



HAL
open science

**Variation séculaire du champ magnétique terrestre.
Direction et Paléointensité sur la période 7.000 - 70.000
BP dans les chaînes des Puys.**

Jean-Sébastien Salis

► **To cite this version:**

Jean-Sébastien Salis. Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 - 70.000 BP dans les chaînes des Puys.. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Rennes 1, 1986. Français. NNT: . tel-00675476

HAL Id: tel-00675476

<https://theses.hal.science/tel-00675476>

Submitted on 1 Mar 2012

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.

J. S. SALIS

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-10-6

**variation séculaire du champ
magnétique terrestre**

- direction et paléointensité -

SUR LA PERIODE 7.000 - 70.000 ANS BP,
DANS LA CHAINE DES PUYs.

MEMOIRES ET DOCUMENTS

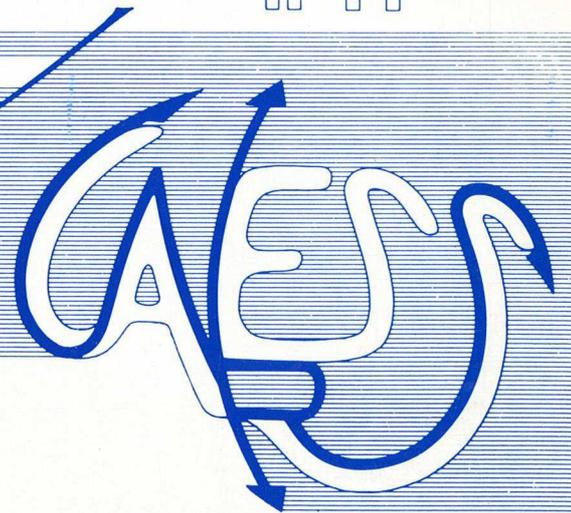
du Centre Armoricaïn

d'Etude Structurale

des Socles

n° 11

Rennes 1987



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

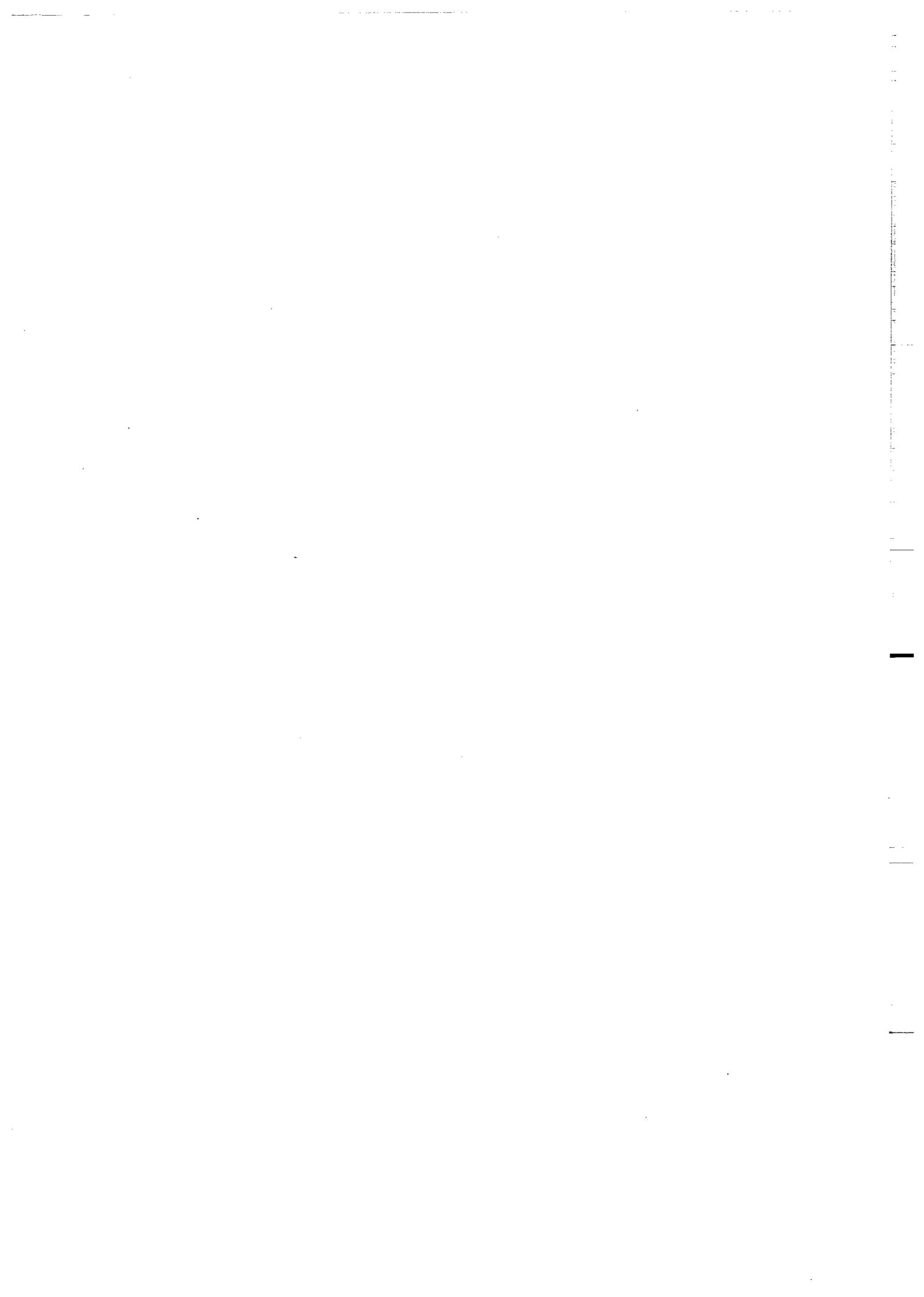
N° II
J.S. SALIS

Variation séculaire du champ magnétique terrestre
Direction et Paléointensité sur la période 7.000 - 70.000 BP
dans la chaîne des Puys.

Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I
soutenue le 17 Octobre 1986

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

1987



ISSN : 0755-078 X

ISBN : 2-905532-10-6

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France).**

J.S. SALIS (1987)

**Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité
sur la période 7.000 - 70.000 BP dans les chaînes des Puy.**

Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes II : 190 p.

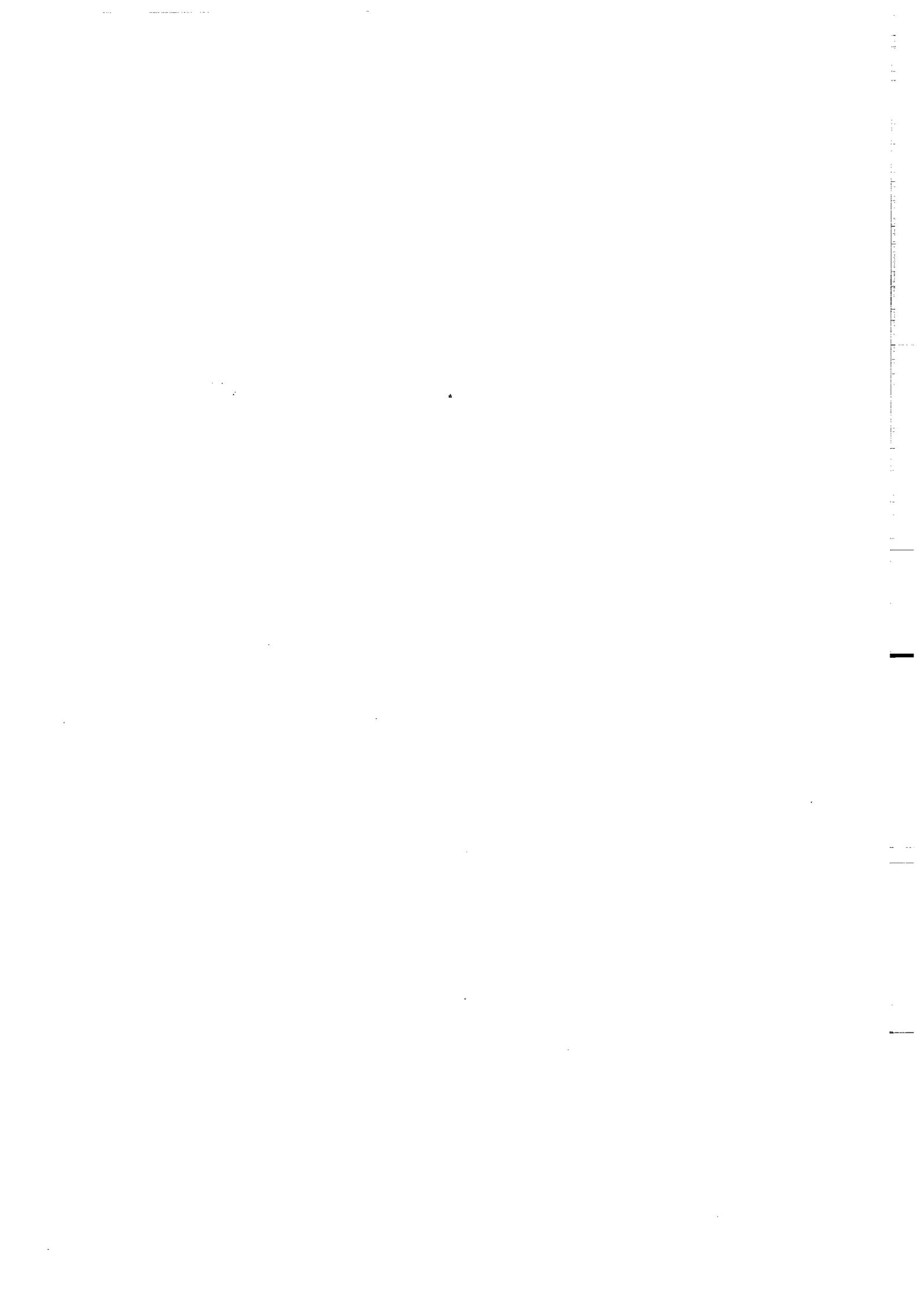
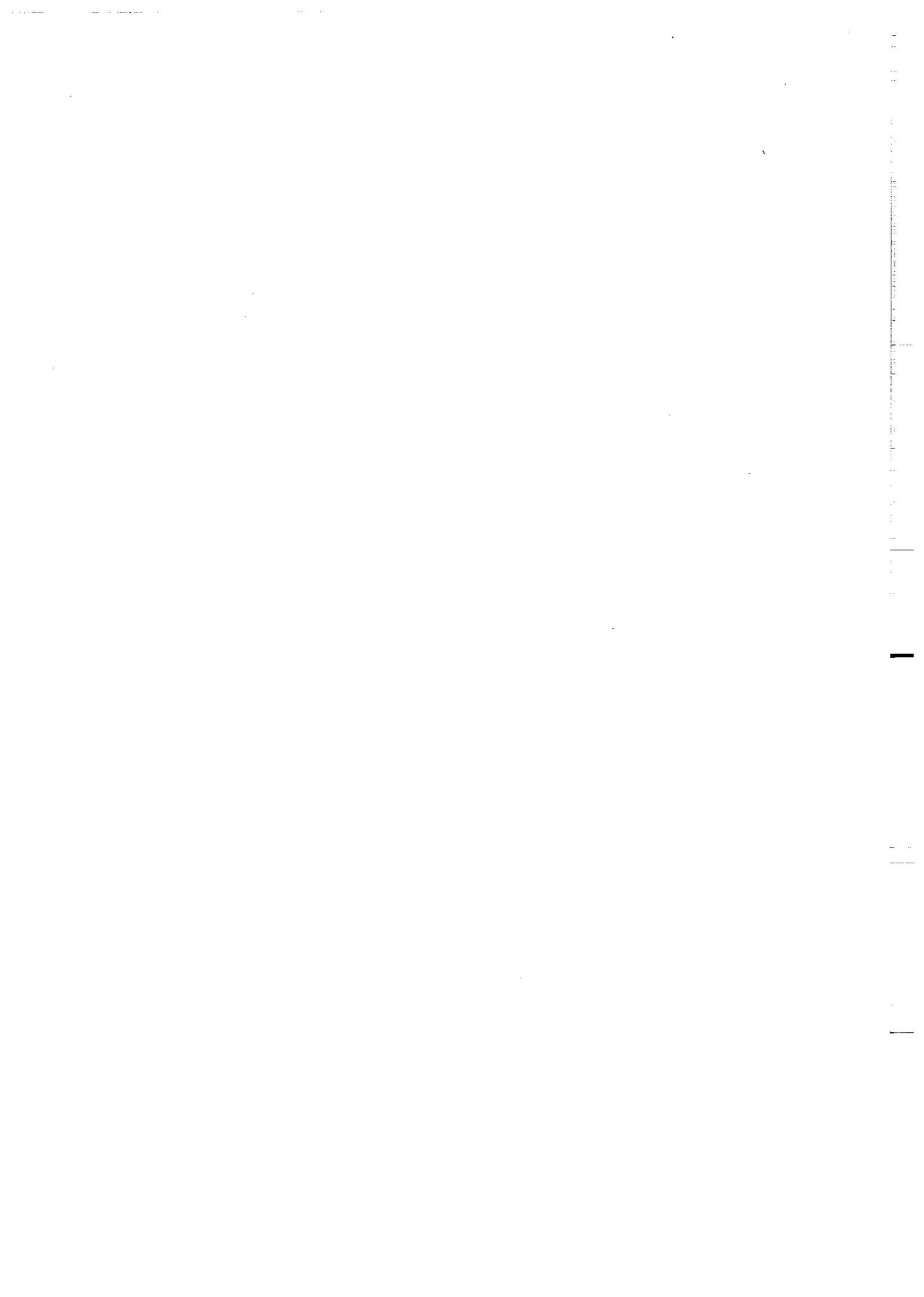


TABLE DES MATIERES

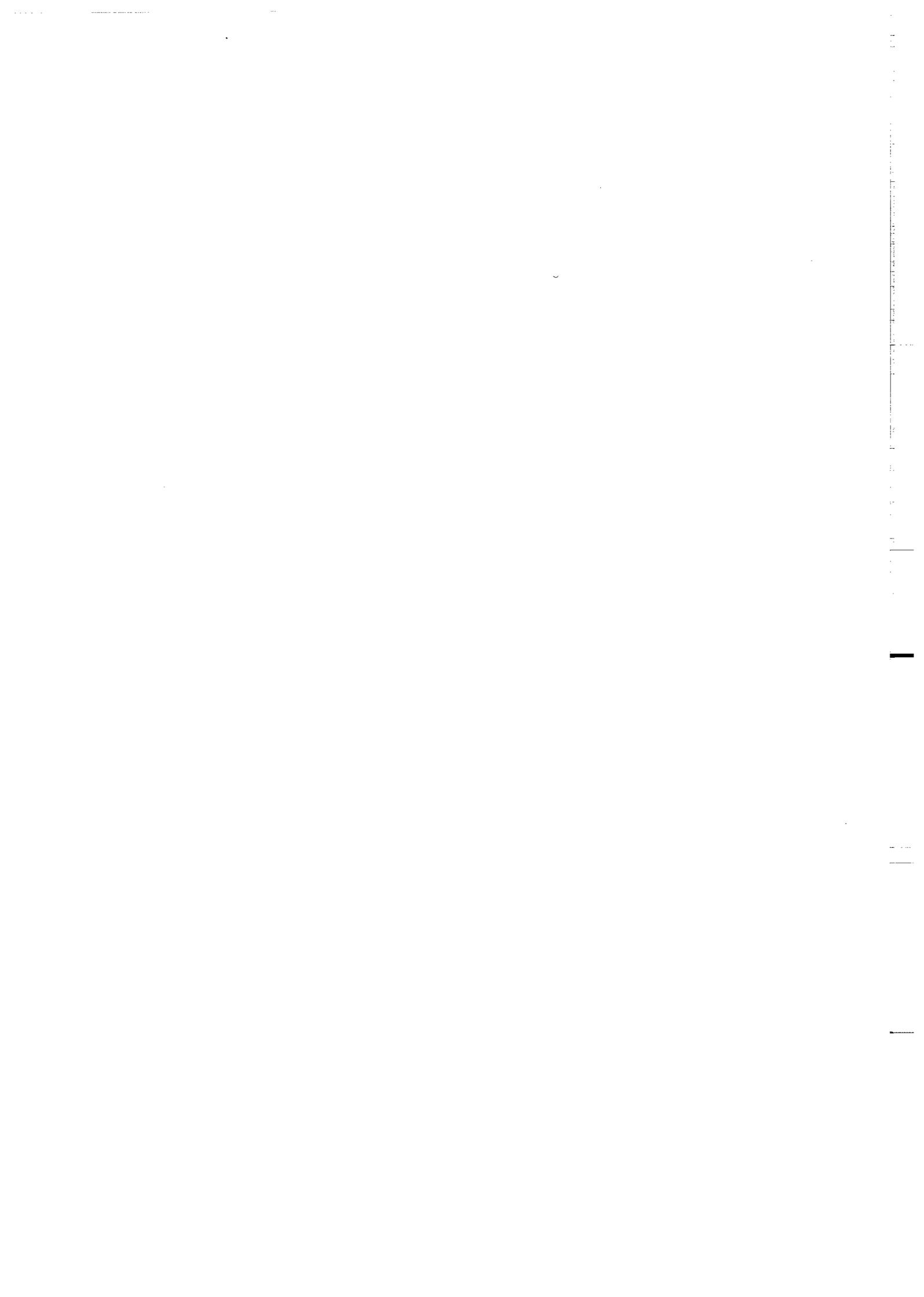
INTRODUCTION	1
PREMIERE PARTIE: ETUDE DES DIRECTIONS PALEOMAGNETIQUES DES LAVES DATEES	3
I LA CHAINE DES PUY: DATATIONS DES LAVES	3
1 BREF HISTORIQUE DE LA CHAINE DES PUY	3
2 DATATIONS	3
3 COMPARAISONS ENTRE DE MULTIPLES DATATIONS SUR UN MEME SITE	6
4 CHOIX D'UN AGE PARMY PLUSIEURS	7
5 ACTIVITE VOLCANIQUE DE LA CHAINE DES PUY	8
II ETUDE DES DIRECTIONS PALEOMAGNETIQUES DANS LA CHAINE DES PUY	12
1 RECHERCHE DES DIRECTIONS PRIMAIRES	12
2 DIFFICULTES POUR CERTAINS SITES	13
i Moulérat	13
ii Chanat la Mouteyre	13
iii Puy de Come	14
3 RESULTATS DE LA DESAIMANTATION - INTER-COMPARAISONS	17
i Coulée de Louchadière	18
ii Coulée de Royat	18
iii Coulée de Saint Saturnin	19
iv Cheire de Mazaye	20
v Coulée et Puy de Lemptégy	20
DEUXIEME PARTIE: RECHERCHE DE L'INTENSITE DU PALEOCHAMP	23
I METHODES DE RECHERCHE DE LA PALEOINTENSITE	23
1 METHODE DE WILSON	23
2 METHODE DE VAN ZIJL	23
3 METHODE DE THELLIER	24
i Test des ATRPs	26
ii Modifications de la méthode de Thellier	26
. Méthode de Coe	26
. Méthode de Kono et Ueno	27
. Méthode de Domen	28
4 METHODE DE SHAW	29
5 METHODE DE GAMES	31
II METHODE CHOISIE	32
1 TESTS DE SELECTION	33
i Comportement thermomagnétique	33
ii Contrôles au cours de l'expérimentation	35
2 REPRESENTATION DES RESULTATS	36
3 CALCUL DE LA PALEOINTENSITE	37
4 PONDERATION DES RESULTATS	37
5 EXPRESSION DES RESULTATS	38

III SYSTEME - APPAREILLAGE	39
1 ANCIEN SYSTEME	39
2 NOUVEAU SYSTEME	41
i Four - tube	41
ii Champ de laboratoire	43
iii Variabilité d'utilisation	44
iv Caractéristiques du système - positionnement des échantillons	44
TROISIEME PARTIE: RESULTATS DE PALEOINTENSITE	47
I COULEES DE LA PERIODE 12.000-7.000 BP (sous forme d'article)	48
1 SUMMARY	48
2 INTRODUCTION	48
3 THE PRESENT STUDY	49
4 METHOD	51
5 MEASUREMENTS AND EXPERIMENTAL PROCEDURE	52
6 SELECTION CRITERIA	52
7 EXPERIMENTAL CHECKS	54
8 DATA ANALYSIS	55
9 RESULTS	55
i Puy de Come crater	55
ii Pariou flow	60
iii Saint Saturnin flow	62
iv Nugère flow	77
v Pongibaud flow	75
vi Barme	77
10 DISCUSSION	80
i Paleointensity determinations	80
ii Paleointensity variation with time	81
REFERENCES	85
II COULEES ANTERIEURES A 12.000 BP	88
1 INTRODUCTION - RAPPELS SUR LA PALEOINTENSITE SUR LA PERIODE HOLOCENE	88
2 ETANG DU FUNG	90
3 LES GARDES	92
i Problèmes de la pondération	94
ii Présence d'une forte aimantation parasite	97
4 MAZAYE	98
i Dispersion intra-site	99
ii Comparaison avec le site de l'Etang du Fung	100
5 LES QUATRE ROUTES	101
6 GRAVENOIRE	103
7 COULEE DU LEMPTÉGY	105
8 PUY DE LEMPTÉGY	108
9 MOULET MARCENAT	109
10 MAS D'ARGNAT	110
QUATRIEME PARTIE: VARIATION SECLAIRE EN DIRECTION ET EN INTENSITE	113
I ETUDE DES DIRECTIONS PALEOMAGNETIQUES	113
1 CARACTERISTIQUES DE LA VARIATION SECLAIRE	113
2 COMPARAISON AVEC LES TRAVAUX PRECEDENTS SUR LA CHAINE DES PUY	114
3 COMPARAISON DE LA DISPERSION OBTENUE DANS LA CHAINE DES PUY AVEC CELLE DE SITES SIMILAIRES	117
4 UTILISATION DES DATATIONS	118
5 REMARQUES SUR L'ESTIMATION DE LA VARIATION SECLAIRE	123

II ETUDE DE L'INTENSITE DU CHAMP MAGNETIQUE TERRESTRE	124
1 RESULTATS ACQUIS JUSQU'A AUJOURD'HUI	124
i Période Holocène: 10.000 - 0 BP	124
ii Variations rapides	125
iii Période pré-Holocène: 50.000 - 10.000 BP	126
iv Les 5 derniers millions d'années	126
2 CONVERSION DE L'INTENSITE EN MOMENT DIPOLAIRE	126
3 RESULTATS OBTENUS DANS LA CHAINE DES PUYs	129
i Signification des résultats	130
ii Variation sinusoïdale confirmée en ce qui concerne l'Europe pour la période 12.000 - 0 BP	130
iii Aspect différent de la variation avant 12.000 BP	131
iv Inter-comparaisons mondiales	132
. Données existantes	132
. Résultats	132
v Constantes de temps de la variation séculaire	132
vi Approche vectorielle: direction - intensité	134
vii Evénement du Laschamp	135
. Discussion des résultats du Lake Mungo	135
. Evénement du Laschamp: mono- ou bi-phasé?	136
. Aspect mondial de l'événement du Laschamp	137
ix Corrélations entre intensité du Champ Terrestre et paléoclimat	138
 CONCLUSIONS GENERALES	 140
I DETERMINATION DES PALEOINTENSITES	140
II VARIATION DU CHAMP MAGNETIQUE TERRESTRE	141
 BIBLIOGRAPHIE	
 ANNEXES	



INTRODUCTION



INTRODUCTION

L'étude de la variation séculaire du Champ Magnétique Terrestre laisse la porte ouverte à de nombreux travaux. Le processus de génération du champ magnétique terrestre, l'importance du champ dipôle et du champ non-dipôle laissent subsister de nombreuses lacunes. Le comblement de ces lacunes ne se fera que petit à petit, en étudiant le comportement du champ magnétique terrestre aujourd'hui et dans le passé. Depuis plusieurs années des observatoires mondiaux enregistrent les variations du champ actuel et fournissent des images relativement précises de son état. L'information sur le champ magnétique, pour ce qui est du passé, passe nécessairement par l'étude de l'aimantation fossile d'objets anciens pour la période archéologique, ou des roches pour les temps plus reculés; c'est le paléomagnétisme. La quantité de travaux de ce genre, bien qu'importante, est loin d'être suffisante et d'être uniformément répartie sur le globe, pour conduire à une bonne compréhension du champ magnétique terrestre. La principale nature de l'information paléomagnétique porte sur la direction du vecteur champ au cours du temps, mais très peu de travaux se rapportent à son intensité. La raison majeure est que l'aimantation naturelle des roches, si elle correspond bien à la direction du paléochamp magnétique, n'est pas toujours reliée à son intensité. L'aimantation thermorémanente a la propriété d'être proportionnelle, en intensité, au champ ambiant lors du refroidissement de l'objet qui la porte. Ainsi certains objets archéologiques et les roches volcaniques sont susceptibles de renseigner sur le paléochamp, tant en direction qu'en intensité. En outre il est relativement délicat d'obtenir l'intensité du paléochamp (paléointensité) à partir de roches naturelles. Les matériaux archéologiques, par contre, sont plus à même de fournir ce genre de résultat.

C'est pour cela que, jusqu'à présent, les quelques données de paléointensité sont pour la plupart regroupées sur la période Holocène et historique (derniers 8.000 ans); les différents emplacements sur le globe sont en nombre restreint et inégalement répartis dans l'espace: Bulgarie, Yougoslavie (Kovacheva et Veljovich, 1977; Kovacheva, 1980, 1982), Grèce (Walton, 1979, 1984; Aitken, et al., 1985), Egypte (Games, 1978, 1980; Aitken et al., 1984), Amérique du Nord (Champion, 1980), Australie (Barbetti, 1983; Constable, 1985). Il existe également des synthèses faites sur l'ensemble de ces données (Barton et al., 1979; McElhinny et Senanayake, 1982), dont l'objectif est de tenter de faire ressortir des tendances globales de variation du champ magnétique sur cette période.

D'autres résultats portent sur les variations d'intensité du champ durant des épisodes particuliers de l'histoire du CMT que sont les renversements (Prévot et Watkins, 1969; Bogue, 1982; Bogue et Coe, 1984; Shaw, 1975, 1977; Barbetti et McElhinny, 1976).

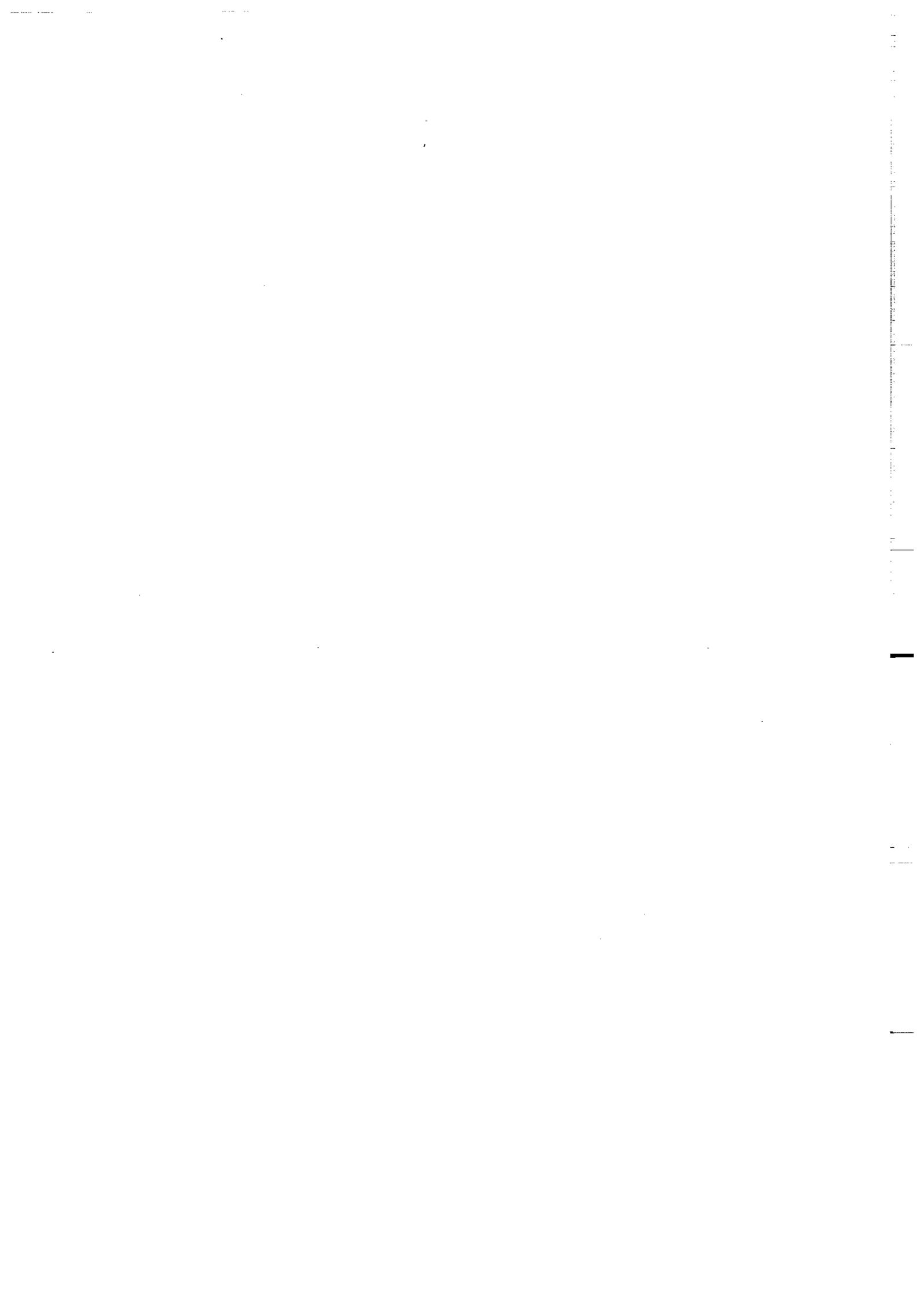
Menés parallèlement, ces deux types de travaux conduisent à une meilleure compréhension du comportement du champ magnétique par la connaissance de son état en période stable (comme la période Holocène) et de ses variations lors d'épisodes perturbés de son histoire (renversements, excursions).

Le travail présenté ici contribue à la connaissance du comportement du champ magnétique par l'apport de nouvelles données de direction et d'intensité sur la période pré-Holocène. L'étude porte sur l'aimantation de laves datées de la Chaîne des Puys et du Mont Dore (Massif Central français). Les âges de ces roches s'échelonnent depuis 7.000 jusqu'à près de 100.000 ans BP (before present: conventionnellement, avant 1950 de notre ère). Cet éventail permet d'étendre la connaissance de la paléointensité en deça de la période largement étudiée de l'archéomagnétisme (8.000 dernières années). Certaines unités volcaniques appartiennent à cette période; la confrontation des résultats les concernant, avec les données archéomagnétiques préexistantes, servira de test quant à la qualité de la détermination de la paléointensité mesurée sur des laves. L'analyse de la direction paléomagnétique de l'ensemble des unités étudiées permet une description de la variation séculaire du champ magnétique sur les quelques 100.000 dernières années. La recherche de la paléointensité, elle, ne s'est effectuée que sur les laves plus jeunes que 40.000 BP.

L'association intensité-direction conduit à une approche vectorielle du champ magnétique qui apporte des renseignements plus précis que l'étude séparée de l'une ou l'autre de ces deux variables. Elle offre la possibilité de préciser les importances relatives du champ dipôle et du champ non-dipôle. La précision sera d'autant plus grande lorsque des travaux semblables seront effectués en d'autres points du globe.

première partie

ETUDE DES DIRECTIONS
PALEOMAGNETIQUES
DES LAVES DATEES



PREMIERE PARTIE: ETUDE DES DIRECTIONS PALEOMAGNETIQUES DES LAVES DATEES

I LA CHAINE DES PUY: DATATIONS DES LAVES

1 BREF HISTORIQUE GEOLOGIQUE DE LA CHAINE DES PUY

Les roches étudiées proviennent pour la plus grande partie de la Chaîne des Puys et pour certaines du Mont-Dore. Ces deux provinces appartiennent à l'ensemble volcanique qui constitue une grande partie du Massif Central français et sont la manifestation de son activité récente. Ce volcanisme voit son origine dans la formation des Alpes lors du poinçonnement de la plaque Europe par la plaque Afrique qui aurait engendré, à l'Oligocène (30 MA), la formation d'une série de bassins distensifs périphériques intra-continentaux: Limagne, Bohême, Bassin Rhénan, Graben Rhodanien, etc. (Tapponier, 1977); les failles alors créées ont été utilisées par le matériel volcanique comme cheminées préférentielles. Camus (1975) remonte jusqu'à l'orogénèse hercynienne. A cette époque, la tectonique a fragilisé la croûte par création d'un grand nombre de failles. Le plissement alpin provoque la naissance de bassins en distension dans ces zones tectonisées, affaiblies: témoins les édifices volcaniques de la Chaîne des Puys alignés parallèlement aux grandes directions de failles de la Limagne. En accord avec les données géophysiques qui ont mis en évidence un bombement de l'asthénosphère, un modèle de remontée diapirique du manteau supérieur (Berger, 1977) rend compte de l'existence d'une tectonique distensive et explique ainsi la mise en place du volcanisme basaltique alcalin néogène et quaternaire.

2 DATATIONS

Nous avons choisi d'étudier les laves les plus récentes de cet ensemble volcanique, c'est-à-dire Chaîne des Puys et Mont Dore. Récemment un grand nombre de coulées y ont été datées montrant une activité volcanique quasi-continue sur la période 7.000 - 80.000 BP, avec de rares événements postérieurs. Plus précisément, pour ce qui concerne l'étude de l'intensité du CMT, nous nous limiterons dans ce mémoire aux seules coulées datées entre 7.000 BP et 40.000 BP. Nous utiliserons l'ensemble des laves échantillonnées entre 7.000 et 70.000 BP, pour la variation séculaire en direction.

La synthèse faite par Camus (1975) rappelle la longue démarche qui a été suivie pour aboutir à la chronologie actuelle de l'histoire

volcanique de la chaîne. Première datée, la coulée de Saint Saturnin issue de l'ensemble volcanique formé des Puys de La Vache et de Lassolas a fourni un âge C^{14} sur bois de 7.650 ± 350 bp (Pelletier et al., 1959). La datation C^{14} suivante n'est obtenue qu'en 1964; un bois, non-carbonisé, est trouvé dans des sédiments situés sous la coulée supérieure du Pariou (à Nohament); Délibrias et al., (1964) donnent un âge maximum de 8.580 ± 350 bp pour cette coulée (les âges "bp" sont non-corrigés des variations du taux de C^{14} *). Plusieurs datations C^{14} de paléosols sont ensuite publiées, datations qui seront cependant discutées, car la part de la pollution végétale récente est difficile à déterminer.

Outre l'intérêt suscité par l'apparente jeunesse de la Chaîne des Puys et des édifices volcaniques récents du Mont Dore, la découverte ultérieure de directions d'aimantation inverses dans les coulées de Laschamp et d'Olby (Bonhommet et Babkine, 1967) et dans les scories du volcan de Laschamp va entraîner un important travail de datation mené par un certain nombre de laboratoires étrangers et par l'équipe de Gif sur Yvette (CFR). Une compétition des meilleures équipes mondiales, utilisant le potentiel existant des différentes méthodes radiochronologiques, va s'engager pour dater cet "événement" du CMT. Après une première tentative K-Ar sur roche totale (Bonhommet et Zahringer, 1969) non satisfaisante (contamination par l'argon atmosphérique), Hall et York (1978) proposent une nouvelle détermination de l'âge des sites d'Olby et de Laschamp par deux méthodes différentes, le K-Ar et l'Ar³⁹-Ar⁴⁰. Les âges obtenus par ces deux méthodes, en considérant Laschamp et Olby comme un même événement, ont pour valeurs respectives 45.400 ± 2.500 BP et 47.400 ± 1.900 BP. A la même époque, Condomines (1978) travaillant sur des échantillons de la coulée d'Olby obtenait un âge de 39.000 ± 6.000 BP en utilisant le déséquilibre U-Th. Puis Gillot et al. (1979) proposent des âges "thermoluminescence" (TL) obtenus sur des galets de quartz (35.000 ± 4.000 BP pour le Laschamp et 42.000 ± 5.000 BP pour Olby). Après avoir développé une méthodologie de mesure de la thermoluminescence des plagioclases, Guérin et Valladas (1980) proposent des âges TL pour les différents sites: Olby (37.900 ± 3.500 BP), coulée de Laschamp (31.900 ± 2.850 BP), Puy de Laschamp (32.500 ± 3.100 BP). Nous reviendrons

* Une remarque est ici nécessaire au sujet des datations au C^{14} . A l'époque où ces âges ont été obtenus, la datation au C^{14} était considérée comme une méthode fournissant un âge absolu. En fait, le résultat obtenu dépend de la concentration du C^{14} dans l'atmosphère, or cette quantité n'est pas restée constante dans le passé. Aussi faut-il apporter une correction dite dendrochronologique aux âges C^{14} (dénommés "bp": before present) afin d'obtenir les âges "vrais" (dénommés "BP"). Cette correction est faite à partir des anneaux des arbres sur lesquels on peut également pratiquer la datation au C^{14} . La détermination de la différence entre l'âge C^{14} et le nombre d'anneaux a permis d'établir une courbe des écarts dendrochronologiques, cela pour une période remontant jusqu'à environ 7.000 ans BP. Afin de prolonger cette courbe plus avant dans le passé, les auteurs ont utilisé des varves. Bien que beaucoup plus difficiles à utiliser que les anneaux d'arbres, certaines séries varvaires ont permis le prolongement de la courbe des écarts dendrochronologiques jusqu'à un passé de 15.000 ans BP.

plus loin sur ces différents âges rapportés à un même événement. Depuis, en partie afin d'établir une chronologie systématique de la Chaîne des Puys et du Mont Dore mais également afin de situer l'événement du Laschamp dans l'histoire volcanique de la Chaîne des Puys, de nombreux travaux de datation ont été effectués:

- thermoluminescence de sédiments cuits par les coulées, mesurée sur le quartz (Huxtable et al., 1978; Miallier, 1982; Miallier et al., 1984; Raynal et al., 1985)
- déséquilibre U-Th (Condomines et al., 1982).
- mesure de la TL des plagioclases des laves (Guérin, 1981, 1983; Guérin et al., 1981).

Ainsi Guérin (1983) propose-t-il 51 unités volcaniques datées; Miallier et al. (1984) et Raynal et al. (1986) fournissent 7 datations; Condomines et al. (1982), datent 5 sites. Le nombre d'unités distinctes datées s'élève alors à près d'une soixantaine. Il est intéressant de comparer les âges obtenus par différentes méthodes pour une même unité volcanique afin de contrôler leur cohérence et d'estimer l'importance à donner à la valeur de l'âge proposé.

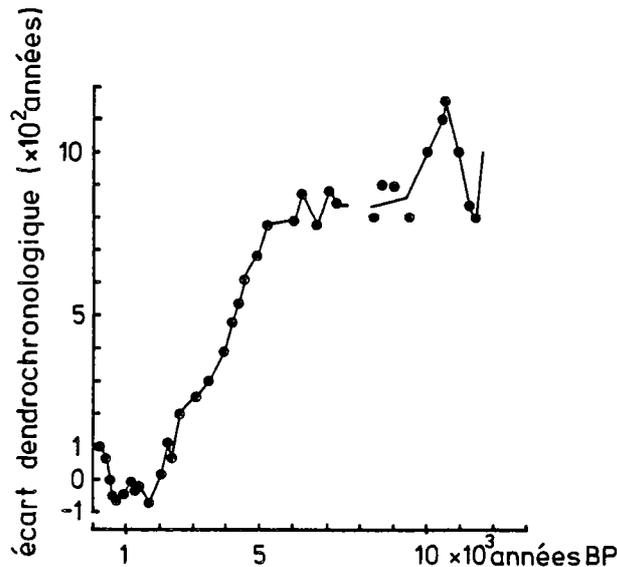


Fig.1 Courbe des écarts dendrochronologiques en fonction de l'âge corrigé. BP: before present (avant 1950). Jusqu'à 7.000 ans BP les écarts ont été calculés à l'aide des anneaux d'arbres, ensuite ce sont les varves qui ont permis la prolongation de la courbe. (d'après Shove, 1983).

3 COMPARAISONS ENTRE DE MULTIPLES DATATIONS SUR UN MEME SITE

Le Tableau I rassemble un certain nombre de ces datations multiples obtenues sur quelques sites volcaniques, par des méthodes différentes et des auteurs différents. Les corrections des âges C14 que nous présentons ici, ont été faites avec la courbe simplifiée des écarts dendrochronologiques (Fig.1), empruntée à Schove (1983). Les âges "bp" (C14) réellement obtenus par les différents auteurs sont aussi indiqués dans le Tableau I.

Tableau I: Unités datées par plusieurs méthodes

site	âge (BP)	méthode	référence	notes	
Laschamp	8.000 - 20.000	K-Ar	Bonhommet et Zahringer	1969	moyenne effectuée sur les deux sites Laschamp - Olby
	45.400 +- 2.500	K-Ar	Hall et York	1978	
	47.400 +- 1.900	Ar-Ar	" " "	"	
	35.400 +- 4.000	TLq	Gillot et al.	1979	
	31.900 +- 2.850	TLpl	Guérin et Valladas	1980	
	32.500 +- 3.100	"	" " "	"	
	30.200 +- 2.900	TLpl	Guérin	1983	
29.800 +- 3.300	"	"	"		
Olby	39.000 +- 6.000	U-Th	Condomines	1978	
	42.000 +- 5.000	TLq	Gillot et al.	1979	
	37.900 +- 3.500	TLpl	Guérin et Valladas	1980	
	39.200 +- 3.000	TLpl	Guérin	1983	
Saint Saturnin	8.500 +- 350	C 14	Pelletier et al.	1959	âge non corrigé: 7.650 +- 350 bp
	8.100 +- 1.100	TLq	Huxtable et al.	1978	
	8.820 +- 870	TLpl	Guérin	1983	
	9.150 +- 550	"	"	"	
Cheire de Mazaye	13.300 +- 3.500	U-Th	Condomines et al.	1982	
	17.300 +- 2.000	TLpl	Guérin	1983	
Peschadoire	37.300 +- 5.100	U-Th	Condomines et al.	1982	
	44.700 +- 5.000	TLpl	Guérin	1983	
Tartaret	28.200 +- 2.300	TLpl	Guérin	1983	
	27.200 +- 2.700	"	"	"	
	27.000 +- 4.000	TLq	Miallier et al.	1984	
Louchadière	36.400 +- 3.100	TLpl	Guérin	1983	deux sites de la même coulée
	33.800 +- 2.700	"	"	"	
Montchal	7.500 +- 140	C 14	Brousse et Délibrias	1969	âge non corrigé: 6.660 +- 140 bp
	7.560 +- 770	TLpl	Guérin	1983	
coulée de Royat	25.800 +- 1.700	TLq	Huxtable et al.	1978	douteux: plusieurs coulées difficiles à reconnaître dans le village de Royat
	43.500 +- 4.100	TLpl	Guérin	1983	
	37.000 +- 7.000	TLq	Miallier et al.	1984	
coulée du Pariou	9.400 +- 350	C 14	Délibrias et al.	1964	âge non corrigé: 8.580 +- 350 bp
	8.180 +- 810	TLpl	Guérin	1983	

méthodes: C 14 = radiométrie du carbone 14
 TLq = thermoluminescence du quartz
 TLpl = thermoluminescence du feldspath
 U-Th = déséquilibre uranium thorium
 K-Ar = désintégration du potassium en argon
 Ar-Ar = désintégration de l'argon 39 en argon 40

Les âges C 14 sont corrigés de l'écart dendrochronologique (voir texte);
 Les données originelles figurent dans les notes.

Si l'on écarte les travaux trop anciens de Bonhommet et Zahringer (1969) et le résultat TL obtenu par Huxtable et al. (1978) sur un matériau argileux de mauvaise qualité prélevé sous la coulée de Royat, l'ensemble des âges apparaît relativement homogène au sein de chacune des coulées datées. Cependant pour certaines coulées, malgré un intervalle de confiance assez important, les écarts-types des différentes données se recoupent, sans englober systématiquement la moyenne des autres données du même site. Parfois, les écarts-types correspondant aux différentes méthodes peuvent même ne pas se recouper; c'est le cas pour l'événement du Laschamp.

Les coulées de Saint Saturnin, du Tartaret, du Montchal, d'Olby semblent bien datées; pour deux d'entre elles, la précision des âges C^{14} , obtenus sur des bois carbonisés, représente sans aucun doute le meilleur argument en faveur de la fiabilité des autres datations proposées. Il en est tout autrement pour chacune des coulées de Peschadoire, de Mazaye, de Royat, de Louchadière; les écarts de différence d'âge, obtenus par les divers auteurs, sont de l'ordre de grandeur de ceux qu'ils utilisent pour confirmer la chronologie de certains événements volcaniques, chronologie établie par ailleurs selon des critères géologiques (voir Guérin, 1983: p. 88).

4 CHOIX D'UN AGE PARMIS PLUSIEURS

Pour les unités qui possèdent plusieurs déterminations d'âge, il n'a pas été calculé un âge moyen. En effet, la détermination d'un âge moyen ne prendrait pas en compte la valeur propre des âges obtenus par différentes méthodes (certaines valeurs peuvent être totalement erronées). Une discussion est faite pour chaque cas.

- a) Une unité, comme la coulée de Louchadière, datée en deux sites différents par la même méthode se verra attribuer un âge moyen, soit pour cette coulée, 35.000 BP, compte tenu du faible écart entre les deux datations. Le problème de l'appartenance de ces deux sites à la même unité est différent de celui de la Cheire de Mazaye puisqu'ici les directions paléomagnétiques sont à caractère intermédiaire nettement plus aisé à identifier.
- b) La cheire de Mazaye a été datée par deux méthodes en deux sites différents, l'un au nord (MZ), l'autre au sud (FG) de l'unité. Mais nous avons gardé les résultats séparés et considéré ces sites comme deux unités différentes, par manque de critères déterminants. En outre le site MZ a une position cartographique à la limite de deux unités et peut correspondre à une coulée sous-jacente de la cheire de Mazaye. Cependant, les paléointensités obtenues sont du même ordre (voir le chapitre sur les résultats).

- c) La coulée du Pariou n'a en fait qu'un seul âge; la donnée C^{14} n'en indique que la limite supérieure. Seule la datation par TL sur plagioclase a été retenue.
- d) Les multiples datations de la coulée de Saint Saturnin sont toutes cohérentes *. Cependant, celle obtenue par le C^{14} (Pelletier et al., 1959), plus précise, est certainement la meilleure détermination et sera donc retenue (les âges C^{14} sont corrigés de l'écart dendrochronologique). Un site daté par le C^{14} sera affecté de cette datation après correction dendrochronologique sans tenir compte d'autres déterminations d'âge du fait de la plus grande précision de cette méthode vis-à-vis des autres.
- e) Lorsqu'une coulée a été datée par différentes méthodes (sauf le C^{14}) dont la TL sur plagioclase, c'est cette dernière qui a été retenue. Le nombre important de mesures effectuées selon cette méthode constitue un matériel favorable aux comparaisons des différents âges. Ainsi, le site de Peschadoire a été retenu à 44.700 +- 5.000 BP.

Ces remarques n'ont pas pour but de juger laquelle parmi plusieurs datations est la meilleure, mais d'insister sur l'importance que l'on doit accorder à ces âges en s'attachant en particulier à leur cohérence. Si les écarts-types des datations récentes semblent relativement faibles, plus on s'éloigne dans le passé, plus les âges deviennent des "ordres de grandeur".

5 ACTIVITE VOLCANIQUE DE LA CHAINE DES PUYs

A partir de l'ensemble des datations et après avoir regroupé les âges par unité volcanique, un histogramme des âges des coulées datées a

* En ce qui concerne cette coulée, issue du système des Puy de Lassolas - La Vache, un problème subsiste quant aux déterminations des âges TL. Plusieurs coulées de ces deux édifices volcaniques se chevauchent, ainsi que le montrent des sondages repérés sur la carte au 1/25.000 (Camus et al., 1983) mais elles ne semblent pas être bien individualisées sur le terrain. De cet ensemble, Guérin (1983) a daté trois sites dont deux représentent à ses yeux la même unité (Tableau I). Le troisième, situé géographiquement entre les deux premiers, est, lui, d'un âge très différent (15.500 +- 1.700 BP); il n'a pas été reporté dans le tableau comparatif. Pour Guérin il s'agit d'un flot volcanique plus ancien isolé au sein de la dernière émission affleurant aux deux précédents sites; ceci est possible compte tenu des résultats des forages.

Nous pensons, au contraire, qu'il s'agit pour les trois sites de la même unité volcanique. En effet: (1) Ces trois sites ont des directions paléomagnétiques très proches (ce critère reste discutable attendu que ces trois directions sont de caractère normal et donc a priori voisines). (2) Les valeurs de paléointensité obtenues sur ces sites sont identiques. (3) Cette intensité n'est pas très commune (il s'agit d'un maximum de la variation séculaire). (4) Sur les trois sites nous avons affaire à un basalte à olivine et pyroxène (phénocristaux). Une étude pétrographique plus approfondie serait cependant nécessaire afin d'étayer ce dernier argument.

Malgré tout, il est possible que la datation à 15.500 BP soit bonne et qu'elle corresponde bien à une des coulées plus anciennes dont on peut noter la présence dans les sondages (Camus et al., 1983). En effet, le tracé de la route a été refait et l'affleurement que nous avons échantillonné peut ne pas correspondre à celui ayant servi à la datation. Plusieurs affleurements existent en cet endroit. Une mesure paléomagnétique de trois sites différents a à nouveau été effectuée, à la Prada Haute (site daté à 15.500 BP), sur des échantillons prélevés par Bonhomme (1972). Le résultat indique une seule et commune direction d'aimantation pour l'ensemble des trois sites: il n'a donc pas été mis en évidence la présence de coulée différente de celle de S^t Saturnin.

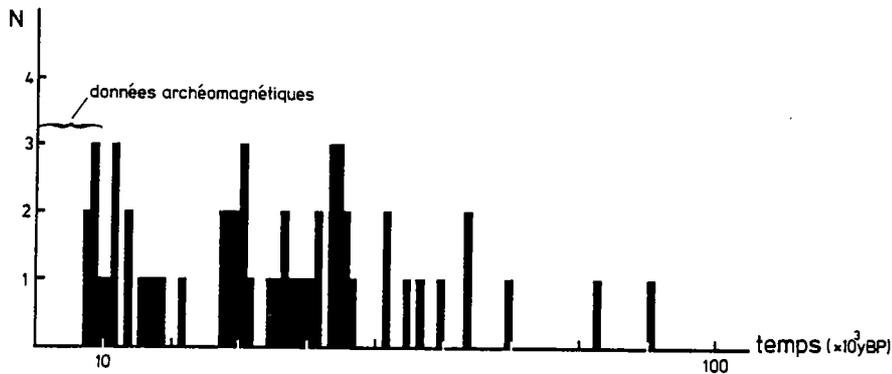


Fig.2 Histogramme des coulées datées de la Chaîne des Puys. Le pas de l'histogramme est de 1.000 ans. L'histoire de la Chaîne y est résumée: active depuis 100.000 BP, elle a connu un essor entre 50.000 et 30.000 BP. Remarquons l'étendue des possibilités d'étude du CMT par rapport à la période Holocène, relativement bien documentée, indiquée sur la figure.

été établi (Fig.2). Il ne tient pas compte des écarts-types les accompagnant. De cet histogramme ressortent deux groupes principaux, l'un récent, de 7.000 à environ 20.000 BP, le second de 27.000 à près de 50.000 BP. Les coulées plus anciennes sont plus rares et plus espacées dans le temps. La présence d'un maximum pour des âges récents peut très bien s'expliquer par le fait que ces coulées recouvrent les plus anciennes et donc sont plus nombreuses à l'affleurement. Le second maximum peut correspondre à une activité plus importante de la Chaîne des Puys à cette époque (30.000 - 50.000 BP). Il est intéressant de noter que cette période coïncide avec la perturbation du champ magnétique terrestre relevée dans l'aimantation des laves de Laschamp et d'Olby; les coulées dont l'aimantation de caractère transitionnel pouvait les rattacher à cet événement (Bonhomme, 1972) ont été datées systématiquement. Ces datations s'échelonnent de 30.000 à 43.000 BP (Guérin, 1983: p.182); elles sont résumées dans le Tableau II. Cette étude systématique des unités particulières pourrait avoir pour conséquence d'altérer l'histogramme en augmentant le nombre de sites datés sur la période 30.000 - 45.000 BP. Cependant le nombre des coulées datées à directions d'aimantation intermédiaires ne représente que moins d'un tiers du nombre total de laves présentes dans ce groupe.

La distribution des laves de la Chaîne des Puys, épanchées d'une façon aléatoire en surface fait penser que l'échantillonnage réalisé est représentatif de l'étalement dans le temps de l'histoire volcanique de cet ensemble. Il est alors possible d'interpréter le groupement des âges récents comme une augmentation de l'activité volcanique et non comme une conséquence d'un échantillonnage des coulées

Tableau II: Datations des unités volcaniques de la Chaîne des Puys dont le magnétisme rémanent est inverse ou intermédiaire. (d'après Guérin, 1983). D: déclinaison; I: inclinaison; Lat.: latitude du PGV; Long.: longitude du PGV.

site	D	I	Lat.	Long.	âge BP
coulée de Laschamp	241,3	-67,8	-50,0	242,7	30.200 ± 2.900
Puy de Laschamp	246,7	-65,5	-45,6	245,2	29.800 ± 3.300
coulée de Louchadière	111,5	47,9	7,0	58,0	33.800 ± 2.700
Ceyssat	307,7	76,6	56,1	325,2	34.200 ± 3.400
Nébouzat	351,0	82,4	60,3	358,2	36.700 ± 2.900
coulée d'Olby	231,3	-68,1	-56,2	244,5	39.200 ± 3.000
coulée de la Tiretaine	293,7	66,0	46,1	301,4	40.600 ± 3.100
					43.500 ± 4.100
Chanonat	0,3	31,9	61,6	182,4	59.900 ± 4.400

stratigraphiquement supérieures. La Chaîne des Puys aurait alors, après une première activité volcanique importante (30.000 - 50.000 BP), passé une période de calme relatif avant une seconde phase paroxysmale vers 10.000 ans BP.

Ce qui ressort de l'histogramme de la Figure 2 c'est l'opportunité offerte par toutes ces laves datées, d'une étude continue plus complète du CMT dans le passé récent. La période archéomagnétique, pour laquelle de nombreuses données ont été fournies, est indiquée sur la Figure 2. Cette époque a été largement étudiée car l'important matériel archéologique est bien adapté à la recherche de la paléointensité et possède généralement une datation historique précise. Mais au-delà de 8.000 BP il devient très difficile de trouver ce matériel daté. Avec l'âge des laves de la Chaîne des Puys l'étude peut se poursuivre dans le passé. Il est important de disposer de laves jeunes se situant dans cette époque Holocène. La comparaison des données obtenues grâce aux laves à celles fournies par le matériel archéologique permet un contrôle indispensable de la fiabilité des paléointensités obtenues sur les roches volcaniques. Les objets utilisés pour établir les variations d'intensité du CMT avant 8.000 BP, sont pour la plupart des terres cuites, des poteries, des briques, des tuiles, ..., c'est-à-dire des objets "pré-cuits" à l'air libre et donc susceptibles de voir leur minéralogie magnétique ne pas évoluer lors des chauffes conduites en laboratoire. Ce n'est pas le cas des roches volcaniques qui subissent très souvent des altérations minéralogiques lorsqu'elles sont soumises à l'action de la température; ces altérations peuvent entacher les résultats d'une erreur importante, voire les rendre sans signification. Une bonne concordance des résultats permettra le contrôle de la fiabilité des paléointensités obtenues et donc de la méthode utilisée.

De plus un tel recoupement est, dans une certaine mesure, un test concernant la qualité des datations.

Pour différentes raisons, tous les sites datés n'ont pas été échantillonnés (reconnaissance de sites parfois difficile, sites datés, aujourd'hui disparus, etc.). On remarquera (Fig.3) malgré tout que l'échantillonnage effectué reflète assez bien les abondances relatives des coulées dans les différentes périodes. Dans un premier temps, sur l'ensemble de l'échantillonnage de laves datées réalisé, une étude de la variation en direction du CMT (variation séculaire) sur la période 7.000 - 70.000 BP a été effectuée.

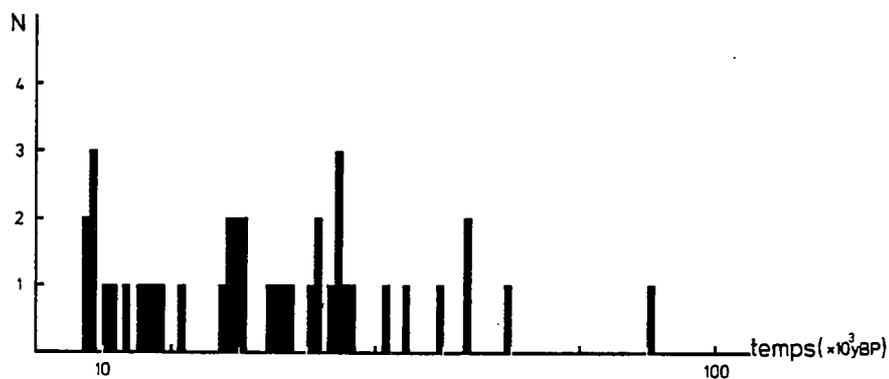


Fig.3 Histogramme des âges des coulées échantillonnées. Il décrit, d'une façon moins fournie, les caractéristiques de l'ensemble des coulées datées (Fig.2).

II ETUDE DES DIRECTIONS PALEOMAGNETIQUES DANS LA CHAÎNE DES PUYs

1 RECHERCHE DES DIRECTIONS PRIMAIRES

Parmi les sites datés, l'échantillonnage a été limité à 45 lieux de prélèvement. Ces sites sont représentés sur la Fig.4; cinq d'entre-eux appartiennent au Mont Dore, les autres à la Chaîne des Puy.

Les roches rencontrées sont pour la plupart des basaltes (basanite - hawaïte); le site de la Nugère (NU), quant à lui, est formé par une puissante coulée andésitique. Enfin, on rencontre un troisième type de roche, les scories, dans les cratères ou au sommet de certaines coulées.

L'intensité moyenne de l'aimantation de ces laves est de quelques 10^{-3} emu/cm³; les scories possèdent une aimantation relativement faible (quelques 10^{-4} emu/cm³), ceci étant dû à leur plus faible masse (matériel très vacuolaire) et à la faible quantité de magnétite partiellement remplacée par l'hématite.

L'aimantation primaire des laves a été recherchée grâce à l'utilisation de champs magnétiques alternatifs. Sur chaque site ont été prélevées de 4 à 15 carottes, au moyen d'une foreuse portable (diamètre de la carotte: 2,5 cm). Le nombre moyen de carottes est de 8 par site. Chaque carotte porte un numéro d'échantillon et est découpée en spécimens standard (2,5 cm de long). Pour chaque site, un spécimen par carotte a été désaimanté progressivement par champs alternatifs, excepté les quelques carottes ne fournissant qu'un seul spécimen, conservé pour la détermination de la paléointensité.

Fig.4 Voir la carte dépliant en fin de volume. Cette carte représente l'échantillonnage de la Chaîne des Puy. 1(4): coulée (volcan) non étudiée; 2(5): coulée (volcan) dont seule la direction a été étudiée; 3(6): coulée (volcan) dont on a déterminé la paléointensité. Les couples de lettres correspondent à la désignation des sites étudiés, les nombres associés représentent les âges de chacun d'eux en années BP.

2 DIFFICULTES POUR CERTAINS SITES

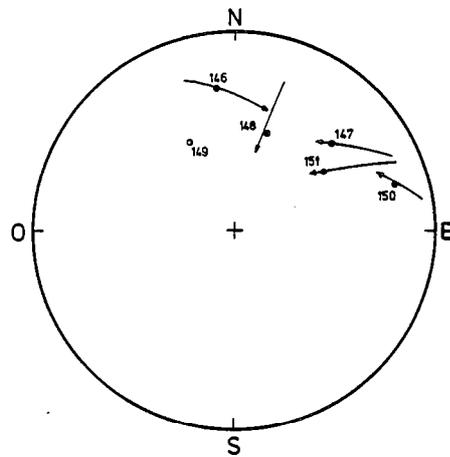
Pour la plupart des spécimens, la direction d'aimantation n'évolue plus après l'action d'un champ alternatif d'amplitude de 10 ou 20 milliteslas (mT). Cependant un certain nombre de carottes présente une aimantation secondaire forte (de type aimantation rémanente isotherme ou ARI - aimantation de foudre) qui empêche d'isoler totalement la composante primaire; la plupart du temps, les autres spécimens de la même coulée (du même site), non-pollués, fournissent la direction primaire. Deux sites présentent des aimantations parasites affectant chacun de leurs échantillons.

i Moulérat

Le premier site (Moulérat-MO), est un affleurement de la coulée supérieure des Puys de Barme, il est constitué par deux monticules rocheux exposés aux coups de foudre. L'utilisation sur un diagramme stéréographique des trajectoires de grands cercles suivis par le vecteur aimantation lors des désaimantations progressives ne conduit à aucune direction franche. Ceci laisse supposer que l'aimantation rémanente naturelle (ARN) de ces roches n'est pas seulement bivectorielle, avec pour chaque échantillon une composante primaire commune et une composante secondaire parasite de direction aléatoire. Il semble que cette ARN soit complexe et composée, en plus d'une aimantation primaire éventuelle, de deux ou plusieurs aimantations de type aimantation rémanente isotherme (ARI) de directions quelconques. Il est aussi possible que ce site soit constitué de blocs déplacés. Aucune direction primaire n'a donc été retenue pour ce site. Toutefois cette unité, la coulée supérieure des Puys de Barme, a déjà été étudiée en deux autres sites et la direction primaire de la coulée a pu être isolée (Bonhommet, 1972; Salis, DEA, 1983) c'est cette direction qui a été retenue pour l'étude de la variation séculaire.

ii Chanat la Mouteyre

Le second site concerné est le plus vieux des sites échantillonnés (90.300 +/- 6.200 BP) (Chanat la Mouteyre - CH). La plupart des échantillons de ce site présentent les caractères de l'ARI: MDF (medium demagnetizing field) faible et désaimantation non achevée par l'utilisation de champs forts. On peut cependant noter qu'après désaimantation, si la direction primaire n'est pas isolée, les directions se regroupent dans le quadrant N-E du diagramme stéréographique (Fig.5). En utilisant les grands cercles décrits par les vecteurs aimantation, la tendance de l'évolution des directions montre une composante primaire de déclinaison comprise entre 20 et 40° E et d'inclinaison de l'ordre de 45°. Cependant pour l'étude de la



Chant la Mouteyre

Fig.5 Projection stéréographique des directions paléomagnétiques obtenues en fin de désaimantation progressive par champs alternatifs des échantillons de Chant la Mouteyre (CH). Les flèches représentent le sens de déplacement du vecteur aimantation de chaque échantillon, le long d'un grand cercle, pendant la désaimantation. L'échantillon dont l'inclinaison est négative (cercle ouvert) ne voit pas sa direction d'aimantation évoluer. Les numéros sont ceux des échantillons.

variation séculaire, la précision n'est pas suffisante pour introduire la direction dans la statistique.

iii Puy de Côme

Le site du Puy de Côme présente aussi une particularité quant à la dispersion importante des directions paléomagnétiques, quoique la principale roche dans ce cratère soit une scorie rouge, généralement porteuse d'une aimantation stable (minéraux magnétiques très oxydés parfois jusqu'à l'hématite). Ce site a été échantillonné, tout autour du cratère, en six affleurements séparés. La dispersion importante observée sur les directions de l'ARN n'est pas totalement éliminée, bien que nettement diminuée par la recherche des directions primaires (Fig.6). Les aimantations ne présentent cependant pas en général de composante secondaire (Fig.7). De plus lorsque l'on regarde les directions moyennes obtenues par affleurement, on remarque que les aimantations des carottes d'un même affleurement se regroupent (Fig.6). Ainsi ce sont bien les aimantations primaires que la désaimantation progressive a permis d'isoler: il est probable que certains affleurements sont constitués de blocs déplacés depuis leur refroidissement, mais tous situés dans les parois du cratère.

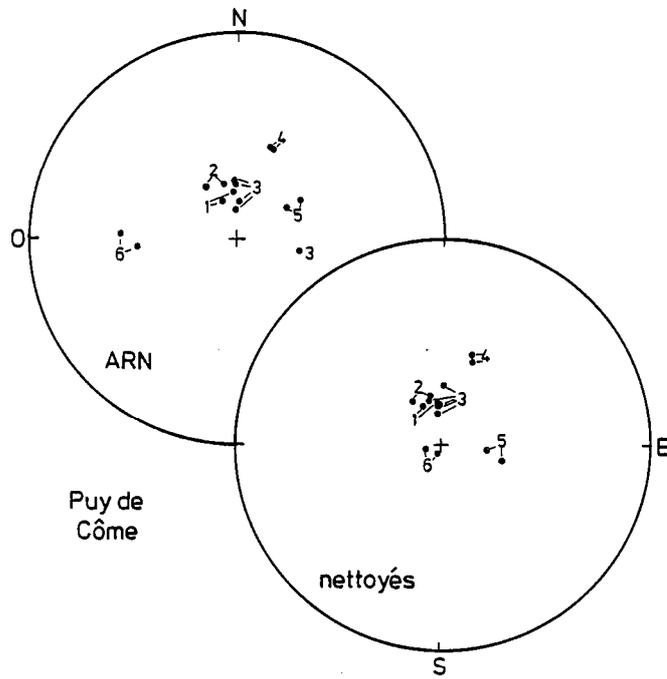


Fig.6 Projections stéréographiques montrant l'état des aimantations rémanentes avant (ARN) et après (nettoyés) désaimantation par champs alternatifs, pour le site du Puy de Côme. Le groupement n'est pas excessivement meilleur après "nettoyage". Les numéros représentent les différents affleurements dans le cratère.

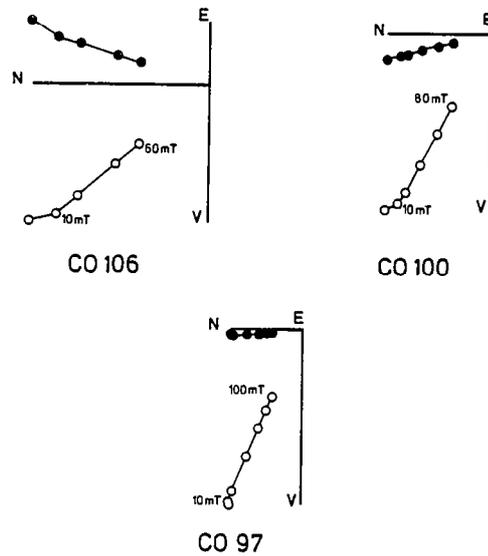


Fig.7 Trajectoires du vecteur aimantation lors de la désaimantation. Projection orthogonale dans les plans NE (points noirs) et NV (points clairs). Les échantillons proviennent des affleurements 1 (97), 2 (100), 4 (106).

Cependant trois affleurements donnent une même direction, que nous avons retenu comme direction primaire. L'aimantation des autres blocs sera considérée de même âge, c'est-à-dire due à un réchauffement des blocs à la même époque que tout le cratère. La recherche de la paléointensité sera entreprise sur plusieurs de ces affleurements. La cohérence des paléointensités "inter-blocs" constituera un argument en faveur de la co-génèse des aimantations des différents affleurements.

Tableau III: Statistique de Fisher sur les directions par site. n: nombre d'échantillons utilisés dans la statistique (pour l'ARN, ce nombre correspond au total des échantillons); D/I: déclinaison/inclinaison paléomagnétique; k: paramètre de précision de Fisher; alpha: semi-angle à 95% de confiance sur la moyenne; S_T: déviation standard angulaire totale; lat/long: latitude/longitude du PGV.

site	âge	ARN					nettoyé					PGV		
		n	D	I	k	alpha	n	D	I	k	alpha	S _T	Lat	Long
Montchal MC	7560	12	-----	-----	-----	-----	7	345.6	55.4	40.6	9.6	12.7	75.4	236.1
Côme CO	7610	15	358.5	65.9	75.7	14.9	9	350.0	65.1	211.3	3.6	5.6	83.0	288.3
Goules GO	8180	13	359.3	68.3	3.7	25.0	13	351.6	69.7	221.3	2.8	5.5	80.5	331.2
Compains CP	8500	12	29.1	46.5	4.5	23.2	8	3.8	57.8	178.9	4.2	6.1	82.2	160.4
S.Saturnin SA*	8820	8	1.4	47.3	105.0	5.4	6	356.9	54.7	642.2	2.6	3.2	79.3	196.7
Cassière CA*	9150	4	12.7	55.6	252.1	5.8	4	0.8	56.3	251.4	5.8	5.1	81.1	178.8
Nugère NU	10900	10	319.9	66.0	181.0	3.6	9	326.2	66.2	414.3	2.5	4.0	67.0	292.5
Pontgibaud PO	11600	9	350.1	64.7	42.2	8.0	9	351.2	60.8	796.2	1.8	2.9	82.6	244.7
Moulérat MO	11900	8	-----	-----	-----	-----	-	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Barme BA	(11900)	9	29.6	48.9	259.3	3.2	9	29.8	49.1	223.7	3.4	5.0	62.0	116.7
Fung FG	13300	4	64.5	62.9	6.6	38.7	4	9.6	64.3	77.5	10.5	9.2	83.3	86.2
Prada H. PR*	15500	8	354.5	54.2	28.3	10.6	8	0.5	55.8	152.1	4.5	6.6	80.6	180.5
Ch. Côme CC	15900	9	12.2	60.3	16.1	13.2	6	1.4	64.3	51.2	9.4	11.4	88.9	70.5
Les Gardes GA	16400	8	352.4	41.5	3.0	39.1	5	331.0	59.4	675.0	2.9	3.1	68.2	268.8
Mazaye MZ	17300	5	355.1	55.4	65.0	9.6	5	357.0	59.9	367.8	4.0	4.2	84.6	208.0
Fontfreyde FO	18100	10	-----	-----	-----	-----	6	355.9	38.9	411.2	3.3	4.0	66.0	192.4
4 Routes QR	21600	6	44.8	62.7	75.2	7.8	6	19.9	67.7	2322.9	1.4	1.7	75.9	65.3
Aydat Haut AD	27100	6	4.2	74.9	16.7	16.9	6	16.2	61.8	401.9	3.3	4.0	78.1	100.4
Sapchat SC	28200	12	344.1	65.1	3.2	28.8	9	7.7	56.1	318.6	2.9	4.5	79.3	147.7
Gravenoire GN	28700	9	29.6	49.4	7.0	21.0	7	356.1	53.9	140.3	5.1	6.8	78.0	198.3
Lemptégy C LY	29600	9	355.1	73.7	23.0	11.0	6	331.8	81.8	1017.5	2.1	2.5	59.1	348.2
Aydat Bas AY	29900	6	347.6	64.7	106.1	6.5	6	352.9	63.9	139.5	5.7	6.9	85.0	274.2
Lemptégy P LP	30400	6	353.0	59.7	201.8	4.7	6	357.7	59.6	173.4	5.1	6.2	84.5	201.5
Moul. Mar. MM	30500	8	2.1	49.3	69.2	6.7	6	9.5	45.1	702.3	2.5	3.1	69.2	163.9
Beauloup BP*	33800	8	47.6	52.9	3.8	33.0	8	103.6	48.8	48.5	8.0	11.7	12.3	62.7
Ceyssat CE	34200	8	95.9	82.3	6.3	24.0	7	327.8	75.1	215.7	4.1	5.5	65.4	326.0
Le Bouchet BO*	36400	5	128.5	55.1	(2.3)	61.8	4	120.5	56.2	287.8	5.4	4.8	8.3	47.2
Nébouzat NE	36700	8	343.7	77.6	20.8	12.4	6	356.6	81.4	227.2	4.5	5.4	62.5	0.9
Blanzat BZ	37800	6	352.0	64.2	56.8	9.0	6	349.9	63.2	425.9	3.3	3.9	82.8	268.7
Fontanas H FA*	40600	10	275.0	65.9	7.0	19.7	9	291.3	66.0	232.4	3.4	5.3	44.7	302.4
Fontanas B FS*	40600	9	254.1	69.3	23.3	10.9	9	270.1	69.4	90.6	5.4	8.5	34.9	315.9
Boisséjour BJ	41000	8	346.6	55.3	12.7	16.2	6	346.0	55.9	358.3	3.5	4.3	76.0	236.6
Pesch. Brg PS	41300	6	14.3	54.7	95.8	6.9	6	12.9	52.1	410.1	3.3	4.0	73.7	141.1
Royat RO1*		4	-----	-----	-----	-----	3	304.3	68.1	250.8	7.8	5.1	53.6	302.4
Royat RO2	43500	4	340.3	59.5	15.7	23.9	4	330.3	60.1	254.4	5.8	5.1	68.0	271.3
Randanne RA	44000	9	-----	-----	-----	-----	4	7.0	54.4	228.4	6.1	5.4	78.0	154.3
Puy Dôme PD	44000	8	336.1	66.4	235.1	3.6	7	339.6	66.6	774.6	2.2	2.9	75.8	294.3
Pesch. Pnt PE	44700-37300	6	315.9	77.3	11.8	20.3	5	334.5	72.4	97.8	7.8	8.2	70.4	319.6
Ent. Casc. EC	45900	5	336.0	70.6	48.0	11.2	5	339.6	60.1	89.1	8.1	8.6	74.5	262.7
Roc. Merle RM	46100	8	-----	-----	-----	-----	4	356.8	59.5	145.0	7.7	6.7	84.1	207.6
Eglise N. EN	51100	14	354.3	54.4	58.5	5.2	14	350.8	57.2	239.2	2.6	5.2	79.6	227.2
Theix Haut TH	54400	8	11.3	43.1	139.9	4.7	8	10.7	41.3	261.2	3.4	5.0	66.4	157.9
Theix Bas TX	59900	2	1.7	44.9	82.2	27.9	4	357.2	38.3	223.4	6.2	5.4	65.7	189.3
Volvic VO	63400	7	340.9	60.3	87.2	6.5	7	337.7	62.7	402.0	3.0	4.0	74.2	275.2
Chez Pier. CZ	63700	11	-----	-----	-----	-----	8	1.0	51.0	235.5	3.6	5.3	76.0	179.5
Egales EG	69600	8	4.8	41.3	349.0	3.0	8	6.7	37.8	251.9	3.5	5.1	64.9	168.1
Chanat CH	90300	6	33.0	2.3	3.5	42.3	-	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
coulée de Saint Saturnin	8500		SA	CA	PR		18	359.3	55.5	244.6	2.2	5.2	80.3	186.4
coulée de la Tiretaine	40600		FA	FS	RO1		21	284.7	68.2	95.2	3.3	8.3	42.0	308.6
coulée de Louchadière	35000		BO	BP			12	108.6	51.6	50.4	6.2	11.4	11.2	57.8

3 RESULTATS DE LA DESAIMANTATION - INTER-COMPARAISONS

Pour chaque site (hormis MO et CH) la direction primaire d'aimantation a été caractérisée après sélection des échantillons représentatifs. Lorsque l'aimantation primaire d'un spécimen n'est pas isolée et que, de ce fait, sa direction s'écarte du groupement du site, l'échantillon n'est pas retenu pour la statistique. Les statistiques de Fisher opérées sur chaque site sont présentées dans le Tableau III, les résultats sur l'ARN ne sont indiqués qu'afin de donner une représentation de la dispersion brute obtenue par site. Les statistiques sur les directions "nettoyées" indiquent la réelle dispersion intra-site.

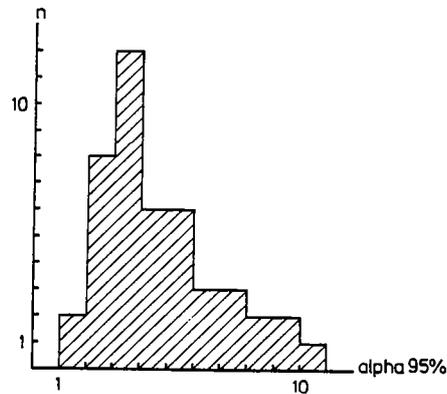


Fig.8 Histogramme des semi-angles à 95% de confiance sur les directions paléomagnétiques pour chaque site étudié. Ces angles sont ceux donnés par la statistique de Fisher.

Les alphas 95% atteignent des valeurs relativement élevées: la Figure 8 montre un histogramme de ces alphas 95%. La moyenne arithmétique est de $4,7^{\circ}$; l'histogramme donne un mode autour de $3,5^{\circ}$. L'écart de la distribution vers des valeurs plus fortes peut être dû aux orientations de terrain: si l'on fait un histogramme des écarts-types des déclinaisons magnétiques actuelles par site lorsque cela est possible (la déclinaison magnétique est définie, en un lieu donné, comme l'angle entre le nord magnétique et le nord géographique), on s'aperçoit qu'ils peuvent atteindre des valeurs très élevées, supérieures à 10° (Fig.9). Cependant la valeur de $3,5^{\circ}$ de dispersion, pour une statistique sur 8 échantillons par site, est satisfaisante.

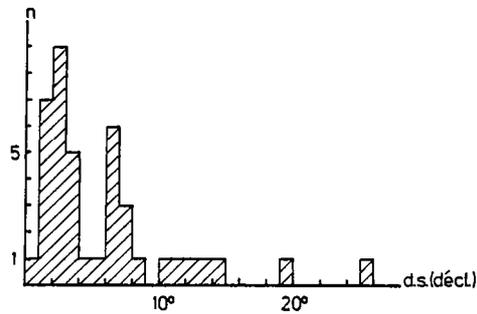


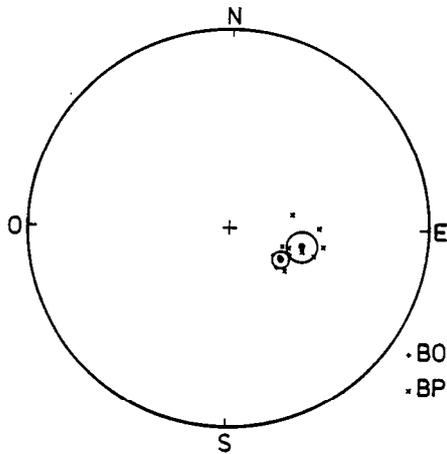
Fig.9 Histogramme des écarts types des déclinaisons magnétiques mesurées sur chaque site étudié. Ce diagramme rend compte d'une certaine partie de la dispersion intra-site obtenue lors des statistiques.

i Coulée de Louchadière

Cette étude des directions permet, dans certains cas particuliers, de regrouper entre-eux les sites appartenant à une même unité volcanique. Les sites les plus aisés à rassembler sont ceux dont la direction d'aimantation s'écarte sensiblement de la direction normale. Ainsi la coulée de Louchadière dont l'aimantation à caractère intermédiaire est bien connue (Bonhommet, 1972) a été échantillonnée en deux sites (BO-BP). Les directions pour chacun de ces deux sites sont proches mais pas statistiquement identiques, les deux cercles de confiance à 95% ne se recoupent pas (Fig.10). Cela vient de ce que, pour certains échantillons du site de Beauloup (BP), il a été difficile d'isoler la composante primaire de l'aimantation et il en résulte une dispersion intra-site plus importante. Cependant, étant donné l'appartenance de ces deux sites à la même coulée volcanique, les données de l'ensemble des échantillons ont été rassemblées afin d'obtenir la direction moyenne de cette coulée.

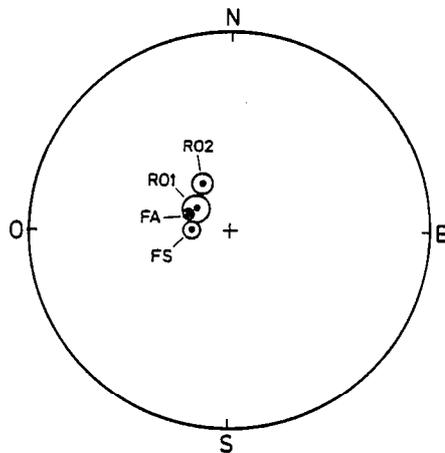
ii Coulée de Royat

La coulée de Royat dans la vallée de la Tiretaine a également été échantillonnée en plusieurs endroits. Deux prélèvements ont été effectués près de Fontanas (FA-FS). Les directions d'aimantation de ces deux sites sont proches et à caractère intermédiaire. Cette coulée traverse le village de Royat dans lequel deux unités volcaniques superposées ont été mises en évidence (Bonhommet et Babkine, 1966). Deux sites distincts ont été échantillonnés dans ce village (RO1-RO2). Cependant les relations stratigraphiques de ces unités ne sont pas



coulée de Louchadière

Fig.10 Projection stéréographique montrant les directions d'aimantation des deux sites de la coulée de Louchadière. Beauloup (BP): x; Le Bouchet (BO): +.



coulées de la vallée de la Tiretaine

Fig.11 Projection stéréographique portant les moyennes et cercles de confiance à 95% des sites de la vallée de la Tiretaine.

évidentes (Miallier, communication personnelle; Guérin, communication personnelle), seules les directions d'aimantation permettent de les dissocier. Les directions des deux sites de Royat sont différentes et l'une d'entre-elles correspond à celle des sites prélevés en amont de la vallée (Fig.11). Aussi la direction d'aimantation de la coulée supérieure a-t-elle été déterminée en rassemblant les trois sites FA, FS et RO1; la direction de la coulée inférieure se trouve déterminée par le seul site RO2. Ces directions diffèrent peu de celles de Bonhommet et Babkine (1966). Un écart est cependant notable en ce qui concerne la coulée inférieure, la déclinaison ouest est ici plus élevée que celle précédemment déterminée. Cela peut être dû au nombre limité de carottes étudiées dans le travail présent (4 carottes appartiennent à la coulée inférieure: RO2).

iii Coulée de Saint Saturnin

La coulée de Saint Saturnin possède une aimantation à caractère normal. Il est donc plus délicat d'y inclure des sites sur le seul critère de la similitude des directions paléomagnétiques. L'appartenance de trois sites (SA-CA-PR) à cette unité a déjà été discutée, lors de la présentation des datations de la Chaîne des Puys; nous y reviendrons également dans l'exposé des résultats de paléointensité des sites les plus récents. Remarquons seulement que les

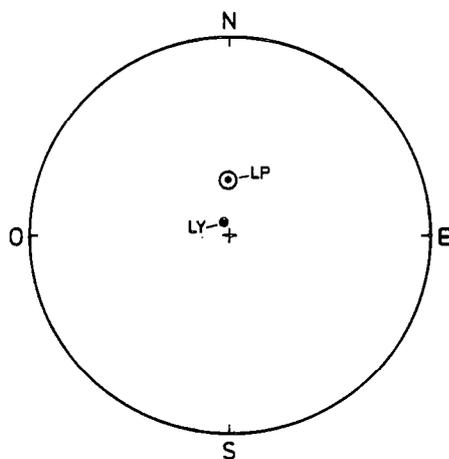
trois directions sont identiques (Tableau III). La direction paléomagnétique de cette coulée sera celle donnée par la statistique de Fisher sur l'ensemble des échantillons des trois sites.

iv Cheire de Mazaye

Les sites de la cheire de Mazaye (FG-MZ) sont supposés, de part leur position cartographique, appartenir à la même unité (Condomines et al., 1982). Mais ici, ni les datations (différentes), ni les directions paléomagnétiques (identiques, normales) ne permettent de l'affirmer. Nous considérons donc ces deux sites comme distincts. Ceci a déjà été souligné lors de la discussion sur les datations.

v Coulée et Puy de Lemptegy

L'étude des directions paléomagnétiques, si elle permet parfois de rassembler des sites en une même unité, peut également montrer que deux sites volcaniques ne représentent pas le même événement. Les datations obtenues sur les sites du Puy de Lemptegy et de sa coulée sont sensiblement les mêmes et ont été considérées comme représentant le même événement (Guérin, 1983). Or les directions paléomagnétiques de ces deux sites, qui sont très bien déterminées, sont totalement divergentes (Fig.12). Il apparaît donc que nous avons affaire à deux

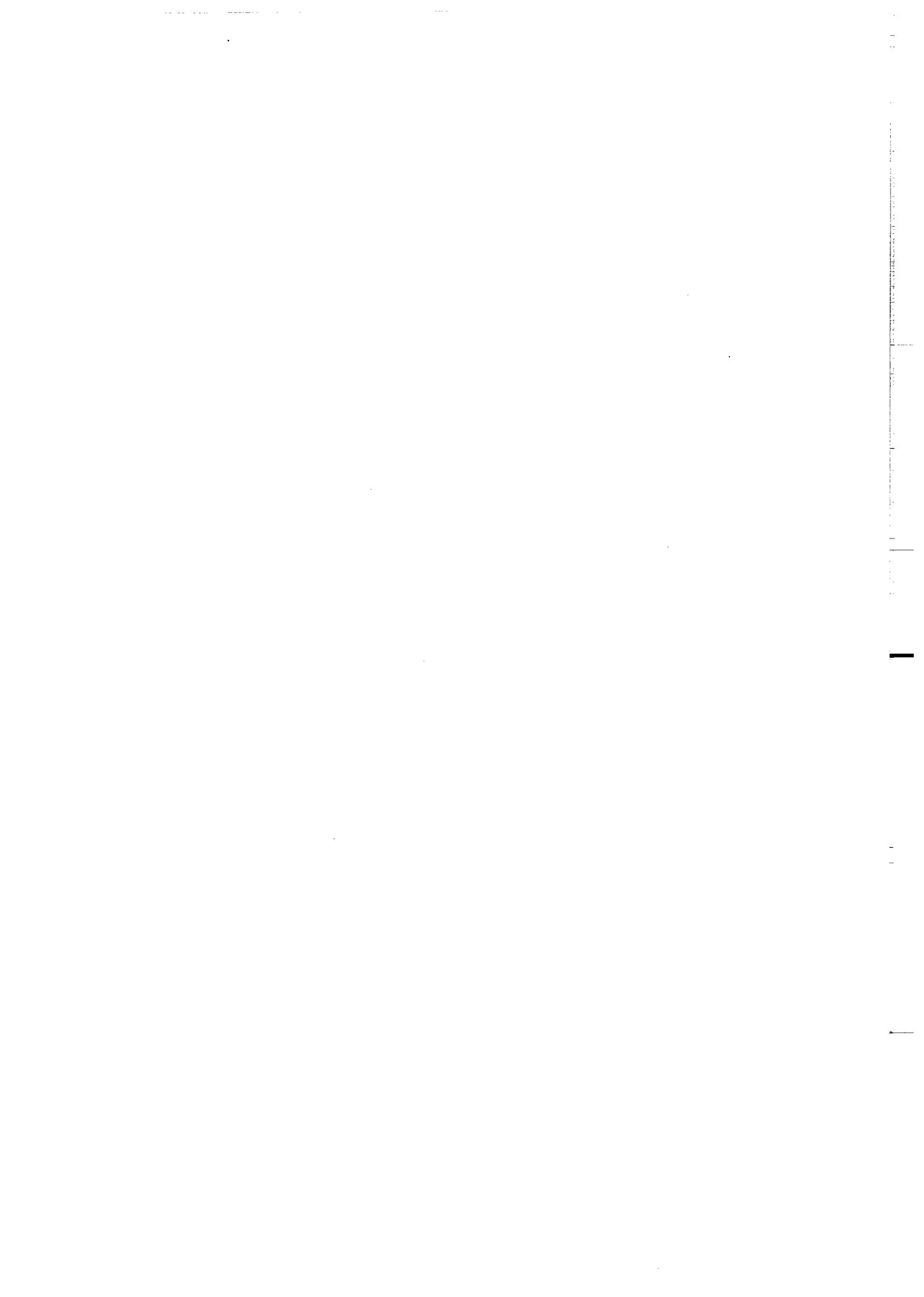


coulée et Puy du Lemptegy

Fig.12 Projection attestant que les sites du Puy de Lemptegy et celui de sa coulée représentent des épisodes séparés du CMT.

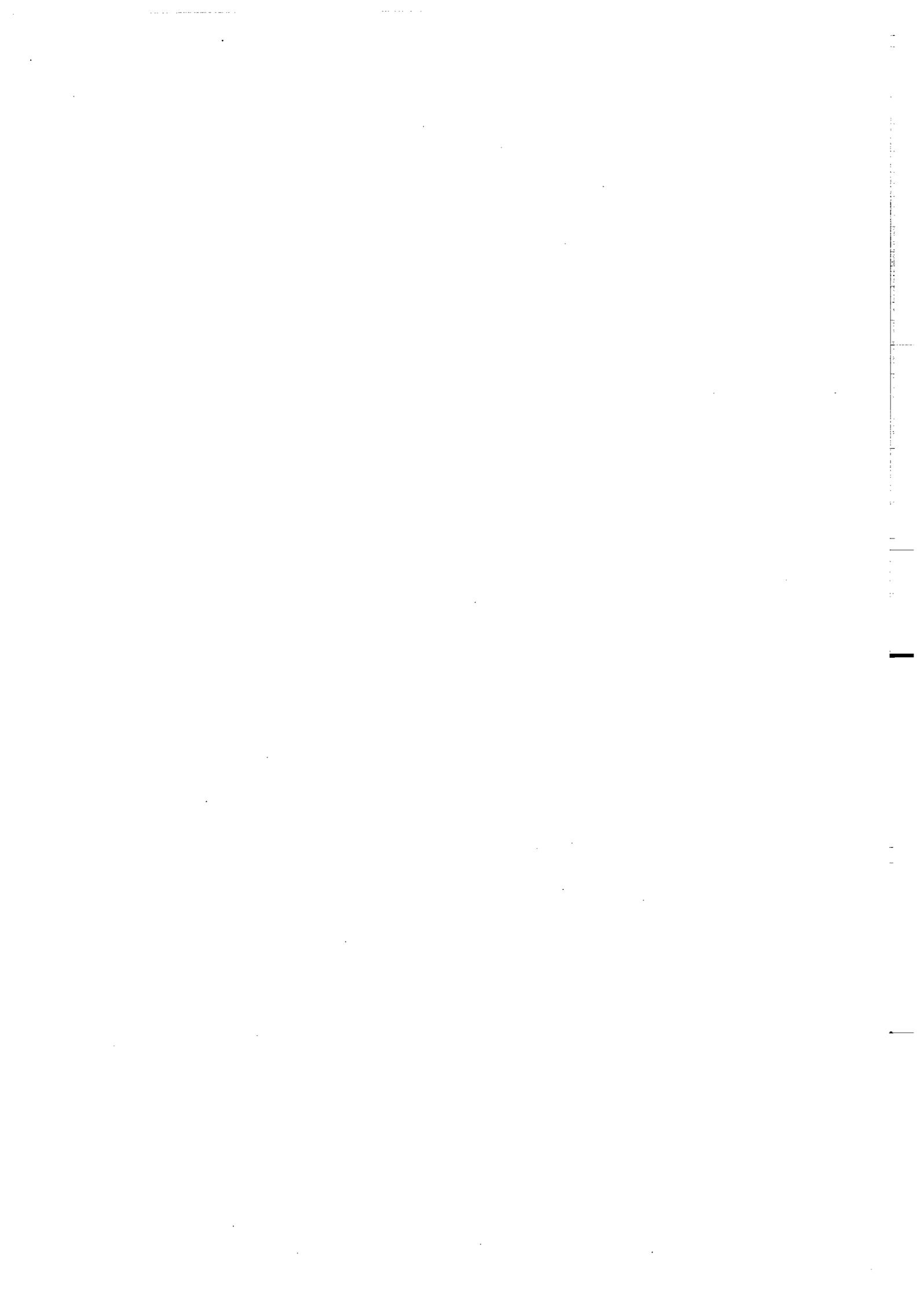
événements distincts. Les résultats de paléointensité soulignent également le diachronisme de ces événements (voir chapitre sur les résultats). La réelle chronologie des deux événements peut ne pas être celle donnée par les datations, les âges sont, en effet, très proches et les incertitudes non négligeables à cette échelle. La seule chose sûre est que ces événements ont eu lieu dans un intervalle de temps très court aux alentours de 30.000 BP.

Après un regroupement des sites en termes d'unités volcaniques, 40 directions sont obtenues (Tableau III; les astérisques représentent les sites regroupés en unités, ces unités sont représentées au bas du Tableau). Ce sont ces directions qui seront utilisées pour décrire la variation séculaire du CMT.



deuxième partie

RECHERCHE DE
L'INTENSITE DU
PALEOCHAMP



DEUXIEME PARTIE: RECHERCHE DE L'INTENSITE DU PALEOCHAMP

I METHODES DE RECHERCHE DE PALEOINTENSITE

L'aimantation principalement utilisée pour estimer l'intensité du CMT dans le passé est l'aimantation thermorémanente (ATR). C'est, en effet, celle dont on comprend le mieux le processus d'acquisition. Les matériaux utilisés sont donc ceux ayant acquis une aimantation rémanente lors d'un refroidissement au dessous de la température de Curie (terres cuites, poteries, laves, etc.). Cette aimantation rémanente naturelle est supposée totalement thermorémanente. Son intensité est alors proportionnelle au champ magnétique ambiant lors du refroidissement; cette propriété a été vérifiée pour des valeurs faibles du champ, comparables à celle du CMT actuel (quelques dizaines de microteslas). Dans chaque intervalle de température l'ATR partielle (ATRP) a les mêmes propriétés que l'ATR totale; elle est proportionnelle au champ ambiant. De plus l'ATRP associée à un intervalle de température est indépendante de celle liée à tout autre intervalle disjoint du précédent. La conséquence directe de ceci est que l'ATR totale est égale à la somme des différentes ATRPs acquises dans des intervalles distincts mais néanmoins contigus du spectre de températures. Cette propriété est appelée la "loi d'additivité des aimantations thermorémanentes partielles" (voir Levi, 1979).

1 METHODE DE WILSON

Les méthodes d'estimation de la paléointensité du CMT sont basées sur ces propriétés des ATRs. Une première méthode a été de comparer l'ARN de l'objet étudié avec une ATR artificielle acquise dans un champ connu après destruction de l'ARN par chauffage au dessus du point de Curie (Thellier, 1937; Koenigsberger, 1938 dans Coe, 1967a; Wilson, 1961). Cependant, il est fréquent que les conditions nécessaires à l'application de cette méthode, en particulier le maintien de la capacité d'acquisition d'ATR, ne soient pas toujours réunies.

2 METHODE DE VAN ZIJL

Il est nécessaire que l'ARN des échantillons étudiés soit une ATR parfaite: c'est-à-dire formée de la seule aimantation d'origine sans

autre composante secondaire parasite (telle une aimantation rémanente visqueuse - ARV, une aimantation rémanente isotherme - ARI, ou une aimantation rémanente chimique - ARC). Or de telles composantes secondaires de l'aimantation sont fréquentes (surtout l'ARV pour les roches volcaniques). Ces aimantations secondaires sont souvent détruites après un traitement par champs alternatifs de quelques dizaine de milliteslas, isolant ainsi l'aimantation primaire, réduite de la part portée par les grains désaimantés. Ceci a été utilisé par Van Zijl et al. (1962) pour modifier la méthode de Wilson. La comparaison est alors faite entre l'ARN désaimantée à 22 mT et l'ATR artificielle également désaimantée à 22 mT. Cette méthode permet, en principe, d'éviter les déviations introduites par les aimantations secondaires "douces".

Néanmoins ces méthodes utilisent des comparaisons d'aimantations totales. Or, pour fournir à un échantillon une ATR totale, il est nécessaire de le chauffer au delà de sa température de Curie (c'est-à-dire généralement jusqu'à 600 ou 700° C) et il n'est pas rare de voir les minéraux magnétiques évoluer après avoir été soumis à des températures de cet ordre. Il en résulte un changement de la capacité d'acquisition de l'ATR artificielle par rapport à l'acquisition de l'ARN originelle. Le rapport entre ces deux aimantations n'a alors plus aucun sens.

3 METHODE DE THELLIER

Afin de pallier à toutes ces difficultés, Thellier et Thellier (1959) ont développé une méthode de recherche de l'intensité du CMT. Cette méthode ne permet certes pas d'éviter les aimantations parasites ou les évolutions minéralogiques, mais offre l'avantage de détecter de telles anomalies et donc d'estimer la qualité d'une détermination.

Le principe de cette méthode repose sur la proportionnalité de l'intensité d'aimantation avec le champ appliqué et l'additivité des ATRPs. Au lieu de comparer l'ARN totale et l'ATR totale, Thellier et Thellier comparent des ARNPs et des ATRPs sur des intervalles de températures successifs, pouvant couvrir tout le spectre. Ainsi l'ARN portée par les grains dont les températures de blocage sont comprises entre T_0 (température ambiante) et T_1 (température inférieure à la température de Curie) est comparée à l'ATR acquise dans le même intervalle de température (entre T_1 et T_0) dans un champ connu (H_1). Cette opération est répétée plusieurs fois, pour des valeurs croissantes de T_1 jusqu'à la température de Curie de l'échantillon. La procédure expérimentale consiste en une série de doubles chauffes successives. Afin d'isoler les aimantations partielles ARNP et ATRP pour un intervalle de température donné, la première chauffe à la température T_1 est effectuée en positionnant l'échantillon dans le champ magnétique terrestre ambiant, connu au laboratoire (H_1). Lors du

refroidissement, l'échantillon acquiert une $ATRP(T_i, T_0; H_1)$. Cette $ATRP$ vient remplacer l' $ARNP(T_0, T_i; H_a)$ détruite lors de la chauffe (H_a : intensité du paléochamp). La seconde chauffe, à la même température, s'effectue en retournant l'échantillon de 180° autour d'un axe perpendiculaire au plan méridien magnétique, le refroidissement se fait dans les mêmes conditions que lors de l'étape précédente, à la différence près que le champ appliqué est l'opposé du premier dans un repère lié à l'échantillon. Cette fois, l' $ATRP(T_i, T_0; H_1)$ est détruite pendant la chauffe (c'est-à-dire que l'aimantation mesurée à la fin de cette seconde chauffe est la même que celle obtenue après la première) et remplacée lors du refroidissement par une $ATRP$ opposée ($T_i, T_0; -H_1$). A la fin de chacune des étapes, l'aimantation rémanente totale est mesurée: (Fig.13)

. première mesure:

$$(2) \quad ARN - ARNP(T_0, T_i; H_a) + ATRP(T_i, T_0; H_1)$$

. seconde mesure:

$$(3) \quad ARN - ARNP(T_0, T_i; H_a) + ATRP(T_i, T_0; -H_1)$$

D'où en tenant compte de l'additivité des aimantations partielles,

$$ATRP(T_i, T_0; H_1) = 1/2 ((2) - (3))$$

et

$$ARNP(T_0, T_i; H_a) = ARN - 1/2 ((2)+(3))$$

Cette valeur d' ARN est équivalente à l' ARN_0 initiale pour la première double chauffe; pour les suivantes, elle correspond à l' $ARNP$ déterminée à l'étape précédente. Etant donné la proportionnalité entre les intensités d'aimantation et les champs appliqués, le rapport entre

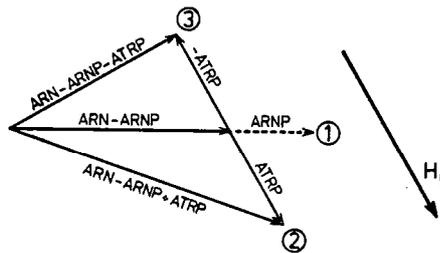


Fig.13 Schéma de la trajectoire du vecteur aimantation au cours d'une étape de la méthode originelle de Thellier et Thellier (1959). Les différentes étapes de mesures sont: 1- mesure de l' ARN totale avant la chauffe; 2- mesure de l'aimantation résultante après chauffe et refroidissement dans le sens "positif" du champ; 3- mesure de l'aimantation résultante après chauffe et refroidissement dans le sens "négatif" du champ. Par simples opérations vectorielles, les valeurs des $ARNP$ et $ATRP$ sont isolées.

aimantation perdue et aimantation acquise fournit la valeur du champ ancien (H_a) sur le champ magnétique du laboratoire (H_1): $ARNP/ATRP = H_a/H_1$.

En opérant ainsi sur différents intervalles de températures ($T_0 - T_i$) avec T_i croissant, on obtient plusieurs rapports ATRP sur ARNP donnant théoriquement la même valeur, celle du rapport cherché. La méthode de Thellier permet de détecter toute composante secondaire de l'aimantation naturelle ou toute évolution chimique des minéraux magnétiques qui conduisent, l'une et l'autre, à des variations des rapports obtenus. De cette façon, il est possible d'obtenir une estimation correcte de l'intensité du paléochamp, en dépit d'éventuelles évolutions chimiques, par un choix judicieux de l'intervalle de température.

i Test des ATRPs

Il peut, néanmoins, arriver qu'un changement minéralogique n'influe pas sur la valeur du rapport des aimantations et de ce fait demeure non visible. Thellier et Thellier (1959) proposent un test de stabilité d'acquisition d'ATRP mené au cours de l'expérimentation. Ce test est un contrôle sur le maintien de la capacité d'acquisition d'ATR à température croissante. Tout changement de capacité d'acquisition traduit une modification minéralogique subie au cours des chauffes. Le test consiste à recréer une ATRP pour un intervalle de température (T_j, T_0) inférieur à celui correspondant à l'étape régulière (T_i, T_0) (c'est-à-dire: T_j inférieure à T_i). En comparant la valeur de l'ATRP_j avec celle obtenue lors de l'étape régulière à la même température, il est possible de détecter des évolutions minéralogiques. Thellier et Thellier vérifient le maintien de la capacité d'acquisition d'ATR, pour une même température T_j , au fur et à mesure que T_i croît.

ii Modifications de la méthode de Thellier

• Méthode de Coe

La méthode de Thellier présente de nombreux avantages dans le sens où elle offre une série de contrôles expérimentaux. Elle présente par contre l'inconvénient d'être relativement longue, en fonction du nombre de doubles chauffes et de celui de tests d'acquisition d'ATRP entrepris au cours de la procédure. Aussi certains auteurs ont-ils adapté le mode opératoire de cette méthode afin de la rendre plus souple et de la rentabiliser. La première modification a été apportée par Coe (1967^a). Les deux étapes définies par Thellier et Thellier (1959) sont remplacées par deux autres; la première étape consiste en une désaimantation partielle classique de l'ARN (les échantillons sont chauffés à une température T_i et refroidis en champ nul). On atteint alors directement l'ARNP ($T_0, T_i; H_a$) par soustraction de l'aimantation obtenue en fin de refroidissement à l'ARN initiale. Lors de la seconde étape, le champ artificiel (H_1) est appliqué afin de créer une ATRP ($T_i, T_0; H_1$), obtenue par différence entre les aimantations mesurées à

la fin de chacune des deux étapes. Cette manière de procéder permet, par rapport à la méthode originelle de Thellier, une mesure directe de l'ARN restante, un choix de la valeur du champ (on n'est plus contraint par la valeur du CMT), elle évite également toute erreur de positionnement des échantillons dans le CMT qui introduirait un biais dans l'anti-parallélisme entre H_1 et $-H_1$. Les tests sur le maintien de la capacité d'acquisition des ATRPs sont réalisés en désaimantant à la température T_j . En soustrayant la mesure alors obtenue de la mesure de l'aimantation après la seconde étape de la chauffe précédente, on isole la quantité d'ATRP_j liée aux températures de blocages comprises entre T_0 et T_j ; on peut alors la comparer avec celle acquise lors de l'étape régulière à T_j .

. Méthode de Kono et Ueno

Bien que plus souple, la méthode de Coë (1967^a) demande tout autant de temps que celle de Thellier et Thellier (1959). Des alternatives ont été étudiées afin de réduire cette série de doubles chauffes en une suite de chauffes uniques à chaque température permettant d'isoler à la fois l'ARNP détruite et l'ATRP acquise. Kono et Ueno (1977) proposent une chauffe unique en appliquant le champ H_1 perpendiculairement à l'ARN des échantillons. De cette façon les aimantations partielles sont obtenues par connaissance de l'angle 'a' formé entre l'ARN initiale et la nouvelle aimantation constituée de la somme des (ARN - ARNP) et ATRP. Ainsi, si l'on considère que les ARNPs sont rigoureusement parallèles à l'ARN originelle (c'est-à-dire une aimantation naturelle exempte de toute aimantation secondaire parasite), on obtient les valeurs des aimantations partielles désirées de la manière suivante: (Fig.14)

$$\text{ARNP} = \text{ARN} - ((\text{ARN} - \text{ARNP} + \text{ATRP}) \times \cos a)$$

$$\text{ATRP} = (\text{ARN} - \text{ARNP} + \text{ATRP}) \times \sin a$$

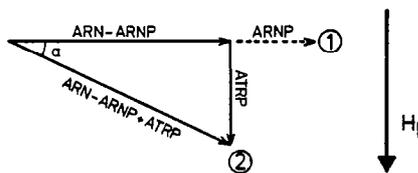


Fig.14 Méthode de Kono. Une seule chauffe suffit à obtenir les ARNP et ATRP, le champ de laboratoire est appliqué perpendiculairement au vecteur aimantation. Etapes de mesure: 1- ARN totale avant la chauffe; 2- aimantation résultante après chauffe et refroidissement dans le champ du laboratoire. "a": angle entre l'aimantation (2) et l'ARN, supposée stable tout au long de la désaimantation thermique.

Mais cette façon de procéder demande que l'ARN soit une ATR totale non polluée par une aimantation secondaire, quelque qu'elle soit; c'est-à-dire que, durant la désaimantation thermique, le vecteur aimantation décrive une trajectoire linéaire, aux erreurs de mesure près. Or il arrive fréquemment que l'ARN des roches volcaniques soit polluée, dans les basses températures, par une ARV parasite. Une erreur est alors introduite sur la valeur de l'angle 'a' calculé. Cette méthode, bien que plus rapide que la procédure d'origine des doubles chauffés, nécessite un choix minutieux des échantillons dont l'ARN serait une ATR totale. De plus la procédure expérimentale requiert une attention toute particulière quant au positionnement des échantillons qui peut s'avérer difficile.

. Méthode de Domen

Une autre méthode faisant intervenir une chauffe unique pour chaque étape de température est proposée par Domen (1977). Le principe en est de prélever deux spécimens d'un même échantillon et de les soumettre à un champ de laboratoire pour l'un dans le sens de l'ARN et pour l'autre dans le sens opposé. Pour ce faire, un bloc est prélevé, son ARN mesurée. Ensuite, deux carottes sont forées parallèlement à cette ARN. Après une première chauffe avec application du champ de laboratoire, l'aimantation des spécimens devient:

pour le premier,

$$\text{ARN} - \text{ARNP} + \text{ATRP} \quad (1)$$

et pour le second,

$$\text{ARN} - \text{ARNP} - \text{ATRP} \quad (2)$$

On isole alors les aimantations partielles par simple opération algébrique:

$$\text{ARNP}(T_0, T_i; H_a) = \text{ARN} - 1/2 ((1) + (2))$$

$$\text{ATRP}(T_i, T_0; H_1) = 1/2 ((1) - (2))$$

Cette méthode, de la même façon que celle de Kono et Ueno (1977), nécessite des échantillons à ARN stable dépourvue d'aimantation parasite. Ensuite, elle requiert une aimantation homogène au niveau de l'échantillon originel de manière que les deux spécimens, que l'on y prélève, possèdent très strictement la même ARN. Or la minéralogie magnétique peut varier très rapidement dans l'espace au sein d'une même roche tant en quantité qu'en qualité. Aussi cette méthode demande-t-elle également un choix très strict des échantillons et des spécimens.

Ces différentes façons de procéder dérivent toutes de la méthode de Thellier et Thellier (1959) et utilisent la désaimantation thermique comme base. Les deux dernières méthodes semblent difficiles à appliquer aux roches ignées, étant donné les évolutions souvent subies par les minéraux naturels lors des chauffés. Les matériaux archéologiques sont

sans doute les seuls candidats possibles pour de telles procédures. Seules les méthodes de Thellier et Thellier (1959) et de Coe (1967a) sont utilisables pour des roches volcaniques.

4 METHODE DE SHAW

D'autres méthodes de détermination de la paléointensité du CMT ont été développées, toujours en utilisant la confrontation de l'ARN et d'une ATR artificielle fournie dans un champ connu, mais ne faisant intervenir qu'une seule chauffe au dessus du point de Curie de la roche afin de lui donner une ATR totale.

Shaw (1974) propose une méthode dont le principe de base est toujours la proportionnalité entre l'intensité de l'ATR et celle du champ magnétique ambiant. L'auteur compare directement l'ARN totale à une ATR totale acquise dans un champ connu. La comparaison des aimantations se fait par confrontation des spectres de coercivité. La paléointensité est obtenue en reportant l'intensité de l'ARN restante en fonction de celle de l'ATR restante pour chaque étape de désaimantation par champs alternatifs; le rapport des intensités donne celui des champs. Seulement, lors de la chauffe au dessus du point de Curie de l'échantillon, afin de créer l'ATR, certaines modifications minéralogiques empêchent la comparaison directe entre les deux aimantations. Shaw choisit donc de sélectionner la gamme non altérée afin de procéder aux comparaisons. Pour déterminer cette gamme, une aimantation rémanente anhystérétique (ARA), ARA1, est donnée à l'échantillon avant la chauffe et désaimantée ensuite; une seconde ARA (ARA2) est donnée à l'échantillon après la désaimantation de l'ATR, elle est à son tour désaimantée. Toutes les désaimantations sont faites en suivant les mêmes étapes de champ alternatif. Le choix de l'utilisation des ARAs est guidé par la similarité des spectres de coercivité existant entre l'ARA et l'ATR (Levi et Merrill, 1976). Dans un diagramme ARA1/ARA2, avec les pics de champ alternatif comme paramètre, le spectre de coercivité non altéré par la chauffe est marqué par un alignement des points le long d'une droite de pente-unité (Fig.15a). Tous les points s'en écartant sont rejetés. Les modifications sont supposées n'altérer que la gamme spectrale des coercivités faibles. Le spectre de coercivité utilisé correspond à des champs très forts, jusqu'à 0,17 Teslas. Seuls les points correspondant au spectre non altéré sont utilisés pour comparer ARN et ATR; la valeur de la pente déterminée représente le rapport des champs ancien et de laboratoire.

Le taux de succès de détermination de paléointensité par cette méthode est relativement faible, du fait du non respect du critère de stabilité qui est l'alignement des points (ARA1/ARA2) le long d'une droite de pente-unité. Les modifications minéralogiques, survenant pendant la chauffe, conduisent parfois à un alignement des points le

long d'une droite dont la pente est différente de l'unité. Etant donné la similarité liant les spectres de coercivité de l'ATR et de l'ARA (Levi et Merrill, 1976), Kono (1978) a supposé que les modifications affectant l'ARA2 par rapport à l'ARA1 devaient être les mêmes en ce qui

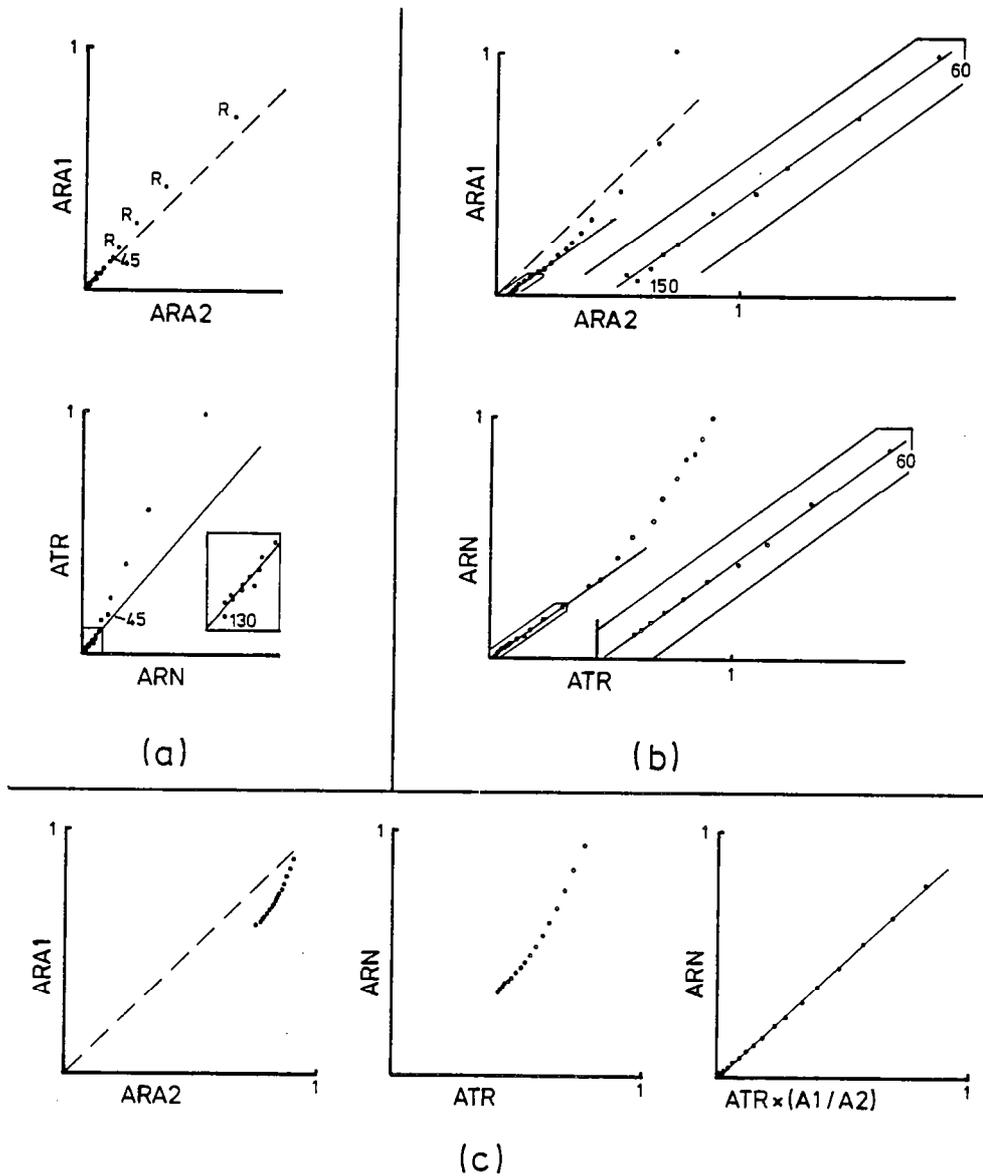


Fig.15 Méthode de Shaw. a: méthode originale; b: modification de Kono; c: modification de Rolph et Shaw.

concerne l'ATR par rapport à l'ARN. L'auteur propose donc de corriger la pente obtenue pour le rapport ARN/ATR par celle du rapport ARA1/ARA2 liée à l'évolution chimique (Fig.15b).

Récemment, Rolph et Shaw (1985) ont généralisé la correction de Kono (1978) à chaque étape de désaimantation. Ils procèdent, en effet, à la correction du rapport (ARA1/ARA2) pour chaque point (ARN/ATR) correspondant (Fig.15c). De cette façon, l'obtention de la paléointensité par la méthode de Shaw (1974) se trouve généralisée aux échantillons ne présentant pas le critère de stabilité vis à vis de la chauffe qui est la relation de linéarité de pente-unité entre les ARAs.

Du fait de l'utilisation de la gamme des champs coercitifs forts, cette méthode introduit parfois des aimantations parasites, de type aimantation rémanente rotationnelle, mises en évidence par Roperch et Taylor (à paraître, 1986) lors de ces expérimentations. Ces aimantations secondaires interdisent toute comparaison entre ARN et ATR. Bien que cette procédure évite les problèmes posés par les ARVs (généralement portées par les grains à faibles champs coercitifs) et les évolutions minéralogiques (qui n'agissent pas sur le spectre des champs coercitifs forts), elle offre au chercheur un moins bon contrôle sur la réelle stabilité de la roche au cours de l'expérimentation que ne le permet la méthode des chauffes successives de Thellier. En outre les corrections effectuées dépendent fortement de la réelle correspondance entre l'ARA et l'ATR.

5 METHODE DE GAMES

Certains auteurs ont, parallèlement aux méthodes thermiques, développé des procédures d'obtention de l'intensité du paléochamp en utilisant d'autres aimantations que la rémanence thermique. Games (1977) a remarqué que les adobes (briques archéologiques faites de terre séchée au soleil dans des moules de bois) portaient une rémanence. En re-fabriquant ces adobes de différentes façons, Games s'est aperçu que la rémanence était due, soit au mélange de la boue dans les containers, soit au jet de cette boue dans le moule. En fabriquant les adobes ainsi, la rémanence acquise décrit bien le champ magnétique ambiant, elle est dénommée par Games (1977) aimantation rémanente de cisaillement (SRM: shear remanent magnetization). L'obtention du rapport H_1/H_a se fait par comparaison des désaimantations partielles par champs alternatifs de l'ARN et d'une SRM artificielle avec le pic de champ alternatif comme paramètre. Suivant la même procédure que la méthode de Shaw (1974), la stabilité magnétique est testée par confrontation de deux ARAs. Cette méthode présente des inconvénients car le processus d'acquisition de la rémanence n'est pas maîtrisé, notamment quant à la proportionnalité des intensités de l'aimantation et du champ appliqué. Son usage reste, en outre, limité aux objets archéologiques fabriqués de cette façon.

II METHODE CHOISIE

Parmi toutes ces méthodes, celle de Thellier et Thellier (1959) a été choisie, malgré le temps qu'elle requiert, car elle offre de nombreux contrôles sur la stabilité magnétique des minéraux. La procédure expérimentale suivie est celle proposée par Coe (1967^a). Malgré l'utilisation de ces contrôles au cours de l'expérimentation, les échantillons peuvent s'avérer totalement inutilisables à des fins de recherche de paléointensité. Coe (1967^b) énonce plusieurs causes pouvant engendrer un comportement non "idéal". Nous avons ajouté des contrôles supplémentaires afin de pallier à cela au maximum. Les échantillons sont choisis suivant des critères indiquant leur stabilité. Ces critères sont, d'une part la nature exclusivement thermorémanente de l'ARN (dépourvue autant que possible d'aimantation secondaire: ARV, ARI) et, d'autre part la stabilité thermique des minéraux magnétiques. Cette stabilité thermique est testée par le comportement thermomagnétique détaillé des échantillons étudiés à l'aide d'une balance de Curie, et le suivi du vecteur aimantation en cours d'expérience.

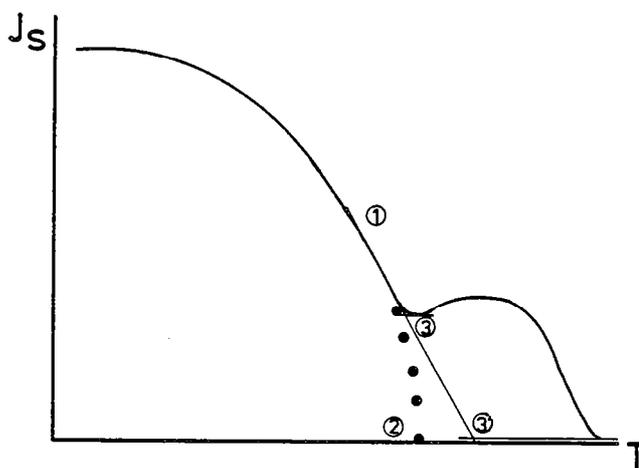


Fig.16 Différentes façons d'estimer le point de Curie d'un minéral. 1: point d'inflexion; 2: approximation numérique; 3-3': utilisation des tangentes, en choisissant des lignes de bases différentes. (d'après Moskowitz, 1981)

1 TESTS DE SELECTION

i Comportement thermomagnétique

Pour tous les échantillons traités par la méthode de Thellier, le comportement thermomagnétique a été étudié sur des fragments de carottes mis dans des capsules de quartz sous vide. Les courbes J_S -T (aimantation à saturation en fonction de la température) obtenues, permettent de déterminer les points de Curie des échantillons et leur stabilité vis à vis de la température. La détermination du point de Curie d'un minéral issu d'une roche naturelle n'est pas aussi nette que celle des minéraux synthétiques (magnétite, hématite). La chute de l'aimantation à saturation fait souvent intervenir une gamme de température importante. Et suivant la méthode choisie pour calculer le point de Curie, celui-ci peut se voir attribuer des valeurs très différentes (variations de plusieurs dizaines de degrés). Les façons les plus usitées de calculer le point de Curie d'un minéral sont présentées par Moskowitz (1981) et rappelées par Prévot et al. (1983) (Fig.16). La première façon d'obtenir le point de Curie est de prendre la température correspondant au point d'inflexion de la courbe J_S -T; cette manière de procéder conduit généralement à une détermination nettement inférieure aux deux suivantes. Moskowitz (1981) propose en outre une extrapolation mathématique utilisant les moindres carrés à partir des derniers points de la courbe J_S -T avant la température de Curie de la phase magnétique recherchée. Le point de Curie est alors l'abscisse de la partie extrapolée et d'ordonnée nulle. Cette méthode est surtout utile pour des minéraux qui évoluent en cours de chauffe, en donnant naissance à une nouvelle phase, avant d'avoir atteint leur température de Curie. La troisième manière, adoptée dans le travail présenté, utilise la tangente au point d'inflexion et détermine la

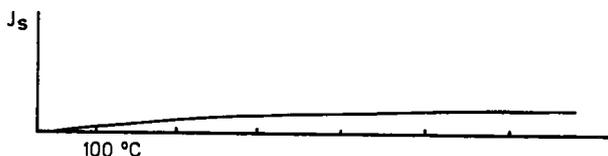


Fig.17 Courbe obtenue à la balance de Curie avec une nacelle de quartz vide en l'absence de champ. Les changements de masse ne sont dus qu'à la variation de la poussée d'Archimède autour de la nacelle, conséquence du réchauffement de l'air ambiant.

température de Curie à l'intersection de cette tangente et de la ligne de base. Cette ligne de base, suivant que l'on a affaire à une ou plusieurs phases minérales, est déterminée de façons différentes. Pour les échantillons ne présentant qu'une seule phase magnétique, la ligne de base correspond à la partie plate obtenue après passage de la température de Curie, lorsque la contribution de la phase paramagnétique devient négligeable. Le plus souvent cette portion de courbe est parallèle à l'axe des abscisses mais ne correspond pas toujours à cet axe. C'est le cas en particulier pour des expériences menées sur des capsules de quartz scellées sous vide, où la capsule est soumise à une poussée d'Archimède due à l'atmosphère ambiante dont l'intensité varie en fonction de la température du fait de la dilatation de cette atmosphère (Fig.17). Lorsque plusieurs phases magnétiques sont présentes, cette ligne de base est, dans le travail présenté ici, constituée par la tangente au point d'inflexion suivant marquant l'existence de l'autre phase magnétique (Fig.18). Pour un tel cas, la méthode numérique envisagée par Moskowitz (1981) n'est pas applicable, elle conduirait à une surestimation de la température de Curie.

En ce qui concerne la réversibilité des courbes, outre le comportement global de l'échantillon déterminé par comparaison de la courbe de la chauffe et celle du refroidissement, la réversibilité du comportement sur des intervalles de températures intermédiaires a été étudiée. Pour ce faire, des retours à la température ambiante sont effectués, à partir de différentes températures

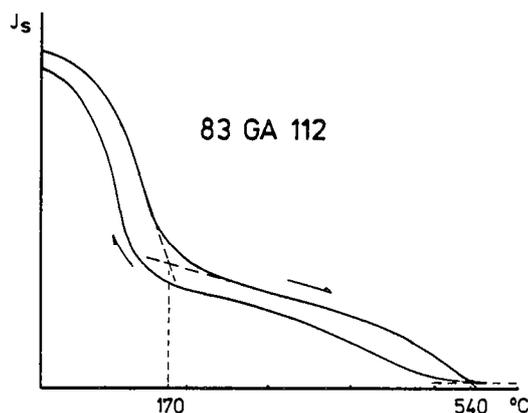


Fig.18 Courbe J_s - T type à deux phases magnétiques. On y montre la méthode utilisée pour déterminer les points de Curie.

inférieures au point de Curie. L'utilisation de telles données permet de sélectionner une gamme du spectre de température dans laquelle l'échantillon possède un comportement réversible et de procéder à la recherche de la paléointensité sur cet intervalle. Ceci s'avère très utile pour certains sites pour lesquels les échantillons montrent, après leur refroidissement, des comportements thermomagnétiques irréversibles lorsqu'ils sont chauffés directement jusqu'à leur point de Curie le plus élevé (cf. le site de Saint Saturnin).

ii Contrôles au cours de l'expérimentation

Au cours de l'expérimentation proprement dite, d'autres critères de stabilité des échantillons sont également utilisés. Le premier est le test de Thellier présenté antérieurement. Il est réalisé ici d'une façon légèrement différente de la méthode originelle. Rappelons que ce test consiste à recréer une ATRP acquise à basse température au fur et à mesure que la température des différentes étapes augmente. Thellier et Thellier (1959) vérifiaient la constance de l'ATRP, acquise sur un même intervalle de température, tout au long de l'expérimentation. Seulement une évolution minéralogique survenant pendant la chauffe, à une certaine température T_i , ne met pas nécessairement en jeu tous les minéraux décrivant la totalité du spectre des températures de blocage. En particulier, il peut arriver que seuls les grains, dont les températures de blocage sont comprises entre la valeur T_j du test et celle T_i de l'étape, soient touchés par cette modification chimique. Dans un tel cas, le test d'acquisition d'ATRP à la température T_j s'avèrerait positif et ne décèlerait aucune évolution, pourtant existante. C'est pourquoi les tests d'acquisition d'ATRP sont ici effectués en augmentant progressivement la valeur de T_j au fur et à mesure que T_i croît (T_j restant bien évidemment toujours inférieure à T_i). Cela permet de vérifier le maintien de la capacité d'acquisition d'aimantation sur des gammes de températures de plus en plus étendues. Il est important de noter qu'un test d'acquisition d'ATRP positif, c'est-à-dire ne laissant apparaître aucune évolution de l'acquisition d'ATR, n'exclut pas totalement une évolution minéralogique; celle-ci pouvant en particulier intervenir sur le spectre de température de blocage situé au delà de T_j et même au delà de T_i . De telles évolutions modifieraient la quantité d'ARN restante sans modifier celle d'ATRP acquise et fausseraient donc les rapports (ARNP/ATRP).

Outre ce test sur la stabilité des propriétés magnétiques des minéraux au cours des chauffes, la désaimantation de l'ARN est également suivie afin d'y déceler toute aimantation secondaire parasite dans les basses températures et surtout la présence d'aimantation rémanente chimique (ARC) survenant dans les plus hautes températures. Ces ARCs proviennent de la modification minéralogique de certains minéraux à température intermédiaire: cette modification conduirait à la formation d'autres minéraux magnétiques dont la température de blocage se situerait au delà de T_i , température de formation. Dans un

tel cas, pendant l'étape d'acquisition d'ATRP, ces minéraux néo-formés acquièrent au cours de leur croissance une ARC dirigée dans le sens du champ appliqué, H_1 . De telles aimantations secondaires, que ce soit une aimantation de type ARV dans les basses températures ou une ARC dans les hautes températures, ne se remarquent pas systématiquement à la seule étude des ARNPs et ATRPs. Par contre, en suivant le vecteur ARN, au cours de la désaimantation thermique, sur un diagramme de Zijderfeld, dans un repère lié à l'échantillon, il est possible de noter la présence de déviations dues à ces composantes secondaires.

Tous ces tests vont permettre de diminuer considérablement le nombre de déterminations fausses de la paléointensité et de choisir le spectre adéquat de températures dans lequel l'ARN est directement comparable à l'ATR afin de fournir une valeur de l'intensité du paléochamp correcte.

2 REPRESENTATION DES RESULTATS

Pratiquement, l'obtention du résultat se fait par résolution graphique. Les données des ARNPs et ATRPs sont reportées sur un diagramme dit d'Arai (Nagata et al., 1963). Dans ces diagrammes sont reportés, après chaque étape de température, en ordonnée la valeur de l'ARN restante ($ARN - ARNP$) et l'ATRP acquise en abscisse. De cette façon, un échantillon se comportant d'une manière idéale (c'est-à-dire sans aimantation secondaire, sans aucune évolution chimique) présente des points (ARN-ATR) décrivant une droite dont la pente négative représente le rapport $-(H_a/H_1)$. Il a été choisi de normaliser les abscisses et ordonnées par l'ARN initiale, ce qui permet de pouvoir immédiatement comparer différents échantillons entre eux et d'obtenir l'inverse de la pente directement en lisant l'abscisse du point d'ordonnée nulle de la droite (lorsque cette dernière passe par la valeur de l'ARN soit le point de coordonnées (0; 1)). En ce qui concerne les tests d'acquisition d'ATRP, ils sont représentés sur les diagrammes par des flèches joignant l'étape régulière T_j choisie pour y effectuer le test à celle de première acquisition d'ATRP à T_j (température du test). Si la température T_j' de chauffe du test n'est pas rigoureusement la même que celle de l'étape régulière T_j , la valeur de l'ARNP perdue à T_j' est estimée par interpolation linéaire entre les valeurs des ARNPs encadrant T_j' . Le point représentatif du test (flèche) a pour ordonnée la valeur ($ARN - ARNP_j$) de l'étape régulière (ou $ARN - ARNP_j'$ calculée) et pour abscisse la nouvelle valeur de l'ATRP_j acquise. Le résultat du test ne s'observe alors que dans les écarts en abscisse entre l'étape régulière à T_j et la nouvelle ATRP_j.

3 CALCUL DE LA PALEOINTENSITE

Le calcul de la droite se fait, après sélection (sur les critères précédemment exposés) des points utilisés (ARN-ATR), par la méthode des moindres carrés (York, 1966, 1967). Dans ce calcul, le point correspondant à l'ARN n'est jamais inclus, même pour des échantillons décrivant une belle droite. Cela évite d'introduire dans le calcul un biais systématique dû à une aimantation visqueuse, même très faible, quasi-omniprésente dans les roches volcaniques. Pour des échantillons très stables, elle disparaît généralement dès la première étape de chauffe.

La valeur de la pente de la droite b s'obtient par:

$$b^2 = -(\sum (y_i - y)^2 / \sum (x_i - x)^2)$$

avec x et y les moyennes arithmétiques des N valeurs x_i et y_i (respectivement $ATRP_i$ et $ARN - ARNP_i$). L'erreur standard sur l'estimation de cette pente est:

$$\sigma = \frac{2 \sum (y_i - y)^2 - 2 b \sum (x_i - x) (y_i - y)}{(N - 2) \sum (x_i - x)^2}$$

L'intensité du paléochamp est donnée par $H_a = |b| H_1$

4 PONDERATION DES RESULTATS

Etant donné les diverses causes pouvant conduire à un comportement non "idéal" des échantillons au cours des doubles chauffes et du fait de la variabilité de la minéralogie magnétique au sein même d'un site, la qualité des déterminations de paléointensité peut varier considérablement d'un spécimen à l'autre pour une même unité volcanique. Cela conduit à une dispersion non négligeable des résultats. Il est donc nécessaire, afin d'approcher au mieux la réelle valeur de cette intensité, de pondérer les résultats individuels suivant la qualité de leur détermination. Pour cela Coe et al. (1978) ont défini un facteur de qualité de la paléointensité obtenue. Ce facteur prend en compte l'erreur standard sur la pente de la droite (σ),

la fraction d'ARN utilisée dans le calcul (f) et l'étalement des points (g); il a pour expression $q = |b|fg / \sigma$.

De cette façon, une appréciation de la valeur de la paléointensité peut être attribuée à chaque détermination. Cette quantité peut ensuite être utilisée afin de pondérer les valeurs individuelles. Coe et al., (1978) proposent un moyen qui consiste à utiliser un poids $w = (q/H_a)^2$. Cette méthode a tendance cependant à donner beaucoup plus de poids aux déterminations obtenues sur une fraction d'ARN importante, d'une façon relativement indépendante vis à vis des autres paramètres g et σ . Cela vient de ce que la valeur de q est considérablement

influencée par la quantité f d'ARN introduite dans le calcul de la pente de la droite. Ce choix est toutefois raisonnable (une détermination sur une grande partie du spectre des températures est plus fiable que sur une portion réduite de ce spectre). Néanmoins, la pondération proposée par Prévot et al. (1985) est préférée dans ce travail. Chaque valeur d'intensité du champ est ici pondérée par $w = q / (N - 2)^{1/2}$. Dans ce cas, étant donné que la valeur de q n'intervient qu'à la puissance unité, l'influence de f s'en trouve amoindrie, la valeur de la moyenne de la paléointensité apparaît alors plus raisonnable.

Néanmoins, la pondération choisie est directement proportionnelle au facteur de qualité. Or il arrive que la valeur de ce dernier soit biaisée par la grandeur relative d'un des paramètres qui le composent, elle ne représente alors plus la réelle qualité de la détermination. Ce cas se présente pour l'échantillon GAl13 (voir le chapitre des résultats). Toutefois, il est plus fréquent d'être en présence de dispersion intra-site que d'échantillon présentant un facteur de qualité faussé. C'est pourquoi la pondération sera appliquée systématiquement à tous les sites.

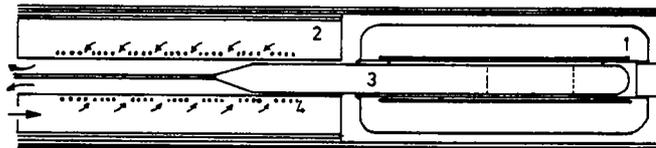
5 EXPRESSION DES RESULTATS

Pour chaque résultat, nous préciserons dans les tableaux la moyenne arithmétique et la moyenne pondérée; cette dernière sera la valeur retenue pour la paléointensité du site. Seulement étant donné que le facteur q n'a pas réellement le sens statistique d'erreur, il n'est pas possible d'associer un intervalle de confiance à la valeur pondérée. Dans la suite de ce mémoire, dans toutes les figures représentant les données de la Chaîne des Puys, la moyenne pondérée sera accompagnée de l'écart-type associé à la moyenne arithmétique mais cet intervalle de confiance ne sera pas décalé et centré sur la valeur pondérée mais restera centré sur la moyenne arithmétique. Le choix de cet intervalle de confiance n'est pas déraisonnable, il représente en fait une valeur supérieure de l'intervalle réel associé à la moyenne après pondération. Cette dernière a pour conséquence une diminution de la dispersion effective. De plus ce mode de représentation permet de se rendre compte de l'effet de la pondération sur la moyenne. Il apparaît en fait qu'en général la pondération n'a pas un très important effet sur cette moyenne (voir le chapitre des résultats), ceci tend à montrer que la plupart du temps la qualité des résultats est relativement homogène au sein d'un même site.

III SYSTEME - APPAREILLAGE

1 ANCIEN SYSTEME

Les premières déterminations ont été réalisées avec le four Schonstedt TSD-1, prévu pour la désaimantation thermique classique. Cet appareil est constitué de deux parties principales (Fig.19), d'une part la partie de chauffe où se trouve le four proprement dit et d'autre part la partie de refroidissement jouxtant la première. A la fin du temps de chauffe, les échantillons placés sur un "chariot" dans le four sont déplacés vers la partie refroidissement. Le refroidissement se fait par circulation d'air au travers de perforations tout le long de la chambre de refroidissement. Tout ce système est enfermé dans une série de blindages en mu-métal encastrés (3 couches autour du four et 5 autour de la chambre de refroidissement). Pour annihiler le champ résiduel, nous disposons d'un conducteur enroulé autour de la chambre de refroidissement dans lequel nous envoyons un courant alternatif d'intensité décroissante. Le champ magnétique alternatif ainsi créé désaimante les blindages.



- 1: four - bobine de chauffe
- 2: partie refroidissement - (↔): circulation d'air
- 3: tube de quartz
- 4: bobine de champ

Fig.19 Schéma de l'ancien système utilisé pour la paléointensité.

Ce système a été utilisé pour déterminer le paléochamp par la méthode de Thellier. Pour éviter les évolutions minéralogiques au cours des chauffes, les expériences sont menées sous vide. Pour cela, les

échantillons sont enfermés dans un tube de silice relié à une pompe primaire (le vide est de l'ordre de 10^{-2} Torr). Il a en effet été montré que les résultats paléomagnétiques étaient généralement meilleurs, pour des roches volcaniques, lorsque l'expérience se déroulait sous vide plutôt qu'à l'air libre (Khodair et Coe, 1975). Pendant la chauffe, les échantillons (toujours placés dans le tube) se trouvent dans le four. A la fin du temps de chauffe, le système tube-échantillon est déplacé hors du four afin de positionner les échantillons au centre de la chambre de refroidissement.

L'expérience est une suite de désaimantations et d'acquisitions d'ATR. Pour une température donnée, la première chauffe est suivie d'un refroidissement en champ nul; pour la seconde, un champ magnétique connu est créé par la bobine placée dans la chambre de refroidissement, par l'application d'une tension continue constante aux bornes de cette bobine.

Cette manière de procéder présente quelques inconvénients. Tout d'abord le déplacement opéré sur l'ensemble tube de silice - échantillons peut entraîner un déplacement des échantillons à l'intérieur du tube lui-même. Or, il est nécessaire que les deux étapes (désaimantation, acquisition d'ATR) se fassent dans les mêmes conditions afin de demeurer comparables. Un changement de position des échantillons peut avoir pour conséquence une différence de température de chauffe entre les deux étapes, étant donné l'existence de variations de température le long de l'axe longitudinal du four (gradient non nul). Un autre problème posé est celui du champ magnétique appliqué. Celui-ci est fourni par la bobine servant à désaimanter les blindages. Mais cette dernière n'est pas continue sur toute la longueur de la chambre de refroidissement. Elle est en fait constituée d'une suite de "tronçons" de bobines reliés en série, afin de permettre une circulation d'air entre chaque tronçon pour assurer le refroidissement. Le champ ainsi créé n'est pas uniforme sur toute la longueur du tube (il peut varier de plus ou moins 5% de sa valeur moyenne dans la partie centrale de la chambre de refroidissement).

Pour obtenir une manipulation dont les paramètres restent les mêmes tout au long de l'expérience, il est nécessaire de placer rigoureusement les échantillons toujours au même endroit dans le tube et dans la chambre de refroidissement. Etant donné le mode opératoire décrit plus haut, des erreurs dans la détermination de la paléointensité peuvent aisément se produire.

Outre ces sources d'erreurs liées à la manipulation elle-même et malgré l'attention que l'on y porte, il en est une autre intrinsèque à la manière de procéder. En effet, ce système ne permet pas d'appliquer de champ de laboratoire durant la chauffe de la seconde étape. Cette asymétrie dans le mode opératoire a conduit à des comportements "non linéaires" pour des échantillons synthétiques (Levi, 1975), bien que ce comportement soit peut-être lié à la nature des minéraux plus qu'à un

effet systématique de l'expérimentation. Il semble plus sain de travailler avec un appareillage permettant la réalisation symétrique de la manipulation.

2 NOUVEAU SYSTEME

C'est afin de pallier à tous les problèmes que présente ce système que nous avons entrepris la construction d'un nouveau four pour la détermination de la paléointensité.

i Four - tube

Les deux principaux problèmes étaient dus au déplacement des échantillons et à la mauvaise qualité du champ appliqué. Nous nous sommes donc, ici, attachés à garder les échantillons immobiles et à créer un champ de meilleure qualité. Ce ne sont plus les échantillons qui se déplacent mais le four lui-même. Le corps chauffant du four Schonstedt (bobine de chauffe et céramique) a été conservé. Nous avons modifié l'enveloppe de façon à mouvoir le four. Le corps chauffant est maintenu centré dans son enveloppe par deux flasques de laine de roche agglomérée. L'une des deux est percée de façon à laisser entrer le tube de quartz dans le four, l'autre obture le fond du four permettant ainsi d'améliorer le gradient de température dans le four. Le tout est isolé par "bourrage" de laine de céramique entre le corps chauffant et l'enveloppe en alliage d'aluminium. L'ensemble est monté sur roues afin de permettre son déplacement (Fig.20). Le four vient donc se placer autour des échantillons posés dans le tube de silice. Il a donc été nécessaire de fixer le tube horizontalement et de le centrer en utilisant des cales de bois permettant de régler le jeu du tube afin de bien le positionner par rapport à l'axe du four. Le tube utilisé pour la mesure sous vide est le même que celui qui aménageait le premier système. Le centrage du tube par rapport à l'axe du four évite tout frottement et de ce fait évite aussi l'usure des fils de chauffe.

Les échantillons sont posés à un emplacement fixe sur un porte-objet qui occupe toujours la même position dans le tube. Le four est, à chaque chauffe, au même endroit autour du tube, ainsi les échantillons conservent une position identique d'une chauffe à l'autre. Le four est retiré du tube pour permettre le refroidissement des échantillons. Afin de rentabiliser le système, le four vient se placer autour d'un second tube de quartz (parallèle au premier) et permet ainsi de chauffer une autre série d'échantillons. Le passage du four d'un tube à l'autre s'effectue au moyen d'un chariot reliant les deux systèmes parallèles. Chaque tube constitue un système à lui seul, un blindage de mu-métal protège chacun d'eux. Ces blindages sont constitués de trois couches de mu-métal (de 1 mm d'épaisseur) séparées les unes des autres par des cales en bois. L'ensemble de ces trois couches est lui-même recouvert d'une feuille de fer doux qui fait

office de protection, tant magnétique que mécanique. A l'intérieur de ces cylindres de mu-métal, un quatrième cylindre en alliage d'aluminium permet au four de ne pas rouler directement sur les blindages et sert en même temps de support à la bobine de champ.

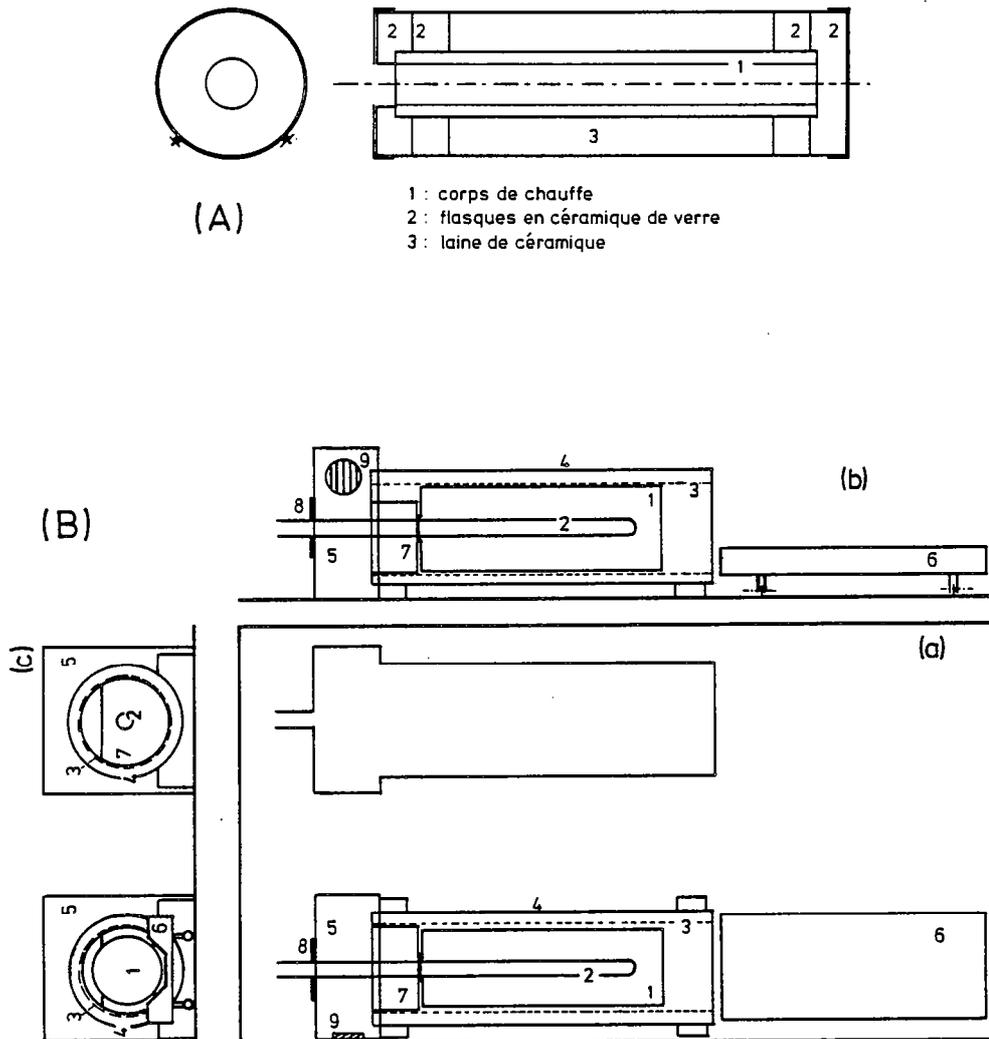


Fig.20 Schéma du nouveau système utilisé pour la recherche de la paléointensité. (A): Schéma du four lui-même. (B): L'ensemble du système; (a): vue en élévation; (b): vue de profil; (c): vue de face. (1): four (voir schéma A); (2): tube de quartz; (3): bobine de champ de laboratoire; (4): blindage en mu-métal (3 couches + 1 de fer doux); (5): chambre de refroidissement; (6): chariot utilisé pour déplacer le four d'un tube à l'autre; (7): cale de bois maintenant le tube de quartz et dans laquelle une ouverture est aménagée dans le haut pour le refroidissement par circulation d'air; (8): seconde cale pour le centrage et l'horizontalité du tube de quartz; (9): ventilateur.

ii Champ de laboratoire

Sur toute la longueur du système (900 mm) la bobine de champ est constituée de spires jointives de fil de cuivre émaillé de diamètre 1 mm. Les deux bobines ont les mêmes caractéristiques physiques et, par application d'une alimentation à courant constant, fournissent une excellente corrélation entre le champ et l'intensité de courant (Fig.21). Le champ au centre de la bobine présente un palier sur un tiers de la longueur de la bobine; la Figure 22 montre la correspondance de ce palier avec la position fixe du tube de silice.

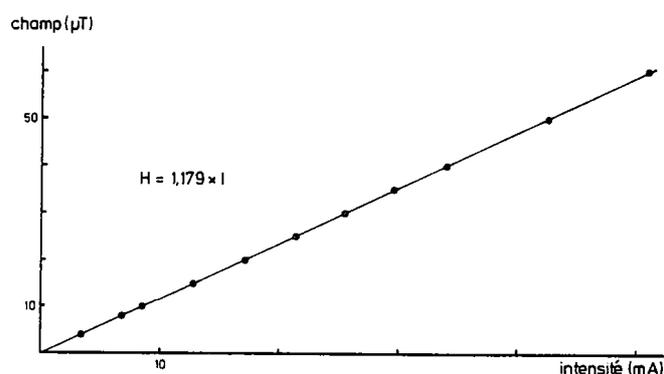


Fig.21 Relation linéaire entre le courant constant appliqué aux bornes de la bobine et le champ créé.

Le champ est créé par une alimentation à courant constant ce qui permet, en branchant les deux bobines en série, d'obtenir la même valeur de champ dans les deux blindages. Il est possible de créer un champ dans l'une des bobines (étape d'acquisition d'ATR) pendant que la deuxième, shuntée, permet l'étape de désaimantation de l'ARN.

Le refroidissement se fait par circulation d'air. Une ouverture a été pratiquée dans la cale de bois maintenant le tube de silice. A l'arrière du blindage une chambre de ventilation a été aménagée de façon à aspirer l'air situé dans ce blindage. Ce système fonctionne et pendant le refroidissement et pendant la chauffe. Pendant la chauffe il évite, par une circulation continue d'air frais autour du four, un réchauffement des feuilles de mu-métal dû aux pertes de chaleur. Les deux tubes de quartz sont reliés à la même pompe primaire (vide inférieur à 10^{-2} Torr) et un système de vannes permet une indépendance de chacun des deux systèmes, (on peut travailler sur les échantillons de l'un des tubes sans détériorer le vide du second).

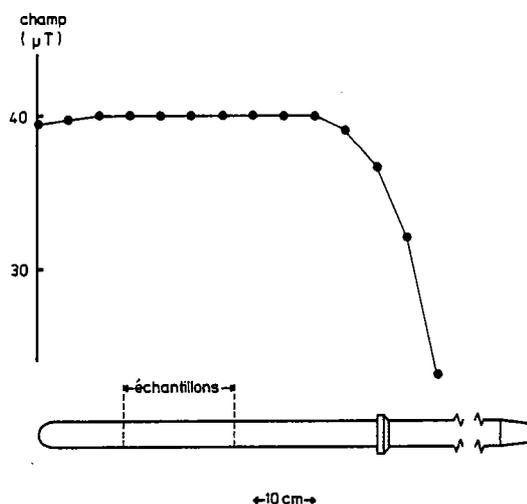


Fig.22 Variation de l'intensité du champ de laboratoire en fonction de la position dans le tube de quartz. Le champ appliqué est de 40 microteslas. La position des échantillons est indiquée sur le tube.

iii Variabilité d'utilisation

Récemment Kono et Tanaka (1984, 1985) ont montré que la méthode originale de Thellier (c'est-à-dire une première étape dans un champ de laboratoire, suivie d'une seconde dans le même champ mais de sens opposé) donnait de meilleurs résultats (sources d'erreurs plus faibles) que la méthode de Thellier modifiée par Coe (1967^a). Levi (1979) a aussi souligné que la loi d'additivité des ATRPs avait beaucoup moins de chance d'être enfreinte avec la méthode originale de Thellier; bien que les écarts notés n'excèdent pas les quelques "pour-cent". Notre système permet la pratique de la méthode originale par simple inversion du courant dans les bobines, le champ étant appliqué pendant les deux chauffes successives de chaque étape de température.

- iv Caractéristiques du système - positionnement des échantillons

Afin d'utiliser le meilleur emplacement pour les échantillons, c'est-à-dire celui où les conditions physiques restent le plus stable possible, nous avons recherché pour chaque élément du système (palier de température, Fig.23; palier de valeur du champ, Fig.22; meilleur champ nul, Fig.24) les zones présentant les meilleures caractéristiques et nous les avons combinées.

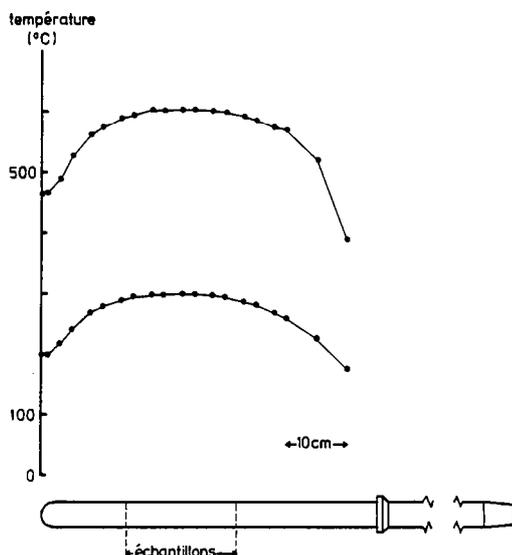


Fig.23 Gradient de température, pour les valeurs de 300 et 600°C, dans le tube de quartz. La position des échantillons est indiquée sur le schéma.

Une étude du champ résiduel montre une anomalie relativement importante apportée par la présence du four (Fig.24). Cet inconvénient est lié à la nature même du four et ne peut être évité. Cependant, étant donné que le four ne demeure autour des échantillons qu'au cours de la chauffe, ce point peut être négligé. Par contre la mise en route du ventilateur de la chambre de refroidissement semble faire baisser la valeur du champ résiduel à la sortie de la partie de chauffe du tube de silice. Cet effet n'est en fait qu'apparent: il s'agit d'une saturation de la sonde, sans doute due à un champ alternatif créé par le ventilateur. Cependant cette perturbation n'atteint pas la zone où sont installés les échantillons.

La zone sélectionnée, ainsi utilisable pour positionner les échantillons dans laquelle un minimum de variation interviendrait, se trouve réduite à une longueur de 18 cm. Nous pouvons alors traiter six échantillons par tube. La variation en intensité de champ est pratiquement nulle. Les variations de température sont de 3% depuis les bords du palier jusqu'à son centre. Le fil de chauffe est alimenté par une régulation à affichage à molettes permettant d'être toujours dans les mêmes conditions pour des chauffes successives à la même température. Afin de s'assurer une fois de plus que les conditions de température sont les mêmes pour différentes étapes de chauffe à la même

valeur, nous avons fixé la durée de chauffe à 90 mn de façon à ce que la température dans le four soit bien à son plateau (généralement atteint en 60 mn) et que les échantillons aient tous atteint cette même valeur. Le temps de refroidissement est fixé à 75 mn: sous vide les échantillons refroidissent plus lentement qu'à l'air libre.

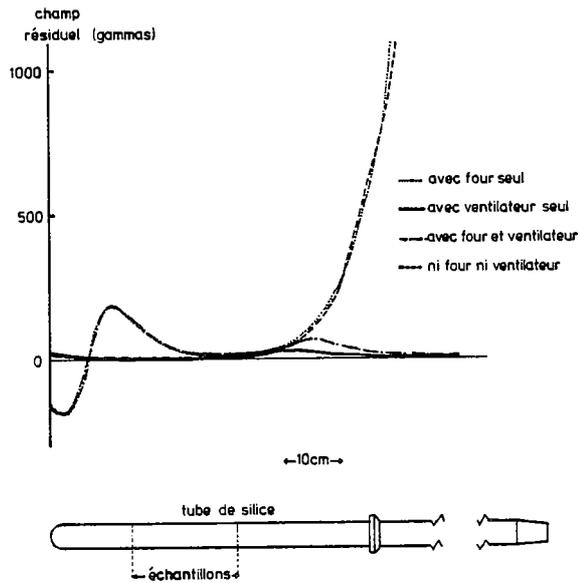
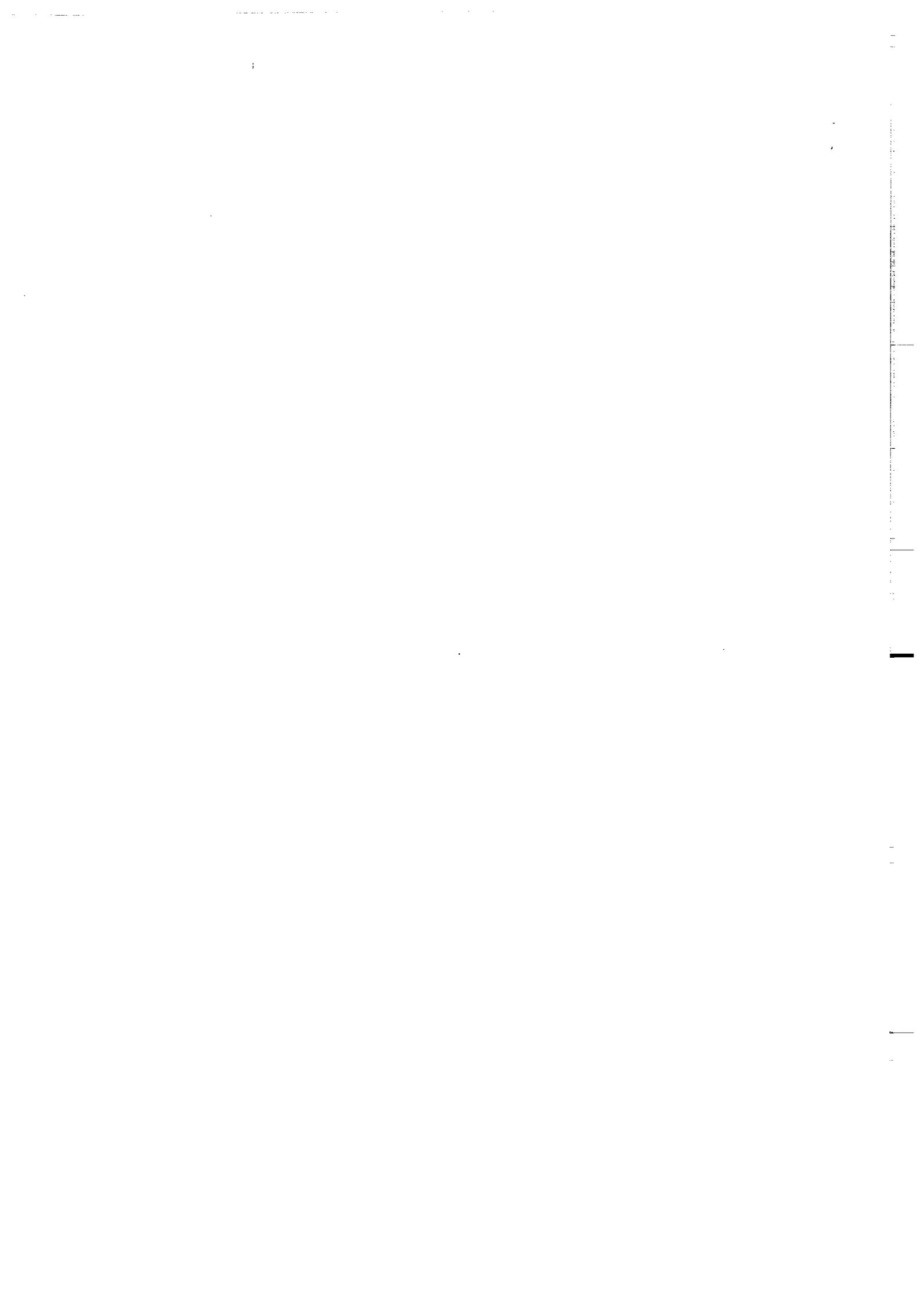


Fig.24 Valeur du champ résiduel dans le tube de quartz dans différentes conditions.

troisième partie

RESULTATS DE
PALEOINTENSITE



TROISIEME PARTIE: RESULTATS DE PALEOINTENSITE

Présentation des résultats de paléointensité

Les résultats obtenus sur les sites les plus récents sont présentés dans un chapitre rédigé en anglais. Cette partie fera l'objet d'une publication en collaboration avec N. Bonhommet et S. Levi (Corvallis, Oregon, USA). Pour cette raison, certains paragraphes reprennent des idées déjà exposées en ce qui concerne la méthode, les critères utilisés. Ces paragraphes sont un peu plus développés que précédemment; notamment pour ce qui concerne les critères de sélection.

Tous les diagrammes ARN-ATR n'apparaissent pas dans les figures du texte; l'annexe II les rassemblent. Ils sont accompagnés des diagrammes orthogonaux de désaimantation correspondants.

I COULEES DE LA PERIODE 12.000-7.000 BP

PALEOINTENSITY OF THE GEOMAGNETIC FIELD FOR THE PERIOD 7,000-12,000 YEARS BP FROM DATED LAVAS OF THE CHAINE DES PUYs, FRANCE .

1 SUMMARY

Paleointensities were determined by the Thellier method for six dated lava flows from the Chaîne des Puys (France), with ages between 7,000 and 12,000 years BP. The three younger flows overlap the archeomagnetic period for Europe, and the older flows permit extension of the record to older times.

A series of laboratory procedures was used to increase the probability for success of the paleointensity experiments by selecting samples with highly oxidized magnetic minerals, minimum secondary overprinting of the NRM and minimum remanence contribution from multidomain particles. Extensive use of PTRM checks was made to assess the quality and increase the confidence in the paleointensity data. We show the importance of obtaining multiple result from each site to achieve a more reliable estimate of the paleointensity. Because of the variability in data quality between samples, each result is weighted in determining the final paleointensity for each lava.

Our data confirm the quasi-sine function of the geomagnetic field intensity over the last 10,000 years for Europe. When compared with world-wide data, the European results permit discrimination of an important part of the non-dipole field for Europe in the period 8,000-10,000 years BP.

2 INTRODUCTION

Paleomagnetic studies of dated, in situ volcanic rocks and archeological materials can provide a complete vector description of the earth's magnetic field (EMF), including its direction and also intensity. Such information is needed for describing geomagnetic variations and ultimately for understanding the origin of the geodynamo.

Thermoremanent magnetization (TRM) is the only remanence that can be used to determine EMF paleointensities, because it can be reproduced in the laboratory and the controlling physical processes are relatively well understood. Generally TRM is acquired parallel to the ambient

field as the magnetic grains reach their blocking temperature while cooling from above their Curie points. TRM intensity is usually linearly proportional to the earth's magnetic field. To be useful for geomagnetism the TRM must be well dated. Until now, considerable data have been obtained for historical and Holocene time, mostly using TRM. These data come from different parts of the world: Europe (Thellier and Thellier, 1959; Kovacheva and Veljovich, 1977; Kovacheva, 1980, 1982; Walton, 1979, 1980; Aitken et al., 1985), Egypt (Games, 1977, 1980; Aitken et al., 1984; Athavale, 1969), USA (Champion, 1980), Japan (Nagata et al., 1963; Kitazawa, 1970). However, to date the bulk of paleointensity data is from Europe. World-wide data compilations (Barton et al., 1979; McElhinny and Senanayake, 1982) have been used to isolate variations of the dipole moment from those of the total field intensity by averaging out nondipole contributions. To do this, the intensities were transformed to virtual dipole moment (either axial -VADM- or not -VDM-, depending on whether or not the inclination was known), and so the nondipole components from different parts of the world were averaged out.

The considerable data from the Holocene period is mostly due to the occurrence of stable TRM in archeological artifacts, such as pottery, tiles, bricks, etc., which acquired their TRM when heated in air at a temperature well above the Curie point of the magnetic minerals, thus recording the EMF direction and intensity. Furthermore, since the original heating was in air, further chemical changes of the magnetic minerals would be minimized during subsequent heatings in the laboratory. Another advantage of archeological materials is that they can be accurately dated.

The world-wide data compilations show a "quasi-sinusoidal" variation of the intensity for the period from the present to 8,000 years before present (YBP), (Barton et al., 1979). Such a feature was very early pointed out by Cox (1968). However, it has been shown that this sinusoidal variation is not a world-wide feature but rather it is biased by the European results; the "sine function" tends to disappear when averages are made for the entire world (McElhinny and Senanayake, 1982).

The archeological materials provide data mainly for the past 8,000 years, with very few results available for earlier time. To determine geomagnetic paleointensity variations prior to 8,000 YBP one needs data from dated material with TRM older than 8,000 YBP. These requirements imply that dated lavas would provide the most suitable source of such data.

3 THE PRESENT STUDY

In this paper we present paleointensity determinations from 6 young lavas of the Chaîne des Puys in central France. The units were

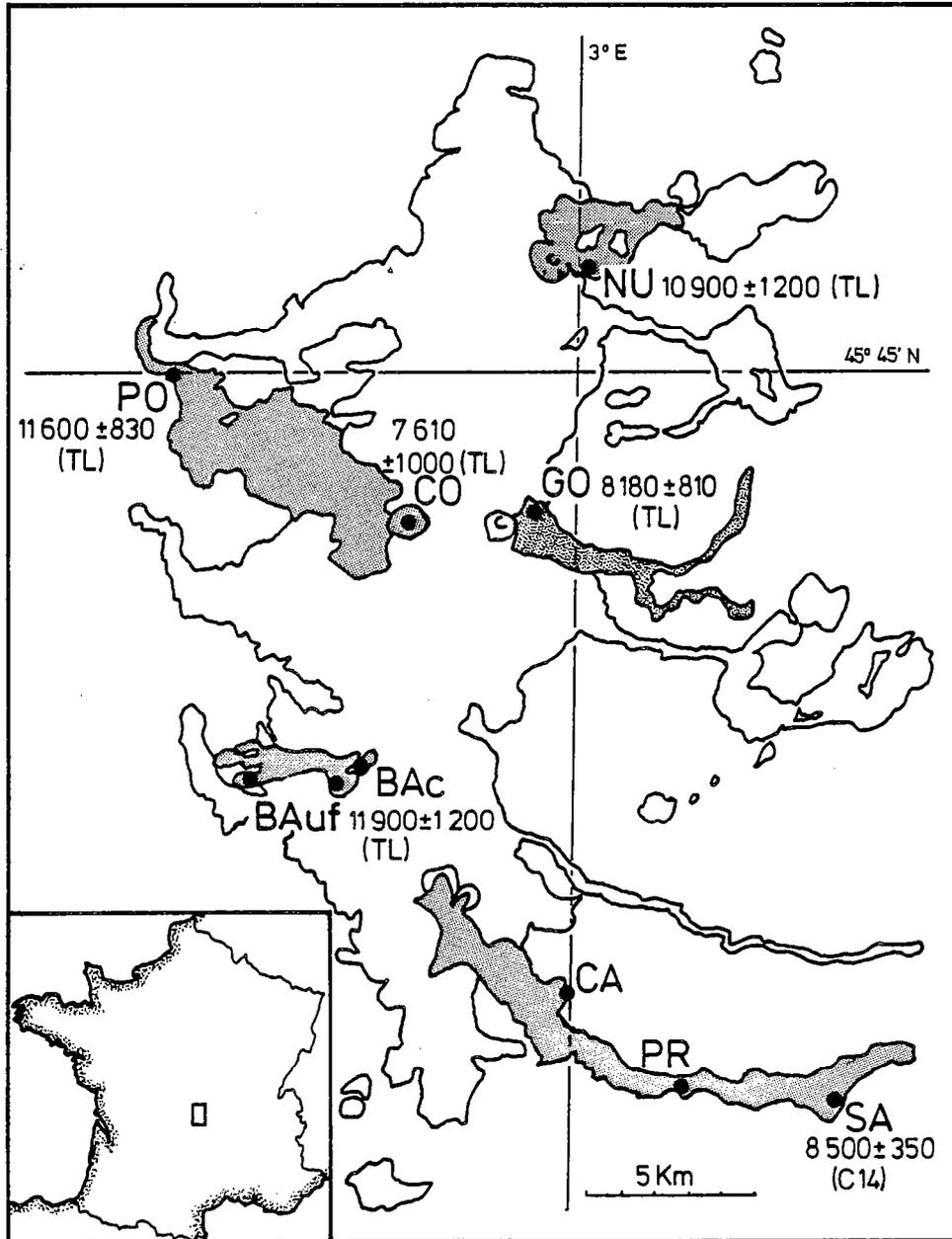


Fig.1: Location map of the Chaîne des Puys, France. The shaded regions indicate the extend of the volcanic units of this study. Black dots refer to sampling sites; the numbers correspond to age estimates and associated uncertainties in years BP; dating method is also shown (TL: thermoluminescence; C14: radiocarbon).

dated by thermoluminescence (TL) performed on feldspars (Guerin, 1983). This method seems to be relatively reliable as shown by the similar dates obtained for the Saint Saturnin flow at two different sites (SA: 8,820 +- 870, CA: 9,150 +- 550 YBP) and that given by radiocarbon analysis of burnt tree (Pelletier et al., 1959) after correction of dendrochronological departure (8,500 +- 350 YBP).

The different flows are shown on Figure 1 with their estimated ages. Three of the units belong to the Holocene time range (younger than 10,000 YBP) and their results will be compared with the previous data from Europe. Consistency between the archeomagnetic data and results from the lavas would (1) provide a test of our method; (2) demonstrate the suitability of volcanic rocks for reliable paleointensity determinations (3) add confidence to TL dating of these flows. The three older lavas will extend the curve of the EMF intensity variations for Europe beyond the Holocene period.

4 METHOD

Paleointensities were obtained by the Thellier method (Thellier and Thellier, 1959) modified by Coe (1967^a, 1967^b). The primary difficulty with paleointensity experiments is that most rocks undergo chemical alteration of their magnetic properties when heated beyond a certain temperature, and then they are no longer suitable for paleointensity determination. The chief advantage of the Thellier procedure is that the double heating temperature steps are increased progressively from room temperature to the maximum blocking temperature. If the partial TRMs (PTRMs) are independent and additive, then each temperature step provides a unique paleointensity determination. This method often enables one to detect the temperature of the onset of significant chemical changes which preclude further use of the specimen for paleointensity studies. Changes of the sample's magnetic properties are frequently indicated by deviations from linearity of the PNM versus PTRM plot, which are often caused by irreversible modification of its PTRM acquisition potential. In our experiments extensive use was made of PTRM checks to assess the sample's continued integrity for paleointensity determinations. The PTRM check consists of repeating the PTRM acquisition at some intermediate temperature, after that temperature had been equaled or exceeded by the double heating Thellier procedure. That is, we determine whether the PTRM acquired between some temperature T_i and room temperature remains the same even after the specimen had been heated to a temperature T superior to T_i . Any difference between the two PTRMs acquired between T_i and room temperature suggests that some mineralogic change had occurred, implying that only the temperature range below T can be used for the paleointensity determination. Because in the Thellier procedure each paleointensity determination is based on at least several temperature steps, and because it enables the detection of mineralogic changes,

Thellier's method appears to be the most reliable for paleointensity determinations of volcanic rocks (see also Coe and Gromme, 1973).

5 MEASUREMENTS AND EXPERIMENTAL PROCEDURE

Khodair and Coe (1975) showed that for basaltic rocks, high temperature alterations of the magnetic properties are minimized during vacuum heatings, yielding more accurate paleointensity results. Therefore, in our experiments samples were heated in a quartz tube evacuated to pressures less than 10^{-2} Torr. Following Levi (1975) the field producing the PTRM was applied during the entire temperature cycle. A coil surrounding the quartz tube produced the laboratory field and was shielded from the Earth's field by three layers of nested mu-metal cylinders. Each heating cycle (for 6 samples per tube) lasted at least one hour and a half, the furnace reaching the desired temperature after half an hour. The cooling time was usually about 75 minutes. All remanences were measured at room temperature with a Schonstedt DSM-1 spinner magnetometer. At each temperature step the first measurement was the partial NRM (PNRM) left after heating and cooling in zero-field. The second measurement was the remanence due to the PNRM left plus the PTRM acquired after heating and cooling in the laboratory field at the same temperature. Vector subtraction gave values of PNRM lost and PTRM acquired.

With increasing temperature steps during the Thellier procedure, the temperature of the PTRM checks was also progressively increased, because it is possible that certain mineralogic changes might not alter minerals with low blocking temperature, while significantly affecting particles with higher blocking temperatures. Although the PTRM check is the best known test for the reliability of paleointensity results, it is important to recognize that a "good" PTRM check is not sufficient to assure a correct paleointensity. Sometimes there can be an evolution in some mineralogical change which is not detectable by the PTRM checks (Prévot et al., 1983). We shall see some examples of such a behavior. (It may be the case if the blocking temperature of the affected grains are higher than the step temperature).

6 SELECTION CRITERIA

The Thellier method is very time consuming, and there are many lavas that are not suitable for paleointensity determination. Such non-suitability is usually expressed by non-ideal behavior in the Thellier experiment, that is, non-linear NRM-TRM curves. To maximize the success of the paleointensity experiments several laboratory procedures were used for selecting specific specimens for the Thellier experiments. Samples were chosen to have NRM with minimum secondary overprinting; to be composed of oxidized iron titanium oxides with high

Curie points and reversible saturation magnetization versus temperature curves; to have stable remanence in predominantly single and pseudo-single domain grains.

Samples for the paleointensity experiments were selected to have NRMs with minimum secondary remanence components, such as viscous remanent magnetization (VRM) and isothermal RM (IRM). These secondary remanences often cause non-linearities in the lower temperature points of the NRM-TRM diagrams. The IRM is usually easy to detect, since such a magnetization, which could be produced by lightning, has generally no preferred direction and so the NRM would lie far from the mean direction of the site and generally the magnetization intensity of such a remanence is higher than the mean intensity of the flow. The primary remanence direction of each site was determined by stepwise alternating field (AF) demagnetization of one specimen from each oriented core from the studied units. The first samples rejected were those with NRM directions far from the stable direction of the site. However, since these are young lavas cooled in a normal, stable polarity field, if the samples are very unstable to the presence of the field after their cooling, the acquired VRM would be quasi parallel to the original TRM and might be undetectable by the analysis of NRM direction. It is therefore necessary to perform a storage test in order to evaluate the viscosity index. Samples from the six flows were oriented in the ambient earth's magnetic field for 10 days, and the viscosity index never exceeded 5% of the total NRM. This means that the studied lavas are relatively free of viscous magnetization, the few percent VRM is of the order of experimental errors, as shown by the direction of this component which is randomly distributed.

For the paleointensity experiments we preferentially selected samples with highly oxidized titanomagnetite minerals, because such samples are less susceptible to further chemical changes during subsequent laboratory heatings. Alteration of the magnetic properties during heatings of the Thellier experiment is probably the most important cause for non-ideal behavior and the major cause for aborted (rejected) paleointensity determinations. These physical/chemical changes become more pronounced at elevated temperatures. Saturation magnetization (J_S) versus temperature (T) was measured in vacuum for each core used for the paleointensity determinations, using an automated Curie balance at the Rennes laboratory. To minimize the effects of alteration of the magnetic properties upon heating, samples for the paleointensity experiments were selected from cores with single Curie points (T_C) and whose J_S -T curves approached reversibility. Single Curie points indicate presence of single titanomagnetite phase, and reversibility suggests minimum changes during the heating cycle. Experience in many laboratories has shown that the best results are obtained for oxidized titanomagnetites with T_C above 500° C. For some sites we found no cores with Curie points approaching 500° C; however, we succeeded in obtaining paleointensity results from samples with

moderate Curie points (T_C between 200 and 300° C) with irreversible bulk J_S -T curves (irreversible after heating to 600° C), provided there existed a limited, lower temperature range with reversible J_S -T behavior. An example of this will be shown later with sample SA 165.

It has been shown that multidomain grain carriers cause non-ideal behavior in the Thellier sense (Levi, 1977), resulting in concave-up curvature of the NRM-TRM points. Hence, for remanence residing in multidomain grains, an intensity determined using only the lower-temperature NRM-TRM points would preferentially lead to an over-estimate of the paleointensity, because the slope of the first points would be steeper. Therefore samples dominated by multidomain remanence should be avoided whenever possible. The lavas of this study have titanomagnetite minerals with varying and sometimes significant titanium contents. For such samples, a low viscosity index (less than 5%), lack of secondary remanence, as well as high remanence stability to AF demagnetization with MDF usually above 25 mT would be the most important indicators that the remanence is controlled by single domain and pseudo-single domain particles. In this study we used these criteria, whenever possible, to reject samples for which a significant fraction of remanence resides in multidomain grains.

7 EXPERIMENTAL CHECKS

During the experiment itself the PTRM checks were used to select the temperature steps for determining the paleointensity. The consistency of the acquired PTRMs is a necessary (but not sufficient) condition to assure that, for blocking temperature at or below the PTRM check, the ideal behavior in the Thellier sense has not been violated.

An additional control of the paleointensity determination was to examine the evolution of the NRM vector during the thermal demagnetization, using mostly orthogonal vector projection diagrams. Only temperatures corresponding to the primary remanence and having a linear demagnetization diagram were used in the paleointensity calculation. Hence, secondary components not detected during the NRM pre-selection were subtracted. This control of the direction of the NRM during paleointensity processing may be particularly important at high temperatures when the original magnetization might become contaminated with chemical remanence (i.e. PTRM transformed into PTCRM), acquired along the direction of the laboratory field. Such behavior does not systematically alter the linearity of the NRM-TRM plot: the NRM-TRM diagram might fit a straight line to points which do not show any change in PTRM acquisition but which do not correspond to a primary remanence. We will show later on examples of such behavior (e.g.: PO226, G085).

8 DATA ANALYSIS

After selection of the temperature steps, the paleointensity was calculated using least-squares fitting of a straight line (York, 1966, 1967) through the chosen NRM-TRM points. The value of the original NRM was always excluded, because of an omnipresent, though small, viscous component. After determining the slope and the paleofield intensity, an associated quality factor, q , was calculated (Coe et al., 1978) to estimate the reliability of each paleointensity determination. This factor depends on the NRM fraction used in the calculation, the number of points, the dispersion of the points from the straight line, and the length of the temperature gaps between the different points.

In this study the quality factor varies considerably between samples, due to differences between sample mineralogies and grain size distributions. Because significant differences in q can occur within the same unit, the mean value of the field intensity for a particular unit (lava flow) was weighted to account for the difference in q . Coe et al. (1978) proposed a method for weighting, which emphasized paleointensity results using a significant NRM fraction even if the straight line is not well defined. Recently Kono and Tanaka (1984, 1985) showed that the use of the least squares fitting of York (1966, 1967), used by Coe et al., is not so well adapted for the paleointensity determination, mainly because the standard deviation of the slope does not take into account the NRM fraction used for paleointensity determination, and they prefer the method of Williamson (1968) which also proposes a weighting means. More recently Prévot et al. (1985) discussed the weighting means used by Coe et al. (1978) and proposed an alternative method which appears to us more suitable, because it does not favor so much the results obtained with a large NRM fraction. The individual results were weighted by $W_i = q_i / (N_i - 2)^{1/2}$.

9 RESULTS

i Puy de Côme crater

The youngest unit studied was the flow in the Puy de Côme volcano crater (CO) dated at 7,610 \pm 1,000 YBP by thermoluminescence (TL) (Guérin, 1983). The flow was sampled at several outcrops around the crater's perimeter. The paleomagnetic directions suggest that some of the outcrops could have been displaced after remanence acquisition, because, in spite of the stable remanence of individual specimens, there is a dispersion of the mean stable directions for several outcrops in the crater (Fig.2). This might have been caused by slumping of the sampled outcrops which line the rim of the crater, whose slopes

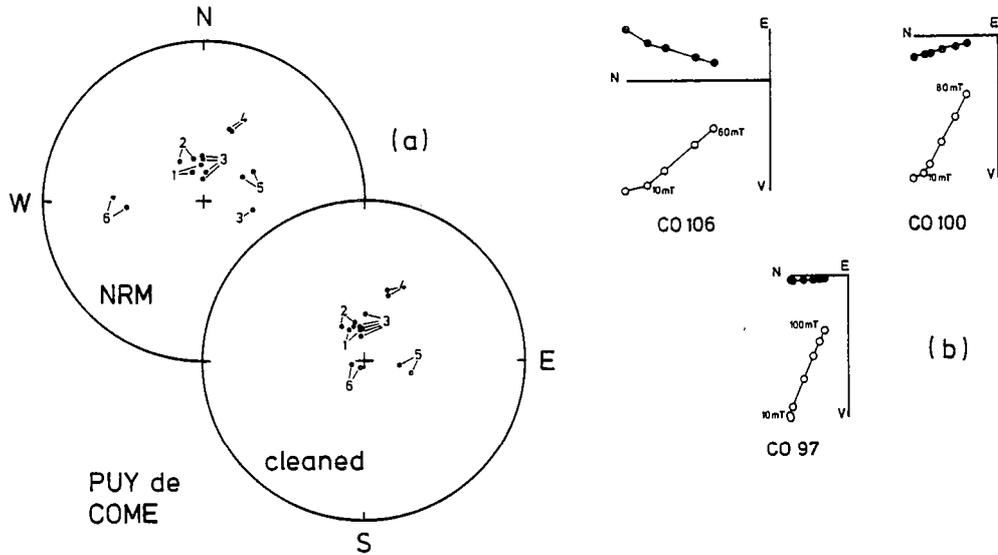


Fig.2: a) Field directions in the Puy de Côme crater. The numbers correspond to the different outcrops. Certain outcrops retain anomalous directions after AF cleaning. Each point represents a specimen from independently oriented cores, all with lower hemisphere directions. b) Orthogonal projection diagrams of typical sample directions during AF demagnetization. Closed symbols: horizontal component; open symbols: projection on a vertical plane. Note, on Fig.2a, that some samples exhibit a secondary component.

Table I: Paleointensity results from the Puy de Côme crater (CO) 7,810 \pm 1,000 YBP. No: sample number; HL: laboratory field intensity; A/V: experiment conducted in open air or in vacuum; n: number of points involved in the slope calculation; T1-T2: temperature range involved in this calculation; b: slope of the straight line; sigma: standard error of the slope; f: NRM fraction involved in the calculation; g: between points gaps factor; q: quality factor (f, g, q are defined by Coe et al., 1978); H: paleointensity; Hm: arithmetical mean for the site plus or minus the standard error; H weighted: paleointensity mean using the weighting method proposed by Prévot et al. (1985), the weight = $q/(N-2)^{1/2}$; VDM (VADM): virtual (axial) dipole moment ($\times 10^{22}$ Am²). All the field values are expressed in microteslas.

No	HL	A/V	n	T1	T2	b	sigma	f	g	q	H
97	40	A	12	200	560	-0.725	0.025	0.746	0.893	19.44	28.99
98	50	A	15	100	550	-0.593	0.016	0.713	0.876	22.84	29.65
103	40	A	12	200	560	-0.606	0.029	0.289	0.889	5.29	24.22
104	40	A	12	200	560	-0.787	0.016	0.638	0.892	28.21	31.48
105	50	A	15	100	550	-0.674	0.020	0.448	0.876	12.95	33.72
108	50	A	4	490	550	-0.678	0.083	0.517	0.666	2.80	33.88

Hm = 30.3 \pm 3.6

H weighted = 30.6

VADM = 4.98

VDM = 4.91

dip about 40° toward its center. We consider the stable remanence of each outcrop to be representative of the same instant.

Six samples were selected for the paleointensity experiments, and the results are listed in Table I. The samples represent three different outcrops from the crater of Côme, and they were treated in two separate experiments (three specimens per experiment), each performed with a different value of the laboratory field (40 and 50 microteslas). The rock was a highly oxidized red scoria. Microscopic observations indicated that the mineral was a highly oxidized titanomagnetite subdivided by ilmenite lamellae with inclusions of rutile rods (Plate 1). This oxidation state corresponds to class 3 or 4 proposed by Ade Hall et al. (1968) and summarized by Johnson (1978). The J_s -T analyses support the microscopic observations showing a magnetic component with a single high Curie point with nearly reversible magnetization curves; such behavior is indicative of high oxidation (Fig.3). Therefore the Thellier procedure was conducted in air at atmospheric pressure. Most of the treated specimens exhibited nearly ideally linear NRM-TRM behavior. The straight lines are well-defined by every temperature step with a total of 12 to 15 points. The PTRM checks do not show any chemical change of the magnetic minerals. (They are represented on the diagrams by arrows joining the double heating step immediately prior to the check and the new PTRM at

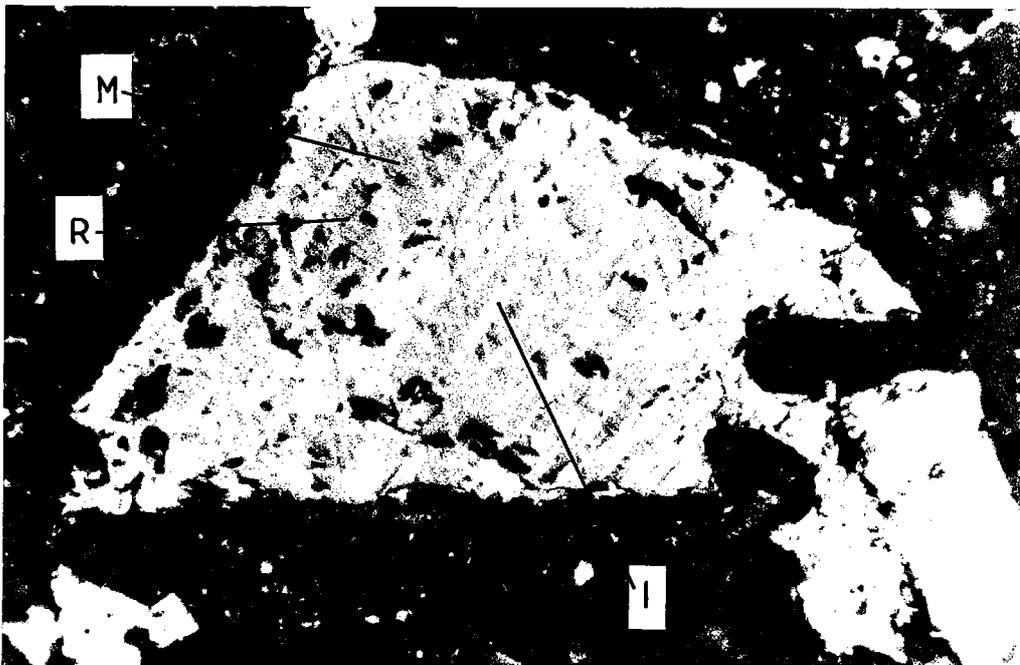


Plate 1: Highly oxidized titanomagnetite from a scoria of the Puy de Côme crater. M: residual magnetite; I: ilmenite lamellae along the (111) planes of the host mineral; R: rutile rods. Oxidation state 3-4. Mineral length: 200 microns.

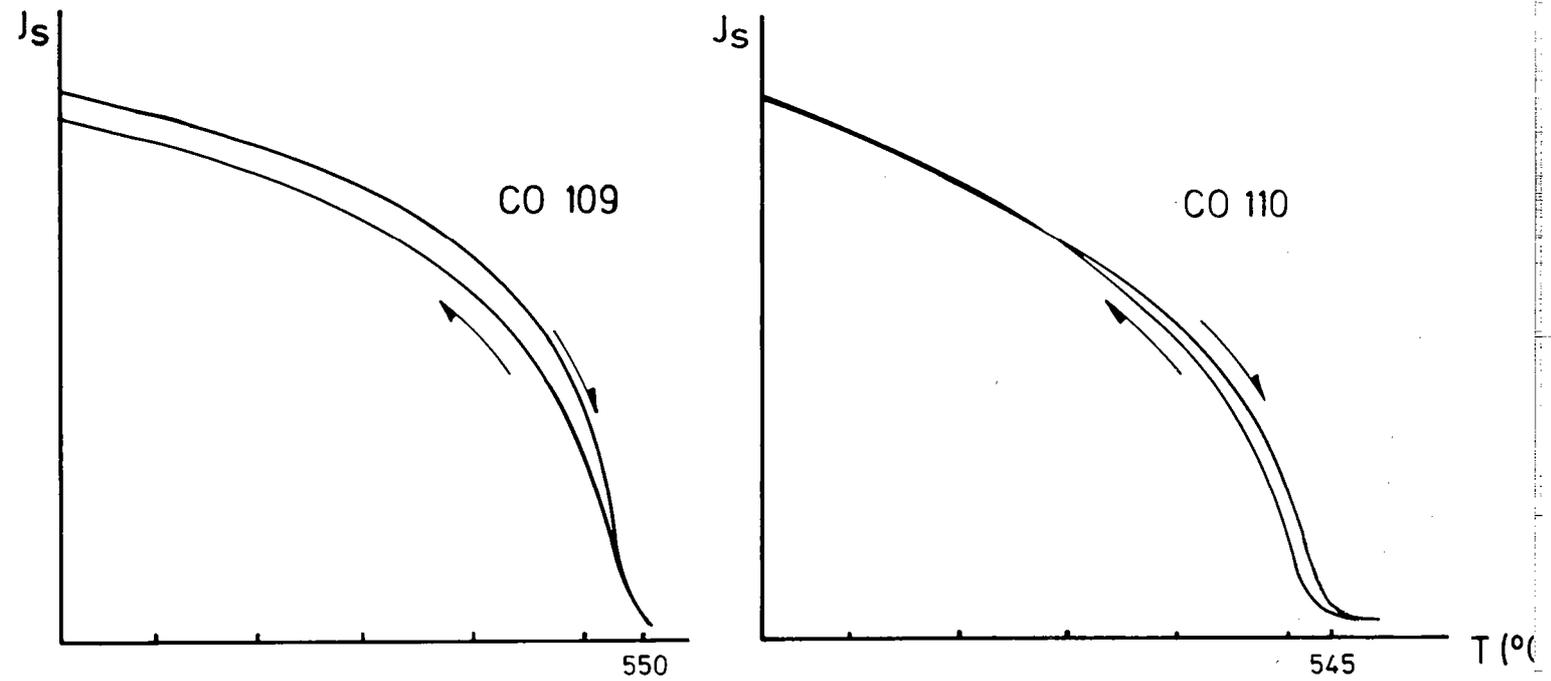


Fig.3: High field saturation magnetization versus temperature curves. Experiments were performed in vacuum. Field intensity was 1.5 kG. The arrows differentiate heating and cooling.

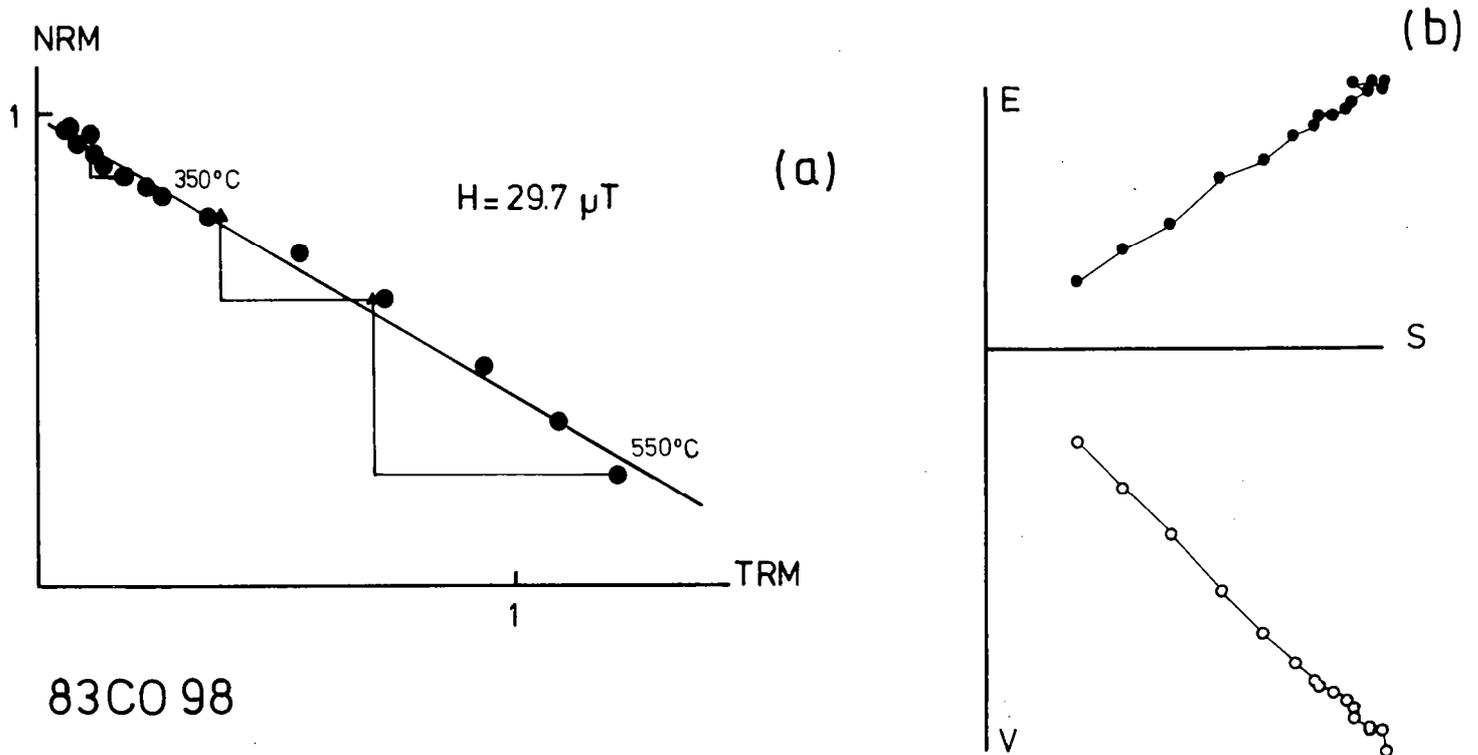


Fig.4: a) Typical example of good NRM-TRM diagram (normalized to the original remanence); the arrows indicate that the PTRM checks remain good up to 550°C, not showing any chemical change. H represents the paleofield intensity. b) orthogonal vector projection of the corresponding thermal demagnetization in sample coordinates. No secondary component appears to exist.

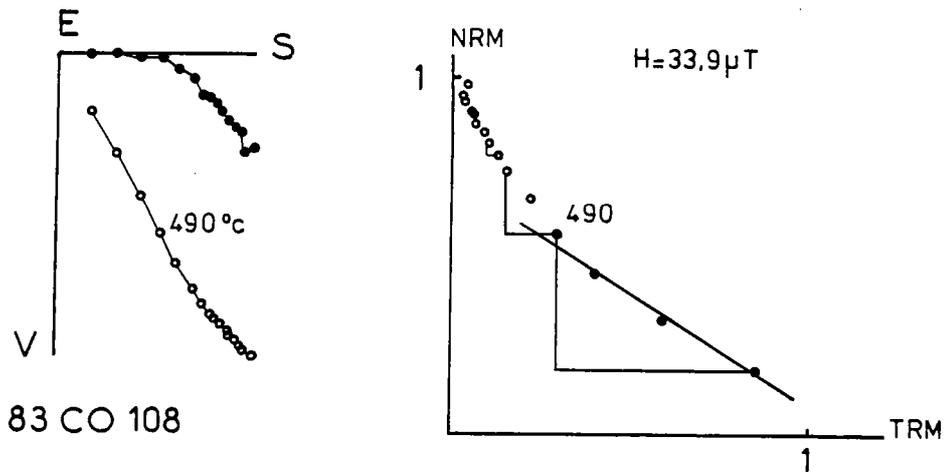


Fig.5: NRM-TRM diagram and associated orthogonal vector projection of the thermal demagnetization in sample coordinates. The secondary component, present in the NRM, introduces a curvature of the NRM-TRM plot. The last four points describe the paleointensity. Successful PTRM checks were observed to the end of the experiment. In the NRM-TRM plot open symbols indicate rejected points and closed symbols are points used for the paleointensity calculation.

lower temperature, which had previously been thermally demagnetized). Alteration of the magnetic properties would cause the arrow to deviate from the original PTRM. The orthogonal vector projections of the thermal demagnetizations of these samples have stable primary remanence. A typical example of such a behavior is presented in Figure 4. Sample CO108 was a worst case example for the selected specimens from Puy de Côme: first, the NRM-TRM diagram is not linear but exhibits a concave up curvature, although, surprisingly the PTRM checks remain very good up to the end of the experiment (Fig.5). Such behavior might be due to the presence of multidomain magnetic carriers (Levi, 1977). However, the highly oxidized and subdivided magnetic grains observed microscopically (Plate 1) and the high median demagnetizing fields (MDF) suggest that the predominant size of magnetic carriers is probably single or pseudo-single domain. The thermal demagnetization diagram of CO108 (Fig.5) shows a secondary remanence superimposed on the original magnetization. This secondary component was not immediately detected in the NRM direction, because this outcrop is one which might have been displaced physically, and the cleaned direction lies far from the direction of the bulk site. This strong secondary component is only removed after 490° C. It may represent a high temperature viscous component or rather partial thermal magnetization. Only the four highest temperature steps correspond to the original remanence, hence we used the linear part formed by the last four points of the NRM-TRM plot to obtain a determination of the paleofield intensity. However, because of the few usable points representing only a small fraction of the NRM, this result is a poorer paleointensity determination than the others for this unit, also reflected by the low

quality factor. This emphasizes the need to conduct paleointensity experiments on units with a well defined remanence direction.

Sample CO103 also has a weak quality factor because of the small demagnetized NRM fraction (30% at 560° C) involved in the calculation. Hematite seems to be responsible for a significant remanence fraction in this sample, and further heatings would be required for a more complete thermal demagnetization.

Distinguishing between the paleointensity data of the three outcrops from which samples were taken (97, 98; 103, 104, 105; 108) one sees that the results are not significantly different. The scatter observed between the three outcrops is similar to the scatter within a single outcrop. The similar paleointensity for the three outcrops of the Puy de Côme unit is consistent with our earlier conjecture that these outcrops recorded the same paleofield (Table II).

Table II: Paleointensity results per outcrop in the Puy de Côme crater. The outcrop numbers are those of Figure 2a; for the other columns see Table I.

	No	N	Hm +- sd	Hw
outcrop 1	97, 98	2	29.32 +- 0.47	29.32
outcrop 3	103 - 105	3	29.81 +- 4.97	31.19
outcrop 5	108	1	33.88	33.88

ii Pariou flow

The second unit is the upper flow of the Puy de Pariou crater (GO), which gave a TL age of 8,180 +- 810 YBP (Guérin, 1983). This is similar to the C¹⁴ date obtained on a non-burnt fossilized pine wood under the flow (Delibrias et al., 1964) which fixes its maximum age at about 9,400 +- 350 YBP, after dendrochronological correction. We sampled a scoria at the top of the flow. Although less oxidized than the scoria of the Puy de Côme, the minerals are sufficiently oxidized to conduct the experiments in air. Six specimens were selected and heated during two distinct experiments with laboratory fields of 40 and 50 microteslas, respectively; the results are listed in Table III. Only five of the six samples selected and treated gave a reliable paleointensity determination. Sample GO85, which was rejected,

Table III: Paleointensity results from the Pariou flow (col des Goules) (GO) 8,180 +/- 810 YBP. Explanations: see Table I.

No	Hl	A/V	n	T1	T2	b	sigma	f	g	q	H
87	40	A	7	200	490	-1.047	0.041	0.563	0.787	11.37	41.89
93	50	A	15	100	550	-0.930	0.021	0.899	0.859	35.00	46.50
94A	50	A	8	330	550	-0.973	0.043	0.850	0.826	15.97	48.63
94B	40	A	8	330	540	-1.096	0.059	0.835	0.814	12.65	43.85
95	50	A	15	100	550	-0.932	0.025	0.907	0.863	28.91	46.59

Hm = 45.5 +/- 2.6

H weighted = 45.9

VADM = 7.47

VDM = 6.94

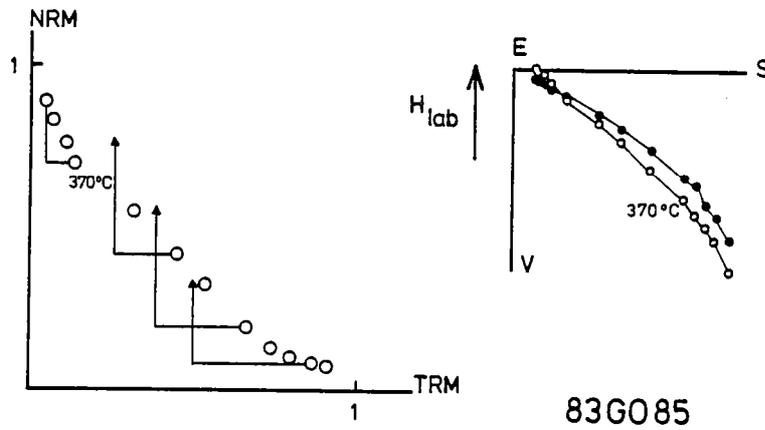


Fig.6: Example of "quite bad" sample which exhibited a secondary component up to 370°C, and at higher temperatures, the vertical component of magnetization (in the sample coordinates) is subjected to a shift towards the applied field, corresponding to the occurrence of a TCRM.

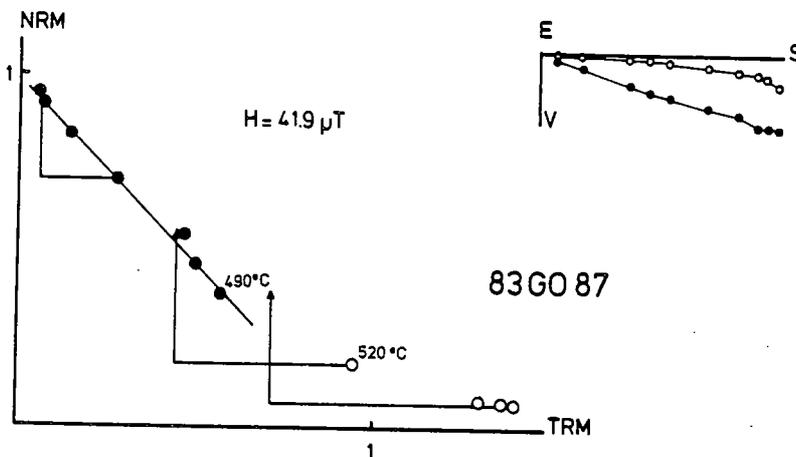


Fig.7: An example showing an apparently satisfactory PTRM check, following the double heating at 520°C, which appears to have been accompanied by an increase in the PTRM acquisition capacity. This change does not appear in the demagnetization diagram.

illustrates the usefulness of examining the direction of magnetization during the experiments. The first four points of the NRM-TRM diagram for GO85 might have been used to obtain a paleointensity value. PTRM checks show that chemical changes of the magnetic minerals occur at higher temperatures (Fig.6). However, the orthogonal projections of the thermal demagnetizations diagram in sample coordinates show that the sample magnetization direction continuously rotates since the beginning of the demagnetization. One is never dealing with the original thermoremanence of the rock, and the first points might represent a VRM. At higher temperatures the declination remains stable, and the inclination moves towards the direction of the applied field: with increasing temperature the sample acquires a progressively more significant TCRM component. So this sample must be rejected. For core GO94 we analyzed two specimens, each possessing a small secondary viscous component. Although this has only a minor influence on the NRM direction, it causes a concave up curvature during the Thellier experiment and leads to an over-estimate of the intensity. Hence, we omitted from the paleointensity calculation the steps below 330° C. For sample GO87 (Fig.7), chemical alteration were indicated by the negative PTRM test at temperatures above 520° C. Interestingly, at 520° C, a positive PTRM check was obtained, although it is evident that this step lies far to the right of the straight line. However, this site provides a quite reliable intensity, 45 microteslas, which is about the same as the present one.

iii Saint Saturnin flow

The Saint Saturnin flow originated from the volcanic system of the volcanoes La Vache-Lassolas. This flow has been dated by TL but ^{14}C dating gives the most reliable age (8,500 \pm 350 YBP). We sampled three sites from this flow, dated by the TL method (Guérin, 1983). Two of the sites belong to the same volcanic unit, and both TL ages are very

Table IV: Paleomagnetic directions of the different sites of the Saint Saturnin flow. D,I: declination, inclination; n: number of samples; k: dispersion parameter of Fisher statistics; alpha 95: 95% confidence limit of directions.

site	D	I	n	k	alpha 95
SA	356.9	54.7	6	642	2.6
PR	0.5	55.8	8	152	4.5
CA	0.8	56.3	4	251	5.8
mean	359.3	55.5	18	245	2.2

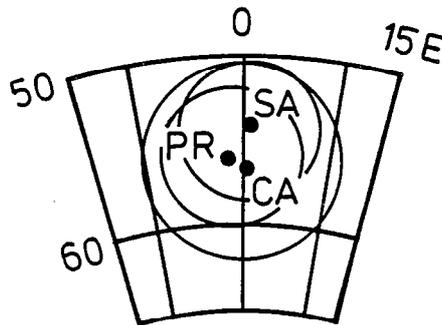


Fig.8: Stereo-plot showing the field direction of the three sites from Saint Saturnin flow with their 95 percent confidence circle.

similar to the C^{14} age (SA: 8,820 \pm 870 YBP; CA: 9,150 \pm 550 YBP), but the third site has a very different TL age (PR: 15,500 \pm 1,700 YBP). Guerin (1983) interpreted the older age of the third site to suggest that it represented an islet of an older flow appearing in a window of the recent flow. Based on our paleomagnetic results, we believe that all three sites belong to the same units, which recorded the same paleomagnetic field. First, the paleomagnetic directions of the three sites are indistinguishable statistically (Table IV, Fig.8). Second, as we shall show below, the same paleointensities were obtained for the three sites, with differences not exceeding experimental errors. Furthermore, the mean paleointensity is not common for the interval 5,000 - 10,000 YBP, but corresponds to a maximum value of the EMF in Europe around 8,000 YBP. Third, the petrography of the rocks at the three sites is similar, and they are tentatively characterized as olivine and pyroxene basalt. However, further petrographic analyses are required to strengthen this conclusion.

On the other hand, the magnetic mineralogy is considerably more varied and complex. For example, site SA exhibits reversible J_S -T curves with very low single Curie temperature (T_C around 200° C), and also irreversible two phase J_S -T curves (Fig.9). The former behavior suggests the presence of stoichiometric magnetic minerals, probably unoxidized titanomagnetites as indicated by the X-ray analysis, and microscopic observations (Plate 2). The two phase type of behavior is

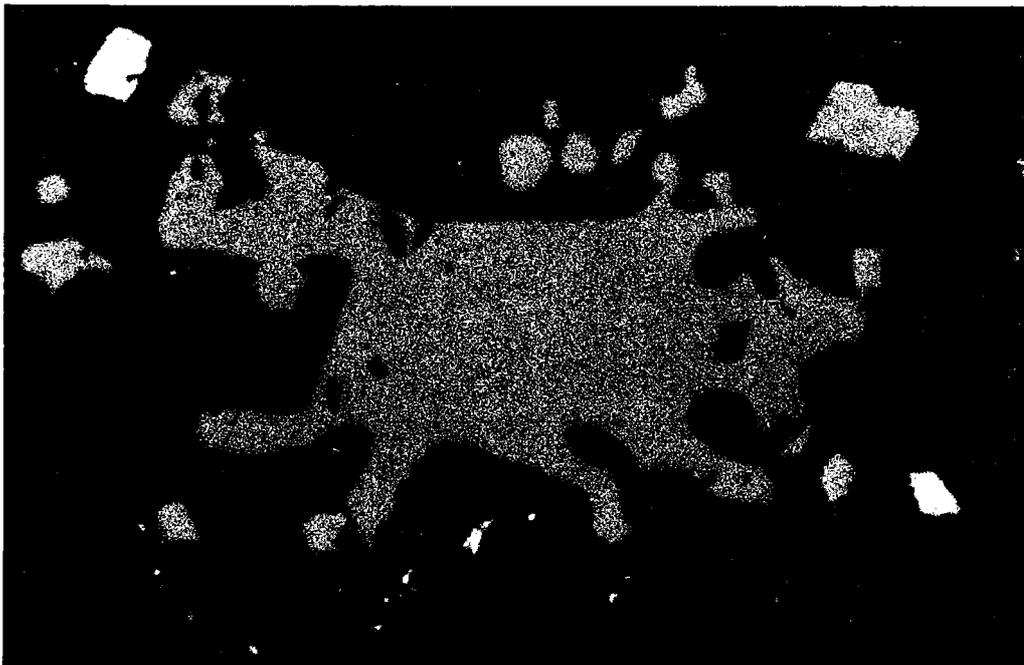


Plate 2: Unaltered stoichiometric titanomagnetite. Mineral length: 190 microns.

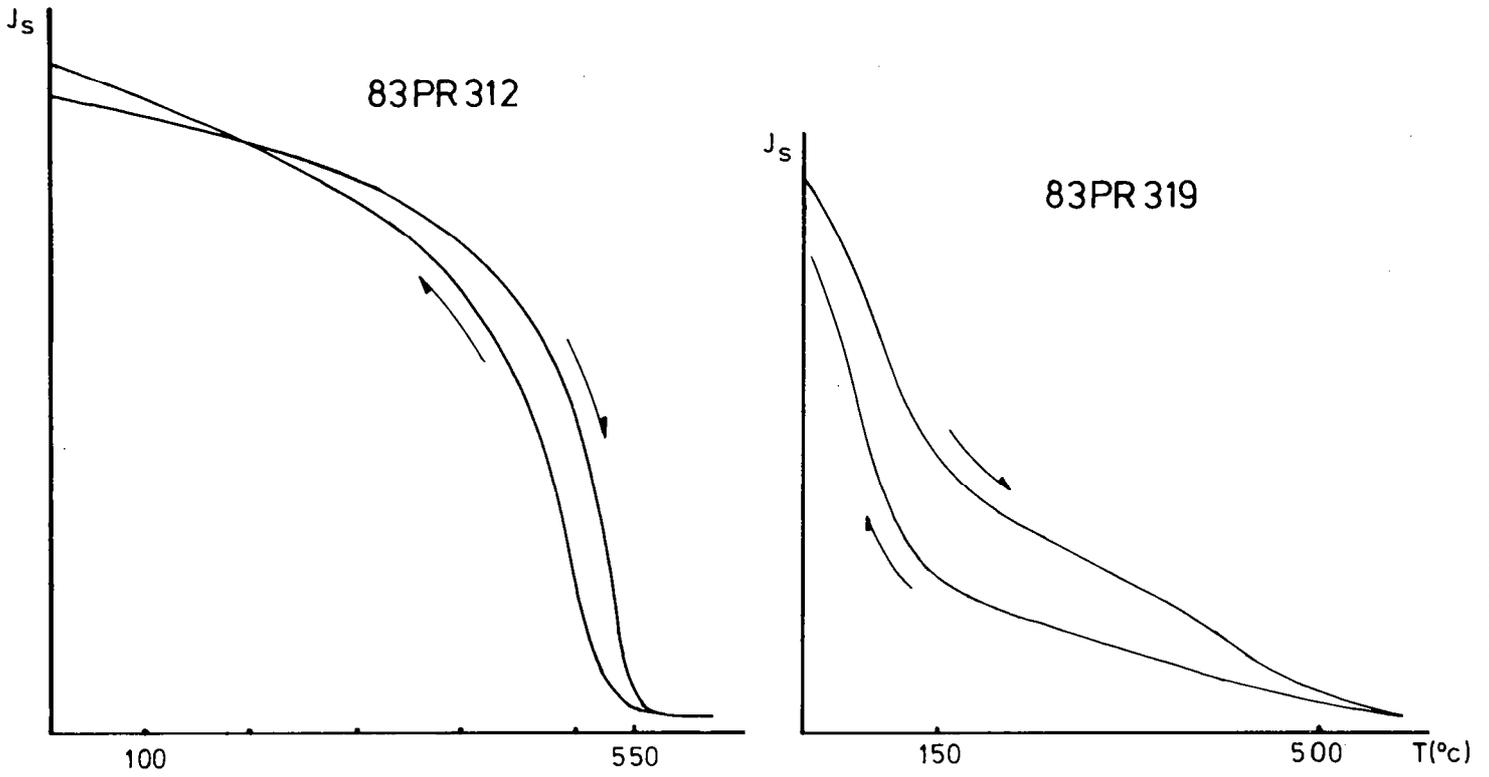


Fig.10: Thermomagnetic behaviors observed for PR site.

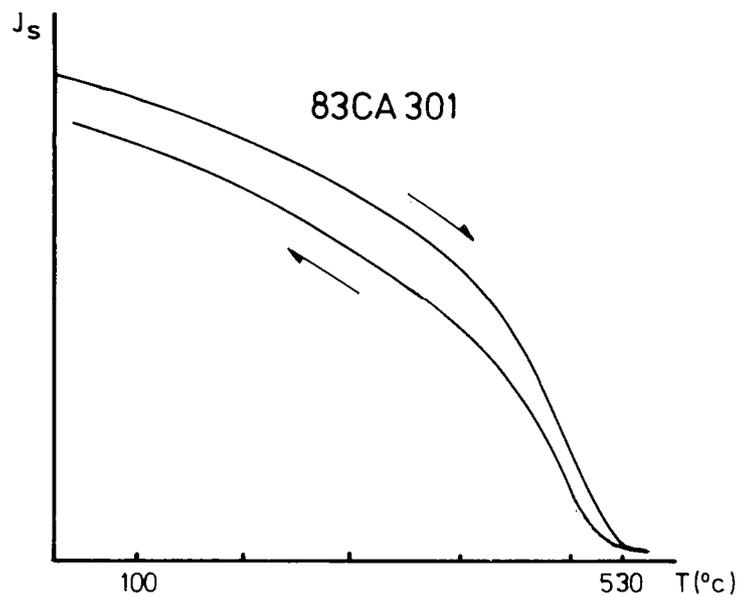


Fig.11: Typical thermomagnetic behavior of samples from CA site.

suggestive of the same mineral as above, which had undergone partial low temperature oxidation to titanomagaemite (Plate 3), which is unstable at higher temperature. At site PR, we observed the two phase type of thermomagnetic behavior, as well as J_s -T curves with single high Curie temperature with T_C around 500°C (Fig.10). The samples from the third site (CA) only present single high Curie points and reversible J_s -T curves (Fig.11). All samples with high Curie temperature also had quite high MDFs above 30 mT, which are often associated with oxidized titanomagnetite (Plate 4). Samples with low Curie points usually also had very low MDF, below 15 mT. Specimens comprising oxidized titanomagnetites with higher Curie points and MDFs would be most suitable for paleointensity determination. However, it was also important to attempt to obtain results from the SA site; paleointensity from this flow would then have been determined from three different sites. The thermomagnetic behavior of all samples from the SA site shows that they contain a stable stoichiometric titanomagnetite with low Curie points. We performed repeated thermomagnetic experiments to progressively higher temperatures to determine the temperature to which a sample can be heated without undergoing significant changes of its magnetic properties. For samples SA165 (Fig.12) it appears that significant changes do not occur before 210°C , it takes place between 210 and 390°C . We attempted

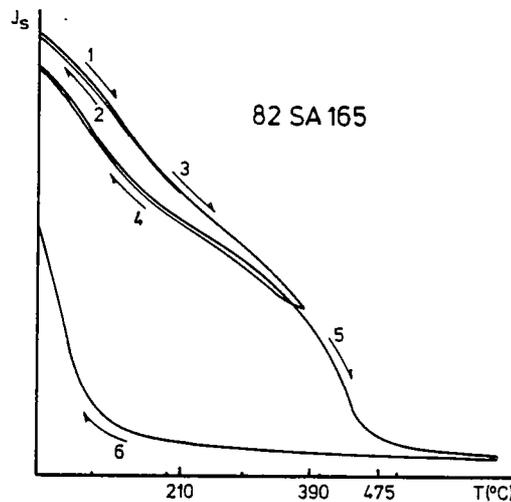


Fig.12: Progressive thermomagnetic experiment for different temperature ranges. No change occurs before 200°C ; a slight change occurs between 200 and 390°C ; this change is achieved for the last cooling. The numbers refer to the sequence of the experiment; odd numbers for heatings, even numbers for coolings.

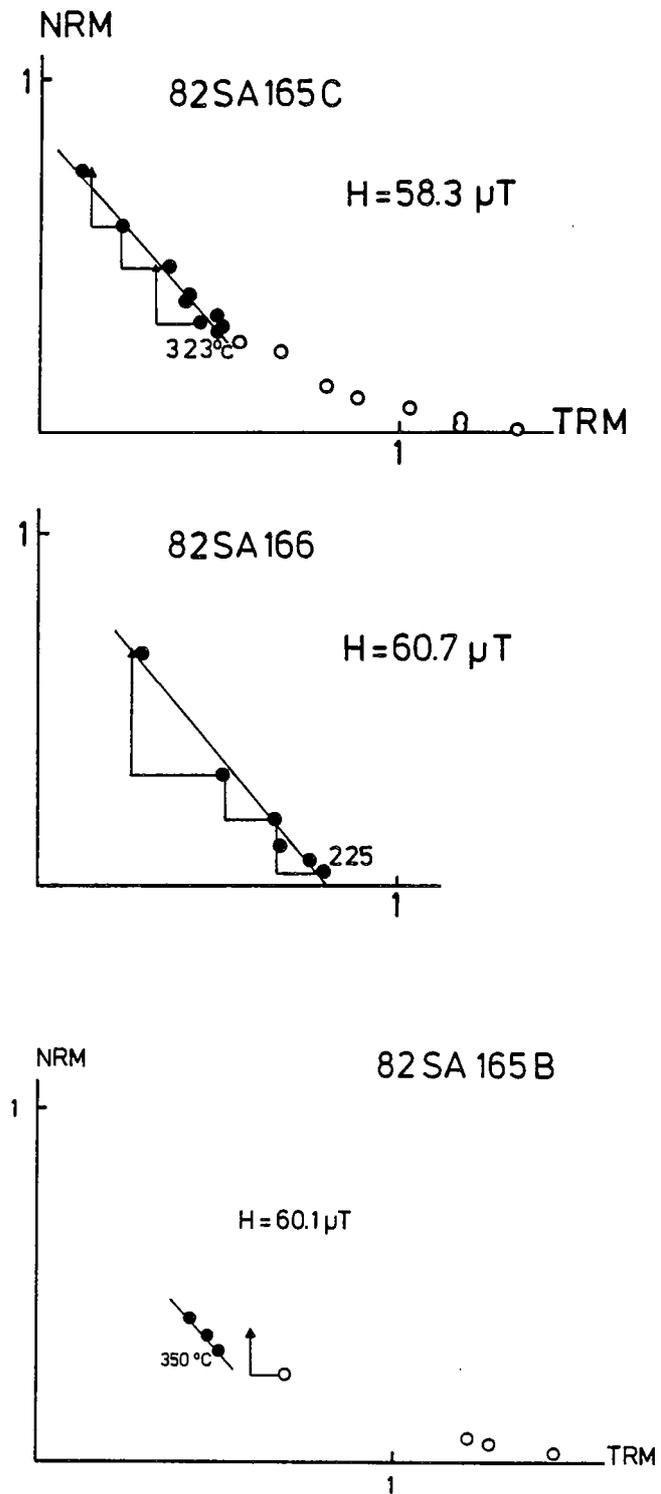


Fig.13: NRM-TRM diagrams from the site SA. Sample SA165 has been treated twice and the specimen SA165B is not rejected, because its sister gives the same value.

paleointensity experiments with these samples using low temperatures. Paleointensity results were obtained from three specimens from site SA (Fig.13). Data from four additional specimens of this site had to be rejected because of non-ideal behavior such as that shown in Figure 14. The results from all three Saint Saturnin sites are assembled in Table V. In general, the quality factor for this flow is rather low. The samples from PR have relatively reversible thermomagnetic curves; however, their magnetic properties are modified at intermediate temperatures for which only a small part of the NRM has been demagnetized, so that the paleointensity determination is based on a small NRM fraction. In addition, one of these samples was overprinted by a secondary remanence component carried by the lower blocking temperature grains (Fig.15). Only site CA provides fairly good results, in spite of minor secondary remanence and chemical changes (Fig.16). Sample CA300 broke during the experiment and did not provide data for temperatures above 490° C. In spite of the marginal paleointensity determinations for individual specimens, the results appear to be consistent with each other (Table V). The values of site PR show a slightly higher paleointensity than the two other sites; however, the observed differences are not significant, because between-site dispersions are comparable to those that occur within sites.

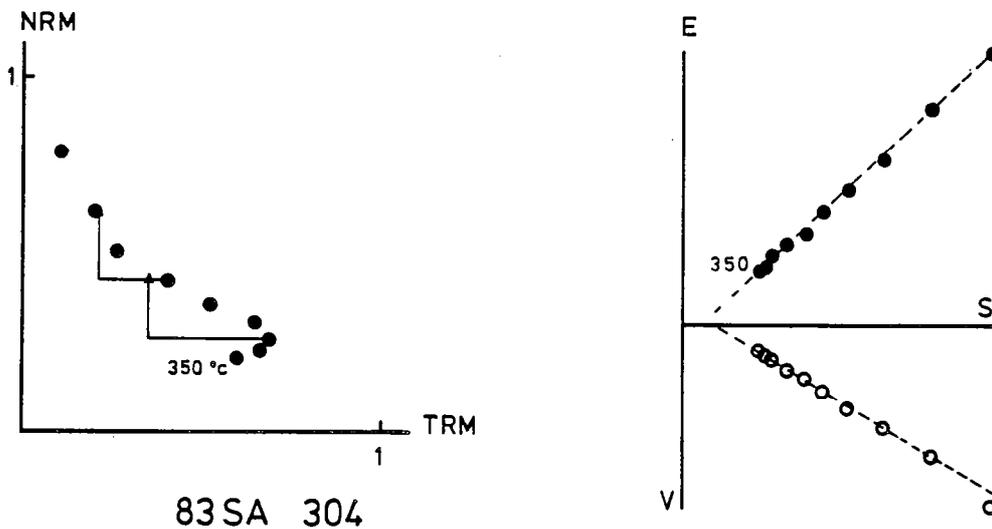
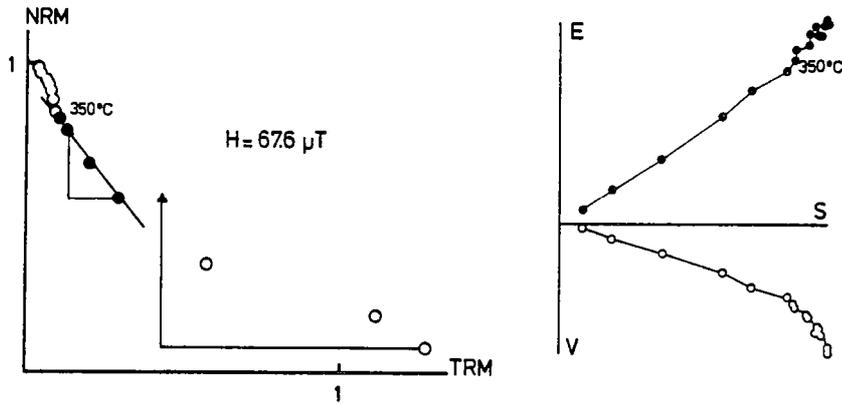
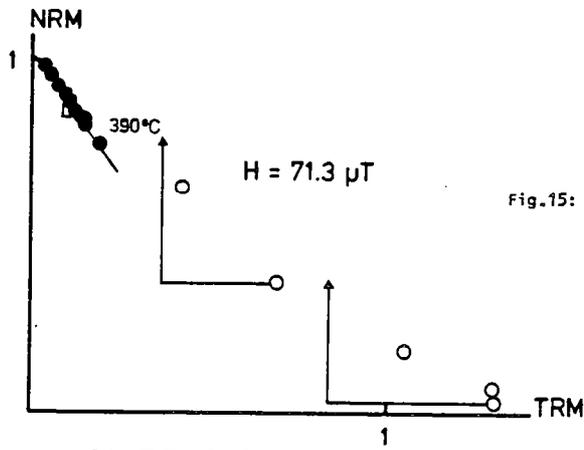


Fig.14: Typical non-ideal behavior, no real straight line appears on the NRM-TRM plot except for the three first points; however, the orthogonal vector projection diagram, although linear, does not show a primary remanence: the vector does not reach the origin.



83PR315



83 PR 312

Fig.15: NRM-TRM diagrams from the site PR.

Table V: Paleointensity results from the Saint Saturnin flow (SA-CA-PR) 8,500 +/- 350 YBP. Explanations: see Table I.

No	HL	A/V	n	T1	T2	b	sigma	f	g	q	H
SA165B	52	V	3	250	350	-1.155	0.203	0.102	0.499	0.29	60.07
165C	50	V	9	103	323	-1.165	0.076	0.535	0.766	6.27	58.26
166	50	V	6	103	225	-1.214	0.090	0.631	0.628	5.36	60.70
CA300	50	V	12	100	490	-1.216	0.044	0.262	0.794	5.74	60.79
301	75	V	8	390	545	-0.829	0.019	0.577	0.775	19.98	62.18
302	75	V	8	200	515	-0.906	0.044	0.367	0.825	6.23	67.93
PR312	50	V	10	100	390	-1.426	0.050	0.211	0.869	5.19	71.27
315	50	V	4	350	490	-1.352	0.059	0.274	0.618	3.9	67.59

$H_m = 63.6 \pm 4.7$

$H_{weighted} = 63.5$

$VADM = 10.34$

$VDM = 11.54$

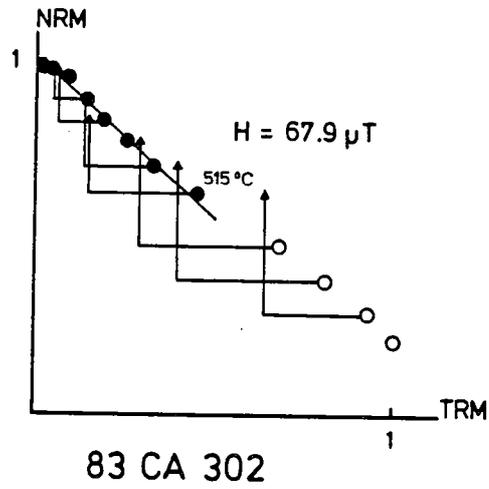
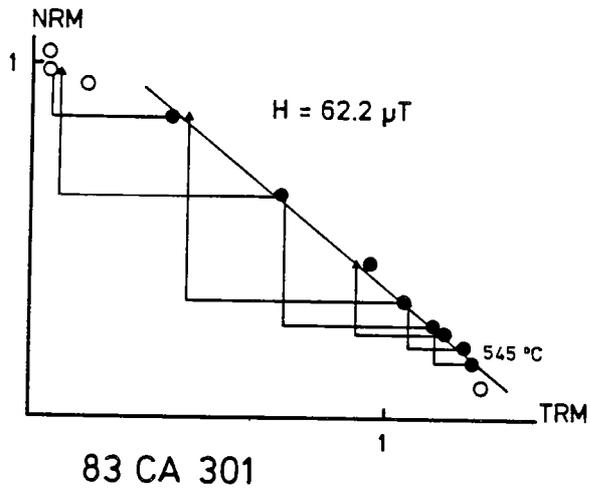
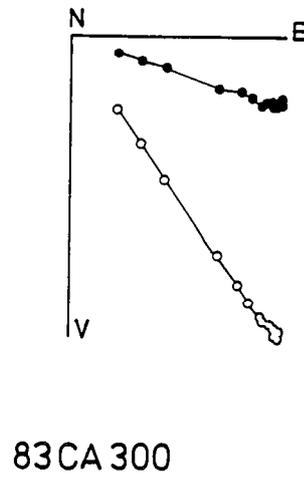
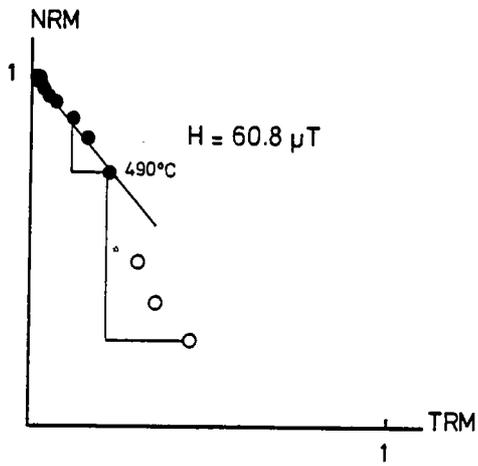


Fig.16: NRM-TRM diagrams from the site CA.

When our results are compared with the European data (Barton et al., 1979; McElhinny and Senanayake, 1982), it is seen that the Saint Saturnin value represents an unusual high intensity which appeared just twice in the period 0-10,000 YBP (at about 2,500 YBP and 9,000 YBP). Although the TL age of site PR is outside this interval (15,500 \pm 1,700 YBP), the results obtained for sites with ages between 10,000 YBP and 40,000 YBP (yet unpublished data) do not show such high intensity. Therefore we conclude that the most likely scenario is that the three sites represent the same volcanic flow dated at about 8,500 YBP. The rather high mean paleointensity obtained for the Saint Saturnin flow (around 64 microteslas) is in good agreement with the result obtained for the same flow by Barbetti and Flude (1979) on baked sediments found at site SA ($n=5$, $H=79 \pm 14$ microteslas). The results from this flow have relatively small standard deviation in spite of the low quality factor values; in addition, the data come from samples with various mineralogies and from separate sites, which provides a strong consistency argument for the correctness of the paleointensity result from the Saint Saturnin flow.

It appears that in order to obtain reliable paleointensity data for stubborn and difficult flows such as the Saint Saturnin, it is necessary to run many samples and to obtain several individual results which will yield a reliable estimate of the paleofield intensity. For this flow, twelve samples were treated, and only eight gave results.

iv Nugère flow

In addition to the three sites whose ages are in the Holocene period, we also studied three units just older than 10,000 YBP. The first is a vesicular andesite flow from the volcano La Nugère (NU), whose TL age is 10,900 \pm 1,200 YBP. The magnetic minerals show signs of relatively high temperature oxidation having titanomagnetite grains with ilmenite lamellae (oxidation state 3). We chose samples with high Curie temperature (T_c above 500°C), but it was difficult to find samples with reversible J_s -T curves. Indeed, in two distinct

Table VI: Paleointensity results from the Nugère flow (NU) 10,900 \pm 1,200 YBP. Explanations: see Table I.

No	HL	A/V	n	T1	T2	b	sigma	f	g	q	H
128C	40	v	10	200	540	-0.924	0.020	0.775	0.803	28.98	36.95
128B	75	v	12	200	555	-0.464	0.009	0.841	0.865	36.22	34.78
134C	40	v	11	200	550	-0.864	0.020	0.911	0.858	33.85	34.56
134A	75	v	12	200	555	-0.438	0.011	0.802	0.882	27.23	32.88

$H_m = 35.0 \pm 1.3$

$H_{\text{weighted}} = 34.9$

$VADM = 5.69$

$VDM = 5.52$

paleointensity experiments, using selected specimens, those with irreversible J_S - T curves did not provide successful results, either because of thermal changes upon heating or due to non-ideal multidomain grain behavior (Levi, 1977) (Fig.17). Specimens from only two cores

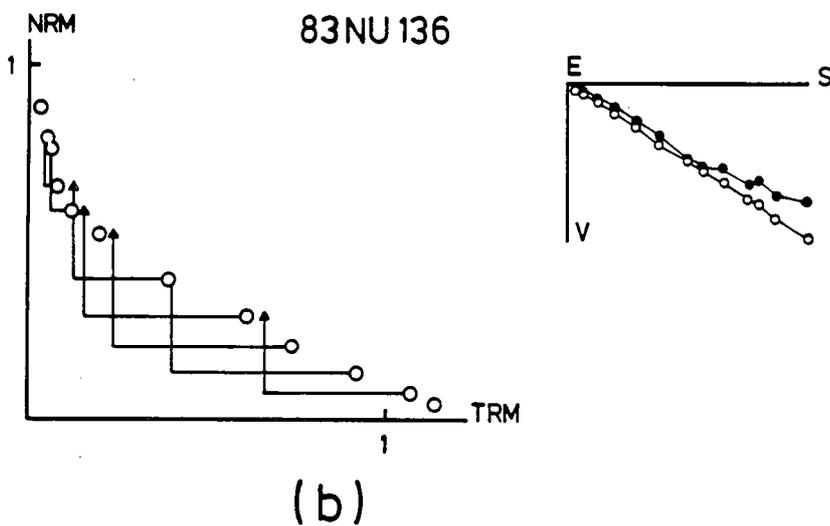
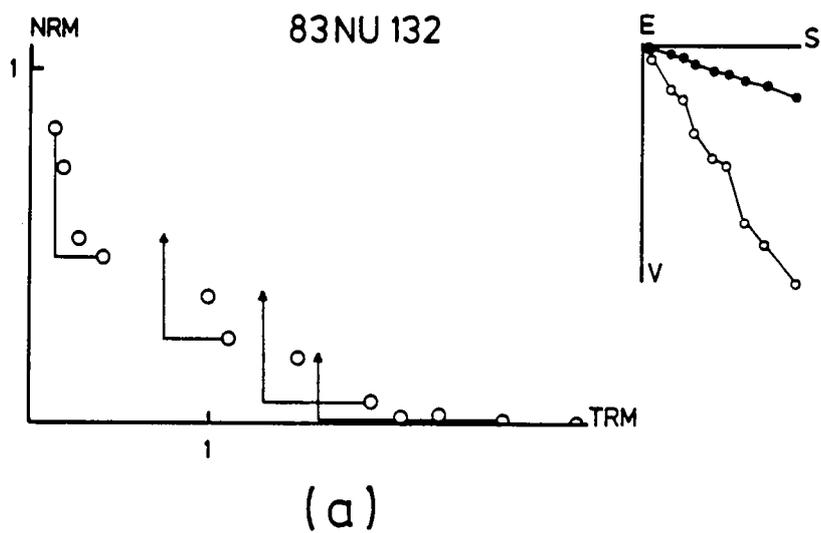


Fig.17: (a) Non-ideal NRM-TRM behaviors due to chemical change noted by negative PTRM checks, or due to multidomain grain carriers. (b): The PTRM checks remain good throughout the experiment.

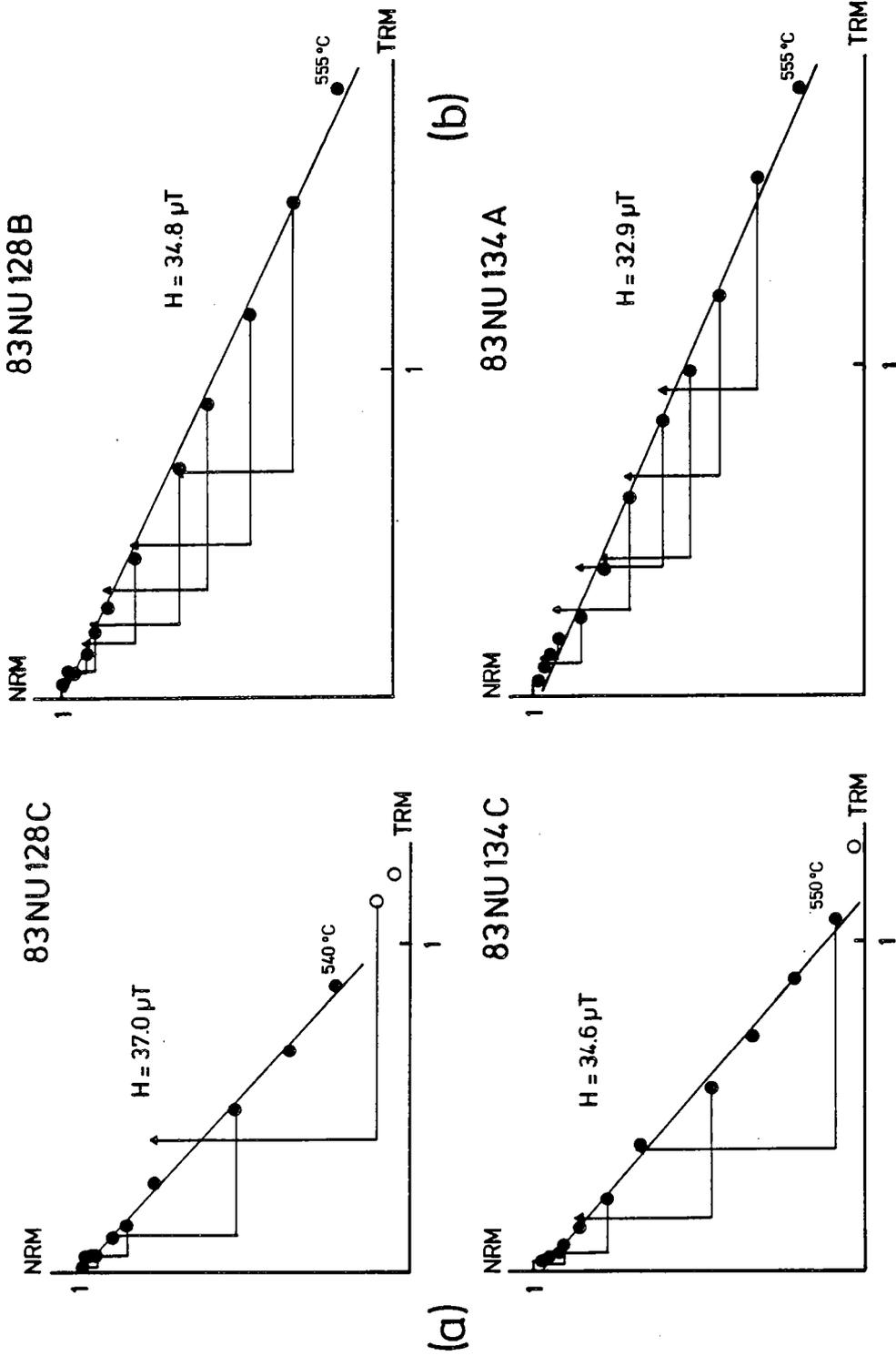


Fig.18: NRM-TRM diagrams from the site NU. Two samples have been treated twice in quite different laboratory fields: a) 40 microteslas; b) 75 microteslas.

showed ideal Thellier behavior, so we treated a second specimen from each of these two cores, using quite different laboratory fields (40 and 75 microteslas). The four specimens gave consistent paleointensity values (Fig.18, Table VI), and because of the divergent applied laboratory fields the specimens were treated independently in calculating the mean paleointensity of 35.0 ± 1.3 microteslas. Previously, this flow was studied by Thellier and Thellier (1959) who determined a paleointensity value of 33.5 ± 9.6 microteslas (with 6 specimens), which is very similar to the result of the present study.

v Pontgibaud flow .

The second pre-Holocene site is a vesicular basaltic flow from the Puy de Côme volcano, sampled at Pontgibaud (PO), whose TL date is $11,600 \pm 830$ YBP. The magnetic minerals are oxidized titanomagnetites

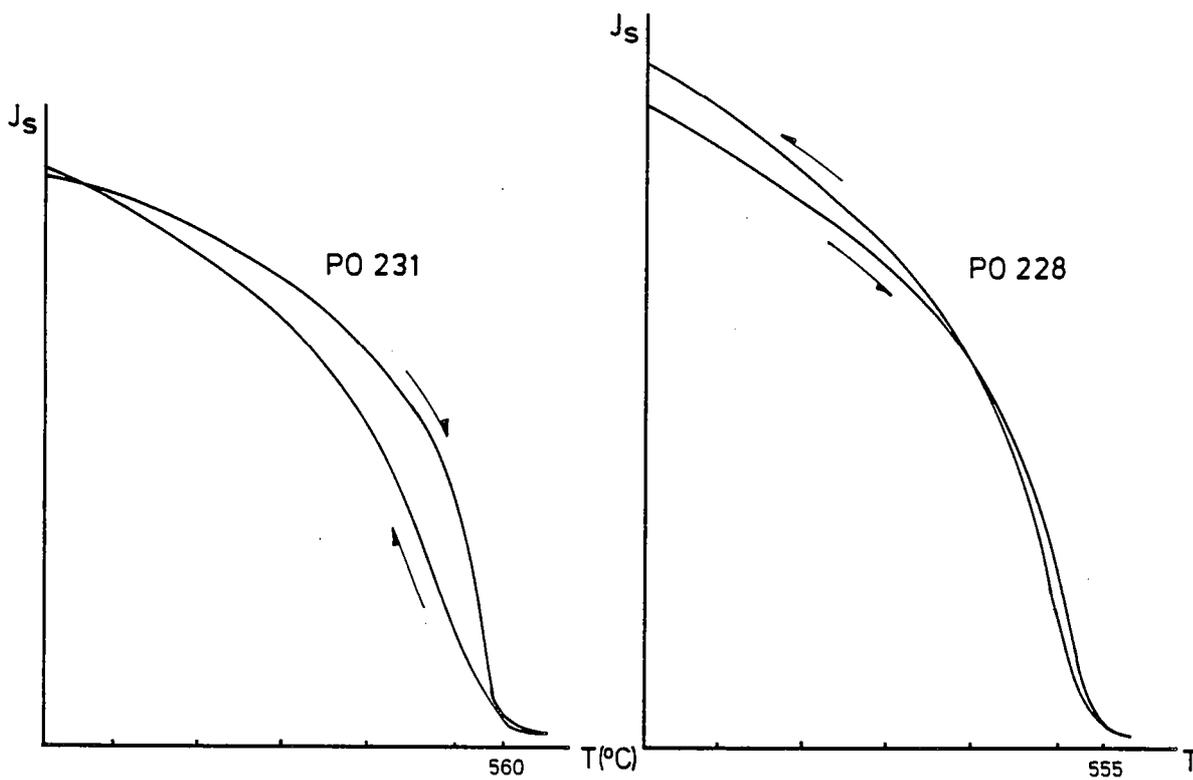


Fig.19: J_s - T curves from PO samples showing high Curie temperatures and reversible behavior: this denotes the presence of oxidized titanomagnetite.

with high Curie points above 540° C and frequently nearly reversible J_s -T curves (Fig.19). Only samples with reversible J_s -T curves and high MDF were selected for the paleointensity experiments. Sample PO225 does not yield a reliable paleointensity, because secondary CRM seems to be introduced at all temperatures (Fig.20). CRM also affects sample PO226 above 490° C as noted by the demagnetization diagram; however, by considering only the NRM-TRM plot, chemical change would only be

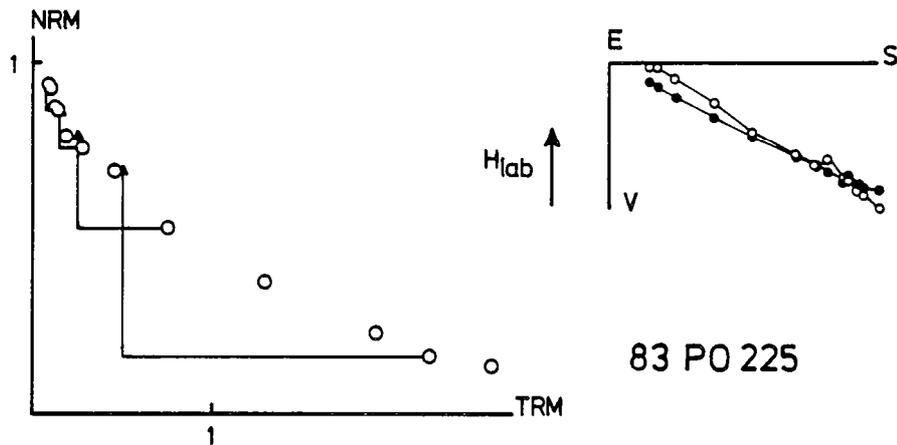


Fig.20: Failed NRM-TRM diagram because of a CRM involving the whole temperature spectrum. The demagnetization orthogonal vector projection diagram shows that the vertical component of magnetization is shifted towards laboratory field.

Table VII: Paleointensity results from the Pontgibaud flow (P0) 11,600 +/- 830 YBP. *: previous determinations from another outcrop of the flow, not included in the mean calculation. Other explanations: see Table I.

No	Hl	A/V	n	T1	T2	b	sigma	f	g	q	H
226	40	V	7	200	490	-0.810	0.058	0.431	0.806	4.90	32.41
227	50	V	5	240	490	-0.641	0.020	0.318	0.683	7.15	32.06
228	50	V	8	240	550	-0.644	0.013	0.728	0.781	28.26	32.17
229	40	V	8	200	520	-0.756	0.040	0.331	0.772	4.84	30.24
231	50	V	5	240	490	-0.735	0.021	0.466	0.729	12.17	36.73
Hm = 32.7 +/- 2.4			H weighted = 33.2			VADM = 5.34		VDM = 5.64			
204*	20	V	9	250	540	-1.344	0.072	0.678	0.819	10.42	26.88
206*	20	V	8	250	530	-1.501	0.106	0.060	0.825	7.03	30.02

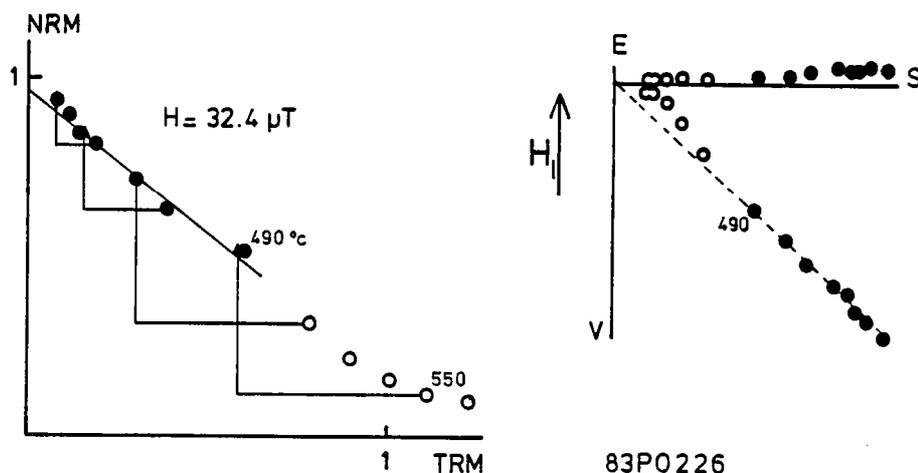


Fig.21: Example of a CRM affecting a sample without introducing change in NRM-TRM plot. The change is only visible on demagnetization diagram.

observed above 550° C, because the straight NRM-TRM line and successful PTRM check persisted to this temperature step (Fig.21). The occurrence of linear (ideal) NRM-TRM plots in the presence of chemical changes of the magnetic properties, observed by thermal demagnetization, has been previously observed (e.g., Prévot et al., 1983), and it reinforces the importance of scrutinizing NRM-TRM data, PTRM checks, as well as thermal demagnetization results for selecting temperature steps for the paleointensity determinations. Except for specimen PO228, all samples undergo chemical change(s) around 500° C, which can be recognized sometimes as a distinct high temperature CRM (e.g., PO229). However, the lower temperature range yielded consistent data for paleointensity determinations. The data for the Pontgibaud flow are listed in Table VII which also includes two previous determinations from a different site of this flow (noted with a star). The data are consistent and the weighted mean paleointensity is 33.2 microteslas.

vi Barme

The last unit of this study constituted the Puys de Barme craters (BAC) and the upper flow of this volcano system (BAuf) (Fig.22). The paleomagnetic directions of these two sites are indistinguishable (Bonhommet, 1972), and it had been assumed that they recorded the same paleomagnetic field. However, our results suggest that the craters and the upper flow might have recorded two separate instants of the EMF history. Only one TL date was performed on a sample from the upper flow

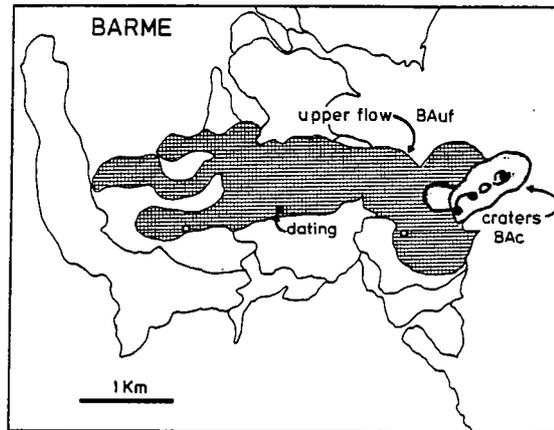


Fig.22: Location of the studied sites of Barme formation. The full dots represent sites from the crater system; the open circles are sites on the upper flow; the square denotes the location of the dated sample (on the upper flow).

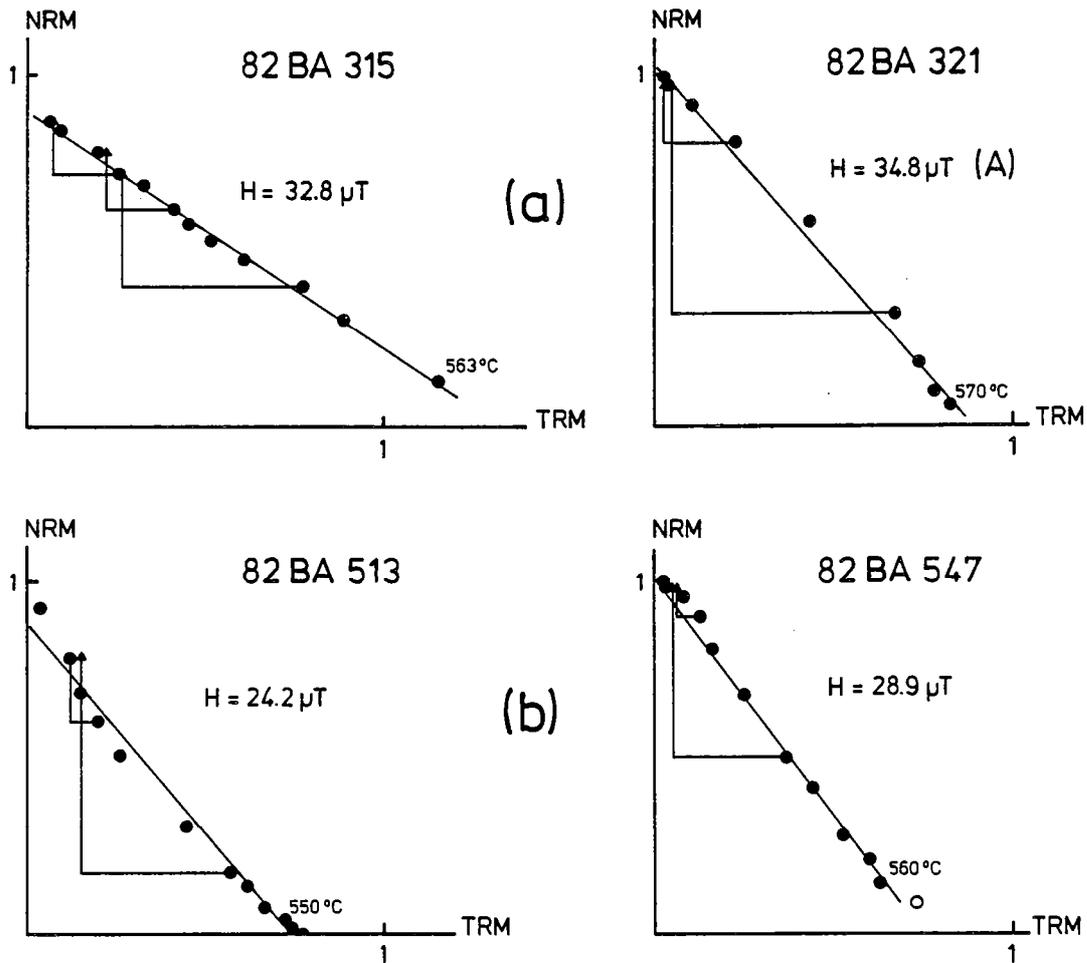


Fig.23: NRM-TRM diagrams from Barme system: a) craters; b) upper flow. A: experiment in air.

and it gives an age of 11,900 \pm 1,200 YBP. We sampled red scoria at the craters site and dark scoria from the upper flow, and both sites are highly oxidized. For samples from the craters, two paleointensity determinations were done in air and two in vacuum. The results are shown in Table VIII: BAc, and the paleointensities obtained in air are somewhat higher than those in vacuum. However, the differences remain well within the scatter of some individual sites. This observation could result from oxidation of the magnetic minerals heated in air, shown by slight concave down curvature of the NRM-TRM diagram (Fig.23: A). However, such oxidation was not supported by PTRM checks. At present the small differences between the paleointensity determinations in air and in vacuum cannot be considered significant. Examining the results of both Barne sites (BAc and BAuf) together, the observed dispersion is not high. But the consistency within each site is sufficiently high to consider the two means as different. This difference might be supported by the fact that the intensity from the site PO, whose TL age is slightly younger than the upper flow of Barne, has a paleointensity value very similar to that of the Barne craters. Hence, it is possible that the crater site is somewhat younger than the flow and recorded a different paleomagnetic field intensity.

Table VIII: Paleointensity from Barne crater (BAc) and upper flow (BAuf). Explanations: see Table I.

BARNE CRATER (BAc)

No	HL	A/V	n	T1	T2	b	sigma	f	g	q	H
314	30	A	8	200	550	-1.150	0.027	0.938	0.381	15.50	34.49
315	50	V	12	250	563	-0.656	0.012	0.821	0.877	40.12	32.82
321	30	A	9	200	570	-1.160	0.040	0.893	0.816	21.26	34.80
326	50	V	8	250	550	-0.497	0.024	0.455	0.650	6.23	25.85

Hm = 32.0 \pm 4.2

H weighted = 33.3

VADM = 5.42

VDM = 6.53

BARNE UPPER FLOW (BAuf) 11,900 \pm 1,200 YBP

No	HL	A/V	n	T1	T2	b	sigma	f	g	q	H
511B	30	V	6	250	570	-0.694	0.031	0.968	0.590	12.64	20.83
511C	30	V	6	250	570	-0.675	0.047	1.000	0.594	8.46	20.25
513	20	V	12	250	570	-1.210	0.052	1.032	0.868	21.01	24.19
547	20	V	11	250	560	-1.445	0.029	0.817	0.867	35.79	28.90

Hm = 23.5 \pm 4.0

H weighted = 24.8

VADM = 4.04

VDM = 4.86

10 DISCUSSION

i Paleointensity determinations

It is apparent from our results and the associated quality factors that the reliability of the paleointensity determinations varies considerably between, and even within individual units; the dispersion of these values could be significant if any secondary component or any mineralogical change occurs. The best rock type for paleointensity determination seems to be highly oxidized scoria. Even when heated in air, it usually provides reliable results. Among basaltic rocks, the vesicular units are often good candidates for paleointensity studies, especially if their magnetic minerals are highly oxidized. This would minimize chemical changes during subsequent laboratory heatings. Such samples are most likely to satisfy the selection criteria discussed earlier; that is, high Curie temperature, reversible J_s -T curve, high MDF. However, when dealing with units such as the massive Saint Saturnin flow, where these criteria are not satisfied, we have shown that it is possible to obtain results by using more complete information about the thermomagnetic behavior. However the quality of such data is usually low, and a relatively high number of samples has to be rejected. The quality factors have to be compared mostly within a single unit; that is, for the same kind of rock.

Within each unit, as the quality factor varies, it is necessary to take the differences of quality into account in the calculation of the mean paleointensity. Each intensity determination has to be weighted as function of its quality. In Table IX, the results from each volcanic unit are reported; the arithmetic mean is listed with the associated standard deviation in order to point out the importance of the intra-site dispersion, together with the weighted mean, the best estimate of the paleofield intensity.

Table IX: Paleointensity mean results from all volcanic units. N: number of samples; Hm \pm sd: arithmetical mean plus or minus standard error; Hw: weighted mean; VDM (VADM): virtual (axial) dipole moment; I: paleomagnetic inclination of the site used in the VDM calculation.

site	age (YBP)	N	Hm \pm sd	Hw	VADM	I	VDM
Puy de Côme	7.610 \pm 1.000	6	30.3 \pm 3.6	30.6	4.98	65.1	4.91
Pariou	8.180 \pm 810	5	46.1 \pm 2.5	45.7	7.44	69.7	6.92
Saint Saturnin	8.500 \pm 350	8	63.6 \pm 4.7	63.5	10.34	55.5	11.54
Nugère	10.900 \pm 1.200	4	35.0 \pm 1.3	34.9	5.69	66.2	5.52
Pontgibaud	11.600 \pm 830	5	32.7 \pm 2.4	33.2	5.34	60.8	5.57
Barme c.		4	32.0 \pm 4.2	33.3	5.42	49.1	6.53
Barme u.f.	11.900 \pm 1.200	4	23.5 \pm 4.0	24.8	4.04	49.1	4.86

its quality. In Table IX, the results from each volcanic unit are reported; the arithmetic mean is listed with the associated standard deviation in order to point out the importance of the intra-site dispersion, together with the weighted mean, the best estimate of the paleofield intensity.

ii Paleointensity variation with time

We shall now compare our results with the previous data obtained for archeological time. For examining data from around the world, the paleointensity data were transformed to corresponding Virtual Dipole Moment, (VDM), the intensity of the dipole which would create the observed field intensity and direction at the sampled site. Using this representation to compare world-wide data permits, when averaged in successive time intervals, the elimination of non-dipole characteristics, and thus a vision of the dipole field intensity variations. For a single paleointensity value, the VDM includes the non-dipole field but is not influenced by the dipole wobble. First, we shall compare our results with those for Europe; however, because this continent represents a small fraction of the earth's surface, the compilations do not average the non-dipole field. We shall then compare our results to the world-wide data, for which the influence of those non-dipole features is supposed to be avoided.

Table IX contains the VDM values corresponding to both arithmetic and weighted means, for each unit. If we include the present data on the curve obtained by McElhinny and Senanayake (1982), where they averaged data from different parts of Europe in intervals of 500 and 1,000 years, it can be seen (Fig.24a) that the three recent results (CO; GO; SA, PR, CA) fit very well with previous data, and the pronounced decrease in intensity between 9,000 YBP and 6,500 YBP is observed. The small departure between the curve and our data results from the relatively high dispersion of paleointensity determinations, as can be seen from the diagram of Barton et al. (1979) where no averaging has been attempted (Fig.24b). The source for the dispersion could be either experimental errors, estimated at about 10% (McFadden and McElhinny, 1982), or rapid temporal and spatial variations in intensity as we shall see later on. In any case, the quasi-sinusoidal trend of VDM variation for Europe is supported by these three data and further reinforced by the older pre-Holocene results from this study (NU; PO; BA). The low values obtained for this period correspond to a minimum of this quasi-sine function with a period of 6,000 or 7,000 years. But the confirmation of this trend is only underlined by the paleointensity results from the Saint Saturnin flow, which are the only ones above the present value. It is known that the world-wide data do not show this tendency. We could think that the paleointensity from the Saint Saturnin flow consists in a high frequency variation of the field intensity whose general trend is like the global average. The departure between the Saint Saturnin value and the world-wide curve is about the

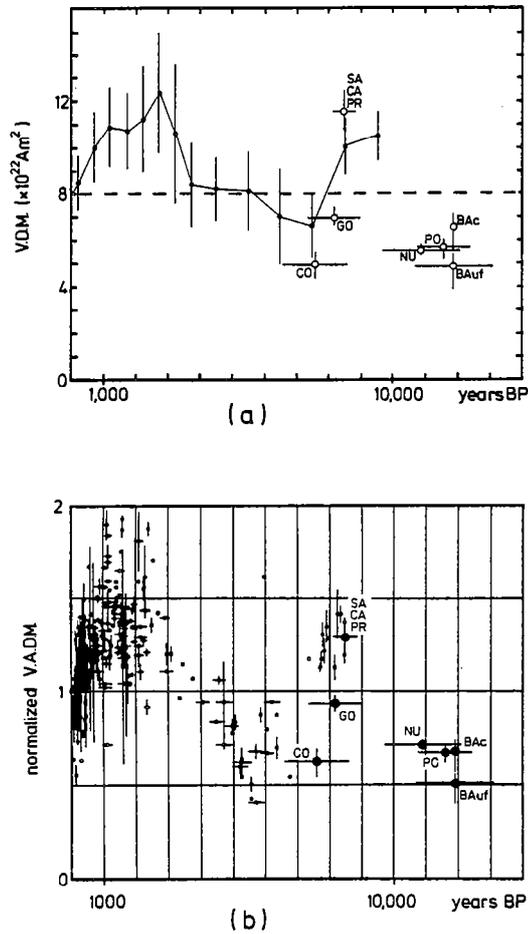


Fig.24: Intensity data for Europe (a: McElhinny and Senanayake, 1982; b: Barton et al., 1979). Intensities were transformed to VDM (a) and VADM (b) values. The standard error of intensities was obtained with the arithmetical mean but the intensity itself is the weighted average.

same as the apparent high frequency variation one can see on the curve of the Figure 24b. The existence of such variations is illustrated by the paleointensity research on the Kau series in Hawaii (Doell and Cox, 1971). The authors obtained paleointensity variations of the same order as those existing in the whole Holocene period. But the ages of those lavas lie in a 500 year long interval, around 2,000 YBP (McWilliams et al., 1982). Such high variations have already been observed around 2,000 YBP in India (Ramaswamy et al., 1985), in France (Shaw, 1979), in Egypt (Games, 1980), in Australia (Barbetti, 1983), in U.S.A. (Levi and Banerjee, 1976). But those rapid impulses in field intensity are, in

fact, visible only during the last 2,000 years. Farther in the past the variations seems less important. This fact could be due to sampling but there is no reason, with a random sampling, to obtain a relatively stable value if high frequency variations exist. So it appears reasonable to think that those important variations exist mainly during the last 2,000 years.

Furthermore there are, around 8,000 YBP (age of the Saint Saturnin flow), several paleointensity determinations in Europe, and they form a well marked group with which the Saint Saturnin value agrees very well. This value is so representative of the mean intensity for that 1,000 year long interval and then confirms the quasi-sine variation of paleointensity in Europe for Holocene. Not surprisingly, the individual results of the present study diverge considerably from the world-wide average (Fig.25) (McElhinny and Senanayake, 1982), because such averaging tends to mute regional and non-dipole fluctuations. The divergence of individual data from the world average suggests that these values are strongly influenced by non-dipole geomagnetic features. Moreover, the amplitude of the sinusoidal trend for Europe between 12,000 and 7,000 YBP is considerably subdued when world-wide data were averaged. The high intensity obtained for the Saint Saturnin flow, corresponding to a VDM of $11.5 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, indicates that the non-dipole field intensity might have overtook by a third the mean of the dipole moment, the value of which is obtained for 15 world-wide data and gives $8.5 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. Using the 1975 IGRF, McFadden and McElhinny (1982) found a contribution of the non-dipole components

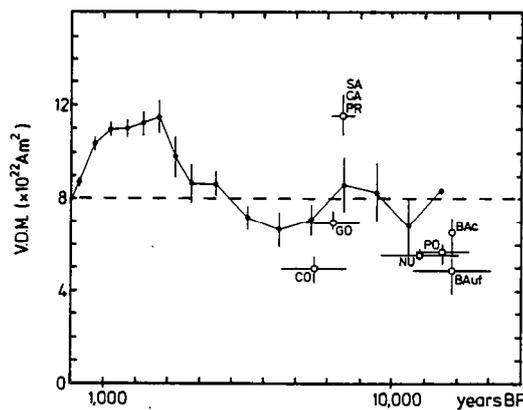


Fig.25: Present results reported on world-wide curve (McELHINNY and SENANAYAKE, 1982). Intensities have been transformed to VDM values using inclinations.

between 12.5 and 20% of the dipole moment in terms of standard deviation. Data obtained for transitional fields show that geomagnetic intensities drop down to less than a third of the typical field intensity (Prévot et al., 1985; Bogue, 1982; Bogue and Coe, 1984). This tends to show that during a reversal either the dipole field or the non-dipole field undergo a decrease in intensity.

When we look at the VGP dispersion for those six young sites, it can be seen (Fig.26) that the axial dipole is approximated in this period of 5,000 years. This would suggest that the non-dipole variations involve periods of a few 10^3 years, and that by averaging either the direction or the intensities we achieve the dipole characteristics. But the dispersion observed on this quite short period is relatively high and this must be a consequence of the importance or the non-dipole pointed out by the VDMS.

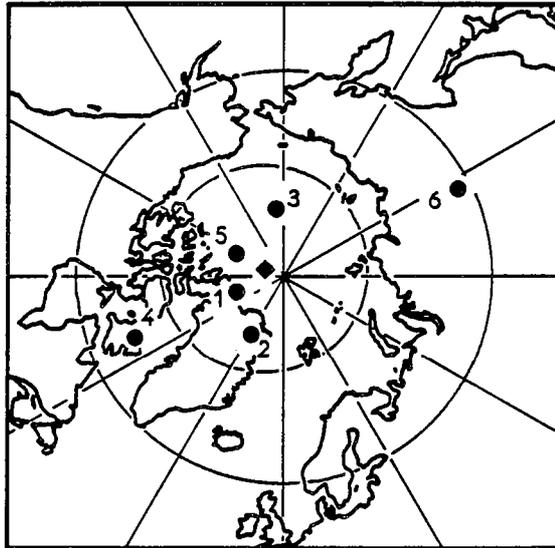


Fig.26: Equal area projection showing the six VGPs associated with the paleomagnetic directions of the studied lava flows. 1: CO (83.0, 288.3); 2: GO (80.5, 331.2); 3: SA-PR-CA (80.3, 186.4); 4: NU (67.0, 292.5); 5: PO (82.6, 244.7); 6: BA (62.0, 116.7). Mean VGP (diamond): lat=87.1, long=249.6, alpha=14.8, $S_T=17.6$.

REFERENCES

- ADE HALL, J.M., M.A. KHAN, P. DAGLEY and R.L. WILSON. A detailed opaque petrological and magnetic investigation of a single Tertiary lava from Skye, Scotland. I: Iron-Titanium Oxide Petrology. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 16, 375-388, 1968.
- AITKEN, M.J., A.L. ALLSOP, G.D. BUSSEL and M.B. WINTER. Greek archeomagnitudes. *Nature*, 314, 753. 1984.
- ATHAVALA, R.N. Intensity of the geomagnetic field in prehistoric Egypt. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 8, 221-224. 1969.
- BARBETTI, M. and K. FLUDE. Paleomagnetic field strenghts from sediments baked by lava flows of the Chaîne des Puys, France. *Nature*, 278, 153-155. 1979.
- BARTON, C.E., R.T. MERRILL and M. BARBETTI. Intensity of the earth's magnetic field over the last 10,000 years. *Phys. Earth Planet. Int.*, 20, 96-110. 1979.
- BOGUE, S.W. Behaviour of the geomagnetic field during successive reversals recorded in basalts on Kauai, Hawaii. Ph.D., Santa Cruz, California. 1982.
- BOGUE, S.W. and R.S. COE. Transitional paleointensities from Kauai, Hawaii, and geomagnetic reversal models. *J. Geophys. Res.*, 89, 10,341-10,354. 1984.
- BONHOMMET, N. Sur la direction d'aimantation des laves de la Chaîne des Puys, et le comportement du champ terrestre en France au cours de l'événement du Laschamp. Thèse, Strasbourg. 1972.
- CHAMPION, D.E. Holocene geomagnetic secular variation in the western United States: implications for the global geomagnetic field. Ph.D. Pasadena, California. 1980.
- COE, R.S. Paleo-intensities of the earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks. *J. Geophys. Res.*, 72, 3247-3262. 1967a.
- COE, R.S. The determination of paleo-intensities of the earth's magnetic field with emphasis on mechanisms which could cause non-ideal behaviour in Thellier's method. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 19, 157-179. 1967b.
- COE, R.S., S. GROMME. A comparison of three methods of determining geomagnetic paleointensities. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 25, 415-435. 1973.
- COE, R.S., S. GROMME and E.A. MANKINEN. Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific non-dipole low. *J. Geophys. Res.*, 83, 1740-1756. 1978.
- COX, A. Lengths of geomagnetic polarity intervals. *J. Geophys. Res.*, 73, 3247-3260. 1968.
- DELIBRIAS, G., M.Y. GUILLIER and J. LABEYRIE. Saclay natural radiocarbon measurements I. *Radiocarbon*, 6, 238-239. 1964.

- GAMES, K.P. The magnitude of the palaeomagnetic field: a new non-thermal, non-detrital method using sun-dried bricks. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 48, 315-329. 1977.
- GAMES, K.P. The magnitude of the archaeomagnetic field in Egypt between 3,000 and 0 BC. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 63, 45-56. 1980.
- GUERIN, G. La thermoluminescence des plagioclases. Méthode de datation du volcanisme. Applications au domaine français: Chaîne des Puys, Mont-Dore et Cézallier, Bas Vivarais. Thèse, Paris. 1983.
- JOHNSON, H.P. Opaque mineralogy of the igneous rock samples from DSDP Hole 395 A. *Init. Rep. D.S.D.P.*, XLV, Wash., 407-420. 1978.
- KHODAIR, A.A. and R.S. COE. Determination of geomagnetic paleointensities in vacuum. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 42, 107-115. 1975.
- KITAZAWA, K. Intensity of the geomagnetic field in Japan for the Past 10,000 years. *J. Geophys. Res.*, 75, 7403-7411. 1970.
- KONO, M. and H. TANAKA. Analysis of the Thellier's method of paleointensity determination 1: Estimation of statistical errors. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 36, 267-284. 1984.
- KONO, M. and H. TANAKA. Experimental errors in paleointensity determination. I.A.G.A. 5th general assembly, Prague, 202. 1985.
- KOVACHEVA, M. Summarized results of the archeomagnetic investigation of the geomagnetic field variation for the last 8,000 years in South-Eastern Europe. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 61, 57-64. 1980.
- KOVACHEVA, M. Archeomagnetic investigations of geomagnetic secular variation. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, A306, 79-86. 1982.
- KOVACHEVA, M. and D. VELJOVICH. Geomagnetic field variations in south-eastern Europe between 6,500 and 100 years B.C. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 37, 131-138. 1977.
- LEVI, S. Comparison of two methods of performing the Thellier experiment (or, how the Thellier experiment should not be done). *J. Geomagn. Geoelectr.*, 27, 245-255. 1975.
- LEVI, S. The effect of magnetite particle size on paleointensity determinations of the geomagnetic field. *Phys. Earth Planet. Int.*, 13, 245-259. 1977.
- LEVI, S. and S.K. BANERJEE. On the possibility of obtaining relative paleointensities from lake sediments. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 29, 219-226. 1979.
- McELHINNY, M.W. and W.E. SENANAYAKE. Variations in the geomagnetic dipole 1: the past 50,000 years. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 34, 39-51. 1982.
- McFADDEN, P.L. and M.W. McELHINNY. Variations in the geomagnetic dipole 2: statistical analysis of VDMs for the past 5 million years. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 34, 163-189. 1982.
- NAGATA, T., Y. ARAY, K. MOMOSE. Secular variation of the geomagnetic total force during the last 5,000 years. *J. Geophys. Res.*, 68, 5277-5281. 1963.
- PELLETIER, H., G. DELIBIRAS, J. LABEYRIE, M.T. PERQUIS and A. RUDEL. Mesure de l'âge de l'une des coulées volcaniques issues du Puy de la Vache (Puy de Dôme) par la méthode du carbone 14. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 249, 2221-2222. 1959.

- PREVOT, M., E.D. MANKINEN, S. GROMME and A. LECAILLE. High paleointensities of the geomagnetic field from thermomagnetic studies on the rift valley pillow basalts from the Mid-Atlantic ridge. *J. Geophys. Res.*, 88, 2316-2326. 1983.
- PREVOT, M., E.A. MANKINEN, R.S. COE and S. GROMME. The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition II. Field intensity variations and discussion of reversal models. *J. Geophys. Res.*, 90, 10,417-10,448. 1985.
- RAMASWAMI K., DHEENATHAYALU D., BHARATHAN S., 1985. Archeomagnetic determination of the ancient intensity of the geomagnetic field in Tamilnadu, India. *Phys. Earth Planet. Int.*, vol.40, p.61-64.
- THELLIER, E. and O. THELLIER. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Géophys.*, 15, 285-376. 1959.
- WALTON, D. Geomagnetic intensity in Athens between 2,000 BC and AD 400. *Nature*, 277, 643-644. 1979.
- WALTON, D. Re-evaluation of greek archeomagnitude. *Nature*, 310, 740-743. 1984.
- WILLIAMSON, J.H. Least-squares fitting of a straight line. *Can. J. Phys.*, 46, 1845-1847. 1968.
- YORK, D. Least-squares fitting of a straight line. *Can. J. Phys.*, 44, 1079-1086. 1966.
- YORK, D. The best isochron. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 2, 479-482. 1967.

II COULEES ANTERIEURES A 12.000 BP

I INTRODUCTION - RAPPELS SUR LA PALEOINTENSITE SUR LA PERIODE HOLOCENE

L'étude des six coulées présentées dans le chapitre précédent confirme, sur la période 7.000 - 12.000 ans BP, l'existence de la variation pseudo-sinusoidale de l'intensité du CMT en Europe déjà soulignée par Barton et al. (1979). La connaissance de la paléointensité dans la période antérieure à 12.000 ans BP permettrait d'apprécier si cette tendance se vérifie d'une façon plus générale dans le temps. Cependant la confrontation des données européennes avec celles synthétisées pour l'ensemble du globe indique que la variation périodique de l'intensité du CMT pour l'Europe n'est pas une caractéristique du moment dipolaire. Cette tendance, il est vrai, n'apparaît pas dans la courbe des données mondiales (McElhinny et Senanayake, 1982). Cette caractéristique, observée sur les dix derniers milliers d'années en Europe, n'a donc aucune raison d'apparaître dans la période précédente, elle n'est que le résultat d'un effet non-dipolaire plus important entre 8.000 et 10.000 ans BP dans cette partie du globe. La connaissance de l'intensité du CMT antérieurement à 12.000 ans ne permettra pas de faire des observations d'une qualité comparable à celles faites sur la période Holocène, d'une part parce que les datations s'accompagnent d'une erreur standard proportionnelle à l'âge, une courbe aussi détaillée que celle des 10 derniers milliers d'années n'est donc pas possible à préciser, ensuite parce que l'espacement des coulées datées n'est pas aussi régulier dans le temps que celui des âges des matériaux archéologiques. En outre les comparaisons des paléointensités obtenues dans la Chaîne des Puys, avec celles provenant du reste du globe, pour le passé pré-Holocène, se trouvent réduites. Seuls quelques résultats existent dans cet intervalle de temps (Barbetti et McElhinny, 1976, 1979ab; Coe et al., 1978; Schweitzer et Soffel, 1980; Tanaka, dans Rikitake et Honkura, 1985). Il sera cependant possible, dans les limites de la précision sur les datations, de fournir une allure de variation en intensité du CMT en France pour l'intervalle de temps 12.000 - 40.000 BP. Il est même permis de penser que la variation observée caractérise l'Europe entière, étant donné que les résultats obtenus sur la période récente dans la Chaîne des Puys, s'accordent très bien avec l'ensemble des données européennes (voir le chapitre précédent).

Les neuf sites différents étudiés sont répartis entre 13.000 et 38.000 BP. Ces sites sont représentés sur la Figure 4 accompagnés de leur âge respectif (avec les six unités récentes déjà présentées). La sélection des échantillons pour le traitement de paléointensité s'est

effectuée suivant les mêmes critères que pour les coulées récentes. A savoir: les échantillons sont choisis avec un point de Curie élevé et avec une courbe J_s -T réversible au moins sur une gamme de température suffisamment grande pour mettre en jeu une part importante de l'ARN (les évolutions apparaissent en général à l'approche des températures 380 - 400° C); les ARNs des échantillons sont choisies au plus proche de la moyenne des sites; les MDFs sont pris parmi les plus élevés de chaque unité. Lorsque les échantillons ne présentent pas l'ensemble des critères requis, c'est le critère portant sur le comportement thermomagnétique le plus stable qui a déterminé notre choix. Ainsi certains sites ne pourront être étudiés que sur des échantillons à MDF faible ou parfois avec une ARN possédant une aimantation secondaire, mais tous vérifieront un haut point de Curie et une stabilité thermique suffisante.

Sur toute cette période, 12.000 - 40.000 BP, certains sites n'ont pu être retenus. D'une part, parmi les coulées antérieures à 30.000 BP, c'est-à-dire la période où la direction paléomagnétique est perturbée par l'excursion du Laschamp, seule une unité volcanique a été étudiée. Il s'agit du site du Mas d'Argnat, dont l'étude s'est déroulée au cours de notre DEA. Les autres sites appartenant à cette période de perturbation feront l'objet d'une étude particulière, en cours, en collaboration avec le laboratoire de paléomagnétisme de l'Ecole d'Océanographie de Corvallis (Oregon, USA). D'autre part un certain nombre de sites volcaniques de la période 12.000-30.000 BP, ne satisfaisant pas à des critères importants nécessaires à une détermination de paléointensité ont dû être entièrement écartés de l'étude. Ainsi le site d'une des carrières de Fontfreyde (FO) présente pour tous les échantillons prélevés une très importante aimantation secondaire. Cette aimantation masque l'aimantation primaire de telle façon qu'il n'est pas possible d'isoler parfaitement cette dernière. Les minéraux magnétiques de ces échantillons possèdent tous des MDFs faibles (de l'ordre de 15 mT) et des courbes thermomagnétiques, J_s -T, qui présentent deux phases magnétiques dont la seconde évolue au cours de la chauffe tandis que la première reste stable. Nous avons montré qu'il est parfois possible d'obtenir des résultats de paléointensité à partir d'échantillons présentant ce comportement (cf. le site SA de la coulée de Saint Saturnin). Mais, dans ce cas, l'ARN des échantillons correspondait à l'aimantation primaire.

Les résultats sont présentés par site, nous donnerons les principales caractéristiques des échantillons et soulignerons certains comportements durant les expérimentations qui mèneront à des remarques sur des points particuliers tels que la réelle signification du facteur de qualité des résultats.

2 ETANG DU FUNG (FG)

Ce site basaltique a été daté par déséquilibre U-Th à 13.300 \pm 3.500 BP, il est considéré comme appartenant à la Cheire de Mazaye (Condomines et al., 1982). Un autre site de cette Cheire a été échantillonné plus au nord, à Mazaye (MZ). L'âge donné par TL sur feldspath pour ce second lieu de prélèvement, 17.300 \pm 2.000 BP (Guérin, 1983), est différent du premier. De plus les directions paléomagnétiques de ces deux sites sont difficilement corrélables. D'une part elles sont à caractère tout à fait normal, d'autre part l'intervalle de confiance à 95% sur le site FG est trop important (du fait du peu d'échantillons) pour procéder à une corrélation. Ces deux sites ont donc été considérés comme deux unités différentes.

Les échantillons ont été prélevés sur le haut de la coulée, certains sont très oxydés. L'oxydation semble avoir conduit à la formation d'hématite en certains points du site. L'échantillon FG337 possède, par exemple, un MDF bien supérieur à 100 mT. Cependant et bien que la susceptibilité de l'échantillon soit faible, sa température de Curie ainsi que sa désaimantation thermique indiquent que le porteur principal est la magnétite (Fig.25). Il semble en fait que la magnétite soit fortement oxydée non seulement par des exsolutions d'hémo-ilménite, mais l'oxydation est allée jusqu'à formation d'hématite, vraisemblablement à partir des lamelles d'ilménite (hémo-ilménite). De tels échantillons sont généralement stables vis à vis de la température, leur forte oxydation prévenant toute évolution ultérieure, ce qui en fait de bons candidats pour la recherche de paléointensité. Seulement l'échantillonnage du site de l'Etang du Fung a été très réduit: 4 carottes prélevées. Seules deux carottes parmi celles-ci présentent les caractères d'une oxydation suffisante. Deux spécimens pour chacun de ces échantillons ont été choisis et traités lors de trois expérimentations conduites chacune avec un champ de laboratoire différent (75, 40 et 23 microteslas). L'utilisation de valeurs de champ de laboratoire variées, au cours de chaque expérimentation, permet de minimiser l'inconvénient de traiter deux fois la même carotte. L'obtention de valeurs de paléointensité similaires, en procédant de cette façon, renforce alors la validité du résultat pour l'échantillon en question. Malgré leur oxydation élevée, les échantillons sélectionnés présentent une faible aimantation parasite qui conduit au rejet des premières étapes du traitement de Thellier. La qualité des résultats s'en trouve diminuée. En outre l'échantillon FG337 subit une évolution chimique, se traduisant par une diminution de capacité d'acquisition d'ATRP, qui dénote la poursuite de l'oxydation de la magnétite résiduelle (cela malgré le degré élevé de l'oxydation initiale). Cette évolution apparaissait déjà lors de l'étude du comportement thermomagnétique (Fig.25). La faible modification subie par l'échantillon est proportionnellement importante

par rapport à la force de départ. Pour l'un des spécimens, elle réduit la fraction d'ARN utilisable pour le calcul de la paléointensité et conduit à un facteur de qualité faible.

L'ensemble des résultats est résumé dans le Tableau IV. La faible qualité de l'un des résultats augmente la dispersion de la moyenne arithmétique, ceci renforce la nécessité de pondérer chaque valeur de paléointensité obtenue. La dispersion observée n'en demeure pas moins significative dans le sens où elle traduit la difficulté d'obtenir un résultat fiable sur un site. La paléointensité de ce site daté à 13.300 BP, d'une valeur de 43 microteslas rejoint presque la valeur actuelle de 48 microteslas. Cette valeur relativement forte par rapport aux sites à peine plus récents (NU, PO, BA) s'inscrit dans le prolongement de la variation périodique de l'intensité du CMT déjà observée sur 10.000 ans en Europe.

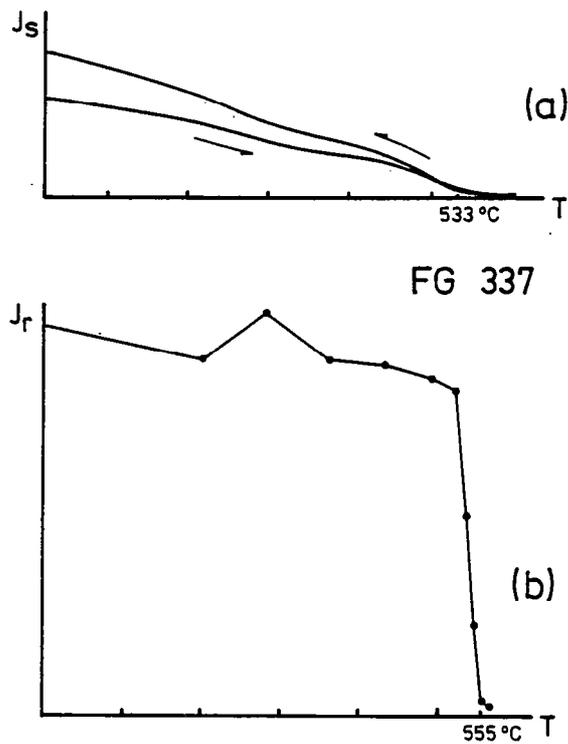


Fig.25 Courbe J_s - T (a) et températures de blocages (b) de l'échantillon FG337 montrant la présence de magnétite.

Tableau IV: Résultats de paléointensité de l'Etang du Fung (FG) 13.300 +/- 3.500 BP

No: numéro d'échantillon; HL: champ de laboratoire; A/V: expérience effectuée à l'air libre/sous vide; n: nombre de points utilisés dans le calcul du paléochamp; T1-T2: températures minimale et maximale des étapes utilisées; b: pente de la droite calculée; sigma: erreur standard sur la pente; f: fraction de l'ARN utilisée dans le calcul; g: coefficient traduisant l'espacement des points; q: facteur de qualité; H: paleochamp. H moyen: moyenne arithmétique du paléochamp et déviation standard; H pondéré: moyenne pondérée du paléochamp; VDM (VADM): moment dipolaire virtuel (axial). Les températures sont données en degrés C; les valeurs de champ sont en microteslas; les moments dipolaires sont exprimés en 10^{22} Am².

No	HL	A/V	n	T1	T2	b	sigma	f	g	q	H
337B	75	V	6	390	525	-0,607	0,011	0,545	0,665	19,81	45,54
337C	40	V	4	340	480	-0,870	0,093	0,307	0,666	1,92	34,97
339A	23	V	8	390	560	-1,884	0,037	0,759	0,827	31,81	43,33
339B	75	V	7	470	555	-0,502	0,026	0,657	0,783	10,02	37,62
H moyen = 40,4 +/- 4,9				H pondéré = 42,8		VADM = 6,97		VDM = 6,94			

3 LES GARDES (GA)

Ce site correspond au front d'une coulée basaltique vraisemblablement issue du Puy de Côme. La datation de ce site par thermoluminescence donne un âge de 16.400 +/- 1.500 BP (Guérin, 1983). L'étude thermomagnétique de ces échantillons a surtout montré la présence de deux phases magnétiques. L'une à point de Curie faible (de l'ordre de 200° C) apparaît stable avec la température, tout au moins jusqu'à 350° C, l'autre, dont le point de Curie apparent est supérieur à 500° C, évolue légèrement pendant la chauffe (Fig.26). L'allure de la courbe J_s -T au dernier refroidissement semble indiquer que chauffer bien au-delà du point de Curie de la première phase produit un léger changement minéralogique de cette dernière. Cette phase se présente comme une titanomagnétite, solution solide stochiométrique entre magnétite et ulvospinelle, avec, d'après la faiblesse du point de Curie, une quantité de phase titanée élevée (environ 60%). A côté de ce type de comportement, deux échantillons possèdent une seule phase magnétique à point de Curie élevé (de l'ordre de 510° C) ne subissant qu'une légère évolution minéralogique après 350 - 400° C (Fig.27).

Des échantillons, dont le comportement thermomagnétique à deux phases était voisin de celui décrit ci-dessus ont déjà fourni des résultats (cf. le site SA de la coulée de Saint Saturnin). Mais un grand nombre d'entre eux n'ont abouti à aucun résultat du fait d'un comportement non-idéal (aucun segment linéaire sur le diagramme ARN-ATR, direction d'aimantation ne correspondant pas à la direction paléomagnétique primaire). Par contre, la proportion de réussite est plus importante dans la recherche de paléointensité sur des échantillons présentant un seul point de Curie élevé. Aussi les deux qui présentaient cette caractéristique ont été étudiés, un échantillon à

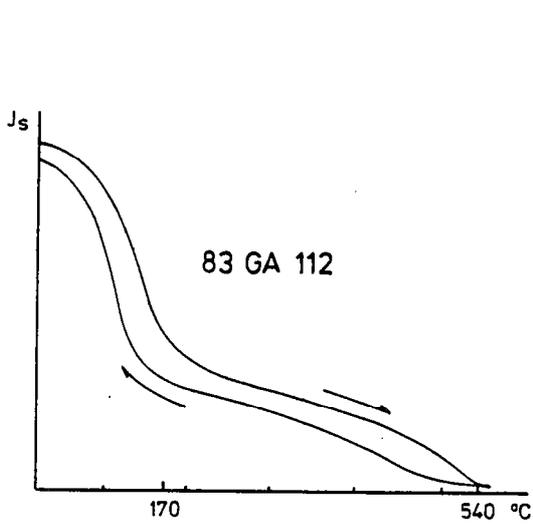


Fig.26 Courbe J_s -T typique des échantillons du site des Gardes, portant deux phases magnétiques.

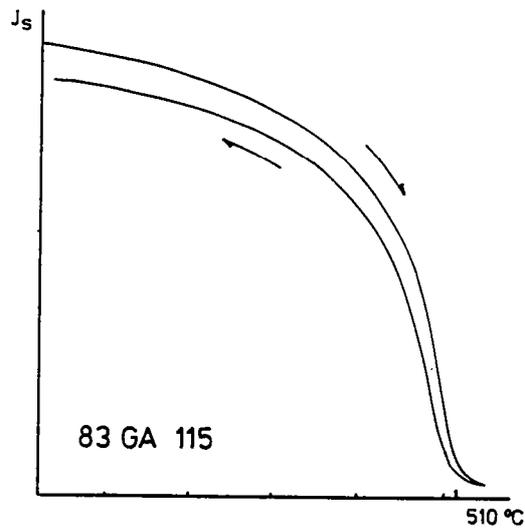


Fig.27 Courbe J_s -T typique des échantillons du site des Gardes, à une seule phase magnétique.

deux phases magnétiques a été joint à ces derniers, il a la particularité de présenter essentiellement la phase à haut point de Curie.

Outre le problème de l'évolution chimique subie par les échantillons du site des Gardes, qui empêche l'utilisation des étapes d'expérimentation à haute température, l'aimantation des échantillons possède une composante secondaire. Cette aimantation parasite peut être qualifiée de douce pour le traitement progressif par champs alternatifs: elle disparaît, en effet, dès 5 mT. Par contre durant

Tableau V: Résultats de paléointensité des Gardes (GA) 16.400 +/- 1.500 BP (voir légende du Tableau IV: p.92)

No	HL	A/V	n	T1	T2	b	sigma	f	g	q	H
113	23	v	3	440	510	-0,880	0,032	0,626	0,401	68,35	20,25
114	40	v	3	390	480	-0,500	0,117	0,524	0,499	1,12	20,00
115	23	v	5	440	530	-0,938	0,056	0,742	0,681	8,52	21,58
H moyen = 20,6 +/- 0,9				H pondéré = 20,3		VADM = 3,31		VDM = 3,51			

l'expérimentation thermique de Thellier cette composante secondaire est plus forte, elle persiste jusqu'à des températures élevées (400° C). La combinaison de ces deux caractéristiques (aimantation parasite, évolution chimique) réduit considérablement l'intervalle de température utilisable pour la recherche du paléochamp. Il s'avère que deux échantillons sur les trois ne possèdent que trois points pour définir la droite ARN-ATR (Tableau V), ce qui rend la qualité des déterminations relativement pauvre.

i Problème de la pondération

Par contre le facteur de qualité, q , de l'échantillon GAl13 (Fig.28) atteint une valeur extrêmement élevée (jamais atteinte même avec les meilleurs échantillons). Si l'on s'intéresse à chacun des termes qui composent ce facteur de qualité $q = |b| fg^{-1}$ (Coe et al., 1978), il apparaît que la valeur de la déviation standard sur la pente de la droite est très petite, ce qui traduit un très bon alignement des trois points de mesure. C'est cette faible valeur qui induit la valeur élevée du facteur de qualité. Ceci nous amène à considérer avec prudence la signification à donner au facteur de qualité. Il ne faut pas prendre cette valeur comme une description exacte et systématique de la qualité d'une détermination d'intensité, mais il faut tenir compte de tout ce qui entre en jeu dans son calcul avant d'en estimer le sens. Dans un cas comme celui de l'échantillon GAl13 le facteur q

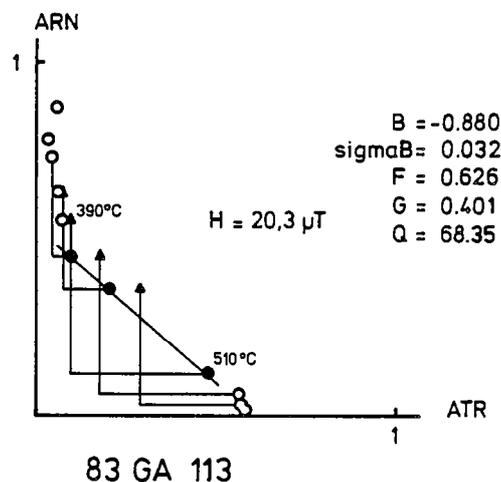


Fig.28 Diagramme ARN-ATR où la valeur de la paléointensité n'est déterminée qu'avec trois points mais où le facteur de qualité est extrêmement élevé. Les valeurs entrant en jeu dans le calcul de ce facteur sont indiquées en encart (voir texte).

n'a plus de signification, il est trop fortement influencé par l'un des termes qui le composent. Si le terme traduisait vraiment l'alignement des points, le facteur de qualité retrouverait alors sa réelle signification de qualité. Mais étant donné les erreurs expérimentales, même un excellent échantillon (au sens du comportement durant l'expérimentation de Thellier) ne conduirait pas à une droite parfaitement déterminée. Il semble plutôt que cet alignement quasi-exceptionnel des points, soit dans le cas présent, un effet du hasard à l'échelle des erreurs expérimentales; il est également lié au nombre de points trop faible.

Un cas tel que celui de l'échantillon GA113 pose le problème de la nécessité ou non de pondérer les résultats afin de proposer une moyenne pour un site. Il est en effet certain que cet échantillon du site des Gardes va influencer la moyenne pondérée d'une façon considérable alors que visiblement sa qualité réelle est du même ordre que celle des autres échantillons du site (Fig.29). Cependant il est très rare d'obtenir des facteurs de qualité si fortement éloignés de la "réalité". D'un autre côté, il est plus fréquent d'être en présence d'un site dont certains échantillons présentent une qualité moindre par rapport à ceux du reste du site. C'est pourquoi, pour avoir des données homogènes, il semble plus utile de pondérer tous les résultats.

Pour le site GA, l'inconvénient d'une pondération exagérée sur l'un des échantillons se trouve réduit par la cohérence interne des résultats. Cette même cohérence interne renforce la qualité de la

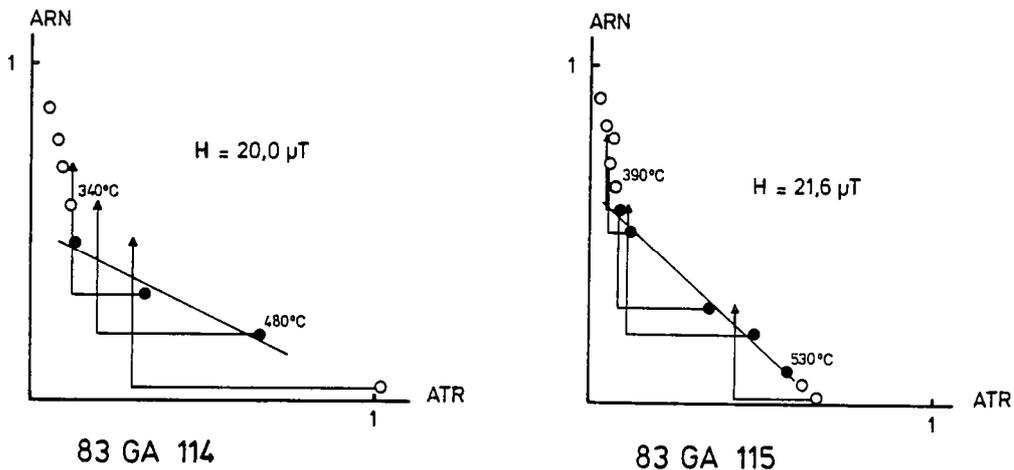


Fig.29 Diagrammes ARN-ATR des échantillons du site des Gardes.

détermination finale qui se trouve mise en cause par la médiocre détermination sur chaque spécimen. L'intensité du CMT obtenue pour cette coulée à 16.400 \pm 1.300 BP, 20 microteslas, est très inférieure à la valeur actuelle, elle en représente moins de la moitié. Toutefois, il est très important de noter que cette valeur de 20 microteslas est à prendre avec prudence. En effet, en dépit de la cohérence interne des résultats, il n'en demeure pas moins que l'ARN des échantillons est fortement perturbée par une aimantation secondaire. Ceci signifie que dans la gamme de températures sélectionnée, la quantité d'ARN utilisée se trouve réduite par rapport à l'ARN originelle. Il en est tout autrement pour l'acquisition de l'ATR, tous les grains participent à l'aimantation créée. Il en découle inmanquablement une sous-estimation de la paléointensité. La quantité obtenue est donc une valeur minimale de l'intensité du CMT pour 16.400 BP.

Cette donnée et celles qui suivront ne seront pas intégrées dans une interprétation en terme de variation périodique de l'intensité du paléochamp, comme cela a été fait jusqu'à présent. En effet, l'âge de cette coulée s'écarte du groupe formé par les unités plus récentes, de plus les datations, sur une époque de plus en plus reculée, s'accompagnent d'erreurs standard qui vont devenir importantes (jusqu'à couvrir un intervalle de temps de l'ordre de celui décrit par

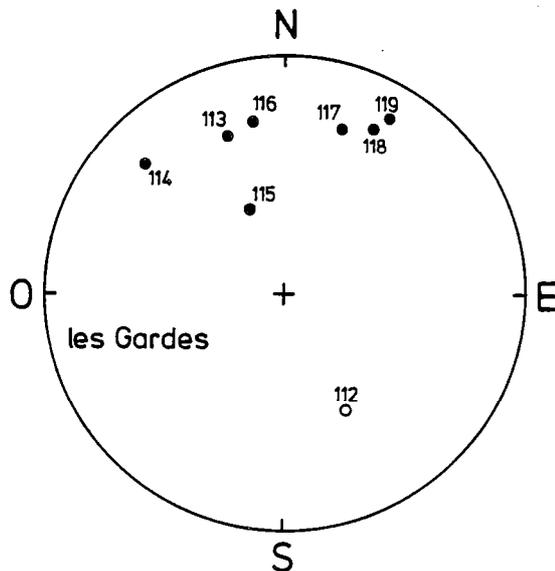


Fig.30 Projection stéréographique des directions d'aimantation secondaire portées par les échantillons du site des Gardes.

l'ensemble des coulées récentes ayant servi à prolonger la courbe archéomagnétique d'intensité du CMT: soit quelques 10^3 ans). Et, étant donné que les datations deviennent de plus en plus espacées dans le temps, de telles données ne représentent que des "flashes" de l'état du CMT, sans pouvoir, de par leur nombre, représenter une tendance plus persistante du CMT, par groupement sur des intervalles de temps relativement courts, ainsi que cela était possible pour les coulées entre 10.000 et 12.000 BP (NU-PO-BA) où un minimum d'intensité du CMT a pu être mis en évidence.

ii Présence d'une forte aimantation parasite

Sur les diagrammes ARN-ATR des trois spécimens traités, les premiers points correspondant à la composante secondaire de l'aimantation décrivent une droite. La paléointensité calculée pour ces premiers points donne des valeurs non incohérentes: 120, 175, 200 microteslas, valeurs qui s'écartent de la moyenne de 20 et 27%, soit quelque peu supérieur aux dispersions obtenues pour des paléointensités habituelles. De plus les directions de ces aimantations parasites, observées sur l'ensemble du site, ne sont pas totalement aléatoires (Fig.30). Mise à part la direction déterminée sur l'échantillon GA112 (Fig.31) qui est le plus "pollué" de tous, ces directions secondaires se regroupent dans le quart nord avec une inclinaison faible. La désaimantation progressive par champs alternatifs de l'échantillon GA112 possède toutes les caractéristiques de la présence d'une ARI de type aimantation de foudre. On peut envisager que l'effet de foudre (maximum pour le GA112) s'est atténué dans l'espace pour les carottes

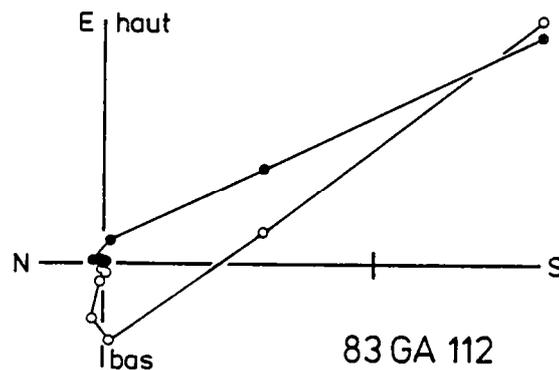


Fig.31 Projection orthogonale de la désaimantation par champs alternatifs de l'échantillon GA112, le plus affecté par l'aimantation secondaire.

GAl13 à GAl19 qui sont de plus en plus éloignées de la carotte GAl12 quand leur numéro augmente. Malgré cette atténuation, l'aimantation de ces carottes est, toutefois, toujours partiellement polluée. Les échantillons GAl13, 114, 115 ayant été prélevés au même endroit (sur 1 mètre de distance), il est possible que l'effet de foudre se traduise par une intensité similaire sur chacun d'eux. Il est cependant important de noter que la paléointensité obtenue n'a en réalité aucun sens physique puisque le processus d'aimantation de l'ARI est totalement différent de celui d'une ATR. Ce qu'il faut surtout retenir c'est le danger d'obtenir des déterminations de paléointensité (avec des droites bien définies) pour une aimantation autre qu'une ATR.

4 MAZAYE (MZ)

Le site de Mazaye, daté à 17.300 \pm 2.000 BP par thermoluminescence sur feldspath (Guérin, 1983) a un âge suffisamment distinct de celui de l'Etang du Fung et ne sera donc pas, dans ce travail, considéré comme faisant partie de l'unité échantillonnée plus au sud (FG) (voir le chapitre sur les datations). La roche est ici un basalte faiblement oxydé. Seules les carottes prélevées à la surface de la coulée présentent des MDFs élevés (supérieurs à 25 mT) indiquant une légère oxydation, les autres, forées au sein même de la coulée, montrent des MDFs très faibles (inférieurs à 10 mT) typiques d'une titanomagnétite non oxydée. Les analyses thermomagnétiques à la balance de Curie soulignent également cette différence. Les premiers échantillons sont caractérisés par une seule phase magnétique à point de Curie élevé (entre 535 et 560° C) relativement stable. Les minéraux à MDFs faibles présentent, par contre, deux phases magnétiques, l'une à point de Curie bas et l'autre avec une température de Curie supérieure à 500° C. Ces échantillons subissent une évolution minéralogique aux alentours de 350 - 400° C. Pour la recherche de la paléointensité, le choix s'est porté sur les échantillons monophasés et à température de Curie élevée. Trois échantillons ont ainsi été sélectionnés, mais quatre spécimens ont été traités (l'un des échantillons a subi le traitement sur deux spécimens). Trois expériences distinctes ont été menées, utilisant des valeurs de champ de laboratoire variées (23, 40 et 75 microteslas). Mise à part une très légère aimantation secondaire présente dans certains spécimens, le comportement des différents échantillons est le même. La paléointensité se trouve relativement bien déterminée par les premières étapes de température. Les échantillons subissent tous une évolution chimique à partir de températures de l'ordre de 400 à 500° C. Bien que ces températures soient relativement élevées, étant donné que les minéraux magnétiques ont des points de Curie importants et leurs températures de blocage elle-mêmes hautes, moins de 50% de l'ARN ont été détruits au moment de la mise en place de modifications minéralogiques. La détermination de l'intensité ne se fait donc que sur une faible partie de l'aimantation de la roche. Ce

problème est relativement fréquent (cf. le site PR de la coulée de Saint Saturnin), il implique que les minéraux les plus aptes à fournir une détermination excellente de la paléointensité doivent non seulement présenter une température de Curie élevée mais également posséder un état d'oxydation très important afin d'éviter toute évolution minéralogique ultérieure (qui souvent se trouve être la poursuite de l'oxydation initiale). Parallèlement à cela, les minéraux à point de Curie faible et à comportement thermomagnétique réversible (sur leur gamme de températures de blocage) peuvent également être candidats à la recherche de la paléointensité. Le problème, pour ces derniers minéraux, est la fréquence de rémanences parasites dans ces basses températures (ARV, ARI faibles, ATRP, etc.).

i Dispersion intra-site

Chacune des paléointensités sur le site de Mazaye est obtenue par une droite relativement bien déterminée (voir par exemple la Figure 32), en ne tenant compte que de l'intervalle de température considéré. Cependant, la dispersion des résultats est considérable (Tableau VI). Cette dispersion intra-site traduit-elle une réelle variation du CMT ou n'est-elle due qu'aux erreurs expérimentales, liées à la nature des échantillons ou à la méthodologie elle-même? S'il s'agissait d'erreurs systématiques introduites par la méthode utilisée, les autres sites étudiés présenteraient les mêmes caractéristiques, ce n'est pas le cas. L'échantillon MZ345, pour lequel deux spécimens ont été analysés,

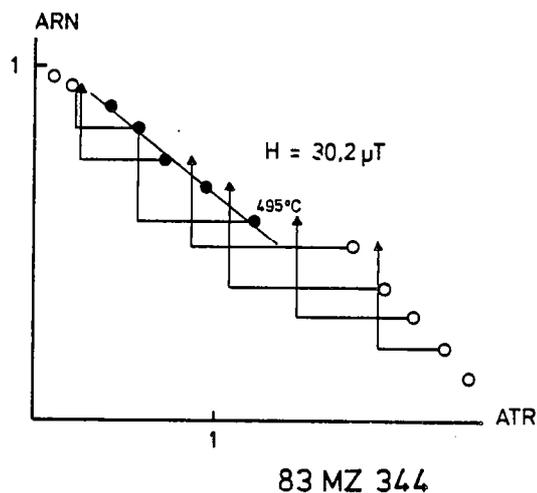


Fig.32 Diagramme type ARN-ATR d'un échantillon du site de Mazaye.

Tableau VI: Résultats de paléointensité de Mazaye (MZ) 17.300 +/- 2.000 BP
(voir légende du Tableau IV: p.92)

No	HL	A/V	n	T1	T2	b	sigma	f	g	q	H
343	75	V	5	280	470	-0,465	0,060	0,266	0,722	1,48	34,88
344	75	V	5	335	495	-0,403	0,026	0,308	0,741	3,61	30,21
345A	23	V	6	150	440	-1,952	0,073	0,325	0,724	6,30	44,89
345B	40	V	5	150	390	-1,399	0,057	0,246	0,716	4,31	55,95
H moyen = 41,5 +/- 11,4				H pondéré = 43,5		VADM = 7,09		VDM = 7,47			

traduit dans une certaine mesure des variations vraisemblablement dues à des problèmes minéralogiques et aux erreurs expérimentales. Il est possible qu'une part des variations intra-site observées traduisent un réel effet du CMT: elles sont supérieures à celles de l'échantillon MZ345. Dans ce cas il faudrait faire intervenir des variations d'intensité du CMT très rapides (de l'ordre de quelques années) qui, si elles sont vraiment importantes, entraînent la nécessité de ne pas utiliser les résultats ponctuels de paléointensité dans le temps pour décrire une courbe de variation d'intensité. Le "bruit" pouvant alors être trop important et masquer la réelle tendance générale de variation du CMT pour une période considérée. Il suffit, pour cela, que les amplitudes des variations à haute fréquence soient du même ordre de grandeur que celles observées sur de plus grandes périodes. Mais des variations si rapides de cette amplitude ne peuvent découler que de mouvements du fluide du noyau externe pareillement importants. Or de telles variations semblent improbables; la dispersion observée n'a donc comme source principale que des problèmes de minéralogie magnétique au sein d'une même coulée.

ii Comparaison avec le site de l'Etang du Fung

La moyenne obtenue pour la paléointensité sur le site de Mazaye s'accompagne d'une erreur standard relativement importante. La valeur moyenne (43 microteslas, c'est-à-dire de l'ordre du CMT actuel) est tout à fait semblable à celle de l'Etang du Fung. On se souvient que ces sites ont été considérés comme faisant partie d'une même unité volcanique, la cheire de Mazaye (Condomines et al., 1982). La similitude des intensités constitue un argument en faveur de cette hypothèse. Cependant la valeur de ces intensités, contrairement à celles obtenues sur la coulée de Saint Saturnin, est une grandeur relativement fréquente si l'on regarde les données mondiales ou européennes sur la période Holocène, elle en constitue par ailleurs la valeur moyenne (Barton et al., 1979; McElhinny et Senanayake, 1982). Cette observation diminue le poids de l'argumentation. De plus le site de Mazaye (MZ) a été échantillonné à une limite cartographique entre la cheire de Mazaye et une coulée sous-jacente. Il est donc possible que

les carottes prélevées appartiennent à cette coulée plus ancienne, ce qui expliquerait la différence d'âge obtenue. En l'absence de données supplémentaires, ces sites sont considérés comme deux unités distinctes.

5 LES QUATRE ROUTES (QR)

Ce site est constitué par un talus de bord de route formé par l'affleurement d'une des coulées supérieures d'Olby, c'est-à-dire une coulée issue des Puys de Barme. Il s'agit d'une coulée basaltique postérieure à la coulée à aimantation inverse d'Olby et antérieure à la coulée supérieure des Puys de Barme (BAuf) dont les résultats paléomagnétiques ont été traités dans le précédent chapitre. Les minéraux magnétiques de cette coulée (observés en ce site) présentent tous des points de Curie élevés (supérieurs à 520°C) indiquant la présence d'une oxydation. Les MDFs, par contre, se divisent en deux groupes, l'un rassemblant des valeurs supérieures à 35 mT et l'autre regroupant des MDFs inférieurs à 25 mT. Ce qui montre, qu'en réalité, si l'oxydation, même faible, conduit à des températures de Curie

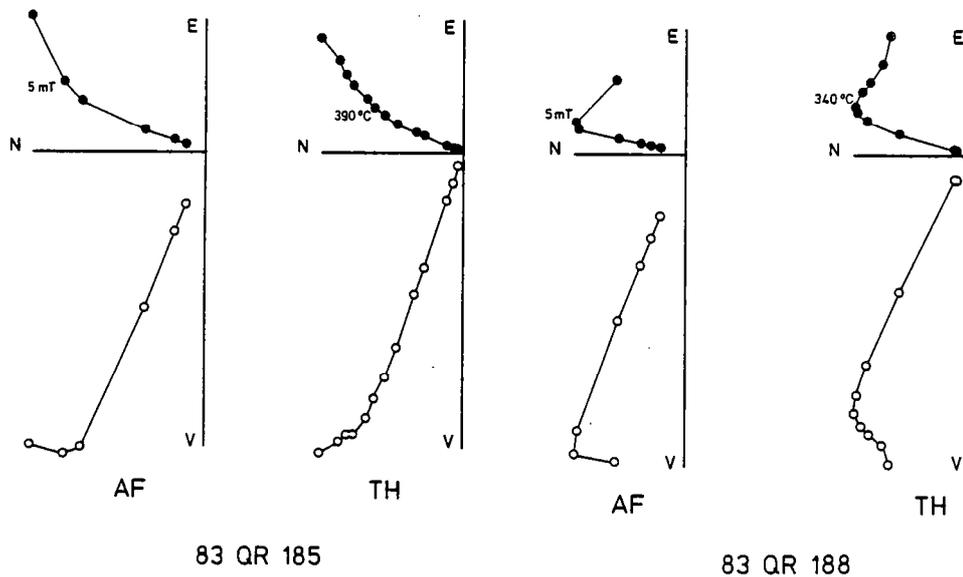


Fig.33 Comparaison des projections orthogonales des désaimantations thermiques (TH) et par champs alternatifs (AF) montrant l'importance relative des aimantations secondaires portées par les échantillons du site des Quatre Routes.

élevées, elle donne, suivant son degré, des MDFs plus ou moins élevés: l'oxydation poussée conduit à une diminution de la taille des grains magnétiques. L'aimantation des échantillons prélevés montre, à la désaimantation progressive par champs alternatifs, la présence d'une légère composante secondaire qui disparaît après 5 mT pour les spécimens les plus stables (MDF élevé) et après 10 mT pour les autres. Pour la recherche de la paléointensité, les échantillons présentant l'oxydation la plus importante (MDFs élevés) ont été conservés. La légère composante secondaire, observée lors des désaimantations progressives par champs alternatifs, demeure présente pour certains échantillons jusqu'à des températures parfois importantes (390° C; Fig.33).

Mise à part une détermination obtenue avec uniquement trois points, les paléointensités sont relativement bien déterminées (Fig.34). Les résultats sont détaillés dans le Tableau VII et montrent une cohérence interne correcte. On peut cependant noter que les deux échantillons dont le facteur de qualité est le plus élevé fournissent les valeurs extrêmes de paléointensité qui s'écartent respectivement de la moyenne de 16 et 19% pour le minimum et le maximum. Cette observation rejoint les remarques faites à propos de la dispersion observée pour le site de Mazaye.

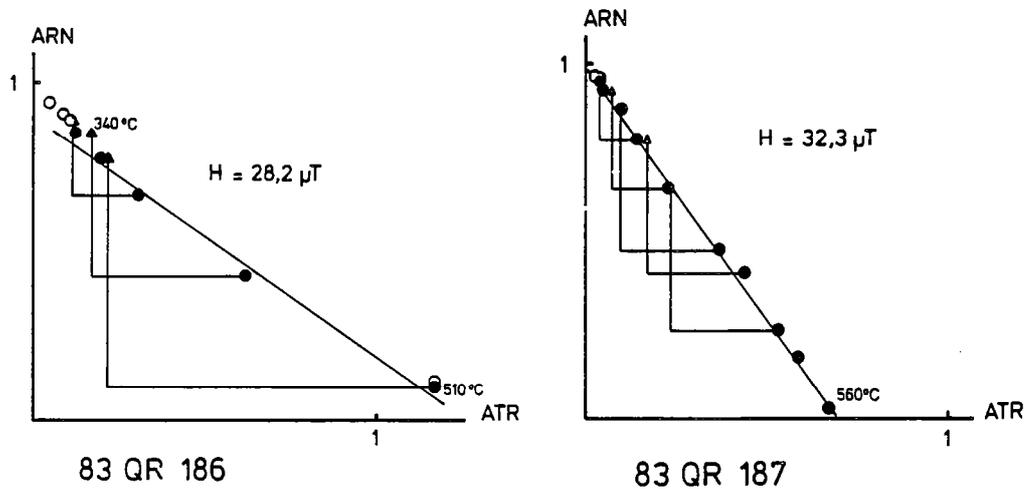


Fig.34 Diagrammes ARN-ATR pour le site des Quatre Routes.

La moyenne d'intensité du paléochamp pour ce site (28,5 microteslas) est tout juste supérieure à la moitié de la valeur de l'intensité actuelle. La paléointensité obtenue, pour un site daté à 21.600 \pm 3.600 BP, permet de faire le lien entre les résultats des sites plus récents (inférieurs à 17.000 BP) et le groupe le plus âgé étudié (autour de 30.000 BP). Dans cette période, le site AD (voir le Tableau III) aurait également pu être étudié mais ses échantillons ne possèdent pas de MDFs très élevés (inférieurs à 30 mT).

Tableau VII: Résultats de paléointensité des Quatre Routes (QR) 21.600 \pm 3.600 BP (voir légende du Tableau IV: p.92)

No	HL	A/V	n	T1	T2	b	sigma	f	g	q	H
185	23	V	6	440	540	-0,988	0,044	0,751	0,758	12,78	22,72
186	40	V	5	340	510	-0,705	0,042	0,832	0,651	9,18	28,20
187	23	V	9	340	560	-1,404	0,033	0,899	0,857	33,03	32,29
188	40	V	3	390	480	-0,624	0,027	0,372	0,392	3,38	24,98
H moyen = 27,1 \pm 4,3				H pondéré = 28,4		VADM = 4,63		VDM = 4,41			

6 GRAVENOIRE (GN)

Il s'agit d'un site dans le cratère du Puy de la Gravenoire. Bien que le Puy soit essentiellement constitué de scories, les échantillons proviennent d'une langue basaltique sur les flancs du volcan (actuellement exploité comme carrière). Bien que les scories auraient

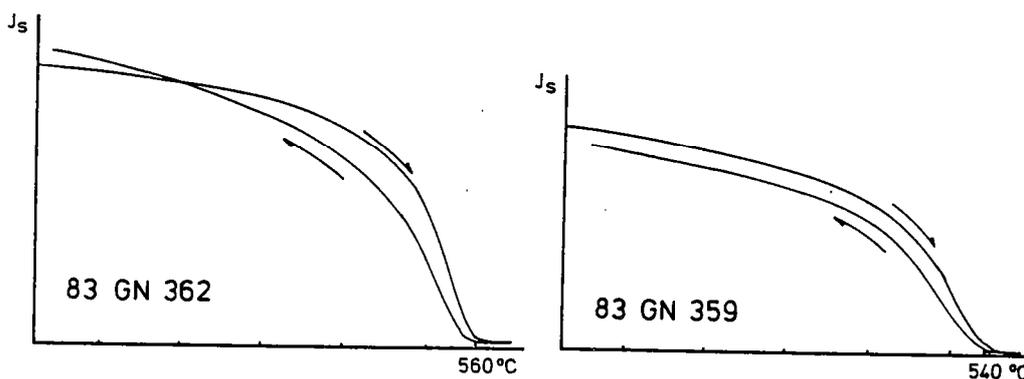


Fig.35 Courbes Js-T représentatives des échantillons utilisés pour la recherche de paléointensité sur le site du volcan de la Gravenoire.

été de meilleurs candidats pour la recherche de la paléointensité le choix s'est porté sur cette langue basaltique, seul événement daté. L'âge de 28.700 \pm 4.000 BP est un âge TL sur quartz obtenu sur une arène granitique retrouvée directement sous cette langue volcanique (Miallier, 1982; Raynal et al., 1985) et qui a immanquablement été chauffée lors de la mise en place de la coulée.

Les échantillons de ce basalte présentent pour certains un MDF faible et dans ce cas possèdent une aimantation secondaire; les autres échantillons ne possèdent pas cette aimantation parasite et sont caractérisés par un MDF élevé et une température de Curie supérieure à 540° C. Le comportement magnétique de ces derniers est quasi-réversible (légère diminution du point de Curie) (Fig.35). Ce sont ces échantillons qui ont été choisis pour le traitement de la paléointensité.

Trois spécimens ont ainsi été retenus et traités lors d'une même expérience. Leurs comportements sont sensiblement identiques, à savoir: absence totale de rémanence parasite, belle linéarité sur les points correspondants aux premières étapes de chauffe, dernières étapes de température montrant une évolution minéralogique par augmentation de la capacité d'acquisition d'ATR. Cette évolution apparaît être due à une ARC: lorsque l'on regarde les diagrammes orthogonaux de désaimantation thermique, seule la composante

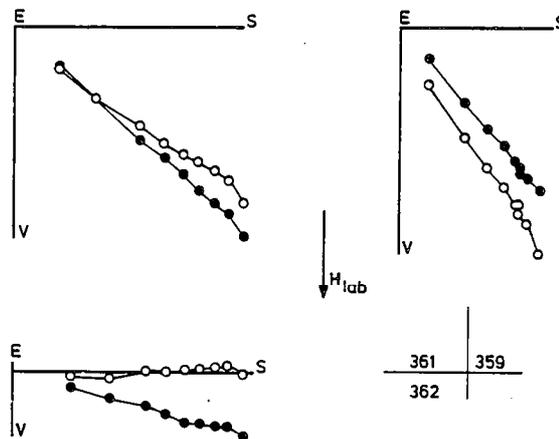


Fig.36 Projection orthogonale du vecteur aimantation lors de la désaimantation thermique montrant la création d'ARC. Le vecteur aimantation "tourne" en direction du champ appliqué (H_{lab}).

Tableau VIII: Résultats de paléointensité de Gravenoire (GN) 28.700 +/- 4.000 BP
(voir légende du Tableau IV: p.92)

No	HL	A/V	n	T1	T2	b	sigma	f	g	q	H
359	40	V	6	150	440	-0,573	0,027	0,290	0,742	4,65	22,94
361	40	V	5	150	390	-0,870	0,015	0,266	0,746	11,65	34,79
362	40	V	5	150	390	-1,100	0,063	0,271	0,731	3,46	43,98
H moyen = 33,9 +/- 10,6				H pondéré = 34,0		VADM = 5,54		VDM = 6,33			

verticale évolue, c'est-à-dire que l'aimantation s'oriente dans la direction du champ de laboratoire appliqué (Fig.36). Les résultats sont rassemblés dans le Tableau VIII. On notera à nouveau, malgré la bonne linéarité pour chacun des échantillons traités, une dispersion considérable des valeurs d'intensité. Ces différences de résultats ne peuvent être attribuées à un biais systématique que pourrait entraîner l'utilisation du champ de laboratoire soit plus fort soit plus faible que la paléointensité réelle. Les trois spécimens ont tous été traités dans les mêmes conditions expérimentales. L'écart-type aurait pu se trouver atténué si plus de trois spécimens avaient été utilisés. La moyenne de 34 microteslas se trouve encore être inférieure à l'intensité actuelle du CMT.

7 COULÉE DU LEMPTÉGY (LY)

Le site est constitué d'un affleurement de talus de bord de route d'une coulée issue du Puy de Lemptégy. La roche à l'affleurement est très scoriacée d'une couleur rougeâtre. Cette roche a été datée par TL sur feldspath à 29.600 +/- 2.700 BP. Son âge a été rapproché de celui du volcan lui-même (daté par la même méthode à 30.400 +/- 2.100 BP). Ce rapprochement a été utilisé comme argument en faveur du synchronisme des deux épisodes (volcan, coulée) considérés comme représentant le même événement volcanique (Guérin, 1983). Mais les arguments paléomagnétiques réfutent le synchronisme des mises en place du volcan et de la coulée. Les directions paléomagnétiques (Tableau III) sont significativement différentes et pour chacun des sites, très bien déterminées (voir Fig.12), il est donc tout à fait impossible que ces deux unités volcaniques représentent le même événement, il s'agit plutôt d'un diachronisme, tout du moins à l'échelle de variation en direction du CMT. Les intensités obtenues pour ces deux sites divergent suffisamment pour les considérer comme distincts dans le temps (voir le chapitre sur les résultats). Seulement la différence d'âge entre les deux unités n'est pas significative par rapport à l'erreur standard les accompagnant, aussi est-il difficile d'affirmer laquelle des deux

unités est la plus âgée. Nous nous bornerons ici à prendre les âges comme ils ont été donnés par l'auteur.

La roche de la coulée de Lemptégy, comme l'indique son aspect extérieur (scorie rouge ou grise), apparaît en général très oxydée (les MDFs sont pour la plupart supérieurs à 35 mT). Les courbes thermomagnétiques indiquent la présence de deux types de minéraux magnétiques (Fig. 37). L'un possède un point de Curie élevé correspondant aux MDFs forts, l'autre présente des températures de Curie autour de 300° C et un comportement parfaitement réversible, mais il correspond aux échantillons à MDF faible et dont la composante secondaire d'aimantation constitue la majeure partie de l'ARN.

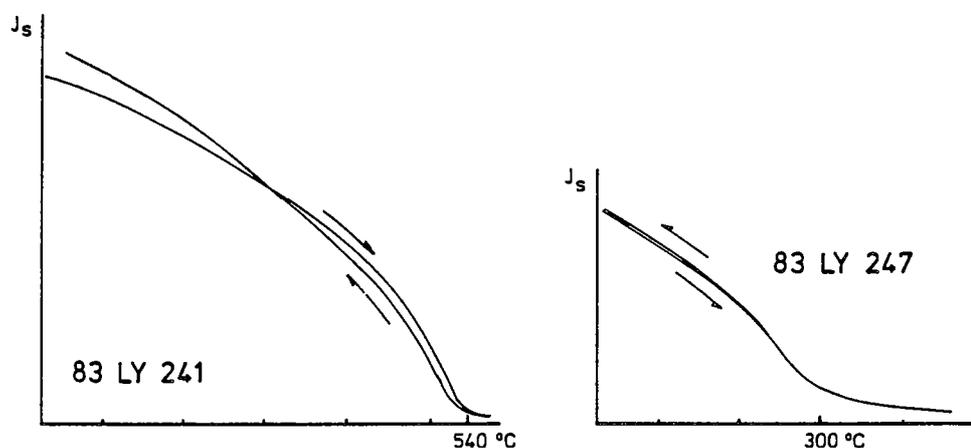


Fig.37 Deux types de courbes Js-T rencontrées pour les échantillons du site de la coulée du Lemptégy.

Tableau IX: Résultats de paléointensité de la coulée du Lemptégy (LY) 29.600 +/- 2.700 BP (voir légende du Tableau IV: p.92)

No	Hl	A/V	n	T1	T2	b	sigma	f	g	q	H	
240	40	V	9	150	520	-0,636	0,010	0,630	0,814	32,20	25,42	
241	23	V	6	150	440	-1,225	0,023	0,461	0,704	17,27	28,18	
242	40	V	9	150	520	-0,713	0,020	0,861	0,776	24,20	28,52	
244	23	V	7	150	480	-1,087	0,027	0,519	0,794	16,36	25,01	
H moyen = 26,8 +/- 1,8				H pondéré = 26,7				VADM = 4,35		VDM = 3,57		

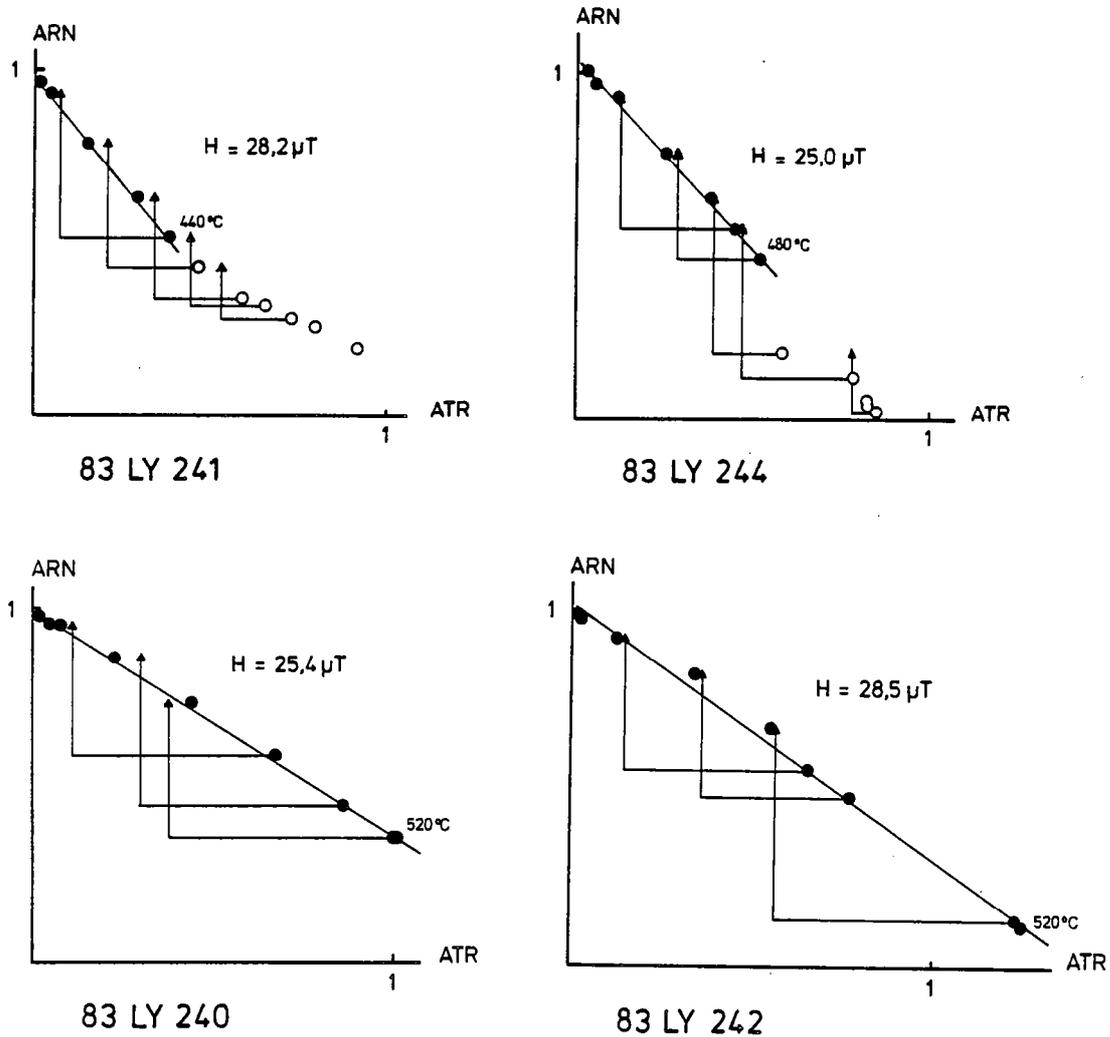


Fig.38 Résultats de paléointensité obtenus sur le site de la coulée du Lemptégy représentés sous la forme de diagrammes ARN-ATR.

Quatre échantillons parmi ceux à point de Curie et MDF élevés ont été choisis pour être traités thermiquement dans l'expérimentation de Thellier. Deux manipulations ont été menées avec des champs de laboratoire respectifs de 23 et 40 microteslas. Les résultats sont rassemblés dans le Tableau IX. Deux échantillons montrent un comportement idéal (Fig.38) tout au long de l'expérimentation, tandis que les autres subissent un changement minéralogique, pour l'un marqué

par un accroissement de la capacité d'acquisition d'ATR et pour l'autre par une diminution. Les déterminations demeurent cependant très correctes pour les quatre spécimens. La valeur obtenue 26,7 microteslas est encore une fois très inférieure à l'intensité actuelle.

8 PUY DE LEMPTEGY (LP)

Ce site a été daté à 30.400 \pm 2.100 BP. Les prélèvements ont été effectués au sein même du volcan: celui-ci est, en effet, utilisé comme carrière et, actuellement, la base du cône scoriacé est accessible. La roche échantillonnée est une scorie rouge très fortement oxydée, ainsi que peuvent le faire penser les valeurs très élevées des MDFs (supérieurs à 80 mT). La quantité d'hématite doit être importante: les échantillons préparés pour le traitement à la balance de Curie répondaient par une force trop faible à un champ très important (ils n'ont pu être traités). Seuls deux échantillons ont été utilisés pour la recherche de la paléointensité. Un seul a fourni un résultat. L'oxydation des minéraux est telle qu'à 560° C seulement 20% de l'ARN a été détruite.

Le seul échantillon qui fournit un résultat est celui dont le MDF est le moins élevé de tout le site. A 560° C l'ARN a diminué de 40%,

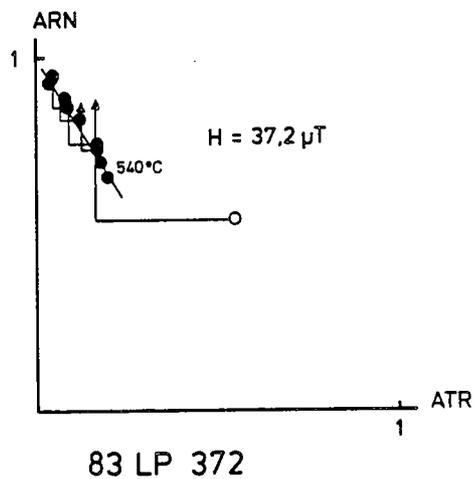


Fig.39 Diagramme ARN-ATR du résultat obtenu sur le Puy de Lemptégy.

seulement à cette température l'échantillon a subi un changement minéralogique marqué par un accroissement de la capacité d'acquisition d'ATR (Fig.39). La détermination de la paléointensité s'en trouve appauvrie (Tableau X). Malgré les remarques soulignées sur certains sites présentés plus haut, où la dispersion interne n'était pas du tout négligeable, nous avons conservé cette seule détermination pour le site du Puy de Lemptégy. Car il apparaît que la valeur obtenue, 37 microteslas, est très proche de celle du site de Moulet-Marcenat dont l'âge est tout à fait semblable et dont les résultats sont présentés ci-après.

Tableau X: Résultats de paléointensité du Puy de Lemptégy (LP) 30.400 +/- 2.100 BP (voir légende du Tableau IV: p.92)

No	HL	A/V	n	T1	T2	b	sigma	f	g	q	H
372	23	V	11	150	540	-1,617	0,096	0,266	0,813	3,65	37,19
H = 37,2						VADM = 6,06		VDM = 6,42			

9 MOULET- MARCENAT (MM)

L'affleurement est formé par le front d'une coulée basaltique datée par TL à 30.500 +/- 3.500 BP (Guérin, 1983). Cette datation accompagnée de son erreur standard peut aussi bien se rapprocher de celle du Puy de Lemptégy (dont l'âge est quasi-identique) que de celle du volcan de la Gravenoire. Les échantillons utilisés pour l'expérimentation de Thellier ont été choisis avec un MDF élevé (supérieur à 33 mT) et dont la courbe J_s -T met en évidence un point de Curie élevé (ici supérieur à 540° C) et présente une réversibilité jusqu'à une température d'au moins 350° C. Quatre échantillons ont ainsi été sélectionnés et traités, deux par deux, dans deux expériences distinctes avec respectivement 23 et 40 microteslas, pour valeur du

Tableau XI: Résultats de paléointensité de Moulet-Marcenat (MM) 30.500 +/- 3.500 BP (voir légende du Tableau IV: p.92)

No	HL	A/V	n	T1	T2	b	sigma	f	g	q	H
121	40	V	5	150	390	-0,859	0,097	0,265	0,714	1,68	34,37
124	23	V	7	150	480	-1,313	0,142	0,445	0,780	3,22	30,20
126	23	V	6	150	440	-1,755	0,079	0,381	0,770	6,53	40,37
127	40	V	5	150	390	-0,844	0,019	0,210	0,746	7,07	33,78
H moyen = 34,7 +/- 4,2				H pondéré = 35,5		VADM = 5,78		VDM = 7,36			

champ de laboratoire. Aucun échantillon ne possède d'aimantation secondaire par contre ils subissent tous une modification minéralogique à partir de 440 - 480° C (Fig.40). Les résultats sont détaillés dans le Tableau XI.

La moyenne de 35 microteslas est tout à fait semblable aux moyennes obtenues pour les sites GN et LP d'âges comparables. Par contre elle se situe significativement au dessus de celle de la coulée de Lemptégy dont l'âge appartient au même groupe.

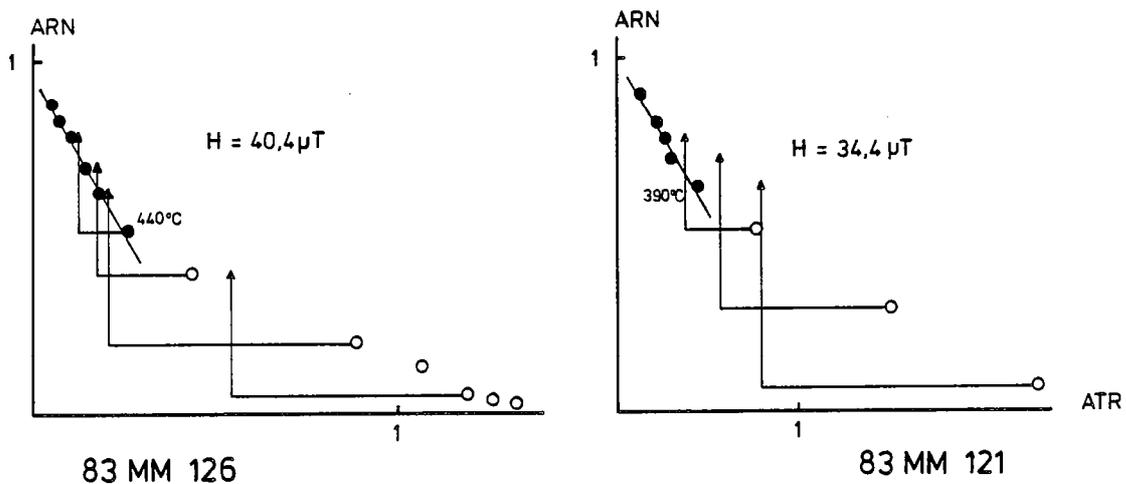


Fig.40 Résultats de paléointensité obtenus sur le site Moulet-Marcenat présentés sous forme de diagrammes ARN-ATR.

10 MAS D'ARGNAT (MA)

Il s'agit ici d'une coulée basaltique échantillonnée en deux sites et dont l'étude paléomagnétique a déjà été effectuée par Bonhommet (1972). L'un de ces sites a été daté par TL à 37.800 \pm 3.800 BP (Guérin, 1983). Nous avons choisi des échantillons, parmi ceux prélevés par Bonhommet, afin de rechercher l'intensité du paléochamp. L'âge de cette coulée la place à l'écart dans le passé par rapport au groupe des quatre sites à 30.000 BP. Les données d'intensité pour cette époque (40.000 BP) permettront de relier les résultats obtenus sur la période plus récente (celle présentée dans cette étude) aux données qui seront fournies par les travaux en cours à Rennes en collaboration avec Corvallis (U.S.A.) sur la période plus ancienne où les directions de

champ présentent un caractère intermédiaire. L'étude de paléointensité sur ce site a été effectuée lors de notre DEA (1983). Six échantillons ont été traités lors de trois expérimentations différentes (avec des champs de laboratoire de 20, 30 et 52 microteslas respectivement) dont l'une conduite à l'air libre. Deux échantillons ont été rejetés, ils présentaient une courbure continue sur tout le diagramme (Fig.41). Les autres spécimens traités ne semblent pas subir d'évolution chimique au cours des chauffes. Il en résulte de bonnes déterminations des droites ARN-ATR (voir Figure 42). Les résultats sont cohérents entre-eux (Tableau XII), on remarquera cependant la valeur plus élevée obtenue sur l'échantillon traité à l'air libre. Il se passe la même chose que pour les échantillons du cratère du Puy de Barme pour certains desquels les chauffes avaient également été conduites à l'air libre. L'oxydation se poursuit sans doute au cours de l'expérimentation, mais aucun

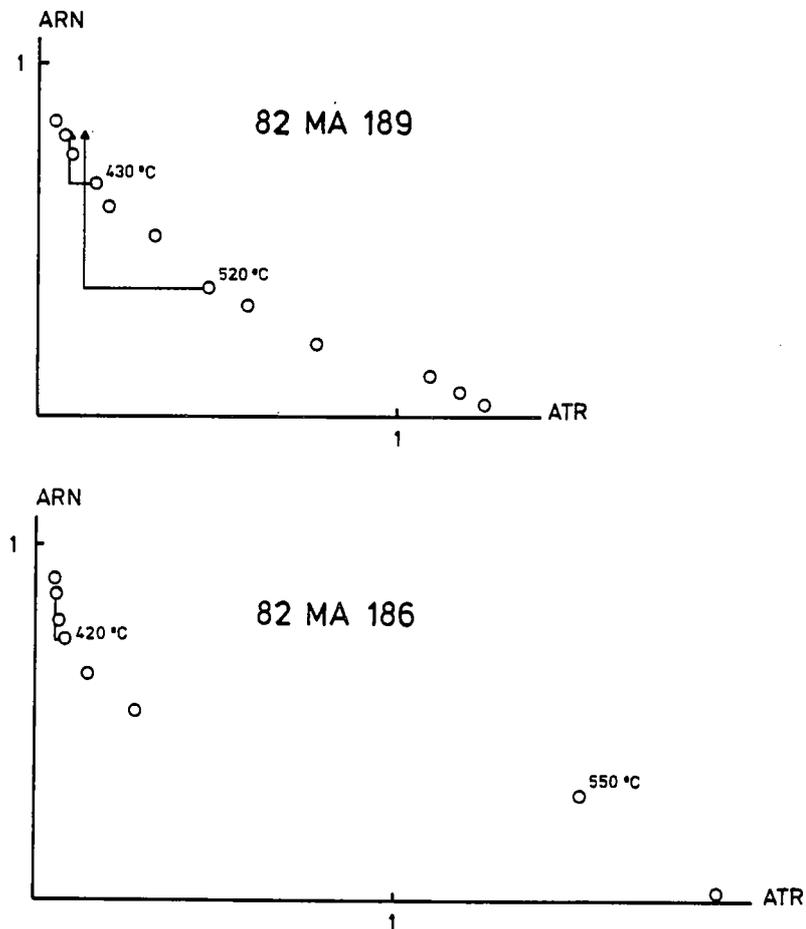


Fig.41 Diagrammes ARN-ATR des échantillons du site de Mas d'Argnat, présentant une évolution continue sur toute la gamme de température. Ce comportement résulte sans doute de la présence de multidomaines.

critère ne permet de décider à partir de quelle étape cela survient. Les tests d'acquisition d'ATRP n'indiquent pas de modification. Il est vraisemblable que cette évolution est continue sur un intervalle de température suffisamment grand pour que les modifications demeurent indiscernables lors des tests d'acquisition d'ATRP qui ne font intervenir que des gammes de température réduites. N'ayant aucune raison de rejeter ce résultat obtenu à l'air libre, sa valeur ne s'écartant pas considérablement des autres (cf. les dispersions internes observées sur d'autres sites), nous l'avons conservé pour le calcul de la moyenne. Une valeur de 20 microteslas caractérise le CMT enregistré par la coulée de Mas d'Argnat, c'est-à-dire une intensité inférieure à la moitié du champ actuel. Vu le caractère minimum de la paléointensité obtenue pour le site GA, celle du Mas d'Argnat constitue la plus faible valeur d'intensité du CMT sur la période 40.000 - 12.000 BP. L'âge de cette coulée correspond à l'événement du Laschamp, il est vraisemblable que le résultat en découle.

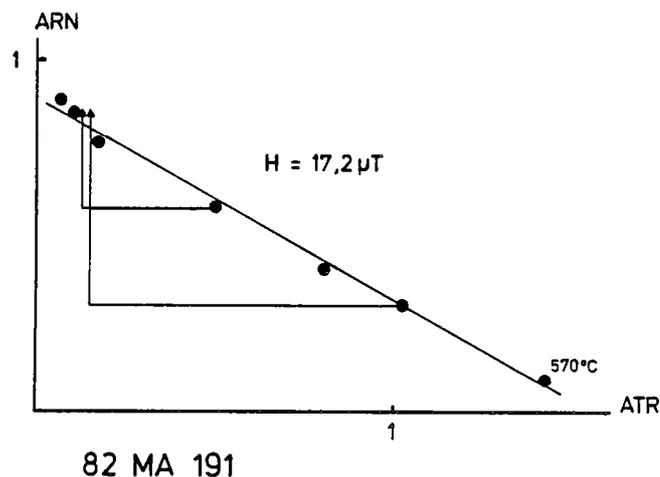


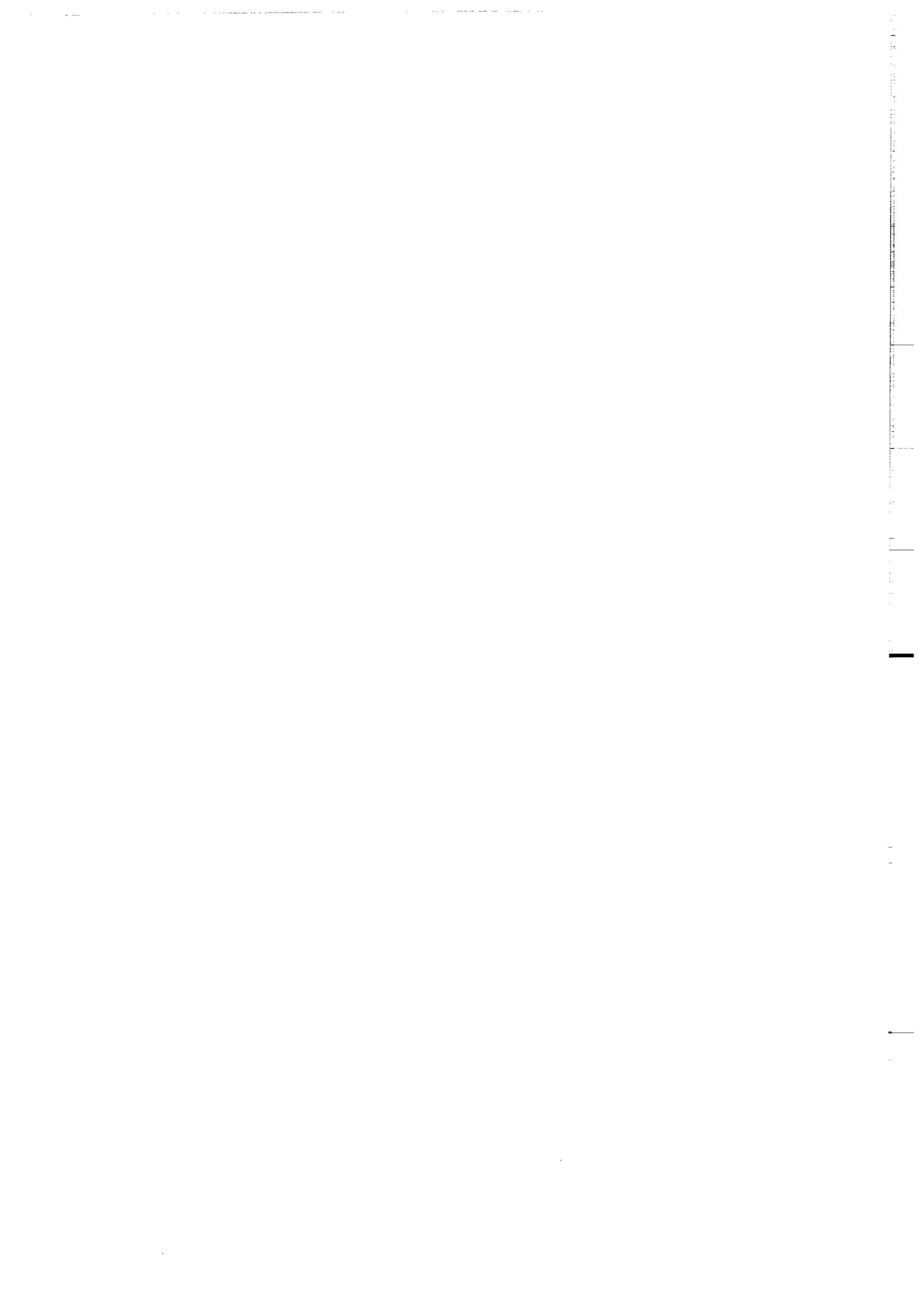
Fig.42 Diagramme type ARN-ATR d'un échantillon du site du Mas d'Argnat

Tableau XII: Résultats de paléointensité du Mas d'Argnat (MA) 37.800 +/- 3.800 BP (voir légende du Tableau IV: p.92)

No	HL	A/V	n	T1	T2	b	sigma	f	g	q	H
188	52	V	7	250	550	-0,325	0,006	0,991	0,580	31,45	16,92
190	20	V	12	250	570	-0,989	0,024	0,899	0,889	32,41	19,77
191	30	V	7	250	570	-0,574	0,021	0,885	0,796	18,82	17,22
192	30	A	9	200	570	-0,859	0,018	0,851	0,827	33,54	25,77
H moyen = 19,9 +/- 4,1			H pondéré = 20,1			VADM = 3,27		VDM = 3,41			

quatrieme partie

VARIATION SECLAIRE
EN DIRECTION ET
EN INTENSITE



QUATRIEME PARTIE: VARIATION SECLAIRE EN DIRECTION ET EN INTENSITE

I ETUDE DES DIRECTIONS

1 CARACTERISTIQUES DE LA VARIATION SECLAIRE

Contrairement aux sédiments, les roches volcaniques ne permettent pas un enregistrement continu et régulier du CMT. Aussi, pour décrire la variation séculaire, utilise-t-on les paramètres de la statistique de Fisher décrivant la dispersion angulaire des directions (ou des PGVs) subie au cours du temps. Ces paramètres sont: le paramètre K de précision

$$K = (N - 1) / (N - R)$$

et la déviation standard angulaire

$$S^2 = (N - 1)^{-1} \sum d_i^2$$

où R est la longueur du vecteur-somme des N directions (ou PGVs) de longueur individuelle unitaire; d_i est l'écart angulaire entre la i^{ème} direction (ou PGV) et la moyenne.

Les données paléomagnétiques fournissent une valeur de la déviation standard angulaire qui inclut la dispersion intra-site et la dispersion inter-sites. Cette dernière comprend elle-même la variation séculaire vraie du CMT accompagnée d'une dispersion due aux anomalies magnétiques locales. Les relations entre ces diverses causes de dispersion sont (Cox, 1969a; Doell, 1970; McElhinny et Merrill, 1975):

$$S_F^2 = S_B^2 - S_A^2$$

$$S_B^2 = S_T^2 - S_W^2/n$$

avec:

- S_F = dispersion réelle du CMT
- S_B = dispersion inter-sites
- S_W = dispersion intra-site
- S_T = dispersion totale observée
- S_A = dispersion due aux anomalies locales
- n = nombre moyen de carottes par site

La valeur de S_A est difficile à approcher. Elle a été estimée à $1,25^\circ$ pour les roches volcaniques lorsque l'on s'intéresse aux directions paléomagnétiques et à $1,77^\circ$ lorsque l'on utilise les PGVs

(Cox, 1969^a; Doell, 1970). Nous utiliserons ces mêmes valeurs afin d'obtenir les quantités de S_F .

Traduire la variation séculaire par la dispersion des directions d'une part, ou par celle des PGVs d'autre part, permet de caractériser différents aspects du CMT. La variation séculaire du CMT provient de deux causes principales: tout d'abord l'importance et la dérive du CND et ensuite l'oscillation de la direction dipolaire. La dispersion des PGVs due à l'oscillation du dipôle ne dépend pas de la latitude. Cette oscillation provoque par contre une dispersion différente suivant la latitude, en ce qui concerne les directions paléomagnétiques. Par ailleurs l'influence du CND varie en fonction de la latitude, que l'on s'intéresse aux PGVs ou aux directions (Cox, 1970; McFadden et McElhinny, 1984). Différents modèles décrivant la dispersion angulaire des PGVs en fonction de la latitude sont présentés par Cox (1969^a), Doell (1970), McElhinny et Merrill (1975), McFadden et McElhinny (1984). Il apparaît plus significatif de décrire la variation séculaire par la dispersion des PGVs. Cela permet, en utilisant des données mondiales, de dissocier les effets du CND de ceux principalement dus à l'oscillation du dipôle.

2 COMPARAISON AVEC LES TRAVAUX PRECEDENTS SUR LA CHAINE DES PUYs

La Figure 43 représente la projection stéréographique des directions paléomagnétiques des 40 unités du Tableau III (a) et la projection de Lambert (égales surfaces) des pôles géomagnétiques virtuels (PGVs) associés (b).

Pour les directions paléomagnétiques de la Chaîne des Puys, les calculs de dispersion conduisent à une déviation standard angulaire de $S_F = 15,8^\circ$. Le même calcul mené sur les PGVs associés aux directions fournit une valeur de $S_F = 21,9^\circ$ (Tableau XIII). Ces calculs englobent l'ensemble des 40 sites étudiés. La comparaison des dispersions obtenues par nos résultats avec celles déterminées sur la même région volcanique (Massif Central français) par Doell (1970), montre que la

Tableau XIII: Dispersion des directions et des PGVs. Valeur de la déviation standard angulaire. N: nombre d'unités; n: nombre moyen de carottes par site; S_T : dispersion totale; S_W : dispersion intra-site; S_A : dispersion due aux anomalies locales; S_B : dispersion inter-sites; S_F : dispersion finale; S_U : limite supérieure de S_F ; S_L : limite inférieure de S_F .

7.000-70.000 N=40 n=7,55

	S_T	S_W	S_A	S_B	S_F	S_U	S_L
directions	16,0	5,61	1,25	15,87	15,82	18,76	13,67
PGVs	22,1	7,57	1,77	21,93	21,86	25,93	18,90

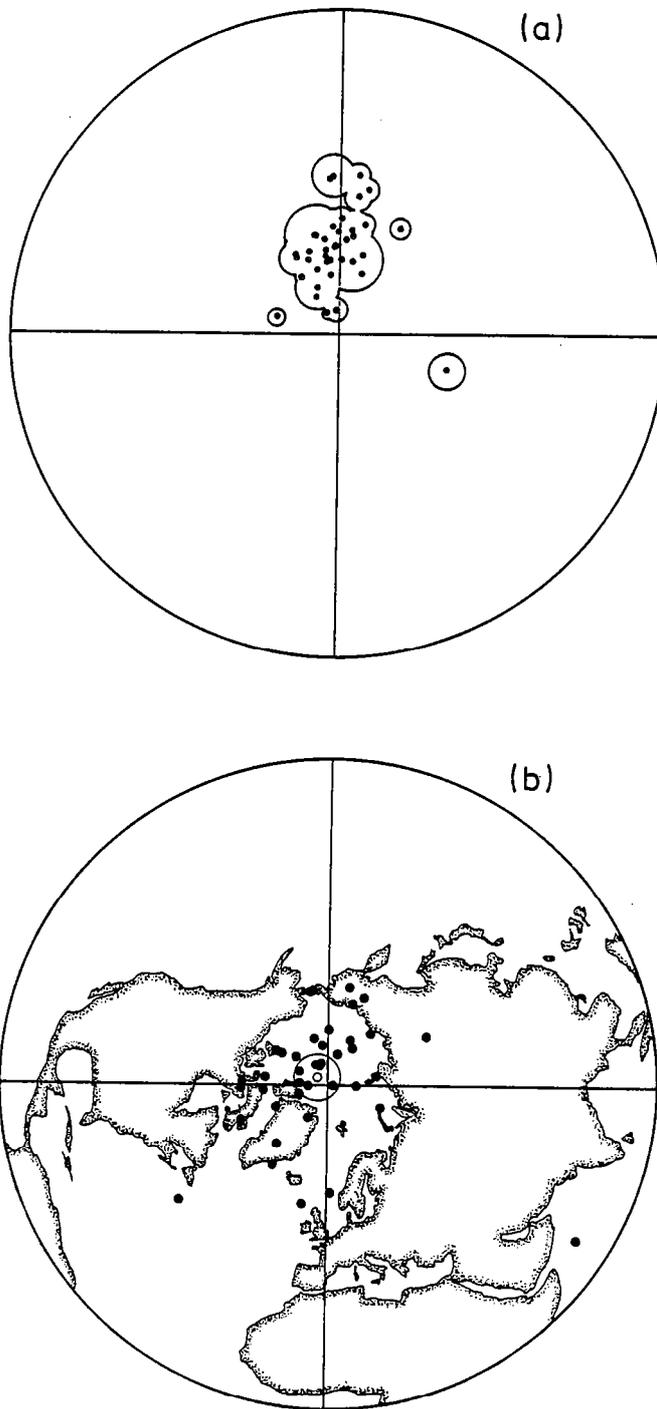


Fig.43 (a): Projection stéréographique des directions d'aimantation de l'ensemble des unités. L'enveloppe est celle formée par l'ensemble des cercles à 95% de confiance. (b): Projection "égales surfaces" des PGVs correspondant aux directions; le point clair représente la moyenne accompagnée du cercle à 95% de confiance.

Mises à part les directions intermédiaires, le nuage des directions paléomagnétiques apparaît plus allongé et donc moins fishérien que celui des PGVs correspondants; remarque qu'avait déjà soulignée Cox (1970).

dispersion, fournie par les calculs présents, est plus importante que celle déterminée par Doell ($n=31$; $\text{lat}=86,4^\circ$; $\text{long}=212,2^\circ$; $\alpha=5,0^\circ$; $k=28$; $S_T=15,4^\circ$; $S_F=14,8^\circ$). L'écart est d'ailleurs plus marqué pour les PGVs que pour les directions.

Cet écart relatif de dispersion est dû, ici, aux quelques directions à caractère intermédiaire; nous considérerons celles-ci comme ayant une latitude de PGV inférieur à 60° . Ces directions sont au nombre de trois (BOBP, FAFSRO1, LY). Nous avons choisi de les éliminer, cette troncature permet de directement comparer les données présentes avec celles de Doell (1979) qui a utilisé la même restriction.

Tableau XIV: Statistique de Fisher sur la variation séculaire. D/L: déclinaison/longitude du PGV; I/L: inclinaison/latitude du PGV; k: paramètre de dispersion de Fisher; alpha: semi-angle de confiance à 95%; S_T : déviation standard angulaire.

7.000-70.000 N=40		D/L	I/L	k	alpha	S_T
directions		357,2	61,3	26,5	4,5	16,0
PGVs		239,6	86,7	14,5	6,1	22,1
7.000-70.000 -(LY,BOBP,FAFSRO1) N=37		D/L	I/L	k	alpha	S_T
directions		356,8	59,3	43,3	3,6	12,4
PGVs		217,9	84,7	27,2	4,6	15,6

La statistique de Fisher sur ces 37 unités ne change pas la direction obtenue avec $N=40$ (Tableau XIV). Par contre la déviation angulaire finale S_F diminue sensiblement (Tableau XV) et se trouve alors être du même ordre que celle déterminée par Doell (1970), Doell avait d'ailleurs écarté de sa statistique la direction intermédiaire de la coulée de Royat.

Tableau XV: Dispersion des directions et des PGVs. Valeur de la déviation standard angulaire. (voir légende Tableau IV)

7.000-70.000 -(LY,BOBP,FAFSRO1) N=37 n=7,11		S_T	S_W	S_A	S_B	S_F	S_U	S_L
directions		12,4	5,46	1,25	12,23	12,17	14,54	10,46
PGVs		15,6	7,19	1,77	15,37	15,26	18,24	13,12

Dans les Tableaux XIII et XV on peut remarquer que les corrections effectuées sur la dispersion totale (S_T) pour aboutir à la déviation standard angulaire vraie (S_F) du CMT ne modifient pas excessivement la dispersion. De plus, ces corrections ont nécessité une estimation de la

déviations introduites par les anomalies locales et de ce fait ne sont pas rigoureuses. Il semble que la déviation standard angulaire brute donne le même résultat que la dispersion due à la variation séculaire, en ce qui concerne la Chaîne des Puys.

Pour comparer la dispersion des PGVs obtenue ici avec celle de Bonhommet (1972) sur la même région volcanique, seules les valeurs de la dispersion totale sont utilisées, Bonhommet n'ayant pas effectué de correction tenant compte des dispersions secondaires. Etant donné la remarque précédente, les résultats obtenus restent significatifs de la variation réelle du CMT. La déviation standard angulaire obtenue ici est de $15,6^\circ$; avec un intervalle de confiance à 95% (Cox, 1969^b), compris entre $13,4^\circ$ et $18,6^\circ$. Celle obtenue par Bonhommet est plus élevée, $17,6^\circ$ avec un intervalle à 95% de confiance compris entre $15,2^\circ$ et $20,8^\circ$. Cette différence n'est toutefois pas significative si l'on considère les intervalles de confiance.

3 COMPARAISON DE LA DISPERSION OBTENUE DANS LA CHAÎNE DES PUY AVEC CELLE DE SITES SIMILAIRES

Les comparaisons effectuées, avec d'une part les données de Doell (1970) et d'autre part celles de Bonhommet (1972), n'apportent pas beaucoup de renseignements, si ce n'est une bonne consistance des différentes mesures. En effet ces trois études ont été menées sur la même région volcanique et vraisemblablement sur sensiblement les mêmes unités (si ce ne sont les mêmes affleurements!); de ce fait, elles conduisent nécessairement à des résultats identiques, aux erreurs expérimentales près. Par contre la comparaison des dispersions obtenues ici avec celles fournies par des roches provenant d'une région similaire au Massif Central (au sens paléomagnétique: c'est-à-dire de latitude et d'âge semblables) permettrait de dresser quelques conclusions sur la variation séculaire obtenue avec nos données.

Une telle possibilité de comparaison est offerte par les travaux sur le massif volcanique récent de l'Eifel (Kohnen et Westkamper, 1978). Le nombre de coulées étudiées est sensiblement le même que celui de cette étude. Par contre la période couverte est 10 fois plus grande dans le massif de l'Eifel que dans la Chaîne des Puys (respectivement 600.000 ans et 70.000 ans). Ainsi la variation séculaire obtenue pour l'Eifel représente la dispersion pour la période de Brunhes tout entière et, étant donné le nombre d'unités étudiées, on peut considérer avoir obtenu une intégration de la variation séculaire. La dispersion des PGVs obtenue sur les laves de l'Eifel est de $14,8^\circ$ avec un intervalle de confiance à 95% (selon Cox, 1969^b) compris entre $12,6^\circ$ et $18,0^\circ$. Cet angle est tout à fait comparable à celui obtenu dans la Chaîne des Puys, dans les limites de confiance. Cette similitude suggère que l'intervalle de temps couvert par les laves du Massif Central, soit 70.000 ans, est suffisant pour intégrer la variation

séculaire et annihiler les effets de dispersion du CND et de l'oscillation du dipôle.

La dispersion obtenue qui, accompagnée de son intervalle de confiance à 95%, se trouve comprise entre 13,2° et 18,3° (Tableau XV), s'accorde avec les différents modèles de variation séculaire, exprimés par la dispersion angulaire en fonction de la latitude.

Les coordonnées du PGV moyen (lat.: 84,7°; long.: 217,9°) accompagnées de l'intervalle de confiance à 95% ne diffèrent pas statistiquement du nord géographique. Toutefois le pôle moyen est situé de l'autre côté du nord géographique par rapport au site de prélèvement. Ce résultat obtenu pour la Chaîne des Puys rejoint certains travaux, provenant de différentes parties du globe, qui montrent des PGVs moyens systématiquement situés de l'autre côté du pôle géographique par rapport au lieu étudié (Réunion: Chamalaun, 1968; Watkins, 1973; Hawaï: Doell et Cox, 1965, 1971; Doell, 1969, 1972abc; McWilliams et al., 1983; Japon: Heki, 1983). Cette déviation par rapport au nord géographique est à rapprocher des résultats des analyses harmoniques sphériques menées sur un ensemble de données mondiales de PGVs, pour la période des 5 derniers millions d'années (Livermore et al., 1983). Ces analyses montrent une persistance non négligeable d'un terme quadripolaire dans la variation séculaire du CMT. Ce résultat avait déjà été souligné par Wilson dont les compilations sur le tertiaire avaient conduit à envisager un déplacement du dipôle axial vers le nord. Pour la Chaîne des Puys cette tendance est également visible sur le diagramme décrivant l'évolution de la déclinaison et de l'inclinaison en fonction du temps (Fig.44). Si la déclinaison moyenne se situe bien autour du zéro degré dipolaire, il n'en va pas de même pour l'inclinaison: sa moyenne se place au dessous de la valeur dipolaire.

4 UTILISATION DES DATATIONS

Les laves étudiées ont toutes été datées, elles offrent ainsi la possibilité d'être regroupées suivant leur âge. La Figure 45 représente la distribution des PGVs pour différents intervalles de temps considérés. Les trois intervalles de temps pris dans la période 7.000-30.000 BP présentent tous la caractéristique de l'ensemble des données: l'angle à 95% de confiance associé au PGV moyen de chacun des groupes englobe le nord géographique, le PGV moyen se trouve de l'autre côté du pôle géographique par rapport au site d'échantillonnage. Sur la Figure 46 sont représentés les résultats de la dispersion angulaire en fonction de la longueur de chaque intervalle de temps couvert et leurs combinaisons. Les valeurs numériques sont rassemblées dans le Tableau XVI. Les trois plus jeunes groupes (1-2-3) et leurs combinaisons (5-6-7) présentent tous une dispersion identique autour d'une valeur de 15°. Cette valeur est semblable à celle déterminée dans le massif de

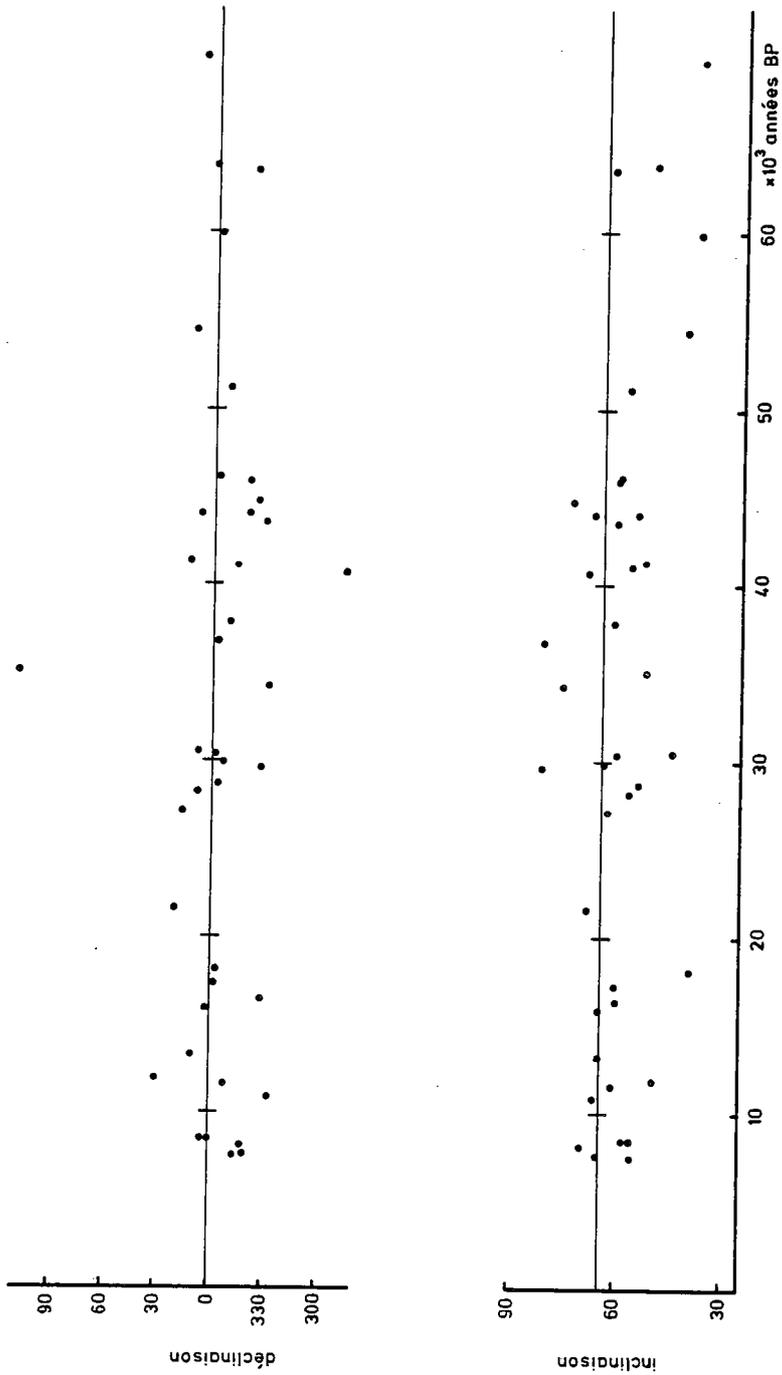


Fig-44 Evolution de la déclinaison et de l'inclinaison dans le temps pour la Chaîne des Puy. Il est à noter qu'aucune courbe n'a été tracée du fait de l'incertitude sur les datations. Les lignes horizontales indiquent la direction dipolaire.

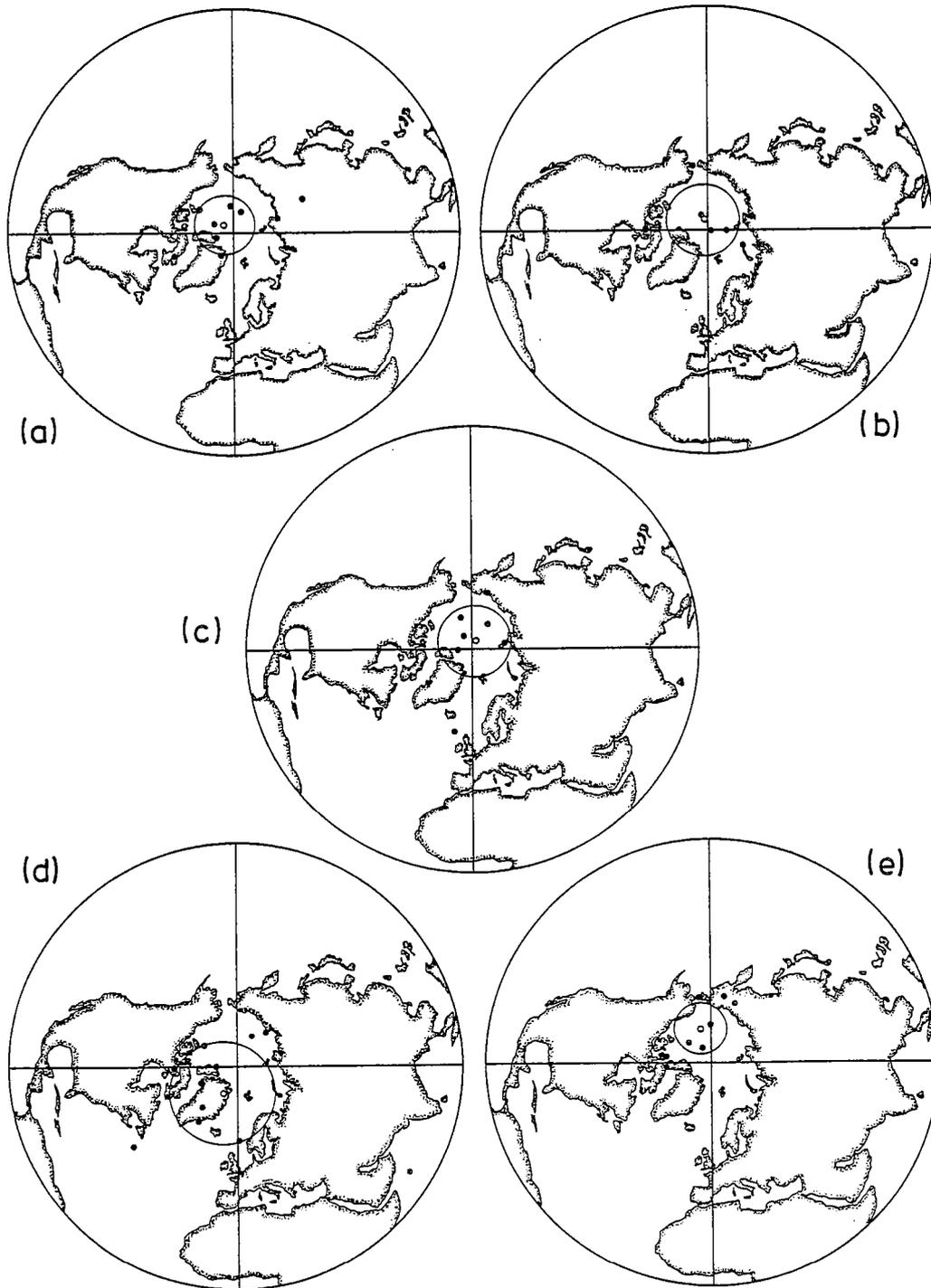


Fig.45 Projections stéréographiques montrant la distribution des PGVs sur différents intervalles de temps sur la période étudiée dans la Chaîne des Puy. a: 7.000-12.000; b: 13.000-22.000; c: 27.000-30.000; d: 35.000-45.000; e: 46.000-70.000.

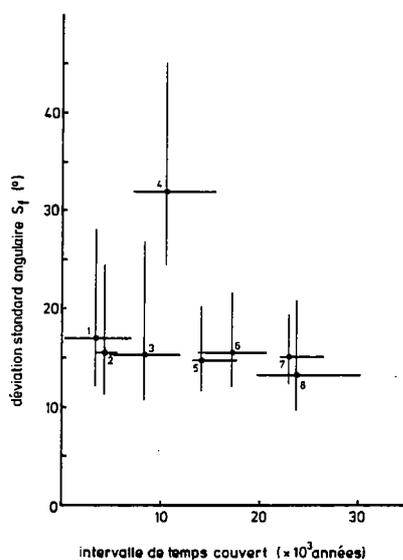


Fig.46 Dispersion standard angulaire (S_p) des PGVs en fonction de l'intervalle de temps couvert par les données. Les intervalles de temps sont découpés sur l'ensemble de la période étudiée (7.000-70.000 BP). (1): 27.100-30.500; (2): 7.560-11.900; (3): 13.300-21.600; (4): 34.200-44.700; (5): 7.560-21.600; (6): 13.300-30.500; (7): 7.560-30.500; (8): 45.900-69.600.

l'Elfe, pour toute la période de Bruhnes ($S_p = 14,8^\circ$). Il semble que la subdivision opérée ne modifie pas les caractéristiques de la variation séculaire. Les trois plus jeunes intervalles couvrent des durées de 3.000 à 10.000 ans; si l'on tient compte des erreurs standard sur les âges, la période de 3.000 années est équivalente à celle couverte par les laves récentes (groupe 2) qui est la mieux déterminée. Il apparaît alors qu'une durée de l'ordre de 5.000 ans est suffisante pour intégrer la variation séculaire.

Une telle conclusion demeure discutable, d'une part du fait du caractère très local des données et surtout dans la mesure où le nombre de données par intervalle de temps n'est pas élevé, ce nombre réduit a tendance à éloigner le nuage de points de la distribution fishérienne et à augmenter la dispersion. Cependant le fait que ce résultat est obtenu sur plusieurs périodes successives est un argument suffisant pour se permettre une telle remarque.

La dispersion sur l'intervalle 35.000-45.000 BP ne conduit pas aux mêmes observations. Si le nord géographique est bien inclus dans le cercle de confiance à 95% accompagnant le PGV moyen pour cette période, cela vient de la grande dispersion des données (Tableau XVI). Cette dispersion est due à la présence de directions intermédiaires liées à

Tableau XVI: Variation séculaire suivant l'intervalle de temps couvert. N: nombre de données dans l'intervalle; D/L: déclinaison paléomagnétique / latitude du PGV; I/L: inclinaison paléomagnétique/longitude du PGV; k: paramètre de précision de Fisher; alpha: semi-angle à 95% de confiance sur la moyenne; S_T : dispersion totale; n: nombre moyen d'échantillons par site; S_W : dispersion intra-site; S_A : dispersion due aux anomalies locales; S_B : dispersion inter-sites; S_F : dispersion finale; S_U , S_L : bornes supérieure et inférieure de l'intervalle de confiance à 95% sur la valeur de S_F .

Directions

intervalle	N	D	I	k	alpha	S_T	n	S_W	S_A	S_B	S_F	S_U	S_L
7.000-12.000	8	356,8	61,1	50,1	7,9	11,5	10,25	5,88	1,25	11,35	11,28	17,79	8,26
13.000-22.000	6	357,7	59,9	39,0	10,9	13,0	5,34	5,6	1,25	12,77	12,71	22,31	8,88
27.000-30.000	7	2,4	60,7	42,3	9,4	12,5	6,57	4,86	1,25	12,36	12,29	20,29	8,81
35.000-45.000	11	352,9	70,0	15,4	12,0	21,1	7,64	5,85	1,25	20,99	20,96	30,27	16,03
46.000-70.000	8	357,0	51,5	41,4	8,7	12,6	7,25	5,66	1,25	12,42	12,36	19,49	9,05
7.000-22.000	14	357,2	60,6	48,4	5,8	11,7	8,14	5,76	1,25	11,52	11,46	15,70	9,03
7.000-30.000	21	358,9	60,6	48,2	4,6	11,7	7,62	5,21	1,25	11,55	11,48	14,69	9,43
13.000-30.000	13	0,2	60,3	44,0	6,3	12,3	6,00	6,99	1,25	11,96	11,90	16,55	9,29

PGVs

intervalle	N	L	L	k	alpha	S_T	n	S_W	S_A	S_B	S_F	S_U	S_L
7.000-12.000	8	85,8	229,7	26,8	10,9	15,8	10,25	7,86	1,77	15,61	15,51	24,46	11,35
13.000-22.000	6	86,1	201,5	26,9	13,0	15,7	5,34	6,87	1,77	15,42	15,31	26,87	10,70
27.000-30.000	7	87,2	160,9	22,4	13,0	17,3	6,57	7,1	1,77	17,08	16,98	28,03	12,17
35.000-45.000	11	79,0	332,2	7,0	18,6	32,1	7,64	8,39	1,77	31,96	31,91	45,04	24,41
46.000-70.000	8	77,1	198,1	35,9	9,4	13,6	7,25	7,06	1,77	13,34	13,23	20,86	9,68
7.000-22.000	14	86,0	218,2	29,0	7,5	15,1	8,14	7,44	1,77	14,87	14,77	20,23	11,64
7.000-30.000	29	86,7	204,2	27,6	6,2	15,5	7,62	7,32	1,77	15,37	15,26	13,24	13,12
13.000-30.000	13	86,9	183,2	26,3	8,2	15,9	6,00	6,99	1,77	15,64	15,54	21,62	12,14

L'épisode inverse du Laschamp. Tous les âges des coulées à directions inverses ou intermédiaires déterminées par Bonhommet (1972) se regroupent dans cette période de temps (Tableau II) (Guérin, 1983: p.182). L'intervalle 35.000-45.000 BP semble donc avoir été un moment où s'est concentrée une perturbation du CMT qui a engendré jusqu'à des directions inverses (l'épisode du Laschamp). L'évolution de la déclinaison et de l'inclinaison en fonction du temps se caractérise pour cette période par une légère augmentation de l'amplitude de variation de l'inclinaison, mais surtout par des sauts importants de la déclinaison (Fig.44).

Pour ce qui concerne l'intervalle de temps le plus ancien, si la dispersion obtenue est similaire aux autres (Tableau XVI, Fig.46), le PGV moyen s'éloigne nettement du nord géographique et ne lui correspond

pas statistiquement. Cet éloignement est aussi remarquable sur la Figure 44 où la déclinaison reste centrée sur la valeur dipolaire tandis que l'inclinaison lui est systématiquement inférieure. Cela peut souligner une importance accrue du terme quadripolaire persistant par rapport au dipôle. La perturbation due au Laschamp, si elle se manifeste surtout dans la période 35.000-45.000 BP, peut avoir débuté bien plus tôt.

L'échantillonnage effectué dans le massif de l'Eifel, qui englobe la période du Laschamp, ne conduit pas à une dispersion aussi importante alors que sa localisation proche de la Chaîne des Puys en fait un espace où la perturbation du Laschamp devrait être visible. Cela vient sans doute du fait que les directions les plus perturbées n'ont pas été prélevées; le nombre total d'unités traitées, sur la période 0 - 600.000 BP, n'est en effet que d'une trentaine.

5 REMARQUES SUR L'ESTIMATION DE LA VARIATION SEULAIRE

A partir de l'étude locale de directions paléomagnétiques, il est possible d'obtenir une description de la variation séculaire (PGV moyen et dispersion identiques aux résultats mondiaux) en un laps de temps plus court que pour l'ensemble du globe: il suffit que les variations du CND soient plus rapides et plus vite intégrées. Cependant cela n'implique pas que la variation séculaire mondiale soit obtenue. L'obtention de la variation séculaire totale, pour des données locales, se fait par l'analyse synthétique de directions sur de très longues périodes (quelques millions d'années), ainsi que le suggèrent McElhinny et Merrill (1975). Il faut alors (1) ne pas s'en tenir à l'analyse d'un seul stade du CMT (normal ou inverse), (2) ne pas écarter les directions intermédiaires, qui ne sont pas toujours liées à un renversement, (3) intégrer un très grand nombre de données pour ne pas fausser l'analyse (voir le travail de Kristjansson et McDougall, 1982).

L'étude de la variation séculaire du CMT, à une échelle différente, peut s'intéresser à la description de variations à courtes périodes, telles l'évolution de l'inclinaison sur la période Holocène récente dont l'étude a pour but de fournir un outil de datation (Thellier, 1981; Langouët et al., 1983^{ab}). La variation du CMT est aussi examinée à des degrés différents, comme l'étude du "jerk" de 1969 qui recherche l'origine interne d'un tel événement (Courtilot et Le Mouél, 1984).

II ETUDE DE L'INTENSITE DU CHAMP MAGNETIQUE TERRESTRE

1 RESULTATS ACQUIS JUSQU'A AUJOURD'HUI

La plus grande partie des travaux sur l'intensité du CMT à été effectuée sur l'aimantation des terres cuites, poteries, tuiles, foyers, etc. (c'est-à-dire sur la période archéomagnétique: limitée à l'Holocène) et pour des sites très localisés sur le globe (Europe du sud-est, USA, Japon) (Barton et al., 1979; McElhinny et Senanayake, 1982).

i Période Holocène: 10.000 - 0 BP

La compilation de l'ensemble des résultats mondiaux, afin de cerner les variations du moment dipolaire, pose un problème car la localisation relativement restreinte des sites étudiés sur le globe rend difficile l'élimination des effets du CND par intégration des données. Néanmoins, entre 0 et 7.000 BP, période où se concentre la presque totalité des données, il semble que l'on atteigne assez bien le moment dipolaire. Les caractéristiques globales sur ce laps de temps,

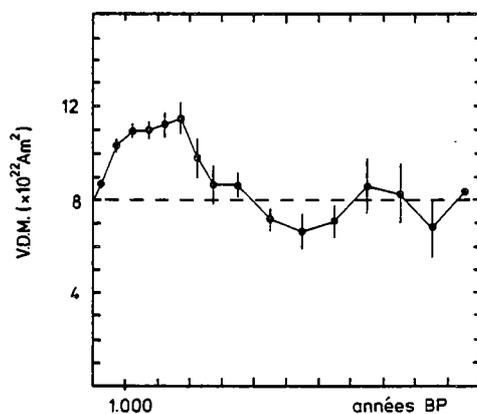


Fig.47 Données de paléointensité sur les 12 derniers millénaires moyennées par intervalles de temps de 500 et 1.000 ans pour l'ensemble du globe (d'après McElhinny et Senanayake, 1982).

sont une décroissance du moment depuis 2.500 BP, période précédée d'une phase de croissance (6.500 - 2.500 BP) (Barton et al., 1979; McElhinny et Senanayake, 1982) (Fig.47). Ces traits caractéristiques ont permis d'estimer une période d'oscillation du moment dipolaire, d'une longueur d'onde de 8.000 à 9.000 ans (Cox, 1968). L'amplitude de ces oscillations est d'environ la moitié de l'intensité actuelle du champ dipolaire. La moyenne du moment dipolaire sur les 10 intervalles de 1.000 ans de l'Holocène est légèrement supérieure à sa valeur actuelle ($8,75 \times 10^{22} \text{ Am}^2$; McElhinny et Senanayake, 1982).

La tendance sinusoïdale des oscillations du moment dipolaire n'est observable que jusqu'à 8.000 BP (soit sensiblement une période) et essentiellement sur les données européennes (Fig.48), une compilation mondiale a pour effet d'estomper considérablement ce phénomène (Fig.47) (Barton et al., 1979; McElhinny et Senanayake, 1982).

ii Variations rapides

Certains résultats provenant de régions différentes (U.S.A., Australie, Egypte) suggèrent des changements rapides (sur quelques siècles) de l'intensité du champ (Levi et Banerjee, 1976; Barbetti, 1983; Games, 1980). Lorsque l'on regarde l'ampleur des variations sur une période d'environ 1.000 ans, on observe des variations dans un rapport de 1 à 3. Ces sauts importants de l'intensité sont plutôt

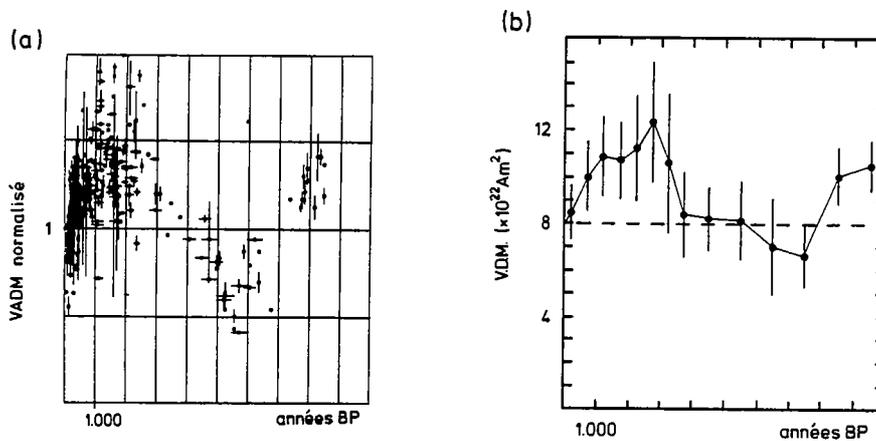


Fig.48 Données de paléointensité sur la période archéologique obtenues pour l'Europe. Les valeurs d'intensité ont été traduites en VDM (lorsque l'inclinaison était connue) ou en VADM (dans le cas contraire). (a): résultats individuels compilés par Barton et al. (1979); (b): résultats moyennés sur des intervalles de temps de 500 et 1.000 ans, par McElhinny et Senanayake (1982).

attribués aux variations du CND qu'au dipôle. On peut d'ailleurs remarquer que ces fluctuations sont de l'ordre de grandeur des variations du CND relevées le long d'un même parallèle, sur les cartes d'isovaleur de l'intensité du CND obtenues à partir de l'analyse harmonique sphérique (cf. le parallèle à 40° S: dans Merrill et McElhinny, 1983).

iii Période pré-Holocène: 50.000 - 10.000 BP

Les quelques données mondiales (N=14) sur la période pré-Holocène (50.000 - 10.000 BP) indiquent une faible intensité du moment dipolaire. La moyenne sur cet intervalle est de $4,44 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ (McElhinny et Senanayake, 1982). L'existence de cette faiblesse de l'intensité peut être reliée à la très forte concentration en C14 trouvée sur toute la période considérée (Barbetti et Flude, 1979^b). Cet accroissement impliquerait la présence d'un moment dipolaire affaibli sur l'ensemble de la période.

L'analyse statistique des moments dipolaires, faite pour la période Holocène d'une part et pour la période pré-Holocène d'autre part, conduit à l'observation d'une contribution du CND équivalente en pourcentage pour les deux périodes. Or les moyennes apparaissent dans un rapport de un à deux, cela suggère une proportionnalité entre CND et CD.

iv Les 5 derniers millions d'années

Une analyse globale des résultats de paléointensité du CMT obtenus sur les 5 derniers millions d'années aboutit à une valeur moyenne de $8,75 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ (McFadden et McElhinny, 1982).

Ces importants changements de la moyenne du moment dipolaire, sur différentes périodes, suggèrent des variations sur des échelles de temps de l'ordre de quelques dizaines de milliers d'années (environ 50.000 ans). On peut supposer que la valeur de $8,75 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ et celle de $4,44 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ représentent les extrêmes de ces variations à faible fréquence.

2 CONVERSION DE L'INTENSITE EN MOMENT DIPOLAIRE

La synthèse de résultats issus de différents sites répartis autour de la planète nécessite une normalisation des intensités. Le moyen généralement choisi est le moment du dipôle associé à l'intensité mesurée. Plusieurs possibilités sont offertes suivant que l'on connaît ou non la direction paléomagnétique associée à l'intensité du CMT. Lorsque la direction du CMT est connue, il est possible de prendre un dipôle centré, incliné par rapport à l'axe de rotation de la Terre, de façon à créer l'inclinaison observée, auquel on associe un moment

dipolaire qui serait à l'origine de l'intensité mesurée: on a alors affaire au moment dipolaire virtuel (abréviation anglosaxonne: VDM). L'expression du VDM est:

$$M = 1/2 H r^3 (1 + 3 \cos^2 I) l/2$$

où H est l'intensité du CMT; r le rayon terrestre moyen; I l'inclinaison de la direction d'aimantation. Le moment dipolaire axial virtuel (VADM) est utilisé lorsque l'inclinaison paléomagnétique n'est pas connue, on suppose, ici, un dipôle centré axial.

L'expression du VADM est:

$$M_A = H r^3 (4 - 3 \cos^2 L) l/2$$

où L est la latitude du site. Il arrive, pour certaines données archéomagnétiques récentes, que le moment dipolaire réduit (RDM) soit préféré au VADM, quand la direction d'aimantation est inconnue. Dans ce cas, le pôle géomagnétique actuel est utilisé comme valeur moyenne du pôle pour le passé récent. On estime ainsi introduire moins de variations parasites dues au mouvement du dipôle (Smith, 1967abc).

Pour caractériser les variations du moment dipolaire dans le temps, le VDM semble la meilleure conversion pour les valeurs d'intensité. Son utilisation évite d'introduire des fluctuations supplémentaires dues au "dipole wobble" (oscillation du dipôle autour de l'axe terrestre), seules les fluctuations dues au CND sont à intégrer pour obtenir la variation séculaire. Les périodes de variation du CND sont estimées entre 10 et 1.000 ans tandis que celles mises en jeu par le CD sont au moins de 10^4 ans. Il est donc, a priori, possible d'éliminer la majeure partie de l'effet du CND. Quand on a affaire à un nombre suffisant de données d'intensité du paléochamp, l'utilisation du VADM devrait être équivalente à celle du VDM, en utilisant la moyenne des résultats par intervalles de temps dans lesquels la variation séculaire est réalisée.

Mais dans la Chaîne des Puys certaines observations conduisent à penser que le CND n'était pas négligeable sur la période étudiée. L'utilisation du VDM n'apparaît alors plus aussi intéressante. Tout d'abord la présence des fluctuations importantes de la direction du CMT sur 35.000-45.000 BP indique qu'une part non dipolaire supérieure à l'ordinaire entre dans la description du CMT. La manifestation du CND par rapport au CD peut également se remarquer dans les résultats d'intensité obtenus pour les sites de la coulée du Lemptégy (LY) et celle de Moulet Marcenat (MM). Ces sites présentent, entre intensité et direction, des relations opposées à ce que nous devrions attendre d'un mouvement du dipôle. L'effet est plus marqué pour le site LY; l'inclinaison paléomagnétique est très forte (82°) ce qui, pour un déplacement du dipôle, doit entraîner une augmentation de l'intensité mesurée, or l'intensité obtenue est une des plus faibles. Pour le site MM, c'est le contraire, avec un effet moindre: une inclinaison relativement faible et une paléointensité parmi les plus élevées

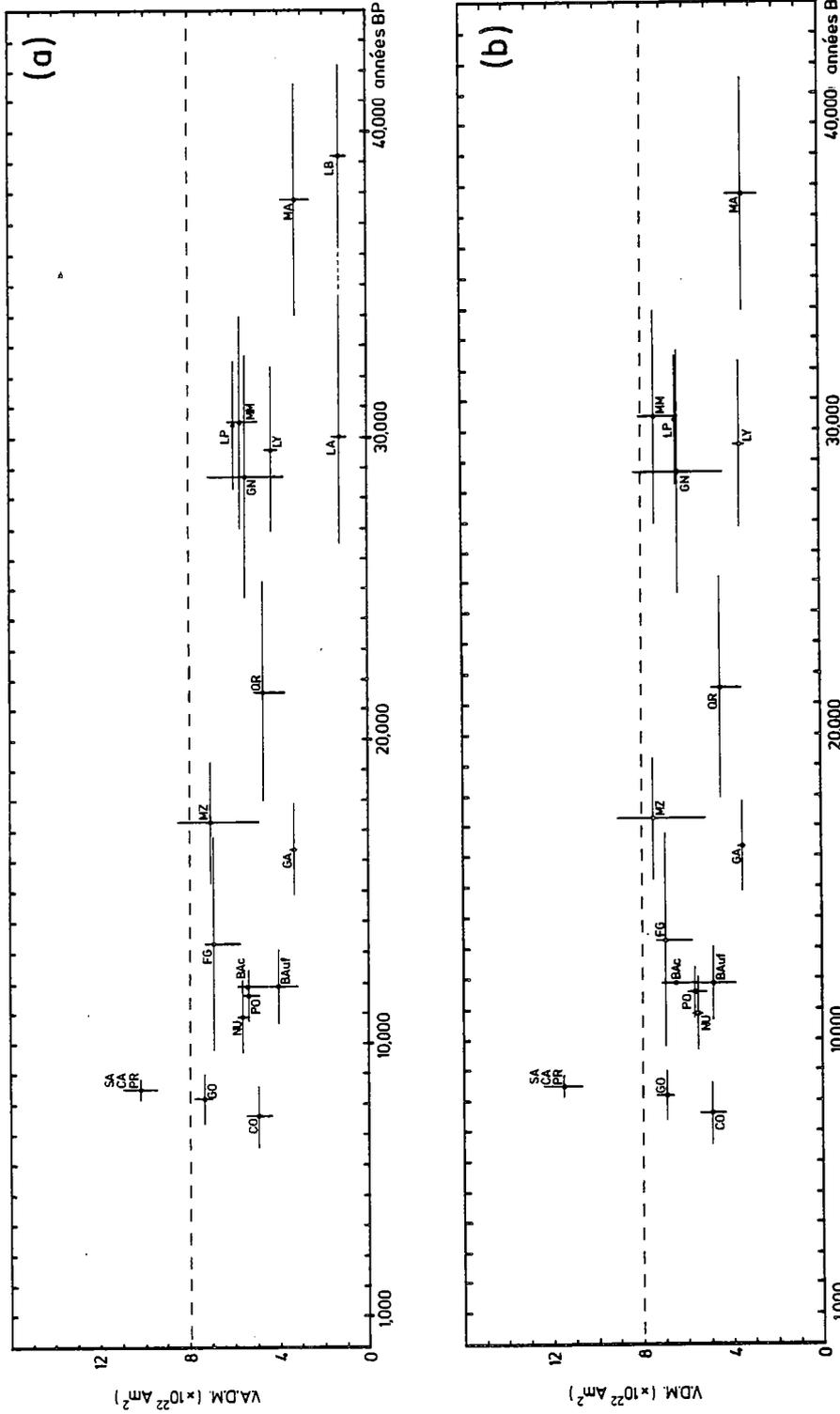


Fig.49 Données de paléointensité de La Chaîne des Puy's traduites en terme de VADM (a) et en terme de VDM (b). Les VADM's sont équivalents aux intensités du CMT, seule l'unité change, car tous les résultats proviennent du même lieu. Les moyennes sont les valeurs pondérées; les barres verticales représentent les dispersions standards centrées sur les moyennes non-pondérées. La ligne en tirets représente la valeur de l'intensité actuelle du CMT dans La Chaîne des Puy's. Les résultats obtenus pour les sites de Laschamp et Olby (LA-LB) ne sont pas reportés sur le diagramme (b) étant donné que la direction paléomagnétique est vraisemblablement non-dipolaire. La ligne en tirets représente le moment actuel du dipôle.

obtenues. Ces effets ne peuvent s'obtenir que par une influence plus marquée du CND. La Figure 49 représente l'ensemble des résultats de paléointensité obtenus dans la Chaîne des Puys, décrits par le VADM (Fig.49a) et par le VDM (Fig.49b); il apparaît que la plupart des données présentent des valeurs identiques entre les deux modes de représentation. Par contre les sites dont la direction paléomagnétique s'éloigne sensiblement de la direction axiale (LY-MM-BA) montrent une différence qui a tendance à éloigner le VDM, pour LY et MM en particulier, par rapport aux autres données de même âge. Enfin l'événement du Laschamp (Bonhommet et Babkine, 1967) implique l'existence d'un CND important. L'utilisation du VDM dans un tel cas introduirait plus d'incertitude que ne le ferait le VADM: le choix de normalisation se portera donc sur ce dernier.

3 RESULTATS OBTENUS DANS LA CHAINE DES PUYs

Pour étudier et comparer entre elles les valeurs obtenues pour la Chaîne des Puys, les données brutes d'intensité sont utilisées (sans réduction aux moments dipolaires, axiaux ou non, ou réduits: VADM, VDM, RDM). La valeur de référence dans ce cas est celle de l'intensité actuelle du CMT dans la Chaîne des Puys, soit près de 50 microteslas. Notons cependant que l'utilisation du VADM ou du RDM, pour des données

Tableau XVII: Résultats de paléointensité. H \pm sd: H moyen; H: H pondéré. (voir légende du Tableau IV: p.92)

site	âge (BP)	N	H \pm sd	H	VADM	I	VDM
Puy de Côme	7.610 \pm 1.000	6	30.3 \pm 3.6	30.6	4.98	65.1	4.91
Col des Goules	8.180 \pm 810	5	46.1 \pm 2.5	45.7	7.44	69.7	6.92
Saint Saturnin	8.500 \pm 350	8	63.6 \pm 4.7	63.5	10.34	55.5	11.54
Nugère	10.900 \pm 1.200	4	35.0 \pm 1.3	34.9	5.69	66.2	5.52
Pontgibaud	11.600 \pm 830	5	32.7 \pm 2.4	33.2	5.34	60.8	5.57
Barme c.		4	32.0 \pm 4.2	33.3	5.42	49.1	6.53
Barme u.f.	11.900 \pm 1.200	4	23.5 \pm 4.0	24.8	4.04	49.1	4.86
Etang du Fung	13.300 \pm 3.500	4	40.4 \pm 4.9	42.8	6.97	64.3	6.94
Les Gardes	16.400 \pm 1.500	3	20.6 \pm 0.9	20.3	3.31	59.5	3.51
Mazaye	17.300 \pm 2.000	4	41.5 \pm 11.4	43.5	7.09	59.9	7.47
Les Quatre Routes	21.600 \pm 3.600	4	27.1 \pm 4.3	28.9	4.71	67.7	4.49
Gravenoire	28.700 \pm 4.000	3	33.9 \pm 10.6	34.0	5.54	53.5	6.33
Coulée du Lemptégy	29.600 \pm 2.700	4	26.8 \pm 1.8	26.7	4.35	81.8	3.57
Puy de Lemptégy	30.400 \pm 2.100	1	37.2	37.2	6.06	59.6	6.42
Moulet Marcenat	30.500 \pm 3.500	4	34.7 \pm 4.2	35.5	5.78	44.0	7.36
Mas d'Argnat	37.800 \pm 3.800	4	19.9 \pm 4.1	20.1	3.27	60.8	3.41

provenant d'un même site (comme la Chaîne des Puys), revient à comparer directement les valeurs d'intensité; la différence vient d'un facteur constant entre les deux types de données. L'ensemble des résultats est rassemblé dans le Tableau XVII et représenté sur la Figure 49. Sur celle-ci (a), sont aussi représentés les résultats obtenus sur les sites de Laschamp et d'Olby (LA-LB) (Roperch et Bonhommet, 1982ab; Bonhommet, 1983; Bonhommet et al., en préparation).

i Signification des résultats

Les déterminations de paléointensité obtenues sont accompagnées d'un intervalle de confiance significativement représentatif de la réalité. Les datations sont elles aussi liées à un intervalle de confiance. Il est faible pour les jeunes coulées par rapport aux différences d'âges, il est alors possible de placer les résultats sur la courbe de variation de l'intensité du CMT, comme pour l'archéomagnétisme en Europe. Par contre, pour les coulées plus anciennes, ces intervalles de confiance deviennent suffisamment grands pour empêcher l'établissement d'une réelle chronologie. Ce problème de recouvrement des intervalles de confiance sur les âges (déjà rencontrés plus précisément pour les coulées du groupe à 30.000 BP) rend insignifiant tout tracé de courbe de variation de paléointensité. De plus, si les hautes fréquences de variation, telles celles observables sur les 8 derniers millénaires (Fig.48a) (surtout de 0 à 2.500 BP) existent dans le passé plus ancien, elles interdisent tout tracé de courbe sans un nombre suffisant de données par tranche d'âge, permettant le calcul d'une moyenne (McElhinny et Senanayake, 1982; Fig.48b). Or nous estimons ne pas posséder suffisamment de résultats dans la Chaîne des Puys pour nous permettre de calculer de telles moyennes. Les résultats sont donc à regarder dans leur ensemble ou tout du moins sur des intervalles de temps relativement importants, mais pas individuellement comme des valeurs successives de l'intensité du CMT.

A côté de cela, il faut noter que les intensités obtenues, même si leurs âges sont compris dans un certain intervalle de confiance, constituent des données ponctuelles et instantanées et non pas une moyenne sur la période balayée par l'intervalle de confiance.

ii Variation sinusoidale confirmée en ce qui concerne l'Europe pour la période 12.000 - 0 BP

Les résultats dans la période 8.000 - 12.000 BP ont pu être étudiés dans leur ensemble afin de décrire la variation de l'intensité du CMT sur cette période de quelques milliers d'années. Ces données confirment la présence d'une oscillation pseudo-sinusoidale dans la variation de paléointensité pour l'Europe (Barton et al., 1979), oscillation qui met en évidence une composante non dipolaire importante en Europe vers 8.000 BP (voir la troisième partie: I période 7.000-12.000 BP).

iii Aspect différent de la variation avant 12.000 BP

Toutes les données de la Chaîne des Puys, au delà de la période Holocène, sont inférieures à l'intensité du CMT actuel (Fig.49). La moyenne de l'ensemble des paléointensités étudiées dans ce travail est de $34,7 \pm 10,8$ microteslas et en particulier elle n'est que de $31,9 \pm 7,5$ microteslas, entre 10.000 et 40.000 BP. D'autres données provenant de France s'accordent également avec les résultats présentés ici. Deux d'entre-elles proviennent de la Chaîne des Puys. Les deux sites en question ont été échantillonnés dans notre travail mais n'ont pas encore été utilisés pour la recherche de la paléointensité. Ces sites correspondent d'une part à la puissante coulée de Boisséjour datée à 41.000 ± 6.000 BP (Miallier, 1980; Raynal et al., 1985) et d'autre part à la coulée de la vallée de Royat datée à 41.600 ± 3.100 (Guérin, 1983). Les valeurs d'intensité du paléochamp sont 20 ± 1 microteslas pour Boisséjour et 15 ± 1 microteslas pour Royat (Barbetti et Flude, 1979^a). Ces intensités très faibles coïncident avec, ou précèdent de peu dans le temps, les intensités (encore plus faibles) obtenues pour les sites de Laschamp et d'Olby (Roperch et Bonhommet, 1982^{ab}). L'autre site provenant de France (Etiolles-Marsangy) est daté au C^{14} à 12.000 ± 500 BP (Barbetti et Flude, 1979^b). La paléointensité obtenue est du même ordre que la valeur actuelle. Ce résultat est en très bon accord avec les données présentées ici pour le même âge (NU-PO-BA-FG). Dans l'ensemble les données européennes disponibles sont cohérentes (la plus grande part provient du travail présenté ici). Elles montrent que les variations rapides et importantes ne semblent pas exister sur la période pré-Holocène. Si elles avaient existé, les intensités obtenues auraient probablement montré des sauts importants car il semble invraisemblable d'avoir systématiquement échantillonné dans les minima de la variation séculaire en intensité. Avant 12.000 BP, la variation pseudo-sinusoidale de l'intensité, accompagnée d'amplitudes aussi importantes que sur la période Holocène, n'existait donc pas. Des oscillations de l'intensité du CMT d'amplitudes réduites autour d'une valeur faible sont cependant envisageables. La vérification ne pourra en être faite ici, le nombre de données est insuffisant et les datations pas assez précises. Pour pouvoir apprécier des variations cycliques, il est nécessaire que l'incertitude liée à l'âge du matériel utilisé soit faible par rapport à la période des oscillations que l'on veut mettre en évidence.

Les synthèses faites sur les 5 millions d'années passées indiquent une moyenne du moment dipolaire équivalente à la valeur actuelle (McFadden et McElhinny, 1982). De plus la période archéomagnétique fournit une valeur moyenne identique (McElhinny et Senanayake, 1982). L'intensité du CMT obtenue dans la Chaîne des Puys pour la période pré-Holocène représente alors une valeur anormalement basse.

iv Inter-comparaisons mondiales

. Données existantes

Pour pouvoir affirmer que cette diminution d'intensité, observée dans la Chaîne des Puys, est un effet du moment dipolaire, il faut regarder les résultats mondiaux obtenus sur la même période. Un des problèmes majeurs vient du nombre restreint des données de paléointensité pour l'intervalle de temps étudié. Il existe cependant des résultats venant de Hawaï et de l'ouest des Etats Unis (Coe et al., 1978; Champion, 1980), d'autres d'Australie (Barbetti et McElhinny, 1976; Barbetti et Flude, 1979^b; Barbetti, 1983), quelques uns d'Islande (Schweitzer et Soffel, 1980) et du Japon (Tanaka dans Rikitake et Honkura, 1985).

. Résultats

Les quelques résultats mondiaux de paléointensité sur la période étudiée (8.000 - 40.000 BP) sont rassemblés dans la Figure 50. Pour la période Holocène, aucune donnée individuelle n'est reportée, seule la courbe archéomagnétique mondiale obtenue par la synthèse de McElhinny et Senanayake (1982) est représentée. L'ensemble des données mondiales souligne l'absence d'intensité élevée avant 10.000 BP. A ce sujet il faut souligner que les résultats de paléointensité obtenus en Australie pour la plus ancienne des excursions relevées par Barbetti et McElhinny (1976) a fourni des valeurs très élevées par rapport au CMT actuel, elles sont omises ici pour une raison exposée dans un paragraphe suivant. L'affaiblissement de l'intensité du CMT observé dans la Chaîne des Puys apparaît comme un phénomène mondial. Cette baisse d'intensité affecterait donc le dipôle.

v Constantes de temps de la variation séculaire

A la lumière de l'ensemble des résultats, certaines remarques peuvent être apportées sur l'hypothèse formulée au sujet de la constante de temps de 5.000 ans pour décrire la variation séculaire. Il ne faut pas oublier que l'aimantation étant un vecteur, elle est également définie par son intensité. La moyenne d'intensité du CMT est de l'ordre de sa valeur actuelle pour les cinq derniers millions d'années (McFadden et McElhinny, 1982). Or sur la période étudiée (7.000 - 40.000 BP), la valeur moyenne représente d'environ 60% de la valeur actuelle. Il n'est donc pas possible d'obtenir le vecteur-champ moyen sur une période de 5.000 ans. L'hypothèse avancée antérieurement dans la discussion serait due à une distribution fortuite des données en direction. Néanmoins, lors de l'étude de l'inversion enregistrée à la Steens Mountain, Mankinen et al. (1985) ont montré que les données paléomagnétiques des épisodes normal et inverse encadrant le renversement indiqueraient une moyenne coïncidant avec le pôle géographique; les intervalles de temps couverts par ces deux périodes sont, par ailleurs, estimés à 3.500 et 5.000 ans, respectivement. Ce

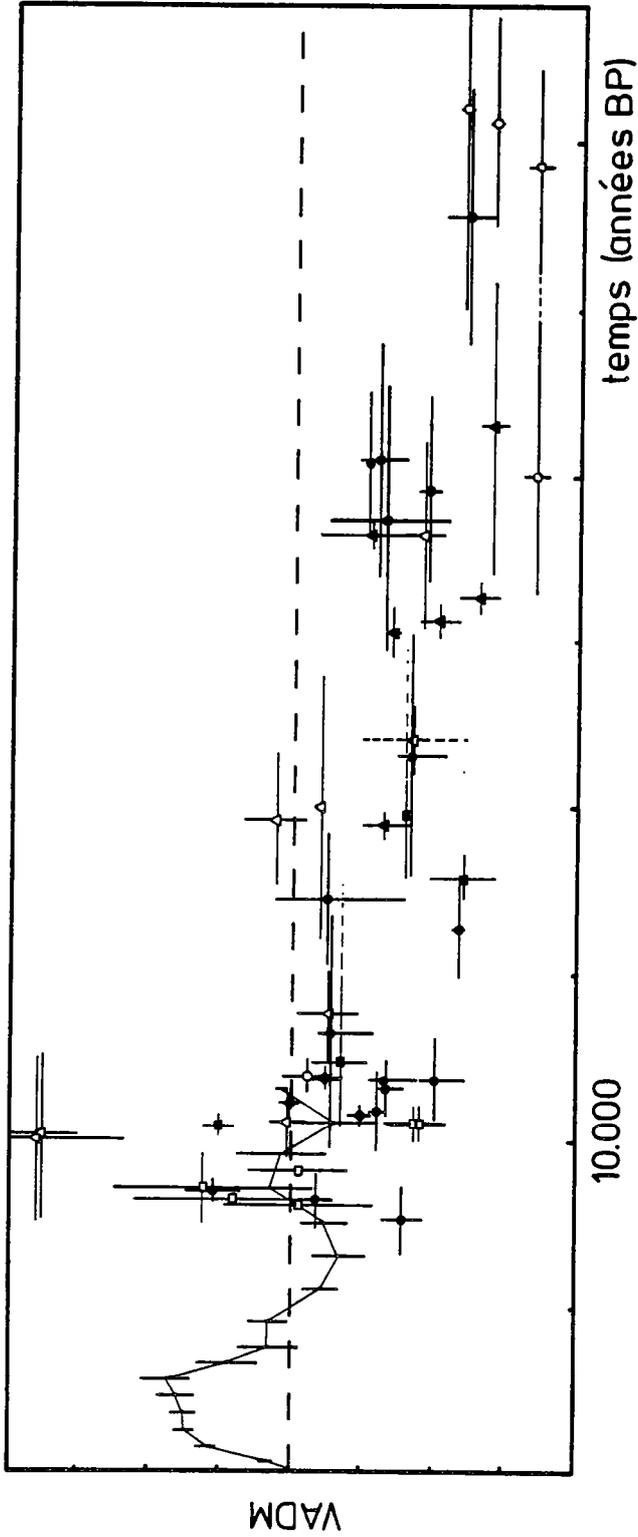


Fig.50 Compilation des résultats mondiaux de paléointensité traduits en terme de VADM. Cercles noirs: ce travail; cercles clairs: France (Barbetti et Flude, 1979ab; Roperch et Bonhomme, 1982); rectangles noirs: Hawaï (Coe et al., 1978); rectangles clairs: Islande (Schweitzer et Soffel, 1980); triangles noirs: Australie (Barbetti et McElhinny, 1976; Barbetti et Flude, 1979b); triangles clairs: Japon (Tanaka dans Rikitake et Honkura, 1985); losanges noirs: ouest des U.S.A. (Champion, 1980). La courbe représente les données sur la période Holocène de la fig.47.

résultat, bien qu'insuffisant, va dans le sens de l'hypothèse avancée et peut signifier que les constantes de temps mises en jeu par le mouvement du pôle d'une part, et par l'intensité du dipôle d'autre part, sont totalement différentes. Cependant les données sur la Chaîne des Puys sont très peu nombreuses et les conclusions tirées sur un nombre aussi réduit de résultats peuvent très bien s'avérer erronées; l'étude importante conduite par Kristjansson et McDougall (1982), sur un nombre exceptionnel de données, a montré que certaines conclusions bâties sur une quantité restreinte de résultats se trouvent contredites par un nombre bien plus important de données. Un complément de résultats mondiaux est donc nécessaire pour confirmer l'hypothèse d'une constante de temps de l'ordre de 5.000 ans pour la variation séculaire du mouvement du pôle.

vi Approche vectorielle: direction-intensité

La baisse du dipôle peut expliquer l'existence de la dispersion observée sur les directions, dispersion qui traduit une expression du CND plus importante qu'en période de variation calme. Une étude de l'association direction et paléointensité pour la Chaîne des Puys donne une description vectorielle du vecteur-champ. Ce vecteur oscille d'une façon plus considérable sur un intervalle restreint (35.000-45.000 BP) de la période étudiée. Par contre son intensité accuse une faible valeur sur un laps de temps plus important qui se prolonge au delà de la période de variation importante en direction (du moins vers les temps plus récents). Les intensités les plus faibles, sur la période étudiée, se situent aux alentours de 40.000 BP. Cela est vrai pour le site de Mas d'Argnat et aussi pour les autres données de la Chaîne des Puys publiées par Barbetti et Flude (1979ab). L'épisode inverse du Laschamp appartient à cette époque. Ces valeurs affaiblies de l'intensité semblent liées à cet événement. Le déphasage entre intensité et direction du CMT rappelle les observations faites lors de renversements (Fuller et al., 1979; Valet et Laj, 1981), bien que Mankinen et al. (1985) et Prévot et al. (1985) montrent une quasi-simultanéité des variations en direction et en intensité dans le renversement de la Steens Mountain. Il n'est pas impossible que l'événement du Laschamp corresponde à une inversion avortée. Des données de paléointensité complémentaires sur la période perturbée d'une part (étude en cours: collaboration Rennes - Corvallis, USA), et sur les coulées plus anciennes ensuite, apporteront certainement des renseignements plus précis. Si l'on tient compte des paléointensités, la fin de l'événement du Laschamp se situerait aux alentours de 10.000 ou 12.000 BP, lors du recouvrement d'une intensité normale.

Toutefois, bien que certaines manifestations importantes du CND existent dans la Chaîne des Puys, l'ensemble des directions conduit à un champ moyen principalement dipolaire. Il en va de même pour les faibles intensités relevées sur l'ensemble du globe: mis à part l'événement du Lake Mungo, toutes les études ont été menées pour des

directions à caractère normal. Le comportement du CMT sur la période pré-Holocène est dominé par la persistance du dipôle. La baisse d'intensité apparaît aussi affecter le moment non-dipolaire, ce dernier ne se manifestant que sur un intervalle restreint de la période d'intensité affaiblie.

vii Événement du Laschamp

Parmi les données mondiales, seuls les résultats obtenus pour le Lake Mungo (Barbetti et McElhinny, 1976) indiquent la présence de directions inverses et intermédiaires. L'observation de cet événement dans la Chaîne des Puys pourrait être le fruit d'un phénomène global. Ceci rentre très bien dans l'hypothèse avancée précédemment, pour la Chaîne des Puys, d'une domination générale du champ dipôle, toutefois surmontée par moment par des entités non-dipolaires conduisant aux directions particulières relevées.

. Discussion des résultats du Lake Mungo

Les résultats de paléointensité obtenus pour la plus ancienne des excursions du CMT observées au Lake Mungo (Barbetti et McElhinny, 1976), n'ont pas été retenus pour les raisons suivantes. Tout d'abord les valeurs d'intensité extrêmement élevées, conduisant à des moments dipolaires jusqu'à 6 fois supérieurs au moment dipolaire actuel, peuvent paraître suspectes. Jusqu'ici aucune paléointensité telle que celles-ci n'a été relevée où que ce soit. En ce qui concerne les résultats tels qu'ils sont présentés par Barbetti et McElhinny (1976), seul l'échantillon-test, auquel a été donné une ATR artificielle, conduit à une droite "ARN-ATR". Les quelques autres échantillons montrent tous une courbure et surtout une chute importante dans les premières étapes. Le premier critère de Thellier est la linéarité ARN-ATR. Etant donné que l'échantillon-test montre un comportement idéal, la courbure observée ne peut être attribuée à la présence de multidomains. Le matériel utilisé pour la recherche de paléointensité est constitué de roches cuites dans les foyers préhistoriques qui ont été chauffés plusieurs fois à l'air libre. Il est alors improbable qu'une oxydation ultérieure affecte les minéraux magnétiques au laboratoire. Dans ce cas, la différence observée entre les échantillons naturels et l'échantillon-test signifie que l'aimantation naturelle peut ne pas être une ATR. Il est possible en effet qu'elle soit une ARI de type "coup de foudre" affectant l'ensemble des quatre sites contenus dans un espace de deux mètres de long. Une rémanence isotherme expliquerait l'importante force de l'ARN par rapport à l'ATR et également la non-linéarité des courbes ARN-ATR: les processus d'acquisition de ces deux rémanences sont totalement différents donc non-comparables. L'allure des diagrammes ARN-ATR et les valeurs d'intensité rappellent les observations faites pour les premières étapes de l'expérimentation de Thellier sur le site des Gardes (GA). S'il s'avère bien que l'aimantation naturelle des foyers aborigènes étudiés est une ARI, alors une seule excursion a été observée au Lake

Mungo, les directions horizontales relevées pour la plus ancienne excursion ne seraient que le résultat du coup de foudre. Il est bien évident que de nombreuses données manquent pour confirmer ces remarques, tout d'abord il faudrait avoir les diagrammes orthogonaux de désaimantation et l'ensemble des courbes ARN-ATR. Quoiqu'il en soit, étant donné les seules données présentées, les résultats liés à la plus ancienne excursion du Lake Mungo ne seront pas retenus.

. Événement du Laschamp: mono- ou bi-phasé?

Toutefois les datations effectuées sur les coulées de Laschamp et d'Olby par l'équipe de Gif sur Yvette (Gillot et al., 1979; Guérin, 1983) conduisent ces auteurs à séparer l'événement du Laschamp en deux épisodes distincts (Guérin, 1983). Si l'on accepte ces deux épisodes, il est possible de les relier à ceux relevés en Australie (Barbetti et McElhinny, 1976); la différence d'âge peut être attribuée à une perturbation mouvante sur le globe, liée au champ non-dipolaire. Seulement, dans ce cas encore, l'intensité très élevée obtenue pour l'excursion la plus ancienne du Lake Mungo n'est pas corrélable avec celle, très faible, fournie par les échantillons de la coulée d'Olby (Roperch et Bonhommet, 1982ab). De plus il est très improbable que la direction paléomagnétique soit exactement la même à 10.000 ans d'intervalle, cela pour un caractère intermédiaire du CMT (Tableau XVIII). Les paléointensités obtenues sont également les mêmes pour les deux unités. La position dans le temps de la coulée du Laschamp la fait appartenir au groupe des laves de la Chaîne des Puys datées autour de 30.000 ans. Ce rapprochement n'existe pas en ce qui concerne les paléointensités. Par contre la coulée d'Olby fournit une intensité relativement bien en accord avec les autres données du même âge (40.000 BP) (Fig.50). Il apparaît que l'événement du Laschamp est plus vraisemblablement âgé de 35.000 à 40.000 ans que de 30.000 ans. Il faut touterfois noter que l'existence bi-phasée de l'événement du Laschamp est soutenue par les différents travaux de datation entrepris sur les deux sites (Laschamp, Olby). En effet, même si les âges obtenus par les différentes méthodes pour les deux sites divergent, chaque résultat donne à Olby une ancienneté relative (Guérin, communication personnelle, 1986).

Tableau XVIII: Résumé des directions paléomagnétiques des unités inverses (d'après Bonhommet et al., en préparation). N: nombre de sites; n: nombre d'échantillons; I: inclinaison; D: déclinaison; k: paramètre de dispersion de Fisher; a95: semi-angle à 95% de confiance de Fisher.

site	N	n	I	D	k	a95
Coulée d'Olby	5	21	-69	230	170	2
Coulée de Laschamp	1	24	-67	237	110	3
Scories du volcan de Laschamp	2	9	-65	239	110	5

. Aspect mondial de l'événement du Laschamp

Si le caractère global de la baisse d'intensité apparaît assez bien, il n'en est pas de même en ce qui concerne l'événement du Laschamp. Afin de pouvoir apporter une réponse à cette question, les quelques travaux effectués sur une grande partie du globe, tant sur des roches volcaniques que sédimentaires, et dont les résultats ont montré la présence d'excursions du CMT dans le passé récent, ont été, pour la plupart, rassemblés dans le Tableau XIX. Les âges de ces excursions s'échelonnent depuis 7.000 BP jusqu'à 50.000 BP. Bien que certaines datations soient indirectes ou imprécises, il est hors de question de rapporter toutes ces excursions à un seul événement du CMT: le Laschamp. Par contre, l'ensemble de ces phénomènes s'intègre bien dans le contexte d'un champ dipolaire affaibli, conduisant à certains moments à une domination non-dipolaire.

La faible intensité du paléochamp conduit à une aimantation moins forte dans les roches. Pour les roches volcaniques, cela peut ne pas avoir d'importance. Par contre l'aimantation des roches sédimentaires doit être plus difficile à caractériser. Il se peut que certains des

Tableau XIX: Principales excursions du champ magnétique relevées sur l'ensemble du globe. S: sédiments; L: laves; F: foyers aborigènes.

Localité	matériel	âge	références
Méditerranée	S	7.000	Wollin et al., 1971
Islande-Skalamaelifell	L	12.000-30.000	Kristjansson et Gudmundsson, 1980
Suède-Blekinge	S	12.077-12.103	Noel et Tarling, 1975
Suède-Gothenburg	S	12.350	Mörner et Lanser, 1974
U.S.A.-Lake Erie	S	±12.500	Creer, 1974
Angleterre-Windermere	S	13.400 ± 400	Mackerett, 1971
Mexique-Tlapacoya	S	14.770 ± 200	Liddicoat et Coe, 1974
Golfe du Mexique	S	12.500-17.000	Clark et Kennett, 1973
Golfe du Mexique	S	17.000±1.500	Freed et Healy, 1974
Japon-Lake Biwa	S	18.000	Yaskawa et al., 1979
Islande-Maelifell	L	20.000	Pierce et Clark, 1978
Danemark-Rubjerk	S	23.000-40.000	Abrahamsen et Knudsen, 1979
U.S.A.-Mono Lake	S	24.200	Denham et Cox, 1971 Liddicoat et Cox, 1975
Australie-Lake Mungo	F	25.310-28.140	Barbetti et McElhinny, 1976 Barbetti et Flude, 1979 ^b
Golfe du Mexique	S	32.500	Freed et Healy, 1974
France-Laschamp	L	35.000-40.000	Bonhommet et Babkine, 1967
Océan Indien	S	40.000	Opdyke et al., 1974
Japon-Lake Biwa	S	49.000	Yaskawa et al., 1973

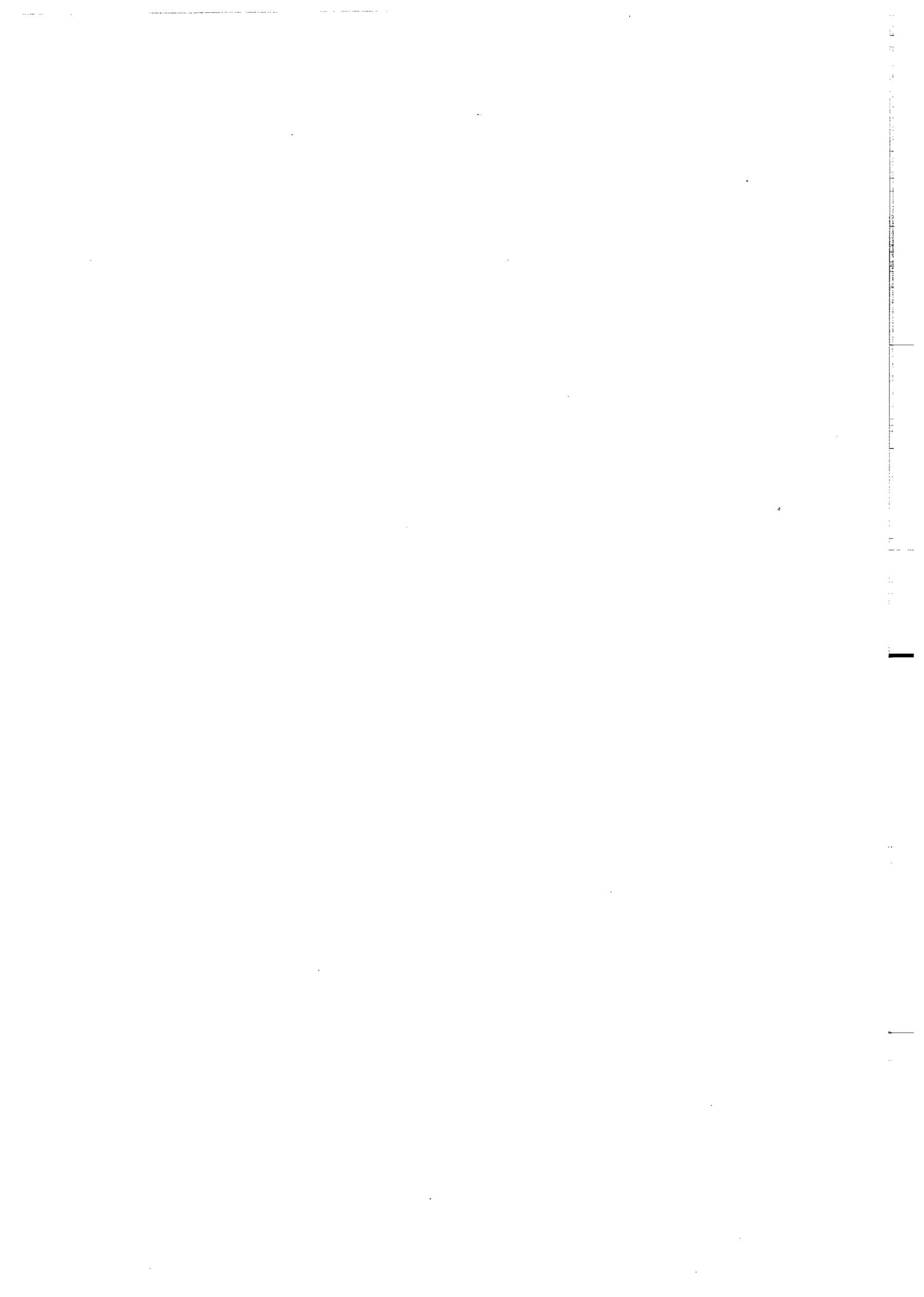
épisodes rapportés soient, en fait, des artéfacts d'une mauvaise détermination de l'aimantation, notamment pour les carottes sédimentaires dont la teneur en minéraux magnétique est très faible. Des travaux sur des sédiments lacustres ont d'ailleurs mis en doute l'existence de certaines excursions observées dans des régions voisines par des études antécédentes (Banerjee et al., 1979; Verosub et al., 1980). Cependant la quantité d'épisodes rapportés, relativement importante pour une période de quelques 10^5 ans, dénote la réalité du phénomène. Etant donné l'étalement dans le temps des différents épisodes observés, ces événements ont un caractère plutôt local. Il est donc hors de question d'envisager l'utilisation de la présence de directions transitionnelles dans des sédiments ou des laves afin de dater ces roches par recouplement avec d'autres travaux dans lesquels une chronologie absolue aurait été effectuée. En effet, il est tout à fait possible qu'un laps de temps de l'ordre de 10^3 ou 10^4 années sépare ces événements survenus en deux sites géographiquement éloignés.

Le caractère en général local de ces épisodes du CMT conduit à définir ces phénomènes comme des excursions du CMT et non des événements. Le terme "événement" est réservé à des mouvements essentiellement dipolaires du CMT, donc à des phénomènes globaux. Plus précisément, les événements définissent des inversions du champ de durée très courte. Parmi tous les épisodes survenus dans la période récente, aucune inversion du champ n'a vraiment été mise en évidence (étant entendu qu'une inversion est liée au dipôle et possède alors un caractère global). Une excursion, par contre, regroupe des phénomènes rapides de variation séculaire importante en amplitude. Ces variations peuvent être liées aussi bien au dipôle qu'au CND (conduisant à un phénomène soit global, soit local, respectivement). Pour la période récente, les épisodes du CMT s'apparentent plutôt à des excursions; si l'on arrive à montrer la présence d'une inversion du champ à laquelle seraient liées certaines de ces excursions, le terme "événement" pourra être utilisé.

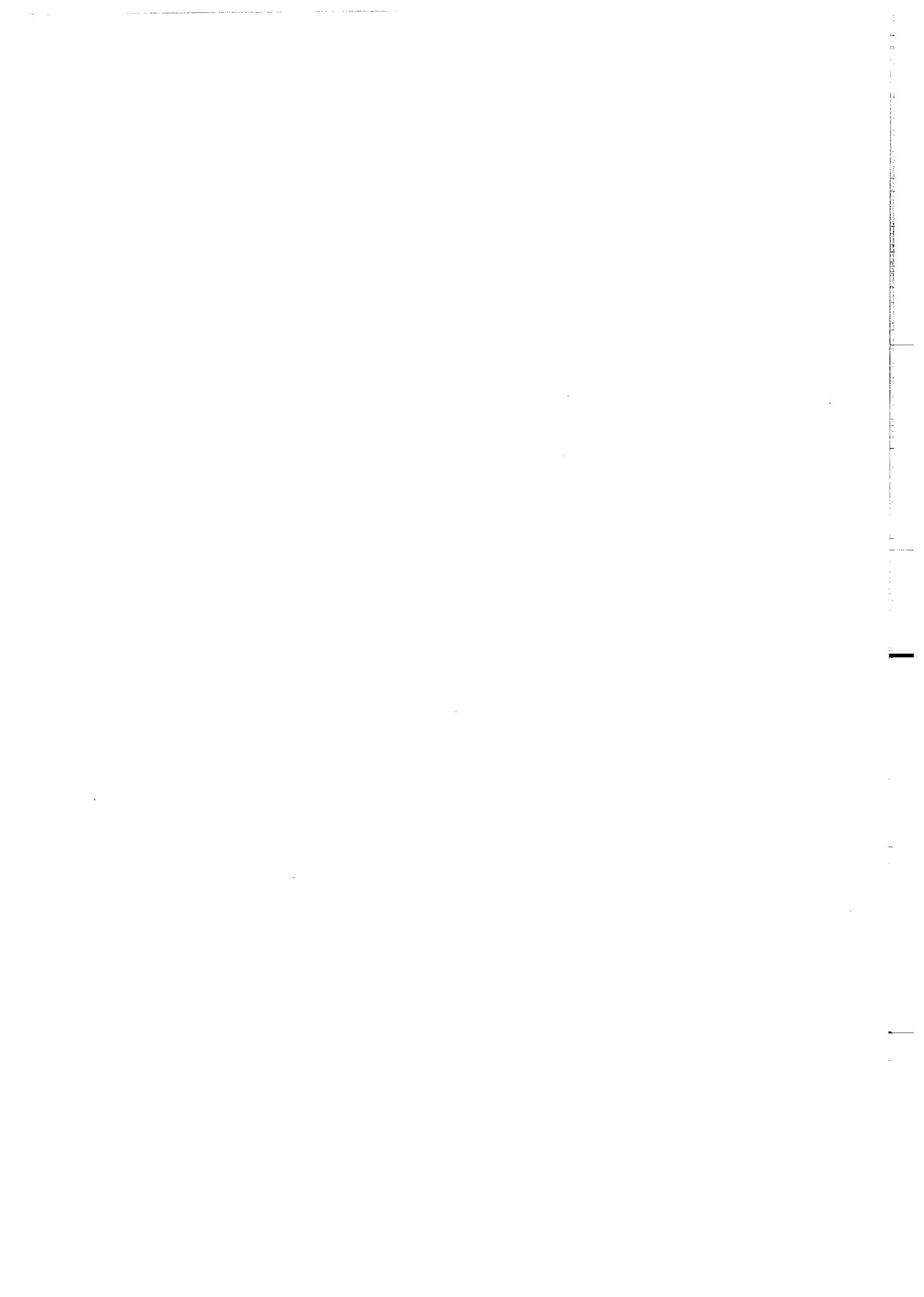
viii Corrélation entre intensité du Champ Terrestre et paléoclimat

La faible intensité du CMT sur une période qui comprend au moins l'intervalle de 12.000 à 40.000 BP (jusqu'ici aucune donnée plus ancienne n'existe) rappelle la délimitation de la dernière glaciation qui a débuté vers 120.000 BP et s'est achevée il y a 10.000 ans (Dansgaard et Duplessy, 1981; Shackleton et al., 1983). Jusqu'à présent plusieurs corrélations ont été tentées entre le climat et l'intensité du CMT, notamment celles entreprises par Wollin et al. (1971^a, 1971^b, 1973). Mais les tendances observées vont à l'encontre du résultat présenté dans ce travail: ces auteurs ont montré une quasi-simultanéité de la croissance du CMT et de la décroissance de la température (et vice versa). Or la faible valeur de l'intensité obtenue sur 12.000 - 40.000 BP correspond tout juste à la fin de la dernière glaciation (qui en est alors à son paroxysme). Les données

paléoclimatiques sont obtenues par les concentrations en isotope 18 de l'oxygène dans les microfossiles marins (qui en traduisent la concentration dans l'eau de mer), ainsi que par les abondances de certains foraminifères (Dansgaard et Duplessy, 1981; Shackleton et al., 1983); pour les sédiments terrestres, les études sont faites sur l'abondance de certains pollens (De Beaulieu et Reille, 1984). Ces données ne sont pas critiquables, elles n'ont pas à être étudiées ici, de plus elles semblent être très cohérentes entre elles pour différents sites mondiaux. La concentration en O^{18} apparaît notamment être un très fidèle marqueur du paléoclimat, bien qu'indirectement liée à la température ambiante. Par contre, les résultats sur l'intensité du CMT proviennent de la seule mesure de l'ARN des sédiments. Or l'intensité d'aimantation des sédiments peut varier de façon considérable suivant la nature des minéraux magnétiques, leur concentration, l'état d'altération du sédiment lui-même, de sorte que l'intensité d'ARN peut ne pas traduire l'intensité du champ. Pour pouvoir comparer ces deux intensités, il faudrait normaliser les intensités d'ARN par des ARAs (aimantations rémanentes anhystérétiques). Récemment, Robinson (1986) a étudié les données de huit carottes de sédiments marins profonds, en s'intéressant à la minéralogie magnétique. Ces carottes englobent les deux dernières glaciations et la fin du stade interglaciaire précédent (soit les derniers 250.000 ans). Robinson montre une très nette corrélation entre les propriétés magnétiques et les épisodes climatiques. Il apparaît que les épisodes glaciaires sont accompagnés d'une plus forte concentration en minéraux magnétiques par rapport aux carbonates que durant les périodes interglaciaires. Ceci est dû à un apport détritique très supérieur durant les périodes de glaciation, dont la principale origine est le transport glaciaire associé au transport éolien. Cela a pour principal résultat d'augmenter l'intensité d'aimantation des sédiments glaciaires comparés aux sédiments interstadias; ceci explique les observations faites par Wollin et ses collaborateurs. D'autre part, dans une revue des travaux effectués qui comparent le paléoclimat et le paléomagnétisme, Rampino (1979) montre que certains événements (Blake et ceux du Lake Biwa) étaient corrélables avec des refroidissements; or pour que ces courts événements aient eu lieu, il est vraisemblable que l'intensité du CMT a été faible.



CONCLUSIONS GENERALES



CONCLUSIONS GENERALES

I DETERMINATION DES PALEOINTENSITES

La recherche de la paléointensité du champ magnétique terrestre nécessite une sévère sélection des échantillons, contrairement à la détermination des directions paléomagnétiques. La sélection a pour but de réduire les risques de comportement erroné des échantillons, principalement dû aux évolutions physico-chimiques subies par les minéraux magnétiques lors des chauffes. Pour cela les minéraux choisis présentent des critères d'oxydation importante: un MDF élevé, associé à un unique point de Curie élevé (généralement supérieur à 500° C). De plus le comportement thermomagnétique est analysé afin d'utiliser les échantillons stables en fonction de la température.

Le site de Saint Saturnin daté à 8.500 +/- 350 BP se place dans la période où l'intensité du champ apparaît élevée en Europe par rapport à la moyenne mondiale. Il était important d'obtenir une valeur de paléointensité pour cette coulée. Mais les minéraux magnétiques de ce basalte ne présentent aucun critère d'oxydation: leur MDF est généralement faible, les courbes thermomagnétiques indiquent la présence de deux phases et sont irréversibles. Nous avons toutefois obtenu un résultat de paléointensité en étudiant en détail le comportement thermomagnétique des échantillons, afin de sélectionner une gamme de basses températures dans laquelle les minéraux magnétiques apparaissent stables. Une étude thermomagnétique détaillée permet donc d'obtenir des résultats avec des échantillons apparemment inutilisables pour la recherche de la paléointensité, à condition toutefois que la direction paléomagnétique soit stable et qu'une gamme de réversibilité du comportement thermomagnétique existe. Cependant le nombre d'échantillons rejetés dans ce cas est important.

Bien qu'en général le choix se soit porté sur des échantillons très oxydés, de nombreuses déterminations se trouvent appauvries par l'existence d'évolutions physico-chimiques marquées le plus souvent par un changement dans la capacité d'acquisition d'ATR et aussi par la création d'aimantation thermorémanente chimique (ATRC). Les évolutions dues aux ATRCs ne sont pas toujours remarquables sur les diagrammes ARN-ATR, l'utilisation des projections orthogonales de désaimantation thermique en cours d'expérience, permet de mettre ces ATRCs en évidence.

La qualité des déterminations varie beaucoup entre les échantillons, parfois au sein d'une même unité. Pour tenir compte de

ces variations, la moyenne sur chaque site est obtenue après pondération des résultats individuels en fonction de la qualité de chaque détermination. Certains sites fournissent des déterminations correctes mais la dispersion des valeurs est importante. L'effet de comportement dispersif des échantillons est vraisemblablement lié à l'hétérogénéité de la minéralogie magnétique au sein d'un même site. Il est alors important d'obtenir un nombre suffisant de déterminations par site afin d'espérer éliminer l'effet des variations. En dehors de la paléointensité obtenue pour le Puy de Lemptégy, les moyennes sont obtenues avec au moins trois échantillons par unité étudiée. La valeur d'intensité fournie par les échantillons du site des Gardes est certainement erronée, elle ne représente sans doute qu'une limite inférieure de la paléointensité réelle. Les autres paléointensités déterminées, accompagnées de leur limites de confiance, demeurent cependant représentatives de la réalité.

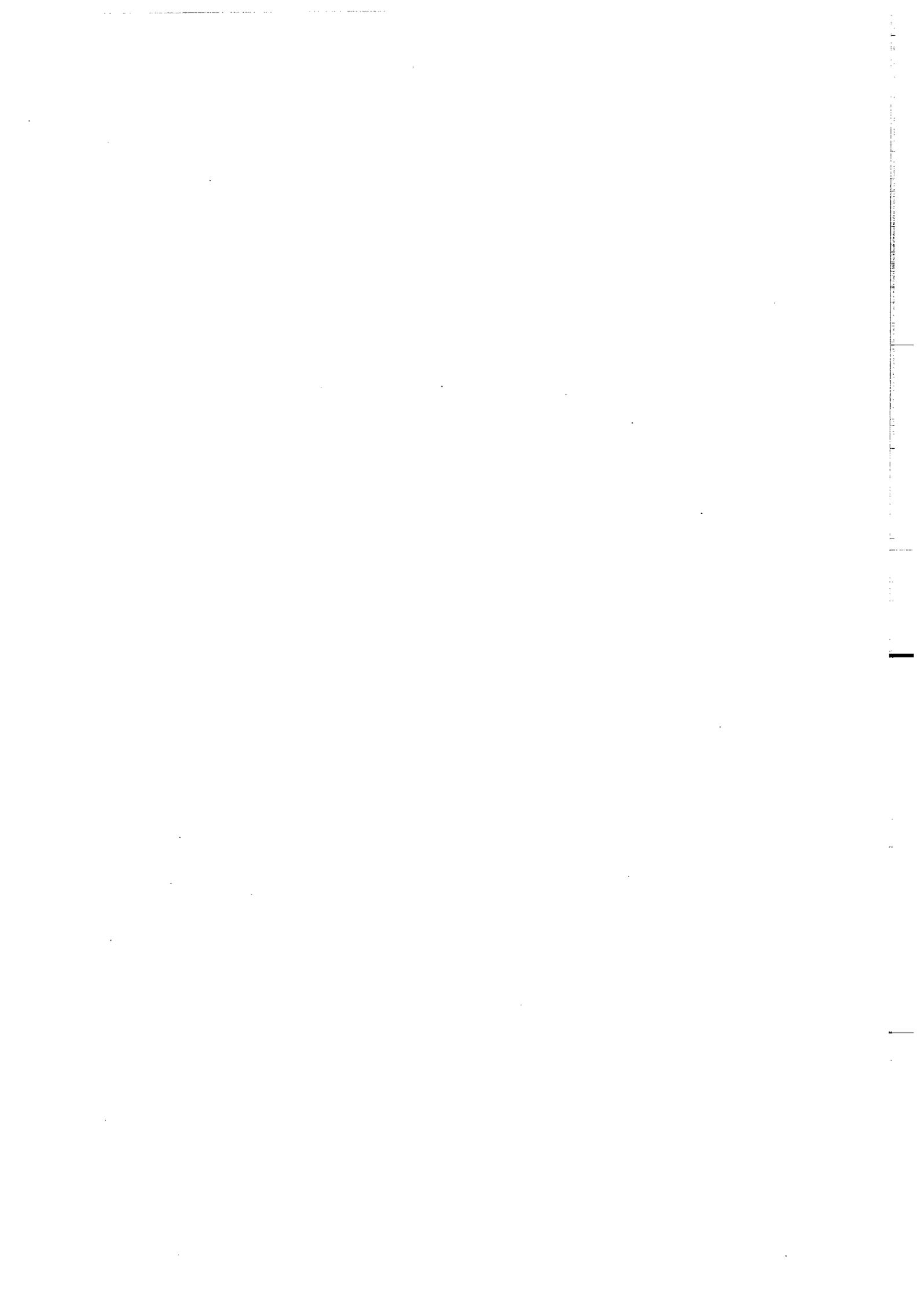
II VARIATION SECLAIRE DU CHAMP MAGNETIQUE TERRESTRE

L'étude des directions paléomagnétiques montre que l'intervalle de temps 35.000-45.000 BP est marqué par une dispersion plus importante que le reste de la période étudiée. Toutes les directions à caractère intermédiaire, déterminées dans la Chaîne des Puys, et celles inverses de Laschamp et d'Olby appartiennent à cet intervalle de temps. Elles semblent toutes liées à un même événement du CMT: l'épisode du Laschamp. L'examen des directions paléomagnétiques des laves plus anciennes (46.000-70.000 BP) indique que le CMT est caractérisé par une importante part non-dipolaire. Il est possible que ces directions soient les prémices de l'épisode du Laschamp. Jusqu'à présent aucune donnée de paléointensité ne permet d'apporter des précisions complémentaires à ce sujet. Les résultats d'intensité du CMT proviennent de coulées plus jeunes que 40.000 BP.

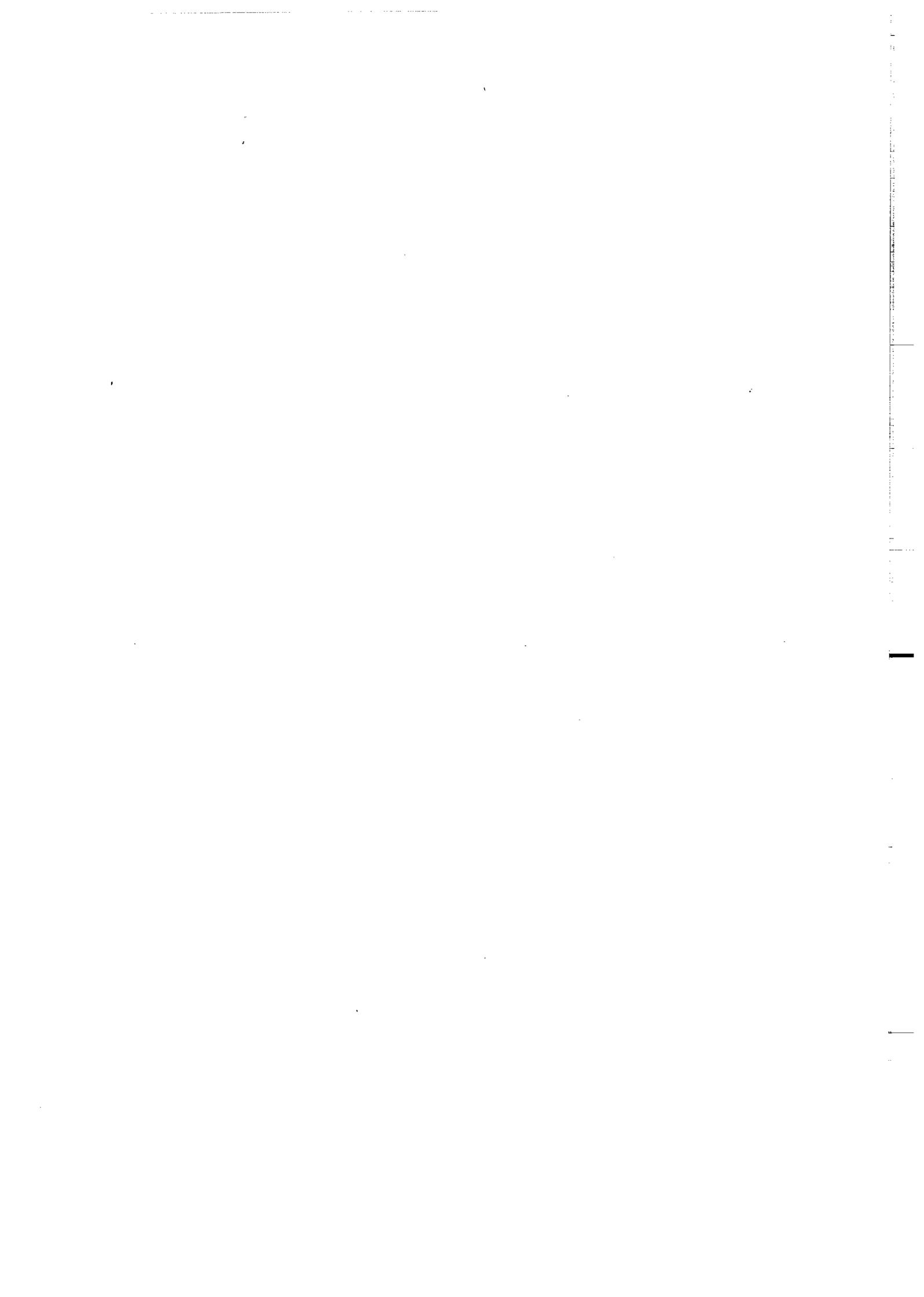
Les plus récentes coulées étudiées fournissent des paléointensités qui confirment l'apparente variation sinusoïdale observée en Europe pour la période Holocène. Cette variation est surtout soulignée par un maximum d'intensité du CMT entre 8.000 et 9.000 BP. L'existence de ce maximum est vérifiée, dans la Chaîne des Puys, par les trois sites de la coulée de Saint Saturnin. Comparée aux résultats mondiaux, cette forte valeur indique la présence d'un CND important dont l'intensité atteint 30% du moment dipolaire.

Sur la période pré-Holocène, les résultats apportés permettent de généraliser à l'ensemble de l'intervalle 12.000-40.000 BP la présence d'une intensité faible du CMT, déjà connue mais pour très peu de points de cet intervalle. La répartition des quelques résultats obtenus précédemment est mondiale, la faiblesse de l'intensité apparaît

affecter le moment dipolaire. Le moment dipolaire affaibli permet une expression importante du CND. Cela peut expliquer l'existence de l'événement du Laschamp dans la Chaîne des Puys et ceux observés dans le reste du monde durant la période pré-Holocène (Lake Mungo en Australie; Skalamaelifell en Islande;...).



BIBLIOGRAPHIE



BIBLIOGRAPHIE

- ABRAHAMSEN N., KNUDSEN K.L., 1979. Indication of a geomagnetic low-inclination excursion in supposed middle Weichselian interstadial marine clay at Rubjerg, Denmark. *Phys. Earth Planet. Int.*, vol.18, p.238-246.
- AITKEN M.J., ALLSOP A.L., BUSSELL G.D., WINTER M.B., 1984. Geomagnetic intensity in Egypt and western Asia during the second millennium B.C. *Nature*, vol.310, p.305-306.
- AITKEN M.J., ALLSOP A.L., BUSSELL G.D., WINTER M.B., 1985. Greek archeo-magnitudes. *Nature*, vol.314, p.753.
- BANERJEE S.K., LUND S.P., LEVI S., 1979. Geomagnetic record in Minnesota lake sediments - Absence of the Gothenburg and Erieau excursions. *Geology*, vol.7, p.588-591.
- BARBETTI M., 1983. Archeomagnetic results from Australia, in: Geomagnetism of baked clays and recent sediments. Creer K.M., Tucholka P., Barton C.E., Edit.
- BARBETTI M.F., McELHINNY M.W., 1976. The Lake Mungo geomagnetic excursion. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, vol.A 281, p.515-542.
- BARBETTI M.F., FLUDE K., 1979a. Paleomagnetic field strengths from sediments baked by lava flows of the Chaîne des Puys, France. *Nature*, vol.278, p.153-156.
- BARBETTI M.F., FLUDE K., 1979b. Geomagnetic variation during the late Pleistocene period and changes in the radiocarbon time scale. *Nature*, vol.279, p.202-205.
- BARTON C.E., MERRILL R.T., BARBETTI M.F., 1979. Intensity of the Earth's magnetic field over the last 10,000 years. *Phys. Earth Planet. Int.*, vol.20, p.96-110.
- BERGER E., 1977. Le diapirisme du manteau supérieur générateur du volcanisme du Massif Central français. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t.284 D, p.791-794.
- BOGUE S.W., 1982. Behaviour of the geomagnetic field during successive reversals recorded in basalts on Kawai, Hawaii. Ph.D. Santa Cruz California.
- BOGUE S.W., COE R.S., 1984. Transitional paleointensities from Kawai, Hawaii, and geomagnetic reversal models. *J. Geophys. Res.*, vol.89, p.10341-10354.
- BONHOMMET N., 1972. Sur la direction d'aimantation des laves de la Chaîne des Puys, et le comportement du champ terrestre en France au cours de l'événement du Laschamp. Thèse, Strasbourg.
- BONHOMMET N., 1983. Absolute field intensity of 8,000 nT at Laschamp (France, 40,000 y. ago). *Terra Cognita*, vol.3, p.107.
- BONHOMMET N., BABKINE J., 1966. Sur une direction anormale du champ magnétique terrestre au cours du Quaternaire récent. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t.262, p.919-921.

- BONHOMMET N., BABKINE J., 1967. Sur la présence d'aimantations inversées dans la Chaîne des Puys. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t.264 B, p.92-94.
- BONHOMMET N., ZHRINGER J., 1969. Paleomagnetism and Potassium Argon age determinations of the Laschamp geomagnetic polarity event. *Earth Planet. Sc. Lett.*, vol.6, p.43-46.
- BONHOMMET N., LEVI S., ROPERCH P.. Evidence for the geomagnetic origin the Laschamp event. soumis à *Nature*.
- BROUSSE R., DELIBRIAS G., 1969. Une éruption vieille de 6.660 ans, en Auvergne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t.268 D, p.1175-1177.
- CAMUS G., 1975. La Chaîne des Puys (Massif Central français) étude structurale et volcanique. Thèse, Clermont-Ferrand.
- CAMUS G., De GOER De HERVE A., KIEFFER G., MERGOIL J., VINCENT P.M., 1983. Volcanologie de la Chaîne des Puys, Massif Central français. Carte au 25.000^e. 2^e Edition, revue et mise à jour.
- CHAMALAUN F.H., 1968. Paleomagnetism of Réunion island and its bearing on secular variation. *J. Geophys. Res*, vol.73, p.4647-4659.
- CHAMPION D.E., 1980. Holocene geomagnetic secular variation in the western United States: implications for the global geomagnetic field. Ph.D. Pasadena, California.
- CLARK H.C., KENNETT J.P., 1973. Paleomagnetic excursion recorded in latest Pleistocene deep-sea sediments, Gulf of Mexico. *Earth Planet. Sc. Lett.*, vol.19, p.267-274.
- COE R.S., 1967^a. Paleointensities of the earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks. *J. Geophys. Res*, vol.72, p.3247-3262.
- COE R.S., 1967^b. The determination of paleointensities of the earth's magnetic field with emphasis on mechanisms which could cause non-ideal behaviour in Thellier's method. *J. Geomagn. Geoelectr.*, vol.19, p.157-179.
- COE R.S., GROMME S., MANKINEN E.A., 1978. Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific non dipole low. *J. Geophys. Res.*, vol.83, p.1740-1756.
- CONDOMINES M., 1978. Age of the Olby-Laschamp geomagnetic polarity event. *Nature*, vol.276, p.257-258.
- CONDOMINES M., MORAND P., CAMUS G., DUTHOU L., 1982. Chronological and Geochemical study of lavas from the Chaîne des Puys, Massif Central, France: evidence of crustal contamination. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol.81, p.296-303.
- CONSTABLE C.G., 1985. Eastern Australian geomagnetic field intensity over the past 14,000 yr. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol.81, p.121-130.
- COURTILLOT V., LE MOUËL J.L., 1984. Geomagnetic secular variation impulses. *Nature*, vol.311, p.709-716.
- COX A., 1968. Lengths of geomagnetic intervals. *J. Geophys. Res.*, vol.73, p.3247-3260.
- COX A., 1969^a. A paleomagnetic study of secular variation in New Zealand. *Earth Planet. Sc. Lett.*, vol.6, p.257-267.
- COX A., 1969^b. Confidence limits for the precision parameter k. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol.18, p.545-549.
- COX A., 1970. Latitude dependence of the angular dispersion of the geomagnetic field. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol.20, p.253-269.

- CREER K.M., 1974. Unsteady geomagnetic reversals in the late Pleistocene. *EOS*, vol.55, p.224.
- DANSGAARD W., DUPLESSY J.C., 1981. The Eemian interglacial and its termination. *Boreas*, vol.10, p.219-228.
- DE BEAULIEU J.L., REILLE M., 1984. A long upper pleistocene pollen record from Les Echets, near Lyon, France. *Boreas*, vol.13, p.111-132.
- DELIBRIAS G., GUILLIER M.T., LABEYRIE J., 1964. Saclay natural radiocarbon measurements I. *Radiocarbon*, vol.6, p.238-239.
- DENHAM C.R., COX A., 1971. Evidence that the Laschamp polarity event did not occur 13,300 - 30,400 years ago. *Earth Planet. Sc. Lett.*, vol.13, p.181-190.
- DOELL R.R., 1969. Paleomagnetism of the Kau volcanic series, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, vol.74, p.4857-4868.
- DOELL R.R., 1970. Paleomagnetic secular variation study of lavas from the Massif Central, France. *Earth Planet. Sc. Lett.*, vol.8, p.352-362.
- DOELL R.R., 1972^a. Paleomagnetism of lava flows from Kawai, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, vol.77, p.862-876.
- DOELL R.R., 1972^b. Paleosecular variation of the Honolulu volcanic series, Oahu, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, vol.77, p.2129-2138.
- DOELL R.R., 1972^c. Paleomagnetism of volcanic rocks from Niihau, Nohoa, and Necker islands, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, vol.77, p.3725-3730.
- DOELL R.R., COX A., 1965. Paleomagnetism of hawaiian lava flows. *J. Geophys. Res.*, vol.70, p.3377-3405.
- DOELL R.R., COX A., 1971. Pacific geomagnetic secular variation. *Science*, vol.171, p.248-254.
- DOMEN H., 1977. A single heating method of paleomagnetic field intensity determination applied to old roof tiles and rocks. *Phys. Earth Planet. Int.*, vol.13, p.315-318.
- FREED W.K., HEALY N., 1974. Excursions of the Pleistocene geomagnetic field recorded in Gulf of Mexico sediments. *Earth Planet. Sc. Lett.*, vol.24, p.99-104.
- FULLER M., WILLIAMS I., HOFFMAN K.A., 1979. Paleomagnetic records of geomagnetic field reversal and the morphology of the transitional fields. *Rev. Geophys. Space Phys.*, vol.17, p.179-203.
- GAMES K.P., 1977. The magnitude of the palaeomagnetic field: a new non-thermal, non-detrital method using sun-dried bricks. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol.48, p.315-329.
- GAMES K.P., 1980. The magnitude of the archaeomagnetic field in Egypt between 3,000 and 0 BC. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol.63, p.45-56.
- GILLOT P.Y., LABEYRIE J., VALLADAS G., GUERIN G., POUPEAU G., DELIBRIAS G., 1979. Age of the Laschamp paleomagnetic excursion revisited. *Earth Planet. Sc. Lett.*, vol.42, p.444-450.
- GUERIN G., 1981. L'événement du Laschamp dans les laves de la Chaîne des Puys, résultats d'une chronologie systématique. *Modern. Geol.*, vol.8, p.121-126.
- GUERIN G., 1983. La thermoluminescence des plagioclases. Méthode de datation du volcanisme. Applications au domaine français: Chaîne des Puys, Mont Dore et Cézallier, Bas Vivarais. Thèse, Paris.

- GUERIN G., VALLADAS G., 1980. Thermoluminescence dating of volcanic plagioclases. *Nature*, vol.286, p.697-699.
- GUERIN G., GILLOT P.Y., LEGARREC M.J., BROUSSE R., 1981. Age subactuel des dernières manifestations éruptives du Mont-Dore et du Cezalier. *C. R. Acad. Sc., Paris*, t.292, p.855-857.
- HALL C.M., YORK D., 1978. K-AR and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of the Laschamp geomagnetic polarity reversal. *Nature*, vol.274, p.462-464.
- HEKI K., 1983. Paleomagnetic study of the Higashi-Izu monogenetic volcano group and pyroclastic flow deposits in Kagoshima prefecture: paleosecular variation during the last 40,000 Years in Japan. *J. Geomagn. Geoelectr.*, vol.35, p.383-390.
- HUXTABLE J., AITKEN J., BONHOMMET N., 1978. Thermoluminescence dating of sediment baked by lava flows of the Chaîne des Puys. *Nature*, vol.275, p.207-209.
- KHODAIR A.A., COE R.S., 1975. Determination of geomagnetic paleointensities in vacuum. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol.42, p.107-115.
- KITAZAWA K., 1970. Intensity of the geomagnetic field in Japan for the past 10,000 years. *J. Geophys. Res.*, vol.75, p.7403-7411.
- KOHNEN H., WESTKAMPER H., 1978. Palaeosecular variation studies of the Bruhnes epoch in the volcanic province of the East-Eifel, Germany. *J. Geophys.*, vol.44, p.545-555.
- KONO M., 1978. Reliability of paleointensity methods using alternatif field demagnetization and anhysteretic remanence. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol.54, p.241-261.
- KONO M., UENO N., 1977. Paleointensity determination by a modified Thellier method. *Phys. Earth Planet. Int.*, vol.13, p.305-314.
- KONO M., TANAKA H., 1984. Analysis of the Thellier's method of paleointensity determination 1: Estimation of statistical errors. *J. Geomagn. Geoelectr.*, vol.36, p.267-284.
- KONO M., TANAKA H., 1985. Experimental errors in paleointensity determinations. I.A.G.A. 5th General Assembly, Prague, p.202.
- KOVACHEVA M., 1980. Summarized results of the archeomagnetic investigation of the geomagnetic field variation for the last 8,000 yr in south-eastern Europe. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol.61, p.57-64.
- KOVACHEVA M., 1982. Archeomagnetic investigations of geomagnetic secular variations. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, vol.306, p.79-86.
- KOVACHEVA M., VELJOVICH D., 1977. Geomagnetic field variations in south-eastern Europe between 6,500 and 100 years B.C. *Earth Planet. Sc. Lett.*, vol.37, p.131-138.
- KRISTJANSSON L., GUDMUNDSSON A., 1980. Geomagnetic excursion in late-glacial basalt outcrops in south-western Iceland. *Geophys. Res. Lett.*, vol.7, p.337-340.
- KRISTJANSSON L., McDOUGALL I., 1982. Some aspects of the late tertiary geomagnetic field in Iceland. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol.68, p.273-294.
- LANGOUET L., BUCUR I., GOULPEAU L., 1983^a. Les problèmes de l'allure de la courbe de variation séculaire du champ magnétique terrestre en France. Nouveaux résultats archéomagnétiques. *Revue d'Archéométrie*, vol.7, p.37-43.
- LANGOUET L., BUCUR I., GOULPEAU L., LANOS P., 1983^b. Aperçu sur les progrès récents en archéomagnétisme en France. *Archéol. Afric. et Sci. Nat. Appl. Archéologie*. 1er Symposium interne EI Bordeaux, p.1-10.

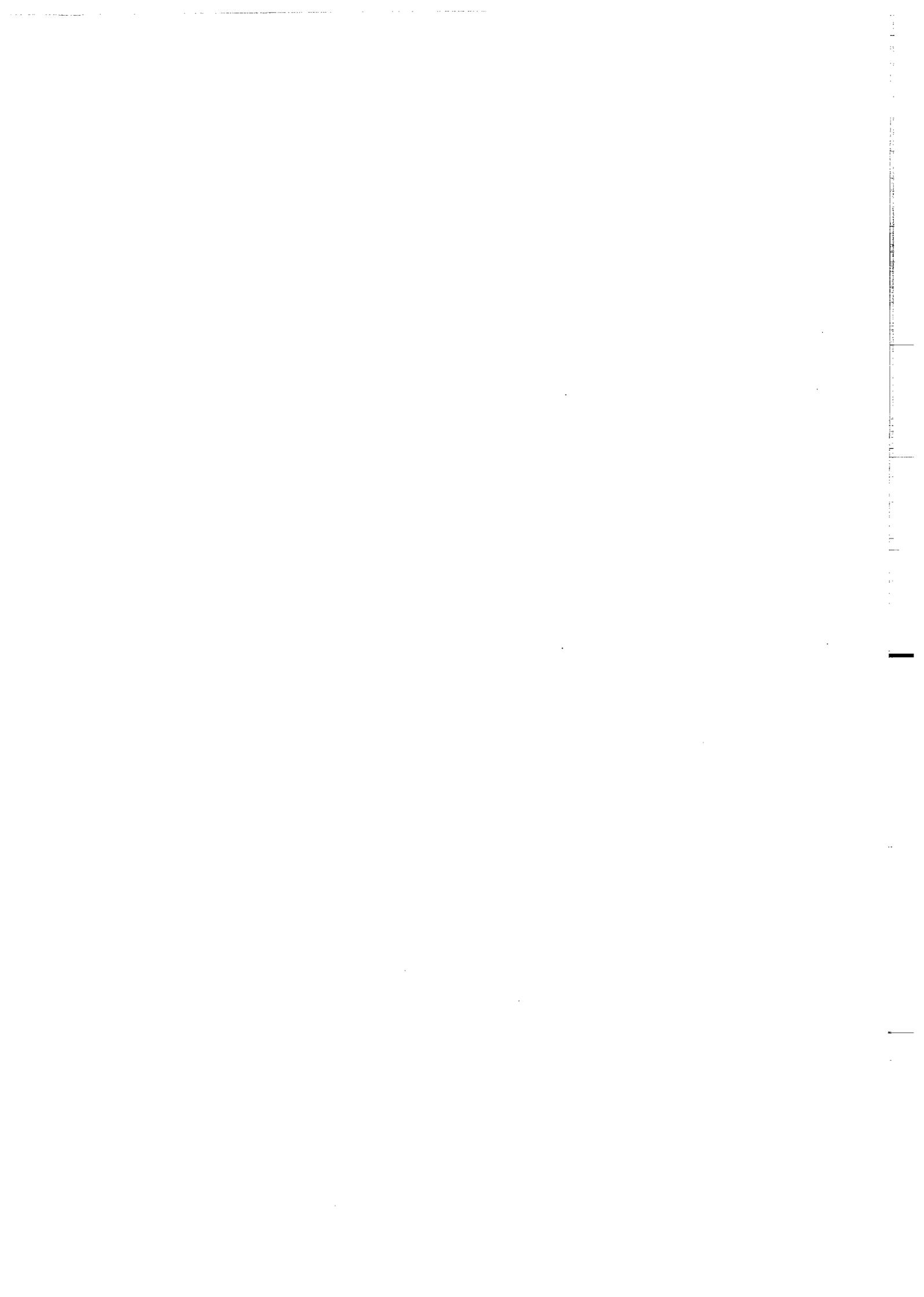
- LEVI S., 1975. Comparaison of two methods of performing the Thellier experiment (or, how the Thellier experiment should not be done). *J. Geomagn. Geoelectr.*, vol.27, p.245-255.
- LEVI S., 1979. The additivity of partial thermal remanent magnetization in magnetite. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol.59, p.205-218.
- LEVI S., MERRILL R.T., 1976. A comparison of ARM and TRM in magnetite. *Earth Planet. Sc. Lett.*, vol.32, p.171-184.
- LEVI S., BANERJEE S.K., 1976. On the possibility of obtaining relative paleointensities from lake sediments. *Earth Planet. Sc. Lett.*, vol.29, p.219-226.
- LIDDICOAT J.C., COE R.S., 1974. Paleomagnetism of late Quaternary sediments from the Valley of Mexico. *EOS*, vol.55, p.224.
- LIDDICOAT J.C., COE R.S., 1975. Mono Lake 24,000 year B.P. geomagnetic excursion: additional data. *EOS*, vol.56, p.978.
- LIVERMORE R.A., VINE F.J., SMITH A.G., 1983. Plate motions and the geomagnetic field - I. Quaternary and late Tertiary. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol.73, p.153-171.
- MACKERETH F.J.H., 1971. On the variation in direction of the horizontal component of remanent magnetization in lake sediments. *Earth Planet. Sc. Lett.*, vol.12, p.332-338.
- MANKINEN E.A., PREVOT M., GROMME C.S., 1985. The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition 1. Directional history, duration of episodes, and rock magnetism. *J. Geophys. Res.*, vol.90, p.10393-10416.
- McELHINNY M.W., MERRILL R.T., 1975. Geomagnetic secular variation over the past 5 m.y. *Rev. Geophys. Space Phys.*, vol.13, p.687-708.
- McELHINNY M.W., SENANAYAKE W.E., 1982. Variations in the geomagnetic dipole I: the past 50,000 years. *J. Geomagn. Geoelectr.*, vol.34, p.39-51.
- McFADDEN P.L., McELHINNY M.W., 1982. Variation in the geomagnetic dipole 2: statistical analysis of VDMs for the past 5 million years. *J. Geomagn. Geoelectr.*, vol.34, p.163-189.
- McFADDEN P.L., McELHINNY M.W., 1984. A physical model for paleosecular variation. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol.78, p.809-830.
- McWILLIAMS M.O., HOLCOMB R.T., CHAMPION D.E., 1962. Geomagnetic secular variation from ¹⁴C-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific non-dipole low. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, vol.306, p.211-222.
- MERRILL R.T., McELHINNY M.W., 1983. The Earth's magnetic field, its history, origin and planetary perspective. *International Geophys. Serv.*, vol.32, Academic press.
- MIALLIER D., 1982. L'usage des détecteurs solides de traces dans le cadre de la datation par thermoluminescence. Thèse 3e cycle, Clermont-Ferrand.
- MIALLIER D., FAIN J., SANZELLE S., RAYNAL J.P., DAUGAS J.P., PAQUEREAU M.M., 1984. Datation du volcanisme quaternaire du Massif Central français par la méthode des inclusions de quartz en thermoluminescence et comparaison avec d'autres méthodes. 10^e Réunion. Ann. Sc. Terre, Bordeaux.
- MORNER N.A., LANSER J.P., 1974. Gothenburg magnetic "flip". *Nature*, vol.251, p.408-409.
- MOSKOWITZ B.M., 1981. Methods for estimating Curie Temperatures of titanomagnetites from experimental Js-T data. *Earth Planet. Sc. Lett.*, vol.53, p.84-88.

- NAGATA T., ARAI Y., MOMOSE K., 1963. Secular variation of the geomagnetic total force during the last 5.000 years. *J. Geophys. Res.*, vol.68, p.5277-5281.
- NOEL M., TARLING D.H., 1975. The Laschamp geomagnetic "event". *Nature*, vol.253, p.705-707.
- OPDYKE N.D., SHACKLETON N.J., HAYS J.D., 1974. The details of a magnetic excursion as seen in a piston core from the southern Indian Ocean. *E.O.S.*, vol.55, p.237.
- PEIRCE J.W., CLARK M.J., 1978. Evidence from Iceland on geomagnetic reversal during the Wisconsin Ice age. *Nature*, vol.273, p.456-458.
- PELLETIER H., DELIBRIAS G., LABEYRIE J., PERQUIS M.T., RUDEL A., 1959. Mesure de l'âge de l'une des coulées volcaniques issues du Puy de la Vache (Puy de Dôme) par la méthode du Carbone 14. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t.249, p.2221-2222.
- PREVOT M., WATKINS N.D., 1969. Essai de détermination de l'intensité du champ magnétique terrestre au cours d'un renversement de polarité. *Ann. Géophys.*, vol.25, p.351-369.
- PREVOT M., MANKINEN E.D., GROMME S., LECAILLE A., 1983. High paleointensities of the Geomagnetic field from thermomagnetic studies on the Rift valley pillow basalts from the Mid Atlantic Ridge. *J. Geophys. Res.*, vol.88, p.2316-2326.
- PREVOT M., MANKINEN E.A., COE R.S., GROMME S., 1985. The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition II. Field intensity variations and discussion of reversal models. *J. Geophys. Res.*, vol.90, p.10417-10448.
- RAMASWAMY K., DHEENATHAYALU D., BHARATHAN S., 1985. Archeomagnetic determination of the ancient intensity of the geomagnetic field in Tamilnadu, India. *Phys. Earth Planet. Int.*, vol.40, p.61-64.
- RAMPINO M.R., 1979. Possible relationships between changes in global ice volume, geomagnetic excursions, and the excentricity of the earth's orbit. *Geology*, vol.7, p.584-587.
- RAYNAL J.P., PAQUEREAU M.M., DAUGAS J.P., MIALLIER D., FAIN J., SANZELLE S., 1985. Contribution à la datation du volcanisme quaternaire du Massif Central français par thermoluminescence des inclusions de quartz et comparaison avec d'autres approches: implications chronostratigraphiques et paléoenvironnementales. *Bull. Assoc. Franç. Etude Quat.*, vol.4, p.183-207.
- RIKITAKE T., HONKURA Y., 1985. Solid earth geomagnetism. Terra Scientific Publishing Company, D. Reidel Publishing Company.
- ROBINSON S.G., 1986. The late palaeoclimatic record of North Atlantic deep-sea sediments revealed by mineral-magnetic measurements. *Phys. Earth Planet. Int.*, vol.42, p.22-47.
- ROLPH T.C., SHAW J., 1985. A new method of paleofield magnitude correction for thermally altered samples and its application to lower Carboniferous lavas. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol.80, p.773-781.
- ROPERCH P., BONHOMMET N., 1982^a. Contact test, thermal demagnetizations and paleointensity results from the Laschamp-Olby flows. *EOS*, vol.63, p.921.
- ROPERCH P., BONHOMMET N., 1982^b. Baked contact test and paleointensity results from the Laschamp-Olby flows. *EOS*, vol.63, p.1283.
- ROPERCH P., TAYLOR G.K., 1986. The importance of gyromagnetic remanence in alternating field demagnetization. Some new data and experiments on G.R.M. and R.R.M.. sous presse, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*

- SCHOVE D.J., Tree rings and varves in "Geomagnetism of baked clays and recent sediments". Ets Creer K.M., Tucholka P., Barton C.E., Elsevier.
- SCHWEITZER C., SOFFEL H.C., 1980. Paleointensity measurements on postglacial lavas from Iceland. *J. Geophys.*, vol.47, p.57-60.
- SHACKLETON N.J., HALL M.A., LINE J., SHUXI C., 1983. Carbon isotope data in core V 19-30 confirm reduced carbon dioxide concentration in the ice age atmosphere. *Nature*, vol.306, p.319-322.
- SHAW J., 1974. A new method of determining the magnitude of the palaeomagnetic field. Application to five historic lavas and five archaeological samples. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol.39, p.135-141.
- SHAW J., 1975. Strong geomagnetic fields during a single Icelandic polarity transition. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol.40, p.345-350.
- SHAW J., 1977. Further evidence for a strong intermediate state of the palaeomagnetic field. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol.48, p.263-269.
- SHAW J., 1979. Rapid changes in the magnitude of the archaeomagnetic field. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol.58, p.107-116.
- SMITH P.J., 1967^a. Ancient geomagnetic field intensities I. Historic and archeological data: sets H1-H9. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol.13, p.417-419.
- SMITH P.J., 1967^b. Ancient geomagnetic intensities II. Geological data: sets G1-G21. Historical and archeological data: H10-H13. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol.13, p.483-486.
- SMITH P.J., 1967^c. Ancient geomagnetic field intensities from igneous rocks. *Earth Planet. Sc. Lett.*, vol.2, p.329-330.
- TAPPONNIER P., 1977. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Géol. France*, t.XIX, p.437-460.
- THELLIER E., 1937. Aimantation des terres cuites; application à la recherche de l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé. *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol.204, p.184-186.
- THELLIER E., 1981. Sur la direction du champ magnétique terrestre en France, durant les deux derniers millénaires. *Phys. Earth Planet. Int.* vol.24, p.89-132.
- THELLIER E., THELLIER O., 1959. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Géophys.*, vol.15, p.285-376.
- VALET J.P., LAJ C., 1981. Paleomagnetic record of two successive Miocene geomagnetic in western Crete. *Earth Planet. Sc. Lett.*, vol.54, p.53-63.
- VAN ZIJL J.S.V., GRAHAM K.W.T., HALES A.L., 1962. The paleomagnetism of South Africa. I: evidence of a genuine reversal of the earth's field in triassic-jurassic times. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol.7, p.23-39.
- VEROSUB K.L., DAVIS J.O., VALASTRO S., 1980. A paleomagnetic record from Pyramid lake, Nevada, and its implications for proposed geomagnetic excursions. *Earth Planet. Sc. Lett.*, vol.49, p.141-148.
- WALTON D., 1979. Geomagnetic intensity in Athens between 2,000 BC and AD 400. *Nature*, vol.277, p.643-644.
- WALTON D., 1984. Re-evaluation greek archeomagnitudes. *Nature*, vol.310, p.740-743.
- WATKINS N.D., 1973. Brunhes epoch geomagnetic secular variation on Reunion Island. *J. Geophys. Res.*, vol.78, p.7763-7768.

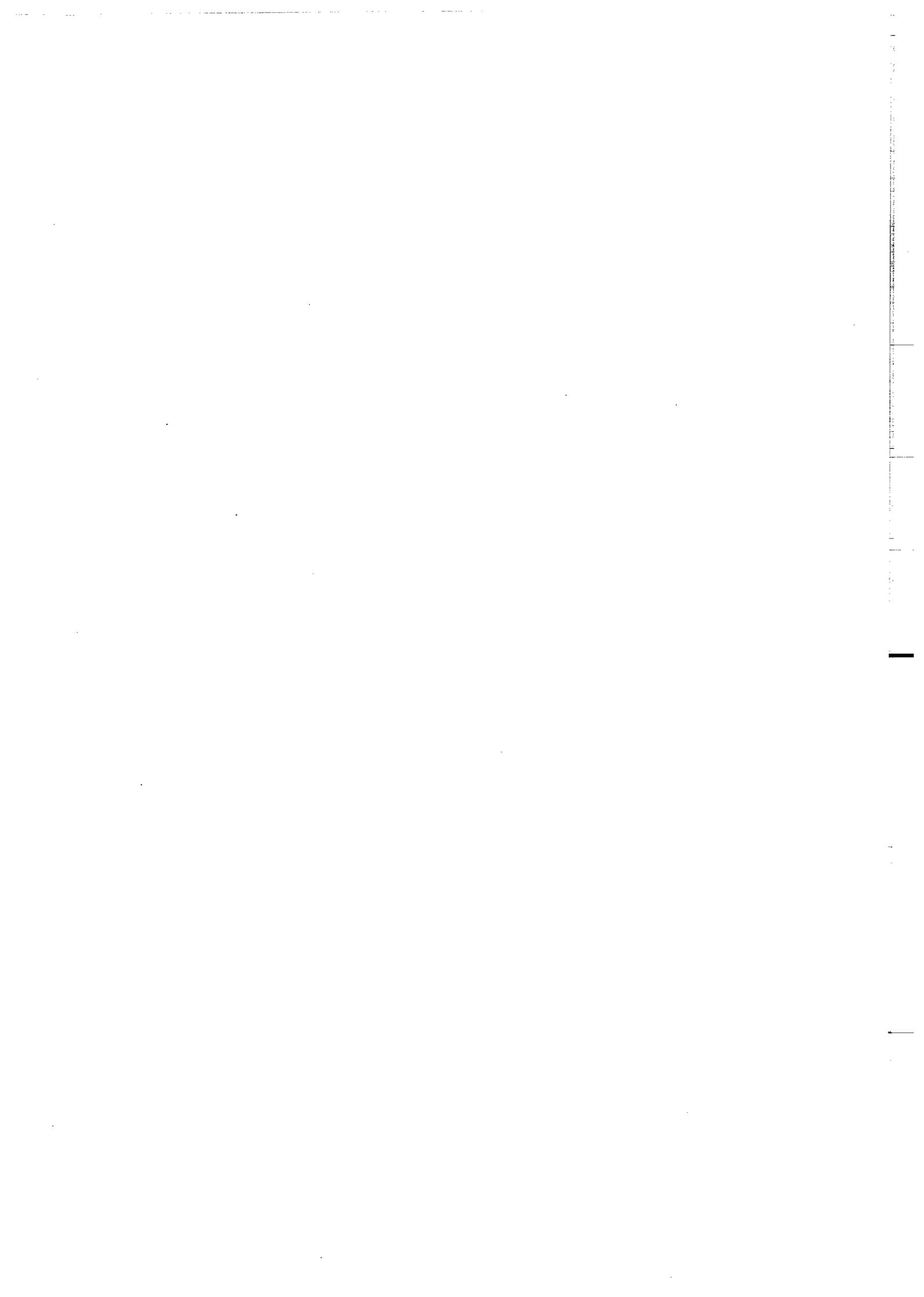
- WILSON R.L., 1961. Paleomagnetism in northern Ireland. Part I: the thermal demagnetization of natural magnetic moments in rocks. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol.5, p.45-58.
- WOLLIN G., ERICSON D.B., RYAN W.B.F., 1971^a. Magnetism of the earth and climatic changes. *Earth Planet. Sc. Lett.*, vol.12, p.175-183.
- WOLLIN G., ERICSON D.B., RYAN W.B.F., 1971^b. Variations in magnetic intensity and climatic changes. *Nature*, vol.232, p.549-551.
- WOLLIN G., KUKLA G.J., ERICSON D.B., RYAN W.B.F., WOLLIN J., 1973. Magnetic intensity and climatic changes 1925-1970. *Nature*, vol.242, p.34-37.
- YASKAWA K., NAKAJIMA T., KAWAI N., TORII M., NATSUHARA N., HORIE S., 1973. Palaeomagnetism of a core from Lake Biwa (I). *J. Geomagn. Geoelectr.*, vol.25, p.447-474.
- YORK D., 1966. Least-squares fitting of a straight line. *Canad. J. Phys.*, vol.44, p.1079-1086.
- YORK D., 1967. The best isochron. *Earth Planet. Sc. Lett.*, vol.2, p.479-482.

ANNEXES



annexe 1

LOCALISATION
DES SITES



LOCALISATION DES SITES

Les cotes X, Y correspondent aux coordonnées E-O et N-S respectivement. Elles sont relevées sur les cartes au 1/25.000 et sont les graduations du quadrillage kilométrique des projections Lambert II, zone centrale, des cartes suivantes:

feuille Pontgibaud 3-4

site	sigle	X	Y
Peschadoire pont	PE	640,5	95,2
Peschadoire bourg	PS	640,45	94,375
Pontgibaud	PO	640,6	92,675

feuille Pontgibaud 7-8

Mazaye	MZ	640,75	87,65
Etang du Fung	FG	641,225	86,025

feuille Clermont-Ferrand 1-2

Moulet Marcenat	MM	651,45	97,475
Nugère	NU	651,0	95,725
Le Bouchet	BO	645,7	95,15
Egales	EG	652,225	91,025
Beauloup	BP	643,725	92,625
Chanat la Mouteyre	CH	652,875	92,25
Coulée du Lemptégy	LY	646,0	91,2
Puy de Lemptégy	LP	647,35	91,0
Mas d'Argnat	MA	(voir Bonhomme, 1972)	

feuille Clermont-Ferrand 3-4

Volvic	VO	656,05	97,1
Blanzat	BZ	656,85	92,125

feuille Clermont-Ferrand 5-6

Col des Goules	GO	650,55	89,575
Puy de Côme	CO	647,125	88,675
Cheire de Côme	CC	645,4	88,375
Les Gardes	GA	643,675	88,325
Puy de Dôme	PD	650,725	85,575
Fontanas haut	FA	653,3	85,5
Fontanas bas	FS	653,55	85,5
Ceyssat	CE	642,85	85,45
Royat route	RO1	655,075	85,4
Royat square	RO2	655,525	85,2
Gravenoire	GN	655,5	84,0
Roche Merle	RM	649,85	83,7
Chez Pierre	CZ	644,075	83,6
		643,55	83,5
Moulérat	MO	643,875	81,7
Les Quatre Routes	QR	643,625	81,05
Puys de Barme	BA	(voir Bonhomme, 1972)	

feuille Clermont-Ferrand 7-8

Boisséjour	BJ	657,05	83,325
------------	----	--------	--------

feuille Veyre Monton

Nébouzat	NE	644,525	79,325
Theix haut	TH	653,1	78,5
Theix bas	TX	654,1	78,4
Fontfreyde	FO	651,7	78,075
Randanne	RA	647,05	76,35
Lac de la Cassière	CA	651,575	76,0
Aydat bas	AY	650,6	74,525
La Prada Haute	PR	654,5	73,6
Aydat haut	AD	649,475	73,575

feuille Veyre Monton 3-4

La Roche Noire	RN	669,15	78,75
Saint Saturnin	SA	658,95	73,35

feuille Veyre Monton 5-6

Sapchat	SC	649,5	63,9
---------	----	-------	------

feuille Besse en Chandesse 5-6

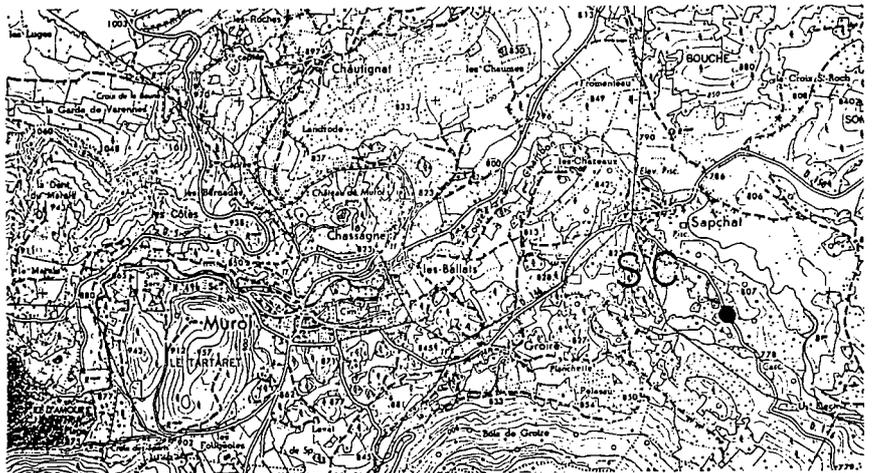
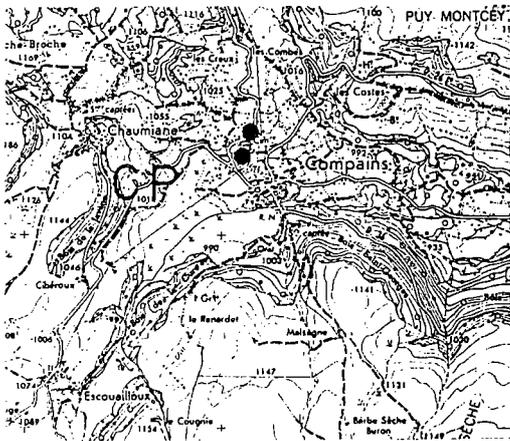
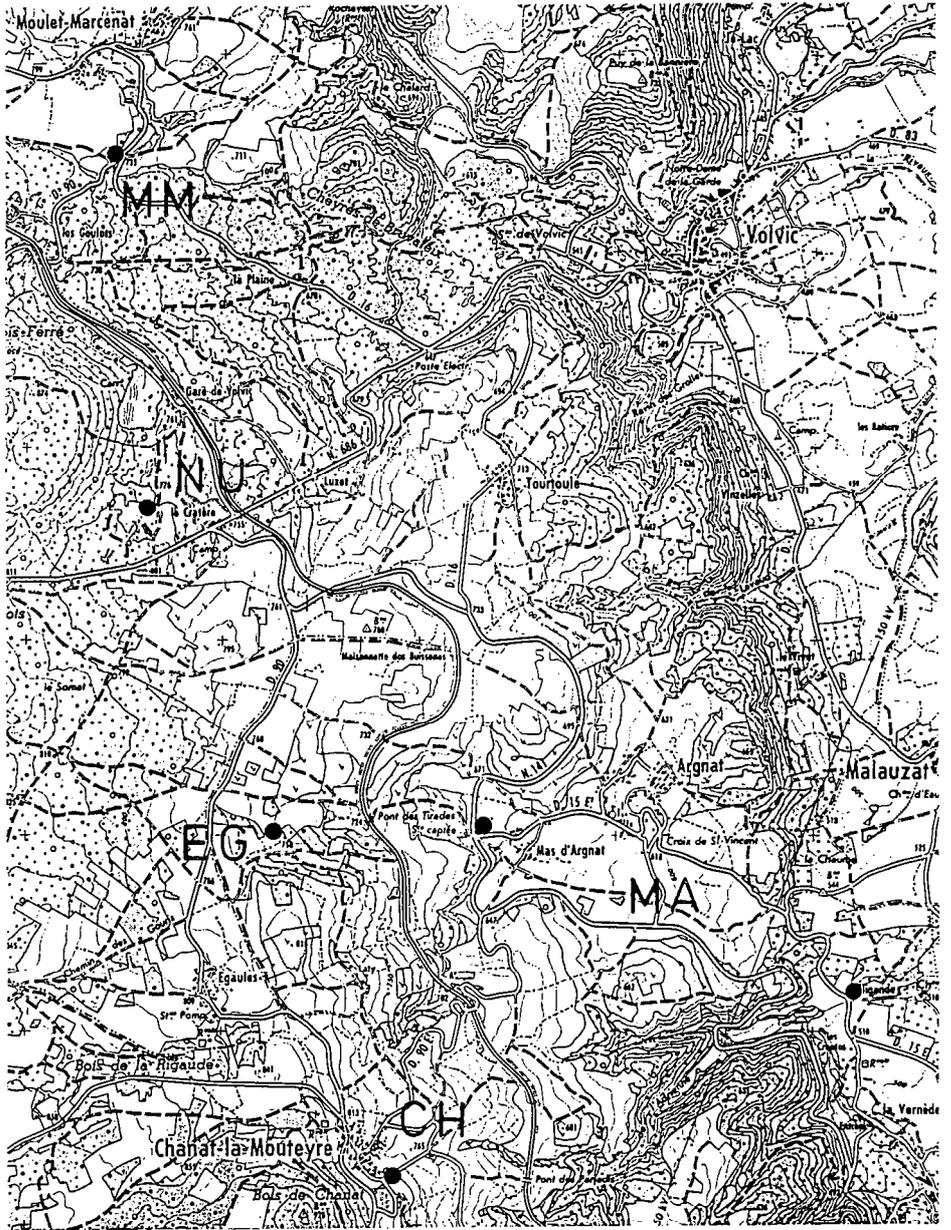
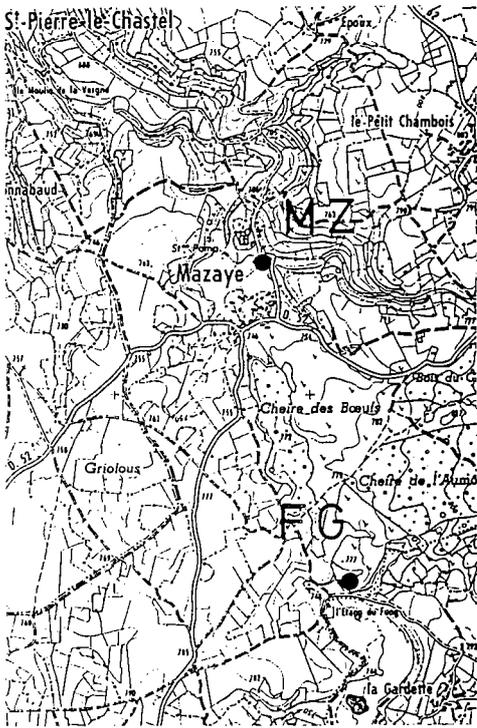
Compains	CP	646,15	349,475
----------	----	--------	---------

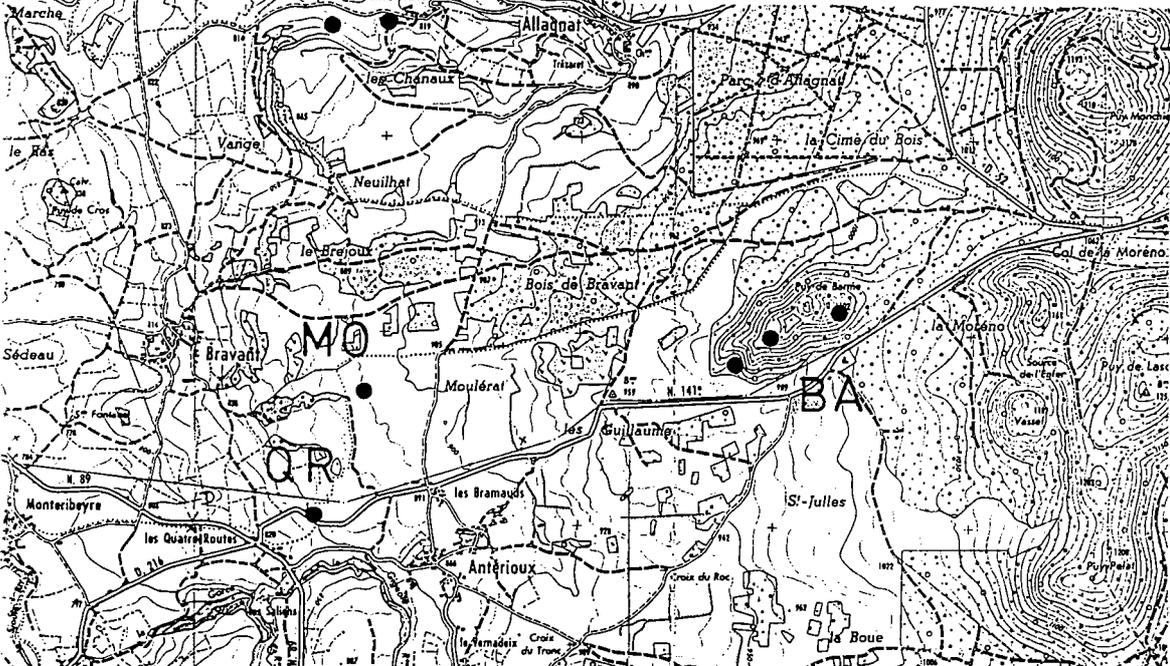
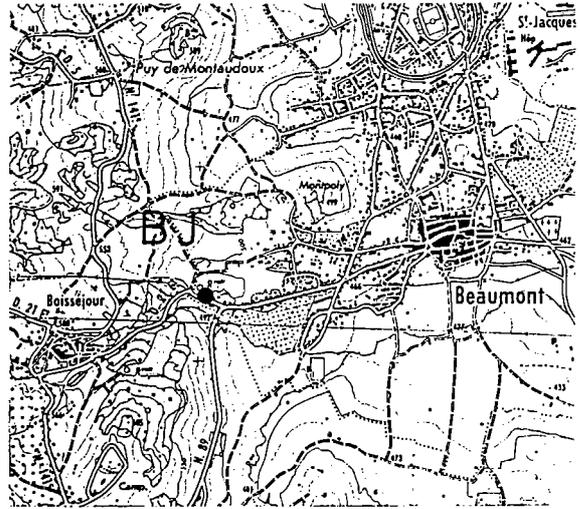
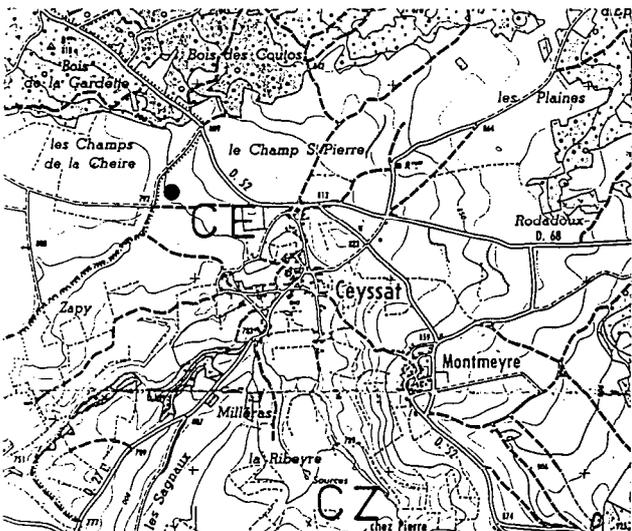
feuille La Tour d'Auvergne 3-4

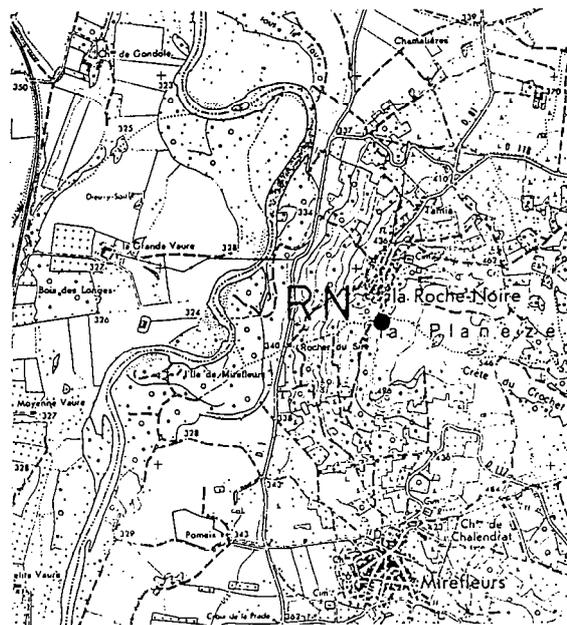
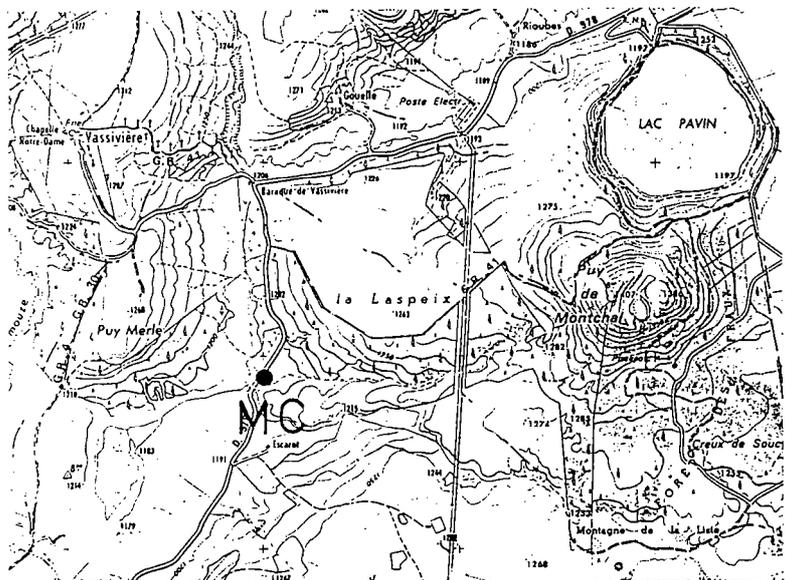
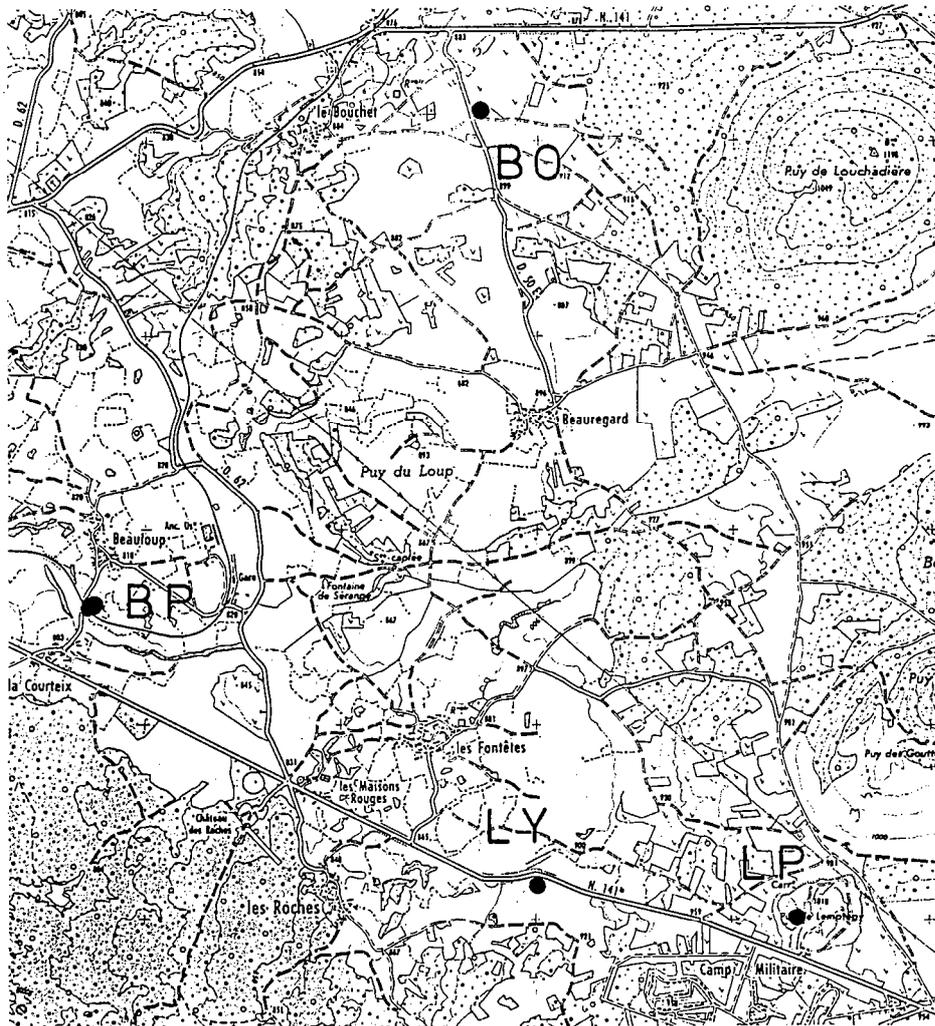
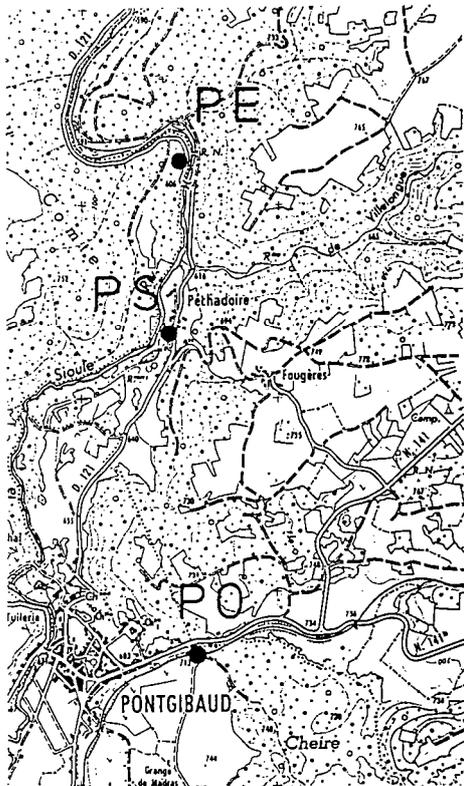
Montchal	MC	641,0	53,875
----------	----	-------	--------

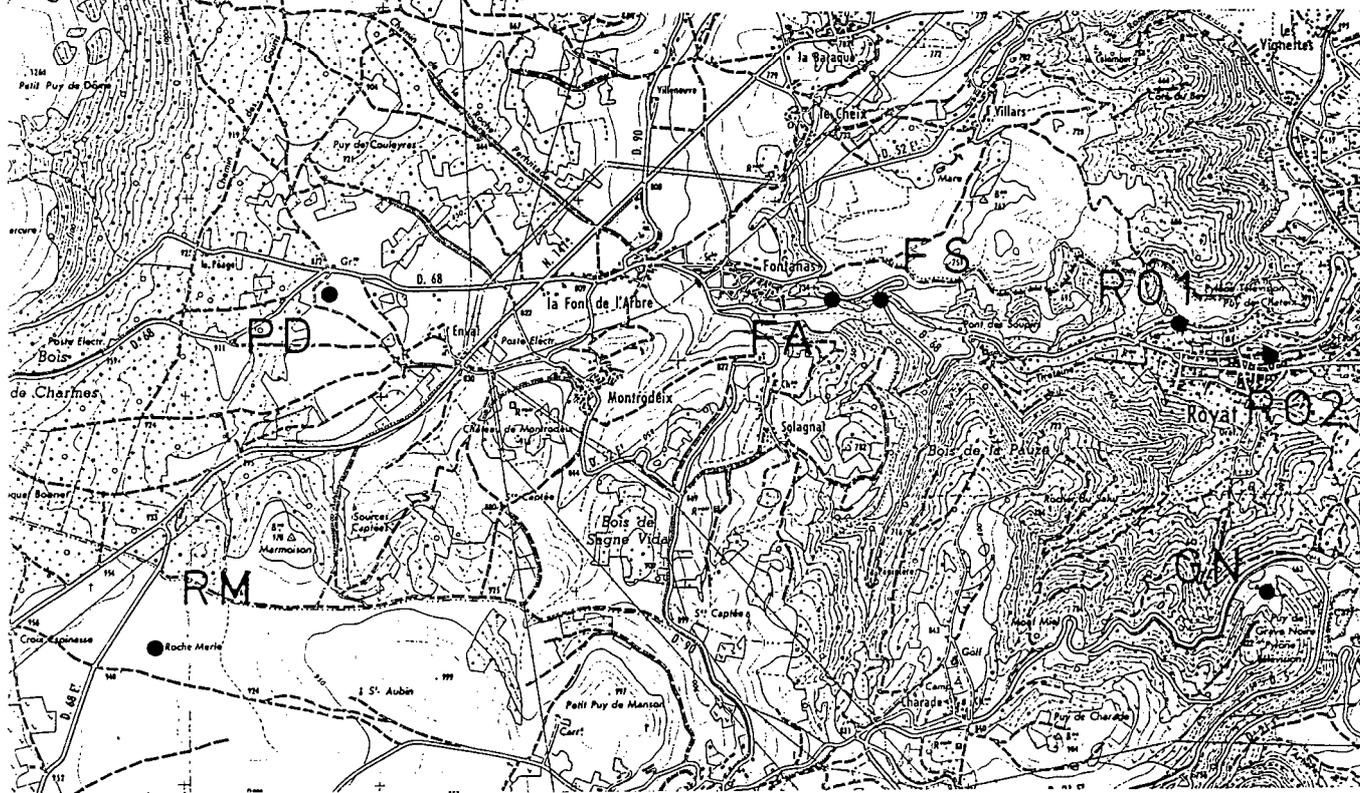
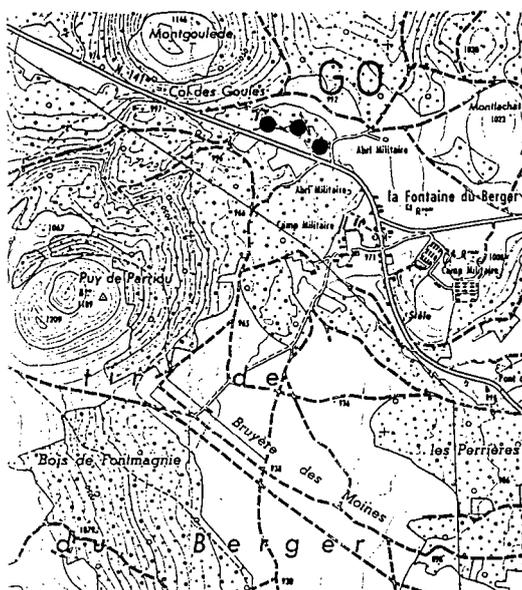
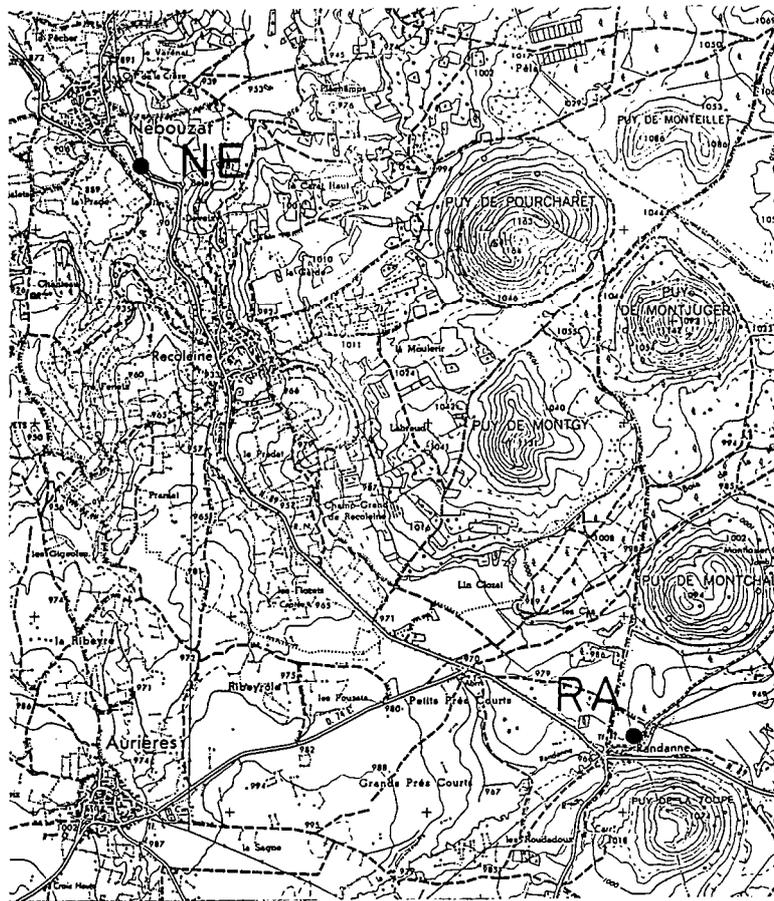
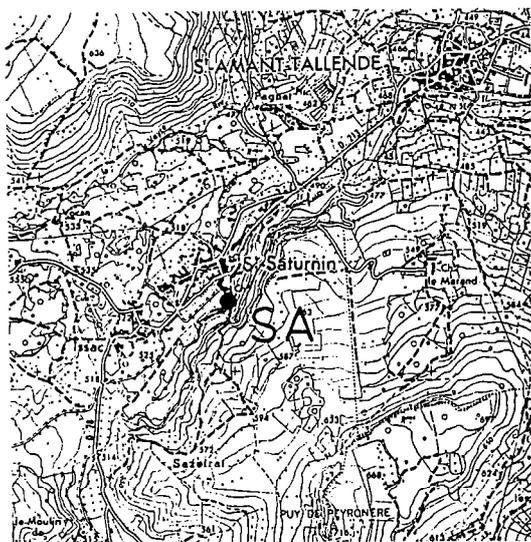
feuille La Tour d'Auvergne 7-8

Entraigues cascade	EC	639,075	646,6
Eglise Neuve d'Entraigues	EN	638,55	345,475



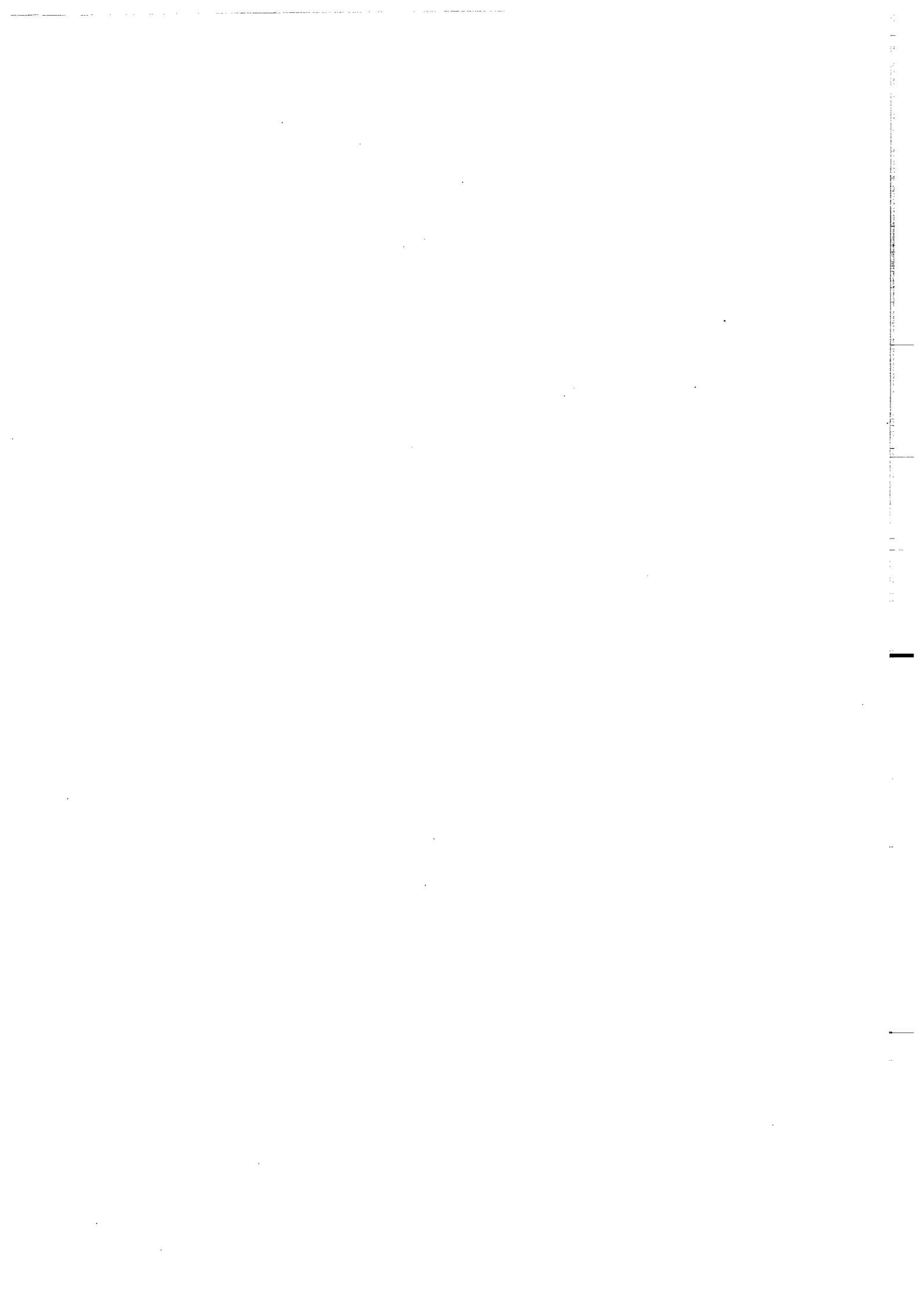


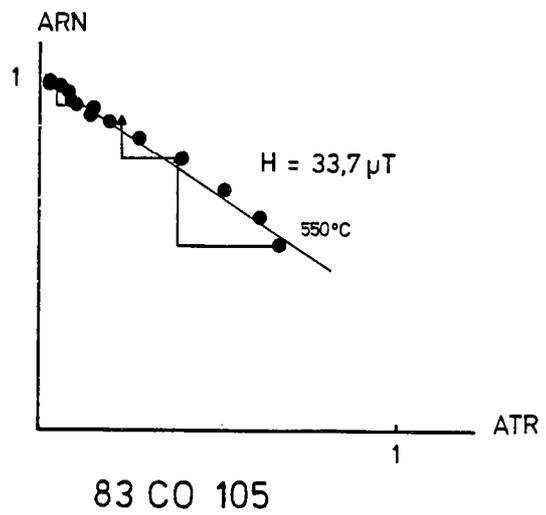
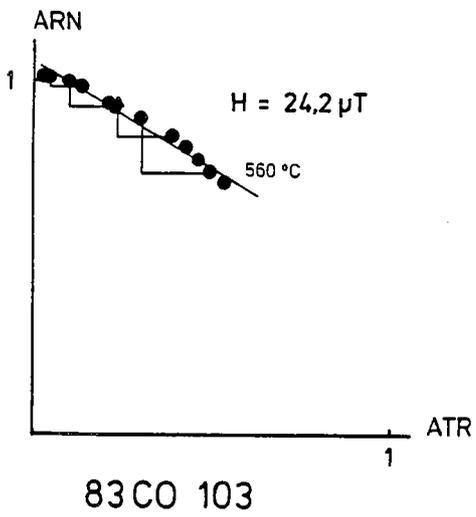
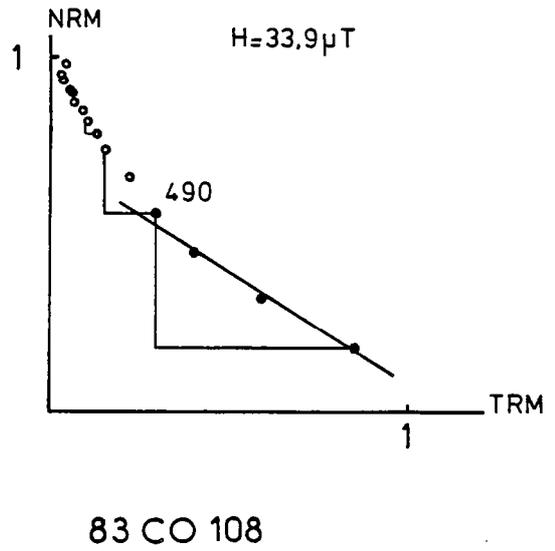
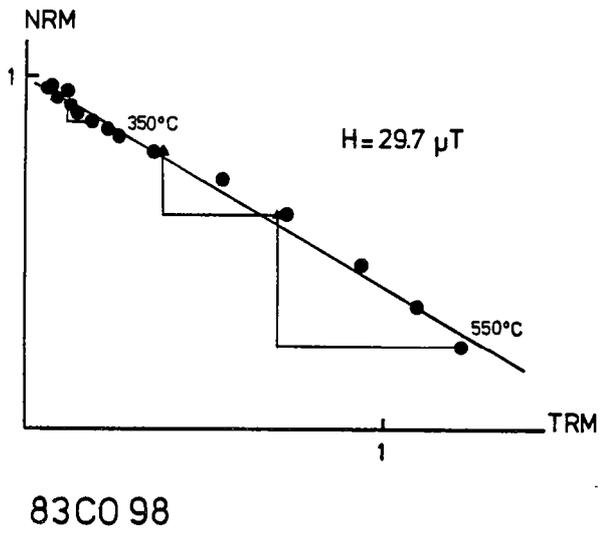
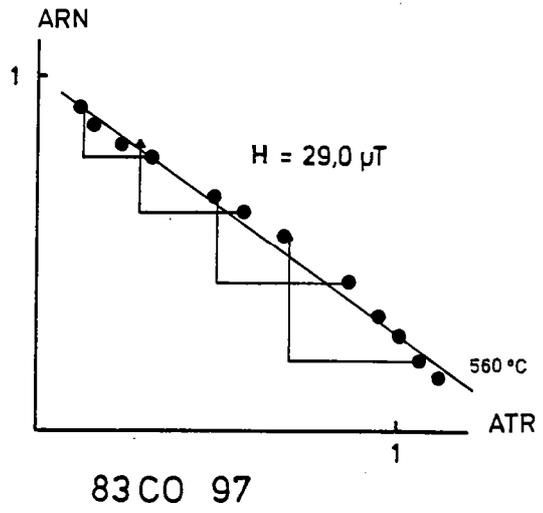
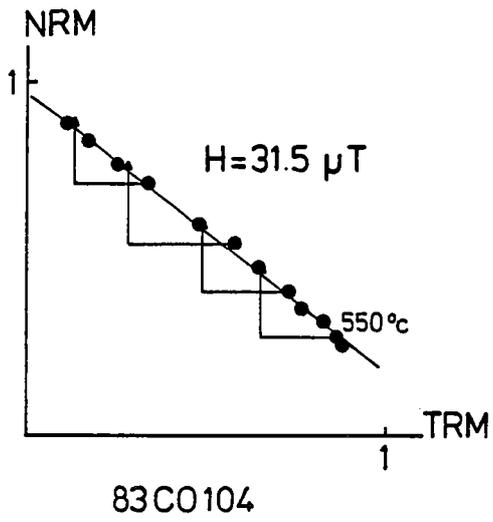


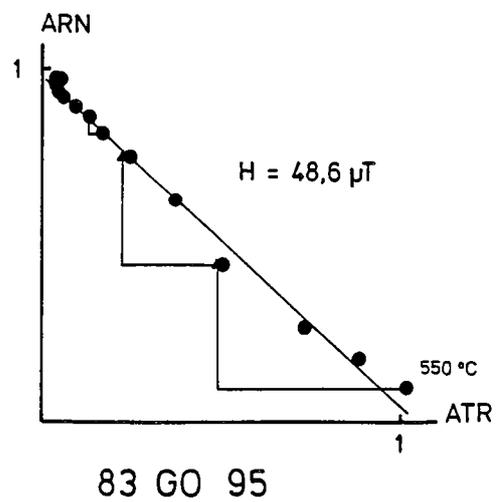
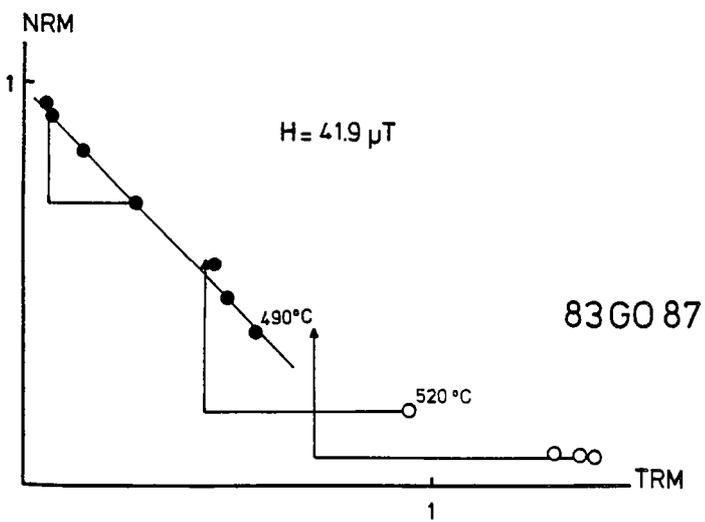
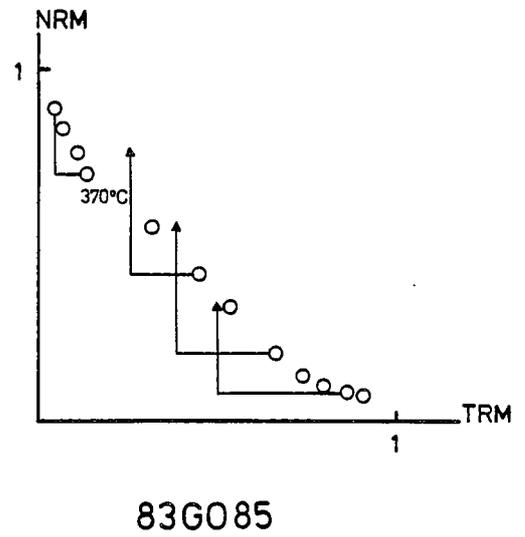
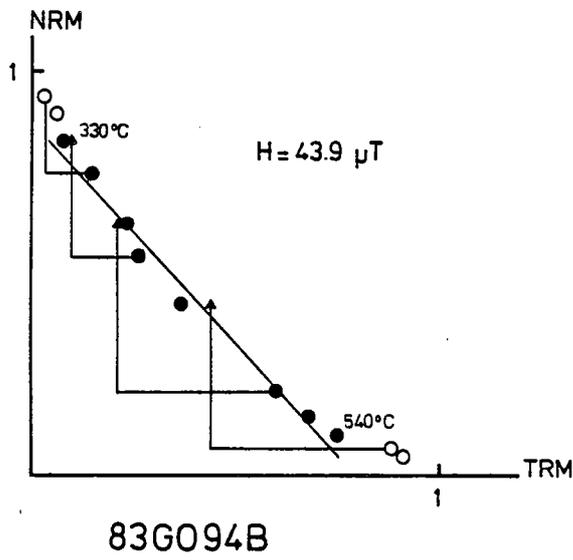
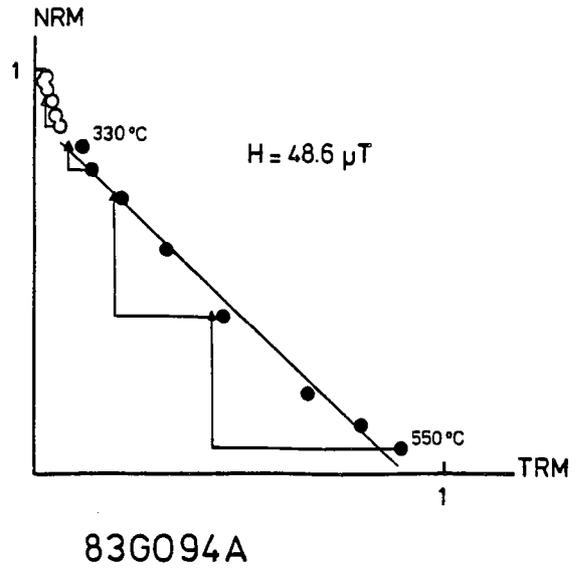
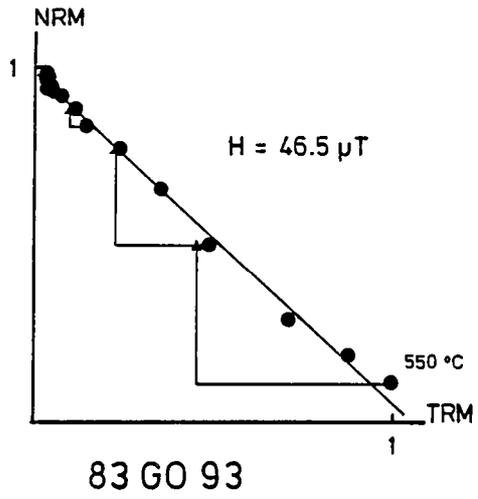


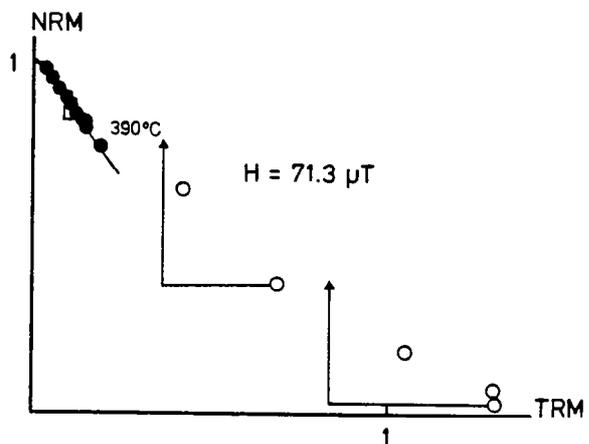
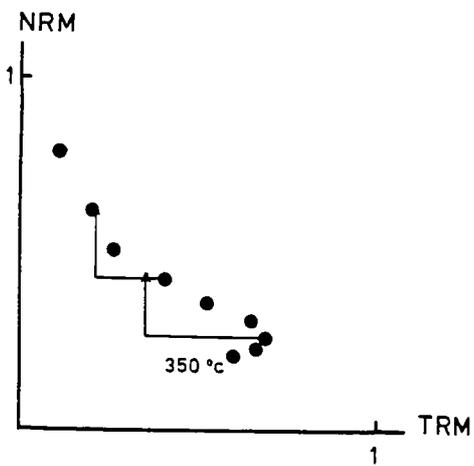
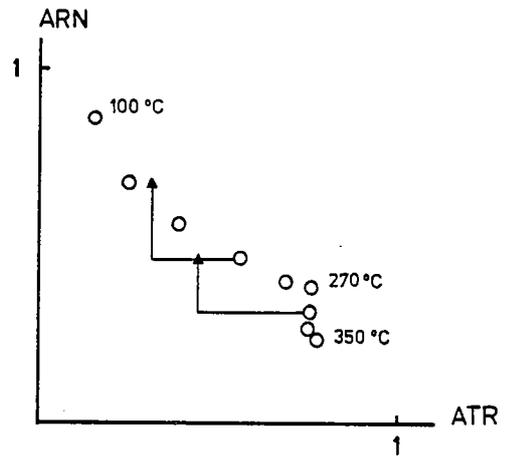
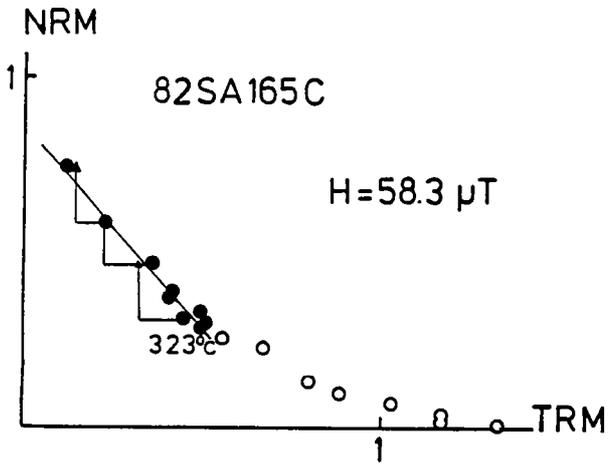
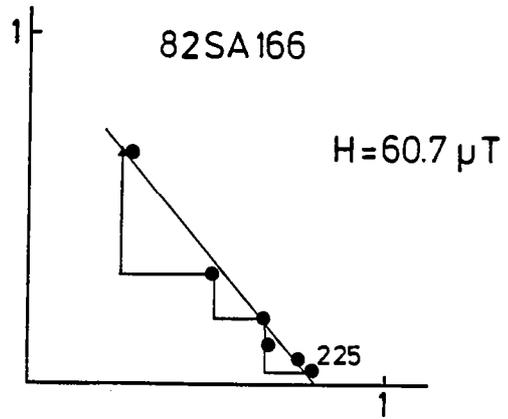
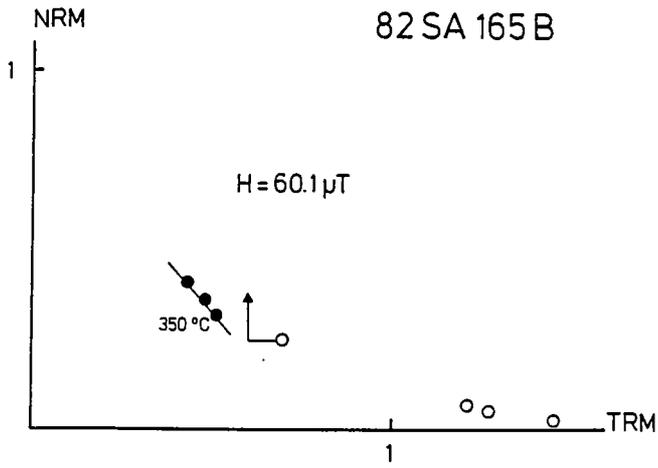
annexe 2

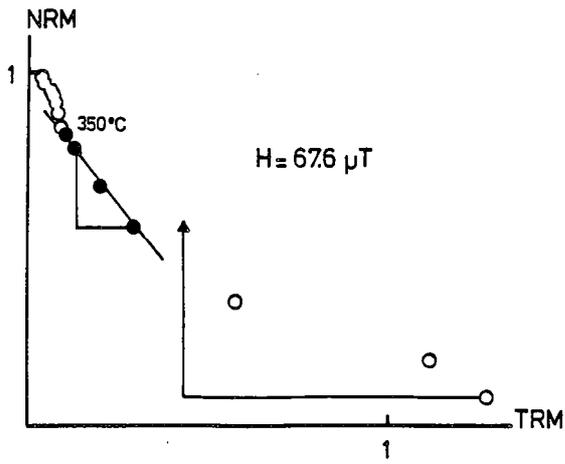
DIAGRAMMES ARN-ATR
PROJECTIONS NEV
COURBES J_S -T



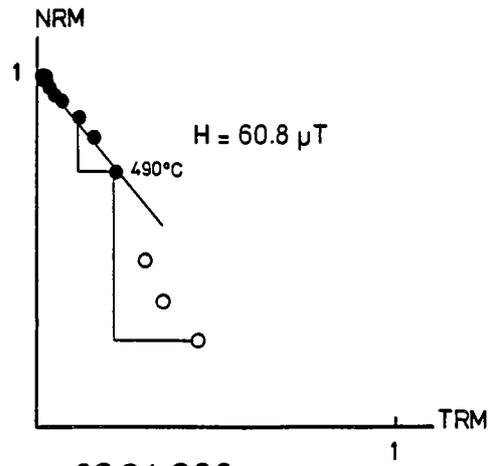




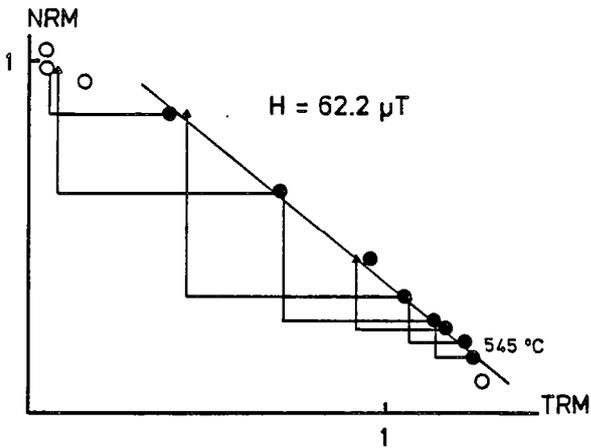




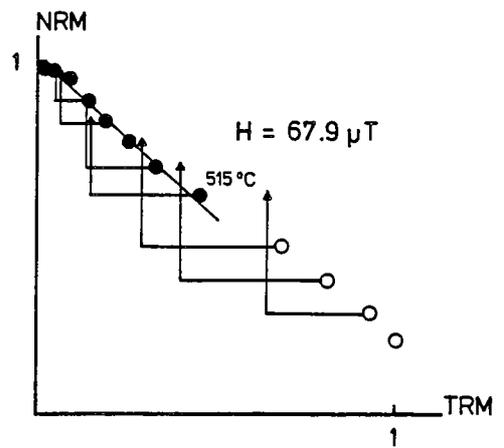
83PR315



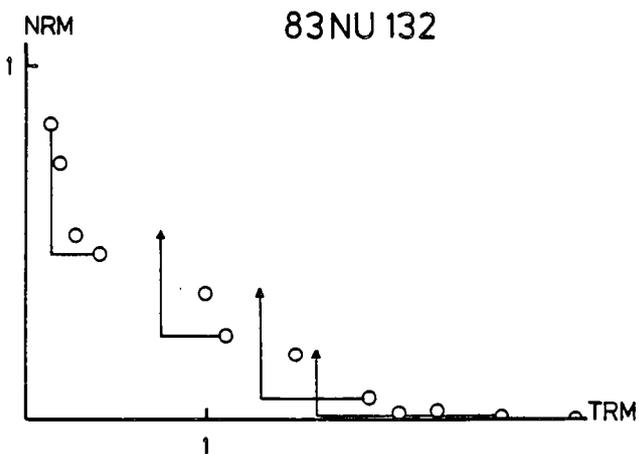
83CA 300



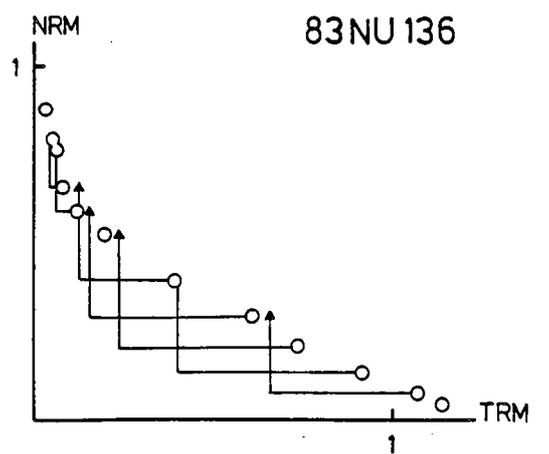
83 CA 301



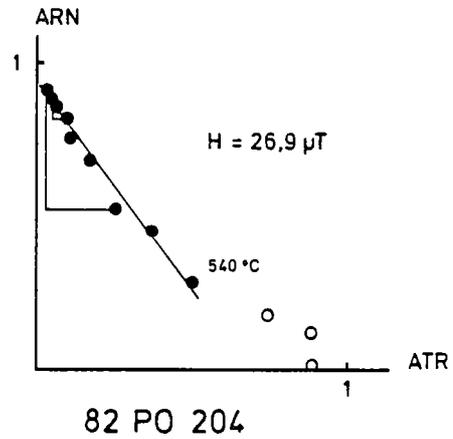
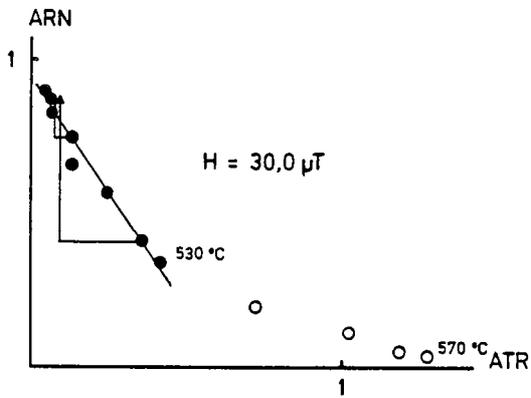
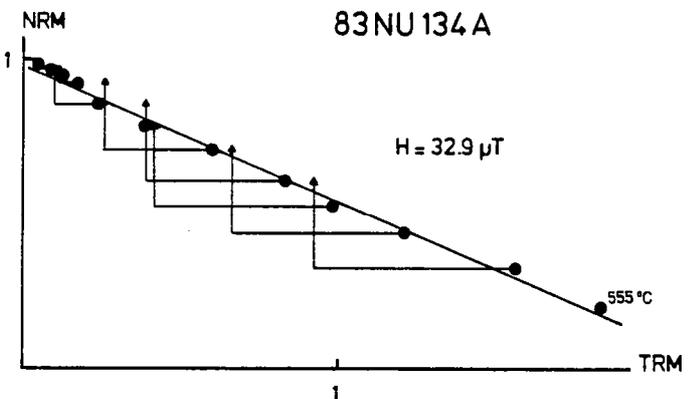
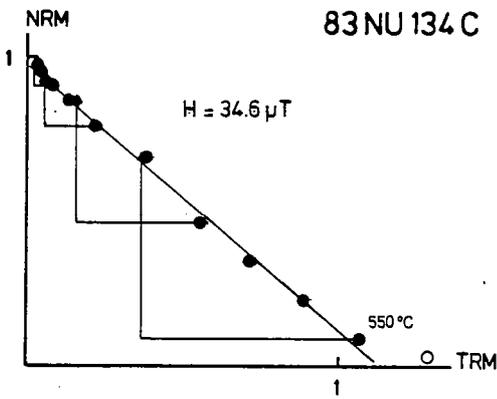
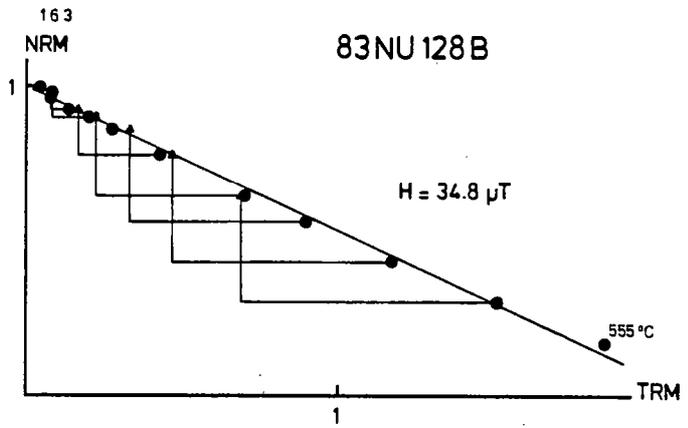
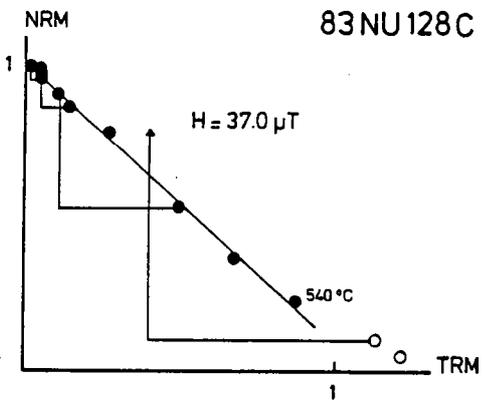
83 CA 302

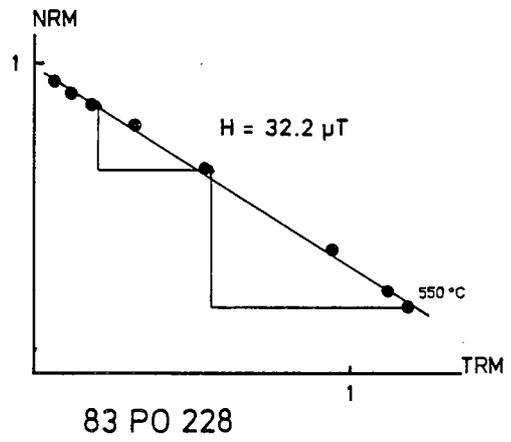
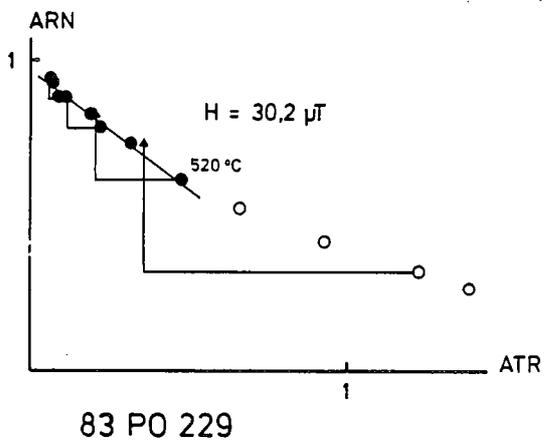
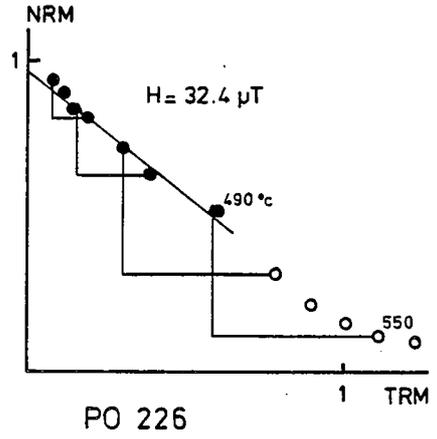
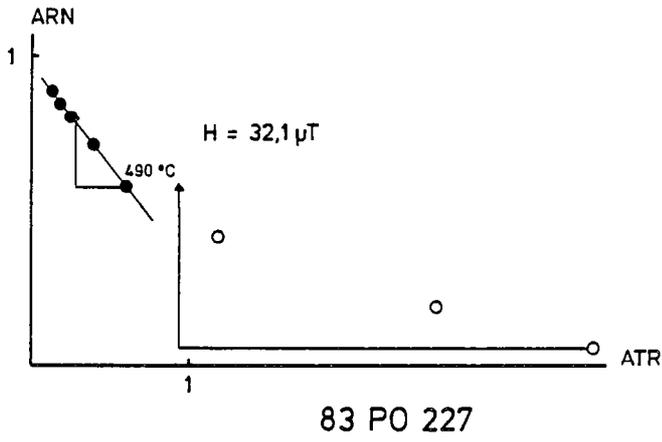
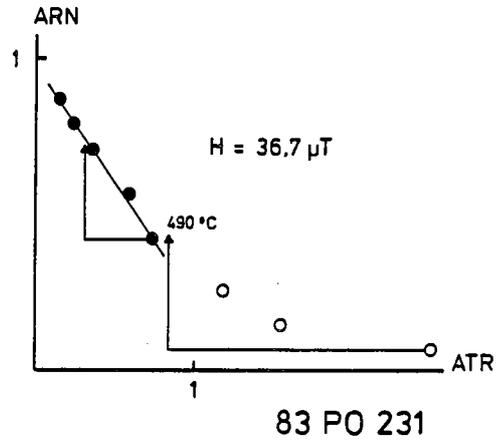
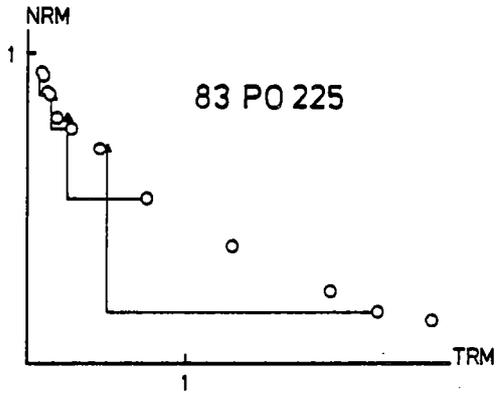


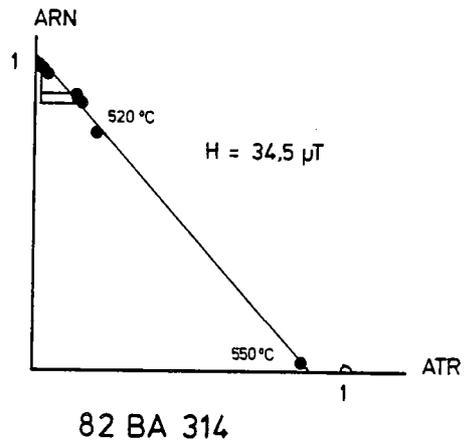
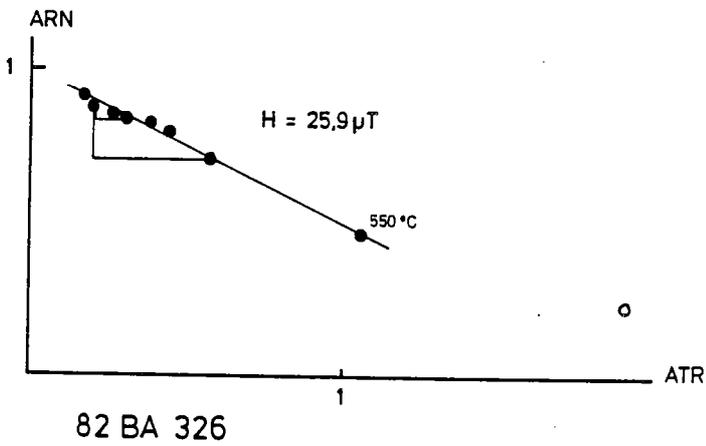
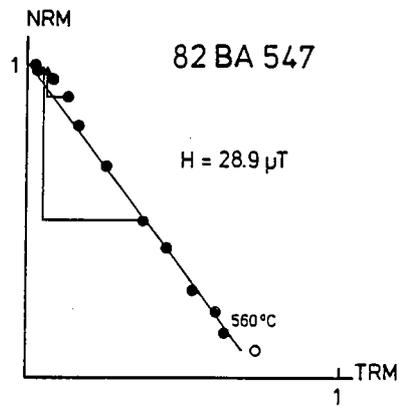
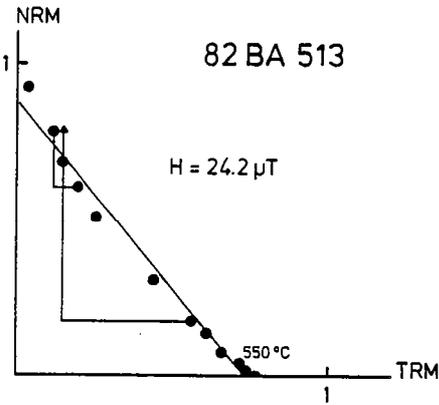
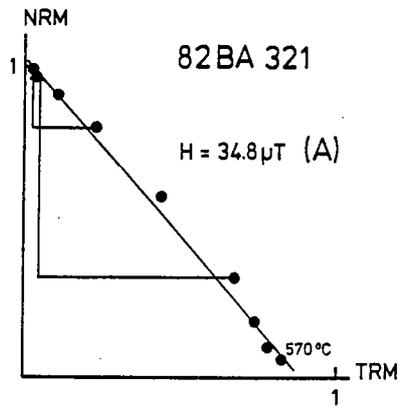
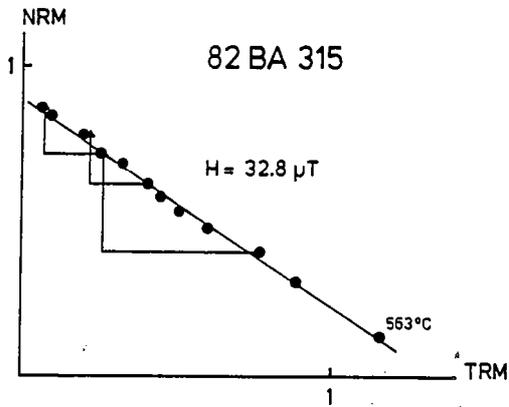
83NU 132

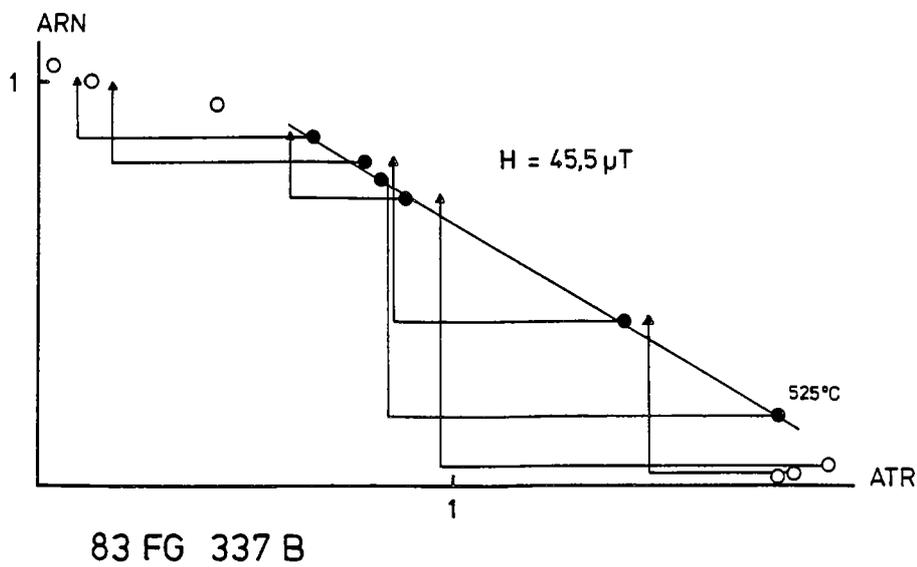
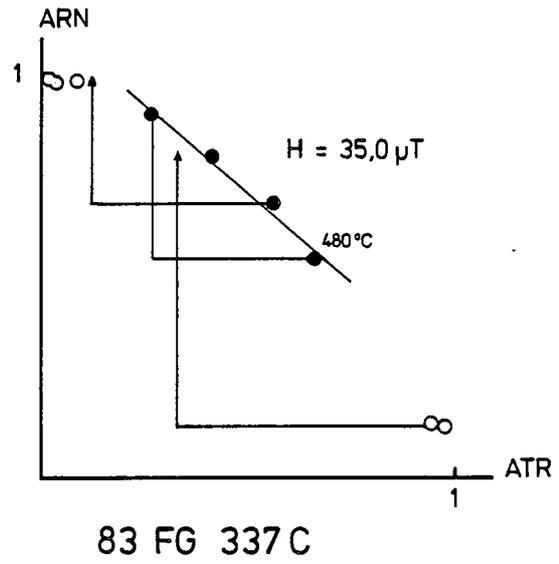
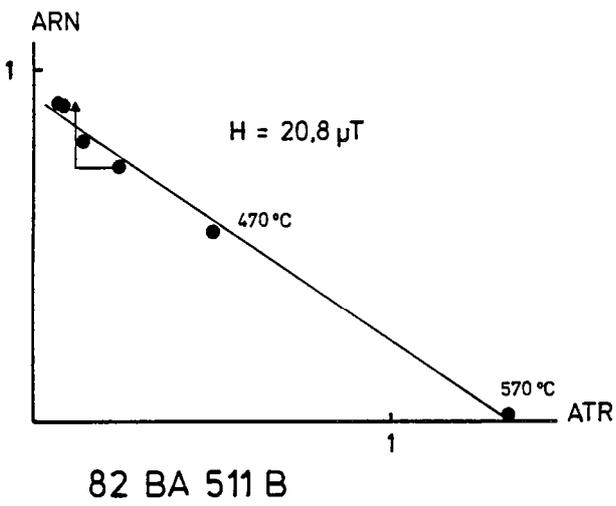
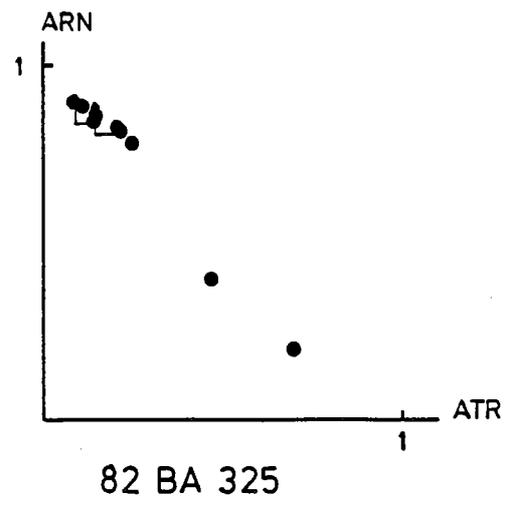
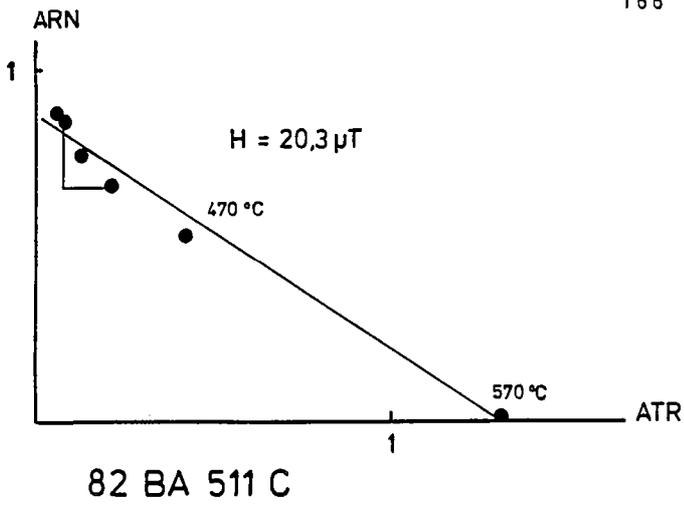


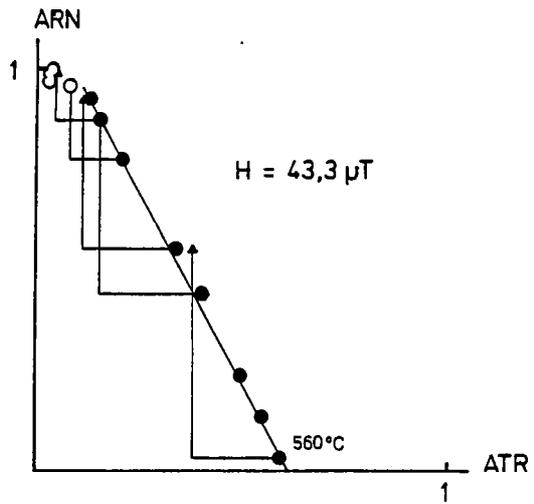
83NU 136



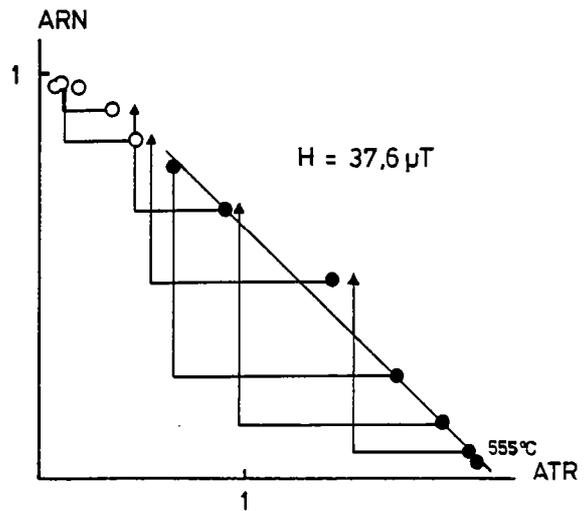




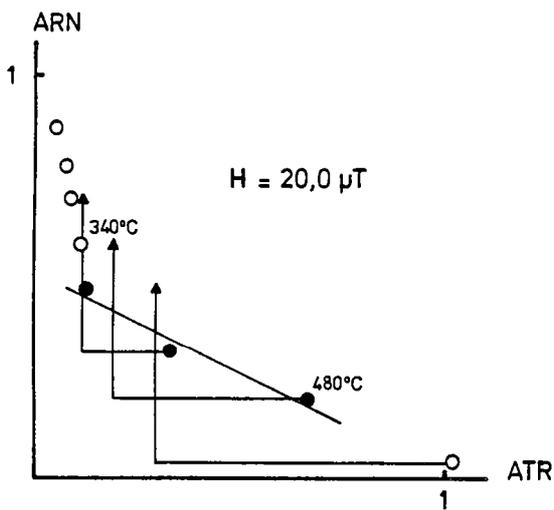




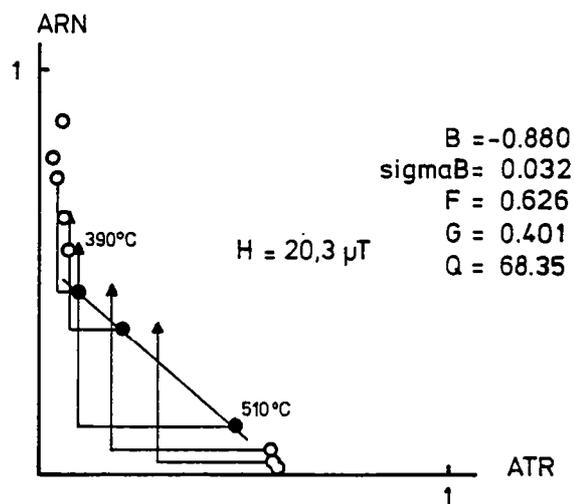
83 FG 339 A



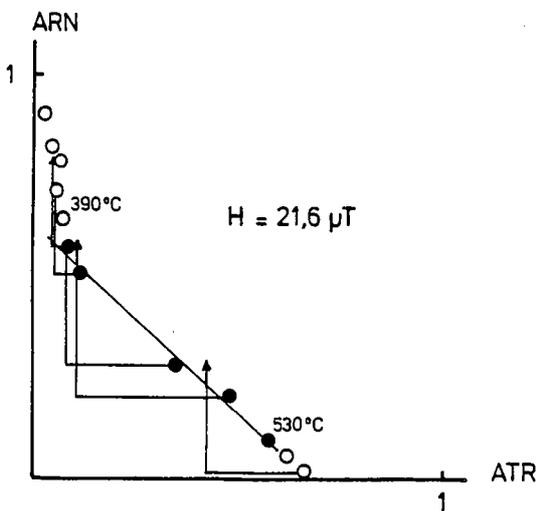
83 FG 339 B



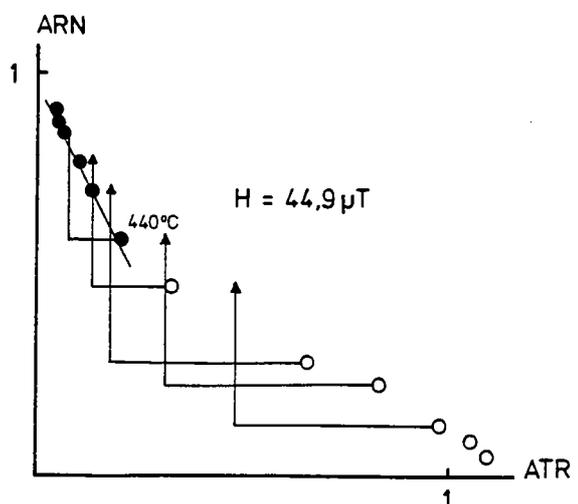
83 GA 114



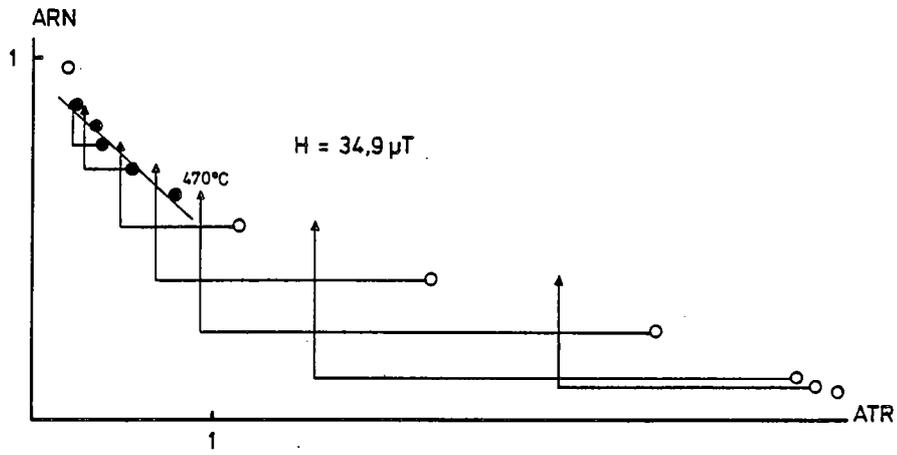
83 GA 113



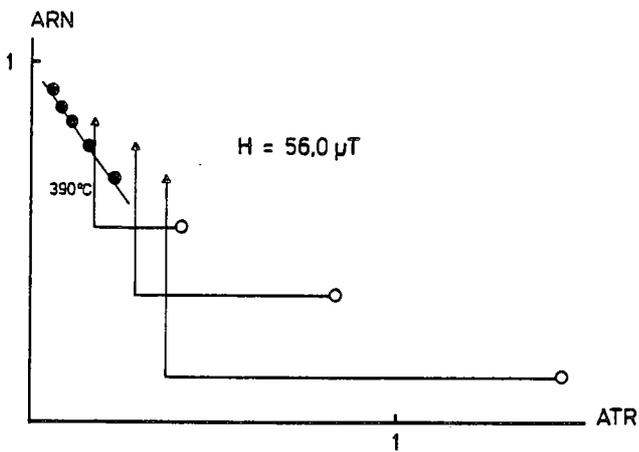
83 GA 115



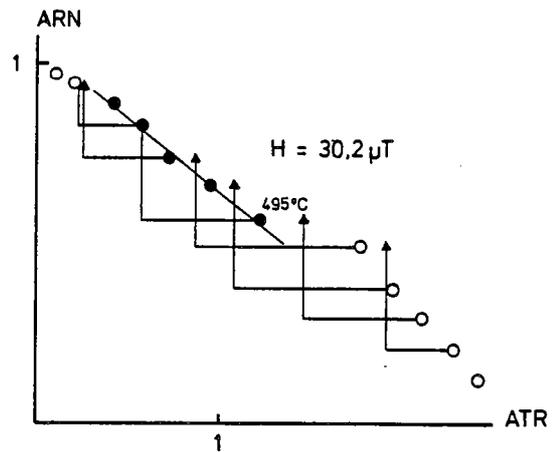
83 MZ 345 A



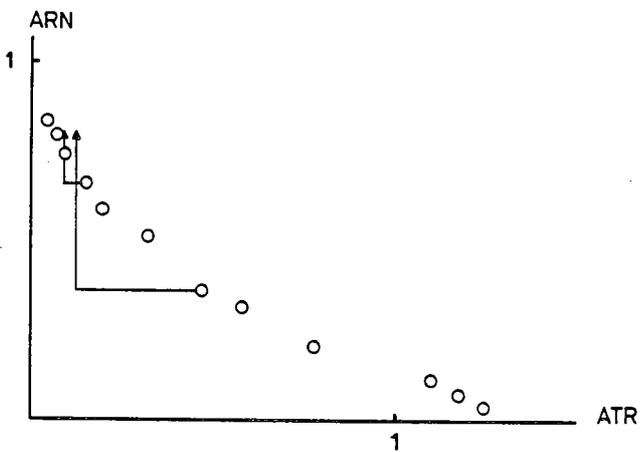
83 MZ 343



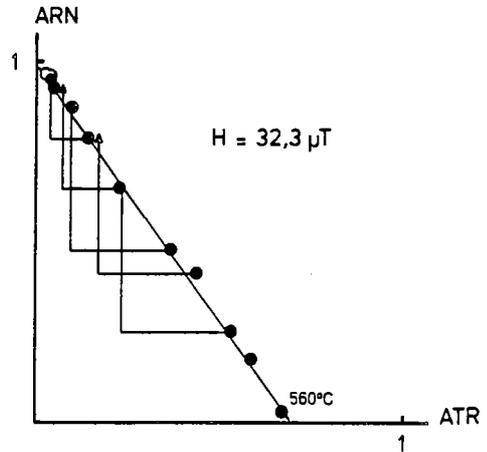
83 MZ 345 B



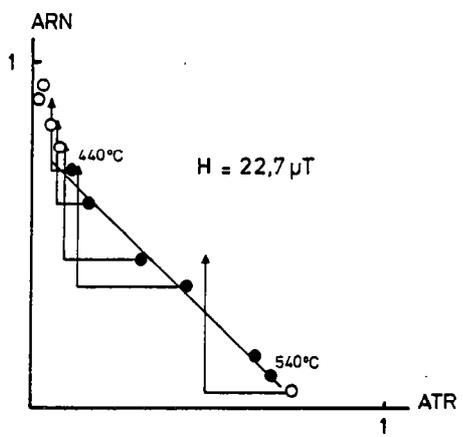
83 MZ 344



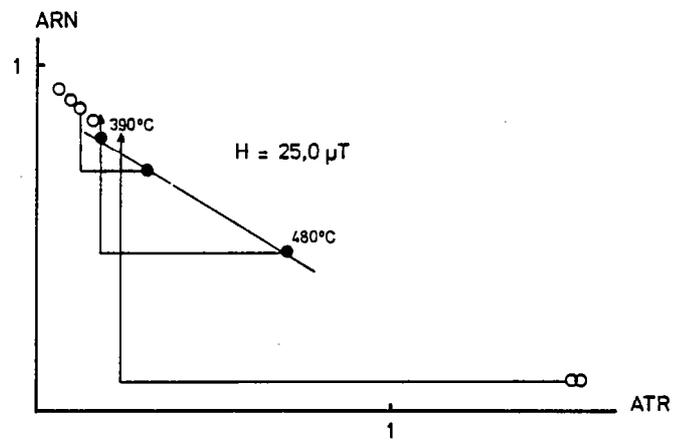
83 QR 189



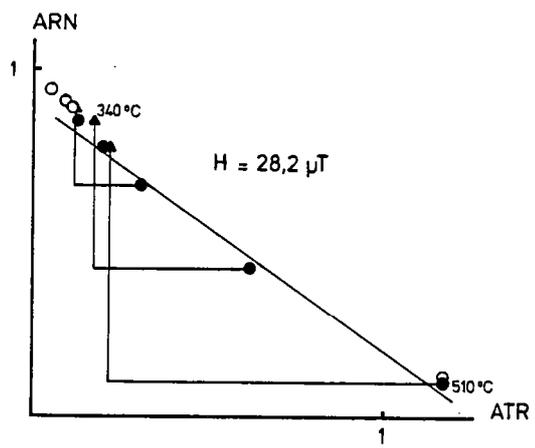
83 QR 187



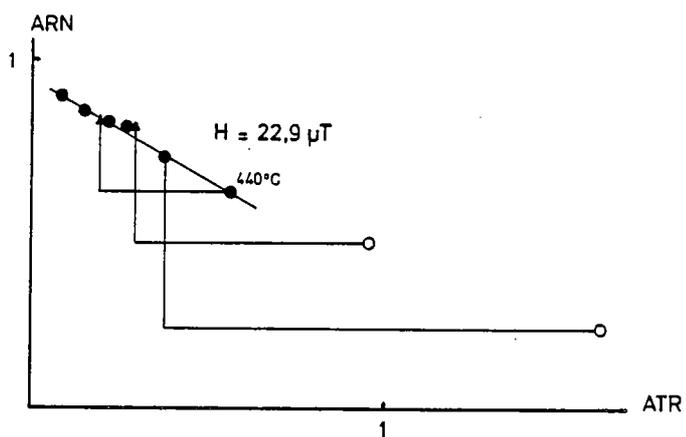
83 QR 185



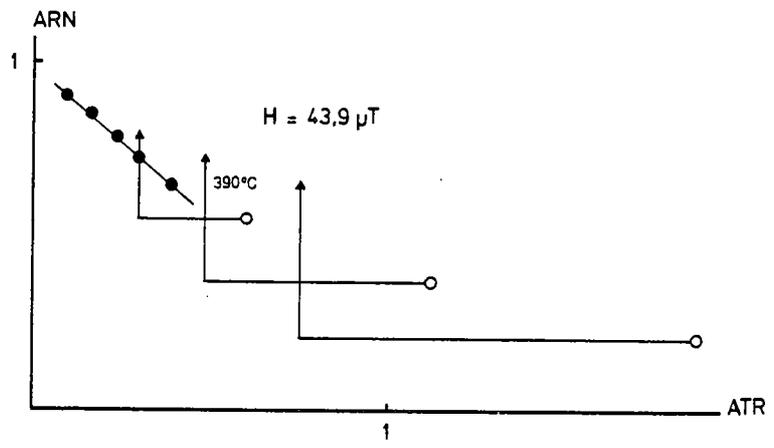
83 QR 188



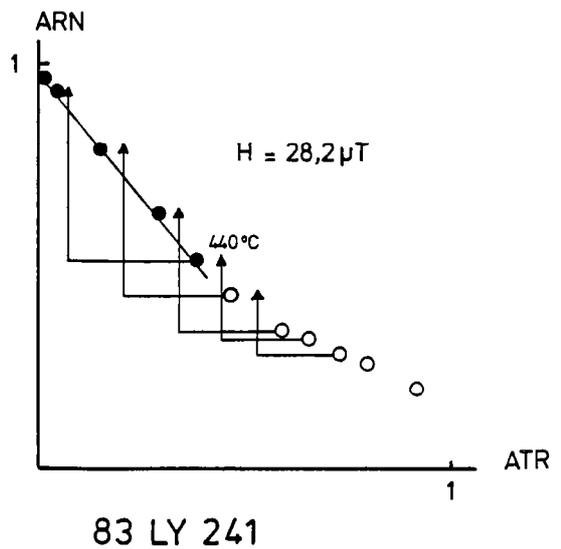
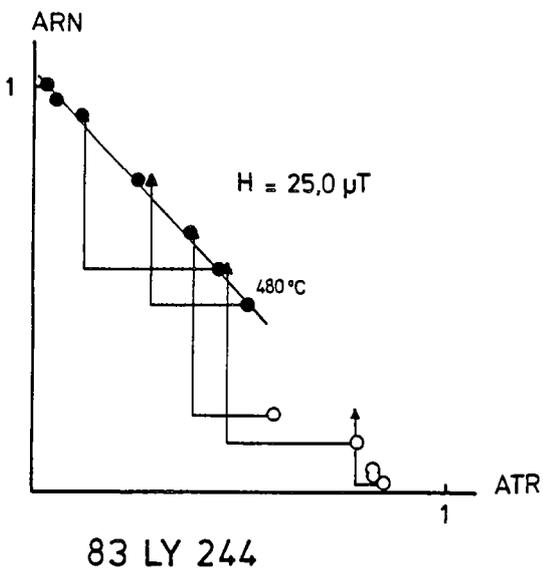
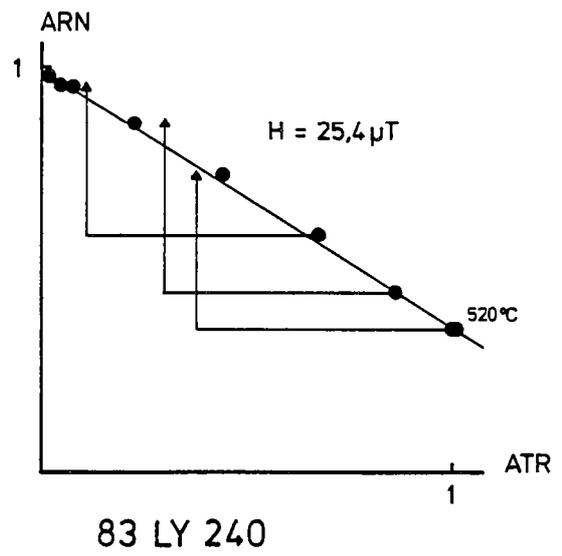
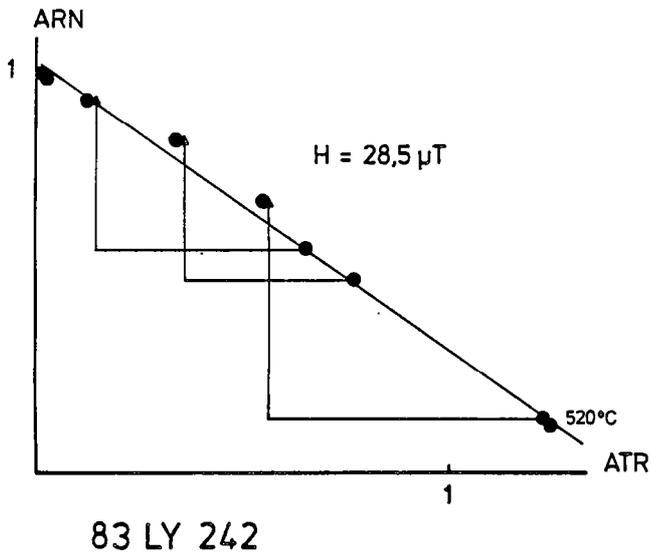
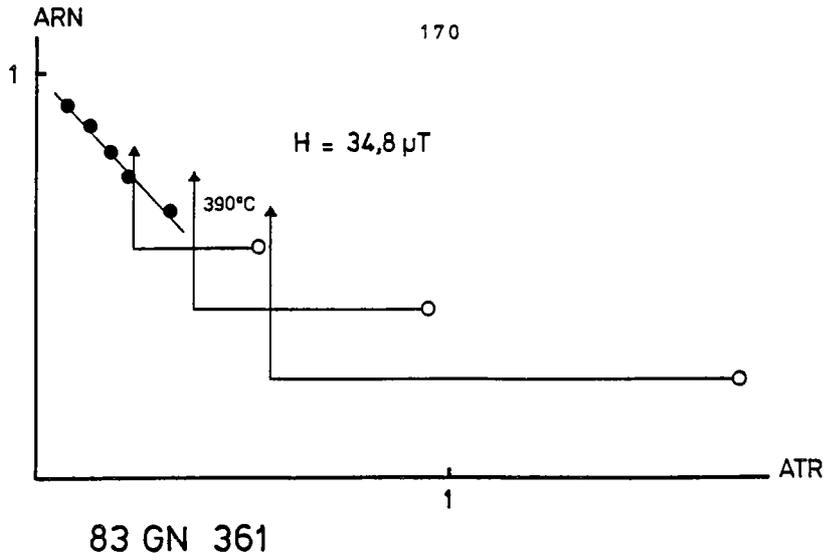
83 QR 186

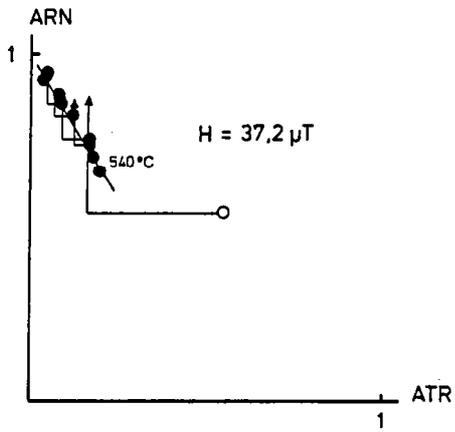


83 GN 359

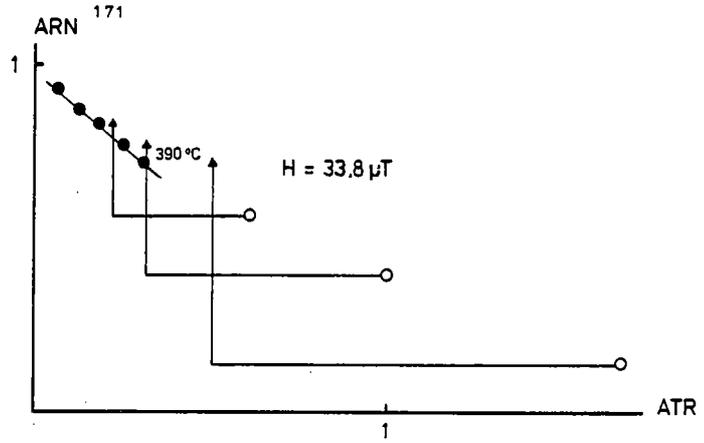


83 GN 362

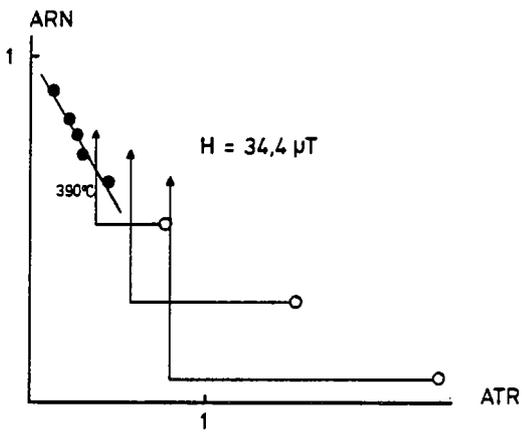




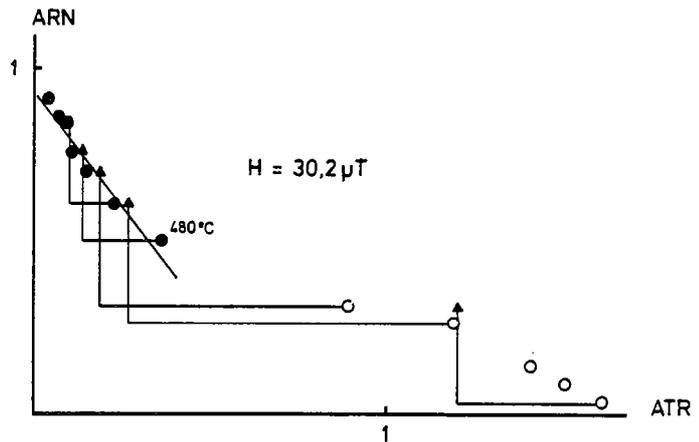
83 LP 372



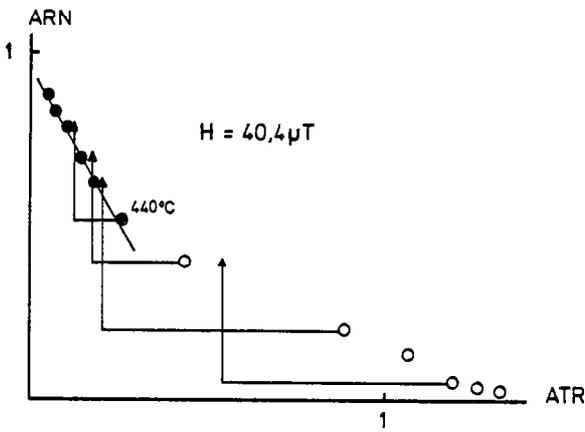
83 MM 127



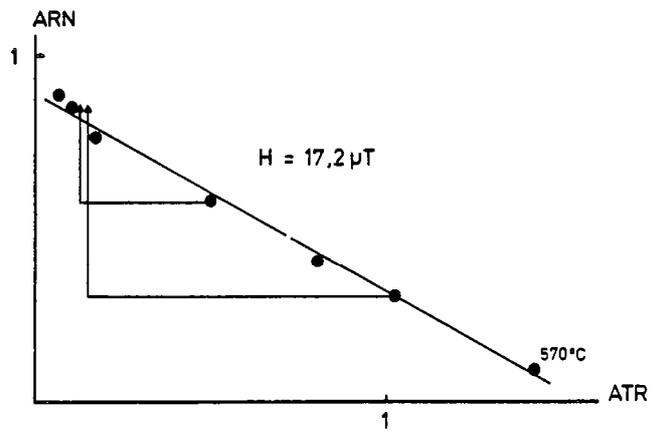
83 MM 121



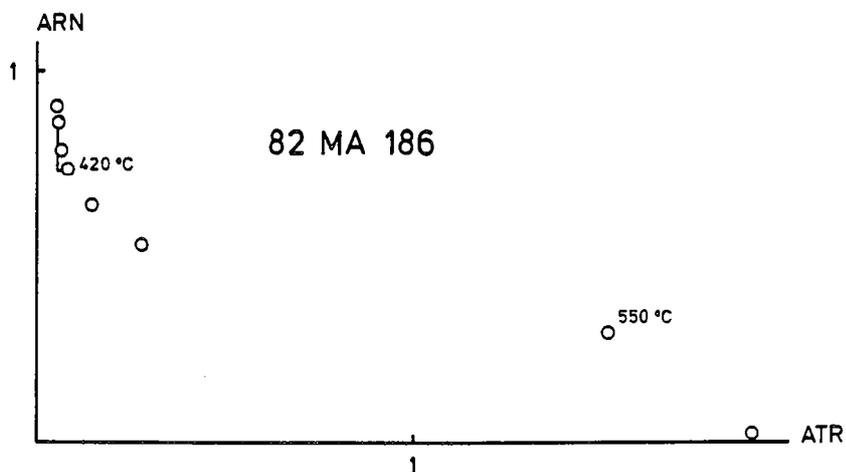
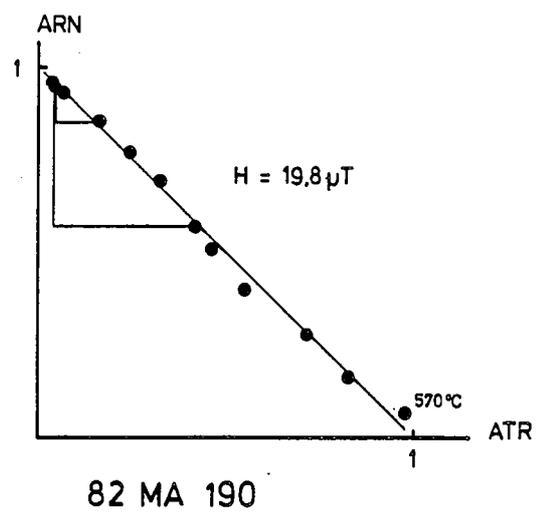
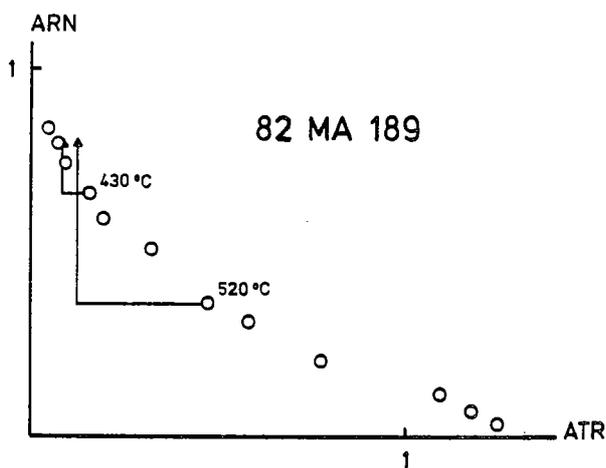
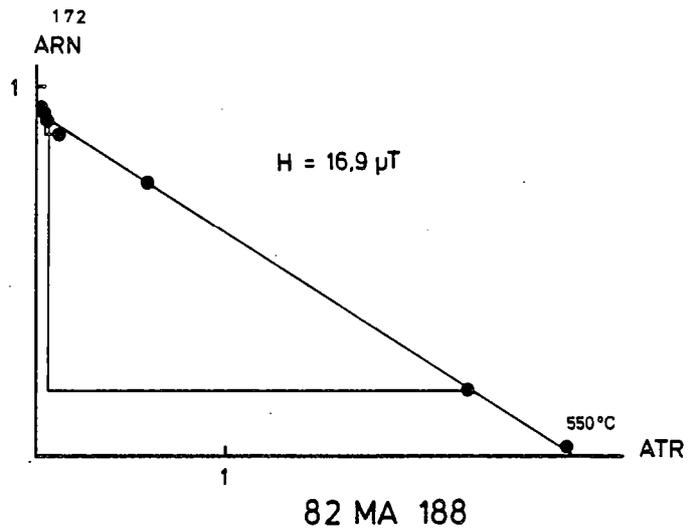
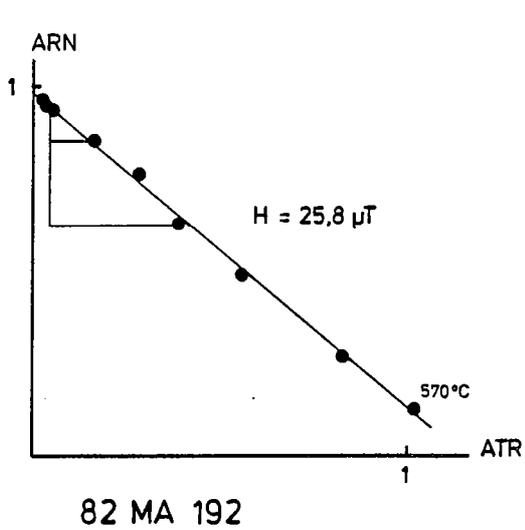
83 MM 124

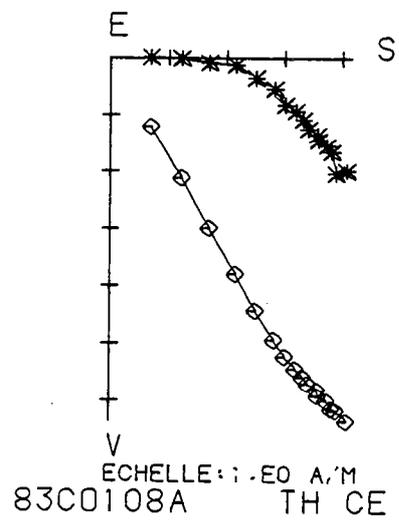
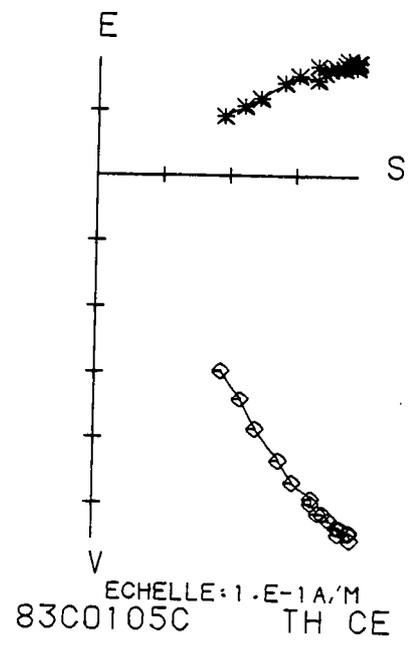
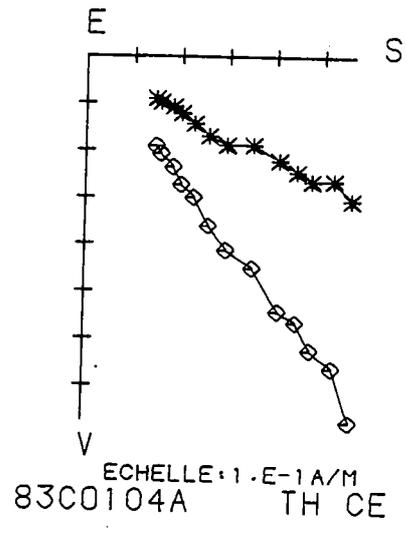
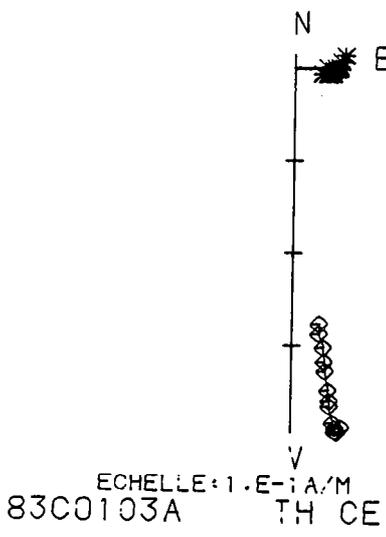
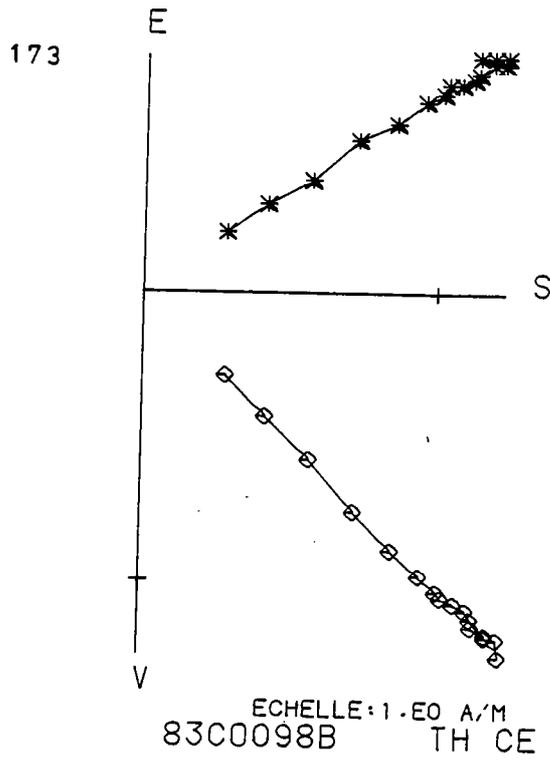
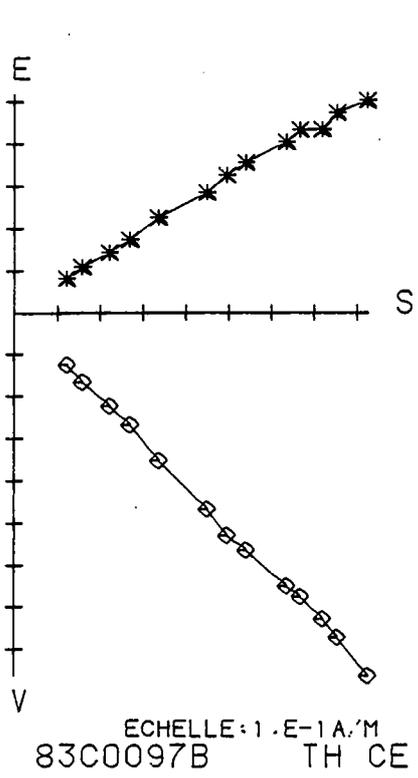


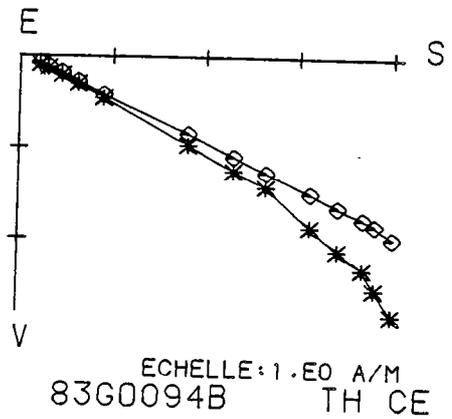
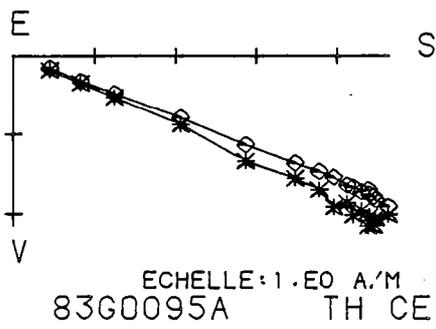
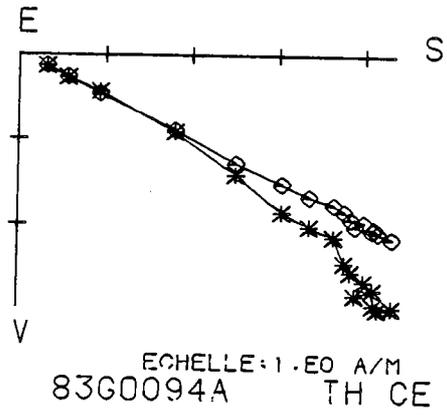
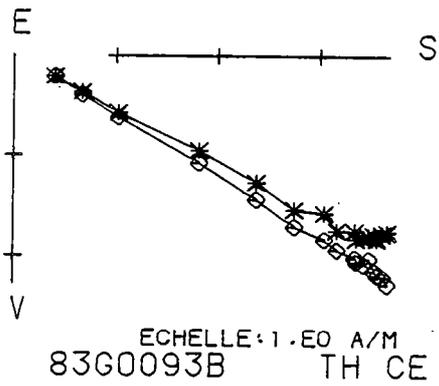
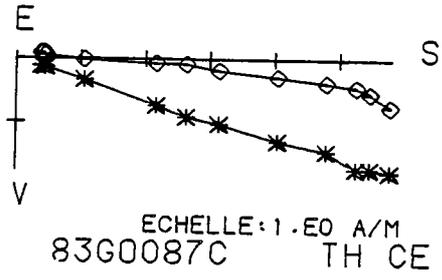
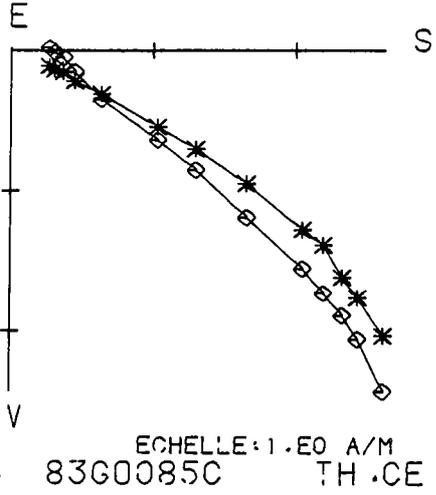
83 MM 126

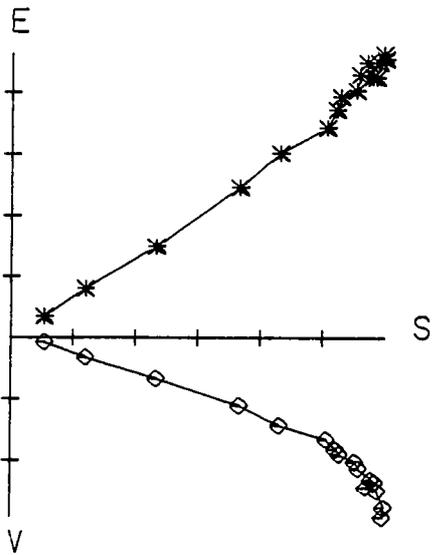


82 MA 191

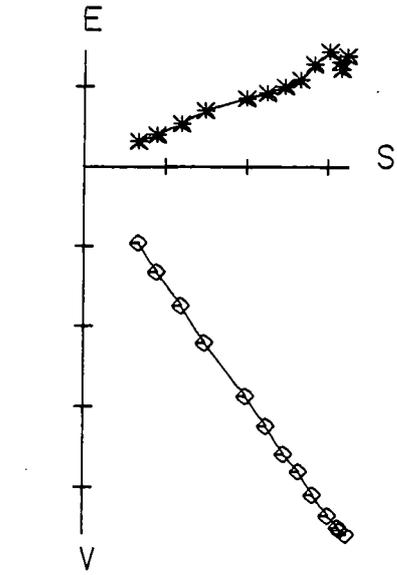




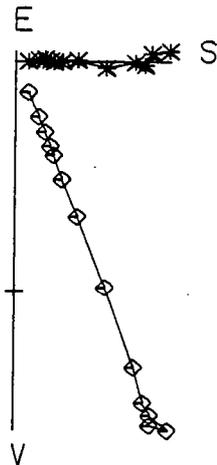




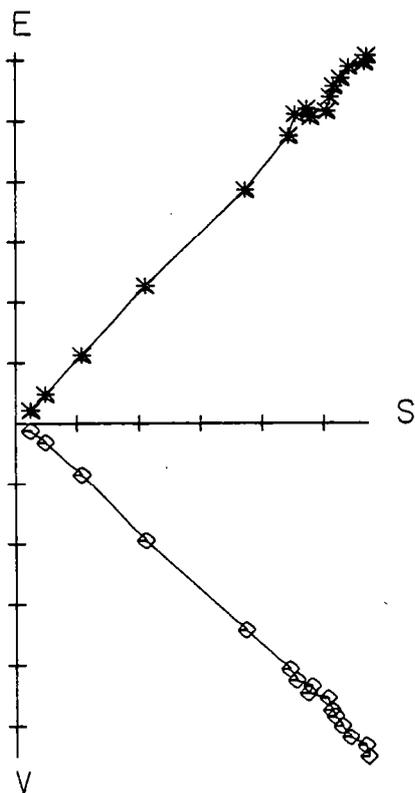
ECHELLE: 1.E0 A/M
83PR315A TH CE



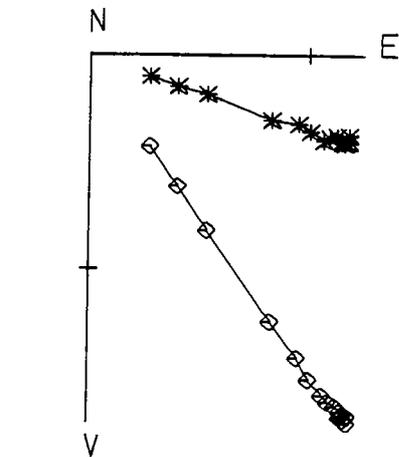
ECHELLE: 1.E0 A/M
83CA302A TH CE



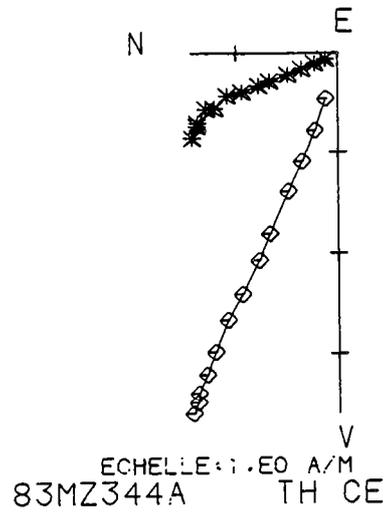
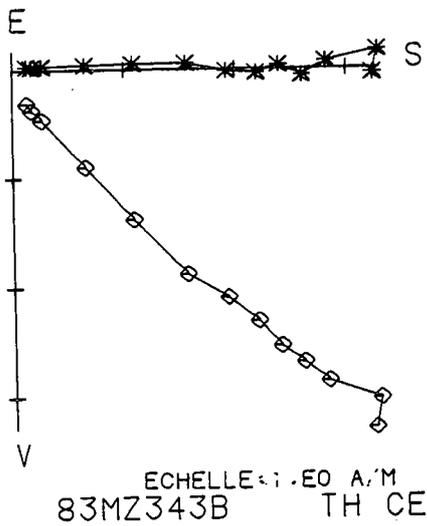
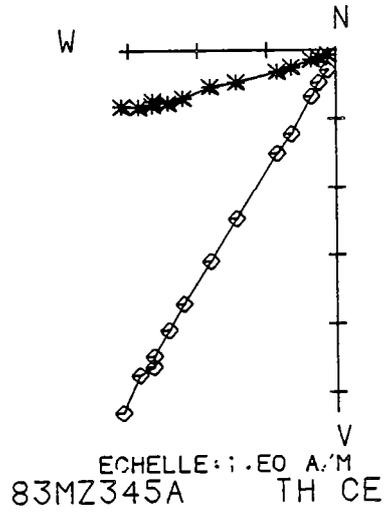
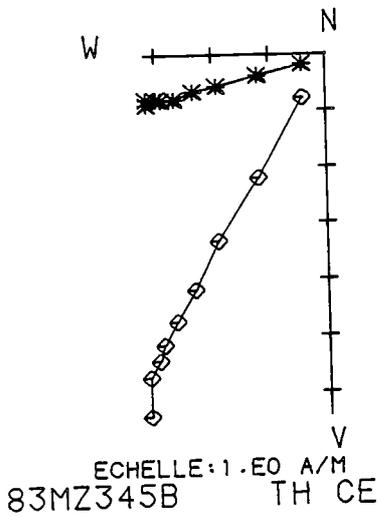
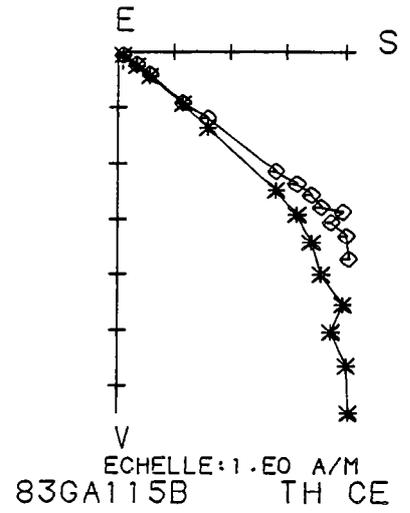
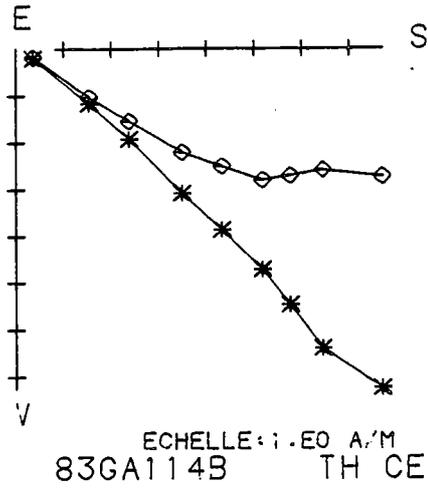
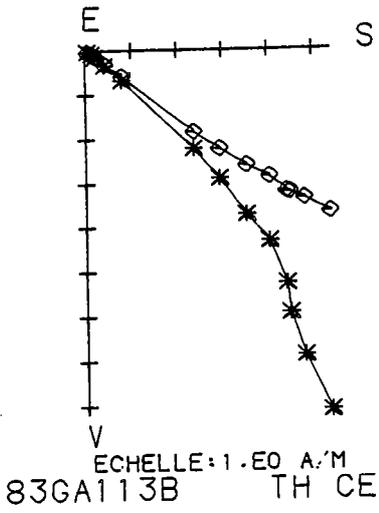
ECHELLE: 1.E1 A/M
83CA301A TH CE

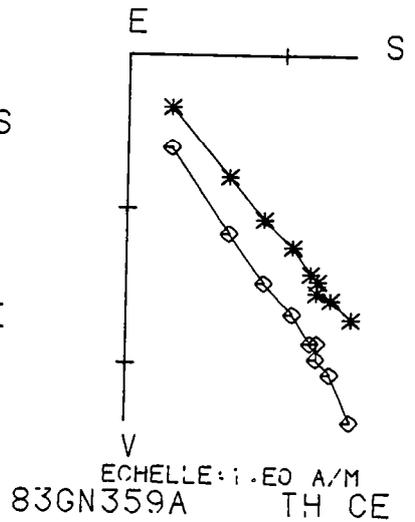
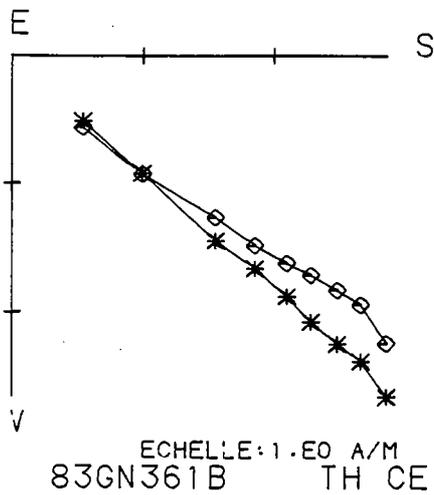
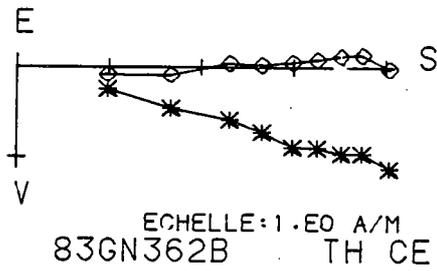
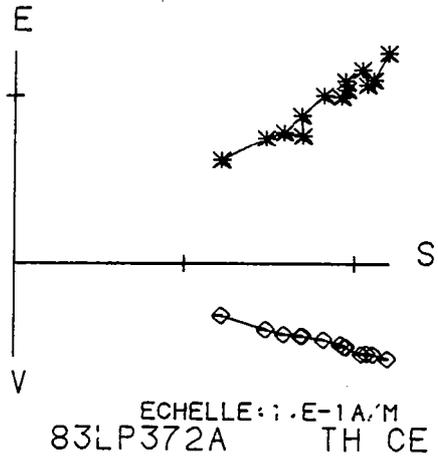
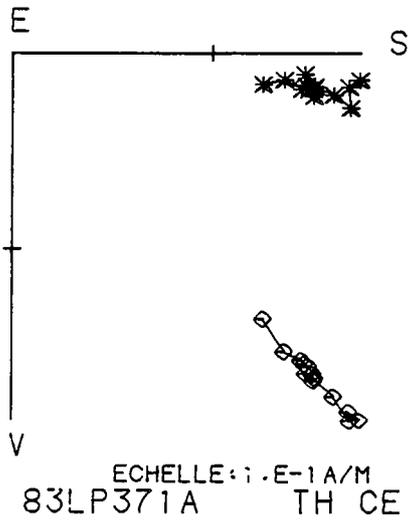
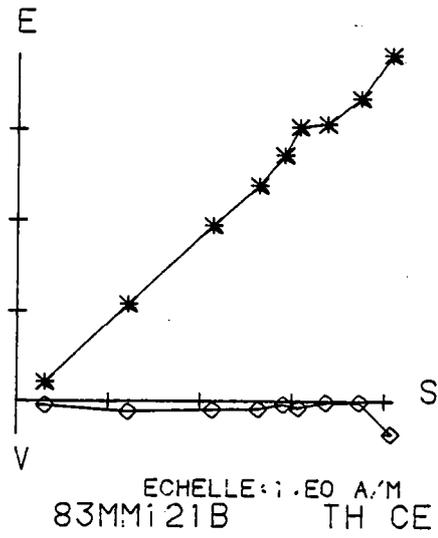
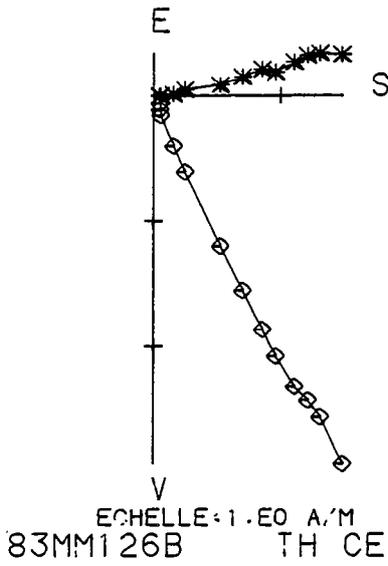


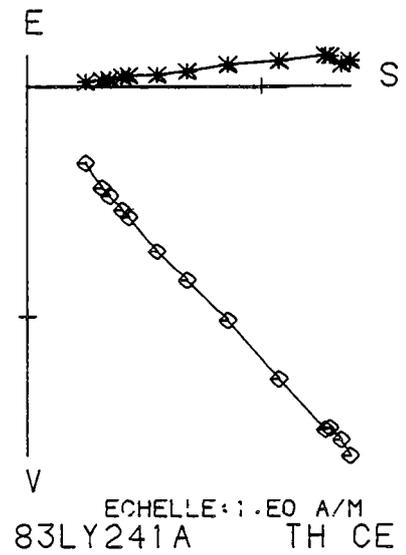
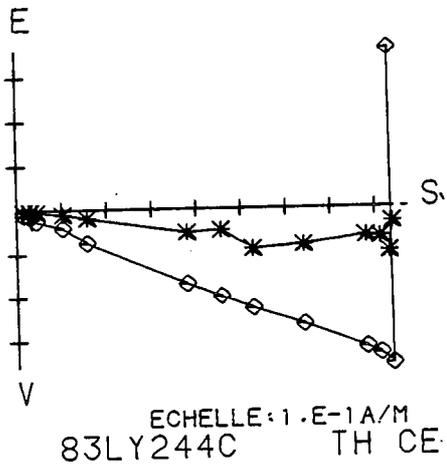
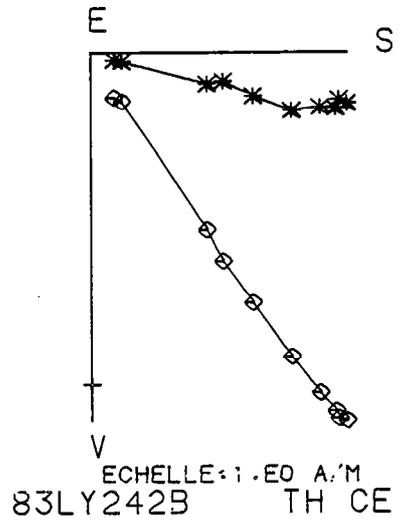
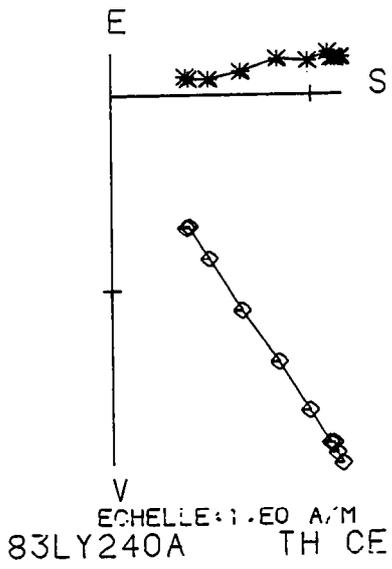
ECHELLE: 1.E0 A/M
83PR312D TH CE

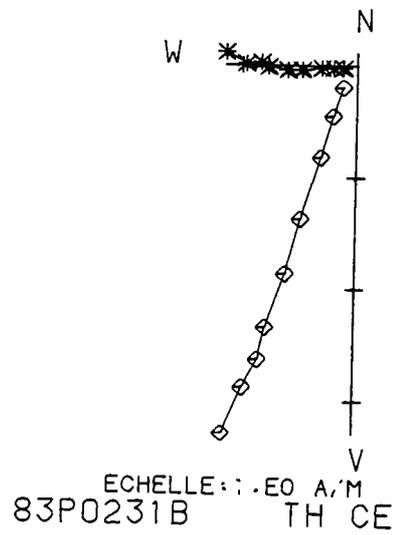
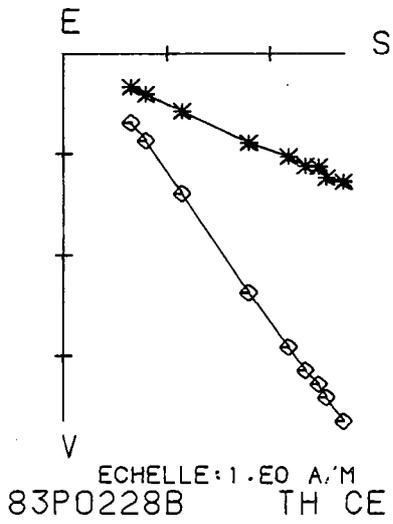
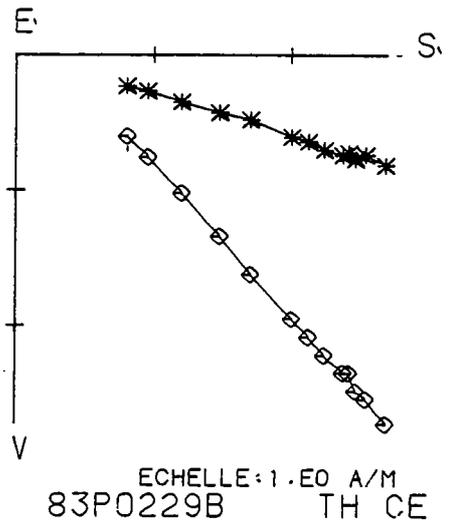
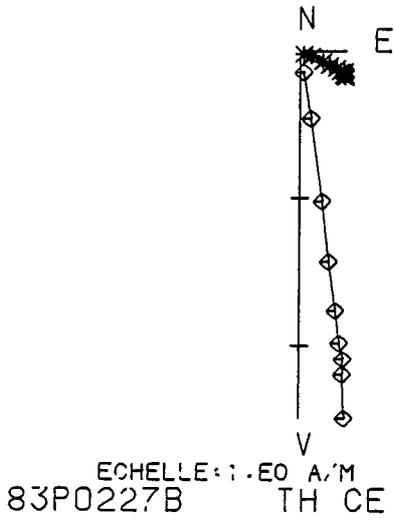
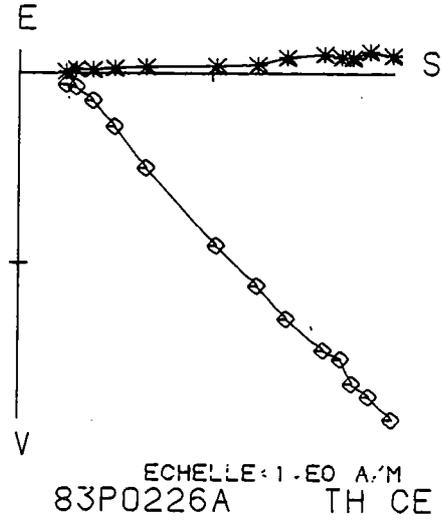
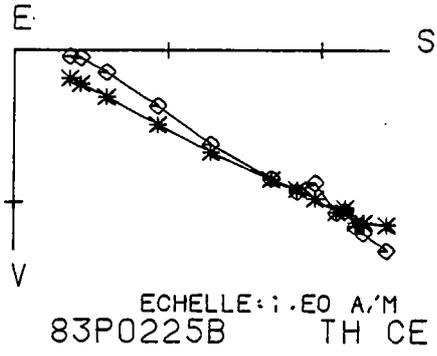


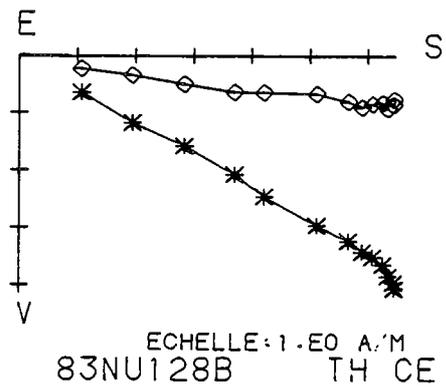
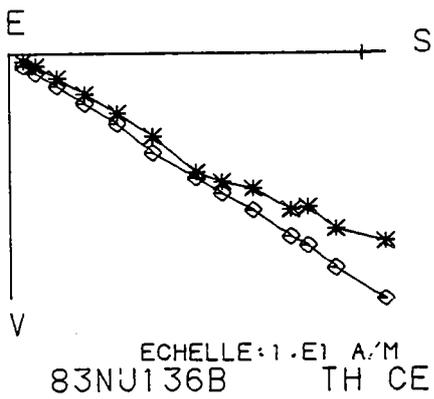
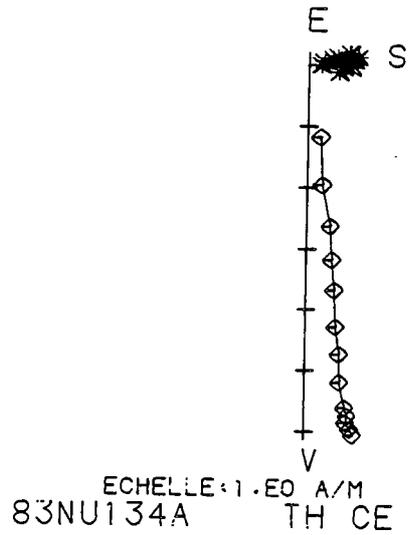
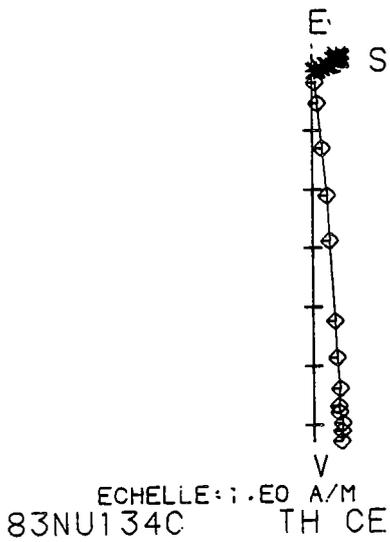
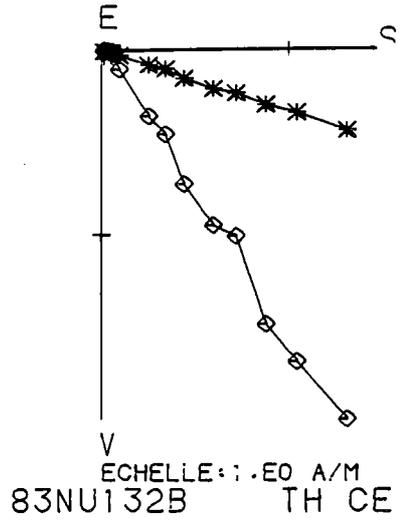
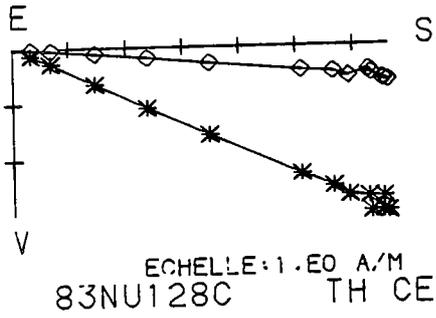
ECHELLE: 1.E1 A/M
83CA300B TH CE

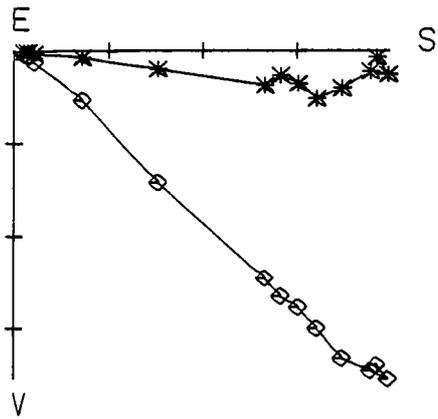




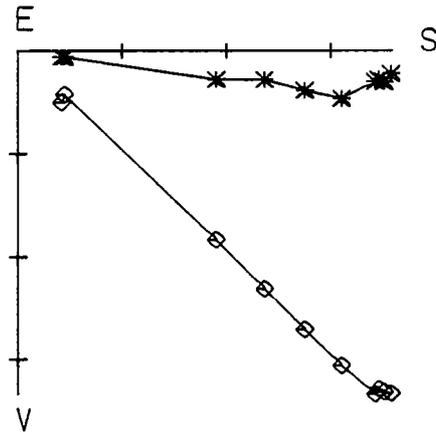




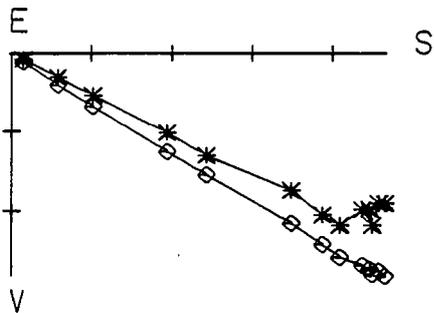




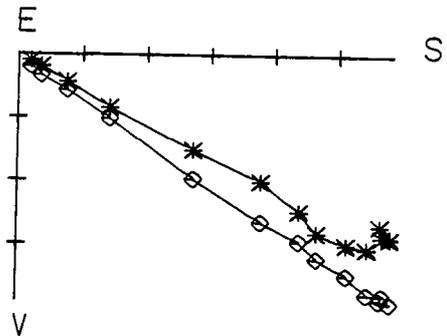
ECHELLE: 1.E0 A/M
83FG337B TH CE



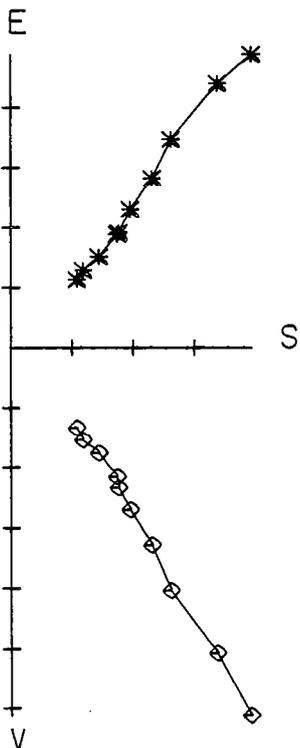
ECHELLE: 1.E0 A/M
83FG337C TH CE



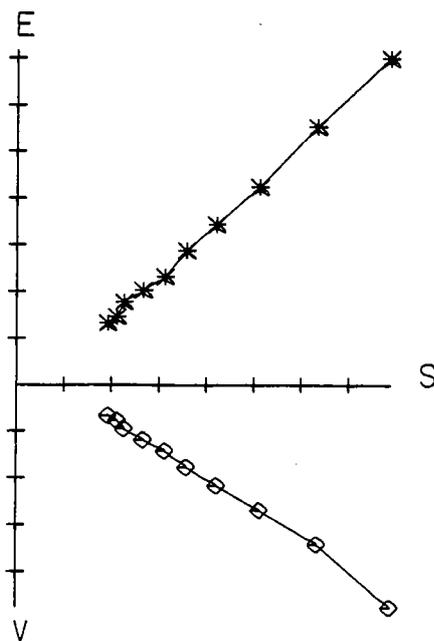
ECHELLE: 1.E0 A/M
83FG339A TH CE



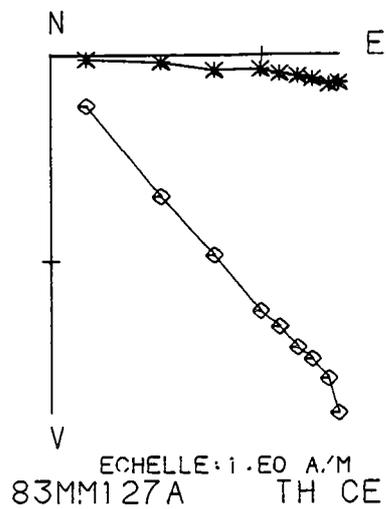
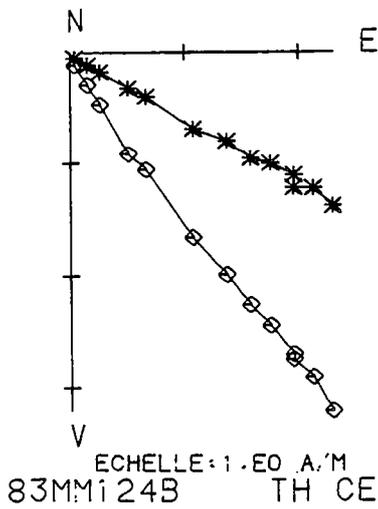
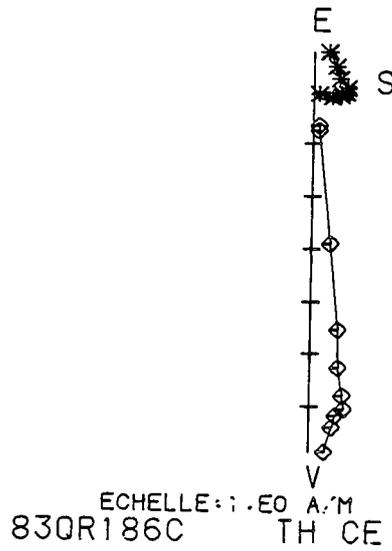
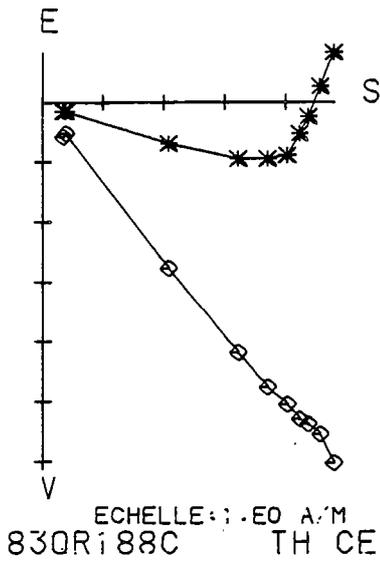
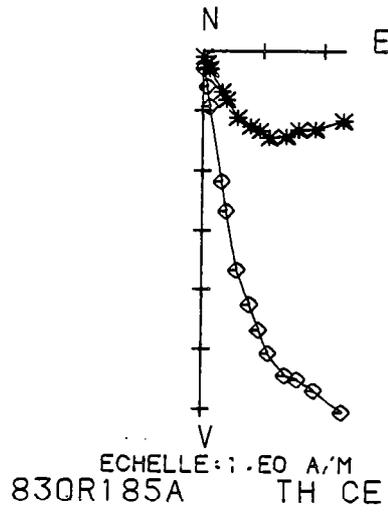
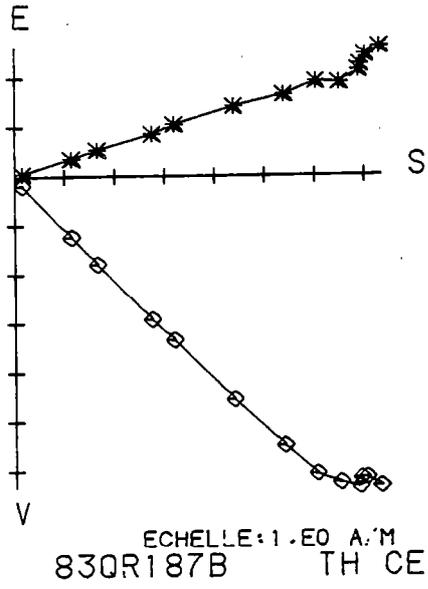
ECHELLE: 1.E0 A/M
83FG339B TH CE

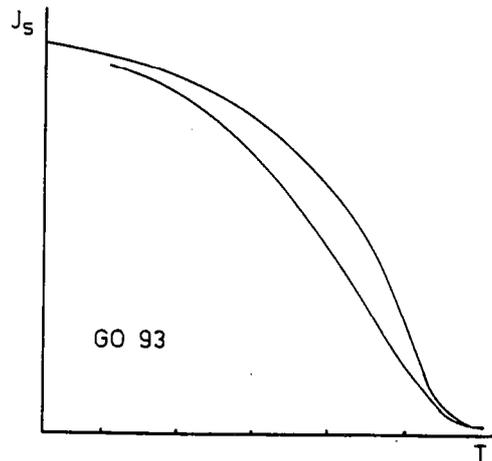
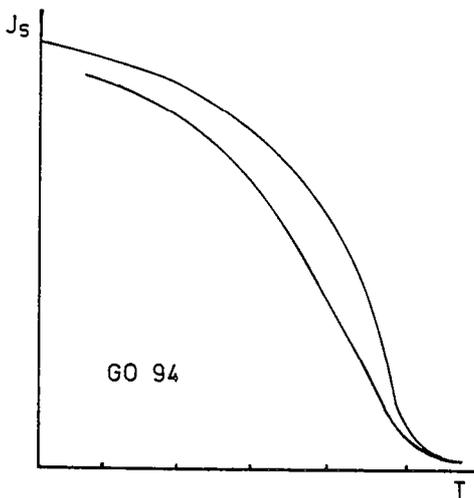
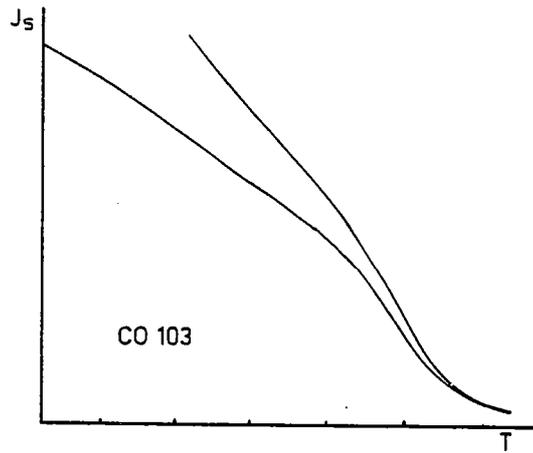
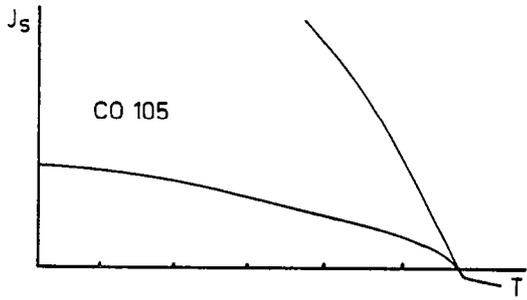
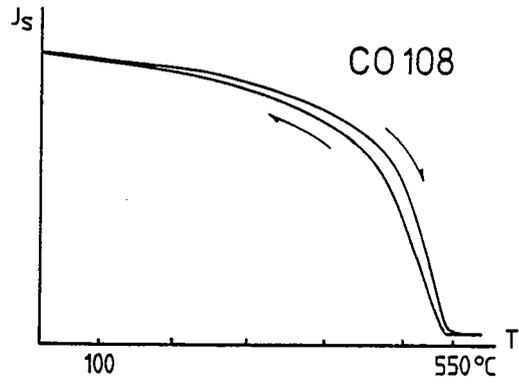
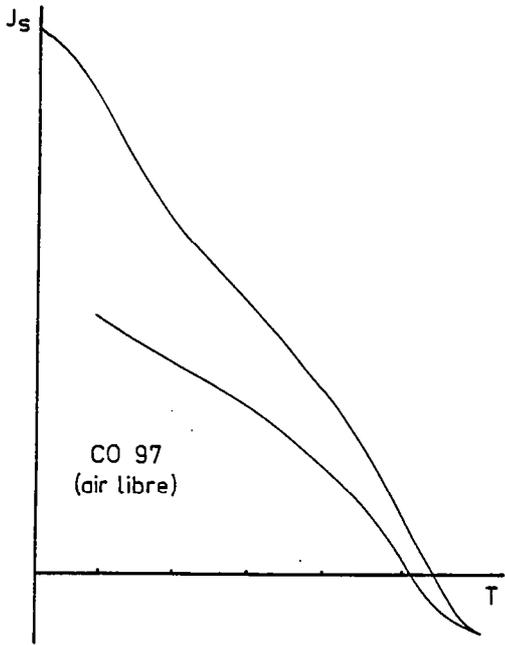


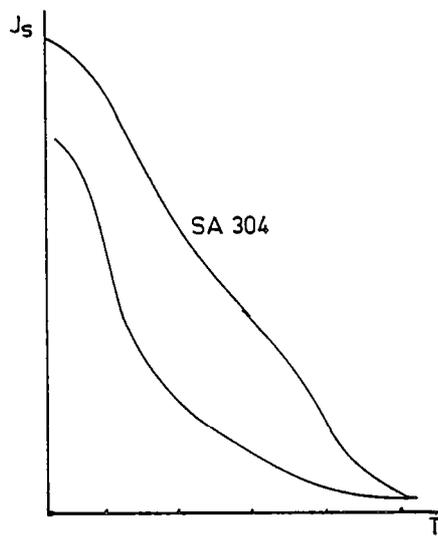
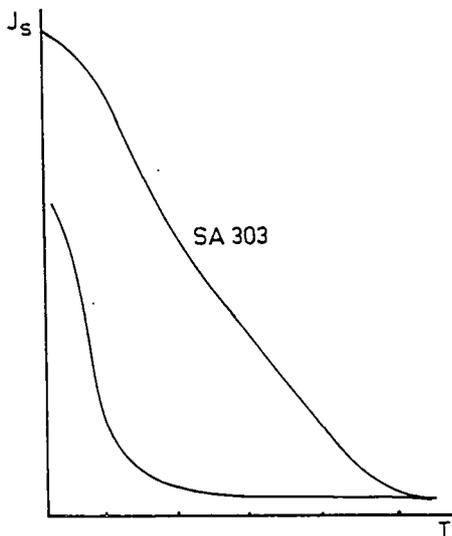
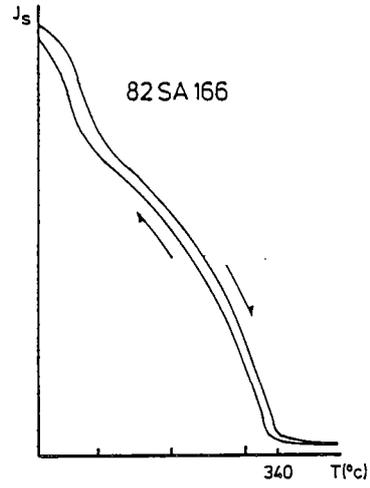
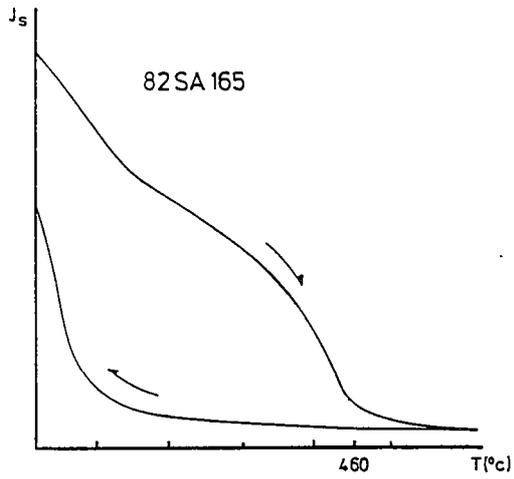
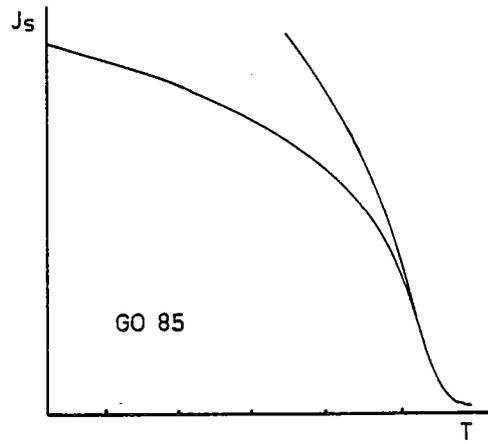
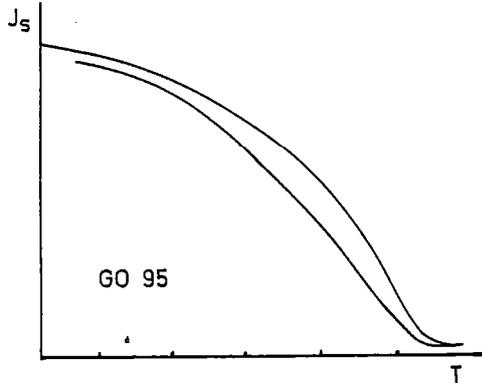
ECHELLE: 1.E0 A/M
83SA303B TH CE

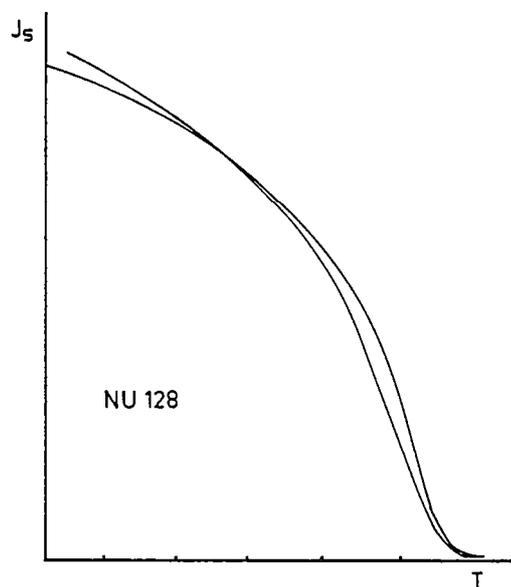
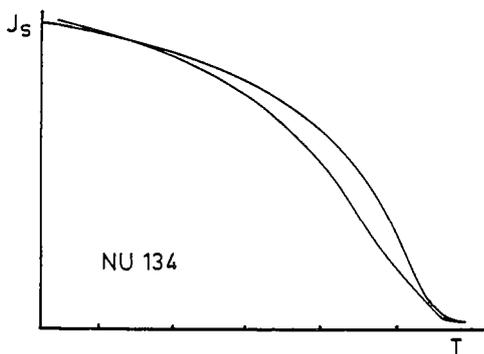
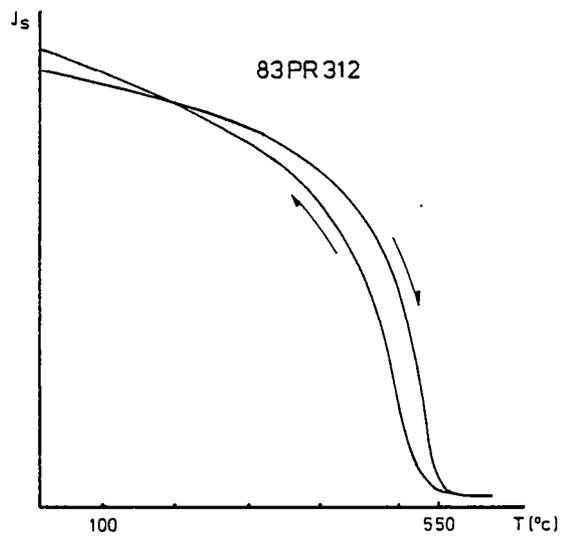
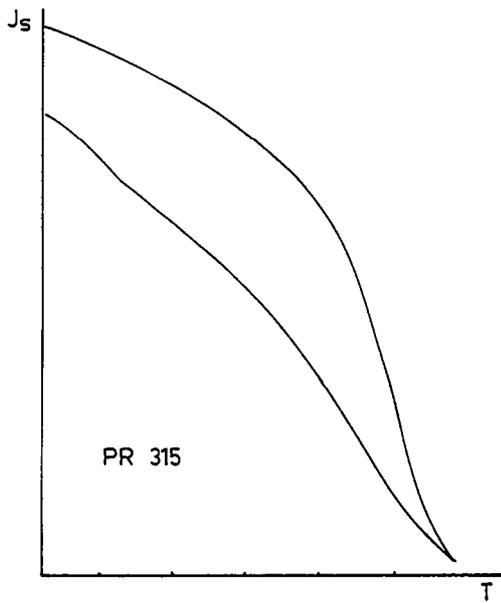
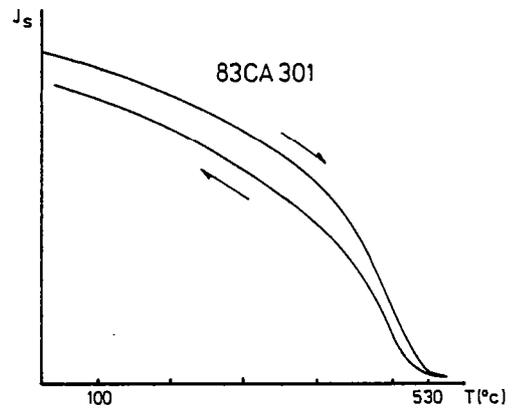
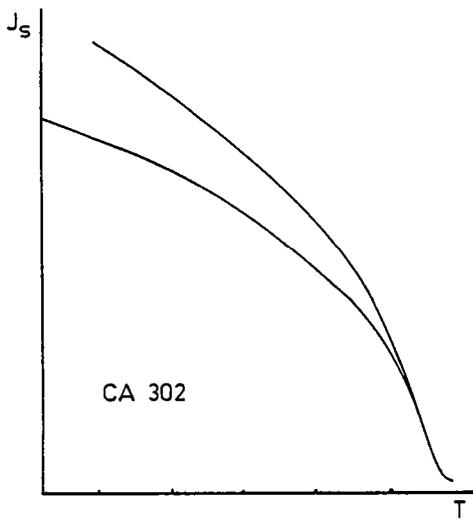


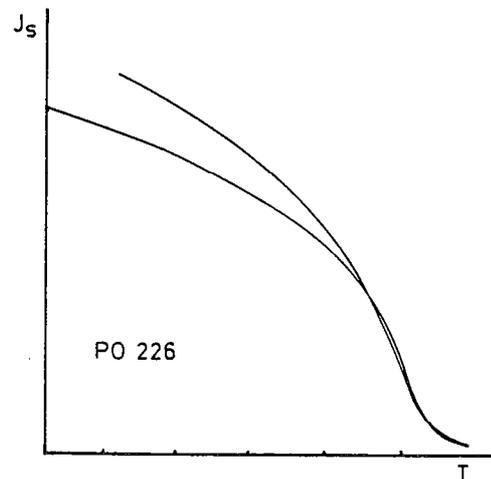
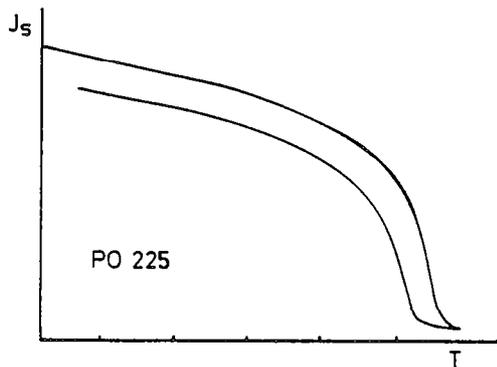
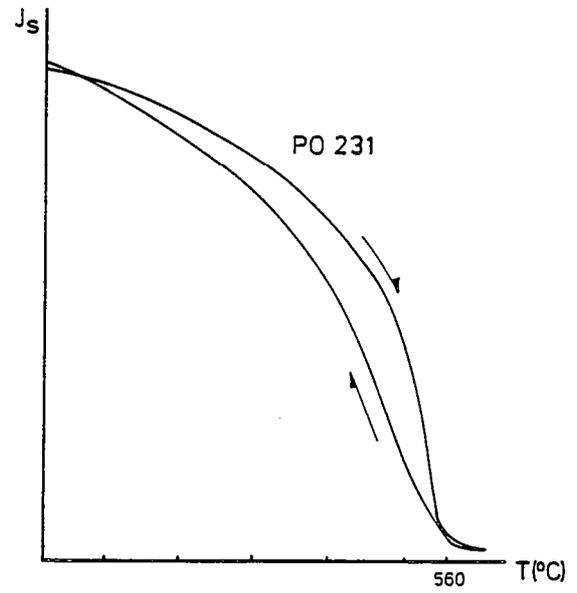
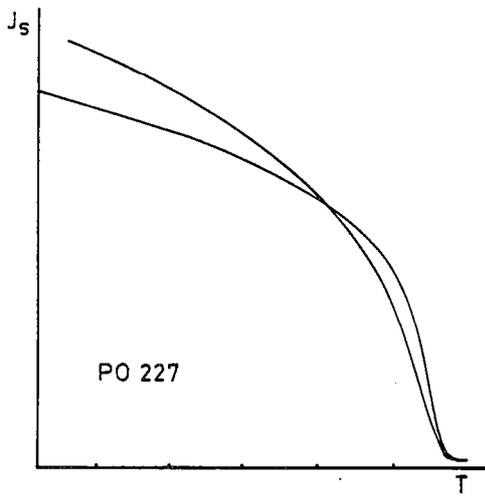
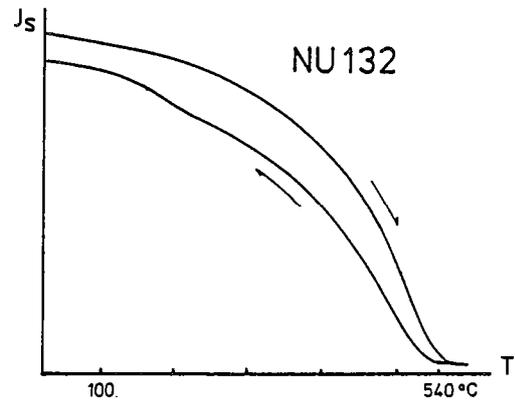
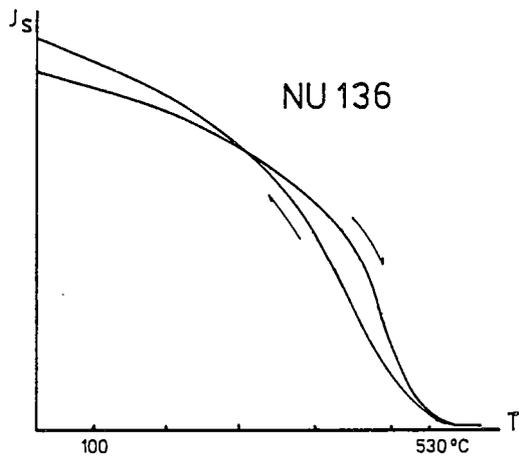
ECHELLE: 1.E0 A/M
83SA304A TH CE

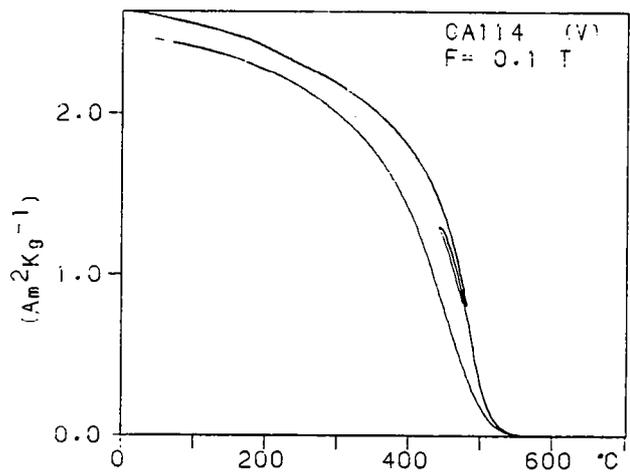
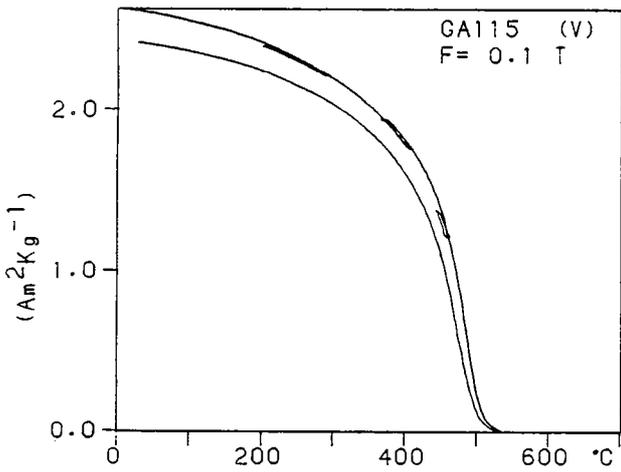
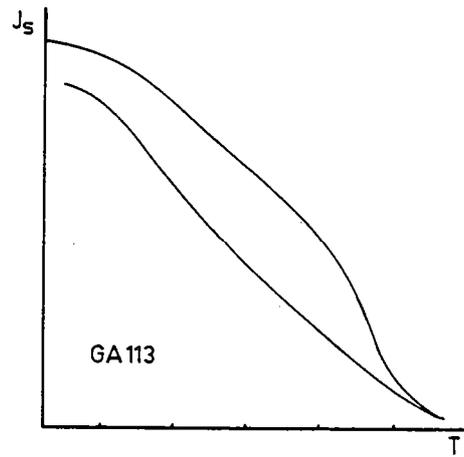
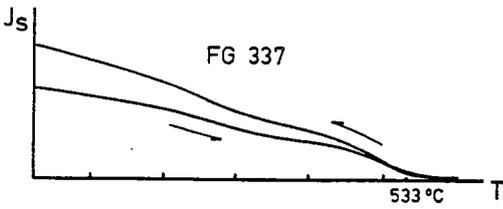
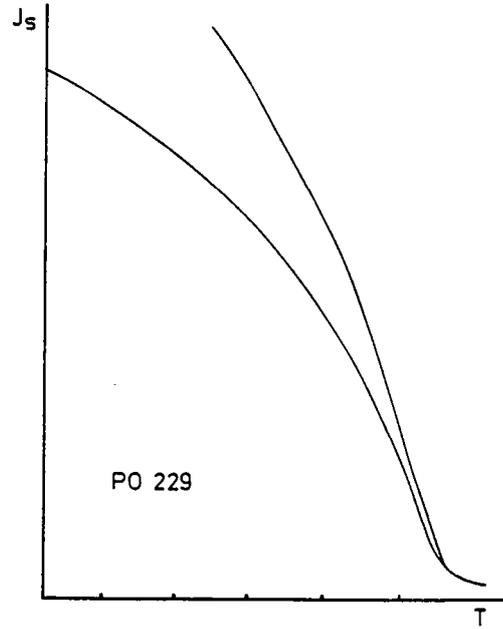
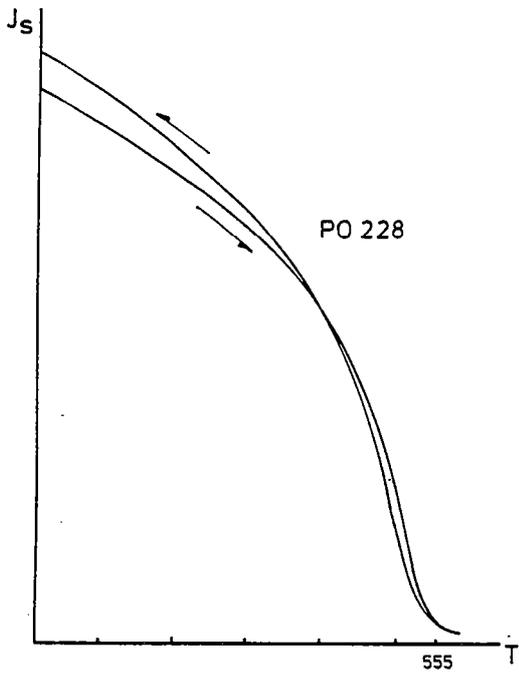


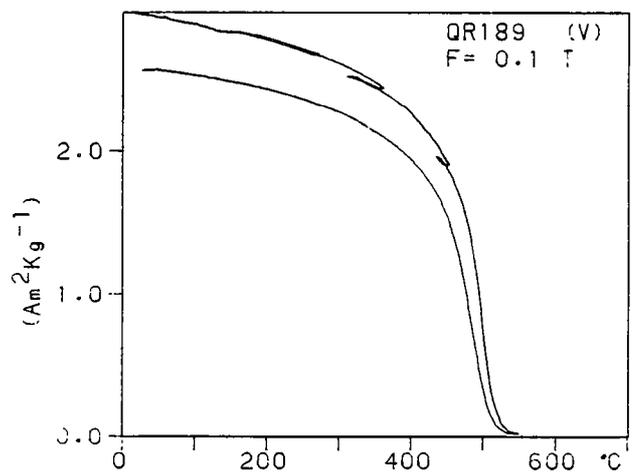
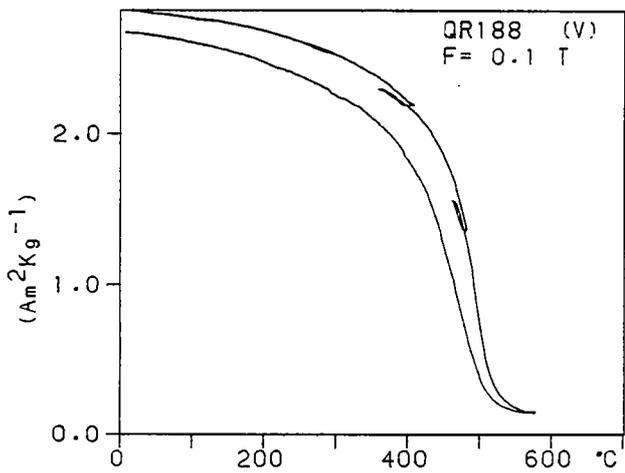
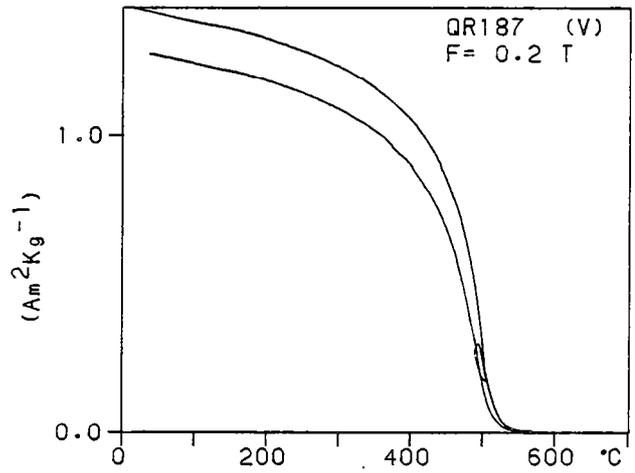
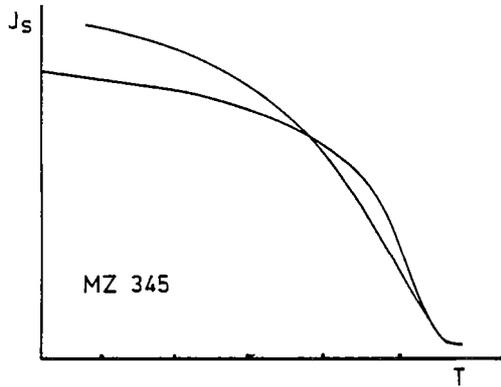
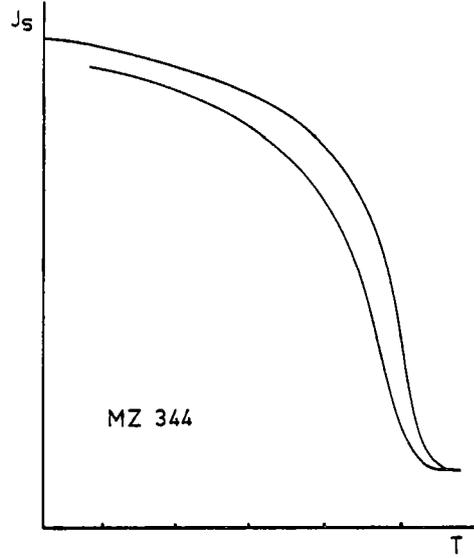
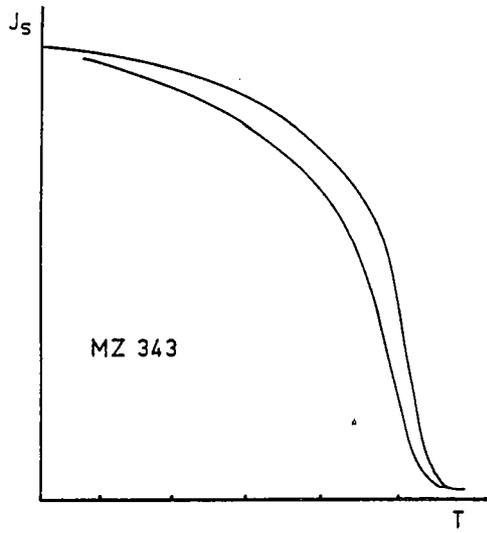


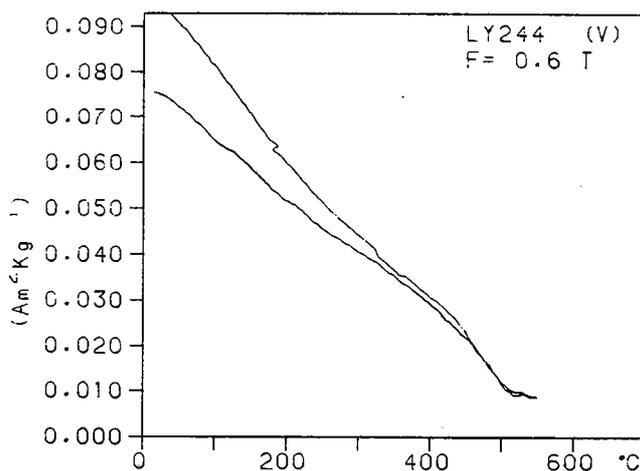
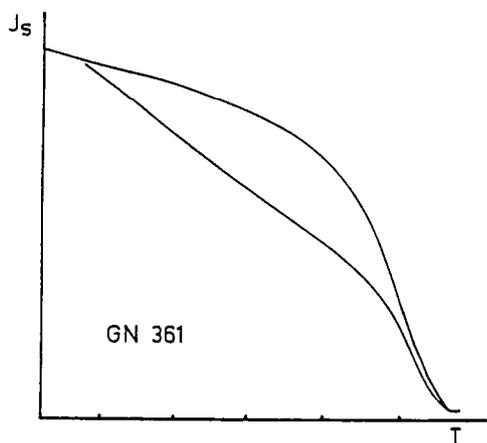
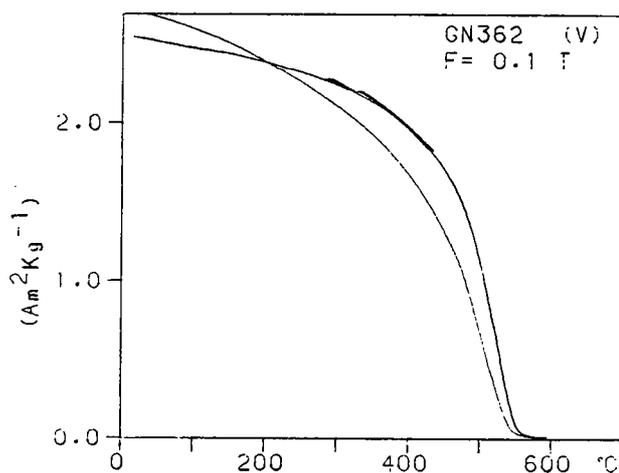
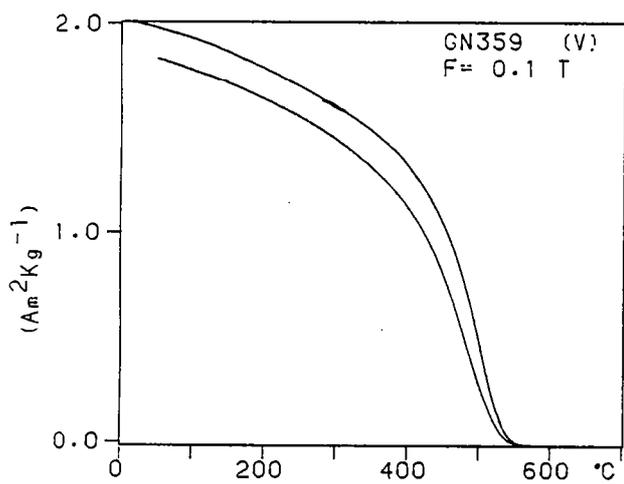
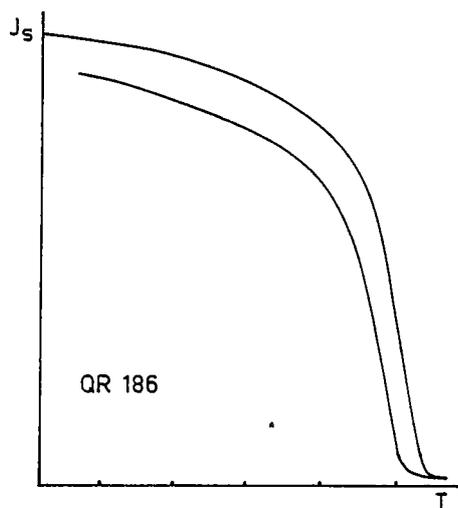
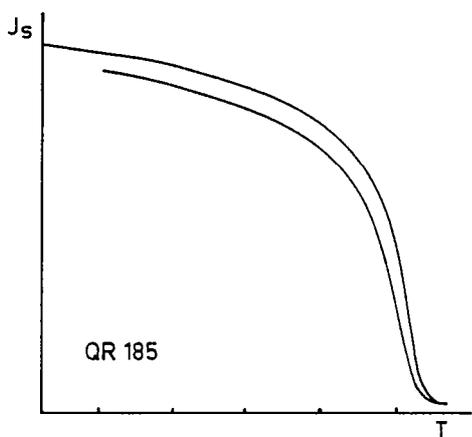


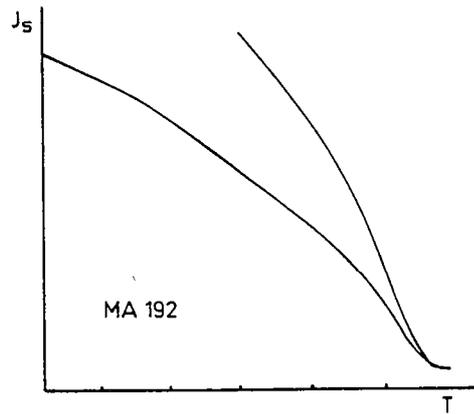
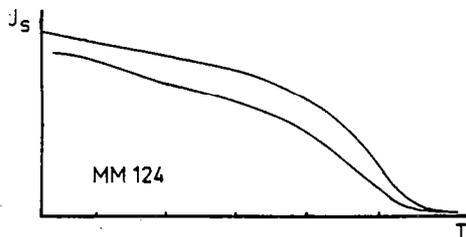
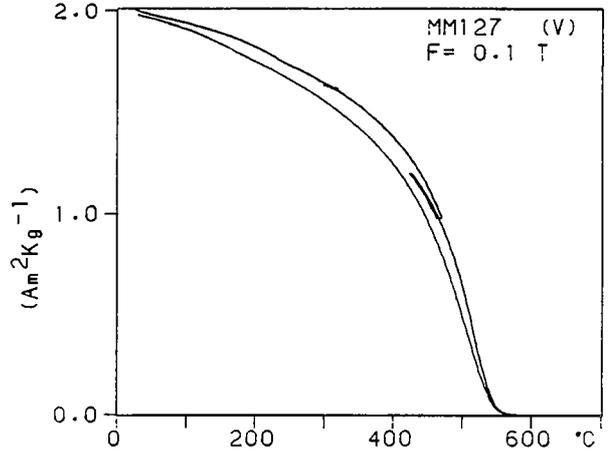
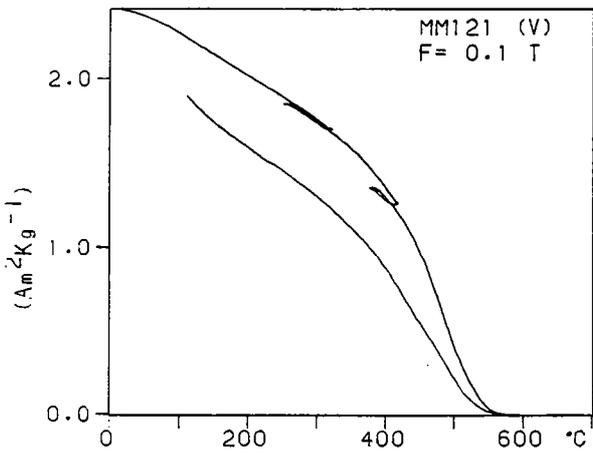
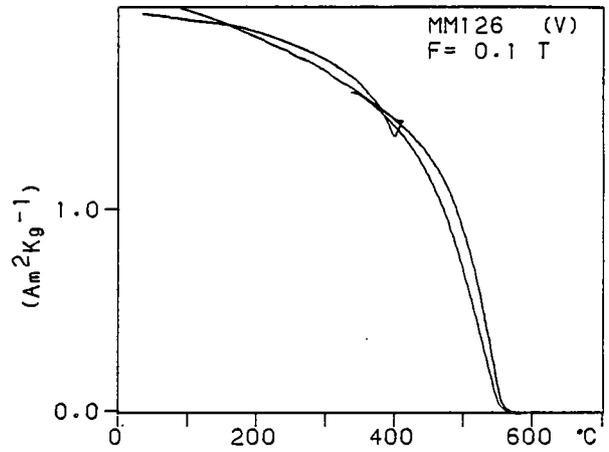
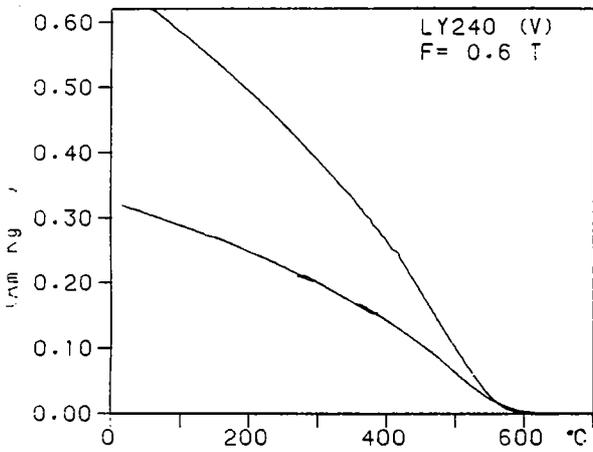
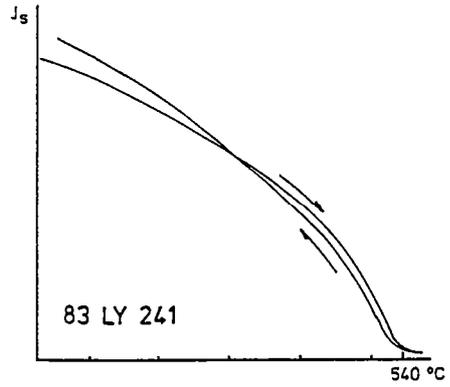
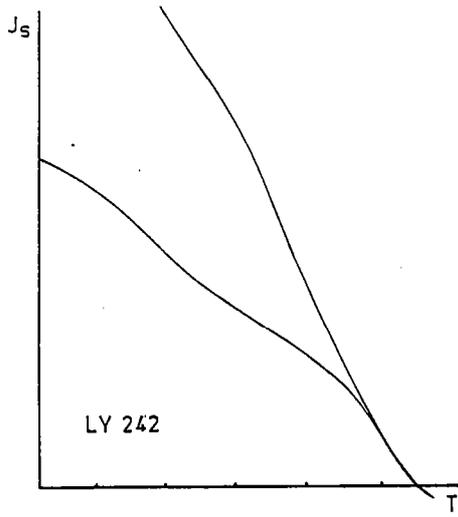












Dans la même collection :

- 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). 140 F
- N°2 - G. QUERRE - Paléogéographie 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). 85 F
- N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl., (1985). 55 F
- 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). 55 F
- 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). 70 F
- 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). 55 F
- 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). 115 F
- N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). 95 F

- N°9 - Y. GEORGET** - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl. (1986). 100 F
- 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). 120 F
- 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 tab., 1 carte hors texte (1987). 90 F

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

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

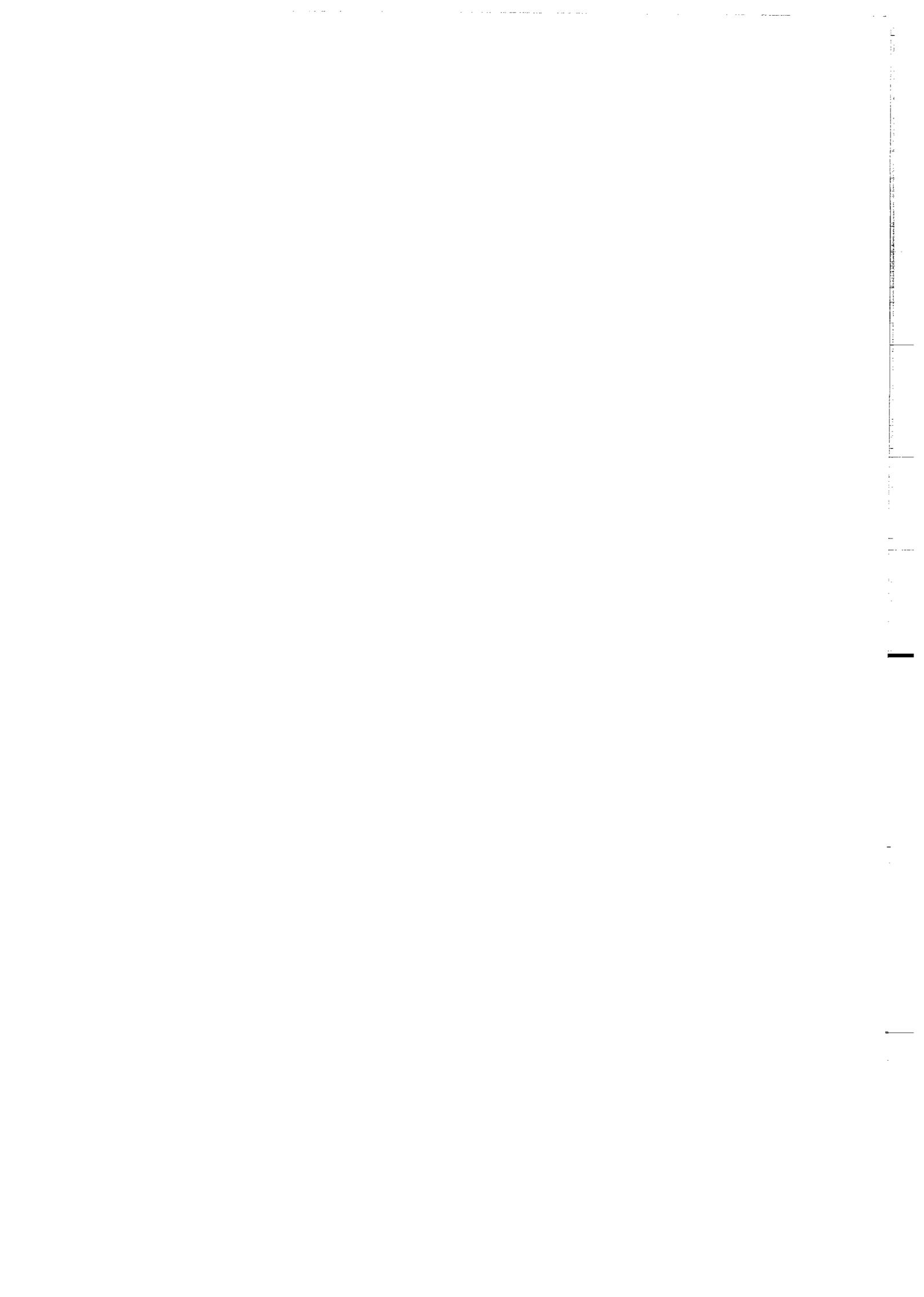
N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL
Frais d'envoi :				
1 volume : 15,00 F.			Total	
			Frais d'envoi	
			Montant total	

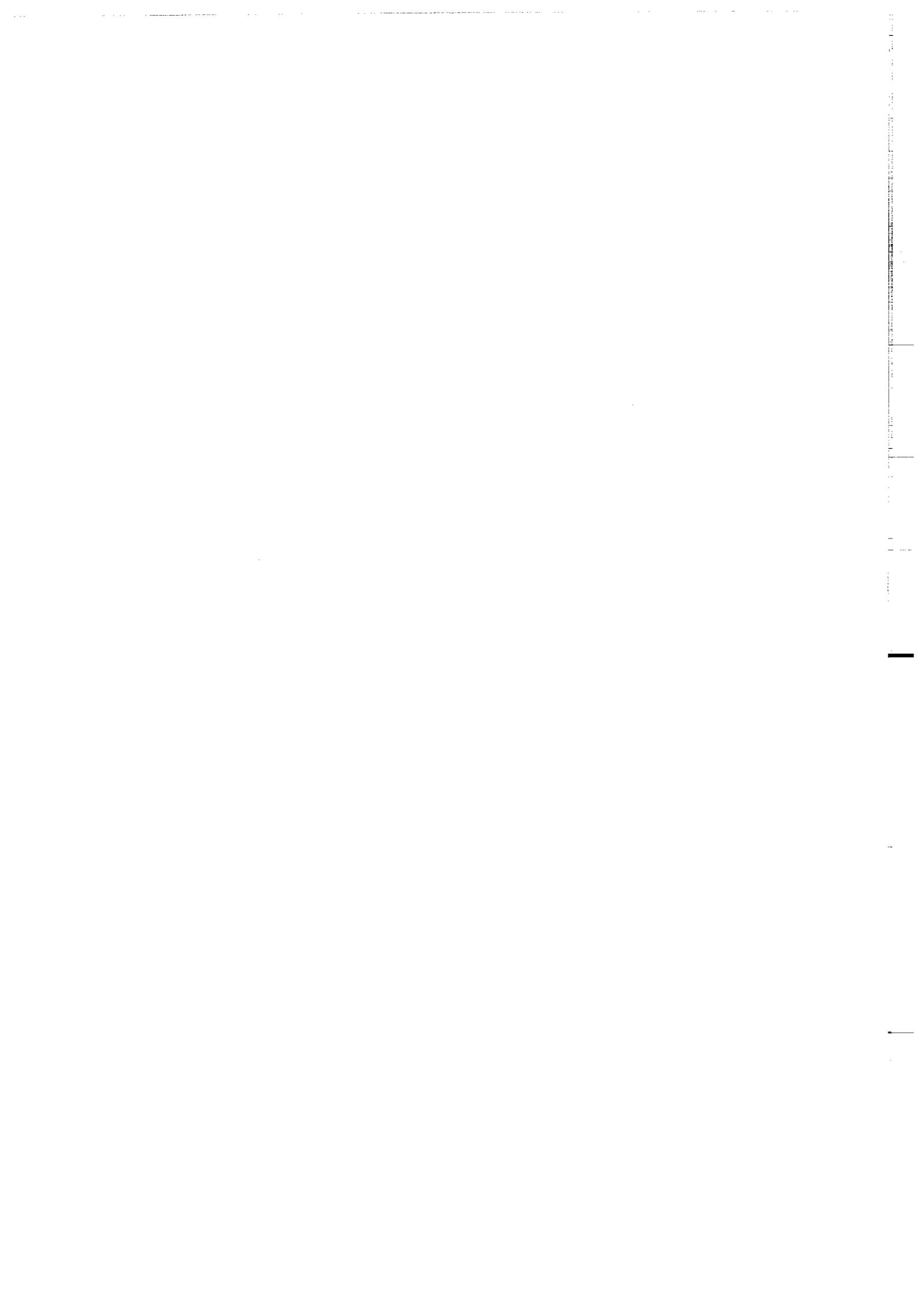
Veuillez établir votre chèque au nom de l'Agent Comtable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.

Imprimé au CAESS

Dépôt Légal

1er trimestre 1987





RESUME

L'étude de l'aimantation de 40 unités volcaniques datées, issues de la Chaîne des Puys (France), a permis une description de la variation séculaire du champ magnétique terrestre sur la période récente. L'intervalle couvert par les datations s'étend depuis 7.000 BP jusqu'à 70.000 BP. La direction paléomagnétique du champ a été étudiée sur l'ensemble des unités. La recherche de la paléointensité s'est effectuée, en utilisant la méthode des doubles chauffés de Thellier, sur 15 unités volcaniques parmi les plus récentes (de 7.000 à 40.000 BP). Les échantillons ont été sélectionnés afin que les porteurs magnétiques soient, autant que possible, des mono- ou pseudo-monodomaines. Le choix s'est tout d'abord porté sur les échantillons à température de Curie élevée, MDF fort et avec un comportement thermomagnétique à saturation réversible. Certains sites se caractérisent par des échantillons très fortement oxydés (scories) qui ont autorisé la recherche de la paléointensité en opérant à l'air libre. Cependant la plupart des sites ont été étudiés sous un vide de 10^{-2} torr. Bien que le choix se soit effectué parmi les échantillons les plus oxydés, la détermination de la paléointensité se heurte souvent aux évolutions minéralogiques des spécimens chauffés, évolutions parfois marquées par la création d'aimantation rémanente chimique. Le comportement thermomagnétique des échantillons de la coulée de Saint Saturnin ne présente pas les caractéristiques d'une forte oxydation, il apparaît irréversible et indique la présence d'une phase magnétique riche en titane. Une valeur de paléointensité a toutefois été obtenue, en recherchant, par une étude thermomagnétique détaillée, un intervalle de température dans lequel le comportement des minéraux reste stable.

Les paléointensités obtenues présentent deux caractéristiques. D'une part les coulées récentes fournissent des intensités qui soulignent la variation sinusoidale obtenue par les résultats archéomagnétiques en Europe. Cette variation est principalement notée ici par la valeur forte (64 microteslas) fournie par la coulée de Saint Saturnin, datée à 8.500 BP. C'est à cette époque que se place le groupe de données européennes qui s'écarte sensiblement de l'ensemble des résultats mondiaux situés autour de l'intensité actuelle. D'autre part, sur la période pré-Holocène (12.000-40.000 BP), les résultats obtenus indiquent une faible intensité du champ sur tout l'intervalle étudié. Les valeurs s'échelonnent entre 20 et 40 microteslas, sans jamais atteindre l'intensité actuelle du champ, intensité qui par ailleurs constitue la moyenne mondiale sur la période Holocène. La tendance sinusoidale de la variation disparaît également. La direction moyenne pour toutes les coulées définit un pôle géomagnétique virtuel (PGV) situé de l'autre côté du pôle géographique par rapport au site d'échantillonnage, cependant son intervalle de confiance à 95% contient ce pôle. La faiblesse de l'intensité du champ, associée à une direction moyenne principalement dipolaire, indique une baisse notable du moment dipolaire, peut-être accompagnée d'une baisse du moment non dipolaire. La période 35.000-45.000 BP est marquée par la présence de certaines directions intermédiaires liées à l'épisode inverse du Laschamp, daté à environ 40.000 BP. La présence de l'épisode du Laschamp dans cette période, caractérisé par une intensité très faible (8 microteslas), et également l'existence de directions intermédiaires, suggèrent que les caractéristiques non dipolaires dominent le dipôle à certains moments.

MOTS CLES

Paléomagnétisme, Paléointensité, Variation Séculaire, Champ Magnétique Terrestre, Holocène, Pré-Holocène, Chaîne des Puys, France