynamique. C. R. Acad. Sci. Paris, 287, 427-430.
- BÖHM V., FRANKE W., and SOFFEL H., 1989. New paleomagnetic constraints on ordovician paleogeography in Europe. *EUG Strasbourg, Terra, V.1, n°1*.
- BRIDEN J.C., 1968. Paleomagnetism of the Ntonya Ring Structure, Malawi. *J. Geophys. Res.*, 73, 725-733.
- BROCK A., 1967. Paleomagnetic result from the Hook intrusives, Zambia. *Nature*, 216, 359.
- BUCKER C., SCHULT A., BLOSH W. and GUERREIRO S.D.C., 1986. Rocks magnetism and palaeomagnetism of an Early Cretaceous/Late Jurassic dike swarm in Rio Grande do Norte, Brazil, *J. Geophys.*, 60, 129-135.
- BUCUR I., 1971. Etude paléomagnétique d'une formation sédimentaire du Sahara algérien, d'âge Cambro-Ordovicien. *Ann. Geophysics*, 27, 255-261.
- BULLARD E.C., EVERETT J.I., et SMITH A.G., 1965. The fit of continents around the Atlantic. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A258, 41-51.
- CHARLOT R., CHOUBERT G., FAURE-MURET A. et TISSIRANT D., 1970. Etude géochronologique du Précambrien de l'Anti-Atlas (Maroc). *Notes du Service Géologique du Maroc*, 30, 99-134.
- CHARLOT R., RHALIB M., et TISSERANT D., 1973. Etude géochronologique préliminaire des granites de la région de Rabat-Tiflet (Maroc occidental). *Notes du Service géologique du Maroc*, 33, v.249, p.55-58.
- CHARLOT R., 1975. Etudes géochronologiques des granites du Massif de Tafraoute (Anti-Atlas Occidental). *Can. J. Earth Sci.*, 18, 1, 19-23.
- CHARLOT R., 1976. The Precambrian of the Anti-Atlas (Morocco) : a geochronological synthesis. *Precamb. Res.*, 3, 273-299.
- CHOUBERT G., 1947. L'accident majeur de l'Anti-Atlas. C. R. Acad. Sci. Paris, 224, 1172-1173.
- CHOUBERT G., 1952. Essai d'application de la notion d'Infracambrien aux formations anciennes de l'Anti-Atlas. XIXe Cong. Géol. Intern. Alger, 1, 53-71.

- CHOUBERT G., 1953. Essai d'application de la notion d'Infracambrien aux formations anciennes de l'Anti-Atlas (Maroc). C.R.XIXe Session Cong. Géol. Intern. Alger (1952), Sect I: les subdivisions et les corrélations de l'Ante-Cambrien. fasc. 1, 53-72.
- CHOUBERT G., 1956. Lexique stratigraphique du Maroc. Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc, 134, 165.
- CHOUBERT G. et MARCAIS J., 1956. Les grands traits de la géologie du Maroc. Introduction géologique au lexique stratigraphique du Maroc. Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc, 134, 5-38.
- CHOUBERT G., 1957. L'adoudounien et le Précambrien III de l'Anti-Atlas. Colloque Intern. CNRS Paris. "Les relations entre le Précambrien et Cambrien, problème des séries intermédiaires". 147-157.
- CHOUBERT G., 1959. Coup d'oeil sur la fin du Précambrien et le début du Cambrien dans le Sud Marocain. Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc, 144, 7-34.
- CHOUBERT G., 1963. Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas. *Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc*, n° 162.
- CHOUBERT G., DIOURI M., FAURE-MURET A., 1965. Mesures géochronologiques récentes par la méthode A^{40}/K^{40} au Maroc. *Notes du Service Géologique du Maroc*, 24, p.53-62.
- CHOUBERT G. et FAURE-MURET A., 1970. Livret guide de l'excursion Anti-Atlas occidental et central. Coll. Int. sur les corrélations du précambrien. Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc, 229, 259.
- COGNEY G., 1957. Recherches géologiques au confluent des Oueds Bou Regreg, Grou et Akrech. Trav. Inst. Sci. Cherif., Sér. Géol. et Géogr. Phys., 6, 56p.
- COLLINSON D.W., 1983. Method in rock magnetism and paleomagnetism. Chapman and Hall, London.
- COURTILLOT V., CHAMBON P., BRUN J.P., ROCHETTE P., 1986. A magnetotectonic study of the hercynian Montagne Noire (France). *Tectonics*, 5, 5, 733-751.
- DALY et POZZI J.P., 1977. Détermination d'un nouveau pôle paléomagnétique africain sur les formations cambriennes du Maroc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol.34, 264-272.
- DANKERS P.H.M. et ZIJDERVELD I.D.A., 1981. Alternating field demagnetization of rocks and the problem of gyromagnetic remanence. *Earth Planet.Sci. Lett.* 53, 89-92.
- DESTOMBES J. et JEANNETTE A., 1966. Mémoire explicatif de la carte géotechnique de la Meseta côtière à l'Est de Casablanca au 1/50.000. Région de Mohammedia, Bouznika et Ben-Slimane. *Notes & Mém. Serv. Géol. Maroc*, n°180 bis.

- DIOT H., BOUCHEZ J.L., BOUTALEB M. et MACAUDIERE J., 1987. Le granite d'Oulmès (Maroc central) : structure de l'état solide et modèle de mise en place. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, v.3, p.157-168.
- DORE F. et LE GALL J., 1972. Sédimentologie de la "Tillite de Feuguerolles" (Ordovicien supérieur de Normandie). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XIV, p.199-211.
- DUCROT J. et LANCELOT J.R., 1977. Problème de la limite Cambrien-Précambrien : étude radiochronologique par la méthode U-P sur zircons du volcan du Jebel Boho (Anti-Atlas, Maroc). *Can. J. Earth. Sci.*, 14,12, p.2771-2777.
- DUFF B.A., 1979. The paleomagnetism of cambro-ordovician redbeds, the Erquy Spilites Series, and the Trégastel-Ploumanac'h granite complex, Armorican Massif (France and the Channel Islands). *R. Astr. Soc. Geophys. J.*, v.59, 345-365.
- DUNLOP J.P., 1972. Magnetic mineralogy of unheated red sediments by coercivity spectrum analysis. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 27, 37-55.
- EDEL J.B., COULON M., 1984. Late Hercynian remagnetization of Tournaisian series from the Laval syncline, Armorican Massif, France. *Earth Planet. Sci.*, 68, 343-350.
- EDEL J.B., COULON M., 1987. A paleomagnetic cross-section through the Ardennes and Brabant massifs (France-Belgium). *J. Geophys.*, 61, 21-29.
- EL HASSANI A., 1987. Les structures calédono-hercyniennes dans la zone de Rabat-Tiflet (Meseta marocaine septentrionale). *Bull. Inst. Sci.*, 11, p.47-58.
- EL HASSANI A., EL WARTITI A., ZAHRAOUI M., DESTOMBES J. et WILLEFERT S., 1988. Découverte d'une macrofaune arénigienne (Ordovicien Inférieur) à trilobites et graptolithes dans la région de Rabat, Meseta côtière Nord-Occidentale (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.307, Série II, 1589-1594, 1988.
- ELMORE R.D., DUNN W. et PECK C., 1985. Absolute dating of dedolomitisation by means of paleomagnetic techniques. *Geology*, 13, 558-61.
- FREEMAN R., 1986. Magnetic mineralogy of pelagic limestone. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 85 : 2, 433-452.
- GALBRUN B. et BUTLER R.F., 1986. Curie temperature analyses of Upper Jurassic and Lower Cretaceous pelagic limestones. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 86, 885-892.
- GARCIA C., 1961. Roches éruptives et métamorphique de la région de Rabat. *Trav. Inst. Sci. Cherif.*, Sér. Géol. et Géogr. Phys., 12, 82p.
- GIGOUT M., 1956 Le volcan sous-marin d'âge Acadien de Sidi-Saïd-Maâchou (Maroc Occidental). *Bull. Soc. Géol. France*. (6)-VI, 559-574.

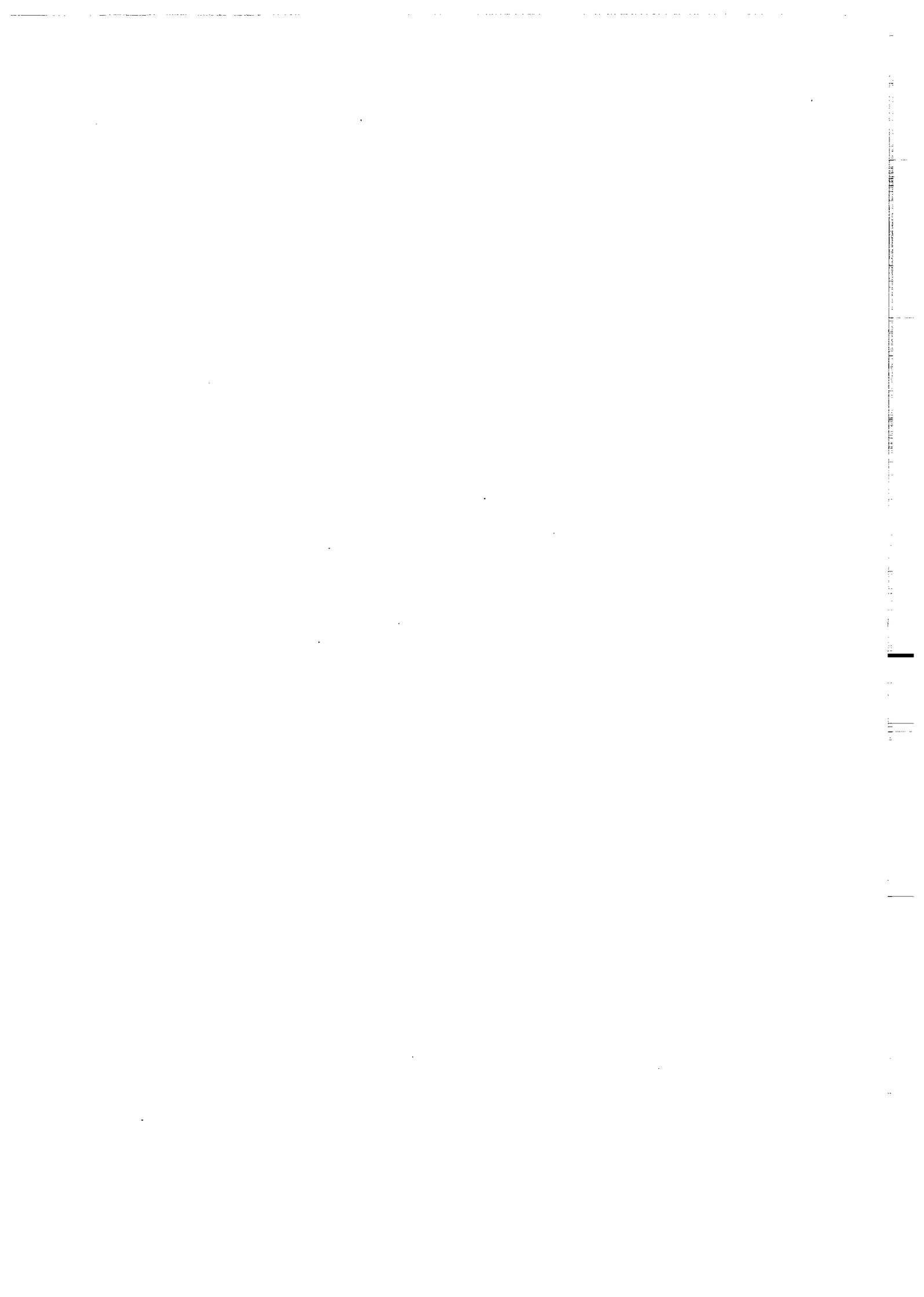
- HAGSTRUM J.T., VAN DER VOO R., AUVRAY B. et BONHOMMET N., 1980. Eocambrian Cambrian palaeomagnetism of the Armorican Massif, France. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 61, 489-517.
- HAILWOOD E.A. and TARLING D.H., 1973. Paleomagnetism Evidence for a proto-Atlantic Ocean. In : Implications of Continental Drift to the Earth Sciences (TARLING D.H. and RUNCORN S.K. : . NATO Advanced Study Institute, Academic Press London & New York, p.37-46).
- HAILWOOD E.A., 1974. Palaeomagnetism of the Msissi norite (Morocco) and the palaeozoic reconstruction of Gondwanaland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 23, 376-386.
- HARGRAVES K.B., DAWSON E.M. and F.B. VAN HOUTEN, 1987. Paleomagnetism and age of mid-Palaeozoic ring complexes in Niger, West Africa, and tectonic implications. *Geophys J.R. Soc.*, 90, 705-729.
- HASSENFORDER B., 1987. La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le Massif du Kerdous (Maroc). *Thèse, Strasbourg*.
- HELLER F., CARRACEDO J.C. and SOLER V., 1986. Reversed magnetization in pyroclastics from the 1985 eruption of Nevada del Ruiz, Colombie. *Nature*, vol. 324, 241-242.
- HOFFMAN K.A., 1975. Cation diffusion processes and self reversal of thermoremanent magnetization in the ilmenite hématite solid solution series. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 41, 65-80.
- HUON S., 1985. Clivage ardoisier et réhomogénéisation isotopique K-Ar dans des schistes paléozoïques du Maroc. *Thèse Université de Strasbourg*, 124 p.
- HURLEY N.F. et VAN DER VOO R., 1987. Paleomagnetism of Upper Devonian reefal limestones, Canning Basin, Western Australia. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 98, 123-137.
- IRVING E., IRVING G.A., 1982. Apparent polar wander paths Carboniferous through Cenozoic and the assembly of Gondwanaland. *Geophys. Surv.*, 5, 141-188.
- JOHNSON R.J.E. et VAN DER VOO R., 1985. Middle Cambrian paleomagnetism of the Avalon terrane in Cape Breton Island, Nova Scotia. *Tectonics*, 4, 629-651.
- JUERY A., LANCELOT J.R., HAMET J., PROUST F. et ALLEGRE C.J., 1974. L'âge des rhyolites du précambrien III du Haut-Atlas et le problème de la limite Précambrien-Cambrien. *2ème Réunion ann. Sci. Terre, Nancy*, 230p.
- JUERY A., 1976. Datation Uranium-Plomb du socle précambrien du Haut Atlas (Maroc). *Thèse 3ème Cycle, Univ. Paris VII*, 85p.
- KENNEDY L.P., OSBORNE M.D., 1987. Composite titanomagnetite-ferrian ilmenite grains and correlation magnetic components in a dacite with self-reversed TRM. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 479-486.
- KENT D.V., 1985. Thermoviscous remagnetization in some appalachian limestones. *Geophys. Res. Lett.* n°12, 805-808.

- KRÖNER A., McWILLIAMS M.O., GERMS G.J.B., REID A.B. et SCHALK K.E.L., 1980. Paleomagnetism of late Precambrian to early Paleozoic mixtite-bearing formations in Namibia (South-West Africa): the Nama Group and Blaubeker formation. *Am. J. Sci.*, 280, 942-968.
- LAGARDE J., 1985. Cisaillements ductiles et plutons granitiques contemporains de la déformation hercynienne post-viséenne de la Meseta marocaine. *Hercinica*, Rennes, v.1, p.29-37.
- LAWSON C.A., NORD Jr.G.L. and CHAMPION D.E., 1987. Fe-Ti oxide mineralogy and the origin of normal and reverse remanent magnetization in dacitic pumice blocks from Mt Shasta, Californie. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 46, 270-288.
- LEBLANC M., 1970. Les gisements de cobalt de Bou-Azzer (Maroc) sont portés par un niveau sédimentaire précambrien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 270D, 1857-1860.
- LEBLANC M., 1975. Ophiolites précambriennes et gites arséniés de cobalt: Bou-Azzer (Maroc). Thèse, Paris VI, Publ. Hors Série CGG Montpellier, 239p.
- LEBLANC M., 1976. A Protérozoic oceanic crust at Bou-Azzer. *Nature*, 261, 34-35.
- LECOINTRE G., 1926. Recherches géologiques dans la Meseta marocaine. *Mem. Soc. Sci. Nat. Maroc*, n° XIV.
- LEFORT J.P., 1984. Mise en évidence d'une virgation carbonifère induite par la dorsale Reguibat (Mauritanie) dans les Appalachs du Sud (USA). Arguments géophysiques. *Bull. Soc. Geol. France*, XXVI, p.1293-1303.
- LOWRIE W., HELLER F., 1982. Magnetic properties of marine limestones. *Review of Geophysics and Space Physics*, 20, n°2, 171-192.
- MANKINEN E.A., PREVOT M., SHERMAN-GROMME C., COE R.S., 1985. The Steens mountain (Oregon). Geomagnetic polarity transition. 1. Directional history, duration of episodes and rock magnetism. *J. Geophys. Res.*, 90 B 12, 10393-10416.
- MAY S.R., BUTLER R.F., 1985. Paleomagnetism of the Puente Piedra Formation, Central Peru. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 72, 205-218.
- McCABE C., VAN DER VOO R., BALLARD M.M., 1984. Late Paleozoic remagnetization of the Trenton limestone. *Geophys. Res. Lett.*, 11, 979-982.
- McELHINNY M.W., 1964. Statistical significance of the fold test in paleomagnetism. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 8, 338-340.
- McFADDEN P.L. et JONES D.L., 1981. The fold test in paleomagnetism. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 67, 53-58.
- McWILLIAMS M.O. et KRÖNER A., 1981. Paleomagnetism and tectonic evolution of the Pan-African Damara Belt, Southern Africa. *J. Geophys. Res.*, 86(B6), 5147-5162.

- MIDDLETON M.F. et SCHMIDT P.W., 1982. Paleothermometry of the Sydney Basin. *J. Geophys. Res.*, 87, 5351-5359.
- MIFDAL A. et PEUCAT J.J., 1985. Datation U-Pb et Rb-Sr du volcanisme acide de l'Anti-Atlas marocain et du socle sous-jacent dans la région de Ouarzazate. Apport au problème de la limite Précambrien-Cambrien. *Sci. Géol. Bull.*, 38, 2, Strasbourg, 1985, 185-200.
- MOREL P. et IRVING E., 1978. Tentative paleocontinental maps for the early Phanerozoic and Proterozoic. *J. Geol.*, vol.86, 5, 535-562.
- MOREL P., 1981. Paleomagnetism of a panafrican diorite : a Late Precambrian pole for Western Africa. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol.65, 493-504.
- MORRIS W.A. et CARMICHAEL C.M., 1978. Palaeomagnetism of some Late Precambrian and Lower Paleozoic sediments from l'Adrar de Mauritanie, West Africa. *Can. J. Earth Sci.*, 15, 253-262.
- MRINI Z., 1985. Age et origine des granitoides hercyniens du Maroc : Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique. Thèse Univ. Clermont-Ferrand, 150 p.
- O'REILLY W., 1984. Rock and mineral magnetism. Blackie, Glasgow, 1-220.
- PARIS F. et ROBARDET M., Early palaeozoic palaeobiogeography of the variscan regions. (s.s.press).
- PERIGO R., VAN DER VOO R., AUVRAY B. et BONHOMMET N., 1983. Paleomagnetism of late Precambrian-Cambrian volcanics and intrusions from the Armorican Massif, France. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 75, 235-260.
- PERRIN M., 1987. Paléomagnétisme des séries rouges à aimantations multiples d'âge protérozoïque d'Afrique et d'Amérique du Nord. *Thèse d'Université Montpellier*, 365p.
- PERROUD H., VAN DER VOO R. et BONHOMMET N., 1984. Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. *Geology*, V.12, 579-582.
- PERROUD H., 1985. Synthèse des résultats paléomagnétiques sur le Massif Armoricaïn. *Hercynica*, I, 1, 65-71.
- PERROUD H., VAN DER VOO R., 1985. Paleomagnetism of the Late Ordovician Thouars Massif, Vendée province, France. *J. Geophys. Res.*, 90, p.4611-4625.
- PERROUD H., BONHOMMET N. et THEBAULT J.P., 1986. Paleomagnetism of the Ordovician Moulin de Chateaupanne formation, Vendée, western France. *R. Astr. Soc. Geophys. J.*, 85, p.573-582.
- PIQUE A., 1976. Front thermique syntectonique et mise en place du granite à Oulmès (Maroc central). *Bull. Soc. Géol. France*, t.7, n°18, 1235-1238.
- PIQUE A., 1979. Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : la Meseta Marocaine Nord-Occidentale. *Thèse Université Louis Pasteur Strasbourg*, 253p.

- PIQUE A. et MICHARD A., 1981. Les zones structurales du Maroc Hercynien. *Sci Géol. Bull.*, 34, Strasbourg, 155-146.
- PIQUE A., 1982. La zone de Rabat-Tiflet (Meseta marocaine septentrionale). Sa place dans l'ensemble des noyaux paléozoïques de la Méditerranée Occidentale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 295, 263-266.
- PIQUE A., DAHMANI M., JEANNETTE D. and BAHY L., 1987. Permanence of structural lines in Morocco from Precambrian to Present. *Journal of African Sciences*, Vol.6, n°3, 247-256.
- PIQUE A. et MICHARD A., 1989. Moroccan hercynides : a synopsis. The paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. *Am. J. Sc.*, 289, 286-330.
- POTTIER Y. et WYBRECHT, 1987. Le complexe volcanique de l'Oued Rhebar (Meseta occidentale) est-il un relief insulaire dans le bassin sédimentaire acadien ? *Résumé, journées géologiques, Rabat Juin 1987*.
- PULLAIAH G., IRVING E., BUCHAN K.L., DUNLOP D.J., 1975. Magnetization changes caused by burial and uplift. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, 133-149.
- RAHMANI K., 1983. Etude palynologique du Paléozoïque de la région de Rabat (Maroc). *Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc*, n° 324, 132p.
- RAO K.V. and VAN DER VOO R., 1980. Paleomagnetism of a paleozoic anorthosite from the Appalachian Piedmont, northern Delaware : Possible tectonic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47, p.113-120.
- ROBARDET M. et DORE F., 1988. The Late Ordovician diamictic formations from southwestern Europe : north-Gondwana glaciomarine deposits. *Paleogeography Paleoclimatology Paleocology*, 66, 19-31.
- ROBARDET M., PARIS F. and P.R. RACHEBOEUF, 1989. Paleogeographic evolution of Southern Europe during early Paleozoic times. in W.S. McKerrow and C.R. Scotese (Editors) : Paleozoic biogeography. *Mem. Soc. Geol.*, London (sous presse).
- SALMON E., MONTIGNY R., EDEL J.B., PIQUE A., THUIZAT R., WESTPHAL M., 1986. The Msissi norite revisited : K/Ar dating, petrography and paleomagnetism. *Geophys. Res. Lett.*, 13, n°8, 741-743.
- SALMON E., 1988. Paléomagnétisme de formations dévoniennes et carbonifères du Maroc. Origine des phénomènes de réaimantation. *Thèse Université de Strasbourg*.
- SCHWARTZ E.J., 1975. Magnetic properties of pyrrhotite and their use in applied geology and geophysics. *Geol. Survey Can. paper*, 74, 59, 1-24.
- TARLING D.H., 1983. Palaeomagnetism, principles applications in geology. geophysics and archaeology. *London, New York, Chapman and Hall*.

- THELLIER E. et O. THELLIER, 1944. Recherches géomagnétiques sur les coulées volcaniques d'Auvergne, *Ann. Géophys.*, 1, 37-52.
- TURNER P., TURNER A., RAMOS A., SOPENA A., 1989. Paleomagnetism of Permo-Triassic rocks in the Iberian Cordillera, Spain : Acquisition of secondary and characteristic remanence. *J. Geol. Soc.*, 146, 61-76.
- VAN DER VOO R., 1979. Paleozoic assembly of Pangea : a new plate tectonic model for the tectonic, Caledonian and Hercynian orogenies. *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union*, 60 : 241 (abstract).
- VAN DER VOO R. and JOHNSON R.J.E., 1985. Paleomagnetism of the Dunn Point Formation (Nova Scotia) : High Paleolatitudes for the Avalon Terrane in the Late Ordovician. *Geophys. Res. Lett.*, 12, p.337-340.
- VAN DER VOO R., 1988. Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana and intervening displaced terranes : comparisons of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, V.100, 311-324.
- WALTON D., 1980. Time-temperature relations in the magnetization of assemblies of single domain grains. *Nature*, 286, 245-247.
- WATTS D.R., VAN DER VOO R. et REEVE S.C., 1980. Cambrian paleomagnetism of the Llano uplift, Texas. *J. Geophys. Res.*, 85, 5316-5330.
- WESTPHAL M., 1976. Contribution du paléomagnétisme à l'étude des déplacements continentaux autour de la Méditerranée Occidentale Thèse *Université Louis Pasteur, Strasbourg*.
- WESTPHAL M., 1986. Paléomagnétisme et magnétisme des roches. *Doin Editeur Paris*, 131p.
- ZIJDERVELD J.D.A., 1967. Demagnetization of rocks : analysis of results. In : *Methods in paleomagnetism* (D.M. Collinson, K.M. Creer et S.K. Runcorn edits). 254-286. New York.



Dans la même collection :

- N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). 140F.
- N°2 - G. QUERRE - Paléogénèse de la croûte continentale à l' archéen : les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl.(1985). 85F.
- N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). EPUISE
- N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). 55F.
- N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). 70F.
- N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.
- N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). 115F.

- N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). EPUISE
- N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricain (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986).
EPUISE
- N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). EPUISE
- N°11 - J.S. SALIS -Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 - 70.000 BP dans la chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). 90F.
- N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.
- N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987). 95F.
- N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tabl., 2 pl. (1987). 95F.
- N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987). 265F.

- N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F.
- N°17 - J.P. COGNE - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987). 90F.
- N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.
- N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). 145F.
- N°20 - J.P. GRATIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.
- N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). 200F.
- N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11 pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). 160F.

- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine : évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méséta marocaine. 353 p., 244 fig., 15 pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab., (1989). 275F.
- N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989).
- N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.

BON DE COMMANDE

A retourner à :

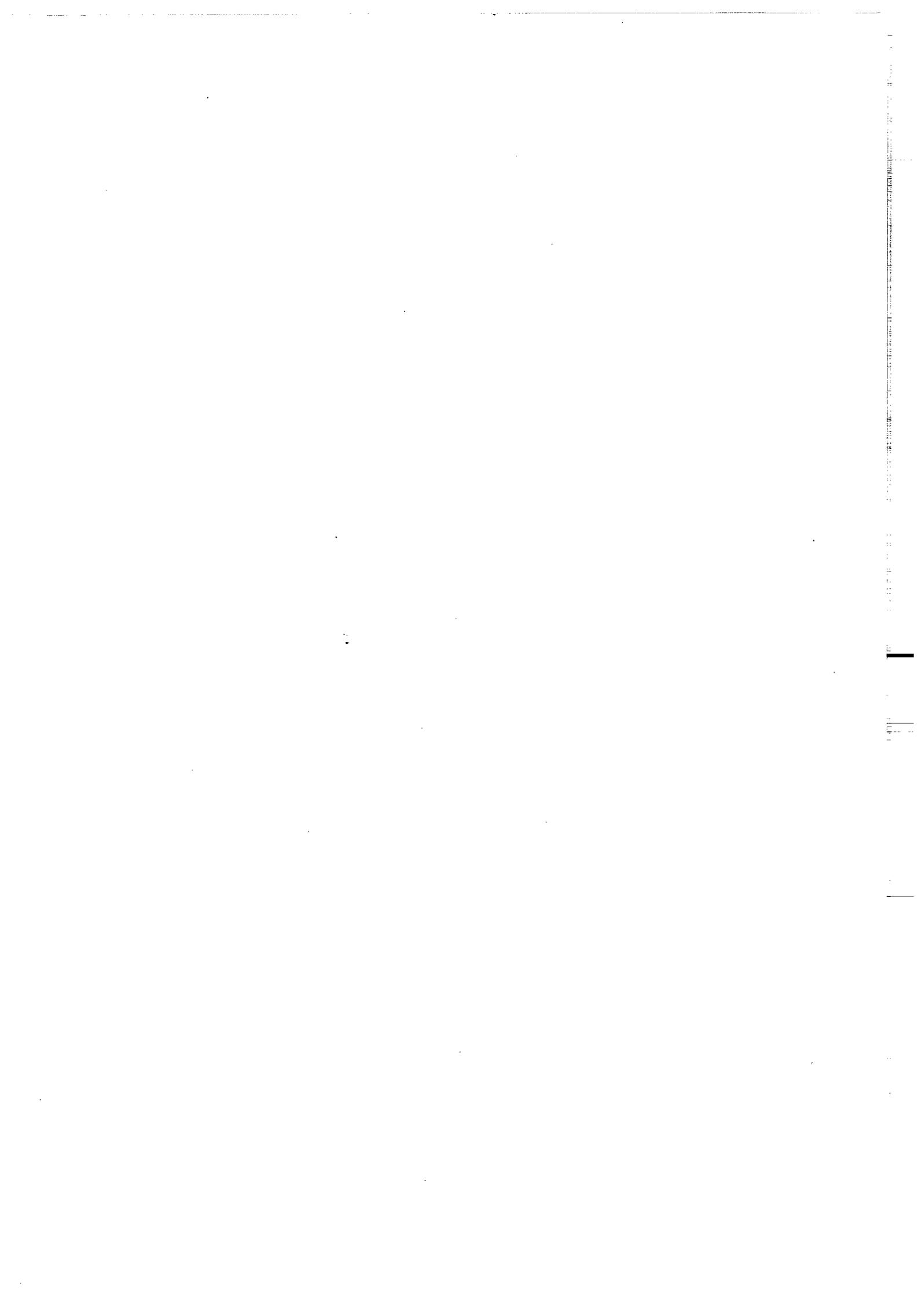
Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
Mémoires et documents du CAESS
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France).

NOM
ORGANISME
ADRESSE

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL
Frais d'envoi :			Total	
1 volume : 20,00 F			Frais d'envoi	
			Montant total	

Veillez établir votre chèque au nom de l' Agent comptable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.



Imprimé au C.A.E.S.S.

Dépôt Légal

4ème trimestre 1989

RESUME

Les travaux décrits dans ce mémoire entrent dans le cadre de l'étude des relations paléogéographiques entre l'Europe et l'Afrique au cours des temps Paléozoïques. Plusieurs modèles évolutifs ont été proposés sur la base d'études paléomagnétiques ou biostratigraphiques. Ils présentent certaines similitudes mais aussi des différences. Pour pouvoir valider ces différents schémas, nous avons entrepris des études paléomagnétiques sur le Paléozoïque du Maroc. Ainsi, 600 échantillons ont été prélevés dans la Meseta et dans l'Anti-Atlas, sur des formations diverses, dont l'âge varie du Précambrien terminal au Dévonien.

Les composantes d'aimantation isolées ont permis de calculer des pôles paléomagnétiques qui ont été comparés à une courbe de dérive pour l'Afrique pour la période 650-290Ma. Ainsi, il a été possible de dater au Permien les réaimantations qui ont affecté partiellement ou totalement les roches des deux domaines étudiés. Dans le cas de l'Anti-Atlas, les pôles calculés à partir des composantes d'aimantation interprétées primaires sont en très bon accord avec la courbe de référence. Par contre les données de la Meseta ne concordent pas avec les pôles de l'Afrique supposés de même âge. La différence en paléolatitudes au Cambrien entre l'Afrique et la Meseta côtière est de l'ordre de 45° ($\approx 5000\text{km}$). Le fit de Bullard pour le Permien montre que la partie Nord de la côte Est de l'Amérique du Nord était la plus proche de la Meseta au sein de la Pangée. Après comparaison entre les paléolatitudes du craton Nord Américain et de la Meseta, il apparaît qu'il y a compatibilité parfaite à 520Ma. Etant donné l'indétermination sur la longitude, les données paléomagnétiques ne permettent pas de déduire l'appartenance de la Meseta Marocaine au craton Nord Américain. Il faudrait pour cela disposer non pas d'un pôle unique mais d'une trajectoire de pôle suffisamment discriminante ou bien faire appel à d'autres méthodes paléogéographiques (biostratigraphie...).

Les réaimantations permienues observées sur l'ensemble des échantillons, masquent totalement tout signal magnétique antérieur dans les calcaires siluro-dévonienus, ce qui empêche de contraindre les modèles paléogéographiques très discutés pour cette période.

MOTS-CLES

Paléogéographie, Paléozoïque, Maroc, Paléomagnétisme, Meseta, Amérique du Nord, Cambrien, Réaimantations permienues.