



HAL
open science

Paléomagnétisme et $40\text{ Ar}/39\text{ Ar}$: étude combinée sur des intrusions Précambriennes et Paléozoïques du Trégor (Massif Armoricain).

Gilles Ruffet

► **To cite this version:**

Gilles Ruffet. Paléomagnétisme et $40\text{ Ar}/39\text{ Ar}$: étude combinée sur des intrusions Précambriennes et Paléozoïques du Trégor (Massif Armoricain).. Géochimie. Université Rennes 1, 1990. Français. NNT: . tel-00675445

HAL Id: tel-00675445

<https://theses.hal.science/tel-00675445>

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.

G. RUFFET

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-40-8

paléomagnétisme

et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$:

étude combinée sur des intrusions
précambriennes et paléozoïques

du Trégor

(Massif Armoricain)

MEMOIRES ET DOCUMENTS

du Centre Armoricain

n° 41

d'Etude Structurale

des Socles



Rennes 1991

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

N°41

Gilles RUFFET

**Paléomagnétisme et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: étude combinée sur des
intrusions Précambriennes et Paléozoïques du Trégor
(Massif Armoricain)**

**Thèse de l'Université de Rennes I
soutenue le 27 Avril 1990**

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

1991

ISSN : 0755-978 X

ISBN : 2-905532-40-8

1991

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

G. RUFFET (1991).

**Paléomagnétisme et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: étude combinée sur des intrusions
Précambriennes et Paléozoïques du Trégor (Massif Armoricaïn).**

Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes,41 ; 261p.



SOMMAIRE



<u>INTRODUCTION GENERALE</u>	1
<u>Chapitre I: CADRE GEOLOGIQUE</u>	3
<u>Chapitre II: METHODES</u>	9
A) LA METHODE DE DATATION $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	10
1) La méthode K/Ar conventionnelle	10
2) La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.	13
a) Théorie	14
b) Echantillons standards et calcul des âges	15
c) La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par paliers de température	17
3) Description du dispositif expérimental d'extraction de l'argon.	21
a) La ligne de fusion et de purification.	21
- L1	22
- L2	22
b) Etuvage de la ligne	23
4) Le spectromètre de masse	23
a) La source ionique	23
b) L'analyseur de masse	25
c) Le détecteur d'ions	25
<u>Le collecteur</u>	25
<u>Le multiplicateur d'électrons</u>	26
5) La procédure expérimentale	27
a) Les blancs de creuset	27
b) Les blancs de la ligne laser	28
c) Les blancs du spectromètre de masse	28
d) Les airs	28
B) LA METHODOLOGIE DE L'ETUDE PALEOMAGNETIQUE	29
1) Le prélèvement des échantillons.	29
2) La phase expérimentale au laboratoire	29
a) Les mesures	29

b) Le traitement des échantillons	30
c) Minéralogie magnétique	31
<u>Méthode directe</u>	31
<u>Méthodes indirectes</u>	31
3) L'interprétation des résultats	32
Chapitre III: <u>EXEMPLES D'ETUDES COMBINEES</u>	33
PALEOMAGNETISME- ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	
A) LE GABBRO DE BEJA	35
1) Cadre géologique	35
2) Echantillonnage et procédure expérimentale	36
3) Résultats géochronologiques.	36
a) Expérience ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar par paliers de température	36
b) Calcul des températures de blocage isotopiques pour l'amphibole du gabbro de Beja.	38
4) Résultats paléomagnétiques	40
a) Température de blocage magnétique	40
b) Age de la température de blocage magnétique.	41
5) Implications géodynamiques	43
6) Conclusion	45
B) LE GABBRO DE KERALAIN	46
⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar dating of a Late Proterozoic palaeomagnetic pole for the Armorican Massif (France).	47
Abstract	47
<u>INTRODUCTION</u>	47
<u>GEOLOGY and SAMPLING</u>	48
<u>GEOCHRONOLOGY</u>	49
Sample description	49

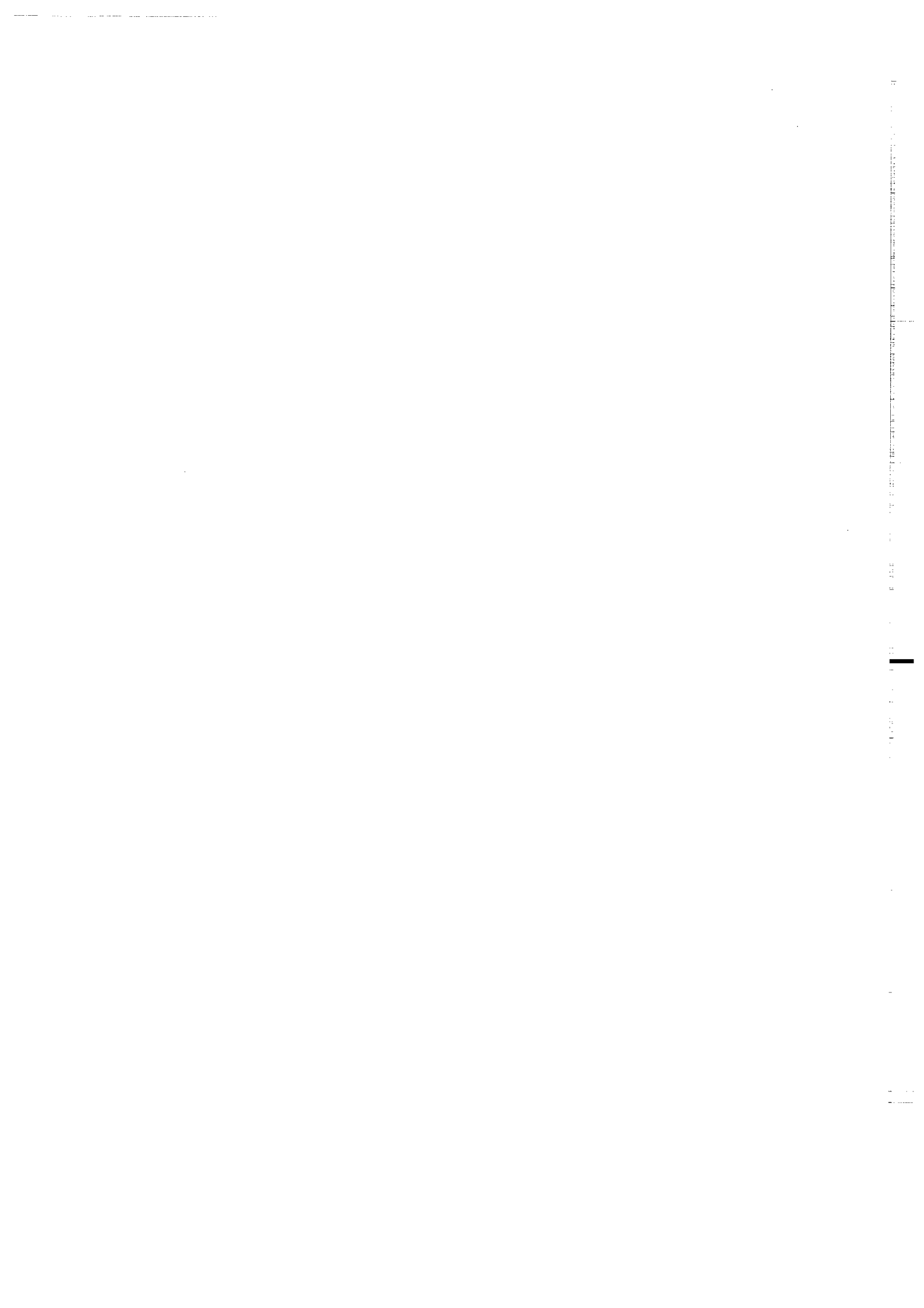
Experimental procedure	49
RESULTS	49
Classical radio-frequency step-heating experiment (87CAS)	49
Laser-probe analysis	49
- <u>Laser single step fusions of fragments of amphiboles</u>	49
- <u>Laser step heating of a fragment of brown amphibole</u> (89CAN)	50
- <u>Laser step heating of a fragment of green amphibole</u> (89CAV)	52
Interpretation of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating results	52
Isotopic closure temperature	53
 <u>PALAEOMAGNETISM</u>	53
Laboratory procedures	53
Natural remanent magnetization	54
Demagnetizations	54
Rock magnetism	55
DISCUSSION OF THE RESULTS	56
<u>IMPLICATION FROM THIS STUDY</u>	57
 Acknowledgements	58
References	58
 C) Les dolérites du Trégor	60
 Palaeomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Trégor dolerites (Armorican Massif ,France)	61
Abstract	62
INTRODUCTION.	63
GEOLOGICAL SETTING	63
EXPERIMENTAL PROCEDURES	64
PALEOMAGNETISM	64
GEOCHRONOLOGY	64

<u>PALAEOMAGNETIC STUDY</u>	65
SAMPLING	65
NATURAL REMANENT MAGNETIZATION	65
ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY	66
DEMAGNETIZATIONS	66
ROCK MAGNETISM	67
MAGNETIZATION COMPONENTS	69
<u>GEOCHRONOLOGICAL STUDY</u>	72
SAMPLING	72
RESULTS:	72
<u>Sample ArDQ</u>	72
<u>Sample ArDB</u>	73
<u>Sample ArDC</u>	73
<u>Laser single step fusion</u>	74
<u>Correlation calculations</u>	74
<u>DISCUSSION OF THE RESULTS</u>	74
GEODYNAMICAL IMPLICATIONS AND CONCLUSIONS	79
ACKNOWLEDGMENTS	80
Figures captions	81
tables captions	83
Figures and tables	
Chapitre IV: <u>LE BATHOLITE NORD-TREGORROIS.</u>	101
COMPORTEMENT MAGNETIQUE ET ISOTOPIQUE	
AU REGARD DES INTRUSIONS	
A) L'AGE DU BATHOLITE NORD-TREGORROIS	102
1) Interpretation of disturbed ^{40}Ar - ^{39}Ar biotite	103
age spectra by combined use of multi-mineral dating	
and laser microprobe analysis	
INTRODUCTION	104
GEOLOGICAL SETTING	105

ANALYTICAL PROCEDURE	106
RESULTS	108
<u>The Pleubian microgranodiorite</u>	108
Site F	109
Site H	110
<u>The Launay microgranite (site B)</u>	111
<u>The Port-Blanc granite (site J)</u>	112
<u>The Talberg granodiorite (site E)</u>	113
DISCUSSION	115
<u>The amphiboles</u>	115
<u>The biotites</u>	116
<u>Why do single biotites give less disturbed results than the populations?</u>	117
<u>The disturbed age spectra of the populations</u>	118
<u>The correlation diagrams on the biotite populations</u>	120
<u>The spot fusion experiments</u>	121
CONCLUSIONS	122
Figures and tables captions	124
Figures and tables	
2) Résultats complémentaires sur l'âge du batholite Nord-Trégorrois.	145
a) <u>La granodiorite de la Baie d'Enfer (site G)</u>	145
b) <u>Le microgranite de Launay (site A).</u>	148
c) <u>Le granite de Pomelin - Bréhat (site D)</u>	148
d) <u>Interprétation</u>	149
3) Conclusion	149
B) ETUDE PALEOMAGNETIQUE DU BATHOLITE NORD-TREGORROIS	151
1) Echantillonnage	151
2) Aimantation remanente naturelle (ARN)	151
3) Désaimantations	154
4) Minéralogie magnétique	158
a) <u>Expériences thermomagnétiques</u>	158

b) <u>Acquisitions d'aimantations rémanentes isotherme (ARI)</u>	160
c) <u>Observations en microscopie optique</u>	160
d) <u>Conclusion</u>	162
5) Interpretation des résultats	162
a) <u>Les composantes A et A'</u>	162
Composante A	162
Composante A'	165
b) <u>La composante B</u>	167
c) <u>La composante C</u>	167
d) <u>Conclusions de l'étude paléomagnétique <u>du Batholite Nord-Trégorrois</u></u>	169
6) Discussion	170
C) LES TESTS DE CONTACT	175
1) Introduction	175
2) Etude paléomagnétique	177
2-1) Test de contact au site CDO	177
a) <u>Désaimantations</u>	177
b) <u>Minéralogie magnétique</u>	179
<u>Premières acquisitions d'aimantations</u>	179
<u>Expériences thermomagnétiques</u>	181
<u>Conclusions de l'étude de la minéralogie magnétique</u>	182
c) <u>Interprétation des résultats</u>	183
2-2) Test de contact au site CDB	185
a) <u>Désaimantations</u>	185
b) <u>Minéralogie magnétique</u>	186
<u>Premières acquisitions d'aimantations</u>	186
<u>Acquisitions d'ARI</u>	187
<u>Expériences thermomagnétiques</u>	188
<u>Conclusions de l'étude de la minéralogie magnétique</u>	189
c) <u>Interprétation des résultats</u>	189
2-3) Test de contact au site CDR	190
a) <u>Désaimantations</u>	190
b) <u>Minéralogie magnétique</u>	190

<u>Premières acquisitions d'aimantations</u>	192
<u>Expériences thermomagnétiques</u>	192
<u>Conclusions de l'étude de la minéralogie magnétique</u>	193
c) <u>Interprétation des résultats</u>	194
2-4) Test de contact au site TCFM	194
a) <u>Désaimantations</u>	194
b) <u>Minéralogie magnétique</u>	195
<u>Premières acquisitions d'aimantations</u>	195
<u>Acquisitions d'ARI</u>	195
<u>Expériences thermomagnétiques</u>	196
<u>Conclusions de l'étude de la minéralogie magnétique</u>	197
c) <u>Interprétation des résultats</u>	197
3) Etude géochronologique	198
3-1) Site CDO	198
a) <u>Echantillonnage</u>	198
b) <u>Présentation des résultats</u>	200
3-2) Site CDB	202
a) <u>Echantillonnage</u>	202
b) <u>Présentation des résultats</u>	202
3-3) Sites TCFM et CDR	204
a) <u>Echantillonnage</u>	204
b) <u>Présentation des résultats</u>	204
3-4) Conclusion de l'étude géochronologique	205
4) Discussion sur l'étude géochronologique et paléomagnétique des tests de contact.	205
 <u>CONCLUSION</u>	 211
 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	 213
 ANNEXES	 227



INTRODUCTION GENERALE

Le paléomagnétisme, depuis qu'il a conforté la théorie de la tectonique des plaques par l'étude des anomalies magnétiques des fonds océaniques, n'a cessé d'imposer sa contribution croissante à la compréhension des problèmes géologiques liés aux dérives des continents. Depuis son origine, le paléomagnétisme, à la frontière de la géologie et de la géophysique, a voulu s'imposer en tant que science exacte en oeuvrant pour une fiabilité de plus en plus importante de ses données. Il semble qu'à l'heure actuelle le paléomagnétisme, marqueur privilégié de la paléolatititude mais également importante source d'informations sur l'histoire géologique des domaines étudiés, n'ait plus à faire ses preuves.

L'une des applications importante du paléomagnétisme est le contrôle de la dérive des continents dans le cadre de la tectonique des plaques ou tectonique globale. Ce contrôle s'effectue par l'acquisition de données paléomagnétiques à l'origine de paléopôles qui permettent l'élaboration de courbes de dérive apparente du pôle. Ces courbes sont représentatives des évolutions spatio-temporelles des domaines impliqués. Le paramètre spatial est contraint quantitativement par l'étude de la mémoire magnétique des roches. Par contre, le paramètre temporel, n'est trop fréquemment qu'une estimation, obtenue par divers procédés, dont la validité peut trop facilement être mise en doute. Il apparait en effet que les critiques à l'encontre de ces courbes de dérive apparente du pôle portent plus fréquemment sur l'âge des paléopôles que sur leurs positions. Ces critiques sont souvent justifiées. En effet, pour que l'on puisse dater correctement une aimantation, à l'origine d'un paléopôle, il faudrait pouvoir dater son porteur magnétique. Cette approche, très délicate sur le plan technique, a été tentée pour la première fois par York (1989), avec la méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, en utilisant une sonde laser sur un monocristal de magnétite. La justification d'une

telle approche, dans le cas de roches éruptives, est évidente car, comme l'a montré York (1978), les températures de blocage magnétique (température en dessous de laquelle un porteur magnétique enregistre la direction du champ magnétique ambiant) et les températures de fermeture isotopique (température en dessous de laquelle un système isotopique commence son enregistrement temporel) sont similaires.

L'approche méthodologique de la présente étude repose également sur le principe d'équivalence entre température de blocage magnétique et température de fermeture isotopique. Malheureusement, la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ directe d'un porteur magnétique reste encore très délicate. Aussi a-t-on utilisé dans le cadre de ce travail, d'autres "porteurs isotopiques" dont les températures de fermeture isotopique encadrent celles des porteurs magnétiques étudiés.

Dans ce mémoire sont présentés un certain nombre de résultats concernant des études conjointes paléomagnétisme- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ basées sur le principe d'équivalence précité. Toutes ces études montrent que l'utilisation d'un âge pour dater une composante d'aimantation est très délicate et nécessite une bonne connaissance des systèmes isotopiques et magnétiques qui justifie la maîtrise de ces deux techniques par une seule personne. Nombre des interprétations des résultats de ces études ont grandement été facilitées par l'utilisation, pour les datations, d'une sonde laser permettant l'analyse de cristaux individuels, et dont la mise au point, sur les plans méthodologiques et expérimentaux, représente une part importante de ce travail.

CHAPITRE I :
CADRE GEOLOGIQUE



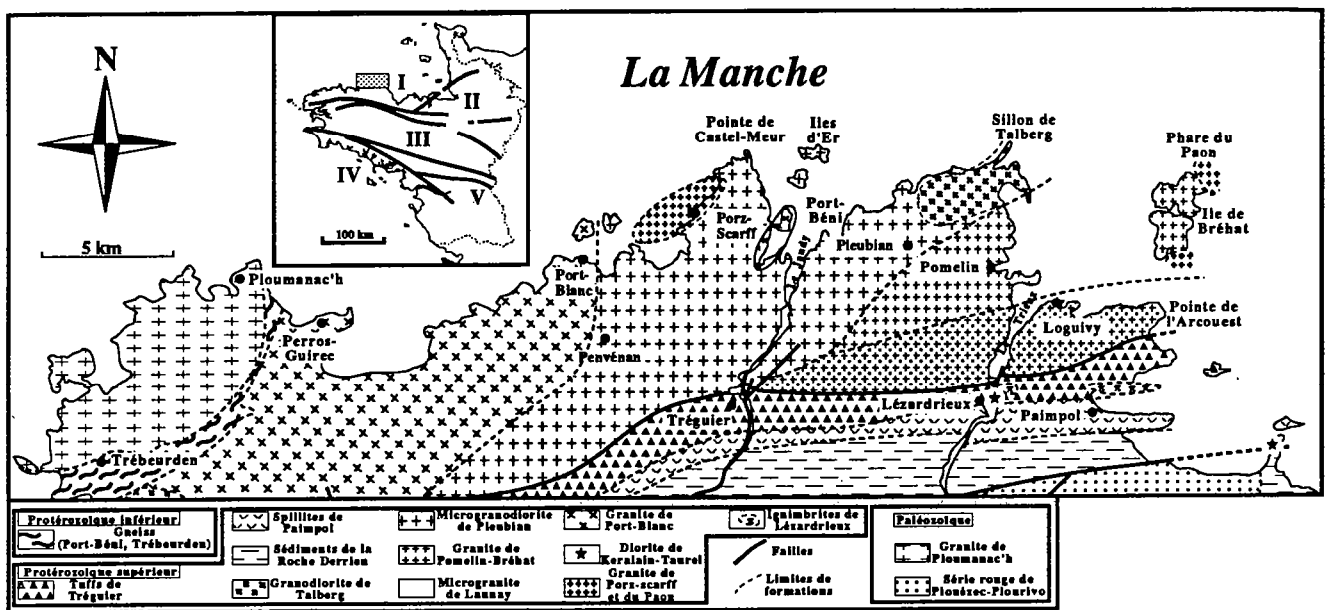


Fig. I-1 : Carte géologique schématique du Trégor (d'après Auvray, 1979).

La zone d'étude, située dans la partie la plus septentrionale du Massif Armoricain, se trouve être partie intégrante du domaine domnonéen (Cogné, 1974) (Fig. I-1). Malgré sa faible extension géographique, le Trégor est le siège du dépôt ou de la mise en place d'un grand nombre d'unités lithologiques qui affichent une grande diversité tant du point de vue de leurs natures pétrographiques que de leurs âges.

Cette diversité reflète une histoire géologique longue et complexe qui débute au Pentévrien (Cogné, 1959) (Protérozoïque inférieur) comme le montre l'existence de reliques d'un socle gneissique reconnu dès 1898 par Barrois et sur lequel a été obtenu un âge d'environ 2 milliards d'années (Auvray et al, 1980a). L'aire d'affleurement de ces gneiss s'étend à tout le domaine Nord-Trégorrois suivant deux types de gisement différents. Les gneiss dits de Port-Béni existent en îlots au sein du Batholite Nord-Trégorrois contrairement aux gneiss de Trébeurden qui ceignent le granite hercynien de Ploumanac'h, intrusif dans la partie ouest du Trégor. Ces fragments de socle ancien sont à rapprocher de ceux des îles anglo-normandes, datés également vers 2 milliards d'années (Vidal, 1980), ainsi que de ceux du Nord de la presqu'île du Cotentin. Ils représentent les fragments d'une paléomarge pentévrienne au sein et au-dessus de laquelle vont se mettre en place les magmatismes et les sédiments des périodes plus récentes.

L'histoire géologique du Trégor se poursuit durant le Protérozoïque supérieur dans le cadre de l'orogène cadomien. Deux unités principales ont été mises en évidence et correspondent aux deux grands domaines qui caractérisent le Trégor. Ces deux domaines, qualifiés de méridional et septentrional sont séparés par un accident orienté Est-Ouest et supposé d'âge hercynien (la faille de Lézardrieux).

- Le domaine méridional est le siège de la mise en place d'un vaste ensemble volcano-sédimentaire daté par la méthode Rb-Sr sur roches totales à 642 ± 46 Ma (Vidal, 1980). Cet ensemble, d'affinité calco-alcaline (Auvray, 1979),

comprend les tuffs et k ratophyres de Tréguier et les spillites de Paimpol surmontées par les sédiments de la Roche-Derrien. Il faut également noter la présence dans ce domaine de petites intrusions dioritiques (diorite de Keralain - Taurel; 583 ± 2 Ma ; Ruffet et al., 1990) ou granodioritiques (granodiorite de Beg ar Fourn ; 528 ± 4 Ma ; Guerrot et Peucat, 1989) rapportées également à l'orogène Cadomien.

- Le domaine septentrional est caractérisé par la présence du batholite Nord-Trégorrois dont l'âge, longtemps controversé, a été précisé à 615 ± 10 Ma (Graviou et al., 1989) en U-Pb sur zircons, résultat confirmé par ceux obtenus dans le cadre de la présente étude. Ce complexe, également d'affinité calco-alcaline (Auvray, 1979; Graviou, 1984), est constitué d'intrusions plutoniques variées dont la composition est principalement granodioritique et monzogranitique, les termes extrêmes ne constituant qu'une faible partie du massif (diorite de Castel-Meur, en enclaves dans la microgranodiorite de Pleubian, ou faciès aplitiques du type Pomelin-Bréhat). Auvray (1979) reconnaît 5 types pétrographiques principaux qui se regroupent en trois ensembles de tailles sensiblement équivalentes :

- Un ensemble granito-monzonitique, avec des termes grenus (Granite de Pomelin-Bréhat) et microgrenus (Microgranite de Launay), qui forme la partie orientale du Batholite.

- Un ensemble granodioritique avec également des termes grenus (granodiorite de Talberg et son équivalent de la baie d'Enfer) et microgrenus (microgranodiorite de Pleubian) qui constitue la partie centrale du Massif.

- Un granite monzonitique (granite de Port-Blanc), à grain plus grossier que le granite de Pomelin-Bréhat, qui forme la partie occidentale du batholite Nord-Trégorrois.

Au sein de ces ensembles, les passages entre faciès grenus et microgrenus se font de façon progressive, indiquant une certaine contemporanéité des termes. Par contre les contacts entre chaque ensemble, jamais visibles, ne permettent pas d'établir une chronologie relative de mise en place. Néanmoins, l'absence de phénomènes de recristallisation et de métamorphisme de contact, à

proximité des limites de ces ensembles, plaide en faveur d'une mise en place presque synchrone des différents faciès. D'autre part, le batholite Nord-Trégorrois est exempt de toute déformation, à l'exception de quelques fractures méridiennes rapportées à l'orogène hercynien.

D'un point de vue global, la géochimie a montré que la source des magmas à l'origine du batholite Nord-Trégorrois était mantellique avec une origine crustale indiscutable (Graviou, 1984). Longtemps considéré comme l'expression d'un magmatisme lié à une première phase cadomienne (Cogné et Wright, 1980) aux environ de 670 Ma (Hornblende; K-Ar; 670 ± 17 Ma; Adams, 1967), il semblerait que d'un point de vue magmatique une seule phase cadomienne puisse être reconnue.

Les trois sous-ensembles du batholite Nord-Trégorrois forment une série calco-alcaline parfaitement caractérisée et typique d'une région orogénique.

Un changement de régime s'opère à la fin du Précambrien avec l'apparition d'un magmatisme alcalin représenté dans le domaine Nord-trégorrois par les granites de Porz-Scarff (Plougrescant) et du Paon (Bréhat) ainsi que par leur équivalents hypovolcaniques filoniens (filons de microgranite de Loquivy) et volcaniques (ignimbrites de Lézardrieux) (Auvray, 1975). Ce cogénéisme est confirmé par les âges de 552 ± 56 Ma (Auvray, 1975 ; Vidal, 1980) obtenus respectivement sur les termes granitiques et microgranitiques d'une part et sur le terme volcanique d'autre part. Ce magmatisme alcalin, bien représenté par ailleurs dans le domaine mancellien marque la fin de la phase magmatique cadomienne dans le domaine domnonéen.

Le fait principal à retenir, concernant l'histoire cadomienne du Trégor, est l'existence d'une paléo-subduction au niveau de la marge pentévrienne qui induit un magmatisme brioverien calco-alcalin, qui devient localement alcalin à la fin de l'orogène cadomien (Eocambrian; Auvray, 1979).

Le paléozoïque est marqué par la mise en place, principalement dans le domaine Nord-trégorrois (domaine septentrional), d'un complexe filonien extrêmement dense qui correspond principalement aux dolérites du Trégor. Les filons, d'orientation générale Est-Ouest, sont intrusifs dans l'ensemble des formations du domaine septentrional, à

l'exception du granite de Ploumanac'h d'âge hercynien (293 ± 15 Ma; Vidal, 1980). Des datations préliminaires en K-Ar, indiquent, à l'encontre des données de terrain, qu'il pourrait exister deux périodes de mise en place, l'une aux alentours de 440 Ma, l'autre aux alentours de 350 Ma.

Il faut enfin noter l'existence, dans le domaine méridional, d'une formation volcano-sédimentaire, la série rouge de Plouézec-Plourivo, datée à 472 ± 5 Ma (Rb-Sr: Whole Rock; Auvray et al, 1980b).



CHAPITRE II:

METHODES

A) LA METHODE DE DATATION $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Un bref rappel de la méthode de datation K/Ar conventionnelle est indispensable dans la mesure ou celle-ci est à l'origine de la méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

1) La méthode K/Ar conventionnelle.

Le Potassium (K) compte 3 isotopes dont les pourcentages naturels apparaissent dans le tableau II-1.

$\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$
$\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$
Composition isotopique du potassium:
$^{39}\text{K} = 93.2581 \%$
$^{40}\text{K} = 0.01167 \%$
$^{41}\text{K} = 6.7302 \%$
Composition isotopique de l'argon atmosphérique:
$^{40}\text{Ar} = 99.600 \%$
$^{38}\text{Ar} = 0.063 \%$
$^{36}\text{Ar} = 0.337 \%$
$(^{40}\text{Ar}_A / ^{36}\text{Ar}_A)_V = 295.5$

Tableau II-1: Constantes utilisées pour le calcul des âges Potassium-Argon (d'après Steiger et Jaeger, 1977).

La méthode de datation K-Ar repose sur le principe que l'isotope le moins abondant du potassium, ^{40}K , est radioactif avec une période de 1.25×10^9 ans. Son schéma de désintégration est complexe (Fig.II-1). Dans 88.8% des cas, un neutron se transforme en proton par émission β^- et il se forme alors du calcium 40 (^{40}Ca). Dans tous les autres cas, le ^{40}K se transforme en Argon 40 (^{40}Ar) mais suivant 3 scénarios différents. Le procédé le plus fréquent (11%) consiste en une transformation d'un neutron en proton dû à une capture électronique (C.E.). L'Argon 40 ainsi formé est dans un état excité qu'il quitte rapidement pour son état fondamental par émission d'un rayonnement γ . Un processus similaire est une capture électronique simple qui se produit dans 0.16% des cas. Le troisième procédé (0.001%) correspond

à l'émission d'un positron (β^+) du fait de la transformation d'un proton en neutron.

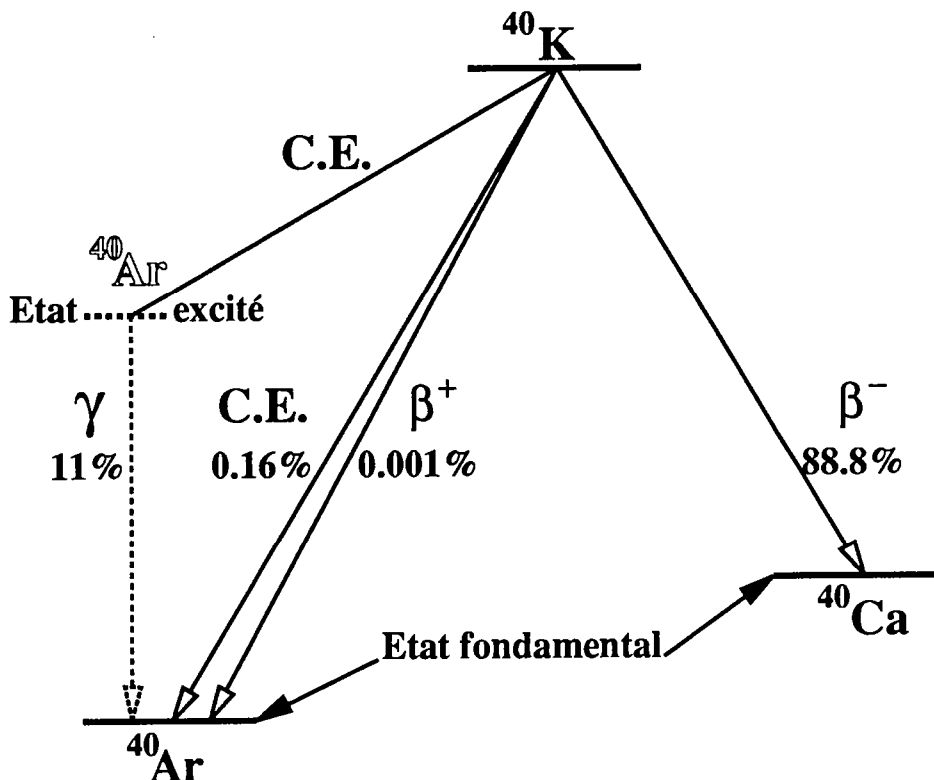


Fig.II-1:Schéma de désintégration du potassium 40 en argon 40 et calcium 40 (d'après Montigny, 1985).
C.E. = capture électronique.

Il existe donc deux chronomètres isotopiques différents. En fait, le chronomètre K/Ca est de moindre intérêt car l'isotope ^{40}Ca , produit de désintégration, est de beaucoup l'isotope le plus abondant du calcium (Tableau II-1), qui est lui même un élément constitutif très fréquent des composés naturels. Par contre l'argon est un gaz chimiquement inerte n'intervenant pas dans les composés naturels. Ceci fait qu'idéalement tout l'argon se trouvant dans un minéral est dû à une décroissance radioactive après cristallisation. Néanmoins l'argon forme 0.93% du volume atmosphérique et peut donc être incorporé dans un minéral au moment de sa cristallisation. Toutefois, la composition isotopique atmosphérique de l'argon étant bien connue (Tableau II-1), il est possible d'effectuer une correction dite de "contamination atmosphérique".

Du schéma de désintégration présenté ci-dessus, on peut déduire une équation d'âge (t) ayant la forme suivante :

$${}^{40}\text{Ar}^* + {}^{40}\text{Ca}^* = {}^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

ou le sigle * signifie que ce sont des produits de désintégration in situ du ${}^{40}\text{K}$.

On a posé dans cette équation $\lambda = \lambda_e + \lambda_\beta$ ou :

λ_e : constante de désintégration du ${}^{40}\text{K}$ par C.E.

λ_β : constante de désintégration du ${}^{40}\text{K}$ par émission β^- .

On en déduit :

$${}^{40}\text{Ar}^* + {}^{40}\text{Ar}^* \left(\frac{\lambda_\beta}{\lambda_e} \right) = {}^{40}\text{K} (e^{(\lambda_e + \lambda_\beta)t} - 1) \quad (2)$$

$$\text{et donc } t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \left(\frac{\lambda}{\lambda_e} \right) \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{40}\text{K}} \right) \right) \quad (3)$$

L'âge calculé à partir de cette équation doit, pour qu'il ait une signification géologique, vérifier un certain nombre d'hypothèses :

i) Les constantes de désintégration (λ_β et λ_e) sont réellement des constantes.

ii) Le potassium ne subit pas de fractionnement isotopique.

iii) L'argon contenu dans le minéral ne peut être que d'origine radiogénique ou atmosphérique. Ceci implique que lors du refroidissement, dès lors que le minéral se comporte en système clos, tout l'argon n'étant pas dans un rapport atmosphérique (${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} \neq 295.5$) aura été préalablement dégazé.

iv) Le minéral s'est comporté en système clos vis à vis du potassium et de l'argon depuis le temps $t = 0$, instant où le système s'est fermé.

L'expérience a montré que les hypothèses i et ii sont vérifiées. Par contre, lorsque le système devient clos, il peut parfois subsister de l'argon "initial" dans un rapport

non atmosphérique et dans ce cas des âges trop anciens seront calculés (=excès d'argon). De même, une perte partielle d'argon, provoquée, par exemple, par une crise thermique induira des âges trop jeunes.

Le choix des échantillons à dater par cette méthode doit donc être très rigoureux car de telles perturbations ne sont pas discernables et quantifiables. De plus, la méthode K/Ar implique que le potassium et l'argon soient mesurés indépendamment. Ceci impose, d'une part, la connaissance de la concentration absolue des deux éléments et pose, d'autre part, le problème de l'homogénéité de l'échantillon.

2) La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fut décrite par SIGURGEIRSSON (1962) puis développée par MERRIHUE (1965), MERRIHUE et TURNER (1966). Elle est issue de la méthode K/Ar conventionnelle.

Le travail présenté par MERRIHUE (1965) sur des échantillons de météorites, irradiés dans un réacteur nucléaire, indiquait la possibilité de déterminer un âge K-Ar en effectuant une analyse des seuls isotopes de l'argon contenus dans le matériel irradié.

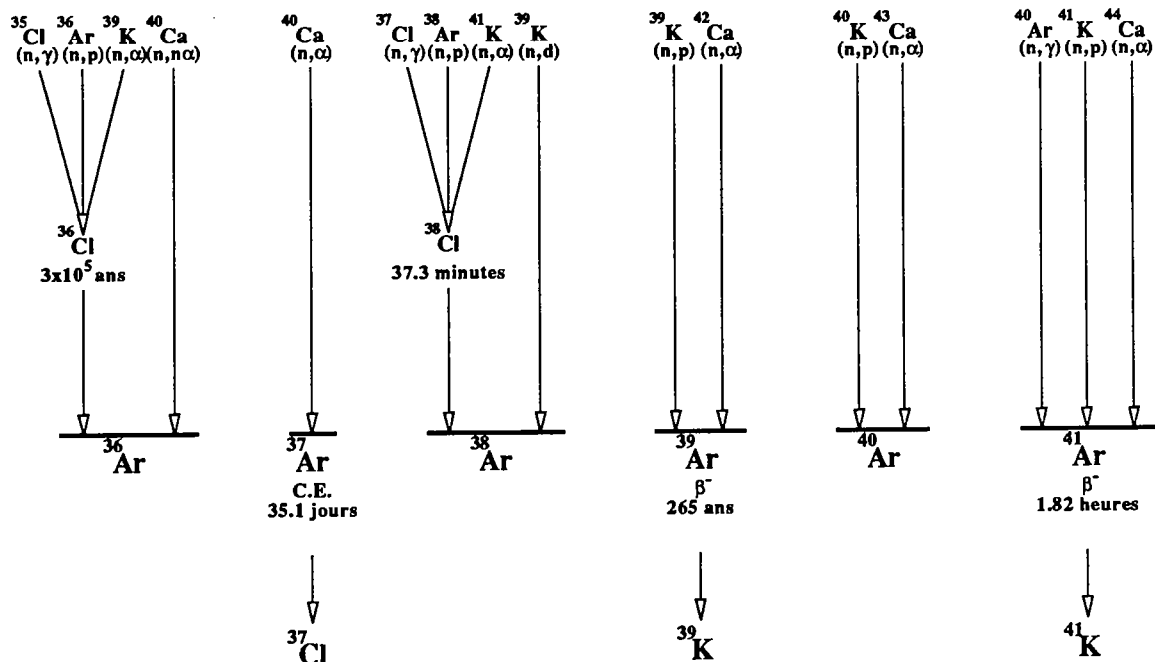


Fig.II-2: Réactions observées lors de l'irradiation d'un échantillon.

a) Théorie

Lors de l'irradiation d'un échantillon par des neutrons rapides, beaucoup de réactions donnant des isotopes de l'argon se produisent (Fig.II-2).

Dans un premier temps sera caractérisé le cas simple où seule la réaction suivante se produit :



Cette équation peut être quantifiée de la façon suivante :

$${}^{39}\text{Ar}_K = {}^{39}\text{K} \Delta T \int \phi(E) \sigma(E) dE \quad (4)$$

${}^{39}\text{K}$ = nombre d'atomes de ${}^{39}\text{K}$ présents dans l'échantillon

${}^{39}\text{Ar}_K$ = nombre d'atomes de ${}^{39}\text{Ar}_K$ produits lors de l'irradiation

$\phi(E)$ = flux de neutrons ayant l'énergie E

$\sigma(E)$ = section de capture des neutrons de la réaction ${}^{39}\text{K} \xrightarrow{(n,p)} {}^{39}\text{Ar}_K$ à l'énergie E

ΔT = durée de l'irradiation.

Il a été vu précédemment que la désintégration naturelle du ${}^{40}\text{K}$ permettait d'écrire la relation (2).

A partir des relations (2) et (4), on peut écrire pour un échantillon irradié d'âge t :

$$\left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right) = \left(\frac{{}^{40}\text{K}}{{}^{39}\text{K}} \right) \left(\frac{\lambda_e}{\lambda} \right) \frac{1}{\Delta T \int \phi(E) \sigma(E) dE} (e^{\lambda t} - 1) \quad (5)$$

On pose : $J = \left(\frac{{}^{39}\text{K}}{{}^{40}\text{K}} \right) \left(\frac{\lambda}{\lambda_e} \right) \Delta T \left(\int \phi(E) \sigma(E) dE \right)$ qui caractérise le rendement de la formation du ${}^{39}\text{Ar}_K$ au cours de l'irradiation.

On obtient donc à partir de l'équation (5)

$$J = \frac{(e^{\lambda t} - 1)}{\left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K}\right)}$$

Ce terme est appelé facteur d'irradiation

b) Echantillons standards et calcul des âges

Les échantillons mis en irradiation sont emballés à l'aide de papier d'aluminium dont la composition isotopique en argon est atmosphérique. Ces paquets sont ensuite placés dans un cylindre en aluminium sur différents niveaux. A chacun de ces niveaux sont placés des échantillons (3 en général), appelés moniteurs ou standards, dont l'âge (t_s) est connu et dont la composition isotopique de l'argon est déterminée. Ces échantillons standards permettent le calcul du facteur d'irradiation correspondant à chaque niveau du container:

$$\text{On peut en effet écrire : } J = \frac{(e^{\lambda t_s} - 1)}{\left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K}\right)_s}$$

ou l'indice s se réfère à "échantillon standard".

Connaissant la valeur de J pour chaque niveau d'irradiation on peut dès lors calculer l'âge des échantillons par la formule suivante, issue de la formule (5):

$$t_u = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + J \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right)_u \right)$$

Le sigle u se référant à "échantillon d'âge inconnu".

Cette expression fait apparaître que l'on peut calculer l'âge à partir d'une mesure simultanée du ${}^{39}\text{Ar}$ et du ${}^{40}\text{Ar}$ par spectrométrie de masse sur un seul échantillon. La mesure des valeurs absolues n'est plus nécessaire.

Plusieurs isotopes de l'argon sont produits par des réactions parasites dues à des interactions entre neutrons et isotopes du calcium (Fig.II-2), du potassium et de

l'argon. Les réactions d'interférence entre des neutrons et des isotopes de l'argon sont négligeables.

Il est par contre nécessaire de corriger le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ des interférences produites par les isotopes du potassium et du calcium. En effet, ces réactions parasites aboutissent à une interférence de masse car elles génèrent du ^{36}Ar , du ^{37}Ar , du ^{39}Ar et du ^{40}Ar (Fig.II-2).

Pour ce faire, on irradie des sels purs de calcium (CaCO_3 ou CaF_2) et de potassium (K_2SO_4) (dans les mêmes conditions que les échantillons) sur lesquels on calcule (après correction de contamination atmosphérique et de décroissance radioactive de l'isotope 37) les rapports isotopiques $^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$ et $^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$ (sur sel de Ca) et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (sur sel de K). Ces rapports (Tableau II-2), homologues à ceux mesurés sur les échantillons, permettent d'effectuer les corrections d'interférences de masses. Le principe est décrit par Brereton (1970).

Mesures faites sur sel de calcium:

$$(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} \times 10^{-4} = 7.0 \pm 4\%$$

$$(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} \times 10^{-4} = 2.8 \pm 3\%$$

Mesures faites sur sel de potassium:

$$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} \times 10^{-2} = 2.58 \pm 3\%$$

Tableau II-2: Rapports isotopiques de sels de Ca et K irradiés dans le réacteur nucléaire Mélusine (C.E.N. Grenoble).

Le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ s'écrit de la façon suivante :

$$\left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_{\text{K}}}\right) = \frac{\left(\frac{^{40}\text{Ar}_{\text{T}}}{^{39}\text{Ar}_{\text{T}}}\right) - \left(\frac{^{40}\text{Ar}_{\text{A}}}{^{36}\text{Ar}_{\text{A}}}\right)\left(\frac{^{36}\text{Ar}_{\text{T}}}{^{39}\text{Ar}_{\text{T}}}\right) + \left(\frac{^{40}\text{Ar}_{\text{A}}}{^{36}\text{Ar}_{\text{A}}}\right)\left(\frac{^{36}\text{Ar}_{\text{Ca}}}{^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}}\right)\left(\frac{^{37}\text{Ar}_{\text{T}}}{^{39}\text{Ar}_{\text{T}}}\right)}{\left(1 - \left(\frac{^{39}\text{Ar}_{\text{Ca}}}{^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}}\right)\left(\frac{^{37}\text{Ar}_{\text{T}}}{^{39}\text{Ar}_{\text{T}}}\right)\right)} - \left(\frac{^{40}\text{Ar}_{\text{K}}}{^{39}\text{Ar}_{\text{K}}}\right)$$

avec T : rapport mesuré sur échantillon

A : rapport atmosphérique (voir tableau II-1)

Ca: rapport mesuré sur sel de calcium

K : rapport mesuré sur sel de potassium

Cette formule ne tient pas compte de la discrimination de masse du spectromètre. La formulation incorporant la discrimination de masse du spectromètre est présentée en annexe I avec le principe du calcul d'erreur sur le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$.

c) La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par paliers de température
"the stepwise heating technique"

Dans la partie précédente l'âge est supposé être calculé après fusion directe et totale de l'échantillon. C'est un âge apparent qui doit être identique à l'âge qui serait calculé par la méthode K/Ar classique.

La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, à la différence de la méthode K/Ar conventionnelle, permet de chauffer et dégazer l'échantillon à des paliers de température croissants. L'analyse du mélange gazeux, émis par l'échantillon à chacun de ces paliers, permet de calculer autant de rapports ($^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$), et donc d'âges apparents, que l'on a de paliers de température. Cette technique a été décrite pour la première fois par Merrihue et Turner (1966). Ces âges apparents sont reportés, en général, en fonction de la température ou plus fréquemment du pourcentage d' $^{39}\text{Ar}_K$ dégazé à chaque palier de chauffe pour former des spectres d'âge.

Dans le cas idéal où l'échantillon étudié se serait comporté en système clos depuis la cristallisation et en l'absence d'excès d'argon, les rapports ($^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$) et donc les âges calculés seraient constants (Fig.II-3a). Ceci suppose exacte l'hypothèse que le $^{39}\text{Ar}_K$ produit lors de l'irradiation occupe les mêmes sites dans le réseau cristallin que le potassium ou le $^{40}\text{Ar}^*$. On obtient dans ce cas un âge plateau qui sera d'autant plus proche de l'âge de cristallisation que l'échantillon se sera comporté rapidement en système clos après la cristallisation. Le bref rappel sur la méthode K/Ar a montré qu'un certain nombre d'hypothèses devraient être posées pour que l'âge calculé ait une signification géologique. La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ peut parfois minimiser l'importance de ces hypothèses (principalement iii et iv) lorsqu'elles ne sont pas vérifiées.

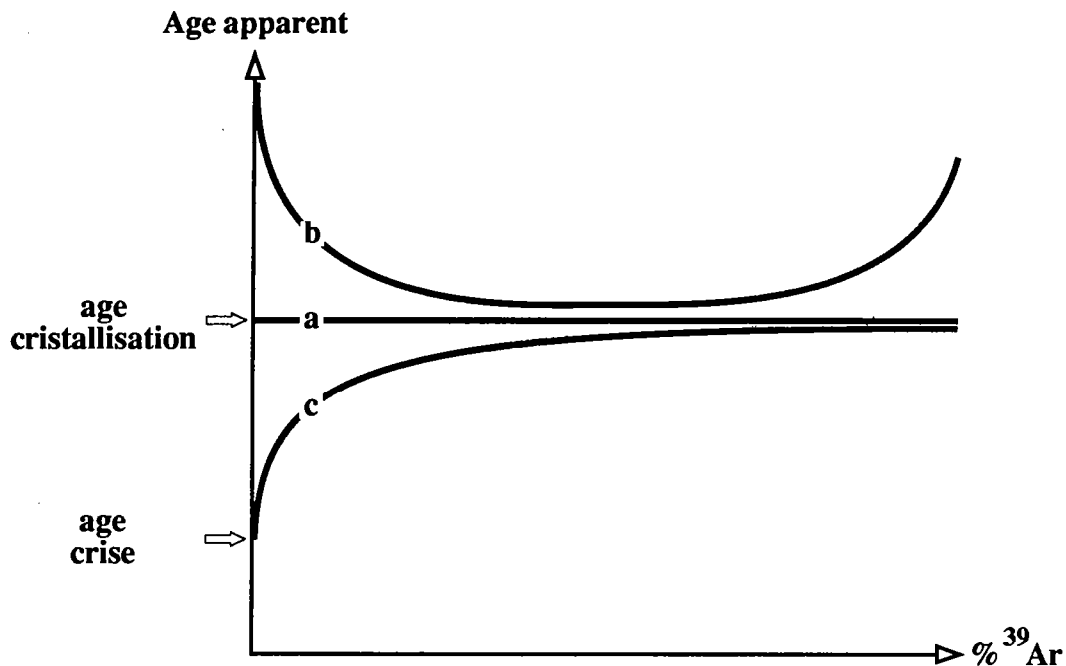


Fig.II-3: Formes schématiques de divers types de spectres d'âge. (a) Spectre d'âge non perturbé. (b) Spectre d'âge perturbé par de l'excès d'argon. (c) Spectre d'âge perturbé par de la diffusion d'argon induite par une crise thermique.

Ainsi, de l'argon en excès, appelé parfois argon initial, génère des spectres d'âge ayant une forme en "selle" (saddle-shaped age spectrum, Lanphere et Dalrymple; 1976) (Fig.II-3b) dont l'âge minimum donne une estimation par excès de l'âge de l'événement que l'on cherche à dater. En effet, le calcul de l'âge nécessite une correction dite de contamination atmosphérique qui suppose que la composante d'argon piégé à un rapport atmosphérique ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295.5$). Dès lors que cette hypothèse n'est plus vérifiée, en général du fait de la présence d'excès d'argon ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} > 295.5$), les âges calculés sont trop vieux. La forme en selle est due au fait que l'argon contenu dans l'échantillon se répartit schématiquement en deux réservoirs, l'un contenant la composante d'argon piégé, l'autre la composante d'argon d'origine radiogénique. En présence d'excès d'argon, lorsque le dégazage de l'argon piégé est plus important que celui d'origine radiogénique, en général aux étapes de basses et

hautes températures, les âges apparents correspondants qui sont calculés sont trop vieux.

Le diagramme isochrone ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ en fonction de $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$), utilisé pour la première fois par Merrihue et Turner (1966) ainsi que le diagramme de corrélation ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en fonction de $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$), recommandé par Turner (1971), Roddick et coll. (1980) et Hanes et coll. (1985), permettent de déterminer (1) la composition de la composante d'argon piégé et (2) l'âge vrai du minéral que l'on désire dater et qui caractérise la composante d'origine radiogénique. Ces approches, à la différence du classique calcul de l'âge présenté ci-avant, ne sont basées sur aucune hypothèse concernant la composition de la composante d'argon piégé. Le principe de construction de ces diagrammes est brièvement rappelé en annexe II avec également les calculs d'erreurs et le calcul du coefficient de corrélation puisque les rapports utilisés pour construire ces diagrammes, ainsi que leurs erreurs, sont corrélés.

La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par paliers de température permet également de mettre clairement en évidence des pertes partielles d'argon radiogénique qui sont le plus souvent provoquées par une crise thermique. Les spectres d'âge correspondants montrent en général une croissance régulière des âges en fonction de la température ou de la fraction de $^{39}\text{Ar}_K$ dégazée (Fig.II-3c). Idéalement, les âges mesurés aux plus basses étapes de températures donnent une estimation par excès de l'âge de la crise alors que les âges des étapes de hautes températures sont une estimation par défaut de l'âge de fermeture du système isotopique, apparenté en général à l'âge de cristallisation. Si l'on suppose que la perte d'argon radiogénique s'est faite par diffusion volumique, l'effet sur le spectre d'âge de la redistribution de l'argon radiogénique au sein du réseau cristallin du système étudié peut être modélisé. Cette modélisation, présentée en annexe III, permet d'estimer l'âge de la crise thermique et l'âge de cristallisation.

D'autre part, la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par étapes de température, par la détermination du rapport $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$, directement corrélé au rapport Ca/K de l'échantillon étudié ($^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K = 0.56 \times \text{Ca/K}$) (Féraud et coll., 1982) permet (1)

d'apprécier la répartition des isotopes de l'argon au sein du système étudié et (2) de caractériser, à chaque palier de température, la partie de l'échantillon étudié qui est affectée par le dégazage. Cette signature isotopique rend parfois possible l'identification de sous-systèmes qui s'avèrent fréquemment utiles pour l'interprétation des spectres d'âge obtenus.

La méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par paliers de température étant une expérience de diffusion, il est possible de calculer, en utilisant un diagramme d'Arrhénius, l'énergie d'activation qui caractérise le processus de diffusion (supposée volumique) affectant le minéral étudié ainsi que la constante de diffusion D_0 de la loi d'Arrhénius:

$$D = D_0 e^{(-E/RT)}$$

La connaissance de ces deux paramètres permet le calcul de la température de fermeture du système isotopique étudié. La notion de température de fermeture ou de blocage n'est pas une simple vue de l'esprit. En effet, à des températures élevées, la diffusion est si rapide qu'aucune accumulation des produits de désintégration (en l'occurrence $^{40}\text{Ar}^*$) n'est possible. Lors du refroidissement, la diffusion diminue et le minéral concerné par le processus devient un système fermé. Du fait que le coefficient de diffusion dépend de façon exponentielle de la température, la transition système ouvert - système fermé intervient probablement sur un intervalle de température suffisamment restreint pour être assimilé à une température que l'on appellera température de fermeture isotopique. Aussi la température de fermeture d'un système géochronologique peut être définie comme étant la température à l'instant correspondant à son âge apparent. La procédure de calcul, supposant une géométrie cylindrique, de l'énergie d'activation, du coefficient de diffusion et de la température de fermeture du système isotopique sont présentées en annexe IV.

3) Description du dispositif expérimental d'extraction de l'argon.

a) La ligne de fusion et de purification.

On appelle ligne toute la partie du dispositif expérimental qui ne fait pas directement partie du spectromètre de masse. Elle est en pyrex et assure l'extraction et la purification de l'argon libéré par l'échantillon étudié lors des différents paliers de température. La ligne peut se subdiviser en deux parties que l'on appellera L1 et L2 (Fig.II-4) Toutes les connections entre les différentes parties de la ligne et les systèmes de pompage se font par l'intermédiaire de vannes ultra-vide (VUV).

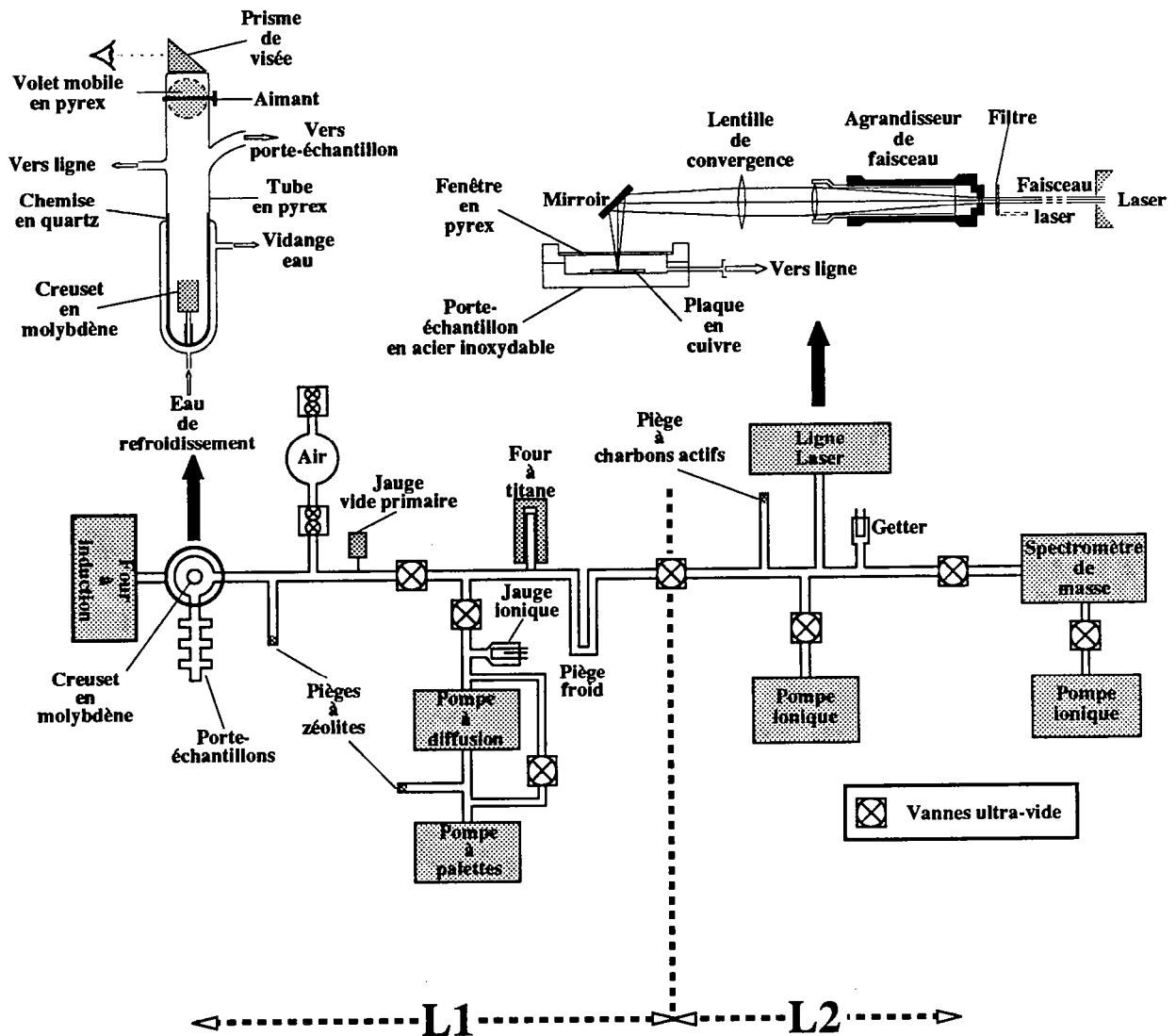


Fig.II-4: Schéma du dispositif expérimental d'extraction de l'argon.

La première partie de la ligne assure l'extraction et une première purification du gaz libéré par l'échantillon. Le dégazage et la fusion de l'échantillon se font dans un creuset en molybdène se trouvant dans un tube en quartz refroidit par eau et au sommet duquel un système de visée infrarouge (pyromètre optique et prisme de visée) permet la mesure de la température atteinte par l'échantillon (après correction d'émissivité) (Fig.II-4). Le creuset est chauffé par induction à l'aide d'un four haute-fréquence. A ce système est connecté le porte-échantillon où se trouvent les échantillons en attente d'analyse. Le chauffage et la fusion de l'échantillon peuvent également être assurés par un laser continu argon (COHERENT INNOVA 70-4) de 5.5 Watts de puissance émettant entre 457-9 et 514.5 nm (bleu-vert visible). La ligne d'extraction laser, représentée sur la figure II-4, est décrite dans le cadre de l'étude sur l'âge du Batholite Nord Trégorrois.

L'ensemble porte-échantillon et creuset est branchée directement sur la ligne ou se trouve un piège à zéolites, qui assure un premier piégeage de certains produits de nature indésirable (H_2O principalement), ainsi qu'un système de prise d'air dont la fonction sera vue ultérieurement.

Une VUV assure le passage à une partie de ligne ou est assurée une première purification de l'argon à l'aide d'un four à titane et d'un piège froid. Le four à titane assure le piégeage de O_2 , N_2 et CO_2 à une température de $700^\circ C$. Par contre le piège froid, refroidit à $-95^\circ C$ par un mélange de chlorure de méthylène et d'azote liquide, piège H_2O .

La partie L1 de la ligne est reliée à une pompe à palettes et à une pompe à diffusion qui permettent respectivement l'établissement du vide primaire (de la pression atmosphérique jusqu'à 10^{-3} Torr) et du vide secondaire (de 10^{-3} Torr à 5×10^{-8} Torr) de la ligne. Le vide est mesuré par une jauge ionique.

La deuxième partie de ligne comprend un getter (SAES GP 50W) et un piège à charbon actif. Le getter est constitué d'une couronne en alliage aluminium-zirconium St101®

chauffée par un filament incandescent qu'elle entoure. Cet alliage fixe un certain nombre de gaz dont H_2 entre $400^\circ C$ et la température ambiante. Le piège à charbon actif a pour but de fixer l'argon. Il est, pour ce faire, refroidit à $-180^\circ C$ par de l'azote liquide. La partie L2 de la ligne est reliée à une pompe ionique assurant un vide de $\sim 10^{-9}$ Torr ainsi qu'au spectromètre de masse (par l'intermédiaire d'une VUV du type Granville-Phillips).

b) Etuvage de la ligne

L'étuvage de la ligne se fait à l'aide d'étuves amovibles dont la température est de l'ordre de $230^\circ C$. Simultanément la température du four à titane est portée à $950^\circ C$ alors que les pièges à zéolites et charbon actif sont dégazés indépendamment par des fours dont la température est de l'ordre de $400^\circ C$. Entre chaque manipulation le creuset de molybdène est dégazé à une température comprise entre $1600^\circ C$ et $1800^\circ C$. Le getter est épisodiquement dégazé à une température de $800^\circ C$.

4. Le spectromètre de masse (Fig.II-5).

Il est composé de 4 parties qui sont le tube (courbure 120° , marque M.A.S.S.E.), la source ionique, l'analyseur de masse et le détecteur d'ions. Le spectromètre de masse est relié à une pompe ionique qui assure un vide de l'ordre de 10^{-9} Torr. De même que la ligne, le spectromètre peut être étuvé à l'aide de cordons chauffant à une température de l'ordre de $230-250^\circ C$.

a) La source ionique

C'est la partie du spectromètre de masse où les ions sont formés, accélérés et focalisés en un faisceau étroit. La source du type Baur Signer GS 98 produit des ions positifs par bombardement électronique. Les électrons sont émis par un filament parcouru par un courant de 4.12 Ampères à $-110V$. Une plaque appelée "repousseur d'électrons", à un potentiel de $-125V$, repousse les électrons vers une lentille

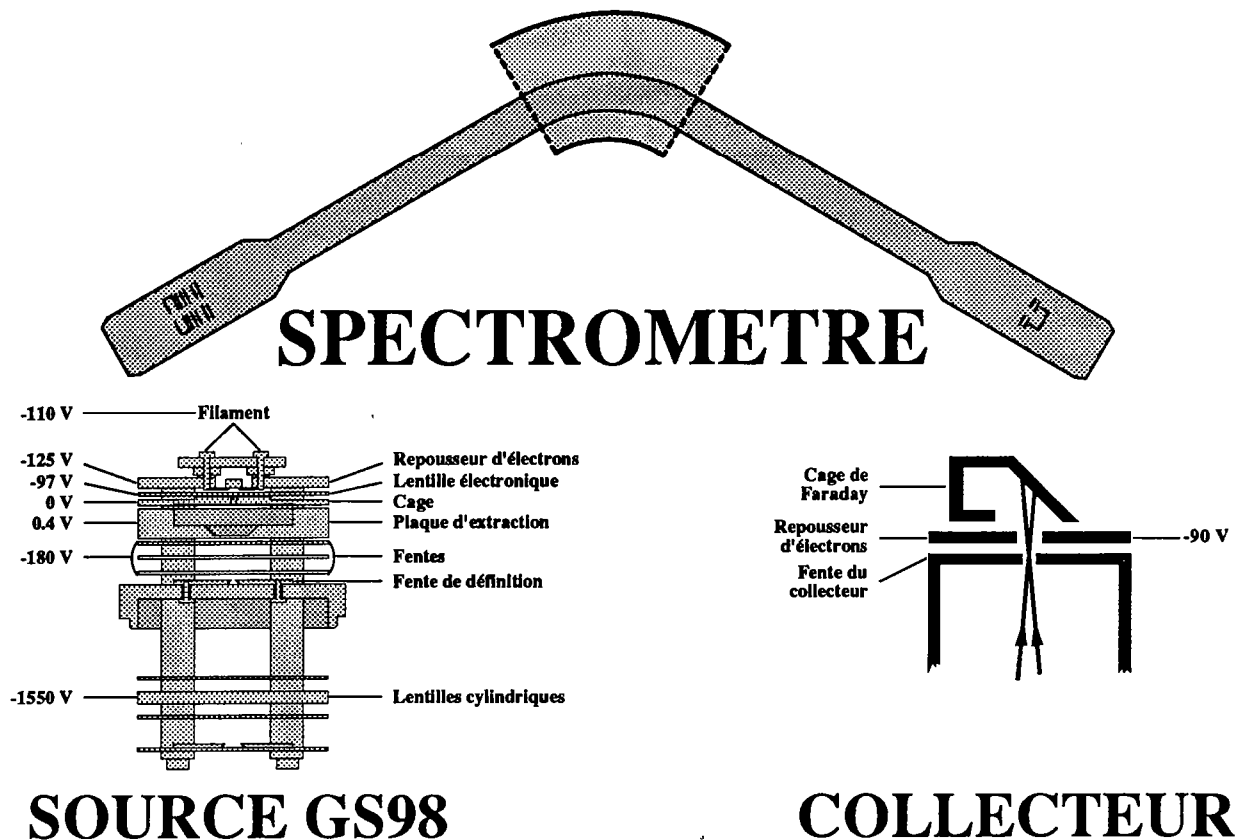


Fig. II-5: Schéma descriptif du spectromètre de masse

(lentille électronique) qui les focalise en un faisceau électronique. Ce faisceau rentre dans l'espace se situant entre la cage et la plaque d'extraction ou se produit l'ionisation du gaz à analyser. Le potentiel négatif de la plaque d'extraction par rapport à la cage (elle même à un potentiel de -3000V) permet l'extraction du gaz ionisé et la répulsion des électrons résiduels vers la cage. Un faisceau ionique est ensuite formé et accéléré à l'aide de fentes d'extraction (split lens), d'une fente de définition (defining split), de lentilles cylindriques (cylinder lens). Pour accélérer les ions, ces plaques sont portées à des potentiels négatifs croissants au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'espace d'ionisation.

L'intensité du courant parcourant le filament, proportionnelle à l'énergie des électrons émis, est calculée de façon qu'il ne se produise qu'une ionisation simple (ions monovalents) (Fig.II-6).

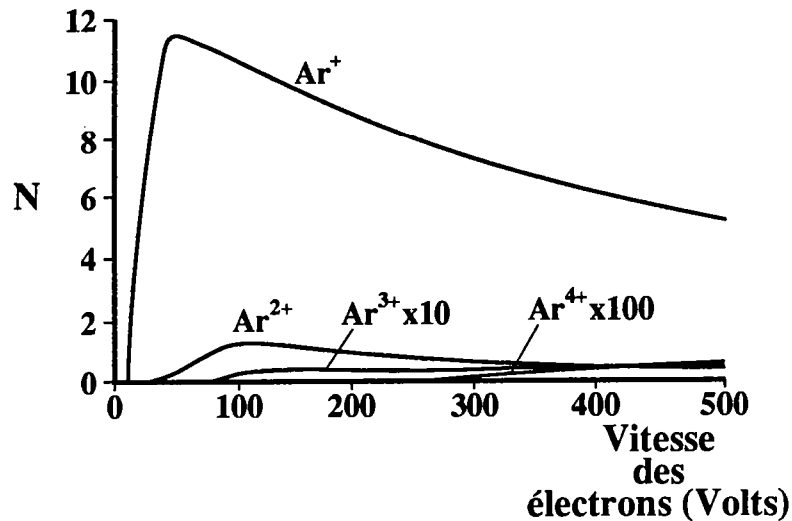


Fig.II-6: Courbes d'efficacité de l'ionisation (d'après Dalrymple et Lanphere, 1969).

b) L'analyseur de masse

L'analyseur de masse sépare le faisceau d'ions émergeant de la source en différentes composantes en fonction du rapport charge sur masse (e/M) des différents ions. La charge étant monovalente, les différents rapports e/M seront représentatifs de la composition isotopique du gaz analysé.

L'analyseur de masse est un électro-aimant profilé. Les ions émergeant de la source sont plus ou moins déviés au niveau de l'entre-fer en fonction de leurs masses (ou nature isotopique) et de l'intensité du champ appliqué. Les variations imposées à ce champ permettent de focaliser successivement tous les isotopes de l'argon sur le détecteur d'ions.

c) Le détecteur d'ions

C'est la partie du spectromètre de masse qui détecte les ions émis par la source et focalisés par l'analyseur de masse. Deux types de détecteurs d'ions existent sur le spectromètre de masse: le collecteur et le multiplicateur d'électrons.

Le collecteur (Fig.II-5)

Le faisceau ionique est focalisé au travers de la fente du collecteur sur une cage de Faraday. Cette cage est reliée

à un amplificateur qui amplifie le signal enregistré 10^{10} ou 10^{11} fois. Entre la cage et la fente du collecteur, une plaque appelée "repousseur d'électrons" repousse les électrons secondaire émis par contact entre les ions positifs et les parois de la cage.

La cage peut être rétractée à l'aide d'une vis micrométrique pour permettre au faisceau d'atteindre le multiplicateur d'électrons.

Le multiplicateur d'électrons (Fig.II-7)

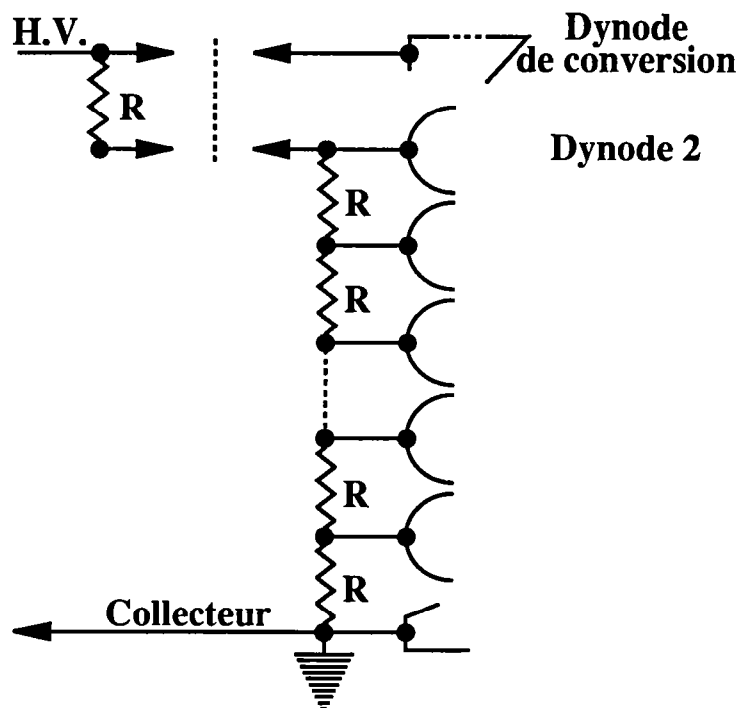


Fig. II-7: Schéma descriptif du multiplicateur d'électrons

Le multiplicateur d'électrons est très utile lorsqu'une extrême sensibilité est nécessaire. Il est constitué par un assemblage de 20 étages de dinodes en série portées à des potentiels croissants. Lorsqu'un ion positif arrive sur la première dinode, appelée dinode de conversion, celle-ci émet des électrons secondaires qui sont accélérés et focalisés sur la deuxième dinode qui émet à son tour plus d'électrons qu'elle n'en a reçu. Ces électrons sont à leur tour accélérés et focalisés sur la troisième dinode et ainsi successivement jusqu'à la dernière dinode.

On obtient ainsi des gains de l'ordre de 10^5 pour une haute tension de -2.5 KV appliquée à la dinode de conversion. Ce signal est ensuite amplifié 10^7 à 10^8 fois par un amplificateur.

5 - La procédure expérimentale

La procédure expérimentale concernant l'extraction laser est décrite dans le cadre de l'étude de l'âge du Batholite Nord Trégorrois.

Chauffage sur L1 seule	25 min.
Purification et piègeage de l'argon sur L1 et L2	20 min.
Purification de l'argon sur L2 seule	10 min.
Introduction de l'argon dans le spectromètre de masse	2 min.
Analyse du gaz	20 min.

Tableau II-2: Procédure expérimentale d'extraction de l'argon par chauffage par induction.

La procédure concernant la méthode conventionnelle d'extraction par chauffage par induction est décrite dans le tableau II-2.

En marge des procédures expérimentales normales, appliquées pour les datations des échantillons, sont effectuées des mesures (1) des niveaux de bruit de la ligne (creuset ou laser) et du spectromètre de masse, appelées mesures de blancs et (2) de volumes d'air calibrés.

a) Les blancs de creuset

Ils sont effectués avec chauffage du creuset et reproduisent, sans échantillon, une procédure expérimentale telle celle décrite dans le tableau II-2. Ils permettent d'apprécier la qualité de l'étuvage du porte-échantillon et du dégazage du creuset effectués avant chaque expérimentation. Dans le cadre de cette étude la plupart des datations ont été précédées par la détermination de 2 ou 3 blancs de creuset à différentes températures. Les rapports $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ obtenus à partir de ces blancs ne sont généralement pas distinguables des rapports atmosphériques mesurés. Dans

le cadre d'un calcul d'isochrone, les valeurs des isotopes individuels mesurées sur les blancs de creuset sont soustraites, avant calcul, aux valeurs d'isotopes individuels mesurées sur l'échantillon étudié. Les erreurs sur les quantités mesurées sur les blancs creusets sont également prises en compte.

b) Les blancs de la ligne laser

La procédure ainsi que les valeurs caractéristiques sont décrites dans le cadre de l'étude de l'âge du Batholite Nord Trégorrois.

c) Les blancs du spectromètre de masse

Un blanc du spectromètre de masse en dynamique (en pompage) est effectué avant toute manipulation. Les valeurs obtenues sont systématiquement soustraites aux valeurs des isotopes individuels mesurées lors de l'analyse subséquente. Cette correction s'avère importante car le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de ce blanc est très inférieur au rapport atmosphérique.

d) Les airs

Le rapport atmosphérique est mesuré sur un volume d'air calibré introduit dans la ligne par l'intermédiaire du système de prise d'air représenté sur la figure II-4. Ce rapport atmosphérique mesuré permet de déterminer la discrimination de masse du spectromètre de masse par la relation:

$$(1+e) = \frac{\left(\frac{^{40}\text{Ar}_A}{^{36}\text{Ar}_A}\right)_v + 3 \left(\frac{^{40}\text{Ar}_A}{^{36}\text{Ar}_A}\right)_m}{4 \left(\frac{^{40}\text{Ar}_A}{^{36}\text{Ar}_A}\right)_m}$$

avec $(1+e)$: discrimination de masse du spectromètre
 $(^{40}\text{Ar}_A/^{36}\text{Ar}_A)_v$: rapport atmosphérique vrai (égal à 295.5)
 $(^{40}\text{Ar}_A/^{36}\text{Ar}_A)_m$: rapport atmosphérique mesuré

La discrimination de masse est déterminée à chaque modification effectuée sur la ligne ou sur le spectromètre de masse.

1) Le prélèvement des échantillons.

L'échantillonnage au niveau d'un site correspond à une dizaine d'échantillons prélevés sur plusieurs mètres carrés. Une telle procédure permet d'obtenir une direction moyenne de l'affleurement tout en éliminant des perturbations qui peuvent être très localisées.

Les échantillons sont prélevés sur le terrain à l'aide d'une foreuse portative. Les carottes ainsi obtenues, d'un diamètre de 25mm, sont orientées à l'aide d'une tête d'orientation munie d'une boussole et d'un inclinomètre. Lorsque le temps l'autorise, le repérage est complété par une orientation à l'aide d'un compas solaire. Ceci permet (1) d'estimer la déclinaison magnétique au site de prélèvement et (2) de s'affranchir des anomalies magnétiques locales, qui peuvent être particulièrement importantes lorsque l'on travaille sur des dykes basiques.

Lorsque la nature de la roche rend impossible les forages sur le terrain, on effectue alors des prélèvements de blocs orientés qui sont ensuite forés au laboratoire.

Les échantillons prélevés sont découpés au laboratoire en spécimens de 25 mm de long.

2) La phase expérimentale au laboratoire**a) Les mesures**

Les mesures d'aimantations rémanentes naturelles (ARN) ont été effectuées à l'aide (1) d'un magnétomètre rotatif Schonstedt DSM-1 dont le seuil de sensibilité est de l'ordre de 10^{-4} A/m et (2) d'un magnétomètre cryogénique LETI (prototype) dont le seuil de sensibilité est de l'ordre de 10^{-6} A/m. La susceptibilité magnétique est mesurée à l'aide d'un Bartington MS-2. Les quelques mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique présentée dans ce mémoire ont été effectuées à l'aide d'un magnétomètre rotatif de marque Digico.

L'acquisition et le stockage des mesures est grandement facilité par des logiciels développés au laboratoire qui permettent par ailleurs le traitement ultérieur des données.

L'acquisition des courbes thermomagnétiques est effectué à l'aide d'une micro-balance verticale de marque Sartorius et d'un électro-aimant de marque Brucker à entrefer à gradient de champ. Le pilotage de l'expérience et l'acquisition des mesures se font à l'aide d'un micro-ordinateur.

b) Le traitement des échantillons

Préalablement au traitement effectif des échantillons, on effectue fréquemment un test de viscosité par retournement sur 2 périodes de 8 jours (Thellier et Thellier, 1959). Ce test permet d'apprécier la facilité avec laquelle un échantillon peut acquérir, dans un champ magnétique faible (en général le champ magnétique terrestre), une aimantation dite visqueuse dont l'intensité est proportionnelle au logarithme du temps d'acquisition.

Des mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique sont également effectuées sur des échantillons pilotes afin de s'assurer qu'une éventuelle anisotropie ne perturbe pas les aimantations.

Pour le traitement des échantillons, les méthodes classiques de désaimantations progressives thermiques et par champs alternatifs ont été utilisées. Un échantillon traité thermiquement subit des cycles de chauffes et refroidissements en champ nul à températures croissantes. Ces opérations sont effectuées dans un four Schonstedt TSD-1 au sein duquel le champ résiduel est inférieur à 10 nT. Une mesure d'ARN est effectuée après chaque étape de température.

La désaimantation par champs alternatifs consiste à appliquer suivant la direction de l'un des axes principaux de l'échantillon traité, un champ dont l'intensité va décroître régulièrement au cours du temps et dont la

direction va s'inverser périodiquement au cours de cette décroissance. Cette opération, répétée sur les trois axes principaux de l'échantillon, est effectuée, en champ nul, à l'aide d'un appareil à désaimanter par champs alternatifs Schonstedt GSD-1. La procédure consiste à augmenter régulièrement la valeur du champ appliqué en mesurant l'ARN entre chacune des étapes.

La procédure de Dankers et Zijderveld qui consiste à faire une mesure après chaque désaimantation d'un axe est parfois appliquée pour éviter l'acquisition d'aimantations parasites générées par l'action du champ alternatif.

c) Minéralogie magnétique

L'identification des différentes phases magnétiques susceptibles de porter les composantes d'aimantation présentes dans les spécimens étudiés est faite par l'intermédiaire de différentes méthodes que l'on qualifiera de directes ou indirectes.

Méthode directe

L'identification microscopique de lames ou sections polies en lumière réfléchie permet d'observer directement les minéraux magnétiques.

Méthodes indirectes

- Les courbes thermomagnétiques obtenues à l'aide d'une balance de Curie verticale (par chauffage à l'air ou sous vide) sont représentatives de part leurs formes des porteurs magnétiques incriminés.

- L'acquisition d'aimantations rémanentes isothermes (ARI) fournit des courbes permettant de déterminer les valeurs de champs à saturation et d'aimantations rémanentes à saturation. Ces valeurs sont des caractéristiques intrinsèques des minéraux magnétiques.

- Les mesures de premières acquisitions d'aimantations permettent de déterminer les valeurs d'aimantations à saturation.

3) L'interprétation des résultats

L'interprétation des résultats est assistée par ordinateur et grandement facilitée par l'utilisation de représentations graphiques :

- Histogrammes d'intensité d'ARN, de pourcentage de viscosité, de pourcentage d'anisotropie de susceptibilité magnétique.

- Projections stéréographiques des directions d'ARN ou des trajectoires de désaimantation.

- Courbes d'évolution de l'intensité de l'ARN et de la susceptibilité magnétique en cours de désaimantation.

- Diagramme orthogonal (Zijderveld, 1967) pour visualiser les différentes composantes d'aimantation. Il permet de visualiser simultanément, pour un échantillon donné, l'évolution de son intensité et de sa direction d'aimantation en cours de désaimantation.

La détermination des composantes d'aimantation se fait principalement par décomposition vectorielle, dans un diagramme orthogonal, à l'aide d'une procédure graphique interactive (Perroud, 1985).

Dans certains cas, la superposition des spectres de deux composantes d'aimantation rend délicate la décomposition vectorielle dans un diagramme orthogonal. Cette superposition provoque, en projection stéréographique, une évolution des directions suivant un grand cercle. Dans le cas d'une étude combinée sur plusieurs échantillons présentant des évolutions similaires, la convergence des grands cercles peut parfois permettre de déterminer l'une des composantes.

CHAPITRE III:
EXEMPLES D'ETUDES COMBINEES
PALEOMAGNETISME - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

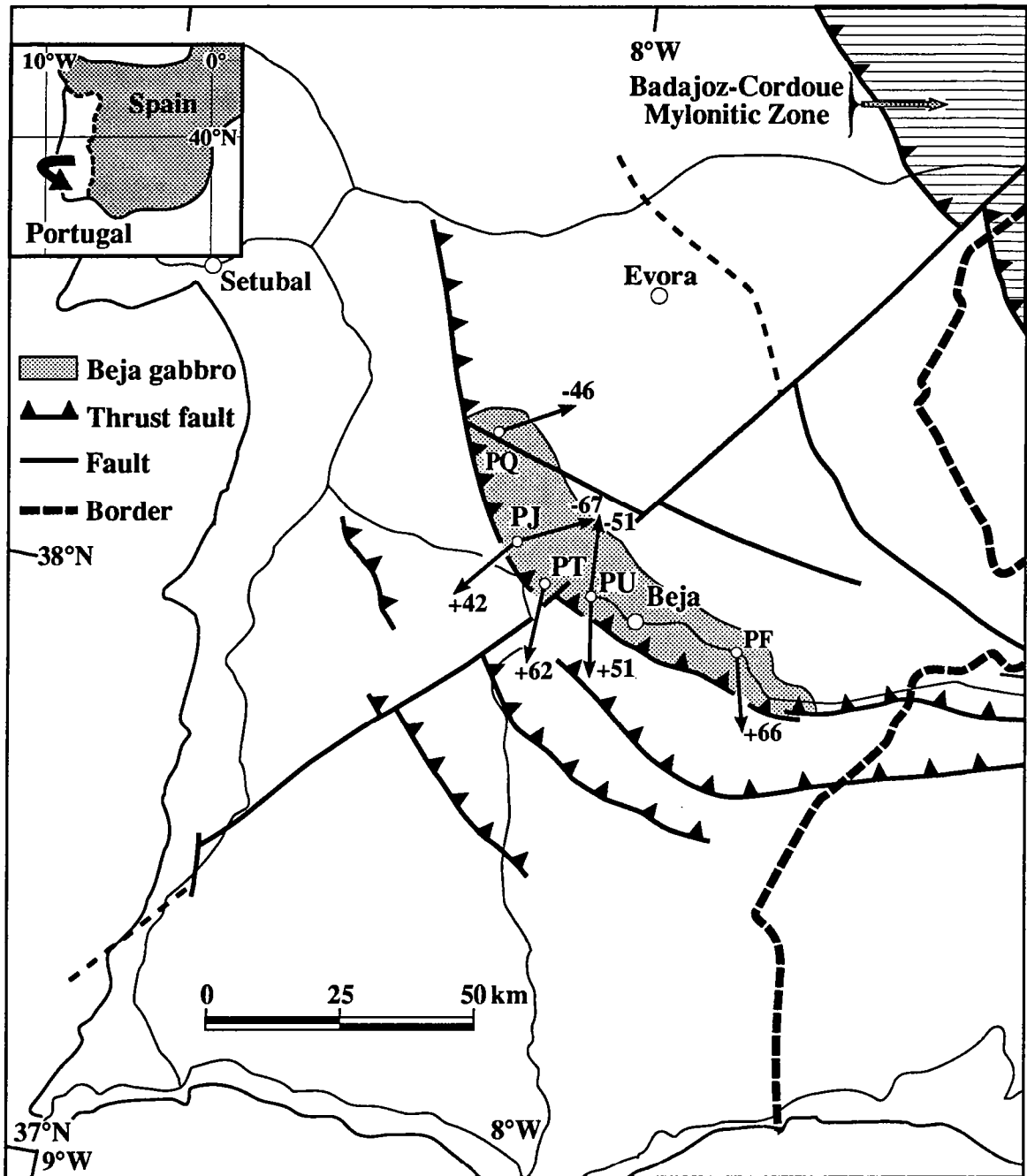


Fig.III-1: Localisation des sites d'échantillonnage paléomagnétique de l'étude menée par Perroud et coll. (1985). Les résultats paléomagnétiques sont représentés par des chiffres (inclinaisons) et par des flèches (déclinaisons).

A) LE GABBRO DE BEJA

Le présent mémoire faisant référence à des corps intrusifs du Massif Armoricaïn, il peut paraître surprenant d'y trouver une étude concernant un massif plutonique du sud Portugal. La justification en est fort simple. Les résultats de cette étude permettent de montrer très clairement, à la différence des résultats obtenus sur les intrusions du Massif Armoricaïn, la différence existant entre une température de blocage magnétique et une température de fermeture isotopique et donc les problèmes rencontrés pour attribuer un âge à une composante d'aimantation. Le caractère très simple des résultats de cette étude en faisait donc une base privilégiée pour une présentation des possibilités, mais également des limitations, qui découlent d'une étude combinée paléomagnétisme- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

1) Cadre géologique

Le gabbro de Beja fait partie d'un ensemble de complexes magmatiques, de compositions acide à basique, se trouvant dans la région Beja-Evora-Elvas, au Sud du Portugal. Ces complexes sont intrusifs dans des sédiments d'âge Dévonien Moyen (et plus anciens) qui sont déformés durant la phase acadienne de l'orogène hercynien. Le gabbro de Beja (50 à 100 km de long) a une vaste forme arquée (Fig. III-1). Il est limité sur son flanc Sud-Ouest par un chevauchement et se situe juste au Sud du cisaillement Porto-Badajoz-Cordoue, interprété comme étant une limite de plaque d'âge paléozoïque (Lefort et Ribeiro, 1980). Le gabbro de Beja, partiellement recouvert (contact tectonique?) par des calcaires non déformés d'âge stratigraphique Dévonien Moyen à terminal (Conde et Audrade, 1974), ne montre aucune déformation interne.

Le complexe de Beja est formé de gabbros à diallage (Torre de Assunçao et Brak-Lamy, 1950). Ce diallage se transforme fréquemment en périphérie en hyperstène, l'ensemble étant fréquemment entouré par de grandes plages

de hornblende très brune de haute température (Auvray, communication personnelle).

2) Echantillonnage et procédure expérimentale.

Un échantillon du gabbro de Beja a été prélevé dans son extrémité Sud-Est, sur l'une des rives de la rivière Guadiana, à une vingtaine de kilomètres au Sud-Est de Beja. Ce site de prélèvement correspond au site de prélèvements paléomagnétiques PF de Perroud et coll. (1985) (Fig.III-1). La hornblende a été séparée, dans la fraction 115-160 μm , par les méthodes classiques (Table à secousses, séparateurs magnétiques et liqueurs denses). La fraction finale obtenue par tri manuel sous loupe binoculaire est essentiellement composée de morceaux d'amphibole brune sur lesquelles on peut parfois noter la présence de fragments de pyroxène.

La procédure expérimentale de la méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a été décrite par Féraud et coll. (1982). L'échantillon a été irradié dans le réacteur nucléaire Osiris (C.E.N. Saclay), avec un flux total de 9×10^{18} n.cm² conjointement avec l'échantillon standard (moniteur) MMhb1 (520.4 Ma) décrit par Samson et Alexander (1987). L'irradiation a été faite sur un plateau tournant pour éliminer les problèmes d'hétérogénéités latérales de flux. La précision sur la température des différentes étapes de l'expérimentation est estimée à $\pm 15^\circ\text{C}$.

3) Résultats géochronologiques.

a) Expérience $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par paliers de température

L'âge intégré fournit par l'expérience $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par paliers de température (Fig.III-2) sur une population d'amphibole du gabbro de Beja est 334.1 ± 8.9 Ma. Les résultats sont reportés dans le tableau III-1.

Les premiers 2.3 % de dégazage du $^{39}\text{Ar}_K$ correspondent à une augmentation plus ou moins régulière des âges jusqu'à 321.2 ± 8.9 Ma (étape 960°C). Le spectre d'âge définit

ensuite un âge plateau à 336.5 ± 0.8 Ma (à 2σ) sur 97.7% du total du $^{39}\text{Ar}_K$ dégazé.

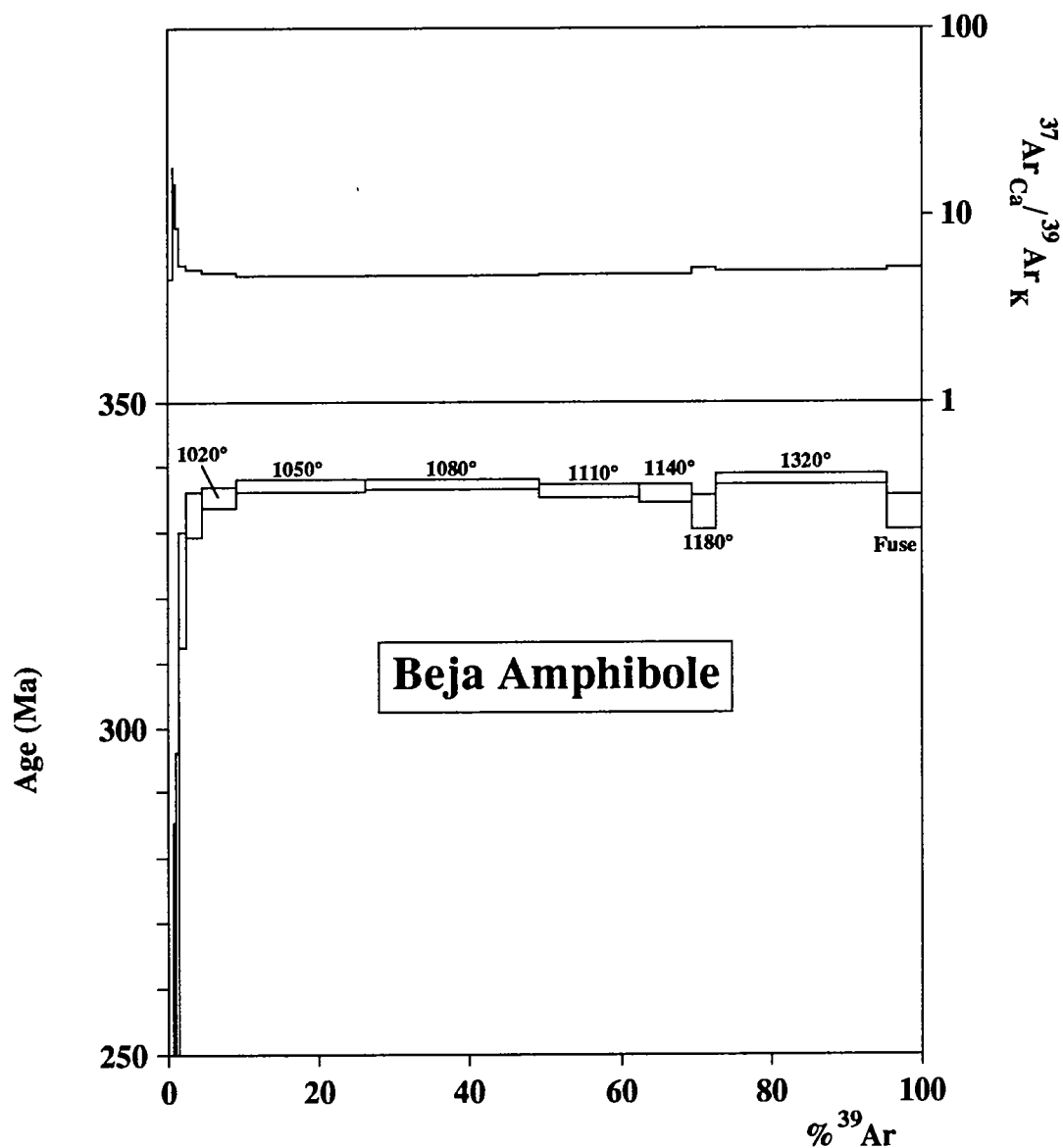


Fig.III-2: Spectres d'âge et $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$ de l'amphibole de Beja

Le spectre $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$ apparaît inversement corrélé au spectre d'âge, avec une décroissance rapide des rapports $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$ mesurés (de 18.3 à 800°C jusqu'à 5.4 à 960°C) suivie par un plateau très plat avec une valeur moyenne de 4.9, qui semble caractéristique de l'amphibole étudiée.

Beja amphibole					
Temp. (°C)	Contamination atmosphérique (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age apparent (Ma)
600	100.00	0.16	10.7140	-	-
700	99.68	0.51	4.5930	0.24	8. ± 21.
800	93.69	0.17	18.3360	7.23	224. ± 61.
850	97.33	0.08	14.6520	4.35	138. ± 97.
900	93.83	0.12	13.3770	7.22	224. ± 55.
930	82.47	0.32	8.4712	8.82	270. ± 27.
960	53.19	0.94	5.4132	10.65	321.2 ± 8.9
990	32.55	2.16	5.1145	11.07	332.6 ± 3.4
1020	19.43	4.75	4.9203	11.16	335.0 ± 1.5
1050	8.86	16.87	4.7194	11.22	336.8 ± 1.0
1080	6.66	23.18	4.7318	11.24	337.3 ± 0.8
1110	9.01	13.16	4.8152	11.19	336.0 ± 1.0
1140	13.63	7.05	4.8575	11.18	335.8 ± 1.3
1180	24.10	3.32	5.1409	11.08	332.9 ± 2.4
1320	8.56	22.59	5.0068	11.26	338.0 ± 0.8
Fusion	33.49	4.63	5.2126	11.08	333.0 ± 2.6

Tableau III-1: Résultats de l'expérience $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par paliers de température effectuée sur l'amphibole du gabbro de Beja.

b) Calcul des températures de fermeture isotopique pour l'amphibole du gabbro de Beja.

La température de fermeture ou de blocage isotopique a été calculée pour l'amphibole de Beja en utilisant la formule itérative proposée par Dodson en 1973:

$$T_c = \frac{E}{R \ln \left(A \tau \frac{D_0}{a^2} \right)}$$

La procédure décrite en annexe IV, utilisant un diagramme d'Arrhénius, a été appliquée pour déterminer l'énergie E, égale à 206 ± 20 kcal/mol, ainsi que le logarithme du facteur pré-exponentiel ($\ln D_0/a^2$), égal à 65.7.

Ce calcul a été effectué sur les étapes comprises entre 900°C et 1080°C (48.8% du total du dégazage du $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$), qui définissent un alignement de points dans le diagramme d'Arrhénius (Fig.III-3).

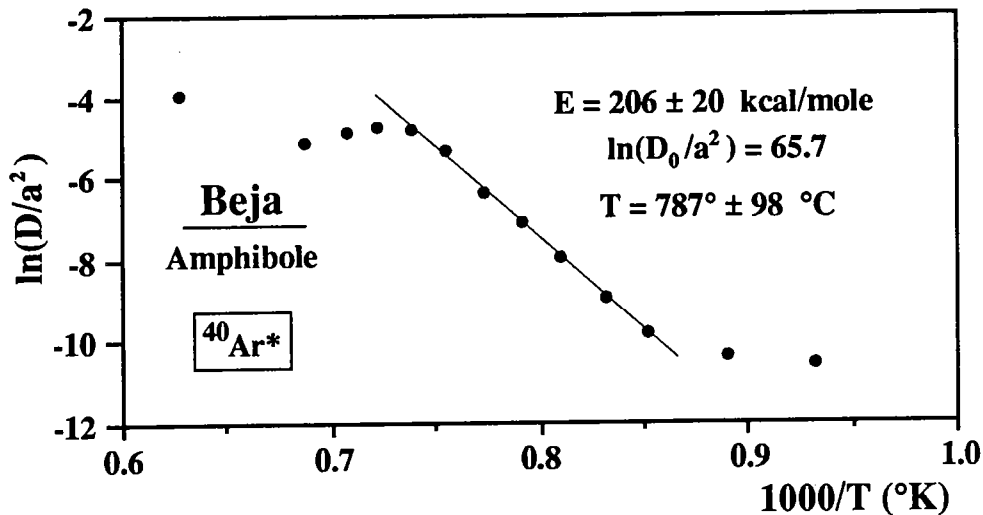


Fig.III-3: Diagramme d'Arrhénius de l'amphibole du gabbro de Beja

Ces paramètres déterminés, la seule variable pouvant faire varier la température de fermeture du système isotopique est la vitesse de refroidissement (dT/dt) qui intervient par le biais du terme τ appelé abusivement constante de temps de refroidissement:

$$\tau = \frac{-RT_c^2}{\left(E \frac{dT}{dt}\right)}$$

La température de blocage isotopique a donc été calculée pour différents taux de refroidissement. Les résultats obtenus sont reportés dans le tableau III-2.

Vitesse de refroidissement (°C/Ma)	température de fermeture isotopique (°C)
100	787 ± 98
50	780 ± 96
25	772 ± 95
10	763 ± 93

Tableau III-2: calcul de températures de fermeture isotopique pour différentes vitesses de refroidissement.

Il apparait, comme l'avait déjà souligné Dodson (1973), que la température de blocage est peu sensible aux variations qui peuvent être imposées par la vitesse de refroidissement. Il faut également noter que ces variations sont très largement englobées dans les marges d'erreur, importantes dans le cas de cette étude. Il faut bien souligner, indépendamment de la méconnaissance de la vitesse de refroidissement du système étudié, que cette température doit être considérée comme une estimation. En effet, le principe du calcul repose sur 2 hypothèses difficilement contrôlables : (1) Le minéral reste stable sur l'intervalle de température considéré et (2) l'argon est libéré par diffusion volumique.

L'impact de la première hypothèse serait minimisé par le fait que l'amphibole a la capacité de réajuster sa structure à l'environnement sous ultra-vide, imposé par la technique expérimentale, sans pour autant altérer sa distribution interne des isotopes de l'argon (Harrison, 1983).

L'importance de la seconde hypothèse est observable dans le diagramme d'Arrhénius. En effet, chaque changement de pente dans le diagramme correspond à un changement de régime de diffusion. Il reste néanmoins probable que le régime sélectionné dans ce diagramme soit volumique. La température de fermeture isotopique obtenue, aux alentours de 800°C, est en bon accord avec les résultats présentés par Berger et York (1981) et Freer (1981) et correspond à ce que l'on peut attendre d'une amphibole de haute température.

4) Résultats paléomagnétiques

a) Température de blocage magnétique

Une expérience thermomagnétique, à l'aide d'une balance de Curie verticale, a été effectuée sur l'échantillon utilisé pour la séparation de la population d'amphibole.

La courbe thermomagnétique obtenue (Fig.III-4) est caractéristique de la magnétite et définit très clairement un point de Curie aux alentours de 570°C. On peut également noter la présence d'un autre porteur magnétique, probablement de la maghémite, avec un point de Curie compris entre 300°C et 350°C.

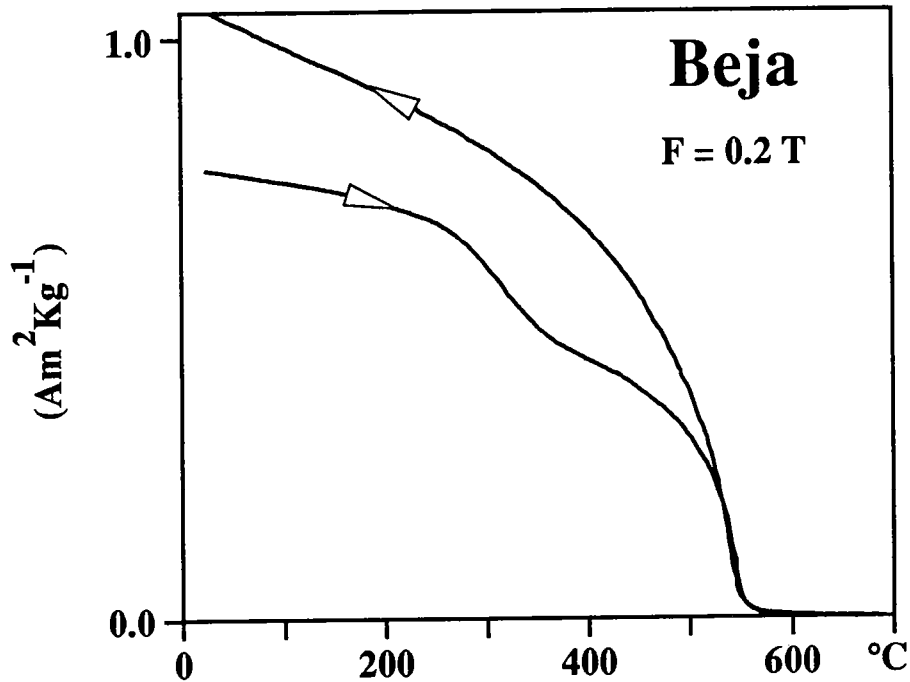


Fig.III-4: Courbe thermomagnétique obtenue sur le gabbro de Beja.

b) Age de la température de blocage magnétique.

En 1978, York a formalisé l'analogie évidente entre les concepts de fermeture isotopique et de blocage magnétique en montrant que la même formulation pouvait décrire à la fois des systèmes isotopiques et des systèmes magnétiques de roches impliquées dans un orogène en refroidissement.

Ceci implique, que d'un point de vue formel, il est possible de comparer directement les températures de fermeture isotopique et les températures de blocage magnétique. C'est cette approche qui est utilisée ici pour déterminer l'âge d'acquisition de l'aimantation portée par la magnétite.

Dans le cas de la présente étude, à la différence des études présentées par Baksi (1982), Berger et York (1981a et 1981b), Lopez-Martinez et York (1982) ou Onstott et coll. (1989), on ne pourra proposer qu'un intervalle d'âge probable pour l'acquisition de la composante d'aimantation portée par la magnétite. En effet, on ne dispose que d'une datation sur une phase minérale unique (l'amphibole) et de plus on ne connaît pas la vitesse de refroidissement du massif gabbro-dioritique de Beja.

On a calculé précédemment les températures de fermeture isotopique de l'amphibole du gabbro de Beja pour différents taux de refroidissement du massif.

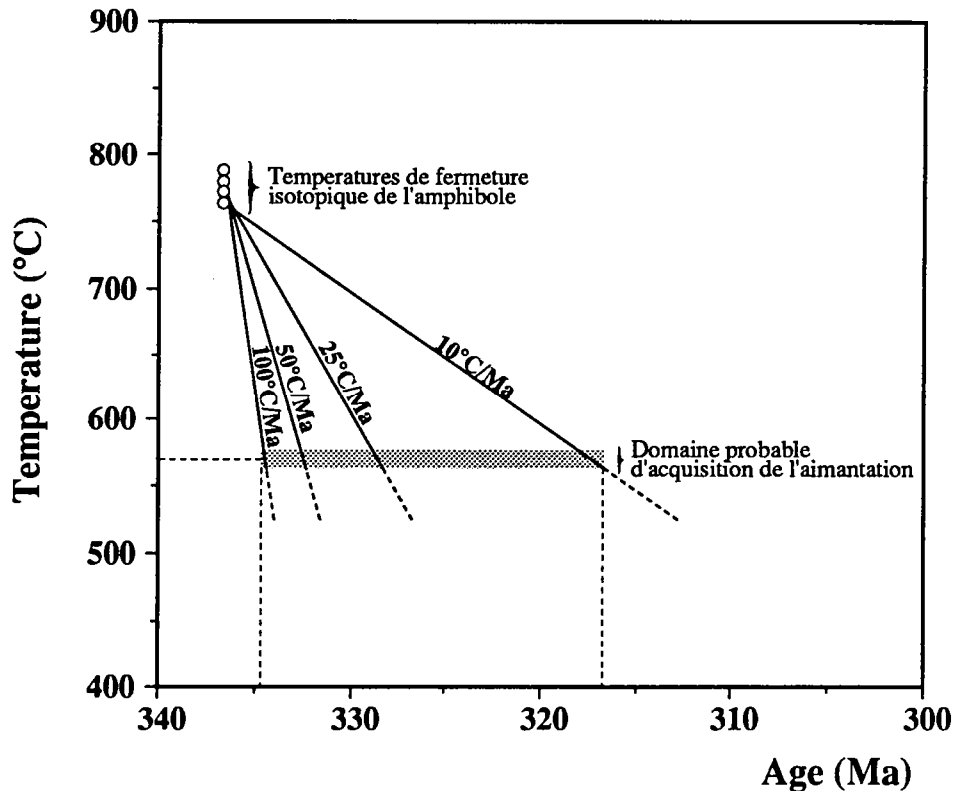


Fig. III-5: Températures de fermetures isotopiques et température de blocage magnétique reportées en fonction de l'âge.

Dans le diagramme de la figure III-5 sont reportées ces températures avec leurs évolutions respectives au cours du temps, dans le cas simple où le refroidissement est une

fonction linéaire du temps écoulé. Du fait de la taille du Massif de Beja, il ne paraît pas raisonnable d'imposer des taux de refroidissement supérieurs à 100°C/Ma. D'autre part, puisque le spectre d'âge ne présente pas une forme caractéristique d'un refroidissement lent (slow cooling; Harrison, 1983), il paraît peu probable que la vitesse de refroidissement du gabbro de Beja soit inférieure à 10°C/Ma.

La température de blocage magnétique du porteur magnétique (magnétite) de l'aimantation primaire du gabbro de Beja étant connue (~570°C), il est dès lors facile, en interceptant les courbes de refroidissement, de déterminer le domaine d'âge probable durant lequel s'est effectué le blocage magnétique et donc l'acquisition de l'aimantation. En l'occurrence, cette acquisition s'est probablement produite entre 335 Ma et 315 Ma.

5) Implications géodynamiques

Dans le cadre d'une étude paléomagnétique sur des roches éruptives du Sud-Portugal, Perroud et coll. (1985) ont isolé deux composantes d'aimantation, l'une primaire, l'autre secondaire.

La composante secondaire définit un pôle paléomagnétique situé à 37°S, 343°E (après correction de l'ouverture du Golfe de Gascogne), en excellent accord avec le pôle paléomagnétique Carbonifère Moyen de l'Europe stable (Westphal, 1976). Son inclinaison de 24° implique une paléolatitute de 13°S pour le gabbro de Beja au Carbonifère Moyen.

La composante primaire, isolée sur le gabbro de Beja et portée par la magnétite, présente dans certains sites de prélèvement les deux polarités (Fig.III-1). Si l'on impose une polarité uniforme à toutes les directions, les inclinaisons sont relativement constantes, avec une moyenne de 55° ± 10°, alors que les déclinaisons varient

systématiquement le long de la forme arquée du Massif de Beja, suggérant une acquisition d'aimantation prétectonique.

Ayant estimé l'âge d'acquisition de l'aimantation primaire portée par la magnétite, nous pouvons proposer que dans l'intervalle de temps 335-315 Ma, le massif de Beja, et plus généralement le Sud de la Péninsule Ibérique au Sud de la zone de suture Badajoz-Cordoue, se trouvaient à une paléolatititude de 36°S.

Nous avons comparé (Fig.III-6) ces paléolatitudes avec les courbes de variations des paléolatitudes au cours du paléozoïque pour (1) les terrains de la péninsule ibérique au Nord de la zone de suture Badajoz-Cordoue (Perroud et coll., 1990) et (2) Gondwana (Bachtadse et Briden, 1990 ; courbe recalculée pour un site situé sur la marge Nord du Gondwana (Tindouf ; 27.83°N, 8.07°W)).

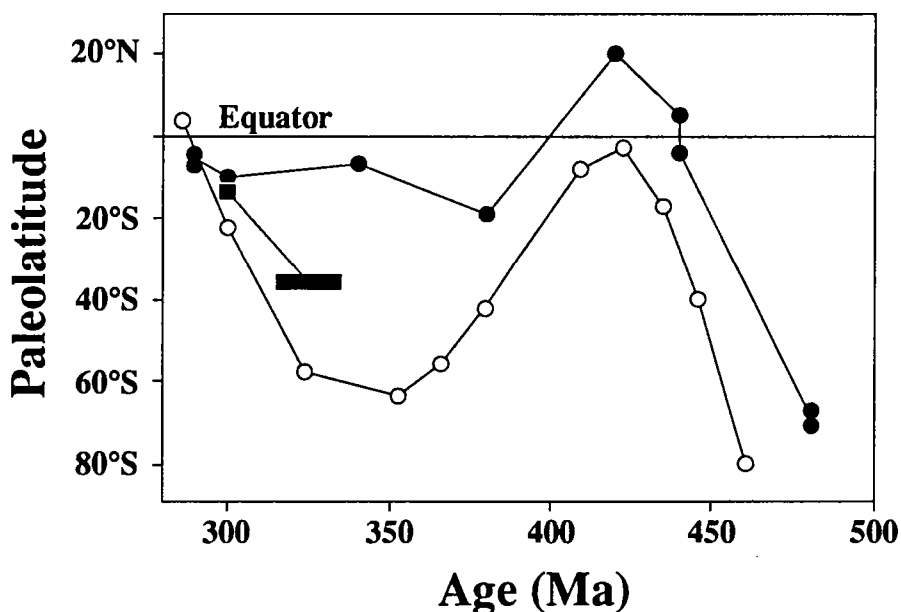


Fig.III-6: Paléolatitudes du Gondwana (ronds blancs), de la Péninsule Ibérique (ronds noirs) et du gabbro de Beja (carré et rectangle noirs) reportées en fonction de l'âge. Le rectangle noir correspond au domaine probable d'acquisition de l'aimantation primaire du gabbro de Beja. Se référer au texte pour les explications.

Il apparait de façon très claire, comme déjà proposé par Perroud et coll. (1985) que le Sud de la Péninsule Ibérique est un domaine indépendant au Carbonifère inférieur, évoluant durant le Carbonifère, dans le même sens que les masses ibériques et gondwaniennes. Les vitesses de déplacement imposées par cette migration vers le Nord sont de l'ordre de 8cm/an.

6) Conclusions

Cette étude montre très clairement le problème de l'attribution d'un âge d'acquisition d'une composante d'aimantation. Il apparait en effet difficile d'attribuer, de façon précise, un âge à une composante d'aimantation, et donc éventuellement à un paléopole, si l'on ne dispose que d'une datation sur un système isotopique donné. Il apparait nécessaire, pour déterminer précisément l'âge d'acquisition d'une composante d'aimantation primaire, de disposer (1) de la vitesse de refroidissement du massif étudié ou (2) de datations sur au moins deux systèmes isotopiques différents dont les températures de fermeture encadrent la température de blocage magnétique.

B) LE GABBRO DE KERALAIN

L'étude conjointe paléomagnétisme- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du gabbro de Keralain est présentée dans l'article " **$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of a Late Proterozoic palaeomagnetic pole for the Armorican Massif**" (publié avec l'aimable autorisation de la revue **Geophysical Journal International**).

Cette étude a permis de définir un paleopole fiable d'âge Précambrien terminal pour le Massif Armoricain. Sur un plan purement méthodologique, elle a montré l'intérêt de l'utilisation d'une sonde laser, permettant de dater des monocristaux, pour résoudre des problèmes analytiques liés à la présence d'une composante d'argon en excès.

Reproduit avec l'aimable autorisation de Blackwell Scientific Publications Ltd.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of a Late Proterozoic palaeomagnetic pole for the Armorican Massif (France)

G. Ruffet,¹ H. Perroud¹ and G. Féraud²

¹CAESS, Laboratoire de Géophysique Interne, UPR 4661 CNRS, Université de Rennes I, 35042 Rennes Cedex, France

²Laboratoire et URA géodynamique, Université de Nice-Sophia Antipolis, 06034 Nice Cedex, France

Accepted 1990 February 19. Received 1990 February 19; in original form 1989 November 27

SUMMARY

As part of a combined geochronologic and palaeomagnetic study of the Trégor area (Armorican Massif), we have attempted to obtain a reliable age for a Late Proterozoic palaeopole from experiments carried out on the Keralain and Petit Taurel diorites.

A heterogeneous population of amphiboles analysed by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating method gave a flat saddle-shaped age spectrum (characteristic of excess argon) with a minimum age of 604.9 ± 1.2 Ma, which represents a maximum estimate of the age of the mineral. The isochron calculation gives an initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio sensibly higher than the atmospheric ratio. This indicates that the isochron age, 583 ± 2 Ma, is a better estimate of the age of the Keralain diorite. Laser single step fusion and step-heating experiments performed on single grains representative of the different components of this heterogeneous population of amphiboles show that the excess argon affects it in its entirety. The minimum age of 590.8 ± 2.3 Ma of the flat saddle-shaped age spectrum displayed by the core of a crystal of hornblende is concordant (at the 2σ level) with the isochron age. The isotopic closure temperature calculated from the step-heating results is 556 ± 43 °C.

The palaeomagnetic study has shown, using a thermal demagnetization procedure, that the samples have a multicomponent magnetization. Two characteristic components (A and B) have been recognized respectively at Keralain and the Petit Taurel. A careful rock magnetic study has established that the magnetic carrier of the primary component A, isolated at Keralain, is magnetite with a magnetic blocking temperature of 575 °C. The similarity of this temperature with the calculated isotopic closure temperature allows us to assign an age of c. 583 Ma to the corresponding well-defined palaeopole 'DKA', located at 33°N, 256°E. The demagnetization experiments have also clearly shown that component B, well isolated at the Petit Taurel, is a remagnetization probably related to magmatic events at around 550 Ma. Furthermore, its magnetic behaviour, as observed at Keralain, indicates a possible thermochemical origin.

The well-dated DKA palaeopole allows us to refine the late Proterozoic polar wander path for Armorica and seems to confirm that the Armorican Massif and southern United Kingdom were linked together at that period.

Key words: excess argon, isotopic and magnetic closure temperatures, laserprobe dating, palaeomagnetism, Proterozoic.

INTRODUCTION

During the last twenty years, numerous geochronologic studies have allowed us to clarify the succession of magmatic events that characterize the Cadomian orogeny in the Armorican Massif (western France). It appears (Graviou *et*

al. 1988) that a first period of calc-alkaline magmatic activity (between 660 and 580 Ma) was restricted to the Domnonian domain (Cogné 1974). Several palaeomagnetic studies of rocks related to this event have been published but none of them corresponds to units precisely dated.

The present work is a combined geochronologic

($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating technique) and palaeomagnetic study of the Keralain diorite, with the aim of obtaining a reliable age for a Late Proterozoic pole for the Armorican Massif, through a comparative study of magnetic and isotopic blocking temperature (Berger & York 1979; Berger & York 1981a; Baksi 1982).

While a palaeomagnetic study has already been performed on the Keralain diorite by Hagstrum *et al.* (1979), we have entirely resumed that study and extended it to the similar diorite of the Petit Taurel, in order to constrain the structural control, which is generally difficult for a plutonic massif.

In addition to the classical $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating technique, laser-probe analysis using a continuous argon-ion laser, a new microdating methodology pioneered by York *et al.* (1981) and Layer, Hall & York (1987), was used to locate excess argon in the heterogeneous population of amphiboles used to date the Keralain diorite.

GEOLOGY AND SAMPLING

This work concerns two dioritic stocks, each with a maximum diameter of 100 m, located in the Trégor, northernmost part of Brittany (Fig. 1), which belongs to the Domnonian domain of the Armorican Massif (Cogné 1974). One is near Keralain (1), the other forms the islet of Petit Taurel at the headland of Plouézec (2). At Keralain, the stock seems intrusive into the lower Brioverian volcano-sedimentary series without any visible contact. At the Petit Taurel, dykes emanating from the stock and intersecting the Brioverian sediments, can be observed, together with a

contact metamorphism in the sediments at the diorite contact.

In the early Palaeozoic times (the Eocambrian), an acid and alkaline magmatic episode occurred, represented by various forms. These are the granites of Porz-Scarff and Paon as well as the microgranitic dykes of Loguivy in the North Trégor basement, and the ignimbritic effusion of Lézardrieux, which overlies the Brioverian sediments in the South Trégor domain. These ignimbrites, limited today to a few outcrops, probably originally had a much greater extent (Lefort 1970). The North and South Trégor structural framework was produced during the Hercynian tectonogenesis, with the development of two major faults trending E-W.

The stocks of Keralain and Petit Taurel have approximately the same mineralogical composition. The main constituents are a calcic hornblende (60 per cent) and a calcic plagioclase (20 per cent). These bodies are considered as being the result of a fractional crystallization of dioritic magmas at the origin of the more important dioritic intrusions, located southwards (diorite de Saint Brioux) (Auvray 1979). Together with the calc-alkaline suite of the North Trégor Batholith, these intrusions characterize the geotectonic context of the Brioverian (Graviou *et al.* 1988; Guerrot & Peucat 1990).

Because of the small size of the two dioritic stocks, only one sampling site was possible in each body: 31 palaeomagnetic samples were taken at Keralain (Site 1) and nine at the islet of the Petit Taurel (Site 2) (Fig. 1). The samples were drilled in the field and oriented by magnetic and sun

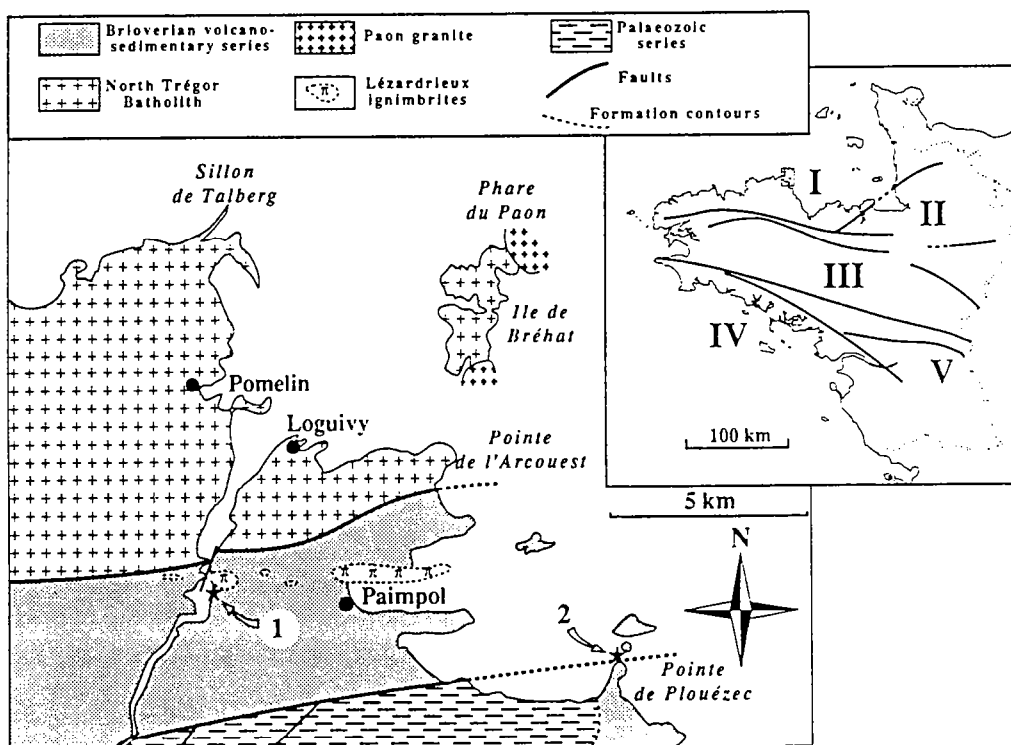


Figure 1. Sampling localities and schematic geological features of the Trégor area (Auvray 1979), in the Domnonian domain (I) (Cogné 1974), Brittany (France). Inset: (I) Domnonian domain, (II) Mancellian domain, (III) Centro-Armorican domain, (IV) South Armorican domain, (V) Ligerian domain.

compasses, (the latter, weather permitting). The palaeomagnetic samples for each site were spaced out all along the stocks. One hand specimen of the Keralain diorite (1) was sampled for geochronology approximately at the centre of the stock.

GEOCHRONOLOGY

Sample description

The amphiboles from the Keralain diorite are the only suitable minerals for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. These are dominated by hornblende that often presents an optic zonation with green colours at the rim and brown at the core. An electron microprobe traverse across a zoned hornblende has shown that from the core to the rim of this mineral, the Ca/K ratio increases from 5 to 11 with a composition ranging from that of a ferroan pargasite to an edenitic hornblende (Leake's classification; Leake 1968). Further electron microprobe analysis revealed the existence of green actinolite or actinolitic hornblende characterized by higher Ca/K ratios.

Experimental procedure

For stepwise heating experiments, the 160–210 μm fraction of amphiboles was separated by standard methods (magnetic separator and heavy liquids). The final mineral separate, named 87CAS, was obtained by hand-picking and contained mostly brown amphiboles but also some green amphiboles. For laser experiments, brown and green pieces of amphiboles were selected from the 0.5–2 mm fraction range. The samples were irradiated in the Mélusine reactor (C.E.N. Grenoble) (Féraud *et al.* 1986), with the standard LP-6 biotite (128.5 Ma; Roddick 1983) and in the Osiris reactor (C.E.N. Saclay) with the standard MMhbl (520.4 Ma; Samson & Alexander 1987). In the Osiris reactor, the samples were irradiated with a total flux of 9×10^{18} neutrons cm^{-2} (with about 10 per cent of fast neutrons) and were rotated during irradiation. The standard $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating analysis (described by Féraud *et al.* 1982) of the sample 87CAS was performed with a radio-frequency fusion system. The temperature error is estimated at $\pm 20^\circ\text{C}$ below 900°C and $\pm 15^\circ\text{C}$ above 900°C . The duration of each heating step was 45 ± 3 min. For the laser step-heating experiments, the laser beam size must be at least 2.5 times greater (up to 6 mm) than the sample size to obtain an homogeneous temperature on the whole grain. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser microprobe analysis procedure is described by Scaillet *et al.* (1990) and Ruffet & Féraud (1990). The mass spectrometer system includes a 120° M.A.S.S.E. tube, a Baur-signer source and either (1) a Faraday cup collector [for the classical step heating experiment (87CAS) and the laser single-step fusions (87CAL)] or (2) an E.T.P. 1000 electron multiplier (for the laser step-heating experiments 89CAN and 89CAV). The results are summarized in Table 1. Errors are quoted at the 1σ level and do not include the errors on the $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ ratio and age of the monitor.

RESULTS

Classical radio-frequency step-heating experiment (87CAS)

The age spectrum shows discrepant ages between 600°C and 900°C and a regular saddle shape from 950°C up to 1600°C with a minimum age of 604.9 ± 1.2 Ma (see Fig. 2). The $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$ ratio, proportional to the Ca/K ratio ($^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K = 0.56 \times \text{Ca/K}$) (Féraud *et al.* 1982) also shows very variable values between 600° and 900°C . Above 950°C , there is a regular decrease from high values of the $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$ ratio (Ca/K = 26.1) until reaching a plateau (Ca/K \approx 6.8). The low-temperature (600 – 900°C) ages probably correspond to K-rich secondary products whereas the saddle-shaped part of the age spectrum is given by the amphiboles themselves. The saddle-shaped age spectra are well known to be characteristic of excess ^{40}Ar (Harrison & McDougall 1981) and the minimum age is generally interpreted as a maximum estimate of the true age (Lanphere & Dalrymple 1976).

The correlation diagram ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) (Turner 1971; Roddick, Cliff & Rex 1980; Hanes, York & Hall 1985), which is an alternate form of the classical isochron analysis (Merrihue & Turner 1966) has been calculated on the eight steps from experiment 87CAS between 1000°C and 1280°C (Fig. 3). The low-temperature steps, corresponding to secondary phases, were rejected, as well as the high-temperature steps, because there was an important contribution from the blank of the extraction system. Using the York's fitting method (York 1969), we derived an initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio of $862(+43/-39)$. The corresponding calculated age is 583 ± 2 Ma. Both the age, sensibly lower than the minimum age of the saddle-shaped age spectrum, and the high initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio, confirm the excess argon already suggested by the shape of the age spectrum.

The statistical parameter MSWD (mean square of weighted deviates) (lower than 1) indicates the goodness of fit of the line and suggests, as proposed by Roddick (1978), no geological disturbance after the creation of the stock.

These results are confirmed by those obtained from the classical isochron calculation (Fig. 3).

Laser-probe analysis

Three laser experiments were performed on amphiboles from the diorite of Keralain.

Laser single-step fusions of fragments of amphiboles

Total laser fusions were performed on pieces of green (87CAL2: F–J) and brown (87CAL1: A–E) amphibole. All the experiments are fusions of one grain except for experiments 87CAL2H and 87CAL2I for which they were respectively two and four grains.

The results (Fig. 4) show that (1) the pieces of brown amphibole, characterized by low and homogeneous Ca/K ratios (≈ 5.7), give ages from 590 ± 12 Ma to 630 ± 19 Ma (weighted mean* of 609 ± 5 Ma) and (2) the pieces of green amphibole, in spite of some larger error bars due to a very

* Arithmetical mean of the laser single step fusion ages weighted by the inverse of their respective variances.

Table 1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analytical data for (1) incremental heating experiment on sample 87CAS, (2) laser single-step fusion experiments on brown amphiboles [87CAL1 (A-E)] and green amphiboles [87CAL2 (F-K)]. (3) laser step-heating experiment on a brown fragment of amphibole and (4) laser step-heating experiment on a green fragment of amphibole. ^{37}Ar is corrected for decay, and uncertainties are quoted at the level of one standard error. The ratios used to correct interfering isotopes are listed in Féraud *et al.* (1982). Isotopic constants used are those suggested by Steiger & Jäger (1977).

Temperature (°C)	^{36}Ar %	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Atmospheric contamination %	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Apparent age (Ma)
87CAS Amphiboles (population)					
600	1.03	2.94	49.96	38.76 ± 0.25	969.3 ± 4.9
750	1.77	1.11	45.53	31.44 ± 0.17	821.8 ± 3.6
900	3.56	2.22	44.84	20.89 ± 0.08	585.5 ± 2.1
950	1.19	14.62	22.27	26.74 ± 0.16	720.3 ± 3.6
1000	3.03	9.55	9.47	25.91 ± 0.10	701.7 ± 2.5
1040	6.97	5.59	4.19	22.55 ± 0.06	624.6 ± 1.6
1080	16.18	4.13	2.35	21.79 ± 0.05	606.9 ± 1.3
1120	27.06	3.72	2.27	21.71 ± 0.04	604.9 ± 1.2
1160	10.87	3.84	2.60	21.95 ± 0.05	610.7 ± 1.4
1200	17.40	3.72	2.77	22.00 ± 0.05	611.8 ± 1.4
1240	3.03	3.78	4.26	22.10 ± 0.08	614.2 ± 1.9
1280	6.91	3.79	3.28	22.07 ± 0.04	613.5 ± 1.2
1380	0.83	3.76	58.87	22.71 ± 0.25	628.5 ± 5.9
1600	0.17	3.83	77.74	26.03 ± 1.17	705. ± 26.
Total age = 620.9 ± 0.5					
89CAN Brown amphibole (single grain)					
1	0.51	2.71	21.16	25.30 ± 1.63	709. ± 36.
2	0.57	1.12	14.52	19.17 ± 1.54	543. ± 38.
3	0.97	2.14	8.10	19.82 ± 0.43	558. ± 10.
4	1.18	0.95	9.59	17.19 ± 0.45	493. ± 11.
5	1.55	0.57	4.28	16.93 ± 0.26	486.7 ± 6.6
6	2.16	0.37	3.32	17.57 ± 0.20	502.8 ± 5.0
7	3.75	0.47	2.29	18.61 ± 0.16	528.7 ± 4.0
8	5.52	0.60	0.97	19.79 ± 0.12	557.3 ± 2.9
9	4.57	0.85	1.38	20.04 ± 0.11	563.6 ± 2.8
10	2.56	1.92	1.88	20.23 ± 0.22	568.0 ± 5.3
11	1.52	1.90	0.50	20.46 ± 0.33	573.6 ± 7.9
12	2.91	2.55	0.36	21.01 ± 0.16	586.8 ± 3.7
13	5.83	2.97	1.15	21.34 ± 0.13	594.7 ± 3.1
14	15.13	3.19	1.07	21.92 ± 0.06	608.2 ± 1.4
15	17.34	3.16	0.60	21.68 ± 0.07	602.6 ± 1.8
16	11.89	3.12	0.51	21.44 ± 0.07	596.9 ± 1.8
17	4.68	3.09	0.99	21.18 ± 0.10	590.8 ± 2.3
18	0.53	3.01	4.23	20.41 ± 0.91	572. ± 22.
19	0.35	3.18	7.36	19.55 ± 1.67	552. ± 41.
20	16.42	3.22	0.94	21.51 ± 0.07	598.5 ± 1.7
Total age = 586.4 ± 0.8					
89CAV Green amphibole (single grain)					
1	16.66	0.69	15.32	13.98 ± 0.04	410.8 ± 1.2
2	8.42	1.88	8.04	14.91 ± 0.05	435.0 ± 1.2
3	4.65	6.54	18.39	16.13 ± 0.11	466.6 ± 2.7
4	4.88	17.21	27.03	18.59 ± 0.11	528.2 ± 2.8
5	5.62	19.81	19.92	19.68 ± 0.16	554.8 ± 3.8
6	6.38	15.29	12.35	19.10 ± 0.09	540.6 ± 2.2
7	6.95	10.51	7.04	18.95 ± 0.08	537.0 ± 1.9
8	3.69	11.05	7.59	18.20 ± 0.13	518.5 ± 3.1
9	42.57	9.49	6.52	21.06 ± 0.05	588.0 ± 1.4
Total age = 526.0 ± 0.7					

low amount of argon released, give very variable but higher ages (up to 1.2 Ga) that seem directly correlated with the Ca/K measured ratios that range from 20 up to 90.

Laser step heating of a fragment of brown amphibole (89CAN; see Fig. 2.)

The integrated age[†] is 586.4 ± 0.8 Ma. After a very rapid decrease of the ages from 710 to 490 Ma in the first five steps

† Arithmetical mean of the apparent ages of each step weighted by the corresponding relative fraction of $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released.

(4.8 per cent of the total $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released), the age spectrum shows a regular increase of the ages (steps 6–14) up to 608.2 ± 1.4 Ma followed by a regular and flat saddle-shape with a minimum age of 590.8 ± 2.3 Ma. The corresponding $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ spectrum is directly correlated to the age spectrum with a constant value (Ca/K ≈ 5.6) for the last 66 per cent of $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released. This flat part of the $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ spectrum, corresponding to the saddle shape of the age spectrum, seems to characterize the brown amphibole.

Table 1. (continued)

Temperature (°C)	^{39}Ar %	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Atmospheric contamination %	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Apparent age (Ma)
87CAL1-A Brown amphiboles (total fusions)					
Fuse	100	3.19	4.72	22.12 ± 0.56	$614. \pm 13.$
87CAL1-B "					
Fuse	100	3.00	0.66	22.83 ± 0.83	$630. \pm 19.$
87CAL1-C "					
Fuse	100	2.76	1.42	21.62 ± 0.32	601.7 ± 7.7
87CAL1-D "					
Fuse	100	3.31	5.37	22.77 ± 0.48	$629. \pm 11.$
87CAL1-E "					
Fuse	100	3.49	4.86	21.10 ± 0.50	$590. \pm 12.$
87CAL2-F Green amphiboles (total fusions)					
Fuse	100	49.62	4.64	53.00 ± 5.89	$1224. \pm 99.$
87CAL2-H "					
Fuse	100	27.45	14.33	25.22 ± 2.88	$685. \pm 65.$
87CAL2-I "					
Fuse	100	30.44	9.70	29.36 ± 1.20	$776. \pm 26.$
87CAL2-J "					
Fuse	100	11.28	4.99	22.60 ± 3.04	$625. \pm 71.$
87CAL2-K "					
Fuse	100	26.33	3.79	25.32 ± 5.52	$687. \pm 124.$

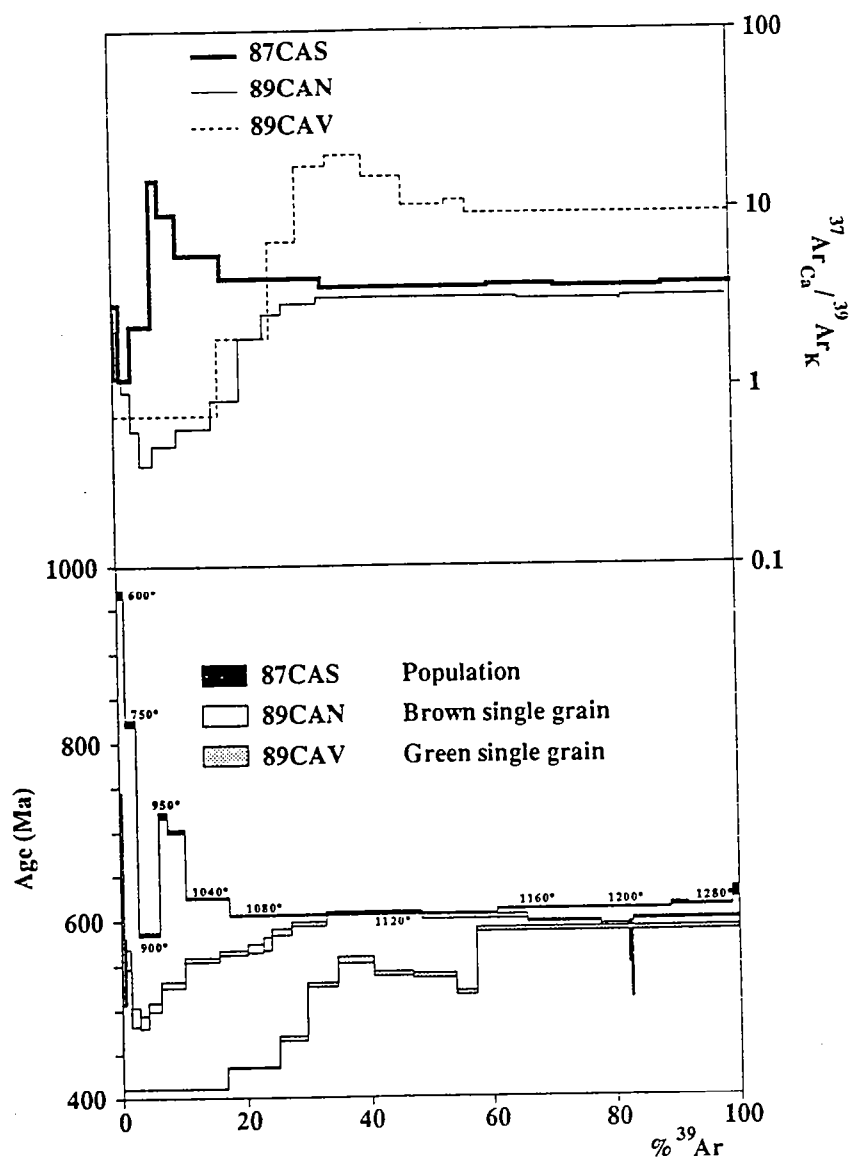


Figure 2. Age and $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ spectra for samples 87CAS, 87CAN and 87CAV. Brackets for apparent ages represent 1σ errors. Temperatures for experiment 87CAS are given in °C.

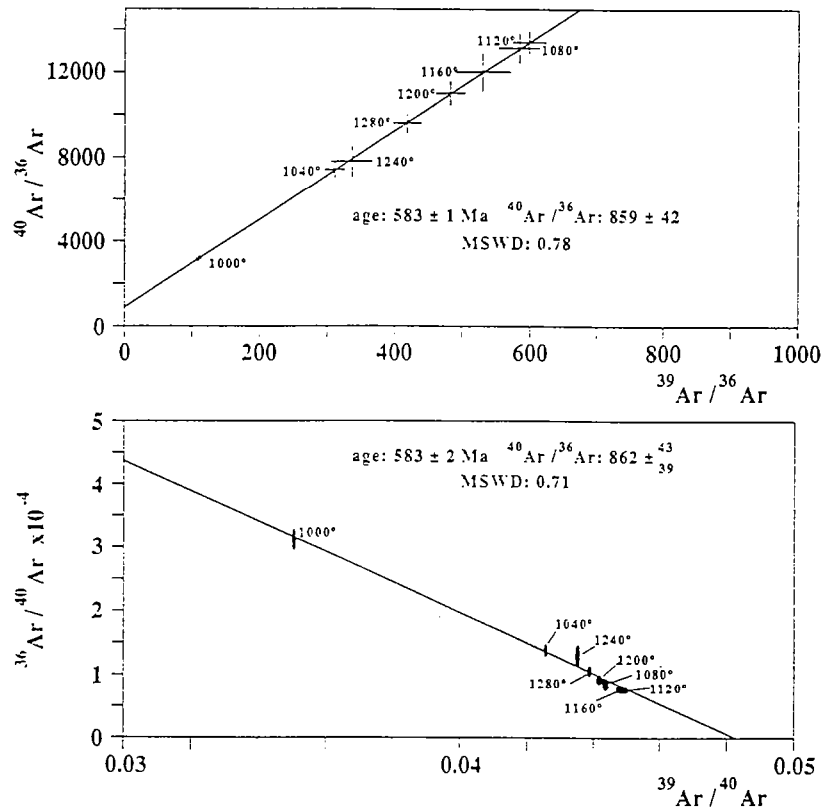


Figure 3. $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ isochron and $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ correlation diagrams for sample 87CAS.

Laser step heating of a fragment of green amphibole (89CAV; see Fig. 2)

We obtained a very irregular age spectrum that yields a total integrated age of 526.0 ± 0.7 Ma. The first 40 per cent of $^{39}\text{Ar}_K$ released (five steps) show an increase of the ages from 411 to 555 Ma that corresponds to an increase

of the measured $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ ratios from low values ($\text{Ca}/\text{K} = 1.2$), probably due to secondary K-rich products, to high values ($\text{Ca}/\text{K} = 35.4$) characteristic of Ca-rich amphiboles. In the remaining 60 per cent of $^{39}\text{Ar}_K$ released, the $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ ratios decrease regularly (down to $\text{Ca}/\text{K} = 16.9$) whereas the ages, always lower than 590 Ma, display an irregular behaviour.

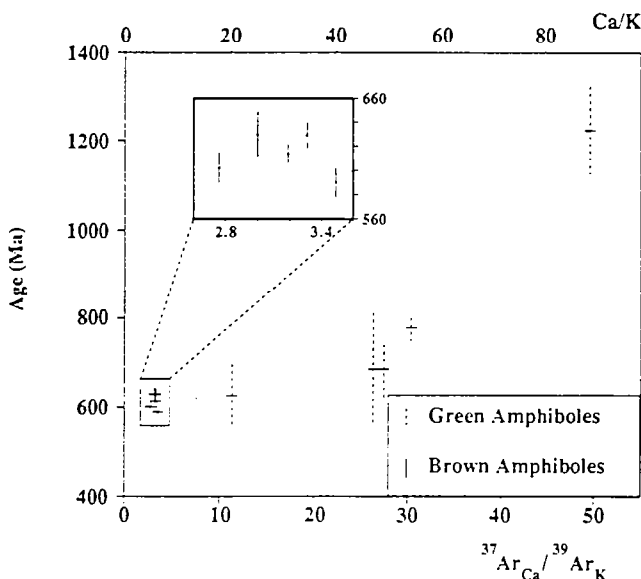


Figure 4. Laser fusion experiments on pieces of amphibole. The ages obtained are plotted versus the measured Ca/K ratio ($\text{Ca}/\text{K} = 1.79 \times ^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$).

Interpretation of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating results

The presence of excess argon in the amphiboles of the Keralain diorite is deduced from (1) the saddle-shaped age spectrum displayed by the step heating experiment performed on the population of amphiboles (87CAS) and (2) the corresponding high initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio deduced from the correlation and isochron calculations.

In spite of the flatness of the saddle-shaped age spectrum which should be characteristic of a low amount of excess argon, there is a significant difference (22 Ma) between the isochron age (which may represent the true age) and the minimum age from the age spectrum 87CAS. This behaviour may be due to similar degassing patterns of both radiogenic and excess ^{40}Ar during the step-heating experiment. This phenomenon has been observed on amphiboles by Onstott, Sisson & Turner (1989).

The laser experiments were performed to locate this excess argon in the heterogeneous population of amphiboles. The excess argon can be distributed:

- (i) in the whole crystals of hornblende or in the green rims only.

- (ii) in some specific minerals only, or
 (iii) in the whole population of amphiboles.

The combined use of laser and electron microprobe analysis allows the following interpretations.

(1) The single-step fusion ages obtained on the pieces of brown amphibole (core of the hornblende) (weighted mean: 609 ± 5 Ma) and the saddle shape of the age spectrum displayed by the single grain of brown amphibole (89CAN) argue in favour of the presence of argon in excess in the core of the hornblendes. Nevertheless, this excess is relatively lower than in the population (87CAS) since the minimum age (590.8 ± 2.3 Ma) displayed by the single-grain age spectrum (89CAN) is (a) lower than that (604.9 ± 1.2 Ma) of the population (87CAS) and (b) concordant at the 2σ level with the calculated correlation age (583 ± 2 Ma) obtained from the population.

(2) The microprobe analysis performed on the green rims of the hornblende (Ca/K ratios of the order of 11) show that the green fragments of amphibole analysed by laser single-step fusion (with higher Ca/K ratios) do not correspond to the rims of the hornblende but may be fragments of actinolite or actinolitic hornblende. The high anomalous total fusion ages are due to a higher concentration of excess argon and/or a lower amount of potassium (and then radiogenic ^{40}Ar) than in the hornblende. Nevertheless, the step-heating experiment performed on a fragment of green amphibole (89CAV) showed (a) no evidence of excess argon, (b) an integrated age of 526.0 ± 0.7 Ma, much younger than that of the other green grains and (3) a total integrated $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratio of 8.7, lower than that of the other fragments of green amphiboles. This different behaviour may be due to a higher degree of alteration to potassic secondary products. On the other hand, the age of the fusion step (588.0 ± 1.4 Ma: 42.6 per cent of the total $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released) is concordant at the 2σ level with the calculated correlation age.

These observations show that the whole population of amphiboles is affected, at various degrees, by the presence of argon in excess. On the other hand, we have a concordance of the ages (at 2σ level) between (a) the correlation (and isochron) age of 583 ± 2 Ma obtained from the population, (b) the minimum age of 590.8 ± 2.3 Ma of the flat saddle-shaped age spectrum displayed by the fragment of brown hornblende, and (c) the fusion step age of 588.0 ± 1.4 Ma obtained on a fragment of green amphibole. Nevertheless, we suggest that the best estimate of the age of the amphiboles of the Keralain diorite is given by the calculated correlation age (583 ± 2 Ma).

Isotopic closure temperature

The isotopic closure or blocking temperature T_c has been calculated using the iterative formula (Dodson 1973):

$$T_c = \frac{E}{R \ln \left(A \tau \frac{D_0}{a^2} \right)}$$

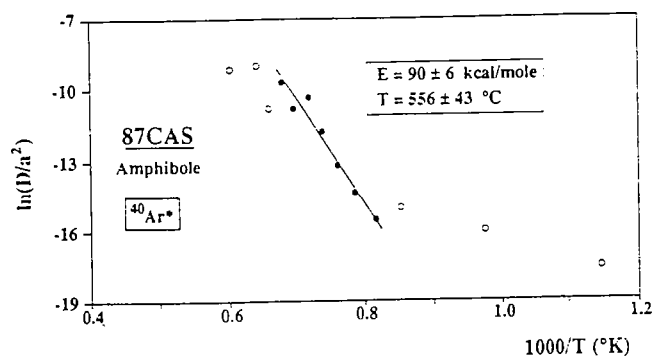


Figure 5. Arrhenius plot of calculated D/a^2 values from the gas released data of sample 87CAS versus absolute and reciprocal absolute temperature. See text for explanations.

where

$$\tau = \frac{-RT_c^2}{E \frac{dT}{dt}}$$

is the cooling time constant, E the activation energy, dT/dt is the cooling rate, R is the gas constant, D_0/a^2 is the pre-exponential frequency factor and 'a' a characteristic dimension of the mineral grain (see Fig. 5).

The parameters D/a^2 were calculated from the relative volumes of ^{40}Ar released between 950°C and 1200°C (81.5 per cent of the $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released) using the formulae compiled by Musset (1969). A volumic diffusion with a cylindrical geometry was assumed for the hornblende (Berger & York 1981b).

The activation energy and the pre-exponential factor have been calculated from an Arrhenius plot by least-squares fitting (York 1969) of the diffusion coefficients to a straight line segment. The calculated activation energy ($E = 90 \pm 6 \text{ kcal mol}^{-1}$) is on the same order as the results presented by Berger & York (1981b), Lopez-Martinez & York (1982) and Freer (1981). The calculations performed with the relative volumes of $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released give similar results and therefore show that the excess argon does not seem to significantly affect the calculation of the diffusion parameters. The calculated isotopic closure temperature ($T_c = 556 \pm 43^\circ\text{C}$) is also in close agreement with values obtained or presented by the above authors. This temperature must be considered as an estimate because in these calculations, it is assumed that (1) the mineral remains stable over the considered temperature interval and (2) the Ar is released by volumic diffusion, assumptions which are difficult to verify. On the other hand, Harrison (1983) mentioned the capacity of amphibole to readjust to the vacuum environment, imposed by the experimental procedure, without significantly altering its internal Ar isotope distribution.

PALAEOMAGNETISM

Laboratory procedures

Natural remanent magnetization measurements were made with a digital Schonstedt DSM-1 spinner magnetometer. Alternating field demagnetization was done with a

Schonstedt GSD-1 and thermal demagnetization was performed in a non-magnetic furnace (Schonstedt TSD-1) with cooling in zero field. The residual field during experiments and measurements was always lower than 10 nT.

Natural remanent magnetization

A short-period (8 days) viscosity test (Thellier & Thellier 1959) has been applied to 64 specimens cut from the 31 cores drilled at Keralain. The intensities of the natural remanent magnetization (NRM) have a mean value of $5 \times 10^{-2} \text{ A m}^{-1}$. The viscosity coefficients have a moderate mean value of 16 per cent. NRM directions are very well grouped and the mean direction obtained from the 64 specimens is $D = 305.6^\circ$, $I = 46.6^\circ$, $k = 44$, $\alpha_{95} = 2.7^\circ$.

At Petit Taurel, the same viscosity test was performed for eight specimens. We obtained viscosity coefficients around 35–40 per cent and a larger scatter in the NRM directions, with a mean: $D = 263.3^\circ$, $I = 76.5^\circ$, $\alpha_{95} = 27.9^\circ$, $k = 4.9$.

Demagnetizations

Keralain

Demagnetization at high alternating field (AF) values was not possible for the Keralain diorite samples because of the appearance of a parasitic component of magnetization (Fig. 6a). Moreover at the maximum peak field value of 100 mT, a large part of the NRM remains. Nevertheless AF demagnetization up to 30 mT was efficient in removing a steep downwards component that corresponds to the present-day field direction. Due to this behaviour thermal demagnetization was applied, to one specimen from each sample from Keralain.

A soft component is generally removed by 270°C for specimens with a low viscosity coefficient (< 20 per cent) (Fig. 6c) and by 330°C for specimens with higher viscosity coefficient (> 20 per cent). This component is generally steep and downwards and probably corresponds to the present-day field. It is easily removed by AF demagnetization (Fig. 6a) and is therefore interpreted as a viscous remanent magnetization (VRM).

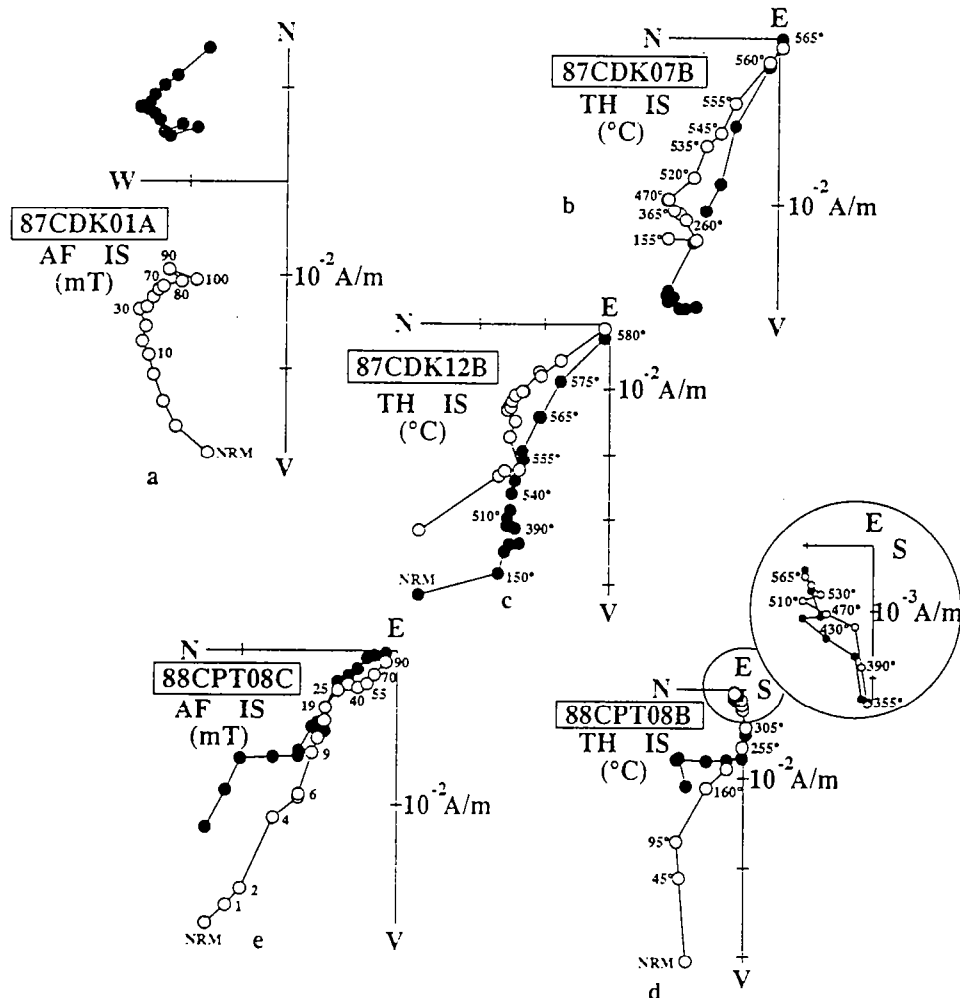


Figure 6. Zijderveld demagnetization diagrams. Closed and open symbols represent respectively the projections of vector endpoints on the horizontal and vertical planes. AF and TH indicate alternating field or thermal treatment. Blow-up is shown for (d).

Between 300° and 580°C, one (Fig. 6b) or two components (Fig. 6c) of magnetization can be isolated. Generally, a stable endpoint is reached above 500°C and then the magnetization component decays towards the origin, indicating that the high-temperature component is well isolated.

Petit Taurel

As for Keralain one specimen from each sample was subjected to thermal demagnetization. Indeed, AF demagnetization reveals a complex behaviour (Fig. 6e) compared to thermal demagnetization (Fig. 6d), probably due to overlapping coercivity spectra.

Two, or more often three, components (Fig. 6d) can be isolated from thermal demagnetization. A soft component, steep and downwards, is generally removed by 50° or 100°C and has probably a laboratory viscous origin. The intermediate component, removed by 300° or 350°C, corresponds to the *in situ* present-day field, whereas the final and characteristic component has unblocking temperature up to 580°C. For one specimen, an increase of the magnetic susceptibility appears after 440°C, together with erratic behaviour. Generally, the demagnetization trajectories do not quite go to the origin in the Zijderveld diagrams (Fig. 6d).

Rock magnetism

Thermomagnetic experiments under vacuum conditions were performed to analyse the carriers of the magnetization.

Keralain

A typical magnetite Curie temperature around 580°C was observed (Fig. 7a). Regardless of a relatively important paramagnetism, there is no clear evidence for other carriers of magnetization apart from magnetite. The hardness of the magnetization with respect to AF demagnetization suggests that magnetite is present in the form of single-domain grains.

Reflected light examination of polished sections has revealed non-titaniferous magnetite grains ($\approx 50\ \mu\text{m}$), together with fresh pyrite and a few goethite grains

produced by alteration. Some grains of chalcopyrite and rutile (in the inclusions of the hornblende) were also observed.

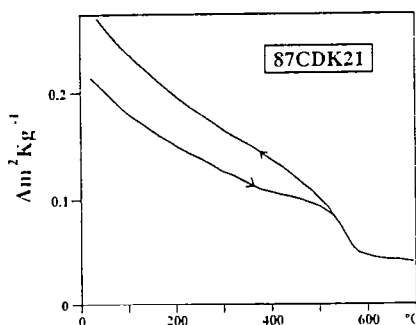
In summary, we consider that the magnetic carrier of the characteristic high-temperature magnetization is fine-grained magnetite.

Petit Taurel

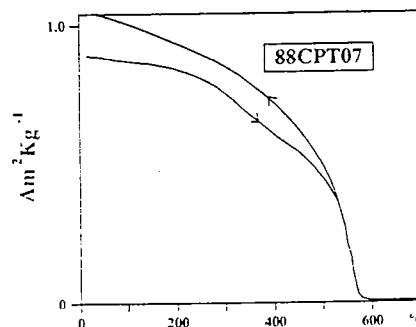
As at Keralain, the thermomagnetic experiment (Fig. 7b) defines a Curie temperature around 580°C indicating that magnetite is one of the magnetic carriers. Nevertheless the shape of the thermomagnetic curve between 100° and 400°C suggests the presence of a second magnetic carrier (maghaemite?). This might explain the peculiar behaviour of specimens during AF demagnetization (Fig. 6e).

Polished section examinations show that large mineralogical transformation phenomena have affected the whole rock. Pyrite, chalcopyrite and a few goethite grains were observed, but the only magnetic carrier is magnetite sometimes slightly martitized.

Isothermal remanent magnetization (IRM) acquisitions, performed on samples from Keralain (87CDK21A) and the Petit Taurel (88CPT01A), reveal saturation fields (Fig. 8) typical of magnetite (200–300 mT) and thus confirm the thermomagnetic experiments.



(a)



(b)

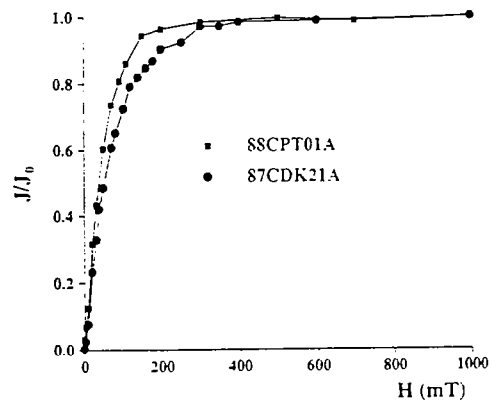


Figure 8. Normalized intensity of Isothermal Remanent Magnetization versus applied field.

Figure 7. Results of thermomagnetic experiments using a Curie balance.

Table 2. Site-mean characteristic directions. N_s is the number of samples per site used to compute the mean and n/n_0 is the ratio of specimen directions used to compute the mean to the total number of analysed specimens. Declination and inclination values are in degrees. k and α_{95} are statistical parameters associated with the mean (Fisher 1953). VGP gives the virtual geomagnetic pole position computed from the mean direction.

Site	Site coordinates	N_s	n/n_0	Magnetic Direction (D/I)	k	α_{95}	VGP
Keralain	48.79°N, 3.09°W	31	31/31	300.4/33.5	63.5	3.2	33.6°N, 256.2°E
Petit Taurel	48.77°N, 2.95°W	6	6/9	219.7/34.1	43.5	10.3	13.8°S, 318.5°E

DISCUSSION OF THE RESULTS

The demagnetization trajectories were analysed from Zijderveld diagrams and the characteristic components of magnetization were determined graphically by line fitting. A total of 38 out of 40 samples have given demagnetization diagrams for which one or two characteristic components can be reliably isolated (see Table 2)

The 31 samples from Keralain exhibit a coherent and well-grouped high-temperature magnetization. These directions have been plotted in Fig. 9(a). The mean direction, labelled A, calculated from the 31 Keralain samples is $D = 300.4^\circ$, $I = 33.5^\circ$, $\alpha_{95} = 3.2^\circ$. The corresponding palaeopole (DKA) is located at 33.6°N , 256.2°E . It closely corresponds to the GK_1 component previously determined at Keralain by Hagstrum *et al.* (1979) (Fig. 9b). However, the mean directions and circles of confidence of these two studies are slightly but significantly different. We shall discuss the origin of this discrepancy later, together with the significances of the secondary components.

The characteristic component from the Petit Taurel appears in six samples with unblocking temperatures up to 580°C . The mean direction named B is fairly well defined with $D = 219.7^\circ$, $I = 34.1^\circ$, $\alpha_{95} = 10.3^\circ$ (Fig. 9b).

Because of the 'overshooting' in the demagnetization trajectories and the mineralogical observations, we suspect that the B component of magnetization is a quasi-total remagnetization. Moreover, a high-temperature component (isolated close to the Curie temperature of magnetite) has

been observed in only one sample [88CPT08B, Fig. 6(d), $D = 329.5^\circ$, $I = 26.9^\circ$. It is similar to the component A isolated from Keralain samples. The component B defines a palaeopole (DKB) located at 13.8°S , 318.5°E .

This remagnetization can be related to the appearance of an alkali granite-ignimbritic activity in the Domnonian domain at the end of the Cadomian history, the different forms of which have been dated at 547 ± 56 Ma and 552 ± 8 Ma respectively the 'rhyolites ignimbritiques de Lézardrieux' and the 'microgranites de Loguivy' (Rb-Sr(WR); Auvray 1975; Vidal 1980). Previous palaeomagnetic studies of this magmatism have defined palaeopoles for the 'rhyolites ignimbritiques de Lézardrieux' (Hagstrum *et al.* 1979) and for the 'microgranites de Loguivy' (Perigo *et al.* 1983), named respectively MR and MH. The corresponding directions of magnetization are plotted in Fig. 9(b). The component B seems quite close to the MR direction. Its high unblocking temperature (up to 560 – 580°C) implies, if it is a thermoremanent remagnetization, that the stock of the Petit Taurel has been heated at least up to 530°C for 1 Ma or 550°C for 1 yr (Pullaiah *et al.* 1975). Such high temperatures would certainly have provoked important mineralogical transformations, such as those observed in the present samples under the microscope.

A component similar to B appears in 24 samples from Keralain with intermediate unblocking temperatures (440 – 540°C). The directions, plotted in Fig. 9(b), do not present a Fisherian distribution but are rather scattered along the great circle joining the directions A (Keralain high temperature) and MR. This indicates that thermal demagnetization has not been effective in isolating this partial remagnetization from component A, and suggests a chemical or thermochemical origin rather than purely thermal. None of these directions is more southward than direction B; there is therefore no reason to suspect that B has not been correctly isolated. Hagstrum *et al.* (1979) have observed a similar secondary component (GK_2). Its mean direction has been plotted in Fig. 9, and lies on the same great circle trend.

From this study and previous work, all the observed components, namely A, B, GK_1 , GK_2 , and secondary components defined above, are situated along a great circle including also the directions from the younger Cadomian intrusive bodies (MR and MH). It is therefore highly probable that all intermediate directions result from a mixture of two components, (1) the primary component of the Keralain diorite and (2) a thermochemical remagnetization induced by the late intrusions of the alkaline magmatism around 550 Ma. In this respect, it appears that the difference between A and GK_1 could correspond to a better isolation of components in the present study.

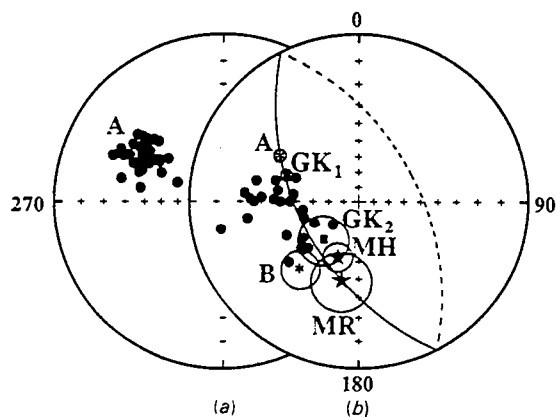


Figure 9. Stereographic projection. (a) High-temperature directions from Keralain. (b) Mean characteristic directions (A and B) from this study (asterisks), secondary directions from Keralain (dots) and mean directions (GK_1 and GK_2) from previous study (squares) (Hagstrum *et al.* 1979). MR and MH represent the mean directions from comparative studies (see text for explanations)

All these observations confirm the primary origin of the direction A isolated in all the samples from the stock of Keralain. The magnetic carrier is known to be magnetite and the blocking temperature is estimated at 575 °C. The isotopic closure temperature of 556 ± 43 °C calculated from the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating experiment performed on amphibole is not significantly different from the magnetic blocking temperature. Furthermore, on account of the small size of the stock, the decrease in temperature must have been rapid. Thus the magnetic and isotopic systems were probably closed at the same time, so that an age of 583 Ma can be assigned to the A component of magnetization.

IMPLICATION FROM THIS STUDY

See Fig. 10 and Table 3. The Domnonean domain comprises several structural units between which motions have occurred principally during the Palaeozoic. Nevertheless these movements, small in magnitude, are assumed to be negligible for our purposes as suggested by Hagstrum *et al.* (1979).

From the compilation of the palaeomagnetic results for the Armorican Massif (Perroud 1985), a set of Late Precambrian palaeopoles can be identified, whose age is poorly constrained. The palaeopole DKA, defined from the present study, falls within this cluster. As it is precisely dated, it gives the opportunity to calibrate the dating of the Armorican polar wander path.

The DKA palaeopole lies close to the *in situ* (PP_1) or dip-corrected (PP_2) poles from the St Peter Port Gabbro of Guernsey (Hailwood & Garrett 1977), the age of which is between 660 and 570 Ma (Adams 1976). It is also very close to the palaeopole SQ_2 (Hagstrum *et al.* 1979), defined by the secondary magnetization from the diorite de St Quay Portrieux. However, its age of 584 ± 56 Ma (Vidal *et al.* 1972) (Rb–Sr: WR) is assumed to be the age of the primary magnetization that defined a palaeopole SQ_1 located close to the palaeopoles SP (Spillites de Paimpol) (Hagstrum *et al.*

1979) and KMB (Kératophyres de tréguier) (Perigo *et al.* 1983) whose age is assumed to be 642 ± 46 Ma (Rb–Sr: WR) (Vidal 1980). This suggests that the diorite de St Quay Portrieux could be older than the above-mentioned age of 584 Ma, while being within the relatively important 2σ errors interval.

In this case, the SQ_2 pole may correspond to a remagnetization related to the appearance of an important calc-alkaline magmatism (at about 585 Ma) during the Cadomian orogeny (Guerrot & Peucat 1990), corresponding with emplacement of the Keralain diorite. It seems probable that the secondary magnetization of the Kératophyres de Tréguier (palaeopole KHI) (Perigo *et al.* 1983) is due to this same event.

The palaeopole JD (Duff 1980), defined from the Jersey group C dolerites also falls within this group. However, its Cadomian age seems unlikely because these dykes intersect the SE granite whose age is 515 ± 26 Ma or 500 ± 11 Ma (Adams 1967) (Rb–Sr: respectively WR and Bi + WR).

While the effect of the Cadomian orogeny are best preserved in the Armorican Massif, they are also observed in the southern part of the British Isles. As these two domains have very similar geological histories, it seems important to estimate their relative positions.

The DKA palaeopole seems in rather good agreement with palaeopoles of similar age from southern England and Wales (south of the Iapetus suture). In fact, the MO_1 palaeopole from the Gwna Group pillow lavas of Anglesey (Piper 1976), for which an age of 580–600 Ma is assumed (Moorbath & Shackleton 1966) (K–Ar and Rb–Sr), is very similar.

Furthermore, Lomax & Briden (1977) and Piper (1982) have both performed palaeomagnetic studies of the Malvernian complex (Welsh Borderlands, Wales) for which they defined respectively palaeopoles MA_1 (tilt corrected Malvernian palaeopole 13°N , 252°E) and M_2 (29.5°N , 275.7°E). A geochronological study by Lambert & Rex (1966) (K–Ar and Rb–Sr) concluded that a major isotopic event occurred at around 600 Ma. Fitch *et al.* (1969)

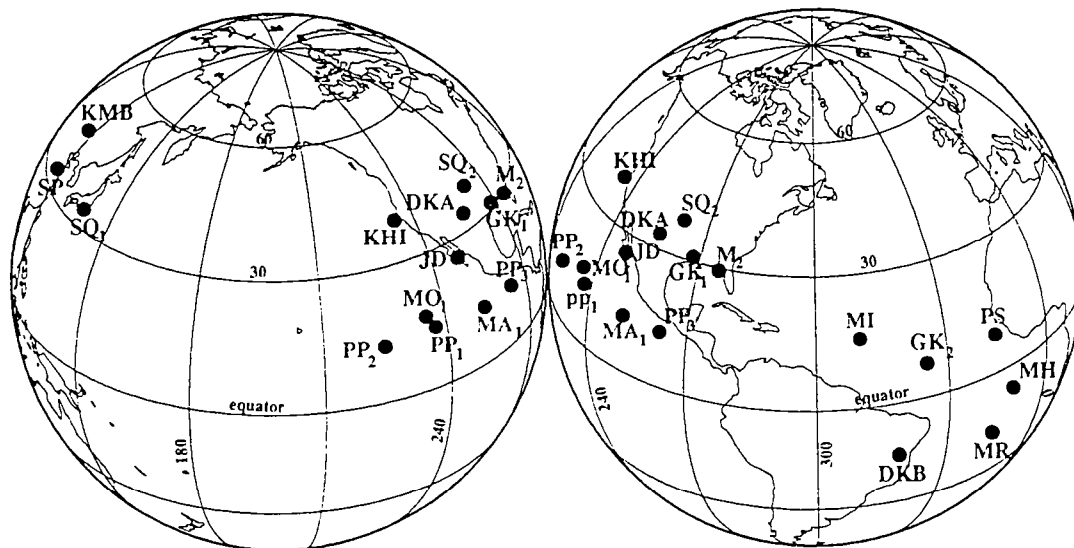


Figure 10. Palaeomagnetic pole positions as listed in Table 2, plotted on stereographic projections. Note that the two diagrams partly overlap.

Table 3. Late Precambrian palaeomagnetic pole positions from the Armorican Massif, southern England and Wales.

SYMBOL	UNIT	AGE (MA)	POLE POSITION	REFERENCE
ARMORICAN MASSIF, FRANCE				
SP	Spillites, Paimpol	642 ± 46	34°N, 117°E	Hagstrum et al. (1980)
KMB	Keratophyres, Tréguier	642 ± 46		Perigo et al. (1983)
KHI	Hematite		45°N, 116°E	
	Diorite, S ^t Quay	584 ± 56	39°N, 234°E	Hagstrum et al. (1980)
SQ ₁	-High blocking T°		34°N, 134°E	
SQ ₂	-Intermediate blocking T°			
	Gabbro, S ^t Peter Port	570-660		Hailwood and Garrett (1977)
PP ₁	-In Situ		14°N, 237°E	
PP ₂	-Bedding corrected		13°N, 224°E	
PP ₃	-Bordeaux diorite contact		13°N, 263°E	
	Diorite, Keralain			
DKA	-High blocking T°, Keralain	583 ± 2	34°N, 256°E	This study
DKB	-Remagnetization, Petit Taurel		14°S, 319°E	This study
GK ₁	-High blocking T°, Keralain		31°N, 268°E	Hagstrum et al. (1980)
GK ₂	-Intermediate blocking T°, Keralain		8°N, 325°E	Hagstrum et al. (1980)
JD	Dykes dolerites, Jersey	PK-K	26°N, 248°E	Duff (1980)
PS	Granite, Porz-scarff	552 ± 8	9°N, 343°E	Hagstrum et al. (1980)
MR	Mainland rhyolites	547 ± 56	16°S, 343°E	Hagstrum et al. (1980)
	Microgranite, Loguivy			
MH	-Dykes microgranite		6°S, 340°E	Perigo et al. (1983)
MI	-Contact dykes microgranite		16°N, 310°E	Hagstrum et al. (1980)
SOUTHERN ENGLAND and WALES				
MO ₁	Mona Complex, Gwna	580-600	17°N, 235°E	Piper (1976)
MA ₁	Malvernian Complex	≈ 600	13°N, 252°E	Lomax and Briden (1977)
M ₂	Malvernian Complex	≈ 600	30°N, 276°E	Piper (1982)

reported similar K-Ar mineral ages for the Malvernian Complex. A Rb-Sr study has been carried out by Beckinsale *et al.* (1981). They define an isochron age of 681 ± 53 Ma from samples of the Malvernian igneous complex that range from ultramafic diorite to granite. It seems unlikely that these rocks have a cogenetic origin so that the 'isochron' defined is probably an 'errorchron'. This implies that the age of the palaeopoles MA₁ and M₂ is not 681 ± 53 Ma as suggested by Lambert & Rex (1966).

These two palaeopoles are in close agreement with the palaeopoles of similar age from the Armorican Massif (PP₁ or PP₂, SQ₂, DKA, KHI). The palaeolatitudes calculated from these palaeopoles and from the palaeopoles MO₁, MA₁ and M₂ give respectively 15°S and 9°S. These similarities could indicate that the southern United Kingdom and the Armorican Massif were coupled together around 600 Myr ago.

These observations reinforce the assumption of Hagstrum *et al.* (1979) that the southern United Kingdom, Czechoslovakia and the Armorican Massif behaved as a coherent continental mass, the 'Armorica plate', during Latest Precambrian and Early Palaeozoic times. The Cadomian orogeny, from 640 to 540 Ma, is characterized by a large and rapid apparent polar wander.

ACKNOWLEDGMENTS

We are grateful to Professor B. Auvray for his assistance in the field and to Professor J. J. Chauvel for his help in the optical examination of polished thin sections. This work has benefited of financial support of CNRS-INSU through its national program DBT (Contribution no. 131).

REFERENCES

- Adams, C. J. D., 1967. A geochronological and related isotopic study of rocks from North Western France and the Channel Islands (United Kingdom), *PhD thesis*, University of Oxford.
- Adams, C. J. D., 1976. Geochronology of the Channel Islands and adjacent French mainland, *J. geol. Soc. Lond.*, **132**, 233-250.
- Auvray, B., 1975. Relations entre plutonisme acide et volcanisme ignimbritique: exemple des manifestations magmatiques du Nord de la Bretagne, *Pétrologie* **1**, 125-138.
- Auvray, B., 1979. Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif Armoricaïn, *Thèse d'état*, University of Rennes.
- Baksi, A. K., 1982. ⁴⁰Ar/³⁹Ar incremental heating studies on the Tudor Gabbro, Grenville Province, Ontario: its bearing on the North American apparent polar wander path in late Proterozoic times, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **70**, 545-562.
- Beckinsale, R. D., Thorpe, R. S., Pankhurst, R. J. & Evans, J. A., 1981. Rb-Sr whole-rock isochron evidence for the age of the Malvern Hills complex, *J. geol. Soc. Lond.*, **138**, 69-73.
- Berger, G. W. & York, D., 1979. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of multicomponent magnetizations in the Archean Shelley Lake granite, northwestern Ontario, *Can. J. Earth Sci.*, **16**, 10, 1933-1941.
- Berger, G. W. & York, D., 1981a. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Thanet gabbro, Ontario: looking through the Grenvillian metamorphic veil and implications for paleomagnetism, *Can. J. Earth Sci.*, **18**, 2, 266-273.
- Berger, G. W. & York, D., 1981b. Geothermometry from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating experiments, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 795-811.
- Cogné, J., 1974. Le Massif Armoricaïn in *Géologie de la France*, vol. 1, pp. 105-161, ed. Douin, J., Debelmas, Paris.
- Dodson, M. H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**, 259-274.

- Duff, B. A., 1980. The palaeomagnetism of Jersey volcanics and dykes and the lower paleozoic apparent wander path for Europe. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **59**, 345–365.
- Féraud, G., Gastaud, J., Auzende, J. M., Olivet, J. L. & Cornen, G., 1982. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for the alkaline volcanism and the basement of Gorrige Bank, North Atlantic Ocean. *Earth planet. Sci. Lett.*, **57**, 211–226.
- Féraud, G., York, D., Mevel, C., Cornen, G., Hall, C. M. & Auzende, J. M., 1986. Additional $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the basement and the alkaline volcanism of Gorrige Bank (Atlantic Ocean). *Earth planet. Sci. Lett.*, **79**, 255–269.
- Fisher, R. A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. Lond.*, **A**, 295–305.
- Fitch, F. J., Miller, J. A., Evans, A. L., Grasty, R. L. & Meneisy, M. Y., 1969. Isotope age determinations on rocks from Wales and the Welsh Borders. in *The Pre-Cambrian and Lower Palaeozoic Rocks of Wales*, pp. 23–45, ed. Wood, A., Wales University Press.
- Freer, R., 1981. Diffusion in silicate minerals and glasses: a data digest and guide to the literature. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 440–454.
- Graviou, P., Peucat, J. J., Auvray, B. & Vidal, P., 1988. The cadomian orogeny in the northern Armorican Massif. Petrological and geochronological constraints on a geodynamic model. *Hercynica*, **IV**, 1–13.
- Guerrot, C. & Peucat, J. J., 1990. U–Pb geochronology of the late Proterozoic Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif, France. *J. geol. Soc. Lond.*, in press.
- Hagstrum, J. T., Vander Voo, R., Auvray, B. & Bonhommet, N., 1979. Eocambrian–Cambrian palaeomagnetism of the Armorican Massif, France. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **61**, 489–517.
- Hailwood, E. A. & Garrett, C., 1977. Palaeomagnetism and the dynamo-thermal history of the St Peter Port Gabbro, Guernsey. *Proc. Ussher Soc.*, **4**, 26–35.
- Hanes, J. A., York, D. & Hall, C. M., 1985. An $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological and electron microprobe investigation of an Archean pyroxenite and its bearing on ancient atmospheric compositions. *Can. J. Earth Sci.*, **22**, 947–958.
- Harrison, T. M., 1983. Some observations of the interpretations of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectra. *Chem. Geol. (Isotope Geoscience section)*, **1**, 319–338.
- Harrison, T. M. & McDougall, I., 1981. Excess ^{40}Ar in metamorphic rocks from Broken Hill, New South Wales: implications for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra and the thermal history of the region. *Earth planet. Sci. Lett.*, **55**, 123–149.
- Lambert, R. S. J. & Rex, D. C., 1966. Isotopic ages of minerals from the precambrian complex of the Malverns. *Nature*, **209**, 605–606.
- Lanphere, M. A. & Dalrymple, G. B., 1976. Identification of excess ^{40}Ar by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum technique. *Earth planet. Sci. Lett.*, **32**, 141–148.
- Layer, P. W., Hall, C. M. & York, D., 1987. The derivation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of single grains of hornblende and biotite by laser step-heating. *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 757–760.
- Leake, B. E., 1968. A catalog of analysed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **98**, 1–210.
- Lefort, J. P., 1970. Etude géologique de la manche au nord du Trégor. III Géologie du substrat rocheux et morphologie. *Bull. Soc. géol. mineral. Bretagne*, **C**, 89–103.
- Lomax, K. & Briden, J. C., 1977. Palaeomagnetic studies of the Longmyndian and other British late Precambrian/early Palaeozoic rocks, and their regional tectonic implications. *J. geol. Soc. Lond.*, **133**, 5–21.
- Lopez-Martinez, M. & York, D., 1982. Further thermochronometric unravelling of the age and palaeomagnetic record of the south west Grenville Province. *Can. J. Earth Sci.*, **20**, 953–960.
- Merrihue, C. M. & Turner, G., 1966. Potassium–argon dating by activation with fast neutrons. *J. geophys. Res.*, **71**, 2852–2857.
- Moorbath, S. & Shackleton, R. M., 1966. Isotopic ages from the Precambrian Mona Complex of Anglesey, North Wales (Great Britain). *Earth planet. Sci. Lett.*, **1**, 113–117.
- Mussett, A. E., 1969. Diffusion measurements and the Potassium–Argon method of dating. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **18**, 257–303.
- Onstott, T. C., Sisson, V. B. & Turner, D. L., 1989. Initial argon in amphiboles from the Chugach Mountains, Southern Alaska. *J. geophys. Res.*, **94**, 4361–4372.
- Perigo, R., Van der Voo, R., Auvray, B. & Bonhommet, N., 1983. Paleomagnetism of late Precambrian–Cambrian volcanics and intrusions from the Armorican Massif, France. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **75**, 235–260.
- Perroud, H., 1985. Synthèse des résultats paléomagnétiques sur le Massif Armoricaire. *Hercynica*, **I**, 65–71.
- Piper, J. D. A., 1976. Magnetic properties of Precambrian pillow lavas of the Mona Complex and a related dyke swarm, Anglesey, Wales. *Geol. J.*, **11**, 189–201.
- Piper, J. D. A., 1982. A palaeomagnetic investigation of the Malvernian and old Radnor Precambrian, Welsh Borderlands. *Geol. J.*, **17**, 68–88.
- Pullaiah, G., Irving, E., Buchan, K. L. & Dunlop, D. J., 1975. Magnetization changes caused by burial and uplift. *Earth planet. Sci. Lett.*, **28**, 133–143.
- Roddick, J. C., 1978. The application of isochron diagrams in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: a discussion. *Earth planet. Sci. Lett.*, **41**, 233–244.
- Roddick, J. C., 1983. High precision intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standards. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 887–898.
- Roddick, J. C., Cliff, R. A. & Rex, D. C., 1980. The evolution of excess argon in Alpine biotites. A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. *Earth planet. Sci. Lett.*, **48**, 185–208.
- Ruffet, G. & Féraud, G., 1989. Interpretation of disturbed $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ biotite age spectra by combined use of multiminerall dating and laser microprobe analysis. *Chem. Geol. (Isotope Geoscience section)*, submitted.
- Samson, S. D., Alexander, E. C., Jr. 1987. Calibration of the interlaboratory $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard, MMhbl. *Chem. Geol. (isotope Geoscience section)*, **66**, 27–34.
- Scaillet, S., Féraud, G., Ballèvre, M., Lagabriel, Y. & Ruffet, G., 1989. Laser probe dating by step heating and spot fusion on phengites from the Dora Maira nappe of the Western Alps. *Geology*, in press.
- Steiger, R. H. & Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth planet. Sci. Lett.*, **36**, 359–362.
- Thellier, E. & Thellier, O., 1959. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Géophys.*, **15**, 285–376.
- Turner, G., 1971. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from the lunar Maria. *Earth planet. Sci. Lett.*, **11**, 169–191.
- Vidal, P., 1980. L'évolution polyorogénique du Massif Armoricaire: apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mem. Soc. Géol. Min. Bretagne*, **21**, 1–162.
- Vidal, P., Auvray, B., Chauvet, J. F. & Cogné, J., 1972. L'âge radiométrique de la diorite de Saint Quay-Portrieux (Côtes du Nord). Ses conséquences sur le Briovérien de la baie de Saint-Brieuc. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **275**, 1323–1326.
- York, D., 1969. Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth planet. Sci. Lett.*, **5**, 320–324.
- York, D., Hall, C. M., Yanase, Y., Hanes, J. A. & Kenyon, W. J., 1981. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of terrestrial minerals with a continuous laser. *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 1136–1138.

C) Les dolérites du Trégor

Les dolérites du Trégor ont constitué l'objet d'étude initial du présent travail. Les résultats de cette présente étude sont présentés dans l'article "**Palaeomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Trégor dolerites (Armorican Massif, France)**" (sous presse pour publication dans la revue **Tectonophysics**). L'étude paléomagnétique a été fructueuse puisqu'elle a permis d'isoler trois composantes d'aimantation dont une au moins est observée pour la première fois dans le Massif Armoricain. Par contre l'étude géochronologique n'a pas permis de dater les dolérites et à tout juste pu fournir quelques contraintes sur la ou les périodes de mise en place. Cet article montre à quel point il peut être difficile d'interpréter des résultats paléomagnétiques si l'on ne dispose pas d'âges précis pour les contraindre et ceci d'autant plus lorsque ces résultats sont nouveaux.

L'étude du complexe filonien des dolérites du Trégor était nécessaire pour évaluer l'impact de sa mise en place sur l'encaissant, le Batholite Nord-Trégorrois, d'un point de vue paléomagnétique et géochronologique (Chapitre IV).

**Palaeomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Trégor dolerites
(Armorican Massif, France).**

Gilles Ruffet¹, Hervé Perroud¹ and Gilbert Féraud²

¹ CAESS, Laboratoire de Géophysique Interne, U.P.R. 4661 C.N.R.S.,
Université de Rennes I, 35042 Rennes Cedex (France)

² Laboratoire et U.R.A. géodynamique, Université de Nice-
Sophia Antipolis, 06034 Nice Cedex (France)

ABSTRACT

The Trégor doleritic dike swarm intrudes the Cadomian North Trégor Batholith (Armorican Massif, France). A.F. and thermal demagnetization performed on 158 samples from 18 dolerite dykes and 37 samples from 4 baked contact sites reveal a multi-component magnetization and a complex magnetic mineralogy which was thoroughly investigated with thermomagnetic experiments and polished thin section examinations. Three magnetization components were recognized, in addition to a low temperature component with a viscous origin. The most frequently observed component, named B ($D=214^\circ$, $I=10^\circ$), was isolated at 12 sites, independent upon their magnetic mineralogy, and appears to be a remagnetization (negative baked contact test). A Carboniferous acquisition age is inferred from comparison of the B-component palaeopole (29°S , 318°E) with an Armorican APWP. At some sites, after demagnetization of the B-component, higher temperature and coercivity components were isolated. Their directions fall in two groups, named A and C. Positive baked contact tests were obtained for both. The C-component ($D=174^\circ$, $I=50^\circ$), whose magnetic carrier is magnetite, yields a paleopole (11°S , 2°E) which is similar to some Ordovician paleopoles from the British Isles, south of the Iapetus suture, or Eocambrian palaeopoles from the Trégor area. The A-component ($D=191^\circ$, $I=-33^\circ$), whose magnetic carrier is magnetite, partly transformed to leucoxene, yields a palaeopole (58°S , 336°E) and a palaeolatitude (17.9°N) not previously observed for the Armorican Massif in Palaeozoic time. Comparison between this palaeolatitude and those for northern Spain from Ordovician to Carboniferous time (Perroud et al., 1990) suggests an Upper Silurian remanence age. This interpretation supports the model of apparent polar wander for Gondwana between Ordovician and Devonian time proposed by Van der Voo (1988) and Bachtadse and Briden (1990). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of mineral separates from the dykes do not allow us to place constraints on the acquisition age of the A and C-components.

INTRODUCTION.

Northern Brittany is characterized by a Precambrian basement, structured during the Cadomian orogeny and moderately affected by the Hercynian orogeny. It is intruded by a large number of doleritic dikes, concentrated in three major swarms (St Malo, Fougères and Trégor). In the St Malo doleritic swarm, all dikes are oriented approximately North-South. They have been previously the object of a K-Ar and palaeomagnetic study (Perroud et al., 1986), which yielded a well defined lower Carboniferous (330 ± 10 Ma) paleomagnetic pole for the Armorican Massif. A palaeomagnetic study of the Trégor doleritic swarm was of great interest as (1) the dikes, unlike the N-S orientations of the St Malo and Fougères swarms, are oriented approximately E-W, and (2) preliminary K-Ar measurements revealed two age clusters around 350 Ma and 440-450 Ma, which suggests that there might have been two or more phases of dike emplacement. Furthermore, palaeomagnetic data for the interval Upper Ordovician-Lower Carboniferous are not available for the Armorican Massif, whereas data from this age are essential to test the new APWP proposed by Van der Voo (1988) and Bachtadse and Briden (1990) for Gondwana, which depends heavily on the Silurian Air palaeopole (Nigeria) (Hargraves et al., 1987) that drastically modifies the mid-Paleozoic paleogeography.

GEOLOGICAL SETTING (Fig.1)

The deformation of the Trégor region took place during Hercynian tectonogenesis with the development of two major faults trending E-W. The northern most (Tréguier fault; Auvray, 1979) separates the southern and northern Trégor domains. The Trégor dolerites constitute a dike swarm of exceptional density, strictly confined to the northern domain, which cut all formations including the Cadomian North Trégor granitoid batholith. The Trégor doleritic

dikes, unlike other North-Armorican dolerites (generally oriented N-S) have an E-W trend (80° - 110°).

A petrographical study of the North Brittany dolerites presented by Velde (1970) defined several types of dikes. The Trégor dolerites belong to the two main groups, the ouralitized dolerites and the dolerites with quartz and micropegmatite. They are characterized by the paragenesis plagioclase + clinopyroxene + chlorite + opaque minerals and are associated to hot spot tholeiites in an anorogenic continental domain (Auvray 1979).

The radiometric age of the Trégor dolerites is not well constrained. Preliminary results (unpublished) obtained with the K/Ar method seem to indicate two intrusion periods at 440Ma and 350Ma. The existence of dikes of different ages is not supported by field observations.

The dolerites frequently present a mineralogical destabilization, characterized by the appearance of secondary amphibole and chlorite, sericite, epidote and calcite. These accessory minerals are probably associated with a hydrothermal phase assumed to be contemporaneous with the intrusion (Auvray, 1979).

EXPERIMENTAL PROCEDURES

Paleomagnetism

Natural remanent magnetization measurements were performed with a digital Schonstedt DSM-1 spinner magnetometer. Thermal (TH.) demagnetization was carried out in a non-magnetic Schonstedt TSD-1 furnace with cooling in a zero field chamber (residual field < 10 nT). Alternating field (A.F.) demagnetization was performed with a Schonstedt GSD-1. The residual field during A.F. demagnetization was also lower than 10 nT.

Geochronology

For stepwise heating experiments, the 80-125 μ m fractions of plagioclase were separated by the standard

methods (magnetic separators and heavy liquids). The final mineral separates were obtained by hand-picking. The samples were irradiated in the Osiris reactor (C.E.N. Saclay) with the monitor MMhb1 (520.4; Samson and Alexander, 1987) and with a total flux of 9×10^{18} n.cm² (rotated during irradiation). The standard ⁴⁰Ar/³⁹Ar step heating analyses (procedure described by Féraud et al, 1982) were performed with a radio frequency fusion system. The ⁴⁰Ar/³⁹Ar laser microprobe analysis procedure is described by Scaillet et al. and Ruffet et al. (1990). The mass spectrometer system includes a 120° M.A.S.S.E. tube, a Baur-singer source and an E.T.P. 1000 electron multiplier.

PALAEOMAGNETIC STUDY

SAMPLING

One hundred and sixty-two samples from 18 sites (Fig.1) were drilled in the field and oriented with magnetic and sun compasses (weather permitting). Orientation errors are estimated to be about $\pm 2^\circ$ (Jones, 1978). Four sites were sampled in the host rock, the North Trégor batholith, for the purposes of contact tests. As the doleritic dikes have only suffered Hercynian fracturing (N-S), tilt corrections are not necessary.

NATURAL REMANENT MAGNETIZATION.

A short period viscosity test (8 days; Thellier and Thellier, 1959) has been applied to 109 specimens taken from 96 cores. Specimens from the same core do not show significant differences in the results. The intensities of the natural remanent magnetization (NRM; Fig. 2a) show a bimodal distribution with maxima at around 5×10^{-3} A/m and 0.5 A/m. Viscosity coefficient (ratio of the viscous remanent magnetization (VRM) to the NRM; Fig. 2b) is rather low with a maximum value lower than 45%. Moreover, 84% of the specimens have viscosity coefficients lower than 15%.

The highest values of viscosity generally correspond to samples with the lowest intensities (at sites DA, DB, DF and DQ). NRM directions are loosely scattered between the present day field and a south-west direction (Fig. 2c).

The bulk susceptibilities also define two groups characterized by low (around 5×10^{-4} SI) or high (around 5×10^{-2} SI) values that seem directly correlated with the two groups of NRM intensities.

ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY

The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) of 33 specimens was measured using the Digico anisotropy delineator (Cogné, 1988). The total degree of anisotropy is lower than 5% for 97% of the measured specimens (Fig. 3b). Furthermore, the main susceptibility ratios (k_1/k_2 and k_2/k_3), plotted in the Flinn diagram (1965) (Fig. 3a) are quite variable. It appears that the Trégor dolerites do not present a significant AMS and are thus suitable for a classical palaeomagnetic study.

DEMAGNETIZATIONS

Thermal demagnetization (161 specimens) was applied to at least one specimen from each core. Alternating field demagnetization (87 specimens) was attempted on samples from each site, but was only applied systematically to samples from sites DA, DB, DC, DD, DE, DF, DG, DO, DP, DQ and DR because of the peculiar behaviour of specimens from other sites during A.F. procedure.

After removal, below 300°C or 20mT, of a soft component attributed to viscous or present-day field parasitic magnetization, we have observed three groups of samples according to their demagnetization trajectories (illustrated in figures 4-6).

The first group (Fig. 4) is characterized by the presence of a high blocking temperature or high coercivity magnetization component, southwards and steeply inclined

downwards and with sometimes an intermediate temperature or coercivity component, south-westwards with a shallow inclination.

The second group (Fig.5), after removal of a component of intermediate blocking temperature or coercivity, directed shallowly downwards to the south-west, shows generally a high temperature and coercivity component, directed south-westwards and intermediately inclined upwards.

The third group (Fig.6) shows a high blocking temperature and coercivity component, south-westwards and shallowly inclined downwards, with frequently magnetization that does not decay towards the origin of the orthogonal demagnetization diagrams. This may mean that (1) there is parasitic magnetizations (ARM) acquired during AF demagnetization or mineralogical changes provoked during thermal treatment or (2) there is another magnetization which has not been resolved.

All the samples from site DM and some samples from site DP show high intensities, univectorial decay of the magnetization and characteristic directions inconsistent within the sites. This behaviour could be attributed to secondary Isothermal Remanent Magnetizations (IRM) probably as a result of lightning.

ROCK MAGNETISM

The rock magnetism experiments performed to analyze the carriers of the magnetizations reveal a complex magnetic mineralogy:

(1) Thermomagnetic experiments (Fig.7) using a Curie balance reveal two types of behaviour named respectively P and M.

- The P-type, observed for sites DA, DB, DE, DF, DL, DM, DO, DP and DQ, shows principally, during the heating-phase of the experiment, paramagnetism (e.g. 86DB014A) with, nevertheless, frequently inflexions around 300-350°C and 550-580°C (86DF051B and 86DL118). On the other hand, the cooling part of the experiment define only one curie point around 540°C. This

behaviour characterizes samples with the lowest NRM intensities ($2.8 \times 10^{-3} - 7.2 \times 10^{-1}$ A/m).

- The M-type, observed for sites DC, DD, DG, DH, DI, DJ, DK and DR, shows a well defined Curie point at around 570-580°C (e.g. 86DC25A). As for the P-type, inflexions around 350°C are frequently observed (86DH73B). This behaviour characterizes samples with the highest NRM intensities ($1.5 \times 10^{-1} - 15.1$ A/m).

(2) The isothermal remanent magnetization (IRM) (Fig.8) was measured for one specimen from each P-type sites. Saturation was usually obtained for applied direct fields between 150 and 300mT (e.g.86DA007B), but sometimes required 350-400mT (e.g.88DO03B).

These results suggest that (i) for the M-type sites, magnetite is the principal magnetic carrier, (ii) titanomagnetite seems to be the high temperature carrier of magnetization at the P-type sites and (iii) there is frequently, in all the sampled sites, a second magnetic carrier with a pseudo-"Curie temperature" around 350°C. This secondary magnetic carrier is probably maghaemite as suggested by the difference between the cooling curves of the two thermomagnetic experiments performed on sample 86DH073B, respectively under vacuum conditions (reducing environment) and at atmospheric pressure (oxidizing environment). Effectively, above 350°C, maghaemite converts to haematite that remains stable in an oxidizing environment or is transformed to magnetite under reducing conditions. As the magnetic susceptibility of the magnetite is higher than that of maghaemite, which in turn is higher than that of haematite, the final susceptibility is higher or lower than the initial susceptibility, according to the environment conditions.

(3) The examinations in reflected light microscopy, for each site, of thin sections reveal also this duality.

- The P-type sites have a titanomagnetite mineralogy. The magnetic minerals are of large size

and generally completely transformed to leucoxene. The destabilization results in relic titanomagnetite or ilmenite lamellae. Pyrite is always observed.

-The M-type sites always show large crystals of magnetite apparently without Ti except for site DC where lamellae of titanomagnetite or ilmenite are observed. Secondary magnetic minerals were occasionally observed (goethite, maghaemite and pyrite).

The presence of maghaemite can explain differences occasioned in demagnetization trajectories between two specimens of a same drilled-core that experienced AF and thermal demagnetizations (e.g. 86DH068B and 86DH068C; Fig.6).

MAGNETIZATION COMPONENTS

The demagnetization trajectories were analysed from Zijdeveld diagrams and the characteristic components of magnetization were determined graphically by line fitting.

Some characteristic demagnetization diagrams are presented in figures 4,5,6 whereas the results are compiled in figure 9 and summarized in table 1.

The C-component (Fig. 4)

At site DC, a coherent high blocking temperature and coercivity magnetization is isolated, southward and steeply inclined. Thermal demagnetization, contrary to AF treatment (e.g. 86DC019B), does not completely remove the low coercivity magnetization component (e.g. 86DC019C). Nevertheless, the good convergence of great-circles determined from demagnetization trajectories (Fig. 9), allowed us to overcome this analytical problem. A similar magnetization component has been isolated in site DR (e.g. 88DRO2A) and in site DD, where it is poorly constrained by thermal treatment (e.g. 86DD030C) but well isolated by AF demagnetization (e.g. 86DD030B). Some samples from site DF (e.g. 86DF046A) show a high temperature component ($>500^{\circ}\text{C}$) ($D=213$, $I=27$) that probably results from an imperfect

separation between the C-component and a lower temperature or coercivity magnetization component (B-component, see below).

Host rocks of dike-sites DR and DG were sampled for baked contact tests (sites CDR and CDG). The characteristic magnetization component of the unbaked host rocks is directed intermediately downwards to the ESE (Ruffet et al., 1990). On the contrary, near the dike contacts (e.g.: 89CDG35A and 88CDR12B), the characteristic magnetization direction of the host rock is similar to that of the dike-site DR, with unblocking temperatures up to 580°C. So, the baked contact test is positive.

The mean direction, computed from the 3 doleritic dike-site means (DC, DD and DR) and from the 2 baked contact sites means (CDR and CDG) is $D = 174.4$, $I = 49.5$, $k = 58.8$, $\alpha_{95} = 8.8$. This magnetization component will be labelled C-component. The corresponding magnetic mineralogy is always of M-type.

The A-component (Fig. 5)

Another coherent high blocking temperature (500° up to 560°) and coercivity (30 up to 80 mT) component, with a shallow intermediate upwards inclination and a SSW declination, is separated in nearly all the samples from site DB (e.g. 86DB011A, 86DB016C, 86DB018C) and from site DN. In site DA, this component, apparently well isolated by AF demagnetization, does not clearly appear with thermal treatment (e.g. 86DA001A).

Host rock of dike-site DB was sampled for a baked contact test (site CDB). The magnetization component of the unbaked host rock is $D = 232$, $I = 59$, $k = 35$, $\alpha_{95} = 7$ (Ruffet et al., 1990). On the contrary, near the dike contact (e.g.: 88CDB04A) the characteristic magnetization direction of the host rock is in close agreement with the results obtained by thermal treatment, from the site DB doleritic dike. So, the baked contact test is positive.

However, the mean directions obtained by AF treatment differ from those obtained by thermal demagnetization. This

feature results from an imperfect separation between the high coercivity component and a lower coercivity magnetization component (B-component, see below). The mean direction of the A-component, computed from the thermally separated components is $D = 191.4$, $I = -32.9$, $k = 237.2$, $\alpha_{95} = 8.0$. The corresponding magnetic mineralogy is always of P-type.

The B-component (Fig. 4,5 and 6)

The B-component, with a shallow inclination and a SSW declination, is the more common magnetization component of the Trégor doleritic dikes. Regardless of the low temperature magnetization, the B-component appears (1) alone in site DE, DH (e.g.86DH068B, Fig. 6), DJ, DK, DL and DQ (e.g.88DQ18C, Fig. 6) with unblocking temperature up to 570°C or to high coercivities, (2) with the A or C-components at intermediate coercivities or with a temperature spectrum bracketed between 300° and 500°C in sites DB (e.g.86DB011A, 86DB016C and 86DB018C, Fig. 5), DD (e.g.86DD030B and C, Fig. 4), DF (e.g. 86DF046A, Fig. 6), DN and CDB (e.g.88CDB04A, Fig. 5) or (3) alone with unblocking temperatures up to 550°C but with magnetizations that do not decay towards the origin of the Zijdervelds diagrams in sites DA (e.g.86DA001A, Fig. 5) and DO (e.g.88DO03A, Fig. 6).

Host rock of dike-site DO was sampled for a baked contact test (site CDO). The magnetization component of the unbaked host rock is similar to the one previously quoted whereas at contact (e.g.: 88CDO03A) it is similar to the direction obtained from the site DO doleritic dike, with unblocking temperature up to 570°-580°C. Nevertheless, as observed for some samples from site DO as well, the demagnetization trajectories generally do not go to the origin in the Zijderveld diagrams. The residual extrapolated magnetization component defined in this way, $D = 217.8$, $I = 39.6$, $k = 23.6$, $\alpha_{95} = 14.1$, differs from the characteristic component of (1) the site DO doleritic dike and (2) the unbaked host rock. So, the baked contact test is negative.

The apparent secondary magnetization of site DD, with an higher inclination than those generally obtained for the B-component in other sites, probably results from an imperfect separation and was not used in computation of the mean direction. The mean direction of the B-component, computed from (1) the 11 doleritic dike-site means (DA, DB, DE, DF, DH, DJ, DK, DL, DN, DO, DQ) (2) the baked contact site mean (CDO) and (3) from the mean of the lower blocking temperature or coercivity magnetization of the baked contact site CDB is $D = 214.1$, $I = 9.8$, $k = 68.8$, $\alpha_{95} = 5.0$. Both P and M-type magnetic mineralogies characterize the B-component.

GEOCHRONOLOGICAL STUDY

SAMPLING (Fig.1)

Three hand specimens of dolerites were sampled for geochronology at sites DB (Sample ArDB), DC (Sample ArDC) and DO (Sample ArDO) where the characteristic magnetization components have been identified.

RESULTS

The results are summarized in Table 2. Errors are quoted at the 1σ level and do not include the errors on the $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ ratio and age of the monitor.

Sample ArDO

The age spectrum (Fig.10) yields an integrated age of 393.9 ± 0.3 Ma. After a slow increase of the ages from 219 ± 16 Ma (step 450°C) up to 402.2 ± 0.9 Ma (step 800°C) for the first 38% of $^{39}\text{Ar}_K$ released, the age spectrum shows a regular decrease of the apparent ages up to 372.9 ± 0.8 Ma followed by a rapid increase up to 547.6 ± 3.7 Ma. Between 800°C and fusion, the $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$ and age spectra are directly correlated. The highest apparent ages of the high temperature steps (547.6 ± 3.7 Ma at fusion step) correspond to the highest values of $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$ ratios (up to 16.9) ($\text{Ca}/\text{K} = 30.2$; from the relation $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K = 0.56 \times \text{Ca}/\text{K}$;

Féraud et al, 1982) whereas the lowest ages (373.7 ± 0.7 Ma and 372.9 ± 0.8 Ma at 950°C and 1000°C respectively) are characterized by the lowest $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ measured ratios (1.0 and 1.1 respectively, $\text{Ca}/\text{K} \sim 1.8$). For steps 650° and 700°C , there was probably degassing of calcite.

Sample ArDB

The age spectrum (Fig.10) yields an integrated age of 391.0 ± 0.5 Ma. It has a shape very similar to the one displayed by sample ArDO. There is an important degassing of calcite at steps 650°C and 700°C , characterized by high $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratios (up to 44.2). The maximum ages reached at 750°C and 800°C (402.9 ± 1.1 Ma and 401.3 ± 1.1 Ma respectively) are undistinguishable from the age of 402.2 ± 0.9 Ma obtained from sample ArDO. The minimum ages of the "saddle" at intermediate temperature steps (352.2 ± 1.6 Ma and 354.6 ± 1.1 Ma at steps 1000°C and 1050°C respectively) are lower than those obtained on sample ArDO. Unlike experiment ArDO, the minimum ages of experiment ArDB do not correspond exactly to the minimum values of the $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ spectrum. The high temperature ages reach 549.0 ± 2.0 Ma (step 1250°C) and then decrease to 495.1 ± 3.9 Ma. These high ages also correspond to the highest $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ measured ratios.

Sample ArDC

The age spectrum (Fig.10) displays a saddle-shape characteristic of excess ^{40}Ar (Lanphere and Dalrymple, 1976; Harrison and McDougall, 1981). The ages decrease rapidly from 974.5 ± 9.2 Ma (step 450°C) to 572.6 ± 1.2 Ma (step 750°C) then more slowly to reach a minimum value of 513.1 ± 1.5 Ma (1050°C). In the high temperature steps, the ages climb very rapidly up to 1590.9 ± 2.5 Ma. For the saddle-shaped age spectra, the minimum age is generally interpreted as a maximum estimate of the true age (Lanphere and Dalrymple, 1976). The $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ spectrum displays also a saddle shape with a minimum value of 0.3 that does not

correspond, as for sample ArDB, to the minimum age of the age spectrum.

Laser single step fusion

Total laser fusions were performed on pieces of plagioclase. Three pieces of plagioclase from sample ArDO have displayed ages of 387 ± 64 Ma, 435 ± 57 Ma and 494 ± 43 Ma with corresponding $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratios of 2.4, 4.1 and 3.3 respectively. One piece of plagioclase from sample ArDB has provided an age of 748 ± 21 Ma with a respective $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratio of 0.78.

Correlation calculations

The correlation calculation ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$; Turner, 1971; Roddick et al, 1980; Hanes et al, 1985), an alternative form to the classical isochron analysis ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$; Merrihue and Turner, 1966) has been performed from the results of experiments ArDC and ArDB. The points plotted in the correlation diagrams (Fig. 11) show too much scatter to define correct linear arrays; therefore it is impossible to correctly distinguish the various components of trapped argon.

DISCUSSION OF THE RESULTS (Fig.12)

At site DD, the unblocking temperature of the C-component is higher than that of the B-component. Similarly, in sites DB, DN and CDB, the unblocking temperature of the A-component is higher than that of the B-component. All these facts, with the negative baked contact test at site CDO, suggest that the B-component is a remagnetization of younger age than the A or C magnetization components.

The baked contact test performed for components A (site CDB) or C (sites CDR and CDG) confirmed that these two components are primary magnetizations, assumed furthermore from their behaviour during thermal and A.F. demagnetizations. Unfortunately, the total absence of

relationships between these two components of magnetization preclude an attempt of relative dating.

The B-component of remagnetization is the most widely represented one (124 directions from 13 sites). It is well defined with high within-site precision parameters (k). The mean direction yields a palaeopole (labelled TDB) at 29°S , 318°E . It is close to the mean of the Armorican Massif palaeopoles for the interval 280-330 Ma compiled by Perroud (1985) and more specially with the Lower Carboniferous palaeopole from the St Malo doleritic dike swarm (Perroud, 1986) and with the palaeopole corresponding to the Hercynian remagnetization isolated (1) in the Cambro-Ordovician volcano-sedimentary series of Paimpol-Bréhec (Trégor area; Jones et al., 1979) and (2) in the Ordovician Crozon dolerites (Perroud, 1983). This agreement leads us to presume that the palaeopole TDB is likely to be of Carboniferous age.

The geochronological sample ArDO comes from the dike-site DO, where the B-component was observed. The very disturbed shape of the age spectrum does not allow to constrain the age of the B-component (assumed, from palaeomagnetic results, to be Carboniferous), or the age of the dike. We propose that the high ages obtained at high temperature steps reflect the presence of a component of argon in excess. Unfortunately, the single step laser fusions of pieces of plagioclase from sample ArDO do not help to test this hypothesis.

The C-component (31 directions from 5 sites) yields a palaeopole (labelled TDC) at 11°S , 2°E and a palaeolatitude of 30°S . The comparison of this palaeolatitude with the curve of variations of palaeolatitudes for northern Spain from Ordovician to Carboniferous times (Perroud et al., 1990) leads us to propose that the C-component is Upper Ordovician in age (Fig. 13). This interpretation must be viewed tentatively because we have not taken account errors in the mid-Paleozoic section of our reference curve. If our interpretation is correct then the palaeopole TDC appears to be quite different from (1) the Lower Ordovician palaeopoles

(a) from the Moulin de Châteaupanne (Arenig; Perroud et al., 1985), (b) the red series of the Pont-Réan formation (Cogné, 1987) and (2) the Late Ordovician palaeopole from (a) the Thouars Massif (444 ± 9 Ma, Bernard Griffith and Le Métour, 1979) (Perroud and Van der Voo, 1985) and (b) the Shelve Inlier (Wales; Mc Cabe and Channell, 1990). On the other hand, the palaeopole TDC is in close agreement with the palaeopole obtained from the upper Ordovician Crozon dolerites (Perroud et al., 1983) or with the one obtained by Briden and Mullan (1984) from the Builth volcanic series of Llanvirnian age, mid-Wales, and more generally with Ordovician palaeopoles of British Isles from the south of the Iapetus suture as compiled by Briden et al (1984).

The palaeopole TDC is also in rather good agreement with the Eocambrian palaeopoles of the Armorican Massif such as the Loguivy Microgranite (Perigo et al, 1983) or the Lézardrieux/St Germain Rhyolites (Hagstrum et al, 1979) palaeopoles.

The geochronological sample ArDC come from the site-dike DC, where we observed the C-component. The saddle-shape of the age spectrum indicates the presence of a trapped component of ^{40}Ar in excess. This excess argon is confirmed by the anomalously high ages of 748 ± 21 Ma, older than the country rock (615 ± 15 Ma; Graviou, 1984), obtained by laser single step fusion of a piece of plagioclase. Nevertheless, the correlation calculation does not confirm this excess of ^{40}Ar , on account of too much scatter of points in the correlation diagram.

The plagioclase is frequently saussuritized with probably presence of K-rich alteration products as sericite. Assuming that the destabilization of the plagioclase is contemporaneous with intrusion of the dike (Auvray, 1979), the minimum age of the saddle (513.1 ± 1.5 Ma) is a maximum estimate of the true age of the dike (Lanphere and Dalrymple, 1976). This assumption is reinforced by the fact that the minimum age of the saddle does not correspond to the minimum value of the $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ spectrum. The upper limit fixed by this minimum age implies that the C-component

probably do not have an Eocambrian age (540-550 Ma) but rather an Upper Ordovician age.

Unlike the B and C-components which are not geographically constrained, the A-component (26 directions from 3 sites) appears only in the doleritic dikes of the "Sillon de Talberg" area. It yields a palaeopole (labelled TDA) at $58^{\circ}\text{S}, 336^{\circ}\text{E}$ that appears quite different from all previously reported Brittany Paleozoic palaeopoles. On the other hand, it appears rather in better agreement with (1) the Tréguier Kératophyres (Perigo et al, 1983) and the Paimpol spillites (Hagstrum, 1980) both dated at 642 ± 46 Ma (Vidal, 1980) and (2) the Permo-triassic palaeopoles for Europe. These agreements could lead us to presume that the palaeopole TDA is either of Precambrian (Cadomian) or Permo-triassic age. These two possibilities seem unlikely because in case (1) the Trégor doleritic dikes, with continental affinities (Auvray, 1979), would be of same age than the host rock, the calc-alkaline North Trégor Batholith (615 ± 15 Ma; Graviou, 1984; Graviou et al., 1989) related to the North Armorican Cadomian subduction zone (Graviou et al, 1988) and in case (2) the A-component, older than the B-component of Carboniferous age, cannot be of Permo-triassic age.

The geochronological sample ArDB comes from the site-dike DB, where we obtained a positive baked contact test. The age spectrum of sample ArDB, similar to the one of sample ArDO, is interpreted in the same way, assuming the presence of a trapped component of ^{40}Ar in excess. Nevertheless, as for sample ArDC, the correlation calculation does not confirm this excess of ^{40}Ar , because there is too much scatter in the points in the correlation diagram.

As for the other geochronological samples, the plagioclase from sample ArDB is frequently saussuritized with appearance of alteration K-rich phases as sericite. These alteration phases could be related to the Hercynian partial remagnetization observed on all the palaeomagnetic samples from site DB. As for sample ArDC, the minimum ages

of the saddle-shaped part of the age spectrum (steps 1000° and 1050°C) does not correspond to the minimum measured values of the $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ spectrum, reinforcing the assumption of ^{40}Ar in excess, at the origin of the high ages obtained in the high temperature steps. The disturbed shape of the age spectrum not allows to go further in the constrain of the age of the A-component.

In the same way as for the C-component, the comparison of the palaeolatitude deduced from the A-component with the curve of variations of the palaeolatitudes for northern Spain from Ordovician to Carboniferous times (Perroud et al., 1990) suggests an Upper Silurian age (Fig. 13). This assumption is based on the palaeolatitude of 20°N obtained by Perroud et al (1990) for the Upper Silurian (420Ma) volcanism of the Almaden mining district (southern Spain). If we suppose Gondwanian affinities, assumed from paleontological criteria (Van der Voo, 1988), a palaeolatitude of 17.9°N (deduced from the A-component) for the northern part of the Armorican Massif at Upper Silurian period supports the model of apparent polar wander path of Gondwana between Ordovician and Devonian proposed by Van der Voo (1988) and Bachtadse and Briden (1990). This APWP rests on the African palaeopole of the Air intrusives (Niger) (435 Ma; Hargraves et al, 1987) and the Australian palaeopole for the Snowy River volcanics (Lower Devonian; Schmidt et al, 1986) when rotated according to the Gondwana fit of Smith and Hallam (1970). Effectively this path makes a loop between the Ordovician pole (located in the North-Western part of Africa) and the Devonian pole (located in Central Africa), with its apex, at Upper Silurian, located to the South-West of South Africa. This implies an equatorial position for the North African part of Gondwana and then an incursion, for the first time in the Palaeozoic, of the Armorican Massif into the Northern Hemisphere.

GEODYNAMICAL IMPLICATIONS AND CONCLUSIONS

The geochronological study has not been successful but nevertheless suggests that the intrusive phases occur during Paleozoic times.

The palaeomagnetic analyses of the Trégor dolerites dikes has revealed two apparently primary and one secondary magnetization components. The direction of the secondary component clearly links its acquisition to the well-known late Paleozoic remagnetization event. Its perfect concordance with all Carboniferous results from the Armorican Massif shows that no local rotation has occurred in the Tregor area since its acquisition. The presence of two primary components seems more difficult to interpret. A first explanation can be differential structural tilting of the area between the magnetization acquisitions. This would require at least 90° of tilt, which is not supported by geological evidence (the Variscan orogeny is restricted in this area to minor faulting without noticeable local rotations) or by the palaeomagnetic results from the host rock (Ruffet et al., 1990). Other structural interpretations incorporating vertical axis rotations and polarity changes are not plausible for the same reasons. It seems far more reasonable to assume that the magnetizations are not synchronous, either because there were two intrusion phases or because the cooling through Curie temperatures was not synchronous over the whole area. Given the high apparent plate velocity suggested by Gondwanean palaeomagnetic data (Van der Voo, 1988; Bachtadse and Briden, 1990) or Spanish results (Perroud et al, 1990), a small time lag in remanence acquisition would lead to a significant change of the field direction. So, it does not seem unrealistic to assume Upper Ordovician and Upper Silurian ages for the C and A magnetization components, respectively.

Using these two new palaeopoles, we have modified the Armorican Massif APWP proposed by Perroud (1985) for the Ordovician - Carboniferous time interval (Fig.14). Furthermore, we have calculated an alternate APWP, corrected

for the Variscan 15° anticlockwise rotation revealed by comparison with the stable Europe Middle-Upper Carboniferous reference pole (Perroud 1986).

The comparison of these new APWPs with Gondwana's one, as proposed by Bachtadse and Briden, 1990, shows a relatively good fit of the Ordovician - Upper Silurian segments of the pathes, followed by a clear divergence of the pathes in Upper Paleozoic. The timing of the divergence cannot be precisely established since no Devonian result is available for the Armorican Massif.

Perroud et al. (1984) have proposed that the Armorica plate was linked to the northern margin of Gondwana during Ordovician time, in very high southern latitudes. The similarity of the palaeolatitudes of North Africa and Armorica in Upper Silurian suggests that this conclusion can be extended to the whole Ordovician - Silurian time interval, even if it exists minor discrepancies between the polar wander pathes. Then, it seems that Armorica separates from Gondwana, sometimes during Devonian or Carboniferous, since the Upper Carboniferous poles are very different.

These palaeogeographical implications rely strongly upon the age of the palaeopoles, which were determined indirectly by comparison with previous palaeomagnetic results. This situation is not satisfying, and limits their reliability. To overcome this problem, new geochronological investigations have been started, with the hope that better constraints on the dikes emplacement ages will be obtained.

ACKNOWLEDGMENTS

We are grateful to Prof. J.J. Chauvel for his help in the optical examination of polished thin sections. We also thank Dr L. Harris and the two anonymous reviewers for their critical reading and corrections of English. This work has benefited of financial support from CNRS-INSU through its national program DBT (contribution n° 222).

Figures captions

Figure 1: Location of the study area (inset) and schematic geological map of the Trégor region. Sampling sites are shown by black squares.

Figure 2: (a) Frequency diagram of the NRM intensities, (b) Frequency diagram of the viscosity coefficients and (c) stereographic projection (*in Situ* coordinates) of the NRM directions.

Figure 3: Anisotropy of the magnetic susceptibility: (a) Flinn diagram (1965) for all measured specimens. (b) Frequency plot of the anisotropy percentages.

Figure 4: Demagnetization diagrams (Zijderveld, 1967). Solid circles represent projections on the horizontal plane and open circles those on the vertical plane. See text for explanations. TH.: Thermal demagnetization. A.F.: Alternating field treatment. I.S.: *In Situ* coordinates.

Figure 5: Demagnetization diagrams (as in figure 4).

Figure 6: Demagnetization diagrams (as in figure 4).

Figure 7: Thermomagnetic analysis using a Curie balance.

Figure 8: Normalized intensity of the Isothermal Remanent Magnetization (IRM) versus the applied field (in mT).

Figure 9: Site-means of the characteristic directions A, B and C obtained for the doleritic dikes from the Trégor area and from the baked-contact sites (stereographic projection, *in situ* coordinates). For the C-component are plotted the parts of the great-circles determined from the demagnetization trajectories for samples from site DC. The solid lines represent the effective data path.

Figure 10: Age and $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ spectra for samples ArDC, ArDO and ArDB. Brackets for apparent ages represent 1σ errors. Temperatures are given in $^{\circ}\text{C}$.

Figure 11: $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ correlation diagrams for samples ArDC and ArDB.

Figure 12: Apparent polar wander path (stereographic projection) for the Armorican Massif from Upper Precambrian till Actual (from Perroud 1985). **KMB**: Tréguier Keratophyres (Perigo et al, 1983); **SP**: Paimpol spillites (Hagstrum et al, 1980); **MH**: Loguivy microgranite (Perigo et al, 1983); **MR**: Lézardrieux/St Germain Rhyolites (Hagstrum et al, 1980); **CDC**: Crozon dolerites (Perroud et al, 1983); **BV**: Buihth Volcanic Series (Briden and Mullan, 1984); **SI**: Shelve Inlier volcanic rocks (Mc Cabe and Channell, 1990); **MC1**: "Moulin de Chateaupanne" (Perroud et al, 1985); **ES**: Erquy Spillites (Duff, 1979); **PR**: Pont Réan formation (Cogné, 1988); **TH1**: Thouars Massif (Perroud and Van der Voo, 1985); **BD**: St Malo dolerites (Perroud et al, 1986); **CDB**: Crozon dolerites (Perroud et al, 1983); **PB2**: Paimpol-Brehec volcano sedimentary series (Jones et al, 1979).

Figure 13: Comparison of the palaeolatitudes deduced from the A and C-components with the curve of variations of the palaeolatitudes for northern Spain from the Ordovician to Carboniferous (From Perroud et al., 1990).

Figure 14: Comparison of the APWP of Armorica from Ordovician to Carboniferous with that of Gondwana. See text for explanation.

Tables captions

Table 1: Summary of the site-mean and group-mean palaeomagnetic directions.

D: declination.

I: incination.

TH.: thermal treatment.

A.F.: alternating field treatment.

n: number of statistical entries of samples directions used in the statistical analysis.

n₀: number of samples treated.

N: number of statistical entries of sites in the statistical analysis.

k: precision parameter (Mc Elhinny, 1973).

α_{95} : semi-angle of the cone of confidence of 95% probability (Mc Elhinny, 1973).

Table 2: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analytical data for (1) incremental heating experiments on samples ArDC, ArDO and ArDB (2) laser single-step fusion experiments on pieces of plagioclase from samples ArDC and ArDO

- ^{37}Ar is corrected for decay.

- Uncertainties are quoted at the level of one standard error.

- The ratios used to correct interfering isotopes are listed in Féraud et al (1982).

- Isotopic constants used are those suggested by Steiger and Jäger (1977).

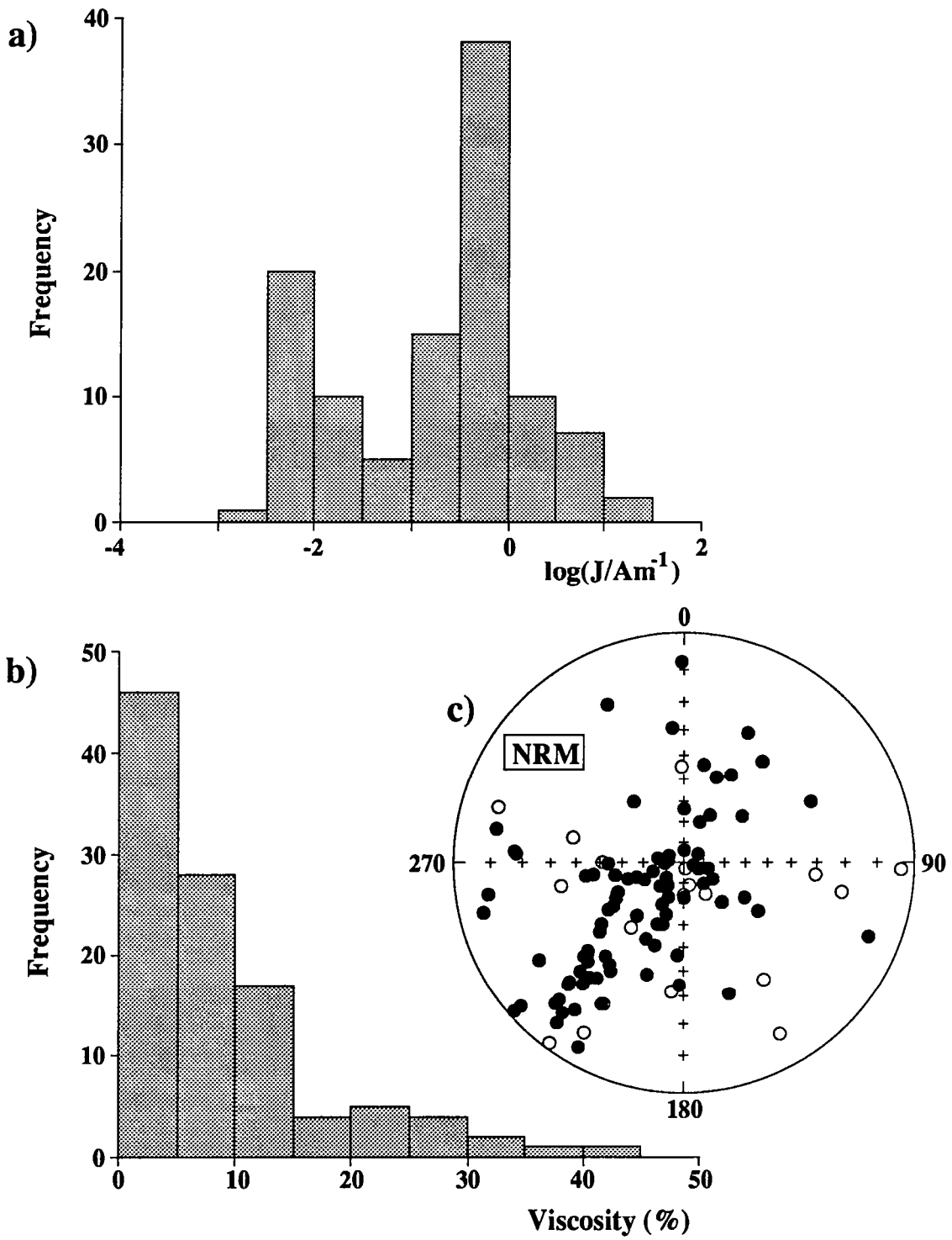


Figure 2

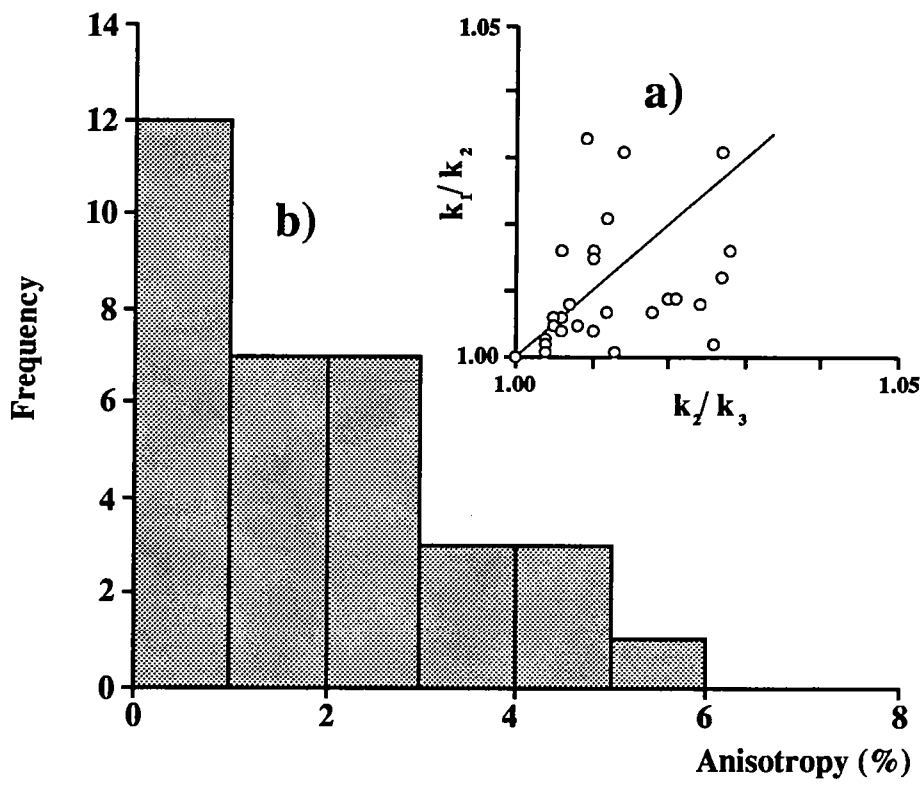


Figure 3

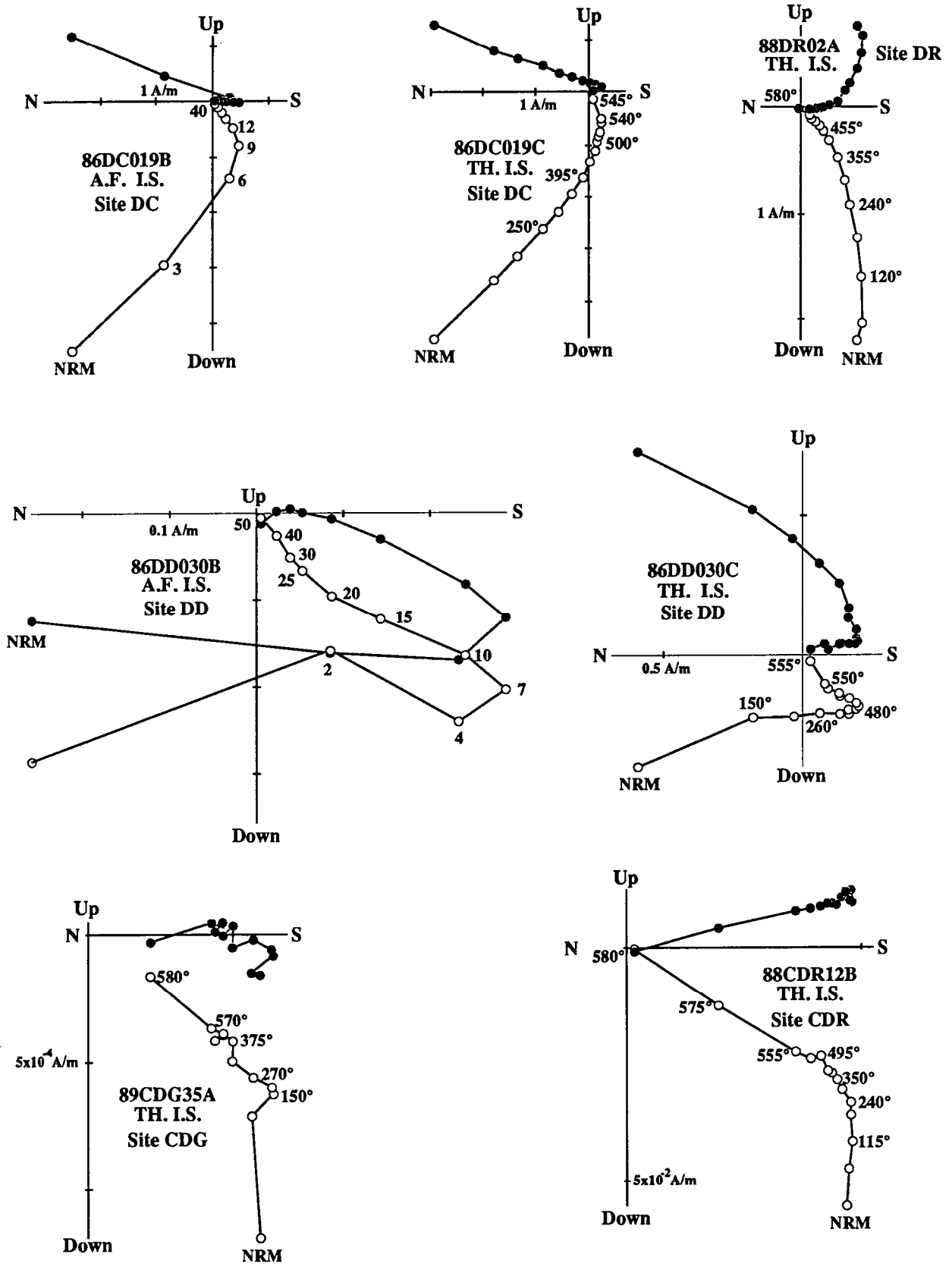


Figure 4

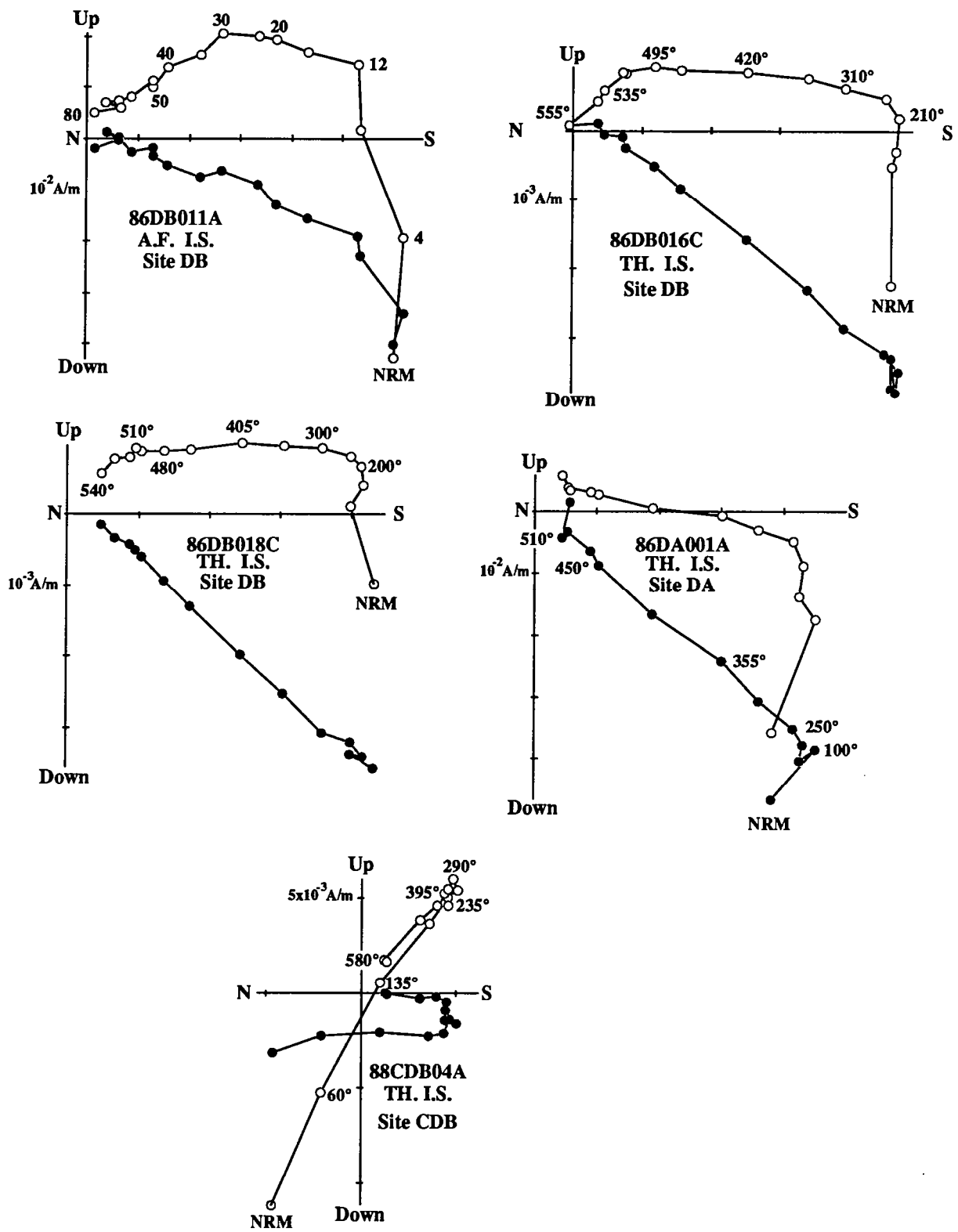


Figure 5

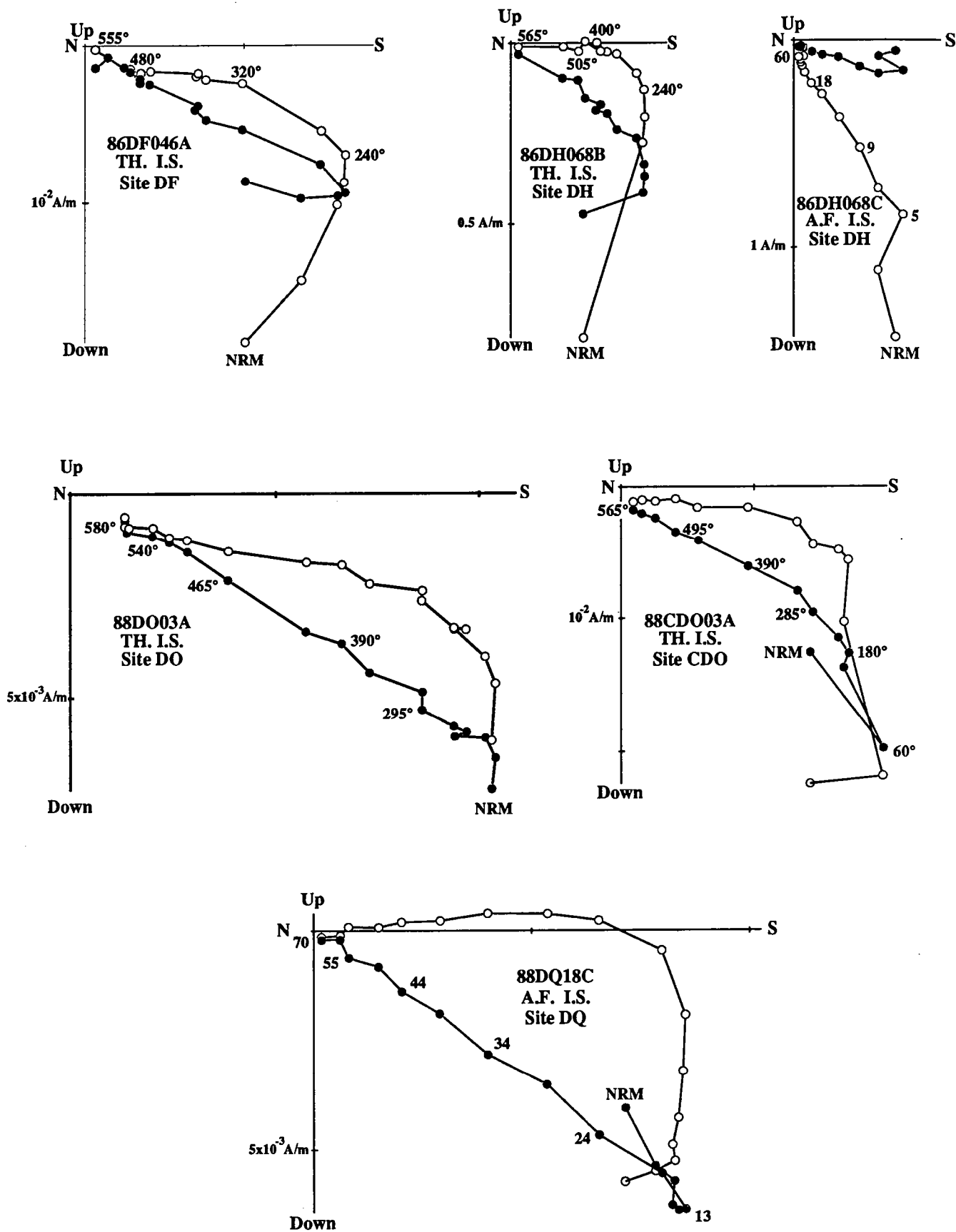
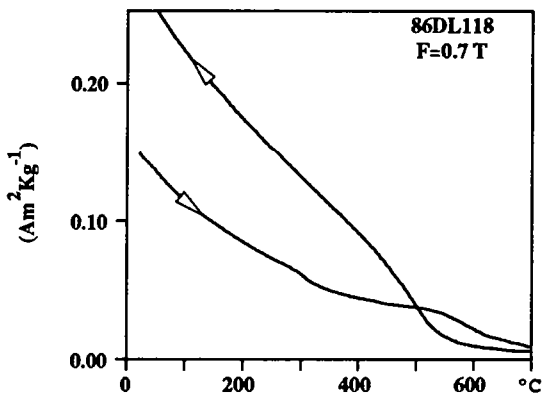
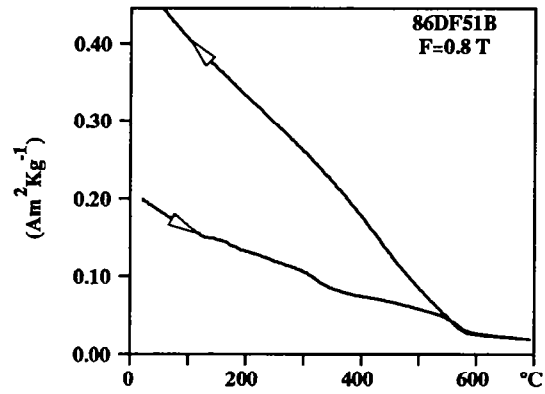
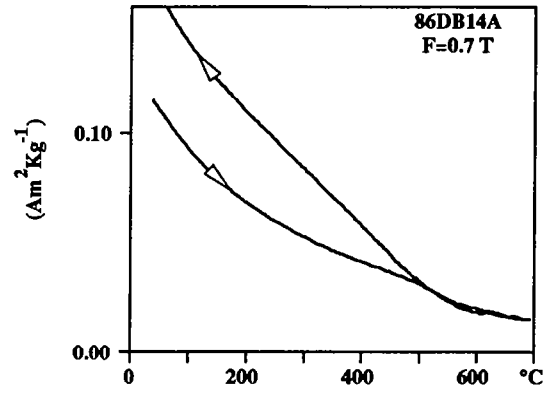


Figure 6

P-type



M-type

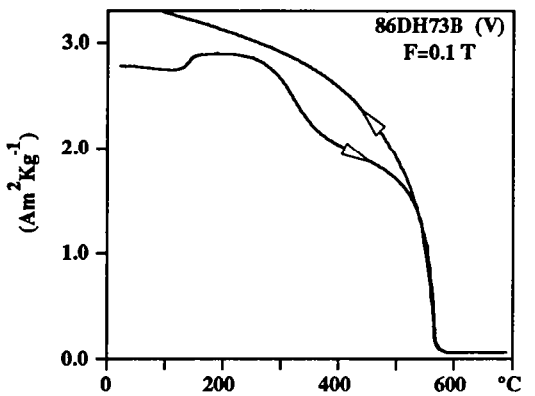
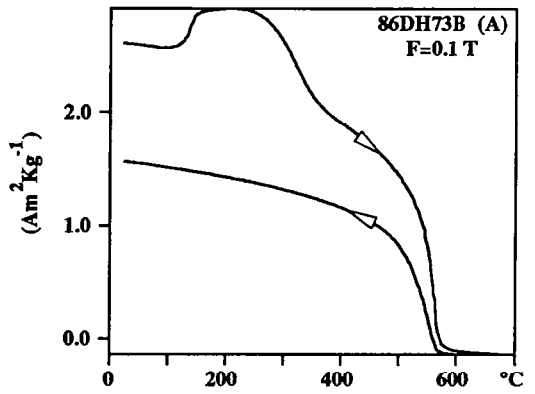
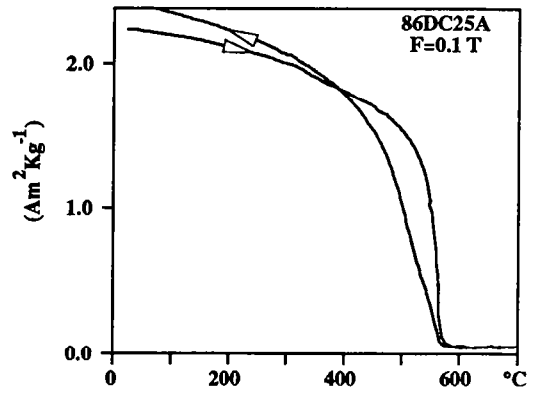


Figure 7

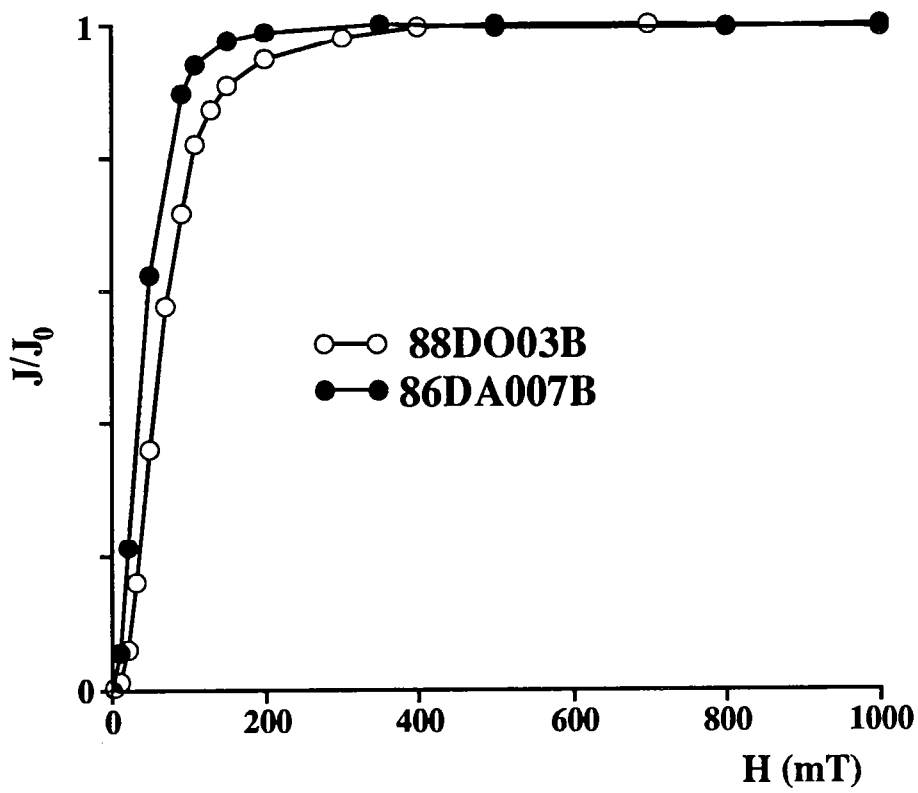


Figure 8

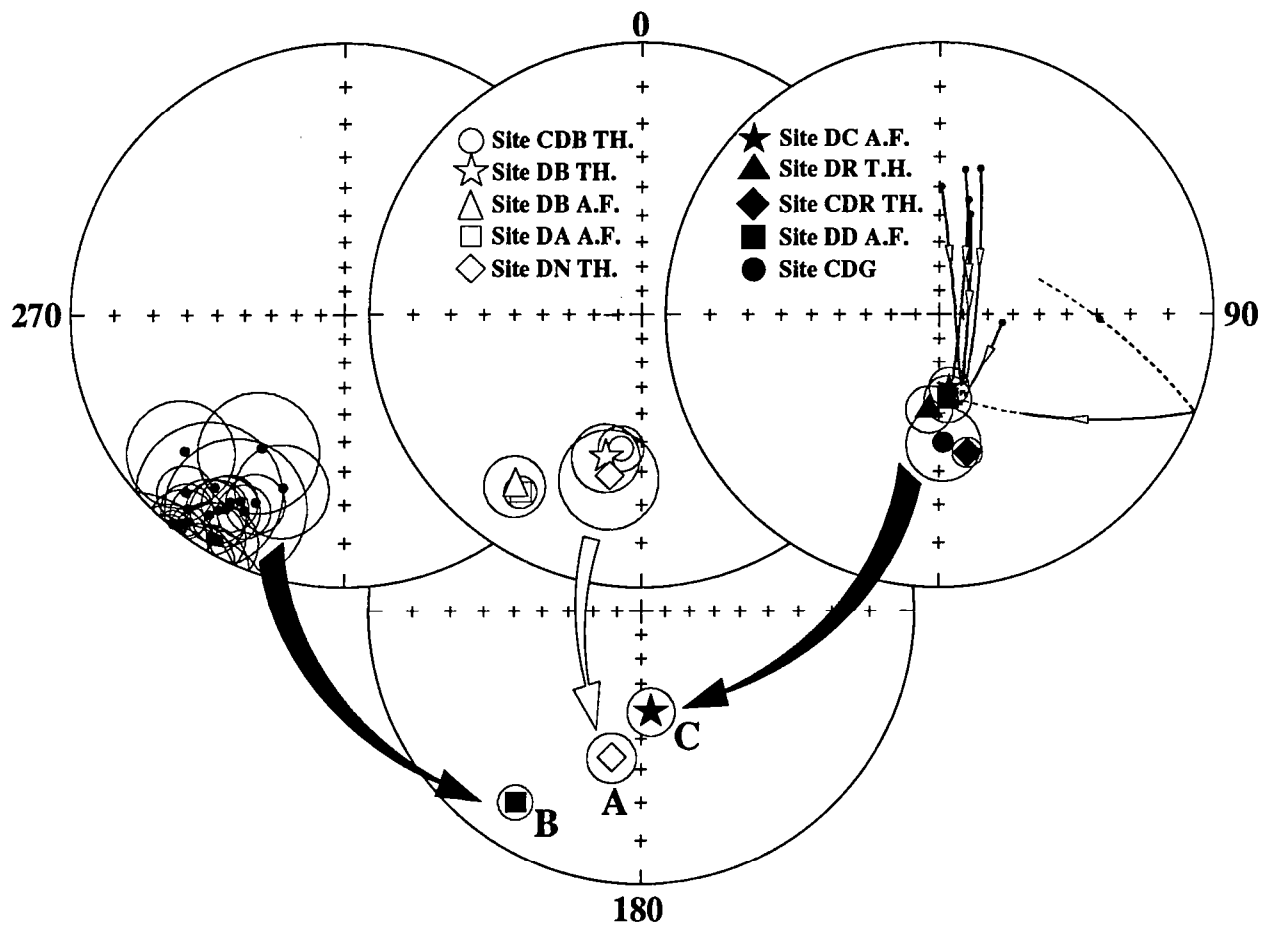


Figure 9

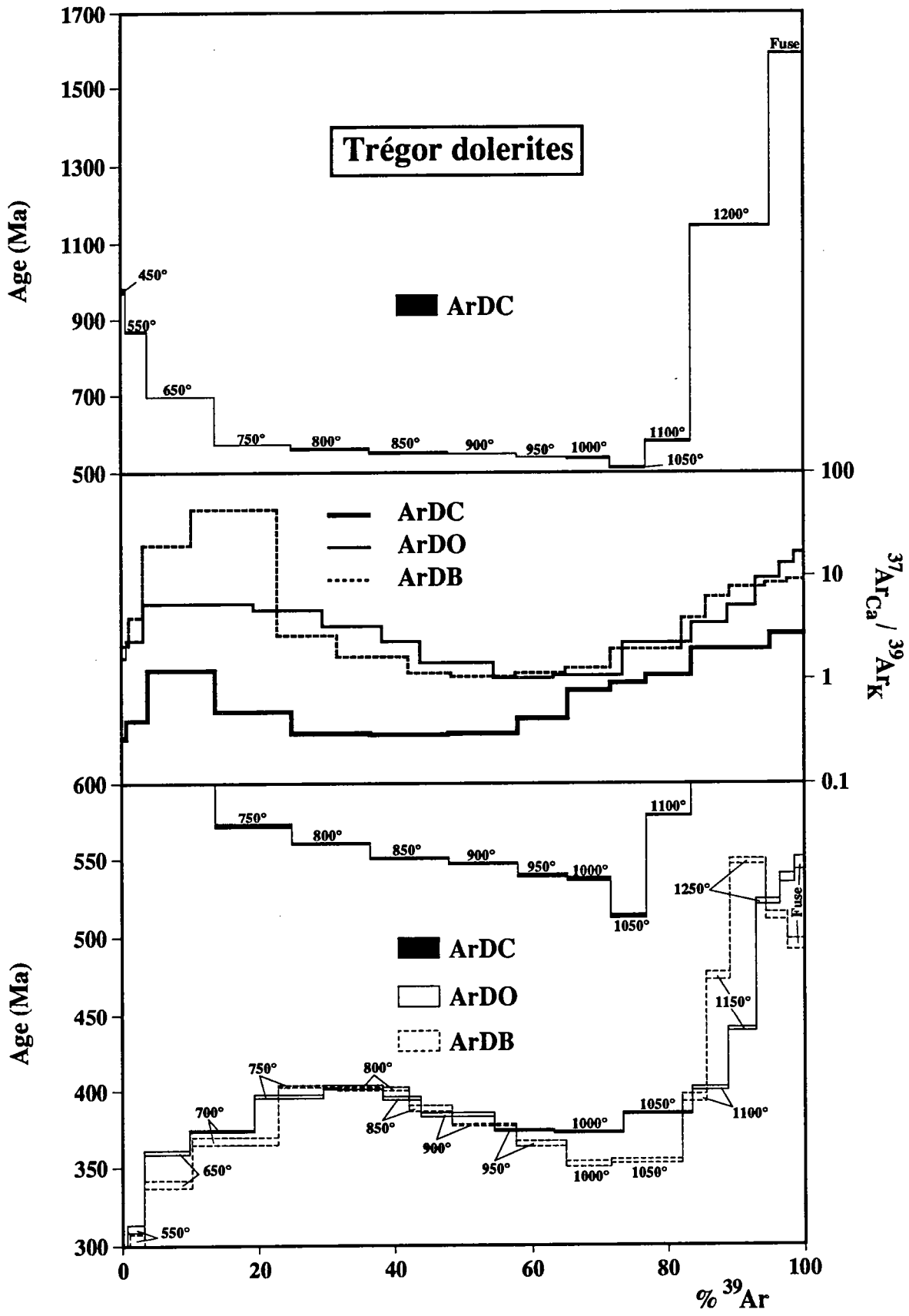


Figure 10

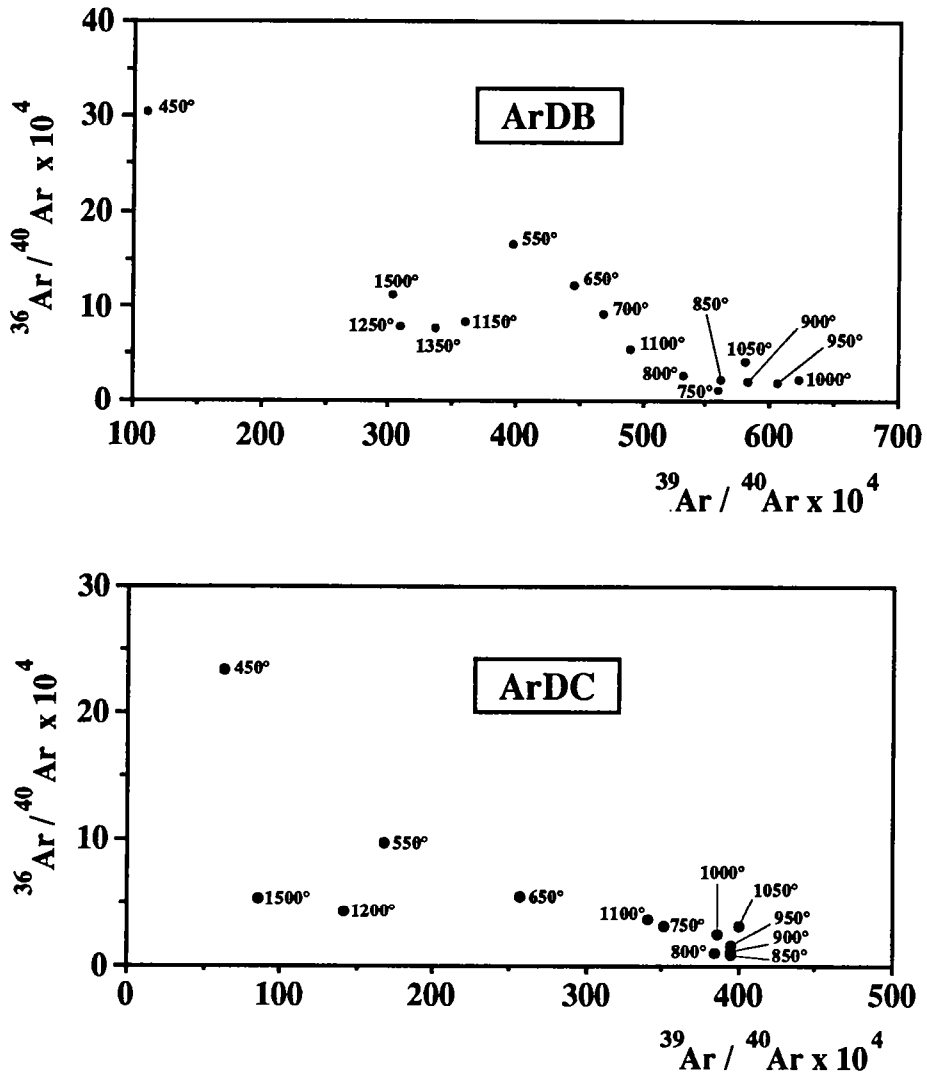


Figure 11

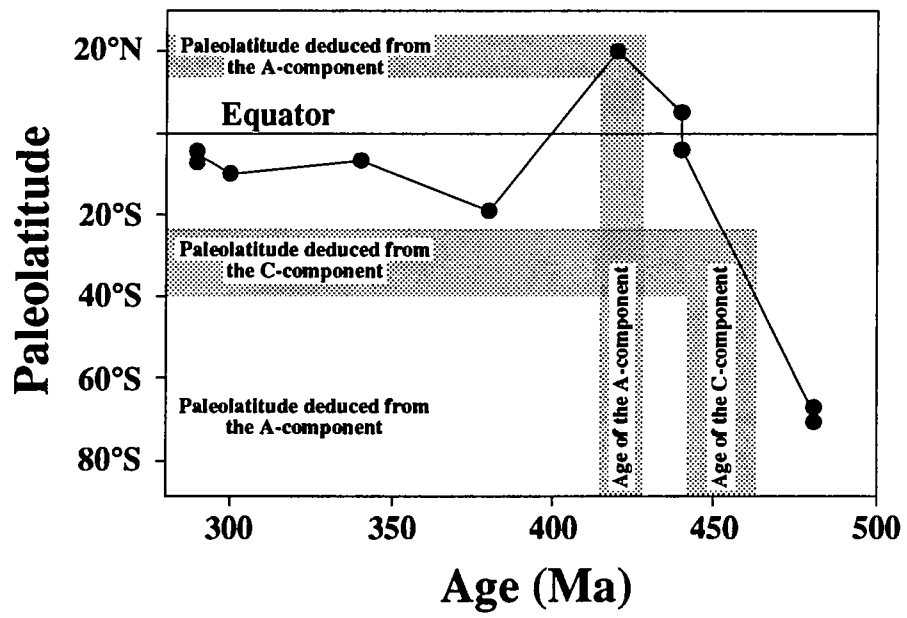
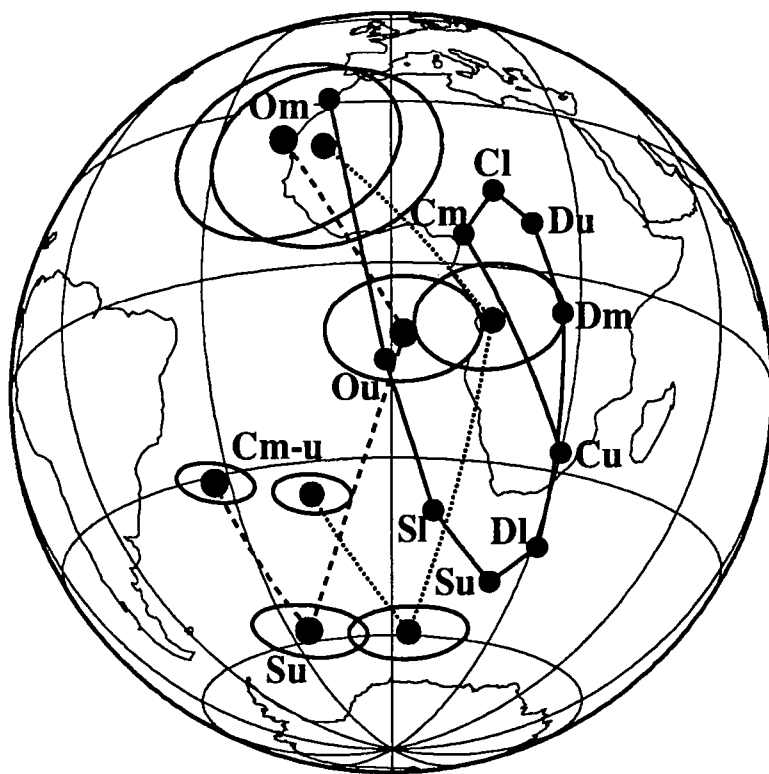


Figure 13



- Gondwana APWP
- - - - - Armorica APWP
- Armorica APWP
(corrected from variscan deformation)

Figure 14

Site	A-component						B-component						C-component					
	TH.			A.F.			TH.			A.F.			TH.			A.F.		
	D/I	n/n ₀	k	D/I	n/n ₀	k	D/I	n/n ₀	k	D/I	n/n ₀	k	D/I	n/n ₀	k	D/I	n/n ₀	k
DA				214/14	5/9	327	217/3	8/8	236	218/2	7/9	64						
DB	194/34	7/8	31	216/14	8/9	42	219/5	8/8	90	209/3	6/9	57						
DC																172/60	8/9	53
DD							195/28	7/8	27	193/31	7/10	28				174/55	8/10	40
DE							217/13	3/8	46	209/14	3/5	48						
DF							211/3	8/8	49	213/9	8/9	53	213/27	3/8	31			
DG																		
DH							211/10	11/11	29									
DI							180/-7	9/9	114									
DJ							205/15	7/7										
DK							222/8	3/11	350									
DL							229/15	6/7	24									
DM																		
DN	191/28	6/6	21				214/7	5/6	75									
DO							200/22	8/8	18	212/30	3/3	19						
DP																		
DQ																		
DR							219/-1	6/6	484									
CDO													186/52	4/5	113			
CDB	189/37	13/13	30				207/12	12/13	81									
CDR							211/12	12/13	38									
CDG													169/35	4/4	332			
													178/40	7/7	23			
	D/I	α_{95}	n/N	k	D/I	α_{95}	n/N	k	D/I	α_{95}	n/N	k						
All sites	191-33	8	26/3	237	214/10	4	124/13	65	174/50	9	31/5	59						
Palaeopole	58°S, 336°E dp=5°, dm=9°				29°S, 318°E dp=8°, dm=2°				11°S, 2°E dp=16°, dm=5°									
Palaeolatitude	17.9°N				5.2°S				30.4°S									

Table 1: Palaeomagnetic results from Trégor dolerite dikes

Table 2 : ^{40}Ar - ^{39}Ar analytical Data

T (°C)	Atmospheric (%)	^{39}ArK (%)	$^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{ArK}$	Age (Ma)
ArDC plagioclase					
450	69.22	0.87	0.2710	49.45	974.5 ± 9.2
550	29.91	2.88	0.3960	42.69	868.4 ± 2.2
650	17.08	9.72	1.2045	32.55	696.9 ± 1.0
750	10.04	11.49	0.4817	25.79	572.6 ± 1.2
800	3.98	11.53	0.3010	25.18	560.9 ± 1.0
850	3.43	11.32	0.2953	24.68	551.3 ± 0.9
900	4.53	10.32	0.3046	24.47	547.3 ± 0.8
950	6.52	7.36	0.4260	24.06	539.4 ± 1.0
1000	9.18	6.07	0.7869	23.95	537.3 ± 1.1
1050	11.25	5.40	0.9219	22.67	512.1 ± 1.5
1100	12.47	6.63	1.0966	26.13	579.0 ± 1.1
1200	13.18	11.43	1.9613	61.23	1145.3 ± 2.3
Fuse	16.48	4.97	2.7500	97.72	1590.9 ± 2.5
					Total age: 699.0 ± 0.4
ArDC plagioclase laser fusion					
Fuse	6.40	-	0.7754	35.36	748. ± 21.
ArDO Plagioclase					
450	92.86	0.59	1.5964	8.89	219. ± 16.
550	39.03	2.63	2.3482	13.00	311.2 ± 2.5
650	22.82	6.74	5.4883	15.25	360.1 ± 1.3
700	15.74	9.34	5.4288	15.90	373.9 ± 1.1
750	6.10	9.94	4.6711	16.97	396.5 ± 0.9
800	6.60	8.70	3.3319	17.24	402.2 ± 0.9
850	8.12	5.61	2.3218	16.92	395.4 ± 1.2
900	6.83	10.91	1.4227	16.39	384.4 ± 0.7
950	7.44	8.87	1.0405	15.89	373.7 ± 0.7
1000	6.87	10.20	1.0829	15.85	372.9 ± 0.8
1050	8.47	10.09	2.2387	16.42	385.0 ± 0.7
1100	12.70	5.12	3.4844	17.21	401.5 ± 1.1
1150	14.85	4.13	5.0883	19.05	439.5 ± 1.5
1250	17.16	3.55	9.4949	23.19	522.5 ± 1.9
1350	25.45	2.16	13.3760	23.99	538.0 ± 2.6
Fuse	35.25	1.42	16.9320	24.49	547.6 ± 3.7
					Total age: 393.9 ± 0.3
ArDO plagioclase laser fusions					
Fuse	18.86	-	2.3828	16.49	387. ± 64.
Fuse	0.75	-	3.3423	21.77	494. ± 43.
Fuse	8.34	-	4.0485	18.84	435. ± 57.
ArDB Plagioclase					
450	91.80	0.88	2.1076	8.73	215. ± 12.
550	59.93	2.15	3.9702	12.65	303.5 ± 3.8
650	41.14	7.20	20.1710	14.31	339.9 ± 2.1
700	30.39	12.56	44.1510	15.60	367.4 ± 2.9
750	11.35	8.62	2.6107	17.28	402.9 ± 1.1
800	14.45	10.41	1.6305	17.20	401.3 ± 1.1
850	17.01	6.39	1.1563	16.59	388.4 ± 1.7
900	13.42	9.65	1.0525	16.08	377.6 ± 1.1
950	16.17	7.34	1.1635	15.51	365.7 ± 1.4
1000	18.52	6.53	1.2911	14.89	352.2 ± 1.6
1050	19.29	10.46	1.9358	15.00	354.6 ± 1.1
1110	30.64	3.64	3.9157	16.92	395.5 ± 2.3
1150	35.18	3.42	6.2721	20.79	474.8 ± 2.4
1250	29.93	5.16	7.7228	24.56	549.0 ± 2.0
1350	33.29	3.26	8.4645	22.72	513.3 ± 2.3
Fuse	44.33	2.34	9.1001	21.80	495.1 ± 3.9
					Total age: 391.0 ± 0.5

Table 2



**CHAPITRE IV:
LE BATHOLITE NORD-TREGORROIS:
COMPORTEMENT MAGNETIQUE ET
ISOTOPIQUE AU REGARD DES
INTRUSIONS**

A) L'AGE DU BATHOLITE NORD-TREGORROIS

Les premières datations du batholite Nord-Trégorrois ont été effectuées en 1967 par Adams. Cet auteur avait obtenu des âges K-Ar sur hornblende et biotite de 670 ± 17 Ma et 587 ± 14 Ma ainsi qu'un âge Rb-Sr sur le système biotite-roche totale de 608 ± 12 Ma. Un âge de U-Pb de $615 \pm 13-17$ Ma a été mesuré par Graviou en 1984. Cet âge est suspecté (Graviou et coll, 1989) d'être plus ancien que l'âge "vrai" du fait de la présence de plomb hérité.

Le vaste programme de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ qui a été entrepris sur le batholite Nord-Trégorrois s'était fixé deux objectifs. Le premier était de contraindre d'un point de vue géochronologique d'éventuelles périodes successives de mise en place des différents faciès pétrographiques constituant le batholithe. Le second objectif était de tenter de retracer l'histoire thermique du massif.

Pour ce faire, un ou deux échantillons ont été prélevés sur chacun des faciès du batholithe Nord-Trégorrois. Des populations d'amphibole et de biotite ont été séparées de ces échantillons.

Les spectres d'âge obtenus, principalement dans le cas des populations de biotite, sont très perturbés mais semblent tous obéir à la même systématique.

L'étude combinée sur amphibole et biotite ainsi que les datations effectuées à l'aide de la sonde laser sur monocristaux ont permis (1) d'établir que la perturbation dans le cas des biotites trouvait son origine dans le processus expérimental et (2) de montrer que l'on pouvait tout de même définir des âges significatifs. Ces résultats sont présentés dans l'article **"Interpretation of disturbed $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ biotite age spectra by combined use of multi-mineral dating and laser microprobe analysis"**.

A la suite de cet article sont présentés d'autres résultats concernant également le batholite mais qui n'ont pas été utilisés dans le cadre de l'article.

**1) Interpretation of disturbed ^{40}Ar - ^{39}Ar biotite age spectra
by combined use of multi-mineral dating and laser microprobe
analysis**

Gilles Ruffet¹ and Gilbert Féraud ²

¹ CAESS, Laboratoire de Géophysique Interne, U.P.R. 4661 C.N.R.S.,
Université de Rennes I, 35042 Rennes Cedex (France)

² Laboratoire et U.R.A. géodynamique, Université de Nice-
Sophia Antipolis, 06034 Nice Cedex (France)

Introduction

The biotite is one of the most common mineral analyzed in conventional K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method. Nevertheless, this mineral may display discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra which are not easily explained in most cases (e.g.: Tetley and McDougall, 1978; York and Lopez-Martinez, 1986; Onstott and Peacock, 1987). These spectra are commonly characterized by low apparent ages at low temperature steps and a nearly flat region over the remaining part of the spectrum, disturbed by either lower or higher ages in the intermediate temperature steps.

In their detailed study on chloritized biotites, Lo and Onstott (1989) explained the existence of depressed ages at intermediate temperature steps by: (1) $^{39}\text{Ar}_K$ recoil from the biotite into the intergrown chlorite, (2) degassing of the biotite phase in two pulses (about 650° and 950° - 1050°C) representing two stages of dehydroxylation and (3) degassing of the interlayered chlorite in two pulses as well (about 550°C and 700° - 900°C). These features lead to a differential thermal release of argon from these two phases characterized by different $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratios.

High anomalous ages in the mid-temperature range have been reported e.g. by Reynolds and Murthy (1983), York and Lopez-Martinez (1986), Layer et al (1987), Dallmeyer (1987), Onstott and Peacock (1987), Muecke et al (1988), Heizler and Harrison (1988), Foster et al (1989), Onstott et al (1989), Lo and Onstott (1989). In their two-phase mica model, York and Lopez-Martinez (1986) attribute these anomalously high ages to argon in excess. For Lo and Onstott (1989), an high Ar partial pressure during the chloritization of the biotite, produced high $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratio in the chlorite and therefore higher ages at intermediate temperature steps, when the intergrown chlorite degassing is important by regard to that of the biotite. In that case, the $^{39}\text{Ar}_K$ recoil depressing the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratio in the chlorite, tends to diminish the height of this "hump" in the age spectrum.

In a more general geochronological study of the Cadomian North Trégor Batholith (Armorican Massif, France), we systematically obtained age spectra characterized by a "hump" at intermediate temperature steps for the population of biotites, whereas single grains of biotites analyzed by laser probe did not show such disturbances but plateau-ages corresponding to the high temperature ages displayed by both populations of biotites and amphiboles of the same rocks. Our results show that more concordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages are obtained on single grains of biotite which can be more carefully selected than thousands grains of a population. Nevertheless, the high temperature ages of the disturbed age spectra displayed by the populations of biotites may be meaningful. We shall try to explain the systematic difference between the age spectra of the laser and classical $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ experiments and also the disturbances observed on the populations of biotites.

Geological setting (Fig. 1)

The North Trégor Batholith is located in the northern part of the Armorican Massif (Brittany, France), named Trégor, and belongs to the Domnonean Domain. It stretches for 40km in length and 10km in width from the Brehat island in the east to the Lannion bay in the west.

It consists of several petrographic facies corresponding to a calc-alkaline suite of cadomian age, that range from diorites (Castel-Meur diorite) through granodiorites (Talberg and "la baie d'enfer" granodiorites, Pleubian microgranodiorite) to monzogranitic granites (Pomelin-Brehat granite, Port-Blanc granite, Launay microgranite) (Auvray, 1979; Graviou, 1984). The diffuse boundaries between these facies, although observable with difficulty, indicate a simultaneity of the different rock-types creation.

The North Trégor Batholith, linked up to the North Armorican cadomian subduction paleozone, was dated at 608 ± 12 Ma (Rb-Sr: Biotite + Whole Rock) by Adams (1967) and then

at 615 ± 13-7 Ma (U-Pb: Zircon) by Graviou (1984) and Graviou et al (1989).

At the end of the cadomian orogeny, an acid and alkaline magmatism intrudes the North Trégor Batholith. This magmatism corresponds to the granites of Porz-Scarff and Paon in the western and eastern parts of the batholith,, respectively, and to the microgranitic dikes of Loguivy, principally located in the Launay microgranite. This magmatic event is dated at 552 ± 8 Ma (Rb-Sr: Whole Rock, Auvray (1975), Vidal (1980)). The North Trégor Batholith is also intruded by an important doleritic dyke swarm whose emplacement age is unknown.

Analytical procedure

The population of minerals (amphibole and biotite) were separated by the classical methods (magnetic separators and heavy liquids). All the final mineral separates was obtained by hand-picking. The single grains of biotites and amphiboles for the laser probe experiments were carefully selected under a binocular microscope from a coarse fraction of the crushed rock sample. The hand-picking criterion for monocrystals were a good preservation of the surface texture and an automorph shape of the minerals.

The mica samples were ultrasonically cleaned to avoid contamination in the cleavage planes frequently delaminated at the periphery of the minerals.

The samples were irradiated in the Mélusine reactor (C.E.N. Grenoble) and in the Osiris reactor (C.E.N. Saclay) with respective total flux of 8 and 9 x10¹⁸ n.cm². The irradiation standards were the biotite LP6 (128.5 Ma, Roddick, 1983) and the amphibole MMhb1 (520.4 Ma, Samson and Alexander, 1987).

The classical step heating procedure, used for the populations of grains, is described by Féraud et al (1982,1986). The step heating and spot fusion experiments on single grains were performed with a laser probe using a Coherent Innova 70-4 continuous argon-ion laser model with a

maximum output power in multiline mode of 5.5 Watts. Its visible beam is focused upon the sample by a coaxial optical set formed of a beam expander (x10), a convergent lens and a mirror. The mineral is located on a Cu-sample holder, beneath a pyrex window, in a stainless steel chamber. This last is mounted on an X-Y micrometer stage that allows a fine adjustment of the laser spot on the sample. The purification line consists of a SAES GP50W getter with St101[®] zirconium-aluminium alloy operating at 400°C and a -95°C cold trap.

Each laser experiment lasts 6 min.: (1) 2 min. (and 5mm for sample 89JBF) of laser heating of the sample (2) 2 min. of expanding in the purification line and (3) 2 min. of inlet time into the mass spectrometer.

For laser probe step-heating experiments, the laser beam size, adjusted onto a cleavage-faced mica, is at least 2.5 times greater (up to 6mm) than the sample size in order to obtain an homogeneous temperature on the whole grain. The temperature of the mineral is not known but the homogeneity of the temperature is controlled by a video system. The laser heating time is kept constant for each step heating experiment. The fusion of the mineral is achieved by focusing the laser spot.

For laser spot fusion procedure, the maximum laser beam diameter was approximately 50 μm . When applied in continuous mode with the minimum power allowing fusion, the focused beam goes slowly through the mineral. This allow to performed melting pits on the order of 50-70 μm in most cases.

The experiments are monitored by a binocular microscope coupled with a video color camera and a high resolution video recorder which enables (1) to compare the experimental conditions between two experiments and (2) to observe, a posteriori, the mineral behaviour during laser probe procedures.

The mass spectrometer consists of a 120° M.A.S.S.E.[®] tube, a Baur Signer[®] source and a faraday cup for radio-frequency induction experiments (total gain: $\times 10^{11}$) or a AEM

1000 ETP[®] electron-multiplier for laser probe experiments (total gain: $\times 10^{13}$). The static measurements of argon isotopes correspond to 11 peak hopping scans. Blanks, made routinely each 1st or 3rd run, are subtracted from the subsequent sample gas fraction(s). Typical blank values of the extraction and purification laser system were 15.5×10^{-12} , 0.2×10^{-12} , 0.2×10^{-12} and 1.2×10^{-12} cm⁻³ STP for masses 40, 39, 37 and 36 respectively.

All isotopic measurements are corrected for K and Ca isotopic interferences (Féraud, 1982), mass discrimination and atmospheric argon contamination. The measured $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmospheric ratio, determining the mass discrimination was 283.6 ± 1.4 .

To define a plateau age, we need at least three consecutive steps, corresponding to a minimum of 70% of the total $^{39}\text{Ar}_K$ released, whose error bars (at the 1 or 2 σ level) intersect (1) one to each other and (2) the error bars of their weighted mean value. The errors on the $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ ratio and the age of the standards are not taken into account.

Results (Table 1)

The mineralogical rock-types of this study are described in detail by Graviou (1984)

The Pleubian microgranodiorite

The microgranodiorite texture is microgranular porphyritic and the phenocrysts of plagioclase, amphibole and rare biotite represent 50% of the rock.

The amphibole population consists of (1) a primary hornblende presenting either a patchy-zoning or, more frequently, a zonation with colors brown for the core and green for the rim and (2) a secondary actinolitic hornblende (green or colourless) resulting from the destabilization of a primary clinopyroxene with a reaction rim of brown or green hornblende. The biotite is most often destabilized in chlorite.

Site F

The age spectrum obtained on a population of amphiboles (87FAS1) (Fig. 2) consisting of green and brown hornblende and actinolitic hornblende, yields a total integrated age of 585.5 ± 0.6 Ma. The saddle shape between 900°C and fusion seems directly correlated to the $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ spectrum form (Fig. 2). A minimum age of 596.5 ± 1.8 Ma is obtained at 990°C. The argon released at lower temperature steps (600°C to 870°C) seem related to K-rich secondary products.

A pure mineral separate of brown hornblende fragments, corresponding to the core of the hornblendes, (87FAS2) (Fig. 2) displays an age spectrum shape characteristic of an argon loss (increasing ages with temperatures) and yields an integrated age of 586.9 ± 0.7 Ma. The lower temperature steps, characterized by lower $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ values may correspond to K-rich secondary products as well (Fig. 2). Between 900°C and 1210°C, the ages increase from 555.4 Ma to reach an age around 600 Ma for the last 50% of the $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released. The corresponding part of the $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ spectrum displays a plateau that probably characterize the brown hornblende.

A laser step heating experiment, performed on a fragment of green amphibole (88TCF6AV), from another rock sample of the same site, shows a complicated age spectrum (Fig. 2) with a total integrated age of 583.4 ± 1.3 Ma. The steps 2 to 12 (77.6% of the total $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released) define a plateau age at 572.0 ± 2.5 Ma (2 σ level). The corresponding part of the $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ spectrum (Fig. 2) have a saddle shape with a minimum value of 0.59 which does not correspond to a composition of amphiboles. So, this plateau age corresponds to K-rich secondary phases in the fragment of green amphibole. The highest ages (up to 626.6 ± 5.3 Ma) corresponding to the last 20% of $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released characterize a Ca-rich amphibole (probably actinote: $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ up to 87.0). A total laser fusion of a smaller fragment of green amphibole (88TCF6AVFT) has given similar age (630.2 ± 12.9 Ma) and $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratio (88.5).

The age spectrum of the biotite population (Fig. 2), that yields a total integrated age of 592.2 ± 0.5 Ma, is characterized by (1) a sharp increase of ages (from 290 to 603 Ma) at low temperature steps (550–650°C) followed by (2) a stabilization of the ages around 609.6 Ma (700–800°C) and (3) a second increase of ages up to 638 Ma (850–900°C). The remaining part of the age spectrum (about 50% of the total $^{39}\text{Ar}_K$ released) shows a decrease and a second stabilization of the ages around 600 Ma. The locally highest ages (850–900°C) are correlated with a significant increase of the $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ ratio (Fig. 3) that otherwise displays a general saddle shape.

Site H

The whole population of amphiboles (87HAS) from "le Gouffre" sample displayed an age spectrum (Fig. 4) similar to the whole population 87FAS1 with, nevertheless, a lower degassing of (1) secondary K-rich phases at low temperature steps and (2) Ca-rich amphibole component at intermediate temperature steps. The $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ spectrum (Fig. 5) is moreover nearly similar to the one of the brown population of amphiboles (87FAS2). The minimum age of the saddle, the total integrated age and the high temperature ages are 597.8 ± 1.7 Ma, 585.6 ± 0.8 Ma and around 603 Ma, respectively.

The biotite population (87HBS) of the same rock sample yields an age spectrum (Fig. 4) and a $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ spectrum (Fig. 3) nearly similar to those displayed by the biotite population 87FBS. The high temperature age of 602.8 ± 1.6 Ma and the total integrated age of 593.0 ± 0.5 Ma are similar to the previous ones but the breakage, at 840°C and 890°C, is more important, with ages up to 662.0 ± 1.7 Ma.

The laser probe experiment, performed on a monocrystal of biotite (87HBL) (Fig. 4) extracted from the same sample, displayed a plateau age at 608.9 ± 2.0 Ma (2 σ level) on 87.4% of the total $^{39}\text{Ar}_K$ released (steps 3 to 21) concordant with the high temperature ages of the populations of biotite and amphibole. The total integrated age is 601.6 ± 0.9 Ma.

The Launay microgranite (site B)

As the Pleubian microgranodiorite, the Launay microgranite texture is microgranular porphyritic. The phenocrysts, constituting 30 to 40% of the whole rock, are mainly plagioclase and a few amphibole and biotite. The amphibole is an hornblende similar the primary amphibole of the Pleubian microgranodiorite. The biotite is most often chloritized as well.

The population of amphibole (87BAS) yields a total integrated age of 611.8 ± 0.7 Ma. The step at 950°C excepted, the general shape of the age (Fig. 6) and $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (Fig. 5) spectra are similar to those displayed by the population 87HAS. The minimum age of the "saddle", 609.0 ± 1.4 Ma (step 1110°C), corresponds to the minimum value (6.41) of the saddle part of the $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ spectrum whereas the highest age of 685.5 ± 12 Ma (step 950°C) is related to the highest value (10.22) of the $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ spectrum. The high temperature ages are around 617Ma.

The biotite population (87BBS), whose age (Fig. 6) and $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (Fig. 3) spectra shapes are similar to those of samples 87HBS and 87FBS, yields a total integrated date of 593.0 ± 0.5 Ma. The breakage at 900°C in the age spectrum corresponds to a maximum age of 645.0 ± 1.7 Ma and is followed by a decrease of ages up to 603.9 ± 1.3 Ma (step 1070°C).

Two kind of laser dating experiments were performed on two optically similar monocrystals of biotite.

(1) The laser step heating procedure displays a regular age spectrum (87BBL1) (Fig. 6) over 41 steps characteristic of an argon loss with an increase of the ages versus temperature (the first 30% of the total $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released) until reaching a plateau age of 616.6 ± 1.3 Ma (2σ level) for the last 81.4% of degassing, concordant with the high temperature ages of the amphibole. Its total integrated age is 607.9 ± 0.6 Ma.

(2) The laser spot fusion (24 measurements) was performed on the cleavage plane of a single monocrystal of biotite (87BBL2) (Fig. 7). The weighed mean age (608.9 ± 0.4

Ma; 1σ) calculated from the whole results is undistinguishable from the integrated age (607.9 ± 0.6 Ma) of the laser step heating experiment 87BBL1. When we exclude the two clearly lower ages displayed by the two first laser spot (performed on the rim and the core of the grain), the weighed mean (616.5 ± 0.4 Ma; 1σ) appears undistinguishable of the plateau age defined from the laser step heating experiment 87BBL1. No systematic variation of the ages related to the position of the laser spot on the cleavage plane of the mineral could be observed.

In order to verify if the difference in the results obtained on the populations of biotites by the radio frequency furnace and on the single grains by the laser probe was caused by experimental artifacts, we analysed a single cristal of biotite (89B2B) with the radio frequency procedure. The integrated and high temperature ages are 596.1 ± 0.5 Ma and around 605 Ma, respectively. The age spectrum have a convex shape and the maximum age reached is 615 ± 2 Ma (step 940°C) The very low amount of $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}$ released at each temperature steps do not allowed to calculate the corresponding $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratios.

The Port-Blanc granite (site J)

The granite texture is granular and the main constituents of the rock are plagioclase, alkali feldspar and quartz. The ferro-magnesian minerals, not very abundant, are mainly biotite, frequently chloritized, and a few hornblende that frequently show a zonation with colors brown for the core and green for the rim. This amphibole may be destabilized in epidote, chlorite and sphene.

The whole population of amphibole (87JAS) (Fig. 8 and Fig. 5) yields a total integrated age of 569.8 ± 1.2 Ma. The low temperature steps (600°C to 800°C) probably correspond to the degassing of secondary K-rich phases. The intermediate temperature steps (840°C to 1020°C) give rather constant ages with a weighted mean value of 595.1 ± 3.9 Ma (2σ level). The corresponding $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratios decrease rapidly from 12.1 (840°C) to nearly constant values around

7.4. Above 1020°C, the ages increase again up to 615.1 ± 4.1 Ma (1110°C) whereas the corresponding $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratios remain constant over most part of the spectrum.

The whole population of biotite (87JBS) yields a very disturbed age spectrum (Fig. 8) with a total integrated age of 570.1 ± 0.5 Ma. There is a very sharp increase of the ages at low temperature steps (500°C to 610°C), followed by a saddle-shape from 610°C to 870°C (minimum age of 578.6 ± 1.5 Ma) and then a decrease of the ages from 668.9 ± 2.6 Ma (870°C) to high temperature ages around 603 Ma (1020-1110°C).

Two step heating laser probe experiments have been performed on single biotites apparently more or less chloritized. The age spectrum (Fig. 8) of the apparently non chloritized monocrystal of biotite (89JBF) shows a very sharp increase of the ages for the two first steps (2.3% of the total $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released), then a slight saddle for approximately 40% of the total $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released (minimum age of 590.1 ± 1.7 Ma). The last 11 ages (approximately 60% of the total $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released) remain constant with a weighed mean of 599.1 ± 1.0 Ma.

The strongly chloritized monocrystal of biotite (89JBA) (Fig. 8) displays low temperature ages increasing very rapidly to 525 Ma (first 10% of the total $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released). Then after relatively constant values, the ages increase regularly (from 20% to 70% of the total $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released) up to 606.7 ± 0.8 Ma before dropping to 580.5 ± 1.2 Ma in the last 30% of degassing. In both laser probe experiments, the $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ spectra (Fig. 8) show the same general dissymmetric saddle shape but the $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratios are ten times higher for the strongly chloritized biotite.

The Talberg granodiorite (site E)

The granodiorite texture is granular but in places it can be granular porphyritic with grain size of plagioclase and amphibole up to 0.5 cm. The ferromagnesian minerals represent 10% of the rock.

The amphibole is an hornblende, always automorphic, presenting very frequently a zonation with colors brown for the core and green for the rim. The rock contains also, a secondary actinolitic hornblende resulting from the destabilization of a primary clinopyroxene with a reaction rim of green hornblende. The biotite is presented in the form of automorphic crystals most often destabilized in chlorite.

The population of amphibole (87EAS) (Fig.9 and Fig.5) yields a total integrated age of 563.2 ± 0.7 Ma. The age and $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}} / ^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ spectra are rather similar to those displayed by the population of amphibole 87FAS1. The minimum ages of the "saddle", 574.8 ± 2.1 Ma and 572.7 ± 2.2 Ma, (1020°C and 1060°C) correspond to the minimum values (6.77 and 6.85) of the saddle part of the $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ spectrum. The saddle shape of the age spectrum between 960°C and fusion seems directly correlated to the $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ spectrum. The argon released at lower temperature steps (600°C to 900°C) is probably related to K-rich secondary products

The biotite population 87EBS (Fig.9) yields age and $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ spectra similar to those of the biotite population 87FBS. The total integrated age of 596.3 ± 0.4 Ma and the high temperature ages around 605 Ma are similar to the previous ones. The breakage in the age spectrum appears at 840°C and 880°C , with ages as high as 656 Ma

Two laser probe experiments (Fig.9) were performed on two monocrystals of biotite (1.5mm and $300\mu\text{m}$ for ArCDO2B and ArCDBBiot, respectively) from the Talberg granodiorite. They yields integrated ages of 589 ± 0.9 Ma and 592.3 ± 3.6 Ma, respectively. The maximum ages are reached at intermediate temperature (618.0 ± 2.7 Ma and 618 ± 11 Ma respectively): the biotite ArCDO2B displays a slight hump but within error bars. These two laser probe experiments do not show, nevertheless, the breakage observed in the age spectrum of the biotite population. The $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ spectrum of ArCDO2B is very similar to the one of the single grain 89JBF with a dissymmetric saddle shape.

DISCUSSION

The amphiboles

The results obtained on the amphiboles will be discussed in detail elsewhere (Ruffet et al, in preparation). Our aim will be here to show that, in spite of disturbed age spectra, the high temperature ages are (1) meaningful and (2) concordant in most cases with plateau ages obtained on monocrystal of biotites.

The carefully selected brown amphiboles (87FAS2) display an age spectrum characteristic of an argon loss (increase of the ages with temperature in the first 50% of $^{39}\text{Ar}_K$ released). The remaining 50% of $^{39}\text{Ar}_K$ released defined a "plateau age" at 600.8 ± 1.0 Ma (1 σ) that represents our best estimate (obtained on amphiboles) of the age of the North Trégor batholite. This age is in rather good agreement with the previous data (608 ± 12 and $615 \pm 13 - 7$ Ma) obtained by the Rb-Sr and U-Pb methods, respectively (Adams, 1967; Graviou et al, 1989).

All the other amphiboles display disturbed age spectra, characterized by (1) increasing ages at low temperature steps, probably related to argon loss and/or degassing of K-rich secondary phases and (2) saddle shapes, generally attributed to excess argon (Harrison and McDougall, 1981) at higher temperature steps.

The existence and location of this excess argon seem clear for the population of amphiboles 87FAS1 which consist of brown (as amphibole 87FAS2), green and colorless fragments of amphiboles. Effectively, there is a direct correlation between the ages and the $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ ratios (proportional to the Ca/K ratio by the relationship $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K = 0.56 \times \text{Ca}/\text{K}$; Féraud et al, 1986). Because (1) the brown cores and the green rims of hornblendes from site F have nearly similar Ca/K ratios (around 11) and (2) actinolitic hornblendes, (a minor component of the population), have higher Ca/K ratios of about 26 (Graviou, 1984), the excess argon of 87FAS1 probably originates, at

least in part, from these last. This is confirmed by the high temperature and total fusion ages (respectively 627 ± 5 Ma and 630 ± 13 Ma) displayed by the single colorless amphiboles 88TCF6AV with high $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratios (87 and 88, respectively). Furthermore, the high temperature ages of 87FAS1 (near 610) Ma are probably affected by excess argon, because the corresponding $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratios are significantly higher (Fig.2) than those of the middle of the saddle shape.

The four other populations of amphiboles (87HAS, 87JAS, 87EAS and 87BAS) display constant $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratios over most of the whole saddle shaped part of the age spectra and higher ratios at lower temperature steps. The absence of high ratios at high temperature is linked to the absence of actinolitic hornblende in samples 87JAS and 87BAS and probably in populations 87HAS and 87EAS. On the other hand, at site B, J and E, the green rims of the hornblendes have slightly higher Ca/K ratios than the respective brown cores (site B: 15.9 and 11.4, respectively; site J: 14.2 and 13.2; site E: 15.4 and 12.4, respectively; from Graviou, 1984). The anomalously higher ages measured near 900°C - 1000°C , particularly in sample 87BAS (Fig. 6), are directly correlated with the higher $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratios. These observations imply that the excess argon, released in the low temperature steps, originate from the green rims of these amphiboles. Nevertheless, the similar Ca/K ratios for the core and the rim of the hornblende of sample 87HAS (Pleubian microgranodiorite) indicate that the excess argon may probably originate from other Ca-rich phases as secondary products. In any case, the high temperature ages would not be affected by excess argon,, the saddle shape being probably due to both effects of excess argon in the lower temperature steps and argon loss (closely observed on 87FAS2, Fig.2).

The biotites

On five different sites of the Trégor batholith, we analyzed five populations of biotites and eight single biotites on four sites. One strongly chloritized single biotite and five apparently pure single biotites were analyzed by step heating procedure. On the site E, two biotites of different size were analyzed, and on the site B, one biotite was investigated by the spot fusion procedure.

The five populations of biotite displayed disturbed age spectra characterized by (1) sharp increase of ages at low temperature, (2) a hump or breakage in the age spectra from 840° to 960°C (with ages as high as 669Ma) and (3) reasonably concordant ages at high temperature (between 600 and 605Ma), which are also concordant with high temperature ages of the amphiboles. Furthermore, the biotite 87JBS displayed a saddle shape between 610 and 870°C.

On the opposite, the apparently pure single biotites, analyzed by the step heating procedure with the laser probe, displayed plateau ages (87HBL, 87BBL1, ArCDBBiot, ArCDO2B) or a slightly disturbed age spectrum (89JBF) characterized by a flat saddle-shape for the first 50% of $^{39}\text{Ar}_K$ released and concordant ages around 599Ma for the remaining $^{39}\text{Ar}_K$ released.

Although the two single biotites from site E displayed plateau ages, a slight increase of the ages can be observed at intermediate temperature steps. Nevertheless, the disturbances observed on the age spectra displayed by the single biotites are obviously much lower than those corresponding to the populations.

Why do single biotites give less disturbed results than the populations?

This difference may be explained either by (1) an artifact of the laser experimental procedure which artificially smoothes the ages of the age spectra, or (2) the existence of two different kinds of minerals in the populations and for the single grains.

It does not seem reasonable to believe that artifacts generated by laser probe experiments are able to sufficiently smooth the age spectra in order to cancel the hump and to give plateau ages for the following reasons.

(a) Generally, the plateau ages of the single biotites are concordant with the ages displayed on both sides of the hump of the corresponding populations.

(b) To avoid eventual heterogeneous temperatures over the whole surface of the single biotites, caused by the "gaussian" distribution of energy in the laser beam, we used a diameter of the beam on the order of 2.5 times the diameter of the grain.

(c) As calculated by Hall (1990), the thermal gradient in laser step heating experiments are very low. When applied from the top to the bottom of the micas, this calculation is valid if it does not occur important delamination between the mica planes. If, effectively, we observed such delamination phenomena during laser spot fusion experiments, they have not been detected during laser step heating.

(d) One single grain heated using the classical radio frequency furnace revealed a very low hump compared to the one yielded by the corresponding population.

Therefore, the single grains of biotite are probably different of the grains of the population. The main difference is probably a more important purity of the single grains, which are probably selected with more care than the grains of the population, that could be more chloritized.

The disturbed age spectra of the populations

Positive humps, similar to those displayed by our populations of biotites, were explained by excess ^{40}Ar by York and Lopez-Martinez (1986) (in their suggested two faced biotite model) and by Lo and Onstott (1989). For these last authors, the hump is caused by high $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in the chlorite, interlayered in the biotite, resulting from high partial pressure of ^{40}Ar during the chloritization phenomenon. This interpretation cannot be applied to our

biotites, because one strongly chloritized single biotite (89JBA) displayed much lower ages (Fig.8) than the apparently corresponding pure single biotite (89JBF). If an eventual excess argon is released by the biotite and not by the chlorite, there is no reason that the single grains did not reveal this component of argon in excess as well.

Therefore we discuss now the possibility of the existence of $^{39}\text{Ar}_K$ recoil from the biotite phase towards the chlorite phase, as proposed by Lo and Onstott for different shapes of age spectra.

The existence of chlorite interlayered in our biotites is clearly demonstrated by (1) HRTEM analyses (not presented in this paper) and (2) the $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ spectra. Effectively, the values of the $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ ratios measured in the populations of biotites of site J are intermediate between those displayed by the corresponding apparently pure single grain of biotite (89JBF) and those obtained from the strongly chloritized single grain of biotite (89JBA). Moreover, the $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ spectrum of the biotite population shows a clear hump at intermediate temperature steps whose highest values correspond to those displayed by the chloritized biotite 89JBA. Such a hump is provoked by a relatively more important degassing of the chlorite phase, at these temperatures (840°-900°C) (Lo and Onstott, 1989), which is characterized by higher Ca/K (and then $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$) ratios than the biotite phase. The fact that the strongly chloritized biotite does not show this hump may be explained by an homogenization of the Ca/K contrast between the chlorite and biotite phases by recoils of ^{39}Ar and ^{37}Ar when the intercalations of chlorite and biotite are abundant (The distances of recoil are large compared with the thickness of pure individual phase; Lo and Onstott, 1989).

On figure 10, the gas release patterns of $^{40}\text{Ar}^*$ and $^{39}\text{Ar}_K$ for the populations of biotite (Sites B,F,H and J) show two main degassing pulses around 700°C and 900°-1000°C. These temperatures, classically reported for biotites (Berger et York, 1981) are concordant with the two dehydroxylation peaks reported by Gerling et al (1966),

Melenevskiy et al (1978) and Sanz et al (1983). According to Lo and Onstott (1989), the chlorite also out-gasses in two pulses, but centered at about 550°C and 700-900°C, during dehydroxylation and destruction of the chlorite phase, respectively.

The gas release patterns (Fig.10) show that the $^{39}\text{Ar}_K$ degassing is similar to the $^{40}\text{Ar}^*$ degassing excepted in two places: (1) on the low temperature edge of the first degassing pulse where the relative $^{39}\text{Ar}_K$ released is higher than the relative $^{40}\text{Ar}^*$ released and (2) between the two peaks and on the low temperature edge of the second degassing pulse where the opposite is observed. This deficit in $^{39}\text{Ar}_K$ relatively to $^{40}\text{Ar}^*$ (producing the hump in the age spectrum near 900°C) may correspond to the excess of $^{39}\text{Ar}_K$ at low temperature (at about 550-600°C) as shown in the upper part of the figure 10. These transfer of $^{39}\text{Ar}_K$ may be explained by the recoil of $^{39}\text{Ar}_K$ from the biotite phase to the chlorite phase. This hypothesis is apparently in conflict with the existence of a hump in the $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$ (corresponding to the hump in the age spectra), which may characterize an increase of the relative degassing of the chlorite, by regard to the biotite. This contradiction disappears if we assume that (1) the biotite phase, whose K-content is much higher than for the chlorite phase, remains the main degassing phase in this temperature domain and (2) the $^{39}\text{Ar}_K$ included by recoil in the chlorite phase is mainly released at the first degassing pulse of the chlorite, at temperatures lower than 600°C. If the first assumption is difficult to verify, the second one is strengthened by the results of the spot fusion experiment, described later.

The correlation diagrams on the biotite populations

The correlation diagrams (Fig.11) ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) (Turner, 1971; Roddick et al, 1980; Hanes et al, 1985) reveal for all the populations of biotite, at least two distinct linear trends.

(1) The steps corresponding to the hump in the age spectra define a reasonably good alignment corresponding to ages around 590Ma, and high initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratios (from 3680 to 4750). Such a trend, usually interpreted as representative of a component of argon in excess may be caused by a $^{39}\text{Ar}_K$ recoil redistribution which does not change significantly the $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ values but increases the corresponding $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ratios.

(2) The high temperature steps define a linear array with initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratios undistinguishable from an atmospheric composition ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}=295.5$), and ages from 600.8 ± 1.2 Ma to 604.1 ± 1.7 Ma concordant with the high temperature ages displayed by the age spectra.

In addition with these results, the sample 87JBS seems to reveal a third trend corresponding to the intermediate temperature saddle-shape of the age spectrum (610° - 840°) characterized by a non atmospheric initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio and an age of 541.3 ± 13.1 Ma, which is in good agreement with the age of the Eocambrian alkaline magmatic rocks (552 ± 8 Ma; Auvray, 1975; Vidal, 1980). Nevertheless, because the complexity of these results, we consider this age with caution.

The spot fusion experiments

Two important informations are given by the spot fusion results obtained on the single grain 87BBL2 (Fig.7).

(1) In spite of younger ages obtained at low temperature by step heating (mostly on the populations but also, at lower extent on the single grains), and if we except the two first spot results, we do not observe any age gradient from the periphery of the grain towards its center. Therefore, the low $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ ratios measured by step heating at low temperature (under about 600°C) correspond to phases depleted in $^{40}\text{Ar}^*$, and/or enriched in $^{39}\text{Ar}_K$, distributed in the whole volume of the grain, probably at the boundary chlorite-biotite.

(2) The ages of the two first spot fusions, located at the edge and the center of the cleavage plane, were significantly lower than all the other ones. This may be related to a delamination of the mica, which was observed during this two experiments and which is caused by a mechanical effect of the local fusion. The corresponding results were affected by a significant amount of atmospheric ^{36}Ar and ^{40}Ar , and possibly ^{39}Ar in excess (by regard to $^{40}\text{Ar}^*$) not strongly incorporated in the crystal lattice, and therefore released from extra areas than the fusion spot during delamination.

These observations are concordant with the degassing of $^{39}\text{Ar}_K$, originating from recoil, released from the chlorite phase at low temperature steps during the step heating experiments. Nevertheless, and because the single biotite 87BBL1 analyzed by step heating shows also younger low temperature ages in spite of concordant ages at higher temperatures (no hump in the age spectrum), it is likely that the phases whose degassing occurs at low temperature steps are affected by some $^{40}\text{Ar}^*$ loss as well.

CONCLUSIONS

(1) The apparently pure single biotites, analyzed by the step heating procedure with the laser probe, display plateau ages reasonably concordant with (a) the high temperature ages measured on both the populations of amphiboles and biotites of the same rocks and (b) the Rb-Sr and U-Pb ages (608 ± 12 and $615 \pm 13 -7$ Ma, respectively).

(2) The young ages at low temperature steps and the hump at intermediate temperatures observed on the age spectra of the populations of biotite are disturbances mainly induced by $^{39}\text{Ar}_K$ recoil from the biotite (causing the hump) phase into the chlorite phase (giving the low temperatures ages).

(3) In spite of these disturbed age spectra, the high temperatures ages of the biotite populations seem valid, as shown by (a) their concordance with the high temperatures

amphibole ages, (b) the results obtained on single grains of biotite and (c) the corresponding linear trend displayed by the $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ correlation plot.

(4) The difference of results obtained on single grains and on the populations of biotite may probably be explained by a better purity of the single biotites which could be more carefully selected than thousands of grains forming the populations.

(5) Eventual artifacts of laser step heating experiments which would smooth real disturbed apparent ages are unlikely, mainly because one single biotite heated by the classical radio frequency system shows a very slight hump, much lower than that of the population of biotite from the same site.

Figures and Tables captions

- Figure 1 : The North Trégor Batholith (Rock-types 1, 2, 3, 4 and 5) in its schematic geological context (from Auvray, 1979). (1): Talberg and "Baie d'enfer" granodiorite ; (2) Launay microgranite ; (3) Pomelin-Bréhat granite ; (4) Port-Blanc granite ; (5) Pleubian microgranodiorite ; (6) Alkaline magmatism ; (7) Brioverian volcano-sedimentary series. The North is at the top of the map.
- Figure 2: Apparent age (Ma) and $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (for amphiboles) versus the fraction of $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released for samples from the Pleubian microgranodiorite (Site F). The error bars for each temperature steps are at the 1σ level. The errors in the J-values are not include.
- Figure 3: $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ versus the fraction of $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released for biotites from the Launay microgranite and the Pleubian microgranodiorite.
- Figure 4: Apparent age (Ma) versus the fraction of $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released for samples from the Pleubian microgranodiorite (Site H). Same observations that for Fig. 2.
- Figure 5: $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ versus the fraction of $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released for amphiboles from the Pleubian microgranodiorite (Site H), the Talberg granodiorite, the Port-Blanc granite and the Launay microgranite.
- Figure 6: Apparent age (Ma) versus the fraction of $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released for samples from the Launay microgranite. Same observations that for Fig. 2.
- Figure 7: Ages obtained from the laser spot scanning performed on a monocrystal of biotite from the Launay microgranite. The ages are plotted versus the laser experiment fusion number. The error bars are at the 1σ level.
- Figure 8: Apparent age (Ma) and $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (for biotites) versus the fraction of $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released for samples from

the Port-Blanc granite. Same observations that for Fig. 2.

Figure 9: Apparent age (Ma) and $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (for biotites) versus the fraction of $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released for samples from the Talberg granodiorite. Same observations that for Fig. 2.

Figure 10: Degassing patterns of $^{40}\text{Ar}^*$ and $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ for biotites from the North Trégor Batholith, plotted as a percent of total gas released (normalized by the temperature intervals between two successive steps) versus temperatures during step heating experiments. The ages and differences between the degassing percents of $^{40}\text{Ar}^*$ and $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ are also plotted versus the temperatures.

Figure 11: $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ correlation plot for the populations of biotites of the North Trégor Batholith. Error bars and errors on the results are at the 1σ level. Hi-T: High Temperatures component. Int-T: Intermediate Temperatures component. Low-T: Low Temperature component.

The $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ and $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ are both calculated from the intercept of the best-fit line (York, 1969) with the respective axes of the correlation plot.

$\text{MSWD} = \text{SUMS} / (n-2)$

SUMS: minimum weighted sum of residuals

n: number of points fitted

Table 1: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analytical data

T(°C) = temperature in degree celsius. Uncertainties are about $\pm 15^\circ\text{C}$. For laser experiments, only the step number is reported.

Age(Ma) = the date is calculated using the decay constants recommended by Steiger and Jager (1977). The error is at the 1σ level and does not include the error in the value of the J parameter.

Because of a too long delay between experiment and irradiation, no correction for Ca-interferences could be applied to the 87BBL1, 87BBL2 and 87HBL single biotites.

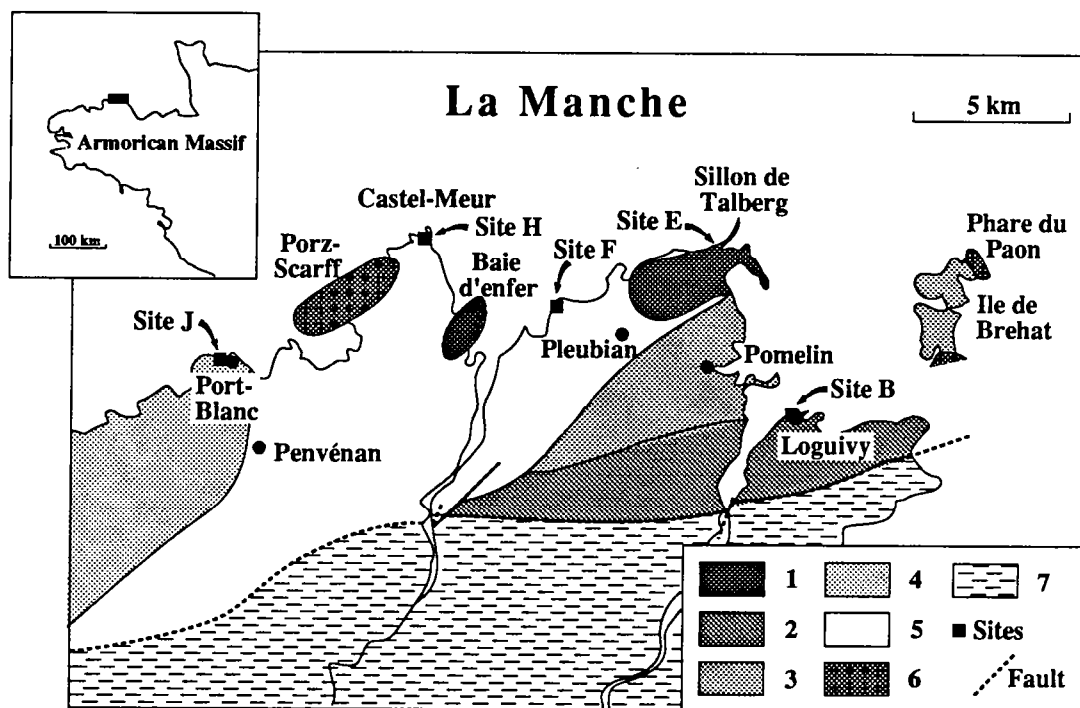


Figure 1

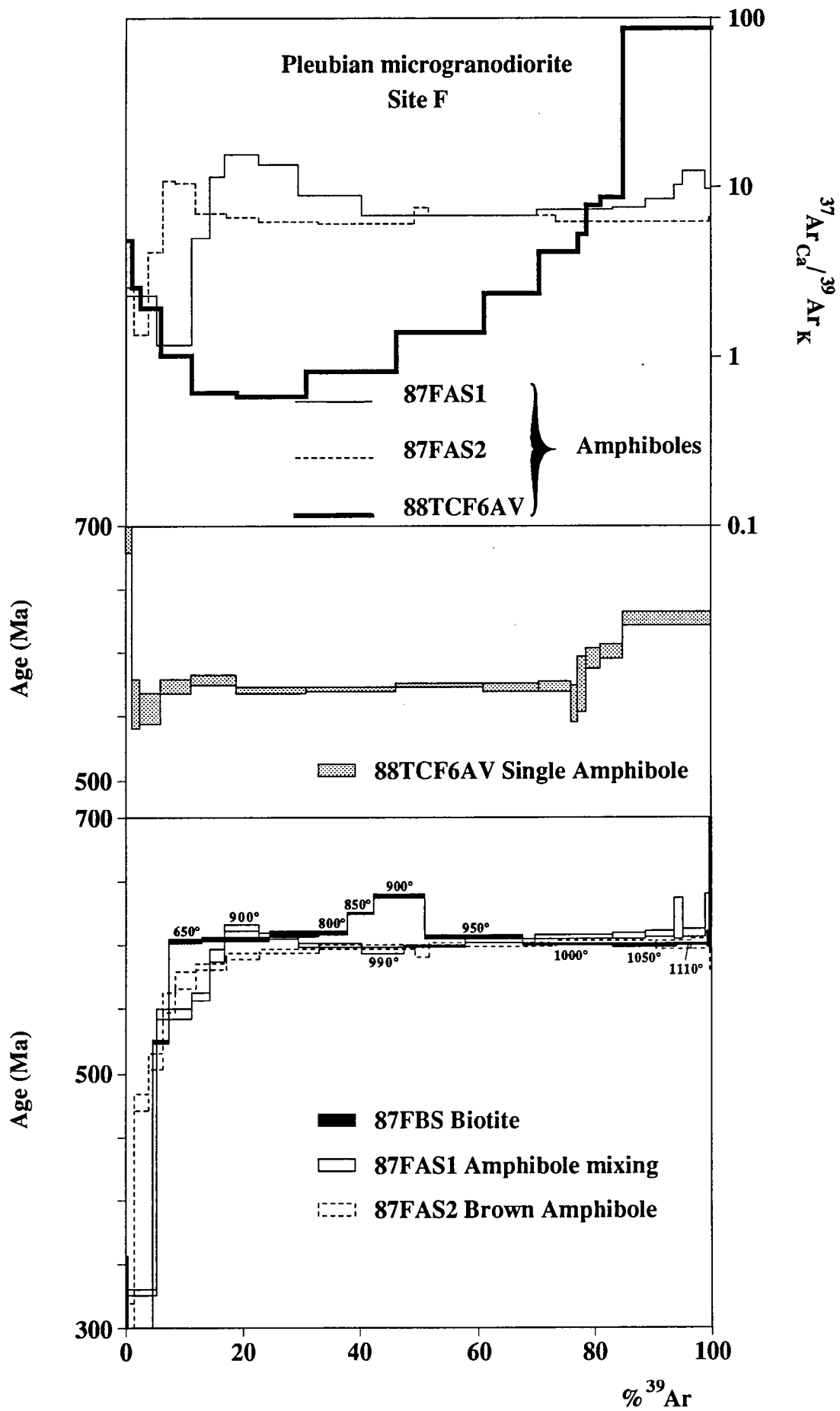


Figure 2

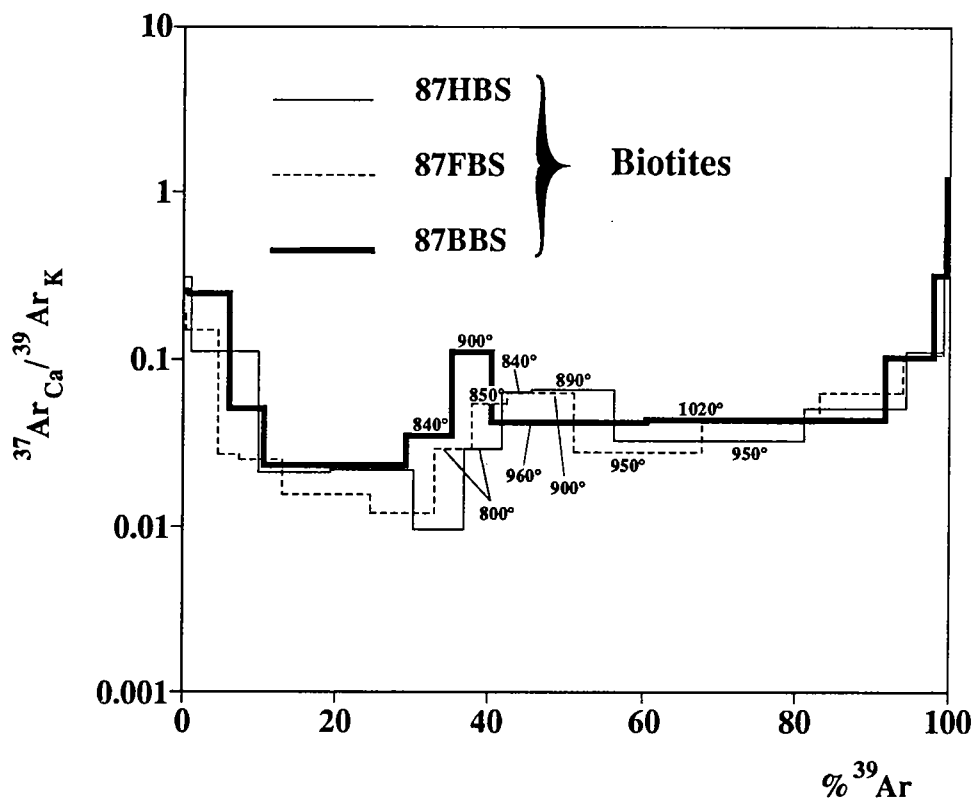


Figure 3

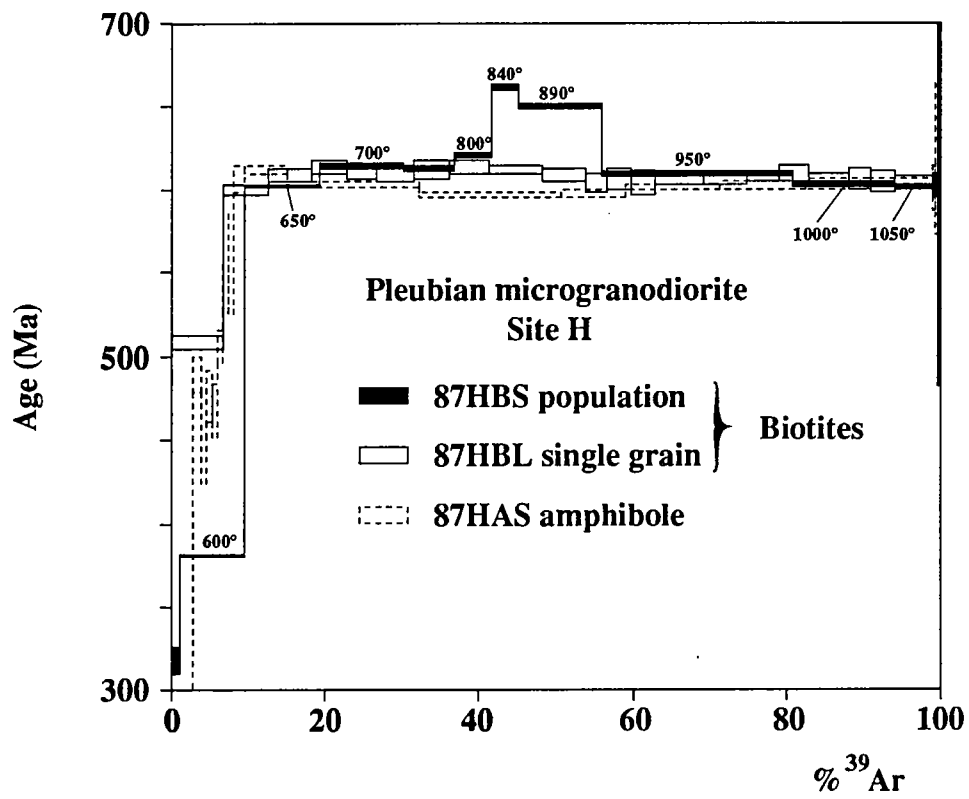


Figure 4

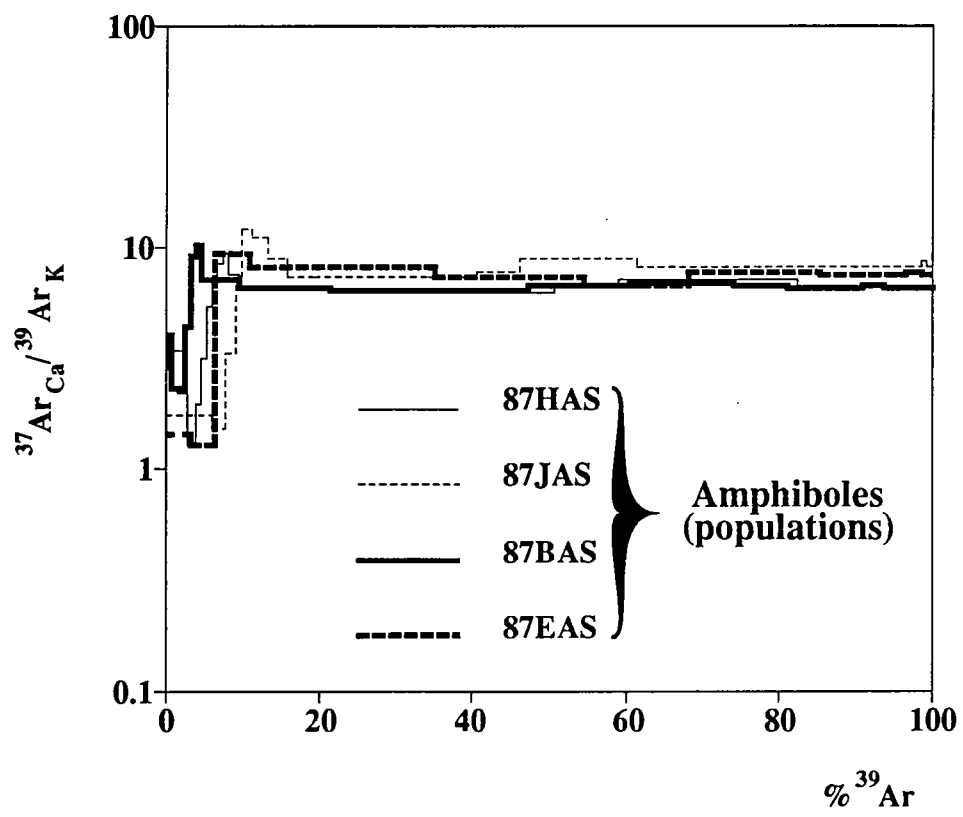


Figure 5

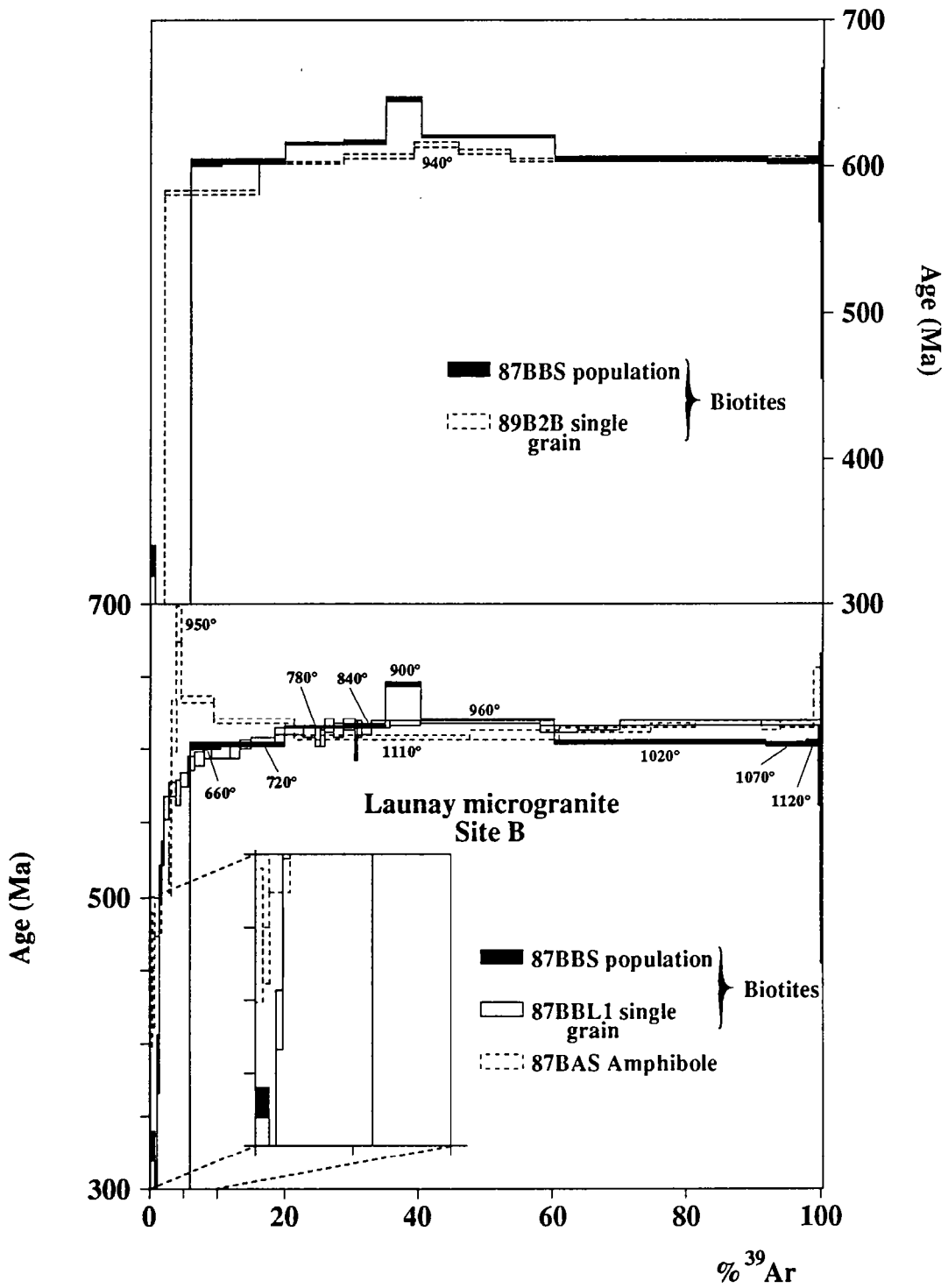


Figure 6

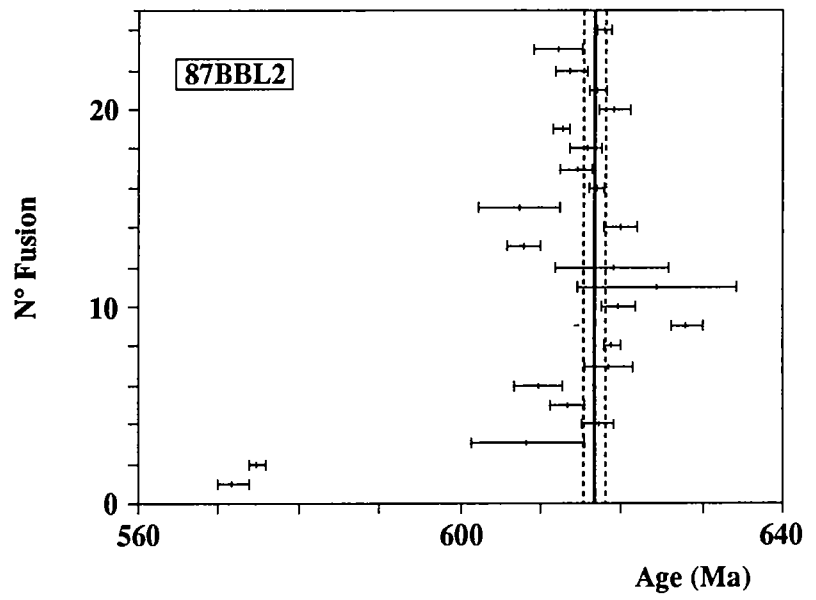
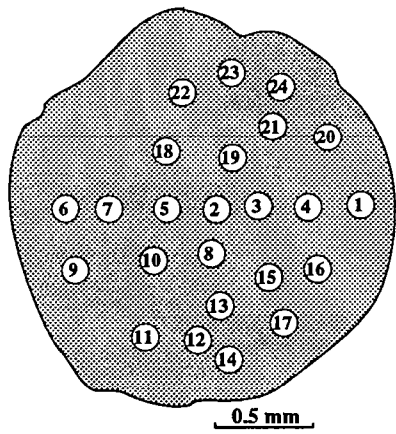


Figure 7

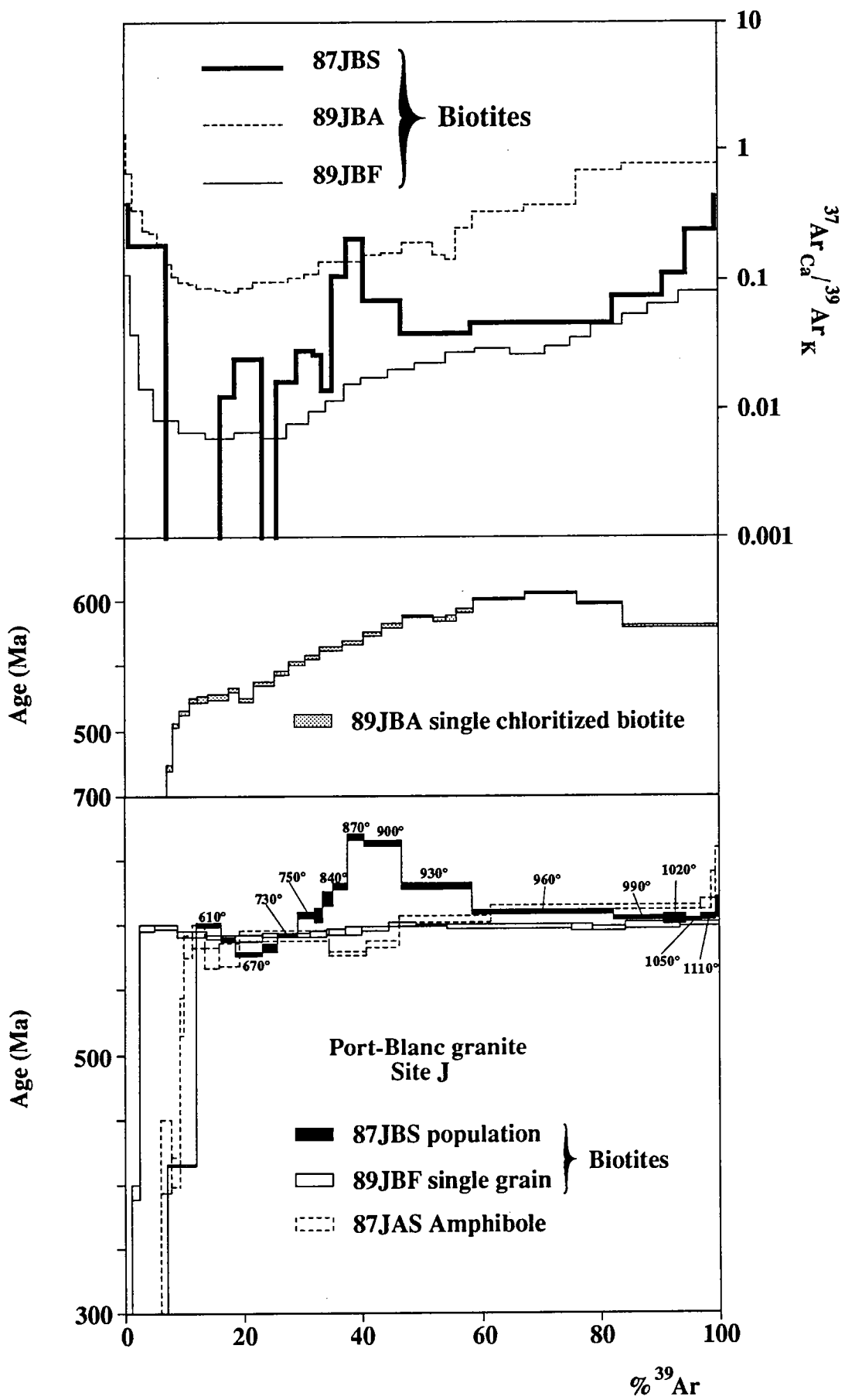


Figure 8

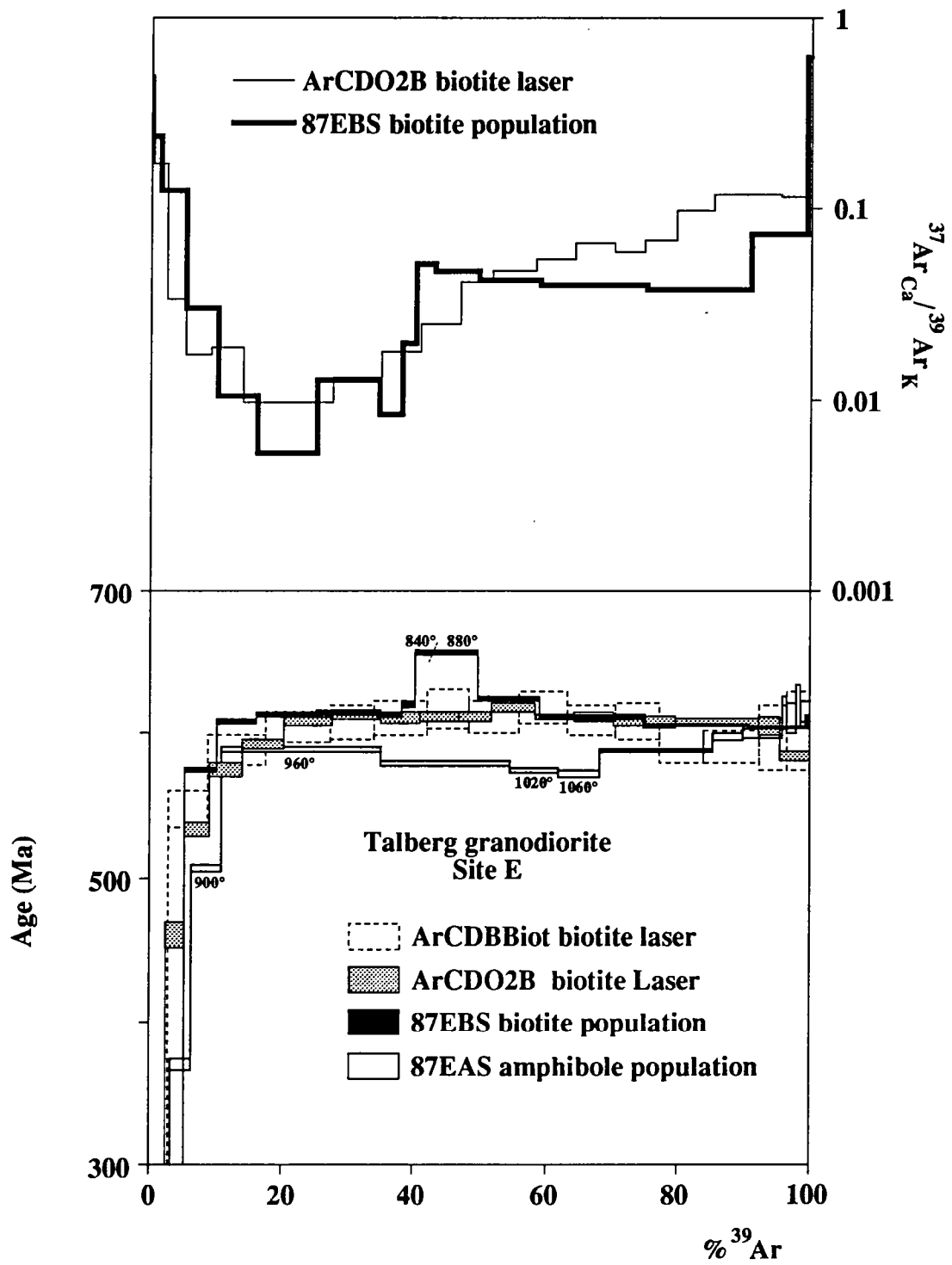


Figure 9

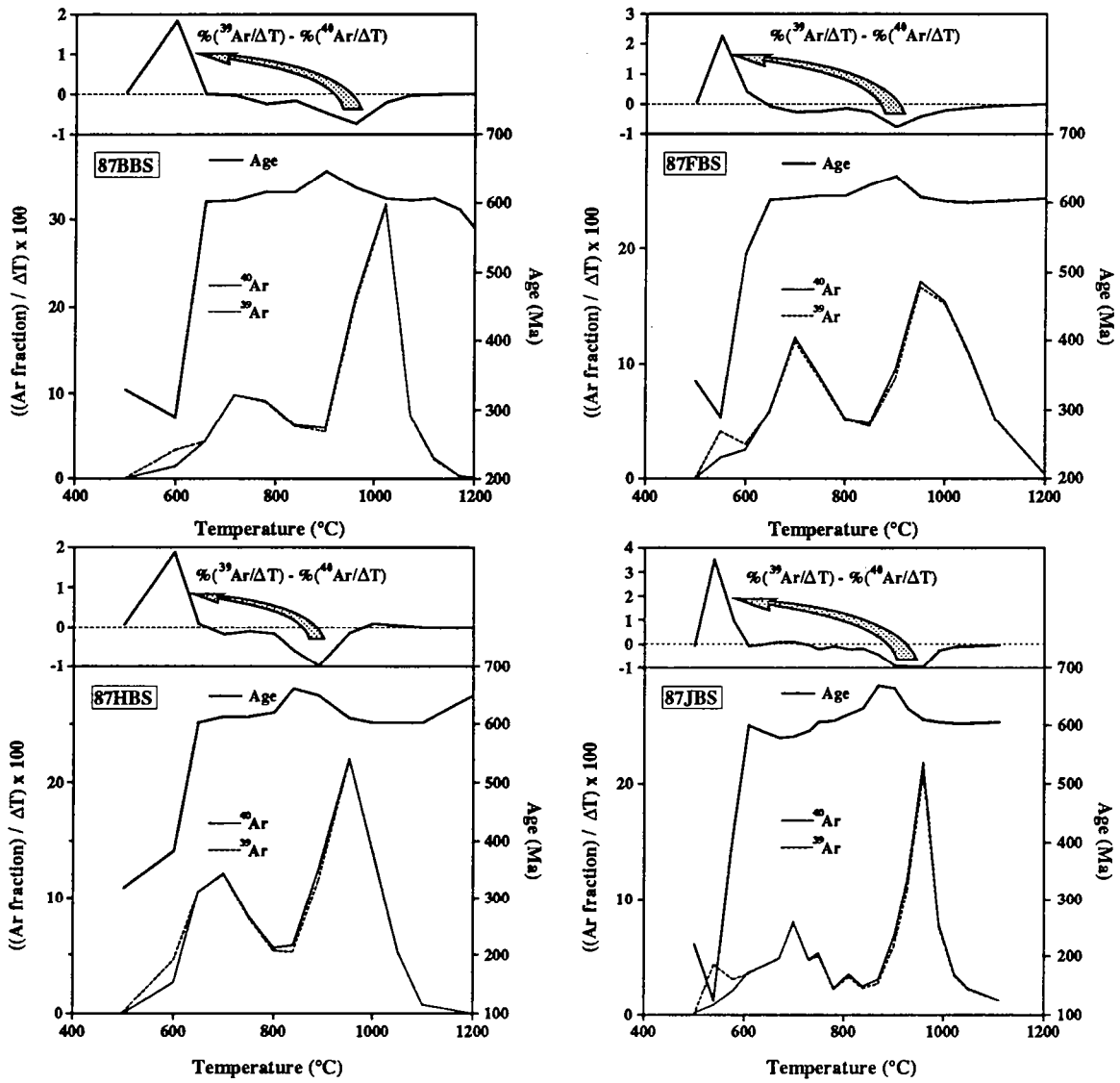


Figure 10

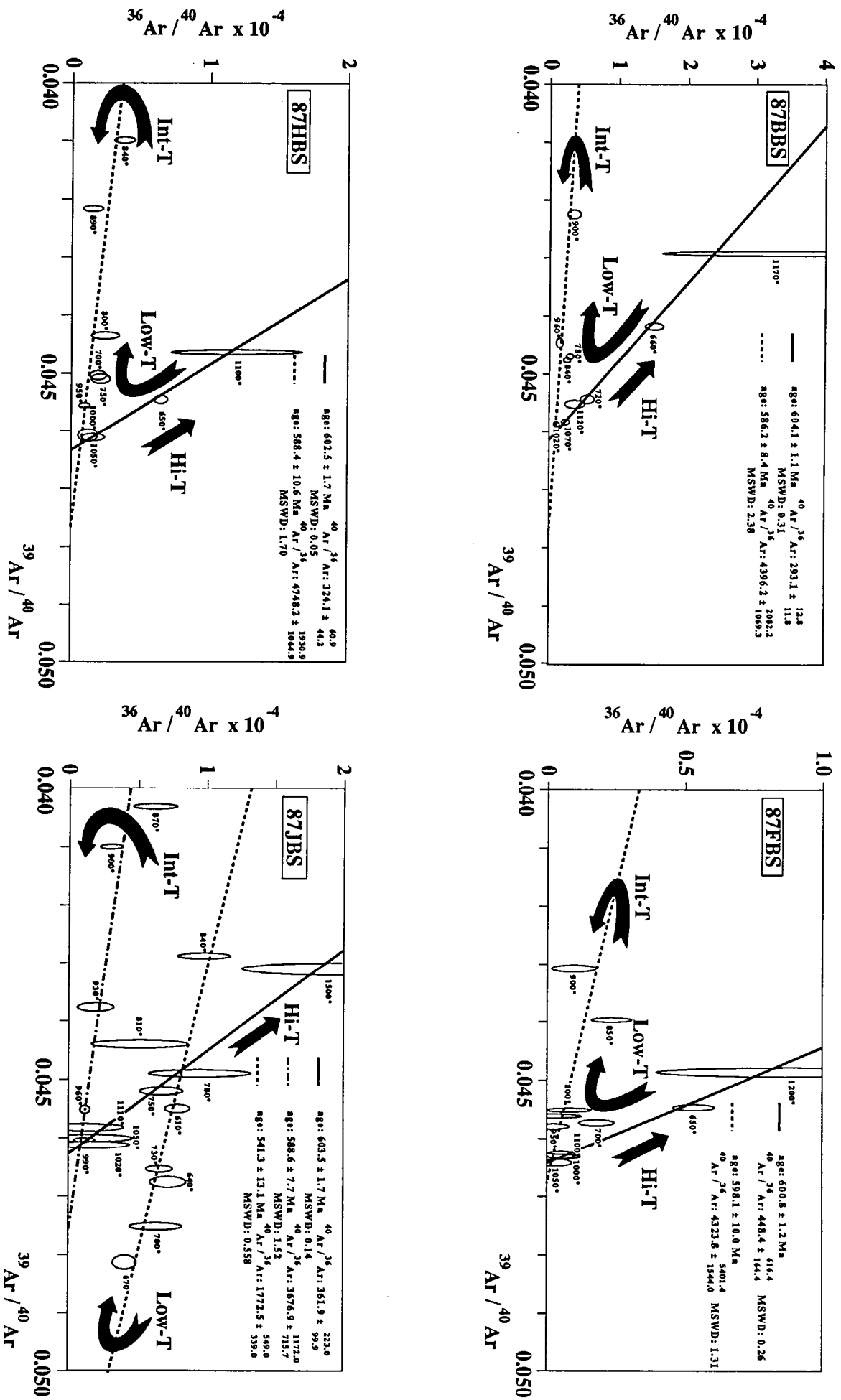


Figure 11

T (°C)	Atmospheric (%)	³⁹ Ar _K (%)	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Age (Ma)
-----------	--------------------	--------------------------------------	--	--	-------------

87BBS Biotite population

500	47.54	0.59	0.2583	10.93	330. ± 11.
600	15.57	5.44	0.2447	9.55	291.2 ± 1.3
660	4.45	4.32	0.0507	21.61	602.6 ± 2.0
720	1.60	9.71	0.0234	21.65	603.5 ± 1.7
780	0.73	8.82	0.0228	22.16	615.7 ± 1.4
840	0.80	6.04	0.0343	22.18	616.1 ± 1.3
900	1.01	5.42	0.1116	23.42	645.0 ± 1.7
960	0.38	20.00	0.0414	22.38	620.8 ± 1.2
1020	0.29	31.35	0.0435	21.73	605.3 ± 1.1
1070	0.63	6.04	0.1025	21.67	603.9 ± 1.3
1120	1.10	1.91	0.3229	21.71	605.1 ± 2.3
1170	9.73	0.25	1.2027	21.04	589. ± 27.
1220	37.62	0.06	1.9257	19.34	548. ± 94.
Fuse	76.45	0.07	1.2509	21.34	596. ± 70.

Total age: 593.0 ± 0.5

89B2B biotite single grain step heating (High frequency furnace)

500	99.17	0.10	-	2.25	74. ± 112.
650	48.70	1.90	-	8.81	273.3 ± 4.6
750	8.10	14.05	-	20.52	582.3 ± 1.4
820	3.96	12.62	-	21.38	603.0 ± 1.3
890	4.79	10.41	-	21.53	606.7 ± 1.5
940	7.44	6.81	-	21.87	614.7 ± 1.9
990	6.18	7.46	-	21.69	610.3 ± 1.8
1050	3.76	13.26	-	21.45	604.6 ± 1.3
1150	3.43	15.21	-	21.47	605.2 ± 1.1
Fuse	7.05	18.19	-	21.51	606.1 ± 1.1

Total age: 596.1 ± 0.5

87BBL1 Biotite single grain step-heating (laser)

1	0.03	0	-	580.17	4426. ± 24199
2	32.35	0.01	-	31.85	829. ± 444.
3	0.03	0.02	-	25.57	693. ± 291.
4	22.97	0.04	-	14.04	413. ± 148.
5	10.01	0.08	-	11.40	342. ± 72.
6	26.90	0.24	-	6.39	200. ± 28.
7	18.83	0.27	-	6.73	210. ± 22.
8	27.98	0.25	-	7.99	247. ± 22.
9	30.74	0.33	-	13.01	386. ± 20.
10	19.99	0.39	-	17.79	509. ± 13.
11	17.78	0.56	-	18.55	528. ± 11.
12	12.39	0.62	-	19.89	560.4 ± 8.4
13	5.59	0.90	-	20.39	572.5 ± 5.0
14	5.50	0.98	-	20.32	570.8 ± 9.2
15	3.41	1.04	-	20.70	579.8 ± 5.2
16	1.94	0.97	-	21.17	591.0 ± 5.0
17	1.61	1.26	-	21.30	594.3 ± 4.4
18	0.73	1.20	-	21.54	599.8 ± 5.3
19	1.47	1.27	-	21.46	598.1 ± 4.3
20	1.62	1.44	-	21.48	598.5 ± 3.8
21	1.40	1.42	-	21.50	598.9 ± 4.9
22	0.90	1.77	-	21.67	602.9 ± 3.3
23	0.78	1.82	-	21.74	604.7 ± 3.2
24	0.92	1.70	-	21.76	605.0 ± 3.4
25	0.03	1.95	-	22.04	611.8 ± 2.5
26	0.27	2.10	-	22.10	613.1 ± 2.5
27	0.52	1.66	-	22.03	611.4 ± 3.4
28	0.53	0.75	-	21.95	609.6 ± 7.6
29	1.28	0.90	-	21.86	607.4 ± 5.4
30	0.03	1.19	-	22.22	616.0 ± 4.9
31	0.46	1.43	-	22.12	613.6 ± 4.4
32	0.40	1.86	-	22.29	617.5 ± 4.4

T (°C)	Atmospheric (%)	³⁹ Ar _K (%)	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Age (Ma)
33	0.03	0.35	-	21.79	606. ± 14.
34	0.03	0.83	-	22.14	614.0 ± 6.3
35	0.41	1.14	-	22.14	614.0 ± 4.2
36	0.28	2.73	-	22.28	617.3 ± 3.0
37	0.26	4.71	-	22.32	618.4 ± 2.0
38	0.38	17.81	-	22.33	618.6 ± 1.2
39	0.44	5.46	-	22.14	614.0 ± 2.0
40	0.24	6.29	-	22.19	615.2 ± 1.6
41	0.29	30.24	-	22.29	617.6 ± 1.3
					Total age: 607.9 ± 0.6

87BBL2 Biotite single grain, spot fusion(laser)

1	4.62	8.4	-	20.36	571.8 ± 1.5
2	2.70	9.31	-	20.49	574.8 ± 1.1
3	0.60	4.44	-	21.90	608.4 ± 1.6
4	0.32	8.40	-	22.27	617.1 ± 1.3
5	0.47	9.67	-	22.11	613.4 ± 1.5
6	1.08	1.65	-	21.96	609.8 ± 2.7
7	0.51	4.61	-	22.33	618.4 ± 1.4
8	0.17	7.42	-	22.34	618.8 ± 1.5
9	0.29	3.66	-	22.74	628.1 ± 1.9
10	0.26	5.75	-	22.38	619.6 ± 1.8
11	0.03	0.51	-	22.58	624.4 ± 9.8
12	0.03	0.60	-	22.35	619.0 ± 7.1
13	0.59	0.74	-	21.88	608.0 ± 6.7
14	0.32	3.98	-	22.39	619.9 ± 1.7
15	0.76	0.75	-	21.86	607.4 ± 4.9
16	0.30	6.24	-	22.26	616.9 ± 1.5
17	0.50	1.65	-	22.16	614.4 ± 2.3
18	0.35	6.36	-	22.21	615.6 ± 1.5
19	0.29	2.08	-	22.08	612.6 ± 2.4
20	0.62	4.02	-	22.36	619.1 ± 1.6
21	0.46	3.74	-	22.26	617.0 ± 1.7
22	0.78	2.99	-	22.12	613.7 ± 2.0
23	1.14	1.93	-	22.06	612.1 ± 2.9
24	1.50	1.12	-	22.30	617.8 ± 3.3
					Total age: 608.9 ± 0.4

87BAS Amphibole

500	76.37	0.21	2.8964	15.19	444. ± 46.
600	61.30	0.56	4.0458	14.69	431. ± 19.
700	64.16	0.81	2.2678	16.87	487. ± 13.
800	66.22	1.04	2.2272	18.30	522. ± 11.
850	62.92	0.46	4.4084	18.36	524. ± 23.
900	74.11	0.61	9.0921	22.21	617. ± 18.
950	56.38	0.82	10.2190	25.19	686. ± 12.
1000	9.93	4.93	7.1096	23.00	635.1 ± 2.5
1040	2.95	11.85	6.5888	22.32	619.3 ± 1.4
1100	1.71	26.08	6.4141	21.88	609.0 ± 1.4
1120	2.01	13.29	6.7162	21.93	610.2 ± 2.8
1160	2.29	13.64	7.0385	22.08	613.6 ± 1.7
1200	2.88	6.93	6.6885	22.22	617.0 ± 1.6
1240	2.34	9.54	6.52	22.25	617.6 ± 1.4
1280	5.3	2.88	6.7126	22.21	616.8 ± 3.0
1380	4.89	4.95	6.6773	22.23	617.2 ± 2.2
Fuse	76.79	1.37	6.6192	23.40	645. ± 13.
					Total age: 611.8 ± 0.7

87JBS Biotite, population

500	60.65	0.54	0.3871	7.19	224. ± 11.
540	18.44	6.58	0.1810	3.87	124.1 ± 0.9
580	6.63	4.77	-	14.06	414.8 ± 1.5
610	2.40	4.19	-	21.51	601.1 ± 1.7
640	2.26	2.49	0.0125	21.01	589.2 ± 2.2

T (°C)	Atmospheric (%)	³⁹ Ar _K (%)	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Age (Ma)
670	1.30	4.39	0.0237	20.57	578.6 ± 1.5
700	2.01	2.64	0.0003	20.74	582.6 ± 2.8
730	2.04	3.50	0.0160	21.13	591.9 ± 1.6
750	2.09	2.87	0.0277	21.76	607.1 ± 2.5
780	2.99	1.39	0.0264	21.81	608.2 ± 5.5
810	1.71	1.58	0.0136	22.32	620.1 ± 5.4
840	3.00	2.34	0.1075	22.74	630.1 ± 3.2
870	1.96	2.88	0.2042	24.42	668.9 ± 2.6
900	0.98	6.44	0.0682	24.19	663.8 ± 1.8
930	0.62	11.83	0.0370	22.73	629.8 ± 2.3
960	0.38	23.78	0.0453	21.89	610.2 ± 1.1
990	0.40	8.47	0.0723	21.66	604.6 ± 1.6
1020	0.61	3.66	0.1083	21.62	603.8 ± 4.1
1050	1.25	2.46	0.2351	21.59	603.1 ± 1.9
1110	1.08	2.62	0.2428	21.71	605.9 ± 1.9
Fuse	11.66	0.59	0.4335	22.02	613.3 ± 7.3
					Total age:570.1 ± 0.5

87JBA Single chloritized biotite, step-heating (laser)

1	100	0	1.3063	-	-
2	92.18	0.19	1.3647	4.90	157. ± 20.
3	83.10	0.23	1.1111	2.07	68. ± 13.
4	70.37	0.87	0.6663	1.82	59.9 ± 2.7
5	56.61	1.87	0.3472	2.03	66.6 ± 1.6
6	34.37	1.10	0.2410	2.70	88.3 ± 2.3
7	35.07	1.30	0.2295	4.70	150.8 ± 2.5
8	21.46	1.30	0.1878	11.62	352.4 ± 2.2
9	12.36	1.12	0.1296	16.29	476.6 ± 2.6
10	8.11	1.16	0.1068	17.61	510.3 ± 1.9
11	6.42	1.60	0.0963	18.02	520.6 ± 1.6
12	4.70	1.51	0.0899	18.39	529.8 ± 1.8
13	4.48	1.60	0.0859	18.44	531.1 ± 2.2
14	4.29	1.64	0.0837	18.47	531.9 ± 2.4
15	3.72	1.81	0.0820	18.50	532.6 ± 2.0
16	3.00	1.90	0.0796	18.70	537.7 ± 1.8
17	3.78	2.50	0.0854	18.42	530.6 ± 1.6
18	2.27	3.29	0.0956	18.93	543.2 ± 1.2
19	1.92	2.68	0.0960	19.27	551.7 ± 1.5
20	1.66	2.80	0.1018	19.56	558.7 ± 1.6
21	1.55	2.51	0.1079	19.78	564.2 ± 1.5
22	1.53	3.54	0.1356	20.06	571.0 ± 1.6
23	1.32	3.75	0.1394	20.25	575.7 ± 1.2
24	1.04	3.05	0.1555	20.53	582.4 ± 1.4
25	1.14	3.58	0.1607	20.76	588.1 ± 1.5
26	1.28	5.11	0.1899	21.07	595.6 ± 1.0
27	1.22	2.19	0.1555	20.98	593.3 ± 1.3
28	0.86	1.71	0.1445	21.02	594.3 ± 1.9
29	0.92	2.87	0.2461	21.22	599.3 ± 1.6
30	0.92	8.59	0.3284	21.62	608.6 ± 1.2
31	0.44	8.84	0.3719	21.85	614.3 ± 0.8
32	0.28	7.62	0.7097	21.47	605.1 ± 1.0
33	0.29	16.18	0.7782	20.749	587.8 ± 1.2
					Total age:549.3 ± 0.3

89JBF Single non chloritized biotite, step-heating (laser)

1	25.44	1.12	0.1081	8.10	249.4 ± 6.0
2	9.77	1.21	0.0370	13.34	394.0 ± 5.8
3	2.88	2.53	0.0143	21.51	598.6 ± 2.4
4	0.96	4.06	0.0083	21.51	598.6 ± 1.9
5	0.38	4.75	0.0065	21.28	593.2 ± 2.3
6	0.30	4.69	0.0059	21.17	590.6 ± 1.6
7	0.44	4.65	0.0066	21.15	590.1 ± 1.7
8	0.33	4.37	0.0058	21.25	592.5 ± 1.7
9	0.29	3.66	0.0077	21.25	592.5 ± 1.7

T (°C)	Atmospheric (%)	³⁹ Ar _K (%)	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Age (Ma)
10	0.47	2.98	0.0097	21.27	593.0 ± 2.6
11	0.48	3.17	0.0117	21.36	595.2 ± 2.3
12	0.60	2.83	0.0156	21.38	595.7 ± 3.1
13	0.73	4.53	0.0175	21.47	597.7 ± 1.7
14	0.38	4.42	0.0203	21.57	600.0 ± 1.7
15	0.36	5.31	0.0227	21.56	599.8 ± 1.4
16	0.51	4.71	0.0264	21.50	598.4 ± 1.5
17	0.41	6.18	0.0293	21.53	599.2 ± 1.8
18	0.31	5.95	0.0257	21.50	598.5 ± 1.6
19	0.14	3.89	0.0298	21.52	599.0 ± 2.2
20	0.26	3.66	0.0351	21.47	597.6 ± 2.1
21	0.41	5.42	0.0442	21.48	597.9 ± 1.7
22	0.01	4.15	0.0515	21.55	599.6 ± 1.7
23	0.02	5.23	0.0627	21.57	600.0 ± 2.0
24	0.09	6.52	0.0797	21.60	600.8 ± 1.6
					Total age: 590.6 ± 0.4

87JAS Amphibole

600	65.21	6.07	1.7580	5.88	185.1 ± 2.6
680	42.56	1.52	1.5036	14.31	421. ± 29.
760	36.05	1.49	3.2768	13.85	409. ± 12.
800	29.81	0.69	7.4351	18.56	530. ± 14.
840	21.45	1.52	12.0760	20.76	583.1 ± 9.0
870	17.62	1.89	11.3150	21.14	592.2 ± 8.7
900	11.96	2.69	8.9336	20.41	574.8 ± 7.9
930	8.41	3.51	7.3856	20.51	577.3 ± 9.2
960	3.14	14.99	7.3233	21.11	591.6 ± 3.4
990	3.55	6.20	7.4310	20.54	578.0 ± 2.0
1020	2.74	5.51	7.7996	20.86	585.6 ± 2.5
1050	2.36	15.58	8.9034	21.65	604.5 ± 2.2
1080	2.44	35.16	8.2288	22.03	613.4 ± 1.8
1110	7.21	1.76	8.3436	22.10	615.1 ± 4.1
1140	12.28	0.88	8.6147	22.74	630. ± 11.
1230	27.13	0.49	8.2246	22.91	634. ± 26.
Fuse	83.18	0.07	5.9501	33.13	858. ± 144.
					Total age: 569.8 ± 1.2

87FBS Biotite population

500	40.05	0.42	0.1831	11.36	342. ± 15.
550	11.88	4.13	0.1451	9.51	290.1 ± 1.5
600	4.88	2.75	0.0272	18.41	525.1 ± 2.1
650	1.85	5.57	0.0246	21.63	603.1 ± 1.4
700	0.66	11.74	0.0153	21.75	605.8 ± 1.4
750	0.18	8.22	0.0118	21.91	609.6 ± 2.0
800	0.56	5.02	0.0289	21.91	609.7 ± 1.4
850	1.04	4.51	0.0544	22.56	625.1 ± 1.3
900	0.46	8.81	0.0627	23.13	638.3 ± 1.6
950	0.17	16.72	0.0278	21.81	607.3 ± 1.3
1000	0.26	15.36	0.0412	21.57	601.5 ± 1.2
1050	0.26	10.79	0.0631	21.52	600.4 ± 1.5
1110	0.46	5.24	0.1058	21.56	601.4 ± 1.4
1200	5.02	0.65	0.3977	21.70	604.7 ± 6.4
Fuse	67.93	0.06	0.7782	18.81	535. ± 70.
					Total age: 592.2 ± 0.5

87FAS1 Green and brown amphibole population

600	56.62	5.15	2.3206	10.89	328.6 ± 2.7
750	62.06	6.04	1.1758	19.30	547.1 ± 3.7
840	35.11	3.19	5.0362	19.87	560.9 ± 3.2
870	21.85	2.42	11.5430	21.18	592.3 ± 4.9
900	13.39	5.92	15.6010	22.10	614.1 ± 2.5
930	11.64	6.80	13.6390	21.82	607.6 ± 2.2
960	8.29	10.54	9.0413	21.49	599.6 ± 1.6
990	6.96	7.63	6.7921	21.35	596.5 ± 1.8

T (°C)	Atmospheric (%)	³⁹ Ar _K (%)	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Age (Ma)
-----------	--------------------	--------------------------------------	--	--	-------------

1020	5.16	10.42	6.8280	21.48	599.5 ± 1.8
1050	4.18	12.00	6.8096	21.63	603.0 ± 1.7
1080	5.06	13.08	7.4147	21.77	606.4 ± 1.6
1110	7.34	5.67	7.5927	21.83	607.9 ± 2.1
1140	8.50	4.83	8.5527	21.90	609.4 ± 2.7
1170	17.15	1.32	10.2580	22.40	621. ± 16.
1200	8.67	4.02	12.3870	21.93	610.3 ± 2.8
1260	23.68	0.81	9.5977	22.57	625. ± 15.
Fuse	78.45	0.18	6.9028	24.45	669. ± 45.

Total age: 585.5 ± 0.6

87FAS2 Brown amphibole population

600	73.30	1.54	2.5962	10.10	307. ± 12.
750	50.90	2.34	1.3460	16.50	477.1 ± 6.5
850	17.10	2.37	4.1165	17.75	508.7 ± 6.3
900	13.96	2.28	10.7940	19.65	555.4 ± 7.6
950	10.84	3.35	10.6240	20.37	572.9 ± 6.4
990	5.10	5.30	6.8996	20.83	584.1 ± 2.6
1030	3.02	5.66	6.5261	21.16	592.0 ± 2.4
1060	2.01	10.11	6.3203	21.30	595.2 ± 1.4
1090	1.52	16.51	6.1449	21.43	598.4 ± 1.8
1090	4.66	2.17	7.5352	21.31	595.5 ± 5.1
1120	1.74	21.70	6.6932	21.51	600.3 ± 1.5
1150	1.85	17.28	6.2340	21.57	601.7 ± 1.2
1180	3.76	5.79	6.2883	21.52	600.4 ± 2.5
1210	5.60	3.29	6.1624	21.54	600.9 ± 3.5
1240	34.78	0.23	6.6024	22.25	618. ± 38.
1350	79.57	0.07	7.3218	21.29	595. ± 225.
Fuse	97.32	1.x10 ⁻³	-	874.47	5116. ± 5351.

Total age: 586.9 ± 0.7

88TCF6AV single green amphibole, step heating (laser)

1	91.73	0.93	4.9081	29.47	723. ± 44.
2	76.25	1.69	2.5569	21.76	560. ± 19.
3	63.57	3.19	1.9332	21.57	556. ± 12.
4	37.11	5.53	1.0258	22.36	573.4 ± 5.7
5	19.68	7.50	0.6233	22.60	578.7 ± 3.8
6	6.29	11.76	0.5919	22.22	570.3 ± 2.5
7	3.35	15.51	0.8237	22.26	571.3 ± 1.6
8	2.86	15.08	1.3803	22.42	574.8 ± 2.0
9	3.59	9.60	2.3712	22.34	573.2 ± 4.0
10	5.29	5.28	4.0824	22.35	573.2 ± 4.0
11	6.63	1.37	4.1719	21.74	560. ± 15.
12	3.92	1.07	5.2158	22.46	576. ± 21.
13	5.19	2.52	7.8112	23.39	595.8 ± 7.6
14	6.24	4.09	8.7977	23.63	601.2 ± 5.5
15	17.91	14.89	86.9630	24.82	626.6 ± 5.3

Total age: 583.4 ± 1.3

88TCF6AVET single green amphibole, total fusion (laser)

Fuse	52.54	100.00	88.4760	24.98	630. ± 13.
------	-------	--------	---------	-------	------------

87HBS Biotite population

500	29.69	1.01	0.3095	10.46	317.3 ± 7.8
600	7.13	8.62	0.1079	12.80	381.2 ± 1.2
650	1.88	9.47	0.0211	21.57	602.5 ± 1.2
700	0.54	10.91	0.0214	22.07	614.4 ± 1.5
750	0.60	6.73	0.0097	22.02	613.2 ± 1.5
800	0.69	4.79	0.0295	22.37	621.5 ± 1.8
840	1.08	3.84	0.0643	24.11	662.0 ± 1.7
890	0.44	10.84	0.0643	23.60	650.0 ± 1.6
950	0.25	24.81	0.0322	21.88	609.8 ± 1.1
1000	0.33	13.23	0.0502	21.62	603.8 ± 1.5

T (°C)	Atmospheric (%)	³⁹ ArK (%)	³⁷ ArCa/ ³⁹ ArK	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ ArK	Age (Ma)
1050	0.43	4.99	0.1090	21.58	602.8 ± 1.6
1100	3.50	0.65	0.5427	21.61	603.4 ± 7.2
1200	28.05	0.06	1.0100	23.56	649. ± 81.
Fuse	67.66	0.02	-	26.50	716. ± 235.
					Total age:593.0 ± 0.5

87HBL Biotite single grain, step-heating (laser)

1	10.9	6.73	-	17.759	508.0 ± 4.3
2	0.50	5.89	-	21.543	600.0 ± 3.5
3	0.49	5.41	-	21.96	609.8 ± 3.8
4	0.03	4.64	-	22.14	614.1 ± 4.1
5	0.21	4.07	-	22.04	611.6 ± 4.4
6	0.93	4.82	-	21.96	609.7 ± 4.2
7	0.52	4.58	-	22.08	612.7 ± 5.6
8	0.15	5.11	-	22.12	613.7 ± 3.7
9	0.36	7.09	-	22.06	612.3 ± 2.6
10	0.07	5.51	-	21.94	609.4 ± 4.3
11	0.03	2.90	-	21.75	604.8 ± 5.6
12	1.08	2.89	-	21.83	606.8 ± 7.1
13	0.45	3.36	-	21.72	604.1 ± 6.8
14	0.52	6.29	-	21.86	607.4 ± 3.3
15	0.51	5.28	-	21.80	606.1 ± 3.1
16	0.03	4.51	-	21.90	608.5 ± 3.6
17	0.03	3.65	-	21.95	609.5 ± 4.8
18	0.67	5.49	-	21.81	606.3 ± 4.0
19	0.66	2.76	-	21.82	606.4 ± 6.8
20	1.19	2.99	-	21.77	605.4 ± 6.2
21	0.89	6.04	-	21.78	605.7 ± 3.3
					Total age:601.6 ± 0.9

87HAS Amphibole

600	65.10	2.87	3.3527	6.67	208.8 ± 3.2
650	25.07	1.05	1.2846	16.93	489. ± 10.
700	27.06	0.73	1.9691	14.96	438. ± 14.
750	18.59	0.69	3.1108	16.44	476. ± 16.
800	48.85	0.50	5.3914	16.09	467. ± 16.
840	25.73	0.65	6.8876	17.57	505.0 ± 9.5
870	17.15	0.78	8.3563	19.04	541. ± 14.
900	15.69	0.80	9.4117	19.62	556. ± 31.
930	8.12	1.23	7.5675	21.73	606.4 ± 8.2
960	4.62	5.79	6.5737	21.99	612.4 ± 2.3
990	2.63	16.96	6.4091	21.59	603.1 ± 1.6
1020	2.02	18.66	6.3043	21.37	597.8 ± 1.7
1050	1.96	8.36	6.6064	21.37	597.8 ± 2.9
1080	2.21	12.25	7.2433	21.57	602.4 ± 1.9
1110	2.48	11.16	7.1299	21.59	603.1 ± 2.3
1140	2.85	8.05	6.5873	21.59	603.1 ± 3.2
1230	2.51	8.24	6.6041	21.68	605.2 ± 2.3
1300	10.29	0.63	6.6849	21.54	602. ± 15.
Fuse	22.90	0.60	6.5333	22.25	619. ± 46.
					Total age:585.6 ± 0.8

87EBS Biotite population

500	48.95	1.14	0.2422	7.90	244.3 ± 3.3
550	17.49	3.87	0.1247	8.19	252.5 ± 1.1
600	5.73	4.92	0.0307	20.44	574.7 ± 1.5
640	3.36	5.82	0.0107	21.85	608.3 ± 1.3
680	1.60	9.29	0.0053	22.08	613.7 ± 1.5
720	1.48	9.41	0.0127	22.12	614.6 ± 1.3
760	2.29	3.56	0.0086	22.07	613.4 ± 1.5
800	3.40	1.91	0.0202	22.36	620.3 ± 2.0
840	3.90	2.65	0.0514	23.90	656.0 ± 1.8
880	1.72	6.79	0.0467	23.94	656.9 ± 1.2
920	0.99	9.69	0.0419	22.53	624.3 ± 1.3

T (°C)	Atmospheric (%)	³⁹ Ar _K (%)	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Age (Ma)
960	0.73	15.99	0.0399	22.01	612.1 ± 1.3
1000	0.54	15.93	0.0374	21.76	606.1 ± 1.1
1040	0.87	8.49	0.0737	21.68	604.3 ± 1.2
1080	5.59	0.55	0.6225	21.86	608.5 ± 4.7
Fuse	63.58	0.01	0.7783	22.54	624. ± 26.
					Total age:596.3 ± 0.4

ArCDO2B Biotite single grain, step-heating (laser)

1	72.20	0.39	0.5024	5.02	159. ± 56.
2	33.34	1.91	0.1724	5.86	184. ± 12.
3	6.89	2.81	0.0338	15.87	459.9 ± 8.5
4	1.43	4.00	0.0173	18.79	533.0 ± 5.5
5	1.28	4.79	0.0191	20.50	574.5 ± 4.4
6	1.11	6.34	0.0096	21.26	592.6 ± 3.2
7	0.64	7.48	0.0098	21.93	608.5 ± 2.6
8	0.34	7.10	0.0131	22.12	613.1 ± 3.9
9	0.72	6.10	0.0180	22.03	611.0 ± 3.4
10	0.75	5.97	0.0250	22.08	612.0 ± 3.0
11	0.99	4.84	0.0406	22.05	611.5 ± 3.4
12	0.06	6.61	0.0479	22.33	618.0 ± 2.7
13	0.41	6.11	0.0547	22.06	611.6 ± 2.2
14	0.04	5.93	0.0656	22.07	611.9 ± 3.1
15	0.01	4.44	0.0597	21.96	609.2 ± 4.0
16	0.30	4.87	0.0684	21.87	607.2 ± 3.9
17	0.31	5.56	0.0966	21.90	607.8 ± 2.9
18	0.11	7.00	0.1176	21.89	607.6 ± 2.2
19	0	3.27	0.1196	21.80	605.6 ± 6.0
Fuse	0	4.48	0.1146	20.92	584.6 ± 3.5
					Total age:589.4 ± 0.9

ArCDBiot Biotite single grain, step-heating (laser)

1	76.92	0.25	-	13.31	363. ± 321.
2	47.46	2.29	-	8.71	245. ± 45.
3	14.81	6.15	-	21.21	548. ± 13.
4	2.38	8.51	-	23.04	588. ± 11.
5	0.94	9.86	-	23.80	605. ± 10.
6	0.39	6.69	-	23.94	608. ± 12.
7	0.47	8.09	-	24.08	611. ± 12.
8	0.03	6.18	-	24.37	617. ± 13.
9	1.81	7.71	-	24.11	612. ± 11.
10	0.63	7.45	-	24.41	618. ± 11.
11	1.37	7.45	-	24.02	610. ± 11.
12	0.50	6.56	-	23.97	608. ± 13.
13	2.49	6.53	-	23.32	595. ± 15.
14	3.09	8.43	-	23.15	591. ± 12.
15	2.30	4.30	-	23.45	597. ± 22.
Fuse	1.88	3.54	-	23.67	602. ± 28.
					Total age:592.3 ± 3.6

87EAS Amphibole

600	79.25	3.29	1.4166	5.48	172.9 ± 4.8
750	32.1	3.00	1.2858	12.41	370.2 ± 4.3
900	18.34	4.49	9.4737	17.66	506.4 ± 2.6
960	4.31	24.07	8.2565	21.04	589.0 ± 1.5
1000	28.14	19.86	7.3916	20.66	579.9 ± 1.4
1030	4.75	7.02	6.7726	20.45	574.8 ± 2.1
1060	3.54	6.38	6.8445	20.36	572.7 ± 2.2
1090	3.41	17.12	7.8903	21.01	588.2 ± 1.2
1120	4.43	4.68	7.5881	21.41	597.8 ± 2.9
1150	4.14	5.77	7.4921	21.52	600.4 ± 2.8
1180	7.66	0.96	7.6664	22.15	615. ± 11.
1210	8.12	1.16	7.7778	21.94	610. ± 10.
1250	10.52	0.85	7.7629	22.32	619. ± 14.
Fuse	48.30	1.35	7.6311	22.13	614.9 ± 7.3
					Total age:563.2 ± 0.7



2) Résultats complémentaires sur l'âge du batholite Nord-Trégorrois.

Les résultats reportés ici sont des résultats qui n'ont pas été inclus dans l'article présenté ci-avant. Les sites d'échantillonnage apparaissent sur la figure IV-3 et les résultats sont reportés en annexe V.

a) La granodiorite de la Baie d'Enfer (site G) (Fig.IV-1).

La granodiorite de la Baie d'Enfer est directement apparentée à la granodiorite de Talberg (Auvray, 1979).

La population d'amphibole (87GAS) a fourni un âge intégré de 583.3 ± 0.8 Ma. La forme du spectre d'âge est très similaire à celles obtenues sur les populations d'amphiboles des autres sites d'échantillonnage. Les premiers 5% de dégazage du $^{39}\text{Ar}_K$ sont caractérisés par une augmentation régulière des âges de 240Ma jusqu'à 595Ma caractérisés par des valeurs irrégulières des rapports $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ mesurés. Les derniers 95% du total du dégazage du $^{39}\text{Ar}_K$ dessinent dans le spectre d'âge, une pseudo forme en "selle" avec des valeurs relativement constantes (~ 599 Ma) aux étapes de hautes températures. Le spectre $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ montre quant à lui des valeurs relativement constantes aux alentours de 6.5.

La population de biotite (87GBS) avec un âge intégré de 595.8 ± 0.5 Ma, fournit des spectres d'âge et $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ très similaires à ceux obtenus sur les populations de biotite des autres sites. Les premiers 13% du dégazage du $^{39}\text{Ar}_K$ sont caractérisés par des âges bas (~ 378 Ma). La rupture dans le spectre d'âge à 850°C , correspond à un âge maximum de 683 ± 1.3 Ma. Elle est suivie par une décroissance régulière des âges jusqu'à une valeur minimale de 609.2 ± 2.3 Ma (étape à 1000°C).

Le spectre d'âge de la population de feldspath potassique (87GFK) montre, au delà de 5% de dégazage du $^{39}\text{Ar}_K$, une croissance régulière des âges de 360Ma jusqu'à 395Ma.

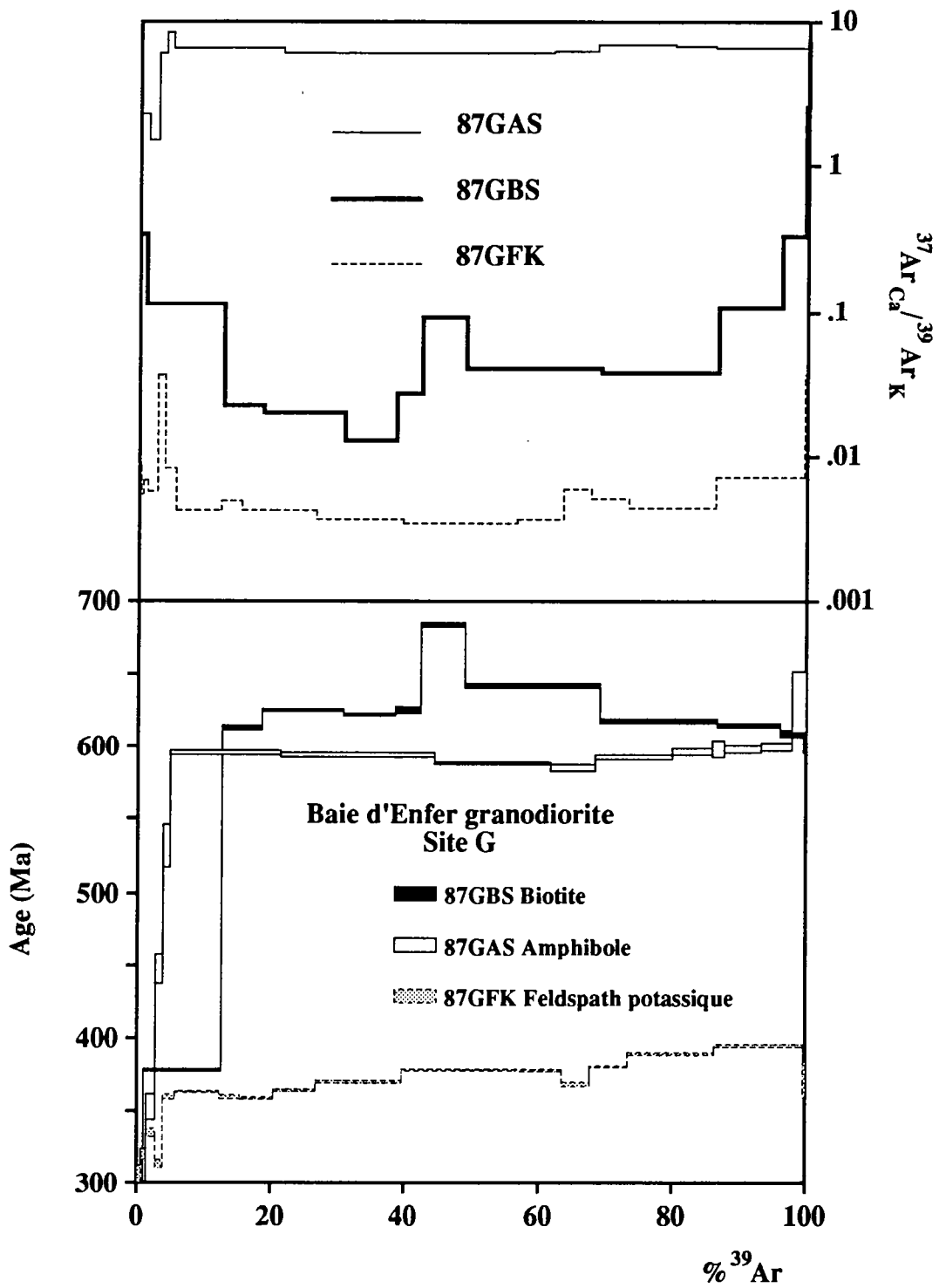


Fig.IV-1: Spectres d'âge et $\frac{^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}}{^{39}\text{Ar}_{\text{K}}}$ des échantillons du site G.

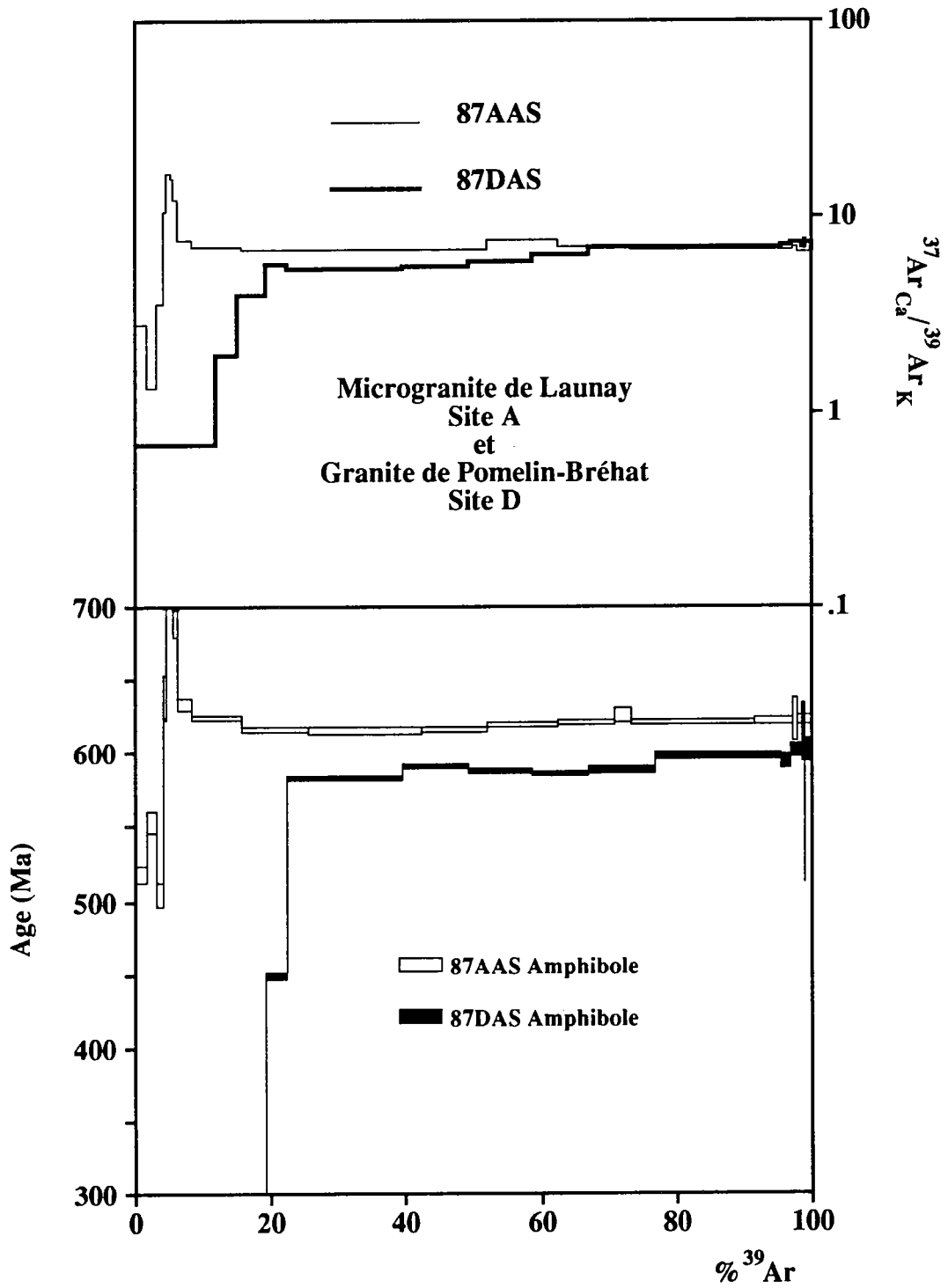


Fig.IV-2: Spectres d'âge et $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ des échantillons des sites A et D.

Le spectre $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ montre quant à lui une forme en "selle" avec une valeur minimale de 3.4×10^{-3} .

b) Le microgranite de Launay (site A) (Fig. IV-2).

Seule une population d'amphibole a pu être extraite de l'échantillon du site A.

Le spectre d'âge obtenu (87AAS) avec un âge intégré de 618 ± 0.6 Ma, a une forme identique à celui de la population d'amphibole du site B. Les spectres d'âge et $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ sont directement corrélés. Ainsi, les âges très élevés des étapes de basses températures (798 ± 14 Ma à 900°C) correspondent aux valeurs des rapports $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ mesurés les plus élevées (~ 16) alors que l'âge minimum de la pseudo-selle (615 ± 1.7 Ma) correspond à la valeur minimale du spectre $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (~ 6.7). Les étapes de hautes températures (de 1110°C jusqu'à fusion) définissent des âges relativement constants (~ 622 Ma) caractérisés par des rapports $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ constants (~ 6.9).

c) Le granite de Pomelin - Bréhat (site D) (Fig. IV-2)

Ce granite monzonitique a une texture grenue à grains fins. Il est essentiellement constitué de plagioclase, feldspath alcalin et quartz. Les minéraux colorés sont peu abondants. L'amphibole, en baguettes automorphes, est une hornblende fréquemment zonée depuis des coeurs de couleur brune jusqu'à des bordures verdâtres et parfois déstabilisée en un mélange de chlorite et d'épidote.

Le spectre d'âge obtenu a une forme très perturbée. Il fournit un âge intégré de 495.3 ± 0.6 Ma. Les premiers 20% du dégazage du $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ montrent une augmentation très rapide des âges de 36 Ma (600°C) jusqu'à 583 Ma (940°C). Les âges augmentent ensuite plus régulièrement jusqu'à atteindre des valeurs aux environs de 600 Ma aux étapes de hautes températures. Le spectre $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ a une forme très similaire avec une augmentation très rapide des rapports aux étapes de basses températures suivi par une augmentation

régulière jusqu'à atteindre une valeur aux environs de 7 aux étapes de hautes températures.

d) Interprétation

Les résultats obtenus sur les populations d'amphibole et de biotite du site G sont similaires à ceux présentés précédemment dans le cadre de l'article sur les biotites. Par analogie, nous proposons que la perturbation observée aux étapes de températures intermédiaires sur le spectre d'âge de la population de biotite est due à un effet de recul du $^{39}\text{Ar}_K$ produit en cours d'irradiation. La convergence aux étapes de hautes températures observée sur les spectres d'âge des populations d'amphibole et de biotite du site G semble confirmer la validité des âges de hautes températures et indique, comme précédemment observé, que le refroidissement du massif a dû être rapide. De même nous proposons que les âges des étapes de hautes températures mesurés sur les populations d'amphibole des sites A et D soient représentatifs, du fait de leurs similitudes avec ceux précédemment présentés.

3) Conclusion

Les âges sensiblement identiques obtenus sur les populations d'amphibole et de biotite, pour tous les sites où les deux séparations minérales étaient disponibles, suggèrent à l'évidence que le refroidissement du massif a dû être très rapide. D'autre part, l'ensemble des âges obtenus se situant aux alentours de 600 Ma, dans une fourchette très restreinte ($\pm 2\%$), il semble raisonnable d'admettre que la mise en place des différents faciès s'est faite de façon plus ou moins synchrone.

De plus, dans l'état actuel des choses, il semble difficile de mettre clairement en évidence l'effet d'éventuelles crises thermiques ultérieures liées à la mise en place des intrusions alcalines (Eocambriennes) ou du réseau filonien doléritique. En effet, aux étapes de basses

températures, la présence d'excès d'argon pour les amphiboles ou l'effet du recul du $^{39}\text{Ar}_K$ pour les biotites rend difficilement visibles les effets d'éventuelles perturbations provoquées par de la diffusion d'argon radiogénique

Néanmoins, un monocristal de biotite (87BBL1) ainsi qu'une population d'amphibole (87FAS2) ont fourni des spectres d'âge dont la forme semble caractéristique d'une perte par diffusion volumique, perte qui pourrait être provoquée par une crise thermique. Ces comportements correspondants à des cas isolés, aucune systématique ne peut en être sérieusement déduite. Par ailleurs, le spectre d'âge fourni par la population de feldspath alcalin du site G montre des âges très différents de l'ensemble des âges fournis par toutes les autres expériences $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Ce spectre peut être dû soit à une perte par diffusion soit à une contamination par une phase secondaire (séricite). De même que précédemment, le caractère unique de ce spectre ne permet pas de proposer d'interprétations sérieuses.

B) ETUDE PALEOMAGNETIQUE DU BATHOLITE NORD-TREGORROIS

1) Echantillonnage (Fig.IV-3)

76 carottes, réparties en 7 sites d'échantillonnage ont été prélevées au sein de différents faciès du batholite Nord Trégorrois. Les sites A et B ont été échantillonnés dans le microgranite de Launay, le site D au sein du granite de Pomelin-Bréhat, les sites F et H dans la microgranodiorite de Pleubian et les sites E et G respectivement dans la granodiorite de Talberg et la granodiorite de la Baie d'Enfer.

D'autre part, 14 échantillons (site PBG) ont été prélevés dans les gneiss de Port-Béni, en îlots dans la microgranodiorite de Pleubian.

Finalement, deux tests de contact dans la granodiorite de Talberg avec des filons doléritiques (sites CDO et CDB, 21 échantillons) ainsi qu'une traverse dans la microgranodiorite de Pleubian (site TCF, 23 échantillons) ont été effectués.

2) Aimantation rémanente naturelle (ARN)

Les aimantations rémanentes naturelles ont des intensités (Fig.IV-4a) qui se répartissent entre 3×10^{-4} A/m et 10 A/m avec un maximum de fréquence entre 10^{-2} et 1 A/m. Les intensités inférieures à 10^{-2} A/m correspondent principalement aux échantillons du site H alors que celle supérieures à 1 A/m caractérisent des échantillons du site B.

La plupart des spécimens de cette étude ont aussi fait l'objet d'un test de viscosité de courte période (8 jours) (Thellier et Thellier, 1959). L'histogramme de fréquence des coefficients de viscosité (Fig.IV-4d) montre une répartition bimodale avec un maximum à 5% de viscosité, caractérisant les sites A et B, et un maximum à 25% de viscosité. 93% des

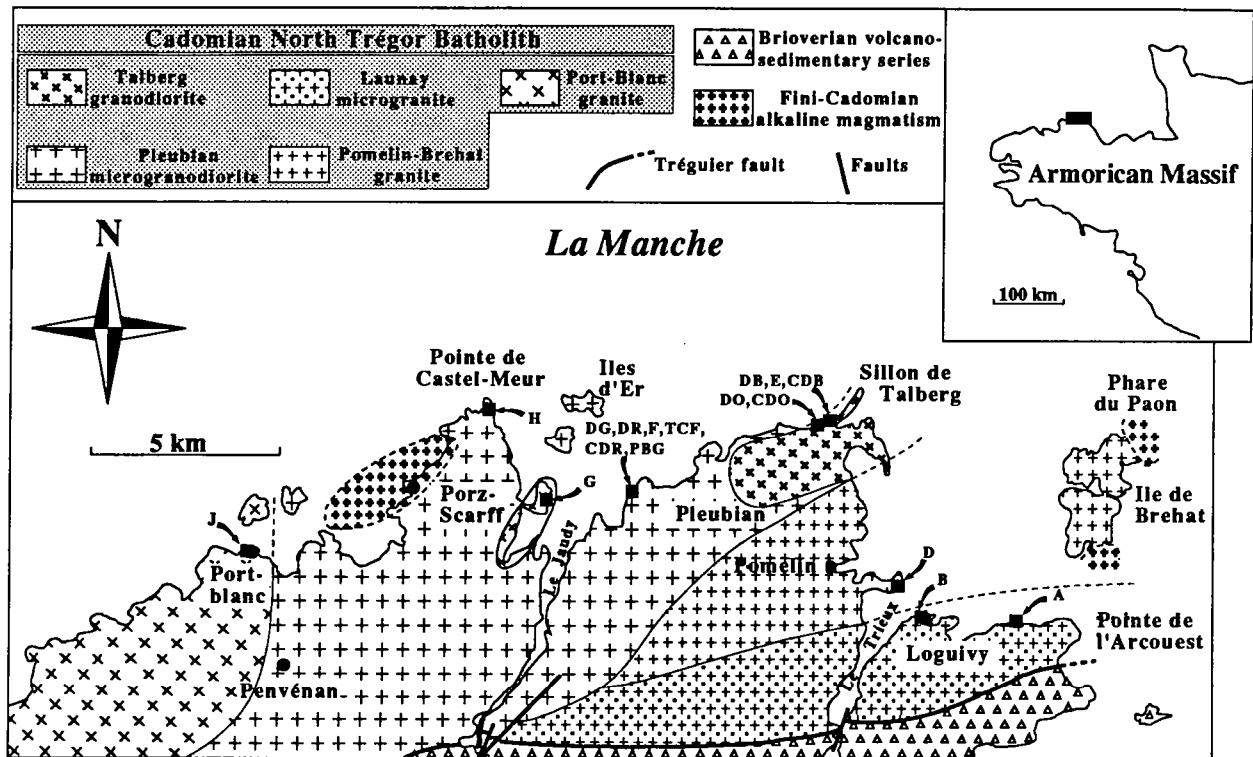


Fig.IV-3: Carte géologique schématique du Trégor (d'après Auvray, 1979).
 Les sites d'échantillonnage sont représentés par des carrés noirs

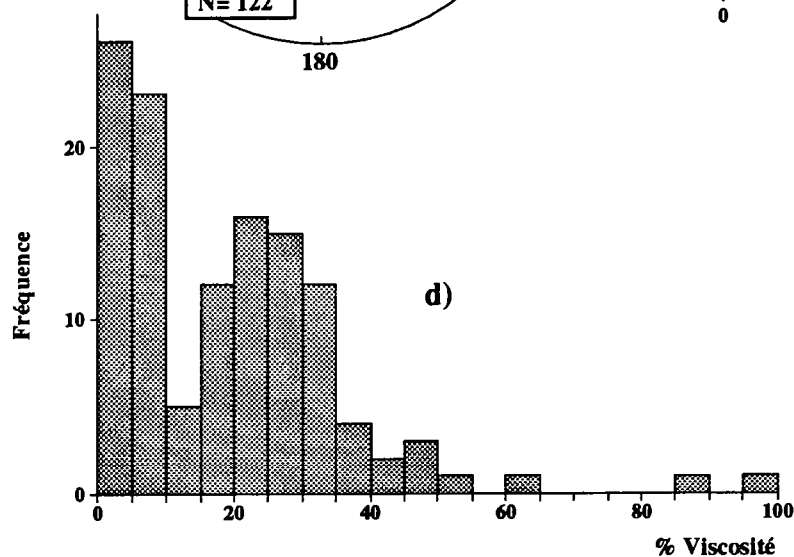
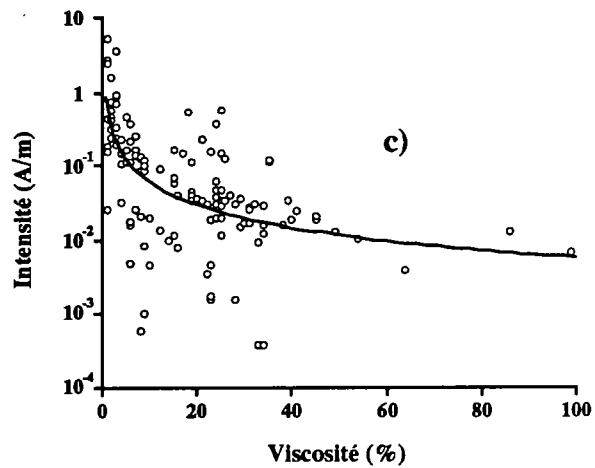
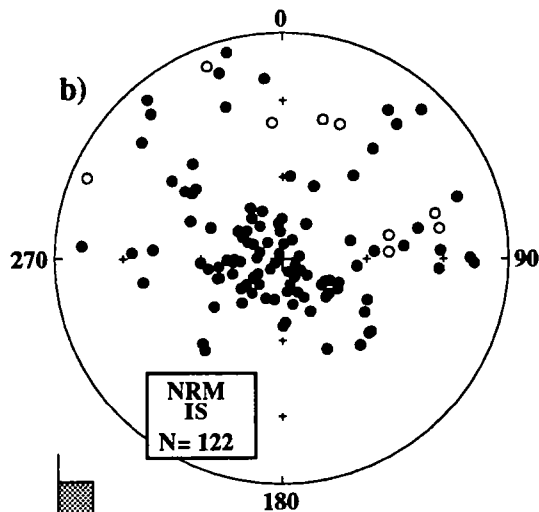
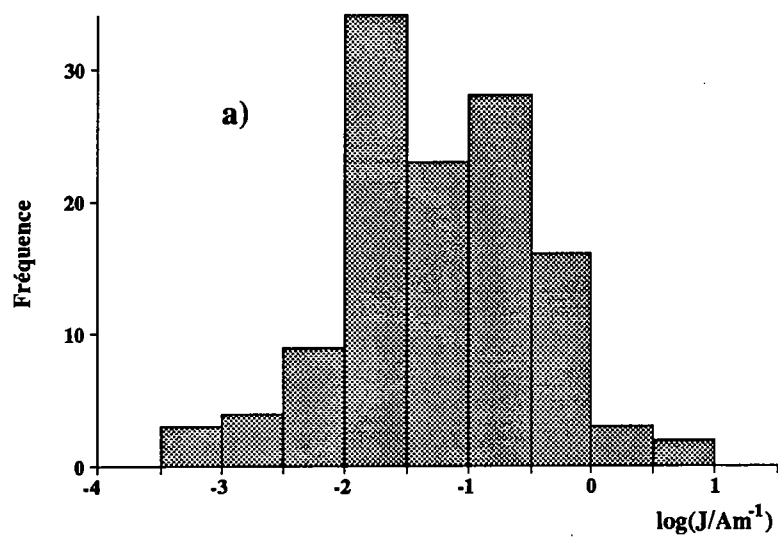


Fig.IV-4:a) Histogramme d'intensité.
 b) Projection stéréographique des directions d'ARN
 c) Intensité en fonction du coefficient de viscosité
 d) Histogramme des coefficients de viscosité

spécimens ont un coefficient de viscosité inférieur à 40%. Les plus fortes valeurs de viscosité correspondent principalement à des échantillons du site G.

De plus, il semble qu'il y ait une corrélation inverse entre les valeurs des intensités et des coefficients de viscosité comme le montre l'interpolation logarithmique effectuée sur l'ensemble des données (Fig.IV-4c).

L'ensemble des directions d'ARN reportées sur une projection stéréographique (Fig.IV-4b) montre que (1) la plupart des directions obtenues ont une inclinaison positive et (2) il existe un groupement de directions à fortes inclinaisons. Ce groupement de points s'étire suivant une direction NW-SE tout en étant sensiblement différent de la direction du champ actuel dans le Trégor ($D=0$, $I = 66^\circ$). Ce comportement des directions d'ARN laisse à supposer une certaine complexité de l'aimantation portée par ces échantillons. Il est donc indispensable d'effectuer une étude détaillée de l'ARN de ces échantillons par le biais de désaimantations thermiques et par champs alternatifs.

3) Désaimantations (Fig.IV-5, IV-6 et IV-7)

146 spécimens ont été traités thermiquement. Le traitement par champs alternatif a été appliqué à 59 spécimens pour, d'une part, comparer les résultats obtenus par les deux méthodes et d'autre part pour traiter les échantillons affectés par des aimantations rémanentes isothermes.

La plupart des échantillons montrent une composante de basse température qui disparaît généralement entre 150 et 350°C ou entre 10 et 30 mT en champs alternatifs. Cette composante a fréquemment des inclinaisons élevées avec, par contre, des déclinaisons relativement variables. Elle est probablement due à un traînage dans le champ magnétique terrestre ainsi qu'à différentes aimantations visqueuses comme le laissait supposer les valeurs relativement élevées des coefficients de viscosité.

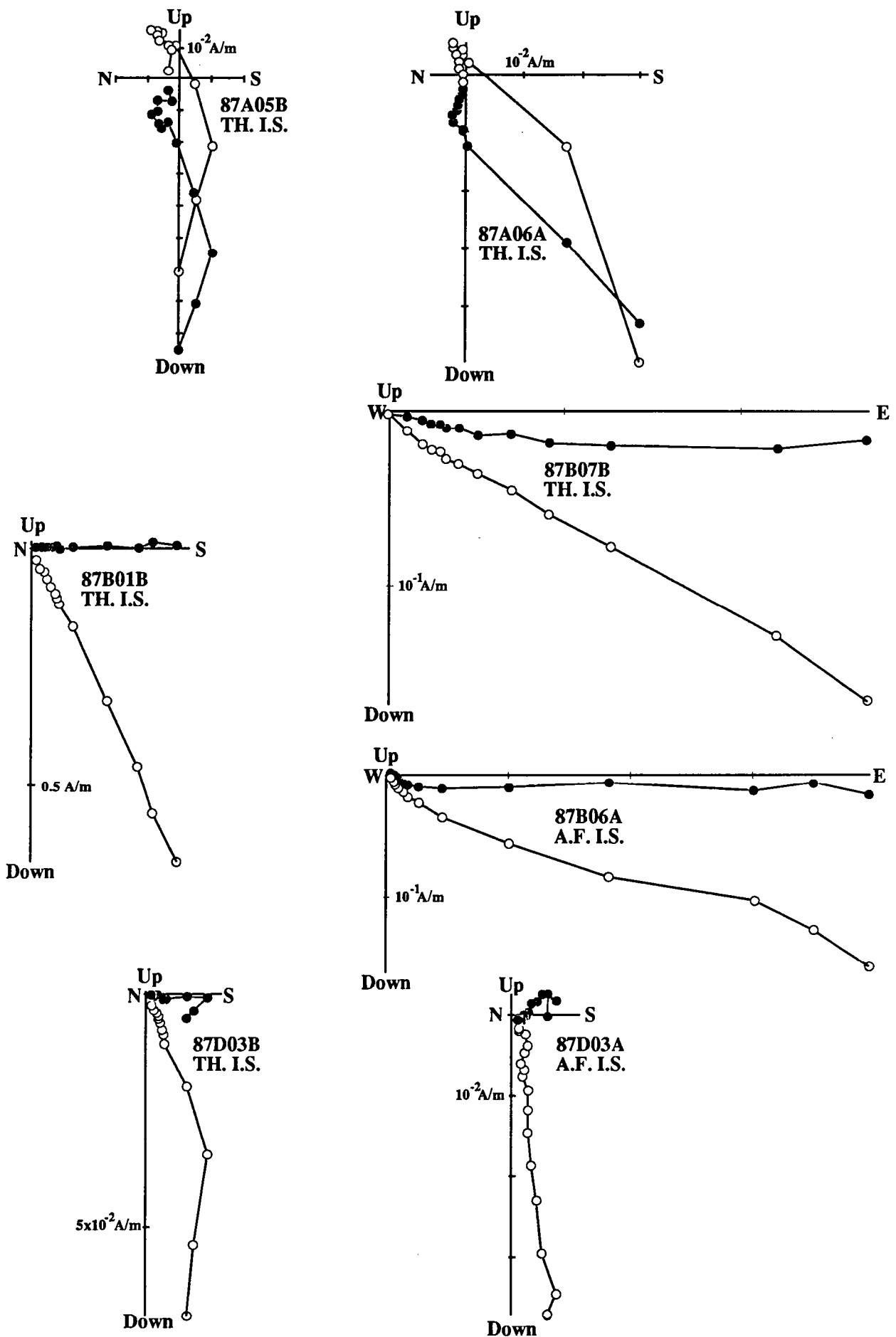


Fig.IV-5: Projections orthogonales d'échantillons des sites A, B et D

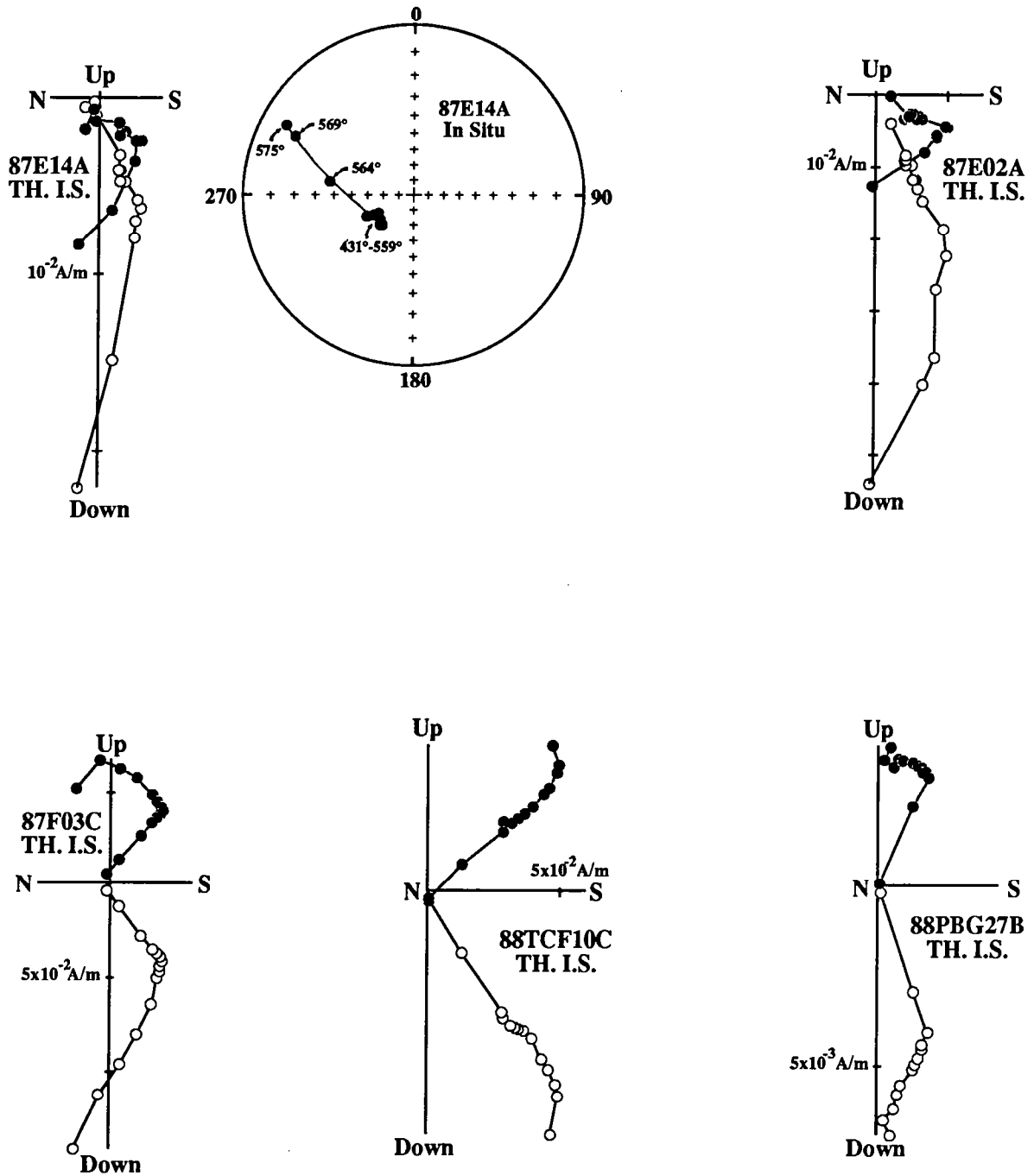


Fig.IV-6: Projections orthogonales d'échantillons des sites E, F et TCF. Projection stéréographique des directions de désaimantation de l'échantillon 87E14A.

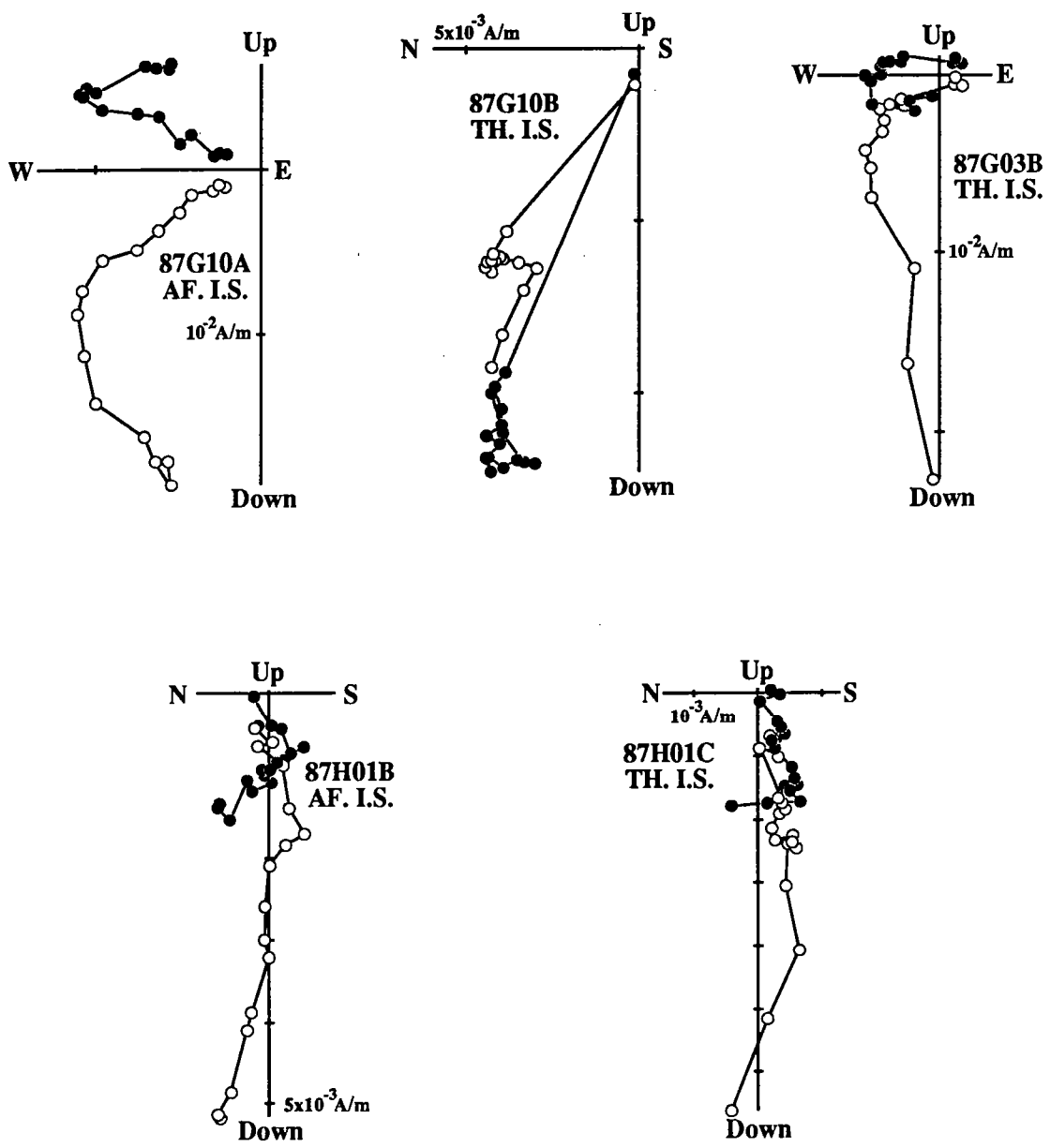


Fig.IV-7: Projections orthogonales d'echantillons des sites G et H

Outre cette composante, les échantillons présentent une et parfois deux aimantations plus stables. En effet certains échantillons des sites A et G présentent, aux températures moyennes (entre 200°-300°C et 450°C), une composante d'aimantation SW à inclinaison positive forte alors qu'aux températures élevées (450°C jusqu'à 580°C) apparaissent des directions NW à inclinaison négative intermédiaire (site A) ou positive faible (site G). La composante SW est également isolée, jusqu'à 580°C, sur des échantillons des sites A, E et G. Néanmoins, certains échantillons du site E montrent, après la direction SW, une évolution des directions suivant des grands cercles (échantillon 87E14A). Ce phénomène sera explicité ultérieurement. Les autres sites ne présentent qu'une seule direction d'aimantation stable généralement isolée entre 300° et 580°. On peut ainsi distinguer deux directions d'aimantation différentes: l'une SE à inclinaison positive intermédiaire (sites B, F et TCF), l'autre étant une direction SW-NW à inclinaison élevée (sites D et H).

D'autre part, certains échantillons des sites A et B ont leur aimantation fortement perturbée par des ARI.

4) Minéralogie magnétique.

La minéralogie magnétique a été étudiée par le biais de plusieurs techniques.

a) Expériences thermomagnétiques (Fig.IV-8)

L'une des propriétés intrinsèques des minéraux ferromagnétiques est la température de Curie, température au delà de laquelle ces minéraux perdent leurs propriétés magnétiques. la mesure de susceptibilité magnétique en champ fort en fonction de la température apporte des renseignements sur la nature et la stabilité des phases magnétiques en présence au sein de l'échantillon étudié.

Des expériences thermomagnétiques à l'air libre ont donc été réalisées sur des échantillons de poudre. Les courbes

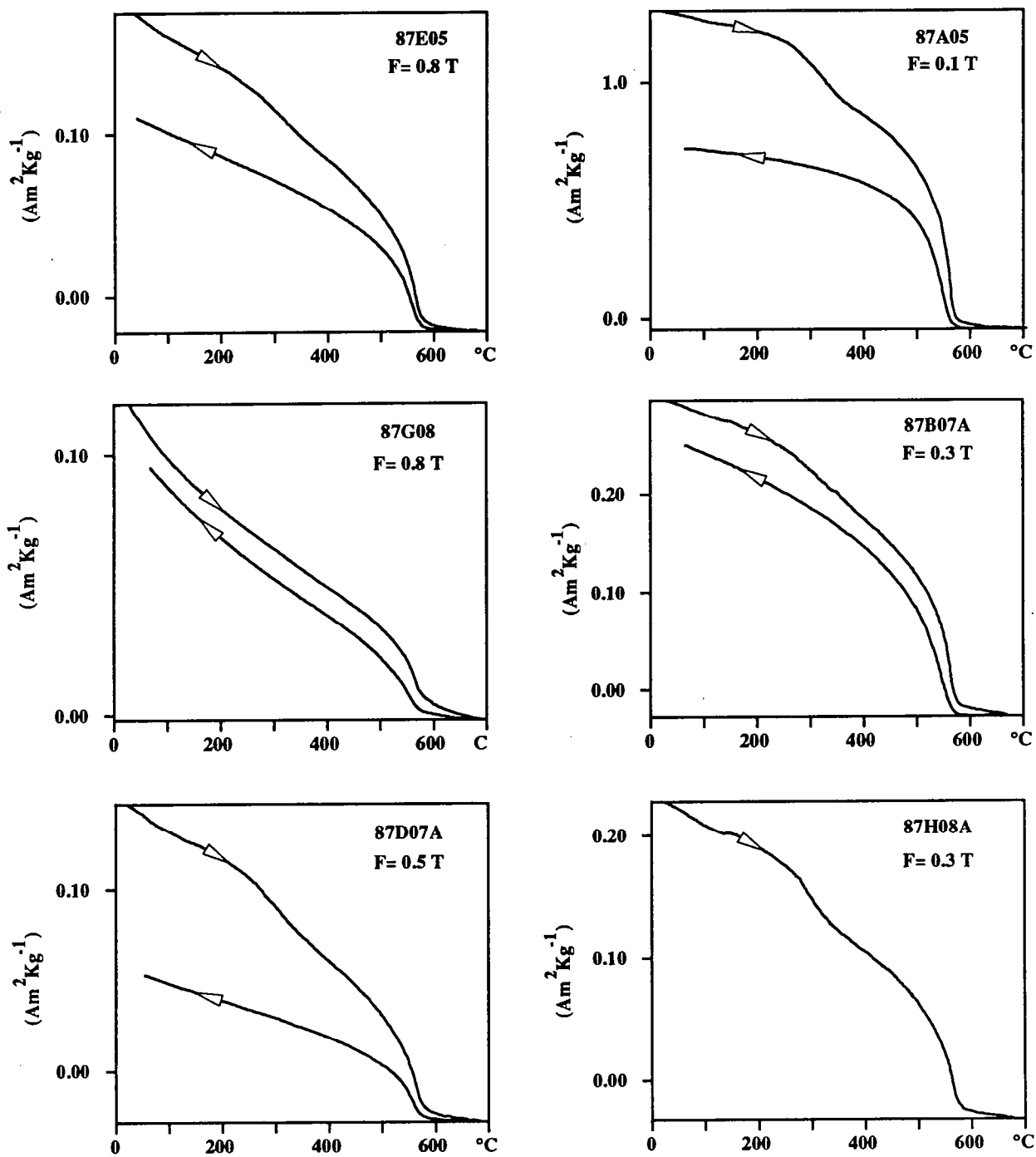


Fig.IV-8: Courbes thermomagnétiques

obtenues sont caractéristiques de la magnétite, avec un point de Curie très net aux alentours de 570°C. L'échantillon 87G08 montre une contribution relativement importante du paramagnétisme avec néanmoins une très bonne réversibilité. Les échantillons 87E05, 87A05, 87B07A, 87D07A et 87H08A présentent (1) un second "point de Curie" et (2) une irréversibilité des courbes lors du refroidissement. Ce "point de Curie", à 300°-350°C est caractéristique de la présence de maghémite dont la transformation en hématite au cours de la chauffe explique d'autre part l'irréversibilité des courbes de refroidissement.

b) Acquisitions d'aimantations rémanentes isotherme (ARI)

Tous les échantillons ayant subi une acquisition d'ARI fournissent des courbes caractéristiques de la présence d'un minéral à champ coercitif faible. Comme le montrent des échantillons provenant de la granodiorite de Talberg (88CDB11B) et de la microgranodiorite de Pleubian (88TCF08A) (Fig.IV-9), la saturation est atteinte pour des valeurs de champ inférieures à 350mT. Ce comportement est caractéristique de la magnétite ou d'une titanomagnétite.

c) Observations en microscopie optique.

Les observations en lumière réfléchie ont été faites par Graviou (1984) dans le cadre de son travail de thèse sur le batholite Nord-Trégorrois.

Comme fréquemment observé dans les roches plutoniques dont le refroidissement, par rapport à des roches effusives, est lent, les minéraux opaques sont constitués d'alternances de bandes de magnétite et d'ilménite. Ce comportement, interprété comme le résultat d'une démixtion à "basse température" concerne l'ensemble des faciès du batholite, à l'exception du granite de Port-Blanc où seule l'ilménite est présente. Ceci est la raison pour laquelle nous n'avons pas étudié ce faciès d'un point de vue paléomagnétique.

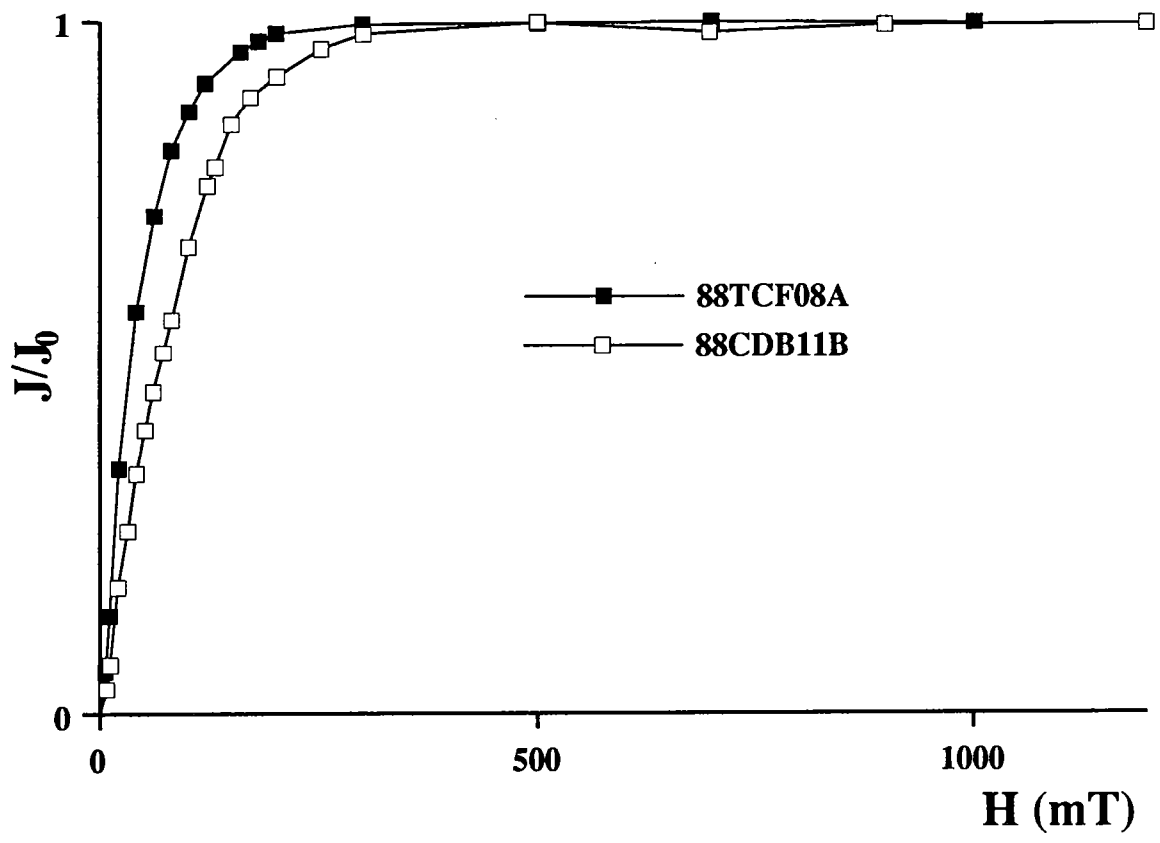


Fig.IV-9: Courbes d'acquisitions d'ARI

d) Conclusion

Il ressort de cette étude de la minéralogie magnétique que la magnétite est le principal porteur magnétique de l'aimantation. Les courbes thermomagnétiques ont permis de mettre en évidence, dans certains cas, la présence de maghémite en temps que phase magnétique secondaire. Il est probable que la maghémite soit le porteur des aimantations visqueuses de basse température.

5) Interprétation des résultats

En plus d'une aimantation de basse température liée au trainage dans le champ magnétique terrestre actuel, les expériences de désaimantation ont permis de mettre en évidence 4 groupements d'aimantation que l'on appellera par la suite A, A', B et C. Les résultats sont présentés dans les tableaux IV-1 et IV-2.

a) Les composantes A et A'

Composante A

La composante A est une composante de haute température Sud-Est à inclinaison positive intermédiaire. Cette composante est observée sur les sites F et TCF (loin des contacts intrusifs) ainsi que sur le site B. Les valeurs moyennes par sites, en champs alternatifs et en thermiques, sont reportées en projection stéréographique sur la figure.IV-11 On ne peut que constater l'excellente concordance des résultats obtenus.

Un test de contact (site PBG) a été effectué dans les gneiss de Port Béni qui forment des petits îlots inclus au sein de la microgranodiorite de Pleubian (sites F et TCF).

Des mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique ont été effectuées sur les échantillons provenant des gneiss de Port-Béni. Les valeurs, reportées dans le diagramme de Flinn (1965) montrent que l'on se trouve dans le domaine de l'aplatissement (Fig.IV-10b). L'histogramme de fréquence des pourcentages d'ASM montre un maximum de fréquence entre 6 et 8%

Site	Traitement	Intervalle °C ou mT	D/I	N	k	α_{95}
A	TH.	450-560	282/-46	4	24	19
A	A.F.	15-100	290/-43	1	-	-
A	TH.	200-450 ou 200-560	225/34	5	16	20
A	A.F.	5-15 ou 5-100	253/47	4	48	13
B	TH.	450-580	92/42	3	43	19
B	A.F.	20-100	103/47	3	79	14
D	TH.	300-580	276/59	9	9	18
D	A.F.	30-100	229/74	5	13	22
E	TH.	300-580	232/59	13	35	7
E	A.F.	15-100	245/68	8	71	7
F	TH.	350-580	128/47	7	264	4
F	A.F.	10-100	124/52	5	414	4
TCF	TH.	350-580	134/49	9	121	5
TCF	A.F.	10-100	129/46	4	202	7
PBG	TH.	500-580	101/60	4	26	19
PBG	A.F.	25-100	109/51	3	52	17
G	TH.	450-580	300/15	10	26	10
G	A.F.	15-100	301/19	7	20	14
G	TH.	300-450 ou 300-580	212/50	9	8	20
H	TH.	300-580	280/63	10	16	12
H	A.F.	30-80	249/52	2	49	37

Tableau IV-1: Résultats de l'étude paléomagnétique du Batholite Nord Trégorrois.

Composante	D/I	k	α_{95}	N	Paleopole	(dp, dm)
A	113/49	55	7	5	9°N, 51°E	(6°, 9°)
B	301/17	776	9	1	26°N, 249°E	(5°, 9°)
C	243/58	22	11	5	14°N, 311°E	(12°, 16°)

Tableau IV-2: Paléopoles du Batholite Nord Trégorrois

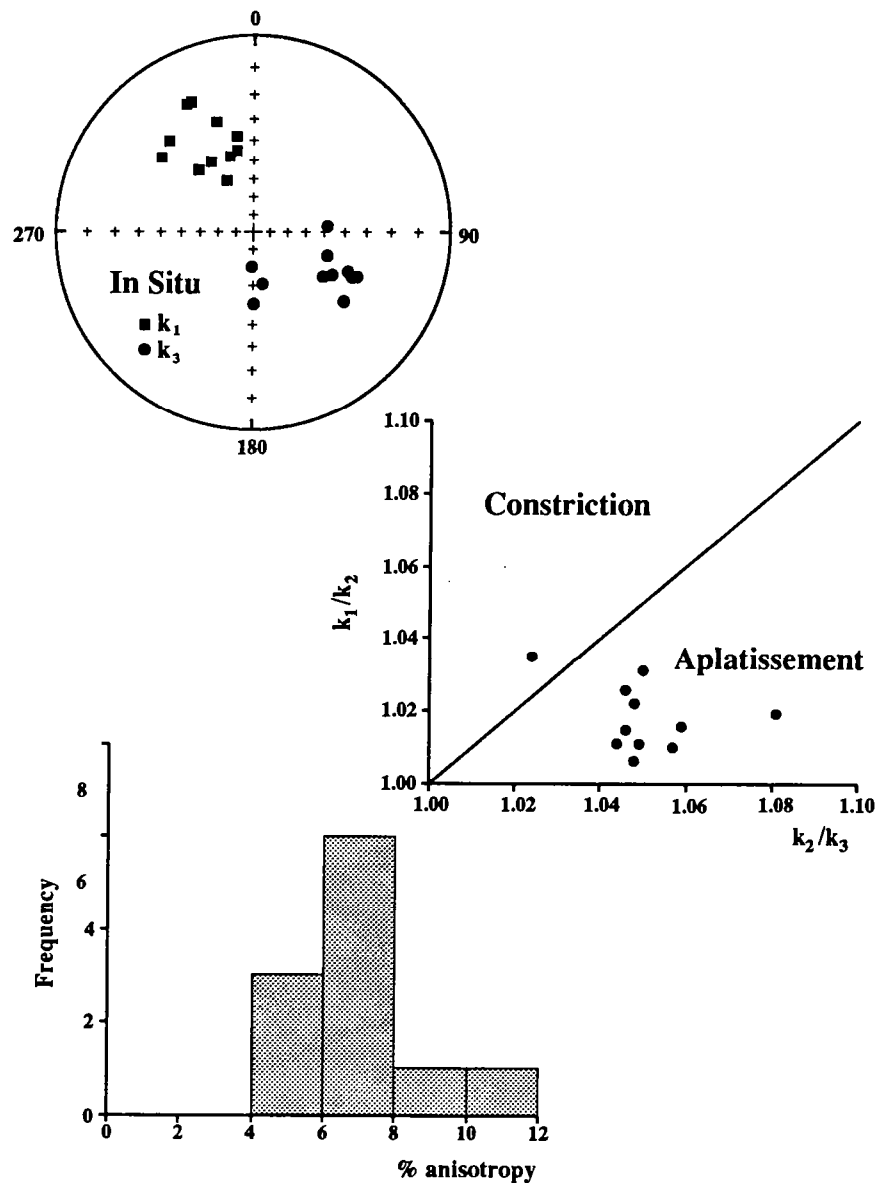


Fig.IV-10: a) Projection stéréographique des axes principaux d' ASM (k_1 et k_3)
 b) Diagramme de flinn
 c) Histogramme de fréquence du pourcentage d' ASM

avec des valeurs toujours inférieures à 12% (Fig.IV-10c). Il semble donc probable que cette anisotropie de susceptibilité magnétique aura peu d'influence sur la direction de l'aimantation. Les directions des axes de susceptibilité maximale (k_1) et minimale (k_3) définissent deux groupements, respectivement NW et SE, à inclinaisons intermédiaires (Fig.IV-10a).

Tous les échantillons prélevés dans les gneiss, dans le cadre de ce test de contact, présentent la composante A à haute température et semblent donc avoir été réaimantés par la microgranodiorite de Pleubian (exemple 89PBG27B). Pour certains échantillons, la désaimantation thermique n'a pas permis de séparer correctement les composantes d'aimantation alors que le traitement par champs alternatifs s'est révélé très efficace. Les directions moyennes (thermiques et champs alternatifs) obtenus sur les gneiss sont en très bon accord avec les données précédentes confirmant l'absence d'influence de l'ASM sur la direction d'aimantation. Le fait que l'ensemble des échantillons ait été réaimanté ne paraît pas surprenant du fait de la petite taille des blocs de gneiss emballés dans la microgranodiorite de Pleubian dont la taille est considérablement plus importante. Il semble donc raisonnable d'admettre que le test de contact est positif et que la composante A est une composante d'aimantation primaire.

Composante A'

C'est une composante d'aimantation de haute température, NW à inclinaison négative intermédiaire (Fig.IV-11). Elle est isolée sur des échantillons du site A après traitement thermique principalement mais également après traitement en champs alternatifs. Cette composante semble avoir une direction antiparallèle à celle de la composante A. Le fait que les sites A et B ont été prélevés au sein du même faciès pétrographique (microgranite de Launay) nous incite à penser que la composante A' est effectivement une composante antiparallèle de la composante A et a donc le même âge.

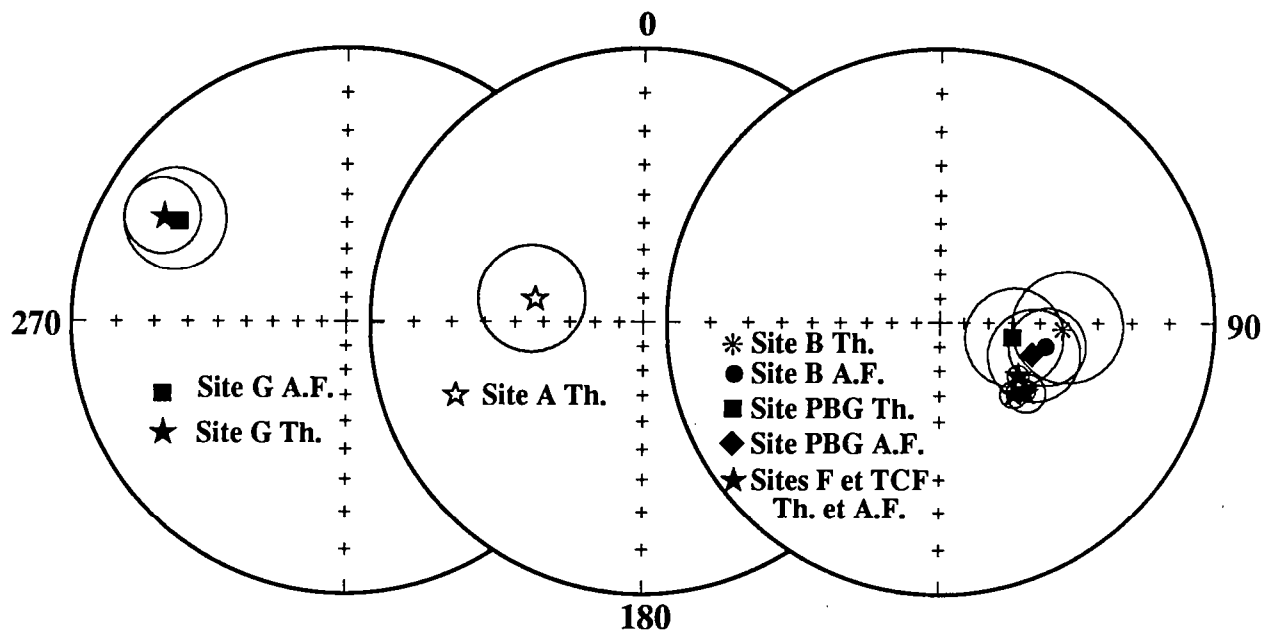


Fig.IV-11: Projections stéréographiques des directions primaires

La direction moyenne de la composante A sur les sites A, B, F, TCF et sur le test de contact PBG est $D = 113^\circ$, $I = 49^\circ$, $\alpha_{95} = 6.5$, $k = 59$. Cette composante A définit un paléopôle situé à 9°N , 51°E ($dp = 6^\circ$, $dm = 9^\circ$) que l'on appellera BTA.

b) La composante B

La composante B est une composante de haute température NW à inclinaison positive faible (Fig.IV-11). Elle est isolée sur des échantillons du site G après traitement thermique et par champs alternatifs. Le site G est le seul site où l'on peut clairement isoler cette composante. Sa direction moyenne $D = 301$, $I = 17$, $\alpha_{95} = 9$, $k = 776$ permet de définir un paléopôle situé à 26°N , 249°E , ($dp = 5^\circ$, $dm = 9^\circ$) appelé BTB.

c) La composante C

Cette composante, SW à inclinaison élevée est observée dans diverses circonstances, après traitements thermiques ou par champs alternatifs. Dans certains échantillons des sites A et G, la composante C apparaît à des températures intermédiaires ($200-450^\circ\text{C}$) et est subordonnée à la présence d'une composante de haute température (composantes A ou B). Elle a donc clairement le caractère d'une réaimantation. Par contre, certains échantillons des sites A et G ainsi qu'un grand nombre d'échantillons du site E portent la composante C jusqu'à la température de Curie (Fig.IV-6). 5 échantillons du site E montrent, à haute température (généralement $560-580^\circ\text{C}$), des directions évoluant dans des plans fortement inclinés vers le NE. Les grands cercles ainsi définis en projection stéréographique (Fig.IV-6 et Fig.IV-12) interceptent la direction de la composante B. Ceci confirme que la composante C est une réaimantation qui, dans le cas du site E, est probablement venue se surimposer à la composante B. Ceci n'a rien de surprenant dans la mesure où pétrographiquement, les faciès granodioritiques des sites E et G sont similaires (Auvray, 1979).

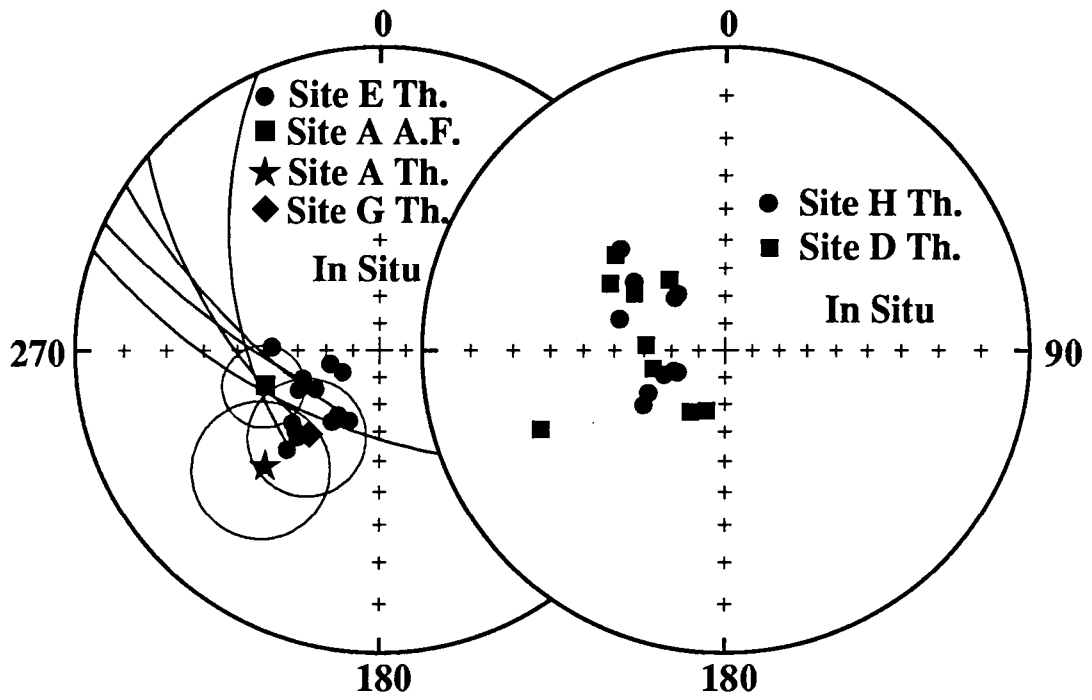


Fig.IV-12: Projections stéréographiques des différents résultats concernant la composante C

Tous les échantillons des sites D et H présentent des directions de haute température à inclinaisons élevées et dont les déclinaisons se situent dans le cadran NW-SW. Les directions isolées (Fig.IV-12) ne présentent pas une bonne distribution fishérienne comme le confirment les faibles valeurs des paramètres k de la statistique de Fisher.

Ces directions semblent similaires à celles obtenues sur les sites A, E et G. Par analogie nous proposons donc que les directions obtenues sur les sites D et H représentent la composante C, éventuellement mal séparée d'une composante primaire non identifiée, et sont donc des directions de réaimantation. La direction moyenne de la composante C sur les sites A, D, E, G et H est : $D = 243$, $I = 58$, $\alpha_{95} = 11$, $k = 22$. Elle permet de définir un paléopôle situé à 14°N , 311°E ($dp=12$, $dm=16$) que l'on appellera BTC.

d) Conclusions de l'étude paléomagnétique du Batholite Nord-Trégorrois

L'analyse paléomagnétique des échantillons du batholite Nord Trégorrois a permis de mettre en évidence la présence d'une composante d'aimantation primaire (A) avec un test de contact positif et une direction antiparallèle (A'). Cette étude a également permis de mettre en évidence une seconde composante d'aimantation interprétée comme primaire (composante B) ainsi qu'une réaimantation (composante C). Dans tous les cas, il semble que le porteur magnétique soit de la magnétite. Il semble d'autre part que la composante d'aimantation A soit localisée aux faciès microgrenus du batholite (microgranodiorite de Pleubian et microgranite de Launay) alors que la composante B semble préférentiellement portée par les faciès grenus (granodiorite de la Baie d'Enfer et granodiorite de Talberg).

6) Discussion (Fig.IV-13)

Comme déjà rappelé dans le cas de l'étude paléomagnétique sur la diorite de Keralain, le domaine Domnonéen est formé de plusieurs unités structurales entre lesquelles des mouvements ont pu intervenir, principalement durant le Paléozoïque. Ces mouvements, de faible amplitude, sont considérés comme négligeables (Hagstrum et coll., 1979).

Le paléopole BTC qui correspond à une composante de réaimantation est en assez bon accord avec les données obtenues sur les intrusions alcalines magmatiques et effusives du domaine Nord-Trégorrois et d'âge Eocambrien (~550Ma). Ce sont en l'occurrence des données correspondant au granite de Porz-Scarff (552±8 Ma) ou aux rhyolites ignimbrtiques de Lézardrieux (547±56 Ma) (Hagstrum et coll., 1980) ainsi qu'aux dykes de microgranite de Loguivy (Hagstrum et coll., 1980; Perigo et coll., 1983). Néanmoins, ce paléopole BTC s'écarte suffisamment de ces données pour laisser penser, comme dans le cas de la réaimantation observée sur la diorite de Keralain (Ruffet et coll., 1990) qu'il résulte d'une mauvaise séparation entre la composante de réaimantation et une composante primaire. Ceci suggère que la composante de réaimantation a une origine chimique ou thermochimique plutôt que purement thermique. Ce caractère semble confirmé par les données géochronologiques. En effet, dans l'hypothèse d'une réaimantation d'origine purement thermique, des âges aux alentours de 550Ma devraient être obtenus sur les sites totalement réaimantés (sites D,H et en partie E). Or, ce n'est pas le cas. La nature chimique ou thermochimique de cette réaimantation se conçoit aisément lorsque l'on sait que la mise en place des magmatismes alcalins se fait conjointement avec des circulations de fluide très importantes.

Le paléopole BTB coïncide avec un groupement de paléopoles comprenant entre autres les paléopoles PP1 et PP2 du Gabbro de

SYMBOLE	UNITE	AGE (Ma)	PALEOPOLE	REFERENCE
KHI	Keratophyres, Tréguier	642 ± 46	39°N, 234°E	Perigo et coll. (1983)
	Hématite			
SQ ₂	Diorite, S^t Quay	584 ± 56	38°N, 262°E	Hagstrum et coll. (1980)
	-T° de blocage intermédiaire			
PP ₁	Gabbro, S^t Peter Port	570-660	14°N, 237°E	Hailwood and Garrett (1977)
	-In Situ			
PP ₂	-Corrigé du pendage		13°N, 224°E	
DKA	Diorite, Keralain	583 ± 2	34°N, 256°E	Ruffet et coll. (1990)
	-T° de blocage élevée			
DKB	-Réaimantation, Petit Taurel		14°S, 319°E	Ruffet et coll. (1990)
GK ₁	-T° de blocage élevée		31°N, 268°E	Hagstrum et coll. (1980)
PS	Granite, Porz-scarff	552 ± 8	9°N, 343°E	Hagstrum et coll. (1980)
MR	Rhyolites, Lézardrieux	547 ± 56	16°S, 343°E	Hagstrum et coll. (1980)
MH	Microgranite, Loguivy		6°S, 340°E	Perigo et coll. (1983)
	-Dykes microgranite			
MI	-Contact dykes microgranite		16°N, 310°E	Hagstrum et coll. (1980)

Tableau IV-3: Quelques paléopoles Précambriens du Massif Armoricain.

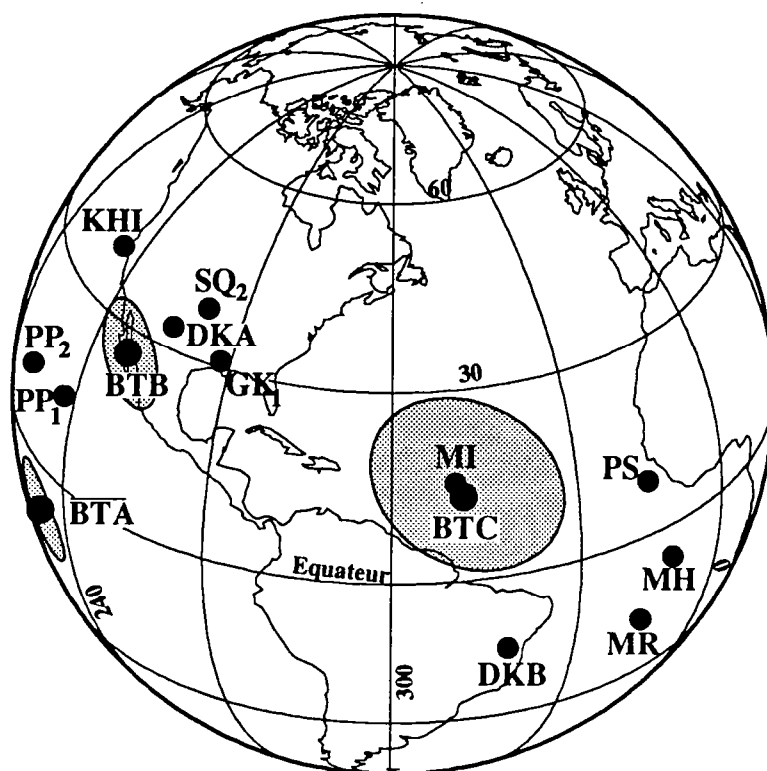


Fig. IV-13: Positions des paléopoles de cette étude.
Les positions des paléopoles listés dans le tableau IV-3 sont également reportées.

Saint Peter Port (Hailwood et Garrett, 1977) (670-570 Ma, Adams 1967) ainsi que les paléopoles correspondant aux réaimantations observées sur les Kératophyres de Tréguier (KHI) (Périgo et coll., 1983) où la diorite de Saint Quay-Portrieux (SQ2) (Hagstrum et al., 1979). Il est également en très bon accord avec les paléopoles DKA et GK1 du gabbro de Keralain (Hagstrum et coll., 1979 ; Ruffet et coll., 1990) dont l'âge vient d'être précisé à 583 ± 2 Ma. Cette étude du gabbro de Keralain (Ruffet et coll., 1990) avait par ailleurs renforcé l'hypothèse de Hagstrum et coll (1979) selon laquelle le Sud du Royaume Uni, la Tchécoslovaquie et le Massif Armoricain se sont comportés, durant la fin du Précambrien comme une masse continentale cohérente, appelée plaque Armorica. Le paléopole BTB dont l'âge Cadomien s'appuie sur de nombreux résultats $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de bonne qualité, était également cette hypothèse.

Le paléopole BTA s'écarte, en latitude, significativement du groupement des paléopoles précités. L'étude géochronologique du Batholite Nord Trégorrois n'a pas permis de mettre en évidence des différences d'âge significatives entre les différents faciès pétrographiques. En effet, les âges obtenus, sur amphibole et biotite, se cantonnent dans une fourchette d'âge très restreinte comprise entre 615 et 600 Ma (2.5% d'écart). Par contre, l'excellente concordance entre les âges mesurés sur biotite et amphibole indiquent, comme déjà suggéré par Graviou et coll. (1989) sur la base de données U-Pb et Rb-Sr, que le refroidissement du batholite a probablement été très rapide. Dans l'hypothèse où les composantes A et B sont des composantes d'aimantation primaires leurs âges d'acquisition sont probablement compris entre les âges des amphiboles et ceux des biotites. Ces âges étant identiques, il paraît raisonnable de supposer que les âges d'acquisition des composantes d'aimantation sont pratiquement synchrones.

Nous avons d'autre part déjà constaté que la composante A n'apparaît que sur les faciès microgrenus à refroidissement

plus rapide que les faciès grenus, qui semblent préférentiellement porter la composante B. Dans l'hypothèse d'un synchronisme dans l'acquisition des composantes A et B, la différence en paléolatitute de 39° , imposée par ces dernières, ne semble pas pouvoir raisonnablement s'expliquer en terme de dérives de plaques. L'hypothèse d'un basculement du massif en cours de refroidissement, entre l'acquisition des composantes d'aimantation A et B, pourrait expliquer cette différence. Un tel basculement, de 65° vers le Sud-Est, se serait effectué autour d'un axe horizontal de direction NE-SW. De tels taux de basculement semblent néanmoins peu raisonnables.

Il est donc peut être nécessaire d'envisager un non synchronisme dans l'acquisition des composantes d'aimantation et ceci bien que les âges des différents faciès pétrographiques apparaissent sensiblement identiques. Un tel phénomène pourrait être du à des vitesses de démixtion différentes au niveau des porteurs magnétiques des faciès grenus et microgrenus.

Il faut néanmoins rappeler que la validité de la composante B est sujette à caution car elle n'est clairement observée que sur un site (site G) et est donc susceptible de voir son origine liée à un problème quelconque.



C) TESTS DE CONTACT

1) Introduction.

Les effets d'un métamorphisme thermique sur l'aimantation ont été reconnus la première fois par Brunhes (1906) qui a montré que la direction d'aimantation portée par des roches réchauffées par des laves est la même que celle portée par les laves elles-mêmes. Cette constatation est la base d'un test de stabilité de l'aimantation, appelé test de contact, qui, pour être valide, doit également montrer que la direction d'aimantation de la roche encaissante non réchauffée est différente de celle de la roche réchauffée (Everit et Clegg, 1962). Si les directions d'aimantation (1) du corps intrusif, (2) de l'encaissant réchauffé et (3) de l'encaissant non réchauffé sont identiques, alors les trois systèmes ont été réaimantés lors d'un événement métamorphique régional. Le test de contact est alors non valide.

Dans le cas du présent travail plusieurs tests de contact paléomagnétiques ont été effectués au sein de différents faciès pétrographiques du batholite Nord-Trégorrois, au contact avec (1) des filons doléritiques et (2) des filons microgranitiques. La finalité de ces tests de contact était double. Ils avaient pour but, dans le cas des dolérites, de tester la stabilité des aimantation isolées dans les dykes et donc leurs caractères d'aimantations primaires. Ils avaient également pour objectif d'essayer de comprendre l'influence de ces intrusions sur l'aimantation portée par le batholite. Les prélèvements paléomagnétiques dans le cadre de ces tests de contact ont systématiquement été effectués conjointement à des prélèvements d'échantillons pour datations.

Dans cette partie nous allons présenter les résultats de l'étude conjointe paléomagnétique et géochronologique effectuée

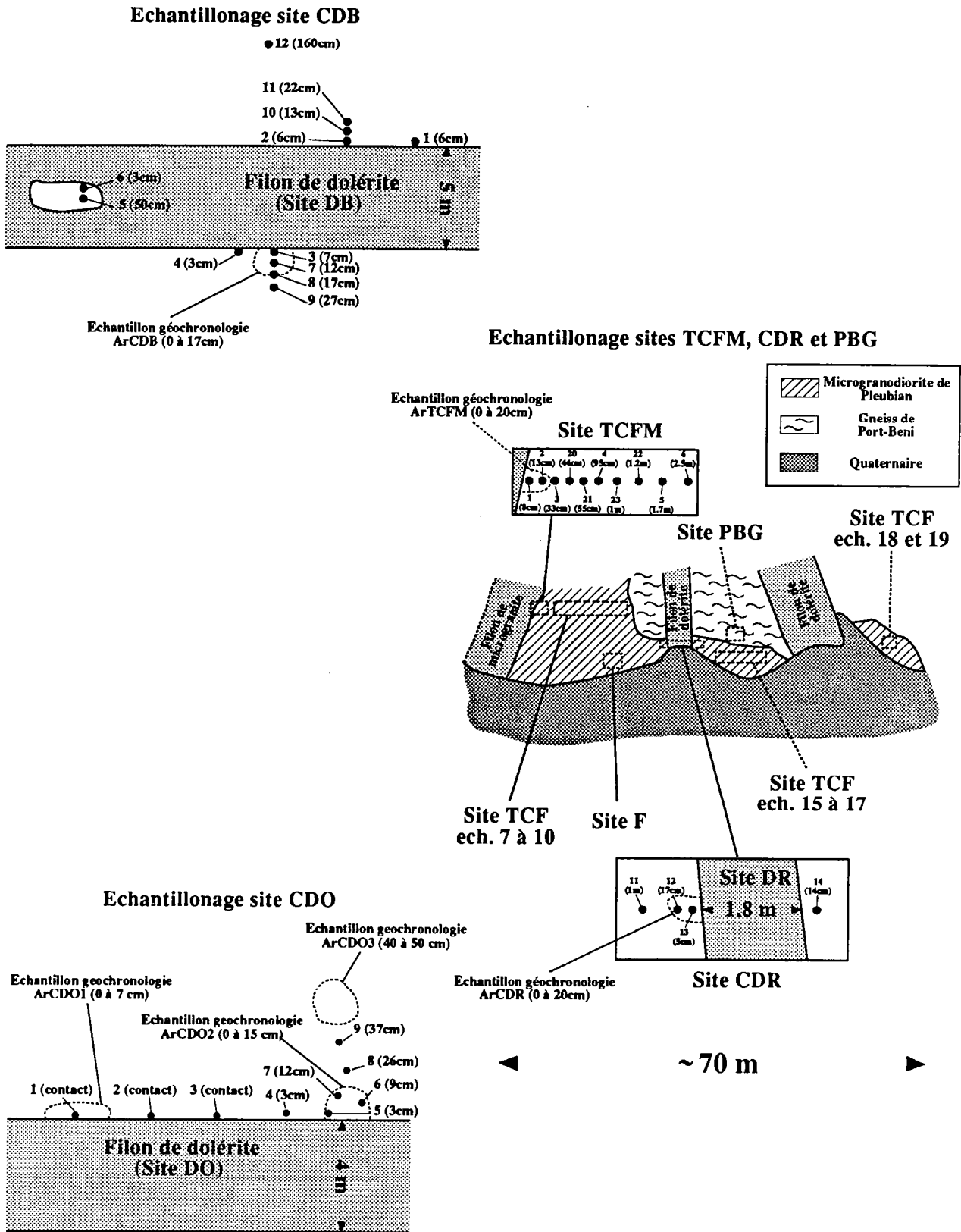


Fig.IV-14:Schéma des sites d'échantillonnage CDO, CDB, CDR et TCFM. Les échelles ne sont pas respectées.

sur ces contacts. Certains résultats ont déjà été présentés de façon partielle dans le cadre de l'étude paléomagnétique des dolérites du Trégor. Ces résultats seront repris et présentés de façon plus précise, conjointement aux études de minéralogie magnétique et aux datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

2) Etude paléomagnétique

L'échantillonnage des sites CDO, CDB, TCF, CDR et TCFM est représenté de façon très schématique, avec les distances au contact, sur la figure IV-14 ainsi que les zones de prélèvement des échantillons pour les datations avec également leurs distances au contact. Pour les tests de contact CDO et CDB, l'équivalent non réchauffé de l'encaissant correspond au site E. De même, pour les tests de contact TCFM et CDR, les équivalents non réchauffés de l'encaissant correspondent aux sites F et TCF.

2-1) Test de contact au site CDO.

a) Désaimantations (Fig. IV-15)

Le test de contact a été effectué au contact avec le filon de dolérite du site DO (se reporter à l'étude paléomagnétique des dolérites du Trégor). Les désaimantations thermiques ont permis d'isoler 3 composantes d'aimantation sur les échantillons 1 à 8 et 2 composantes d'aimantation sur l'échantillon 9.

Sur l'ensemble des échantillons est isolée une composante à forte inclinaison et direction relativement variable probablement due à un traînage dans le champ actuel et éventuellement à différentes aimantations visqueuses.

Les échantillons 1 à 8 montrent, entre 300° et 570° - 580°C , une composante d'aimantation SW à inclinaison faible, identique

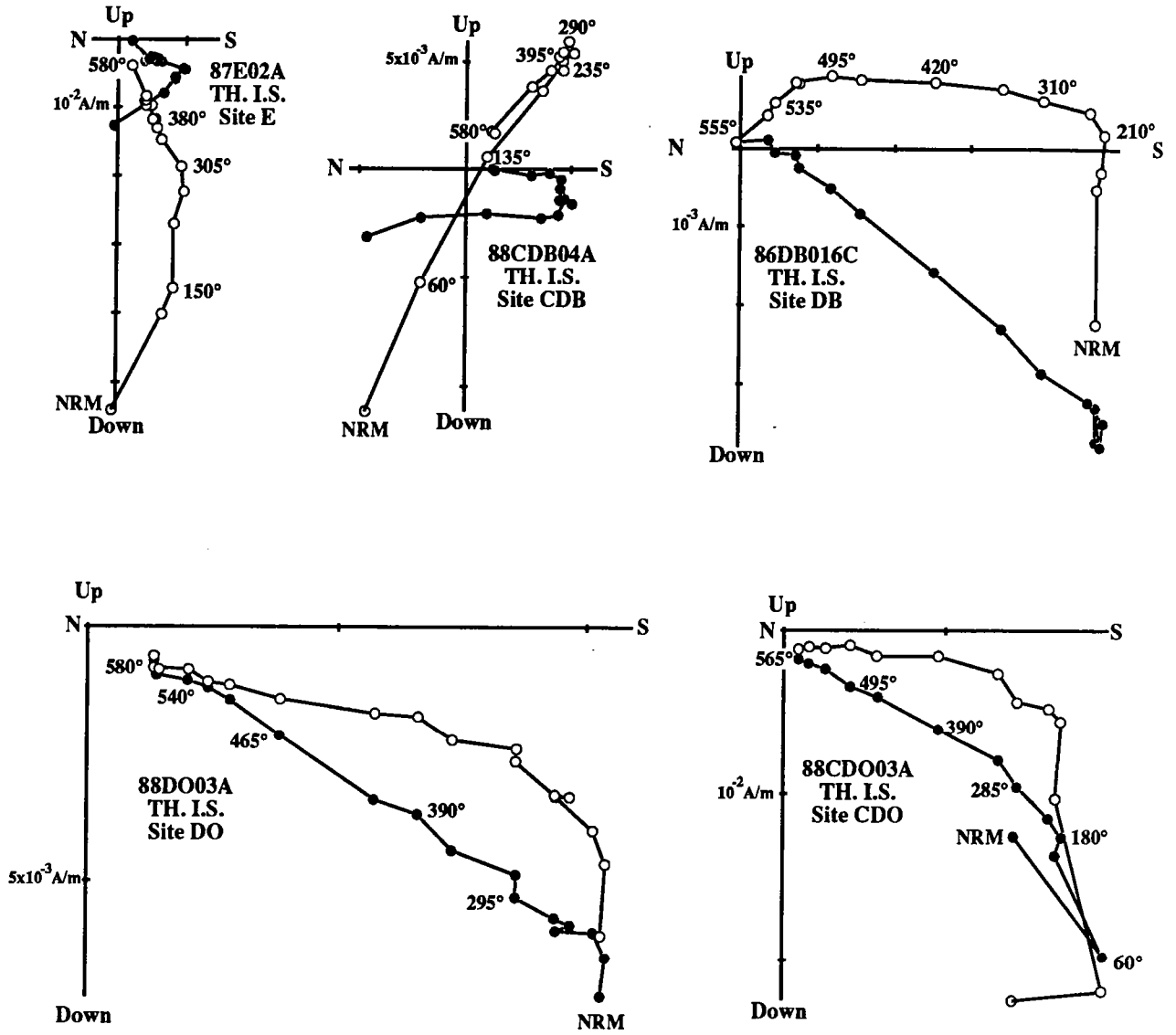


Fig.IV-15: Projections orthogonales d'échantillons des sites E, CDB, DB, CDO et DO

à celle isolée sur le dyke de dolérite du site DO. La direction moyenne de cette composante d'aimantation est : $D=207.0$, $I=12.2$, $k=95$, $\alpha_{95}=6.2$. En projection orthogonale, les trajectoires de désaimantation ne vont pas vers l'origine. Il est ainsi possible de définir une composante résiduelle de très haute température, SW à inclinaison forte. L'échantillon numéro 9, présente, quant à lui entre 300° et 570° , une seule composante d'aimantation, également SW à inclinaison forte. La direction moyenne de cette composante, $D = 214.5$, $I = 41.1$, $k = 23$, $\alpha_{95} = 12.9$ est d'une part, très différente de celle de la composante de plus basse température mais également significativement différente de la composante isolée au site E ($D= 232$, $I = 59$, après traitement thermique). La composante de haute température isolée au site CDO semble donc résulter d'une séparation imparfaite entre la composante portée par le dyke de dolérite (DO) et celle portée par l'encaissant au site E.

Il semble d'autre part que la composante SW à inclinaison faible n'existe plus au delà d'une distance de 26 cm du contact.

b) Minéralogie magnétique

Le problème de la minéralogie magnétique a été abordé par le biais d'expériences thermomagnétiques et de premières acquisitions d'aimantations. Ces deux types d'expériences sont réalisés à l'aide d'une balance de Curie verticale

Premières acquisitions d'aimantations (Fig. IV-16)

Ces acquisitions ont pour but de déterminer la valeur de l'aimantation à saturation J_s . L'interprétation de ces résultats est faite d'un point de vue qualitatif.

L'aimantation à saturation est estimée à partir de courbes de l'évolution du rapport (J/H) en fonction du champ appliqué ou J est l'aimantation mesurée et H le champ appliqué. Le champ

varie de 0 à 7 kG. Le rapport J/H est directement proportionnel au rapport F/H ou F est la mesure de la force verticale générée par l'échantillon (fonction du champ appliqué) à l'aide de la balance de Curie. La masse de chacun des échantillons étudiés était égale à 95mg (± 2 mg).

D'une façon générale, la contribution paramagnétique de certaines phases minérales riches en fer produit une augmentation linéaire du moment total aux fortes valeurs de champ appliqué. La valeur de J_s est déterminée en extrapolant une droite sur la portion linéaire obtenue aux fortes valeurs de champ. L'intercepte de cette droite avec l'axe des ordonnées (champ nul) permet de déterminer la valeur de l'aimantation à saturation J_s .

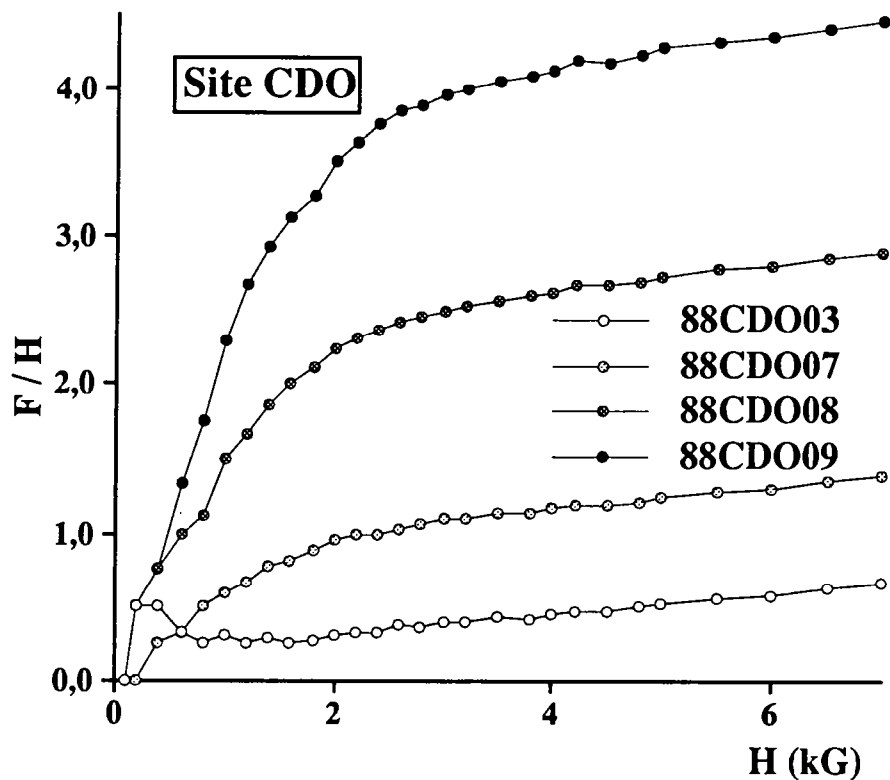


Fig.IV-16: Courbes de premières acquisitions d'aimantations

D'un point de vue qualitatif, on remarque que la valeur de l'aimantation à saturation est d'autant plus élevée que l'on s'éloigne du contact et que d'autre part, il ne semble y avoir qu'un seul porteur magnétique. Le rapport J_{rs}/J_s ou J_{rs} est l'aimantation rémanente à saturation, est un bon paramètre de la taille des grains (Chauvin, sous presse). J_{rs} est obtenu de la même façon que J_s , mais à partir des courbes d'acquisition d'aimantation rémanente isotherme. Si l'on admet, comme cela a été observé au site CDB, que la valeur de J_{rs} , de façon similaire à celle de J_s , augmente lorsque l'on s'éloigne du contact, il apparait difficile de contraindre l'évolution des rapports J_{rs}/J_s en fonction de la distance au corps intrusif. L'évolution de ces deux paramètres semble néanmoins indiquer que les propriétés magnétiques de l'encaissant sont profondément modifiées par l'intrusion du filon.

Expériences thermomagnétiques (Fig.IV-17)

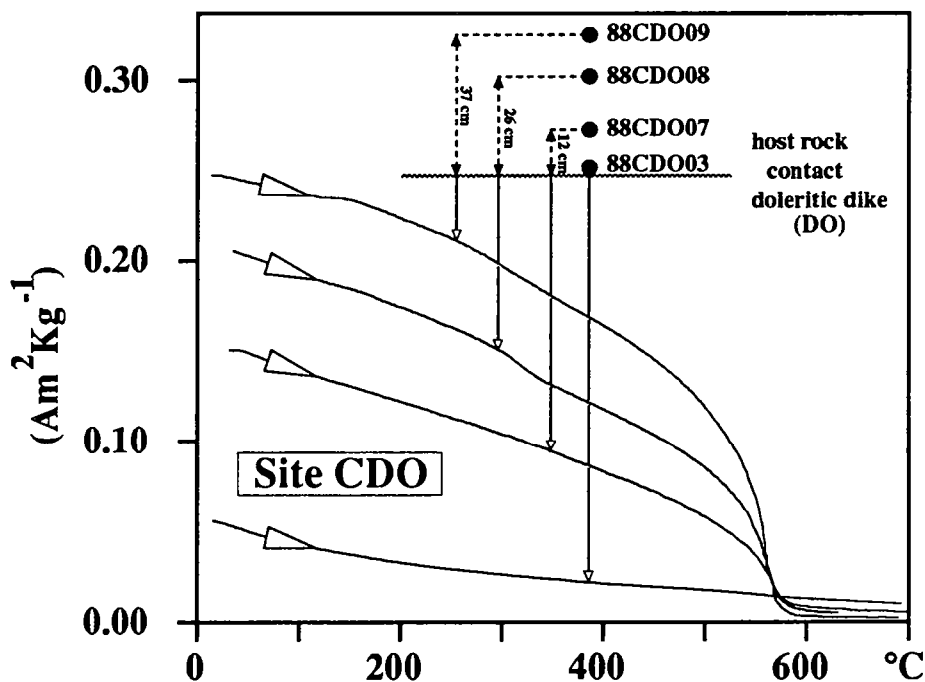


Fig.IV-17: Courbes thermomagnétiques

De la même façon que les courbes de première acquisition d'aimantation, les courbes thermomagnétiques montrent une diminution très nette de la susceptibilité magnétique lorsque l'on s'approche du contact. Cette diminution s'accompagne d'une augmentation de la contribution du paramagnétisme. Il faut noter que cette diminution de la susceptibilité magnétique ne s'accompagne pas d'une migration du point de Curie ($\sim 570^\circ$). Par contre, la phase secondaire ayant un point de Curie aux alentours de $300-350^\circ\text{C}$ (probablement de la maghémite) tend à disparaître lorsque l'on s'approche du contact. D'une façon générale, ces courbes thermomagnétiques montrent que le porteur magnétique principal est de la magnétite mais que sa contribution en tant que tel tend à diminuer lorsque l'on s'approche du filon. Il semble probable que la moindre contribution apparente de la magnétite corresponde à une transformation en hématite comme l'atteste par ailleurs l'augmentation relative de la susceptibilité magnétique au-delà de 580°C lorsque l'on s'approche du contact.

Conclusions de l'étude de la minéralogie magnétique

Le porteur magnétique principal est de la magnétite. De plus les valeurs des paramètres physiques mesurés (aimantation rémanente à saturation, susceptibilité magnétique) diminuent lorsque l'on s'approche du contact. Dans l'hypothèse où la composition minéralogique de ce porteur, contrôlée par le point de Curie n'évolue pas, seules des variations de taille ou de concentration peuvent expliquer la diminution des valeurs des paramètres précités. L'hypothèse d'une diminution de la concentration, par transformation ou destruction semble plus raisonnable.

c) Interprétation des résultats.

La composante d'aimantation SW à inclinaison faible, caractéristique du filon de dolérite au site DO, se trouve dans la roche encaissante au contact du dyke et disparaît lorsque l'on s'en éloigne. Cette composante d'aimantation a pour porteur magnétique la magnétite. Le gradient de concentration de la magnétite, observé lorsque l'on s'approche du filon, semble corrélé à la présence de la composante de réaimantation, SW à inclinaison faible.

Le fait surprenant de ce test de contact est la présence, à haute température ($>570^{\circ}\text{C}$) d'une composante d'aimantation s'apparentant à la composante d'aimantation isolée sur la roche encaissante non réchauffée. On peut en effet supposer, au contact avec un corps intrusif se mettant en place à des températures élevées ($\sim 1150^{\circ}\text{C}$ pour un filon de dolérite), que la réaimantation induite thermiquement soit totale. Or ce n'est pas le cas du présent test de contact. Deux hypothèses peuvent alors être avancées. Soit la température atteinte au contact était inférieure à 580°C , soit la composante d'aimantation, SW à inclinaison faible, observée sur le dyke et sur l'encaissant au contact est une réaimantation. La première hypothèse ne semble pas raisonnable. En effet, si l'on fait référence aux courbes de température atteinte dans l'encaissant au contact d'un dyke (Fig.IV-18) établies par Mc Clelland Brown (1981), on constate que l'on atteint, dans la zone de contact même des températures très supérieures à la température de Curie de la magnétite (580°C)

L'hypothèse de la réaimantation semble donc plus probable mais elle implique que (1) la composante de haute température au site CDO est différente de la composante caractéristique de l'encaissant et (2) on isole à des températures élevées une composante d'aimantation différente de la composante SW à

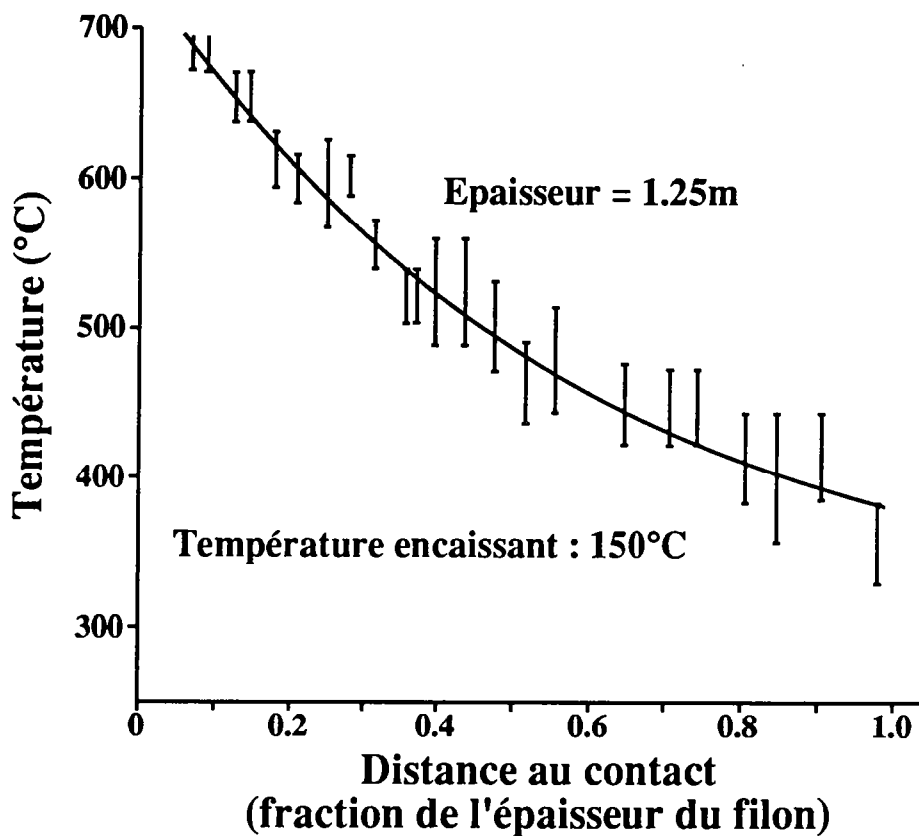
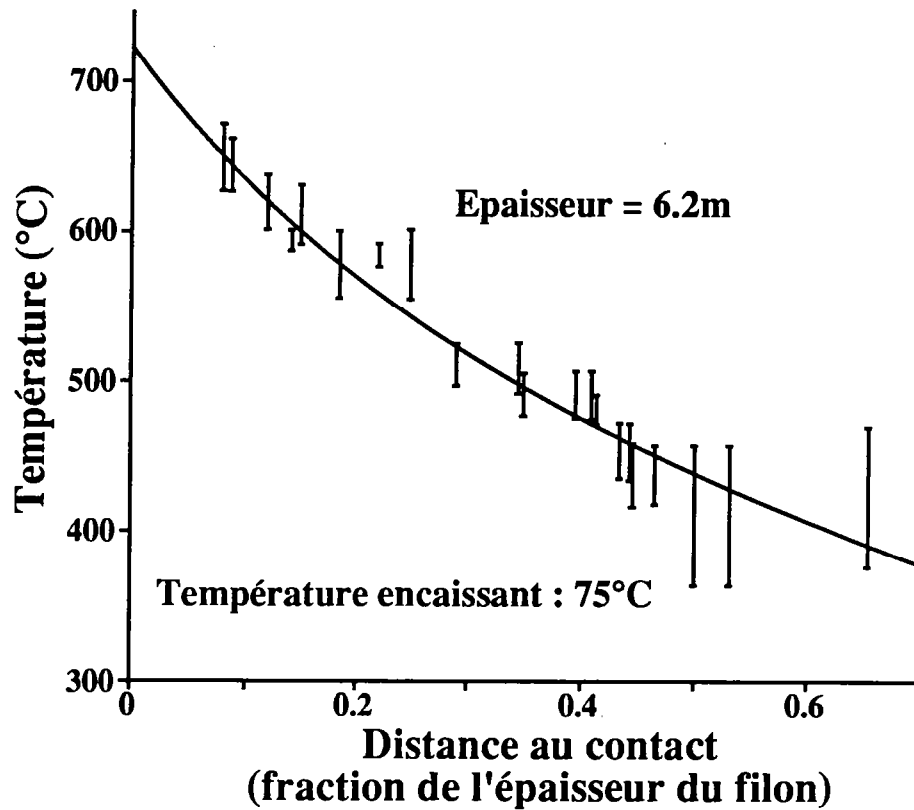


Fig.IV-18: Températures de blocage magnétique observées au contact avec des filons basaltiques (avec leurs marges d'erreur).

La courbe, calculée d'après un modèle thermique, représente la température atteinte. (d'après McClelland Brown, 1981).

inclinaison faible sur le filon de dolérite (site DO). Ces deux conditions sont vérifiées puisque l'on constate pour certains échantillons du site DO, que les trajectoires de désaimantations ne vont pas vers l'origine à haute température. La composante SW à inclinaison faible semble donc bien être une réaimantation postérieure à la mise en place du dyke. La composante résiduelle pourrait être, dans cette hypothèse, une composante proche de la composante C isolée sur les filons de dolérites. Le test de contact est donc négatif.

2-2) Test de contact au site CDB

a) Désaimantations (Fig.IV-15)

Ce test de contact a été effectué au contact avec le filon de dolérite du site DB. Sur le filon de dolérite et dans l'encaissant (site CDB) sont isolées trois composantes d'aimantation identiques de part et d'autre du contact.

La composante de basse température, généralement détruite à des températures inférieures à 250°C présente généralement de fortes inclinaisons avec des déclinaisons relativement variables. Elles est probablement due à un trainage magnétique dans le champ actuel avec probablement la contribution d'aimantations d'origine visqueuse. Entre 250°C et 500°C (site DB) ou 550°C (site CDB) on isole une composante SW à inclinaison positive faible, identique à celle isolée au site CDO. La composante de haute température isolée entre 500°C (site DB) ou 550°C (site CDB) et la destruction du porteur magnétique a une direction SW à inclinaison négative intermédiaire. Aucun échantillon du site CDB ne laisse apparaître une composante d'aimantation dont la direction serait analogue à celle obtenue au site E (encaissant non réchauffé).

b) Minéralogie magnétique

Comme dans le cas du site CDO, la minéralogie magnétique a été étudiée par le biais d'expériences de premières acquisitions d'aimantations, d'acquisitions d'ARI et d'expériences thermomagnétiques.

Premières acquisitions d'aimantations (Fig.IV-19)

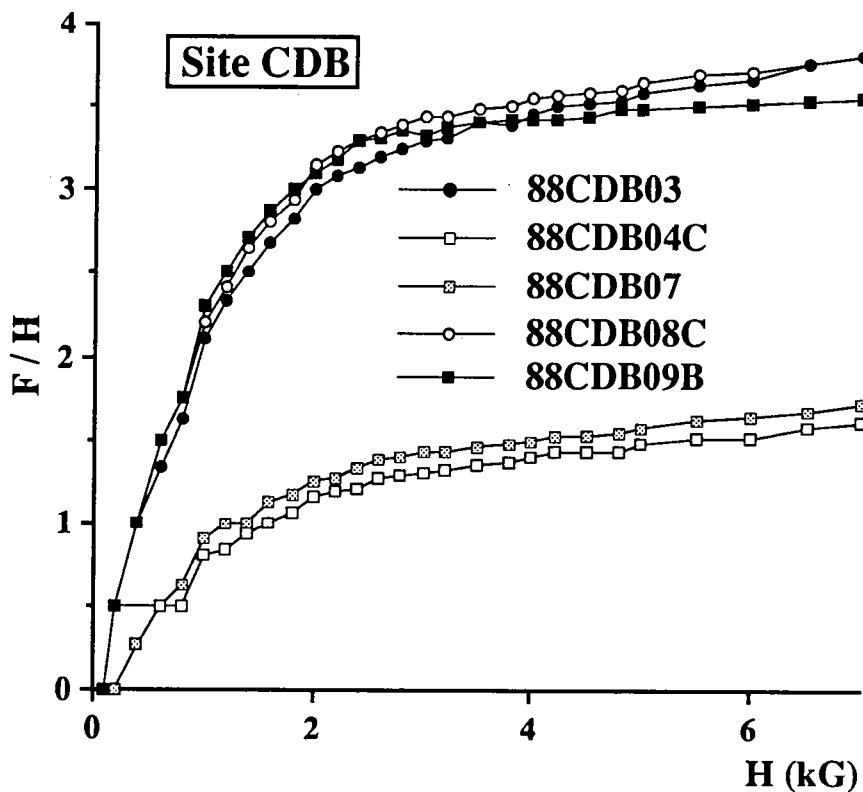


Fig.IV-19: Courbes de premières acquisitions d'aimantations

Les résultats obtenus ne montrent pas une évolution aussi nette que celle observée au site CDO. Néanmoins, abstraction faite de l'échantillon 3, on observe une diminution très nette de la valeur de l'aimantation à saturation lorsque l'on

s'approche du contact. Ces courbes mettent en évidence la présence d'un seul porteur magnétique.

Acquisitions d'ARI (Fig.IV-20)

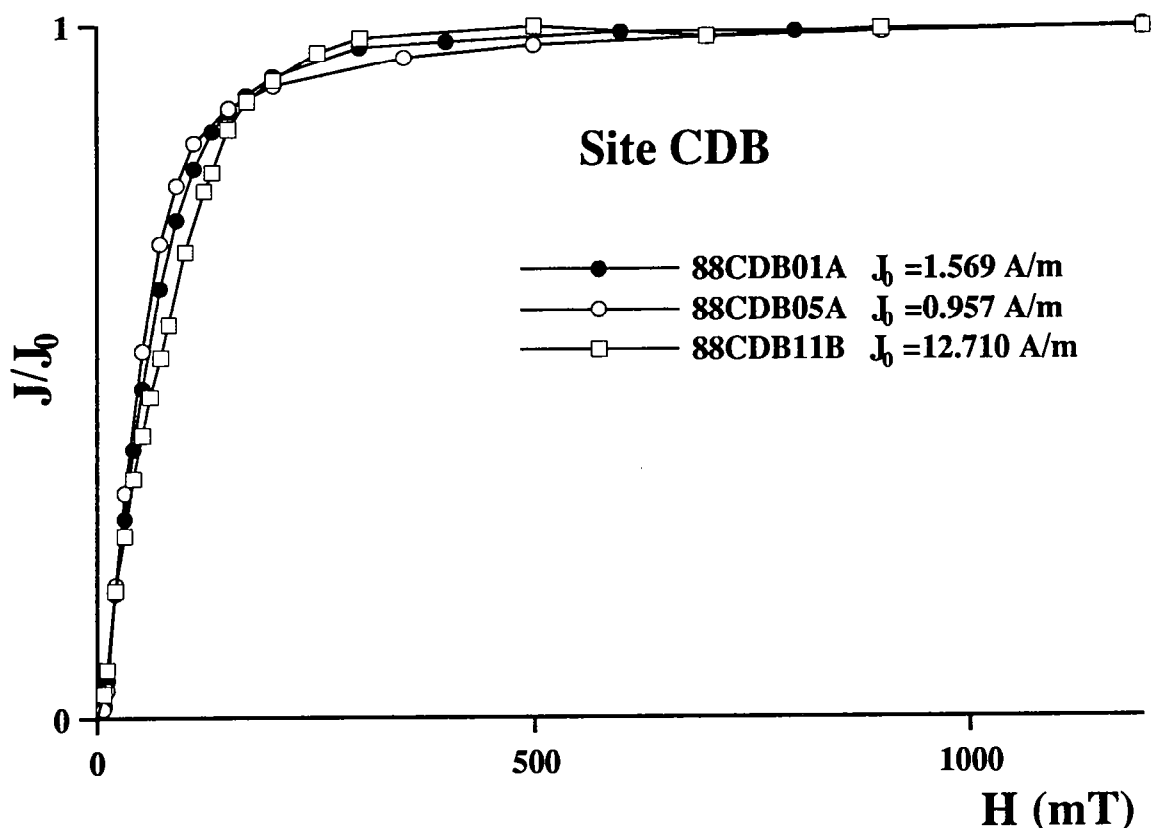


Fig.IV-20: Courbes d'acquisitions d'ARI

Pour les trois courbes reportées, la saturation de l'aimantation est atteinte très rapidement, pour des valeurs de champ appliqué de l'ordre de 300-350mT. Ce comportement est caractéristique d'un porteur magnétique du type magnétite. Par contre les échantillons au contact (éch.1) présentent des aimantations rémanentes à saturation beaucoup plus faibles que celle observée à une certaine distance du contact (éch.11) Le comportement de l'échantillon 5, prélevé au milieu d'une enclave englobée dans le filon de dolérite semble être identique à celui de l'échantillon 1.

Expériences thermomagnétiques (Fig.IV-21)

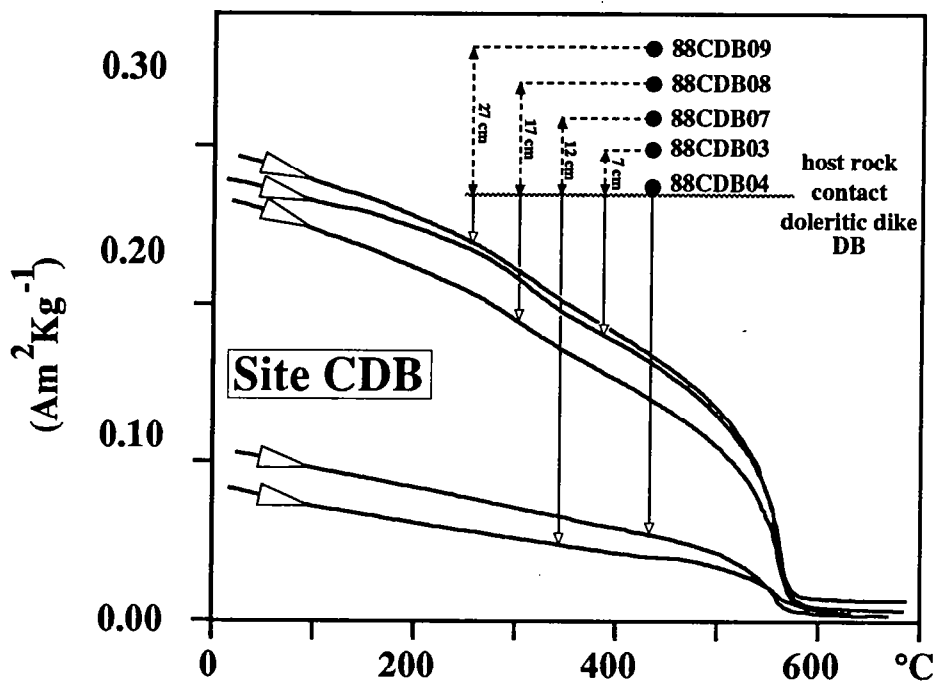


Fig.IV-21: Courbes thermomagnétiques

De même que pour les premières acquisitions d'aimantations, les courbes thermomagnétiques, à l'exception de celle de l'échantillon 3, montrent une diminution de la susceptibilité magnétique lorsque l'on s'approche du contact. On peut également noter que toutes ces courbes présentent des points de Curie très nets entre 560° et 580°C, caractéristiques de la magnétite. On observe également que la maghémite, avec un point de Curie à 300-350°C, tend à disparaître lorsque l'on s'approche du filon, de façon concomitante avec un accroissement de la contribution du paramagnétisme.

Conclusions de l'étude de la minéralogie magnétique.

Comme dans le cas du site CDO, le porteur magnétique principal est la magnétite. On observe également, à l'approche du contact, une diminution des valeurs des paramètres physiques caractéristiques (aimantation à saturation, aimantation rémanente à saturation, susceptibilité magnétique).

Il semble qu'au site CDB, comme déjà proposé pour le site CDO, la diminution des valeurs des paramètres précités soit représentative d'une diminution de la concentration (par transformation) de la magnétite au sein de la roche encaissante lorsque l'on s'approche du contact avec le filon.

c) Interprétation des résultats.

Le résultat du test de contact effectué au site CDB est globalement peu différent de celui effectué au site CDO à la différence près que la composante d'aimantation de haute température, interprétée comme primaire, est parfaitement préservée sur le dyke de dolérite du site DB et sur l'encaissant au contact (site CDB). En effet, le taux de réaimantation (composante SW à inclinaison positive faible) est moins élevé aux sites DB et CDB qu'aux sites DO et CDO. Le test de contact, effectué au site CDB est donc positif. Le comportement magnétique au site CDB lorsque l'on se rapproche du contact est similaire à celui observé au site CDO, avec une apparente diminution de la contribution de la magnétite probablement liée à une baisse de la concentration de cette dernière du fait d'une transformation en une autre phase. Malheureusement, la présence de la composante de réaimantation, aussi bien au site CDO qu'au site CDB, ne permet pas de savoir de façon certaine si la modification de la minéralogie magnétique observée à l'approche du contact filon-encaissant est due à la mise en place du filon ou à l'acquisition de la composante de réaimantation. Néanmoins, puisque l'on n'observe

pas de corrélation entre la température de blocage apparente de la composante de réaimantation et la variation des paramètres physiques du porteur magnétique à l'approche du contact, il semble raisonnable de penser que la perturbation de la magnétite est liée à la mise en place du filon.

2-3) Test de contact au site CDR

a) Désaimantations (Fig.IV-22)

Le test de contact a été effectué au contact avec le filon de dolérite du site DR. Dans l'encaissant (site CDR) et dans le filon de dolérite (site DR) on observe une composante de basse température détruite respectivement à 250°C et 350-400°C avec une forte inclinaison. Cette composante est probablement due à un traînage dans le champ magnétique ambiant avec peut-être en plus une contribution d'aimantations d'origines visqueuses. Au delà de ces températures est isolée (jusqu'à destruction des porteurs magnétiques) dans le dyke et dans l'encaissant, au contact (échantillons 11, 12, 13, 14) une seule composante, identique dans les deux cas, de déclinaison Sud et à inclinaison positive intermédiaire. Les projections orthogonales montrent des trajectoires de désaimantation qui vont à l'origine. Cette composante d'aimantation est différente de la composante d'aimantation caractéristique de l'encaissant, très bien définie aux sites F, TCF et TCFG et dont la direction est SE à inclinaison positive intermédiaire.

b) Minéralogie magnétique

Comme précédemment l'étude de la minéralogie magnétique s'est faite par l'intermédiaire d'expériences thermomagnétiques

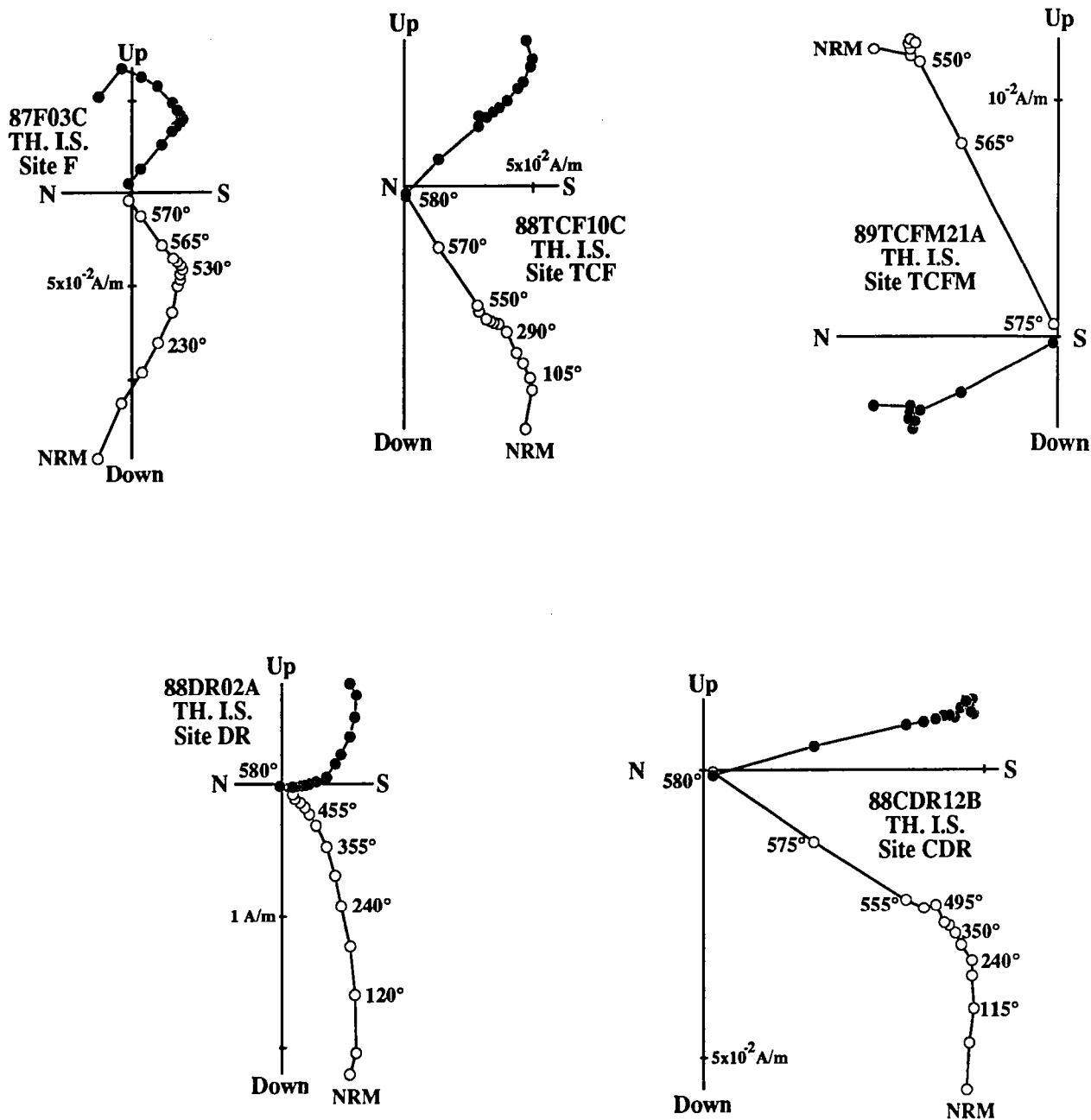


Fig.IV-22:Projections orthogonales d'échantillons des sites F, TCF, TCFM, DR et CDR

et d'expériences portant sur des premières acquisition d'aimantation.

Premières acquisitions d'aimantations (Fig.IV-23)

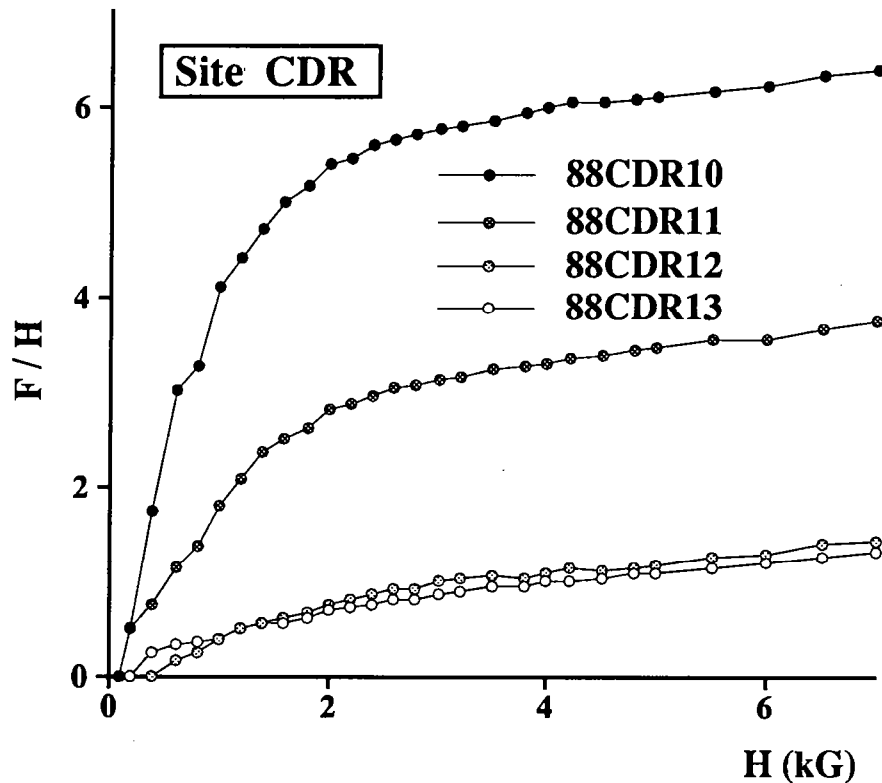


Fig.IV-23: Courbes de premières acquisitions d'aimantations

Les courbes obtenues montrent une diminution très nette et régulière de l'aimantation à saturation lorsque l'on s'approche du contact filon-encaissant. D'autre part, on ne peut distinguer la présence que d'un seul porteur magnétique.

Expériences thermomagnétiques (Fig.IV-24)

Les expériences thermomagnétiques montrent la même évolution que les expériences de première acquisition d'aimantation avec une diminution de la susceptibilité magnétique lorsque l'on s'approche du contact. Cette diminution

s'accompagne d'une disparition de la maghémite et d'une augmentation progressive de la contribution du paramagnétisme.

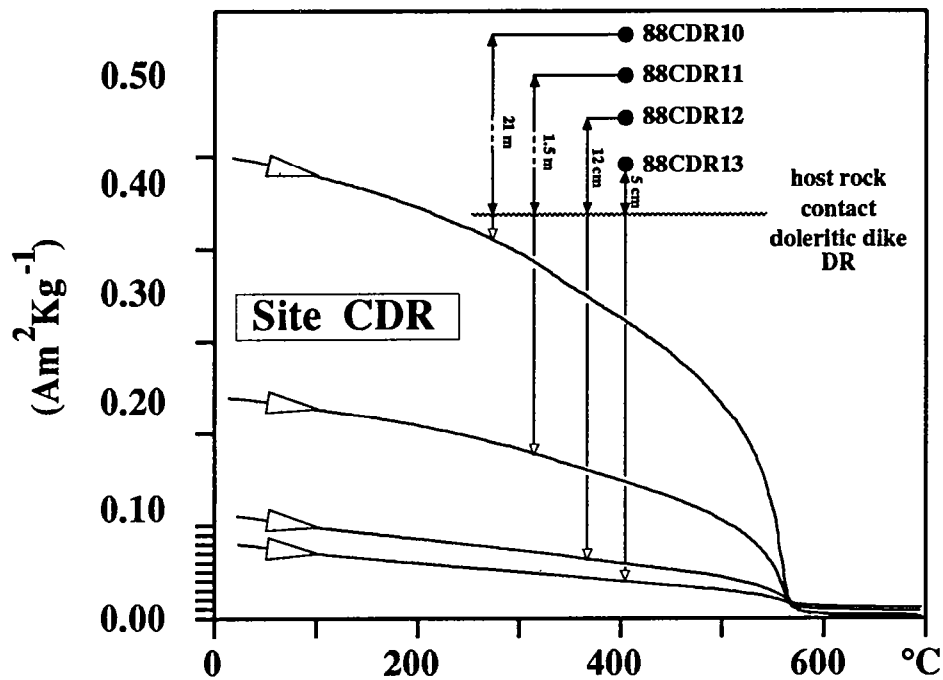


Fig.IV-24: Courbes thermomagnétiques

L'ensemble des courbes thermomagnétiques définit un point de Curie très stable aux alentours de 570°-580°C caractéristique de la magnétite. Il semble d'autre part y avoir une augmentation régulière de la susceptibilité magnétique aux températures supérieures à 580°C lorsque l'on s'approche du contact.

Conclusions de l'étude de la minéralogie magnétique

Tout comme les précédents tests de contact, le porteur magnétique principal est de la magnétite dont la concentration au sein de la roche encaissante semble diminuer à l'approche du contact, comme l'atteste la diminution des valeurs des paramètres physique caractéristiques. Cette diminution de la concentration est probablement le résultat d'une transformation de la magnétite en hématite.

c) Interprétation des résultats.

Ce test de contact présente les caractéristiques d'un test positif. La composante d'aimantation, Sud à inclinaison positive ou intermédiaire, est donc une aimantation primaire. D'autre part, à la différence des test effectués aux sites CDO et CDB on n'observe pas de réaimantation. Il semble donc clair que la perturbation des porteurs magnétiques à l'approche des contacts est provoquée par la mise en place des filons de dolérites.

2-4) Test de contact au site TCFM

Ce test de contact a été effectué au contact avec un filon de microgranite. L'étude paléomagnétique du magmatisme alcalin Eocambrien a été effectuée par Hagstrum et coll. (1979) et Perigo et coll. (1983). Aussi connaît-on très bien les directions que l'on peut s'attendre à trouver au contact.

a) Désaimantations (Fig.IV-22)

Au contact, sur les échantillons 1 à 4 et 20 à 23, on isole généralement entre 500 et 580°C une composante d'aimantation NE à inclinaison négative relativement forte dont la direction moyenne est $D=23.7$, $I = -60.1$, $k=18$, $\alpha_{95}=13.2$ (après traitement thermique). La direction antiparallèle ($D=203.7$, $I=60.1$) de celle isolée au contact est d'une part, en excellent accord avec les résultats obtenus par les auteurs précités sur les formations Eocambriennes et d'autre part très différente de la composante d'aimantation caractéristique de la roche encaissante non réchauffée (sites F et TCF). De plus, les trajectoires de désaimantation vont à l'origine en projection orthogonale.

b) Minéralogie magnétique

Des expériences thermomagnétiques ainsi que des premières acquisitions d'aimantation et des acquisitions d'ARI ont été effectuées pour l'étude de la minéralogie magnétique.

Premières acquisitions d'aimantations (Fig.IV-25)

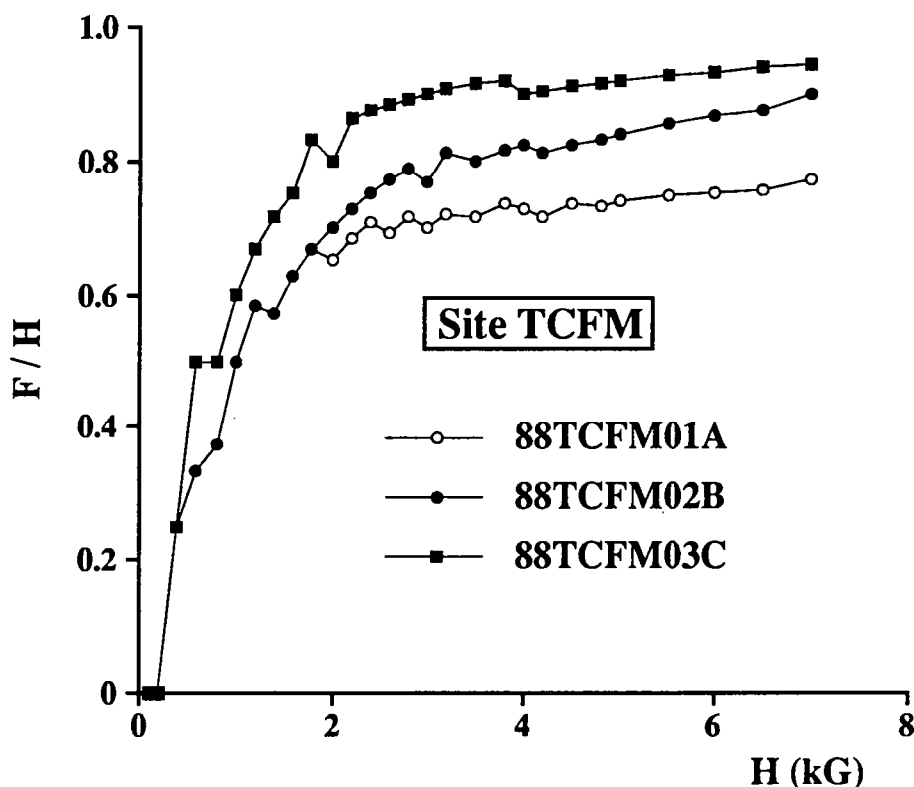


Fig.IV-25: Courbes de premières acquisitions d'aimantations

Les courbes obtenues ne font apparaître qu'une seule phase magnétique. Elles indiquent également une diminution régulière de la valeur de l'aimantation à saturation lorsque l'on s'approche du contact.

Acquisitions d'ARI (Fig.IV-26)

La saturation de l'aimantation rémanente est atteinte pour des valeurs de champs appliqués de l'ordre de 300 à 400 mT. Ce

comportement est assez caractéristique de la magnétite. Il semble également qu'il y ait une diminution de la valeur de l'aimantation rémanente à saturation lorsque l'on s'approche du filon.

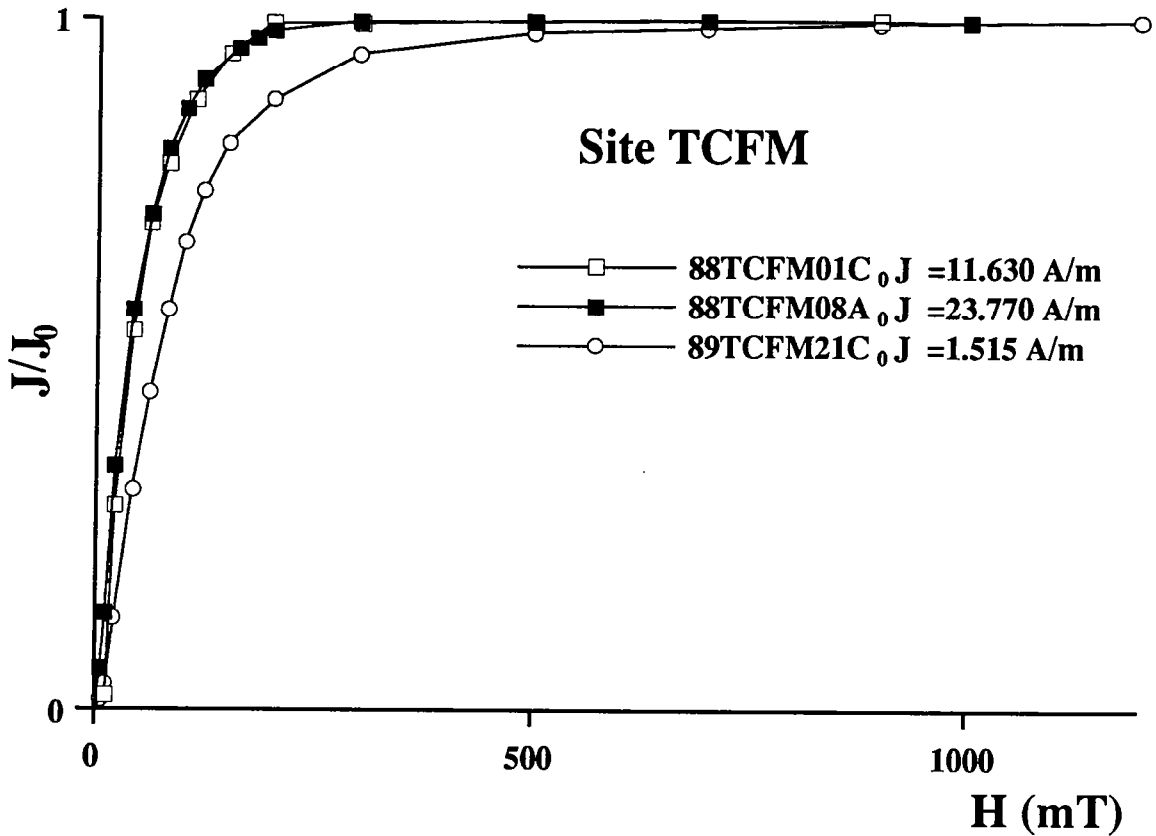


Fig.IV-26: Courbes d'acquisitions d'ARI

Expériences thermomagnétiques (Fig.IV-27)

La comparaison des courbes, en fonction de la distance au contact, ne fait pas apparaître d'évolution systématique et régulière. Néanmoins, les quatre échantillons affectés par la réaimantation (échantillons 1, 2, 3 et 4) montrent globalement une susceptibilité magnétique plus faible que celle de l'échantillon 5, non affecté par la réaimantation.

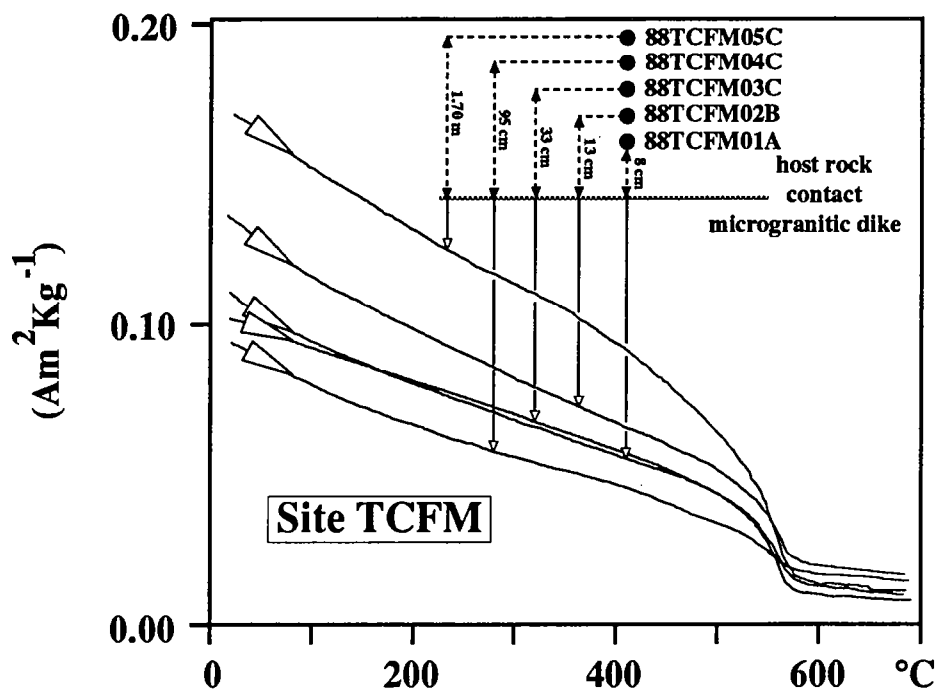


Fig.IV-27: Courbes thermomagnétiques

Toutes ces courbes thermomagnétiques font apparaître un point de Curie très net aux alentours de 570-580°C, caractéristique de la magnétite.

Conclusions de l'étude de la minéralogie magnétique.

Le porteur magnétique principal est donc une fois de plus la magnétite. Globalement sa concentration semble diminuer à l'approche du contact, comme l'indique la tendance à la diminution des valeurs de ses paramètres physiques. Cette diminution de la concentration est probablement le résultat d'une transformation minéralogique.

c) Interprétation des résultats

Ce test de contact à toutes les caractéristiques d'un test de contact positif. Comme au site CDR, il est clair que la perturbation de porteurs magnétiques est directement corrélée à la mise en place du filon de microgranite.

3) Etude géochronologique

Toutes les populations d'amphiboles sélectionnées dans le cadre de cette étude ont subi un tri manuel sous loupe binoculaire après séparation par les méthodes classiques (séparateurs magnétiques et liqueurs denses). Ce tri manuel a permis de ne garder que les fragments d'amphibole brune qui correspondent en général au coeur des cristaux de hornblende.

3-1) Site CDO

a) Echantillonnage (Fig.IV-14)

3 échantillons ont été prélevés dans le cadre de l'étude géochronologique effectuée sur les contact. L'échantillon ArCDO1 (de 0 à 7 cm du contact), du fait de très importantes transformations minéralogiques, n'a fourni qu'un fragment d'amphibole (ArCDO1, 500 μ m - 1 mm) qui a été daté à l'aide de la sonde laser.

Des populations d'amphibole ont été séparées sur les échantillons géochronologiques ArCDO2 (0 à 15 cm du contact) et ArCDO3 (40 à 50 cm du contact). Ces échantillons ont été datés par la méthode classique utilisant un four à haute fréquence. Sur l'échantillon ArCDO2 a été isolé un grain de biotite (~1mm) appelé ArCDO2B qui a également été daté à l'aide de la sonde laser.

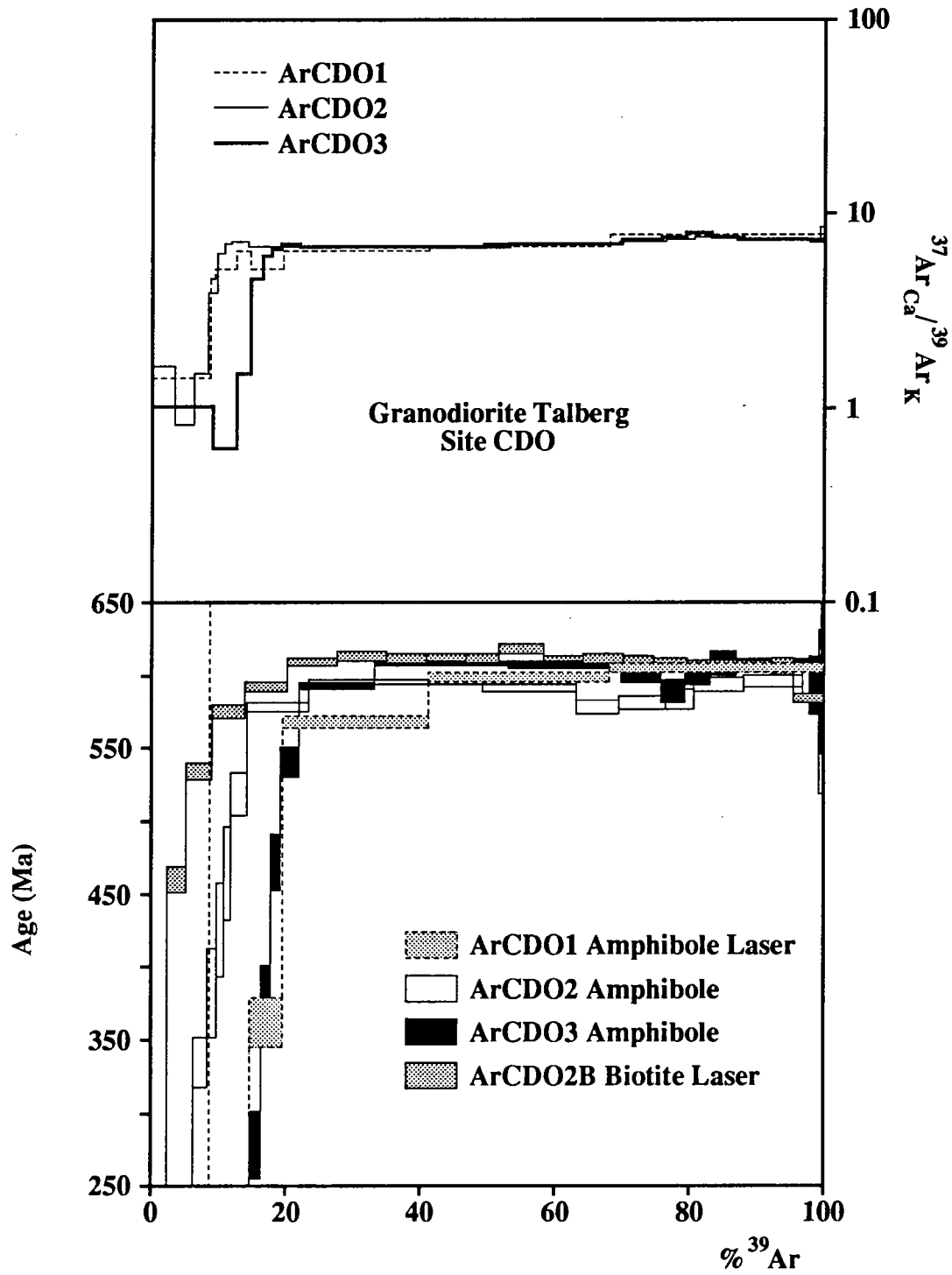


Fig.IV-28: Spectres d'âge et $\frac{^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}}{^{39}\text{Ar}_{\text{K}}}$ des échantillons du site CDO.

b) Présentation des résultats (Fig IV-28).

Le résultat concernant la datation par étapes de température sur le monocristal de biotite ArCDO2B à l'aide de la sonde laser a déjà été présenté dans le cadre de l'étude sur l'âge du batholite Nord-Trégorrois. Nous retiendrons, dans le cadre de la présente étude, que les âges de hautes températures sont significatifs (~605 Ma); Les deux populations d'amphiboles (ArCDO2 et ArCDO3) présentent des spectres d'âge très similaires à celui obtenu sur une population d'amphibole (87EAS) du site E (granodiorite de Talberg), loin de tout contact. La présentation du spectre d'âge de l'échantillon 87EAS a également été faite dans le cadre de l'étude concernant l'âge du batholite. Il faut en retenir que les âges de hautes températures semblaient également significatifs. Par analogie, nous dirons qu'il en est de même pour les spectres d'âge des populations d'amphiboles ArCDO2 et ArCDO3. Ces deux spectres d'âge présentent également une assez bonne concordance aux étapes de hautes températures, aux alentours de 600-605 Ma. Leurs âges de basses températures ne semblent pas significatifs car apparemment directement corrélés à la présence de phases secondaires riches en potassium comme le montrent les spectres $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$.

Le fragment d'amphibole ArCDO1, daté à l'aide de la sonde laser, a fourni un spectre d'âge relativement perturbé. Les âges des étapes de basse température apparaissent également corrélés à de faibles rapports $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ mesurés indiquant la présence probable de phases secondaires riches en potassium. La croissance des âges au-delà de 20% du total du $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ dégazé est corrélée à une croissance régulière des rapports $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ mesurés. L'âge de haute température (605.4 ± 3.0 Ma) est en excellent accord avec les âges des étapes de haute température

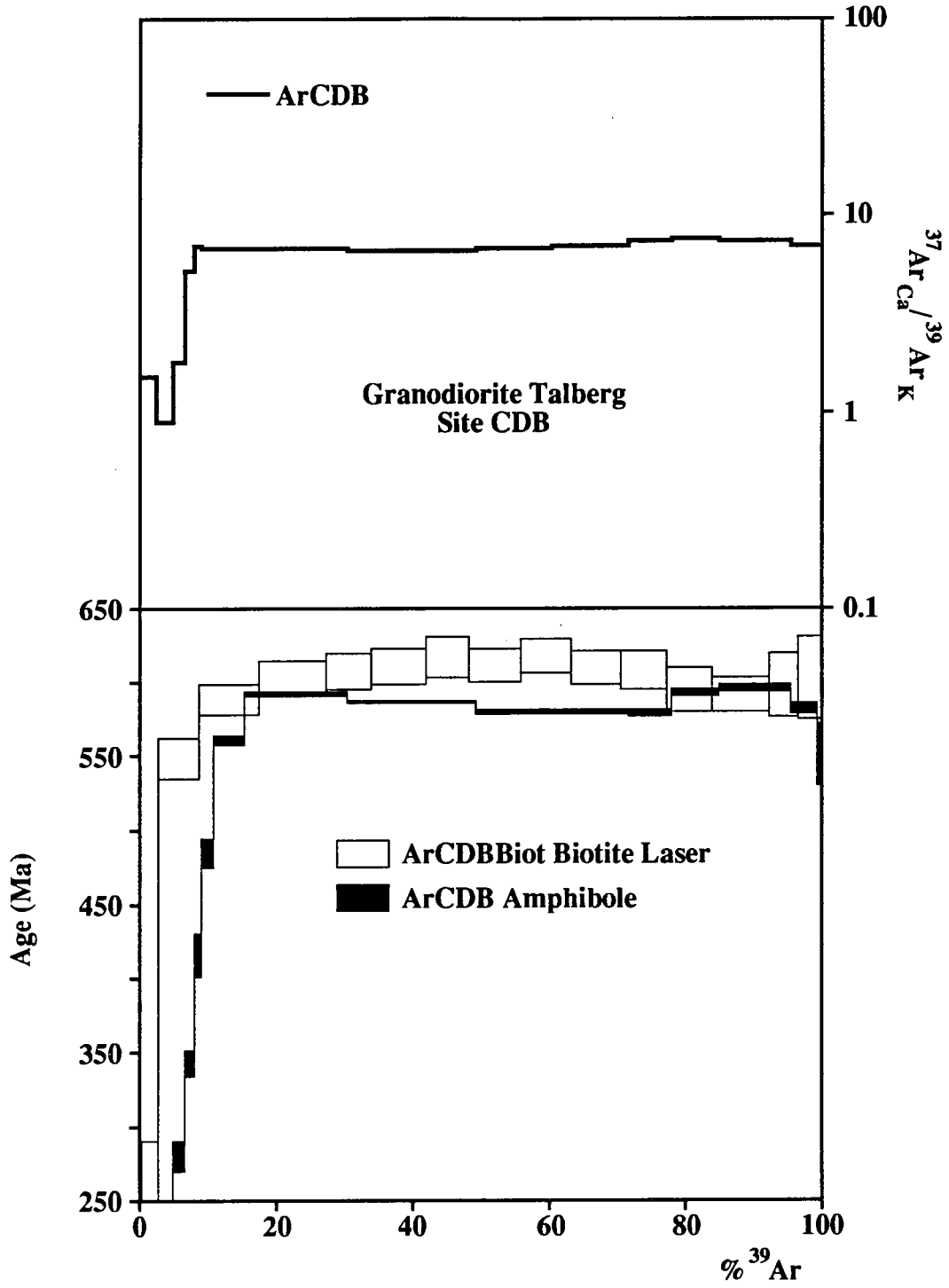


Fig.IV-29: Spectres d'âge et $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}} / ^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ des échantillons du site CDB.

obtenus sur les populations d'amphibole et sur le monocristal de biotite.

Il est frappant de constater l'excellente concordance des spectres d'âges aux étages de haute température, aux alentours de 605 Ma et ceci, finalement, quelque soit la distance au contact.

3-2) Site CDB

a) Echantillonnage (Fig.IV-14)

Deux échantillons ont été prélevés pour la géochronologie au site CDB. L'un, provenant de l'enclave de granodiorite englobée dans le filon de dolérite, n'a pu être daté du fait d'une déstabilisation totale de l'ensemble des minéraux. L'autre échantillon géochronologique, ArCDB (0 à 17 cm du contact) a fourni une population d'amphibole (ArCDB amphibole) et un morceau de cristal de biotite (300-400 μ m, ArCDBBiot).

b) Présentation des résultats (Fig.IV-29)

Le résultat de la datation par sonde laser du fragment de cristal de biotite ArCDBBiot a déjà fait l'objet d'une présentation dans le cadre de l'étude de l'âge du batholite. De même que pour l'échantillon ArCDO2B, il semble que les âges des étapes de haute température, aux alentours de 600 Ma, soient significatifs. Ils sont par ailleurs concordants avec les âges des étapes de haute température obtenues sur la population d'amphibole ArCDB. Le spectre de la population d'amphibole ArCDB est d'autre part très semblable à ceux obtenus aux sites CDO. Ainsi, les âges bas de basse température semblent, comme au site CDO, non significatifs car liés à la présence de phases secondaires riches en potassium comme l'atteste le spectre $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$.

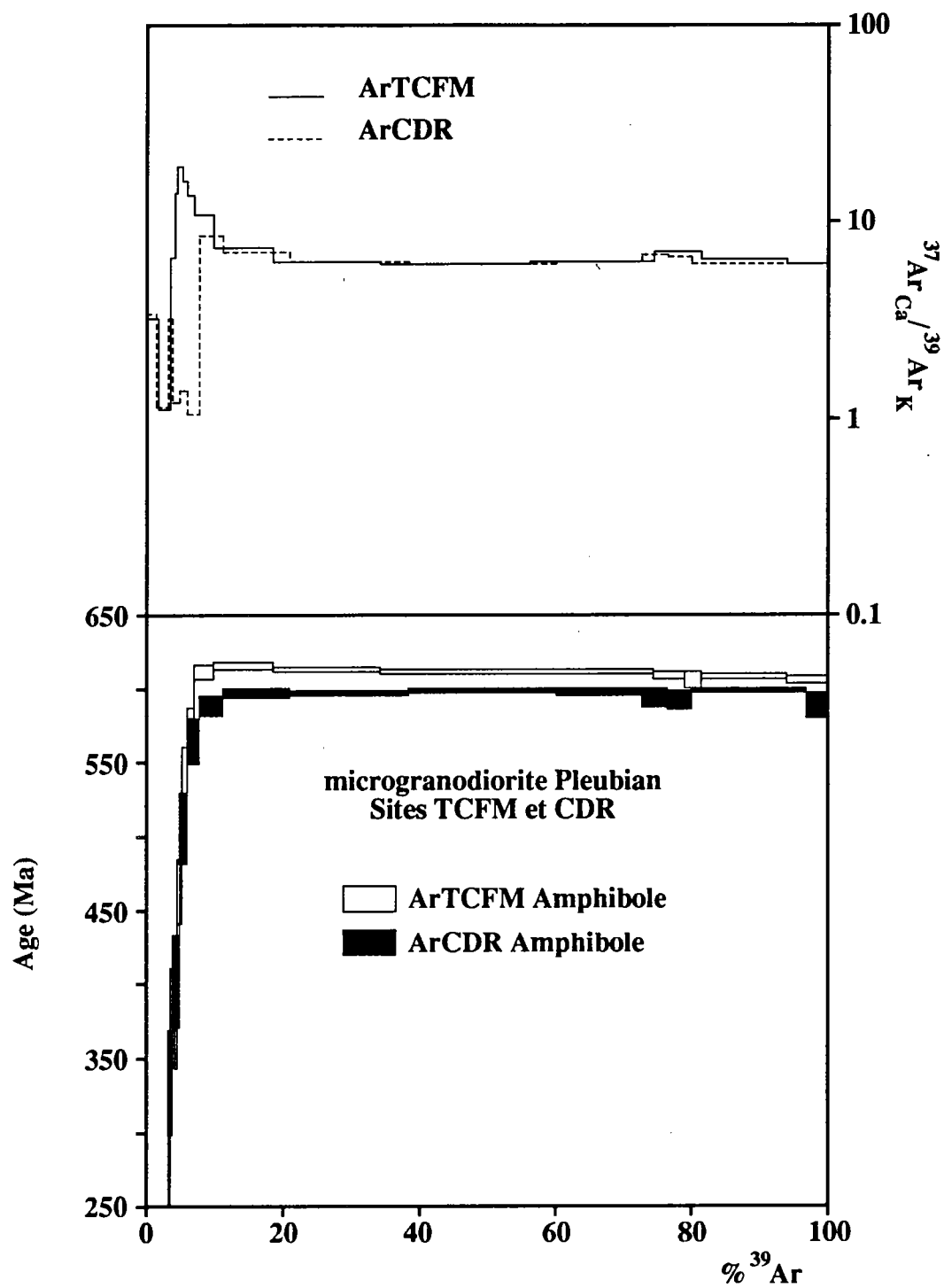


Fig.IV-30: Spectres d'âge et $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ des échantillons des sites CDR et TCFM.

3-3) Sites TCFM et CDR

a) Echantillonnage (Fig.IV-14)

Deux échantillons pour l'étude géochronologique ont été prélevés dans la microgranodiorite de Pleubian aux sites CDR et TCFM à des distances comprises entre 0 et 20 cm des contacts avec, respectivement un filon de dolérite (échantillon ArCDR) et un filon de microgranite (échantillon ArTCFM). De chacun de ces échantillons a été extraite une population d'amphibole.

b) Présentation des résultats (Fig.IV-30)

Les deux spectres d'âges obtenus présentent une forme très semblable. Les 5 à 8% de dégazage initial du $^{39}\text{Ar}_K$ sont caractérisés par des âges bas. Ces âges sont corrélés dans le cas de l'échantillon ArCDR, à de faibles rapport $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ mesurés qui caractérisent probablement le dégazage de phases secondaires riches au potassium. A l'inverse, les âges bas mesurés sur l'échantillon ArTCFM correspondent à des valeurs anormalement élevées des rapports $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ mesurés. Les derniers 92.5% du dégazage du $^{39}\text{Ar}_K$ définissent un âge plateau à 596.7 ± 1.8 Ma (2σ) caractérisé par une valeur relativement constante des rapport $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ mesurés aux alentours de 6.5. La partie correspondante du spectre d'âge de l'échantillon ArTCFM ne définit pas quant à elle d'âge plateau. On constate néanmoins que les âges apparents des étapes de haute température sont en très bon accord avec ceux de l'échantillon ArCDR.

3-4) Conclusion de l'étude géochronologique

Les spectres d'âges fournis par les populations d'amphibole de la granodiorite de Talberg, aux sites CDO et CDB, sont identiques à celui qui avait été obtenu au site E (échantillon 87EAS), loin de tout contact. D'autre part, leurs âges de haute température sont concordant entre eux et avec les âges obtenus également aux étapes de haute température sur les grains de biotite, aux alentours de 605 Ma, ainsi qu'avec ceux du grain d'amphibole ArCDO1.

Les deux populations d'amphibole de la microgranodiorite de Pleubian ont fourni également des âges de haute température concordants entre eux. La population d'amphibole ArCDR a même permis de calculer un âge plateau à 596.7 ± 1.8 Ma (2σ) sur plus de 90% du total du $^{39}\text{Ar}_K$ dégazé.

D'une façon générale, aucun des spectres d'âges obtenus ne montre de différences significatives avec les résultats préalablement obtenus dans le cadre de l'étude sur l'âge du batholite Nord Trégorrois, basée sur des échantillons prélevés généralement loin des contacts avec les formations intrusives.

4) Discussion sur l'étude géochronologique et paléomagnétique des tests de contact.

Tous les tests de contact paléomagnétiques se sont révélés positifs à l'exception du test effectué au site CDO qui s'est révélé partiellement négatif. Dans tous les cas néanmoins, l'encaissant au contact avec les filons semble avoir enregistré, d'un point de vue paléomagnétique, la mise en place de ces corps intrusifs. Cet encaissant au contact à également dans certains cas, sites CDO et CDB, subi l'effet d'une réaimantation postérieurement à la mise en place des dykes mais

dont l'origine semble néanmoins liée à la présence des filons de dolérite.

Sur le plan paléomagnétique, l'effet de l'intrusion des filons se caractérise dans l'encaissant par (1) l'acquisition d'une composante d'aimantation identique à la composante caractéristique du corps intrusif et (2) des modifications des caractéristiques de la minéralogie magnétique d'autant plus importantes que l'on s'approche du contact.

Dans la granodiorite de Talberg et la microgranodiorite de Pleubian le porteur magnétique a été identifié comme étant de la magnétite. Les modifications de la minéralogie magnétique, provoquées par l'intrusion des filons se caractérisent principalement par une diminution de la concentration de la magnétite lorsque l'on s'approche des contacts. Cette diminution de la concentration de la magnétite correspond très probablement à une transformation en hématite ou éventuellement en une autre phase riche en fer. La question que l'on doit se poser est la suivante : comment s'effectue l'acquisition de l'aimantation induite par l'intrusion des filons?

On peut raisonnablement admettre que l'augmentation de la température est le moteur principal de la réaimantation au contact. En effet, la température d'un magma basaltique à l'origine d'un filon de dolérite est très probablement supérieur à 1100-1150°C. De même des filons de microgranites, dans l'hypothèse où ils génèrent des rhyolites en surface (comme proposé par Auvray (1975) pour les microgranites de Loguivy et les rhyolites ignimbrtiques de Lézardrieux), doivent atteindre des températures de 1000°C-1100°C pour ne pas recouper leurs solidus lors de leur montée vers la surface.

L'origine thermique des réaimantations au contact avec les filons dans le cas des sites CDB, CDR et TCFM, semble confirmer par les comportements observés lors des désaimantations

thermiques. En effet, les composantes de réaimantations ont des trajectoires de désaimantation qui vont vers l'origine en projections orthogonales.

Si l'acquisition de l'aimantation s'est faite par un processus purement thermique, il est nécessaire que la température atteinte par les échantillons ait dépassé 580°C (Pullaiah et coll., 1975) puisque le porteur magnétique est de la magnétite pratiquement pure (Température de Curie égale à 570-580°C).

D'autre part, les expériences thermomagnétiques n'ont jamais fait apparaître de variations significatives de la température de Curie des porteurs magnétiques impliqués lorsque l'on s'approche des contacts. Les transformations de la minéralogie magnétique observées à l'approche des corps intrusifs correspondent donc probablement à une oxydation de la magnétite lors de l'augmentation de la température. Il est impossible de contraindre le laps de temps pendant lequel les contacts ont été chauffés par les filons puisque (1) les réaimantations observées sont toujours totales et (2) la courbe de blocage de la magnétite pure est pratiquement indépendante du temps de relaxation (Pullaiah et coll., 1975).

Les tests de contact effectués en géochronologie semblent apparemment en contradiction avec les résultats des tests de contact effectués en paléomagnétisme. En effet, les datations au contact avec les corps intrusifs ne sont pas significativement différentes de celles obtenues sur le batholite Nord-Trégorrois, loin des filons. Les échantillons prélevés dans le cadre de l'étude géochronologique des contacts ne semblent donc pas avoir enregistré les "crises thermiques" à l'origine des réaimantations en paléomagnétisme.

Plusieurs inconnues font obstacles à la résolution de ce problème. L'une d'elles, et non des moindres, est l'âge de ces

intrusions. En effet, à l'exception du filon de microgranite (site TCFM) dont l'âge de mise en place se situe aux alentours de 550Ma, l'âge des intrusions doléritiques est très mal contraint.

Il serait possible d'envisager, indépendamment des contraintes posées par les résultats paléomagnétiques et le contexte géodynamique, que l'âge des intrusions doléritiques soit très peu différent de celui du batholite Nord Trégorrois. On pourrait alors concevoir que les échantillons géochronologiques prélevés au contact avec les corps intrusifs ne présentent pas de différences d'âge significatives avec celui du batholite. Malheureusement, comme montré dans le cadre de l'étude des dolérites du Trégor, les contraintes dues, d'une part aux résultats paléomagnétiques, et d'autre part au contexte géodynamique, rendent cette hypothèse irréaliste.

Il faut donc pouvoir expliquer, qu'à la différence du système magnétique, le système isotopique s'est comporté en système clos lors de l'intrusion des filons. L'étude du système magnétique nous avait amené à conclure que l'intrusion des filons avait un effet de nature principalement thermique sur l'encaissant et que la température avait dépassé 580°C. Cette valeur est une estimation par défaut de la température réellement atteinte au contact. En effet, McClelland Brown (1981) a constaté et calculée des températures au contact de 760°C pour un filon basaltique à 1150°C de 1.25m de large intrusif dans des roches dont la température ambiante est de 150°C (Fig.IV-18).

Si l'on transpose ces conditions à la présente étude, on peut concevoir éventuellement que les amphiboles, si elles ont des températures de fermeture isotopique très élevées (>750°C) se soient comportées en système clos. Il est par contre beaucoup plus difficile d'expliquer que les biotites, dont les températures de fermeture isotopique sont beaucoup plus basses (350°-450°C; Berger et York, 1981), se soient également comportées en systèmes clos. Les données étant malheureusement

ce qu'elles sont, force est de constater que de nombreux paramètres ne sont pas maîtrisés. On ne connaît pas, en effet, la température des roches encaissantes préalablement aux intrusions. On ne maîtrise pas non plus la durée pendant laquelle les filons ont servi de conduits à l'écoulement magmatique ou le temps nécessaire au refroidissement. On peut également s'interroger sur la nature des transferts de chaleur, verticalement et latéralement. Delaney (1988) rappelle également que la température de cristallisation magmatique joue un rôle très important, principalement dans les premiers stades du refroidissement, ainsi que l'évolution de la conductivité et diffusivité thermique en fonction de la température. Quel pourrait être le rôle de la viscosité, de l'eau dans l'encaissant, de la circulation hydrothermale ? Autant de questions auquel il n'est pas possible de répondre dans le cadre de ce travail. Les problèmes soulevés par cette étude auront néanmoins permis de montrer qu'il reste beaucoup de travail à effectuer dans le domaine de la compréhension des phénomènes liés à l'acquisition d'une réaimantation ainsi que dans le cadre de l'étude comparée des températures de blocage magnétique et de fermeture isotopique.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

CONCLUSION GENERALE

Ce mémoire rassemble une série d'études conjointes paléomagnétiques et géochronologiques ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) sur des intrusions Précambriennes et Paléozoïques du Massif Armoricain. La méthodologie et le champ d'application de la méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont profondément évolués avec la mise au point, en partie dans le cadre de ce travail, d'une sonde laser utilisant un laser de puissance continue. Cette évolution technique a permis d'aborder d'une façon différente, sur le plan géochronologique, des problèmes liés à la présence d'excès d'argon, à du recul de l'argon ou à des hétérogénéités au sein de populations minérales.

Les études combinées, utilisant le paléomagnétisme et la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont montré que sous certaines conditions, il était possible de dater des paléopôles de façon très précise par comparaison des températures de blocage magnétique et de fermeture isotopique. Elle ont néanmoins souligné l'extrême rigueur nécessaire à l'attribution d'un âge à une composante d'aimantation. En effet, la méconnaissance de certains paramètres, tel que la vitesse de refroidissement des corps intrusifs, peut être à l'origine d'une mauvaise estimation de l'âge d'acquisition des composantes d'aimantation.

Par contre, une étude paléomagnétique et géochronologique effectuée dans le cadre de tests de contact a clairement montré que, contre toute attente, les système isotopiques et magnétiques d'un même échantillon pouvaient fonctionner dans le cas d'un métamorphisme de contact, de façon totalement disjointe.

Sur un plan purement paléomagnétique, les résultats obtenus confirment l'hypothèse selon laquelle le sud du

Royaume-Uni, la Tchécoslovaquie et le Massif Armoricaïn se sont comportés comme une masse continentale cohérente, appelée "plaque Armorica", durant la fin du Précambrien, dans une position proche de celle de Gondwana et ceci, semble-t-il, jusqu'à la fin du Silurien.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Adams, C.J.D., 1967. A geochronological and related isotopic study of rocks from North Western France and the Channel Islands (United Kingdom), PhD. thesis, University of Oxford.
- Adams, C.J.D., 1976. Geochronology of the Channel Islands and adjacent French mainland, *J. Geol. Soc. Lond.*, **132**, 233-250.
- Auvray, B., 1975. Relations entre plutonisme acide et volcanisme ignimbrétique: exemple des manifestations magmatiques du Nord de la Bretagne, *Pétrologie*, **1**, 125-138.
- Auvray, B., 1979. Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif Armoricaïn, Thèse d'Etat, University of Rennes.
- Auvray, B., Charlot, R. & Vidal, Ph, 1980. Données nouvelles sur le protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France): age et signification, *Can. J. Earth Sci.*, **17**, 532-538.
- Auvray, B., Macé, J., Vidal, Ph. & Van der Voo, R., 1980. Rb-Sr dating of the Plouézec volcanics, N. Brittany: implications for the age of the red beds ('séries rouges') in the northern Armorican Massif, *J. geol. Soc. London*, **137**, 195-206.
- Bachtadse, V. & Briden, J.C., (in press). Palaeomagnetic constraints on the position of Gondwana during Ordovician to Devonian times, in *Palaeozoic Biogeography and Palaeogeography*, ed. Mc Kerrow, W.S. and Scotese, C.R., Mem. Geol.Soc. London.
- Baksi, A.K., 1982. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating studies on the Tudor Gabbro, Grenville Province, Ontario: its bearing on the North American apparent polar wander path in late Proterozoic times, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **70**, 545-562.

- Barrois, Ch., 1898. Sur le gisement des roches cristallines anciennes du massif de Paimpol (2ème note). *Ann. Soc. Geol. Nord*, **XXVII**, 265-267.
- Beckinsale, R.D., Thorpe, R.S., Pankhurst, R.J. & Evans, J.A., 1981. Rb-Sr whole-rock isochron evidence for the age of the Malvern Hills complex, *J. Geol. Soc. London*, **138**, 69-73.
- Berger, G.W. & York, D., 1979. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of multicomponent magnetizations in the Archean Shelley Lake granite, northerwestern Ontario, *Can. J. Earth Sci.*, **16**, 10, 1933-1941.
- Berger, G.W. & York, D., 1981. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Thanet gabbro, Ontario: looking through the Grenvillian metamorphic veil and implications for paleomagnetism, *Can. J. Earth Sci.*, **18**, 2, 266-273.
- Berger, G.W. & York, D., 1981. Geothermometry from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating experiments, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 795-811.
- Bernard-Griffiths, J. & Le Métour, J., 1979. Age (limite Ordovicien-Silurien) de mise-en-place du massif hypovolcanique de Thouars (Massif Vendéen): Implications géologiques, *Bull. Bur. Rech. Geol. Min.*, 2^e Sér., sect. 1, 4, 365-371.
- Brereton, N.R., 1970. Corrections for interfering isotopes in the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method, *Earth Planet. Sci. Letters*, **8**, 427-433.
- Briden, J.C. & Mullan, A.J., 1984. Superimposed recent, Permo-Carboniferous and Ordovician palaeomagnetic remanence in the Builth Volcanic Series, Wales, *Earth and Planetary Science Letters*, **69**, 413-421.
- Briden, J.C., Turnell, H.B. & Watts, D.R., 1984. British paleomagnetism, Iapetus Ocean, and the Great Glen fault, *Geology*, **12**, 428-431.
- Brunhes, B., 1906. Recherches sur la direction d'aimantation des roches volcaniques, *Journal de Physique*, **5**, 705-724.

- Chauvin, A., Gillot, P.Y. & Bonhommet, N., 1990. Paleointensity of the Earth's magnetic field recorded by two late Quaternary volcanic sequences, at the Island of la Réunion (Indian Ocean), *Journal of Geophysical Research*, in press.
- Cogné, J. & Wright, A.E., 1980. L'orogène cadomien; vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-Précambriens d'Europe moyenne et occidentale, et leur signification à l'origine de la croûte et du mobilisme varisque puis alpin. In *Géologie de l'Europe*, 26ème congrès Géol. Int., 29-55.
- Cogné, J., 1959. Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France: Pentévrien et Briovérien en Baie de Saint Brieux, *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, I, 112-118.
- Cogné, J., 1974. Le Massif Armoricaïn, in: *Géologie de la France*, 1, pp. 105-161, ed. Douin, J., Debeltas.
- Cogné, J.P. & Perroud, H., 1988. Anisotropy of magnetic susceptibility as a strain gauge in the Flamanville granite, NW France, *Phys. Earth Planet. Int.*, **51**, 264-270.
- Cogné, J.P., 1988. Strain, magnetic fabric, and paleomagnetism of the deformed red beds of the Pont-Réan formation, Brittany, France, *J. geophys. Res.*, **93**, 13673-13687.
- Conde, L., E.N., & Andrade Soares de, A.A., 1974. Sur la faune meso et/ou néodévonienne des calcaires du Monte das Cortes, Odivelas (Massif de Beja), *Memorias e Noticias*, **78**, 141-145.
- Dallmeyer R.D., 1987. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age record of variably superimposed Proterozoic tectonothermal events in the Grenville Orogen, central Labrador, *Can. J. Earth Sci.*, **24**, 314-333.
- Dalrymple, G.B. & Lanphere M.A., 1969. Potassium-argon dating. Principles, techniques and applications to geochronology, ed. W.H. Freeman and company, San Francisco.

- Delaney, P.T., 1988. Heat transfer during emplacement and cooling of mafic dykes, in Mafic dykes swarms, ed. Halls, H.C. & Fahrig, W.F., Geological Association of Canada Special Paper 34, 31-46.
- Dodson, M.H., 1973. Closure temperature in cooling geogronological and petrological systems, *Contr. Mineral. and Petrol.*, **40**, 259-274.
- Duff, B.A., 1979. The palaeomagnetism of Cambro-Ordovician Redbeds, the Erquy Spilites Series and the Tregastel-Ploumanac'h Granite Complex, Armorican Massif (France and the Channel Island)., *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **59**, 345-365.
- Duff, B.A., 1980. The palaeomagnetism of Jersey volcanics and dykes and the lower paleozoic apparent wander path for Europe, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **59**, 345-365.
- Everitt, C.W.F. & Clegg, J.A., 1962. A field test of palaeomagnetic stability, *Royal Astronomical Society Geophysical Journal*, **6**, 312-319.
- Féraud, G., Gastaud, J., Auzende, J.M., Olivet, J.L. & Cornen, G., 1982. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for the alkaline volcanism and the basement of Gorringe Bank, North Atlantic Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **57**, 211-226.
- Féraud, G., York, D., Mevel, C., Cornen, G., Hall, C.M. and Auzende, J.M., 1986. Additional $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the basement and the alkaline volcanism of Gorringe Bank (Atlantic Ocean), *Earth Planet. Sci. Lett.*, **79**, 255-269.
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere, *Proc. R. Soc. London Ser.*, **A**, 295-305.
- Fitch, F.J., Miller, J.A., Evans, A.L., Grasty, R.L. & Meneisy, M.Y., 1969. Isotope age determinations on rocks from wales and the Welsh Borders, In: *The Pre-Cambrian and Lower Palaeozoic rocks of Wales*, pp. 23-45, ed. Wales University Press, A., Wood.
- Flinn, D., 1965. On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geol. Mag.*, **102**, 36-45.

- Foster D.A., Harrison, T.M. & Miller, C.F., 1989. Age, inheritance, and uplift history of the Old Woman-piute Batholith, California and implications for K-feldspar age spectra, *Journal of Geology*, **97**, 232-243.
- Freer, R., 1981. Diffusion in silicate minerals and glasses: a data digest and guide to the literature, *Contrib. Mineral. and Petrol.*, **76**, 440-454.
- Gerling E.K., Petrov, B.V. & Koltsova, T.V., 1966. A comparative study of the activation energy of argon liberation and dehydration energy in amphiboles and biotites, *Geochim. Intl.*, **3**, 295-305.
- Graviou, P., 1984. Petrogenèse des magmas calco-alcalins: Exemple des granitoides cadomiens de la région trégorroise (Massif Armoricain), Thèse de l'université de Rennes I.
- Graviou, P., Peucat, J.J., Auvray, B. & Vidal Ph., 1988. The cadomian orogeny in the northern Armorican Massif. Petrological and geochronological constraints on a geodynamic model, *Hercynica*, **IV**, 1-13.
- Guerrot, C. & Peucat, J.J., (in press), U-Pb geochronology of the late Proterozoic Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif, France, *J. Geol. Soc. London*.
- Hagstrum, J.T., Van der Voo, R., Auvray, B. & Bonhommet, N., 1979. Eocambrian-Cambrian palaeomagnetism of the Armorican Massif, France, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **61**, 489-517.
- Hailwood, E.A. & Garrett, C., 1977. Palaeomagnetism and the dynamo-thermal history of the St Peter Port Gabbro, Guernsey, *Proc. Ussher Soc.*, **4**, 26-35.
- Hanes, J.A., York, D. & Hall, C.M., 1985. An $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological and electron microprobe investigation of an Archean pyroxenite and its bearing on ancient atmospheric compositions, *Can. J. Earth. Sci.*, **22**, 947-958.

- Hargraves, R.B., Dawson, E.M. & Van Houten, F.B., 1987. Palaeomagnetism and age of mid-Palaeozoic ring complexes in Niger, West Africa, and tectonic implications, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **90**, 705-729.
- Harrison, T.M. & McDougall, I., 1981. Excess ^{40}Ar in metamorphic rocks from Broken Hill, New South Wales: implications for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra and the thermal history of the region, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **55**, 123-149.
- Harrison, T.M., 1983. Some observations of the interpretation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectra, *Chemical Geology (Isotope Geoscience section)*, **1**, 319-338.
- Heizler, M.T. & Harrison, T.M., 1988. Multiple trapped argon isotope components revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isochron analysis, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 1295-1303.
- Jones, M., 1978. Paleozoic paleomagnetism of the Armorican Massif, France, Master of Science, University of Michigan.
- Jones, M., Van der Voo, R. & Bonhommet, N., 1979. Late Devonian to Early Carboniferous Palaeomagnetic Poles from the Armorican Massif, France, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **58**, 287-308.
- Lambert, R.St.J. & Rex, D.C., 1966. Isotopic ages of minerals from the precambrian complex of the Malverns, *Nature*, **209**, 605-606.
- Lanphere, M.A. & Dalrymple, G.B., 1976. Identification of excess ^{40}Ar by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum technique, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **32**, 141-148.
- Layer, P.W., Hall, C.M. & York, D., 1987. The derivation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of single grains of hornblende and biotite by laser step-heating, *Geophysical Research letters*, **14**, 757-760.
- Leake, B.E., 1968. A catalog of analysed calciferous and subcalciferous amphiboles togetherwith their

- nomenclature and associated minerals, Geol. Soc. Amer. Spec. pap., 98p.
- Lefort, J.P. & Ribeiro, A., 1980. La faille Porto-Badajoz-Cordoue a-t-elle contrôlé l'évolution de l'océan Paléozoïque Sud-Armoricain ?, Bull. Soc. Géol. France, **22**, 455-462.
- Lefort, J.P., 1970. Etude géologique de la manche au nord du Trégor. III Géologie du substrat rocheux et morphologie, Bull. Soc. géol. mineral. Bretagne, **C**, 89-103.
- Lo, C.H. & Onstott, T.C., 1989. ^{39}Ar recoil artifacts in chloritized biotite, Geochim. Cosmochim. Acta, **53**, 2697-2711.
- Lomax, K. & Briden, J.C., 1977. Palaeomagnetic studies of the Longmyndian and other British late Precambrian/early Palaeozoic rocks, and their regional tectonic implications, J. Geol. Soc. Lond., **133**, 5-21.
- Lopez-Martinez, M. & York, D., 1982. Further thermochronometric unravelling of the age and palaeomagnetic record of the south west Grenville Province, Can. J. Earth Sci., **20**, 953-960.
- McClelland Brown, E., 1981. Paleomagnetic estimates of temperatures reached in contact metamorphism, Geology, **9**, 112-116.
- McElhinny, M.W., 1973. Paleomagnetism and plate tectonics, Cambridge University Press, 358p.
- Melenevskiy, V.N., Morozova, I.M. & Yurgina, Y.K., 1978. The migration of radiogenic argon and biotite dehydroxylation, Geochim. Intl., 7-16.
- Merrihue, C., 1965. Trace element determinations and potassium argon dating by mass spectroscopy of neutron irradiated samples. Trans. Am. Geophys. Union, **46**, 125.
- Merrihue, C.M. & Turner, G., 1966. Potassium-argon dating by activation with fast neutrons, J. Geophys. Res., **71**, 2852-2857.

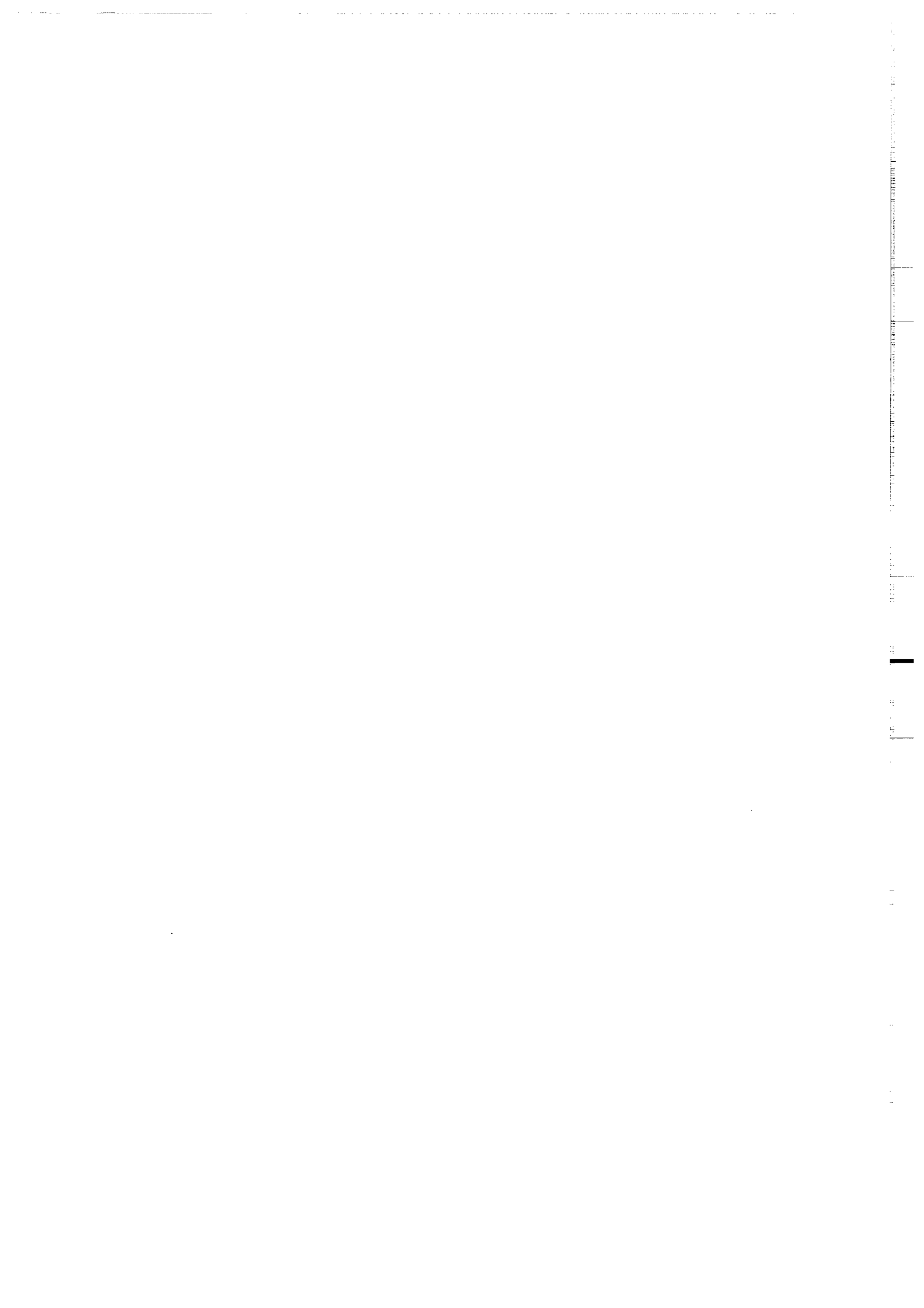
- Montigny, R., 1985. Méthode classique potassium-argon, dans 'Méthodes de Datation par les Phénomènes Nucléaires Naturels. Applications'. Chapitre XI, E. Roth et B. Poty, Ed. Masson.
- Moorbath, S. & Shackleton, R.M., 1966. Isotopic ages from the Precambrian Mona Complex of Anglesey, North Wales (Great Britain), *Earth Planet. Sci. Lett.*, **1**, 113-117.
- Muecke, G.K., Elias, P. and Reynolds, P.H., 1988. Hercynian/allegghanian overprinting of an acadian terrane: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ studies in the Meguma zone, Nova Scotia, Canada, *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **73**, 153-167.
- Mussett, A.E., 1969. Diffusion measurements and the Potassium-Argon method of dating, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **18**, 257-303.
- Onstott, T.C. & Peacock, M.W., 1987. Argon retentivity of hornblendes: A field experiment in a slowly cooled metamorphic terrane, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 2891-2903.
- Onstott, T.C., Hall, C.M. & York, D., 1989. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronometry of the Imataca complex, Venezuela, *Precambrian Research*, **42**, 255-291.
- Onstott, T.C., Sisson, V.B. & Turner, D.L., 1989. Initial argon in amphiboles from the Chugach Mountains, Southern Alaska, *Journal of Geophysical Research*, **94**, 4361-4372.
- Perigo, R., Van der Voo, R., Auvray, B. & Bonhommet, N., 1983. Paleomagnetism of late Precambrian-Cambrian volcanics and intrusions from the Armorican Massif, France, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **75**, 235-260.
- Perroud, H. & Van der Voo, 1985. Paleomagnetism of the late Ordovician Thouars Massif, Vendée Province, France, *J. geophys. Res.*, **90**, 4611-4625.
- Perroud, H., 1985. Paléomagnétisme dans l'arc ibéro-armoricain et l'orogénèse varisque en Europe Occidentale. Thèse d'état, Université de Rennes I.

- Perroud, H., 1985. Synthèse des résultats paléomagnétiques sur le Massif Armoricain, *Hercynica*, **I**, 65-71.
- Perroud, H., Auvray, B., Bonhommet, N., Macé, J. & Van der Voo, R., 1986. Paleomagnetism and K-Ar dating of lower Carboniferous dolerite dikes from norther Brittany, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **87**, 143-154.
- Perroud, H., Bonhommet, N. & Ribeiro, A., 1985. Paleomagnetism of late Palaeozoic igneous rocks from Southern Portugal. *Geophys. Res. Lett.*, **12**, 45-48.
- Perroud, H., Bonhommet, N. & Thébault, J.P., 1986. Paleomagnetism of the Ordovician Moulin de Chateaupanne formation, Vendée, western France, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **85**, 573-582.
- Perroud, H., Bonhommet, N. & Van der Voo, R., 1982. Palaeomagnetism of the Ordovician dolerites of the Crozon Peninsula (France), *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **72**, 307-319.
- Perroud, H., Calza, F. & Khattach, D., 1990. Paleomagnetism of the Silurian Volcanism at Almaden, Southern Spain, submitted to the *Journal of Geophysical. Research.*
- Piper, J.D.A., 1976. Magnetic properties of Precambrian pillow lavas of the Mona Complex and a related dyke swarm, Anglesey, Wales, *Geol. J.*, **11**, 189-201.
- Piper, J.D.A., 1982. A palaeomagnetic investigation of the Malvernian and old Radnor Precambrian, Welsh Borderlands, *Geol. J.*, **17**, 68-88.
- Pullaiah, G., Irving, E., Buchan, K.L., Dunlop, D.J., 1975. Magnetization changes caused by burial and uplift, *Earth Planet. Sci. Letters*, **28**, 133-143.
- Reynolds, P.H. & Murthy, G.S., 1983. Devonian dikes from North Central Newfoundland: A radiometric-paleomagnetic study, *Geophysical Research letters*, **10**, 432-435.
- Roddick, J.C., 1978. The application of isochron diagrams in ^{40}Ar - ^{39}Ar dating: a dicussion, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **41**, 233-244.

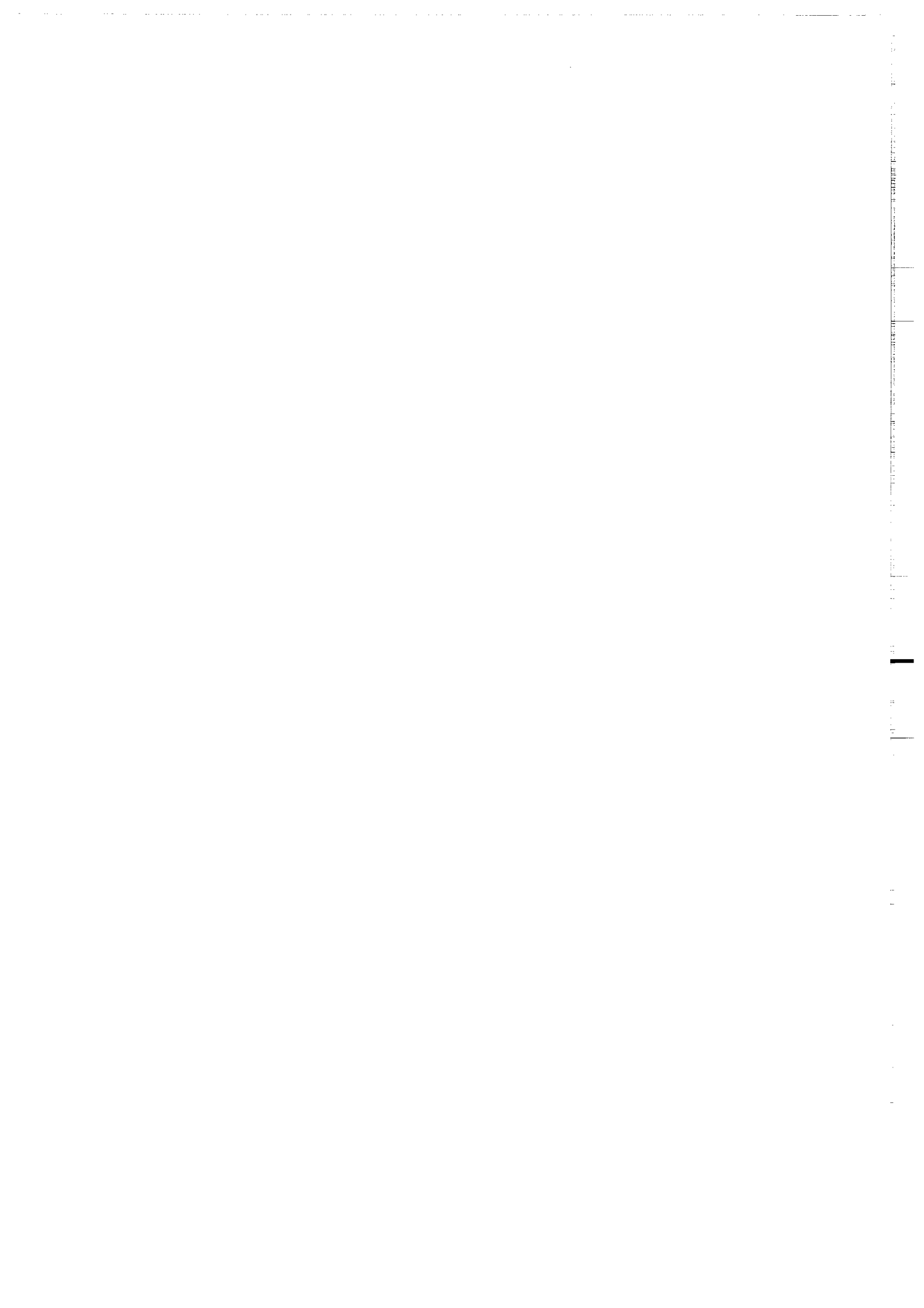
- Roddick, J.C., 1983. High precision intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standarts, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 887-898.
- Roddick, J.C., Cliff, R.A. & Rex, D.C., 1980. The evolution of excess argon in Alpine biotites. A ^{40}Ar - ^{39}Ar analysis, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **48**, 185-208.
- Ruffet, G. & Féraud, G., 1990. Interpretation of disturbed ^{40}Ar - ^{39}Ar biotite age spectra by combined use of multi-mineral dating and laser microprobe analysis, en préparation.
- Ruffet, G., Perroud, H. & Féraud, G., 1990. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of a late Proterozoic palaeomagnetic pole for the Armorican Massif (France), *Geophys. J. Int.*, **102**, 397-409.
- Samson, S.D. & Alexander, E.C. Jr., 1987. Calibration of the interlaboratory $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standart, MMhb1, Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), **66**, 27-34.
- Sanz, J., Gonzalez-Carreno, T. & Gancedo, R., 1983. On dehydroxylation mechanisms of a biotite in vacuo and in oxygen, *Phys. Chem. Minerals*, **9**, 14-18.
- Scaillet, S., Féraud, G., Ballèvre, M., Lagabriel, Y. & Ruffet, G., 1989. Laser probe dating by step heating and spot scanning on phengites from the Dora Maira nappe of the Western Alps, *Geology*, In press.
- Schmidt, P.W., Embleton, B.J.J. & Palmer, H.C., 1987. Pre- and postfolding magnetizations from the early Devonian Snowy River Volcanics and Buchan Caves Limestone, Victoria, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **91**, 155-177.
- Sigurgeirson, T., 1962. Dating recent basalt by the potassium argon method, *Rev. Phys. Lab. Univ. Iceland*.
- Smith, A.G. & Hallam, A., 1970. The fit of the southern continents, *Nature*, **225**, 139-144.
- Steiger, R.H. & Jäger, E., 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants

- in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- Tetley, N. & McDougall, I., 1978. Anomalous $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ release spectra from biotites from the Berridale batholith, New South Wales, Australia, Short Pap. Int. Conf., 4th, Geochron. Isot. Geol. Surv. Open File Rep. 78-70, 427-430.
- Thellier, E. & Thellier, O., 1959. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique, *Annls. Géophys.*, **15**, 285-376.
- Tôrre de Assunção, C.F. & Brak-Lamy J., 1950. Notas sobre a petrographia eruptiva do distrito de Beja, *Boletim do Museu e Laboratorio Mineralogico e Geologico*, **18**, 81-95.
- Turner G., 1971. ^{40}Ar - ^{39}Ar ages from the lunar Maria, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **11**, 169-191.
- Uyeda, S., Fuller, M.D., Belshé, J.C. & Girdler, R.W., 1963. Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals, *J. geophys. Res.*, **68**, 279-291.
- Van der Voo, R., 1988. Paleogeography of North America, Gondwana, and intervening displaced terranes: Comparison of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns, *Bulletin of the Geological Society of America*, **100**, 311-324.
- Velde, D., 1970. Les filons doléritiques du Nord de la Bretagne, *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XII**, 5, 843-855.
- Vidal, Ph., 1980. L'évolution polyorogénique du Massif Armoricaïn : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium, *Mem. Soc. Géol. Min. Bretagne*, **21**, 162p..
- Vidal, Ph., Auvray, B., Chauvet, J.F. & Cogné, J., 1972. L'âge radiométrique de la diorite de Saint Quay-Portrieux (Côtes du Nord). Ses conséquences sur le Briovérien de la baie de Saint-Brieuc, *C.R.A.S.*, **275**, 1323-1326.
- Westphal, M., 1976. Contribution du paléomagnétisme à l'étude des déplacements continentaux autour de la Méditerranée

- Occidentale, Thèse d'état, Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- York, D. & Lopez Martinez, M., 1986. The two-faced mica, *Geophysical Research letters*, **13**, 973-975.
- York, D., 1969. Least squares fitting of a straight line with correlated errors, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **5**, 320-324.
- York, D., 1978. A Formula describing both magnetic and isotopic blocking temperatures, *Earth Planet. Sci. Letters*, **39**, 89-93.
- York, D., Hall, C.M., Yanase, Y., Hanes, J.A. & Kenyon, W.J., 1981. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of terrestrial minerals with a continuous laser, *Geophysical Research letters*, **8**, 1136-1138.
- Zijderveld, J.D., 1967. AC demagnetization of rocks: analysis of results, in *Methods in Paleomagnetism*, 254-287, eds Collinson, D.W., Creer, K.M. & Runcorn, S.K., Elsevier, New York.



ANNEXES



ANNEXE I

Calcul du rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ et de son erreur avec prise en compte de la discrimination de masse du spectromètre.

L'expression du rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$, lorsque l'on prend en compte la discrimination de masse du spectromètre, est:

$$\left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K}\right) = \left(\frac{^{40}\text{Ar}_T}{^{39}\text{Ar}_T}\right) F_1 (1+e) - \frac{295.5 F_2 \left(\frac{^{36}\text{Ar}_T}{^{39}\text{Ar}_T}\right)}{(1+3e)} - \left(\frac{^{40}\text{Ar}_K}{^{39}\text{Ar}_K}\right)$$

avec les termes simplificateurs suivants:

$$F_1 = \frac{1}{\left(1 - \left(\frac{^{39}\text{Ar}_{Ca}}{^{37}\text{Ar}_{Ca}}\right) \left(\frac{^{37}\text{Ar}_T}{^{39}\text{Ar}_T}\right) \frac{1}{(1+2e)}\right)}$$

$$F_2 = F_1 \left(1 - \left(\frac{^{36}\text{Ar}_{Ca}}{^{37}\text{Ar}_{Ca}}\right) \left(\frac{^{37}\text{Ar}_T}{^{36}\text{Ar}_T}\right) (1+e)\right)$$

et:

$$(1+e) = \frac{\left(\frac{^{40}\text{Ar}_A}{^{36}\text{Ar}_A}\right)_v + 3 \left(\frac{^{40}\text{Ar}_A}{^{36}\text{Ar}_A}\right)_m}{4 \left(\frac{^{40}\text{Ar}_A}{^{36}\text{Ar}_A}\right)_m}$$

ou $(1+e)$ est le terme de discrimination de masse du spectromètre, qui caractérise la différence entre le rapport atmosphérique vrai $(^{40}\text{Ar}_A/^{36}\text{Ar}_A)_v$, égal à 295.5, et le rapport atmosphérique mesuré $(^{40}\text{Ar}_A/^{36}\text{Ar}_A)_m$.

Les indices se réfèrent à:

T = valeur mesurée au spectromètre de masse.

* = isotope d'origine radiogénique.

A = isotope d'origine atmosphérique (voir tableau I).

Ca = isotope produit par interaction neutronique avec un isotope du calcium.

K = isotope produit par interaction neutronique avec un isotope du potassium.

La formulation utilisée pour le calcul de l'erreur ($\sigma_{(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K)}$) sur le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ est la suivante:

$$\begin{aligned} \sigma_{\left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K}\right)}^2 &= \left(\frac{\partial\left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K}\right)}{\partial\left(\frac{^{40}\text{Ar}_K}{^{39}\text{Ar}_K}\right)}\right)^2 \sigma_{\left(\frac{^{40}\text{Ar}_K}{^{39}\text{Ar}_K}\right)}^2 + \left(\frac{\partial\left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K}\right)}{\partial\left(\frac{^{39}\text{Ar}_{Ca}}{^{37}\text{Ar}_{Ca}}\right)}\right)^2 \sigma_{\left(\frac{^{39}\text{Ar}_{Ca}}{^{37}\text{Ar}_{Ca}}\right)}^2 + \left(\frac{\partial\left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K}\right)}{\partial\left(\frac{^{36}\text{Ar}_{Ca}}{^{37}\text{Ar}_{Ca}}\right)}\right)^2 \sigma_{\left(\frac{^{36}\text{Ar}_{Ca}}{^{37}\text{Ar}_{Ca}}\right)}^2 + \left(\frac{\partial\left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K}\right)}{\partial\left(\frac{^{40}\text{Ar}_T}{^{39}\text{Ar}_T}\right)}\right)^2 \sigma_{\left(\frac{^{40}\text{Ar}_T}{^{39}\text{Ar}_T}\right)}^2 \\ &+ \left(\frac{\partial\left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K}\right)}{\partial\left(\frac{^{39}\text{Ar}_T}{^{37}\text{Ar}_T}\right)}\right)^2 \sigma_{\left(\frac{^{39}\text{Ar}_T}{^{37}\text{Ar}_T}\right)}^2 + \left(\frac{\partial\left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K}\right)}{\partial\left(\frac{^{36}\text{Ar}_T}{^{37}\text{Ar}_T}\right)}\right)^2 \sigma_{\left(\frac{^{36}\text{Ar}_T}{^{37}\text{Ar}_T}\right)}^2 + \left(\frac{\partial\left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K}\right)}{\partial(1+e)}\right)^2 \sigma_{(1+e)}^2 \end{aligned}$$

ou les dérivées partielles du terme $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$, par rapport aux différents paramètres de calcul, sont:

$$\frac{\partial\left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K}\right)}{\partial\left(\frac{^{40}\text{Ar}_K}{^{39}\text{Ar}_K}\right)} = -1$$

$$\frac{\partial\left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K}\right)}{\partial\left(\frac{^{39}\text{Ar}_{Ca}}{^{37}\text{Ar}_{Ca}}\right)} = \frac{1}{\left(\frac{^{39}\text{Ar}_{Ca}}{^{37}\text{Ar}_{Ca}}\right)} (F_1 - 1) \left(\left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K}\right) + \left(\frac{^{40}\text{Ar}_K}{^{39}\text{Ar}_K}\right) \right)$$

$$\frac{\partial\left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K}\right)}{\partial\left(\frac{^{36}\text{Ar}_{Ca}}{^{37}\text{Ar}_{Ca}}\right)} = \frac{295.5}{\left(\frac{^{36}\text{Ar}_{Ca}}{^{37}\text{Ar}_{Ca}}\right)} (F_1 - 1) \left(\frac{^{36}\text{Ar}_{Ca}}{^{37}\text{Ar}_{Ca}}\right)$$

$$\frac{\partial\left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K}\right)}{\partial\left(\frac{^{40}\text{Ar}_T}{^{39}\text{Ar}_T}\right)} = \frac{1}{\left(\frac{^{40}\text{Ar}_T}{^{39}\text{Ar}_T}\right)} \left(\frac{^{40}\text{Ar}_T}{^{39}\text{Ar}_T}\right) (1+e) F_1$$

$$\frac{\partial\left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K}\right)}{\partial\left(\frac{^{39}\text{Ar}_T}{^{37}\text{Ar}_T}\right)} = \frac{\left(\left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K}\right) + \left(\frac{^{40}\text{Ar}_K}{^{39}\text{Ar}_K}\right)\right)}{\left(\frac{^{39}\text{Ar}_T}{^{37}\text{Ar}_T}\right)} F_1$$

$$\frac{\partial\left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K}\right)}{\partial\left(\frac{^{36}\text{Ar}_T}{^{37}\text{Ar}_T}\right)} = \frac{F_1}{\left(\frac{^{36}\text{Ar}_T}{^{37}\text{Ar}_T}\right)} \left((F_1 - 1) \left(\frac{^{40}\text{Ar}_T}{^{39}\text{Ar}_T}\right) (1 + e) + (1 - F_2) \frac{295.5 \left(\frac{^{36}\text{Ar}_T}{^{39}\text{Ar}_T}\right)}{(1 + 3e)} \right)$$

$$\frac{\delta \left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K} \right)}{\delta \left(\frac{^{36}\text{Ar}_T}{^{39}\text{Ar}_T} \right)} = \frac{1}{\left(\frac{^{36}\text{Ar}_T}{^{39}\text{Ar}_T} \right)} \left(\frac{295.5 F_1}{(1 + 3e)} \left(\frac{^{36}\text{Ar}_T}{^{39}\text{Ar}_T} \right) \right)$$

$$\frac{\delta \left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K} \right)}{\delta(1 + e)} = \frac{F_1}{(1 + e)} \left(3 \left(\frac{^{40}\text{Ar}_T}{^{39}\text{Ar}_T} \right) (1+e) + \frac{295.5 \left(\frac{^{36}\text{Ar}_T}{^{39}\text{Ar}_T} \right)}{(1+3e)} - 2 \left(\left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K} \right) + \left(\frac{^{40}\text{Ar}_K}{^{39}\text{Ar}_K} \right) \right) \right)$$

ANNEXE II

Diagramme isochrone et diagramme de corrélation

On dispose des relations suivantes sur les valeurs mesurées (indice T) au spectromètre de masse:

$${}^{40}\text{Ar}_T = {}^{40}\text{Ar}^* + {}^{40}\text{Ar}_A + {}^{40}\text{Ar}_K$$

$${}^{39}\text{Ar}_T = {}^{39}\text{Ar}_K + {}^{39}\text{Ar}_{Ca}$$

$${}^{37}\text{Ar}_T = {}^{37}\text{Ar}_{Ca}$$

$${}^{36}\text{Ar}_T = {}^{36}\text{Ar}_{Ca} + {}^{36}\text{Ar}_A$$

ou les indices signifient:

* = isotope d'origine radiogénique.

A = isotope d'origine atmosphérique (voir tableau I).

Ca = isotope produit par interaction neutronique avec un isotope du calcium.

K = isotope produit par interaction neutronique avec un isotope du potassium.

Diagramme isochrone

les rapports ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ et ${}^{39}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ utilisés dans le calcul des diagrammes isochrones correspondent aux expressions suivantes:

-rapport ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$:

$$\frac{{}^{40}\text{Ar}^* + {}^{40}\text{Ar}_A}{{}^{36}\text{Ar}_A} = \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}_T}{{}^{36}\text{Ar}_T} \right) (1+4e) \frac{1}{F_2} \left(1 - \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}_K}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right) \left(\frac{{}^{39}\text{Ar}_T}{{}^{40}\text{Ar}_T} \right) \frac{1}{(1+e)} F_1 \right)$$

Cette expression sera appelée **a**.

-rapport ${}^{39}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$:

$$\frac{{}^{39}\text{Ar}_T - {}^{39}\text{Ar}_{Ca}}{{}^{36}\text{Ar}_T - {}^{36}\text{Ar}_{Ca}} = \frac{F_1}{F_2} (1+3e) \left(\frac{{}^{39}\text{Ar}_T}{{}^{36}\text{Ar}_T} \right)$$

Cette expression sera appelée **b**.

Diagramme de corrélation

les rapports $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ et $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ utilisés dans le calcul des diagrammes isochrones correspondent aux expressions suivantes:

-rapport $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$:

$$\frac{{}^{36}\text{Ar}_T - {}^{36}\text{Ar}_{Ca}}{{}^{40}\text{Ar}^* + {}^{40}\text{Ar}_A} = \frac{\left(\frac{{}^{36}\text{Ar}_T}{{}^{40}\text{Ar}_T}\right) F_2}{(1+4e) \left(1 - \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}_K}{{}^{39}\text{Ar}_K}\right) \left(\frac{{}^{39}\text{Ar}_T}{{}^{40}\text{Ar}_T}\right) \frac{1}{(1+e)} F_1\right)}$$

Cette expression sera appelée **c**.

-rapport $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$:

$$\frac{{}^{39}\text{Ar}_T - {}^{39}\text{Ar}_{Ca}}{{}^{40}\text{Ar}^* + {}^{40}\text{Ar}_A} = \frac{F_1}{\left(\left(\frac{{}^{40}\text{Ar}_T}{{}^{39}\text{Ar}_T}\right) (1+e) - \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}_K}{{}^{39}\text{Ar}_K}\right) F_1\right)}$$

Cette expression sera appelée **d**.

Des termes simplificateurs sont utilisés dans les expressions ci-dessus. Ce sont:

$$F_1 = \left(1 - \left(\frac{{}^{39}\text{Ar}_{Ca}}{{}^{37}\text{Ar}_{Ca}}\right) \left(\frac{{}^{37}\text{Ar}_T}{{}^{39}\text{Ar}_T}\right) \frac{1}{(1+2e)}\right)$$

$$F_2 = \left(1 - \left(\frac{{}^{36}\text{Ar}_{Ca}}{{}^{37}\text{Ar}_{Ca}}\right) \left(\frac{{}^{37}\text{Ar}_T}{{}^{36}\text{Ar}_T}\right) (1+e)\right)$$

et

$$(1+e) = \frac{\left(\frac{{}^{40}\text{Ar}_A}{{}^{36}\text{Ar}_A}\right)_V + 3 \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}_A}{{}^{36}\text{Ar}_A}\right)_M}{4 \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}_A}{{}^{36}\text{Ar}_A}\right)_M}$$

ou $(1+e)$ est le terme de discrimination de masse du spectromètre, qui caractérise la différence entre le rapport atmosphérique vrai $(^{40}\text{Ar}_A/^{36}\text{Ar}_A)_V$, égal à 295.5, et le rapport atmosphérique mesuré $(^{40}\text{Ar}_A/^{36}\text{Ar}_A)_M$.

La formulation générale utilisée pour le calcul des erreurs (σ_x) sur les rapports précités (**a**, **b**, **c** et **d**) est la suivante:

$$\sigma_x^2 = \left(\frac{\partial x}{\partial \left(\frac{^{40}\text{Ar}_K}{^{39}\text{Ar}_K} \right)} \right)^2 \sigma_{\left(\frac{^{40}\text{Ar}_K}{^{39}\text{Ar}_K} \right)}^2 + \left(\frac{\partial x}{\partial \left(\frac{^{39}\text{Ar}_{Ca}}{^{37}\text{Ar}_{Ca}} \right)} \right)^2 \sigma_{\left(\frac{^{39}\text{Ar}_{Ca}}{^{37}\text{Ar}_{Ca}} \right)}^2 + \left(\frac{\partial x}{\partial \left(\frac{^{36}\text{Ar}_{Ca}}{^{37}\text{Ar}_{Ca}} \right)} \right)^2 \sigma_{\left(\frac{^{36}\text{Ar}_{Ca}}{^{37}\text{Ar}_{Ca}} \right)}^2 + \left(\frac{\partial x}{\partial (^{40}\text{Ar}_T)} \right)^2 \sigma_{(^{40}\text{Ar}_T)}^2$$

$$+ \left(\frac{\partial x}{\partial (^{39}\text{Ar}_T)} \right)^2 \sigma_{(^{39}\text{Ar}_T)}^2 + \left(\frac{\partial x}{\partial (^{37}\text{Ar}_T)} \right)^2 \sigma_{(^{37}\text{Ar}_T)}^2 + \left(\frac{\partial x}{\partial (^{36}\text{Ar}_T)} \right)^2 \sigma_{(^{36}\text{Ar}_T)}^2 + \left(\frac{\partial x}{\partial (1+e)} \right)^2 \sigma_{(1+e)}^2$$

ou les dérivées partielles des termes **a**, **b**, **c** et **d** par rapport aux différents paramètres de calcul sont:

$$\frac{\partial a}{\partial \left(\frac{^{40}\text{Ar}_K}{^{39}\text{Ar}_K} \right)} = -b$$

$$\frac{\partial a}{\partial \left(\frac{^{39}\text{Ar}_{Ca}}{^{37}\text{Ar}_{Ca}} \right)} = \frac{(1-F_2)}{F_2} \left(\frac{^{40}\text{Ar}_K}{^{39}\text{Ar}_K} \right) \left(\frac{^{36}\text{Ar}_{Ca}}{^{37}\text{Ar}_{Ca}} \right)$$

$$\frac{\partial a}{\partial \left(\frac{^{36}\text{Ar}_{Ca}}{^{37}\text{Ar}_{Ca}} \right)} = \frac{a}{\left(\frac{^{36}\text{Ar}_{Ca}}{^{37}\text{Ar}_{Ca}} \right)} \frac{(1-F_2)}{F_2}$$

$$\frac{\partial a}{\partial (^{40}\text{Ar}_T)} = \frac{1}{F_2} \frac{1}{^{40}\text{Ar}_T} \left(\frac{^{40}\text{Ar}_T}{^{36}\text{Ar}_T} \right) (1+4e)$$

$$\frac{\partial a}{\partial (^{39}\text{Ar}_T)} = \frac{1}{^{39}\text{Ar}_T} \left(\frac{^{40}\text{Ar}_K}{^{39}\text{Ar}_K} \right) \left(-b + \frac{(1-F_2)}{F_2} \left(\frac{^{39}\text{Ar}_{Ca}}{^{37}\text{Ar}_{Ca}} \right) \left(\frac{^{36}\text{Ar}_{Ca}}{^{37}\text{Ar}_{Ca}} \right) \right)$$

$$\frac{\partial a}{\partial (^{37}\text{Ar}_T)} = \frac{1}{^{37}\text{Ar}_T} \frac{1}{F_2} \left(\left(\frac{^{40}\text{Ar}_T}{^{36}\text{Ar}_T} \right) (1+4e) \frac{(1-F_2)}{F_2} + b \left(\frac{^{40}\text{Ar}_K}{^{39}\text{Ar}_K} \right) \frac{(F_2-F_1)}{F_1} \right)$$

$$\frac{\partial a}{\partial (^{36}\text{Ar}_T)} = \frac{-1}{^{36}\text{Ar}_T} \frac{a}{F_2}$$

$$\frac{\partial a}{\partial (1+e)} = \frac{1}{(1+e)} \frac{1}{F_1 F_2} \left(a(F_1 + 2F_2) - \left(\frac{^{40}\text{Ar}_T}{^{36}\text{Ar}_T} \right) (1+4e) (2 + F_1) \right)$$

$$\frac{\partial b}{\partial \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}_K}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right)} = 0$$

$$\frac{\partial b}{\partial \left(\frac{{}^{39}\text{Ar}_{Ca}}{{}^{37}\text{Ar}_{Ca}} \right)} = \frac{1}{\left(\frac{{}^{39}\text{Ar}_{Ca}}{{}^{37}\text{Ar}_{Ca}} \right)} b \frac{(F_1 - 1)}{F_1}$$

$$\frac{\partial b}{\partial \left(\frac{{}^{36}\text{Ar}_{Ca}}{{}^{37}\text{Ar}_{Ca}} \right)} = \frac{1}{\left(\frac{{}^{36}\text{Ar}_{Ca}}{{}^{37}\text{Ar}_{Ca}} \right)} b \frac{(1 - F_2)}{F_2}$$

$$\frac{\partial b}{\partial ({}^{40}\text{Ar}_T)} = 0$$

$$\frac{\partial b}{\partial ({}^{39}\text{Ar}_T)} = \frac{1}{{}^{39}\text{Ar}_T} \frac{b}{F_1}$$

$$\frac{\partial b}{\partial ({}^{37}\text{Ar}_T)} = \frac{1}{{}^{37}\text{Ar}_T} \frac{b(F_1 - F_2)}{F_1 F_2}$$

$$\frac{\partial b}{\partial ({}^{36}\text{Ar}_T)} = \frac{1}{{}^{36}\text{Ar}_T} \left(\frac{-b}{F_2} \right)$$

$$\frac{\partial b}{\partial (1+e)} = \frac{1}{(1+e)} b \left(3 + \frac{1}{(1+3e)} \left(\frac{1 - F_2}{F_2} \right) \right)$$

$$\frac{\partial c}{\partial \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}_K}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right)} = cd$$

$$\frac{\partial c}{\partial \left(\frac{{}^{39}\text{Ar}_{Ca}}{{}^{37}\text{Ar}_{Ca}} \right)} = \frac{\left(\frac{{}^{40}\text{Ar}_K}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right)}{\left(\frac{{}^{39}\text{Ar}_{Ca}}{{}^{37}\text{Ar}_{Ca}} \right)} cd \left(\frac{1 - F_1}{F_1} \right)$$

$$\frac{\partial c}{\partial \left(\frac{{}^{36}\text{Ar}_{Ca}}{{}^{37}\text{Ar}_{Ca}} \right)} = \frac{c}{F_2} \frac{(F_2 - 1)}{\left(\frac{{}^{36}\text{Ar}_{Ca}}{{}^{37}\text{Ar}_{Ca}} \right)}$$

$$\frac{\partial c}{\partial ({}^{40}\text{Ar}_T)} = \frac{-1}{{}^{40}\text{Ar}_T} \left(c + \left(\frac{{}^{39}\text{Ar}_K}{{}^{40}\text{Ar}_K} \right) bc^2 \right)$$

$$\frac{\partial c}{\partial({}^{39}\text{Ar}_T)} = \frac{1}{{}^{39}\text{Ar}_T} \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}_K}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right) \frac{bc^2}{F_1}$$

$$\frac{\partial c}{\partial({}^{37}\text{Ar}_T)} = \frac{1}{{}^{37}\text{Ar}_T} \left(\left(\frac{F_2 - 1}{F_2} \right) c + \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}_K}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right) \left(\frac{F_1 - 1}{F_1} \right) bc^2 \right)$$

$$\frac{\partial c}{\partial({}^{36}\text{Ar}_T)} = \frac{1}{{}^{36}\text{Ar}_T} \left(\left(\frac{1 - F_2}{F_2} \right) c + c \right)$$

$$\frac{\partial c}{\partial(1+e)} = \frac{1}{(1+e)} \left(\left(\frac{F_2 - 1}{F_2} \right) c - \left(c + \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}_K}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right) bc^2 \frac{(-2 + 3F_1)}{F_1} \right) \right)$$

$$\frac{\partial d}{\partial \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}_K}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right)} = d^2$$

$$\frac{\partial d}{\partial \left(\frac{{}^{39}\text{Ar}_{Ca}}{{}^{37}\text{Ar}_{Ca}} \right)} = \frac{(F_1 - 1)}{\left(\frac{{}^{39}\text{Ar}_{Ca}}{{}^{37}\text{Ar}_{Ca}} \right)} \left(\frac{d}{F_1} + \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}_K}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right) F_1 \right) \frac{d^2}{F_1^2}$$

$$\frac{\partial d}{\partial \left(\frac{{}^{36}\text{Ar}_{Ca}}{{}^{37}\text{Ar}_{Ca}} \right)} = 0$$

$$\frac{\partial d}{\partial({}^{40}\text{Ar}_T)} = \frac{-1}{{}^{40}\text{Ar}_T} \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}_T}{{}^{39}\text{Ar}_T} \right) (1+e) \frac{d^2}{F_1}$$

$$\frac{\partial d}{\partial({}^{39}\text{Ar}_T)} = \frac{1}{{}^{39}\text{Ar}_T} \left(\left(\frac{{}^{40}\text{Ar}_K}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right) + F_1 - 1 \right) \frac{d}{F_1}$$

$$\frac{\partial d}{\partial({}^{37}\text{Ar}_T)} = \frac{1}{{}^{37}\text{Ar}_T} \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}_K}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right) \left(\frac{F_1 - 1}{F_1} \right) d^2$$

$$\frac{\partial d}{\partial({}^{36}\text{Ar}_T)} = 0$$

$$\frac{\partial d}{\partial(1+e)} = \frac{1}{(1+e)} \left(\frac{(1 - 2F_1)}{F_1} d + \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}_K}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right) (3F_1 - 2) \right)$$

Les droites isochrones, définies dans les diagrammes isochrones ou dans les diagrammes de corrélation, ainsi que

les intercepts de ces droites avec les axes des diagrammes, sont calculées par la méthode des moindres carrés (avec erreurs corrélées) de York (1969). Le principe de la méthode ne sera pas développé dans ce mémoire. Néanmoins, un bref rappel concernant le principe de calcul du coefficient de corrélation sera fait ici. En effet, dans le diagramme isochrone ou dans le diagramme de corrélation, les erreurs sur l'ordonnée (Q) (respectivement $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ et $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) sont corrélées avec les erreurs sur l'abscisse (T) (respectivement $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ et $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$)

Le coefficient de corrélation est défini par la relation:

$$r(Q, T) = \frac{\text{Cov}(Q, T)}{\sigma_Q \sigma_T}$$

ou σ_Q et σ_T , respectivement les erreurs sur l'ordonnée et l'abscisse, et $\text{Cov}(Q, T)$, la covariance, s'écrivent:

$$\sigma_Q^2 = \sum_{j=1}^m \left(\frac{\partial(Q)}{\partial(P_j)} \right)^2 \sigma_{P_j}^2$$

$$\sigma_T^2 = \sum_{j=1}^m \left(\frac{\partial(T)}{\partial(P_j)} \right)^2 \sigma_{P_j}^2$$

$$\text{Cov}(Q, T) = \sum_{j=1}^m \left(\frac{\partial(Q)}{\partial(P_j)} \right) \left(\frac{\partial(T)}{\partial(P_j)} \right) \sigma_{P_j}^2$$

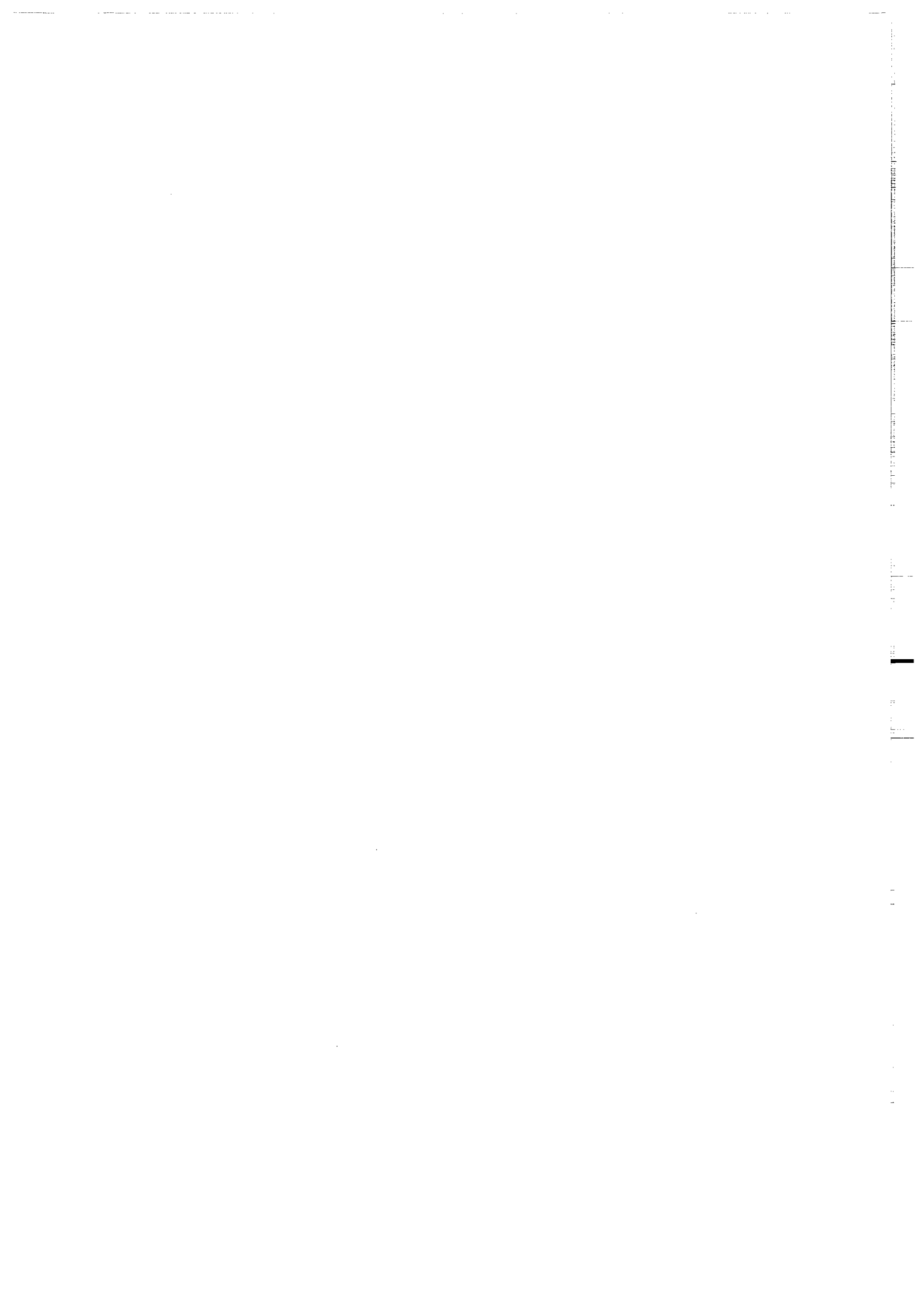
$\partial(Q)/\partial(P_j)$ et $\partial(T)/\partial(P_j)$ étant les dérivées partielles (calculées précédemment) par rapport aux m paramètres de calcul P_j définis par:

$$P_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_{j,i}$$

ou n est le nombre d'étapes utilisées pour le calcul et $P_{j,i}$ le paramètre j de l'étape i.

Les erreurs sur les paramètres de calcul sont calculées par la formule suivante:

$$\sigma_{P_j}^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (P_{j,i} - P_j)^2$$



ANNEXE III

Modélisation d'un spectre d'âge perturbé par une perte d'argon radiogénique par diffusion volumique

Soit T_I l'âge intégré de la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par étapes de température. Cet âge intégré est la moyenne des âges apparents de chacune des étapes de température, pondérés par la quantité correspondante de $^{39}\text{Ar}_K$ dégazée.

Si l'on suppose un âge T_B pour la fermeture du système isotopique étudié et un âge T_C pour la crise thermique, la fraction de $^{40}\text{Ar}^*$ perdue du fait de cette dernière s'écrit :

$$F_c = \frac{e^{\lambda T_B} - e^{\lambda T_I}}{e^{\lambda T_B} - e^{\lambda T_C}}$$

avec $\lambda = \lambda_e + \lambda_\beta$.

L'expression exacte de la fraction de $^{40}\text{Ar}^*$ perdue lors de la crise thermique, si l'on suppose qu'elle a une durée t , a été déterminée par Carlaw et Jaeger (1959) pour un cylindre de rayon a et de longueur infinie. Elle s'écrit :

$$F = 1 - 4 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{\alpha_n^2} e^{-\alpha_n^2 B t}$$

$$\text{avec } B = \frac{D}{a^2}$$

ou D est la constante de diffusion qui dépend (1) de la température atteinte lors de la crise thermique et (2) des propriétés physiques du minéral étudié et α_n la $n^{\text{ième}}$ racine de l'équation de Bessel $J_0(X)=0$.

Cette équation est d'un intérêt limité car la convergence des séries infinies n'est bonne que dans le cas de taux de diffusion importants. Pour des pertes par diffusion modérées ($0 \leq F \leq 0.6$), Crank (1957) propose d'utiliser la formulation suivante :

$$F = \frac{4}{\sqrt{\pi}} \left(\frac{Dt}{a^2} \right)^{\frac{1}{2}} - \left(\frac{Dt}{a^2} \right)$$

alors que pour des pertes plus importantes ($0.6 \leq F \leq 1$) Musset (1969) propose d'utiliser le premier terme de la série (2):

$$F = 1 - \frac{4}{\alpha_1^2} e^{-\alpha_1^2 \left(\frac{Dt}{a^2} \right)}$$

ou α_1 est la première racine de l'équation de Bessel $J_0(X)=0$.

Des équations (3) et (4) on peut déduire aisément le terme Dt/a^2 , appelé D_c , qui caractérise la crise thermique ayant provoquée une perte F_c :

$$0 \leq F_c \leq 0.6 \quad D_c = \frac{8}{\pi} - F_c - \frac{4}{\sqrt{\pi}} \sqrt{\frac{4}{\pi} - F_c}$$

$$0.6 \leq F_c \leq 1 \quad D_c = \frac{-1}{\alpha_1^2} \ln \left(\left(\frac{\alpha_1^2}{4} \right) (1 - F_c) \right)$$

F_c étant calculé à partir de l'équation (1).

La méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par paliers de température est une expérience de diffusion (supposée volumique) qui provoque, à chaque étape de température, une perte partielle jusqu'à une perte totale lors de la fusion du mineral. Cette expérience a donc une forme récursive.

Soit n le numéro de l'étape de température. Supposons que la quantité de $^{39}\text{Ar}_k$ dégazée depuis l'étape 1 soit $F(n)$, le coefficient Dt/a^2 caractérisant l'étape n , et appelé $D(n)$ est:

$$0 \leq F(n) \leq 0.6 \quad D(n) = \frac{8}{\pi} - F(n) - \frac{4}{\sqrt{\pi}} \sqrt{\frac{4}{\pi} - F(n)}$$

$$0.6 \leq F(n) \leq 1 \quad D(n) = \frac{-1}{\alpha_1^2} \ln \left(\left(\frac{\alpha_1^2}{4} \right) (1 - F(n)) \right)$$

La perte de $^{40}\text{Ar}^*$ par diffusion volumique provoquée par la méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dans l'hypothèse où l'échantillon a été perturbé par la crise thermique s'écrit (à partir des équations (3) et (4)) :

$$0 \leq F(n) + F_c \leq 0.6 \quad F_M(n) = \frac{4}{\sqrt{\pi}} (D_c + D(n))^{1/2} - (D_c + D(n))$$

$$0.6 \leq F(n) + F_c \leq 1 \quad F_M(n) = 1 - \frac{4}{\alpha_1^2} e^{-\alpha_1^2(D_c + D(n))}$$

Soit J le facteur d'irradiation correspondant à l'expérimentation modélisée. Le rapport $(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K)_n$ prédit pour l'étape n s'écrit :

$$\left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K}\right)_n = \frac{F_M(n) - F_M(n-1)}{F(n) - F(n-1)} \frac{e^{\lambda T_B} - e^{\lambda T_C}}{J} + \frac{e^{\lambda T_C} - 1}{J}$$

L'âge t_n prédit pour l'étape n est donc :

$$t_n = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + J \left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K}\right)_n \right)$$

ANNEXE IV

Calcul des températures de blocage dans le cas d'un modèle cylindrique

La méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par étapes de température est une expérience de diffusion (supposée volumique) qui provoque, à chacun des paliers de température, de durée constante t , une perte partielle jusqu'à une perte totale, réalisée lors de la fusion du minéral. L'étape de fusion est caractérisée par une diffusion infinie.

Le coefficient de diffusion D dépend de la température atteinte par le minéral étudié ainsi que des paramètres physiques de ce dernier. On appellera a la dimension caractéristique de ce minéral.

Supposons qu'à l'étape de température n incluse, la fraction de gaz ($^{40}\text{Ar}^*$, ^{39}Ar , ^{37}Ar , ^{36}Ar) libérée par le minéral depuis l'étape 1 soit $F(n)$. Des expressions de perte (F) définies par Crank (1957), pour un modèle de géométrie cylindrique, et compilées par Musset (1969), on peut déduire le coefficient de diffusion D_n qui caractérise, pour le minéral étudié, une perte $F(n)$ à la température T pendant un temps t . La formulation de ce coefficient de diffusion dépend de la valeur de $F(n)$:

$$\text{Pour } 0 \leq F(n) < 0.6 \quad \frac{D_n}{a^2} = \frac{1}{t} \left(\frac{8}{\pi} - F(n) - \frac{4}{\sqrt{\pi}} \sqrt{\left(\frac{4}{\pi} - F(n) \right)} \right) \quad (1)$$

$$\text{Pour } 0.6 \leq F(n) \leq 1 \quad \frac{D_n}{a^2} = \frac{-1}{\alpha_1^2 t} \ln \left(\frac{\alpha_1^2}{4} (1 - F(n)) \right) \quad (2)$$

ou α_1 est la première racine de l'équation de Bessel $J_0(X)=0$.

Soit $D(n)$ le coefficient de diffusion qui caractérise la perte proprement dite observée à l'étape n :

$$D(n) = D_n - D_{n-1} \quad (3)$$

De l'équation (3) et des équations (1) et (2) on peut déduire:

Pour $0 \leq F(n) < 0.6$

$$\frac{D(n)}{a^2} = \frac{1}{t} \left((F(n-1) - F(n)) - \frac{4}{\sqrt{\pi}} \left(\sqrt{\left(\frac{4}{\pi} - F(n)\right)} - \sqrt{\left(\frac{4}{\pi} - F(n-1)\right)} \right) \right)$$

Pour $0.6 \leq F(n) \leq 1$

$$\frac{D(n)}{a^2} = \frac{1}{\alpha_1^2 t} \ln \left(\frac{1 - F(n-1)}{1 - F(n)} \right)$$

Ayant calculé, pour les m paliers de température, les coefficients $D(n)/a^2$, on peut reporter les valeurs obtenues dans un diagramme d'Arrhenius ($\log(D(n)/a^2)$ en fonction de $(1000/T)$; T exprimé en degrés Kelvin). Un régime de diffusion donné, obéissant à la loi d'Arrhenius, génère dans le diagramme, l'alignement d'un certain nombre de points. En effet, l'équation d'Arrhenius peut s'écrire:

$$\ln \left(\frac{D}{a^2} \right) = \ln \left(\frac{D_0}{a^2} \right) - \left(\frac{E}{R} \right) \left(\frac{1}{T} \right)$$

L'ajustement d'une droite est effectué par la méthode des moindres carrés (York, 1969). La pente de cette droite est égale à E/R ou E est l'énergie d'activation qui caractérise le processus de diffusion et R la constante des gaz parfaits. L'intercept de la droite avec l'axe des ordonnées permet de déduire le terme D_0/a^2 ou D_0 est le coefficient de diffusion à une température infinie.

La température de blocage ou fermeture d'un système isotopique (T_c) peut être définie comme étant sa température au temps correspondant à son âge apparent. Pour une diffusion volumique obéissant à la loi d'Arrhenius, elle est donnée par (Dodson, 1973):

$$T_c = \frac{\frac{E}{R} + 2T_c}{\ln \left(\frac{A R T_c^2 \frac{D_0}{a^2}}{E \frac{dT}{dt}} \right)} = \frac{\frac{E}{R} + 2T_c}{\ln \left(\frac{A R T_c^2}{\frac{dT}{dt}} \right) - \ln(E) + \ln \left(\frac{D}{a^2} \right) + \left(\frac{E}{RT_c} \right)}$$

avec:

- A : constant numérique dépendant de la géométrie approximée du minéral étudié ($A=27$ pour un modèle cylindrique)
- dT/dt : vitesse de refroidissement du système géochronologique étudié (en $^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$)

La détermination de T_c se fait de façon itérative en injectant dans la formule, pour débiter le calcul, un valeur raisonnable de T_c .

L'erreur sur la température de blocage T_c peut être calculée par la formule suivante:

$$\sigma_{T_c}^2 = \left(\frac{\partial T_c}{\partial E} \right)^2 \sigma_E^2 + \left(\frac{\partial T_c}{\partial \ln \left(\frac{D_0}{a^2} \right)} \right)^2 \sigma_{\ln \left(\frac{D_0}{a^2} \right)}^2$$

qui permet d'obtenir:

$$\sigma_{T_c} = \frac{T_c^2}{\frac{E}{R} + 2T_c} \sqrt{\left(\frac{\sigma_E}{E} \right)^2 + \sigma_{\ln \left(\frac{D_0}{a^2} \right)}^2}$$

ANNEXE V

T (°C)	³⁹ ArK (%)	³⁷ ArCa/ ³⁹ ArK	Atmospheric (%)	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ ArK	Age (Ma)
87GBS Biotite					
500	1.21	0.3423	46.38	7.96	246.4 ± 5.6
600	11.50	0.1133	7.79	12.68	377.9 ± 1.1
650	5.65	0.0223	2.44	22.04	613.6 ± 1.6
700	12.26	0.0203	0.68	22.54	625.4 ± 1.5
750	7.79	0.0127	0.84	22.41	622.4 ± 1.2
800	4.07	0.0268	1.37	22.52	625.0 ± 2.2
850	6.47	0.0899	1.58	25.06	683.6 ± 1.3
900	20.37	0.0406	0.48	23.27	642.4 ± 1.2
950	17.37	0.0377	0.25	22.22	617.8 ± 1.2
1000	9.55	0.1052	0.53	22.06	614.2 ± 1.5
1050	3.35	0.3309	1.39	21.85	609.2 ± 2.3
1100	0.34	2.5485	8.13	22.07	614. ± 19.
Fuse	0.06	7.2644	63.60	27.36	735. ± 124.
87GAS Amphibole					
600	1.32	2.2953	88.50	7.62	236. ± 11.
750	1.53	1.5004	54.38	11.74	352.1 ± 9.0
850	1.13	6.1229	43.16	15.31	447. ± 11.
900	1.08	8.5821	26.99	18.68	532. ± 14.
950	16.21	6.5087	5.53	21.29	595.1 ± 1.4
990	23.23	6.1153	2.71	21.27	594.5 ± 1.8
1030	17.31	5.9994	2.21	21.01	588.4 ± 1.4
1060	6.57	6.1882	2.75	20.86	584.8 ± 2.3
1090	11.74	6.9499	3.03	21.20	592.7 ± 1.6
1120	5.85	6.7817	3.65	21.36	596.6 ± 1.9
1150	1.90	6.6505	7.95	21.42	598.1 ± 5.8
1210	5.66	6.5423	4.31	21.43	598.4 ± 2.2
1300	4.40	6.5200	5.12	21.48	599.5 ± 2.5
Fuse	2.06	6.6102	11.94	22.82	631. ± 22.
87GFK K-Feldspath					
500	0.18	0.0085	87.17	9.67	294. ± 18.
550	0.45	0.0054	35.40	10.07	305.1 ± 6.6
600	0.87	0.0068	18.67	10.62	320.3 ± 3.3
650	1.20	0.0056	12.32	11.15	335.0 ± 2.8
700	1.29	0.0359	30.69	10.37	313.4 ± 2.6
750	1.72	0.0081	8.37	12.06	359.7 ± 1.7
800	6.56	0.0043	3.31	12.19	363.3 ± 0.7
850	3.12	0.0049	5.70	12.06	359.7 ± 1.1
900	4.82	0.0043	5.20	12.04	359.0 ± 0.9
940	6.39	0.0043	3.96	12.22	364.0 ± 0.9
980	12.77	0.0036	2.08	12.44	370.0 ± 0.8
1020	17.27	0.0034	1.71	12.75	378.3 ± 0.8
1060	6.94	0.0036	2.64	12.74	378.1 ± 0.7
1100	4.20	0.0058	3.98	12.38	368.3 ± 1.2
1140	5.63	0.0051	2.77	12.84	380.6 ± 0.7
1200	12.91	0.0044	1.54	13.17	389.4 ± 0.9
1300	13.34	0.0070	2.08	13.38	395.0 ± 0.9
Fuse	0.34	0.0358	86.07	12.49	371. ± 12.

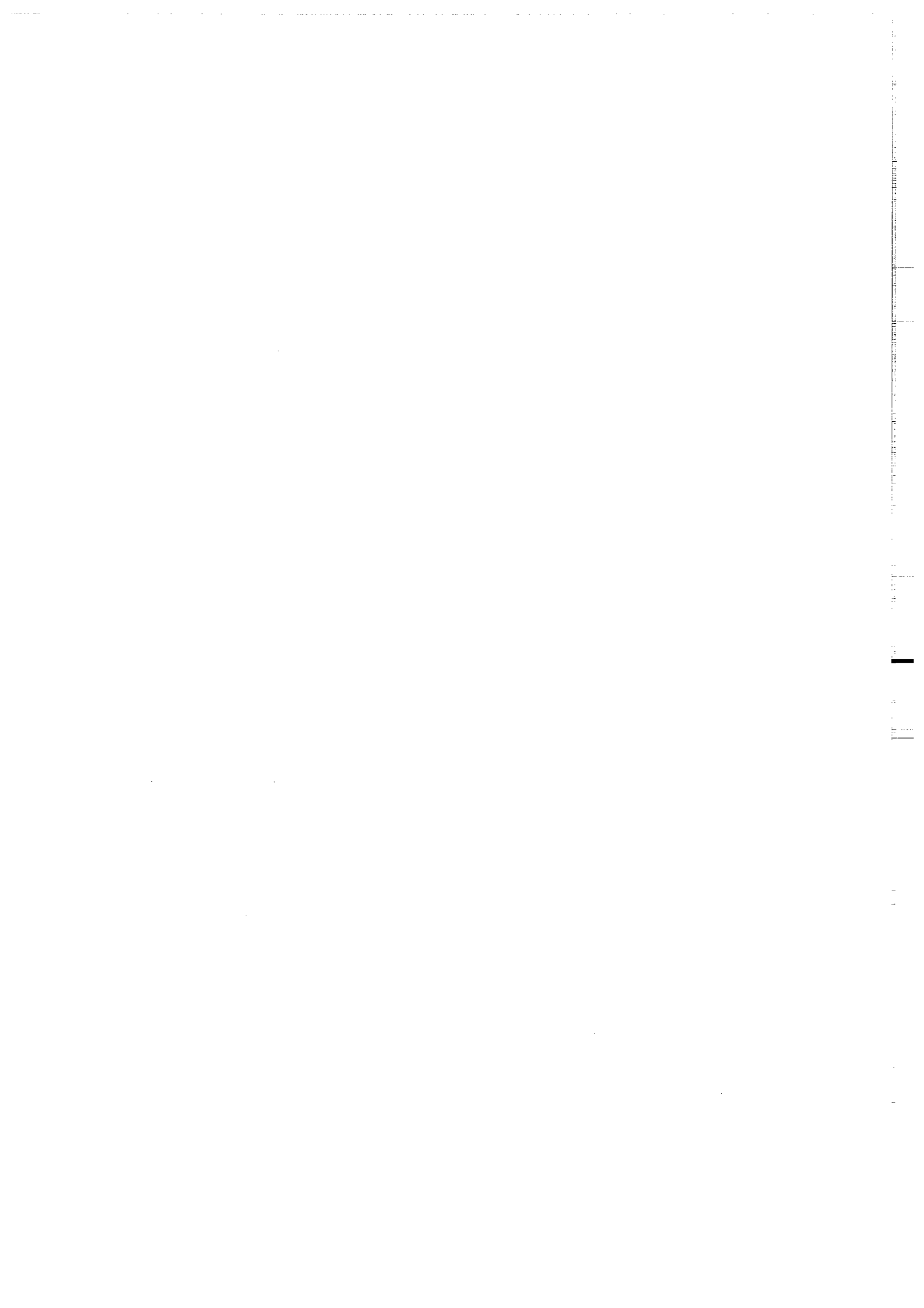
T (°C)	$^{39}\text{Ar}_K$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$	Atmospheric (%)	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Age (Ma)
-----------	---------------------------	--	--------------------	-------------------------------------	-------------

87AAS Amphibole

600	1.78	2.7988	34.80	18.09	517.2 ± 5.3
700	1.34	1.3101	24.44	19.53	552.7 ± 6.9
800	0.94	3.5893	21.63	17.55	503.7 ± 7.7
840	0.43	10.4890	18.56	23.14	639. ± 15.
870	0.65	16.6490	15.54	28.49	758.7 ± 9.1
900	0.41	15.7670	19.86	30.33	798. ± 14.
930	0.88	12.0520	13.55	25.34	689. ± 10.
960	1.96	7.5934	7.92	22.90	633.0 ± 3.7
990	7.43	6.9495	3.21	22.54	624.5 ± 2.0
1020	9.77	6.6973	2.28	22.20	616.6 ± 1.7
1050	16.56	6.7028	1.51	22.16	615.6 ± 1.7
1080	9.97	6.8644	2.07	22.18	616.0 ± 1.6
1110	10.48	7.6550	2.13	22.37	620.4 ± 1.5
1140	8.41	7.0378	2.36	22.38	620.7 ± 1.6
1170	2.27	6.9119	3.28	22.59	625.7 ± 4.9
1200	18.33	6.7680	1.82	22.42	621.7 ± 1.4
1230	5.63	6.6909	2.46	22.43	621.9 ± 2.0
1260	0.58	6.9096	9.00	22.47	623. ± 14.
Fuse	2.20	6.5772	8.76	22.48	623.1 ± 2.7

87DAS Amphibole

600	11.82	0.6823	83.45	1.09	35.8 ± 0.9
750	3.32	1.9486	62.33	7.53	233.4 ± 2.7
850	3.94	4.0340	49.46	8.96	274.6 ± 3.0
900	3.38	5.6995	21.87	15.40	449.1 ± 2.5
940	16.99	5.4809	3.66	20.77	582.6 ± 1.6
970	9.81	5.5651	2.85	21.10	590.5 ± 1.6
1000	9.45	5.9289	2.51	20.96	587.0 ± 1.5
1030	8.30	6.4332	2.49	20.91	585.8 ± 1.6
1060	10.07	6.9315	2.38	21.00	588.0 ± 2.2
1090	18.35	7.0201	1.65	21.41	597.8 ± 2.0
1120	1.59	7.1409	5.95	21.26	594.4 ± 5.0
1150	1.54	7.2962	5.15	21.58	601.8 ± 4.6
1180	0.39	6.9806	12.35	22.07	613. ± 20.
1210	0.16	7.4836	30.09	20.09	566. ± 54.
1350	0.77	7.2733	11.71	21.60	602.3 ± 8.3
Fuse	0.12	6.7684	83.82	23.88	656. ± 55.



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

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

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

- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine : évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méséta marocaine. 353 p., 244 fig., 15 pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab., (1989). 275F.
- N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.
- N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.

- N°31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.
- N°32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab., (1989). 210 F.
- N°33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab., (1989). 200 F.
- N°34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig., (1989). 400 F.
- N°35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl., (1989). 180 F.
- N°36 - A. LE CLEAC'H - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl., (1989). 100 F.
- N°37 - O. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl., (1990). 160F.
- N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl., (1990). 160F.

- N°39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl., (1990). 130F.
- N°40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150F.
- N°41 - G. RUFFET - Paléomagnétisme et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: étude combinée sur des intrusions Précambriennes et Paléozoïques du Trégor. (Massif Armoricaïn) . 261 p., 80 fig., 19 tabl., (1991). 120F.

BON DE COMMANDE

A retourner à :

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

NOM

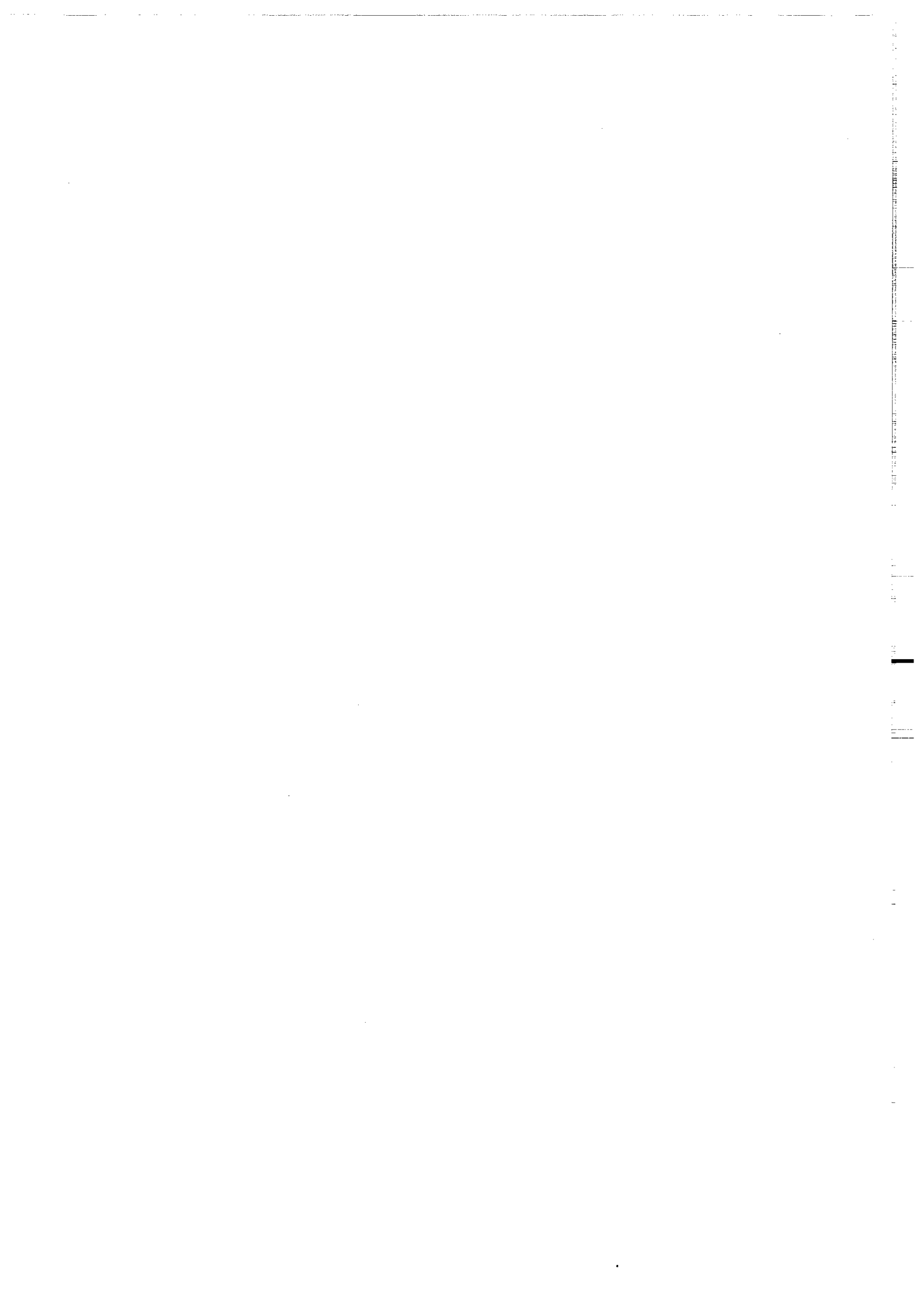
ORGANISME

ADRESSE

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL
Frais d'envoi :				
1 volume : 20,00 F.			Total	
par volume supplémentaire : 5,00 F.			Frais d'envoi	
			Montant total	

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



Résumé

Ce mémoire rassemble une série d'études conjointes paléomagnétiques et géochronologiques ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) sur des intrusions Précambriennes et Paléozoïques du Massif Armoricaïn ainsi que sur une intrusion Carbonifère Inférieur du sud Portugal.

Ces études combinées ont montré qu'il était possible de dater des paléopôles de façon très précise par comparaison des températures de blocage magnétique et de fermeture isotopique. Elles ont néanmoins souligné l'extrême rigueur nécessaire à l'attribution d'un âge à une composante d'aimantation. En effet, la méconnaissance de certains paramètres, telle que la vitesse de refroidissement des corps intrusifs, peut être à l'origine d'une mauvaise estimation de l'âge d'acquisition des composantes d'aimantation. Par contre, une étude paléomagnétique et géochronologique effectuée dans le cadre de tests de contact a clairement montré que, contre toute attente, les systèmes isotopiques et magnétiques d'un même échantillon pouvaient fonctionner dans le cas d'un métamorphisme de contact, de façon totalement disjointe.

Sur un plan purement paléomagnétique, les résultats obtenus confirment l'hypothèse selon laquelle le sud du Royaume-Uni, la Tchécoslovaquie et le Massif Armoricaïn se sont comportés comme une masse continentale cohérente, appelée "plaque Armorica", durant la fin du Précambrien, dans une position proche de celle de Gondwana et ceci, semble-t-il, jusqu'à la fin du Silurien.

D'autre part, la méthodologie et le champ d'application de la méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont profondément évolué avec la mise au point, en partie dans le cadre de ce travail, d'une sonde laser, qui a permis d'aborder d'une façon nouvelle des problèmes liés à la présence d'excès d'argon, à du recul de l'argon ou à des hétérogénéités au sein de populations minérales.

Mots clés:

paléomagnétisme, datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Massif Armoricaïn, Précambrien, Paléozoïque, blocage magnétique, fermeture isotopique, tests de contact, excès d'argon, recul d'argon, sonde laser.